Dit proefschrift met stellingen van
ATE WYBE DE JAGER, landbouwkundig ingenieur, geboren te Gramsbergen (De Krim), 1 september 1929, is goedgekeurd door de promotor, IR. F. HELLINGA, hoogleraar in de cultuurtechniek.

De Rector Magnificus van de Landbouwhogeschool,
W. F. EIJSVOOGEL

Wageningen, 3 mei 1965

A. W. de Jager

Hoge afvoeren van enige Nederlandse stroomgebieden

with a summary

Peak runoff in small river basins in the Netherlands

PROEFSCHRIFT
ter verkrijging van de graad van doctor in de landbouwkunde
op gezag van de Rector Magnificus, IR. W. F. EIJSVOOGEL,
hoogleraar in de hydraulica, de bevloeiïng, de weg- en waterbouwkunde
en de bosbouwarchitectuur,
te verdedigen tegen de bedenkingen van een commissie uit de Senaat
van de Landbouwhogeschool te Wageningen
op vrijdag 18 juni 1965 te 16 uur

1965 *Centrum voor landbouwpublikaties en landbouwdocumentatie*

Wageningen

STELLINGEN

I

Bij de in Nederland tot nu toe gehanteerde afvoernormen wordt een te gering verschil tussen die van hoge en van lage gronden aangehouden.

II

De invloed van beekverbeteringen op de hoogte van de afvoer kan niet in een algemeen geldend percentage worden uitgedrukt.

Dit proefschrift

III

Voor het ontwerpen van beekverbeteringen is het niet noodzakelijk de over de hoge gronden lopende grens van het stroomgebied nauwkeurig te kennen.

Dit proefschrift

IV

Het verdient aanbeveling de *Q-h* lijn voor leidingen met vrije doorstroming elk winterhalfjaar opnieuw vast te stellen.

Dit proefschrift

V

Een goede inrichting van de studie aan de scholen voor hoger beroepsonderwijs in de landbouw maakt het instellen van een baccalaureaatsstudie aan de Landbouwhogeschool overbodig.

W. F. Eijsvoogel, De Hervorming van het L.H.-statuut, *Landbouwkundig Tijdschrift* 77 (1965) 115–122

VI

Het toevoegen van bodemfysische gegevens aan de bodemkaart van Nederland, schaal 1:50.000, zal de bruikbaarheid van deze kaart voor het opstellen van cultuurtechnische plannen vergroten. Aanvullende kartering blijft echter veelal noodzakelijk.

Bodemkaart van Nederland, schaal 1:50.000; blad 43 West. Stichting voor Bodemkartering, 1964

VII

In gebieden van hoge landschappelijke waarde is agrarisch grondgebruik slechts te handhaven, indien wijziging van het landschapsaspect wordt aanvaard.

VIII

Het aanslaan van gebouwde eigendommen naar kadastraal belastbare opbrengst kan bij hellende gebieden leiden tot een onbillijke verdeling van de waterschapslasten.

Notulen van de eerste gewone zitting der Staten van Overijssel (1934)

IX

Bij het opstellen van waterbeheersingsplannen wordt nog te weinig aandacht geschonken aan de wijze waarop het onderhoud van de leidingen moet worden uitgevoerd.

X

Afzetting van zand en slib in drainreeksen wordt niet voorkomen door de in de Dränanweisung vermelde minimum verhangen toe te passen.

DRÄNANWEISUNG DIN 1185 (1959)

XI

De invloed van de doorlaatfactor van de grond in de onmiddellijke omgeving van een drainbuis is van grotere betekenis voor de toestroming van het water dan de geometrie van perforaties of stootvoegen bij verschillende typen buizen. Dit stelt speciale eisen aan de uitvoering van drainages.

F. ENGELUND, On the laminar and turbulent flows of ground water through homogeneous sand. *Transactions of the Danish Academy of Technical Sciences No. 3*, (1953).
L. F. ERNST, Grondwaterstromingen in de verzadigde zone en hun berekening bij aanwezigheid van horizontale evenwijdige open leidingen, Proefschrift Wageningen 1962

XII

Het is gewenst, dat het onderzoek op het gebied van recreatie wordt ondergebracht in een daartoe op te richten instituut.

Proefschrift A. W. DE JAGER
Wageningen, 18 juni 1965

Aan mijn ouders
Aan Tiny
Mieke en Wybe

Woord vooraf

Bij het voltooien van dit proefschrift stel ik het op prijs mijn hartelijke dank te betuigen aan allen die aan het tot stand komen daarvan op één of andere wijze hebben meegewerkt. Velen zijn er die aan mijn wetenschappelijke vorming hebben bijgedragen en ook velen die door hun vriendschappelijke raadgevingen mij bij deze studie tot steun zijn geweest.

Hooggeleerde HELLINGA, hooggeachte promotor, reeds in mijn studententijd wist U mijn belangstelling te wekken voor de problemen die samenhangen met de afvoer in stroomgebieden. Ik ben U zeer erkentelijk dat ik onder Uw leiding dit onderwerp nader heb kunnen bestuderen. Van Uw brede kennis van de cultuurtechniek, Uw scherpe en kritische behandeling van de stof, heb ik veel mogen leren.

Een groot deel van het onderzoek mocht ik verrichten gedurende de periode waarin ik werkzaam was bij de Afdeling Onderzoek van de Koninklijke Nederlandsche Heidemaatschappij.

De Directie van deze Maatschappij ben ik veel dank verschuldigd voor de gelegenheid die zij mij heeft gegeven het onderzoek tot een proefschrift uit te werken. Het zal U ongetwijfeld voldoening hebben gegeven dat de resultaten van het onderzoek reeds in de praktijk konden worden toegepast.

Veel steun en vriendschap mocht ik ontvangen van de verschillende medewerkers van de Afdeling Onderzoek. U, Dr. Ir. L. WARTENA, hebt als Hoofd van deze Afdeling mij bovendien sterk gestimuleerd om in moeilijke fasen van het onderzoek door te zetten. Ook wil ik graag met name noemen Ir. J. H. VAN OUWERKERK en Ir. J. A. G. ROELEVELD, die mij ten aanzien van de wiskundige gedeelten hun volledige medewerking hebben verleend.

Bijzonder veel dank ben ik verschuldigd aan mijn assistent tijdens dit onderzoek, de heer A. D. KUSSE. U hebt mij alle mogelijke hulp gegeven, juist op die punten waar ik tekort schoot. Het was dikwijls meten bij nacht en ontij. Dat heeft alleen maar onze vriendschap versterkt. In deze dank wil ik ook graag betrekken Uw medewerkers, de heren H. J. WESSELS en M. J. BOON.

De gewenste en noodzakelijke uitbreiding van het onderzoek kon slechts geschieden door het belangeloos ter beschikking stellen van afvoergegevens, die werden verzameld door Ir. C. F. BEKINK van de Provinciale Waterstaat in Drente, door Ir. J. VAN SELM van het Waterschap De Regge, door Ir. J. BON van het Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding en door Ir. M. SNIJDELAAR van de Rijkswaterstaat. Voor deze medewerking heb ik bijzonder veel waardering.

De heer G. REES verzorgde de Engelse teksten, de heer G. J. VAN DER KOLK de teke-

ningen en mejuffrouw C. VAN ZAANEN het vele typwerk. Voor de wijze waarop U Uw zorgvuldige aandacht aan deze belangrijke onderdelen hebt willen besteden, dank ik U zeer.

Tenslotte, zeer gewaardeerde Dr. Ir. E. VAN ROON, de vele avonden waarin wij ons over het manuscript hebben gebogen, zijn voor mij onvergetelijk.

Inhoud

1. **Inleiding** 5

2. **Theoretische beschouwingen over het afvoerproces** 8
   2.1 Algemene beschouwingen regenval-afvoer 8
   2.2 De transformatie van neerslag in afvoer, bestudeerd aan 1e orde systemen 10
      2.2.1 *De differentiaalvergelijking van een 1e orde systeem* 10
      2.2.2 *Oplossingen voor één 1e orde systeem* 11
      2.2.3 *Oplossingen voor twee 1e orde systemen in serie* 13
   2.3 De invloed van de grondwaterberging 16
   2.4 De invloed van de leidingen op het verloop van de afvoer 20
      2.4.1 *Algemeen* 20
      2.4.2 *Benaderingsformule* 21
      2.4.3 *Translatie van het afvoerverloop* 25
   2.5 Vergelijking met de methode van de 'unit hydrograph' 28
      2.5.1 *Het begrip 'unit hydrograph'* 28
      2.5.2 *De vergelijking van het 'unit hydrograph' principe met de formule van de grondwaterafvoer* 29
   2.6 Het kiezen van de afvoerformule en van het tijdsinterval 33
   2.7 Samenvatting 37

3. **Theoretische beschouwingen over het drainagecriterium** 39
   3.1 Inleiding 39
   3.2 Het drainagecriterium 40
   3.3 Moeilijkheden bij toepassing op een stroomgebied 46
   3.4 Samenvatting 47

4. **De verzameling en de verwerking van de gegevens** 49
   4.1 Overzicht van de verzamelde gegevens 49
   4.2 Afvoermetingen 51
      4.2.1 *Inrichting van de metingen* 51
      4.2.2 *Het verband tussen waterstand en afvoer* 52
   4.3 De berekening van hoge afvoeren 55
      4.3.1 *Toepassing van de afvoerformule van* KRAIJENHOFF VAN DE LEUR . . 55
      4.3.2 *De invloed van de neerslag* 57
      4.3.3 *Onderscheiding van hoge en lage gronden in de afvoerberekening* . . 57
   4.4 Samenvatting 58

5. Het onderzoek in de verschillende stroomgebieden 60
5.1 Oldenhave 60
5.1.1 *Beschrijving van het gebied* 60
5.1.2 *Het afvoerverloop* 61
5.1.3 *Het grondwaterstandsverloop* 64
5.1.4 *De translatie in het afvoerverloop* 65
5.1.5 *Berekening van de j-waarde uit de bodemconstanten* 66
5.1.6 *De afgevoerde hoeveelheden* 66
5.1.7 *Samenvatting* 67
5.2 Koekanger Made 67
5.2.1 *Beschrijving van het gebied* 67
5.2.2 *Het afvoerverloop* 68
5.2.3 *De afgevoerde hoeveelheden* 71
5.2.4 *Samenvatting* 72
5.3 Koekanger Made, na verbetering van de sloten 72
5.3.1 *Diepte van sloten en afvoerkarakteristiek* 72
5.3.2 *Samenvatting* 74
5.4 De Sleenerstroom 74
5.4.1 *Beschrijving van het gebied* 74
5.4.2 *Het afvoerverloop* 76
5.4.3 *Het grondwaterstandsverloop* 84
5.4.4 *De indeling van het stroomgebied in verband met de hydrologische ontsluiting* 85
5.4.5 *De waterbalans* 92
5.4.6 *Samenvatting* 97
5.5 Het Drostendiep 98
5.5.1 *Beschrijving van het gebied* 98
5.5.2 *Het afvoerverloop* 100
5.5.3 *Indeling van het gebied* 108
5.5.4 *Samenvatting* 112
5.6 Het Oude Diep 113
5.6.1 *Beschrijving van het gebied* 113
5.6.2 *Het afvoerverloop* 114
5.6.3 *Indeling van het gebied* 122
5.6.4 *De waterbalans* 124
5.6.5 *Samenvatting* 127
5.7 De Middensloot 127
5.7.1 *Beschrijving van het gebied* 127
5.7.2 *Het afvoerverloop* 128
5.7.3 *Indeling van het gebied* 136
5.7.4 *Het grondwaterstandsverloop* 137
5.7.5 *Samenvatting* 138
5.8 De Ruiner Aa en de Lunterse Beek 139

5.8.1 *Beschrijving van de gebieden* 139
5.8.2 *Het afvoerverloop en de indeling van het gebied* 140
5.8.3 *Samenvatting* 144

6. Bespreking van de resultaten van het afvoeronderzoek 145
6.1 Analyse van hoge afvoeren 145
6.2 Het maximum percentage voor de snelle afvoer 147
6.3 Reservoircoëfficiënt en invloed van de leidingen 150
6.4 De invloed van verbeteringswerken op de afvoerkarakteristiek 156

Summary 159

Literatuur 166

1. Inleiding

Bij het ontwerpen van verbeteringsplannen voor de afwatering van een gebied dienen de maatgevende afvoeren bekend te zijn. De keuze van de maatgevende afvoeren wordt vergemakkelijkt wanneer gegevens beschikbaar zijn over de frequentie en de duur waarmee bepaalde afvoeren worden overschreden. De mogelijkheden voor statistische analyse zijn echter beperkt, omdat men van de meeste gebieden niet over langjarige afvoermetingen beschikt. Bovendien zijn statistische gegevens alleen geldig voor de plaats waar de afvoeren zijn gemeten, terwijl statistische analyse geen inzicht verschaft in mogelijke veranderingen in het afvoergebeuren als gevolg van de toe te passen verbeteringsmaatregelen.

Een andere wijze van benadering van het afvoerprobleem is die waarbij wordt gezocht naar de relatie tussen neerslag en afvoer, welke relatie vervolgens in verband wordt gebracht met karakteristieke eigenschappen van het gebied. Een voordeel van deze methode is dat aldus de meestal over lange perioden beschikbare neerslaggegevens kunnen worden gebruikt. *De onderhavige studie richt zich op het vaststellen van het verband tussen neerslag en afvoer.*

Een deel van de neerslag die op het aardoppervlak valt dient ter aanvulling van het verdampingsoverschot uit de voorafgaande periode en wordt daardoor aan het afvoerproces onttrokken. Het overblijvende deel komt vertraagd tot afvoer als gevolg van tijdelijke berging in het gebied. De verschillende vormen van berging bepalen de transformatie van neerslag in afvoer.

Er zijn veel factoren die in het proces van vervorming van neerslag in afvoer een rol spelen; het afvoergebeuren is daardoor meestal uiterst gecompliceerd. Bovendien is de invloed van een aantal factoren op het afvoerproces niet constant. In dit verband kan worden gewezen op de in de loop van een jaar veranderende onderhoudstoestand van de leidingen, op de omstandigheid dat als gevolg van grondwaterstandsstijgingen gedurende de winter steeds meer sloten in de hoge gronden in stroomgebieden aan het afvoerproces gaan deelnemen (DE ZEEUW, 34) en op het verschijnsel van afvoeren door de bovengrond of oppervlakkige afvoeren, waarvan de grootte mede wordt bepaald door de regenintensiteit en de hoogte van de grondwaterstand tijdens de regen (BON, 2; VAN HOORN, 9). Bovendien is er de invloed van de variabele verdamping, met name door de verschillende hoeveelheden vocht die bij verschil in begroeiing en grondwaterstand aan de bovengrond worden onttrokken.

Het onderzoek is beperkt tot afvoeren van stroomgebieden, gelegen in de Nederlandse zandgebieden. Ten aanzien van het afvoergebeuren onderscheiden stroomge-

bieden zich van polders door een natuurlijke lozing die samenhangt met de helling van het gebied en door de meestal aanwezige grote variatie in grondsoort, ontwateringsdiepte en hoogteligging.

Gezien het gecompliceerde karakter van het afvoergebeuren is gezocht naar vereenvoudiging door het onderzoek te beperken tot perioden met hoge afvoeren, die in de eerste plaats van belang zijn voor het berekenen van de afmetingen van leidingen en kunstwerken. Hoge afvoeren komen vooral voor in de winter, met name in regenrijke perioden, wanneer door voorafgaande regens de grond op veldcapaciteit is gebracht. *Voor deze omstandigheden wordt in deze studie getracht om door analyse van gemeten afvoeren aan de hand van gemeten neerslaghoeveelheden het voor elk stroomgebied specifieke afvoerpatroon, weer te geven in een afvoerkarakteristiek, vast te stellen.*

Afvoeren gedurende de zomerperiode worden in dit onderzoek buiten beschouwing gelaten. Wel komen onder Nederlandse klimaatsomstandigheden intensieve kortdurende regenbuien in de zomer meer voor dan in de winter. De gebiedsspreiding van deze buien is echter in verhouding tot die van de zware regenvallen in de winter meestal klein. Bovendien wordt van de neerslag in de zomer een groot deel opgevangen door verdampingsoverschotten uit de aan de regenval voorafgegane droge perioden. Komen onder deze omstandigheden toch hoge waterstanden en zelfs inundaties voor, dan dient dit doorgaans aan de grote weerstand die de stroming in sterk begroeide leidingen ondervindt te worden geweten.

Van het verbeterde stroomgebied van het Oude Diep zijn over de jaren 1956 tot 1962 de neerslaghoeveelheden die de drie hoogste afvoertoppen in de zomermaanden hebben veroorzaakt vergeleken met de neerslaghoeveelheden die behoren tot afvoertoppen van ongeveer dezelfde intensiteit in de wintermaanden. Daaruit blijkt dat om eenzelfde top te verkrijgen de neerslag per dag in de zomer 2 à 3 maal zo groot moet zijn als in de winter.

Aangenomen mag worden dat een leidingstelsel, berekend op hoge afvoeren in de winter, de zomerafvoeren kan verwerken, mits de leidingen goed worden onderhouden.

Hoofdstuk 2 bevat theoretische beschouwingen over het afvoerproces, in hoofdzaak gebaseerd op een lineair verband tussen afvoer en berging. Deze beschouwingen worden toegepast op afvoeren via het grondwater, over de oppervlakte en door de leidingen.

De veranderingen in de grondwaterafvoer vinden hun weerspiegeling in het stijgen en dalen van de grondwaterstanden. De betekenis hiervan voor het drainagecriterium wordt in hoofdstuk 3 nader toegelicht.

Hoofdstuk 4 geeft een overzicht van de gegevens die ten behoeve van het onderzoek zijn verzameld alsmede een toelichting op de methode waarmee de gemeten afvoeren aan de hand van gemeten neerslaghoeveelheden worden geanalyseerd.

Met de in het voorafgaande hoofdstuk weergegeven methode worden in hoofdstuk 5 afvoergegevens geanalyseerd. De meetpunten liggen in de stroomgebieden van de Wold Aa, het Drostendiep, het Oude Diep, de Regge en de Lunterse Beek en hebben betrekking op de afvoer van 35 tot 7820 ha. De in afvoerkarakteristieken weergegeven resultaten van de analyse worden in verband gebracht met karakteristieke eigenschappen van het gebied.

Tenslotte volgt in hoofdstuk 6 een samenvatting van de onderzoeksresultaten, waarbij in het bijzonder aandacht wordt geschonken aan de mogelijkheden om de afvoerkarakteristiek af te leiden uit de gebiedskenmerken en waarbij tevens een korte beschouwing wordt gewijd aan de invloed van de verbetering van de afwatering op de afvoerkarakteristiek.

2. Theoretische beschouwingen over het afvoerproces

2.1 Algemene beschouwingen regenval-afvoer

In het algemeen is afvoer het gevolg van neerslag. Vanaf de plaats waar de regen valt tot aan het punt van afvoer moet een waterdruppel een zekere weg afleggen. Voor een beschrijving van deze weg en de processen die zich daarbij kunnen voordoen, kan worden verwezen naar de handboeken over hydrologie, o.a. MEINZER (19) en WISLER and BRATER (33). Onlangs gaf KRAIJENHOFF VAN DE LEUR nog een overzicht in hoofdstuk 3 van het interim-rapport van de Werkgroep Afvloeiingsfactoren (11). De voor het transport van water benodigde energie wordt verkregen voornamelijk door verschillen in drukhoogte, die ontstaan door tijdelijke berging van water. De grootte van de tijdelijke berging bepaalt de mate waarin de afvoerintensiteit de neerslagintensiteit volgt.

Het verschil in intensiteitsverdeling naar de tijd tussen regenval en afvoer is soms alleen een verschuiving in de tijd, dus een *translatie*. In 2.4 zal worden aangetoond dat translaties slechts onder zeer bijzondere omstandigheden kunnen voorkomen. Tengevolge van de berging zal zich meestal een *transformatie* van de neerslag naar de afvoer voordoen, d.w.z. de afvoerintensiteit wordt ten opzichte van de neerslagintensiteit afgevlakt. Deze afvlakking is alleen dan mogelijk wanneer de neerslag over een langere tijd verdeeld tot afvoer komt.

In principe kunnen twee soorten berging worden onderscheiden. In de eerste plaats een berging die voorafgaande aan een afvoerperiode water onttrekt aan het afvoerproces, bijvoorbeeld door de verhoging van het vochtgehalte van de grond tot veldcapaciteit of in speciale gevallen door de opvulling van laagten in het terrein waaruit het water niet wordt afgevoerd. De grootte van deze berging is afhankelijk van het verdampingsoverschot in de voorafgaande periode. De berging heeft een maximum en is na opvulling niet meer van invloed op de transformatie van neerslag in afvoer.

In de regel overweegt in de afvoerperioden een tweede type berging. Deze ontstaat door tijdelijke berging van water, waarbij de afvoer op de omvang van de berging reageert. Deze berging veroorzaakt een bufferwerking, die de afvoerverdeling van de neerslagverdeling doet afwijken. De mate waarin dit geschiedt wordt aangeduid door het reservoireffect.

In het afvoerproces kunnen in het algemeen drie fasen worden onderscheiden, ieder met een eigen reservoireffect:

a. Het transport van water van het maaiveld naar het grondwater.
b. De ontwatering van het perceel als grondwaterafvoer, dan wel als afvoer over en door de bovenste grondlagen.
c. De afvoer van het water door open leidingen.

Binnen deze fasen kan de invloed van de berging op het afvoerproces en dus het reservoireffect sterk uiteenlopen, bijvoorbeeld door verschil in diepte van de grondwaterstand, in ontwateringsintensiteit, in onderhoud van leidingen en in afmetingen van kunstwerken. Aldus kan een aantal factoren opgesomd worden die invloed uitoefenen op de transformatie van de neerslag. Bovendien werken de meeste factoren niet onafhankelijk van elkaar.

Zelfs indien men in formules, opgesteld voor de grondwaterafvoer en voor de leidingafvoer, vrij sterke vereenvoudigingen aanbrengt, stuit men bij het weergeven van de onderlinge afhankelijkheid van deze afvoerprocessen op tot dusverre nog onvoldoende opgeloste moeilijkheden (VISSER, 29, 30).

Om inzicht te verkrijgen in de factoren die van overheersende betekenis zijn in het afvoerproces, is de onderzoeker aangewezen op toetsing van theoretische benadering van onderdelen van dit proces en van de daaraan verbonden reservoireffecten aan gemeten afvoerverlopen.

Voor Nederland mag worden verwacht dat van de drie hiervoor genoemde fasen in het afvoerproces, de grondwaterberging de grootste invloed heeft. Immers, de verticale indringing van het water in de grond wordt bevorderd door de in ons klimaat relatief geringe intensiteit van de regenval, door de overwegend vlakke ligging van het maaiveld en door de relatief goede verticale doorlatendheid van de grond. De hellende gebieden, die in andere landen vaak snelle oppervlakkige afvoeren geven, zijn in Nederland meestal goed doorlatend.

De aanvoer naar het grondwater vindt plaats via de zakwaterfase. De invloed van de zakwaterberging op de afvoer is afhankelijk van de diepte van de grondwaterstand beneden het maaiveld en van de verticale doorlatendheid. Uit het in hoofdstuk 5 te beschrijven onderzoek blijkt dat de grondwaterstand zeer snel op de neerslag reageert, met name in gebieden met ondiepe grondwaterstanden. Het zijn juist deze gebieden van waaruit de grootste bijdrage aan de hoge afvoeren afkomstig is.

De vertraging van de zakwaterfase zal, bij een studie die zich beperkt tot hoge afvoeren, van geringe betekenis zijn. Voor zover thans valt na te gaan is deze invloed te verwaarlozen ten opzichte van andere reservoireffecten in het afvoerproces.

Ten aanzien van de reservoireffecten genoemd onder b en c kan worden opgemerkt dat vergeleken met de grootte van het grondwaterreservoir in de leidingen in het algemeen veel minder water wordt geborgen.

2.2 De transformatie van neerslag in afvoer, bestudeerd aan 1e orde systemen

2.2.1 De differentiaalvergelijking van een 1e orde systeem

Het in 2.1 geïntroduceerde reservoireffect wordt hier nader gedefinieerd als de verhouding tussen berging en afvoer. Deze verhouding, aan te geven door de factor τ, heeft de dimensie van tijd.

De meest toegepaste en eenvoudige benadering van de transformatie van neerslag in afvoer wordt verkregen door uit te gaan van een afvoer die gedurende het gehele proces recht evenredig is met de berging.

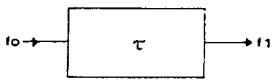


Fig. 1 Schema van een 1e orde systeem

Fig. 1 Diagram of a 1st order system

We nemen f als algemene notatie voor de in- en uitvoer per tijdseenheid van het reservoir. In het schema in fig. 1 is f_0 de invoer en f_1 de uitvoer, welke laatste bepaald wordt door f_0 en het bergingseffect van het systeem. Wanneer met B de geborgen hoeveelheid wordt aangegeven is:

$$f_0 - f_1 = \frac{dB}{dt} \quad \text{(continuïteitsvergelijking)} \tag{2.1}$$

en

$$f_1 = \frac{1}{\tau} B \quad \text{(stromingsvergelijking)} \tag{2.2}$$

waarin f_0 en f_1 functies van de tijd zijn.

Uit (2.1) en (2.2) volgt:

$$\tau \frac{df_1}{dt} + f_1 = f_0 \tag{2.3}$$

de differentiaalvergelijking van het systeem.

Omdat (2.3) alleen een eerste afgeleide (naar de tijd) bevat, wordt het een 1e orde systeem genoemd.

Zoals in 2.3 nader zal worden uitgewerkt, komt τ overeen met $1/\alpha$ in de afvoerformule van DE ZEEUW-HELLINGA (35), waarin de afvoer wordt geschreven als $s = \alpha B$. Ook de reservoircoëfficiënt j in de formule van KRAIJENHOFF VAN DE LEUR (14) is een tijdsconstante van een systeem. Hierin is tijdens het staartverloop de afvoer recht evenredig met de berging.

2.2.2 Oplossingen voor één 1e orde systeem

De oplossing van de differentiaalvergelijking (2.3) $\tau \frac{df_1}{dt} + f_1 = f_0$

wordt hieronder gegeven voor drie waarden van f_0.

a. Er is geen invoer, $f_0 = 0$

$$\frac{df_1}{f_1} = -\frac{1}{\tau} dt$$

Integratie over het interval $\Delta t = t_n - t_{n-1}$

geeft $f_1(t_n) = f_1(t_{n-1}) e^{-\Delta t/\tau}$ (2.4)

Hiermee wordt het leeglopen van het reservoir weergegeven.

b. De invoer is constant per tijdsinterval, f_0 = constant

De oplossing van de gereduceerde vergelijking van (2.3) is $f_1 = C\, e^{-t/\tau}$.
Een particuliere oplossing is $f_1 = f_0$.
De algemene oplossing is $f_1 = f_0 + C\, e^{-t/\tau}$.
Om C op te lossen worden de volgende beginvoorwaarden gekozen:

b.a. Voor $t = 0$ $f_1 = 0$
dan is $C = -f_0$ en $f_1(t) = f_0(1 - e^{-t/\tau})$. (2.5)
Voor grote waarden van t nadert f_1 tot f_0.

b.b. Voor $t = 0$ geldt een invoer gelijk aan de op dat moment optredende uitvoer $f_1(0)$
dan is $C = f_1(0) - f_0$ en

$$f_1(t) = f_1(0)\, e^{-t/\tau} + (1 - e^{-t/\tau}) f_0 \tag{2.6}$$

Is f_0 de invoer gedurende het interval Δt en $f_1(0)$ gelijk aan de uitvoer $f_1(t_{n-1})$ aan het eind van het voorgaande interval Δt, waarbij $\Delta t = t_n - t_{n-1}$, dan is

$$f_1(t_n) = f_1(t_{n-1}) e^{-\Delta t/\tau} + (1 - e^{-\Delta t/\tau}) f_0 \tag{2.7}$$

Fig. 2 Het met (2.7) berekende uitvoerverloop f_1 waarbij de invoer f_0 constant is per tijdsinterval Δt

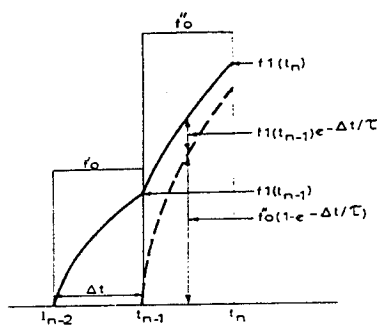


Fig. 2 The outflow hydrograph f_1 calculated with (2.7), inflow f_0 per time interval Δt being constant

Fig. 2 laat de betekenis van de verschillende factoren in de vergelijking (2.7) zien, wanneer f_0 per interval Δt constant is.

Het feit dat de neerslag als invoer in werkelijkheid niet constant is, kan oorzaak zijn van een foutieve berekening van de afvoer. De hoeveelheid neerslag in de tijd is niet in een algemeen geldende functie weer te geven. Men is derhalve genoodzaakt met een constante intensiteit per tijdsinterval te werken, waarbij geldt dat hoe kleiner het tijdsinterval wordt genomen, des te beter de benadering van een constante invoer over het gekozen interval is.

c. De invoer is recht evenredig met de tijd, $f_0 = \beta t$

De invloed van een niet constante f_0 kan gedemonstreerd worden door een invoer recht evenredig met de tijd te nemen. De oplossing van de gereduceerde vergelijking van (2.3) is weer $f_1 = C\,e^{-t/\tau}$.

Een particuliere oplossing is $f_1 = \beta(t - \tau)$.

De algemene oplossing is $f_1 = \beta(t - \tau) + C\,e^{-t/\tau}$.

Nemen we dezelfde beginvoorwaarden voor de oplossing van C, als onder b:

c.a. Voor $t = 0 \;\; f_1 = 0$

dan is $C = \beta\tau$ en $f_1(t) = \beta\tau\,e^{-t/\tau} + \beta(t - \tau)$ (2.8)

Voor grote waarden van t nadert f_1 dan asymptotisch tot $\beta(t - \tau)$.

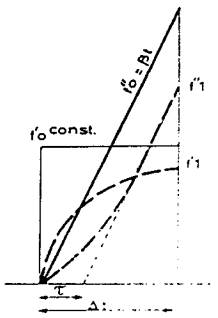


Fig. 3 Verschil in uitvoer f_1' en f_1'' voor het geval $f_0 = f_0' =$ constant en $f_0 = f_0'' = \beta t$, bij gelijk invoervolume over Δt

Fig. 3 The difference in outflow f_1' and f_1'' for $f_0 = f_0' =$ constant and for $f_0 = f_0'' = \beta t$, with equal inflow volume over Δt

Fig. 3 laat het verschil in uitvoer zien bij een zelfde totale invoer over Δt, maar in geval f_1' met constante invoer en in geval f_1'' met een invoer recht evenredig met t.

c.b. Voor $t = 0 \;\; f_1 = f_1(0)$

dan is $C = f_1 + \beta\tau$ en $f_1(t) = f_1(0)e^{-t/\tau} + \beta\tau\,e^{-t/\tau} + \beta(t - \tau)$ (2.9)

In het afvoerproces komen een aantal bergingssystemen voor. Deze systemen kunnen al of niet onafhankelijk van elkaar zijn en zowel naast elkaar als achter elkaar voorkomen. Komen de systemen naast elkaar voor, dan kunnen de berekende uitvoeren van de afzonderlijke systemen gesommeerd worden. Komen ze achter elkaar voor, dan moet een andere berekening gevolgd worden.

2.2.3 Oplossingen voor twee 1e orde systemen in serie

Het schema van twee 1e orde systemen in serie is gegeven in fig. 4; aangenomen wordt dat de variatie in berging in het tweede systeem niet van invloed is op de afvoer van het eerste systeem. De differentiaalvergelijkingen van beide systemen zijn:

$$\tau_1 \frac{df_1}{dt} + f_1 = f_0 \qquad (2.10)$$

en

$$\tau_2 \frac{df_2}{dt} + f_2 = f_1 \qquad (2.11)$$

Oplossingen met $f_0 =$ *constant:*

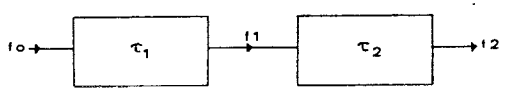
$$f_1 = C_1 e^{-t/\tau_1} + f_0 \qquad (2.10a)$$

en

$$f_2 = C_2 e^{-t/\tau_2} + \text{part. opl.} \qquad (2.11a)$$

Fig. 4 Schema van twee 1e orde systemen in serie

Fig. 4 Diagram of two 1st order systems connected in series



Een particuliere oplossing van (2.11a) wordt verkregen door in de algemene oplossing van (2.11) de constante nul te nemen.

De algemene oplossing van (2.11) is:

$$e^{t/\tau_2} f_2 = \int \frac{f_1}{\tau_2} e^{t/\tau_2}\, dt + \text{constante}$$

en de particuliere oplossing van (2.11a)

$$f_{2part} = e^{-t/\tau_2} \int f_1\, e^{t/\tau_2}\, d\,(t/\tau_2)$$

Met (2.10a): $f_{2part} = e^{-t/\tau_2} \int (C_1 e^{-t/\tau_1}\, e^{t/\tau_2} + f_0\, e^{t/\tau_2})\, d\,(t/\tau_2)$

Na uitwerking: $f_{2part} = \dfrac{\tau_1}{\tau_1 - \tau_2} C_1 e^{-t/\tau_1} + f_0$

en met (2.11a):

$$f_2 = C_2 e^{-t/\tau_2} + \frac{\tau_1}{\tau_1 - \tau_2} C_1 e^{-t/\tau_1} + f_0 \qquad (2.11b)$$

Als beginvoorwaarden voor de oplossing van C_1 en C_2 worden genomen

voor $t = 0 \quad f_1 = f_1(0)$ *en* $f_2 = f_2(0)$

met (2.10a) $C_1 = f_1(0) - f_0$

en met (2.11b) $C_2 = f_2(0) - \dfrac{\tau_1}{\tau_1 - \tau_2} f_1(0) + \dfrac{\tau_2}{\tau_1 - \tau_2} f_0.$

C_1 en C_2 ingevuld in (2.11b) en na omwerking:

$$f_2(t) = \left[f_2(0)\, e^{-t/\tau_2} + \frac{\tau_1}{\tau_1 - \tau_2} f_1(0) \left(e^{-t/\tau_1} - e^{-t/\tau_2}\right) \right] + \\ + \left[f_0 \left\{ 1 - \left(\frac{\tau_1}{\tau_1 - \tau_2} e^{-t/\tau_1} - \frac{\tau_2}{\tau_1 - \tau_2} e^{-t/\tau_2} \right) \right\} \right] \qquad (2.12)$$

Voor het geval $\tau_2 = \tau_1$ wordt de oplossing:

$$f_2(t) = f_2(0) e^{-t/\tau_1} + \frac{t}{\tau_1} f_1(0) e^{-t/\tau_1} + f_0 \left\{ 1 - \left(1 + \frac{t}{\tau_1}\right) e^{-t/\tau_1} \right\} \qquad (2.12a)$$

Fig. 5 Transformatie van het uitvoerverloop van een 1e orde systeem (lijn voor $\tau_2 = 0$) door een tweede in serie geschakeld 1e orde systeem, volgens (2.12); reservoirtijd van het eerste systeem τ_1 is 1,0 (a), 2,0 (b) en 4,5 (c)

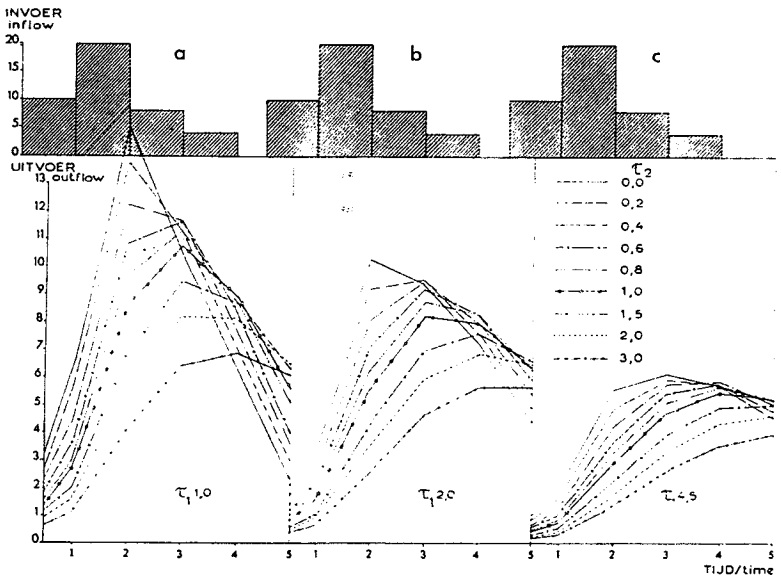


Fig. 5 Transformation of the outflow hydrograph of a 1st order system (line for $\tau_2 = 0$) by a second 1st order system, according to (2.12); reservoir time of the first system τ_1 is 1.0 (a), 2.0 (b) and 4.5 (c)

In de figuren 5a, b en c is de transformatie van de afvoer van een eerste systeem als gevolg van een tweede in serie geschakeld systeem weergegeven. Hiertoe wordt $f_1(0)$ telkens berekend met (2.7) en ingevuld in (2.12). Voor de achtereenvolgende tijdsintervallen (Δt) is f_0 gesteld op 10, 20, 8 en 4. Drie waarden van τ_1: 1,0, 2,0 en 4,5 zijn gecombineerd met τ_2 = 0,2, 0,4, 0,6, 0,8, 1,0, 1,5, 2,0 en 3,0 (τ en t in dezelfde tijdseenheden).

Hierbij kan het volgende worden opgemerkt:

a. De uitvoer van het tweede systeem heeft een top waar deze de dalende tak van de invoer van dit systeem, de lijn voor $\tau_2 = 0$, snijdt. Dit geldt in principe voor elk 1e orde systeem met willekeurige invoer. Immers, op het snijpunt is de invoer gelijk aan de uitvoer en $\dfrac{dB}{dt} = 0$. Aangezien $f = \dfrac{1}{\tau} B$ is ook $\dfrac{df}{dt} = 0$.

b. De vervorming van f_1 is bij kleine τ_2-waarden gering. Belangrijk is, dat bij een tweede systeem de verschuiving in de tijd steeds van merkbare invloed is.

Het gestelde onder b houdt in dat het theoretisch niet mogelijk is de afvoer van een aantal opeenvolgende systemen te berekenen als ware deze afkomstig van één systeem. Zou men de afvoer toch door middel van één systeem benaderen, dan moet daarbij met een verschuiving in de tijd rekening worden gehouden.

Berekening van de afvoer volgens (2.12) is nogal omslachtig. De vraag is of deze twee systemen, onder verwaarlozing van een verschuiving in de tijd, uit praktische overwegingen niet tot één systeem teruggebracht kunnen worden, waardoor de afzonderlijke berekening van de uitvoer van het eerste systeem f_1 achterwege kan blijven. Hiervoor zijn twee benaderingen geprobeerd.

a. Door in (2.12) te stellen $f_1(0) = f_2(0)$. Dan is:

$$f_2(t) = f_2(0) \left(\frac{\tau_1}{\tau_1 - \tau_2} e^{-t/\tau_1} - \frac{\tau_2}{\tau_1 - \tau_2} e^{-t/\tau_2} \right) + \\ + f_0 \left\{ 1 - \left(\frac{\tau_1}{\tau_1 - \tau_2} e^{-t/\tau_1} - \frac{\tau_2}{\tau_1 - \tau_2} e^{-t/\tau_2} \right) \right\} \qquad (2.13)$$

Vergelijking (2.13) kan geschreven worden als:

$$f_2(t) = f_2(0)\, \gamma + (1 - \gamma) f_0 \qquad (2.13a)$$

waarin

$$\gamma = \frac{\tau_1}{\tau_1 - \tau_2} e^{-t/\tau_1} - \frac{\tau_2}{\tau_1 - \tau_2} e^{-t/\tau_2}$$

(2.13a) heeft dezelfde vorm als (2.6) en (2.7).

b. Door f_1 constant te veronderstellen over Δt, zodat, voor $f_2(0) = 0$, uit $f_1 = f_0 (1 - e^{-t/\tau_1}) =$ constant en $f_2 = f_1 (1 - e^{-t/\tau_2})$ volgt $f_2(t) = f_0 (1 - e^{-t/\tau_1})(1 - e^{-t/\tau_2})$.

Schrijven we dit naar analogie van de laatste term van (2.6) en (2.7), in de volgende benadering $(1 - e^{-t/\tau_1})(1 - e^{-t/\tau_2}) = 1 - \beta$, dan is, indien $f_z(0) \neq 0$, $f_z(t) = f_z(0)\beta + (1 - \beta)f_0$ (2.14)

Met (2.13a) en (2.14) is het beoogde doel, vereenvoudiging tot de voor één systeem geldende formule, verkregen.

Uitgevoerde berekeningen van de afvoer met (2.12), (2.13a) en (2.14) met $f_0 = 10, 20, 8$ en 4 voor opeenvolgende tijdvakken Δt hebben aangetoond, dat de afwijking tussen (2.12) en (2.13a) veel groter is dan tussen (2.12) en (2.14).

Uit de figuren 6a, b en c, waar twee systemen volgens (2.12) en (2.14) voor verschillende waarden van τ_1 en τ_2 zijn berekend, blijkt dat de benaderende berekening volgens (2.14) alleen mag worden toegepast voor kleine τ_2 waarden, dwz. voor een kleine invloed van het tweede systeem.

Fig. 6 Berekening van de uitvoer van twee 1e orde systemen in serie met de exacte formule (2.12) en met de benaderingsformule (2.14); reservoirtijd van het tweede systeem τ_2 is 0,2 (a), 1,5 (b) en 3,0 (c)

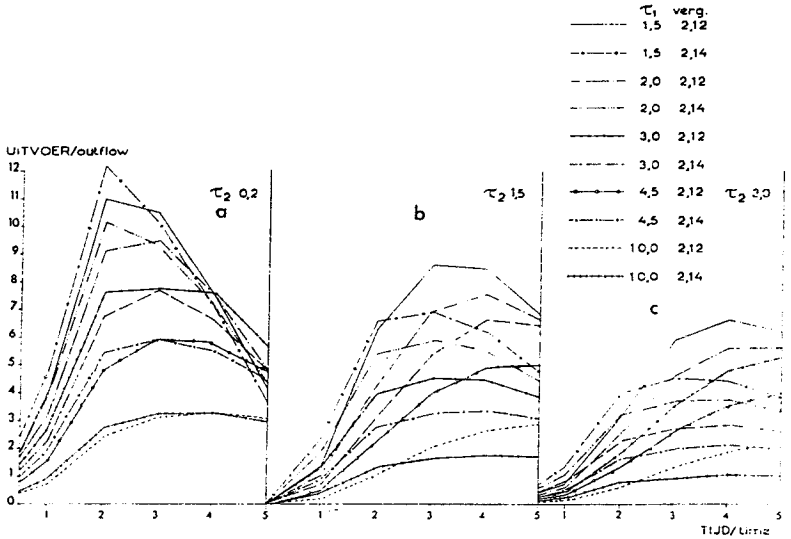


Fig. 6 Calculation of the outflow of two 1st order systems by the exact formula (2.12) and the approximation formula (2.14); reservoir time of the second system τ_2 is 0.2 (a), 1.5 (b) and 3.0 (c)

2.3 De invloed van de grondwaterberging

Bij een toevoer naar het grondwater s_i en een afvoer s wordt de continuïteitsvergelijking (2.1):

$$s_i - s = \frac{dB}{dt} \tag{2.1a}$$

Voor het weergeven van afvoerhoeveelheden wordt de in de vorige paragraaf ingevoerde algemene notatie f, vervangen door de in Nederland veelal gebruikte notatie s voor de afvoer uitgedrukt in een laagdikte per tijdseenheid en Q voor die in kubieke maat per tijdseenheid.

In de door DE ZEEUW en HELLINGA (35) afgeleide formule voor het verband tussen grondwaterafvoer en neerslag wordt verondersteld dat de afvoer gedurende het gehele afvoerproces evenredig met de berging is:

$$s = \alpha B \tag{2.2a}$$

Uit $ds = \alpha\, dB$ en (2.1a) volgt $ds = \alpha(s_i - s)dt$.

De oplossing van deze differentiaalvergelijking, onder voorwaarde dat s_i = constant gedurende Δt,

$$s(t_n) = s(t_{n-1})e^{-\alpha\Delta t} + (1 - e^{-\alpha\Delta t})s_i \tag{2.7a}$$

komt overeen met (2.7), waarin $\tau = 1/\alpha$.

Het aannemen van een afvoer recht evenredig met de berging gedurende het gehele afvoerproces houdt in dat de vorm van de grondwaterspiegel constant moet zijn. Door DE ZEEUW en HELLINGA wordt de vorm van de grondwaterspiegel benaderd door een ellips, waarin bij een maximum hoogte m en een gemiddelde hoogte h van de grondwaterstand boven de ontwateringsbasis, $h = \frac{\pi}{4} m$.

Voor het berekenen van de berging B uit de grondwaterstand moet de bergingsfaktor μ bekend zijn. In dit bestek wordt aangenomen dat μ een bodemconstante is en onafhankelijk is van de hoogte van de grondwaterstand. Uit $B = \mu h$ en $s = \alpha B$, volgt $s = \alpha\mu \frac{\pi}{4} m$.

Bij toepassing van (2.2a) op de stationaire situatie en op de daarbij behorende drainageformule van HOOGHOUDT in zijn eenvoudigste vorm

$$s = \frac{8\,K\,d\,m}{l^2} = \alpha' m \tag{2.15}$$

kunnen voor α en α' de volgende betrekkingen worden afgeleid:

$$\alpha = \frac{4}{\pi}\frac{8\,K\,d}{\mu\,l^2} \tag{2.16}$$

en

$$\alpha' = \frac{\pi}{4}\mu\,\alpha \tag{2.17}$$

Hierin is K de doorlaatfactor van de grond $[l \cdot t^{-1}]$, d de dikte van de equivalentlaag $[l]$ en l de drainafstand $[l]$.

Met deze formules beschikt men over de mogelijkheid verband te leggen tussen berging, afvoer en hydrologische eigenschappen van het profiel.

WESSELING (32) geeft een soortgelijke oplossing als (2.7a), met als uitgangsvergelijkingen

$\mu\, dm = (s_i - s)\, dt$ en $s = \alpha' m$

Opgemerkt moet worden dat in deze afleiding van α de tweede term in de volledige formule van HOOGHOUDT

$$s = \frac{8\, K\, d\, m + 4\, K\, m^2}{l^2}$$

wordt verwaarloosd.

Schrijft men deze formule in de vorm

$$s = \frac{8K\,(d + {}^1/_2\, m)}{l^2}\, m,$$

dan blijkt dat de invloed van m op α klein is wanneer $^1/_2\, m$ klein is ten opzichte van d. De tweede term mogen we niet verwaarlozen wanneer een ondoorlatende of slecht doorlatende laag op geringe afstand beneden het ontwateringsniveau aanwezig is.

Oplossingen voor het geval

$$s = \frac{8\, K\, d\, m + 4\, K\, m^2}{l^2} \text{ en } s = \frac{4\, K\, m^2}{l^2}$$

zijn gegeven door WESSELING (32).

Bij de afleiding van voorgaande vergelijkingen is verondersteld dat de grondwaterspiegel gedurende het afvoerproces een constante vorm heeft. Hieruit volgt dat de ontwateringsafvoer tussen de sloten over de gehele breedte van het perceel ten tijde t_n van gelijke intensiteit is. In werkelijkheid echter wordt het water nabij de randen van het perceel, gedurende en enige tijd na regenval, sneller afgevoerd dan vanuit het midden. Dit wil zeggen dat de afvoer, althans in het begin van het afvoerproces, niet recht evenredig is met de berging.

De ontwateringsafvoer kan, rekening houdend met de veranderingen in de vorm van de grondwaterspiegel, als volgt worden geanalyseerd (zie ook fig. 7):

$$-\mu \frac{\delta y}{\delta t}\, dx = \frac{\delta q_x}{\delta_x}\, dx \qquad (2.18)$$

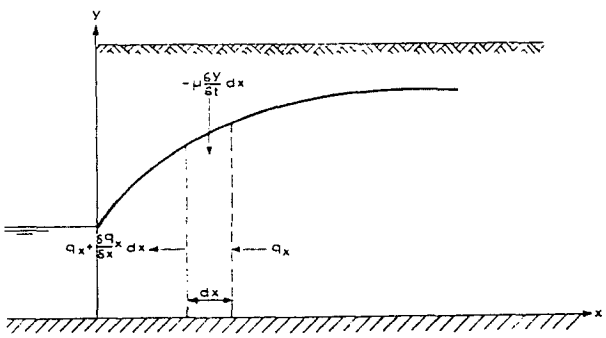


Fig. 7 Schema voor de berekening van de grondwaterstandsverandering onder invloed van de afvoer

Fig. 7 Diagram for the calculation of the change of the groundwater level under the influence of discharge

$$q_x = -KD \frac{\delta y}{\delta x} \quad \text{of} \quad \frac{\delta q_x}{\delta x} = -KD \frac{\delta^2 y}{\delta x^2} \qquad (2.19)$$

Uit (2.18) en (2.19) volgt

$$\frac{\delta y}{\delta t} = \frac{KD}{\mu} \frac{\delta^2 y}{\delta x^2} \qquad (2.20)$$

Uitgaande van een horizontaal freatisch vlak ter hoogte van de ontwateringsbasis wordt de afvoer $s(t)$ aan het eind van een tijdsinterval Δt met constante toevoer naar het grondwater s_i, volgens KRAIJENHOFF VAN DE LEUR (14):

$$s(t) = s_i \left\{ 1 - \frac{8}{\pi^2} \sum_{n = 1, 3, 5 \ldots}^{n = \infty} \frac{1}{n^2} e^{-n^2 \Delta t / j} \right\} \qquad (2.21)$$

en de waterstand midden tussen de ontwateringsmiddelen:

$$y(t) = s_i \frac{\pi^2}{8} \frac{j}{\mu} \left\{ 1 - \frac{32}{\pi^3} \sum_{n = 1, -3, 5 \ldots}^{n = \infty} \frac{1}{n^3} e^{-n^2 \Delta t / j} \right\} \qquad (2.22)$$

Hierin is j de reservoircoëfficiënt $j = \frac{1}{\pi^2} \frac{\mu l^2}{KD}$

met dimensie t

Enige tijd na regenval, eerder bij kleine en later bij grote waarden van j, stelt zich een zogenaamd staartverloop in. Hierin is de afvoer weer recht evenredig met de berging en wel $s = \frac{1}{j}\, B$. Onder deze omstandigheden komt j dus overeen met τ van een 1e orde systeem. Berekening van het gehele afvoerproces met behulp van een 1e orde systeem geeft ten opzichte van berekening met de formule van KRAIJENHOFF VAN DE LEUR te lage waarden voor de top in de afvoer en te hoge tijdens het staartverloop.

Met de hier beschreven formules kan, voor het geval de aanvoer over Δt constant is, de berging in de grond en daarmede de vervorming van neerslag naar afvoer geanalyseerd worden. Wegens de fysisch juistere grondslag worden bij de analyse van de ontwateringsafvoer de formules van KRAIJENHOFF VAN DE LEUR toegepast.

2.4 De invloed van de leidingen op het verloop van de afvoer

2.4.1 Algemeen

Voordat het water een meetpunt in een stroomgebied passeert, heeft het een zekere weg afgelegd door de open leidingen. Bij toename van de afvoer stijgen de waterstanden in de leidingen. Dit heeft tot gevolg dat een deel van het water vertraagd tot afstroming komt. De berging in de leiding heeft aldus in principe een afvlakking van de ontwateringsafvoer tot gevolg. Bij analyse van de afvoer, zoals deze op een meetpunt wordt vastgesteld, is het van belang te weten of de leidingberging ten opzichte van de grondwaterberging van merkbare invloed op het afvoerverloop is.

De systemen grond en leiding worden door het water achter elkaar doorlopen. Bij de behandeling van twee 1e orde systemen in serie (par. 2.2) is gebleken dat het in principe niet juist is beide systemen als één systeem, met één waarde voor τ, te analyseren.

Bovendien moet worden opgemerkt dat de systemen grond en leiding niet onafhankelijk van elkaar zijn. Door stijging van de waterstand in de leiding wordt de grondwaterafvoer vertraagd en kan ook de afvoer uit de zijleidingen geremd worden. Deze onderlinge afhankelijkheid zal groter zijn naarmate het gebied vlakker is.

Voor de berekening van de afmetingen van leidingen wordt veelal als benadering de eenparige stroming tot uitgangspunt genomen (RICHTLIJNEN, 20).
Een veel gebruikte formule is die van DE CHÉZY:
$Q = A\ C\ R^{1/2}S^{1/2}$, waarin volgens MANNING $C = K_M R^{1/6}$.
Hierin is Q de afvoer $[l^3 \cdot t^{-1}]$, A het oppervlak van doorstroming $[l^2]$, R de hydraulische straal $[l]$, S het verhang en K_M een coëfficiënt voor de wandruwheid $[l^{1/3} \cdot t^{-1}]$.
Bij eenparige stroming kan A als maat voor de berging worden beschouwd. In fig. 8

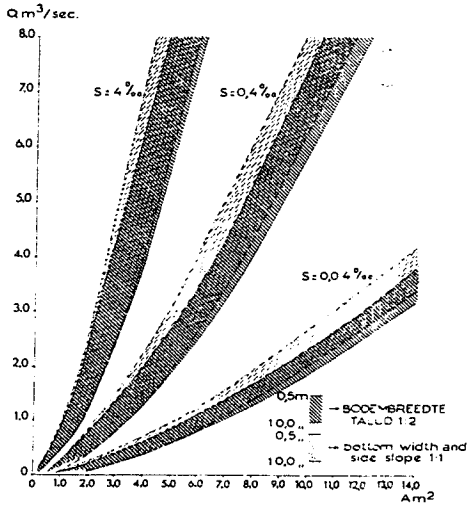


Fig. 8 Verband tussen debiet Q en natte doorsnede A, berekend volgens $Q = K_M\ A\ R^{2/3}S^{1/2}$ voor K_M is 30 en voor verschillende waarden van het verhang S, de bodembreedte en de taludhelling

Fig. 8 Relationship between channel flow Q and cross sectional area A, calculated according to $Q = K_M A R^{2/3} S^{1/2}$; for $K_M = 30$ and for various values of the slope S, the bottom width and the side slope

is Q voor een aantal berekende gevallen uitgezet tegen A. Hieruit blijkt dat de verhouding tussen Q en A overwegend wordt bepaald door het verhang. In par. 4.2 wordt nader op deze verhouding ingegaan.

De stroming in leidingen is in werkelijkheid echter bijna nooit eenparig en zelfs niet-stationair. Het in rekening brengen van een niet-stationaire stroming leidt tot zeer ingewikkelde formuleringen (ROUSE, 21).

De invloed van de leidingberging op het afvoerverloop is dus, evenals de voortplanting van afvoergolven door een leiding of reservoir, een niet-stationair probleem. Aan deze invloed van leidingen is in Nederland bij afvoerstudies tot nu toe weinig aandacht besteed. In de Amerikaanse literatuur worden de hiermee samenhangende verschijnselen, onder de zgn. 'flood-routing' behandeld. Dikwijls wordt zelfs verondersteld, dat de transformatie van neerslag in afvoer in belangrijke mate veroorzaakt wordt door het bergingseffect van het leidingenstelsel (par. 2.5).

De methoden van 'flood-routing' hebben meestal betrekking op het lopen van een afvoergolf door een reservoir of leiding. De opzet is om bij een bekend invoerverloop het uitvoerverloop aan het eind van een reservoir of leiding te berekenen.

In het geval van afvoer in leidingen worden daarbij meestal alleen transportleidingen in beschouwing genomen. Eventuele plaatselijke invoer wordt verwaarloosd of, wanneer deze relatief groot is, bij de invoer of bij de uitvoer opgeteld (LINSLEY e.a., 18). Genoemde methoden worden in de praktijk toegepast op verhangen in de waterspiegel die niet gelijk zijn aan het bodemverhang. De indicatie voor deze afwijking van de eenparige stroming is te vinden in het verband tussen waterhoogte en afvoer, waarbij hysteresis optreedt.

Bij het afvoeronderzoek in Nederlandse stroomgebieden zijn de in Amerika ontwikkelde methoden van 'flood-routing' vaak niet toe te passen. In de eerste plaats zal men meestal rekening moeten houden met invoer op korte onderlinge afstanden vanuit zijsloten en -leidingen. Dit houdt in dat verhoging van de waterstanden meer gelijktijdig over de volle lengte van de leidingen zal plaats vinden. In de tweede plaats is er geen systematisch verschil te vinden tussen afvoer en waterstand bij stijgende en dalende waterstanden, voor zover dit althans uit eigen metingen in hellende gebieden (fig. 19b, c en e) kan worden nagegaan. Het verhang in de waterspiegel mag dus bij benadering constant worden genomen; hysteresis treedt niet op.

2.4.2 Benaderingsformule

Voor leidingen wordt de continuïteitsvergelijking (2.1):

$$S - Q = \frac{dB}{dt} \qquad (2.1b)$$

Hierin is S in het algemeen de invoer en voor sloten de ontwateringsafvoer $[l^3 \cdot t^{-1}]$,

Q de uitvoer op het meetpunt $[l^3 \cdot t^{-1}]$, en B de berging in het beschouwde leidingvak $[l^3]$. Voor de oplossing van (2.1b) moet het verband tussen B en Q bekend zijn.

Bij een eenparige stroming is $B = AL$, waarin A het oppervlak van doorstroming en L de lengte van het leidingvak is. Aangezien aan de eenparige stroming bijna nooit exact wordt voldaan, zal $B = AL$ in werkelijkheid een benadering zijn. De benadering is beter wanneer:

a. de golfvorming gering is en
b. de toename van het verhang in het leidingvak, als gevolg van het met de afstand toenemende debiet, klein is.

Aan de voorwaarden (a) en (b) wordt voldaan wanneer er een eenduidig verband is tussen afvoer en waterhoogte. Dit gaat dus op voor de door ons onderzochte meetpunten (par. 2.4.1).

Tenslotte moet, om $B = AL$ te mogen toepassen, het verband tussen Q en h of tussen Q en A gelden voor de gehele lengte L van de leiding. In elk geval moet voor een benadering de Q-h kromme representatief zijn voor het betreffende leidingvak.

In nagenoeg vlakke polders zal het gestelde onder (b) wel van invloed kunnen zijn, hoewel ook daar de berging tengevolge van een verhang afwijkend van het bodemverhang meestal klein is vergeleken met de berging die het gevolg is van de toename van A in het dwarsprofiel.

In de figuren 9a t/m g zijn van een aantal meetpunten, waarvan de afvoergegevens in hoofdstuk 5 worden behandeld, de gemeten waarden van Q en A tegen elkaar uitgezet. Boven een bepaalde A_0-waarde kan in vrijwel alle gevallen het verband tussen Q en A worden benaderd door een rechte lijn. Deze benadering blijkt zelfs bij de gemeten afvoeren in de meeste gevallen beter op te gaan dan bij het met de formule van DE CHÉZY-MANNING berekende verband tussen Q en A (fig. 8).

Bij hoge afvoeren komen soms afwijkingen voor tengevolge van opstuwing, waarvan fig. 9f een duidelijk voorbeeld geeft. Hierbij dient men wel te bedenken dat in de in fig. 9 weergegeven afvoeren ook de topafvoeren van 2 december 1961 zijn begrepen, die tot de zeer hoge gerekend moeten worden.

De topafvoeren ontwikkelen zich meestal wanneer de vulling van de leiding groter is dan die welke overeenkomt met A_0. Voor de hieronder te bespreken berekening van het reservoireffect van de leiding, in perioden waarin de afvoer groter is dan Q_0, is dus het aannemen van de volgende evenredigheid tussen afvoer en berging verantwoord.

Uit $Q = v_0 A_0 + v'A'$, waarbij $A' = A - A_0$ en $Q' = Q - Q_0$, volgt $Q' = v'A'$. Nemen we $1/K$, naar analogie van de in de Amerikaanse literatuur veel gebruikte notatie, als evenredigheidsfactor voor het verband tussen afvoer Q' en berging B':

$$Q' = \frac{1}{K} B', \text{ met } K = \tau \qquad (2.2b)$$

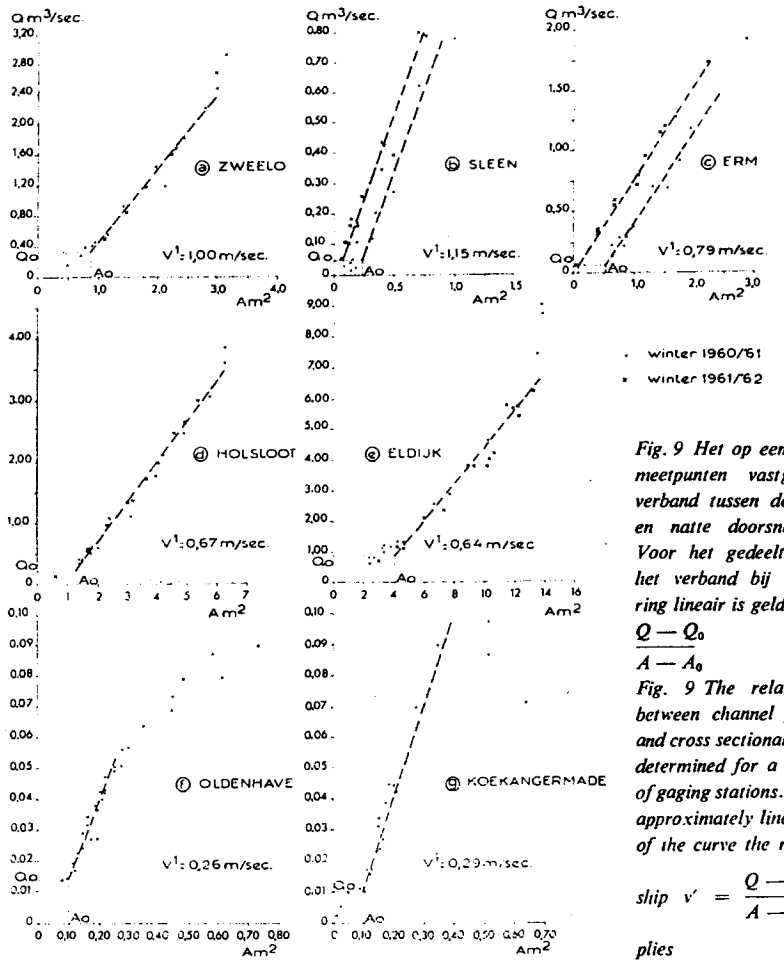


Fig. 9 Het op een aantal meetpunten vastgestelde verband tussen debiet Q en natte doorsnede A. Voor het gedeelte waar het verband bij benadering lineair is geldt: $v' = \frac{Q - Q_0}{A - A_0}$

Fig. 9 The relationship between channel flow Q and cross sectional area A determined for a number of gaging stations. For the approximately linear part of the curve the relationship $v' = \frac{Q - Q_0}{A - A_0}$ *applies*

De oplossing van (2.1b) en (2.2b) waarbij S is constant gedurende Δt is analoog aan (2.7) en luidt:

$$Q'(t_n) = Q'(t_{n-1})e^{-\Delta t/K} + (1 - e^{-\Delta t/K})S \qquad (2.7b)$$

De factor K kan ook als volgt worden berekend:

$$Q' = v'A'; \; B' = A'L; \; B' = \frac{L}{v'} Q'$$

$$\text{met (2.2b): } K = \frac{L}{v'} \qquad (2.23)$$

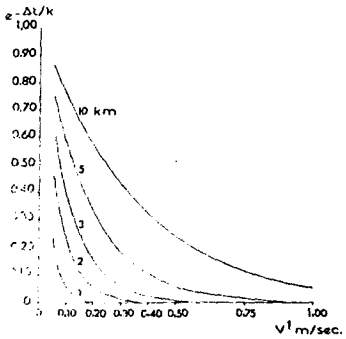


Fig. 10 Waarden van $e^{-\Delta t/K}$ (2.7b) voor Δt = 8 uur en voor verschillende waarden van v' en lengte van de leiding L, waarbij K = L/v'

Fig. 10 Values of $e^{-\Delta t/K}$ (2.7b) for Δt = 8 hrs and for various values of v' and the length of channel L, wherein K = L/v'

K geeft dus de tijd aan waarin de afvoer Q' het leidingvak doorloopt. De grootte van K is af te leiden uit het gemeten verband tussen Q' en A' (fig. 9). Wanneer v' niet bekend is, zal men deze als benadering kunnen berekenen met de formule voor eenparige stroming (zie ook fig. 8).

