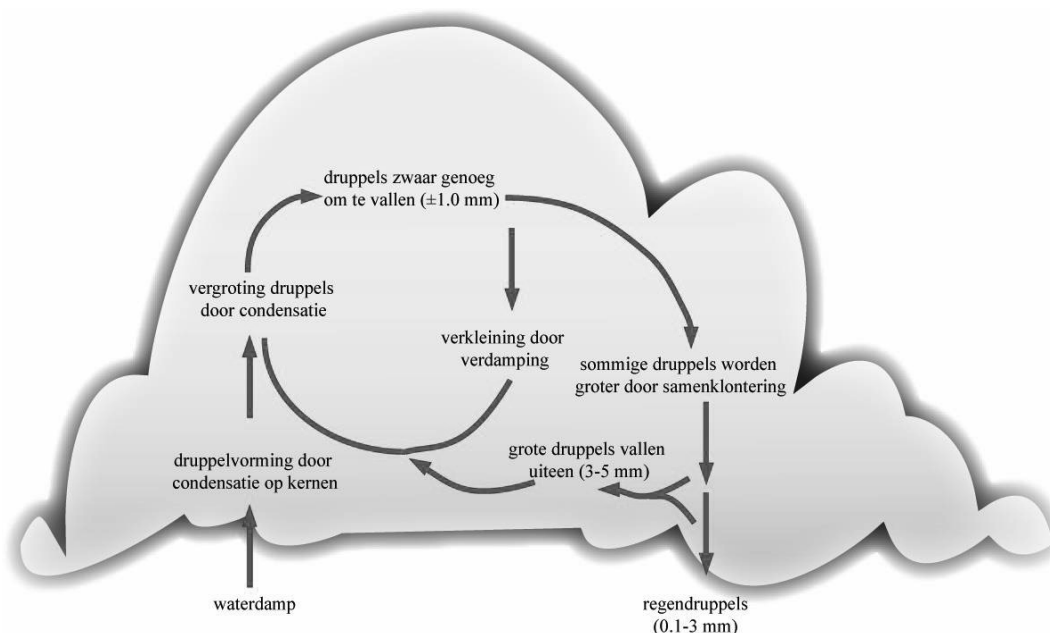


5. Neerslag

5.1. Het neerslagproces

Als de lucht afkoelt, bijvoorbeeld doordat ze als warme lucht is opgestegen, wordt de hoeveelheid waterdamp die de lucht op kan nemen kleiner. Dit heeft tot gevolg dat de lucht oververzadigd kan raken, in dat geval zal de waterdamp condenseren op kleine deeltjes in de atmosfeer. Bij het condenseren worden er kernen gevormd (*nucleation*), deze kernen groeien uit tot waterdruppels, waardoor wolken ontstaan.

Neerslag treedt vervolgens op als waterdruppels of ijsdeeltjes groot en zwaar genoeg zijn geworden om de opwaartse krachten in een wolk te overwinnen. Fig. 6.1 laat zien welke wegen het water in een wolk aflegt; de cyclus van condensatie en verdamping wordt gemiddeld tien keer doorlopen voordat een druppel de goede grootte heeft om de wolk te verlaten.



Figuur 5.1 - Condensatie-verdamping cycli in een wolk

5.2. Neerslagveroorzakende wolkstructuren

De structuur van een wolkensysteem kan gekenmerkt worden door het soort neerslagmechanisme. Er zijn grofweg twee verschillende mechanismen: *convectieve* en *stratiforme neerslag*. Het verschil tussen de mechanismen zit in de groeitijd van de neerslagdeeltjes en de grootte van verticale luchtstromen in een wolkensysteem.

Bij een stratiforme neerslag zijn de verticale luchtbewegingen zwak, neerslagkernen worden aan de bovenkant van het wolkensysteem gevormd en de tijd die verstrijkt totdat er neerslag valt kan vrij lang zijn (in de orde van uren). Deze neerslag heeft een lage intensiteit maar is redelijk homogeen over een uitgestrekt gebied.

Bij convectieve neerslag zijn er plaatselijk sterke verticale luchtstromen, de groei van regendruppels begint aan de onderkant van een wolk tegelijkertijd met de wolkvorming en in korte tijd ontstaat neerslag. De buien hebben een zeer lokaal karakter (ruimtelijk zeer heterogeen)

en gaan vaak gepaard met onweer. Populair gezegd zijn dit 'hoosbuien'. Vaak heeft zo'n wolk de vorm van een aambeel.

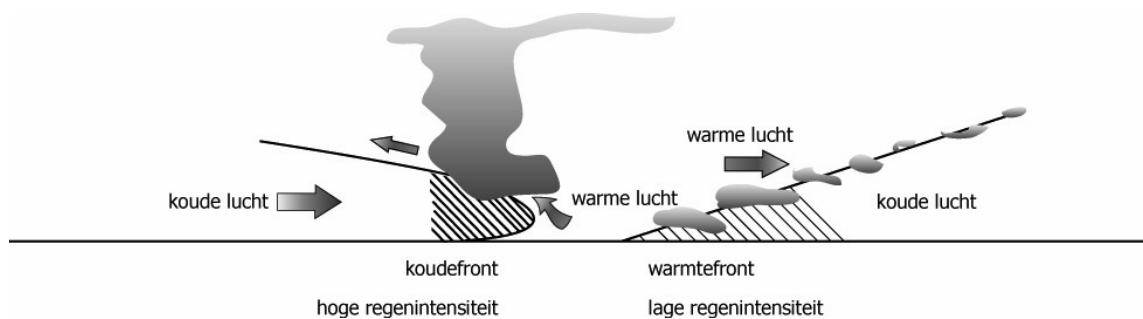
Een derde neerslagmechanisme kan zowel stratiforme als convectieve componenten hebben en wordt veroorzaakt door orografische effecten. Dit wil zeggen dat lucht onder invloed van heuvels of bergen omhoog wordt gestuwd.

Hieronder worden twee kenmerkende voorbeelden van stratiforme en convectieve neerslag beschreven: niet-tropische cyclonen en onweersbuien.

- **Niet-tropische cyclonen**

Een niet-tropische cycloon is het beste voorbeeld van een stratiforme neerslag. Gebieden buiten de tropen (het gebied tussen de Kreeftskeerkring en de Steenbokskeerkring) hebben vaak te maken met verschillende luchtstromingen: droge, koude lucht afkomstig van de poolstreken en warme, vochtige lucht uit tropische oceaanstreken. Twee luchtstromen met verschillende temperatuur kunnen worden gekoppeld door een lokale instabiliteit op het grensvlak (een depressie of storing), deze instabiliteit groeit als de luchtstromen dichterbij elkaar komen. Vervolgens beginnen ze te roteren, waardoor een enorme spiraal, een cycloon, ontstaat. De depressies die in Nederland voorkomen zijn zwakke extra-tropische cyclonen, die soms het overblijfsel zijn van een uitgedoofde tropische cycloon die vanaf de Caraïbische zee de Atlantische oceaan is overgestoken.

