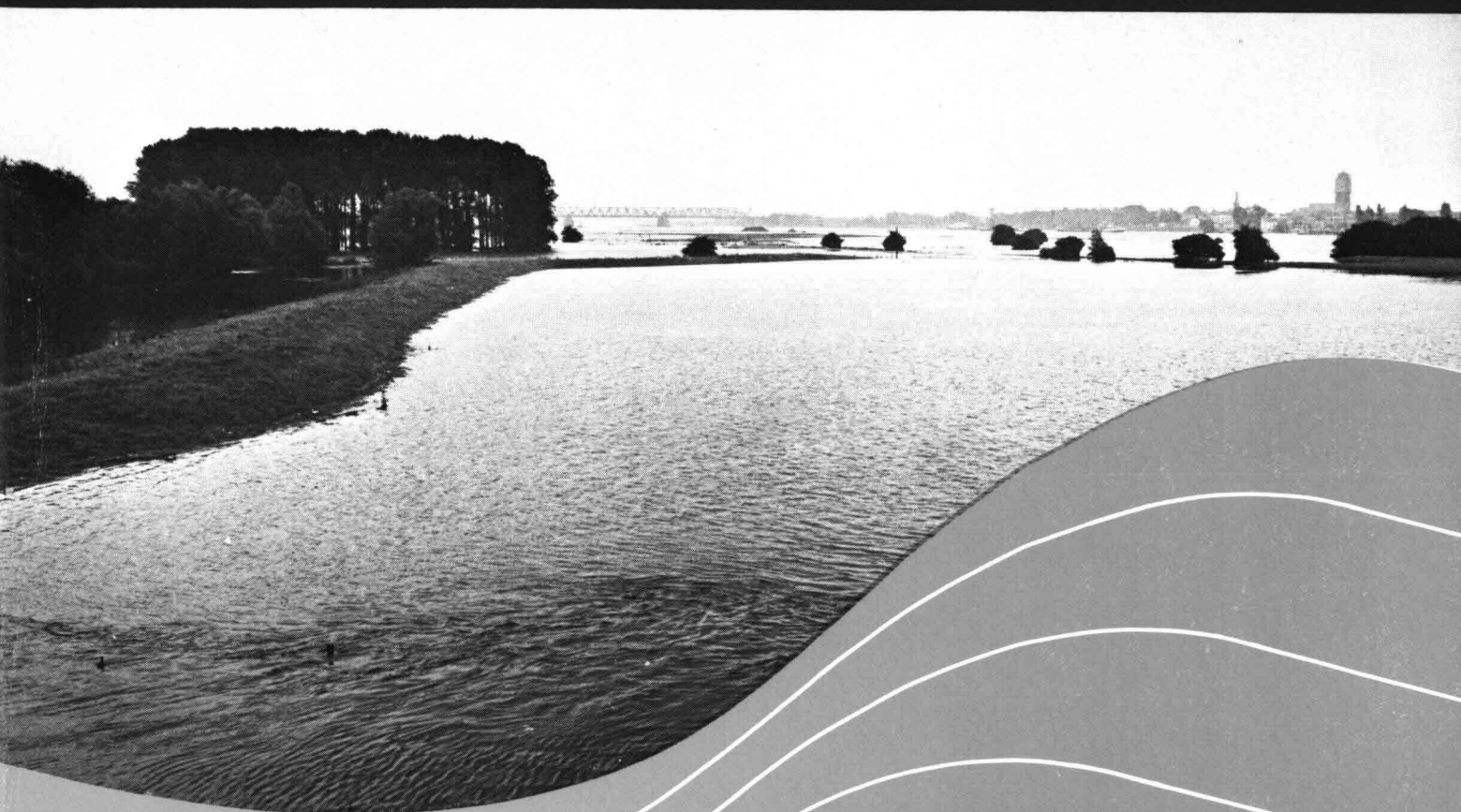


rijkswaterstaat



kwantitatieve analyse van rivierafvoeren

kwantitatieve analyse van rivierafvoeren

ir. J.W. van der Made

Op grond van een geschematiseerde voorstelling van de landfase van de hydrologische kringloop wordt een methode ontwikkeld voor de bepaling van de „basisafvoer” als onderdeel van de totale afvoer. Als basisafvoer stroomt voornamelijk af dat water dat langdurig in een bepaalde vorm in het stroomgebied van de rivier geborgen is geweest (sneeuw, grondwater, water in meren). De methode is toegepast op het stroomgebied van de Rijn.