Ter illustratie van de volgens (2.7b) berekende invloed van de slootberging zijn in fig. 10 de waarden van $(e^{\Delta t/K})$ voor verschillende waarden van v' en L weergegeven, voor een berekening van de afvoer met Δt = 8 uur. Zoals verwacht kan worden, blijkt dat vooral bij kleine v' en lange leidingen de berging in de leiding van grote invloed zal zijn op het afvoerverloop. Ook blijkt hieruit dat de invloed van de kavelsloten, waar de stroomsnelheden vaak klein zijn, niet verwaarloosd mag worden.

De invloed van de leidingberging in een samengesteld leidingsysteem kan nu als volgt worden geschematiseerd. De totale ontwateringsafvoer van het stroomgebied doorloopt eerst de kavelsloten. De gemiddelde lengte der kavelsloten is L_1. Het reservoireffect van de kavelsloten op de totale afvoer wordt gekarakteriseerd door

$$K_1 = \frac{L_1}{v'_1}$$

Vervolgens doorloopt de afvoer de grotere leidingen. Hier vindt over de gehele lengte verdeeld aanvoer vanuit de kavelsloten plaats. De K van deze leidingen wordt nu:

$$K_2 = \frac{L_2}{v'_2}$$

Men kan zich zo een aantal 1e orde systemen achter elkaar denken. In par. 2.2.3 is een oplossing voor twee systemen gegeven. Een belangrijke conclusie hierbij is dat er niet alleen een vervorming maar ook een tijdverschuiving optreedt, wanneer het water verschillende systemen moet doorlopen.

Uit de in 6.3 te geven benadering van de K-waarde van de leidingen blijkt dat deze in de onderzochte stroomgebieden klein is ten opzichte van de reservoirtijd van de grondwaterafvoer.

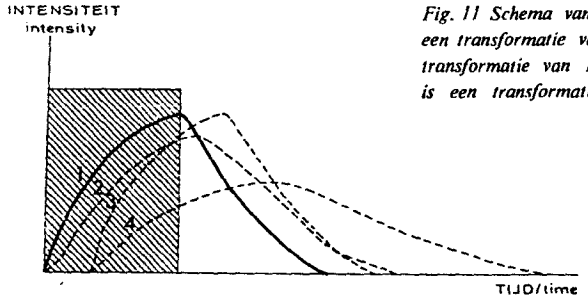


Fig. 11 Schema van transformatie en translatie; 1 is een transformatie van een constante invoer, 2 is een transformatie van 1, 3 is een translatie van 1 en 4 is een transformatie plus een translatie van 1

Fig. 11 Diagram for transformation and translation; 1 represents a transformation of a constant inflow, 2 represents a transformation of 1, 3 represents a translation of 1 and 4 represents a transformation plus a translation of 1

2.4.3 Translatie van het afvoerverloop

De veranderingen in de afvoerintensiteit, als gevolg van het reservoireffect van de leidingen, zijn in fig. 11 voor een drietal mogelijkheden schematisch weergegeven. Het invoerverloop in de leidingen (lijn 1) is daarbij gedacht te zijn ontstaan uit een voorafgaande transformatie van de neerslag door de grondwaterberging. De in de vorige paragraaf voor de invloed van berging in een leiding afgeleide formule (2.7b), leidt steeds tot een transformatie van het invoer- of aanvoerverloop (lijn 2). Een zuivere translatie (lijn 3) wordt hiermee niet verkregen.

Bij de analyse van de op een meetpunt waargenomen afvoeren beschikt men meestal niet over het afvoerverloop volgens lijn 1, maar over het verloop volgens lijn 2. Tracht men nu het reservoireffect uit gemeten afvoer en neerslag door middel van één bergingssysteem te analyseren, dan zal deze moeten worden benaderd met één reservoirtijd *en* een translatie. Op deze wijze gezien lijkt elk volgend 1e orde systeem een translatie-element aan het afvoerverloop toe te voegen, terwijl het in werkelijkheid opeenvolgende transformaties zijn.

Nu is uit de 'flood-routing' literatuur wel translatie van afvoergolven bekend (LINSLEY e.a., 18; pag. 220). Ook wordt bij onze metingen in het gebied Oldenhave (5.1) zowel uit de analyse van het grondwaterstandsverloop als uit de analyse van het afvoerverloop in de leiding eenzelfde reservoircoëfficiënt berekend. De werkelijke afvoer in de leiding komt ca. 2 uur later dan de berekende, hetgeen op een zuivere translatie van het afvoerverloop zou wijzen.

Over de vraag onder welke voorwaarden translatie bij de 'flood-routing' voorkomt en of wij dit onder onze omstandigheden ook kunnen aantreffen, kan het volgende worden opgemerkt.

In de 'flood-routing' literatuur wordt in verband met de veelal waargenomen hysteresis tussen berging en afvoer, de berging geformuleerd als het gewogen gemiddelde van in- en uitvoer vermenigvuldigd met K. In plaats van $B = KQ$ wordt als benadering van de niet-eenparige stroming meestal de zgn. Muskingum-methode gebruikt (LANGBEIN, 17; LINSLEY e.a., 18, ROUSE, 21), waarbij (2.2b) als volgt wordt geschreven:

$$B = K\{xS + (1 - x)Q\} \qquad (2.24a)$$

$$\text{of } B = KQ + Kx\,(S\text{-}Q) \qquad (2.24b)$$

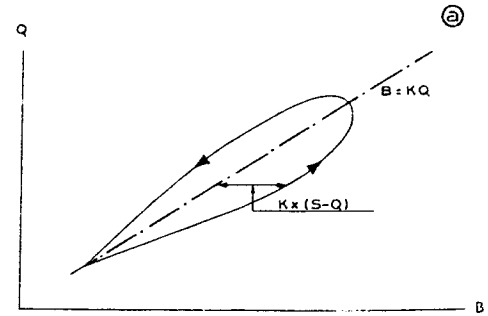
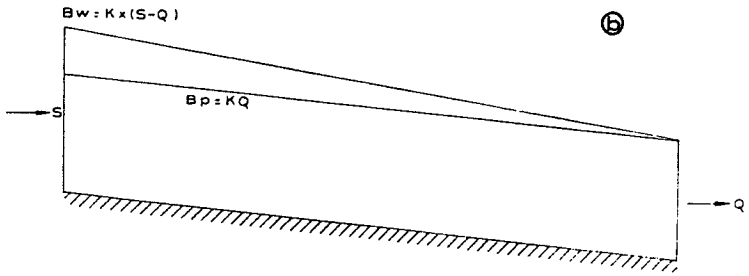


Fig. 12 Verband tussen berging en afvoer tijdens afvoergolven (a); bij de berging wordt onderscheid gemaakt in 'wedge-storage' Bw en 'prism-storage' Bp (b) (naar ROUSE*)*

Fig. 12 Relationship between storage and discharge during the passage of flood waves (a); a difference is made between wegde-storage Bw and prism-storage Bp (b) (after ROUSE*)*



De figuren 12a en 12b laten de betekenis van de vergelijkingen (2.24a) en (2.24b) zien. In fig. 12b is *Bp* ('prism-storage') de berging bij een verhang gelijk aan het bodemverhang en *Bw* ('wedge-storage') de berging tengevolge van een afwijkend verhang. Voor $x = 0$ is er geen 'wedge-storage' en bestaat er een eenduidig verband tussen B en Q. Voor B geldt dan $B = K\,Q$ en er vindt alleen een transformatie van de uitvoer ten opzichte van de invoer plaats. Deze situatie komt overeen met die van onze stroomgebieden, waar, voor zover wij thans kunnen nagaan, de 'wedge-storage' geen rol van betekenis speelt.

In het geval van verplaatsing van echte afvoergolven door een transportleiding mag de hysteresis en dus de 'wedge-storage' niet worden verwaarloosd. Wanneer S en Q bekend zijn, kan B worden berekend. De waarde van x kan gevonden worden door in (2.24a) opeenvolgende waarden van Q, S en B te proberen. Hiermee kan een bij benadering eenduidig verband worden verkregen tussen B en $x\,S + (1 - x)Q$, dat geldt voor een gemiddeld verhang van de waterspiegel gedurende de afvoerperiode.

Voor $x = 0{,}5$, zijn de in- en uitvoer van gelijke invloed op de berging. Verg. (2.24a) wordt dan

$$B = K\frac{S + Q}{2} \text{ en (2.24b) } B = K\,Q + K\frac{S - Q}{2}$$

Volgens fig. 12b is het gemiddelde verhang dan gelijk aan het bodemverhang. Bij $x = 0{,}5$ zou alleen translatie van de afvoergolf optreden (LANGBEIN, 17 en LINSLEY

e.a., 18). Dit blijkt wanneer de bergingsformule (2.1b) als volgt wordt geschreven:

$$\frac{S_1 + S_2}{2}\Delta t - \frac{Q_1 + Q_2}{2}\Delta t = B_2 - B_1$$

Introduceert men hierin

$$B = K\frac{S + Q}{2}, \text{ dan geldt:}$$

$$\frac{S_1 + S_2}{2}\Delta t - \frac{Q_1 + Q_2}{2}\Delta t = K\frac{S_2 + Q_2}{2} - K\frac{S_1 + Q_1}{2}$$

Wanneer K constant is en voor Δt tijdsintervallen worden genomen gelijk aan K, dan geldt: $Q_2 = S_1$, d.w.z. geen transformatie, doch alleen translatie. Ook ROUSE (21, pag. 684) geeft als voorwaarde voor translatie van de afvoergolf: $x = 0{,}5$ en $\Delta t = 2\,Kx$; bovendien moet K constant zijn.

Zuivere translatie kan dus voorkomen bij een niet-eenparige stroming, onder voorgenoemde, als bijzonder aan te merken, voorwaarden. Algemeen kan men stellen dat afgezien van de bij transformatie steeds aanwezige verschuiving, zich een extra translatie-element in het afvoerverloop kan voordoen wanneer Q sneller toeneemt dan voor een eenparige stroming met een constante K uit de toename van de berging wordt berekend. Dit is mogelijk:

a. onder invloed van een zekere 'wedge-storage', hetgeen voorzover kan worden nagegaan in de Nederlandse stroomgebieden van beperkte betekenis is,

b. wanneer bij eenparige stroming $\frac{dQ}{dB} = \frac{1}{K}$ toenemend of K afnemend is, dit wil zeggen bij een toename van de berging in de leiding is de toename van de afvoer groter dan die volgens $Q = \frac{1}{K}B$.

Worden Q en B (of A) berekend volgens de formule van DE CHÉZY dan neemt $1/K$ inderdaad met Q toe (fig. 8). Uit de grafieken van de gemeten afvoeren (fig. 9) blijkt dat de toename van $1/K$ in werkelijkheid vooral bij lage afvoeren wordt waargenomen. Het in de leiding optredende afvoerverloop kan zich daardoor voordoen als voornamelijk een verschuiving in de tijd ten opzichte van het invoerverloop.

Opgemerkt moet worden dat de indruk van een optredende translatie ook wordt verkregen wanneer de eerste neerslag dient ter aanvulling van het verdampingsoverschot of ter opvulling van begroeide kavelsloten. Deze hoeveelheden doen niet of niet merkbaar aan de afvoer mee, waardoor pas enige tijd na het begin van de neerslag de afvoer op gang komt.

2.5 Vergelijking met de methode van de 'unit hydrograph'

2.5.1 Het begrip 'unit hydrograph'

Voor het berekenen van afvoeren, in het bijzonder van hoge afvoeren, worden in de Verenigde Staten verschillende methoden toegepast, die gebaseerd zijn op het principe van de 'unit hydrograph'. De 'unit hydrograph' geeft het voor een bepaald stroomgebied karakteristieke afvoerverloop, dat het gevolg is van een constante neerslagintensiteit van bepaalde duur, waaruit een afvoervolume van 1 inch resulteert. De grondgedachte in de 'unit hydrograph' methode is, dat voor regenvallen van gelijke duur maar verschillend in intensiteit, de duur van de afvoer (tijdsbasis) constant is en de ordinaten van de 'hydrograph' recht evenredig zijn met het afvoervolume (SHERMAN, 23, ROUSE, 21, VAN KREGTEN, 16).

De ordinaten van een 'hydrograph' kunnen ook worden berekend met behulp van een vaste procentuele verdeling van de invoer over achtereenvolgende tijdsintervallen. BERNARD (1) voerde hiervoor de term 'distribution graph' in.

In de Amerikaanse literatuur (SHERMAN, 23, LINSLEY e.a., 18) wordt de snelle verandering in het afvoerverloop toegeschreven aan het in hoofdzaak over of nabij de oppervlakte tot afvoer komen van de neerslag. Verondersteld wordt dat de 'unit hydrograph' betrekking heeft op deze 'surface' – en 'subsurface flow', samenvattend vaak 'runoff' genoemd. Daarnaast wordt een langzame afvoer, 'base flow', onderscheiden, welke toegeschreven wordt aan grondwaterafvoer. Aan deze laatste wordt in de studie van hoge afvoeren niet veel aandacht geschonken; zij blijkt te verwaarlozen te zijn ten opzichte van de afvoer uit het snelle afvoerproces. De langzame afvoer wordt meestal schetsmatig bepaald aan de hand van het gemeten afvoerverloop.

De invoer is bij de methode van de 'unit-hydrograph' dikwijls niet de neerslag, maar de 'runoff'. De reductie van neerslag tot 'runoff' wordt bepaald door de infiltratiesnelheid, de aanvulling van de verdampte hoeveelheid water en de oppervlakteberging tot aan het moment dat 'runoff' begint. Voor de oppervlakte-afvoer zelf is vooral in hellend terrein, weinig berging nodig.

Wanneer op deze wijze de invoer wordt benaderd door een tot 'runoff' gereduceerde neerslag, dan houdt dit in dat de eigenlijke transformatie eerst in de afvoerleidingen begint. Bij het vaststellen van de eigenschappen van een stroomgebied, die de vorm van de 'unit hydrograph' bepalen, wordt dan ook veel aandacht geschonken aan het bergingseffect van de leidingen.

Door de wijze waarop de 'unit hydrograph' uit gemeten afvoerverlopen wordt vastgesteld is het niet nodig zich uit te spreken over de fysische betekenis van de processen in het veronderstelde bergingssysteem. De 'unit hydrograph' kan het resultaat zijn van, zowel een transformatie van neerslag tot 'runoff', als van 'runoff' tot afvoer op een bepaald punt in de leiding.

Transformatie van de neerslag of 'runoff' veronderstelt bergingseffecten. Dit houdt in dat de duur van de afvoer een funktie van de topafvoer moet zijn en dat deze dus niet bij verschillende regenintensiteiten constant kan zijn. Volgens LINSLEY e.a., (18),

blijkt echter een constante tijdsbasis voor de vaststelling van de afvoer in de praktijk een voldoende nauwkeurige weergave van de werkelijkheid te geven. Meestal wordt bij analyse van een aantal afvoerverlopen voor één meetpunt aldus te werk gegaan dat men de lijn van grondwaterafvoer, die veelal uit de vrije hand wordt getrokken, zodanig laat aansluiten bij de gemeten afvoer dat voor de verschillende afvoerverlopen een constante tijdsbasis wordt verkregen.

Alleen die neerslagen komen in aanmerking voor het berekenen van de 'unit hydrograph', welke zo goed mogelijk aan de volgende eisen voldoen:

a. De neerslag moet vallen over de voor de betreffende 'unit hydrograph' specifieke tijdsduur.

b. De verdeling van de neerslag naar tijd moet constant zijn. Zoals reeds hiervoor werd aangegeven kan dit ook geïnterpreteerd worden als constante verdeling van de 'runoff' (LINSLEY e.a., 18).

c. De verdeling van de neerslag naar de plaats moet binnen het gebied van afvoer constant zijn.

Aan deze voorwaarden wordt in werkelijkheid bijna nooit voldaan. LINSLEY (18) vermeldt bepaalde afwijkingen die nog toelaatbaar worden geacht om tot een voldoende nauwkeurige benadering van de 'unit hydrograph' te komen. Opmerkelijk is dat de onder a, b en c genoemde eisen overeenkomen met die, welke bij de berekening van de grondwaterafvoer ten aanzien van de regenval meestal worden gesteld.

Het afvoerverloop als gevolg van een neerslag verdeeld over meerdere intervallen, waarbij per interval de regenintensiteit constant is, wordt vastgesteld door de berekeningen, volgens de methode van de 'unit hydrograph', voor elk interval afzonderlijk uit te voeren en de resultaten daarvan te superponeren.

2.5.2 De vergelijking van het 'unit hydrograph' principe met de formule van de grondwaterafvoer

In de literatuur wordt algemeen met nadruk aangegeven dat de toepassing van de methode van de 'unit hydrograph' beperkt is tot oppervlakte afvoer (LINSLEY e.a., 18: pag. 196). Onder Nederlandse omstandigheden overheerst doordegrondse afvoer en is de transformatie van de neerslag tot afvoer in de eerste plaats een gevolg van berging in het grondwater. Niettemin worden ook daarbij afvoerverlopen aangetroffen waarin op een basisafvoer kortdurende en snel reagerende afvoertoppen voorkomen. De vraag is gewettigd of de methode van de 'unit hydrograph' als empirische methode ook niet voor Nederlandse omstandigheden zou gelden en omgekeerd, of een afvoerformule gebaseerd op grondwaterafvoer niet eveneens kan dienen voor oppervlakte afvoer.

In de afvoerformule van KRAIJENHOFF VAN DE LEUR

$$s = s_i \left\{ 1 - \frac{8}{\pi^2} \sum_{n = 1, 3, 5 \ldots}^{n = \infty} \frac{1}{n^2} e^{-n^2 b/j} \right\} \qquad (2.21a)$$

waarin s wordt berekend aan het eind van een interval b met constante neerslag, is de vorm tussen de accoladen voor een bepaalde waarde van b constant. Deze wordt c_1 genoemd en is voor verschillende waarden van b/j in tabelvorm bekend (VAN HOORN, 9).

Nemen we voor een aantal opeenvolgende gelijke tijdsintervallen b als aanvoer s_{ib}, dan kan, onder toepassing van de rekenmethode van KRAIJENHOFF VAN DE LEUR (14), de afvoer aan het eind van elk interval als volgt worden berekend:

na 1 interval: $s_1 = c_1 ({}^{1b}/j) s_{i1}$
na 2 intervallen: $s_2 = c_1 ({}^{2b}/j) s_{i1} - c_1 ({}^{1b}/j) s_{i1} + c_1 ({}^{1b}/j) s_{i2}$
na 3 intervallen: $s_3 = c_1 ({}^{3b}/j) s_{i1} - c_1 ({}^{2b}/j) s_{i1} + c_1 ({}^{2b}/j) s_{i2} - c_1 ({}^{1b}/j) s_{i2} + c_1 ({}^{1b}/j) s_{i3}$

waarin $c_1 ({}^{nb}/j)$ een constante is.

Schrijven we voor $c_1 ({}^{2b}/j) - c_1 ({}^{1b}/j) = c_1 \left(\frac{2, 1b}{j} \right)$ enz.,

dan is dit ook een constante en is:

$$s_1 = c_1 ({}^{1b}/j) s_{i1}$$

$$s_2 = c_1 \left(\frac{2, 1b}{j} \right) s_{i1} + c_1 ({}^{1b}/j) s_{i2}$$

$$s_3 = c_1 \left(\frac{3, 2b}{j} \right) s_{i1} + c_1 \left(\frac{2, 1b}{j} \right) s_{i2} + c_1 ({}^{1b}/j) s_{i3}$$

$$s_m = c_1 \left(\frac{m, m - 1b}{j} \right) s_{i1} + c_1 \left(\frac{m-1, m-2b}{j} \right) s_{i2} \ldots + c_1 \left(\frac{1b}{j} \right) s_{im}$$

Hieruit volgt dat de afvoerberekening met de formule van KRAIJENHOFF VAN DE LEUR een constante verdeling van de neerslag over een aantal opeenvolgende perioden geeft en in dit opzicht dus vergelijkbaar is met de 'distribution graph'. Bij de methode van KRAIJENHOFF VAN DE LEUR nadert echter de afvoer asymptotisch tot de nulafvoer en is de tijdsbasis niet constant. In het geval de waarde van j klein is, hetgeen wil zeggen dat de afvoer snel op de neerslag reageert, maakt men geen grote fout wanneer met een constante tijdsbasis wordt gerekend. In tabel 1 is dit tot uitdrukking gebracht door het berekenen van het aantal intervallen b, dat moet verstrijken om de afvoerintensiteit te doen dalen tot een waarde die kleiner is dan 10% van de afvoerintensiteit op het moment dat de regen ophoudt. Zoals in 2.5.1 reeds is vermeld, wordt de 'unit hydrograph' overwegend toegepast op hoge afvoeren, daarbij kan de tijdsbasis uit praktische overwegingen constant worden genomen.

Omgekeerd kan men niet zeggen dat voor een bepaalde afvoerverdeling volgens de 'unit hydrograph' of 'distribution graph' altijd een j-waarde gevonden kan worden.

Tabel 1 Het aantal intervallen b, afhankelijk van de waarde van j, dat na beëindiging van de regenval moet verstrijken tot de afvoerintensiteit kleiner is dan 10% van de afvoerintensiteit op het moment dat de neerslag ophoudt

j	0,5	1	2	3	4	5	10	15	20	25
b	3	3	5	6	8	9	13	17	21	22

Table 1 The number of intervals b, dependent on the value of j, after cessation of rainfall until runoff intensity is less than 10% the intensity at the moment of cessation

De grondwaterafvoermethoden veronderstellen immers één bergingssysteem waardoor de topafvoer, die een gevolg is van een constante neerslag per interval, steeds aan het eind van dit interval moet komen. Bij de methode van de 'unit hydrograph' worden geen veronderstellingen ten aanzien van het bergingssysteem gedaan en kunnen zelfs meerdere systemen het afvoerverloop bepalen. Translatie-elementen, als gevolg van het doorlopen van meerdere systemen (2.4) of door andere verschijnselen veroorzaakt, worden in de vorm van de 'unit hydrograph' impliciet verantwoord.

Dat een extra translatie ten opzichte van één bergingssysteem ook in de 'unit hydrograph' aanwezig kan zijn, blijkt uit de volgende veronderstellingen die op een aantal plaatsen in de literatuur worden ingevoerd ter verklaring van de eigenschappen van de 'unit hydrograph'.

a. Bij een constante aanvoer in de vorm van 'runoff' wordt een extra translatie verkregen door de berging in de leidingen te beschrijven als functie van in- en uitvoer, volgens (2.24a): $B = K\{xS + (1 - x)Q\}$, waarin $x \neq 0$ (LANGBEIN, 17).

b. De aan de afvoer bijdragende oppervlakten kunnen, naar de verschillende aanlooptijden tot het meetpunt, worden gesplitst. Hieruit ontstaat een tijd-oppervlaktediagram, waarvan in fig. 13 een voorbeeld is gegeven (CLARK, 4; SNYDER, 24). Het tijd-oppervlaktediagram kan nu door een denkbeeldig reservoir worden geleid om een afvoerverloop te krijgen (CLARK, 4). De samenstelling van een tijdoppervlaktediagram, gecombineerd met een denkbeeldig reservoir geeft, evenals bij twee 1e orde systemen in serie, in principe een extra translatie in de afvoergolf.

Toepassing van de methode van het tijd-oppervlaktediagram op Nederlandse stroomgebieden stuit op bezwaren omdat, afgezien nog van de moeilijkheden die zich voordoen bij het vaststellen van de

Fig. 13 Tijd-oppervlaktediagram

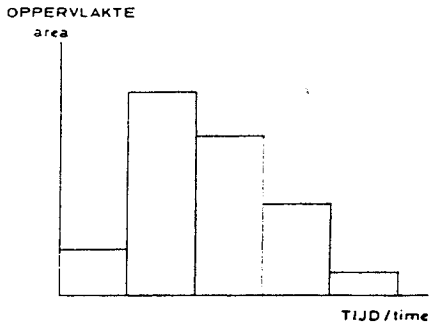


Fig. 13 Time area diagram

aanlooptijden, de ontwateringsafvoer meestal over kleine tijdsintervallen bekend moet zijn. Dit laatste is in het algemeen niet het geval.

c. De invoer in het leidingstelsel is niet een per tijdseenheid constante 'runoff', maar een zgn. virtueel invoerverloop. HORTON (10) reconstrueert dit invoerverloop uit het gemeten afvoerverloop aan de hand van de volgende uitgangspunten; zie fig. 14.
1e. De invoer eindigt op een tijdstip d overeenkomend met p, het buigpunt in de gemeten afvoer, waarna de uitzakkingskromme begint. Deze laatste wordt derhalve uitsluitend bepaald door het reservoireffect van de leidingen.
2e. De invoer loopt door de top van de uitvoer, d.w.z. de virtuele invoer wordt getransformeerd door een 1e orde systeem (par. 2.2). In- en uitvoer moeten daarom ook gelijktijdig beginnen.
3e. Het volume van in- en uitvoer is gelijk.

Ook bij deze methode worden dus, evenals bij die van het tijd-oppervlaktediagram, in feite twee bergingssystemen in serie verondersteld, waardoor een extra translatie wordt verkregen.

Hoewel bij de toepassing van de 'unit hydrograph' als inductieve methode geen voorwaarden worden gesteld ten aanzien van de aard van het bergingssysteem, blijkt uit de onder b en c genoemde veronderstellingen dat de extra translatie ten opzichte van de transformatie door één bergingssysteem, verklaard kan worden uit een aantal opeenvolgende transformaties van de invoer. Voor één van deze transformaties wordt soms een 1e orde systeem aangenomen.

De onder a genoemde verklaring voor de extra translatie zal, op grond van wat hierover in par. 2.4 is opgemerkt, voor Nederlandse stroomgebieden waarschijnlijk niet van toepassing zijn. Wel mag worden aangenomen dat de vervorming van de neerslag in het grondwaterreservoir, voordat deze als afvoer in de leidingen verschijnt, van grote invloed is. De veronderstelling dat de translatie in het afvoerverloop een gevolg is van het doorlopen van meerdere bergingssystemen, die in werkelijkheid achtereenvolgende transformaties geven (de paragrafen 2.2 en 2.4), wordt in het

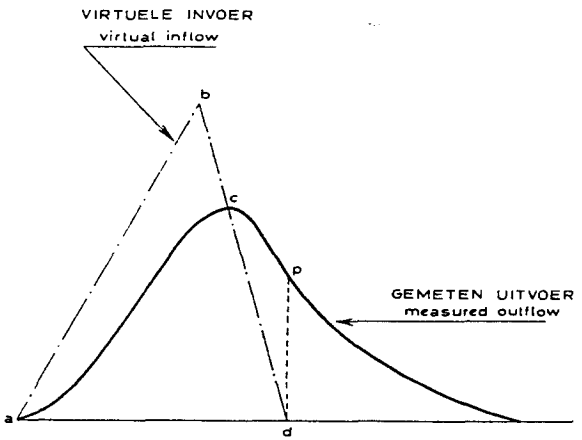


Fig. 14 Herleiding van een virtuele invoer uit een gemeten uitvoer volgens HORTON

Fig. 14 Conversion of a virtual inflow from a measured outflow after HORTON

Amerikaanse afvoeronderzoek eveneens als mogelijke verklaring van de vorm van de 'unit hydrograph' teruggevonden.

2.6 Het kiezen van de afvoerformule en van het tijdsinterval

Het afvoerverloop op een bepaald punt in een stroomgebied is het resultaat van de neerslag en de invloed daarop van een aantal reservoireffecten, die in hoofdzaak behoren tot de grondwater- en leidingberging (par. 2.1). In gebieden met diepe grondwaterstanden, met name in de hoge gronden, mag daarnaast het reservoireffect in de zakwaterfase niet verwaarloosd worden.

Een deductieve benadering van de werkelijke afvoer zal, gezien het gecompliceerde karakter van het afvoerverschijnsel en het ontbreken van de nodige gegevens omtrent in het geding zijnde hydrologische constanten, die bekend moeten zijn ter berekening van de verschillende fasen in het afvoerproces, voor veel stroomgebieden niet mogelijk zijn. Door analyse van gemeten afvoeren met behulp van een nader te kiezen afvoerformule zal getracht worden van een gebied de eigenschappen, die het afvoerverloop in hoofdzaak bepalen, zo goed mogelijk vast te leggen.

Omdat mag worden verwacht dat onder Nederlandse omstandigheden de grondwaterberging een overwegende rol speelt in het afvoerproces, ligt het voor de hand de afvoer te karakteriseren door middel van voor de grondwaterafvoer afgeleide betrekkingen. De methode van de 'unit hydrograph' is daarvoor minder geschikt. In de eerste plaats omdat de toepassing van de daarin opgenomen constante tijdsbasis beperkt is tot snelle afvoeren. In de tweede plaats omdat het met deze methode veel moeilijker is de fysische betekenis van de reservoireffecten in het proces van neerslag tot afvoer te benaderen.

Een inductieve analyse van de gemeten afvoeren door middel van één reservoireffect, in casu die van het grondwaterreservoir, is alleen mogelijk wanneer het reservoireffect in de leidingen ten opzichte van die in het grondwater klein is. Het reservoireffect van het totale leidingenstelsel neemt toe naarmate het gebied groter is, zodat deze veronderstelling in het algemeen slechts zal gelden voor niet al te grote stroomgebieden. De invloed van de leidingberging kan gedeeltelijk worden achterhaald wanneer bij berekening met één reservoireffect een verschuiving in de tijd moet worden toegepast. Volgens de paragrafen 2.2.3 en 2.4.3 moeten dan meerdere bergingssystemen aanwezig worden verondersteld en wordt de afvoer bepaald door minstens twee transformaties.

Voor de grondwaterafvoer zijn in par. 2.3 twee formules gegeven, namelijk één voor het geval de ontwateringsafvoer verloopt volgens een 1e orde systeem (DE ZEEUW en HELLINGA) en de formule van KRAIJENHOFF VAN DE LEUR. Laatstgenoemde formule, waarin het randeffect van een grondwaterreservoir niet wordt verwaarloosd is fysisch de meeste juiste. DE ZEEUW (34) vond dat bij afvoeren, welke het gevolg zijn van een geringe vertraging van de neerslag, het berekenen van de toppen beter gaat wanneer een versnelde randafvoer in rekening wordt gebracht. Ook uit de eigen berekeningen

(hoofdstuk 5) blijkt dat met de formule van KRAIJENHOFF VAN DE LEUR een goede weergave van de afvoertoppen kan worden verkregen.

Het is niet onwaarschijnlijk dat voor het geval de ontwateringsafvoer sterk getransformeerd wordt bijv. door inundaties, door berging in meren of in grote stroomgebieden, de afvoer met behulp van 1e orde systemen beter benaderd kan worden. De eigenlijke ontwateringsafvoer is dan moeilijk te onderscheiden.

Beide berekeningssystemen veronderstellen een constante aanvoer s_i per tijdseenheid. In werkelijkheid wijzigt zich de neerslagintensiteit vrijwel voortdurend. Het overgrote deel van het voor analyse beschikbare waarnemingsmateriaal van de neerslag betreft dagsommen. Men kan trachten met behulp van gegevens van nabijgelegen pluviografen van de dagsommen een onderverdeling over kortere tijdseenheden te maken. De noodzaak van een vergaande differentiatie van de neerslag naar de tijd wordt weer tegengegaan doordat door de aanwezigheid van meerdere reservoireffecten in het afvoerproces, met name in de zakwaterfase en de open waterberging, niet alle verschillen in regenintensiteit in het afvoerverloop tot uitdrukking zullen komen.

Bij afvoeranalyse gebaseerd op één reservoirtijd, hangt het te kiezen tijdsinterval af van:

a. De verdeling van de neerslag naar de *tijd*. Bij kleinere tijdsintervallen is de kans, dat de neerslagintensiteit over het interval constant is, groter.

b. De verdeling van de neerslag naar de *plaats*. Bij de toegepaste methode van afvoeranalyse wordt een gelijke verdeling van de neerslag over het gebied verondersteld. Hoe kleiner men de tijdseenheid kiest, hoe geringer de kans dat de neerslag intensiteit over het gehele gebied gelijk is.

In dit verband kan worden opgemerkt dat de winterregens naar tijd en plaats homogener zijn dan de zomergrens, hetgeen een gunstige omstandigheid is voor het onderzoek naar afvoeren in de winterperiode. Dit heeft zeker gegolden voor het onderhavige onderzoek dat meestal betrekking heeft op zware regenval van grote uitgestrektheid.

c. De *reservoirtijd* van het gebied. Men mag verwachten dat hoe groter de reservoirtijd van het gebied is, des te sterker de verschillen in neerslagintensiteit zullen worden uitgevlakt.

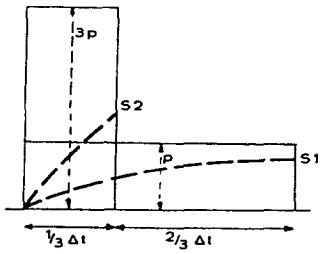
De betekenis van de neerslagverdeling en van de reservoirtijd op de nauwkeurigheid van berekening van de afvoertop, kan worden geïllustreerd aan de hand van een rekenvoorbeeld.

In fig. 15 is s_1 de afvoertop bij een regen van constante intensiteit p over Δt en s_2 de afvoertop bij een constante intensiteit van $3p$ over $\frac{\Delta t}{3}$. Nemen we voor $\Delta t = 1$, dan is de afvoertop berekend als 1e orde systeem volgens vergelijking (2.5):

$$s_1 = p(1 - e^{-1/\tau}) \quad \text{voor } p \text{ over } \Delta t$$

Fig. 15 Schema voor de berekening van de afvoertoppen s_1 en s_2 bij een regenintensiteit p gedurende Δt resp. $3p$ gedurende $\frac{\Delta t}{3}$

Fig. 15 Diagram for the calculation of the runoff peaks s_1 and s_2 with a rainfall intensity p during Δt, resp. $3p$ during $\frac{\Delta t}{3}$



$$s_2 = ap(1 - e^{-1/a\tau}) \quad \text{voor } ap \text{ over } \frac{\Delta t}{a}$$

Stel $s_2 - s_1 = n\, s_2$, dan is n te berekenen als functie van τ en a.

Voor a-waarden 2, 3 en 4 is bij $\tau > 3$, n reeds kleiner dan 0,1.

Berekent men echter s_1 en s_2 in fig. 15 met de formule van KRAIJENHOFF VAN DE LEUR (2.21) dan is: $s_1 = c_1(j)p$ en $s_2 = c_1(3j)3p$. De waarden van c_1 kunnen in de tabellen (VAN HOORN, 9) afhankelijk van de waarden van $\frac{1}{j}$ en $\frac{1}{3j}$ worden afgelezen. Wordt hiermee $\frac{s_2 - s_1}{s_2} = n$ berekend, dan blijkt n voor $j = 1$ tot 30 praktisch constant te zijn en wel 0,42. Voor $j = 0{,}5$ is $n = 0{,}49$. Op analoge wijze berekend is n bij een regenintensiteit van $4p$ over $\frac{\Delta t}{4}$ en van $2p$ over $\frac{\Delta t}{2}$ respectievelijk 0,50 en 0,30 voor j-waarden uiteenlopend van 1 tot 30.

Wanneer een neerslaghoeveelheid, die gevallen is in 1/3 van de tijdseenheid, over de gehele tijdseenheid als constante regen in rekening wordt gebracht, zal bij berekening volgens een 1e orde systeem met $\tau < 3$ de fout in de waarde van de berekende top groter zijn dan 10% van de werkelijke afvoertop. Berekent men de afvoertoppen met de formule van KRAIJENHOFF VAN DE LEUR dan is de fout minstens 42%. Dat bij de laatste methode voor $j \geqslant 1$ de fout in de berekening nagenoeg constant is moet worden toegeschreven aan de relatief grotere invloed van de randafvoer bij toename van de j-waarde.

Bij de analyse van gemeten afvoeren met de formule van KRAIJENHOFF VAN DE LEUR weegt de keuze van het tijdsinterval dus zwaar. Algemeen geldende normen voor deze keuze zijn niet te geven. Een eerste benadering van het voor de afvoerberekening gewenste tijdsinterval wordt verkregen door de veranderingen in de afvoer met de tijd te beoordelen. Doet men dit bij de in hoofdstuk 5 te behandelen afvoergegevens, dan blijken zich binnen een dag belangrijke veranderingen in de afvoer te voltrekken.

Voor de berekening van deze afvoeren is een onderverdeling van de dagneerslagen gewenst. De onderverdeling moet bij voorkeur een geheel deel van de dag zijn, opdat

Fig. 16 Het verloop van de afvoer op het meetpunt Weerselo over de periode van 27/11 tot 6/12 1961, vergeleken met de per 1, 8 en 24 uur gesommeerde regenhoeveelheden

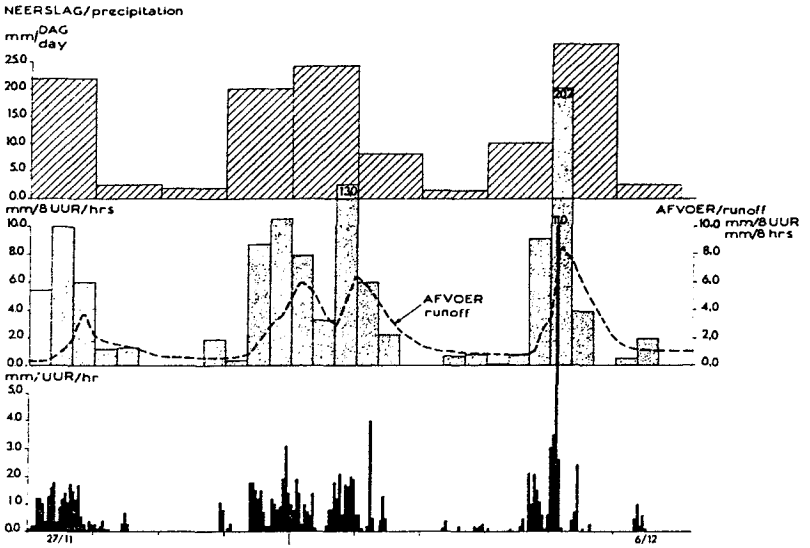


Fig. 16 The hydrograph of runoff at the Weerselo station during the period 27/11 to 6/12 1961, compared with the rainfall totals per 1, 8 and 24 hrs

vergelijking van de neerslaghoeveelheden over een aantal intervallen met de dagsommen mogelijk is.

Voor de meeste van de in hoofdstuk 5 te behandelen stroomgebieden is het kleinste interval, waarover de neerslag met enige nauwkeurigheid kon worden vastgesteld, een periode van 8 uur. Dat een kortere periode voor de afvoerberekening niet noodzakelijk is, blijkt uit het afvoerverloop van het meetpunt Weerselo, gelegen in het stroomgebied van de Middensloot. In vergelijking met andere meetpunten reageert de afvoer van het meetpunt Weerselo zeer snel op de neerslag. In fig. 16 zijn bij het afvoerverloop van dit meetpunt de neerslaghoeveelheden per 1, 8 en 24 uur uitgezet volgens de gegevens van een in het stroomgebied van de Middensloot aanwezige pluviograaf. Een neerslagverdeling over intervallen van 8 uur blijkt de verandering in de afvoerintensiteit vrij goed te volgen.

Voor een aantal regenperioden en een deel van de stroomgebieden zal volstaan kunnen worden met een neerslagverdeling over 12 uur. In de meeste gevallen blijkt echter dat een interval van 8 uur beter overeenkomt met de veranderingen in de afvoer met de tijd. Om deze redenen is er naar gestreefd de afvoer zo veel mogelijk te berekenen met intervallen van 8 uur.

2.7 Samenvatting

De mate waarin een gegeven neerslagpatroon vervormd wordt tot een afvoerverloop is afhankelijk van een groot aantal factoren. Deze factoren zijn voor een deel karakteristiek voor een bepaald stroomgebied. Ze zijn evenwel niet altijd constant en bovendien niet steeds onderling onafhankelijk. Een exacte formulering van het afvoerproces waarin alle invloeden tot uitdrukking komen is niet beschikbaar.

Om tot een redelijke benadering van het verband tussen afvoer en neerslag te komen moet gebruik worden gemaakt van gemeten afvoeren en neerslagen. De daaruit af te leiden relatie tussen neerslag en afvoer, de afvoerkarakteristiek, kan worden gebruikt voor het berekenen van afvoeren bij andere regenhoeveelheden terwijl de parameters van de afvoerkarakteristiek in verband kunnen worden gebracht met de eigenschappen van het gebied.

De transformatie van neerslag in afvoer is een gevolg van tijdelijke berging van het water. De berging in een gebied wordt in hoofdzaak aangetroffen in het grondwater en in de leidingen. De meest eenvoudige formulering van het verband tussen neerslag en afvoer is die, waarbij de afvoer recht evenredig is met de berging welke, uiteraard, gelijk is aan neerslag verminderd met afvoer. Dit leidt tot de 1e orde systemen die in par. 2.2 van dit hoofdstuk zijn besproken.

Meestal doorloopt het water niet één, maar meer reservoirs achter elkaar. Dit heeft tot gevolg, dat de neerslag niet alleen wordt afgevlakt (door transformatie), maar ook verschoven in de tijd (translatie). De invloed van twee 1e orde systemen achter elkaar wordt in par. 2.2.3 geanalyseerd.

In Nederlandse stroomgebieden bepaalt de berging in het grondwater in hoofdzaak de transformatie van neerslag in afvoer. De formule voor grondwaterafvoer van DE ZEEUW en HELLINGA komt overeen met een 1e orde systeem. In die van KRAIJENHOFF VAN DE LEUR is de afvoer niet recht evenredig met de berging (par. 2.3).

In par. 2.4 wordt de invloed van leidingberging op de afvoer benaderd door een 1e orde systeem. Aangezien het water de systemen grond en leiding achter elkaar doorloopt, wordt het afvoerverloop op het meetpunt in een leiding door minstens twee transformaties bepaald. Benadert men dit afvoerverloop vanuit de neerslag door één transformatie, dan moet een tijdverschuiving (translatie) in rekening worden gebracht. Echte translatie van afvoeren blijkt slechts onder zeer uitzonderlijke omstandigheden voor te komen. Het in de transformatie aanwezige translatie-element kan worden versterkt door toename van het verhang bij groter wordende afvoeren en door een meer dan evenredige toename van de afvoer met de berging.

Afvoerstudies in de Verenigde Staten veronderstellen veelal dat de afvoertoppen worden veroorzaakt door oppervlakte-afvoer. Voor een analyse van deze toppen wordt meestal gebruik gemaakt van de methode van de 'unit hydrograph'. In par. 2.5 blijkt dat berekening van snel reagerende afvoeren met een formule afgeleid uit de grondwaterberging, niet principieel behoeft te verschillen met die volgens de 'unit hydrograph' methode. De 'unit hydrograph' is een meer universele methode, waarin transformaties en translaties impliciet zijn verwerkt. Deze methode wordt in dit onder-

zoek niet toegepast wegens zijn beperking tot snelle afvoeren en omdat daarmee de fysische betekenis van de reservoireffecten veel moeilijker is te benaderen.

De in dit onderzoek toegepaste analyse van gemeten afvoeren is gebaseerd op de voor grondwaterafvoer op fysische grondslag ontwikkelde formule van KRAIJENHOFF VAN DE LEUR (par. 2.6). Ook uit ervaring blijkt deze formule voor gebieden met snelle ontwatering, het best te voldoen.

Bij de afvoerberekening wordt verondersteld dat de neerslag per tijdsinterval gelijkmatig verdeeld is. Het bij de berekening te kiezen tijdsinterval kan voor een bepaald geval worden gevonden door de veranderingen in de gemeten afvoeren na te gaan, zo mogelijk gecombineerd met regenwaarnemingen voor korte perioden. Vooruitlopend op ervaringen met analyse van afvoerverlopen wordt acht uur als algemeen aan te houden tijdsinterval gekozen.

3. Theoretische beschouwingen over het drainagecriterium

3.1 Inleiding

De vervorming van neerslag tot afvoer wordt in hoofdzaak bepaald door de in een gebied aanwezige mogelijkheden tot tijdelijke berging van water. De grootte van de berging hangt samen met de natuurlijke gesteldheid van het terrein en is vaak door ingrijpen van de mens veranderd. Bepalend voor dit ingrijpen is niet in de eerste plaats een noodzakelijk geachte toename van de afvoer, maar veel meer het voorkomen van te sterke grondwaterstandsstijging en in breder verband ook het voorkomen van inundatie door water van elders. Dit ingrijpen zal in de meeste gevallen gepaard gaan met vermindering van de berging en als gevolg daarvan leiden tot verhoging van de afvoersnelheid.

In het volgende zal speciaal worden ingegaan op de betekenis van de grondwaterberging die, zoals in het vorige hoofdstuk is aangegeven, voor Nederlandse omstandigheden vaak van overheersende invloed is op het afvoerproces. Uitgangspunt voor de beschouwingen is, dat uit de verandering in de grondwaterberging de grootte van de afvoer is af te leiden.

Ter verduidelijking van deze gedachtengang is in fig. 17 een schema gegeven van de transformatie van aanvoer in afvoer. In een vat wordt water aangevoerd volgens een te regelen intensiteitsverdeling, bijv. volgens lijn n in het rechtergedeelte van de figuur. De aanvoer veroorzaakt een waterstandsstijging y in het vat, als gevolg waarvan de afvoer toeneemt. De grootte van de afvoer is afhankelijk van de opening bij afsluitkraan k. De intensiteitsverdeling van de afvoer is bijvoorbeeld lijn s. In het geval de afvoer recht evenredig is met de berging, dus met y, hebben we te doen met een 1e orde systeem en ligt de top van de afvoer op het snijpunt van de aan- en afvoerlijnen. Bij een gegeven aanvoerverloop is de maximum stijging y_m in het vat afhankelijk van de stand van de kraan. Omgekeerd kan de kraan ook zodanig worden afgesteld dat een bepaalde y_m wordt verkregen, waarmee dan tevens het afvoerverloop is bepaald.

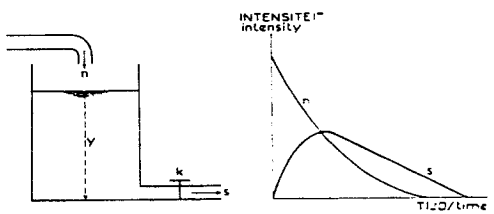


Fig. 17 Schematische voorstelling van de functie van de berging in het proces van aanvoer naar afvoer

Fig. 17 Schematic representation of the storage function in the in- and outflow process

Op overeenkomstige wijze wordt bij de beheersing van grondwaterstanden y_m bepaald uit de diepte van de ontwateringsbasis en de toegestane stijging van de waterstanden ten opzichte van het maaiveld. De hoogte van de toegestane stijging hangt af van landbouwkundige overwegingen. Zo zal bijvoorbeeld voor een bloembollengrond met een ontwateringsbasis op geringe diepte beneden het maaiveld en kleine toegestane stijging van de waterstand de snelheid van afvoer groter moeten zijn dan voor kleibouwland met een diepe ontwateringsbasis, waar bij dezelfde neerslag de waterstand hoger mag stijgen.

De veranderingen in afvoer en grondwaterstand met de tijd kunnen bij een gegeven neerslagverdeling berekend worden met de vergelijkingen (2.21) en (2.22). Voor algemene toepassing kan met (2.22) μy in plaats van y worden berekend; de waarde van μ dient dan per geval te worden vastgesteld. Hierbij dient te worden opgemerkt dat het vaststellen van de waarde van μ in de meeste gevallen niet eenvoudig is. Deze waarde is namelijk behalve van de grondsoort, mede afhankelijk van de diepte van het freatisch niveau, van de berging in de zakwaterfase en van het voorkomen van luchtinsluitingen (INTERIM RAPPORT, 11).

In een stroomgebied zal in het algemeen de ontwateringssituatie van plaats tot plaats verschillen. Wanneer het grondwaterstandsverloop in de verschillende onderdelen en de daarbij behorende μ-waarden bekend zijn, dan kan men trachten daaruit de reservoircoëfficiënt per onderdeel te bepalen en vervolgens ook de relatieve bijdrage van elk onderdeel aan de totale afvoer van het gebied.

In de volgende paragrafen zal behandeld worden de betekenis die grondwaterfluctuaties hebben voor de vaststelling van het drainagecriterium en zullen beschouwingen worden gewijd aan de mogelijkheid om de totale afvoer van een stroomgebied op deze wijze te analyseren.

3.2 Het drainagecriterium

Het drainagecriterium waarmee de drainafstanden volgens de formule van HOOGHOUDT (pag. 18) worden berekend, is gebaseerd op een stationaire afvoersituatie. Een bepaalde afvoer wordt daarbij gecombineerd met een bepaalde diepte van de grondwaterstand beneden het maaiveld, bijvoorbeeld een afvoer van 7 mm/dag en een drooglegging van 0,50 m. Door verhoging van de eisen voor afvoer en drooglegging wordt een intensievere ontwatering verkregen.

Naarmate de bergingsfactor van de grond groter is en de drain dieper komt te liggen neemt de bergingscapaciteit toe. Er zijn echter geen algemeen geldende normen om dit in het drainagecriterium tot uitdrukking te brengen. Een grotere draindiepte geeft, afgezien van mogelijke vertraging in de zakwaterfase, niet direkt een vermindering van de afvoer. De daardoor ontstane grotere bergingscapaciteit heeft alleen dan uitwerking op de afvoer, wanneer tevens de onderlinge afstand van de drainreeksen wordt vergroot.

Door VISSER (28) is in 1953 gewezen op het ontoereikend zijn van het stationaire

drainagecriterium voor uiteenlopende gronden en ontwateringseisen. VISSER geeft een benadering van de invloed van een niet-stationaire afvoer op de te berekenen drainafstanden door uit te gaan van een opeénvolging van stationaire toestanden.

Zoals in de inleiding is aangegeven dient het drainagecriterium te worden gebaseerd op de bij een gegeven neerslagpatroon toegestane stijging van de grondwaterstand. Deze stijging wordt in de eerste plaats bepaald door de diepte van de ontwateringsbasis of het drainniveau. Zo zal voor droogtegevoelige gronden en gewassen met een geringe bewortelingsdiepte de ontwateringsbasis hoger moeten zijn dan voor vochthoudende gronden en gewassen met een diep wortelstelsel.

Is de ontwateringsbasis bekend dan dient vervolgens te worden aangegeven tot welke hoogte de waterstanden mogen stijgen. Deze hoogte wordt uit landbouwkundige overwegingen bepaald door een afstand ten opzichte van het maaiveld. Zijn de eisen ten aanzien van de toelaatbare grondwaterstijging eenmaal vastgesteld en is verder de bergingsfactor van de grond bekend, dan is daaruit de reservoircoëfficiënt van het systeem af te leiden en is het afvoerverloop aan de hand van het gegeven neerslagpatroon te berekenen. Hoe de verhouding tussen berging en afvoer in werkelijkheid kan zijn blijkt onder meer uit de door WESSELING (31) gegeven continu geregistreerde afvoeren en grondwaterstanden van een goed gedraineerde homogene kleigrond.

De reservoircoëfficiënt, die men bij drainage dient te realiseren, zou op eenvoudige wijze te bepalen zijn, wanneer voor het neerslagpatroon een maatgevende regenval kan worden ingevoerd. Voor kleine reservoircoëfficiënten zou men daarbij kunnen volstaan met het aangeven van de neerslag over één dag. Naarmate de j-waarde groter is, is de neerslag over een langere voorafgaande periode mede bepalend voor het verloop van afvoer en grondwaterstand. Immers wanneer de grondwaterstand aan het begin van de regenval hoog is, zal de afvoer groter en daardoor de toename van de berging kleiner zijn dan wanneer deze grondwaterstand laag is. De keuze van de duur van de maatgevende regenval is dus afhankelijk van de j-waarde. Behalve de over een bepaalde periode gesommeerde neerslag, dient echter ook nog de verdeling van de neerslag over deze periode bekend te zijn.

VAN HOORN (9) geeft een volledige oplossing van het op deze wijze af te leiden drainagecriterium voor komgronden, waarbij gebruik wordt gemaakt van een maatgevende regenval. afgeleid uit een gekozen maatgevende frequentie. Bij de berekening wordt uitgegaan van een neerslag in zeven dagen, die één maal per n jaar (n = 1, 2, 5 en 10) wordt bereikt of overschreden en waar een constante neerslag van 2 mm/dag aan voorafgaat en op volgt. Voor de verdeling van de neerslag over deze zeven dagen wordt verondersteld dat de zwaarste neerslag op de eerste dag valt en dat de neerslag op de tweede dag gelijk is aan het verschil van de tweedagsom en eéndagsom van dezelfde frequentie enz.

Van de aldus berekende grondwaterstanden is echter niet aan te geven met welke frequentie deze in werkelijkheid worden bereikt of overschreden. De veronderstellingen die zijn gedaan ten aanzien van de voorperiode en van de verdeling van de neerslag, leveren een neerslagpatroon dat in werkelijkheid vrijwel nooit voorkomt. Om inzicht

te krijgen in de neerslagverdeling zijn de waargenomen neerslagverdelingen voor perioden van vijf dagen, waarin meer dan 50 mm regen is gevallen, geanalyseerd. Daaruit bleek dat voor de 27 in 60 waarnemingsjaren voorkomende 5-daagse perioden, een zeer grote spreiding in de opeenvolging van grootste, op een na grootste en volgende dagsommen optrad.

Een beter inzicht in de te bergen hoeveelheden en de daarbij optredende afvoeren, wordt verkregen door de statistische analyse niet te betrekken op de regencijfers maar op de uit de werkelijke regencijfers en hun feitelijke opeenvolging berekende berging en afvoer. Als voorbeeld zijn de dagregenvallen van de maanden oktober tot en met maart over de jaren 1913 tot 1963 van het station Utrecht doorgerekend met de *j*-waarden: 0,5, 1,0, 1,5, 2,1, 3,0, 4,5, 6,0, 7,5, 9,0 en 10,5 dag. De keuze van de *j*-waarden is aangepast aan die van de in par. 4.3 te beschrijven analyse van de afvoeren. Opgemerkt wordt dat de waarde *j* 10,5 dag voor een drainage al vrij hoog is.

Om voor alle *j*-waarden een vergelijkbare beginsituatie op 1 oktober te verkrijgen zijn ook de regencijfers van de maand september mee berekend. Het in rekening brengen van een nog langere vóórperiode heeft weinig zin omdat daarin de verdamping een steeds grotere rol gaat spelen. Bovendien wordt, wanneer de neerslag over de maand september gelijkmatig verdeeld zou zijn, op 1 oktober reeds een berging bereikt die meer dan 95% bedraagt van de berging bij stationaire afvoer. Bij de statistische bewerking van de berekende waarden van afvoer en berging zijn die van de maand september buiten beschouwing gelaten.

De regencijfers zijn niet gecorrigeerd op sneeuwval en verdamping. In een dooiperiode kan de in de vorm van sneeuw geaccumuleerde neerslag zowel langzaam als snel worden afgevoerd. De werkelijke invloed van sneeuwval op het afvoerproces is niet in de berekening tot uitdrukking te brengen.

De verdamping per dag, waarmee de neerslag per dag dient te worden verminderd, is in de winter, met name in regenrijke perioden, gering. Daarentegen kan het verdampingsoverschot van een aan regen voorafgaande droge periode, waartoe ook de zomerperiode gerekend moet worden, van grote invloed zijn op het afvoerproces. Door deze invloed niet in rekening te brengen worden in een aantal gevallen te grote waarden voor berging en afvoer berekend. Aan de andere kant zijn in de bewerking verwaarloosd de afvoeren, die soms reeds in de maand september kunnen voorkomen.

Om de invloed van de verdamping goed tot zijn recht te laten komen, zou deze voor verschillende drainageomstandigheden afzonderlijk moeten worden berekend. Zo zal bij diepe grondwaterstanden de verdamping geremd kunnen worden door gebrek aan water, terwijl in andere gevallen de verdamping geheel of gedeeltelijk wordt gecompenseerd door watertoevoer in de vorm van kwel of infiltratie. Voor de hier toegepaste algemene benadering van het drainagecriterium is de invloed van de verdamping buiten beschouwing gelaten.

Voor de met ieder van de genoemde reservoircoëfficiënten berekende waarden van berging μy en afvoer *s*, is nagegaan welke daarvan met een frequentie van gemiddeld

1/10, 1/5, 1/3, 1, 5, 10 en 30 maal per jaar worden bereikt of overschreden. De waarnemingsreeks heeft dus betrekking op 50 perioden van 1 oktober tot 31 maart, in totaal 9100 waarnemingen. De resultaten zijn verwerkt in fig. 18 en geven dus de waarden van μy en *s* aan het eind van de berekeningsintervallen.

Tabel 2 De voor j 0,5 en 10,5 dag aan de hand van dagregenvallen te Utrecht van 1 oktober tot 31 maart over de jaren 1913 tot 1963 berekende waarden van afvoer s en berging μy, die gemiddeld met de in de eerste kolom aangegeven frequenties worden bereikt of overschreden. De waarden van μy zijn te vinden in het bovenste deel van de tabel, met vermelding van de op de betreffende dag voorgekomen afvoer en neerslag. Die van s staan in het onderste deel van de tabel met de daarbij op dezelfde dag optredende berging en neerslag

Gemiddelde frequentie per jaar *average annual frequency*	Datum *date*	Neerslag *precipitation in mm*	*j* 0,5 dag / *day*		Datum *date*	Neerslag *precipitation in mm*	*j* 10,5 dag / *day*	
			s mm/dag *mm/day*	μy mm			*s* mm/dag *mm/day*	μy mm
1/10	10-10-41	41,6	37,0	22,1	15-10-60	0	7,7	110,6
1/5	15-10-32	33,7	30,8	18,5	30-12-25	26,9	11,3	103,3
1/3	3-10-29	23,2	22,5	13,8	25-11-44	2,5	6,6	91,6
1	2- 1-43	22,0	19,8	11,8	14- 1-48	1,2	6,0	85,7
5	22-12-25	11,2	11,5	7,1	20- 1-48	3,0	4,7	65,8
10	14-10-38	9,6	8,7	5,2	20- 2-46	3,0	3,9	56,0
30	30- 3-27	4,5	4,2	2,5	15-11-13	6,6	4,0	42,0
			s	μy			*s*	μy
1/10	10-10-41	41,6	37,0	22,1	16- 1-18	41,3	12,0	78,7
1/5	15-10-32	33,7	30,8	18,5	26-12-47	35,9	10,8	73,4
1/3	12-11-15	25,3	22,7	13,5	14- 2-50	26,2	8,7	68,1
1	2- 1-43	22,0	19,8	11,8	3- 1-26	5,5	7,7	103,9
5	22-12-25	11,2	11,5	7,1	31-10-60	8,4	5,6	63,0
10	16- 1-31	9,5	8,6	5,2	25-12-47	14,1	4,8	39,6
30	1- 2-50	4,2	4,1	2,5	28-12-21	7,6	3,4	31,7

Table 2 The values of runoff s and storage μy calculated for j 0.5 and 10.5 day, from daily rainfall figures at Utrecht period 1st October to 31st March for the years 1913 to 1963, being reached or exceeded by the frequencies given in the first column. The μy values are given in the upper part of the table, the runoff and rainfall on the same day also being shown. Values of s are given in the lower part of the table together with the storage and rainfall on the same day

De waarden van μy en *s* zijn per reservoircoëfficiënt en frequentie afzonderlijk vastgesteld. Een berging die met een bepaalde frequentie wordt bereikt of overschreden behoeft namelijk niet voor te komen op de dag waarop een afvoer met eenzelfde frequentie wordt bereikt of overschreden. Dit blijkt duidelijk uit tabel 2, waarin de met *j* 0,5 dag en 10,5 dag berekende waarden van *s* en μy zijn weergegeven. Het bovenste deel van de tabel heeft betrekking op het vaststellen van μy-waarden en het onderste deel op die van *s*. Het genoemde verschijnsel hangt samen met de versnelde afvoer langs de randen van het reservoir zoals dit ook in de formule van KRAIJENHOFF VAN DE

Fig. 18 Frequentie-diagram voor de afvoer s en de hoogte van de berging midden tussen de drain μy, berekend voor verschillende j-waarden uit de dagsommen van de neerslag te Utrecht in de maanden oktober t/m maart over de jaren 1913 tot 1963

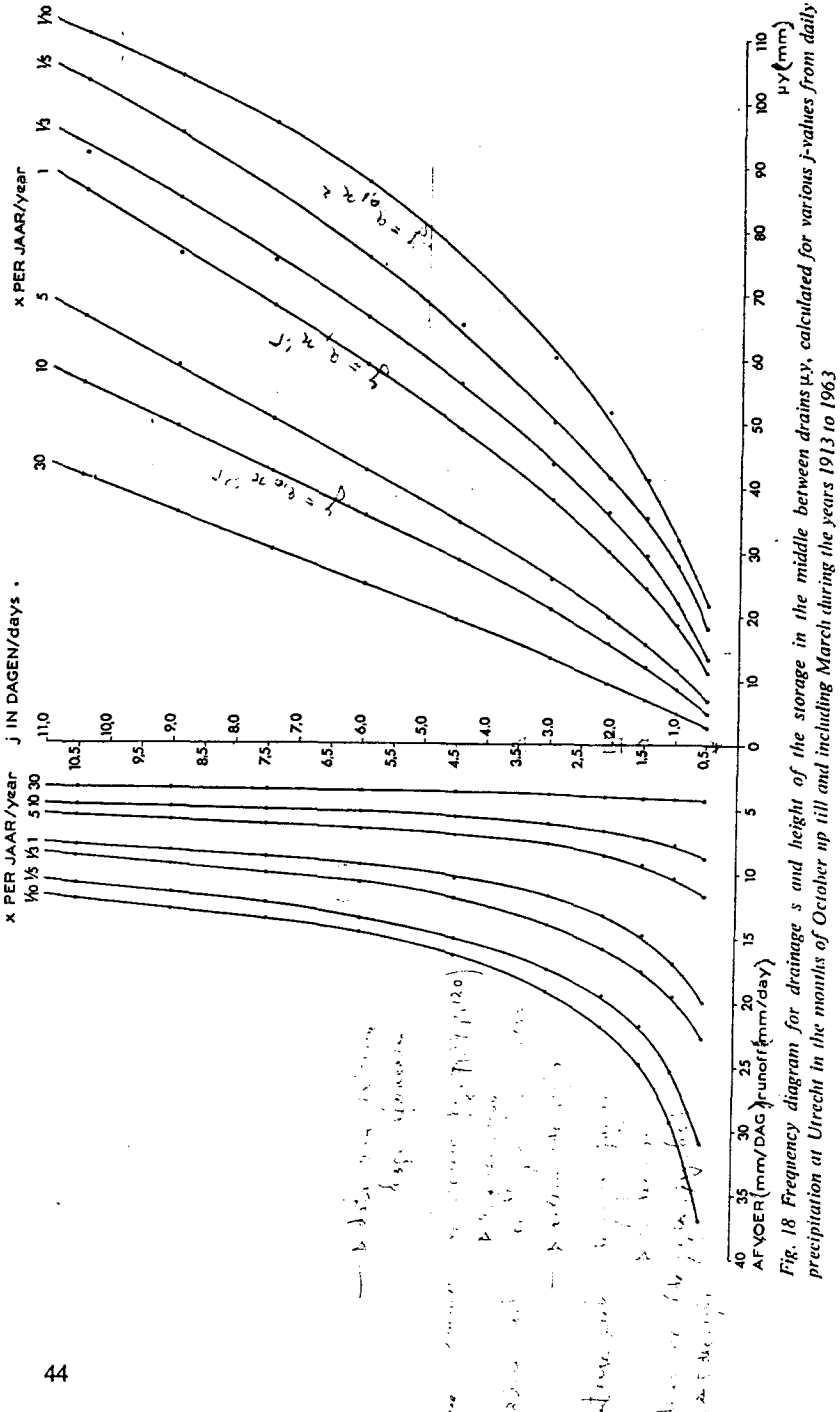


Fig. 18 Frequency diagram for drainage s and height of the storage in the middle between drains μy, calculated for various j-values from daily precipitation at Utrecht in the months of October up till and including March during the years 1913 to 1963

LEUR in rekening wordt gebracht. Verder blijkt uit tabel 2 dat een hoge waarde van berging en afvoer, met name bij hoge *j*-waarden, niet behoeft samen te gaan met een hoge regenintensiteit. Op een gegeven dag bepaalt de begintoestand immers in belangrijke mate de verhouding tussen afvoer en neerslag en de toename van de berging.