In zo'n depressie ontstaat een *koudefront* als koude lucht onder langzamer bewegende warme lucht stroomt. Een *warmtefront* ontstaat als warme lucht over langzamere koude lucht heen stroomt. Een koude- of warmtefront kan zich tot duizenden kilometers buiten het centrum van de cycloon uitstrekken. De verticale luchtbeweging hangt samen met deze fronten en is meestal minder dan 100 m per uur. Het neerslagpatroon ten gevolge van een niet-tropische cycloon geeft de uitgestrektheid van de fronten weer. Een koudefront heeft normaliter een lage regenintensiteit (motregen), terwijl een warmtefront heftiger kan zijn (de lucht stijgt sneller en koelt dus sneller af). Een warmtefront gaat vaak gepaard met onweer (convectieve neerslag), waarna een weersomslag van warm naar koeler weer plaatsvindt.



Figuur 5.2 - Koudefront en warmtefront

- **Onweersbuien**

Het beste voorbeeld van convectieve neerslag wordt gevormd door onweersbuien tussen de 30° en 60° breedtegraad. Onweersbuien ontstaan in instabiele luchtlagen die relatief veel vocht bevatten. Het ruimtelijke neerslagpatroon wordt gekenmerkt door een willekeurig veld van 'buicellen'. Iedere cel doorloopt een drietal fasen:

- Ontwikkeling: er worden druppels gevormd bij de basis van de onweerswolk, maar door sterke opwaartse bewegingen bereiken ze de grond niet.
- Door de grote hoeveelheid druppels die steeds groter worden ontstaat een neergaande beweging die andere deeltjes meesleept: regenval met grote intensiteit.
- Dissipatie: aanhoudende lichte neerslag. Afhankelijk van de grootte van de bui, de voortplantingssnelheid van de wolk, en de positie van de waarnemer varieert de duur van de tweede fase van enkele minuten tot een uur. De tweede fase kan afhankelijk van de voortplantingssnelheid enkele uren bedragen.

In veel gebieden zijn overstromingen vaak het gevolg van *gestructureerde onweersbuien*, aangeduid met de term *mesoscale convective systems*. In de zomer van 2002 heeft zich in Tsjechië (Bohemen) zo'n extreme situatie voorgedaan, met als gevolg zware overstromingen van de Elbe en enorme schade in Praag en Dresden. Een opvallend kenmerk van zulke extreme onweersbuien is het feit dat ze herhaaldelijk hetzelfde gebied kunnen treffen. Voorbeelden van dit soort mesoscale convective systems zijn:

- **Tropische wolkenclusters**
Gemiddeld valt er in de tropen de meeste neerslag. Dit heeft voornamelijk te maken met *wolkenclusters* die voorkomen in zones waar bepaalde winden samenkomen. Deze wolkenclusters zijn zoals alle tropische wolksystemen convectief van aard. Informatie over tropische neerslag is nog lang niet compleet omdat nauwkeurige neerslagmeting boven de oceanen erg moeilijk is.
- **Moessons**
De grootste neerslaghoeveelheden voor perioden langer dan 24 uur komen voor tijdens de Aziatische moesson ('regentijd'). Het kenmerk van een moessonklimaat is de seizoensgebonden omkering van het windregiem. Opvallend is dat het grootste deel van de neerslag valt in een relatief kort deel van het jaar. In Bombay (India) bijvoorbeeld valt $\pm 80\%$ van de jaarlijkse neerslag van 2000 mm/jaar in de maanden juni, juli en augustus.
- **Orkanen**
Orkanen, zijn verantwoordelijk voor extreme neerslaghoeveelheden in kuststreken van de Atlantische, Indische en Grote Oceaan. In de Atlantische Oceaan heten ze Hurricanes, in de Indische Oceaan Cyclones, en in de Grote Oceaan Typhoons. Ten gevolge van het Coriolis effect draaien ze op zuidelijk halfrond met de klok mee en op het noordelijk halfrond tegen de klok in. De neerslag kan zich uitstrekken over een groot gebied en (door de intensieve, langdurige en wijdverspreide regen) grote overstromingen van de rivieren veroorzaken. Bovendien kan de sterke en aanhoudende wind vanuit zee enorme stormvloed genereren. Ook lokaal kan een orkaan plaatselijk veel schade aanrichten ten gevolge van de zeer hoge windsnelheden (tot 200 km/u) en intensieve regen. De enorme schade in New Orleans tengevolge van Hurricane Katrina was voornamelijk het gevolg van de stormvloed die de sterke en aanhoudende wind teweeg bracht. De stormvloed van 1953 in de Noordzee was eveneens het gevolg van een sterke storm. Het betrof hier een buiten-tropische storm (een zwakke cycloon) die een ordegrote zwakker was dan Katrina.
- **Orografische neerslag**
Orografische invloeden kunnen in principe optreden bij ieder van de beschreven basistypen neerslag. Doordat een luchtstroom boven heuvels of bergen wordt 'opgetild' kan de convectieve instabiliteit die neerslag veroorzaakt worden versterkt. Het orografisch effect hangt voornamelijk af van de grootte van de terreinkenmerken en het

buitype. Een voorbeeld van orografische neerslag op grote schaal is te vinden in delen van het westen van de Verenigde Staten: de lucht stijgt er onder invloed van langgerekte berggruggen en de resulterende neerslag speelt een belangrijke rol in de watervoorziening. De meest extreme orografische neerslag vindt plaats aan de voet van de Himalaya tijdens de natte moesson (gemiddeld 10m/jaar, maar dit kan oplopen tot 20 m/jaar).

5.3. Neerslagtypen

Een indeling naar neerslagtypen wordt meestal gemaakt op basis van deeltjesgrootte en de fase waarin het water verkeert, gewoonlijk vast of vloeibaar (tabel 5.1). De hoeveelheid regen die op verschillende plaatsen valt, verschilt sterk in grootte. Om een idee te krijgen van neerslaghoeveelheden is voor een aantal stations de gemiddelde jaarlijkse neerslag gegeven (tabel 5.2).

Tabel 5.1 - Vormen van neerslag

Naam	Omschrijving
Dauw	Condensatie op het aardoppervlak en in de bodem
Regen	Waterdruppels
IJzel	IJslaag gevormd door bevroering van regen of motregen
Rijp en mist	Waterdeeltjes die kunnen worden afgezet op een oppervlak Rijp is de bevroren vorm van een afzetting
Sneeuw	Hexagonale ijskristallen
Hagel	Onregelmatige ijsfragmenten

Tabel 5.2 - Gemiddelde jaarlijkse neerslag op verschillende locaties

Station	Gemiddelde neerslag (mm/jaar)
Cherrapoongee (India)	10800
Buenaventure (Colombia)	7130
Singapore	2320
Nederland (gemiddeld)	750
Athene	380
Teheran	220
Aden	55

5.4. Fundamentele begrippen met betrekking tot de neerslag

Iedere neerslaggebeurtenis kan worden beschreven aan de hand van temporele en ruimtelijke kenmerken:

hoeveelheid d (depth):	hoeveelheid neerslag, uitgedrukt als de dikte van een waterschijf op het oppervlak (mm)
duur t:	tijdsduur van de neerslag (uur)
intensiteit P:	hoeveelheid neerslag per tijdseenheid (mm/u)
frequentie:	frequentie van voorkomen, gewoonlijk uitgedrukt in de frequentieschaal T (d.w.z. dat de beschouwde grootte gemiddeld eenmaal in de T jaar voorkomt);
gebiedsgrootte:	geografische uitgestrektheid van de neerslag.