De resultaten kunnen voor verschillende doeleinden als inbreng worden gebruikt. Behandeld worden:

- voorspellingen basisafvoer over een aantal maanden;
- afvoervoorspellingen over enige dagen;
- samenstelling waterbalansen;
- ontwikkelen (genereren) van mogelijke afvoerreeksen.

Inhoud

DEEL A

Tekst en bijlagen

1	INLEIDING	7
2	HET AFVOERPROCES	9
2.1	Algemeen	9
2.2	Complicaties tijdens vorst	11
3	NABOOTSIING VAN HET AFVOERPROCES	13
3.1	Opzet van de theorie	13
3.2	Bepaling van de parameters	14
4	TOEPASSING VAN DE BESCHREVEN METHODE OP HET RIJNGEBIED	17
4.1	Het grondwater in het Rijngebied	17
4.2	Uitvoering van de berekeningen over de periode 1901 ... 1980 voor Lobith	18
4.3	Becoordeling van de resultaten	19
4.4	Aanvullende opmerkingen	20
5	DE BESCHREVEN METHODE ALS UITGANGSPUNT VOOR VERDERE TOEPASSINGEN	21
5.1	Voorspellingen basisafvoer over een aantal maanden	21
5.2	Afvoervoorspellingen over enige dagen	24
5.3	Samenstelling waterbalansen	25
5.4	Ontwikkelen van mogelijke afvoerreeksen	26
6	SAMENVATTING EN AANBEVELINGEN	29
	LITERATUUR	31
	BIJLAGEN	
I	Grondwatervoorkomens in het Rijngebied	33
II	Berekening van de basisafvoer - Rekenprogramma voor rekenmachine TI 59	35
III	Tabellen ten behoeve van voorspelling basisafvoer	37

DEEL B

Afvoerverloopp lijnen

Verloopp lijnen van de totale afvoer Q en van de basisafvoer Q_b van de Rijn te Lobith over de jaren 1901...1980.	41
---	----

Kennis van het afvoerproces van een stroomgebied is voor velerlei doeleinden van belang. Voor het waterbeheer dient men zo goed mogelijk te weten welke beschikbare hoeveelheden water men in de komende tijd kan verwachten. In het bijzonder in tijden van droogte is het zaak de waterverdeling zo doelmatig mogelijk te regelen; dit kan alleen als voldoende informatie voorhanden is. Hiermee hangt direct samen het opstellen van een goede waterbalans, waarin alle componenten zijn opgenomen. Deze componenten zijn achtereenvolgens:

- neerslag (regen, sneeuw);
- verdamping (rechtstreeks of via de plantengroei);
- rivierafvoer;
- berging (oppervlaktewater, sneeuwdek, bodemvocht in de verzadigde zone, grondwater).

Ook voor hoogwatervoorspellingen en voor de tegen een hoogwater te nemen maatregelen dient men voldoende inzicht in het afvoerverschijnsel te hebben. In hoofdstuk 2 zal een beschouwing worden gewijd aan het afvoerproces en de schematisatie daarvan in rekenmodellen.

In de hydrologie zijn vele afvoermodellen in gebruik, sommige eenvoudig, andere zeer gecompliceerd. Veelal zijn ze op één bepaald doel gericht, bijvoorbeeld hoogwatervoorspellingen. Een overzicht van de meest belangrijke zal hier niet worden gegeven. Verwezen zij naar een WMO-publicatie, waarin een vergelijkend onderzoek van verschillende modellen wordt beschreven [1]. Vermeld zij hier alleen het Sacramentomodel van de US National Weather Service. Dit is een zeer universeel model, waarin de gehele gang van neerslag naar afvoer wordt nagebootst. Met dit model zijn goede resultaten bereikt [2].

In het hierna te behandelen model wordt het afvoermechanisme sterk vereenvoudigd (hoofdstuk 3). Het uitgangspunt vormt de zg. nuttige neerslag; dit is dat deel van de neerslag dat uiteindelijk in rivierafvoer overgaat, hetzij als oppervlakteafvoer, hetzij als grondwaterafvoer. Bij deze methode is aangenomen dat de grondwaterafvoer evenredig is met de grondwatervoorraad, een aanname die eerder werd gedaan door Wemelsfelder in zijn onderzoek naar afvoerpersistenties [4,5].