De toepassing van de grafiek (fig. 18) op het probleem van het drainagecriterium is als volgt.

Op grond van landbouwkundige overwegingen wordt aangenomen dat een bepaalde grondwaterstand bijvoorbeeld één maal per jaar mag worden bereikt of overschreden. Uit de draindiepte en de bergingsfactor van de grond is de waarde van de bijbehorende μy te berekenen. Om deze situatie te realiseren zal het afvoersysteem een reservoircoëfficiënt moeten hebben, die uit het rechter deel van de figuur op de vertikale as is af te lezen. Ter beoordeling van het gestelde drainagecriterium kan worden nagegaan welke waterstanden met andere frequenties kunnen voorkomen. Is de *j*-waarde eenmaal vastgesteld dan ligt het drainagesysteem vast en kan men in het linkerdeel van de figuur de te verwachten afvoeren aflezen.

Voorbeelden van drainageberekening:

a. Een boomgaard moet gedraineerd worden op een diepte van 1,20 m —mv. Als eis wordt gesteld dat een grondwaterstand van 0,70 m —mv. gemiddeld 5 maal per jaar mag worden bereikt of overschreden. De bergingsfactor $\mu = 5\%$, dus $\mu y = 0{,}05 \times 0{,}50$ m = 25 mm en de daaruit af te leiden *j*-waarde is 3 dagen. Ter beoordeling van het gestelde criterium kan worden nagegaan welke grondwaterstanden bijvoorbeeld 1 maal per 3 jaar en 1 maal per 10 jaar worden bereikt of overschreden. Voor deze frequentie is μy achtereenvolgens 45 en 60 mm, d.w.z. grondwaterstanden van 0,30 en 0 m —mv. Gesteld dat deze waterstanden aanvaardbaar worden geacht, dan is de afvoer die gemiddeld 5 maal per jaar, 1 maal per 3 jaar en 1 maal per 10 jaar wordt bereikt of overschreden resp. 7,5, 14 en 19 mm/dag.

Uit $j = \frac{1}{\pi^2} \frac{\mu L^2}{Kd}$, volgt bij j 3 dag en $\mu = 0{,}05$ de L-waarde, indien Kd bekend is.

Wanneer deze bijvoorbeeld 0,5 m²/dag bedraagt dan zal de onderlinge afstand L van de drainreeksen 17 m zijn.

b. Een bloembollengrond wordt gedraineerd op een diepte van 0,60 m —mv. Een grondwaterstand van 0,48 m —mv. mag gemiddeld 1 maal per jaar worden bereikt of overschreden. De bergingsfactor is 10%, dus μy = 12 mm en de *j*-waarde van het drainagesysteem is 0,5 dag. Gemiddeld 1 maal per 10 jaar wordt bij deze drainage een berging van 22 mm bereikt of overschreden, overeenkomend met een grondwaterstand van 0,38 m —mv. Deze grondwaterstand geeft geen aanleiding het aanvankelijk gestelde criterium te wijzigen. De bij genoemde frequenties voorkomende afvoeren zijn resp. 20 en 37 mm/dag.

Uit $j = \frac{1}{\pi^2} \frac{\mu L^2}{Kd}$, volgt voor j 0,5 dag, $\mu = 0{,}10$ en indien Kd bekend is, bijv. 2 m²/dag:

$L = 10$ m.

W = 6 dagen

Het tot nu toe voor kleibouwland veelal toegepaste drainagecriterium, afvoer 7 mm/dag bij een drooglegging van 0,50 m —mv., blijkt in Nederland volgens praktijkervaring in de meeste gevallen tot een bevredigende ontwateringssituatie te hebben geleid. Bij een draindiepte van 1 m en bij $\mu = 5\%$, is de bij dit criterium behorende j-waarde 3 dagen en de μy-waarde 25 mm. Volgens fig. 18 wordt dan de grondwaterstand van 0,50 m —mv. gemiddeld 5 maal per jaar bereikt of overschreden. Er zijn geen gegevens om deze conclusie aan de praktijk te toetsen. De berekende kans van overschrijding lijkt echter aannemelijk.

In de onder a en b gegeven voorbeelden dient een frequentie te worden gekozen die uit landbouwkundig oogpunt maatgevend is. In verband met deze keuze zou men kunnen denken aan het afleiden van opbrengstdepressies uit de y-waarden, die jaar voor jaar voor een bepaalde waarde van j en van μ gelden. Indien het verband tussen y en depressie volledig bekend is, zou men voor verschillende j-waarden de depressie over een reeks van jaren kunnen integreren om daarmee te komen tot het bepalen van de verhouding tussen kosten en baten van een drainagesysteem.

3.3 Moeilijkheden bij toepassing op een stroomgebied

Zoals in de inleiding van dit hoofdstuk is aangegeven kan uit de bij een gegeven neerslagpatroon aanwezige verandering in de grondwaterberging, de bijbehorende reservoircoëfficiënt worden afgeleid. Zou men aldus de in verschillende onderdelen van een stroomgebied aanwezige reservoircoëfficiënten kunnen bepalen, dan is daarmee ook hun relatieve bijdrage aan de totale afvoer bekend.

Ten behoeve van het afvoeronderzoek is in een aantal stroomgebieden op verschillende plaatsen dagelijks de grondwaterstand opgenomen. Bij de analyse van deze grondwaterstanden ter bepaling van de reservoircoëfficiënten bleek zich een aantal moeilijkheden voor te doen, waardoor de in 3.1 genoemde gedachtengang niet tot een praktische toepassing kon leiden. De moeilijkheden zijn gedeeltelijk van theoretische aard en gedeeltelijk toe te schrijven aan bijzondere omstandigheden die in een stroomgebied aanwezig kunnen zijn.

Vooruitlopend op het in hoofdstuk 5 te behandelen afvoeronderzoek zullen deze storende factoren in het kort worden opgesomd.

a. De reservoircoëfficiënt is te bepalen uit het uitputtingsverloop van de grondwaterstand (VAN HOORN, 9). Daarvoor dient de ontwateringsbasis van het betreffende gebied bekend te zijn. Deze is echter in een geaccidenteerd terrein voor de hoge gronden vrijwel niet te bepalen.

b. Om over een korte periode het gemeten verloop van de grondwaterstand met het uit de neerslag voor verschillende j-waarden berekende verloop te kunnen vergelijken, dient tevens de grondwaterstand aan het begin van de periode te worden berekend. Voor hoge gronden stuit deze berekening af op de lange voorperiode die van invloed is op de beginsituatie. Daarin moet de verdamping bekend zijn en deze is in het algemeen niet voldoende nauwkeurig aan te geven.

c. Waar de reservoircoëfficiënt groot is, wordt de neerslag op korte termijn bijna in zijn geheel geborgen. Uit de gemeten grondwaterstandsstijging is dan geen j-waarde af te leiden.

d. Uit het onderzoek is gebleken dat luchtinsluiting een belangrijke rol speelt in het stijgen en dalen der grondwaterstanden, zodat al uit dien hoofde de bergingsfactor niet constant is. Luchtinsluiting is vooral merkbaar in het geval de reservoircoëfficiënt groot is.

e. In laag gelegen gronden stijgt de grondwaterstand bij neerslag van enige betekenis tot in het maaiveld, met name daar waar de sloten ondiep of sterk begroeid zijn. De afvoer en berging reageren in dit geval niet meer volgens de formules afgeleid voor grondwaterberging.

f. Ook in een deel van de hoger gelegen gebieden kunnen de grondwaterstanden na veel regen tot dicht bij het maaiveld stijgen. Komen op die plaatsen sloten voor dan wordt een volgende neerslag sneller afgevoerd. Het gebied reageert dan met twee j-waarden. Het verschijnsel is terug te vinden in een variabel percentage van de oppervlakte van het gebied dat aan de snelle afvoer bijdraagt.

Uit het voorgaande blijkt dat het in het algemeen niet mogelijk is om in een stroomgebied, waarin zich hoge en lage gronden bevinden, reservoircoëfficiënten te herleiden uit het verloop van de grondwaterstand in de verschillende onderdelen van het stroomgebied.

3.4 Samenvatting

De grootte van de reservoircoëfficiënt van een ontwateringssysteem bepaalt bij een gegeven neerslagverdeling zowel het verloop van de berging als dat van de afvoer. Uit het verloop van de berging is dat van de grondwaterstand af te leiden, wanneer de bergingsfactor van de grond en de ontwateringsbasis bekend zijn. Door het verloop van de grondwaterstand te meten of door daaraan op landbouwkundige gronden bepaalde eisen te stellen is achtereenvolgens de bestaande en de gewenste reservoircoëfficiënt van het afvoersysteem te berekenen.

Het tot nu toe gehanteerde drainagecriterium voor het berekenen van drainafstanden gaat uit van een stationaire toestand, waarbij een zekere afvoer gekoppeld is aan een gewenste grondwaterstand beneden het maaiveld. In feite dient een drainage-

berekening gebaseerd te zijn op een gewenste draindiepte en een toegestane stijging van de grondwaterstand. Dit leidt tot een criterium voor de berging, waaruit voor een bepaald regenbeeld achtereenvolgens de *j*-waarde en de drainafstand zijn te berekenen.

Het statistisch onderzoek naar de grootte van de berging en de daarbij optredende afvoeren, is gebaseerd op de uit de werkelijke neerslag per dag met een tiental *j*-waarden berekende waarden voor berging en afvoer. De resultaten van de berekening over de dagen van 1 oktober tot en met 31 maart in de jaren 1913 tot 1963 van het station Utrecht zijn weergegeven in fig. 18. De regencijfers zijn niet gecorrigeerd op sneeuwval en verdamping. Als voorperiode zijn de dagsommen over de maand september mee berekend.

In fig. 18 is af te lezen welke berging met een bepaalde frequentie bij een gegeven *j*-waarde wordt bereikt of overschreden. Tevens is uit de figuur de voor een bepaalde drainage gewenste reservoircoëfficiënt alsmede de frequentie van de daarbij optredende afvoeren, af te leiden.

De gedachte om voor verschillende onderdelen van een gebied uit het te meten grondwaterstandsverloop, de reservoircoëfficiënten af te leiden en daaruit hun relatieve bijdrage tot de totale afvoer, blijkt vooral voor een gebied waarin ook hoge gronden voorkomen in het algemeen niet praktisch uitvoerbaar te zijn. De redenen daarvan zijn in paragraaf 3.3 vermeld.

4. De verzameling en de verwerking van de gegevens

4.1 Overzicht van de verzamelde gegevens

Ten behoeve van het afvoeronderzoek zijn, tenzij bijzondere omstandigheden dit beletten, de volgende hydrologische basisgegevens per te onderzoeken stroomgebied verzameld.

a. *Neerslag.* In de eerste plaats is gebruik gemaakt van de op de K.N.M.I.-stations geregistreerde dagsommen en verder, ten behoeve van een verdeling over kortere tijdsintervallen van pluviogrammen en van meerdere waarnemingen per dag op de termijnstations.

b. *Afvoer van het gebied als functie van de tijd.* Dit gegeven is meestal op indirekte wijze verkregen door continue registratie of door regelmatige opname van de waterstanden op het meetpunt in de watergang waar het gebied loost. Om hieruit het verloop van de afvoeren af te leiden dient het verband tussen afvoer en waterstand, de *Q-h* kromme, bekend te zijn. In par. 4.2 zal op enkele bijzonderheden met betrekking tot de inrichting en de verwerking van de resultaten van afvoermetingen worden ingegaan.

c. *Geografische gegevens.* Deze betreffen de begrenzing van het stroomgebied, de begroeiing en de helling van het terrein en bodemkundige gegevens.

d. Gegevens ten aanzien van de hydrologische indeling van het stroomgebied. De indeling dient gebaseerd te zijn op het aangeven van de mogelijkheden tot tijdelijke berging van water. Een belangrijke indicatie hiervoor geven de diepte en de fluctuatie der grondwaterstanden. Gegevens die hierop betrekking hebben zijn te vinden op de C.O.L.N.-kaarten en de grondwatertrappenkaarten van de Stichting voor Bodemkartering alsmede in het voorkomen van sloten en greppels. Ook zijn in het onderhavige onderzoek van een aantal stroomgebieden de grondwaterstanden één maal per dag of vaker opgenomen.

Bij het in hoofdstuk 5 te behandelen onderzoek zijn enkelvoudige en samengestelde gebieden onderscheiden. In een enkelvoudig gebied is de hydrologische gesteldheid bij benadering homogeen, d.w.z. in deze gebieden kan men geen onderdelen met verschillende afvoerintensiteiten verwachten. In samengestelde gebieden is het moeilijk om goed begrensde enkelvoudige onderdelen te vinden. In de lage onderdelen van deze gebieden hebben de sloten vaak verbinding met meer dan één grotere leiding. De wat

hoger gelegen onderdelen zijn meestal moeilijk hydrologisch te onderscheiden, omdat een duidelijke begrenzing met de lage gronden ontbreekt.

Tijdens het onderzoek bleken twee aanvankelijk als enkelvoudig beschouwde gebieden niet aan de eisen te voldoen, omdat bij hoge afvoeren ook water van naastliggende gronden via het meetpunt werd afgevoerd. De twee resterende enkelvoudige gebieden zijn madelandgronden, gelegen in het stroomgebied van de Wold Aa.

In het volgende wordt een overzicht gegeven van de onderzochte stroomgebieden, met verwijzing naar de paragrafen van hoofdstuk 5 waarin deze worden behandeld en onder vermelding van enkele bijzonderheden ten aanzien van de verzamelde gegevens.

Enkelvoudige gebieden

a. Oldenhave (5.1). In een regenrijke periode, eind november en begin december 1961, zijn afvoeren en grondwaterstanden gemeten.

b. Koekanger Made (5.2). Afvoeren zijn gemeten in dezelfde periode als bij Oldenhave. De afvoermetingen zijn herhaald in de daarop volgende winter, toen een aantal sloten was schoon gemaakt (5.3).

Samengestelde gebieden

a. Sleenerstroom (5.4). Dit is een onderdeel van het Drostendiep. Afvoeren zijn gemeten van 1961 tot 1964, terwijl gedurende de winter van 1961/62 dagelijks grondwaterstanden zijn opgenomen.

b. Drostendiep (5.5). Gedurende dezelfde periode als genoemd bij de Sleenerstroom zijn afvoeren op vijf plaatsen gemeten, te weten: Zweelo, Sleen, Erm, Holsloot, en Eldijk. Het stroomgebied van de Sleenerstroom behoort tot het meetpunt Erm.

c. Oude Diep (5.6). Afvoergegevens over de periode van 1957 tot 1964 zijn ons ter beschikking gesteld door de Provinciale Waterstaat van Drente.

d. Middensloot (5.7). Dit is een onderdeel van het stroomgebied van de Regge. Afvoergegevens over 1961 tot 1964 van drie meetpunten (Rossum, Weerselo en Strootmansbrug) zijn verzameld door het waterschap De Regge. Door ons zijn in dit gebied gedurende de herfst van 1961 dagelijks grondwaterstanden opgenomen.

e. Ruiner Aa (5.8). Evenals van het volgende gebied is het afvoeronderzoek van de Ruiner Aa beperkt tot eind november en begin december 1961. Afvoergegevens over deze periode zijn afkomstig van de Dienst Waterhuishouding van de Rijkswaterstaat.

f. Lunterse Beek (5.8). Van twee meetpunten (Overwoudse Beek en Lunterse Beek) zijn ons de gegevens van de onder e genoemde periode verstrekt door het Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding.

De onderzochte stroomgebieden, met uitzondering van die onder d en f. liggen in de provincie Drente. Een nadere plaatsaanduiding van de stroomgebieden wordt in hoofdstuk 5 door middel van situatieschetsen gegeven.

4.2 Afvoermetingen

4.2.1 Inrichting van de metingen

Op de meeste plaatsen is het verloop van de afvoer bepaald aan de hand van de geregistreerde waterstanden en de *Q-h* kromme van het betreffende meetpunt. De methode van het meten en berekenen der afvoer is beschreven door DE JAGER en KUSSE (12). Voor de in het kader van dit onderzoek verrichte metingen geldt het volgende.

In de enkelvoudige gebieden zijn de afvoeren, gedurende een regenrijke periode, twee- of drie maal per dag direct gemeten. De *Q-h* krommen van de meetpunten in het Drostendiep zijn per winterperiode telkens opnieuw vastgesteld. Bij de meetpunten Sleen, Erm en Eldijk zijn zelfregistrerende waterstandsmeters opgesteld; de waterstanden van de meetpunten Zweelo en Holsloot zijn één- of twee maal per dag afgelezen.

Voor de continue registratie van waterstanden zijn twee typen registrerende peilschalen gebruikt. Een Ott-Schreibpegel type X LEDOT is geplaatst op de meetpunten Erm en Eldijk. Bij dit instrument wordt de vertikale beweging van de vlotter, diameter 110 mm, mechanisch overgebracht op een horizontaal gelagerde trommel met een omlooptijd van 32 dagen. De hoogteoverbrenging is 1:10. Voor registratie van waterstandsverschillen is 25 cm beschikbaar; met behulp van een omkeerinrichting kan een waterstandsverschil van 5 m geregistreerd worden. De apparatuur is naast de beek opgesteld; voor de verbinding met de beek zorgt een L-vormige asbestcement buis met een diameter van 25 cm. De verschillen tussen op de peilschaal afgelezen waterstanden en geregistreerde waterstanden bleken bij gelijktijdige aflezingen binnen de afleesnauwkeurigheid van 0,5 cm te vallen.

Op het meetpunt Sleen is een Negretti en Zambra Registrerende Niveaumeter type G/529 geplaatst. Dit is een waterstandsmeter volgens het pneumatische principe, waarbij met behulp van een drukdoos met een diameter van 20 cm en afgesloten door een rubber membraan, de druk via een plastic leiding met een binnendiameter van 2,2 mm, overgebracht wordt op een drukgevoelig element in het registratieapparaat. De cirkelvormige registratieschijf heeft een omlooptijd van 7 dagen. De hoogteoverbrenging is 1:25. Binnen de afleesnauwkeurigheid op de registratieschijf zijn geen verschillen geconstateerd tussen de ter controle uitgevoerde peilschaalaflezingen en de geregistreerde waarnemingen. Een voordeel van dit instrument is de betrekkelijk eenvoudige plaatsing. Hierbij wordt de drukdoos aan een paal op de bodem van de beek bevestigd, terwijl het registratieapparaat op maximaal 10 m afstand kan worden opgesteld.

Voor het bepalen van de afvoer door middel van snelheidsmetingen waren twee typen stroomsnelheidsmeters ter beschikking. In grote leidingen is een Ott Flügel V Arkansas gebruikt. Deze molen heeft een diameter van 12 cm en een aanloopsnelheid van 2 cm/sec. Door de duur van de snelheidsmeting groter te nemen bij toename van de stroom-

snelheid wordt een meetnauwkeurigheid van 1 cm/sec. verkregen. Als minimum afstand tussen de meetplaatsen onderling is in vertikale richting 0,2 m en in horizontale richting 0,5 m aangehouden. Ter beperking van de totale duur van de afvoermeting is bij grote dwarsprofielen en gelijkmatige verdeling van de stroomsnelheden, voor de onderlinge afstand in de vertikale raai 0,3 m en voor de afstand tussen de vertikale raaien in het midden van de leiding 1,0 m genomen.

Voor het meten in kleine leidingen is een Ott Laboratorium Flügel gebruikt. De aanloopsnelheid van deze molen is 3 cm/sec. en de diameter 4 cm. Ook hiermee wordt een meetnauwkeurigheid van 1 cm/sec. bereikt. De minimum afstand tussen de meetplaatsen onderling bedroeg bij de metingen 0,1 m. Bij hoge waterstanden werd soms in het midden van de leiding in een kwadraatnet van 0,2 m gemeten.

4.2.2 Het verband tussen waterstand en afvoer

Bij het uitzetten van waterstanden tegen afvoeren wordt veelal gebruik gemaakt van een dubbellogarithmische schaal. Het verband blijkt dan meestal rechtlijnig te zijn, hetgeen eenvoudige extrapolatie naar hogere afvoeren, voor zover verantwoord, mogelijk maakt.

Het waargenomen rechtlijnig verband tussen de logarithmen van de afvoer en van de waterstand vindt niet exact steun in de formules voor de eenparige stroming in open leidingen. Volgens mededeling van KRAIJENHOFF VAN DE LEUR mag in de formule van DE CHÉZY (pag. 20): $\frac{Q^2}{S} = A^2C^2R$, waarin A en R functies zijn van de waterdiepte h, A^2R bij benadering worden geschreven als $a\,h^p$. Hierin stellen a en p coëfficiënten voor welke samenhangen met de vorm van het dwarsprofiel. Wanneer S constant is, kan de formule geschreven worden: $2 \log Q = p \log h +$ constante.

Ook uit de vele afvoermetingen van de Rijkswaterstaat blijkt, dat in bijna alle gevallen het verband tussen afvoer en waterhoogte op dubbellogarithmische schaal rechtlijnig is. Dwingt de ligging van de punten tot het trekken van een geknikte Q-h lijn, dan wordt dit veelal toegeschreven aan een knik in de helling van het talud (SNIJDELAAR, 25, 26; Compendium R.W.S., 5).

De Q-h lijnen van de vijf meetpunten in het Drostendiep zijn in de figuren 19a t/m e weergegeven. De punten blijken zich om rechte lijnen te groeperen, mits de h-waarde van de nulafvoer goed gekozen en voor elke winterperiode opnieuw vastgesteld wordt. Deze h-waarde is verkregen door de peilschaalaflezing met een zekere hoogte Δh te vermeerderen of te verminderen, zo dat de punten zo goed mogelijk op een rechte lijn komen te liggen. Zowel de op deze wijze afgeleide theoretische hoogte voor de nulafvoer als de helling van de Q-h lijn blijken, met uitzondering van die van het meetpunt Eldijk, in de verschillende winterperioden niet gelijk te zijn.

Theoretisch moet de waterstand waarbij de afvoer nul is, samenvallen met de bodemhoogte. Door variatie in de bodemhoogte van het dwarsprofiel en door de aanwezigheid van modder en begroeiing is het in werkelijkheid vaak moeilijk de in het Q-h diagram te bezigen representatieve bodemhoogte vast te stellen. Bovendien behoeft de

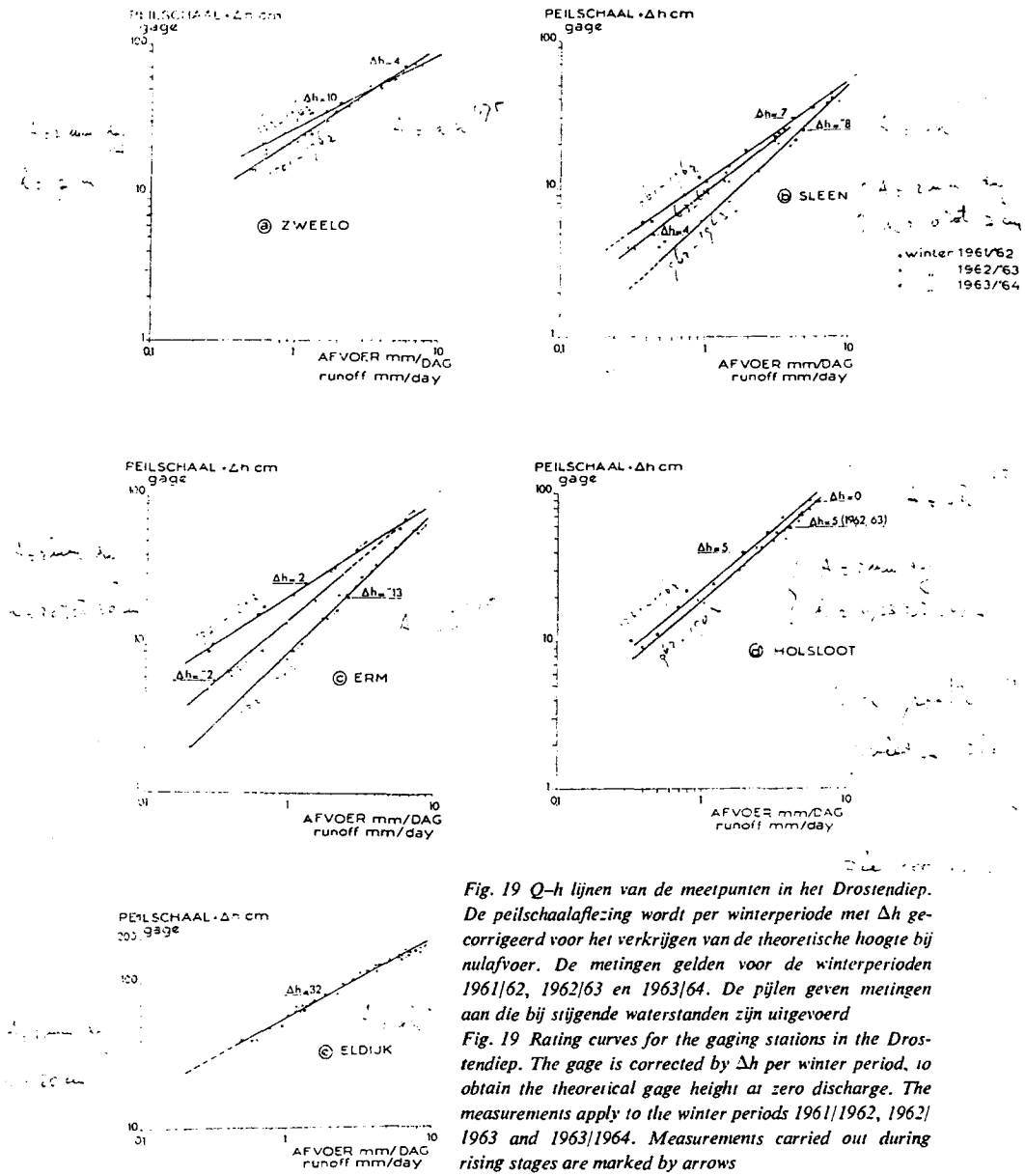


Fig. 19 Q–h lijnen van de meetpunten in het Drostendiep. De peilschaalaflezing wordt per winterperiode met Δh gecorrigeerd voor het verkrijgen van de theoretische hoogte bij nulafvoer. De metingen gelden voor de winterperioden 1961/62, 1962/63 en 1963/64. De pijlen geven metingen aan die bij stijgende waterstanden zijn uitgevoerd

Fig. 19 Rating curves for the gaging stations in the Drostendiep. The gage is corrected by Δh per winter period, to obtain the theoretical gage height at zero discharge. The measurements apply to the winter periods 1961/1962, 1962/1963 and 1963/1964. Measurements carried out during rising stages are marked by arrows

bodemhoogte ter plaatse van het meetpunt niet tevens de hoogte te zijn waarbij de nulafvoer van het leidingvak optreedt.

De veranderingen van jaar tot jaar in de h-waarde van de nulafvoer en in de helling van de Q-h lijn dienen waarschijnlijk te worden toegeschreven aan een verschil in onderhoudstoestand van de leiding. De indruk werd verkregen dat in dit opzicht vooral van betekenis is het al of niet verwijderen van bodembegroeiing en modder. Daarnaast kunnen het tijdstip van onderhoud en de groeiomstandigheden daarna, van invloed zijn op de tijdens de afvoer aanwezige wandruwheden en daarmee op het verband tussen Q en h.

Uit het voorgaande blijkt dat voorzichtigheid geboden is bij het gebruik van een Q-h lijn, waarvan de gegevens over een aantal jaren zijn verzameld, ook al beperkt men de omrekening van h in Q tot de wintermetingen.

Ten behoeve van het in de paragrafen 5.4 en 5.5 te behandelen afvoeronderzoek van het Drostendiep is voor elk winterhalfjaar de regressielijn van Q op h afzonderlijk vastgesteld, waarmee de bij iedere gemeten h behorende Q kan worden afgeleid. Er zijn dus alleen die metingen gebruikt welke representatief zijn voor de onderhoudstoestand van de leidingen tijdens het afvoeronderzoek.

In de zomer kan de invloed van de begroeiing op de afvoer zeer groot zijn. Een duidelijk voorbeeld hiervan is te vinden in de waarnemingen op het meetpunt Erm, waar de waterstand op 19 september 1961 plotseling scherp daalt (fig. 20). Uit informatie achteraf bleek dat het schoonmaken van de beek op 19 september juist tot voorbij het meetpunt gevorderd was.

Voor en na het schoonmaken zijn in dit geval afvoeren van 25 en 65 l/sec. gemeten. Wordt bij beide metingen een gelijk verhang verondersteld en er is geen aanleiding zulks niet te doen, dan is de coëfficiënt voor de wandruwheid K_M in de stromingsformule van MANNING: $Q = K_M\, AR^{2/3}\, S^{1/2}$, van de schone leiding acht maal zo groot als die van de begroeide leiding. Hierbij dient overigens bedacht te worden dat de bodembegroeiing bij de opgetreden lage waterstand relatief van grote invloed is op de wandruwheid van het natte profiel.

Voor de meetpunten Erm, Eldijk en Sleen is in de betreffende Q-h lijnen met een pijl

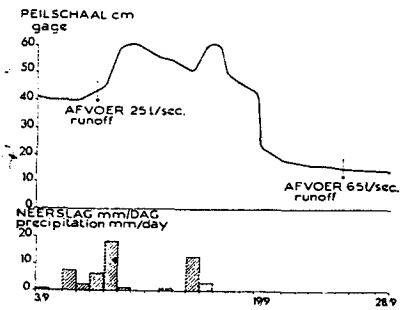


Fig. 20 Meetpunt Erm. De daling van de waterstand op 19 september 1961 is een gevolg van het schoonmaken van de leiding

Fig. 20 Erm station. The fall in the water level on 19 september 1961 is a result of channel cleaning

aangegeven welke afvoeren bij oplopende waterstanden werden gemeten. Dikwijls wordt gewezen op de mogelijkheid dat bij gelijke hoogte van de waterspiegel, bij stijgende waterstanden de afvoer groter is dan bij dalende. Dit zou toegeschreven moeten worden aan het bij stijging optredende grotere verhang (SNIJDELAAR, 27). Uit voorgenoemde metingen kan echter geen systematisch verschil in afvoer bij stijgende en dalende waterstanden worden afgeleid. Opgemerkt wordt, dat men tijdens of zeer kort na een regenval moet meten om een stijgende waterstand aan te treffen.

4.3 De berekening van hoge afvoeren

4.3.1 Toepassing van de afvoerformule van KRAIJENHOFF VAN DE LEUR

Zoals in de inleiding is opgemerkt richt het onderzoek zich op het vaststellen van de afvoerkarakteristiek voor hoge afvoeren. Bij de afvoeranalyse wordt getracht de gemeten afvoer uit de neerslag, via een bepaalde berekeningswijze, te herleiden. Voor deze afvoerberekening is in paragraaf 2.6 de formule van KRAIJENHOFF VAN DE LEUR gekozen. De formule is afgeleid voor de grondwaterberging en de daarmee samenhangende afvoer. Er zijn meer factoren die een rol spelen in het proces van neerslag naar afvoer, hoewel voor Nederlandse omstandigheden de invloed van de grondwaterberging overheerst. Het herleiden van de gemeten afvoer uit de neerslag door middel van voorgenoemde formule, moet gezien worden als een inductieve methode waarbij aan de te vinden j-waarde niet zonder meer een fysische betekenis mag worden toegekend. Wel zal voor zover mogelijk getracht worden de bij de analysen vastgestelde j-waarden in verband te brengen met karakteristieke hydrologische eigenschappen van het stroomgebied.

De vergelijkingen (2.21) en (2.22) zijn door KRAIJENHOFF VAN DE LEUR (15) omgewerkt tot formules waarmee afvoer en grondwaterstand op het eind van elk interval, doorlopend kunnen worden berekend. In verband met de relatief geringe invloed van de zakwaterfase op de transformatie van de neerslag, is in ons onderzoek voor de toevoer naar het grondwater s_i de neerslag per tijdsinterval genomen. De berekeningen zijn uitgevoerd met behulp van een elektronische rekenmachine (I.B.M. 1620). Bij bekende verdeling van de neerslag over achtereenvolgende tijdsintervallen wordt daarmee voor verschillende j-waarden de waarden van afvoer s en van grondwaterstand vermenigvuldigd met de bergingsfactor μ, aan het eind van elk interval berekend.

De in het rekenprogramma opgenomen j-waarden zijn in tabel 3 weergegeven.

Gestreefd is naar een maximale fout in de berekende s- en μy-waarden die kleiner is dan 2%. Het aantal termen in de vergelijkingen (2.21) en (2.22) dat daartoe in de berekening moet worden meegenomen is afhankelijk van de j-waarde. Maximaal zijn vijf termen berekend, hetgeen inhoudt dat de eis van 2% nauwkeurigheid opgaat tot $j = 70$ voor de berekening van s en tot $j = 90$ voor die van μy. De maximale fout voor $j = 120$ is in deze volgorde 8 en 3,5%.

Tabel 3 Waarden van j voor berekening met de I.B.M. 1620

0,1	0,6	1,2	2,7	9,0	16,5	24,0	45,0
0,2	0,7	1,5	3,0	10,5	18,0	25,5	60,0
0,3	0,8	1,8	4,5	12,0	19,5	27,0	75,0
0,4	0,9	2,1	6,0	13,5	21,0	28,5	90,0
0,5	1,0	2,4	7,5	15,0	22,5	30,0	120,0

Table 3 j-values used for calculating ranoff with the I.B.M. 1620

De waarden van *j* in tabel 3 zijn niet geheel willekeurig gekozen. Hoe kleiner *j* is des te groter is het verschil in de berekende afvoer bij gelijke absolute toename van *j*. In het gebied van de lage *j*-waarden zijn daarom de verschillen tussen de *j*-waarden onderling kleiner genomen. Verder is in verband met berekening in intervallen van zowel 8 als 24 uur, vaak het drievoudige van een reeds gekozen *j*-waarde genomen.

Voor het bepalen van de karakteristieke *j*-waarde(n) van een stroomgebied worden de gemeten afvoerintensiteiten, in mm's per tijdsinterval, op transparant tegen de tijd uitgezet. De met de computer uit de waargenomen neerslagcijfers berekende afvoeren worden op dezelfde schaal weergegeven. Het transparant met de gemeten afvoeren wordt op de verlooplijn van de berekende afvoeren gelegd. Om beide lijnen goed te laten samenvallen moet soms een verschuiving in horizontale en/of verticale richting worden toegepast. Verschuiving in horizontale richting wil zeggen aanwezigheid van translatie, die in vertikale richting vertegenwoordigt of een constante basisafvoer of een constant inzijgingsverlies.

Vaak blijkt, met name in samengestelde stroomgebieden, dat slechts een gedeelte van de met een bepaalde *j* berekende afvoer in rekening kan worden gebracht. Dit wil zeggen dat slechts een bepaald percentage van de neerslag of de neerslag van een percentage van het gebied in de betreffende periode volgens die *j*-waarde tot afvoer komt. Het percentage en de *j*-waarde van het afvoerverloop worden in hoofdzaak bepaald door gemeten en berekende afvoervolumes, hoogte der afvoertoppen en dalingssnelheden van de getekende afvoerverlooplijnen visueel met elkaar te vergelijken.

Het is duidelijk dat niet de met alle *j*-waarden berekende afvoeren behoeven te worden uitgezet. Te grote *j*-waarden geven een te lage top en te hoge afvoeren tijdens het uitzakkingsverloop. Zijn de *j*-waarden te klein gekozen dan ontstaat een tegengesteld resultaat.

Is de best benaderde *j*-waarde vastgesteld, dan wordt ter controle nagegaan of met de naast hogere of lagere uit tabel 3 niet een beter resultaat wordt verkregen. Hierbij worden dan nog verschillende combinaties van basisafvoeren, percentages en *j*-waarden geprobeerd. De percentages zijn uitgedrukt in vijftallen procenten.

Na enige ervaring kan met deze methode vrij snel worden gewerkt. Ook is gebleken dat de keuze van de *j*-waarden die het verloop van een afvoertop bepalen in het algemeen beperkt is. Bij de verwerking van de meetgegevens zal de methodiek in een aantal principiële gevallen nader worden toegelicht (zie o.a. 5.1, 5.2 en 5.4). Opgemerkt moet worden dat de analysen zijn verricht op een schaal die ongeveer vier maal zo groot is als de schaal waarop het afvoerverloop in de figuren van hoofdstuk 5 is weergegeven.

4.3.2 De invloed van de neerslag

Voor het berekenen van de afvoer moet de neerslag bekend zijn. Hiervoor kunnen we in de eerste plaats beschikken over de dagcijfers van de K.N.M.I.-stations. Uit het verloop van de afvoeren blijkt evenwel dat een onderverdeling over kortere tijdsintervallen gewenst is (par. 2.6 en fig. 16). Om tot een onderverdeling te komen is in de meeste gevallen eerst de dagregenval voor het betreffende gebied vastgesteld. Vervolgens is hiervan een verdeling in 8-urige perioden gemaakt aan de hand van 3 × daagse waarnemingen van het K.N.M.I. en van gegevens van bij dit onderzoek opgestelde pluviografen. Tijdens de afvoermetingen in de enkelvoudige gebieden zijn de neerslaghoeveelheden meerdere malen per dag afgelezen.

De aldus vastgestelde regenhoeveelheden per tijdsinterval zullen soms niet met de werkelijke neerslagverdeling overeenstemmen en kunnen aanleiding geven tot verschillen in gemeten en berekende afvoeren. Zo zal het mogelijk zijn dat door de kunstmatige verdeling van de neerslag in opeenvolgende tijdsintervallen, een voor de afvoer belangrijke regenbui over twee intervallen wordt verdeeld, terwijl deze in werkelijkheid binnen de tijdsduur van één interval is gevallen. In een beperkt aantal gevallen waarin daarvoor duidelijke aanwijzingen waren, is enige correctie op de intervalverdeling van de tijd-as toegepast. Dit is ter plaatse in de onderdelen van hoofdstuk 5 vermeld. In par. 2.6 is reeds gewezen op de verschillen die kunnen voorkomen in de verdeling van de neerslag naar tijd en plaats.

De in de berekening in te voeren neerslagcijfers zijn niet gecorrigeerd op verdamping. In een regenrijke periode in de winter is de verdamping ten opzichte van de neerslag te verwaarlozen. Indien een droge periode aan de meting voorafgaat kan door het niet in rekening brengen van de verdamping gedurende deze periode, de berekende afvoer aan het begin van de regenperiode groter zijn dan de gemeten afvoer. Soms blijkt dat de afvoer in het geheel niet reageert op de eerste regenval, een andere keer komt de werkelijke afvoer meer vertraagd. Naast de verdamping in de voorafgaande periode kan hier ook een rol spelen het feit dat sommige gebieden als het ware met twee *j*-waarden reageren. Er is een zekere vulling (initiële neerslag) van het gebied nodig, samengaande met een stijging van grond- en slootwaterstanden, voordat het gebied volgens het snelle afvoerproces reageert. Bij lage waterstanden vindt afvoer volgens een langzaam proces plaats.

4.3.3 Onderscheiding van hoge en lage gronden in de afvoerberekening

Er is in dit onderzoek naar gestreefd de topafvoeren van het gebied te karakteriseren door één *j*-waarde. Men kan echter de *j*-waarde die op het afvoerverloop van toepassing blijkt te zijn met voldoende nauwkeurigheid vervangen door twee of meer waarden van *j*, ieder geldend voor een gedeelte van de gemeten afvoer. Zo lang hiervoor geen duidelijk aanwijsbare redenen zijn, heeft een dergelijke differentiatie weinig zin. Soms blijkt echter dat voor het weergeven van het afvoerverloop een combinatie van twee *j*-waarden beter is dan de toepassing van één *j*-waarde.

Het waargenomen afvoerverloop blijkt meestal gekenmerkt te zijn door een lage afvoer waarop kortdurende toppen voorkomen, d.w.z. het afvoerverloop moet in principe berekend worden met een grote en een kleine *j*-waarde. Bij een grote *j* is de neerslag over een lange voorafgaande periode van invloed op de afvoerhoogte; de berekeningen moeten zich dan over deze lange periode uitstrekken. De uitgevoerde berekeningen zijn vereenvoudigd door deze te beperken tot kortdurende neerslagperioden, waarin de basisafvoer constant is verondersteld.

Berekening van de basisafvoer als niet-stationaire afvoer vergt rekenen met grote *j*-waarden. De grote *j*-waarde is voor korte perioden niet uit het staartverloop te bepalen. In een lange droge periode kan het afvoerverloop beïnvloed worden door verdamping van de kwel uit de hoge gronden in de omringende lager gelegen gebieden. Door de versnelde afvoer als gevolg van het randeffect, ontstaan bij afvoerberekening met een grote waarde van *j* naar verhouding hoge afvoertoppen op overigens lage en langzaam veranderende afvoeren. Vermoedelijk bestaat er geen behoefte om het randeffect van een hoge *j* in rekening te brengen wegens een in het terrein aanwezige geleidelijke overgang van hoge naar lage gronden. Het randeffect zal waarschijnlijk reeds verantwoord zijn in het percentage waarmee de lage *j*-waarden worden doorgerekend.

Door het in wezen niet-stationaire karakter van de afvoer van de hoge gebieden is deze basisafvoer over een lange periode gezien in werkelijkheid niet constant. Zo zal in de loop van de afvoerperiode (winter) de afvoer van de hoge gebieden toenemen. Meestal neemt dan het gebied met snelle afvoer ook toe, wat bij een eventueel gelijk blijvende constante basisafvoer inhoudt dat deze afvoer van een kleiner gebied afkomstig is en dus in intensiteit is toegenomen.

4.4 Samenvatting

In par. 4.1 wordt een overzicht gegeven van de ten behoeve van het afvoeronderzoek verzamelde gegevens alsmede van de stroomgebieden waarin dit onderzoek heeft plaats gevonden.

Het verband tussen afvoer en waterstand blijkt, op logarithmische schaal uitgezet, meestal door een rechte lijn te kunnen worden weergegeven. Uit de afvoermetingen in het Drostendiep blijkt dat dit verband voor elk winterhalfjaar opnieuw moet worden vastgesteld, als gevolg van de wisselende onderhoudstoestand van de leidingen (par. 4.2).

In par. 4.3 wordt de methode behandeld voor het bepalen van de karakteristieke reservoircoëfficiënten aan de hand van de over korte perioden gemeten afvoertoppen. Daartoe wordt het gemeten afvoerverloop in een grafiek uitgezet en vergeleken met de met de formule van KRAIJENHOFF VAN DE LEUR (2.21) uit de waargenomen neerslag berekende afvoeren. Deze berekeningen worden voor een groot aantal *j*-waarden (tabel 3) met behulp van een computer uitgevoerd. Langs grafische weg wordt nagegaan met welke *j*-waarde of combinatie van *j*-waarden, de beste benadering van het gemeten afvoerverloop wordt verkregen.

Bij de gevolgde rekenmethode wordt verondersteld dat de neerslag per tijdsinterval

constant is en over het gehele stroomgebied gelijkmatig verdeeld valt. Aangezien dit in werkelijkheid bijna nooit het geval is zullen reeds hierdoor verschillen tussen gemeten en berekende afvoeren ontstaan. Door de invloed van verdamping buiten beschouwing te laten zullen, met name in het begin van een afvoerperiode, de berekende afvoeren groter zijn dan de gemeten.

Tenslotte blijkt dat voor afvoerberekening over korte perioden, de afvoer uit de hoge gebieden, in het algemeen de langzame afvoer, als een constante basisafvoer kan worden benaderd.

5. Het onderzoek in de verschillende stroomgebieden

5.1 Oldenhave

5.1.1 Beschrijving van het gebied

Het gebied Oldenhave ligt in een laag terrein dat behoort tot de madelandgronden van het stroomgebied van de Wold Aa. Op de scheiding van dit terrein met de hoger gelegen gronden aan weerszijden, liggen twee hoofdleidingen: de Wold Aa en de Riete, zie situatieschets fig. 21. In het gebied is een leiding gegraven waardoor de gronden water kunnen afvoeren op een lager gelegen pand van de Riete.

De dwars op deze leiding gelegen sloten staan voor een deel in open verbinding met de Riete; met de Wold Aa is er geen open verbinding. Door de geringe hoogteverschillen in het terrein is bij de doorlopende sloten de begrenzing van het afwateringsgebied van de leiding moeilijk vast te stellen. De waterscheiding tussen de leiding en de Riete is bepaald aan de hand van een drievoudige verkenning van de stromingsrichting in de sloten bij telkens andere waterstanden. Ook is in een vorstperiode nagegaan op welke plaatsen in de sloten het eerst ijsvorming optrad. Deze verkenning leidde tot de vaststelling van de grens van het gebied, zoals deze in fig. 21 is weergegeven. De hieruit

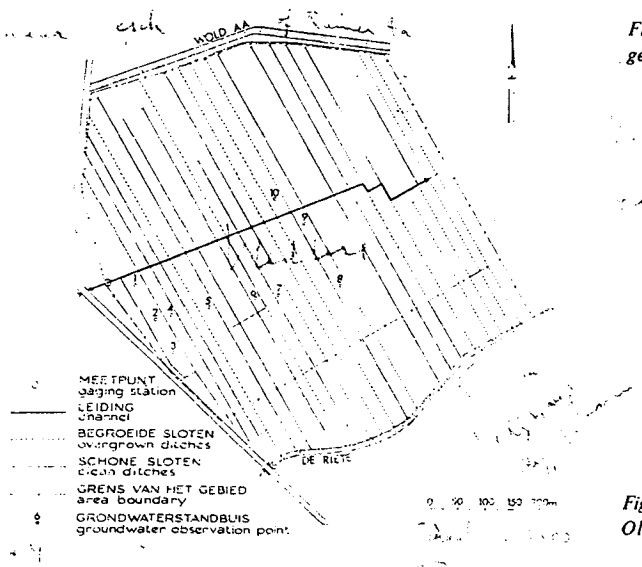


Fig. 21 Situatieschets van het gebied Oldenhave

Fig. 21 Location plan of the Oldenhave area

afgeleide oppervlakte van het gebied is 35 ha. De nauwkeurigheid waarmee de gebieds grootte kon worden vastgesteld is naar schatting ± 3 ha.

De sloten, ten dele eigenlijk diepe greppels, hebben een totale lengte van 1280 m; hiervan is 6980 m goed schoongemaakt, terwijl 4840 m sterk begroeid is. De begroeide sloten bevinden zich voornamelijk in het bovenste deel van het afwateringsgebied. De gemiddelde afstand tussen de ontwateringsmiddelen onderling is 26 m, variërend van 20 tot 30 m, met twee uitzonderingen waar de afstand 40 en 60 m is. De lengte van de leiding in het gebied is 680 m.

De bodem laat zich in grote lijnen als volgt karakteriseren. Een laag veen van wisselende dikte rust op een vrij grofzandige ondergrond. In de westelijke helft is de dikte van het veenpakket 0,5 tot 0,6 m en in de oostelijke helft 0,9 m en dikker. Het zand is middelgrof tot grof en soms leemhoudend. De doorlaatfactoren van het veen en de zandondergrond lopen sterk uiteen. In het veen zijn op twee plekken op een onderlinge afstand van 5 m doorlaatfactoren gemeten van 4,20 en 0,17 m/etm. De doorlaatfactoren van de zandondergrond variëren tussen de 1,5 en 5 m/etm. In vijf boorgaten tot een diepte van 0,9 à 1,0 m is bij een grondwaterstand van 0,1 tot 0,2 m beneden het maaiveld, een gemiddelde doorlaatfactor over het gehele profiel van respectievelijk 3,40, 1,20, 0,95, 4,20 en 0,20 m/etm. gemeten. Bij de eerste drie boorgaten is het veenpakket 0,5 m dik, bij de laatste twee dikker dan 1,2 m.

In het gebied Oldenhave zijn tien grondwaterstandsbuizen geplaatst. De buizen staan op percelen waarvan in elk geval één der aangrenzende sloten schoon is. De plaats der grondwaterstandsbuizen is op de situatieschets aangegeven. De grondwaterstanden zijn tijdens iedere afvoermeting opgenomen.

5.1.2 Het afvoerverloop

Het afvoerverloop van Oldenhave is bepaald in de periode van 27/11 tot 6/12 1961 De afvoeren zijn daartoe twee- of driemaal per dag direct gemeten. In fig. 22 zijn deze, omgerekend in mm/8 uur, tegen de tijd uitgezet. Ter verduidelijking van de figuur is het afvoerverloop zo verantwoord mogelijk door de gemeten punten geschetst. Daarbij is ermee rekening gehouden, dat de lijnen na de opeenvolgende toppen op overeenkomstige wijze zullen dalen. Bovendien is het afvoerverloop vergeleken met de continu geregistreerde afvoeren in dezelfde periode van andere stroomgebieden.

Voor het vaststellen van de neerslag is op ca. 6 km afstand bij Koekange, gelegen tussen de gebieden Oldenhave en Koekanger Made, een regenmeter geplaatst. De neerslag is gedurende voorgenoemde meetperioden twee tot viermaal per dag afgetapt; daarnaast zijn de uren waarin geen regen viel vastgelegd. Verder waren gegevens beschikbaar van een in Ruinen geplaatste pluviograaf van de Rijkswaterstaat. Deze pluviograaf gaf voor de periode van de afvoermetingen geen volledig bruikbare cijfers. Wel waren het begin van een bui en ongeveer de intensiteitsverdeling vast te stellen. De totale neerslaghoeveelheden van Koekange zijn in tabel 4 vergeleken met die van enige particuliere stations, gelegen binnen een straal van 10 km. K.N.M.I.-stations

Tabel 4 Neerslagsommen in mm te Koekange en van enige particuliere stations in de omgeving, waargenomen gedurende de afvoerperiode van 27 november tot 7 december 1961

Stations *stations*	Perioden / *periods* 27/11–28/11	29/11–2/12	4/12–5/12
Koekange	20,4	54,9	23,2
Meppel	23,5	56,0	25,0
Ruinerwold	23,0	50,0	24,0
De Wijk	25,0	53,0	19,0
Ruinen	18,5	49,8	25,0

Table 4 Precipitation totals in mm, observed during the runoff period 27 November to 7 December 1961, at Koekange and some other stations in the environment

ontbreken in de directe omgeving. Er is geen reden om aan te nemen dat een gemiddelde van deze hoeveelheden meer representatief is voor de neerslag in de twee gebieden dan die van Koekange alleen. Uitgaande van voorgenoemde gegevens is de neerslag van Koekange zo goed mogelijk over intervallen van acht uur verdeeld.

Uit een eerste vergelijking van de afvoer- met de neerslaghoeveelheden bleek dat er 128 mm water was afgevoerd terwijl er 98 mm neerslag was gevallen. Het verschil is niet te corrigeren door een grotere afwaterende oppervlakte aan te nemen, zonder daarbij de in het terrein waargenomen begrenzing geweld aan te doen. Gezien de hogere standen in de aangrenzende beken, de goede doorlatendheid van de ondergrond en de aanwezigheid van een hoog gelegen es direct ten noorden van de Wold Aa mag worden aangenomen dat de leiding een extra wateraanvoer uit het omliggende gebied te verwerken krijgt.

Getracht is deze kwel vast te stellen door te meten in perioden waarin andere overeenkomstige gebieden geen afvoer meer gaven. De kwelafvoer varieerde tussen 15 en 21 l/sec. en bleek vrij regelmatig over de leiding verdeeld te zijn. Uit de eerste meting op 27/11 is af te leiden dat de kwelafvoer aan het begin van de meetperiode kleiner moet zijn geweest dan 17 l/sec.

Door het ontbreken van de nodige gegevens is het niet mogelijk de kwel als een niet-stationair proces te berekenen. De kwelafvoer is benaderd door hiervan voor de eerste top 15 l/sec. of 1,2 mm/8 uur en voor de vierde top 20 l/sec. of 1,6 mm/8 uur in rekening te brengen. Voor de tweede en derde top is zowel 15 als 20 l/sec. kwel geprobeerd; de beste aansluiting in de berekening van de afvoer met de eerste en de vierde top werd verkregen met een kwel van 15 l/sec.

Over de in deze zware regenperioden optredende afvoeren kan het volgende worden opgemerkt. Brengt men de kwelhoeveelheden in mindering op de in fig. 22 weergegeven afvoerintensiteiten, dan blijkt dat een afvoer van 12 mm/dag gedurende drie dagen in de beschouwde periode wordt overschreden, terwijl de daarin gemeten hoogste afvoer 22 mm/dag bedraagt.

In fig. 22 zijn naast de gemeten afvoeren uitgezet de uit de neerslag met *j* 4,5 en 6 *8u* berekende afvoeren (*8u* wordt in het vervolg gebruikt als aanduiding voor een interval

Fig. 22 Meetpunt Oldenhave. Het afvoerverloop in de periode van 27/11 tot 6/12 1961. Berekende afvoeren: (1) j 4,5 8u en (2) j 6 8u. De kwel bedraagt 1,2 mm/8 uur (intervallen 1–22) en 1,6 mm/8 uur (intervallen 23–29)

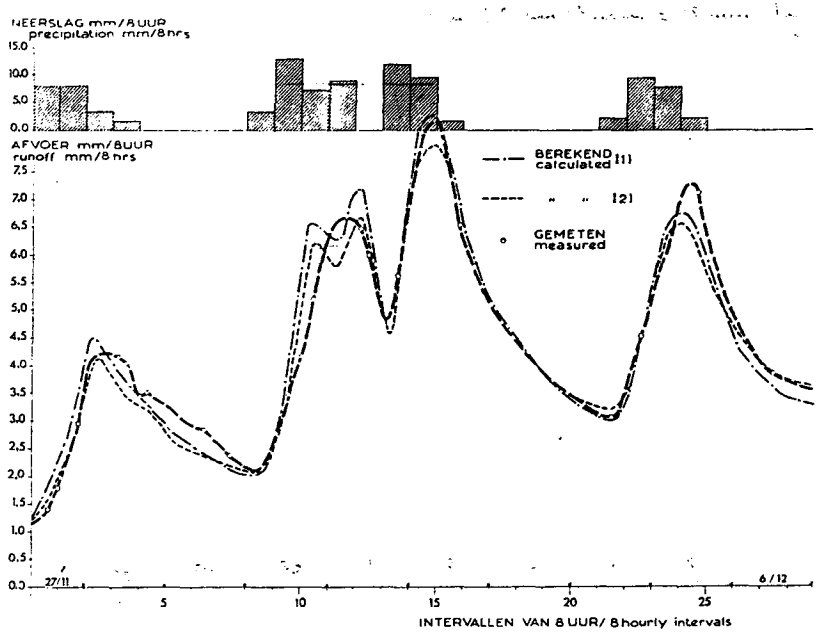


Fig. 22 Oldenhave station. Hydrograph in the period 27/11 to 6/12 1961. Calculated runoff: (1) j 4.5 8hrs and (2) j 6 8hrs. Seepage amounts to 1.2 mm/8hrs (intervals 1–22) and 1.6 mm/8hrs (intervals 23–29)

van acht uur), vermeerderd met de reeds genoemde kwelhoeveelheden. Bij de berekende afvoeren is van de 8 mm neerslag in het eerste interval slechts 4 mm in rekening gebracht. Deze correctie op de beginneerslag blijkt noodzakelijk te zijn om een redelijke overeenstemming te krijgen tussen het gemeten en het berekende afvoerverloop van de eerste top. Dat het gebied niet direct op het begin van de neerslag reageert is toe te schrijven aan de verdamping in de daaraan voorafgaande droge periode. Waarschijnlijk is deze verdamping groter dan 4 mm (de berekende verdamping van een vrij wateroppervlak is over deze periode ca. 8 mm, zie 5.4), maar een deel van het verdampingsverlies kan aangevuld zijn door de in dit gebied aanwezige kwel.

De in fig. 22 weergegeven berekende afvoerverlopen zijn twee uur in de tijd naar rechts verschoven, d.w.z. de werkelijke afvoer heeft een vertraging van twee uur ten opzichte van de berekende afvoer.

Er is een zeer goede overeenstemming tussen de berekende en de gemeten afvoeren. Met het oog op het weergeven van de dalende takken in het afvoerverloop moet de voorkeur worden gegeven aan *j* 4,5 *8u*. Andere *j*-waarden, bijvoorbeeld *j* 3 en 7,5 *8u* geven een minder goed resultaat.

5.1.3 Het grondwaterstandsverloop

Zoals in hoofdstuk 3 is uiteengezet moet in principe de afvoerkarakteristiek van een gebied in het grondwaterstandsverloop kunnen worden teruggevonden. Hierbij dient de bergingsfactor μ van de grond bekend te zijn. Bij het doorrekenen van de regenhoeveelheden met verschillende *j*-waarden, is behalve de afvoer (2.21) ook de μy (2.22) aan het eind van elk interval berekend.

Om het waterstandsverloop in de tien buizen van Oldenhave met elkaar en met een berekend verloop te kunnen vergelijken moet de ontwateringsbasis per buis bekend zijn. Zo zal bij een gegeven daling van de grondwaterstanden, de hieruit te berekenen *j*-waarde groter zijn naarmate de ontwateringsbasis dieper is. Bij een eerste vergelijking zijn als ontwateringsbases genomen de waterstanden na een lange droge periode, te weten op 19/12 1961. Deze waterstanden komen overeen met die op 23/11 1961, enkele dagen voor de meetperiode; het grootste verschil is 2 cm.

Om door verticale verschuiving een gemiddelde μ-waarde van het gebied te kunnen bepalen zijn in fig. 23 de logarithmen van de waterstanden tegen de tijd uitgezet. Daartoe zijn zowel de hoogste als de laagste waargenomen waterstanden door lijnen verbonden. Het tussen deze lijnen gelegen gebied is in fig. 23 gearceerd. Tevens zijn in fig. 23 de met *j* 3, 4,5 en 6 *8u* berekende μy-waarden in mm's weergegeven. Daarbij is, evenals bij de afvoerberekening, 4 mm van de neerslag in het eerste interval buiten beschouwing gelaten. Aangezien de grondwaterstanden in cm's zijn uitgezet en geen verticale verschuiving behoeft te worden toegepast, is de gemiddelde bergingsfactor van het gebied ca. 0,10.

Fig. 23 Verloop van de grondwaterstanden in het gebied Oldenhave vergeleken met de voor j 6, 4,5 en 3 8u berekende μy-waarden

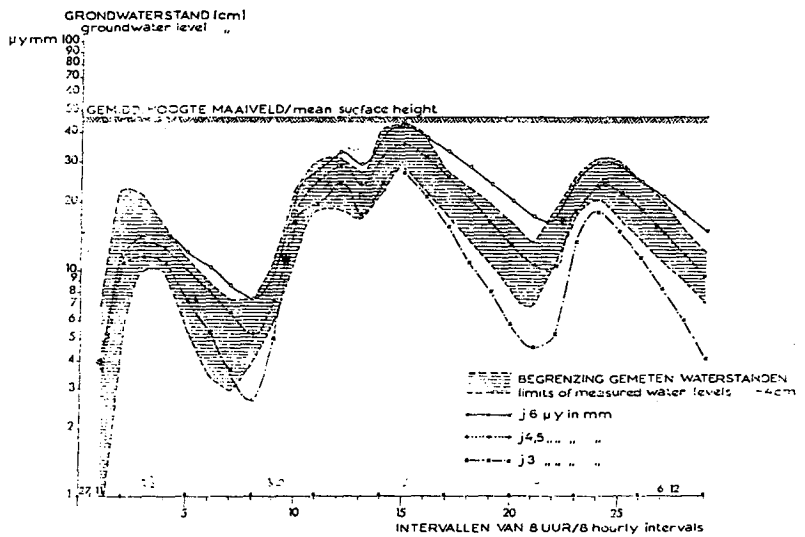


Fig. 23 Groundwater fluctuations in the Oldenhave area compared with μy-values for j 6, 4.5 and 3 8hrs.

In fig. 23 is nog een correctie verwerkt. Bij de eerste weergave bleek namelijk dat de lage grondwaterstanden overwegend boven de met *j* 4,5 *8u* berekende lijn lagen. Dit verschil is niet te corrigeren door het toepassen van een verschuiving of een andere *j*-waarde. Door verschuiving, die tot een andere bergingsfactor zou leiden, worden de toppen niet goed weergegeven. De beste oplossing bleek te kunnen worden verkregen door de ontwateringsbasis 4 cm hoger te nemen.

Nu blijkt de hoogte van de ontwateringsbasis, zoals deze bepaald is op 19/12 1961 mede beïnvloed te zijn door de vorst (zie ook de invloed van de vorst op de waterstanden in de Sleenerstroom, par. 5.4) en de daarmee te vergelijken waterstanden op 23/11 1961 door de verdamping. Mede omdat er in de afvoerperiode een geringe toename van de kwel optreedt, is het dus mogelijk dat gedurende deze periode de ontwateringsbasis iets hoger is dan aanvankelijk werd vastgesteld.

Uit fig. 23 blijkt dat de *j*-waarde van 4,5 *8u*, zoals deze in par. 5.1.2 voor het afvoerverloop is bepaald, in goede overeenstemming is met de uit het grondwaterstandsverloop af te leiden reservoircoëfficiënt.

5.1.4 De translatie in het afvoerverloop

Bij het weergeven van het afvoerverloop is een verschuiving van twee uur toegepast, hetgeen wijst op de invloed van meer dan één bergingssysteem in het afvoerproces (par. 2.4). Er is evenwel een goede overeenstemming tussen de uit het afvoer- en grondwaterstandsverloop berekende *j*-waarden. De grondwaterstanden reageren klaarblijkelijk zo snel op de neerslag dat een vertraging in de zakwaterfase niet valt waar te nemen. De verschuiving zal waarschijnlijk toegeschreven moeten worden aan het reservoireffect van de leidingen. Deze zou dan ook een afvlakking van de berekende top moeten geven.