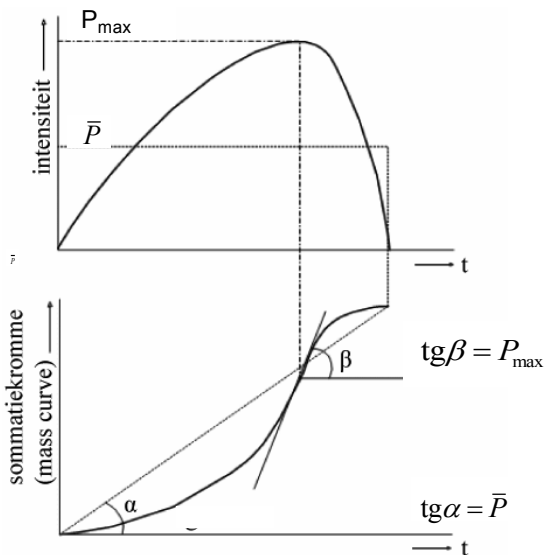
De hoeveelheid, duur en intensiteit in één station (*puntneerslag*) hangen als volgt samen:

$$d = \int_0^t P dt \quad [L]$$

En de gemiddelde intensiteit \bar{P} is:

$$\bar{P} = \frac{d}{t} \quad [LT^{-1}]$$

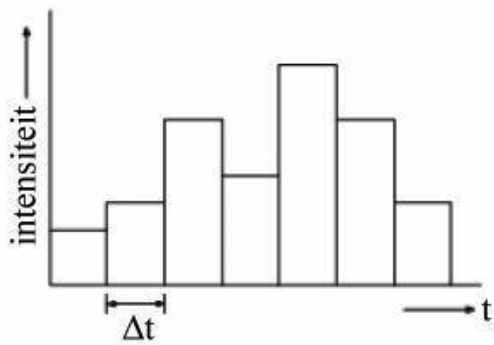
In onderstaande figuur worden deze relaties grafisch weergegeven. De *sommatiekromme* (Engels: mass curve) geeft de accumulatie van neerslag in de tijd aan en is daarom de integraal van de intensiteitscurve of hyetograaf.



Figuur 5.3 - Relatie neerslaghoeveelheid, duur en intensiteit

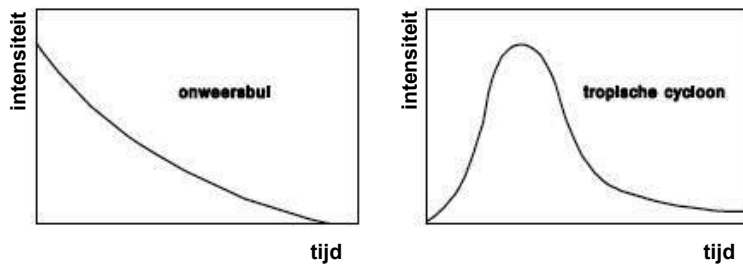
De totale neerslaghoeveelheid (d), duur (t) en frequentieschaal (T) worden wel de *externe statistieken* van een regenbui genoemd. Ze kunnen worden beschreven aan de hand van plaats- en seizoensafhankelijke probabilistische verdelingen. Meestal zijn deze factoren statistisch niet onafhankelijk. De neerslagdiepte verschilt van plek tot plek en tussen deze punten bestaat een ruimtelijke correlatie. De neerslagdiepte is daarnaast ook gerelateerd aan de duur van een bui. Een lange buiduur veroorzaakt over het algemeen een grotere neerslagdiepte. De omgekeerde relatie bestaat tussen buiduur en gemiddelde intensiteit: een lange buiduur heeft een lagere gemiddelde intensiteit.

De *interne statistieken* van een bui bestaan uit de verdeling in ruimte en tijd van de intensiteit gedurende een bui. Er is gebleken dat voor gegeven locatie en klimatologische omstandigheden, bepaalde neerslaggebeurtenissen eenzelfde verloop hebben. Dit verloop wordt ook vaak in de vorm van een histogram gegeven (fig. 5.4).



Figuur 5.4 – Histogram van een regenbui

Het karakteristieke verloop van de intensiteit van een onweersbui en een tropische cycloon is te zien in fig. 5.5.



Figuur 5.5 – Intensiteitverlopen

Het verloop van een bui is belangrijk in de stedelijke hydrologie, waarbij veel gebruik wordt gemaakt van deze gegevens. Ruimtelijk gezien heeft een bui meestal één of meer centra van maximale neerslagdiepte. De totale neerslagdiepte neemt af naarmate men verder van zo'n centrum verwijderd is. De centra met maximale neerslag worden omsloten door *isohyeten*, lijnen van gelijke neerslag. De gemiddelde gebiedsneerslag wordt vaak uitgedrukt als percentage van de maximale neerslagdiepte van het buicentrum.

Het verschil tussen de gemiddelde waarde en het maximum neemt

- af met toenemende totale neerslagdiepte; zwaardere buien hebben een grotere uniformiteit.
- af met toenemende duur van een bui; langere buien hebben eveneens een grotere uniformiteit.
- toe met toenemende grootte van het gebied waarover de bui zich uitstrekt.

5.5. Neerslagmeting

5.5.1. Regenmeters

Er zijn twee soorten regenmeters, registrerende en niet-registrerende. De eerste registreert automatisch de accumulatie van neerslag met een bepaald interval, bv. om de minuut. Vaak zijn deze meters uitgerust met telemetrie zodat de gegevens meteen gebruikt kunnen worden.