Voor de beoogde verdeling van de nuttige neerslag in oppervlaktewaterafvoer en grondwaterafvoer is nu gewerkt met een verdeelingscoëfficiënt α , die afhankelijk is van de grondwatervoorraad. Deze verloopt zodanig dat naarmate deze voorraad groter is er een kleiner deel van de nuttige neerslag in grondwater overgaat en een groter deel in oppervlaktewater. De scheiding van de feitelijke afvoer in de componenten basisafvoer en oppervlakteafvoer is gebaseerd op fysische overwegingen. Dit moet als een verbetering worden aangemerkt ten opzichte van graphische analysemethoden, die in verschillende publicaties worden aanbevolen [6,7].

In een eerdere publicatie werd de hier beschreven methode reeds toegelicht [8]. De behandeling is toegespitst op het stroomgebied van de Rijn (hoofdstuk 4) en uitgewerkt voor de reeks 1901...1980.

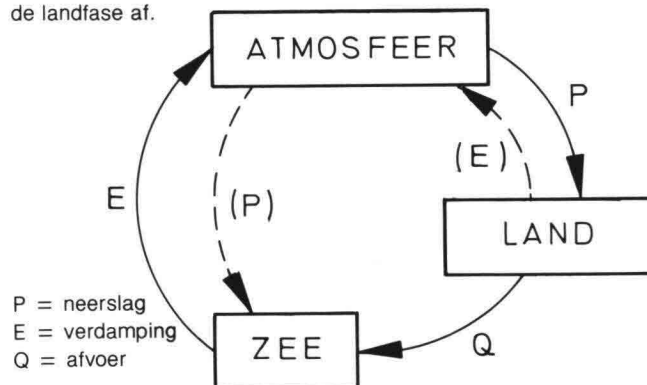
De methode biedt mogelijkheden voor gebruik bij afvoervoorspellingen, bij het opstellen van waterbalansen en bij het genereren van lange afvoerreeksen (hoofdstuk 5).

Hoofdstuk 6 tenslotte geeft een samenvatting en een aantal conclusies en aanbevelingen.

2.1 Algemeen

Het afvoerproces maakt deel uit van de hydrologische kringloop. Deze kringloop is een altijd voortgaand proces, waarbij water uit zee verdampt, zich door de atmosfeer als waterdamp verplaatst en onder bepaalde omstandigheden tot neerslag komt. Valt de neerslag op het land - waaronder begrepen de binnenwateren - dan zal deze voor een deel weer verdampen en voor een ander deel naar zee terugvloeien door de rivieren, zij het vaak met langdurige vertraging.

De hydrologische kringloop bestaat uit de zeefase, de atmosferische fase en de landfase. Het afvoerproces speelt zich geheel in de landfase af.



figuur 1. Schema van de hydrologische kringloop.

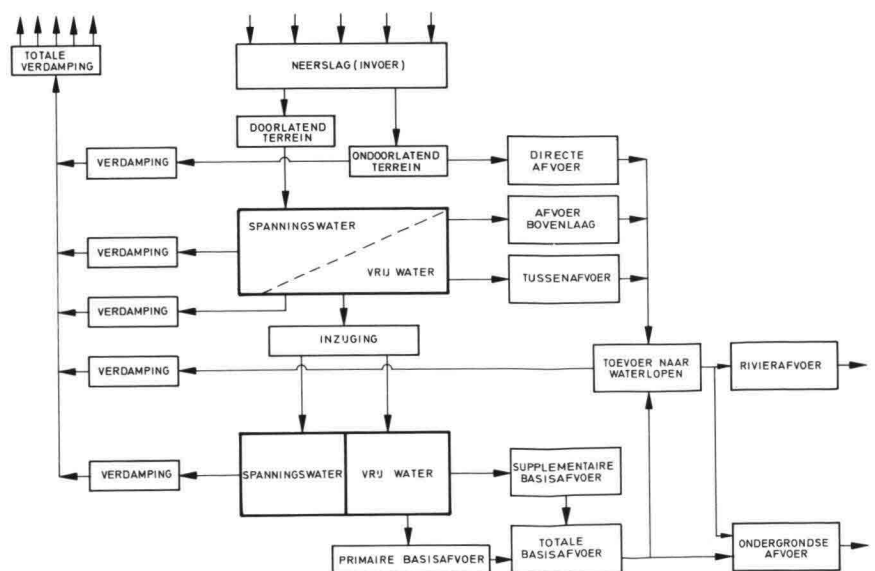
De landfase omvat een aantal ingewikkelde processen, die meer of minder uitvoerig zijn beschreven in allerlei hydrologische studies.

Gesteld kan worden dat het thans nog niet mogelijk is al deze processen volkomen te doorzien. Om een globaal inzicht te krijgen in het totale verschijnsel worden meestal vereenvoudigingen ingevoerd, die - afhankelijk van het doel - meer of minder ver kunnen gaan.