Omdat de verschuiving in horizontale richting evenwijdig is kan daarmee volgens de beschouwing verbonden aan vergelijking 2.8 en volgens fig. 5 een benadering worden verkregen van de reservoirtijd τ_2 van een tweede systeem in het afvoerproces. In dit geval is τ_2 2 uur of 0,25 Δt, voor Δt 8 uur. Uit fig. 5c, waarin het afvoerverloop van twee 1e orde systemen in serie is weergegeven, blijkt een tweede systeem met een reservoirtijd τ_2 0,2 of 0,4 slechts een geringe afvlakking van de top van een met τ_1 4,5 berekend uitvoerverloop van het eerste systeem te geven. Indien een geringe afvlakking optreedt zou τ_1, of in dit geval de *j*-waarde van het grondwaterreservoir, iets kleiner moeten zijn dan de met één systeem afgeleide 4,5 *8u*. Uit de berekening van de grondwaterstanden in fig. 23 blijkt dat dit niet geheel onmogelijk is; de hieruit af te leiden *j*-waarde van het eerste systeem zal ongeveer 4 *8u* kunnen zijn.

Voor een berekening van de reservoirtijd van de open waterberging is alleen het verband tussen afvoer en berging op het meetpunt bekend, fig. 9f. Als gevolg van opstuwing is dit verband bij zeer hoge afvoeren niet meer rechtlijnig. Voor de lagere afvoeren is v' 0,26 m/sec. De hieruit te berekenen reservoirtijd (2.23), bij een leidinglengte van 680 m, is 0,7 uur. De reservoirtijd van de open waterberging wordt mede bepaald door die van de sloten. Veronderstellen we hier een gemiddelde doorstroomsnelheid van 0,10 m/sec, dan is de reservoirtijd van de sloten ca. 0,8 uur.

De orde van grootte van de op deze wijze benaderde reservoirtijd stemt overeen met de uit het afvoerverloop afgeleide reservoirtijd van de leidingen.

5.1.5 Berekening van de *j*-waarde uit de bodemconstanten

Aangezien in het meetgebied Oldenhave de grondwaterfluctuaties beneden het maaiveld blijven en mede daardoor de oppervlakkige afvoer klein is, mag worden verwacht dat de uit het grondwaterstandsverloop afgeleide *j*-waarde overeenkomt met die welke berekend kan worden uit de bodemconstanten, volgens $j = \frac{1}{\pi^2} \frac{\mu L^2}{KD}$ (par. 2.3). Reeds is afgeleid: $\mu = 0{,}10$ (par. 5.1.3), $L = 26$ m (par. 5.1.1) en de gemiddelde doorlaatfactor van het gehele profiel $K = 2$ m/etm of 0,7 m/8 uur (par. 5.1.1). Voor D nemen we de dikte van de equivalentlaag volgens HOOGHOUDT (8), waarbij geen invloed van een ondoorlatende laag aanwezig is:

$$d = \frac{\pi L}{18{,}42\,(\log L/2r_0 - 0{,}197)}$$

voor r_0 0,30 m (de bodembreedte van de sloten varieert van 0,30 tot 0,60 m en de waterdiepte van 0,20 tot 0,30 m) volgt hieruit d 3,1 m. Deze waarde ingevuld in eerdergenoemde formule geeft een *j*-waarde van 3,1 *8u*.

De orde van grootte van deze *j*-waarde stemt bevredigend overeen met de *j* van 4 *8u* volgens het grondwaterstandsverloop (par. 5.1.3 en 5.1.4).

5.1.6 De afgevoerde hoeveelheden

In tabel 5 worden de neerslag, de gemeten afvoer verminderd met kwel en de berekende afvoer over een aantal intervallen met elkaar vergeleken. In de afvoerberekeningen is 4 mm van de beginneerslag buiten beschouwing gelaten.

Aan het eind van de meetperiode is van de neerslag ca. 8 mm nog niet afgevoerd. Hiervan is 4 mm initiële neerslag, zodat nog 4 mm afgevoerd moet worden.

In tabel 6 is de gemiddelde verandering in de grondwaterstand voor en na een afvoertop vergeleken met het verschil tussen de hoeveelheden neerslag en afvoer in dezelfde periode. Hieruit blijkt dat met een bergingsfactor van ca. 0,10 het neerslag- of het afvoeroverschot in de grondwaterstandsstijging resp. -daling is terug te vinden.

Tabel 5 Berekende en gemeten[1]) afvoeren in mm van het gebied Oldenhave in relatie tot de neerslag

	Berekend over de intervallen *calculated over the intervals*			
	1–8	9–21	22–29	1–29
Neerslag / *precipitation*	20,8	55,2	22,4	98,4
Gemeten[1]) afvoer / *measured[1]) runoff*	13,8	50,6	25,8	90,2
Afvoer, berekend met / *runoff calculated with j 4,5 8u (8 hrs)*	13,8	52,6	23,4	89,8
Afvoer berekend met / *runoff calculated with j 6 8u (8hrs)*	12,5	50,5	24,1	87,1

[1]) Verminderd met kwel / *excluding seepage*

Table 5 Calculated and measured[1]) runoff of the Oldenhave basin in relation to precipitation

Tabel 6 De berging in het gebied Oldenhave berekend uit de grondwaterstandsverandering en uit het verschil tussen neerslag en afvoer

	Intervallen / *intervals*		
	1–8	9–21	22–29
Waterstandsstijging in cm *rise in groundwater level in cm*	9	5	–2
Niet afgevoerde neerslag in mm *undischarged precipitation in mm*	7,0	4,6	–3,4

Table 6 Starage for the Oldenhave basin calculated from groundwater fluctuations and from the difference between precipitation and runoff

5.1.7 Samenvatting

Oldenhave is een ten opzichte van de directe omgeving laag gelegen madelandgebied, ter grootte van 35 ha, waarin het merendeel van de sloten in goede staat verkeert. Het afvoeronderzoek heeft plaats gevonden in de regenrijke periode van 27/11 tot 6/12 1961.

De afvoer van Oldenhave bestaat voor een deel uit een langzaam in grootte veranderende kwelafvoer en voor een deel uit een snel op de neerslag reagerende afvoer. Laatstgenoemd deel van de afvoer is uit de neerslag te berekenen met een *j*-waarde van 4,5 *8u*.

Deze *j*-waarde of een iets kleinere wordt ook gevonden door onderlinge vergelijking van met verschillende *j*-waarden berekende grondwaterstanden met de gemiddelden van waargenomen grondwaterstanden. De *j*-waarde stemt in orde van grootte overeen met de uit de bodemconstanten te berekenen reservoircoëfficiënt.

De translatie in het gemeten afvoerverloop ten opzichte van het berekende afvoerverloop, ter grootte van twee uur, dient vermoedelijk te worden toegeschreven aan het reservoireffect van sloten en leiding.

5.2 Koekanger Made

5.2.1 Beschrijving van het gebied

Het gebied Koekanger Made behoort tot de laag gelegen zandgronden van het stroomgebied van de Wold Aa. Het gebied ligt tussen de Hoogeveense Vaart en de Koekanger Aa, zie situatieschets fig. 24. De begrenzing van het via het meetpunt afwaterende gebied kon in het terrein vrij nauwkeurig worden vastgesteld. De hieruit be-

Fig. 24 Situatieschets van het gebied Koekanger Made

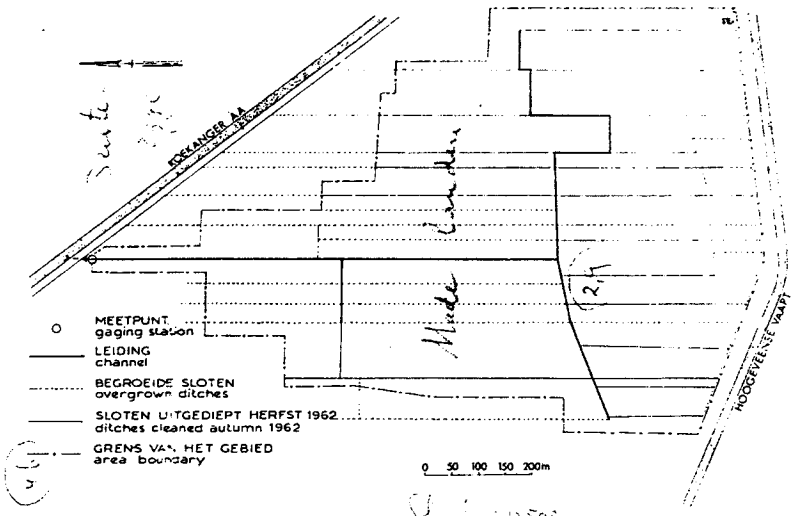


Fig. 24 Location plan of the Koekanger Made area

rekende oppervlakte is 57,5 ha, met een geschatte nauwkeurigheid van ± 2 ha.

Vrijwel alle sloten en greppels staan in directe verbinding met de goed onderhouden leiding. Onder leiding worden in dit verband ook begrepen de in goede staat verkerende keursloten. De onderhoudstoestand van de sloten en greppels was echter ten tijde van de meting zeer slecht. Bij een verkenning van het gebied voor de meetperiode bleek dat, enige tijd na regen, het land op veel plaatsen nog zeer drassig was. Hoewel de sloten vrijwel tot aan het maaiveld volstonden met water vond in de leiding geen duidelijk waarneembare afstroming plaats.

Het gemiddelde bodemprofiel is als volgt:

0 –0,3 m – sterk humeus, venig
0,3–0,8 m – fijn zand
0,8–1,2 m – matig grof zand

De lengte van de goed onderhouden leiding is 2100 m; die van de dichtgegroeide sloten en diepe greppels 11000 m.

5.2.2 Het afvoerverloop

De afvoeren zijn in de periode van 27/11 tot 6/12 1961 ongeveer tegelijk met die van Oldenhave gemeten. In fig. 25 zijn de gemeten afvoeren met het door deze punten geschetste afvoerverloop weergegeven. De laatste top in het 24e en 25e interval is niet gemeten; deze is zo verantwoord mogelijk gereconstrueerd door vergelijkingen met het afvoerverloop van andere gebieden, waar deze top op 5 december wel is gemeten. In het 18e tot het 21e interval zijn geen metingen verricht (zondag). Dat de afvoer ongeveer de gegeven lijn moet volgen blijkt uit de gemeten afvoer in het 17e interval en het afvoerverloop na de 1e en 4e top.

De neerslagverdeling waarmee het afvoerverloop is berekend is gelijk aan die van Oldenhave (5.1.2); het station Koekange ligt op ca. 2 km afstand van het onderhavige gebied. De berekening is uitgevoerd met intervallen van acht uur, waarin ook de *j*-waarden zijn gegeven. Met uitzondering van de 1e top, waarin de voorafgaande droge periode meespeelt, kunnen de toppen in de afvoer van Koekanger Made worden benaderd met *j* 3 tot 4,5 *8u* (fig. 25). De afvoer na de 3e en 4e top daalt echter veel sneller dan volgens deze *j*-waarden. Er is geen *j*-waarde te vinden waarmee het gehele afvoerverloop op aanvaardbare wijze beschreven kan worden. Vergelijking van gemeten en berekende afvoeren wijst er op dat een deel van de neerslag zeer snel en een ander deel langzaam tot afvoer komt.

De veronderstelling van een snel en langzaam proces is terug te vinden in de hydrologische gesteldheid van het gebied. Voordat de beschouwde afvoerperiode begon stonden de waterstanden zowel in de grond als in de sloten dicht bij het maaiveld, terwijl er geen meetbare afvoer was. Door de slechte onderhoudstoestand voeren de sloten het water zeer langzaam af, als gevolg waarvan ook de grondwaterstanden gedurende lange tijd hoog blijven. Wanneer door verdere toevoer uit de percelen de slootwaterstand een bepaald peil heeft bereikt, neemt bij een volgende waterstandsverho-

Fig. 25 Meetpunt Koekanger Made. Het afvoerverloop in de periode van 27/11 tot 6/12. 1961. Berekende afvoeren:
(1) j 3 8u *en (2) j 4,5* 8u

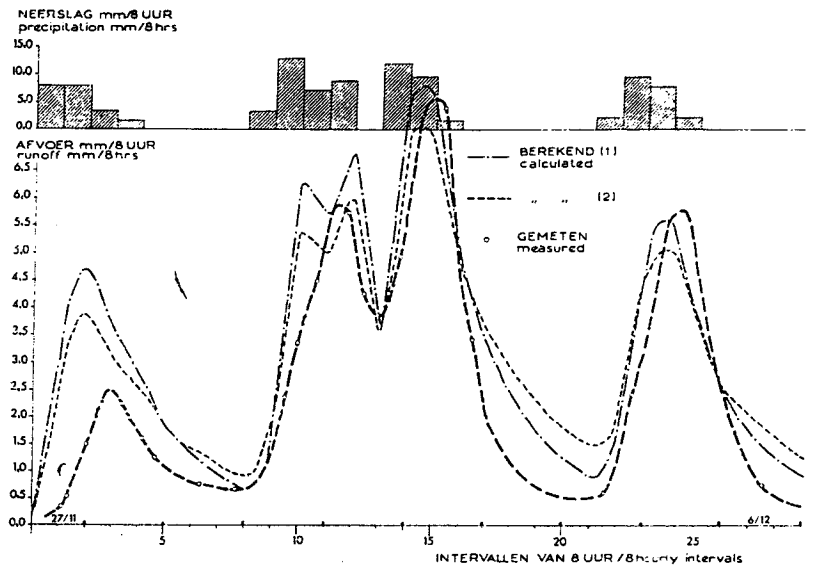


Fig. 25 Station Koekanger Made. Hydrograph in the period 27/11 to 6/12 1961. Calculated runoff: (1) j 3 8hrs and (2) j 4,5 8hrs

ging de invloed van de begroeiing als wandruwheidsfactor af. De neerslag komt dan snel tot afvoer, vooral wanneer de sloten aangesneden zijn door goed onderhouden leidingen.

De ontwatering door sloten is hier gereduceerd tot die door een ondiep greppelsysteem. Dit heeft mede tot gevolg dat de grondwaterstanden snel tot in het maaiveld stijgen, hetgeen ook gebleken is uit gelijktijdige grondwaterstandsmetingen in met Koekanger Made vergelijkbare gebieden. Wanneer tijdens de neerslagperiode de mogelijkheid van berging in het grondwater practisch tot nul is gereduceerd moet het water wel oppervlakkig tot afstroming komen.

De oppervlakkige afvoer is niet met het oog waar te nemen. Het water verzamelt zich eerst in de lage terreingedeelten en wordt van daaruit onder meer via kleine greppels naar de sloten afgevoerd.

De Koekanger Made blijft lang nat en drassig, ondanks de verbetering van de afwatering (nieuwe leiding). Het gebied wordt eerst weer goed begaanbaar in perioden met een verdampingsoverschot.

Gelet op de aard van het hiervoor beschreven afvoersysteem mag worden verwacht dat in de loop van een regenperiode een steeds groter deel van het gebied aan de snelle afvoer deelneemt. De verdeling van de neerslag of gebiedsgrootte over het langzame en snelle afvoerproces zal zich in de afvoerperiode voortdurend kunnen wijzigen. Het is zelfs nog een vraag of de *j*-waarde van het snelle proces constant is. Met de gegeven rekenmethode is het niet mogelijk de waarde van *j* en de gebiedsindeling steeds te variëren; alleen tijdens lage afvoeren kan men zonder grote fouten te maken de percentages van de gebiedsgrootte veranderen. Bovendien ontbreekt voor een dergelijke gedetailleerde berekening elke fysische basis.

Er zijn verschillende combinaties van *j*-waarden en percentages geprobeerd. Hieruit bleek de afvoer het beste te kunnen worden weergegeven (zie fig. 26) door 40% van de neerslag tot afvoer te laten komen volgens *j* 60 *8u* en 60% volgens *j* 1,5 *8u*.[1]) Ook voldoet goed 30% *j* 90 *8u* + 70% *j* 1,5 *8u*. Dit geldt niet voor de eerste top waarvan in de eerste plaats een neerslaghoeveelheid van 8 mm, als de reeds eerder besproken initiële neerslag, in mindering moet worden gebracht. Deze 8 mm is proberenderwijs gevonden. Daarnaast blijkt voor de eerste top de combinatie 50%–50% met de hierboven gegeven *j*-waarden de beste overeenstemming te geven.

De correctie van de initiële neerslag is een bewerking waarvan de invloed zich voornamelijk beperkt tot de eerste top. Gebleken is dat men de kleine *j*-waarde voor het snelle proces niet veel kan veranderen. Het bijbehorende percentage ligt nagenoeg vast door de inhoud van de gemeten en berekende toppen. De invloed op de afvoer van de grote *j*-waarde voor het langzame proces is gering. Hoe groot de *j*-waarde voor het langzame proces precies moet zijn is met deze gegevens dan ook moeilijk vast te stellen. Een combinatie van een snel proces met *j* 30 *8u* geeft voor het afvoerverloop van Koekanger Made al een minder goed resultaat; dit geldt ook wanneer voor het langzame proces een constante afvoer in rekening wordt gebracht.

[1]) In het volgende wordt voor de afvoerkarakteristiek een verkorte schrijfwijze ingevoerd, namelijk in dit geval 40% *j* 60 *8u* + 60% *j* 1,5 *8u*; is een basisafvoer aanwezig dan wordt daaraan toegevoegd: + *x* mm/*8u*.

Fig. 26 Meetpunt Koekanger Made. Het afvoerverloop in de periode van 27/11 tot 6/12 1961. Berekende afvoeren:
(1) 50% j 60 8u + 50% j 1,5 8u (intervallen 1–8) en 40% j 60 8u + 60% j 1,5 8u (intervallen 9–29);
(2) 50% j 90 8u + 50% j 1,5 8u (intervallen 1–8) en 30% j 90 8u + 70% j 1,5 8u (intervallen 9–29)

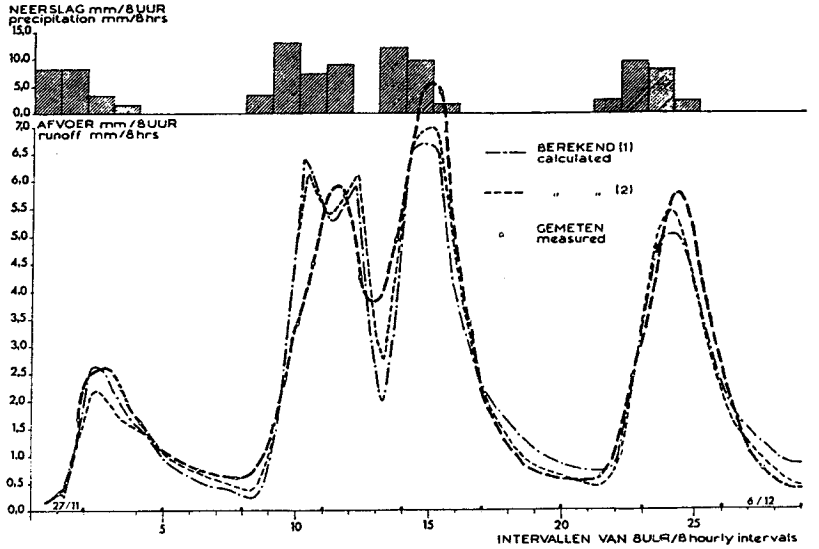


Fig. 26 Station Koekanger Made. Hydrograph in the period 27/11 to 6/12 1961. Calculated runoff: (see Dutch text)

In fig. 26 is de berekende afvoer twee uur in de tijd verschoven. De snelheid waarmee de afvoervermeerdering zich door de leiding verplaatst is op het meetpunt volgens fig. 9g 0.29 m/sec. Zou deze doorvoersnelheid een gemiddelde voor de gehele leiding zijn, dan is de hieruit te berekenen reservoirtijd twee uur. Met het reservoireffect van de sloten is dan nog geen rekening gehouden. Deze is waarschijnlijk klein omdat de sloten sterk begroeid zijn en eenmaal gevuld, een daarop volgende toename van de afvoer met een geringe toename van de berging gepaard gaat. Het aannemen van twee bergingssystemen in serie houdt in dat, gelet op de toegepaste verschuiving, de met één systeem berekende afvoertoppen wat hoger moeten zijn dan de gemeten. Men zou dan kleinere *j*-waarden in rekening moeten brengen. Hierover is met het beschikbare materiaal geen uitspraak mogelijk.

5.2.3. De afgevoerde hoeveelheden

In tabel 7 worden van dit gebied de neerslag, de berekende en de gemeten afvoer met elkaar vergeleken. In de berekende afvoer is de eerste 8 mm neerslag buiten beschouwing gelaten.

Er is een redelijke overeenstemming tussen de gemeten en de berekende hoeveel-

Tabel 7 Berekende en gemeten afvoer in mm van het gebied Koekanger Made in relatie tot de neerslag

	Berekend over de intervallen *calculated over the intervals*			
	1–8	9–21	21–29	1–29
Neerslag / *precipitation*	20,8	55,2	22,4	98,4
Gemeten afvoer / *measured runoff*	9,0	42,1	18,8	69,9
Afvoer, berekend met / *runoff calculated with* 30% *j* 90 *8u (8hrs)* en/*and* 70% *j* 1,5 *8u (8hrs)*	7,6	43,9	18,1	69,6
Afvoer, berekend met / *runoff calculated with* 40% *j* 60 *8u (8hrs)* en/*and* 60% *j* 1,5 *8u (8hrs)*	7,9	43,9	18,0	69,8

Table 7 Calculated and measured runoff of the Koekanger Made basin in relation to precipitation

heden. Aan het eind van de meetperiode is ca. 28 van de 98 mm regen nog niet afgevoerd. Hiervan is 8 mm als initiële neerslag in rekening gebracht. Aangezien er een overeenstemming is tussen de berekende en de gemeten afvoer, mag worden verwacht dat de resterende 20 mm nog langzaam wordt afgevoerd of in het voorjaar verdampt. Er zijn geen waarnemingen van grondwaterstanden om dit te toetsen.

5.2.4 Samenvatting

Het afvoerverloop van het 57,5 ha grote madelandgebied Koekanger Made is in de periode van 27/11 tot 6/12 1961 uit de neerslag te berekenen met 40% *j* 60 *8u* + 60% *j* 1,5 *8u* en met 30% *j* 90 *8u* + 70% *j* 1,5 *8u*.

Als gevolg van de slechte onderhoudstoestand van de sloten in dit gebied wordt een deel van de neerslag, volgens *j* 1,5 *8u*, snel oppervlakkig afgevoerd en komt een deel, volgens *j* 60 of 90 *8u*, zeer vertraagd tot afvoer. De grootte van de *j*-waarde voor het langzame proces kan niet nauwkeurig worden vastgesteld. In het afvoerverloop is een translatie van twee uur waargenomen.

5.3 Koekanger Made, na verbetering van de sloten

5.3.1 Diepte van sloten en afvoerkarakteristiek

Hydrologisch onderscheiden zich Oldenhave en Koekanger Made vooral door de onderhoudstoestand van de sloten. In Oldenhave zijn de sloten merendeels goed schoongemaakt, terwijl deze in Koekanger Made bijna alle sterk begroeid zijn.

De cultuurtechnische verbetering van Koekanger Made is tot nu toe beperkt gebleven tot het graven van een leiding waardoor alle sloten goed kunnen afwateren. Voordien kwamen hier inundaties voor en kwam bijna de gehele neerslag langzaam tot afvoer. Hoewel de zichtbare inundaties nu verdwenen zijn is de ontwateringstoestand van de percelen vrijwel niet verbeterd. Gedurende de winter zijn de grond- en sloot-

waterstanden ten opzichte van het maaiveld zeer hoog, waardoor al gauw oppervlakkige afvoeren voorkomen. Men heeft dus nog geen profijt getrokken van de mogelijkheden tot betere waterafvoer.

Naarmate een gebied met ondiepe grondwaterstanden sterker afloopt in de richting van de ontwateringsmiddelen, zal een groter deel van de neerslag aan de snelle oppervlakkige afvoer deelnemen. In een vlak gebied zoals de Koekanger Made, wordt een deel van de neerslag opgevangen in plassen op het land, van waaruit het water vertraagd tot afvoer komt. Wel zal hier bij toename van de hoeveelheid neerslag een steeds groter deel snel oppervlakkig worden afgevoerd.

De vraag kan gesteld worden hoe het afvoerverloop zal zijn wanneer de verbetering van de afwatering uitgebreid wordt door het uitdiepen van de sloten. In het algemeen mag worden verwacht dat de daaruit voortvloeiende verandering van oppervlakkige afvoer in grondwaterafvoer gepaard zal gaan met een toename van de berging en dus van de reservoirtijd. Dat dit in werkelijkheid ook het geval is blijkt uit het afvoerverloop van Oldenhave.

Moet de ontwateringsbasis hoog liggen ten opzichte van het maaiveld, in verband met het voorkomen van droogteschade, en wil men daarbij de grondwaterstanden bij een zekere neerslag nog op een bepaalde diepte beneden het maaiveld houden, dan zal de ontwatering zodanig moeten worden gerealiseerd, dat de reservoircoëfficiënt klein is (hoofdstuk 3). Het is mogelijk dat het verschil met de *j*-waarde voor oppervlakkige afvoer in vlak terrein dan niet erg groot is. Bovendien kunnen dan bij extreem hoge neerslagen nog oppervlakkige afvoeren voorkomen.

Op grond van het voorafgaande mag worden verwacht, dat door verbetering van de sloten in de Koekanger Made de neerslag gelijkmatiger verdeeld tot afvoer zal komen en het afvoerverloop meer gelijkenis met dat van Oldenhave zal gaan vertonen. Om dit na te gaan werd in de herfst van 1962 6 van de 11 km sloot verbeterd. De verbeterde sloten zijn in fig. 24 aangegeven.

Na de droge herfst van 1962 viel er eerst op 9 december regen van enige betekenis. Door de invloed van de verdamping had het weinig zin van deze eerste regens het afvoerverloop te meten. Nadat er ca. 50 mm neerslag was gevallen zijn van 15 tot 20 december de afvoeren gemeten. Na 20 december konden door de vorst geen metingen meer worden gedaan. De gemeten afvoer is uitgezet in fig. 27.

Om de afvoer te kunnen berekenen is gebruik gemaakt van eigen regenwaarnemingen bij het meetpunt en van het pluviogram van Ruinen. Het beginpunt van de afvoerberekening is genomen na een droge tijd van 7 intervallen (56 uur). Aangenomen is dat toen de afvoer nul was. In fig. 27 is de berekende afvoer met *j* 4,5 *8u* weergegeven. Deze correspondeert vanaf 15/12 zeer goed met de gemeten afvoer. Bij *j* 4,5 *8u* is de invloed van voorafgegane neerslag na 11 intervallen, te verwaarlozen. Aangezien voor het beginpunt 7 droge intervallen voorkwamen, is na het 4e interval geen storende invloed meer te verwachten.

Voorzichtigheid is geboden met de conclusie dat deze metingen een bevestiging geven van de in het voorafgaande gestelde verwachting over de gevolgen van verbetering

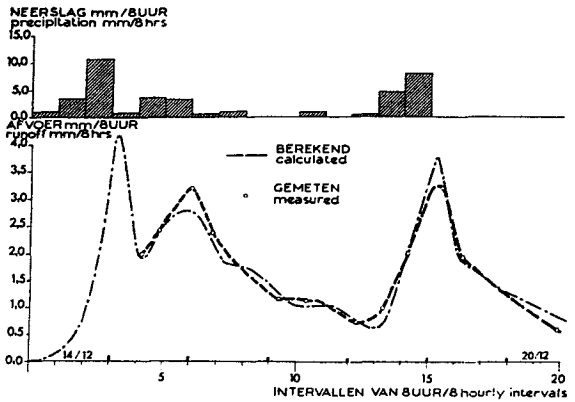


Fig. 27 Meetpunt Koekanger Made. Het afvoerverloop na verbetering van de sloten in de periode van 15/12 tot 20/12 1962. Berekende afvoeren: j 4,5 8u

Fig. 27 Koekanger Made. Hydrograph after improvement of ditches in the period 15/12 to 20/12 1962. Calculated runoff: j 4.5 8hrs

der sloten. De neerslagintensiteit en -duur zijn niet groot genoeg geweest om een goede vergelijking met de metingen in de winter 1961/62 mogelijk te maken. De tendens van een gematigder afvoerbeeld is echter duidelijk aanwezig. Ook bleek dat na regenval in de winter 1962/63 de afvoer langer duurde en minder snel afnam dan in de voorafgaande winter, toen de sloten niet verbeterd waren.

De toename van de reservoircoëfficiënt voor de snelle afvoer van *j* 1,5 *8u* tot *j* 4,5 *8u* is gepaard gegaan met een vergroting van het oppervlaktepercentage dat aan deze snelle afvoer deelneemt van 60 of 70% tot 100%. Daardoor zullen, zoals uit onderlinge vergelijking van fig. 25 en 26 blijkt, ondanks de toename van het afvoervolume, de hoogte van de afvoertoppen van Koekanger Made nagenoeg gelijk blijven. Er zal alleen een minder sterke daling in het afvoerverloop aanwezig zijn.

5.3.2 Samenvatting

Het verschil tussen de in de paragrafen 1 en 2 afgeleide afvoerkarakteristieken van Oldenhave en Koekanger Made is in hoofdzaak toe te schrijven aan het verschil in onderhoudstoestand van de sloten. Nadat in de herfst van 1962 in Koekanger Made een deel van de sloten was uitgediept, bleek dat de afvoerkarakteristiek van dit gebied gelijk was geworden aan die van Oldenhave. De verandering in de afvoerkarakteristiek van Koekanger Made, als gevolg van het uitdiepen van de sloten, hangt samen met een verandering van oppervlakkige afvoer in grondwaterafvoer.

5.4 De Sleenerstroom

5.4.1 Beschrijving van het gebied

De Sleenerstroom behoort tot het stroomgebied van het Drostendiep, waarvan in 5.5 de afvoeren van vier andere onderdelen worden behandeld. Het Drostendiep kan tot de

niet verbeterde stroomgebieden worden gerekend. De leidingen worden één maal per jaar in de herfst schoongemaakt; de onderhoudstoestand van de sloten is in het algemeen zeer matig.

De hoofdbeken van de Sleenerstroom liggen in een breed dal, dat wordt omsloten door hoog gelegen zandgronden. De laag gelegen gronden behoren tot de venige, onbezande madelanden en lage zandgronden. De overige gronden zijn zwaklemige of lemige fijnzandige middelhoge en hoge zandgronden.

Fig. 28 Situatieschets van het stroomgebied van de Sleenerstroom

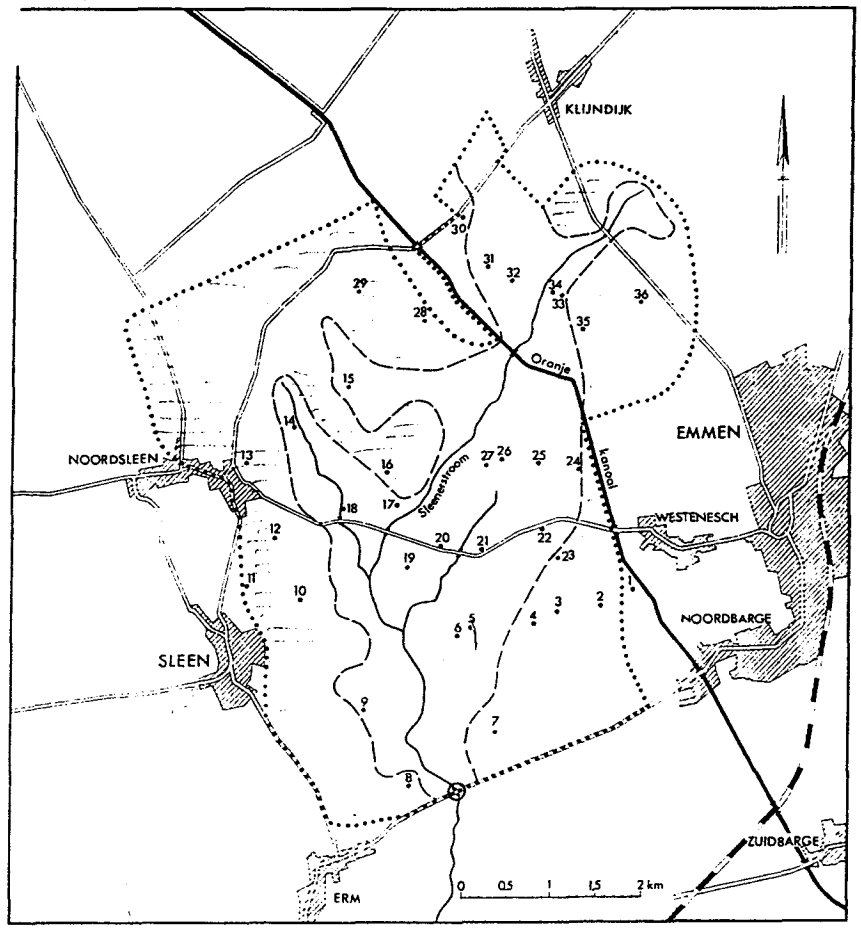


Fig. 28 Location plan of the small river basin of the Sleenerstroom

Langs de oostzijde van het gebied ligt het Oranjekanaal, zie situatieschets fig. 28. Dit kanaal buigt in het noorden af en loopt dan dwars door het stroomgebied. Het gebied ten noorden van het kanaal ontwatert door middel van een onderleider op de Sleenerstroom.

Voor de afwaterende oppervlakte is de begrenzing aangehouden welke verkend en vastgesteld is ten behoeve van een te maken verbeteringsplan. In het zuiden en westen loopt de stroomgebiedsgrens over de hoge gronden, min of meer halverwege een volgend beekdal; in hoeverre deze grens samenvalt met de waterscheiding volgens het grondwaterniveau, is niet bekend. De scheiding met een duidelijk in andere richting afwaterend veenkoloniaal gebied vormt de noordwestelijke grens. In het noordoosten en oosten vindt het stroomgebied zijn begrenzing op de Hondsrug. De noordoostelijke grens is ruim getrokken om de gronden die door sloten op de Sleenerstroom afwateren. Voor het vaststellen van de oostelijke grens is aangenomen dat de hoge gronden ten oosten en een deel van de hoge gronden ten westen van het Oranjekanaal, op dit kanaal ontwateren.

De werkelijke begrenzing van het gebied ligt dus niet duidelijk vast. Om daarover beter geïnformeerd te geraken zou een intensief onderzoek naar de hoogte van de grondwaterstanden in het hoge gebied moeten worden ingesteld. Bij de bespreking van de waterbalans in par. 5.4.5 wordt op de begrenzing nader teruggekomen. Voorlopig wordt de hiervóór beschreven begrenzing aangehouden, volgens welke de oppervlakte van het stroomgebied 2880 ha is.

Op het bij de Sleenerstroom behorende meetpunt Erm zijn afvoeren gemeten gedurende de winterperioden vanaf september 1961 tot januari 1964. De waterstanden op het meetpunt zijn continu geregistreerd. Op 36 plaatsen verspreid over het stroomgebied (zie fig. 28) zijn de grondwaterstanden in het winterhalfjaar van 1961/62 éénmaal per dag opgenomen. De belangrijkste periode voor de afvoerstudie is die van 1961/62, waarin vooral in de herfstmaanden zeer veel regen is gevallen. De twee daarop volgende winterhalfjaren zijn gekenmerkt door een droge herfst en een langdurige vorstperiode. Alleen gedurende een korte tijd, voorafgaand aan de vorstperiode, kwam er in deze jaren neerslag van betekenis voor.

5.4.2 Het afvoerverloop

De gemeten en berekende afvoeren van het meetpunt Erm zijn weergegeven in de figuren 29a t/m f. Voor elk winterhalfjaar is de *Q-h* lijn afzonderlijk bepaald, zie fig. 19. Daarbij zijn ook tijdens de hoogst voorgekomen afvoeren gegevens voor de *Q-h* lijn verzameld. In de winterperiode kenmerkt zich het afvoerverloop door een langzaam veranderende basisafvoer, waarop tijdens regenval kortdurende toppen voorkomen. De afvoer reageert dan snel op de neerslag. Aangezien zich ook hier binnen een dag veelal belangrijke veranderingen in de afvoer voordoen, zijn bij de berekening intervallen van acht uur toegepast (par. 2.6).

Een onderverdeling van de dagregenvallen is slechts bekend van het K.N.M.I.-station Emmen, waar de regenhoeveelheden drie maal per dag, om 8.40, 14.40 en 21.40 uur worden gemeten. In hoofdzaak aan de hand van deze gegevens, aangevuld met een beperkt aantal eigen waarnemingen betreffende de lengte van droge perioden tijdens de afvoermetingen, zijn de dagsommen verdeeld over intervallen lopende van 0 tot 8, 8 tot 16 en 16 tot 24 uur.

Het station Emmen ligt 3 km ten oosten van het stroomgebied. Mede ten behoeve van de vaststelling van de neerslag voor de overige onderdelen van het Drostendiep, zijn de dagsommen van Emmen vergeleken met die van een aantal stations in de omgeving van het Drostendiep, te weten Schoonlo, Zweelo, Oud-Schoonebeek en Klazienaveen (zie situatieschets van het Drostendiep fig. 32). Van deze stations ligt alleen Zweelo in het stroomgebied van het Drostendiep. Wegens de goede overeenstemming in gemeten hoeveelheden en wegens de omstandigheid dat van Emmen drie waarnemingen per dag bekend zijn, zijn de cijfers van dit station aangehouden voor de berekening van de afvoer, zowel van de Sleenerstroom als van de andere onderdelen van het Drostendiep.

Alleen in de afvoerperiode van november 1963 komen er relatief grote verschillen voor tussen de dagsommen van de vijf genoemde stations. Zeer duidelijk is dit het geval op 19 november, toen te Schoonlo, Zweelo, Emmen, Oud-Schoonebeek en Klazinaveen resp. 19,1, 23,4, 29,2, 33,0 en 47,1 mm werd afgetapt. Op dezelfde dag werd op de door het 'Nieuwsblad van het Noorden' ingerichte regenstations, te Coevorden 36 en te Nieuw-Zwinderen 25 mm gemeten, terwijl de door ons te Holsloot geregistreerde regenval 33 mm bedroeg. Uit de gezamenlijke regengegevens blijkt dat er op 19 november in een zuidoostelijke strook van het stroomgebied van het Drostendiep ongeveer 10 mm meer regen is gevallen dan in het noordelijke deel. Voor de afvoerberekening in november 1963 zijn daarom naast de neerslaggegevens van Emmen ook die van Zweelo gebruikt.

Het afvoerverloop op het meetpunt Erm laat zich niet door één *j*-waarde beschrijven. Kleine *j*-waarden geven te hoge toppen, terwijl een grote *j*-waarde, waarmee de top goed wordt berekend, te hoge afvoeren geeft tijdens het uitzakkingsverloop. Het lijkt noodzakelijk de afvoer met twee *j*-waarden te berekenen. Voor de langzame afvoer zou een *j*-waarde groter dan 120 *8u* moeten worden toegepast, de hoogste waarde die in het computer-programma is opgenomen. Bij een zo grote *j*-waarde kan bij afvoerberekening over korte perioden zonder overwegend bezwaar een constante waarde voor de langzame afvoer worden aangehouden, hier weer basisafvoer genoemd (par. 4.3.3).

Het steile verloop van de toppen doet een kleine *j*-waarde vermoeden, die echter, gelet op de hoogte en de inhoud van de toppen, maar voor een deel van het gebied kan gelden. Uit de hierna te behandelen afvoerberekeningen blijkt dat deze *j*-waarde steeds ongeveer 4,5 *8u* is. Het percentage van de neerslag of het deel van het gebied waarvoor *j* 4,5 *8u* geldt, is echter veranderlijk, evenals de grootte van de basisafvoer. De basisafvoer neemt toe met het groter worden van de gesommeerde neerslag over de voorafgaande periode.

De resultaten van de afvoerberekening in de verschillende perioden zullen in het volgende in chronologische volgorde worden behandeld.

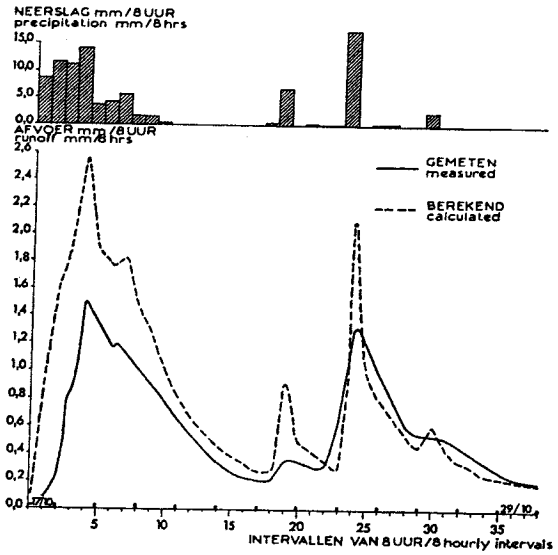


Fig. 29a Meetpunt Erm. Het afvoerverloop in de periode van 17/10 tot 29/10 1961. Berekende afvoeren: 30% j 4,5 8u + 0,1 mm/8u

Fig. 29a Erm station. Hydrograph in the period 17/10 to 29/10 1961. Calculated runoff: see Dutch text

Periode van 17/10 tot 29/10 1961 (fig. 29a)

De eerste top in deze periode is onderhevig aan een gedeeltelijke berging van de neerslag (initiële neerslag) in de vorm van toename van het vochtgehalte van de bovengrond en van stijging van de grond- en slootwaterstanden. Voor de afvoeranalyse is daarom de laatste top de belangrijkste. De beste benadering van dit afvoerverloop wordt verkregen met 30% *j* 4,5 *8u* + 0,1 mm/*8u*. De hiermee berekende top is echter veel groter dan de gemeten. Andere *j*-waarden dan 4,5 *8u* geven geen beter resultaat, terwijl het percentage 30 in overeenstemming is met het volume snelle afvoer. Zoals uit de afvoeranalyse in andere perioden zal blijken, wordt voor dit meetpunt steeds *j* 4,5 *8u* als reservoircoëfficiënt van de snelle afvoer afgeleid. Een mogelijke verklaring voor de geconstateerde afwijking tussen de gemeten en de berekende top kan gevonden worden in de omstandigheid dat de neerslag aangegeven voor het 24e interval in werkelijkheid minder geconcentreerd is gevallen dan uit de regenverdeling voor Emmen is afgeleid.

De kleine top in het 19e interval wordt eveneens te hoog berekend. In dit onderzoek blijkt telkens dat een kleine, in de tijd geïsoleerde regenval geen of slechts een geringe verhoging van de afvoer veroorzaakt. Voor zover een dergelijke regenval niet wordt opgevangen door een verdampingsoverschot uit de voorafgaande periode, wordt deze in hoofdzaak volgens een langzaam proces afgevoerd. Met de gekozen rekenmethode wordt steeds een hogere top berekend.

Periode van 27/11 tot 15/12 1961 (fig. 29b)

Het afvoerverloop is berekend met 40% *j* 4,5 *8u* + 0,3 mm/*8u*. Andere *j*-waarden en andere basisafvoeren geven of te hoge toppen of te hoge waarden tijdens de daling

Fig. 29b Meetpunt Erm. Het afvoerverloop in de periode van 27/11 tot 15/12 1961. Berekende afvoeren: 40% j 4,5 8u + 0,3 mm/8u

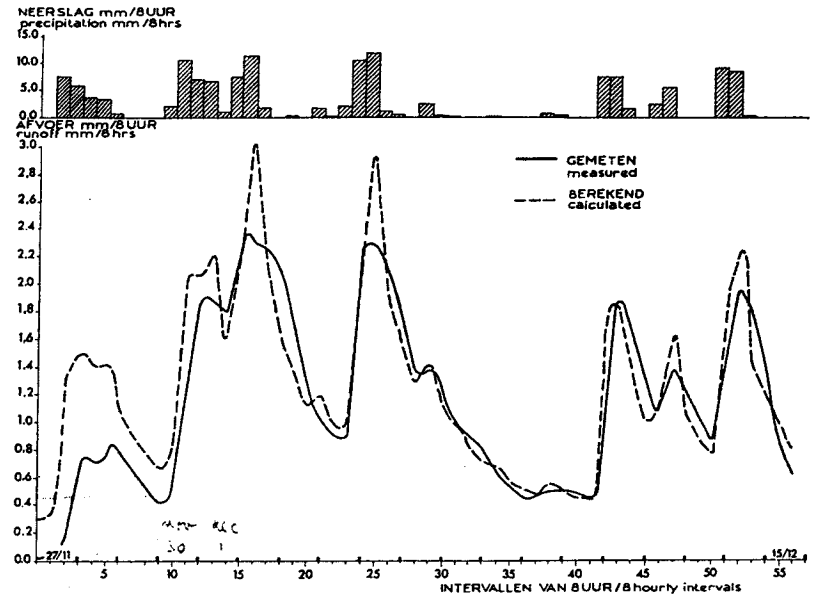


Fig. 29b Erm station. Hydrograph in the period 27/11 to 15/12 1961. Calculated runoff: see Dutch text

van de afvoer. Het percentage van de neerslag dat volgens het snelle proces tot afvoer komt is ten opzichte van de vorige periode duidelijk toegenomen.

Het is redelijk te veronderstellen dat aan het begin van de afvoerperiode, waaraan een droge periode van 17 dagen is voorafgegaan, de berging van de initiële neerslag storend werkt. Na de laatste top daalt de gemeten afvoer vrij snel als gevolg van een op 15 december beginnende vorstperiode. Het verschijnsel van een naar verhouding snellere daling van de afvoer is in het begin van elke vorstperiode duidelijk merkbaar.

Er is een vrij duidelijke aanwijzing dat vooral de hoge afvoertoppen in werkelijkheid worden afgevlakt. Voor zover dit niet samenhangt met de onvolledigheid van de neerslaggegevens kan de oorzaak hiervan zowel zijn gelegen in het reservoireffect van de leidingen als in het optreden van inundaties van geringe omvang. Er zijn aanwijzingen dat de werkelijke afvoer, als gevolg van het reservoireffect van de leidingen, ongeveer vier uur later komt dan de berekende afvoer.

Periode van 29/12 1961 tot 6/1 1962 (fig. 29c)

Een afvoer berekend met 50% *j* 4,5 *8u* + 0 mm/*8u* correspondeert zeer goed met de gemeten afvoer. De werkelijke afvoer wordt echter beïnvloed door vorst. De direct voorafgaande vorstperiode eindigt op 29/12, de eerstvolgende begint op 2/1. Als gevolg daarvan is de afvoer vóór en na de top lager dan normaal. In de figuur is ook

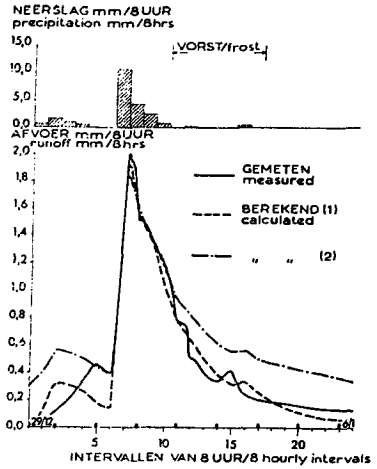


Fig. 29c Meetpunt Erm. Het afvoerverloop in de periode van 29/12 1961 tot 6/1 1962. Berekende afvoeren:
(1) 50% j 4,5 8u + *0 mm/*8u; *(2) 40% j 4,5* 8u + *0,3 mm/*8u

Fig. 29c Erm station. Hydrograph in the period 29/12 1961 to 6/1 1962. Calculated runoff: see Dutch text

weergegeven 40% *j* 4,5 *8u* + 0,3 mm/*8u*, welke lijn in het niet door vorst beïnvloede gedeelte eveneens een goede weergave van de gemeten afvoer geeft.

Periode van 19/1 tot 18/2 1962 (fig. 29d)

In de eerste maanden van 1962 kwamen regenperioden en vorstperioden afwisselend voor. In afwijking van de nog te bespreken stroomgebieden is de afvoer hier weergegeven teneinde een beeld te geven van de verstorende werking van vorst en sneeuw. Houdt men rekening met deze verstoringen dan blijkt voor de regenperioden met 40%

Fig. 29d Meetpunt Erm. Het afvoerverloop in de periode van 19/1 tot 18/2 1962. Berekende afvoeren: 40% j 4,5 8u + *0,3 mm/*8u

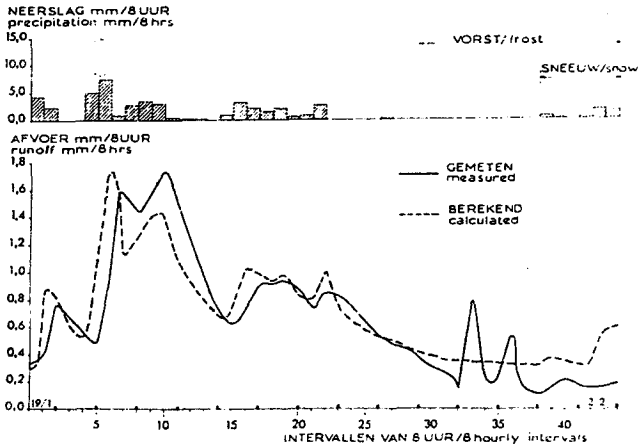


Fig. 29d Erm station. Hydrograph in the period 19/1 to 18/2 1962. Calculated runoff: see Dutch text

Fig. 29e Meetpunt Erm. Het afvoerverloop in de periode van 9/12 tot 20/12 1962. Berekende afvoeren: 30% j 4,5 8u + *0,1 mm/*8u

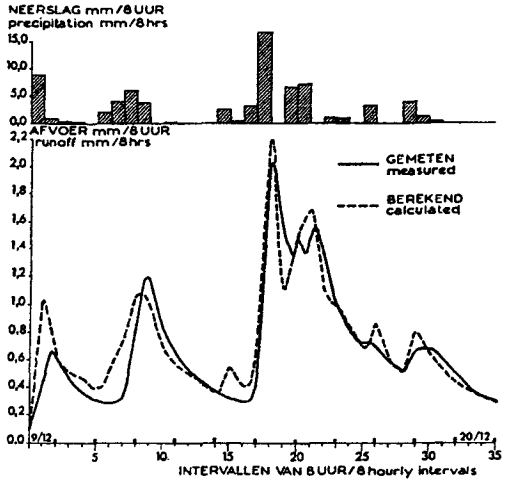


Fig. 29e Erm station. Hydrograph in the period 9/12 to 20/12 1962 Calculated runoff: see Dutch text

j 4,5 *8u* + 0,3 mm/*8u* een goede benadering van het gemeten afvoerverloop te worden verkregen.

Een interessante bijzonderheid is het snel op een neer gaan van de afvoer in het begin van een vorstperiode. Vooral op 30 en 31 januari is dit verschijnsel zeer duidelijk. Vermoedelijk staat dit in verband met ijsvorming in de kavelsloten.

Periode van 9/12 tot 20/12 1962 (fig. 29e)

De afvoer is goed te berekenen met 30% *j* 4,5 *8u* + 0,1 mm/*8u*, met uitzondering van de eerste toppen waarop de voorafgaande droge periode van invloed is.

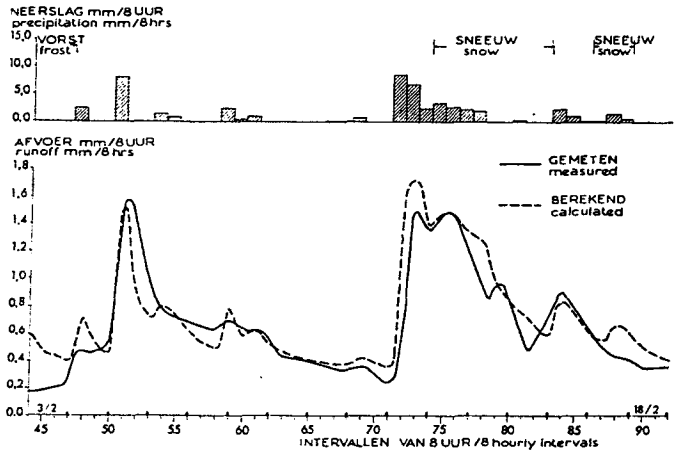


Fig. 29d vervolg/continued

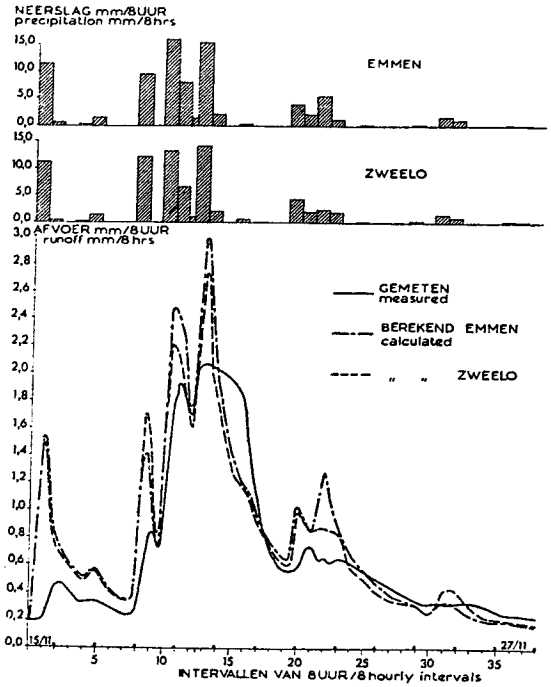


Fig. 29f Meetpunt Erm. Het afvoerverloop in de periode van 15/11 tot 27/11 1963. De afvoeren zijn berekend aan de hand van de neerslagcijfers van Emmen en Zweelo. Berekende afvoeren:
35% j 4,5 8u + *0,1 mm*/8u

Fig.29f Erm station. Hydrograph in the period 15/11 to 27/11 1963. Runoff calculated from precipitation data recorded at Emmen and Zweelo. Calculated runoff: see Dutch text

Periode van 15/11 tot 27/11 1963 (fig. 29f)

Zoals in het begin van deze paragraaf reeds is opgemerkt, is de op 19 november gemeten neerslag in het zuidoosten van het Drostendiep groter geweest dan in de rest van dit stroomgebied. Omdat het gebied van de Sleenerstroom waarschijnlijk in een overgangszone ligt, zijn in deze periode de afvoeren aan de hand van de neerslagcijfers van Emmen en Zweelo afzonderlijk berekend. Uit waarnemingen tijdens het onderzoek is bekend dat de periode met weinig regen in het 13e interval slechts vier uur heeft geduurd. Overeenkomstig het besprokene op pag. 57 is na het 12e interval een correctie van vier uur op de verdeling van de intervallen toegepast. De beoordeling van de berekening is moeilijk omdat de droge hefrst van 1963 nog van invloed is op de hoogte van de afvoer in het begin van deze periode. De beste benadering van de afvoer wordt verkregen met 35% *j* 4,5 *8u* + 0,1 mm/*8u*. Evenals in de periode van 27/11 tot 15/12 1961 vindt ook hier een duidelijke afvlakking van de hoge afvoertop plaats. Van de top op 22/11 is door waarneming in het terrein tijdens het onderzoek bekend dat deze veroorzaakt is door plaatselijke buien die slechts in een deel van het stroomgebied zijn gevallen.

De in de verschillende perioden afgeleide afvoerkarakteristieken zijn in tabel 8 samengevat. Uit deze tabel blijkt dat in alle perioden *j* 4,5 *8u* voor de snelle afvoer is vastgesteld; de naastgelegen onderzochte *j*-waarden 3 en 6 *8u* voldoen niet of minder goed.

Tabel 8 De in de verschillende perioden afgeleide afvoerkarakteristieken van de Sleenerstroom, vergeleken met de vanaf 1 oktober gesommeerde neerslagen

Periode *period*	Afvoerkarakteristiek *runoff characteristic*	Σ N in mm vanaf / *from* 1/10
17/10–29/10 1961	30% *j* 4,5 *8u* + 0,1 mm/*8u (8hrs)*	75
27/11–15/12 1961	40% *j* 4,5 *8u* + 0,3 mm/*8u*	195
29/12– 6/1 1962	40% *j* 4,5 *8u* + 0,3 mm/*8u*	301
19/1 –18/2 1962	40% *j* 4,5 *8u* + 0,3 mm/*8u*	340
9/12–20/12 1962	30% *j* 4,5 *8u* + 0,1 mm/*8u*	82
15/11–27/11 1963	35% *j* 4,5 *8u* + 0,1 mm/*8u*	105

Table 8 The runoff characteristics of the Sleenerstroom derived for the various periods, compared with the sum of precipitation (ΣN) since October 1st

De grootten van het percentage snelle afvoer en van de basisafvoer zijn niet constant. Deze zijn vermoedelijk onder meer afhankelijk van de voorafgegane neerslag, van de lengte van de voorafgaande droge periode en van de intensiteit en de hoeveelheid van de regen die de top veroorzaakt. Het aantal berekende afvoerkarakteristieken is echter te gering om de invloed van deze factoren in een getalmaat vast te leggen. Er is alleen nagegaan in hoeverre het percentage snelle afvoer en de basisafvoer samenhangen met de gesommeerde neerslag vanaf 1 oktober tot de eerste volledig berekende afvoertop in de desbetreffende periode. Deze cijfers zijn in de laatste kolom van tabel 8 vermeld.

Meestal is er in het begin van een winterperiode in het verloop van de afvoer weinig van de neerslag te merken; alleen tijdens intensieve regenval komen afvoertoppen voor, die zich echter vrijwel niet door een bepaald percentage van een *j*-waarde laten berekenen. Nadat er, volgens tabel 8, vanaf 1 oktober ongeveer 80 mm neerslag is gevallen reageert de snelle afvoer van het gebied met 30% *j* 4,5 *8u*. Het percentage voor de snelle afvoer neemt toe naarmate de gesommeerde voorafgegane neerslag groter is. Uit de gegevens van 1961/62 wordt de indruk verkregen dat dit percentage een maximum waarde van ongeveer 40% bereikt.

Zoals uit de afvoerberekeningen van het Oude Diep (5.6) en van de Middensloot (5.7) zal blijken, wordt het voor deze gebieden in 1961/62 berekende maximum percentage ook ongeveer teruggevonden tijdens zeer regenrijke perioden in de winter van 1960/61.

De bij de afvoertoppen vastgestelde basisafvoer wordt eveneens groter bij toename van de neerslagsom vanaf 1 oktober. In hoeverre hier een maximum wordt bereikt is niet met zekerheid te zeggen. De basisafvoer bestaat, naar moet worden aangenomen, voor een deel uit afvoer van de hoger gelegen gebieden en voor een deel uit sterk vertraagde afvoer uit de begroeide sloten in het lage gebied. In een lange droge periode in de winter daalt de basisafvoer tot ongeveer 0,1 mm/*8u*. De bijdrage van de hoge gronden in een afvoertop is dus gering. Een basisafvoer van 0,2 mm/*8u* valt echter al binnen de nauwkeurigheidsgrenzen waarmee de afvoertoppen kunnen worden berekend en

waarschijnlijk ook binnen die waarmee men de maatgevende afvoer van een gebied kan vaststellen. Overigens is de afvoer van de hoge gronden, in het algemeen de langzame afvoer van een gebied, eenvoudig vast te stellen door middel van een aantal afvoermetingen in een droge periode in de winter.

5.4.3 Het grondwaterstandsverloop

Van 5 oktober 1961 tot 13 april 1962 zijn op 36 plaatsen, verspreid over het stroomgebied (zie situatieschets fig. 28) dagelijks de grondwaterstanden opgenomen. Eén of een aantal grondwaterstandsbuizen is representatief voor een deel van het stroomgebied. Door de geaccidenteerde ligging van het terrein is evenwel het toekennen van een gebiedsgrootte aan een bepaald grondwaterstandsverloop niet eenvoudig. De reactie van de grondwaterstand op de neerslag is afhankelijk van een groot aantal factoren, zoals de slootafstand, de *KD*-waarde, de diepte van de ontwateringsbasis en de bergingsfactor van de grond. Deze factoren worden hier samengevat onder het begrip hydrologische ontsluiting.

Voor een systematische behandeling van de hydrologische ontsluiting van het gebied (par. 5.4.4) en voor het berekenen van de geborgen hoeveelheden water (par. 5.4.5), is het gewenst het verloop van de waterstanden in de verschillende buizen te ordenen. Hiertoe is allereerst een onderscheid gemaakt naar de grondswaterstandsveranderingen

Fig. 30 Sleenerstroom. Het grondwaterstandsverloop in de periode van 16/10 tot 22/12 1961, ingedeeld in zes groepen

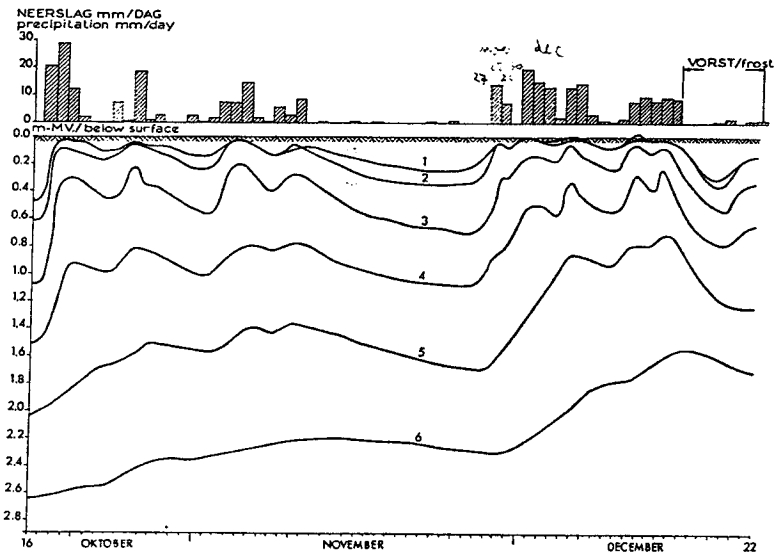


Fig. 30 Sleenerstroom. Pattern of groundwater fluctuations in the period 16/10 to 22/12 1961, divided into six groups

in laag, middelhoog, en hoog gelegen gronden. Daarbij is gelet, zowel op de plaats van de buis in het terrein als op het waargenomen verloop van de grondwaterstanden. Binnen de aldus onderscheiden groepen bleken nog vrij grote variaties voor te komen, zodat uiteindelijk een indeling in zes groepen tot stand kwam. Het gemiddelde verloop der grondwaterstanden per groep, bepaald uit het rekenkundig gemiddelde per dag, is voor de periode van 16/10 tot 22/12 1961 in fig. 30 uitgezet. Opgemerkt kan worden dat de grondwaterstandswaarnemingen in de Wold Aa en de Middensloot in dezelfde periode, een overeenkomstig beeld geven.

In fig. 30 omvat groep 1 de buizen 6, 17, 20, 21, 27 en 32 van fig. 28, groep 2 de buizen 5, 9, 19, 22, 25, 31 en 34, groep 3 de buizen 7, 8, 13, 14, 15, 16, 18, 26 en 33, groep 4 de buizen 10, 12, 23, 24, 29 en 30, groep 5 de buizen 4 en 28 en groep 6 de buizen 2, 11 en 35. De buizen 1, 3 en 36 zijn vervallen.

Alvorens over te gaan tot een meer kwantitatieve behandeling zal eerst een algemene indruk van het verloop der grondwaterstanden worden gegeven.