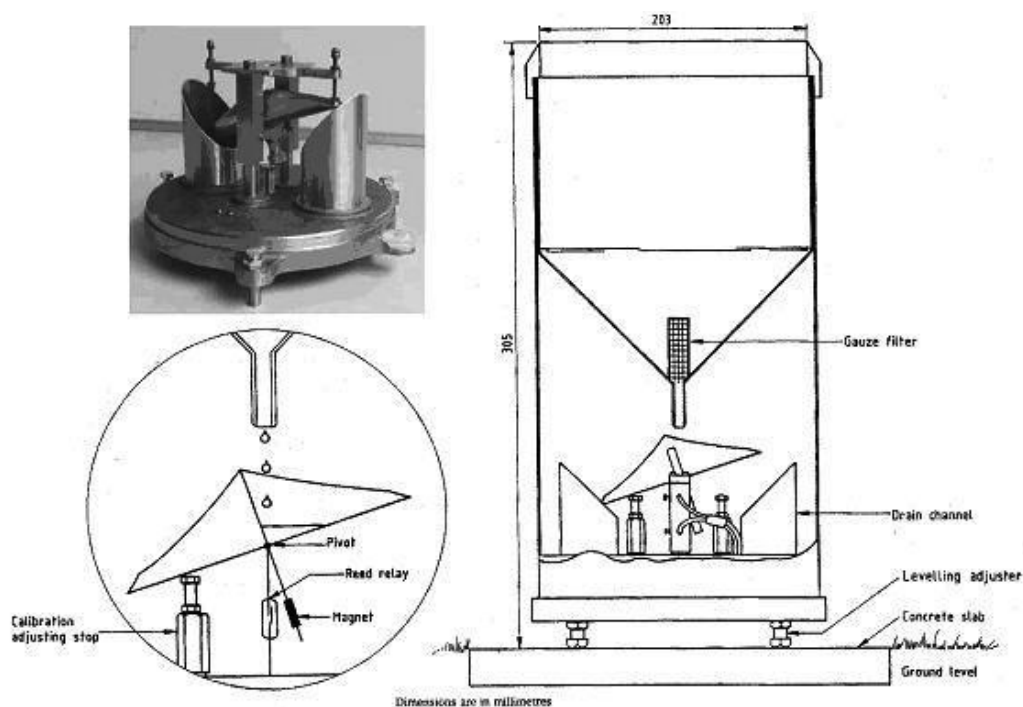
Er zijn drie typen registrerende regenmeters:

- regenmeter met een kantelbakje (tipping-bucket)

- regenmeter met een vlotter
- regenmeter met een weegbaar reservoir

Tipping bucket

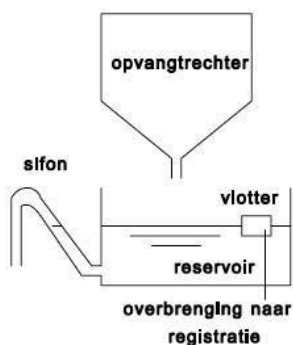
Deze regenmeter bestaat uit een trechter met daaronder een bakje dat is verdeeld in twee helften, waarvan er steeds één kan vollopen (fig. 5.6). Als een helft vol is kantelt het bakje en kan de andere helft neerslag opvangen. Elke kanteling correspondeert met een vaste hoeveelheid neerslag, waardoor de registreerstrook een getrappt verloop geeft.



Figuur 5.6 - Tipping bucket

Regenmeter met een vlotter

Deze regenmeter bestaat uit een reservoir met een trechter erboven. Het regenwater komt via de trechter in het reservoir terecht. In het reservoir is een vlotter geplaatst, waarmee de waterstand in het reservoir wordt gemeten. Als het reservoir vol is treedt de sifon in werking en wordt het overschot aan water afgevoerd.



Figuur 5.7 - Regenmeter met vlotter

Regenmeter met een weegbaar reservoir

Deze regenmeter bestaat net als de regenmeter met een vlotter, uit een reservoir met een trechter erboven. In plaats van dat met de vlotter de waterstand wordt geregistreerd, wordt het gewicht van het reservoir gemeten, waaruit de hoeveelheid gevallen neerslag berekend kan worden.



Figuur 5.8 – wegende regenmeter

Niet registrerende regenmeter

Een niet registrerende regenmeter bestaat vaak uit een cilindrische container met gekalibreerde maatverdeling (fig. 5.9).



Figuur 5.9 - Niet registrerende regenmeter

Aan de constructie van een regenmeter worden verschillende eisen gesteld:

- in- of uitspatten mag niet voorkomen;
- de opgevangen neerslag mag niet verdampen;
- sneeuw moet kunnen smelten, wat op sommige plaatsen verwarming vereist.

Bij het gebruik van regenmeters kunnen verschillende fouten, door verschillende factoren ontstaan. De grootte van de fouten is sterk afhankelijk van:

- de windsnelheid;
- kenmerken van het gebied waar de meter is opgesteld;
- type neerslag (regen, sneeuw, hagel);
- de temperatuur.

Neerslagmeting is moeilijk in een aantal omgevingen zoals bergruggen, bossen en wateroppervlakten. Meetfouten zijn voor sneeuw meestal veel groter dan voor regen, omdat de opvangverliezen van sneeuw groot zijn.

5.5.2. Neerslagmeting met behulp van radar

Deze methode is gebaseerd op de absorptie en/of reflectie van elektromagnetische golven door regendruppels in de atmosfeer. Het grote voordeel van radarmeting is dat van een groot gebied meetgegevens kunnen worden verzameld met hoge resolutie van plaats en tijd.

5.5.3. Neerslagmeting met behulp van satellieten

Satellieten zijn in samenhang met klimaatsveranderingen de voornaamste bron van informatie als het gaat om het bepalen van neerslagtrends op lange termijn. Ook is het de enige mogelijkheid om systematisch metingen te verrichten op driekwart van het aardoppervlak, namelijk het gebied bedekt door oceanen.

5.6. Bewerking van neerslaggegevens

Theorie over statistische steekproeven wordt, evenals bij andere experimenten waarbij gegevens verzameld worden, ook toegepast bij analyse en bewerking van neerslaggegevens. Het doel van de hydroloog is zoveel gegevens te verwerken en te bestuderen als nodig zijn om het neerslagproces voldoende te kunnen beschrijven, zowel in de ruimte als in de tijd. Wat voldoende is, hangt natuurlijk af van het doel dat wordt nagestreefd. Een aspect dat benadrukt moet worden is de *variabiliteit* van neerslag in tijd en ruimte. Zowel op grote als op kleine schaal kan de neerslag sterk variëren. Op wereldschaal zijn er bijvoorbeeld de uitgestrekte woestijngebieden en de natte tropen, zoals het noordelijke Amazonegebied. Op veel kleinere schaal zien we dat bijvoorbeeld in het stroomgebied van de Nijl in Sudan de gemiddelde jaarlijkse neerslag varieert van 25 mm/jaar in het noorden tot 1800 mm/jaar in het zuiden. Variabiliteit in de tijd uit zich bijvoorbeeld in het feit dat sommige gebieden een sterk seizoensgebonden neerslagpatroon hebben, terwijl andere gebieden het hele jaar door bijna uniforme neerslag ondervinden.

5.6.1. Aanvulling van ontbrekende neerslaggegevens

Door verschillende omstandigheden kan het gebeuren dat er geen metingen zijn van de plaats waar ze wel nodig zijn. Bijvoorbeeld doordat de metingen van een registratiestation een periode onderbroken zijn geweest, of doordat er niet op elke plaats een registratiestation kan staan.

Als in een bepaald station de waarnemingen gedurende een periode van bijvoorbeeld een maand of een jaar onderbroken zijn geweest, wordt meestal de 'normal ratio' methode toegepast. De neerslag in het betreffende station wordt dan bepaald als gewogen gemiddelde van drie omliggende stations. In formulevorm (zie ook voorbeeld 5.1):

$$P_4 = \frac{1}{3} \left[\frac{N_4}{N_1} P_1 + \frac{N_4}{N_2} P_2 + \frac{N_4}{N_3} P_3 \right] \quad [LT^{-1}]$$

Waarin:

P_4 de ontbrekende neerslagwaarde [LT⁻¹]

P_i de neerslagwaarde in station i [LT⁻¹]

N_i de gemiddelde neerslag in station i voor overeenkomstige periodes [LT⁻¹]

Uiteraard werkt deze formule alleen als er in station 4 gedurende andere periodes voldoende metingen zijn om N_4 te kunnen bepalen. Voor een bruikbaar resultaat moeten de omliggende stations dichtbij genoeg liggen en sterk gecorreleerd zijn met het ontbrekende station.

Voorbeeld 5.1 – normal ratio

In een gebied staan op vier plaatsen regenmeters opgesteld. Van de afgelopen vier maanden zijn de volgende gegevens in mm/maand bekend, helaas ontbreekt in de vierde maand de meting in punt C.

	P_A	P_B	P_C	P_D
1	60	50	58	55
2	61	49	60	57
3	58	51	56	54
4	62	52		58

Om de hoeveelheid neerslag in punt C te bepalen, kunnen we gebruik maken van de normal ratio methode. Hiervoor moet eerst voor elk station de gemiddelde neerslag over de eerste drie maanden worden berekend, dit levert:

$$N_A = 59,7 \text{ mm/maand}$$

$$N_B = 50 \text{ mm/maand}$$

$$N_C = 58 \text{ mm/maand}$$

$$N_D = 55,3 \text{ mm/maand}$$

Nu kan de neerslag in maand voor op punt C worden voorspeld met:

$$P_C = \frac{1}{3} \left[\frac{N_C}{N_A} P_A + \frac{N_C}{N_B} P_B + \frac{N_C}{N_D} P_D \right] = \frac{1}{3} \left[\frac{58}{59,7} * 62 + \frac{58}{50} * 52 + \frac{58}{55,3} * 58 \right] = 60,5 \text{ mm/maand}$$

Omdat de afstand tussen verschillende stations sterk kan variëren, is een andere methode die gebruikt wordt die van *inverse distance*. Bij deze methode worden de weegfactoren voor de omliggende stations bepaald op basis van de afstand die ze hebben tot het punt waar men de neerslagwaarde wil weten. Deze methode kan natuurlijk ook gebruikt worden voor een plaats waar geen regenmeter aanwezig is. In formulevorm wordt deze methode:

$$P = \frac{\sum \frac{P_i}{d_i^2}}{\sum \frac{1}{d_i^2}} \quad [LT^{-1}] \quad \text{met} \quad \sum x = \sum_{i=1}^n x \quad [L]$$

Waarin:

P neerslag in ontbrekende punt [LT⁻¹]

P_i hoeveelheid neerslag in meetstation i [LT⁻¹]

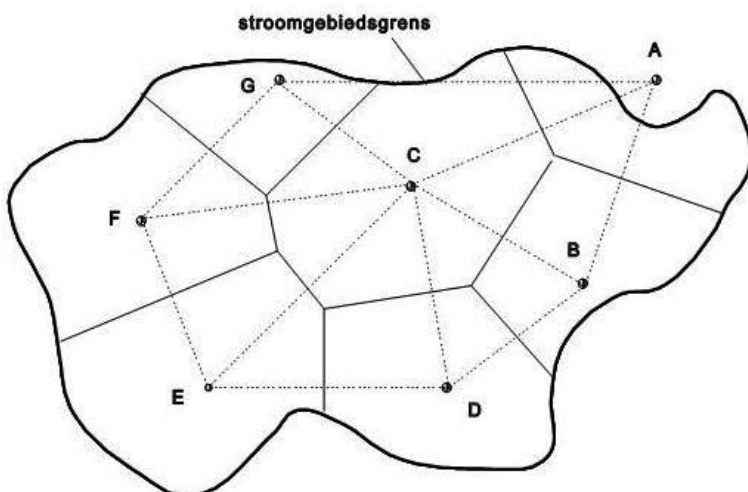
d_i afstand van station i tot punt met ontbrekende neerslagwaarde [L]

Bij gebruik van een hogere macht neemt de invloed van verderaf gelegen meetwaarden af. Voor het aanvullen van ontbrekende gegevens zijn interpolatietechnieken van groot belang, voornamelijk voor het aanvullen van gegevens van plaatsen waar geen registratiestations zijn opgesteld. In de loop der tijd is een groot aantal interpolatiemethoden ontwikkeld. Een eenvoudige methode is bijvoorbeeld de *nearest neighbour* methode: de waarde in een punt wordt gelijk verondersteld aan de gemeten waarde van het dichtstbijzijnde station. Een voorbeeld van een geavanceerde methode is de *Kriging techniek*, die gebruik maakt van schattingen van de interpolatiefout, zodat de betrouwbaarheid van geïnterpoleerde waarden kan worden aangegeven.

5.6.2. Bepaling van de gemiddelde gebiedsneerslag

Voor veel onderzoek zijn de metingen van afzonderlijke stations vaak niet relevant. Veel meer van belang is dikwijls de hoeveelheid neerslag die over het hele gebied is gevallen. Voor het bepalen van de gemiddelde gebiedsneerslag bestaan verschillende methodes.

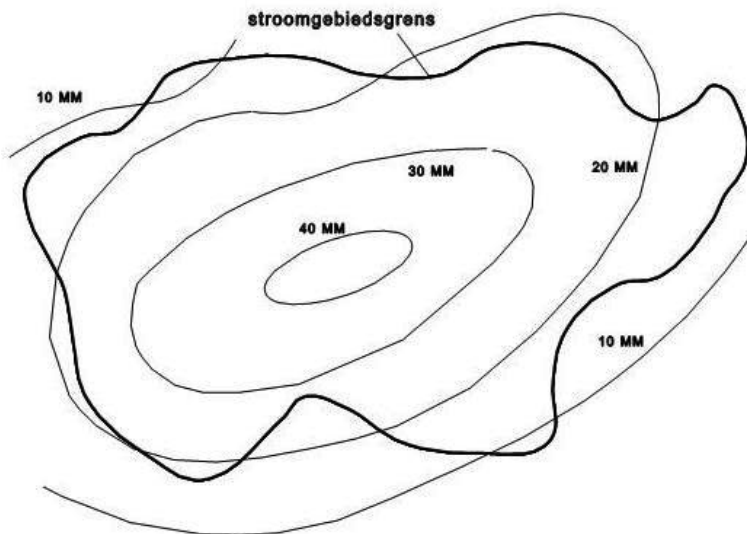
De eenvoudigste methode bestaat uit het berekenen van het rekenkundig gemiddelde van de gemeten waarden in of vlakbij het gebied. Dit geeft echter slechte resultaten als de regenmeters onregelmatig over het gebied verdeeld zijn. Om dit te verbeteren kunnen weegfactoren worden bepaald op basis van de gebiedsgrootte. Voor elk station wordt aangenomen dat het representatief is voor een bepaalde gebiedsgrootte. Hiervoor kan een Thiessennet (fig. 5.10) worden samengesteld. Bij een Thiessennet wordt het net van stations verdeeld in veelhoeken door middelloodlijnen op de verbindingslijnen tussen elk tweetal stations. Het gewicht van een station is gelijk aan de verhouding van het oppervlak van de omringende veelhoek tot het oppervlak van het hele gebied. In feite is deze methode een toepassing van het 'nearest neighbour' principe omdat elk punt binnen een veelhoek het dichtst bij het station ligt dat wordt omsloten door die veelhoek (zie ook voorbeeld 5.2).