De eerste belangrijke hoeveelheid neerslag viel op 17, 18 en 19 oktober en wel totaal 62,3 mm. Daarvóór was het betrekkelijk droog; in de drie dekaden van september werd in Emmen 33,4, 15,5 en 9,3 mm afgetapt, terwijl er tot 17 oktober nog 5,5 mm regen viel. Aangenomen mag worden dat de grondwaterstanden op 16 oktober zich nog op een laag niveau bevonden, welk niveau mede beïnvloed was door het verdampingsoverschot van de zomermaanden. Tot 13 april 1962 zijn de waterstanden niet meer gedaald tot dit niveau.

De neerslag op 17, 18 en 19 oktober was resp. 20,1, 28,8 en 11,5 mm. Opvallend is de scherpe reactie van de grondwaterstanden, die bij de meting op 18/10 meestal hun hoogste stand in deze driedaagse periode bereikten. Bijna alle buizen met een beginwaterstand ondieper dan 1,50 m vertoonden een stijging van 50 tot 60 cm. Alleen bij de nog diepere beginwaterstanden vinden we een vertraagde reactie, als gevolg van berging in de hangwaterzone.

De eerste natte periode duurde tot 10 november, waarna tot 27 november praktisch geen regen meer viel. Van 27/11 tot 14/12 viel er 144 mm en tot 13 april werden de neerslagperioden bijna steeds afgewisseld door vorstperioden. Gedurende de gehele winter stegen de grondwaterstanden in de laagst gelegen gronden, bij regenval van enige betekenis, tot in het maaiveld. Zelfs in de wat hoger gelegen gronden gaven buizen die op 16/10 nog een waterstand van 1,00 tot 1,20 m beneden het maaiveld hadden bij hoge regenval in begin december waterstanden tot in het maaiveld. In het laatste geval daalden de grondwaterstanden echter sneller en tot op grotere diepte beneden het maaiveld dan in de laagst gelegen gronden. Dat de grondwaterstanden in de laagst gelegen gronden minder sterk dalen is toe te schrijven aan een verhoging van de ontwateringsbasis in het betreffende gebied, als gevolg van de slechte onderhoudstoestand van de sloten. Alleen op plaatsen waar de grondwaterstand op 16/10 dieper dan 2,50 m beneden het maaiveld was, reageerde deze vóór 27/11 slechts weinig op de neerslag. De waterstanden stegen hier geleidelijk tot ca. 13/11, daalden vervolgens weer iets, en reageerden bijna niet op de neerslag op 27/11, maar wel daarna op die van 1/12.

Gedurende de vorstperioden daalden de waterstanden onevenredig snel. De overgang van vorst naar dooi ging bijna steeds gepaard met een overgang van een droge naar een natte periode en omgekeerd. De invloed van de vorst op de grondwaterstanden is daardoor moeilijk vast te stellen.

5.4.4 De indeling van het stroomgebied in verband met de hydrologische ontsluiting

De grote variatie in *KD*-waarden, slootafstanden en bergingsfactoren zou in eerste instantie een sterk gedetailleerde indeling van het stroomgebied doen verwachten.

De beschouwing van de grondwaterstandsverlopen in par. 5.4.3 leidde reeds tot een indeling in een zestal groepen, waarmee echter op grond van de in 3.3 gegeven beschouwingen geen reservoircoëfficiënten van onderdelen kunnen worden vastgesteld. Uit de afvoerberekening van een samengesteld stroomgebied blijkt evenwel (zie 5.4.2, maar ook 5.5 enz.) dat bij de karakterisering van het afvoerproces voor de toppen meestal kan worden volstaan met een kleine reservoircoëfficiënt voor de snelle afvoer en een grote reservoircoëfficiënt of een constant debiet voor de langzame afvoer. Een hierbij aansluitende indeling van het gebied behoeft dus weinig gedetailleerd te zijn.

Bij het verdere onderzoek naar de indeling van het gebied is vooral gelet op de mate van stijgen van de grondwaterstand tot dicht bij het maaiveld. Komen bij ondiepe waterstanden sloten voor dan is een snelle afvoer zeer waarschijnlijk. De meeste in een stroomgebied aanwezige sloten zijn een gevolg van menselijk ingrijpen in het afvoerproces. De noodzaak van slotenaanleg was eerst daar aanwezig waar grondwaterstijgingen aanleiding gaven tot wateroverlast. In zandgebieden, waar de ontwateringspraktijk mede wordt bepaald door de wens tot beperking van droogteschade in de zomer, treft men meestal slechts op die plaatsen sloten aan waar bij regenval van enige betekenis waterstanden tot dicht bij het maaiveld voorkomen.

Op plaatsen waar de grondwaterstandsfluctuaties zich op enige afstand beneden het maaiveld afspelen, zal er geen behoefte zijn de afvoer door de aanleg van sloten te versnellen. Deze gebieden hebben dientengevolge een grote reservoircoëfficiënt en zijn van weinig invloed op de vorming van afvoertoppen.

Er is een overgangsgebied waarin de grondwaterstand stijgt doordat de neerslagtoevoer de langzame, natuurlijke ontwatering overschrijdt, maar waar de neerslag nadat de stijgende grondwaterspiegel de bodem van de in dit overgangsgebied gegraven sloten bereikt, relatief veel sneller wordt afgevoerd. Dit is waarschijnlijk de belangrijkste reden waarom het verloop van de snelle afvoer met een variabel oppervlaktepercentage moet worden berekend.

Uit het voorgaande is af te leiden dat de dichtheid van het slotennet een indirecte maat is voor de hydrologische ontsluiting. Op dit gegeven is in de volgende paragrafen onder meer gebaseerd de indeling van stroomgebieden, waarvan geen dagelijkse grondwaterstandsgegevens bekend zijn.

Bij de indeling van de Sleenerstroom kon gebruik worden gemaakt van hoogtekaarten gecombineerd met het in fig. 30 weergegeven gemiddelde grondwaterstandsverloop per groep, van grondwatertrappenkaarten en van waterstandskaarten vervaardigd door de Commissie Onderzoek Landbouwwaterhuishouding Nederland (C.O.L.N.). De indeling naar grondwatertrappen is slechts bekend voor 2080 van het 2880 ha grote stroomgebied. Om de op verschillende wijzen verkregen indelingen onderling te kunnen vergelijken is in eerste instantie uitgegaan van deze 2080 ha. Met behulp van de C.O.L.N.-gegevens is naderhand een indeling gemaakt voor het gebied van 2880 ha.

a. *Indeling volgens de hoogtekaart*

Aan de hand van de voor de Sleenerstroom aanwezige hoogtelijnenkaart zijn vier dwarsdoorsneden van het gebied getekend. Hierin zijn in de directe omgeving van de dwarsraai gemeten hoge en lage grondwaterstanden aangegeven. Vervolgens is een onderscheid gemaakt naar:

laag gebied – waar de hoge grondwaterstanden tot in het maaiveld reiken,
middelhoog gebied – waar de grondwaterstanden wel direct reageren op neerslag maar waarvan de fluctuaties beneden het maaiveld blijven, en
hoog gebied – waar de reactie van de grondwaterstand op de neerslag traag is en de hoogste grondwaterstanden ca. 1 m beneden het maaiveld blijven.

Per dwarsdoorsnede is vrij duidelijk aan te geven op welke maaiveldhoogte ten opzichte van N.A.P. de grenzen tussen de drie gebieden moeten liggen. De begrenzing ligt in absolute zin hoger naarmate de raaien verder bovenstrooms liggen. Door de begrenzing over te brengen op de hoogtelijnenkaart zijn de oppervlakten volgens genoemde indeling te bepalen. Deze zijn: *laag* – 905 ha, *middelhoog* – 610 ha en *hoog* – 565 ha.

b. *Indeling volgens de grondwatertrappenkaart*

Door de Stichting voor Bodemkartering is in opdracht van de Cultuurtechnische Dienst van een deel van het gebied een grondwatertrappenkaart vervaardigd. De kartering is gebaseerd op profielkenmerken die met de waterhuishouding samenhangen, zoals roest, reductie- en blekingsverschijnselen (VAN HEESEN, 7). Bij de klasse-indeling

Tabel 9 Gebiedsindeling van 2080 ha van de Sleenerstroom, afgeleid van de grondwatertrappenkaart. De klasse-indeling is begrensd door lage grondwaterstanden (beneden deze waterstand totale reductie) en hoge grondwaterstanden (hoogste voorkomen van oxydatie-reductie in het profiel)

Klasse in cm beneden maaiveld *class in cm below surface*	Oppervlakte *area* in ha	Klasse in cm beneden maaiveld *class in cm below surface*	Oppervlakte *area* in ha
< 50— < 20	90	140-200—40- 80	380
50-100— < 20	490	> 200—40- 80	10
100-140— < 40	360	> 200—80-120	250
140-200—10-40[1])	310	> 200—> 120	180
> 200—10-40[1])	10		

[1]) Hier is de in de oorspronkelijke opname vermelde grens < 40 vervangen door 10–40, omdat aangenomen kan worden dat in gronden die tot deze klassen behoren waterstanden tot in het maaiveld bijna niet voorkomen
The limit < 40 mentioned in the original survey has been replaced by 10–40, because it is assumed that water levels reaching soil surface hardly ever occur in soils belonging to this class

Table 9 Area classification of 2080 ha of the Sleenerstroom, derived from the map showing the various groundwater stages. The classification is according to deep groundwater levels (upper limit of total reduction) and high groundwater levels (highest oxidation-reduction in the soil profile)

wordt zowel een bijbehorende lage (totale reductie) als hoge grondwaterstand (hoogste gley-verschijnselen) aangegeven. De tot de verschillende klassen behorende oppervlakten van de Sleenerstroom zijn in tabel 9 vermeld.

Voor de indeling van het gebied ten aanzien van de afvoer zijn de hoge grondwaterstanden in eerste instantie maatgevend. De bij afvoer optredende grondwaterstandfluctuaties zijn niet zonder meer te herleiden uit de combinatie van hoge en lage waterstanden volgens de grondwatertrappen van tabel 9, vooral niet omdat de lage waterstanden mede worden bepaald door verdamping.

In tabel 10 zijn de klassen, met vermelding van alleen de hoogste waterstanden, samengevoegd. Bij deze samenvoeging is als criterium de grondwaterstandsstijging ten opzichte van het maaiveld gebruikt, welk criterium ook bij de indeling volgens de hoogtekaart is toegepast. Uit de tabel blijkt dat beide indelingen vrij goed met elkaar overeenstemmen.

Tabel 10 Gebiedsindeling van 2080 ha van de Sleenerstroom volgens de hoogtekaart en waargenomen grondwaterstanden (pag. 87) en volgens de grondwatertrappenkaart (tabel 9)

Hoogtekaart *contour map*		Grondwatertrappenkaart *map showing groundwater stages*	
indeling *classification*	oppervlakte in ha *area in ha*	klassen *classes*	oppervlakte in ha *area in ha*
laag / *low*	905	< 20 en / *and* < 40	940
middelhoog / *medium high*	610	10– 40 en 40–80	710
hoog / *high*	565	80–120 en > 120	430

Table 10 Area classification of 2080 ha of the Sleenerstroom according to the contour map and groundwater levels observed (pg. 87) and according to the map showing the groundwater stages (table 9)

c. *Indeling volgens de C.O.L.N.kaart*

Het grondwaterstandsonderzoek door de C.O.L.N. heeft plaats gevonden in de jaren 1952 tot 1956. De hier vermelde gegevens zijn ontleend aan het verslag over de provincie Drente (Bos, 3).

Bij dit onderzoek is de dichtheid van het waarnemingsnet ca. 1 buis per 100 ha. Onderscheid is onder meer gemaakt tussen stambuizen en peilbuizen die resp. éénmaal per veertien dagen en éénmaal per drie maanden zijn opgenomen. Voor de hoogste waterstanden is als tijdvakgemiddelde het gemiddelde van de waarnemingen in de stambuizen over het tijdvak van 14 november tot 28 februari genomen. Het gemiddelde van de peilbuisopnamen dd. 14/12 1952 en 14/12 1954 (peilbuisgemiddelde) bleek goed overeen te komen met het tijdvakgemiddelde. De peilbuisgemiddelden zijn in hoofdzaak gebruikt voor het samenstellen van de C.O.L.N.kaart-wintertoestand. Op analoge wijze is ook een C.O.L.N.kaart-zomertoestand vervaardigd. De gemiddeld lage zomerwaterstanden worden echter zoals reeds eerder werd opgemerkt mede bepaald door verdamping en zijn daardoor niet bruikbaar voor de kenscheting van de berging in het afvoerproces.

Tabel 11 Gebiedsindeling van 2080 ha van de Sleenerstroom volgens de C.O.L.N.kaart-wintertoestand

Klasse in cm —mv *class in cm below surface*	Oppervlakte in ha *area in ha*	Klasse in cm —mv *class in cm below surface*	Oppervlakte in ha *area in ha*
0– 20	130	100–140	340
20– 40	550	140–200	30
40– 70	420	> 200 + 'geen	
70–100	490	waarnemingen[1]	120

[1]) 'Geen waarnemingen' hebben betrekking op hooggelegen gebieden
'No observations' refers to the higher areas of the basin

Table 11 Area classification of 2080 ha of the Sleenerstroom according to groundwater table (C.O.L.N. map) winter situation

De oppervlakten die volgens de C.O.L.N.kaart-wintertoestand tot de verschillende waterstandsklassen behoren zijn in tabel 11 weergegeven. Vergeleken met tabel 10 is er een duidelijk verschil in indeling van het gebied ten aanzien van het voorkomen van hoge grondwaterstanden in die zin, dat volgens de C.O.L.N.-gegevens het gebied waar de waterstanden in de winter tot in de omgeving van het maaiveld komen, naar verhouding veel kleiner is.

In verband hiermee zijn enige gegevens verzameld over de verhouding tussen de peilbuisgemiddelden van C.O.L.N.-buizen en de in 1961 waargenomen hoge waterstanden. In het stroomgebied van de Wold Aa zijn de peilbuisgemiddelden van vier C.O.L.N.-buizen vergeleken met de in de herfst van 1961 dagelijks in dezelfde buizen waargenomen waterstanden. Voorts zijn vergeleken de waarnemingen van 19 andere C.O.L.N.-buizen met dagelijkse waarnemingen in de herfst van 1961 in buizen die geplaatst zijn op percelen met een ongeveer gelijke ontwateringssituatie.

Hieruit bleek dat de waterstanden in de herfst van 1961 vaak veel hoger waren dan de peilbuisgemiddelden van overeenkomstige C.O.L.N.-buizen tijdens het C.O.L.N.-onderzoek. In de lage gebieden werden op plaatsen waar de C.O.L.N.kaart winterwaterstanden aangeeft in de klassen (0–20), (20–40) en (40–70) cm —mv. veelvuldig waterstanden tot nabij of in het maaiveld gemeten.

Voorgenoemd verschil in gebiedsindeling wordt voornamelijk veroorzaakt door de relatief nattere herfst van 1961 alsmede door het feit dat de C.O.L.N.-indeling berust op veertiendaagse waarnemingen over het tijdvak van 14 november tot 28 februari. Op plaatsen waar de C.O.L.N.kaarten winterwaterstanden aangeven in de klassen (0–20), (20–40) en (40–70) cm —mv. moet volgens het grondwatertrappenonderzoek en de door ons verrichte dagelijkse waarnemingen van de grondwaterstanden, rekening worden gehouden met een veel voorkomende stijging van de waterstand tot in of tot dicht bij het maaiveld.

In de Sleenerstroom stemt de oppervlakte van het lage gebied volgens de hoogtekaart goed overeen met die volgens de grondwatertrappen < 20 en < 40 cm —mv. (tabel 10). Om de C.O.L.N.-indeling hierbij te laten aansluiten dienen de klassen (0–20) en (20–40) en een gedeelte, bijvoorbeeld de helft van de klasse (40–70) samen te worden genomen. Een verdere samenvatting van de C.O.L.N.-klassen aansluitend bij de

indeling die in tabel 10 is gegeven, wordt verkregen door voor middelhoog de helft van de klasse (40–70) en de klasse (70–100) en voor hoog de klassen (100–140), (140–200) en > 200 te kiezen. De indeling is weergegeven in tabel 12.

Tabel 12 Samenhang tussen de gebiedsindelingen volgens tabel 10 en volgens de C.O.L.N.-kaart (tabel 11), voor 2080 ha van de Sleenerstroom

Indeling volgens hoogtekaart *classification according to contour map*	Samenvatting C.O.L.N.-klassen *summary C.O.L.N. classes*	Oppervlakte in ha / *area in ha*		
		C.O.L.N.	grondwater-trappen *groundwater stages*	hoogte-kaart *contour map*
laag / *low*	(0–20), (20–40) en $^1/_2$(40–70)	890	940	905
middelhoog / *medium high*	$^1/_2$(40–70) en (70–100)	700	710	610
hoog / *high*	(100–140), (140–200) en > 200	490	430	565

Table 12 Relationship between area classification according to table 10 and according to C.O.L.N. map (table 11), for 2080 ha of the Sleenerstroom

De grondwatertrappenkaart, zoals deze wordt vervaardigd door de Stichting voor Bodemkartering, geeft het meest bevredigende beeld van het voorkomen van hoge grondwaterstanden in de winter. Dit beeld vertoont een goede overeenstemming met de gegevens van de dagelijkse grondwaterstandsopnamen. Tot nu toe is de kartering van de grondwatertrappen slechts voor een beperkt aantal gebieden gereed. Van alle Nederlandse stroomgebieden zijn daarentegen C.O.L.N.kaarten beschikbaar. Om de afvoer van verschillende stroomgebieden met elkaar te kunnen vergelijken, zal de daarbij behorende gebiedsindeling op de C.O.L.N.kaarten worden gebaseerd.

Aan de hand van de in tabel 12 gegeven C.O.L.N.-indeling kan nu van de 2080 ha op de volledige oppervlakte van het onderzochte stroomgebied, 2880 ha, worden overgegaan. Daarbij dient de gebiedsindeling, ten behoeve van de studie van de waterbalans (par. 5.4.5), aangepast te worden aan de in fig. 30 gegeven gemiddelde grondwaterstandslijnen. Voor het lage gebied kunnen de lijnen 1 en 2 maatgevend geacht worden. De hierbij behorende grondwaterstandsbuizen staan in het terrein op plaatsen waar de C.O.L.N.kaart de klasse (0–20) of (20–40) aangeeft. De grondwaterstandsbuizen waaruit lijn 3 is afgeleid, staan of op de overgang van het lage naar het middelhoge gebied of dicht bij een leiding in het middelhoge gebied. Aangenomen is dat lijn 3 behoort tot een rand van het lage gebied, waarvan de oppervlakte ongeveer overeenkomt met het verschil in oppervlakte tussen het lage gebied volgens de hoogtekaart en de oppervlakte volgens de C.O.L.N.-klassen (0–20) + (20–40). Volgens de in tabel 12 gegeven indeling komt deze oppervlakte ongeveer overeen met de helft van de oppervlakte van de C.O.L.N.-klasse (40–70), of 265 ha voor het gebied van 2880 ha. Het resterende deel van de klasse (40–70) alsmede de klasse (70–100) vormen dan het middelhoge gebied, waarin lijn 4 het gemiddelde grondwaterstandsverloop weergeeft. De twee buizen van lijn 5 staan op de overgang van middelhoog naar hoog, terwijl de buizen die lijn 6 vormen duidelijk in het hoge gebied staan. Omdat het overgangsgebied klein is, is lijn 5 verder buiten beschouwing gelaten.

De indeling van het gehele stroomgebied (2880 ha) wordt nu zoals deze in tabel 13 is aangegeven.

Tabel 13 Gebiedsindeling van de Sleenerstroom (2880 ha) ten behoeve van de waterbalans. De bij de grondwaterstandslijnen van fig. 30 (met uitzondering van lijn 5) behorende oppervlakten zijn bepaald aan de hand van de C.O.L.N. kaart-wintertoestand

Gebieds-aanduiding *area indication*	Omschrijving *description*	C.O.L.N.-klassen *C.O.L.N. classes*	Oppervlakte in ha *area in ha*	Grondwater-standslijn *groundwater line*
A	laag / *low*	(0–20), (20–40)	840	1 + 2
B	overgang naar middelhoog *transition to medium high*	$^1/_2$(40–70)	265	3
C	middelhoog *medium high*	$^1/_2$(40–70), (70–100)	875	4
D	hoog / *high*	(100–140), (140–200) en > 200	900	6

Table 13 Area classification of the Sleenerstroom (2880 ha) with regard to the water balance. The areas belonging to the groups of groundwater fluctuations of fig. 30 (with the exception of line 5) were determined from the C.O.L.N. map winter situation

Van het 2880 ha grote stroomgebied van de Sleenerstroom behoort dus 840 ha of 29% tot de klassen (0–20) + (20–40) en 1105 ha of 38% tot de klassen (0–20) + (20–40) + 1/2(40–70). Deze percentages komen overeen met die welke bij de analyse van de snelle afvoer zijn gevonden, namelijk 30% in het begin van een regenperiode en 40% na langdurige regenval. Op deze vergelijking van C.O.L.N.-gegevens en afvoeranalyse wordt bij de behandeling van de afvoeren van de andere onderdelen van het Drostendiep (5.5) teruggekomen.

De snelle afvoer moet afkomstig worden geacht van de lage gronden. In verhouding daarmee is het aandeel van de hoge gronden in een afvoertop gering. Voor het bepalen van de hoge afvoeren van een gebied is het daarom niet noodzakelijk de waterscheiding voor zover deze door de hoge gronden loopt nauwkeurig vast te stellen. De belangrijkste eis die aan de begrenzing moet worden gesteld is dat het gebied met ondiepe grondwaterstanden, meestal ook kenbaar aan het voorkomen van sloten, binnen het stroomgebied valt.

5.4.5 De waterbalans

Aan de hand van de in de voorafgaande paragrafen verzamelde gegevens is een nadere analyse verricht van de waterbalans gedurende de winterperiode 1961/62.

De waterbalansvergelijking van het stroomgebied kan als volgt worden geschreven:

$(N-V-A-I)0 = \Sigma\, \mu\, \Delta h\, o + BO$

Hierin is N de neerslag, V de verdamping, A de afvoer, I het inzijgingsverlies, 0 de oppervlakte van het stroomgebied, μ de bergingsfactor van een onderdeel van het gebied ter oppervlakte o waarin een grondwaterstandsstijging Δh is gemeten en B de initiële berging, voornamelijk omvattend de berging in de hangwaterzone. N, V, A, I, B en Δh worden uitgedrukt in mm's; O en o in ha, terwijl $\Sigma\, o = 0$. Bekende factoren in de vergelijking zijn N, AO, Δh en o; bij benadering bekend zijn V (in de winter klein) en O, terwijl I, μ en B onbekend zijn.

Nadat in eerste instantie is getracht om door berekening van waterbalansen voor verschillende perioden te komen tot goede schattingen van de onbekenden, is uiteindelijk de voorkeur gegeven aan een grafische analyse volgens fig. 31. De analyse begint op 27 november, dus na de regens van eind oktober en begin november. Deze brachten,

Fig 31 Sleenerstroom. Veranderingen in de berging in de periode van 27/11 1961 tot 12/4 1962, berekend uit neerslag, verdamping, afvoer en verschillende inzijgingsverliezen en berekend uit deg rondwaterstandsfluctuaties voor verschillende bergingsfactoren μ

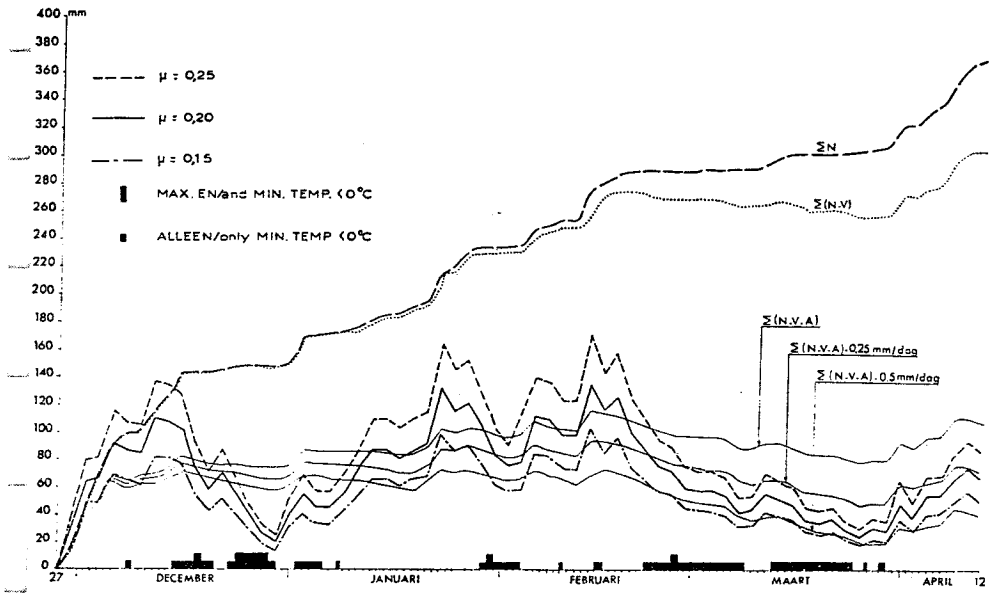


Fig. 31 Sleenerstroom. Changes in storage in the period 27/11 1961 to 12/4 1962, calculated from precipitation, evaporation and various infiltration losses, and calculated from groundwater level fluctuations for various storage factors μ

naar men mag aannemen, de grond op veldcapaciteit. In de aan 27 november voorafgaande droge periode bedroeg de verdamping van een vrij wateroppervlak (E_0), volgens gegevens van het K.N.M.I. voor het station Dedemsvaart 8 mm. Deze hoeveelheid werd ook vastgesteld als initiële berging van Koekanger Made voor de afvoerperiode die op 27 november begon (pag. 70).

In fig. 31 zijn weergegeven:

a. ΣN. Hiervoor zijn de neerslaggegevens van het station Emmen gebruikt. De dagregenval gemeten op een bepaalde dag's morgens om 08.40 uur, is op die dag uitgezet. De neerslag op de eerste dag is verminderd met 8 mm initiële berging.

b. $\Sigma(N-V)$. Voor de verdamping zijn de berekende E_0-waarden van het station Dedemsvaart genomen. De totale verdamping per maand is over de dagen verdeeld naar de verhouding van het aantal uren zonneschijn per dag.

c. $\Sigma\,(N-V-A)$. De afvoer per dag is vastgesteld volgens de dagindeling van de neerslagopname en heeft betrekking op een 2880 ha groot stroomgebied.

d. $\Sigma(N-V-A-I)$. Voor I, de ondergrondse afstroming naar benedenstrooms gelegen gebieden, is als benadering een constant inzijgingsverlies van 0,25 en 0,50 mm/dag in rekening gebracht.

e. Het gemiddelde verloop van de grondwaterberging, $\Sigma\, \mu\, \Delta h\, o/O$. Hiervoor is eerst het gewogen gemiddelde verloop van de grondwaterstanden van het gehele stroomgebied berekend uit die van de in tabel 13 onderscheiden gebieden A, B, C en D met oppervlaktegewichten 4, 1, 4, resp. 4. De aldus berekende grondwaterstanden vermenigvuldigd met de bergingsfactoren 0,15, 0,20 en 0,25 geven drie lijnen voor het gemiddelde verloop van de grondwaterberging.

f. De perioden met vorst. Hiervoor zijn de gegevens van het K.N.M.I. voor Eelde en De Bilt geraadpleegd. De vorstperioden kwamen voor beide plaatsen vrijwel gelijktijdig voor.

De geringe overeenstemming tussen de met $\Sigma\,(N-V-A-I)$ en de met $\Sigma\, \mu\, \Delta h\, o/O$ berekende bergingslijnen hangt samen met de invloed van luchtinsluiting, waarop in het volgende nader wordt teruggekomen, en met die van vorst op de veranderingen in de grondwaterstanden.

Bij vorst dalen de grondwaterstanden sneller dan in droge perioden waarin geen vorst voorkomt. In het eerste geval daalt de lijn van de grondwaterberging beneden de $\Sigma\,(N-V-A-I)$-lijn. Tijdens dooi neemt de grondwaterberging weer toe. Zo is de toename van de grondwaterberging op 21 december (berekend met μ 0,20) 12 mm bij een neerslag van 2 mm en van 5 tot 10 januari 28 mm bij een neerslag van 3 mm. Bijna steeds gaat het invallen van de dooi gepaard met regenval, waardoor een extra stijging van de grondwaterstanden teweeg wordt gebracht.

Houdt men rekening met de invloed van vorst en luchtinsluiting op de stijgingen en dalingen der grondwaterstanden, dan blijkt dat met een bergingsfactor van ongeveer

0,20 en een inzijgingsverlies van ruim 0,25 mm/dag, een sluitende waterbalans wordt verkregen.

In het volgende worden enige grootheden, die van invloed zijn op de waterbalans van de Sleenerstroom, aan een nadere beschouwing onderworpen.

Bergingsfactoren

Bergingsfactoren kunnen onder meer worden berekend aan de hand van de in werkelijkheid aanwezige volumepercentages lucht in de grond. Deze gegevens, af te leiden uit directe metingen van luchtvolumes of uit *pF*-curven (WESSELING, 31; VAN HOORN, 9) zijn echter van de gronden in de Sleenerstroom niet bekend.

In de lager gelegen gronden wordt de bergingsfactor in sterke mate bepaald door de hoogte van de grondwaterstand ten opzichte van het maaiveld, met dien verstande dan de μ-waarde kleiner is bij hogere grondwaterstanden. In het geval de waterstand stijgt tot in de bouwvoor en zodelaag kan de μ-waarde echter weer toenemen. Voor de madelandgrond in het gebied Oldenhave (5.1) is een μ van 0,10 afgeleid.

Voor de hoger gelegen gronden met een grondwaterstand dieper dan 1 m beneden het maaiveld kan de bergingsfactor gelijk gesteld worden aan het poriënvolume van de grond, verminderd met het vochtgehalte bij veldcapaciteit. Volgens *pF*-gegevens van de Stichting voor Bodemkartering blijkt dat een luchtgehalte van 25–30% in niet- tot zwaklemige zandgronden veel voorkomt. HAANS (6) geeft een viertal vochtdiagrammen van niet- tot zwaklemige zandondergronden in de Gelderse Vallei, waaruit bij veldcapaciteit een luchtgehalte van 30–35% blijkt. Het bodemprofiel ter plaatse van de grondwaterstandsbuizen in de hoge gronden van de Sleenerstroom bestaat overwegend uit niet- tot zwaklemige fijne zanden, waarin soms sterk lemige lagen voorkomen. In verband daarmee lijkt een berginsfactor van 0,25 voor deze gronden aannemelijk.

In verband met het toekennen van bergingsfactoren worden de in tabel 13 gegeven groepen *A* en *B* ter grootte van 1105 ha tot het lage gebied en de groepen *C* en *D* ter grootte van 1775 ha tot het hoge gebied gerekend. Zijn voor deze oppervlakten de bergingsfactoren 0,10 resp. 0,25, dan is de daaruit te berekenen gemiddelde μ-waarde van het stroomgebied 0,20. Dit is in goede overeenstemming met de conclusie uit fig. 31.

Initiële berging

Uit de berekeningen van de waterbalans over lange perioden beginnend op 16 oktober 1961, met gebruikmaking van voorgenoemde μ-waarden voor de lage en hoge gronden en van een inzijgingsverlies van 0,25 mm/dag, blijkt dat de initiële berging op 16 oktober ongeveer 5 mm is.

In $(N-V-A-I)O = (\mu\,\Delta h\,o)$ laag $+ (\mu\,\Delta h\,o)$hoog $+ BO$ geldt voor de periode van 16/10 tot 27/11 1961: $(143 - 17 - 42 - 10)\,2880 = 0{,}10 \cdot 280 \cdot 1105 + 0{,}25 \cdot 380 \cdot 1775 + B \cdot 2880$;
waaruit volgt $B = 6$ mm. Voor de periode van 16/10 1961 tot 21/2 1962:
$(431 - 32 - 208 - 32)\,2880 = 0{,}10 \cdot 470 \cdot 1105 + 0{,}25 \cdot 890 \cdot 1775 + B \cdot 2880$;
waaruit volgt $B = 4$ mm.

Benaderenderwijs is een controle mogelijk aan de hand van neerslag en verdamping in het voorafgaande zomerseizoen. De van 1 april tot 16 oktober 1961 gesommeerde neerslag is ongeveer gelijk aan de over deze periode gesommeerde verdamping, wanneer voor de laatste 80% van de E_0-verdamping wordt genomen. Het percentage van 80 is bij de studie van de waterbalans voor het stroomgebied van het Oude Diep (5.6) afgeleid.

De berekening is gebaseerd op de volgende gegevens:

Maand	N in mm	E_0 in mm	0,8 E_0 in mm
maart	60	38	30
april	52	59	47
mei	71	96	77
juni	39	124	99
juli	96	100	80
aug.	112	86	69
sept.	58	56	45
1–16 okt.	6	18	14

Aangenomen moet echter worden dat een deel van de zware regenval in juli en augustus tot afvoer is gekomen. Stelt men dit op 10 tot 20% van de neerslag over het gehele gebied dan bedraagt deze afvoer 20 tot 40 mm. Het verdampingsoverschot op 16 oktober zou dan ongeveer 20 tot 40 mm bedragen.

Een aanwijzing voor de aanwezigheid van een grotere initiële berging dan de uit de waterbalans berekende hoeveelheid van 5 mm wordt vooral ook verkregen uit de geringe stijging van de grondwaterstanden in het hoge gebied gedurende de periode van 16/10 tot 27/11 1961 (fig. 30). Berging in de hangwaterzone zal vooral merkbaar zijn in het gebied met diepe grondwaterstanden.

Deze beschouwing leidt tot de conclusie dat het inzijgingsverlies in de periode voor 27 november vermoedelijk kleiner is dan 0,25 mm/dag, zodat in hoofdzaak in een periode met hoge grondwaterstanden in het hoge gebied water ondergronds uit het gebied afstroomt buiten de gemeten afvoer om. Een nauwkeurige vaststelling van de initiële berging blijkt echter niet mogelijk te zijn.

Luchtinsluiting

Zoals uit fig. 30 blijkt treden bij regenval sterke stijgingen van de grondwaterstanden op die tot gevolg hebben dat de in het begin van een regenperiode afgeleide μ-waarden klein zijn. Een voorbeeld hiervan is te vinden in de periode van 27/11 tot 29/11 1961. Er valt in deze periode 21 mm regen. De gemiddelde stijging van de grondwaterstanden in de gebiedsgroepen *A* en *B* is 27 cm en die in *C* en *D* 15 cm. Zonder rekening te houden met de initiële berging en met de afvoer is de neerslag reeds met μ 0,08 in *A* en *B* en met μ 0,14 in *C* en *D* in de grondwaterberging terug te vinden. De in deze periode gemeten afvoer van 4 mm is in de eerste plaats afkomstig uit *A* en *B*. Brengt men deze hoeveelheid in rekening dan daalt de bergingsfactor in *A* en *B* tot 0,05.

Beschouwing van de periode van 2/11 tot 27/11 1961, waarin een neerslagperiode

zie fig. 29b. Over A en B aan meer afvoer 95 → 8 mm ?

$\mu = \frac{N-A}{\ldots} = \frac{21-8}{\ldots} = 0{,}05$

wordt gevolgd door een droge periode, levert het volgende op. $N-V-A-I = 48 - 8 - 19 - 6 = 15$ mm voor I is 0,25 mm/dag en $N-V-A-I = 21$ mm voor I is 0 mm/dag. Hoewel hieruit tot een te bergen neerslagoverschot moet worden besloten, dalen in het gehele gebied de grondwaterstanden minstens 10 cm.

Uit het voorgaande volgt dat tijdens en kort na een regenperiode luchtinsluitingen van invloed zijn op de stijgingen en dalingen der grondwaterstanden. Ook kunnen als gevolg van capillaire werking zogenaamde Lisse-effecten aanwezig zijn.

De luchtinsluitingen zijn er oorzaak van dat de in fig. 31 uit de grondwaterstanden met een constante μ-waarde berekende berging tijdens en kort na regenval groter is dan de berging berekend uit $\Sigma\ (N-V-A-I)$. Deze factor sluit dus eigenlijk de mogelijkheid uit om de berekening van μ-waarden op waterbalansen voor perioden van betrekkelijk korte duur te baseren.

Inzijgingsverliezen

Voor een volledige analyse van het inzijgingsverlies ontbreken de geo-hydrologische gegevens. Er zal met een ruwe benadering moeten worden volstaan.

Voor het lage gebied is uit de hoogtekaart en de grondwaterstandswaarnemingen af te leiden dat het verhang in de grondwaterstanden, bij benadering op te vatten als de potentiaalgradiënt voor de grondwaterstroming, vrijwel gelijk is aan het terreinverhang. In de hoger gelegen gebieden staan te weinig buizen om een goed beeld te krijgen van de daar aanwezige potentiaalgradiënten.

Het hoog gelegen gebied, dat overigens aan de randen van het stroomgebied ligt, buigt in het zuiden naar het meetpunt toe. De grondwaterstanden zijn er, in elk geval in de winterperiode, hoger dan in het bovenstrooms lager gelegen gebied. Wanneer er al inzijgingsverliezen plaats hebben naar benedenstrooms gelegen gebieden, dan zou dit slechts over een vrij geringe breedte kunnen geschieden, tenzij het verloop van de potentiaal in de ondergrond geheel anders is dan wordt aangegeven door de grondwaterstanden.

Door de N.V. Waterleidingmaatschappij 'Drenthe' is door middel van een pomproef, 1 km ten oosten van het Oranjekanaal een KD van 2300 m²/etm vastgesteld. De boring ging tot een diepte van ca. 50 m —N.A.P., d.w.z. ca. 65 m beneden het maaiveld van het laagst gelegen terrein in de Sleenerstroom. Volgens de boorgegevens en de geologische kaart (1:50.000) bevindt zich op een diepte van 2 tot 5 m onder het maaiveld een grondmorenepakket waarin veel leem voorkomt.

Nemen we voor de berekening van het inzijgingsverlies met $Q = KDbS$, voor b de totale breedte van de zuidelijke grens van het gebied of 3500 m, voor S het gemiddelde terreinverhang bij het meetpunt of 0,0005 en voor KD 2300 m²/etm, dan is Q 4025 m³/etm. Rekening houdend met een oppervlakte van 2880 ha betekent dit een inzijgingsverlies van 0,14 mm/etm.

Het is niet bekend of grondlagen dieper dan 65 m beneden het maaiveld van invloed zijn op het inzijgingsverlies van de Sleenerstroom, evenmin in hoeverre het ten oosten van het Oranjekanaal liggende pompstation van genoemde waterleidingmaatschappij water aan het gebied onttrekt.

Oppervlakte

De grootte van het met behulp van de waterbalans berekende inzijgingsverlies wordt mede bepaald door een mogelijke afwijking tussen de werkelijke en de in de berekening toegepaste oppervlakte van het stroomgebied. Is de werkelijke oppervlakte kleiner dan 2880 ha dan is de waargenomen afvoer in mm's groter, hetgeen in de waterbalansvergelijking gecompenseerd moet worden door een kleinere I.

Nagegaan kan worden met welke gebiedsgrootte een inzijgingsverlies van 0,25 en 0,50 mm/dag overeenkomt, in de veronderstelling:

a. dat dit verlies zich gedurende de gehele winter voordoet en

b. dat dit verlies alleen bij hoge grondwaterstanden voorkomt.

ad a. Van 27/11 1961 tot 27/3 1962 is er in 120 dagen 178 mm afgevoerd, bij een inzijgingsverlies van 0,25 mm/dag bedraagt I over 120 dagen 30 mm. Deze 30 mm kan worden gecompenseerd door de in het voorafgaande aangehouden oppervlakte van het stroomgebied van 2880 ha met $\frac{30}{178 + 30}\ 2880 = 415$ ha te verminderen. Bij een inzijgingsverlies van 0,50 mm/dag zou deze vermindering van de oppervlakte

$$\frac{60}{178 + 60}\ 2880 = 726 \text{ ha moeten zijn.}$$

ad b. Passen we deze berekening toe over de periode met hoge grondwaterstanden van 27/11 1961 tot 15/2 1962, waarin 156 mm in 80 dagen is afgevoerd, dan zou de vermindering van de oppervlakte van het stroomgebied om een inzijgingsverlies van 0,25 en 0,50 mm/dag te compenseren 327 resp. 588 ha moeten bedragen.

Het is niet mogelijk, zonder uitvoerig onderzoek, de grenzen van het stroomgebied tot op 200 ha nauwkeurig vast te stellen. Aangenomen moet worden dat met 0,25 mm/dag het inzijgingsverlies in orde van grootte goed wordt benaderd.

5.4.6 Samenvatting

In het winterhalfjaar kan de afvoer van de Sleenerstroom bij het meetpunt Erm, voor het stroomgebied van 2880 ha, uit de neerslag worden berekend met 30 tot 40% j 4,5 $8u$ + een constante basisafvoer van ca. 0,2 mm/$8u$. Er vindt enige afvlakking van de aldus berekende afvoer plaats als gevolg van het reservoireffect van de leidingen. Bovendien komen er tijdens hoge afvoer kleine inundaties voor. De orde van grootte van de translatie in het afvoerverloop op het meetpunt bedraagt vier uur.

Uit de in dit gebied dagelijks waargenomen grondwaterstanden blijkt dat in de hoge gebieden steeds een belangrijk deel van de neerslag wordt geborgen, terwijl in de lage gebieden, na een aanvankelijke stijging van de grondwaterstanden tot dicht bij het maaiveld, de fluctuaties klein zijn. De veranderingen in de grondwaterstand worden

mede beïnvloed door luchtinsluitingen. Deze hebben tot gevolg dat bij regenval de grondwaterstanden relatief meer stijgen en in een droge periode meer dalen dan uit de gemeten afvoer is te berekenen.

De *j*-waarde van de afvoerkarakteristiek dient in hoofdzaak te worden toegeschreven aan het reservoireffect van het lage gebied. De ontwateringssituatie van dit lage madelandgebied is goed te vergelijken met die van Oldenhave en Koekanger Made, waar gedeeltelijk eveneens een *j* van 4,5 *8u* werd vastgesteld.

Nadat in het begin van het winterhalfjaar een bepaalde hoeveelheid regen is gevallen, neemt 30% van de oppervlakte van het gebied aan de snelle afvoer deel. In een overgangsgebied blijven de grondwaterstanden dan nog stijgen, totdat deze dicht bij het maaiveld zijn gekomen, waarna een volgende neerslag door de in dit gebied aanwezige sloten eveneens snel wordt afgevoerd. Het aan de snelle afvoer bijdragende deel van het gebied is dan toegenomen tot 40%.

Dit percentage komt vrij goed overeen met dat deel van de oppervlakte van de Sleenerstroom, waarin de waterstanden tot dicht bij het maaiveld kunnen stijgen. Deze conclusie is gebaseerd op de grondwaterstandswaarnemingen gedurende de winter 1961/62 en op de grondwatertrappenkaart. Een overeenkomstige oppervlakte voor het snel afvoerende gebied is uit de C.O.L.N.kaart-wintertoestand af te leiden, door de klassen (0–20), (20–40) en $^1/_2$(40–70) samen te nemen.

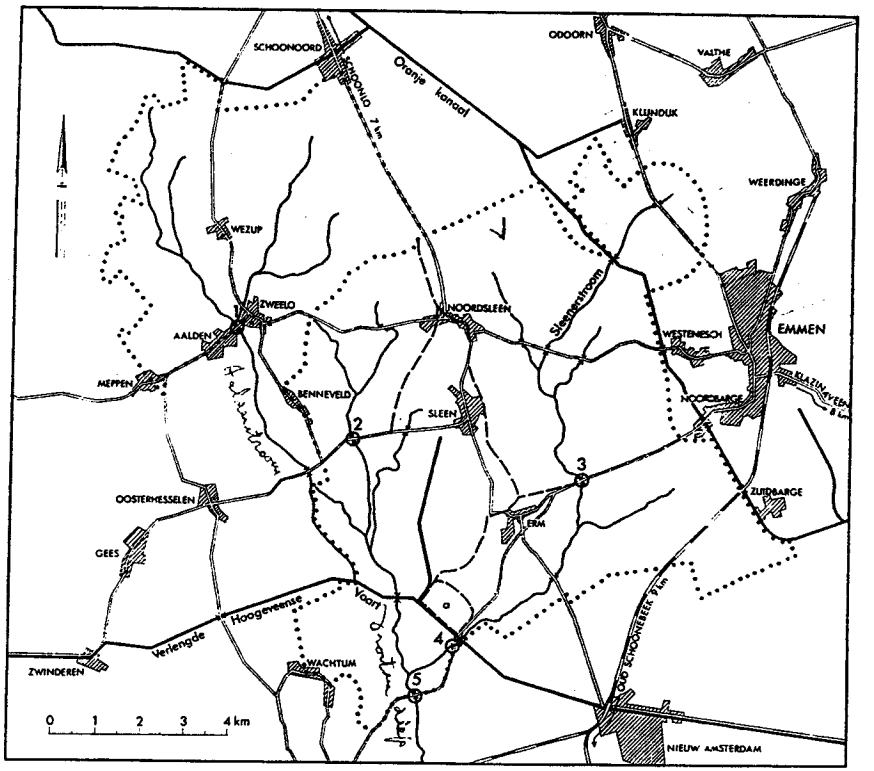
In verhouding tot de afvoer van het lage gebied is de bijdrage van de hoge gronden in de afvoertoppen gering. Bij de analyse van hoge afvoeren is een nauwkeurige vaststelling van de stroomgebiedsgrens in de hoge gronden dan ook niet noodzakelijk.

Tenslotte is een analyse verricht van de waterbalans in de winter 1961/62. Daaruit is een gemiddelde bergingsfactor van ongeveer 0,20 voor het gehele gebied afgeleid, die waarschijnlijk is samengesteld uit een bergingsfactor van 0,10 voor het lage gebied en van 0,25 voor het hoge gebied. De orde van grootte van het ondergrondse verlies naar beneden het meetpunt gelegen gebieden en naar het Oranjekanaal bedraagt ongeveer 0,25 mm/dag.

5.5 Het Drostendiep

5.5.1 Beschrijving van het gebied

Het stroomgebied van het Drostendiep ligt in het zuidoosten van de provincie Drente, ongeveer tussen de plaatsen Coevorden, Emmen, Schoonoord en Zwinderen. Op vijf plaatsen in dit gebied, zie de situatieschets fig. 32, zijn 's winters vanaf september 1961 tot januari 1964 afvoeren gemeten. De afvoer van de Sleenerstroom, behorende bij meetpunt 3, Erm, is in 5.4 afzonderlijk behandeld. De oppervlakten van de onderzochte stroomgebieden en de intensiteit van de waterstandsopnamen zijn in tabel 14 vermeld. (Van het in fig. 32 met (a) aangegeven gebied wordt verondersteld dat het overtollige water rechtstreeks op de Verlengde Hoogeveense Vaart wordt afgevoerd). De *Q-h* lijnen van de betreffende meetpunten zijn besproken in 4.2 en weergegeven in fig. 19.



3 MEETPUNT
gaging station

GRENS STROOMGEBIED
river basin boundary

GRENS ONDERDELEN
sub-area boundary

Fig. 32 Situatieschets van het stroomgebied van het Drostendiep. Meetpunten: 1 Zweelo, 2 Sleen, 3 Erm, 4 Holsloot en 5 Eldijk

Fig. 32 Location plan of the small river basin area of the Drostendiep. Stations: 1 Zweelo, 2 Sleen, 3 Erm, 4 Holsloot and 5 Eldijk

De afvoerverlopen van de meetpunten Zweelo en Holsloot, waar de waterstanden 1 of 2 maal per dag zijn opgenomen, zijn zo goed mogelijk geschetst door de uit deze waterstanden berekende afvoeren. Daarbij is gebruik gemaakt van de op de andere meetpunten continu geregistreerde waterstanden en de daaruit afgeleide afvoeren.

Het stroomgebied van Holsloot, waarvan dat van Erm weer een onderdeel is, behoort evenals het gebied van Sleen, tot het stroomgebied van Eldijk. Zweelo vormt een afzonderlijk onderdeel van het stroomgebied van het Drostendiep.

De brede dalen in het stroomgebied van de meer benedenstrooms gelegen meetpunten Erm, Holsloot en Eldijk bestaan uit madelanden, venige beekbezinkingsgronden en beekdalcomplexen. Ten opzichte hiervan zijn de beekdalen boven de meetpunten Zweelo en Sleen smal; ze gaan al spoedig over in lage tot middelhoge zandgronden. De zandgronden in het Drostendiep, ook die welke hoger liggen, behoren overwegend tot de zwaklemige en niet-lemige fijnzandige gronden, waarin op enkele plaatsen binnen een boordiepte van 1,20 m keileem voorkomt.

Tabel 14 Overzicht van de afvoermetingen in het Drostendiep

Meetpunt *station*	Oppervlakte in ha *area in ha*	Opneming waterstanden *observation of water levels*
Zweelo	3100	1 of 2 maal per dag / *once or twice a day*
Sleen	970	continu / *continuous*
Erm	2880	continu / *continuous*
Holsloot	4600	1 of 2 maal per dag / *once or twice a day*
Eldijk	7820	continu / *continuous*

Table 14 Runoff measurements in the Drostendiep

5.5.2 Het afvoerverloop

Zowel het meetpunt Erm als de andere meetpunten van het Drostendiep kenmerken zich door een snel verloop van de afvoer bij een, althans bezien over korte perioden, constante basisafvoer. Het onderzoek heeft betrekking op dezelfde perioden als bij de Sleenerstroom, met uitzondering van de periode 19/1 tot 18/2 1962. De resultaten van de afvoerberekeningen zijn alleen voor de belangrijkste periode van elk jaar in figuren weergegeven.

Zoals in par. 5.4.2 is vermeld kunnen de neerslagcijfers van Emmen worden gebruikt voor de afvoerberekening van de verschillende onderdelen van het Drostendiep. Een uitzondering hierop vormen de gegevens van 19 november 1963, toen er in het noordelijk deel van het stroomgebied aanmerkelijk minder regen viel dan in het zuidoostelijk deel. Om deze reden zijn de afvoeren van Zweelo en Sleen in de periode van 15/11 tot 27/11 1963 berekend aan de hand van de neerslaggegevens van Zweelo, terwijl voor die van Holsloot en Eldijk afzonderlijke berekeningen zijn uitgevoerd met cijfers van Zweelo en van Emmen. In deze periode is, evenals bij het meetpunt Erm (pag. 82), na het 12e interval een correctie van vier uur op de verdeling van de intervallen toegepast.

Bij de behandeling van de afvoeren op de verschillende meetpunten zal worden volstaan met het weergeven van de afvoerkarakteristieken die het beste aan de gemeten afvoeren voldoen en met het bespreken van de belangrijkste verschillen tussen gemeten en berekende afvoeren, voor zover deze nog niet bij de Sleenerstroom ter sprake zijn gekomen. Dit geldt met name de aldaar besproken invloed van de initiële neerslag en de als een constante afvoer behandelde langzame afvoer, voornamelijk afkomstig uit de hoge gronden. In par. 5.5.3 wordt in verband met de indeling van het gebied in onderdelen met verschillende hydrologische ontsluiting op deze afvoerkarakteristieken nader teruggekomen. Om duidelijk te laten uitkomen dat afvlakkingen van toppen mede veroorzaakt kunnen zijn door leidingberging zijn in de figuren geen verschuivingen in het afvoerverloop aangebracht.

Meetpunt Zweelo

In de periode van 27/11 tot 15/12 1961 komen de gemeten afvoeren zeer goed overeen met de berekende afvoeren indien deze worden berekend met 25% *j* 4,5 *8u* +

Fig. 33a Meetpunt Zweelo. Het afvoerverloop in de periode van 27/11 tot 15/12 1961. Berekende afvoeren:
25% j 4,5 8u + 0,1 mm/8u (intervallen 1–40) en 30% j 4,5 8u + 0,1 mm/8u (intervallen 41–56)

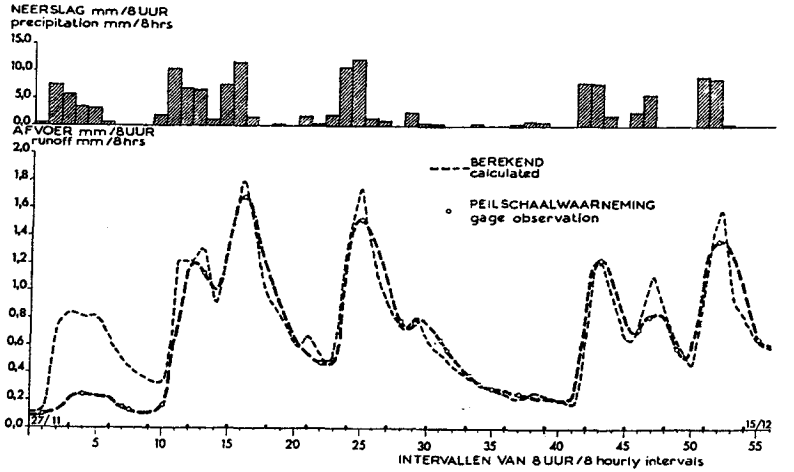


Fig. 33a Zweelo station. Hydrograph in the period 27/11 to 15/12 1961. Calculated runoff: see Dutch text

0,1 mm/*8u* voor de intervallen 1 tot 40 en met 30% *j* 4,5 *8u* + 0,1 mm/*8u* voor de intervallen 41 tot 56, fig. 33a. Er is dus in deze periode een geringe toename van het percentage snelle afvoer. De indruk wordt verkregen dat de gemeten afvoeren ongeveer vier uur later komen dan de berekende. Dit zou tevens de geringe afvlakking van de afvoertoppen verklaren. Als afvoerkarakteristiek in de periode van 17/10 tot 29/10

Fig. 33b Meetpunt Zweelo. Het afvoerverloop in de periode van 15/11 tot 27/11 1963. Berekende afvoeren:
30% j 4,5 8u + 0,2 mm/8u

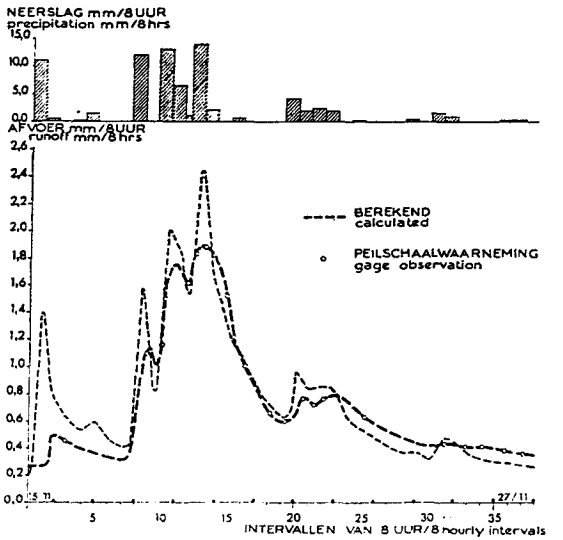


Fig. 33b Zweelo station. Hydrograph in the period from 15/11 to 27/11 1963. Calculated runoff: see Dutch text

1961 is gevonden: 25% *j* 4,5 *8u* + 0,1 mm/*8u*. In de periode van 29/12 1961 tot 6/1 1962 zijn op het meetpunt Zweelo geen waterstanden opgenomen.

Het afvoerverloop van 15/11 tot 27/11 1963 wordt met 30% *j* 4,5 *8u* + 0,2 mm/*8u* vrij goed weergegeven, fig. 33b. De voorafgaande droge tijd in oktober en begin november is vermoedelijk nog van invloed op de afvoertoppen van 18 tot 20 november, waardoor de afvoer in het begin van dit tijdvak met een kleiner percentage dan 30 zou moeten worden berekend. Er is geen afdoende verklaring gevonden voor de naar verhouding grote basisafvoer aan het eind van deze afvoerperiode.

Meetpunt Sleen

Het afvoerverloop op het meetpunt Sleen is gekenmerkt door duidelijk steilere afvoertoppen dan op de andere meetpunten van het Drostendiep. In het algemeen voldoet hier een *j*-waarde van 3 *8u* beter dan van 4,5 *8u*. Voor de periode van 27/11 tot 15/12 1961 luidt de afvoerkarakteristiek: 35% *j* 3 *8u* + 0,3 mm/*8u*, fig. 34a. Ook op dit meetpunt komt de gemeten afvoer ongeveer vier uur later dan de berekende. Dit gaat gepaard met afvlakking van de afvoertoppen, waarop blijkens waarneming in het terrein bovendien kortdurende inundaties tijdens hoge afvoeren van invloed zijn geweest. Voor de periode van 17/10 tot 29/10 1961 is als afvoerkarakteristiek afgeleid: 20 à 25% *j* 3 *8u* + 0,2 mm/*8u*. Als gevolg van een mechanische storing in de waterstandsmeter kon het afvoerverloop van 29/12 1961 tot 6/1 1962 niet worden geanalyseerd.

De verschuiving van vier uur is niet terug te vinden in de gemeten en berekende af-

Fig. 34a Meetpunt Sleen. Het afvoerverloop in de periode van 27/11 tot 15/12 1961. Berekende afvoeren: 35% j 3 8u + *0,3 mm*/8u

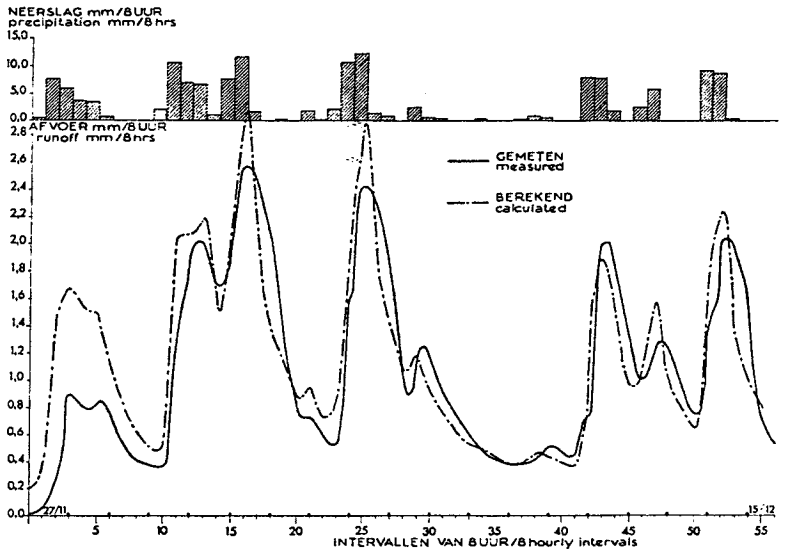


Fig. 34a Sleen station. Hydrograph in the period 27/11 to 15/12 1961. Calculated runoff: see Dutch text

Fig. 34b Meetpunt Sleen. Het afvoerverloop in de periode van 9/12 tot 20/12 1962. Berekende afvoeren: 25% j 3 8u + *0,1 mm*/8u

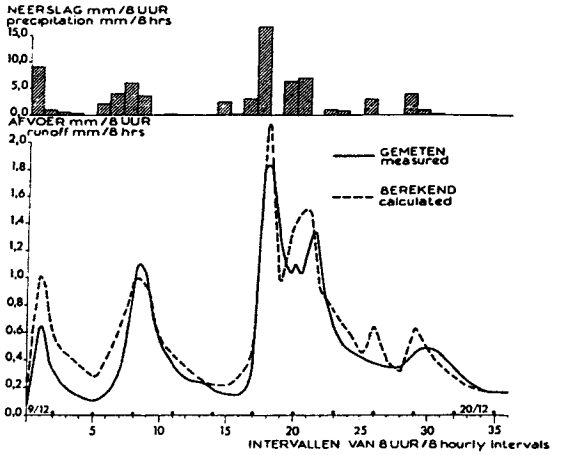


Fig. 34b Sleen station. Hydrograph in the period 9/12 to 20/12 1962. Calculated runoff: see Dutch text

voeren in 1962/63 en 1963/64. Van 9/12 tot 20/12 1962 komt het gemeten afvoerverloop overeen met 25% *j* 3 *8u* + 0,1 mm/*8u* en van 15/11 tot 27/11 1963 met 30% *j* 3 *8u* + 0,2 mm/*8u* (fig. 34b en c).

Meetpunt Erm

De afvoeren van dit meetpunt zijn reeds uitvoerig besproken in 5.4.2. De gevonden afvoerkarakteristieken zijn weergegeven in tabel 8.

Fig. 34c Meetpunt Sleen. Het afvoerverloop in de periode van 15/11 tot 27/11 1963. Berekende afvoeren: 30% j 3 8u + *0,2 mm*/8u

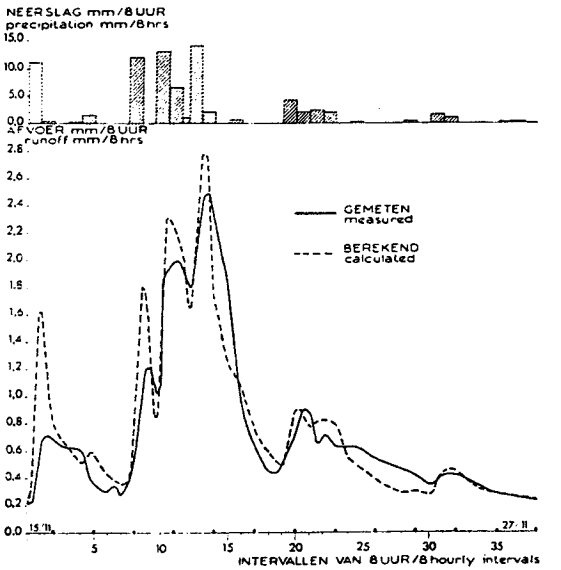


Fig. 34c Sleen station. Hydrograph in the period 15/11 to 27/11 1963. Calculated runoff: see Dutch text

en 40% *j* 4,5 *8u* + 0,2 mm/*8u* of 45% *j* 6 *8u* + 0,15 mm/*8u* voor de intervallen 41 tot 56. Voor de periode van 17/10 tot 29/10 1961 is de afvoerkarakteristiek 25% *j* 4,5 *8u* + 0,1 mm/*8u* of 30% *j* 6 *8u* + 0,1 mm/*8u* en voor die van 29/12 1961 tot 6/1 1962 (vorstinvloed), 45% *j* 4,5 *8u* + 0,3 mm/*8u*.

Het afvoerverloop van 9/12 tot 20/12 1962 wordt goed weergegeven door 25% *j* 4,5 *8u* + 0,2 mm/*8u* of 30% *j* 6 *8u* + 0,15 mm/*8u*, fig. 35b. De afvoeren van 15/11 tot 27/11 1963 (fig. 35c) zijn berekend met de regencijfers van Emmen en Zweelo. De meest waarschijnlijke afvoerkarakteristiek voor het laatste deel van deze periode is 35% *j* 4,5 *8u* + 0,2 mm/*8u*. In het begin van deze periode is de invloed van het voorafgaande droge tijdvak weer goed merkbaar.

Meetpunt Eldijk

De afvoer van Eldijk wordt niet alleen bepaald door die van Holsloot maar ook door de hoeveelheid water aangevoerd via een tweede onderleider onder de Verlengde Hoogeveense Vaart. Tijdens de topafvoer in november 1963 is waargenomen dat bovenstrooms van deze onderleider een oppervlakte van minstens 50 ha onder water stond. Er is alle reden om aan te nemen dat in dit gebied tijdens hoge afvoeren steeds inundaties voorkomen. Het op het meetpunt Eldijk continu geregistreerde afvoerverloop wordt in het algemeen beter weergegeven met *j* 4,5 *8u* dan met *j* 6 *8u*, hoewel in perioden waarin de toppen sterk zijn afgevlakt het onderscheid niet erg duidelijk is. Evenals bij Holsloot is de verschuiving op dit meetpunt ongeveer 4 tot 8 uur.

Fig. 36a Meetpunt Eldijk. Het afvoerverloop in de periode van 27/11 tot 15/12 1961. Berekende afvoeren: (1) 45% j 4,5 8u + *0,3 mm*/8u; *(2) 50% j 6* 8u + *0,2 mm*/8u.

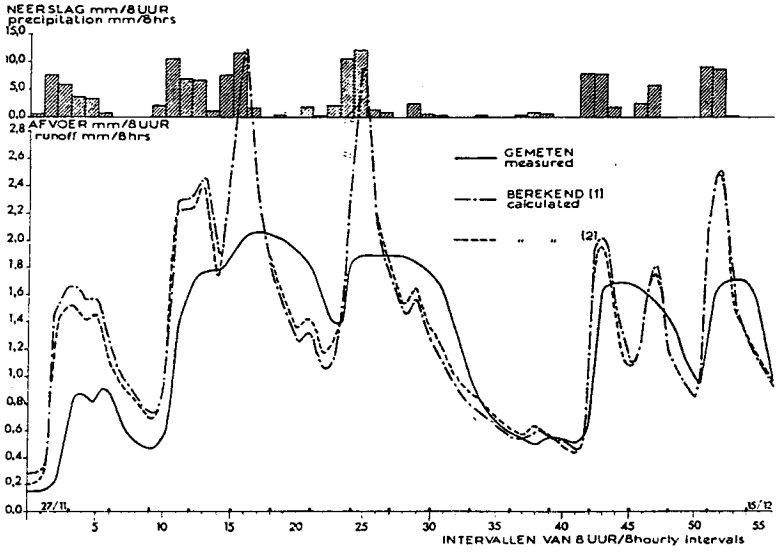


Fig. 36a Eldijk station. Hydrograph in the period 27/11 to 15/12 1961. Calculated runoff: see Dutch text

Fig. 36b Meetpunt Eldijk. Het afvoerverloop in de periode van 9/12 tot 20/12 1962. Berekende afvoeren: 30% j 4,5 8u + *0,2 mm*/8u

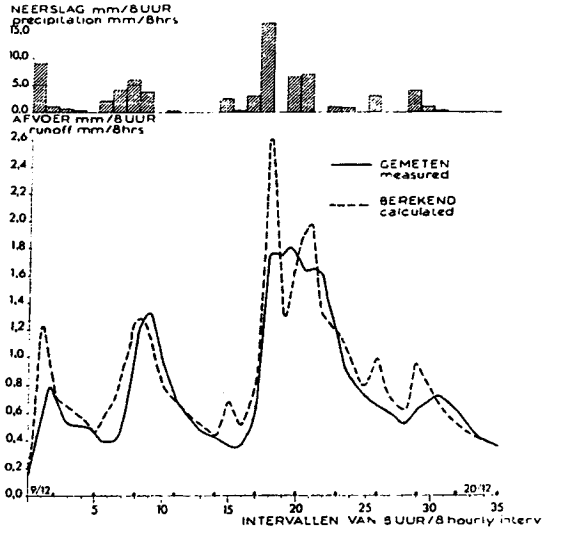


Fig. 36b Eldijk station. Hydrograph in the period 9/12 to 20/12 1962. Calculated runoff: see Dutch text

Fig. 36c Meetpunt Eldijk. Het afvoerverloop in de periode van 15/11 tot 27/11 1963. De afvoeren zijn berekend aan de hand van de neerslagcijfers van Emmen en Zweelo. Berekende afvoeren: 45% j 4,5 8u + *0,2 mm*/8u

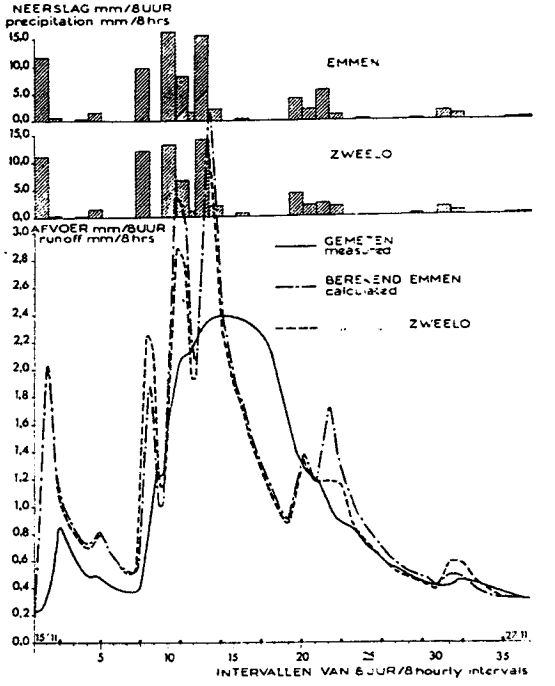


Fig. 36c Eldijk station. Hydrograph in the period 15/11 to 27/11 1963. The runoff has been calculated with the aid of precipitation data recorded at Emmen and Zweelo. Calculated runoff: see Dutch text

Voor de periode van 27/11 tot 15/12 1961 is voor het niet door de onderleider afgevlakte afvoerverloop als afvoerkarakteristiek 45% *j* 4,5 *8u* + 0,3 mm/*8u* gevonden, fig. 36a. Met 50% *j* 6 *8u* + 0,2 mm/*8u* wordt eveneens een goed resultaat bereikt. De beste weergave van de afvoer in de periode van 17/10 tot 29/10 1961 en van 29/12 1961 tot 6/1 1962 (vorstinvloed) wordt verkregen met resp. 30% *j* 4,5 *8u* + 0,2 mm/*8u* en 45 à 50% *j* 4,5 *8u* + 0,2 mm/*8u*.

Het afvoerverloop van 9/12 tot 20/12 1962 is goed te berekenen met 30% *j* 4,5 *8u* + 0,2 mm/*8u* (fig. 36b), terwijl voor de perioden van 15/11 tot 27/11 1963 als beste benadering geldt: 45% *j* 4,5 *8u* + 0,2 mm/*8u* (fig. 36c). Bij deze periode zou in het begin weer met een initiële berging van neerslag en bovendien daarna over een klein aantal intervallen met een kleiner percentage gerekend moeten worden.

5.5.3 Indeling van het gebied

De kans van stijgen van het grondwater tot dicht bij het maaiveld en de aanwezigheid van sloten, vormen een belangrijk uitgangspunt voor de indeling van het gebied in verband met de afvoerstudie. Een dergelijke indeling is uitvoerig behandeld bij de Sleenerstroom (5.4.4). Aangezien C.O.L.N.-gegevens ook van andere gebieden beschikbaar zijn is daarbij de indeling uiteindelijk gebaseerd op de C.O.L.N.kaart-wintertoestand. Om niet alleen van deze indeling afhankelijk te zijn is het in deze paragraaf besproken stroomgebied topografisch globaal verkend en is de kaart met indeling naar afvoercoëfficiënten geraadpleegd, die ten behoeve van een verbeteringsplan voor het Drostendiep is vervaardigd op basis van de in de provincie Drente geldende afvoernormen.

Bij de topografische verkenning werd uitgegaan van de volgende indeling:

laag – de madelanden en de laag gelegen zandgraslanden met slootafstanden tot 50 m,
laag tot middelhoog – een overgangsklasse, waarin de slootafstanden 50 tot 100 m bedragen,
middelhoog met sloten – de gronden zijn hoger gelegen dan de voorgaande; het voorkomen van sloten wijst echter op de mogelijkheid dat de neerslag sneller moet worden afgevoerd, indien door de aanwezigheid van slecht doorlatende lagen en bij langdurige regen de grondwaterstanden tot dicht bij het maaiveld stijgen,
middelhoog – eveneens hoog gelegen gronden, waarin vrijwel geen sloten voorkomen,
hoog – hiertoe zijn de nog hoger gelegen gronden gerekend met een golvende topografie, die voor een deel zijn bebost en waartoe ook de meeste esgronden behoren.

De indeling van het terrein op deze basis is enigermate subjectief. Meestal is het lage gebied goed vast te stellen, evenals het complex middelhoog en hoog. De scheiding tussen de laatste twee is weliswaar vrij willekeurig, maar van weinig belang voor het verklaren van de toppen in de afvoer. Moeilijkheden bij de beoordeling doen zich vooral voor in de onderscheiding tussen de groep laag tot middelhoog en de groep

middelhoog met sloten. Soms is het verschil door de hoogteligging duidelijk, er zijn echter ook terreingedeelten waar duidelijke kenmerken over de toe te passen indeling ontbreken.

De volgende normen zijn aangehouden bij de indeling van het gebied naar afvoercoëfficiënten:

1,2 l/sec.ha – madelanden en cultuurgronden met intensieve ontwatering,
1,0 l/sec.ha – cultuurgronden met zichtbare afwatering,
0,7 l/sec.ha – cultuurgronden zonder zichtbare afwatering,
0,4 l/sec.ha – stuifzanden en bossen.

Tabel 15 Indeling van de verschillende stroomgebieden in het Drostendiep aan de hand van: de C.O.L.N. kaart-wintertoestand (A), een globale topografische verkenning van het gebied (B) en de afvoercoëfficiëntenkaart (C)

Klasse-indeling volgens: *classification according to:*	Indeling in procenten van de totale oppervlakte van het stroomgebied behorende bij het meetpunt *classification in percentages of the total area of the river basin area of the gaging station*				
	Zweelo (3100 ha)	Sleen (970 ha)	Erm (2880 ha)	Holsloot (4600 ha)	Eldijk (7820 ha)
A. C.O.L.N.-KAART / *C.O.L.N. map*					
0– 20[1])	11	10	6	10	9
20– 40	7	11	23	22	20
40– 70	23	16	18	23	23
70–100	15	25	22	19	20
100–140	12	11	17	13	14
140–200	8	10	6	5	6
> 200	3	7	2	1	3
geen waarnemingen / *no observations*	21	10	6	7	5
B. VERKENNING / *reconnaissance*					
laag / *low*	8	13	32	29	32
laag tot middelhoog *low to medium high*	16	3	7	8	6
middelhoog met sloten *medium high with ditches*	15	24	10	9	9
middelhoog / *medium high*	2	42	22	25	28
hoog / *high*	59	18	29	29	25
C. AFVOERCOËFFICIËNTEN / *runoff coefficients*					
1,2 l/sec. ha	18	10	16	12	15
1,0 l/sec. ha	32	29	32	36	35
0,7 l/sec. ha	28	47	43	43	43
0,4 l/sec. ha	22	14	9	9	7

[1]) Wintergrondwaterstanden in cm beneden het maaiveld
Winter groundwater levels in cm below soil surface

Table 15 Classification of the various small river basins in the Drostendiep from: the C.O.L.N. map winter situation (A), a rough topographical reconnaissance of the area (B) and the map showing the runoff coefficients (C)

De afvoercoëfficiëntenkaart is tot stand gekomen door een intensieve verkenning van het gebied. Ook bij deze indeling ligt de grens het meest duidelijk tussen de klassen cultuurgronden met en zonder zichtbare afwatering, terwijl de overige indeling een meer arbitrair karakter heeft.

De oppervlaktepercentages volgens de drie genoemde indelingen zijn in tabel 15 voor de afzonderlijke stroomgebieden van het Drostendiep weergegeven.

Er is een vrij goede overeenstemming tussen de verschillende gebiedsindelingen wanneer de volgende klassen samen worden genomen:

C.O.L.N.: (0–20), (20–40) en (40–70);
topografische verkenning: laag, laag tot middelhoog en middelhoog met sloten;
afvoercoëfficiënten: 1,2 en 1,0 l/sec.ha (tabel 16).

De grens tussen op deze wijze samengevoegde klassen is bij de indeling volgens de topografische verkenning en de indeling volgens de afvoercoëfficiënten, meestal ook duidelijk in het terrein te onderscheiden.

Een minder goede overeenkomst wordt gevonden in de stroomgebieden behorende tot de meetpunten Holsloot en Zweelo. In het stroomgebied van Holsloot ligt ten westen van het Oranjekanaal een gebied, ter grootte van 350 ha of 7,5% van de oppervlakte, waar de C.O.L.N.kaart waterstanden aangeeft in de klassen (20–40) en (40–70), maar waarin behalve twee diepe leidingen geen sloten worden aangetroffen. Ondanks het voorkomen van relatief hoge grondwaterstanden, bestaat er in dit gebied kennelijk geen behoefte om het afvoerproces door middel van sloten te versnellen. Het dient daarom tot de langzaam afvoerende gebieden te worden gerekend. Zoals uit het volgende zal blijken, kan de indeling volgens de C.O.L.N.kaart worden gebruikt voor het vaststellen van gebieden met snelle afvoer. Omstandigheden die mogelijk afwijkend zijn kunnen daarbij door topografische verkenning van het gebied voor een deel worden opgehelderd.

In het stroomgebied van Zweelo is de oppervlakte afgeleid uit de afvoercoëfficiëntenkaart ongeveer 10% groter dan die volgens de C.O.L.N.kaart en volgens de topografische verkenning. In dit gebied liggen afzonderlijke complexen middelhoge gronden, waarin ondiepe sloten en greppels voorkomen en die derhalve bij de indeling volgens de afvoercoëfficiënten gerekend zijn tot de groep cultuurgronden met zichtbare afwatering. Bij de topografische verkenning zijn deze gronden slechts gedeeltelijk geklassificeerd als middelhoog met sloten, omdat een deel van de sloten niet verbonden is met een afvoerleiding en omdat in een aantal gevallen, met name wanneer het jonge ontginningsgronden betreft, de sloten meer dienst doen als kavelscheiding dan als ontwateringsmiddel. Dit laatste bleek vooral bij duidelijk droge gronden het geval te zijn.

Onze belangstelling bij de indeling van stroomgebieden op grond van hun hydrologische ontsluiting gaat vooral uit naar de oppervlakte waarin de neerslag snel tot afvoer kan komen. In verband hiermee zijn in tabel 16 de in de verschillende perioden berekende afvoerkarakteristieken vergeleken met de boven genoemde indeling en voorts met enige andere combinaties van C.O.L.N.-klassen. Voor de meetpunten

Tabel 16 De voor de meetpunten van het Drostendiep in een aantal perioden afgeleide afvoerkarakteristieken, weergegeven in het percentage snelle afvoer (a), de j-waarde in intervallen van 8 uur (b) en de basisafvoer in mm/8 uur (c). In het onderste deel van de tabel zijn de oppervlaktepercentages vermeld, zoals deze zijn bepaald door samenvatting van een aantal klassen van de in tabel 15 gegeven indeling

	Zweelo			Sleen			Erm			Holsloot			Eldijk		
Periode / *period*	(a)	(b)	(c)	(a)	(b)	(c)	(a)	(b)	(c)	(a)	(b)	(c)	(a)	(b)	(c)
17/10–29/10 1961	25	4,5	0,1	20à25	3	0,2	30	4,5	0,1	25	4,5	0,1	30	4,5	0,2
27/11–15/12 1961	30	4,5	0,1	35	3	0,3	40	4,5	0,3	40	4,5	0,2	45	4,5	0,3
9/12–20/12 1962	–	–	–	25	3	0,1	30	4,5	0,1	25	4,5	0,2	30	4,5	0,2
15/11–27/11 1963	30	4,5	0,2	30	3	0,2	35	4,5	0,1	35	4,5	0,2	45	4,5	0,2
C.O.L.N.-KAART / *C.O.L.N. map*															
(0–20) + (20–40)	18			21			29			32			29		
(0–20) + (20–40) + $^1/_2$(40–70)	29[5]			29			38			43[5]			40[6]		
(0–20) + (20–40) + (40–70)	41			37			47			55			52		
TOPOGRAFISCHE VERKENNING / *topographical reconnaissance*															
laag t/m middelhoog met sloten *low to medium high with ditches*	39			40			49			46			47		
AFVOERCOEFFICIENTEN / *runoff coefficients*															
1,2 + 1,0 l/sec. ha	50			39			48			48			50		

Table 16 Runoff characteristics for stations of the Drostendiep derived for a number of periods and expressed in the percentage of short-period runoff (a), the j value at 8-hour intervals (b) and the base flow in mm/8hrs (c). The area percentages given in the lower part of the table are determined by combining a number of classes of which the classification is given in table 15

Holsloot en Eldijk zijn alleen de afvoerkarakteristieken met *j* 4,5 *8u* vermeld. De periode van 29/12 1961 tot 6/1 1962 is buiten beschouwing gelaten, omdat toen vorst storend heeft gewerkt op het bepalen van de afvoerkarakteristiek.

Volgens de gegevens betreffende de afvoer en de grondwaterstanden van de Sleenerstroom (pag. 83), neemt in het begin van een afvoerperiode een oppervlakte overeenkomend met die van de C.O.L.N.-klassen (0–20) en (20–40) aan de snelle afvoer deel. Nadat er veel regen is gevallen neemt de snel afvoerende oppervlakte toe met de helft van de klasse (40–70). In tabel 16 blijkt dat dit voor de Sleenerstroom afgeleide verband, ook voor de andere onderdelen van het Drostendiep vrij goed opgaat. Voor de meetpunten Sleen en Eldijk zijn de hoge percentages voor de snelle afvoer echter groter dan die volgens de klassen (0–20) + (20–40) + $^1/_2$(40–70). De indruk wordt verkregen dat in deze stroomgebieden tot het gebied met snelle afvoer een iets groter gedeelte van de klasse (40–70) behoort. Een kleine correctie zou kunnen worden aangebracht op de bij Holsloot en Eldijk gevonden percentages op grond van de reeds ver-

melde afwijking die bij de indeling van het gebied tijdens de verkenning is gevonden.

Op grond van de redenen vermeld bij de behandeling van de Sleenerstroom (pag. 83), mag worden aangenomen, dat het in de periode van 27/11 tot 15/12 1961 afgeleide afvoerpercentage, ongeveer de hoogste waarde heeft die in een natte winter tijdens zware regenval kan voorkomen. Voor het Drostendiep en waarschijnlijk ook voor andere stroomgebieden, wordt een goede benadering van het maximum afvoerpercentage verkregen aan de hand van het oppervlaktepercentage van de C.O.L.N.-klassen (0–20) + (20–40) + $^1/_2$(40–70).

5.5.4 Samenvatting

De afvoer van de vijf onderdelen van het Drostendiep kunnen in neerslagrijke perioden in de winter worden berekend met een lage *j*-waarde en een constante basisafvoer. De *j*-waarde blijkt voor de berekende perioden en bovendien voor de verschillende gebieden onderling weinig te verschillen. Alleen voor het gebied van Sleen is een van de andere gebieden afwijkende *j*-waarde gevonden, nl. 3 *8u* in plaats van de waarde 4,5 *8u* voor de andere gebieden. Het betreffende gebied onderscheidt zich in topografisch opzicht door een naar verhouding grote terreinhelling.

Voor zover met de bestaande gegevens is na te gaan vindt er bij toename van de gebiedsgrootte, enige afvlakking van de afvoertoppen plaats, als gevolg van het reservoireffect van de leidingen. De beoordeling hiervan wordt echter in ernstige mate bemoeilijkt door het voorkomen van inundaties, die met name de afvoer op de meetpunten Holsloot en Eldijk beïnvloeden.

Het percentage snelle afvoer neemt toe wanneer de in de voorafgaande periode gevallen neerslag groter is. Waarschijnlijk wordt een maximum bereikt, waarvan de grootte vrij goed overeenkomt met het totale oppervlaktepercentage dat volgens de C.O.L.N.kaart-wintertoestand wordt ingenomen door de klassen (0–20), (20–40) en de helft van (40–70).

De gezamenlijke oppervlakte volgens de C.O.L.N.-klassen (0–20), (20–40) en (40–70) is ongeveer gelijk aan de oppervlakte van het gebied waaraan, volgens de in de provincie Drente geldende normen, de afvoercoëfficiënten 1,0 en 1,2 l/sec.ha zijn toegekend en aan de oppervlakte van het gebied waarin, volgens een topografische verkenning, sloten voorkomen. Met deze drie indelingen wordt dus de maximum oppervlakte die aan de snelle afvoer kan bijdragen ruimschoots omsloten. Door middel van de topografische verkenning zijn bovendien die gebieden te onderscheiden, die volgens de C.O.L.N.-indeling hoge waterstanden hebben, maar waarin door het ontbreken van sloten de neerslag langzaam tot afvoer komt.

5.6 Het Oude Diep

5.6.1 Beschrijving van het gebied

Het stroomgebied van het Oude Diep ligt ten noordoosten en westen van Hoogeveen, zie de situatieschets fig. 37. In de omgeving van Echten mondt de hoofdstroom via een vaste stuw uit in de Hoogeveense Vaart. De waterstanden bij deze stuw worden door de Provinciale Waterstaat van Drente continu geregistreerd. Het verband tussen afvoer en waterstand is bepaald door middel van metingen aan een model van deze stuw. De afvoergegevens over de jaren 1957 tot 1964 zijn ons door de Provinciale Waterstaat ter beschikking gesteld.

Het Oude Diep heeft een smal en langgerekt stroomgebied, waarvan de oppervlakte 4655 ha bedraagt. De hoofdstroom is diep ingesneden in het terrein. Zowel in de richting van de hoofdstroom als dwars daarop is het terreinverhang in het algemeen vrij groot. Er komen echter gedeelten in voor die meer vlak gelegen zijn.

De lage delen van het gebied bestaan uit beekbezinkingsgronden en voor een klein deel uit venige zandgronden. De hoger gelegen gronden worden gevormd door middelhoge, zwaklemige zandgronden, waarin verspreid over vrijwel het gehele gebied tussen 0,60 en 1,25 m beneden het maaiveld keileem wordt aangetroffen. In het noordoosten komt het keileem op verschillende plaatsen aan de oppervlakte.

Voordat de metingen plaats vonden was de afwatering van het Oude Diep verbeterd. In verband met het grote verhang zijn in de hoofd- en zijleidingen een groot aantal stuwen geplaatst. Inundaties van enige betekenis zijn zelfs in jaren met zeer hoge afvoeren, zoals in 1960/61 en 1961/62, niet voorgekomen.

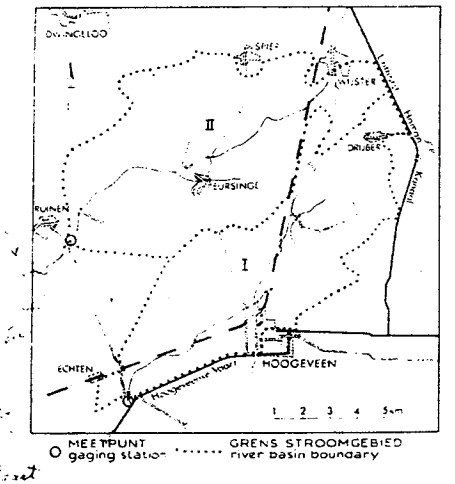


Fig. 37 Situatieschets van de stroomgebieden van het Oude Diep (I) en van de Ruiner Aa (II).

Fig. 37 Location plan of the small river basins of the Oude Diep (I) and of the Ruiner Aa (II).

5.6.2 Het afvoerverloop

De afvoer van het Oude Diep kenmerkt zich door een basisafvoer waarop kortdurende toppen voorkomen. Ook uit de in regenperioden waar te nemen waterstandsfluctuaties in de verschillende leidingen blijkt dat de afvoer in het gehele gebied snel reageert op de neerslag.

In eerste instantie is ten behoeve van de berekening van de afvoer, uit de jaren 1957 tot 1962 een aantal perioden gekozen, waarin na een inleidende regenval hoge afvoertoppen voorkomen. Achteraf is ter controle en ter vergelijking met de afvoer van andere gebieden, ook de afvoertop van november 1963 in het onderzoek betrokken. Stelt men voor de keuze van de te berekenen perioden als eis dat de afvoertoppen goed moeten kunnen worden onderscheiden en dat zij een redelijke afvoerintensiteit moeten geven, dan blijken er in deze vijf jaren weinig geschikte perioden over te blijven.

Voor de regencijfers is uitgegaan van de K.N.M.I.-gegevens van Hoogeveen. De dagsommen van Hoogeveen zijn verdeeld over intervallen van acht uur aan de hand van pluviogrammen te Ruinen (gegevens Rijkswaterstaat), voor zover deze niet volledig waren, is voor de verdeling gebruik gemaakt van drie maal daagse waarnemingen van het K.N.M.I. te Emmen en Witteveen.

Voor het vaststellen van de afvoerkarakteristiek van het Oude Diep zijn verschillende *j*-waarden en combinaties daarvan geprobeerd. Daaruit is gebleken dat met *j* 3 *8u* een goede eerste benadering van het snelle afvoerproces kan worden verkregen. De snelle daling van de afvoer na een top wordt echter in het algemeen beter weergegeven wanneer in plaats van *j* 3 *8u* een combinatie van *j* 4,5 *8u* met *j* 1 of 1,5 *8u* wordt genomen. Soms moet de voorkeur worden gegeven aan een combinatie met *j* 1 *8u*, dan weer voldoet die met *j* 1,5 *8u* beter. Over alle perioden bezien is er tussen deze twee *j*-waarden geen duidelijke keus te maken. Daarom is voor de meeste perioden zowel de afvoerkarakteristiek met *j* 1 *8u* als met *j* 1,5 *8u* bepaald.

In het volgende worden de resultaten van de berekeningen in het kort besproken. Voor elke periode is afzonderlijk aangegeven of en in welke mate in de bijbehorende figuur een tijdverschuiving in het berekende afvoerverloop is aangebracht. Eerst worden de perioden behandeld die ook bij de afvoerberekening van het Drostendiep ter sprake zijn gekomen.

Periode van 18/10 tot 29/10 1961 (fig 38a)

Afvoerkarakteristiek:

30% *j* 4,5 *8u* + 0,3 mm/*8u* of 35% *j* 4,5 *8u* + 0,2 mm/*8u*.

Er is geen verschuiving toegepast. In verband met de voorafgaande droge periode dient, ter beoordeling van de afvoerkarakteristiek, de eerste top buiten beschouwing te worden gelaten.

Fig. 38a Meetpunt Oude Diep. Het afvoerverloop in de periode van 18/10 tot 29/10 1961. Berekende afvoeren:
(1) 30% j 4,5 8u + 0,3 mm/8u;
(2) 35% j 4,5 8u + 0,2 mm/8u

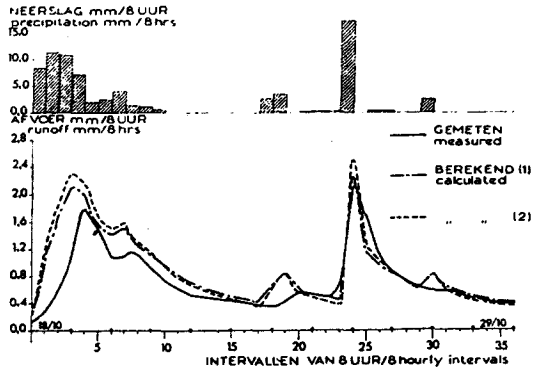


Fig. 38a Oude Diep station. Hydrograph in the period 18/10 to 29/10 1961. Calculated runoff: see Dutch text

Periode van 27/11 tot 15/12 1961 (fig. 38b)

Afvoerkarakteristiek:

30% *j* 4,5 *8u* + 30% *j* 1 *8u* + 0,4 mm/*8u* of
40% *j* 4,5 *8u* + 20% *j* 1,5 *8u* + 0,3 mm/*8u* (t/m het 40e interval)
40% *j* 4,5 *8u* + 30% *j* 1,5 *8u* + 0,3 mm/*8u* (na het 40e interval).

Fig. 38b Meetpunt Oude Diep. Het afvoerverloop in de periode van 27/11 tot 15/12 1961. Berekende afvoeren:
(1) 30% j 4,5 8u + 30% j 1 8u + 0,4 mm/8u; (2) 40% j 4,5 8u + 20% j 1,5 8u + 0,3 mm/8u (intervallen 1–40) en 40% j 4,5 8u + 30% j 1,5 8u + 0,3 mm/8u (intervallen 41–56)

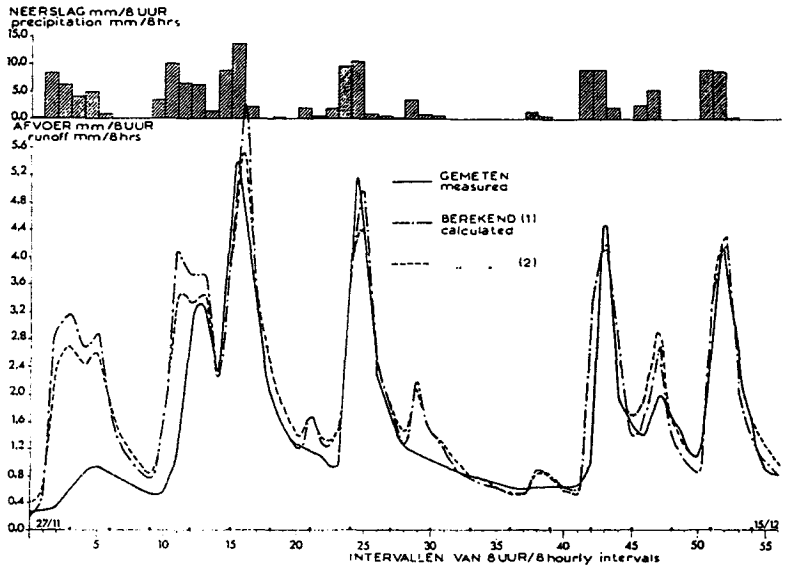


Fig. 38b Oude Diep station. Hydrograph in the period 27/11 to 15/12 1961. Calculated runoff: see Dutch text

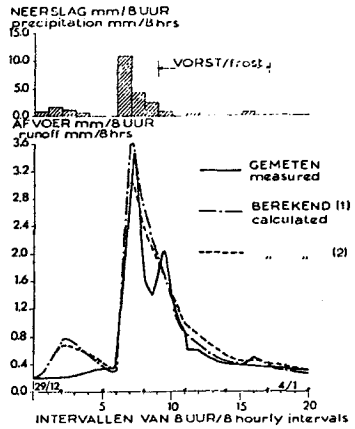


Fig. 38c Meetpunt Oude Diep. Het afvoerverloop in de periode van 29/12 1961 tot 4/1 1962. Berekende afvoeren: (1) 30% j 4,5 8u + *30% j 1* 8u + *0,2 mm*/8u; *(2) 40% j 4,5* 8u + *20% j 1,5* 8u + *0,2 mm*/8u

Fig. 38c Oude Diep station. Hydrograph in the period 29/12 1961 to 4/1 1962. Calculated runoff: see Dutch text

Er is geen verschuiving toegepast. In het eerste deel van deze afvoerperiode is weer de invloed van de voorafgaande droge periode merkbaar, daarna reageert de afvoer volgens de gegeven karakteristieken.

Periode van 29/12 1961 tot 4/1 1962 (fig. 38c)

Afvoerkarakteristiek:
30% *j* 4,5 *8u* + 30% *j* 1 *8u* + 0,2 mm/*8u* of
40% *j* 4,5 *8u* + 20% *j* 1,5 *8u* + 0,2 mm/*8u*.

Er is geen verschuiving toegepast. De afvoer vóór en na deze top wordt beïnvloed door vorst. Het is niet bekend waarom de gemeten daling door een tweede top wordt onderbroken. Gelet op het weerbeeld in Nederland van die periode, is het mogelijk dat een gedeelte van de neerslag als sneeuw is gevallen.

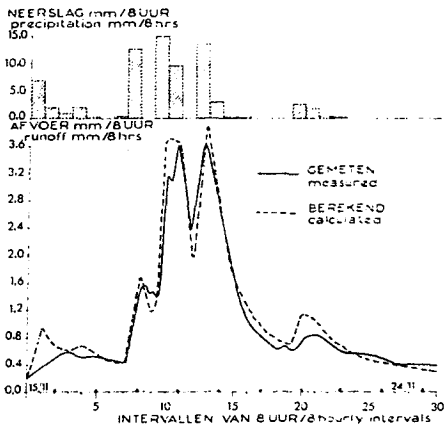


Fig. 38d Meetpunt Oude Diep. Het afvoerverloop in de periode van 15/11 tot 25/11 1963. Berekende afvoeren: 30% j 4,5 8u + *0,2 mm*/8u *(intervallen 1–10) en 30% j 4,5* 8u + *15% j 1,5* 8u + *0,2 mm*/8u *(intervallen 11–30)*

Fig. 38d Oude Diep station. Hydrograph in the period 15/11 to 25/11 1963. Calculated runoff: see Dutch text

Periode van 15/11 tot 25/11 1963 (fig. 38d)

Afvoerkarakteristiek:
30% *j* 4,5 *8u* + 0,2 mm/*8u* voor de intervallen 1 tot 10 en 30% *j* 4,5 *8u* + 15% *j* 1,5 *8u* + 0,2 mm/*8u* voor de intervallen 11 tot 30. Er is geen verschuiving toegepast. Een combinatie met *j* 1 *8u* voldoet in dit geval niet.

De neerslag, waarmee het afvoerverloop over deze periode is berekend, is vastgesteld aan de hand van de dagcijfers van Hoogeveen, Ruinen en Wijster. Dit in tegenstelling tot de berekeningen over andere perioden, waarin alleen de neerslagcijfers van Hoogeveen zijn gebruikt. De op 19/11 te Hoogeveen gemeten neerslag bedroeg 38,2 mm. Op een aantal stations ten zuiden van Hoogeveen, het betreft hier zowel K.N.M.I.-stations als die welke ingericht zijn door het 'Nieuwsblad van het Noorden', varieerde de neerslag op 19/11 van 33 tot 50 mm en op stations ten noorden van Hoogeveen van 16 tot 22 mm. Het verschil in neerslaghoeveelheid is ook aangetroffen in het meer oostelijk gelegen Drostendiep en is in 5.5 reeds ter sprake gekomen.

Periode van 8/2 tot 17/2 1957 (fig. 38e)

Deze en de volgende perioden zijn niet ter sprake gekomen bij de afvoeren van het Drostendiep.

Afvoerkarakteristiek:
30% *j* 4,5 *8u* + 0,3 mm/*8u* over de intervallen 1 tot 12 en
daarna: 30% *j* 4,5 *8u* + 25% *j* 1,5 *8u* + 0,3 mm/*8u* of
40% *j* 4,5 *8u* + 20% *j* 1,5 *8u* + 0,2 mm/*8u*.

In de figuur zijn de berekende afvoeren 8 uur naar rechts verschoven.

Periode van 14/11 tot 9/12 1960 (fig. 38f)

Hierin vallen de bekende zeer hoge afvoeren van 4 en 5 december 1960, die op veel plaatsen in Nederland in ernstige mate wateroverlast hebben veroorzaakt. Het gebied dat aan de snelle afvoer bijdraagt neemt in de loop van deze periode toe. Afvoerkarakteristiek voor de intervallen 1 tot 30:
30% *j* 4,5 *8u* + 0,4 mm/*8u* of
40% *j* 4,5 *8u* + 0,3 mm/*8u*;

Fig. 38e Meetpunt Oude Diep. Het afvoerverloop in de periode van 8/2 tot 17/2 1957. Berekende afvoeren: (1) 30% j 4.5 8u + *0,3 mm*/8u *(intervallen 1–12) en 30% j 4.5* + *25% j 1,5* 8u + *0,3 mm*/ 8u *(intervallen 13–30); (2) 40% j 4,5* 8u + *20% j 1,5* 8u + *0,2 mm*/8u *(intervallen 13–30)*

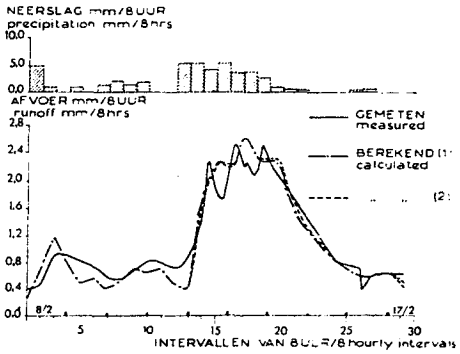


Fig. 38e Oude Diep station. Hydrograph in the period 8/2 to 17/2 1957. Calculated runoff: see Dutch text

voor de intervallen 31 tot 35:
30% *j* 4,5 *8u* + 10% *j* 1 *8u* + 0,4 mm/*8u* of
40% *j* 4,5 *8u* + 0,4 mm/*8u*;
voor de intervallen 36 tot 57:
30% *j* 4,5 *8u* + 20% *j* 1 *8u* + 0,4 mm/*8u* of
40% *j* 4,5 *8u* + 15% *j* 1,5 *8u* + 0,4 mm/*8u*;
voor de intervallen 58 tot 78:
30% *j* 4,5 *8u* + 30% *j* 1,5 *8u* + 0,65 mm/*8u*.

De in de figuur aangebrachte verschuiving in de intervallen 1 tot 30, 31 tot 57 en 58 tot 78 is achtereenvolgens 4, 0 en 8 uur. Tijdens de laatste top kon als gevolg van de opstelling van het meetinstrument, de vlotter niet verder stijgen dan de waterstand die overeenkomt met een afvoer van 6,6 mm/8 uur. De breedte van het gemeten deel van de afvoertop doet vermoeden dat op 4 en 5 december 1960 niet meer dan 60% van het gebied heeft bijgedragen aan de snelle afvoer.

Voor typische afwijkingen in het gemeten afvoerverloop, zoals in het 68e interval en bijvoorbeeld eveneens in het 10e interval van de hierna te behandelen periode, kan geen verklaring worden gegeven.

Periode van 27/2 tot 5/3 1961 (fig. 38g)

Afvoerkarakteristiek:
30% *j* 4,5 *8u* + 20% *j* 1,5 *8u* + 0,3 mm/*8u* of
40% *j* 4,5 *8u* + 10% *j* 1,5 *8u* + 0,3 mm/*8u*.
Er is geen verschuiving toegepast.

De afvoeren van het Oude Diep zijn over een aantal perioden ook aan de hand van dagsommen van de neerslag te Hoogeveen berekend. Dit is gedaan ter vergelijking van

Fig. 38f

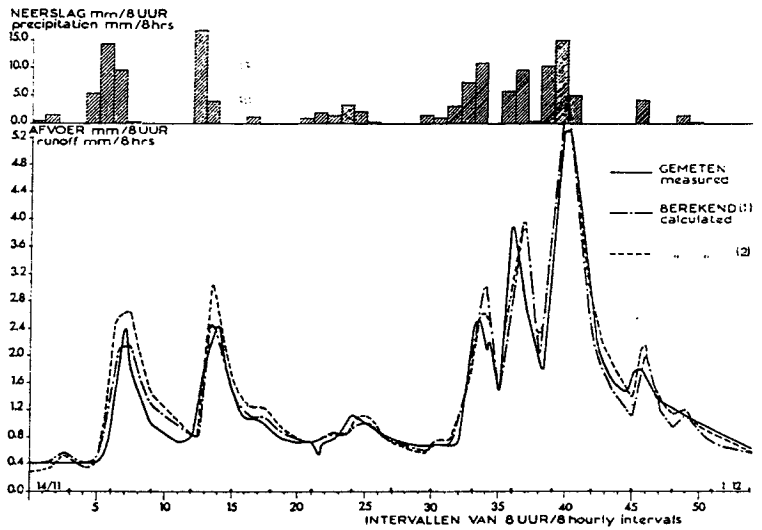


Fig. 38g Meetpunt Oude Diep. Het afvoerverloop in de periode van 27/2 tot 5/3 1961. Berekende afvoeren: (1) 30% j 4,5 8u + *20% j 1,5* 8u + *0,3 mm*/8u; *(2) 40% j 4,5* 8u + *10% j* 1,5 8u + *0,3 mm*/8u

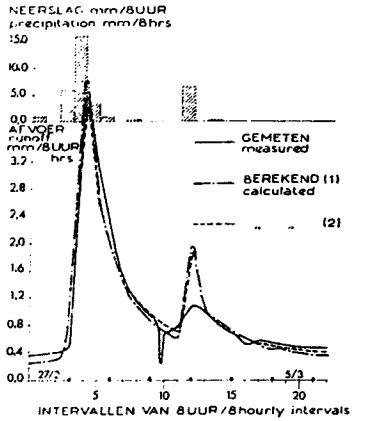


Fig. 38g Oude Diep station. Hydrograph in the period 27/2 to 5/3 1961. Calculated runoff: see Dutch text

berekeningen met dagintervallen met berekeningen met 8 uur-intervallen, doch vooral ook omdat van drie afvoerperioden, vallende in 1957 en 1958, geen pluviograafgegevens beschikbaar zijn.

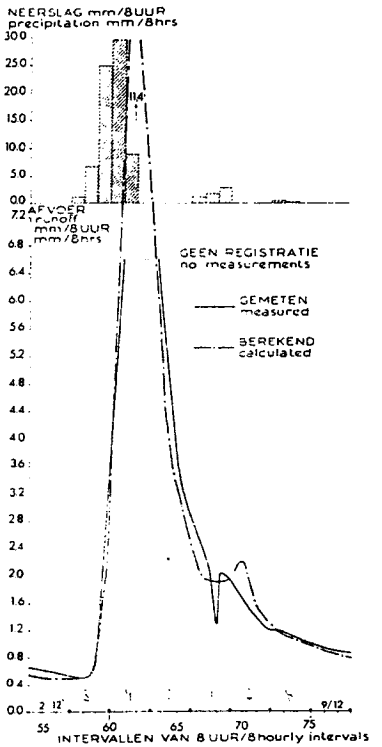


Fig. 38f Meetpunt Oude Diep. Het afvoerverloop in de periode van 14/11 tot 9/12 1960. Berekende afvoeren: (1) 30% j 4,5 8u + *0,4 mm*/8u *(intervallen 1–30), 30% j 4,5* 8u + *10% j 1* 8u + *0,4 mm*/8u *(intervallen 31–35), 30% j 4,5* 8u + *20% j 1* 8u + *0,4 mm*/8u *(intervallen 36–57) en 30% j 4,5* 8u + *30% j 1,5* 8u + *0,65 mm*/8u *(intervallen 58–78); (2) 40% j 4,5* 8u + *0,3 mm*/8u *(intervallen 1–30), 40% j 4,5* 8u + *0,4 mm*/8u *(intervallen 31–35), 40% j 4,5* 8u + *15% j 1,5* 8u + *0,4 mm*/8u *(intervallen 36–57)*

Fig. 38f Oude Diep station. Hydrograph in the period 14/11 to 9/12 1960. Calculated runoff: see Dutch text

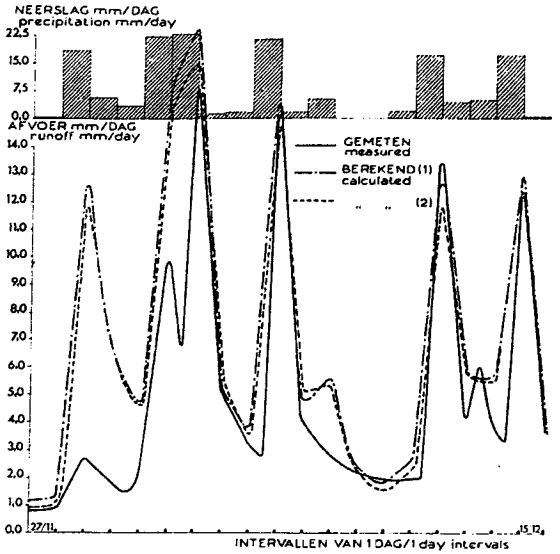


Fig. 39a Meetpunt Oude Diep. Het afvoerverloop in de periode van 27/11 tot 15/12 1961 (zie fig. 38b), berekend met intervallen van 1 dag. Berekende afvoeren:
(1) 40% j 1,5 dag + 40% j 0,3 dag + 1,2 mm/dag; (2) 40% j 1,5 dag + 40% j 0,5 dag + 0,9 mm/dag

Fig. 39a Oude Diep station. Hydrograph in the period 27/11 to 15/12 1961 (see fig. 38b), calculated with 1 day intervals. Calculated runoff: see Dutch text

Uitgedrukt in dagen is de voor 27/11 tot 15/12 1961 op pag. 115 afgeleide afvoerkarakteristiek: 30% *j* 1,5 dag + 30% *j* 0,3 dag + 1,2 mm/dag of 40% *j* 1,5 dag + 30% *j* 0,5 dag + 0,9 mm/dag. De beste benadering die bij de analyse met dagsommen voor deze periode wordt verkregen luidt echter: 40% *j* 1,5 dag + 40% *j* 0,3 dag + 1,2 mm/dag of 40% *j* 1,5 dag + 40% *j* 0,5 dag + 0,9 mm/dag, fig. 39a.

Zoals verwacht kan worden zijn de verschillen tussen gemeten en berekende afvoeren, bij berekening met dagintervallen groter dan bij berekening met 8 uur-intervallen. Er worden echter geen andere *j*-waarden gevonden. Wel blijkt dat bij berekening met dagintervallen, waardoor de regenintensiteit ten opzichte van de 8 uur-intervallen wordt afgevlakt, een goede weergave van de afvoertoppen tot een hoger percentage snelle afvoer leidt.

Periode van 11/9 tot 1/10 1957 (fig. 39b)

Afvoerkarakteristiek:
30% *j* 1,5 dag + 10% *j* 0,3 dag + 0,9 mm/dag.
Er is een verschuiving van acht uur toegepast. De eerste top is sterk beïnvloed door de voorafgaande verdamping.

Periode van 5/1 tot 16/1 1958 (fig. 39c)

Afvoerkarakteristiek:
30% *j* 1,5 dag + 30% *j* 0,3 dag + 1,2 mm/dag.
Er is geen verschuiving toegepast.

Periode van 3/2 tot 8/2 1958 (fig. 39d)

Afvoerkarakteristiek:
30% *j* 1,5 dag + 30% *j* 0,3 dag + 1,2 mm/dag.
Er is een verschuiving van 8 uur toegepast. Na de top wordt het afvoerbeeld verstoord door sneeuw.

Fig. 39b Meetpunt Oude Diep. Het afvoerverloop in de periode van 11/9 tot 1/10 1957, berekend met intervallen van 1 dag. Berekende afvoeren:
30% j 1,5 dag + 10% j 0,3 dag + 0,9 mm/dag

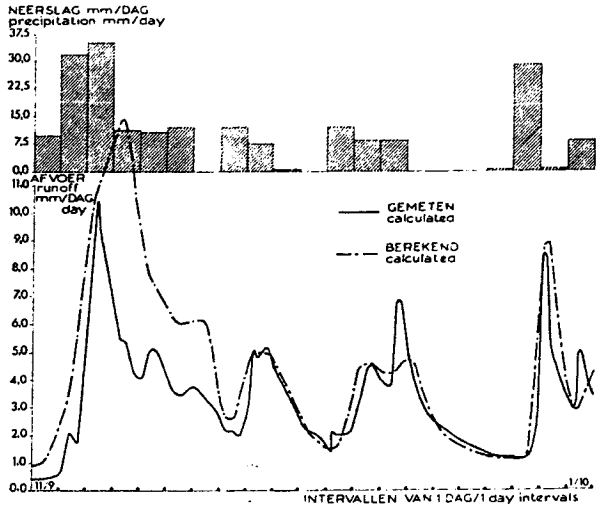


Fig. 39b Oude Diep station. Hydrograph in the period 11/9 to 1/10 1957, calculated with 1 day intervals. Calculated runoff: see Dutch text

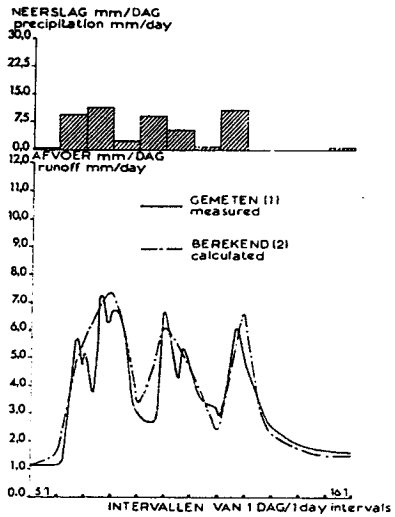


Fig. 39c Meetpunt Oude Diep. Het afvoerverloop in de periode van 5/1 tot 16/1 1958, berekend met intervallen van 1 dag. Berekende afvoeren:
30% j 1,5 dag + 30% j 0,3 dag + 1,2 mm/dag
Fig. 39c Oude Diep station. Hydrograph in the period 5/1 to 16/1 1958, calculated with 1 day intervals.
Calculated runoff: see Dutch text

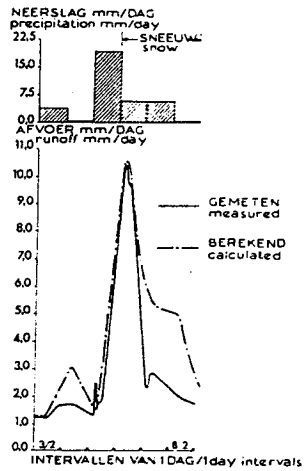


Fig. 39d Meetpunt Oude Diep. Het afvoerverloop in de periode van 3/2 tot 8/2 1958, berekend met intervallen van 1 dag. Berekende afvoeren:
30% j 1,5 dag + 30% j 0,3 dag + 1,2 mm/dag
Fig. 39d Oude Diep station. Hydrograph in the period 3/2 to 8/2 1958, calculated with 1 day intervals. Calculated runoff: see Dutch text

Uit de afgeleide afvoerkarakteristieken blijkt dat de afvoer van het Oude Diep bij neerslag van enige betekenis reageert met 30 à 40% *j* 4,5 *8u* + een constante basisafvoer van ca. 0,2 à 0,3 mm/*8u*. Bij toename van de over de voorafgaande periode gesommeerde neerslag, gaat in het algemeen een groter deel van het gebied aan de snelle afvoer bijdragen en wel met een reservoircoëfficiënt 1 of 1,5 *8u*.

Er is geprobeerd een verband te vinden tussen de in de afzonderlijke perioden afgeleide afvoerpercentages en de daaraan voorafgaande vanaf 1 september en vanaf 1 oktober gesommeerde neerslag. Dit verband kon niet duidelijk worden vastgesteld. Wel wordt in het algemeen bij toename van de neerslagsom het afvoerpercentage groter, maar de werkelijke grootte daarvan tijdens een top wordt, naar moet worden aangenomen, mede bepaald door de regenintensiteit, de totale regenhoeveelheid en de duur van de voorafgaande droge periode. Uit de betreffende gegevens bleken geen algemene normen voor de toe te passen afvoerpercentages afgeleid te kunnen worden.

Op 4 en 5 december 1960 werd te Hoogeveen achtereenvolgens 61,0 en 8,8 mm regen gemeten. Uit berekeningen van KEIJMAN (13) is af te leiden dat voor de maand december de gemiddelde herhalingstijd voor 61 mm in 1 dag en 70 mm in 2 dagen groter is dan 1000 jaar. De neerslag op 4 en 5 december 1960 is dus uitzonderlijk hoog geweest; ook in de daaraan voorafgaande periode is er veel regen gevallen, nl. 190 mm in november. Tijdens deze voor het bereiken van hoge afvoer zeer gunstige voorwaarden heeft ongeveer 60% van het gebied aan de snelle afvoer bijgedragen. Dit percentage wordt ook in een aantal andere perioden teruggevonden, met name tijdens de hoge afvoeren in de periode van 27/11 tot 15/12 1961. Het in het laatste deel van deze periode, met de combinatie *j* 4,5 *8u* + *j* 1,5 *8u* berekende totale afvoerpercentage van 70% lijkt, in vergelijking met overeenkomstige berekeningen van andere perioden, te hoog. Verondersteld wordt dat voor dit deel van de afvoerperiode de combinatie *j* 4,5 *8u* + *j* 1 *8u* meer in overeenstemming met het werkelijk afvoergebeuren zal zijn. Op grond van het voorgaande wordt aangenomen dat 60% vrijwel een maximum is voor het deel van het stroomgebied van het Oude Diep dat aan de snelle afvoer kan bijdragen.

Het is merkwaardig dat in een aantal gevallen een verschuiving van vier en zelfs van acht uur moet worden toegepast, terwijl toch de berekende met de gemeten toppen steeds vrij goed, d.w.z. zonder afvlakking, samenvallen en deze laatste meestal ook voorkomen op het eind van het interval met hoge neerslag. Als gevolg van de grote helling van het gebied zal het reservoireffect van de leidingen van geringe invloed zijn op het afvoerverloop. De oorzaak van de in een aantal gevallen toe te passen verschuiving zal waarschijnlijk gezocht moeten worden in een afwijking tussen de verdeling van de neerslag zoals deze in de berekening is ingevoerd en de werkelijke neerslag.

5.6.3 *Indeling van het gebied*

Het Oude Diep is ingedeeld aan de hand van de C.O.L.N.kaart-wintertoestand en van een topografische verkenning van het gebied volgens de reeds bij het Drostendiep ver-

Tabel 17 Indeling van het stroomgebied van het Oude Diep aan de hand van de C.O.L.N.kaart-wintertoestand en van een topografische verkenning

C.O.L.N.		Topografische verkenning *topografical reconnaissance*	
klasse *class*	oppervlakte in % *area in %*	klasse *class*	oppervlakte in % *area in %*
0– 20	22	laag / *low*	14
20– 40	26	laag tot middelhoog / *low to medium high*	23
40– 70	23	middelh. met sloten / *medium high with ditches*	30
70–100	15	middelhoog / *medium high*	33
100–140	2		
140–200	2	gem. h winter = .47 m	
geen waarnemingen *no observations*	10	h zomer = .130 m	

Table 17 Classification of the river basin Oude Diep based on the C.O.L.N. map winter situation and on a topographical reconnaissance

melde indeling naar het voorkomen van sloten. De resultaten daarvan zijn weergegeven in tabel 17.

Het lage gebied is te vergelijken met de madeland- en lage zandgronden in de eerder besproken stroomgebieden. Het zijn meestal terreinen met een geringe helling waarin op regelmatige afstanden sloten voorkomen.

Het middelhoge gebied is in het algemeen sterk hellend; op veel plaatsen komt daarin keileem tot op geringe diepte beneden het maaiveld voor. Het verspreid voorkomen van het keileem is er oorzaak van dat sloten en greppels vaak volgens een grillig patroon in het terrein aanwezig zijn. Een uitzondering hierop vormen de jonge ontginningsgronden waarin de sloten volgens een meer regelmatig patroon zijn gegraven.

Het middelhoge gebied is ingedeeld naar het al of niet aanwezig zijn van sloten. De groep laag en de beide groepen middelhoog zijn duidelijk in het terrein te onderscheiden, de overige gronden behoren tot het overgangsgebied van laag tot middelhoog.

Sterk hellende terreinen met sloten zullen bij hoge grondwaterstanden de neerslag snel kunnen afvoeren. Op plaatsen waar het keileem dicht bij het maaiveld voorkomt vinden reeds in het begin van een regenperiode en bij weinig regen snelle oppervlakkige afvoeren plaats. De ontwatering van de keileemgebieden is echter meestal slecht. In ingesloten laagten vormen zich plassen. Bovendien zijn de sloten en greppels in dit gebied vaak op gebrekkige wijze verbonden met afvoerleidingen, waardoor eveneens een deel van de neerslag in zijn verdere afvoer wordt vertraagd. Indien na aanhoudende regenval deze berging gevuld is, wordt de dan nog vallende neerslag snel afgevoerd via allerlei natuurlijke overlaten en doordat bij hoge waterstanden in begroeide sloten de stromingsweerstand relatief klein is.

Een stroomgebied als het Oude Diep is wegens de grote variatie in grondsoort, helling, ontwateringssituatie en in het voorkomen van ondoorlatende lagen hydrologisch moeilijk in te delen. Uit de in tabel 17 verzamelde gegevens blijkt echter dat, evenals

in het stroomgebied van het Drostendiep, het oppervlaktepercentage van het gebied met sloten overeenkomt met dat van de C.O.L.N.-klassen (0–20) + (20–40) + (40–70), namelijk 67 en 71 %. Bovendien is evenals in de Sleenerstroom en het Drostendiep het maximum percentage voor de snelle afvoer gelijk aan het oppervlaktepercentage van de C.O.L.N.-klassen (0–20) + (20–40) + $^1/_2$(40–70).

Verder is uit de afvoerberekeningen van het Drostendiep gebleken dat de meer vlak gelegen gebieden een reservoircoëfficiënt van 4,5 *8u* hebben. In het Oude Diep onderscheiden de gronden in de klassen laag en voor een deel ook in laag tot middelhoog, zich van de rest door hun overwegend vlakke ligging. Het aandeel van deze klassen in de totale oppervlakte is 37 % en komt overeen met de 30 tot 40 % voor *j* 4,5 *8u* in de afvoerkarakteristiek. De *j*-waarde van 1 of 1,5 *8u*, voor het deel van de snelle afvoer dat uitgaat boven deze 30 tot 40 %, zal in hoofdzaak moeten worden toegekend aan het meer hellende middelhoge gebied met sloten.

Bovenstaande toekenning van *j*-waarden aan specifieke hydrologisch onderscheiden onderdelen van het gebied is schematisch. In werkelijkheid zijn de afvoerprocessen volgens *j* 4,5 *8u* en *j* 1 of 1,5 *8u* niet zo scherp in het gebied te onderscheiden.

5.6.4 De waterbalans

De afvoergegevens van het Oude Diep over een aantal jaren stellen ons in staat in te gaan op een waterbalans over een lange periode.

In fig. 40 zijn voor de jaren 1957 tot 1962 de sommatiecurven getekend van neerslag, afvoer en verdamping. De neerslag is ontleend aan het station Hoogeveen. Voor de verdamping zijn de berekende E_0-waarden van De Bilt genomen, van het station Dedemsvaart zijn over deze vijf jaren niet alle verdampingscijfers bekend. De reeks begint op 1 mei 1957, aangenomen is dat voor deze datum geldt $\Sigma\ (N-V-A) = 0$.

Doordat de verdamping gelijk gesteld is aan de E_0-waarden, zoals deze door het K.N.M.I. voor een vrij wateroppervlak worden berekend, geeft de watervoorraadslijn, $\Sigma\ (N-V-A)$, na deze vijf jaren een negatieve waarde aan van 750 mm. Aangenomen moet worden dat de watervoorraadslijn in de loop der jaren om de nullijn blijft schommelen. De werkelijke verdamping $(E_{werk.})$ van een stroomgebied wijkt af van E_0 in een mate onder meer afhankelijk van de vochtvoorziening van de gewassen en van de aard van de begroeiing. De verhouding $E_{werk.}/E_0$ verschilt van jaar tot jaar en naar het jaargetijde. In de winter, wanneer de verdamping klein en de neerslag groter is dan de verdamping, zal $E_{werk.}$ bij benadering gelijk aan E_0 kunnen worden gesteld.

In fig. 41 zijn de $\Sigma\ (N-V-A)$-lijnen opnieuw getekend, maar nu met een aantal correcties op de verdamping:

Lijn 1. In de maanden mei, juni, juli en augustus is $E_{werk.} = 0{,}6\ E_0$ genomen, in de overige maanden gelijk E_0. De $\Sigma\ (N-V-A)$-lijn komt nu na de droge zomer van 1959 bijna niet meer boven het nulniveau van eind april 1957.

Lijn 2. Als lijn 1, maar nu in de zomermaanden $E_{werk.} = 0{,}5\ E_0$. Hierdoor wordt de

Fig. 40 Oude Diep. De verandering in de berging volgens $\Sigma\ (N-V-A)$ waarin $V = E_0$

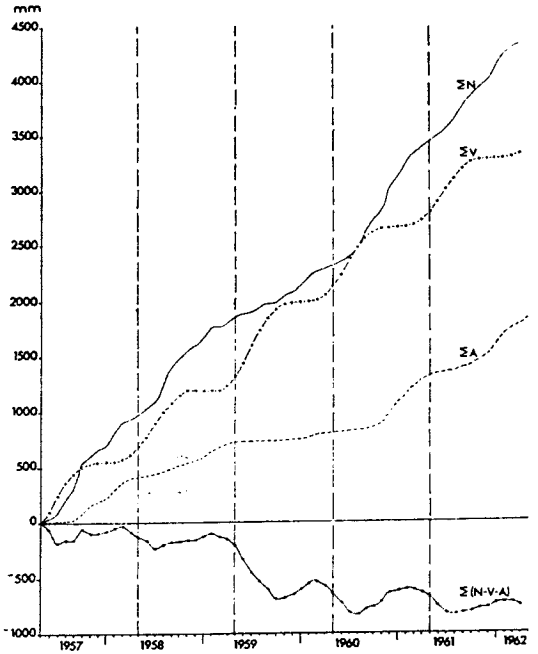


Fig. 40 Oude Diep. The change in storage according to $\Sigma\ (N-V-A)$ in which $V = E_0$

watervoorraadslijn in 1961 en 1962 onwaarschijnlijk hoog; deze daalt in de zomer van 1961 zelfs niet beneden het nul-niveau.

Lijn 3. Hierbij is uitgegaan van de veronderstelling dat in het droge jaar 1959 $E_{werk.}$ ten opzichte van E_0 kleiner is dan in de andere jaren. Door proberen is gevonden dat met $E_{werk.} = 0{,}5\ E_0$ in de zomermaanden van 1959 en $E_{werk.} = 0{,}8\ E_0$ in die van andere jaren de watervoorraadslijn om de nullijn blijft fluctueren. Behalve de zomer van 1959 zijn ook de winter van 1959/60 en het voorjaar van 1960 aan de droge kant geweest. Lijn 3 is daarom berekend met $E_{werk.} = 0{,}8\ E_0$ in de maanden maart t/m oktober, 0,6 E_0 in de maanden maart 1959 t/m juni 1960 en 1,0 E_0 in de overige maanden.

Een controle op de aldus berekende watervoorraadslijn kan worden gevonden in de grondwaterstandsfluctuaties in het gebied. Deze zijn echter van het Oude Diep niet bekend. Een indruk van de hoeveelheden geborgen water kan worden verkregen uit grondwaterstandswaarnemingen in overeenkomstige gebieden onder ongeveer dezelfde klimaatsomstandigheden.

Hiervoor is gebruik gemaakt van gegevens van het Archief van Grondwaterstanden T.N.O. Een selectie werd gemaakt naar grondwaterstandsbuizen, die niet in een uitgesproken laag of hoog gebied staan. De gemiddelde grondwaterstandslijn zoals deze in fig. 41 is weergegeven, is gebaseerd op vier waarnemingen per jaar in vijftien buizen. Hiervan staan er drie in het stroomgebied van het Oude Diep en twaalf in de omgeving van Westerbork en Beilen. De ontwateringsbasis behorende bij deze grondwaterstan-

Fig. 41 Oude Diep. De verandering in de berging volgens Σ (N–V–A), berekend voor verschillende verhoudingen van V en E_0. Voor lijn 1 en 2: V/E_0 is 0,6 resp. 0,5 in de maanden mei, juni, juli en augustus en 1,0 in de overige maanden. Voor lijn 3: V/E_0 is 0,8 in de maanden maart t/m oktober, 0,6 van maart 1959 t/m juni 1960 en 1,0 in de overige maanden. In het bovenste deel van de grafiek is het gemiddelde verloop van de grondwaterstanden weergegeven, gemeten in buizen in en in de omgeving van het stroomgebied.