Figuur 5.10 - Thiessennet

Een tweede veelgebruikte methode is die waarbij een *isohyetenkaart* (fig. 5.11) wordt gemaakt. De oppervlakten tussen twee isohyeten worden opgemeten en vermenigvuldigd met de gemiddelde neerslag tussen de isohyeten. De som van al deze elementen gedeeld door de totale oppervlakte geeft de gemiddelde gebiedsneerslag. Het voordeel van deze methode is dat rekening

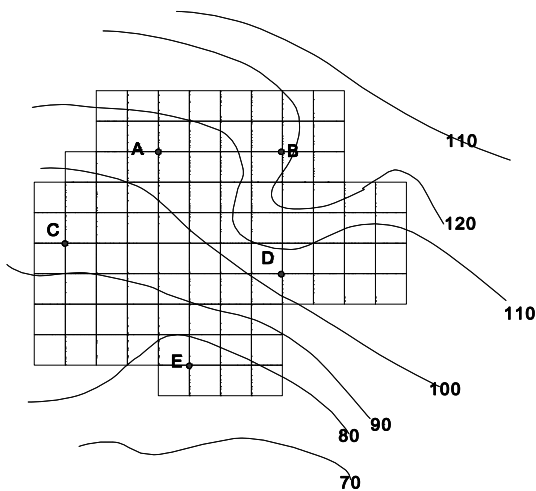
kan worden gehouden met orografische effecten. Er moeten echter wel genoeg meetwaarden zijn om de lijnen van gelijke neerslag te kunnen tekenen (zie ook voorbeeld 5.2).



Figuur 5.11 - Isohyetenkaart

Voorbeeld 5.2 – isohyetenkaart en Thiessenpolygoon

Hieronder zie je een geschematiseerd stroomgebied met een isohyeten-patroon. In de rechter tabel op de volgende pagina staan de oppervlakten tussen de verschillende isohyeten. Voor dit stroomgebied kunnen we de gemiddelde gebiedsneerslag berekenen met zowel de isohyetenmethode als met het Thiessenpolygoon.



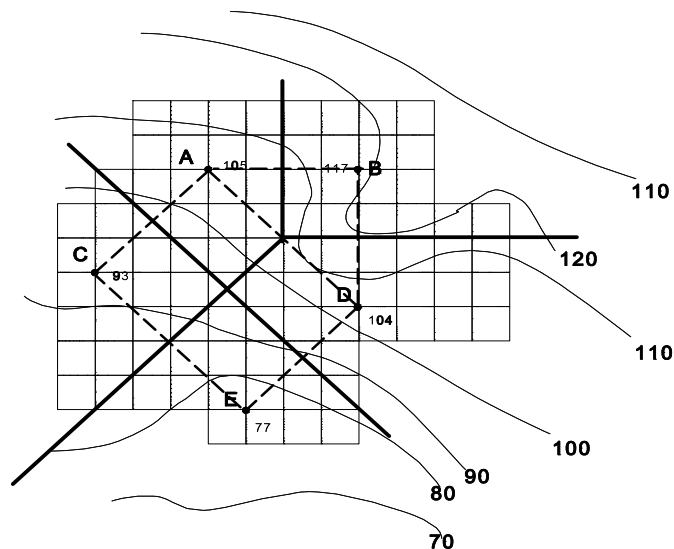
Isohyetenmethode

Voor elk interval moet de oppervlakte van het interval worden vermenigvuldigd met de gemiddelde neerslag op dat interval. Vervolgens worden de bijdragen van elk interval bij elkaar opgeteld en gedeeld door de totale oppervlakte.

$$\frac{115 * 23 + 115 * 51 + 105 * 104 + 95 * 88 + 85 * 80 + 75 * 26}{23 + 51 + 104 + 88 + 80 + 26} = 98\text{mm/maand}$$

Thiessenpolygoon

Voor deze methode moeten eerst de middelloodlijnen (doorgetrokken) van de verbindingslijnen (gestippeld) tussen twee punten worden getekend, zie onderstaande figuur.



Vervolgens kunnen het aantal hokjes per meetstation en de neerslag in een meetstation worden bepaald (linker tabel). De neerslag is afgeleid van het isohyetenpatroon.

Station	Oppervlakte (aantal hokjes)	Neerslag (mm/maand)	Interval (mm/maand)	Oppervlakte (Mm ²)
A	18,25	105	110 – 120	23
B	18,00	117	120 – 110	51
C	18,25	93	110 – 100	104
D	22,25	104	100 – 90	88
E	16,25	77	90 – 80	80
totaal	93		80 – 70	26

De gemiddelde gebiedsneerslag kan nu bepaald worden door de neerslag van de meetstations te vermenigvuldigen met het aantal hokjes, vervolgens alle bijdragen op te tellen en te delen door de totale oppervlakte.

$$\frac{105 * 18,25 + 117 * 18 + 93 * 18,25 + 104 * 22,25 + 77 * 16,25}{93} = 100 \text{ mm/maand}$$

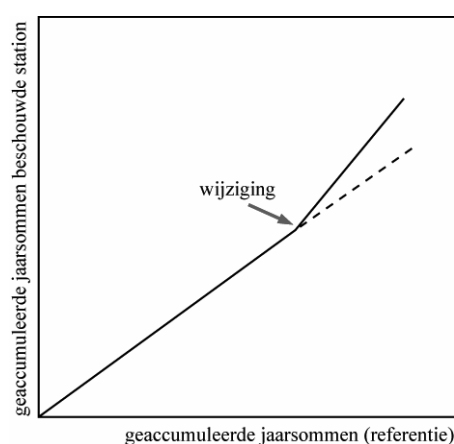
NB. Voor dit gebied heeft de isohyetenmethode de voorkeur, aangezien de isohyeten een orografisch effect laten zien en omdat er iets bijzonders gebeurt met de isohyeten tussen de meetpunten B en D. Het verschil in uitkomst is wel maar heel klein, dus is het Thiessenpolygoon door de goede verspreiding van de meetstations hier ook goed bruikbaar.