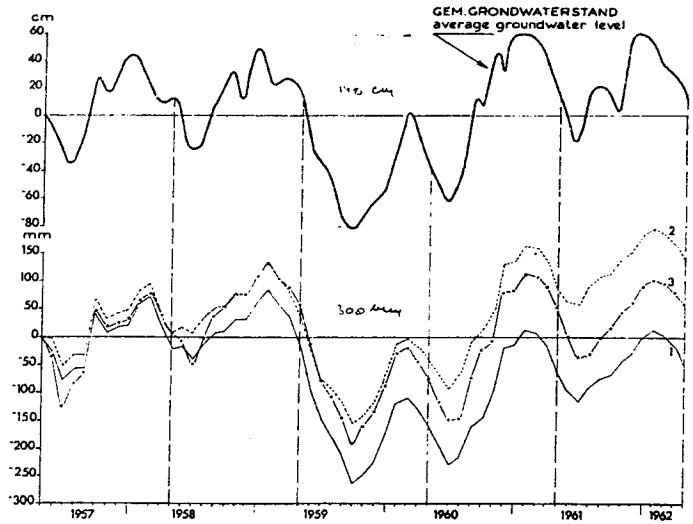


Fig. 41 Oude Diep. The change in storage according to Σ (N–V–A), calculated for various ratios of V and E_0. For line 1 and 2: V/E_0 is 0.6 resp. 0.5 in the months of May, June, July and August and 1.0 in the remaining months. For line 3: V/E_0 is 0.8 in the months of March up to and including October, 0.6 from March 1959 up to and including June 1960 and 1.0 in the remaining months. The average pattern of the groundwater fluctuation is shown in the upper part of the graph, measured at points within and in the environment of the small river basin.

den varieert van 0,50–0,90 m —mv. De tussenstanden zijn afgeleid uit 14-daagse waarnemingen in zeven zogenaamde stambuizen van het eerdergenoemde archief, die ook in de omgeving van Westerbork en Beilen staan.

De veranderingen in de op deze wijze berekende grondwaterstanden komen zeer goed overeen met die in de watervoorraad volgens lijn 3. Dit is ook het geval voor de fluctuaties ten opzichte van het op eind april 1957 aangenomen nulniveau.

In de hier opgestelde waterbalans van het Oude Diep is geen rekening gehouden met inzijgingsverliezen. Zo lang de werkelijke verdamping in de zomermaanden niet nauwkeuriger kan worden vastgesteld hebben veronderstellingen over de grootte van het inzijgingsverlies weinig zin.

5.6.5 Samenvatting

Voor het Oude Diep is als afvoerkarakteristiek afgeleid 30 à 40% *j* 4,5 *8u* + 0 tot 30% *j* 1 of 1,5 *8u* + een constante basisafvoer van ca. 0,2 à 0,3 mm/*8u*. Vanaf het moment dat de afvoer op de neerslag reageert, geldt voor de snelle afvoer 30 à 40% *j* 4,5 *8u*. In de loop van de winter, bij groter worden van de neerslagsom, neemt het berekende percentage snelle afvoer in neerslagrijke perioden toe tot een maximum van 60%. Dit maximum blijkt overeen te komen met het percentage van de oppervlakte ingenomen door de C.O.L.N.-klassen (0–20) + (20–40) + ½(40–70). Voor het deel van de snelle afvoer groter dan 30 à 40% is de bijbehorende reservoircoëfficiënt 1 of 1,5 *8u*.

Uit de gebiedsgegevens betreffende grondsoort, helling en hydrologische ontsluiting blijkt dat 30 à 40% *j* 4,5 *8u* in de afvoerkarakteristiek overeenkomt met het percentage van voorkomen van de meer vlak gelegen gebieden. Aangenomen moet worden dat toename van de neerslag tot gevolg heeft dat ook hoger gelegen gebieden tot de snelle afvoer bijdragen. Door de steile helling van deze gebieden en het veelal aanwezig zijn van keileem op geringe diepte, verloopt het afvoerproces daar sneller en wel met *j* 1 of 1,5 *8u*. In de keileemgebieden komt oppervlakkige afvoer ook bij geringe neerslag reeds voor, maar de uitgevoerde analyse lijkt aan te geven dat de eerste neerslag ter plaatse geborgen wordt of sterk vertraagd tot afstroming komt als gevolg van een slechte ontwatering en afwatering.

Uit de aan de hand van dagintervallen berekende afvoeren blijkt geen principieel andere afvoerkarakteristiek te worden afgeleid dan wanneer de berekening wordt uitgevoerd met intervallen van acht uur. Wel wordt bij deze methode een minder nauwkeurige weergave van het werkelijke afvoerverloop verkregen en is de kans groot dat, juist voor de benadering van toppen, het percentage snelle afvoer iets groter wordt genomen dan bij berekeningen met intervallen van acht uur.

Tenslotte is over de jaren 1957 tot 1962 de verandering in de berging berekend aan de hand van maandcijfers van neerslag, verdamping en afvoer. De berekende verandering in berging blijkt goed overeen te komen met het over dezelfde periode gemeten grondwaterstandsverloop, wanneer voor de werkelijke verdamping 0,8 E_0 in de maanden maart t/m oktober, 0,6 E_0 in de maanden maart 1959 t/m juni 1960 en 1, 0 E_0 in de overige maanden wordt genomen.

5.7 De Middensloot

5.7.1 Beschrijving van het gebied

Het gebied van de Middensloot, groot 3150 ha, is een onderdeel van het stroomgebied van de Regge. Het is gelegen tussen Oldenzaal en het kanaal Almelo-Nordhorn, zie voor de situatieschets fig. 42. De continu geregistreerde afvoeren op drie meetpunten van de beek zijn ons ter beschikking gesteld door het Waterschap 'De Regge'. De hier volgende afvoerberekeningen hebben betrekking op neerslagrijke perioden

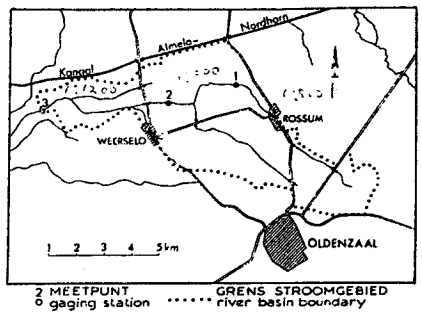


Fig. 42 Situatieschets van het stroomgebied van de Middensloot. Meetpunten: 1 Rossum, 2 Weerselo en 3 Strootmansbrug

Fig. 42 Location plan of the small river basin of the Middensloot. Stations: 1 Rossum, 2 Weerselo and 3 Strootmansbrug

gedurende de winters van 1960 tot 1964. Als aanvullend onderzoek zijn in de herfst van 1961 op 36 plaatsen in het stroomgebied dagelijks de grondwaterstanden opgenomen.

De Middensloot ontspringt even ten noordoosten van Oldenzaal in een hoog gelegen sterk hellend gebied, waar gleyleemgronden op tertiaire leem voorkomen. De beek loopt daarna door een betrekkelijk smal dal tot aan het eerste meetpunt Rossum, met een afstromende oppervlakte van 510 ha. De natuurlijke helling van de beek boven Rossum is ongeveer 4 m per km.

Naar het volgende meetpunt Weerselo neemt de terreinhelling af. Deze afname zet zich voort tot het laatste meetpunt Strootmansbrug. De stroomgebieden boven Weerselo en Strootmansbrug omvatten 1950 resp. 3150 ha.

Tussen de laatstgenoemde meetpunten is de terreinhelling dwars op de beek veel minder groot. Hier wordt in het algemeen een sterk geaccidenteerd terrein aangetroffen, waar de leidingen diep zijn ingesneden. Langs de beek komen venige beekbezinkingsgronden voor; de hogere terreingedeelten bestaan uit lage boszandgronden, die soms leemhoudend zijn, met daar tussen enkele complexen oude zandbouwlandgronden.

Het ontwateringssysteem in dit gebied is zeer onregelmatig. Sloten komen voornamelijk voor in de lage terreingedeelten. Deze staan in goede verbinding met de leidingen. Vele percelen hebben een aanvullende ontwatering door middel van ondiepe sloten en greppels. De leidingen en de beek zelf zijn verbeterd en goed onderhouden.

5.7.2 Het afvoerverloop

De voor de afvoerberekening benodigde regencijfers zijn ontleend aan een door het waterschap De Regge te Rossum opgestelde pluviograaf. De dagsommen van het pluviogram komen tijdens de te berekenen perioden goed overeen met die van de K.N.M.I.-stations Oldenzaal en Weerselo. Een uitzondering daarop vormt de laatste geanalyseerde periode, 15/11 tot 24/11 1963, toen de pluviograaf te Weerselo stond en de geregistreerde neerslag meestal kleiner was dan die welke gemeten is op de genoemde K.N.M.I.-stations. Voor deze periode zijn de gemiddelden genomen van de te

Oldenzaal en Weerselo opgevangen neerslaghoeveelheden. Overeenkomstig hetgeen op pag. 57 is besproken ten aanzien van de verdeling van de intervallen is in de periode van 15/11 tot 9/12 1960 een correctie op de neerslagverdeling toegepast door het 32e en 33e interval vier uur naar links te verschuiven.

De afvoeren zijn berekend met intervallen van acht uur. In het volgende wordt per meetpunt een overzicht gegeven van de berekende afvoerkarakteristieken. Alleen van enkele belangrijke afvoerperioden zijn het gemeten en het berekende afvoerverloop in figuren weergegeven.

Meetpunt Rossum

Het verband tussen waterstand en afvoer van de vaste stuw ter plaatse van het meetpunt is bepaald aan de hand van tien metingen, waarvan de hoogste overeenkomt met een afvoer van 8 mm/8 uur. Op logarithmische schaal liggen de punten vrijwel op een rechte lijn.

Op het meetpunt Rossum reageert de afvoer zeer snel op de neerslag. De voor de afvoerkarakteristiek berekende *j*-waarde varieert tussen 1 en 1,5 *8u*. Omdat de afvoer iets feller reageert dan op het volgende meetpunt Weerselo, waar *j* 1,5 *8u* het afvoerverloop bepaalt, wordt voor Rossum de voorkeur gegeven aan *j* 1 *8u*.

In de loop van de periode van 15/11 tot 9/12 1960 (fig. 43a) neemt een steeds groter percentage van het gebied aan de snelle afvoer deel. De afvoerkarakteristieken over de intervallen 1 tot 30, 31 tot 53 en 54 tot 72 luiden achtereenvolgens: 30, 40 en 50% *j* 1 *8u* + 0,5 mm/*8u*. Tijdens de laatste zeer hoge afvoertop op 4 en 5 december treden ten opzichte van de berekende afvoer een duidelijke verschuiving en enige afvlakking van de gemeten afvoer op. De indruk wordt verkregen dat gedurende deze top twee in serie geschakelde systemen het afvoerverloop bepalen. Bekend is dat op 4 en 5 december ten zuiden van de plaats Rossum inundaties zijn voorgekomen, die naar schatting 5 tot 10 uur hebben geduurd.

Van 17/10 tot 29/10 1961 stemt een afvoer berekend met 40% *j* 1 *8u* + 0,2 mm/*8u* goed overeen met de gemeten afvoer. Het afvoerverloop in de daarop volgende periode van 27/11 tot 15/12 1961 is weergegeven in fig. 43b, waarvoor als afvoerkarakteristiek 50% *j* 1 *8u* + 0,5 mm/*8u* is afgeleid.

In het najaar van 1962 en in de daarop volgende winter is zeer weinig regen gevallen. Alleen van 14/12 tot 17/12 1962 kwam een duidelijke, zij het kleine, top in het afvoerverloop voor. Deze is weer te geven met 20% *j* 1 *8u* + 0,25 mm/*8u*.

Ook gedurende de herfst van 1963 kwam slechts één top in aanmerking voor het vaststellen van de afvoerkarakteristiek. Het afvoerverloop van 15/11 tot 24/11 1963 bleek beter te kunnen worden weergegeven met *j* 1,5 *8u* dan met *j* 1 *8u*, en wel volgens 40% *j* 1,5 *8u* + 0,5 mm/*8u* (fig. 43c).

Meetpunt Weerselo

Op het meetpunt Weerselo zijn afvoeren en waterstanden bij een vaste stuw gemeten. De stuw overstroomt echter bij een afvoer groter dan 5 mm/8 uur; de *Q-h* lijn bij die *Q*-waarde vertoont een knik. Tijdens overstroming van de stuw zijn slechts twee me-

tingen voor de *Q-h* lijn verricht, nl. bij afvoeren van 5,5 en 7,2 mm/8 uur. Voor het bepalen van de afvoertop op 4 en 5 december 1960 moest de *Q-h* lijn sterk geëxtrapoleerd worden. Om deze reden is de gemeten top in fig 44a boven 7 mm/8 uur met een onderbroken lijn aangegeven.

Evenals op het meetpunt Rossum neemt het percentage snelle afvoer in de loop van de periode van 15/11 tot 9/12 1960 toe. De afvoerkarakteristieken over de intervallen 1 tot 30, 31 tot 53 en 54 tot 72 luiden achtereenvolgens: 35, 50 en 60% *j* 1,5 *8u* + 0,4 mm/*8u* (zie fig. 44a). De invloed van de bij het meetpunt Rossum genoemde inundaties op 4 en 5 december is in het afvoerverloop van Weerselo nog enigszins merkbaar.

Voor de periode van 17/10 tot 29/10 1961 is als afvoerkarakteristiek 40% *j* 1,5 *8u* + 0,3 mm/*8u* gevonden en voor de periode van 27/11 tot 15/12 1961 (fig. 44b) 60% *j* 1,5 *8u* + 0,4 mm/*8u*.

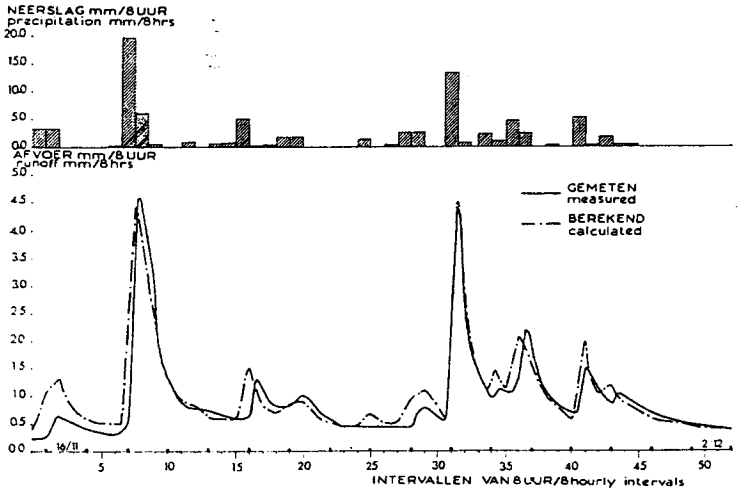
De afvoeren van 14/12 tot 17/12 1962 blijken te beantwoorden aan 25% *j* 1,5 *8u* + 0,25 mm/*8u*. In de herfst van 1963 zijn te Weerselo geen waterstanden geregistreerd.

Meetpunt Strootmansbrug

Op het meetpunt Strootmansbrug zijn de afvoeren ten behoeve van het *Q-h* verband gemeten in een profiel met vrije doorstroming. Het verband tussen afvoer, hoogste gemeten waarde bedraagt 3,7 mm/8 uur, en waterstand blijkt op logarithmische schaal goed door een rechte lijn te kunnen worden weergegeven.

Fig. 43a Meetpunt Rossum. Het afvoerverloop in de periode van 15/11 tot 9/12 1960. Berekende afvoeren: 30% (intervallen 1–30), 40% (intervallen 31–53) en 50% (intervallen 54–72) j 1 8u + *0,5 mm/*8u

Fig. 43a Rossum station. Hydrograph in the period 15/11 to 9/12 1960. Calculated runoff: see Dutch text



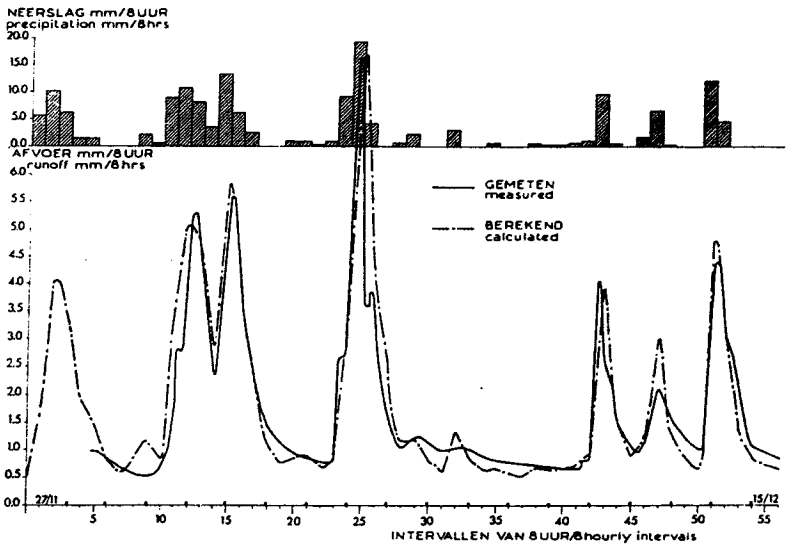


Fig. 43b Meetpunt Rossum. Het afvoerverloop in de periode van 27/11 tot 15/12 1961. Berekende afvoeren: 50% j 1 8u + *0,5 mm/*8u

Fig. 43b Rossum station. Hydrograph in the period 27/11 to 15/12 1961. Calculated runoff: see Dutch text

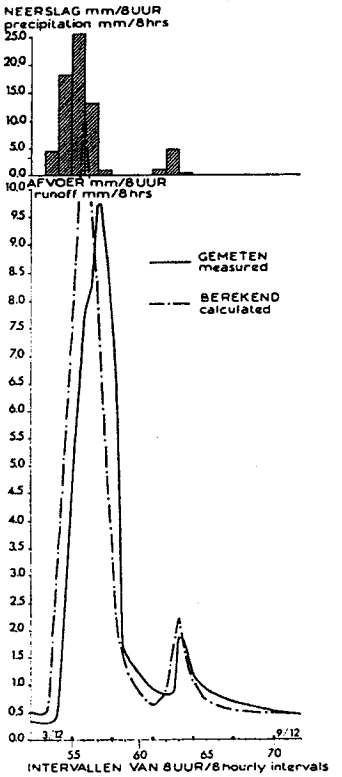


Fig. 43a vervolg/continued

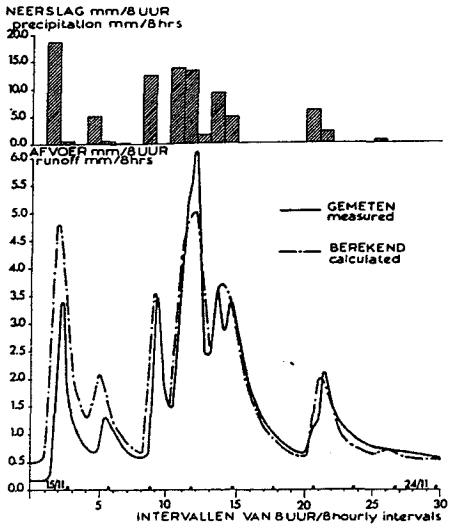


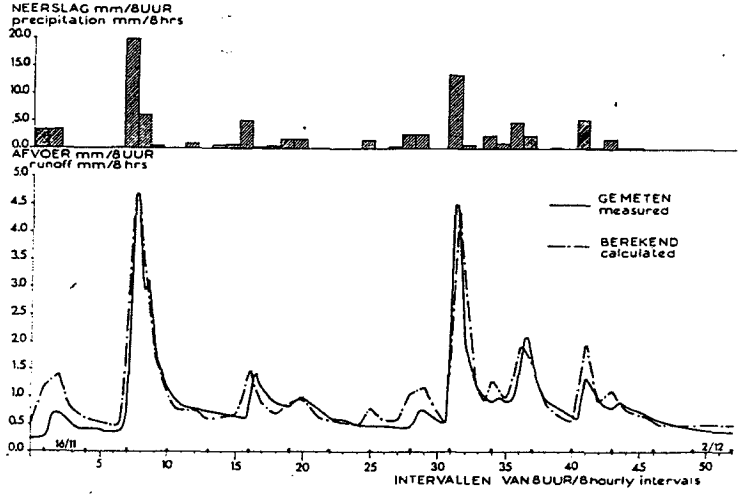
Fig. 43c Meetpunt Rossum. Het afvoerverloop in de periode van 15/11 tot 24/11 1963. Berekende afvoeren:
40% j 1,5 8u + *0,5 mm*/8u

Fig. 43c Rossum station. Hydrograph in the period 15/11 to 24/11 1963. Calculated runoff: see Dutch text

De afvoer reageert bij Strootmansbrug minder snel op de neerslag dan bij Rossum en Weerselo. Bovendien worden bij hoge afvoeren de toppen afgevlakt. Wanneer gelet wordt op het afvoervolume en op de snelheid waarmee de afvoer na een top af-

*Fig. 44a Meetpunt Weerselo. Het afvoerverloop in de periode van 15/11 tot 9/12 1960. Afvoeren groter dan 7 mm/*8u *zijn vastgesteld door extrapolatie van de Q–h lijn en zijn daarom met een streeplijn weergegeven. Berekende afvoeren:*
35% (intervallen 1–30), 50% (intervallen 31–53) en 60% (intervallen 54–72) j 1,5 8u + *0,4 mm*/8u.

*Fig. 44a Weerselo station. Hydrograph in the period 15/11 to 9/12 1960. Runoff values larger than 7 mm/*8hrs *(dotted line) were determined by extrapolation of the Q–h line. Calculated runoff: see Dutch text*



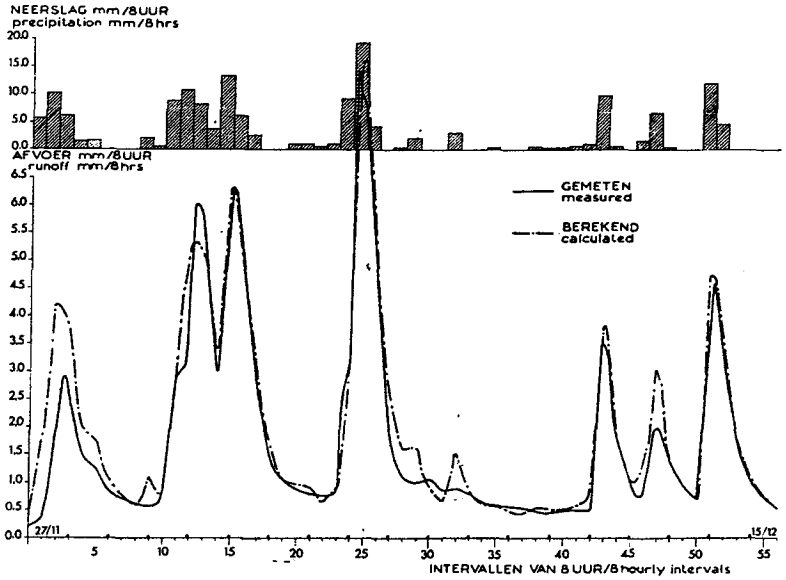


Fig. 44b Meetpunt Weerselo. Het afvoerverloop in de periode van 27/11 tot 15/12 1961. Berekende afvoeren:
60% j 1,5 8u + *0,4 mm*/8u

Fig. 44b Weerselo station. Hydrograph during the period 27/11 to 15/12 1961. Calculated runoff: see Dutch text

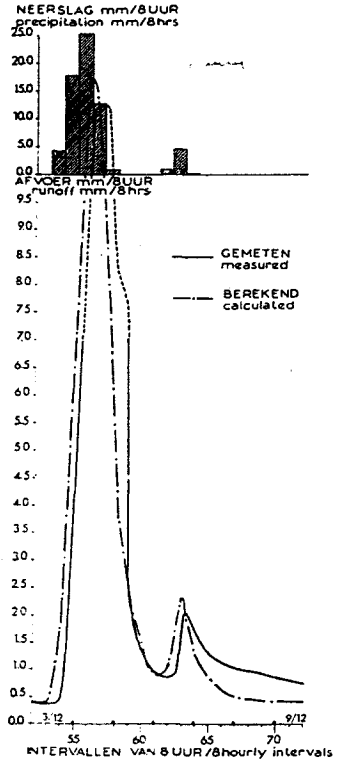


Fig. 44a vervolg/continued

Fig. 45a Meetpunt Strootmansbrug. Het afvoerverloop in de periode van 27/11 tot 15/12 1961. Berekende afvoeren:
(1) 70% j 3 8u + 0,4 mm/8u, (2) 40% j 1,5 8u + 30% j 4,5 8u + 0,4 mm/8u.

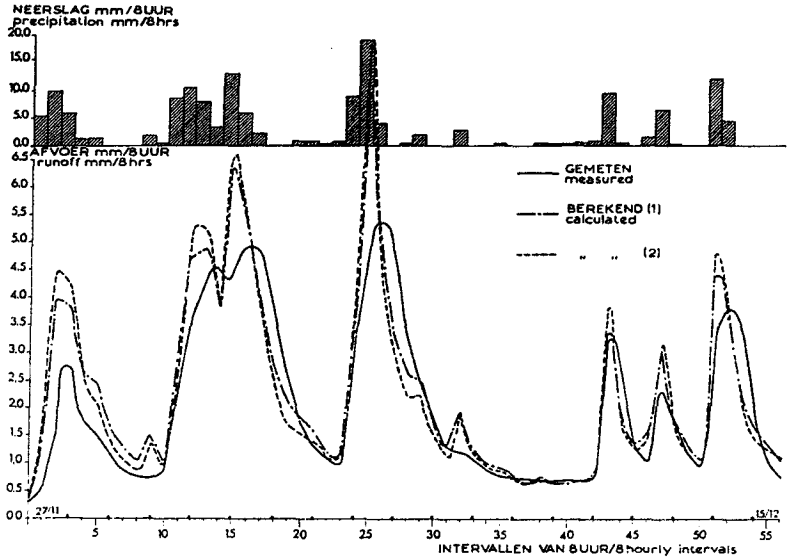


Fig. 45a Strootmansbrug station. Hydrograph during the period 27/11 to 15/12 1961. Calculated runoff: see Dutch text

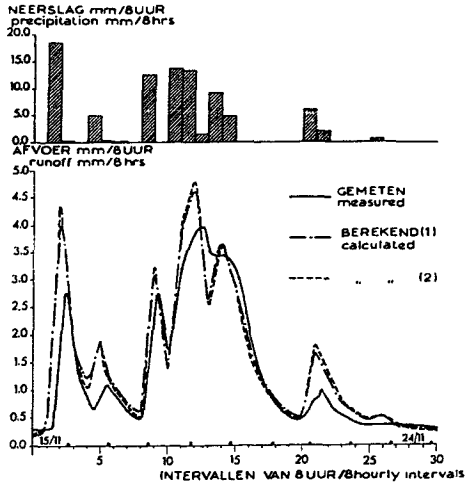
neemt, dan blijkt een *j*-waarde 3 *8u* in de meeste gevallen de beste benadering voor het snelle afvoerproces te geven. Een nagenoeg gelijk resultaat wordt verkregen met *j* 1,5 *8u* + *j* 4,5 *8u*, waarbij het aandeel van de afvoer volgens *j* 1,5 *8u* overeenkomt met de voor deze *j*-waarde op het meetpunt Weerselo afgeleide oppervlakte.

Gedurende de winter van 1960/61 werden te Strootmansbrug nog geen afvoeren gemeten. De gemeten en berekende afvoerverlopen van 27/11 tot 15/12 1961 zijn weergegeven in fig. 45a, met als afvoerkarakteristieken: 70% *j* 3 *8u* + 0,4 mm/*8u* en 40% *j* 1,5 *8u* + 30% *j* 4,5 *8u* + 0,4 mm/*8u*. De gemeten afvoeren stijgen langzamer dan de berekende. Aangezien het begin van de stijging vrijwel samenvalt met het begin van de neerslag, is er geen duidelijke translatie in het afvoerverloop aanwezig. De sterke afvlakking van de toppen dient dan ook in de eerste plaats te worden toegeschreven aan inundaties, die op korte afstand boven het meetpunt voorkwamen.

Voor de periode van 17/10 tot 29/10 1961 is als afvoerkarakteristiek gevonden 50% *j* 3 *8u* + 0,3 mm/*8u* en voor de periode van 14/12 tot 17/12 1962 30% *j* 3 *8u* + 0,2 mm/*8 u*. Het afvoerverloop van 15/11 tot 24/11 1963 is weergegeven in fig. 45b en berekend met 45% *j* 2,4 *8u* + 0,2 mm/*8u* en 30% *j* 1,5 *8u* + 15% *j* 4,5 *8u* + 0,2 mm/*8u*.

Tabel 18 geeft een samenvatting van de afgeleide afvoerkarakteristieken. Daarbij is aangegeven de vanaf 1 oktober tot de betreffende periode gesommeerde neerslag. Bij toename van de neerslagsom worden in het algemeen het percentage voor de snelle

Fig. 45b Meetpunt Strootmansbrug. Het afvoerverloop in de periode van 15/11 tot 24/11 1963. Berekende afvoeren:
(1) 45% j 2,4 8u + 0,2 mm/8u, (2) 30% j 1,5 8u + 15% j 4,5 8u + 0,2 mm/8u
Fig. 45b Strootmansbrug station. Hydrograph in the period 15/11 to 24/11 1963. Calculated runoff: see Dutch text



afvoer en de basisafvoer groter, terwijl de reservoircoëfficiënt in de verschillende perioden per meetpunt nagenoeg constant is. Het blijkt echter wederom niet mogelijk te zijn een duidelijk verband tussen de neerslagsom en de grootte van het percentage voor de snelle afvoer respectievelijk basisafvoer vast te stellen.

De toename van de *j*-waarde voor achtereenvolgens de meetpunten Rossum, Weerselo en Strootmansbrug gaat samen met een afname van de gemiddelde terreinhelling van de bijbehorende stroomgebieden. De *j*-waarde 4,5 *8u*, die volgens de op pag. 134 besproken afvoerkarakteristiek aan een deel van het gebied tussen de meet-

Tabel 18 De voor de meetpunten van de Middensloot voor een aantal perioden afgeleide afvoerkarakteristieken, weergegeven in het percentage voor de snelle afvoer (a), de j-waarde in 8 uur (b) en de basisafvoer in mm/8 uur (c). Tevens is vermeld de vanaf 1 oktober tot de betreffende periode gesommeerde neerslag in mm (ΣN)

Perioden *periods*	ΣN vanaf 1/10 *ΣN from 1/10*	Meetpunten / *gaging stations* Rossum (a)	(b)	(c)	Weerselo (a)	(b)	(c)	Strootmansbrug (a)	(b)	(c)
15/11–9/12 1960										
interval 1–30	138	30	1	0,5	35	1,5	0.4	–	–	–
interval 31–53	196	40	1	0,5	50	1,5	0.4	–	–	–
interval 54–72	221	50	1	0,5	60	1,5	0.4	–	–	–
17/10–29/10 1961	59	40	1	0,2	40	1,5	0.3	50	3	0.3
27/11–15/12 1961	183	50	1	0,5	60	1,5	0.4	70	3	0.4
14/12–17/12 1962	82	20	1	0,25	25	1,5	0,25	30	3	0.2
15/11–24/11 1963	138	40	1,5	0,5	–	–	–	45	2,4	0.2

Table 18 Runoff characteristics derived for the Middensloot stations for a number of periods, given in the percentage for short-period runoff (a), the j-value in 8 hours (b) and the base flow in mm/8hrs (c). The precipitation in mm (ΣN) from 1 October to the period in question is also given

punten Weerselo en Strootmansbrug toegekend zou kunnen worden, zou zijn verklaring kunnen vinden in de meer vlakke ligging van dat gebied.

Bij de toegepaste analyse zijn geen duidelijke translaties in het afvoerverloop merkbaar. Vermoedelijk is, evenals bij het Oude Diep (5.6), door het grote verhang met name in de hoofdstroom, het reservoireffect van de leidingen gering.

Het in de natte herfst van 1961 berekende hoogste percentage snelle afvoer is gelijk aan dat van begin december 1960, toen op 4 en 5 december te Weerselo 54,5 en 13,5 mm werd afgetapt, terwijl er voordien in november reeds veel regen gevallen was. Evenals bij het Oude Diep, mag worden aangenomen dat deze percentages vrijwel het maximum aangeven van het gebied waarin de neerslag, onder omstandigheden van grote afvoer, snel tot afstroming komt.

5.7.3 Indeling van het gebied

Gebieden met onderlinge verschillen in hydrologische ontsluiting zijn in de Middensloot veel moeilijker te herkennen en te groeperen dan in de Drentse stroomgebieden. Het bleek niet mogelijk te zijn om door middel van een topografische verkenning tot een verantwoorde indeling van het gebied te komen. Daarvoor is het patroon van de sloten en de spreiding van de detailontwatering in het gebied te grillig. Houtwallen en kleine boscomplexen beletten het verkrijgen van een goed overzicht van het gebied. Ook bij de grondwaterstandsopnamen van herfst 1961 was het niet mogelijk in dit heuvelachtige terrein per grondwaterstandsbuis of per groep van buizen een daarbij behorende oppervlakte vast te stellen.

Aan de hand van luchtfoto's en topografische kaarten (schaal 1:25.000) is getracht de oppervlakte te bepalen van het gebied waarin sloten en greppels voorkomen. Het stroomgebied boven Rossum is volgens deze methode niet goed in te delen. Dit geldt eveneens ten aanzien van indeling volgens de C.O.L.N.kaart-wintertoestand. De verschillende indelingen naar hydrologische ontsluiting zijn alleen voor het stroomgebied behorende tot het meetpunt Strootmansbrug vastgesteld. De hierin opgenomen oppervlakte van het gebied boven Rossum is dan relatief te klein om een grote fout in de indeling van het gebied boven Strootmansbrug te veroorzaken.

Het aandeel van het gebied met sloten en greppels in het stroomgebied behorende tot het meetpunt Strootmansbrug blijkt overeen te komen met het voor dit meetpunt vastgestelde maximum percentage voor de snelle afvoer. De methode van indeling is echter te onnauwkeurig om aan de gevonden overeenstemming veel waarde te kunnen hechten.

Volgens de C.O.L.N.kaart komen er in het gehele stroomgebied zeer hoge winterwaterstanden voor. Uit de in tabel 19 gegeven indeling blijkt, dat van het stroomgebied bij Strootmansbrug 81,5% behoort tot de klassen (0–20), (20–40) en $^1/_2$(40–70), terwijl het aldaar berekende maximum afvoerpercentage 70% is. In vergelijking met de Drentse stroomgebieden is er dus een verschil in interpretatie van de C.O.L.N.-gegevens ten aanzien van de vaststelling van de maximum oppervlakte, die aan de snelle afvoer bijdraagt.

Tabel 19 Indeling van het 3150 ha grote gebied van de Middensloot volgens de C.O.L.N.kaart-wintertoestand

Klasse in cm —mv *class in cm below surface*	Oppervlakte in ha *area in ha*	Percentage
0–20	810	26
20–40	1540	49
40–70	420	13
> 70	380	12

Table 19 The classification of the Middensloot basin (3150 ha), according to the C.O.L.N. map winter situation

Ter nadere verklaring kan het volgende worden opgemerkt. Kenmerkend voor een groot deel van het stroomgebied van de Middensloot zijn de daarin voorkomende onregelmatig gevormde percelen, die begrensd worden door sloten en waarop langs de randen een detailontwatering door middel van greppels is aangebracht. De detailontwatering van deze vaak hellende gronden veroorzaakt een snelle afvoer, terwijl de middelste delen van de percelen veel langzamer ontwateren. In het midden van de percelen is de grondwateraccumulatie zodanig, dat deze terreingedeelten te beschouwen zijn als hoog gebied waarin weliswaar de waterstanden tot dicht bij het maaiveld kunnen stijgen zonder dat echter de noodzaak tot versnelde afvoer aanwezig is. Een overeenkomstige situatie werd aangetroffen in het stroomgebied van Holsloot (5.5), waar ook een gebied voorkomt met hoge C.O.L.N.-waterstanden, doch waar zichtbare afwatering ontbreekt.

5.7.4 Het grondwaterstandsverloop

Het grondwaterstandsverloop van 16 oktober tot 18 december 1961, waargenomen in 36 buizen, is gegroepeerd in vier klassen. De gemiddelde lijn van elke klasse is weergegeven in fig. 46. Er zijn geen waarnemingen in uitgesproken hoge gebieden verricht. Waterstanden tot dicht bij het maaiveld komen veelvuldig voor, met name in groep 1, maar bij langdurige regenval ook in de andere groepen. Het algemene beeld van het grondwaterstandsverloop vertoont veel overeenkomst met dat van de Sleenerstroom.

In het onderste deel van fig. 46 zijn weergegeven de sommatiecurven van de neerslag, verminderd met de verdamping en de afvoer voor de meetpunten Weerselo en Strootmansbrug. Voor de verdamping is weer de voor Dedemsvaart berekende E_0-verdamping genomen. Vergelijkt men de lijnen van de aldus bepaalde verandering in geborgen hoeveelheden met de sterke stijgingen en dalingen van de grondwaterstanden, dan blijkt ook hier luchtinsluiting van invloed te zijn.

Na 26 november, wanneer aangenomen mag worden dat de grond nagenoeg op veldcapaciteit is, wordt er in het bovenstroomse deel, het stroomgebied van Weerselo, een grotere schijf water geborgen dan gemiddeld in het gehele stroomgebied volgens de

Fig. 46 Middensloot, periode van 16/10 tot 20/12 1961. Boven: het verloop van de grondwaterstanden, ingedeeld in vier groepen; onder: de verandering in de berging Σ (N–V–A), berekend met de afvoeren gemeten op de meetpunten Weerselo en Strootmansbrug

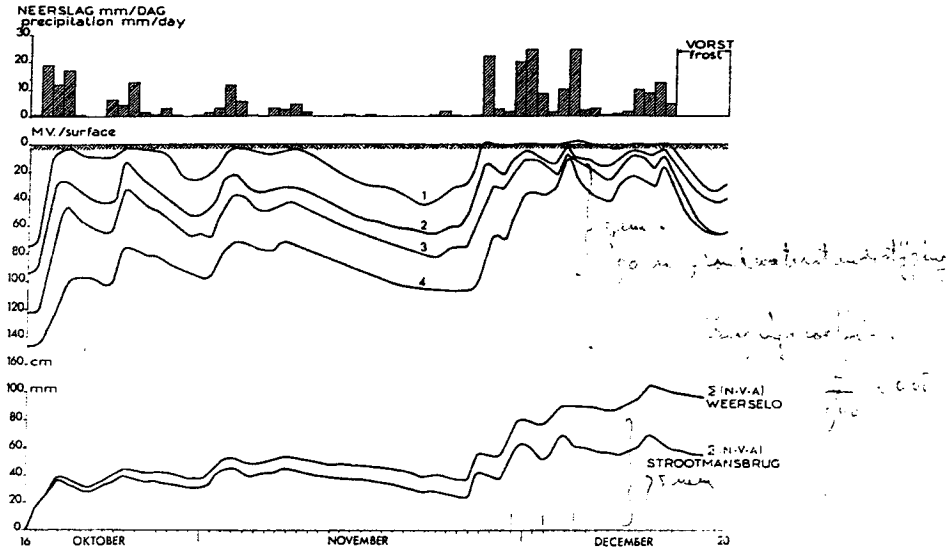


Fig. 46 Middensloot, period 16/10 to 20/12 1961. Above: pattern of groundwater fluctuations divided into four groups; below: the change in storage Σ (N–V–A), calculated from runoff as measured at the Weerselo and Strootmansbrug stations

gegevens van Strootmansbrug. Het percentage snelle afvoer op het laatste meetpunt is in deze periode ook groter dan te Weerselo.

De bergingslijn van Strootmansbrug heeft na 26 november een vlakker verloop dan die van Weerselo. De eerste past meer bij het grondwaterstandsverloop in een vlak gebied waar de waterstanden een maximum in het maaiveld hebben, terwijl de bergingslijn van Weerselo meer behoort tot die van de hoge gronden met diepe grondwaterstanden. Dit is in overeenstemming met het uit de afvoerberekening af te leiden percentage hoge gronden, nl. 40% te Weerselo en nog geen 15% voor het stroomgebied tussen de meetpunten Weerselo en Strootmansbrug.

5.7.5 Samenvatting

Voor de drie meetpunten Rossum, Weerselo en Strootmansbrug blijkt de grootte van de afvoer, onder daarvoor zeer gunstige omstandigheden, achtereenvolgens te kunnen worden berekend met 50% *j* 1 *8u* + 0,5 mm/*8u*, 60% *j* 1,5 *8u* + 0,4 mm/*8u* en 70% *j* 3 *8u* + 0,4 mm/*8u*. Per meetpunt worden de grootten van de basisafvoer en het percentage voor de snelle afvoer overwegend bepaald door de totale hoeveelheid neerslag die in de voorafgaande winterperiode is gevallen.

De waarde van *j* blijkt in de verschillende berekende perioden nagenoeg constant te zijn. Door de grote helling van het gebied is het reservoireffect van de leidingen gering en is er van translatie in het afvoerverloop nauwelijks sprake.

Indeling van het stroomgebied van de Middensloot naar hydrologische ontsluiting is zeer moeilijk. Door de geaccidenteerde ligging van het terrein en het plaatselijk voorkomen van detailontwatering, komen op korte afstanden belangrijke verschillen in hydrologische ontsluiting voor.

Zoals uit een globale indeling van het gebied aan de hand van luchtfoto's en topografische kaarten blijkt, is er voor het gebied van Strootmansbrug een goede overeenstemming tussen het oppervlaktepercentage van het gebied met sloten en het maximum percentage snelle afvoer. De C.O.L.N.-klassen (0–20), (20–40) en $^1/_2$(40–70) beslaan een grotere oppervlakte, vermoedelijk als gevolg van hoge grondwaterstanden in de hogere terreingedeelten, waar evenwel geen sloten voorkomen.

Uit de in fig. 46 weergegeven fluctuaties van de grondwaterstanden blijkt dat in een groot deel van het gebied waterstanden tot in het maaiveld kunnen voorkomen. Het algemene beeld van deze fluctuaties komt overeen met de over dezelfde periode gemeten grondwaterstandsveranderingen in de Sleenerstroom. In beide gebieden lijken luchtinsluitingen de stijging en de daling van de grondwaterstanden te beïnvloeden.

5.8 De Ruiner Aa en de Lunterse Beek

Ter uitbreiding van het materiaal over de belangrijke neerslagperiode van december 1961 zijn in het onderzoek ook nog de gegevens van de Ruiner Aa en de Lunterse Beek betrokken. Bij de afvoeranalyse van deze gebieden doet zich het bezwaar voor dat de vastgestelde *Q-h* lijnen vrij sterk moeten worden geëxtrapoleerd om de hoge afvoeren te kunnen afleiden.

5.8.1 Beschrijving van de gebieden

Het stroomgebied van de Ruiner Aa omvat het ten oosten van Ruinen gelegen, bovenstroomse deel van het stroomgebied van de Wold Aa. Het gebied grenst aan dat van het in 5.6 besproken Oude Diep, zie voor de situatieschets fig. 37. Bodemgesteldheid en terreinhelling van beide gebieden komen in grote trekken overeen. De gronden in het gebied van de Ruiner Aa zijn in hoofdzaak zwaklemig fijnzandig. Op veel plaatsen komt tussen 0,60 tot 1,25 m beneden het maaiveld keileem voor. Evenals in het Oude Diep zijn in de Ruiner Aa de hoofdstroom en de zijleidingen verbeterd en goed onderhouden. De ontwatering van de percelen is echter in het algemeen slecht. De oppervlakte van het stroomgebied bedraagt 5530 ha.

De Lunterse Beek ligt in de Gelderse Vallei, zie voor de situatieschets fig. 47. De afvoeren zijn gemeten op een punt gelegen op ongeveer 500 m voor de uitmonding van de

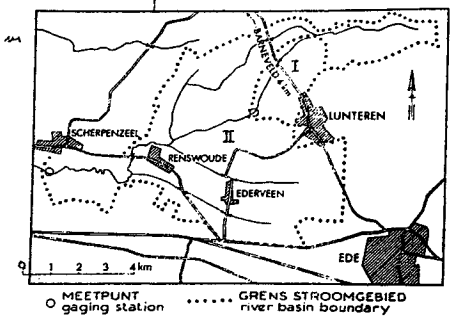


Fig. 47 Situatieschets van het stroomgebied van de Lunterse Beek (I + II) en van de Overwoudse Beek (I)

Fig. 47 Location plan of the small river basin of the Lunterse Beek (I + II) and of the Overwoudse Beek (I)

Lunterse Beek in het Valleikanaal. Het stroomgebied omvat 5740 ha. Daarnaast zijn afvoergegevens bekend van een onderdeel van dit gebied, de Overwoudse Beek, met een oppervlakte van 575 ha. De begrenzing van de hierboven en in fig. 47 aangegeven oppervlakte is bepaald door de gebieden met zichtbare afwatering. De hoge gronden, die, tot de Veluwe behoren, zijn buiten beschouwing gelaten. Volgens BON (mondelinge mededeling) moet nog ongeveer 350 ha van de Veluwe tot het stroomgebied van de Overwoudse Beek en ongeveer 1500 ha tot dat van de Lunterse Beek worden gerekend.

In het terrein wisselen hogere en lagere gronden elkaar in een onregelmatig patroon af met uitzondering van een gebied bij Ederveen, dat een vlakke ligging heeft. De lage terreingedeelten bestaan overwegend uit zwaklemig tot lemig fijn zand, terwijl de hoger gelegen gronden niet lemig tot zwaklemig zand omvatten.

De hoofdleidingen van de Overwoudse Beek en de Lunterse Beek zijn verbeterd. Door kwel vanuit de Veluwe en door ondiepe ontwatering zijn de grondwaterstanden hoog, ook in een droge periode in de winter. Met uitzondering van enkele hoge terreingedeelten komen overal sloten en greppels voor.

5.8.2 Het afvoerverloop en de indeling van het gebied

De Ruiner Aa

Gegevens over afvoeren en waterstanden van de stuw ter plaatse van het meetpunt in de Ruiner Aa zijn ons ter beschikking gesteld door de Dienst Waterhuishouding van de Rijkswaterstaat. De *Q-h* lijn is vastgesteld aan de hand van zes metingen, met als hoogste afvoer 2,5 mm/8 uur. Voor het vaststellen van de afvoeren in de beschouwde periode moet de *Q-h* lijn van de stuw worden geëxtrapoleerd tot een afvoer van 4 mm/8 uur. Aangenomen is dat deze extrapolatie rechtlijnig kan geschieden.

In de periode van 27/11 tot 15/12 1961 zijn de waterstanden één maal per dag opgenomen. Het in fig. 48 weergegeven afvoerverloop is door de uit deze waterstanden afgeleide afvoeren geschetst. Daarbij is enigszins rekening gehouden met het verloop van de afvoeren, zoals dit volgde uit de continu geregistreerde waterstanden van het meetpunt Oude Diep. Voor vier van de vijf afvoertoppen zijn de gemeten punten aangehou-

Fig. 48 Meetpunt Ruiner Aa. Het afvoerverloop in de periode van 27/11 tot 15/12 1961. Berekende afvoeren:
50% j 3 8u + 0,4 mm/8u (intervallen 1–40) en 50% j 3 8u + 0,6 mm/8u (intervallen 41–56)

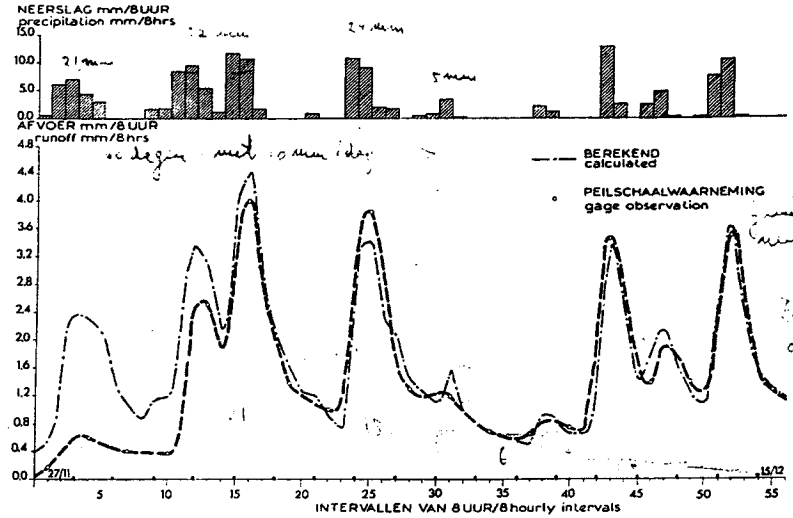


Fig. 48 Ruiner Aa station. Hydrograph during the period 27/11 to 15/12 1961. Calculated runoff: see Dutch text

den, omdat de bijbehorende waterstanden zijn opgenomen op het eind van een periode met hoge regenintensiteit.

Voor de neerslag is het gemiddelde van de dagsommen van Hoogeveen en Dwingeloo genomen. Deze zijn verdeeld over intervallen van acht uur aan de hand van het te Ruinen opgenomen pluviogram.

Zoals uit fig. 48 blijkt, wordt het gemeten afvoerverloop goed weergegeven met 50% *j* 3 *8u* + 0,4 mm/*8u* voor de intervallen 1 tot 40 en 50% *j* 3 *8u* + 0,6 mm/*8u* voor de intervallen 41 tot 56, zonder dat daarbij een verschuiving in de tijd behoeft te worden toegepast. De reservoircoëfficiënt van de snelle afvoer komt overeen met die welke voor het Oude Diep goed bleek te voldoen. Van het laatstgenoemde gebied bleek het afvoerverloop nog beter te kunnen worden berekend met een combinatie van *j* 4.5 *8u* + *j* 1,5 *8u* in plaats van *j* 3 *8u*. Een dergelijke onderscheiding is voor de Ruiner Aa noch uit het afvoerverloop noch uit de terreingesteldheid af te leiden.

Evenals in de reeds behandelde stroomgebieden, geeft het in deze decemberperiode van 1961 gevonden percentage 50 waarschijnlijk het maximum aan van het gebied dat aan de snelle afvoer bijdraagt. In de Ruiner Aa komt het maximum percentage voor de snelle afvoer ongeveer overeen met het oppervlaktepercentage van de klassen (0–20) + (20–40) + (40–70) volgens de C.O.L.N.kaart-wintertoestand, te weten 46% van de oppervlakte van het stroomgebied. Een topografische verkenning is niet uitgevoerd. Voor zover op de topografische kaart (schaal 1:25.000) is na te gaan, behoort ongeveer 50% van de oppervlakte tot het gebied waarin sloten voorkomen.

De Lunterse Beek

Afvoergegevens van de twee meetpunten in de Lunterse Beek zijn ons verstrekt door het Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding (I.C.W.). De waterstanden op deze meetpunten zijn continu geregistreerd.

In het gebied van de Lunterse Beek bevonden zich twee pluviografen: die van het I.C.W. tussen Lunteren en Barneveld en die van de Rijkswaterstaat tussen Renswoude en Scherpenzeel. Aangezien de laatste meer centraal in het gebied stond zijn de gegevens daarvan gebruikt voor berekening van de afvoer met intervallen van acht uur. De van 26/11 tot 10/12 1961 gesommeerde neerslag van de pluviograaf van de Rijkswaterstaat bedroeg 118,2 mm en die van het I.C.W. 113,5 mm. De neerslagsom over dezelfde periode van drie in de nabijheid gelegen K.N.M.I.-stations was iets groter, en wel Lunteren 124,5 mm, Barneveld 133,5 mm en Woudenberg 126,8 mm.

De *Q-h* lijnen van de meetpunten van de Overwoudse Beek en van de Lunterse Beek zijn weergegeven in fig. 49. De bij de vaststelling van de *Q-h* lijn hoogste gemeten afvoer van de Overwoudse Beek is 7 mm/8 uur. In de onderzochte periode zijn waterstanden behorende bij hogere afvoeren geregistreerd. Voor de afleiding van de bijbehorende afvoeren moest de *Q-h* lijn tot 13 mm/8 uur worden geëxtrapoleerd. Aangenomen is dat dit rechtlijnig kan geschieden. Voor het meetpunt van de Lunterse Beek zijn de hoogste gemeten afvoer en de hoogste uit de waterstanden en de *Q-h* lijn afgeleide afvoer respectievelijk 5 en 6 mm/8 uur. Na 6/12 zijn van dit meetpunt geen te verwerken gegevens beschikbaar.

Voor de periode van 27/11 tot 14/12 1961 is als afvoerkarakteristiek van de Overwoudse Beek 100% *j* 2,4 *8u* + 1 mm/*8u* afgeleid (fig. 50). De relatief hoge basisafvoer wordt, naar moet worden aangenomen, voor een belangrijk deel veroorzaakt door kwel vanuit het hoger gelegen Veluwegebied.

Het afvoerverloop van de Lunterse Beek van 27/11 tot 6/12 1961 is weergegeven in fig. 51. Op het eerste gezicht zou het afvoerverloop kunnen worden gekarakteriseerd met 100% *j* 10,5 *8u* en een verschuiving van acht uur. De overeenstemming is niet bevredigend. Omdat bij 100% *j* 10,5 *8u* geen kwelafvoer in rekening wordt gebracht en omdat de gemeten stijging naar de tweede top veel groter is dan de berekende terwijl

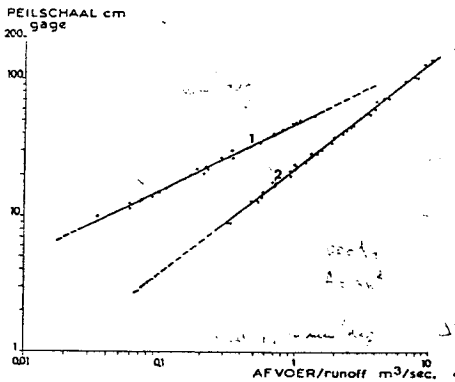


Fig. 49 Lunterse Beek. Q–h lijnen van de meetpunten Overwoudse Beek (1) en Lunterse Beek (2)

Fig. 49 Lunterse Beek. Rating curves of the Overwoudse Beek (1) and Lunterse Beek (2) stations

Fig. 50 Meetpunt Overwoudse Beek. Het afvoerverloop in de periode van 27/11 tot 14/12 1961. Berekende afvoeren:
100% j 2,4 8u + *1 mm/*8u

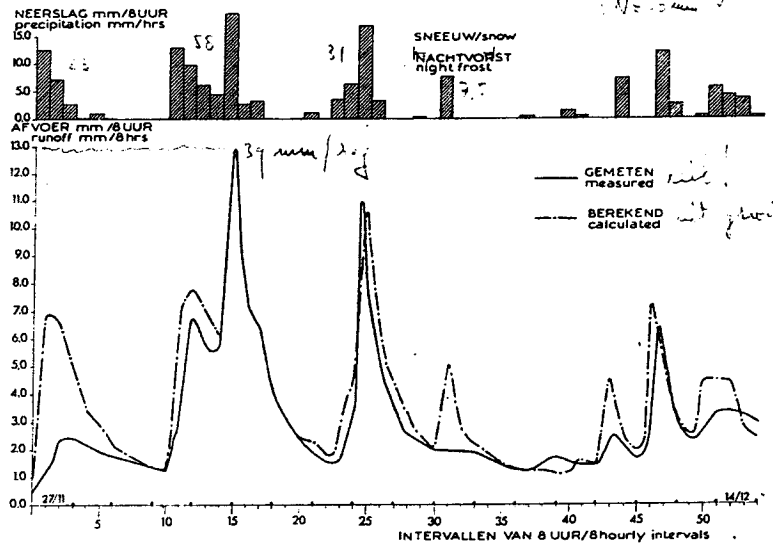


Fig. 50 Overwoudse Beek station. Hydrograph during the period 27/11 to 14/12 1961. Calculated runoff: see Dutch text

Fig. 51 Meetpunt Lunterse Beek. Het afvoerverloop in de periode van 27/11 tot 6/12 1961. Berekende afvoeren:
(1) 100% j 10,5 8u; *(2) 80% j 4,5* 8u + *0,3 mm/*8u

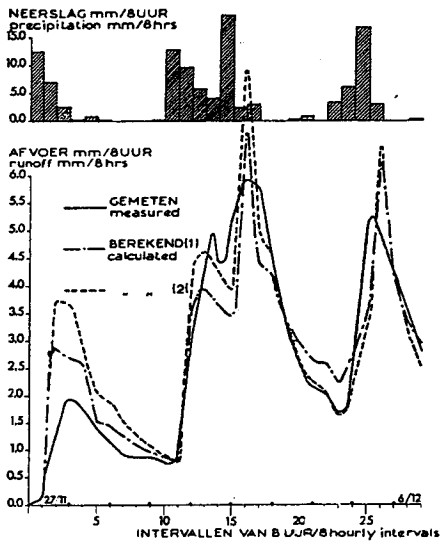


Fig. 51 Lunterse Beek station. Hydrograph during the period 27/11 to 6/12 1961. Calculated runoff: see Dutch text

de daling van de gemeten afvoer sneller is dan volgens *j* 10,5 *8u*, is het afvoerproces ook weergegeven met 80% *j* 4,5 *8u* + 0,3 mm/*8u*. Daarbij is eveneens een verschuiving van acht uur toegepast. De afvoerkarakteristiek met *j* 4,5 *8u* voldoet beter, ofschoon de overeenstemming van gemeten en berekende afvoeren te wensen overlaat.

Het feit dat de reservoircoëfficiënt van de Lunterse Beek groter is dan die van de Overwoudse Beek is waarschijnlijk toe te schrijven aan het reservoireffect van de leidingen. Een aanwijzing hiervoor vormt de bij de afvoerberekening van het meetpunt van de Lunterse Beek toe te passen translatie. Bovendien mag op grond van de metingen in Drente worden verwacht, dat de afvoer van het vlakke gebied nabij Ederveen zal reageren met *j* 4,5 *8u*.

In beide gebieden heeft het percentage voor de snelle afvoer in de onderzochte periode, met zijn zeer hoge regenval, vermoedelijk het maximum bereikt.

Het stroomgebied van de Overwoudse Beek valt op de C.O.L.N.kaart-wintertoestand bijna geheel in de klassen (0–20) en (20–40). Het is een hellend gebied, maar de helling is minder groot dan in de Middensloot (5.7). Mede door de kwel is de ontwateringsbasis in het gehele gebied hoog ten opzichte van het maaiveld. Na vulling van het gebied door een inleidende regenval komt de daarop volgende regenval snel tot afvoer.

Van het totale gebied van de Lunterse Beek ligt 73% in de C.O.L.N.-klassen (0–20) + (20–40) + $^1/_2$(40–70) en 85% in de klassen (0–20) + (20–40) + (40–70), terwijl het maximum percentage voor de snelle afvoer ongeveer 80 is.

Zoals reeds is vermeld is bij de begrenzing van de stroomgebieden slechts rekening gehouden met de gebieden met zichtbare afwatering. Alleen in het gebied tussen de meetpunten van de Overwoudse Beek en de Lunterse Beek komen nog hoog gelegen gronden voor, waarin geen sloten aanwezig zijn. De oppervlakte hiervan bedraagt ca. 15% van het stroomgebied van de Lunterse Beek.

5.8.3 Samenvatting

In het stroomgebied van de Ruiner Aa kan het maximum afvoerverloop worden berekend met 50% *j* 3 *8u* + 0,4 à 0,6 mm/*8u*. Het maximum percentage voor het gebied met snelle afvoer komt overeen met de oppervlakte volgens de klassen (0–20) + (20–40) + (40–70) volgens de C.O.L.N.kaart-wintertoestand en voor zover op de topografische kaart is na te gaan, ook met die waarin sloten voorkomen.

De in rekening gebrachte oppervlakten van de stroomgebieden van de Lunterse Beek en van de Overwoudse Beek zijn beperkt tot de gebieden met zichtbare afwatering. Deze gebieden ontvangen kwel uit de hoger gelegen Veluwe, die tot uitdrukking komt in de hoogte van de basisafvoer.

In de periode met hoge afvoeren van begin december 1961 is voor de Overwoudse Beek als afvoerkarakteristiek afgeleid 100% *j* 2,4 *8u* + 1 mm/*8u* en voor de Lunterse Beek 80% *j* 4,5 *8u* + 0,3 mm/*8u*. De maximum percentages voor de snelle afvoer komen overeen met die welke uit het gebied met sloten en uit de oppervlakte van de C.O.L.N.-klassen (0–20) + (20–40) + (40–70) zijn te berekenen.

6. Bespreking van de resultaten van het afvoeronderzoek

6.1 Analyse van hoge afvoeren

De wijze waarop de neerslag in een stroomgebied tot afvoer komt is afhankelijk van de in het gebied aanwezige mogelijkheden van berging. In paragraaf 2.1 zijn drie groepen van reservoirs in het afvoerproces onderscheiden, namelijk die van het zakwater, van het grondwater en van het open water in de leidingen. In de gebieden die aan de snelle afvoer bijdragen reageren de grondwaterstanden in de winter vrijwel direct op de regen. Hieruit is afgeleid dat in het snelle afvoerproces de vertraging in de zakwaterfase te verwaarlozen is. Het afvoerverloop van het snelle proces wordt in hoofdzaak bepaald door reservoireffecten die moeten worden toegekend aan de grondwaterafvoer, in het algemeen de ontwateringsafvoer, en aan die welke behoren tot de afvoer in leidingen.

Het is dikwijls niet mogelijk om langs theoretische weg aan de hand van de afzonderlijke bergingssystemen het werkelijke afvoerverloop voldoende nauwkeurig te benaderen. In dit onderzoek is getracht door analyse van gemeten afvoeren de belangrijkste afvoerbepalende factoren vast te stellen. Daarbij is gebruik gemaakt van een bepaalde rekenmethode, welke is gebaseerd op de afvoerformule van KRAIJENHOFF VAN DE LEUR. Deze formule is afgeleid voor de afvoer uit de grondwaterberging, maar blijkt ook goed bruikbaar te zijn voor de berekening van oppervlakte-afvoer. De toegepaste rekenmethode houdt in dat slechts één reservoireffect in rekening wordt gebracht. Een nadeel hiervan is dat geen tijdverschuiving in het afvoerverloop wordt berekend.

Analyse van het afvoerverloop aan de hand van één reservoireffect, in dit geval de *j*-waarde in de formule van KRAIJENHOFF VAN DE LEUR, heeft tot gevolg dat daarin de twee genoemde groepen van reservoirinvloeden impliciet worden verantwoord. In werkelijkheid zal het water minstens twee systemen achter elkaar doorlopen, waarbij het tweede systeem een transformatie van de afvoer van het eerste systeem veroorzaakt. Deze transformatie bestaat uit een afvlakking van de top en een tijdverschuiving of translatie in het afvoerverloop. Aangezien de afvoer van het eerste systeem niet bekend is, zal de invloed van een tweede systeem vooral merkbaar zijn wanneer een translatie tussen gemeten en berekende afvoeren aanwezig is. Bij de analyse van gemeten afvoeren is er naar gestreefd eventueel aanwezige translaties zo veel mogelijk te onderscheiden. Hiermee wordt bereikt dat de gevonden *j*-waarden in hoofdzaak betrekking hebben op ontwateringsafvoeren.

Het onderzoek is beperkt tot afvoeren die in een natte periode in de winter voorkomen. Daardoor is het mogelijk een aantal moeilijk vast te stellen invloeden, die in

hoofdzaak toe te schrijven zijn aan verdamping en aan onderhoudstoestand van de leidingen, buiten beschouwing te laten. Wegens deze beperking zullen de resultaten van het onderzoek vooral toepassing kunnen vinden bij problemen van hoge afvoer.