5.6.3. Trends en schijnbare trends

Een *trend* is een geleidelijke verandering van een grootheid in de tijd en is alleen af te leiden uit een langdurige reeks van waarnemingen. Bij de hydrologie gaat het om een klimatologische of hydrologische grootheid. Om de oscillaties in een reeks af te vlakken, kan het voortschrijdend gemiddelde van een rij van n waarnemingen x_i (bv. jaarsommen van de neerslag) worden gebruikt. Een trend y kan dan nog wel deel uitmaken van oscillaties van langere duur.

$$y_{n,1} = \frac{x_1 + x_2 \dots + x_n}{n}$$

$$y_{n,2} = \frac{x_2 + x_3 \dots + x_{n+1}}{n}$$



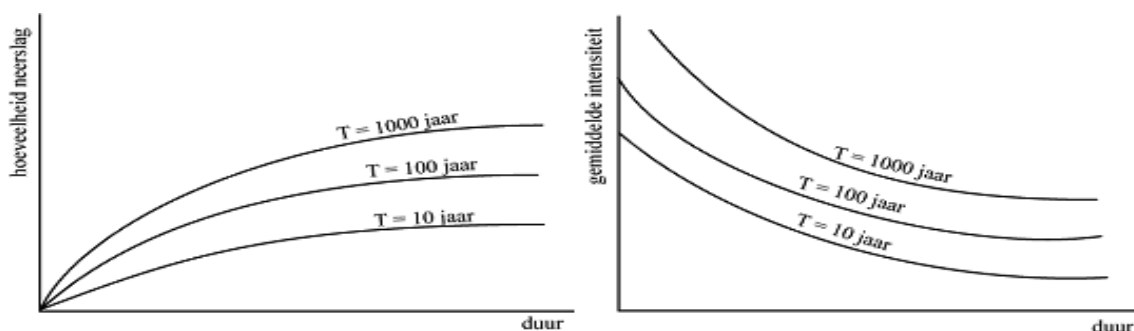
Figuur 5.12 - Dubbele sommatiekromme

Een *schijnbare trend* kan het gevolg zijn van veranderingen in de meetprocedure, bijvoorbeeld een wijziging in de opstelling van een regenmeter. Ze kan worden ontdekt door gebruik te maken van *dubbele sommatiekrommen* (Engels: double mass curve) (fig. 5.12). De geaccumuleerde neerslag jaarsommen in één station worden uitgezet tegen de geaccumuleerde gemiddelden van de neerslag jaarsommen in een aantal omliggende stations. Bij onveranderde condities geeft de grafiek een lineair verloop te zien, men zegt dan dat de metingen *consistent* zijn. Als er in de grafiek een significante wijziging optreedt, (meestal een knik) dan is er normaliter iets gebeurd met het meetstation, waardoor de metingen veranderd zijn: bv. een gewijzigde meetprocedure, een andere regenmeter, een ander maatglas, een andere aflezer, de regenmeter is verplaatst, de regenmeter staat meer in de wind, of in de nabijheid van een boom, etc.

5.6.4. Frequentie-analyse

Hydrologische processen kunnen worden aangemerkt als stochastische gebeurtenissen. Analyse van neerslaggegevens berust daarom op statistische procedures. *Intensiteit-frequentie-duur krommen* zijn hiervan een bekend voorbeeld. Ze geven de waarschijnlijkheid van voorkomen aan van buien met een gegeven duur en intensiteit. Deze waarschijnlijkheid wordt uitgedrukt in de frequentieschaal T van een neerslaggebeurtenis (d.w.z. de gemiddelde tijd die verstrijkt voordat een bui optreedt die even groot of groter is). Bijvoorbeeld een neerslaggebeurtenis met een frequentieschaal van 50 jaar heeft elk jaar een waarschijnlijkheid van $1/50 = 0,02$ om geëvenaard of overschreden te worden.

Intensiteit-frequentie-duur krommen kunnen worden samengesteld uit intensiteit-frequentie grafieken voor een aantal duren t . Men moet dan voor een bepaalde frequentieschaal T de hoeveelheid neerslag of gemiddelde intensiteit tegen de duur uitzetten (zie fig. 5.13). Als de tijdsduur niet op lineaire maar op logaritmische schaal wordt uitgezet, kunnen de relaties veelal door rechte lijnen worden beschreven.

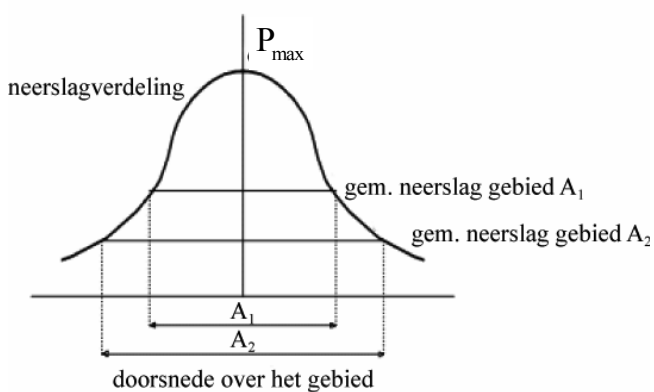


Figuur 5.13 - Intensiteit-frequentie-duur kromme

Welke frequentieschaal of duur van de neerslag in de praktijk gebruikt wordt, hangt af van het probleem dat men behandelt. Bij de afwatering van stedelijke gebieden is de kritieke regenduur in de orde van enkele minuten tot enkele uren. Voor de afwatering van polders in ons land is de neerslag gedurende enkele dagen bepalend. De frequentieschaal die aangehouden wordt bij een bepaald ontwerp (ontwerpfrequentie) hangt af van o.a. economische factoren, risico's en soort ontwerp.

5.7. Gebiedsgrootte-effect

In de vorige paragrafen zijn vormen van zogenaamde puntneerslag behandeld. Voor elke bui geldt echter een afname van de hoeveelheid neerslag d met toenemende afstand tot het buicentrum. Hieruit volgt dat in een gebied de gemiddelde neerslag afneemt met toenemende grootte van het gebied rond het buicentrum (zie ook fig. 5.14).



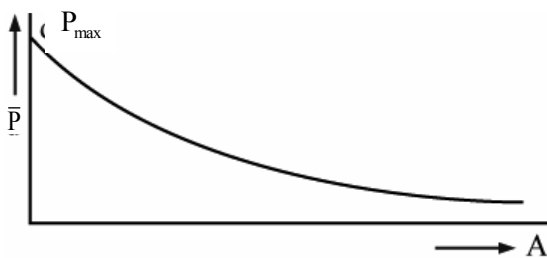
Figuur 5.14 - Gebiedsgrootte-effect

Voor de relatie tussen de gemiddelde hoeveelheid neerslag P en de gebiedsgrootte A gelden exponentiële formules (zie ook fig. 5.15). De coëfficiënten k en n in de onderstaande formule worden bepaald uit metingen.

$$\bar{P} = P_{\max} e^{-(kA)^n} \quad [LT^{-1}]$$

Waarin:

k	> 0	[L ⁻²]
n	≤ 1	[-]
\bar{P}	gemiddelde hoeveelheid neerslag	[LT ⁻¹]
P_{\max}	maximale hoeveelheid neerslag in buicentrum	[LT ⁻¹]
A	gebiedsgrootte	[L ²]