De nauwkeurigheid van de afvoeranalyse wordt benadeeld door de volgende factoren. In de eerste plaats is de hydrologische ontsluiting van een gebied niet constant en kan bij stijging van de grondwaterspiegel het afvoerpatroon veranderen. Voorts is de neerslagintensiteit, in tegenstelling tot hetgeen bij de afvoerberekening veelal wordt verondersteld, in werkelijkheid vaak niet gelijkmatig naar tijd en plaats verdeeld. Tenslotte zal de toename van de berging als gevolg van verdamping op alle plaatsen in een stroomgebied niet gelijk zijn. In dit verband dient tevens te worden gewezen op een bijzondere vorm van berging, namelijk de inundaties, die tot gevolg hebben dat de afvoertoppen sterk worden afgevlakt.

De resultaten van de analyses, waarbij berekende en gemeten afvoeren werden vergeleken, zijn per meetpunt weergegeven in een voor dat meetpunt en voor de onderzochte regenperiode specifieke afvoerkarakteristiek. De parameters van deze afvoerkarakteristiek zijn:

a. de oppervlakte van het gebied dat aan de snelle afvoer deelneemt,
b. de *j*-waarde van deze snelle afvoer en
c. de constante basisafvoer.

Een samenvatting van een aantal belangrijke gegevens die de afvoerkarakteristiek en de indeling van de verschillende stroomgebieden betreffen, is gegeven in tabel 20.

In het afvoerproces kan meestal een snel en een langzaam proces worden onderscheiden. Uit het in hoofdstuk 5 behandelde onderzoek blijkt dat de voor het snelle proces berekende *j*-waarde of reservoircoëfficiënt per meetpunt nagenoeg constant is. Het percentage van de oppervlakte van het gebied dat aan dit proces bijdraagt, is variabel en neemt in het algemeen toe naarmate er in de voorafgaande periode meer regen is gevallen. Voor zover uit de beschikbare gegevens is na te gaan bereikt dit percentage vrijwel een maximum, waarvan de waarde afhankelijk is van de aarde van het stroomgebied.

Het langzame proces wordt in het onderhavige onderzoek verantwoord in de *basisafvoer*. Doordat het onderzoek beperkt is tot afvoertoppen is geen gedetailleerd inzicht verkregen in de waarden van de basisafvoer en in de factoren die deze bepalen. Volstaan wordt met de volgende opmerkingen.

In korte neerslagrijke perioden in de winter kan, blijkens het onderzoek, de daarin voorkomende langzame afvoer als constante basisafvoer in rekening worden gebracht. De basisafvoer is, naar wordt aangenomen, overwegend afkomstig uit de hoog gelegen gronden zonder zichtbare afwatering doch wordt mede gevormd door een langzame afvoer vanuit het gebied dat tijdens zware regenval de snelle afvoer teweegbrengt. In de gevolgde methode van berekening is de basisafvoer een rekengrootheid, die niet in directe relatie is te brengen tot de oppervlakte hoge gronden.

In veel gevallen blijkt de basisafvoer kleiner te zijn dan 10% van de toppen in de afvoer. De grootte van de basisafvoer kan men in het algemeen voldoende nauwkeurig bepalen door middel van afvoermetingen enige tijd na regenval in de winter. Aangezien bij hoge afvoeren bijna alle afvoer als snelle afvoer komt uit gebieden met zichtbare afwatering, is bij de berekening van hoge afvoeren een nauwkeurige vaststelling van de waterscheiding, voor zover deze door het hoge gebied loopt, niet noodzakelijk.

In de volgende paragrafen zal speciaal aandacht worden geschonken aan het maximum percentage voor de snelle afvoer en aan de reservoircoëfficiënt van de snelle afvoer in verband met de hydrologische eigenschappen van het gebied. Tenslotte zullen enkele beschouwingen worden gewijd aan de invloed van de gebiedsgrootte en van de verbetering van ontwatering en afwatering op het afvoerverloop.

6.2 Het maximum percentage voor de snelle afvoer

Uit het onderzoek is gebleken dat voor verschillende stroomgebieden de in 1961/62 afgeleide hoogste percentages voor de snelle afvoer overeenkomen met die van december 1960. In november 1960 is zeer veel regen gevallen terwijl daarna op 4 en 5 december de neerslagintensiteit zelfs extreem hoog is geweest (zie 5.6.2). Begin december 1960 waren dus de omstandigheden uitzonderlijk gunstig voor het tot stand komen van zeer hoge afvoeren. Ook in de herfst van 1961 is veel regen gevallen. Gezien genoemde overeenstemming mag worden aangenomen dat de voor deze perioden afgeleide percentages voor de snelle afvoer vrijwel het maximum vormen dat voor de betreffende stroomgebieden mogelijk is.

Zoals uit het onderzoek in de Sleenerstroom (5.4) blijkt, komt de oppervlakte die maximaal aan de snelle afvoer bijdraagt ongeveer overeen met het gebied waarin, nadat er veel regen is gevallen, de grondwaterstanden tot in of tot dicht bij het maaiveld stijgen. Dit blijkt zowel uit vergelijking met de dagelijks waargenomen waterstanden als met het door de Stichting voor Bodemkartering verrichte grondwatertrappenonderzoek. Het betreffende gebied is ook gekenmerkt door zichtbare ontwatering met een net van sloten en greppels.

Het maximaal aan de snelle afvoer bijdragende gebied heeft volgens het C.O.L.N.-onderzoek winterwaterstanden in de klassen (0–20), (20–40) en (40–70) cm —mv. Omdat C.O.L.N.-gegevens van vrijwel alle Nederlandse stroomgebieden beschikbaar zijn, is getracht een verband te vinden tussen het maximum percentage snelle afvoer en een gebiedsindeling gebaseerd op de C.O.L.N.kaarten-wintertoestand. Daarnaast is voor een aantal van de onderzochte stroomgebieden een topografische verkenning uitgevoerd, waarbij is nagegaan in welke onderdelen sloten voorkomen. Voor de indeling bij de topografische verkenning wordt verwezen naar par. 5.5.3. In fig. 52 zijn de maximum percentages voor de snelle afvoer uitgezet tegen de verschillende gebiedsindelingen volgens tabel 20.

De oppervlakte van het gebied dat maximaal aan de snelle afvoer kan bijdragen blijkt voor de onderzochte stroomgebieden goed te kunnen worden weergegeven door de oppervlakte waarin volgens de topografische verkenning sloten voorkomen en door

Tabel 20 De afvoerkarakteristiek en de indeling van de stroomgebieden. De indeling is weergegeven van: (a) de C.O.L.N.-klassen wintertoestand (0–20) + (20–40) + ½(40–70), (b) de C.O.L.N.-klassen wintertoestand (0–20) + (20–40) + (40–70) en (c) de topografische verkenning van de klassen laag, laag tot middelhoog en middelhoog met sloten

Stroomgebied *river basin*	Oppervlakte *area* in ha	Snelle afvoer *short-period runoff* *j* in 8 uur/*hrs*	max. perc.	Indeling van het gebied in % *classification of the area in %* (a)	(b)	(c)	Verschuiving in uren *time lag in hrs*	Afvlakking van de top *reduction of peak*
DROSTENDIEP								
1. Zweelo	3100	4,5	30	29⁵	41	39	0–4	ja / *yes*
2. Sleen	970	3	35	29	37	40	0–4	ja
3. Erm	2880	4,5	40	38	47	49	0–4	ja
4. Holsloot	4600	4,5	40	43	55	46	4–8	ja (inundatie / *floodings*)
5. Eldijk	7820	4,5	45	40⁵	52	47	4–8	ja (inundatie)
6. OUDE DIEP	4655	4,5 en/*and* 1,5 of/*or* 3	60	59⁵	71	67	0–8	soms / *sometimes*
MIDDENSLOOT								
7. Rossum	510	1	50	–	–	–	0	nee / *no*
8. Weerselo	1950	1,5	60	–	–	–	0	nee
9. Strootmansbrug	3150	3 of 4,5 en 1,5	70	81⁵	88	70¹)	0	ja (inundatie)
10. RUINER AA	5530	3	50	34⁵	46	50¹)	0	nee
LUNTERSE BEEK								
11. Overw. Beek	575	2,4	100	100	100	100	0	nee
12. Lunt. Beek	5740	4,5	80	73	85	85¹)	8	ja

¹) Vastgesteld aan de hand van de topografische kaart 1:25000
determined from topographical map 1:25000

Table 20 The runoff characteristic and the classification of the small river basins. The classification is given according to: (a) the C.O.L.N. classes winter situation (0–20) + (20–40) + ½(40–70), (b) the C.O.L.N. classes winter situation (0–20) + (20–40) + (40–70) and (c) the topographical reconnaissance of the classes low, low to medium high and medium high with ditches

de oppervlakte die wordt ingenomen door de C.O.L.N.klassen (0–20) + (20–40) + ½(40–70). Gaat men dit na alleen voor de meetpunten in het Drostendiep en het Oude Diep (1 t/m 6), in welke gebieden de topografische verkenning in het terrein is uitgevoerd, dan blijkt in deze gevallen de benadering van het gebied met snelle afvoer aan de hand van genoemde C.O.L.N.-indeling de beste te zijn. Opmerkelijk is dat in de twee genoemde stroomgebieden de verschillen tussen de gebiedspercentages volgens de topografische verkenning en volgens de C.O.L.N-klassen (0–20) + (20–40) + (40–70) gering zijn (tabel 20). Dit geldt eveneens ten aanzien van de overige meetpunten, waar de gebieden verkend zijn aan de hand van topografische kaarten.

Fig. 52 Het maximum percentage voor de snelle afvoer vergeleken met verschillende gebiedsindelingen. De nummering van de stroomgebieden en de aanduidingen a, b en c zijn volgens tabel 20

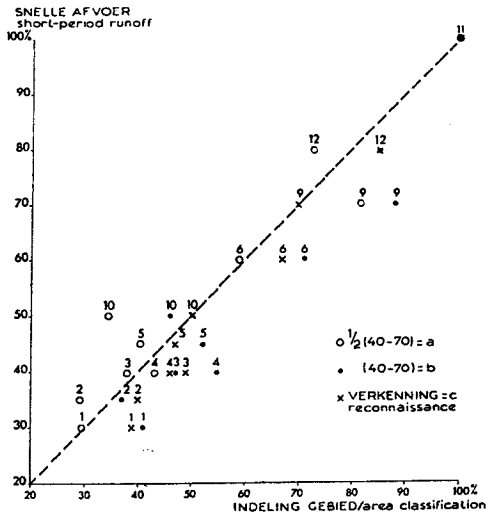


Fig. 52 The maximum percentage for short-period runoff compared with various area classifications. The numbering of the basin areas and the indications a, b and c are according to table 20

Voor afwijkingen tussen voorgenoemde gebiedsvergelijkingen kunnen onder meer de volgende oorzaken worden aangewezen.

a. Het C.O.L.N.-onderzoek is niet gericht op het weergeven van grondwaterstandsstijgingen tot dicht bij het maaiveld, welk criterium in dit onderzoek is gehanteerd voor het vaststellen van de gebieden met snelle afvoer. Dit geeft aanleiding tot verschillen in de begrenzing van de klassen in het terrein.

b. Er zijn hoog gelegen gebieden met een diepe ontwateringsbasis waarin, als gevolg van accumulatie van de neerslag, winterwaterstanden voorkomen in de klasse (40–70) of zelfs hogere, maar waar geen behoefte is de afvoer te versnellen door middel van een intensivering van de ontwatering. Voorbeelden hiervan zijn te vinden in een gedeelte van het stroomgebied boven het meetpunt Holsloot en in het heuvelachtige gebied van de Middensloot.

c. Het komt ook voor dat in een gebied wel sloten en greppels aanwezig zijn maar dat de afvoer van de sloten naar het leidingstelsel gebrekkig is. Door wegzijging ter plaatse komt het water volgens een langzaam proces tot afvoer. Soms dienen de sloten alleen ter begrenzing van de percelen en hebben deze geen functie in de ontwatering. Met deze factoren is bij de in het terrein uitgevoerde topografische verkenning, voor zover mogelijk, rekening gehouden.

Wegens het beperkte aantal gegevens is slechts een voorlopige richtlijn te geven voor het vaststellen van de eerder genoemde maximale oppervlakte die aan de snelle afvoer kan bijdragen. Men dient deze in de eerste plaats te baseren op de oppervlakte van de C.O.L.N.-klassen wintertoestand (0–20) + (20–40) + ½(40–70). Een topografische verkenning van het gebied naar de aanwezigheid van sloten geeft aanvullende informatie en kan bij grote verschillen met de C.O.L.N.-indeling aanleiding zijn tot correctie van de in eerste instantie vastgestelde oppervlakte.

Het is belangwekkend om na te gaan of, zoals uit het onderzoek in de Sleenerstroom blijkt, een indeling volgens grondwatertrappen een betere indicatie voor het gebied met snelle afvoer zal kunnen geven.

6.3 Reservoircoëfficiënt en invloed van de leidingen

Zoals in par. 6.1 reeds tot uitdrukking is gebracht wordt er naar gestreefd bij de analyse van gemeten afvoerverlopen onderscheid te maken in twee reservoirsystemen, namelijk dat van het grondwater, in het algemeen het reservoir van de ontwateringsafvoer, en dat van het leidingenstelsel. Een tweede systeem veroorzaakt een transformatie van het afvoerverloop van een eerste systeem, bij welke transformatie onderscheid kan worden gemaakt in een afvlakking van de top en een verschuiving in de tijd. Omdat de werkelijke neerslagverdeling van de berekende kan verschillen en omdat het percentage voor de snelle afvoer niet constant is, zal een door het tweede systeem veroorzaakte afvlakking van de top vaak moeilijk vastgesteld kunnen worden. Veel duidelijker is de invloed van een tweede systeem merkbaar in het tijdsverschil tussen het werkelijke afvoerverloop en het afvoerverloop zoals dat bij de toegepaste rekenmethode berekend wordt met de formule voor één reservoirsysteem. Moet een evenwijdige verschuiving in de tijd worden toegepast, dan is de grootte van deze translatie, volgens de theorie van de 1e orde systemen (2.2), bij benadering gelijk aan de reservoirtijd van het tweede systeem.

In herinnering wordt gebracht dat de reservoirtijd K van een leiding wordt bepaald door de verhouding tussen de lengte van de leiding L en de stroomsnelheid v: $K = L/v$ (2.4). Bij een geringe vulling van de leiding, die meestal reeds aanwezig is bij een constante basisafvoer, blijkt de stroomsnelheid v' van de daarop gesuperponeerde snelle afvoer vrijwel constant en dus onafhankelijk van het debiet te zijn. Voor de snelle afvoer is dus K constant en voldoet de leidingberging aan een 1e orde systeem.

In het Drostendiep waar het verhang in de hoofdleidingen, in verhouding tot die van de andere onderzochte stroomgebieden, klein is, varieert v' van 0,64 tot 1,15 m/sec. (fig. 9a t/m e). Voor $v' =$ 1 m/sec. en $L = 10$ km, is de reservoirtijd ca. 3 uur. Ten opzichte van de reservoircoëfficiënt van de ontwateringsafvoer (ca. 4,5 × 8 uur = 36 uur) is de invloed van de leidingberging op het afvoerverloop op het meetpunt dan gering.

Het water doorloopt echter meerdere leidingen. Voor kleine leidingen is in Oldenhave en Koekanger Made een v' van 0,26 resp. 0,29 m/sec. vastgesteld (fig. 9f en g). De lengte van deze leidingen echter is ten opzichte van de hiervóór genoemde veel kleiner, waardoor K eveneens klein is.

Voor een berekening van het reservoireffect van het totale leidingenstelsel aan de hand van de afzonderlijke reservoirtijden ontbreken de nodige gegevens. Het moet overigens worden betwijfeld of een dergelijke berekening mogelijk is, aangezien de verschillende bergingssystemen vaak onderling afhankelijk zijn.

Bijzondere reservoirvorming treedt op bij inundaties. Het vaststellen van de afvoerkarakteristiek en van de invloed van de leidingberging, wordt daardoor bemoeilijkt. Is de omvang van de inundaties beperkt, bijvoorbeeld als de inundatie het gevolg is van te kleine afmetingen van een kunstwerk, dan zijn deze kortdurend, zij veroorzaken meestal alleen een afvlakking van de afvoertop. Deze afvlakking dient te worden onderscheiden van de afvlakking door het reservoireffect van de leidingen. Onderscheid tussen beide is in beperkte mate mogelijk doordat na het verdwijnen van de inundaties het afvoerverloop weer terugkeert tot het voor het gebied geldende karakteristieke verloop, terwijl bij sterke invloed van leidingen een verschuiving blijft optreden.

De grootte van de reservoircoëfficiënt voor de ontwateringsafvoer wordt het beste

benaderd door afvoeranalysen van kleine gebieden, zoals in dit onderzoek de vlakke gebieden Oldenhave en Koekanger Made. Bij een situatie waarin het merendeel van de sloten goed is onderhouden, is voor Oldenhave en Koekanger Made *j* 4,5 *8u* afgeleid. Zijn de sloten dichtgegroeid, zoals dit in Koekanger Made tijdens de metingen in 1961/62 het geval was, dan komen ook oppervlakkige afvoeren voor, waardoor een deel van de afvoer met *j* 1,5 *8u* moet worden berekend. Bij deze gebieden met een oppervlakte van 35 en 57 ha doet zich reeds een translatie van twee uur tussen het gemeten en het berekende afvoerverloop voor.

Van de grotere stroomgebieden, waarvan de reservoircoëffiënten zijn vermeld in tabel 20, valt allereerst op dat de onderlinge verschillen in *j*-waarden gering zijn. De gevonden *j*-waarden zijn in hoofdzaak 1,5, 3 en 4,5 *8u*, waarin *j* 3 *8u* meestal nog vervangen kan worden door een combinatie van *j* 1,5 *8u* en *j* 4,5 *8u*.

Uit de verschillende, in het volgende verkort weergegeven, gebiedsbeschrijvingen blijkt dat *j* 4,5 *8u* wordt gevonden voor de meer vlak gelegen gebieden waarvan de ontwatering niet bijzonder goed noch bijzonder slecht is. Behalve de reeds genoemde gebieden Oldenhave en Koekanger Made (verbeterde sloten), behoren hiertoe de onderdelen van het stroomgebied Drostendiep, met uitzondering van het gebied boven het meetpunt Sleen, en gedeelten van de stroomgebieden van het Oude Diep, de Middensloot (meetpunt Strootmansbrug) en de Lunterse Beek (tabel 20).

Zoals reeds eerder werd opgemerkt is er bij het afleiden van de reservoircoëfficiënten aan de hand van de op de meetpunten vastgestelde afvoerverlopen, naar gestreefd de *j*-waarden zo veel mogelijk te betrekken op de ontwateringsafvoer van de betreffende gebieden. Bij de toegepaste rekenmethode is het onderscheiden van de ontwateringsafvoer en van het reservoireffect van de leidingen alleen mogelijk voor zover er een duidelijke translatie in het afvoerverloop aanwezig is. Er dient rekening mee te worden gehouden dat het onderscheid niet altijd volledig is door te voeren en dat een deel van het reservoireffect van de leidingen impliciet tot uitdrukking wordt gebracht in de *j*-waarde voor de ontwateringsafvoer.

Uit de analyse van gemeten afvoeren van de meetpunten in het Drostendiep, met uitzondering van het meetpunt Sleen, is voor de ontwateringsafvoer *j* 4,5 *8u* afgeleid. Daarbij is voor de reservoirtijd van de leidingen voor de kleinste onderdelen een waarde van 0 tot 4 uur en voor de grootste een waarde van 0 tot 8 uur vastgesteld. De grootte van de reservoirtijd van de leidingen hangt uiteraard af van de plaats van de laag gelegen gronden ten opzichte van de meetpunten. De voorgenoemde reservoirtijden stemmen in orde van grootte overeen met de reservoirtijden die voor de leidingen kunnen worden berekend uit de op de meetpunten vastgestelde waarden van v' (pag. 23). In de *j*-waarden die voor de gebieden Oldenhave en Koekanger Made zijn vastgesteld is al enige transformatie van de ontwateringsafvoer, door de berging in sloten en leidingen, verantwoord. Immers er is voor deze gebieden een translatie van twee uur bepaald, terwijl met de afgeleide *j*-waarden geen duidelijke afvlakkingen van de toppen worden verkregen.

Op grond van deze overwegingen is het waarschijnlijk dat met de op de meetpunten

van het Drostendiep afgeleide reservoircoëfficiënten het verloop van de ontwateringsafvoer wordt berekend zoals het water in de hoofdleidingen komt. De waarde *j* 4,5 *8u* zou dan gelden voor de ontwateringsafvoer van gebieden ter grootte van enige honderden hectares. Er zijn geen redenen om aan te nemen dat dit niet zou gelden voor de reservoircoëfficiënten van de andere onderzochte stroomgebieden.

In de meer vlak gelegen gebieden met een redelijk diepe ontwateringsbasis komt de neerslag in hoofdzaak via het grondwater tot afvoer. In het gebied Oldenhave is uit de verandering in de grondwaterberging *j* 4,5 *8u* voor de ontwateringsafvoer afgeleid. De conclusie lijkt te mogen worden getrokken dat *j* 4,5 *8u* de reservoircoëfficiënt is van het ontwateringssysteem dat in goed ontwaterde vlak gelegen zandgronden en madelanden wordt toegepast. In deze gebieden variëren de slootafstanden meestal van 20 tot 40 m.

Kleinere *j*-waarden dan 4,5 *8u*, met name *j* 1,5 *8u*, zijn afgeleid voor gebieden, waarin door helling en/of waterstanden tot dicht bij het maaiveld, bijvoorbeeld door slecht slootonderhoud of door de aanwezigheid van keileem of kwel, vermoedelijk een deel van de neerslag oppervlakkig wordt afgevoerd. Het zijn de gebieden behorende tot de meetpunten Rossum en Weerselo, het stroomgebied van de Overwoudse Beek, een gedeelte van het stroomgebied van het Oude Diep en het gebied Koekanger Made in niet verbeterde toestand. Tot deze groep moeten ook het stroomgebied boven het meetpunt Sleen en dat van de Ruiner Aa worden gerekend.

Welke *j*-waarde bij de analyse van de afvoer op een meetpunt wordt gevonden hangt vermoedelijk samen met de terreinhelling van de oppervlakten waarvoor deze *j*-waarde wordt vastgesteld. Naarmate het terrein minder helt zal de fluctuatie van de ontwateringsbasis, de open waterstand, groter zijn. Er zal tijdelijk meer water kunnen worden geborgen op het maaiveld en in de sloten. Dientengevolge zal de reservoircoëfficiënt van de ontwateringsafvoer een grotere waarde hebben.

Om dit na te gaan is voor de verschillende meetpunten in fig. 53 het terreinverhang uitgezet tegen de *j*-waarde. Voor het terreinverhang is het gemiddelde verhang evenwijdig aan de hoofdstroom boven het betreffende meetpunt genomen. De nummering van de meetpunten correspondeert met tabel 20. Uit fig. 53 blijkt dat er een tendens aanwezig is van toename van de *j*-waarde bij afname van het terreinverhang. In dit

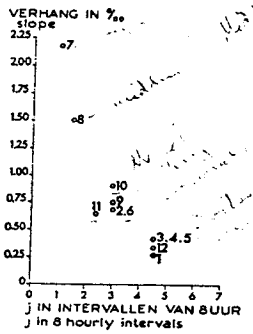


Fig. 53 Het gemiddelde terreinverhang vergeleken met de j-waarden van het snelle afvoerproces. Meetpunten: 1. Zweelo, 2. Sleen, 3. Erm, 4. Holsloot, 5. Eldijk, 6. Oude Diep, 7. Rossum, 8. Weerselo, 9. Strootmansbrug, 10. Ruiner Aa, 11. Overwoudse Beek, 12. Lunterse Beek

Fig. 53 The average slope of river basin compared with the j-values of the short-period runoff. Stations: see Dutch text

verband passen eveneens de waarden *j* 4,5 *8u*, die zijn afgeleid voor de meer vlak gelegen gebieden.

Men dient voorzichtig te zijn met de conclusie dat de reservoircoëfficiënt zonder meer uit het terreinverhang zou zijn af te leiden. In de eerste plaats is daarvoor het aantal waarnemingen te gering en in de tweede plaats is een reservoircoëfficiënt soms samengesteld uit twee *j*-waarden. In het laatste geval hangt het van de verhouding van de oppervlakten af welke gemiddelde *j*-waarde voor de afvoer wordt verkregen.

De invloed van de terreinhelling is niet alleen merkbaar in de grootte van de reservoircoëfficiënt zoals deze voor de ontwateringsafvoer wordt vastgesteld, maar ook in de grootte van de translatie die zich bij de stroming van het water naar het meetpunt voordoet. Naarmate de helling kleiner is, is de stroomsnelheid geringer en de reservoirtijd van de leiding groter. Het zijn met name de meer vlak gelegen onderdelen van het Drostendiep waar de aanwezigheid van translatie duidelijk is.

In het voorgaande is getracht de belangrijkste factoren die de reservoircoëfficiënt bepalen, aan de hand van de in dit onderzoek verzamelde gegevens, aan te geven. Gezien het beperkte aantal gegevens, vooral wat betreft afvoeren van kleine onderdelen van stroomgebieden, en gezien het grote aantal factoren die het afvoerverloop bepalen, dienen de vastgestelde relaties met de nodige voorzichtigheid te worden gehanteerd.

In het volgende wordt per stroomgebied een nadere toelichting gegeven op de in tabel 20 weergegeven reservoircoëfficiënten en tijdverschuivingen, voor zover de algemene aspecten daarvan niet reeds in het voorafgaande zijn besproken.

Drostendiep. Met uitzondering van het meetpunt Sleen, is voor de meetpunten van het Drostendiep *j* 4.5 *8u* voor de snelle afvoer afgeleid. Een groot deel van de snelle afvoer is afkomstig uit de madelanden, die echter voor wat betreft de ontwatering meer overeenkomen met de madelanden van Koekanger Made (niet verbeterde sloten) dan met die van Oldenhave. In het stroomgebied van het Drostendiep worden namelijk de sloten in het algemeen slecht onderhouden en ook is uit waarnemingen tijdens het onderzoek gebleken dat in de madelanden de grondwaterstanden veelvuldig tot in het maaiveld stijgen. Er moet daarom worden aangenomen dat in deze gebieden een deel van de neerslag oppervlakkig afstroomt, voor welk deel dan, overeenkomstig Koekanger Made, *j* 1,5 *8u* zou gelden.

Dat deze *j*-waarde niet voor een deel in de ontwateringsafvoer op de verschillende meetpunten wordt teruggevonden. dient waarschijnlijk te worden toegeschreven aan de omstandigheid dat de gemiddelde afstand tot een goed onderhouden leiding in het Drostendiep groter is dan in Koekanger Made, waar alle begroeide sloten in directe verbinding staan met de goed onderhouden leiding. Het is mogelijk dat de grotere oppervlakten waarvoor de *j*-waarden in het Drostendiep zijn vastgesteld hierin eveneens een rol spelen. Vooral scherpe toppen die behoren bij kleine *j*-waarden voor de ontwateringsafvoer, zullen in een vlak gebied onderhevig zijn aan afvlakking als ge-

volg van leidingberging. Bij het vaststellen van de *j*-waarde is echter de invloed van de leidingberging op het afvoerverloop reeds zo veel mogelijk geëlimineerd door bij de analyse van de gemeten afvoeren de afvlakking behorende bij de waargenomen translatie buiten beschouwing te laten. Het maken van een duidelijk onderscheid in ontwateringsafvoer en in beïnvloeding daarvan door leidingberging blijkt met de beschikbare gegevens niet mogelijk te zijn.

In overeenstemming met de invloed van de gebiedsgrootte is de toename van de translatie in het afvoerverloop op de meer benedenstrooms gelegen meetpunten Holsloot en Eldijk. De analyse van de afvoer op deze meetpunten wordt echter bemoeilijkt door het voorkomen van kortdurende inundaties voor de onderleiders onder de Verlengde Hoogeveense Vaart. Houdt men hiermee, voor zover mogelijk, rekening bij het vaststellen van de afvoerkarakteristiek dan zijn de verschillen tussen de reservoircoëfficiënten van deze gebieden en die van de bovenstrooms gelegen gebieden niet groot. Het is mogelijk de snelle afvoer van Holsloot en Eldijk goed te benaderen met *j* 6 *8u*, hoewel *j* 4,5 *8u* de voorkeur verdient. Dit is verklaarbaar omdat deze meetpunten liggen temidden van grote complexen lage gronden die ontwateren volgens *j* 4,5 *8u*, terwijl de ontwateringsafvoer van verderaf gelegen lage gronden slechts weinig wordt vervormd in de hoofdleidingen.

Alleen op het meetpunt Sleen is een lagere *j*-waarde dan 4,5 *8u* afgeleid, namelijk *j* 3 *8u*. In dit stroomgebied is de terreinhelling groter en komt meer keileem voor dan in de overige onderdelen van het Drostendiep. Het stroomgebied boven het meetpunt Sleen is voor wat betreft deze kenmerken te vergelijken met het stroomgebied van het Oude Diep, waarvan de snelle afvoer ook met *j* 3 *8u* kan worden benaderd.

Oude Diep. Voor een eerste benadering kunnen de afvoeren van het Oude Diep worden berekend met *j* 3 *8u*. Gezien de snelle daling in de afvoerlijn na het beëindigen van de neerslag wordt deze meestal beter weergegeven door een combinatie van *j* 1,5 *8u* en *j* 4,5 *8u*. Een deel van het stroomgebied is sterk hellend, heeft keileem op geringe diepte en een ontwatering door middel van greppels. Een ander deel is meer vlak gelegen of heeft door de aanwezigheid van diepe sloten vrijwel alleen afvoer via het grondwater. Aan de twee genoemde onderdelen zou respectievelijk *j* 1,5 *8u* en *j* 4,5 *8u* toegekend kunnen worden. Het is mogelijk dat de oppervlakkige ontwatering in de sterk hellende gebieden nog sneller verloopt dan volgens *j* 1,5 *8u*. Een gedeelte van de afvoer op het meetpunt is zelfs goed te benaderen met *j* 1 *8u* in plaats van *j* 1,5 *8u*.

Gezien de grote helling van de leidingen, met name van de zijleidingen, zal de transformatie van de ontwateringsafvoer door de leidingberging gering zijn. Op het meetpunt is in de meeste gevallen geen translatie in het afvoerverloop waargenomen; in een aantal gevallen echter wel. Vermoedelijk dient dit te worden toegeschreven aan het in rekening brengen van een neerslagverdeling die afwijkt van de werkelijke verdeling.

Middensloot. Voor het afvoerverloop op de meetpunten Rossum en Weerselo is respectievelijk *j* 1 *8u* en *j* 1,5 *8u* vastgesteld. Boven het meetpunt Rossum loopt de Middensloot door een smal dal, waarin veel greppels vrijwel direct op de beek afwateren.

De terreinhelling in dit gebied is zeer groot, terwijl in het bovenstroomse deel tertiaire leemgronden tot boven in het profiel voorkomen. Genoemde factoren zijn er oorzaak van dat het afvoerproces op het meetpunt Rossum in het algemeen iets sneller verloopt dan op het meetpunt Weerselo. Wij treffen voor de situatie boven Rossum de kleinste *j*-waarde aan, die in het onderzoek werd gevonden, namelijk *j* 1 *8u*.

Het stroomgebied van Weerselo komt overeen met het sterk hellende gebiedsdeel van het Oude Diep, zij het dat er naar verhouding van de oppervlakte minder leem in voorkomt. Langs de voet van de hellingen stijgen in de winter de grondwaterstanden tot in het maaiveld, als gevolg waarvan deze gebieden eveneens bijdragen aan de snelle oppervlakkige afvoer. Translaties in het afvoerverloop zijn niet aangetroffen. Ook uit deze gegevens is af te leiden dat voor de hier aanwezig te achten oppervlakkige afvoer ongeveer een *j* 1,5 *8u* geldt.

In het gebied tussen de meetpunten Weerselo en Strootmansbrug neemt het terreinverhang aanzienlijk af. Met name de zijleidingen en de sloten hebben daar een veel geringer verhang. Brengt men voor de afvoer van dit gebied een *j* 4,5 *8u* in rekening dan wordt daarmee, tezamen met het afvoerverloop van Weerselo volgens *j* 1,5 *8u*, het gemeten afvoerverloop op het meetpunt Strootmansbrug goed weergegeven. Het afvoerverloop van Strootmansbrug is ook te berekenen met *j* 3 *8u*. De afvlakking van de hoge toppen wordt veroorzaakt door inundatie even boven het meetpunt.

Ruiner Aa. Voor wat betreft helling en bodemopbouw komt het stroomgebied van de Ruiner Aa in grote trekken overeen met het daaraan grenzende gebied van het Oude Diep. De afvoeranalyse van dit meetpunt is slechts uitgevoerd over één periode, tijdens welke het afvoerverloop is vastgesteld aan de hand van één maal per dag opgenomen waterstanden. De reservoircoëfficiënt blijkt overeen te stemmen met de gemiddelde reservoircoëfficiënt van het Oude Diep, namelijk *j* 3 *8u*, terwijl geen translatie aanwezig is.

Lunterse beek. Op grond van het voorkomen van hoge grondwaterstanden en van de aanwezigheid van ondiepe sloten mag worden verwacht dat in een deel van het stroomgebied van de Lunterse Beek, met name in dat van de Overwoudse Beek, de neerslag in regenrijke perioden oppervlakkig wordt afgevoerd. Dat voor deze afvoer op het meetpunt van de Overwoudse Beek *j* 2,4 *8u* en niet *j* 1,5 *8u* is afgeleid, dient waarschijnlijk te worden toegeschreven aan de helling van het gebied (fig. 53) en aan de grote lengte van de sloten (1000 m).

Bij de uitmonding van de Lunterse Beek in het Valleikanaal is de reservoircoëfficiënt van de snelle afvoer toegenomen tot *j* 4,5 *8u*, terwijl dan een translatie van acht uur aanwezig is. Deze gegevens berusten op de analyse van slechts één, zij het belangrijke, afvoertop. De translatie van acht uur is in vergelijking met die van de andere onderzochte stroomgebieden nogal groot. Wel mag worden verwacht dat de snelle afvoer van de bovenstroomse gebieden enigszins wordt vertraagd door de leidingberging in het vlakke benedenstroomse gebied. Bovendien zal het vlak gelegen gebied nabij Ederveen, dat wat de hydrologische ontsluiting betreft overeenkomt met de lage zand- en madelandgronden in Drente, waarschijnlijk volgens *j* 4,5 *8u* ontwateren.

6.4 De invloed van verbeteringswerken op de afvoerkarakteristiek

Bij het ontwerpen van plannen ter verbetering van de afwatering doen zich onder meer vragen voor die betrekking hebben op de invloed van de gebiedsgrootte en van de verbetering zelf op de voor het ontwerp maatgevende afvoer. Hoewel het onderhavige onderzoek niet in de eerste plaats ten doel had deze vragen te beantwoorden, zullen in het volgende aan de hand van de verwerkte gegevens enige beschouwingen aan de gestelde problemen worden gewijd.

Veelal wordt aangenomen dat de maatgevende afvoer kleiner is naarmate het gebied groter is. Dit wordt onder meer toegeschreven aan een geringe oppervlaktespreiding van intensieve buien (SCHROEDER, 22). In Nederlandse stroomgebieden komen hoge afvoeren speciaal in de winter voor, in welke periode de verdeling van de neerslag naar plaats gelijkmatiger is dan in de zomer. Zo waren er tijdens de zeer hoge afvoeren in de decembermaanden van 1960 en 1961 slechts geringe verschillen tussen de dagsommen van de stations binnen en in de omgeving van de onderzochte stroomgebieden.

Van meer betekenis voor het vaststellen van het verband tussen de grootte van het stroomgebied en de maatgevende afvoer, lijkt de stroming van water door open leidingen. Dit is per gebied een vrijwel constant gegeven. De invloed van de leidingberging op het afvoerverloop is samengevat in het eerste deel van par. 6.3.

Naarmate het gebied groter is doorloopt het water meer leidingen die elk op hun beurt achtereenvolgende transformaties van de ontwateringsafvoer geven. In dit onderzoek is de reservoircoëfficiënt van de ontwateringsafvoer vastgesteld voor gebieden van enige honderden hectares. In vergelijking daarmee is het reservoireffect van de leidingen gering. Deze valt bij de onderzochte stroomgebieden tot een oppervlakte van ca. 7500 ha, meestal binnen de nauwkeurigheid waarmee de ontwateringsafvoer aan de hand van de neerslag kan worden berekend.

Alleen in die gevallen waarin een duidelijke translatie tussen het met één reservoireffect berekende afvoerverloop en het gemeten afvoerverloop aanwezig is, is een benadering van het reservoireffect van de leidingen op de ontwateringsafvoer mogelijk (o.a. in het Drostendiep).

Grote stroomgebieden vielen buiten dit onderzoek. Hiervoor lijkt het vaststellen van de tijdsverschillen waarop de afzonderlijke gebiedsdelen aan de afvoer op een bepaald punt bijdragen, de aangewezen methode om de invloed van de gebiedsgrootte te kunnen benaderen (fig. 13).

Ten aanzien van de invloed van een verbetering op de grootte van de afvoer dient onderscheid te worden gemaakt in:

a. verbetering van de *afwatering* door verruiming van de leidingen en van de daarin voorkomende kunstwerken, waarmee hoge waterstanden en met name inundaties kunnen worden tegengegaan, en

b. verbetering van de *ontwatering* door verlaging van de waterstand en/of intensivering van het net van voldoende diepe sloten, van greppels en drainreeksen, waarmee een beheersing van de fluctuatie van de grondwaterstanden ten opzichte van het maaiveld wordt beoogd.

De beekverbeteringen, zoals deze in Nederland worden uitgevoerd, zijn meestal beperkt tot verbetering van de leidingen. De aanpassing aan de verbeterde afwatering, door intensivering van de ontwatering, dient veelal door de grondgebruiker te worden uitgevoerd.

ad a. In de eerste plaats heeft verbetering van de afwatering meestal afname van de berging tot gevolg. In hoeverre daardoor de afvoer in werkelijkheid toeneemt hangt in hoofdzaak af van de omvang van de inundaties vóór de uitvoering van de werken. Zo zal voor het Drostendiep mogen worden verwacht dat door verruiming van de beken en met name door vergroting van de onderleiders onder de Verlengde Hoogeveense Vaart, de toppen in de afvoer op de meetpunten Holsloot en Eldijk niet meer zullen worden afgevlakt. Er zal echter geen wezenlijke verandering in de voor deze meetpunten afgeleide reservoircoëfficiënt van 4,5 *8u* optreden.

In de tweede plaats worden bij beekverbeteringen soms gebieden hydrologisch ontsloten, die voordien geen afwatering hadden. Zijn dit woeste gronden met hoge grondwaterstanden, dan gaat een deel van dit gebied aan de snelle afvoer deelnemen. De oppervlakte daarvan neemt toe naarmate het gebied ontgonnen wordt en nieuwe sloten zorgen voor een snelle afvoer naar de leidingen. Een overeenkomstige situatie ontstaat in gebieden waar reeds een oppervlakkige ontwatering aanwezig is maar waarvan vóór de verbetering de afwatering onvoldoende was. Deze verbeteringen hebben dus een toename van het percentage snelle afvoer tot gevolg. Deze toename is door middel van een gebiedsverkenning, met behulp van grondwaterstandsgegevens, te benaderen.

Van de onderzochte stroomgebieden is alleen het Drostendiep niet verbeterd. Wel worden de leidingen van het Drostendiep vóór de winter schoon gemaakt. De reservoircoëfficiënten van de andere stroomgebieden zijn meestal kleiner dan die van het Drostendiep. Het zou onjuist zijn dit verschil aan de verbetering toe te schrijven. De kleinere reservoircoëfficiënt wordt in hoofdzaak bepaald door de in de betreffende gebieden voorkomende grotere terreinhellingen (zie 6.3) en niet door de uitgevoerde verbeteringswerken. Bovendien is op het meetpunt Sleen van het Drostendiep *j* 3 *8u* afgeleid en komen in de verbeterde gebieden ook *j*-waarden 4,5 *8u* voor.

Opvallend is dat de ontwatering van overeenkomstige gronden in de verbeterde gebieden in het algemeen niet beter is dan in het niet verbeterde Drostendiep. In al de onderzochte stroomgebieden komen op veel plaatsen hoge grondwaterstanden voor. De gedurende de winter van 1961/62 gemeten grondwaterstandsverlopen in de stroomgebieden van het Drostendiep en de Middensloot zijn vrijwel gelijk. Er is in de gebieden waar de afwatering is verbeterd nog geen of weinig gebruik gemaakt van de mogelijkheid om ook de ontwatering van de percelen te verbeteren.

ad b. Zowel bij een oppervlakkige ontwatering door greppels als bij een slechte onderhoudstoestand van de sloten, wordt een deel van de neerslag via de bovengrond of over het oppervlak snel afgevoerd. Wordt bij verbetering van de ontwatering bijvoorbeeld het peil in de sloten verlaagd, dan neemt de grootte van de grondwaterberging toe. De kans dat de grondwaterstand tot in het maaiveld stijgt en dat dientengevolge oppervlakkige afvoer optreedt, wordt kleiner. Een indicatie voor de juistheid van deze gedachtengang is verkregen door het onderzoek in het gebied Koekanger Made. Nadat de sloten waren geschoond bleek namelijk de reservoircoëfficiënt van het afvoerverloop toe te nemen van *j* 1,5 *8u* voor een gedeelte van de neerslag tot *j* 4,5 *8u* voor de totale neerslag.

Bij de ten behoeve van verbeteringsplannen te bestuderen reservoircoëfficiënt van de ontwateringsafvoer in vlak gelegen gebieden dient men zich te baseren op normen voor de diepte van de ontwateringsbasis en voor de frequenties waarmee bepaalde grondwaterstanden mogen worden bereikt of overschreden. Hierbij kan gebruik worden gemaakt van de beschouwingen over het drainagecriterium in hoofdstuk 3.

Ten aanzien van de invloed van de verbetering van de afwatering kan samenvattend in het algemeen worden gesteld dat als gevolg van deze verbetering de afvoertoppen kunnen toenemen door vermindering van de berging in inundaties en door vergroting van het met leidingen en sloten ontsloten gebied. Echter de afvoersnelheid kan afnemen zodra de verbetering wordt gevolgd door een intensivering van de ontwatering. Een algemene maat voor de toe- of afname is niet te geven; deze is afhankelijk van de situatie vóór en na de uitvoering van de verbeteringswerken.

Summary

Chapter 1. Runoff, as defined in this study, comprises surface runoff and groundwater drainage, becoming streamflow to be measured at an observation point or gaging station. Under conditions as those prevailing in the Netherlands, peak runoff especially occurs in rainy periods, mainly in winter, when as a result of previous precipitation, the soil is at field capacity. In this period the influence of evapotranspiration on the discharging process is small, whilst the influence of vegetation in the channels is rather constant.

Small river basins, as defined in this study, are areas with natural drainage. Within these areas the nature of the soil, the slope of the area and the depth of the groundwater table below the soil surface may vary considerably. The areas studied generally consist of a geological formation of a moderate to rather high permeability. In the higher part of the basins the groundwater table is deep and usually ditches do not occur. In the lower part of the basins the shallow groundwater tables are mainly regulated by a large number of ditches. There are transition areas between the higher and lower parts.

Chapter 2. The extent to which a certain precipitation pattern is transformed into a runoff hydrograph depends on a large number of factors. These factors are partly characteristic of a given small river basin. They are, however, not always constant, nor are they always mutually independent. There is no exact formulation of the runoff process available in which all influences are expressed.

To arrive at a reasonable approximation of the relationship between runoff and rainfall, both flow in drainage channels and rainfall have to be recorded. The relationship between rainfall and runoff which can be arrived at it – the runoff characteristic – can be used for the calculation of runoff in other periods over which precipitation is known, whilst parameters of the runoff characteristic can be brought into relationship with the hydrological conditions of the area concerned.

The transformation of precipitation into runoff is a result of a temporary storage of water. Storage in an area is chiefly encountered in the groundwater and in the channels. The simplest formulation of the relationship between runoff and precipitation is that in which the runoff is directly proportionate to storage *(B)*, which is equal to rainfall less runoff. This leads to the 1st order systems, of which solutions are given for a number of cases in section 2.2. The notations used are f_0 = inflow, f_1 = outflow of one system, t = time, $\Delta t = t_n - t_{n-1}$ = time interval in which certain values are given to f_0 and τ = reservoir time of the system.

Usually speaking, water does not traverse one reservoir only but passes through more consecutively. This not only results in flow with a reduced peak (transformation) but also that the resulting outflow has a time lag as related to the inflow-pattern (translation). Equation (2.12) gives the solution for the outflow of a second system with a reservoir time τ_2, of which system the inflow is equal to the outflow f_1 of a first system with a reservoir time τ_1. An example of a calculation is given in fig. 5.

Under conditions prevailing in the Netherlands the storage in the groundwater mainly determines the transformation of precipitation into runoff. DE ZEEUW-HELLINGA's formula for the drainage of groundwater (2.7a) applies to a 1st order system. In KRAIJENHOFF VAN DE LEUR's formula (2.21), drainage is not directly proportional to storage.

In 2.4, the influence of channel storage on runoff, is estimated by a 1st order system. This method is considered acceptable because measurements have shown that above a practically constant discharge Q_0, the relationship between Q and cross-sectional area of flow A is practically linear (Fig. 9). The reservoir time of the channel storage $K = L/v'$ (L is length of the channel, for v' see page 23). As the water consecutively passes through the soil and channel systems, the runoff hydrograph at a given gaging station is determined by at least two transformations. In this study measured hydrographs are compared with hydrographs calculated with certain formulas from the measured precipitation. If the runoff hydrograph is to be estimated from the precipitation by one transformation, then a time lag (translation) must be included. Real translation of runoff seems only to occur under very special conditions. The translation element present in the transformation will become more apparent by increasing the slope of the water level in the channel with increasing discharges and by a more than proportional increase in the discharge and storage.

Runoff studies in the United States often assume that peak runoff is completely determined by surface runoff. To analyse the peak runoff a method using the unit hydrograph is mostly applied. In 2.5 it appears that short-period runoff[1], as calculated from precipitation with a formula related to groundwater storage, need not to differ in principle from runoff estimated by following the unit hydrograph method. In both cases the inflow is divided over the consecutive intervals of time according to a fixed proportional division. Applying the unit hydrograph is a more universal method, in which transformations and translations are implicitly included. This method has not been used in the study because of its limitation to short-period runoff and because it lacks the possibility of a physical interpretation of the reservoir effect.

The analysis of flow measurements applied in this study is based on the formula for the drainage of groundwater, as developed by KRAIJENHOFF VAN DE LEUR (section 2.6). Experience has shown that this formula is also the most satisfactory one for areas with short-period runoff.

In calculating the runoff it is assumed that the precipitation per interval of time is evenly distributed. The interval of time to be selected on analyzing the flow measurements can be found for a certain case by checking changes in runoff, if possible combined with precipitation observations over short periods (e.g. as in Fig. 16). On the basis of the analysis of hydrographs (Chapter 5), eight hours has been chosen as a time interval to be generally adhered to.

[1]) Short-period runoff is the runoff following the precipitation more or less directly.

Chapter 3. The value of the reservoir coefficient of the soil-system determines both the time distribution of groundwater storage and the pattern of groundwater flow at a given distribution of precipitation. Groundwater fluctuations can be derived from the time distribution of the storage when the soil storage coefficient and the basic groundwater level (groundwater table when flow is zero) are known. By measuring the groundwater fluctuations or by making certain agricultural demands as related to an admissible fluctuation of the groundwater table, the existing and desired reservoir coefficient of the soil-system may be calculated respectively.

The design criterion used till now for the calculation of drain spacing is based on steady flow conditions, in which criteria for groundwater discharge and groundwater level are combined. Actually the calculations should be based on required drainage depth and a permissible rise of the water table. This leads to a storage criterion from which the j-value and the drain spacing can be calculated consecutively for a given precipitation pattern.

The statistical study of the extent of storage and the resulting runoff is based on values for storage and runoff calculated from the actual daily precipitation, using ten j-values. The results of the calculation for the days during the period from 1 October up to and including 31 March for the years 1913 to 1963, of the station at Utrecht, are given in fig. 18. The precipitation figures have not been corrected for snow and evaporation. The daily totals for the month of September have been included in the calculations to arrive at the data for October and following months.

Fig. 18 shows what storage with a given frequency is attained or exceeded at a given j-value. At the same time the desired reservoir coefficient as well as the frequency of the runoff corresponding with certain drainage requirements, can be deduced from the figure.

The idea of deducing the reservoir coefficient and its relative contribution to the total runoff for various parts of an area from recorded groundwater fluctuations appears to be unpractical in general, especially for a river basin enclosing higher areas (section 3.3).

Chapter 4. A summary is given in 4.1 of the data collected for the runoff study as well as of the river basins in which this investigation took place.

For most channels it appears possible to show the relationship between discharge and stage, plotted on a logarithmic scale, by a straight line (rating curve). Flow measurements in the Drostendiep show that the rating curve obtained should be revised each winter half year, owing to variable conditions of maintenance of the channels (section 4.2).

In 4.3 the method of determining the characteristic reservoir coefficient with the aid

of runoff peaks measured during winter periods with heavy precipitation, is dealt with. For this purpose the runoff is plotted in a hydrograph and compared with the runoff calculated from rainfall recordings using KRAYENHOFF VAN DE LEUR's formula (2.21). These calculations are made with the aid of a computer for a great number of *j*-values (Table 3). It is then ascertained visually which *j*-value or combination of *j*-values offer the best approximation to the runoff hydrograph obtained from flow measurements.

In the applied method of calculation it is assumed that the precipitation is constant per interval of time and is evenly distributed over the whole river basin. As this is practically hardly ever the case, differences will occur between measured and calculated runoff. By ignoring the influence of evaporation the calculated runoff will be greater, especially at the beginning of the runoff period.

Finally it appears that calculating runoff for only parts of the winter, the runoff from high areas (in general the long-period runoff) can be approximated as a constant base flow.

Chapters 5 and 6. In chapter 5 the runoff study of the separate small river basins has been dealt with. A summary of the runoff characteristics and a discussion of the results are given in chapter 6.

In the river basins studied, it appeared that the runoff hydrograph was composed of an almost constant base flow and a short-period runoff. The runoff characteristic has been determined per small river basin for the various runoff periods with the aid of measured precipitation and flow intensities. In the runoff characteristic the following parameters occur:

a. the percentage of precipitation or percentage of the total area contributing to short-period runoff,
b. the *j*-value of this short-period runoff according to equation (2.21) and
c. the size of the (during the runoff period) almost constant base flow.

The measured and calculated runoff intensities are shown for various river basins and runoff periods in figures in Chapter 5. The runoff is generally calculated at 8-hour intervals, runoff characteristics consequently being expressed in the same unit of time. When for example 30% of the area reacts to precipitation according to a *j*-value of 4.5 interval of 8 hours and there is also a base flow of 0.2 mm/8 hrs, the runoff charecteristic is abbreviated as follows: 30% *j* 4.5 *8 hrs* + 0.2 mm/*8 hrs*. (In Dutch text *8u* = *8hrs*). In determining the runoff characteristic, the percentage is derived from the volume of the peak runoff and the *j*-value by the heigth of the peak and the rate of decline after peak. In Table 20, a summary is given of a number of important data regarding the runoff characteristic and the hydrological classification of the various small river basins.

Two small parts of river basins are included in the study, viz., Oldenhave – 35 ha (5.1) and Koekanger Made – 57.5 ha (5.2). Both comprise flat, low-lying sandy soils

with a peaty topsoil ('madelanden'), in which the distance between the drain ditches varies from 20 to 30 m. At Oldenhave, where the greater part of the ditches have been cleaned, the changes in runoff (Fig. 22) and in groundwater level (Fig. 23) were well approximated by *j* 4.5 *8hrs*. In Koekanger Made the ditches are densily grown; as a result a high water level in the ditches and consequently a high groundwater table occur. Here part of the precipitation flows via the topsoil, according to *j* 1.5 *8hrs* (Fig. 26). After removing dirt and vegetation from the greater part of the ditches in Koekanger Made (5.3), it appeared that the runoff reacts according to *j* 4.5 *8hrs* (Fig. 27), as is the case at Oldenhave.

In the small river basins of the Sleenerstroom (5.4) and the Drostendiep (5.5), large areas of 'madelanden' occur. From the flow hydrographs derived from the various gaging stations in this area, with exception of that of Sleen, *j* 4.5 *8hrs* is deduced for short-period runoff. In deducing this *j*-value, translations between the actual flow pattern and the one calculated by considering one reservoir system have been taken into account. As a result of these translations, which must principally be attributed to transformation through storage in the channels, the calculated peaks are higher than the measured ones (Fig. 29 and 33). Small floodings sometimes coincide with high runoff, causing an extra reduction of the high peaks. Extensive reduction of the flow peaks occur at the stations Holsloot and Eldijk (Fig. 35a and 36a). These are a result of large inundations, caused by backwater elevations near two underpasses of inadequate capacity. In these cases the runoff characteristics can only be determined by approximation. At the beginning of the analysed periods the influence of the previous dry period is generally obvious. The first rainfall takes no part in the short-period runoff process, or if so only a very slight part.

The best approximation of the short-period runoff process in the Oude Diep (5.6) is obtained with the combination *j* 4.5 *8hrs* and *j* 1 or 1.5 *8hrs* (Fig. 38). The share of *j* 4.5 *8hrs* appears to agree with the area percentage of the flat grounds. To sloping areas in which, moreover, boulder clay occurs at slight depth in many places, *j* 1.5 *8hrs* should be applied. Should the hydrograph be characterized by one *j*-value, then the best approximation for *j* is 3 *8hrs*. As a result of the relatively steep slope of the area the reservoir effect of the channels is so small that in most cases no translation in the runoff hydrograph can be determined within the limits of accuracy with which precipitation distribution can be introduced into the calculation.

Small *j*-values, *j* 1 and 1.5 *8hrs*, are also met with in the rather sloping upper areas of the Middenslootbasin (5.7, stations Rossum and Weerselo, Figs 43 and 44). Owing to the presence of shallow layers of silt loam and to small ditches at the foot of the slopes, runoff in this area consists to all probalibity for a major part of surface runoff. For the lower gaging station Strootmansbrug a *j*-value of 3 *8hrs* has been derived, in which account has been taken of slight inundations in the event of high runoff. This *j*-value can also be combined with *j* 1.5 *8hrs* for the area upstream of Weerselo and *j* 4.5 *8hrs* for the more flat area situated between the stations Weerselo and Strootmansbrug. No clear translations in the hydrograph are noticeable at the Middensloot stations.

For the sloping areas of the Ruiner Aa and the Overwoudse Beek (5.8) the *j*-values

are 3 *8hrs* and 2.4 *8hrs* respectively (Figs 48 and 50). In the flat lower part of the basin Lunterse Beek the best *j*-value was approximated at 4.5 *8hrs* (Fig. 51).

The reservoir effect of the channel storage *(K)* is small in the basin areas studied as compared with the reservoir effect of storage owing to drainage runoff (*j*-value). It has been assumed that, by taking translations into account in analysing hydrographs with the *j*-value derived from flow measurements at a certain gaging station, the hydrograph of drainage runoff is calculated as it enters the main channels. This applies approximately for areas of an extent of some hundreds of hectares.

The impression is obtained from the investigated material that *j* 1 to 1.5 *8hrs* applies to surface runoff, especially in sloping areas, whilst the *j*-value of the relatively flat areas, with a predominant runoff via the groundwater reservoir, is approximately 4.5 *8hrs*. The *j*-value, as determined at the stations for drainage runoff hydrographs of areas of some hundreds of hectares, appears to a certain degree to depend on the average slope of the terrain (Fig. 53).

From the runoff characteristics, derived from each gaging station in various periods, it appears that the magnitude of the percentage for short-period runoff varies. This variation is for a great part determined by the quantity of precipitation which has fallen in the preceding part of the winter in question. This seems to be connected with a rise in the groundwater level in the higher soils, whereby, in a transition area from low to higher soils, more and more ditches become involved in the runoff process. There are indications, especially based on the extremely high precipitation for the Netherlands, in the months of November and December 1960, that the percentage for short-period runoff practically reaches a maximum value. Efforts have been made to establish a relationship between this maximum percentage and the nature of the area.

Area classifications have been extensively examined in the river basin area of the Sleenerstroom (5.4), with the aid of daily groundwater observations and with the aid of a mapping of the area as to the elevation of 'gley' symptoms in the soil profile, thus determining the groundwater stages. From these it appears that the area with short-period runoff coincides with the area in which the groundwater level rises close to soil surface. The above mentioned data are not, however, available for other areas. For a general classification, use has been made of the C.O.L.N.-study carried out in the whole of the Netherlands during the years 1952 tot 1956. During this study maps were drawn on which the high winter groundwater levels are shown, arranged in classes. Further for the classification of the area by means of a topographical reconnaissance, it has been ascertained in which parts ditches occur. The fact is that from the investigation in the Sleenerstroom, it was found that the occurrence of ditches coincides with a chance that the groundwater may rise close to soil surface.

Table 20 and Fig. 52 show that the maximum area with short-period runoff is generally to be estimated by the area occupied by C.O.L.N.-class (0–20), class (20–40) and half class (40–70) (winter-groundwater levels in cm below soil surface), and also by

the area in which ditches occur. From the data from the gaging stations 1 to 6 inclusive in table 20, located in the area in which the topographical reconnaissance is carried out in the field, it has been deduced that preference must be given to the said C.O.L.N. classification. Topographical reconnaissance of the area regarding the occurrence of ditches yields further information and can, in some cases, lead to a better approximation of the area with short-period runoff.

The base flow included in the runoff characteristics generally increases with the increase of the total precipitation in the previous period. No relationship between these factors can be determined, nor between the magnitude of the base flow and the hectarage of the higher grounds. In rainy periods the base flow is generally less than 10% of the height of the peak in runoff. The magnitude of the base flow can be approximated from flow measurements made during winter some time after precipitation.

Literatuur

1. BERNARD, M. M. 1935 An approach to determinate stream flow. Transactions of the American Society of Civil Engineers *61:* 347–362
2. BON, J. 1962 De invloed van de regenval op de stijging van het grondwater en op het bergend vermogen. Nota I.C.W. nr. 162
3. BOS, H. 1958 De landbouwwaterhuishouding in de provincie Drente. Rapport Nr. 4. Commissie Onderzoek Landbouwwaterhuishouding Nederland T.N.O.
4. CLARK, C. O. 1945 Storage and the unit hydrograph. Transactions of the American Society of Civil Engineers *110:* 1419–1488
5. COMPENDIUM 1960 frequentieberekeningen Rijkswaterstaat. Rijkswaterstaat – Dienst voor de Waterhuishouding
6. HAANS, J. C. F. M. 1958 Available moisture in soil of the Netherlands. Commissie voor Hydrologische Onderzoek T.N.O. Verslagen Technische Bijeenkomsten nr. 14: 140–160.
7. HEESEN, H. C. VAN 1963 Het hydrologisch onderzoek en de beschrijving van de grondwatertrappenkaart in het ruilverkavelingsgebied Luttenberg. Stichting voor Bodemkartering, rapport nr. 548 (gedeeltelijk)
8. HOOGHOUDT, S. B. 1940 Bijdragen tot de kennis van enige natuurkundige grootheden van de grond nr. 7. Verslagen van Landbouwkundige Onderzoekingen nr. 46
9. HOORN, J. W. VAN 1960 Grondwaterstroming in komgrond en de bepaling van enige hydrologische grootheden in verband met het ontwateringssysteem. Verslagen van Landbouwkundige Onderzoekingen nr. 66. 10
10. HORTON, R. E. 1941 Virtual channel-inflow graphs. Transactions of the American Geophysical Union, part III: 811–819
11. INTERIM RAPPORT 1963 van de werkgroep 'Afvloeiingsfaktoren'
12. JAGER, A. W. DE en KUSSE A. D. 1964 Bepalen van afvoeren door middel van stroomsnelheidsmetingen. *Tijdschrift Koninklijke Nederlandsche Heidemaatschappij 75:* 126–133
13. KEYMAN, J. Q. De extreme regenval in december 1960. Mededeling voor de werkgroep 'Afvloeiingsfaktoren'.
14. KRAIJENHOFF VAN DE LEUR, D. A. 1958 A study of non-steady groundwater flow with special reference to a reservoircoefficient. *De Ingenieur 70* B: 88–94
15. KRAIJENHOFF VAN DE LEUR, D. A. 1962 A study of non-steady groundwater flow II. *De Ingenieur 74* B: 285–292
16. KREGTEN, S. J. VAN 1963 Hydrologische beschouwingen. Verslagen en Mededelingen, Commissie voor Hydrologisch Onderzoek T.N.O., nr. 9
17. LANGBEIN, W. B. 1949 Storage in relation to flood waves. Hydrology (Meinzer): 561–571

18. LINSLEY, R. K. KOHLER, M. A. and PAULHUS, J. L. H. 1958 Hydrology for Engineers
19. MEINZER, O. E. 1949 Hydrology
20. RICHTLIJNEN 1953 voor het ontwerpen van open waterlopen en van sommige bijbehorende kunstwerken
21. ROUSE, H. 1950 Engineering Hydraulics
22. SCHROEDER, G. 1950 Landwirtschaftlicher Wasserbau
23. SHERMAN, L. K. 1932 Streamflow from rainfall by unit graph method. *Engineering News-Record 108:* 501–505
24. SNYDER, F. F. 1938 Synthetic unit graphs. Transactions of the American Geophysical Union: 447–454
25. SNIJDELAAR, M. 1960 Rapport inzake onderzoek naar de frequenties van afvoer in het stroomgebied van de Hoge Gronden boven Breda. Rijkswaterstaat – Dienst voor de Waterhuishouding
26. SNIJDELAAR, M. 1959 Rapport inzake een onderzoek naar de frequenties van afvoeren in de stroomgebieden van het Peizer- en Eelderdiep. Rijkswaterstaat – Dienst voor de Waterhuishouding
27. SNIJDELAAR, M. 1959 Rapport afvoeren Overijsselse Vecht. Rijkswaterstaat – Dienst voor de Waterhuishouding
28. VISSER, W. C. 1953 De grondslagen van de drainageberekening. *Landbouwkundig Tijdschrift 65:* 66–81
29. VISSER, W. C. De afstroming van water bij geremde slootafvoer. Nota I.C.W.
30. VISSER, W. C. 1962 De mathematische formulering van de waterhuishouding in een stroomgebied. Nota I.C.W. nr. 160
31. WESSELING, J. 1957 Enige aspecten van de waterbeheersing in landbouwgronden. Verslagen van Landbouwkundige Onderzoekingen. nr. 63.5
32. WESSELING, J. 1959 Vergelijkingen voor de niet-stationaire afvoer. Nota I.C.W. nr. 30
33. WISLER, C. O. and BRATER, E. F. 1959 Hydrology
34. ZEEUW, J. W. DE 1960 De berekeningstechnieken toegepast bij de analyse en reconstructie van afvoerverlooplijnen. Nota voor de werkgroep 'Afvloeiingsfaktoren'
35. ZEEUW, J. W. DE en HELLINGA, F. 1958 Neerslag en afvoer. *Landbouwkundig Tijdschrift 70:* 405–422