Figuur 5.15 - Relatie tussen gemiddelde neerslag en gebiedsgrootte

5.8. Neerslagnetwerken

De dichtheid van een neerslagnetwerk is een belangrijk aspect bij hydrologisch onderzoek. In het verleden werd dit vaak bepaald door factoren als kosten en gemak van plaatsing van de regenmeters, waarbij de vereiste nauwkeurigheid werd genegeerd. Het optimale ontwerp van een neerslagnetwerk wordt bepaald door wetenschappelijke en praktische afwegingen. Een aantal invloedrijke factoren zijn de topografie en klimaatskenmerken van een gebied, toegankelijkheid van de locaties en de kosten van uitvoering en beheer van een netwerk. Een te grote dichtheid van een netwerk moet worden vermeden: naburige stations zullen dan een hoge correlatie vertonen en niet veel aanvullende informatie verschaffen. Alleen voor speciale studiedoelinden kan dit nuttig zijn. Een te grof netwerk van neerslagstations geeft slechts een indicatie van de werkelijke neerslaghoeveelheden in een gebied. Het hangt van het gebruiksdoel af of deze informatie voldoende is.

De nauwkeurigheid van een neerslagnetwerk is afhankelijk van de variabiliteit van de neerslag en de netwerkindeling. In gebieden waar neerslag bijvoorbeeld wordt beïnvloed door geografie, afstand tot de zee en hoogteligging zal men een netwerkconfiguratie ontwerpen die zoveel mogelijk met deze factoren rekening houdt.

Ontwerp van een neerslagnetwerk houdt dus in dat het aantal en de locatie van stations worden bepaald aan de hand van de vereiste nauwkeurigheid van het gebruiksdoel. De kosten blijven hierbij een belangrijke rol spelen. Voor een compleet ontwerp moeten een aantal variabelen worden gespecificeerd:

- hydrologisch verschijnsel dat men wil meten, in dit geval neerslag;
- meetfrequentie;
- duur van de metingen;
- technieken en instrumentatie.

De gebruikers van de gegevens, die met een neerslagnetwerk worden verkregen, stellen eisen aan de nauwkeurigheid en de lengte van de meetperiode. Tabel 5.3 geeft een overzicht van de verschillende toepassingen en geeft ordes van grootte aan voor de nauwkeurigheid.

Tabel 5.3 - Neerslagnetwerk: toepassing en eisen

Gebruik	Vereiste nauwkeurigheid	Vereiste gegevens	Instrumentatie
Wetenschappelijk onderzoek	Variabel	Totalen + intensiteiten	wel en niet registrerend
Grondwater:			
○ Waterbalans	5-15%	maandelijks totaal	niet registrerend
○ Landbouw	15-20%	dagelijks	niet registrerend
○ Drinkwater	5-10 %	dagelijks	niet registrerend
Oppervlaktewater:			
○ Hoogwater voorspelling	5-10 %	0,5 dag + intensiteiten	niet en wel registrerend
Landbouw:			
○ Watervoorziening	0,2 – 10 mm	dagelijks/wekelijks	niet registrerend
○ Drainage	5% over 15 min.	dagelijks + intensiteiten	niet en wel registrerend
Bosbouw	20 %	dagelijks	niet registrerend
Stedelijke afwatering	1-5 %	intensiteiten	niet en wel registrerend
Erosie	10%	intensiteiten	niet registrerend

5.9. Neerslagvoorspelling

De voorspelling van neerslag speelt een belangrijke rol bij de operatie van waterbeheersingmiddelen zoals 'flood-control'-werken. Voor hydrologische toepassingen zijn voorspellingen op een termijn van tussen de 0 en 12 uur van het meeste nut.

Als het gaat om voorspelling van rivierafvoeren kan een neerslagvoorspellingsmodel gekoppeld worden aan een neerslag-afvoer model. Zo kunnen waarnemingen van zowel neerslag als rivierafvoer bijdragen tot aanpassing van de instellingen van een waterbeheersysteem.

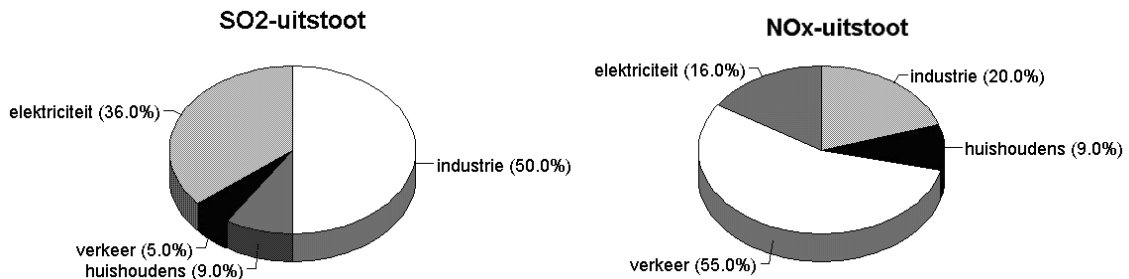
Neerslagvoorspellingen met zulke korte looptijden zijn vaak gebaseerd op radargegevens; er wordt aangenomen dat de bui zich met een constante snelheid en richting voortbeweegt en dat het neerslagpatroon relatief constant blijft over de tijdsperiode.

Hydrometeorologische voorspellingsmodellen als deze worden vooral in Japan, de Verenigde Staten en het Verenigd Koninkrijk gebruikt. Het voornaamste probleem bij dit soort procedures is de bepaling van de snelheid van de buibeweging; zonder uitvoerige controlestappen kunnen fysisch onbruikbare resultaten worden verkregen. De verbetering van meteorologische waarnemingssystemen kan leiden tot voorspellingsmodellen die op een kleinere ruimteschaal opereren.

5.10. Neerslagkwaliteit

Het water dat zich als waterdamp in de atmosfeer bevindt, is het minst verontreinigd. De overgang naar regendruppels maakt het mogelijk dat gassen uit de lucht kunnen worden opgelost. Regenwater kan als gevolg hiervan een bepaald gehalte aan opgeloste gassen en vaste stoffen bevatten. Bij de kust en boven zee kan het zoutgehalte toenemen als gevolg van verneveling van

zeewater. Als gevolg van industriële activiteiten komen stof, roetdeeltjes en vele gassen die in de onderste luchtlagen van de atmosfeer aanwezig zijn in het regenwater terecht. De belangrijkste vervuilers zijn koolmonoxide, kooldioxide, zwaveldioxide, koolwaterstoffen, stikstofoxiden, ammoniak, waterstoffluoride en ozon. De belangrijkste veroorzakers van de zure regen zijn zwaveldioxide (SO_2) en stikstofoxide (NO_x). Doordat deze stoffen met het regenwater neerslaan verzuurt het milieu. Zuiver regenwater zou een zuurgraad (pH-waarde) moeten hebben van 5,6. Bij grote industriegebieden worden echter waarden gemeten tussen de 4,0 en 4,5.



Figuur 5.16 - Bijdrage aan SO_2 vervuiling en NO_x vervuiling