In het algemeen kan gesteld worden dat een gedetailleerde beschrijving (model) veel gegevens vereist. Bij kleine homogene stroomgebieden is het soms mogelijk hiermee vrij ver te gaan maar bij grotere stroomgebieden met verschillende gesteldheden van terrein, bodem en klimaat kan een te vergaande detaillering afbreuk doen aan het resultaat vanwege de opeenstapeling van onnauwkeurigheden in de invoergegevens. Daarom is voor een enigszins uitgebreid stroomgebied een eenvoudige voorstelling van zaken aan te bevelen.

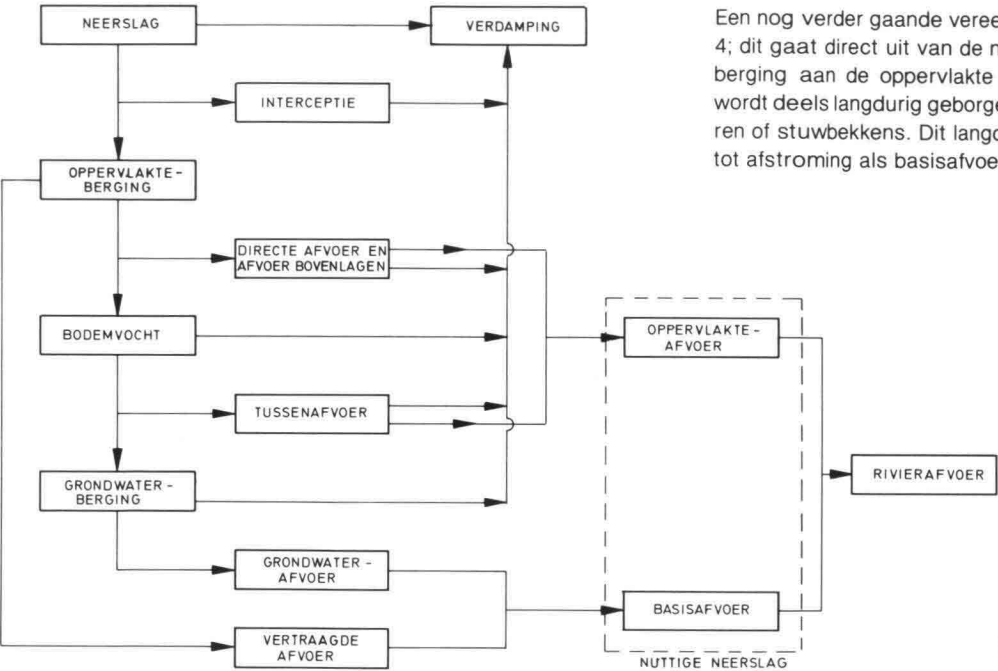
Er zijn vele in mindere of meerdere mate gedetailleerde modellen in gebruik; verwezen zij naar de bestaande literatuur [2,3]. Een voorbeeld van een goed werkend model is het Sacramento-model van de US National Weather Service [2]. In fig. 2 ziet men hoe dit model is opgezet en hoe het de verschillende deelprocessen met elkaar in verband brengt. Dit model wordt door de National Weather Service als voorspellingsmodel gebruikt. Het geeft goede resultaten voor bijv. een stroomgebied van 1200 km². Aan de hand van dit model zal een beschrijving van het afvoerproces worden gegeven; daarna zullen enige vereenvoudigingen worden toegepast.

Slechts een deel van de neerslag wordt als invoer in het model gebruikt. Een deel blijft achter op de beplanting (interceptie) en verdampt. Water, dat de grond bereikt zal eveneens voor een deel ver-



figuur 2. Schema van het Sacramento neerslag-afvoermodel (ontleend aan [2]).

dampen na korte of lange tijd. Het overige deel zal of onmiddellijk over de oppervlakte naar open water vloeien (directe afvoer) of in de bovenste bodemlaag doordringen. Daar blijft het of als spanningswater hangen en komt later tot verdamping of het blijft als „vrij water” aanwezig. Het kan dan langs of onder de oppervlakte afstromen naar open water hetzij als „afvoer bovenlaag” hetzij als tussenafvoer*), of naar beneden zakken naar de verzadigde zone (inzijsing of percolatie). Een deel van dit inzijsende water blijft als spanningswater achter en verdamp later, eventueel door tussenkomst van de plantengroei, die dit water dan via de wortels opneemt. De rest, het vrije grondwater, vormt als grondwaterafvoer een bijdrage tot de basisafvoer. Vaak wordt de grondwaterafvoer zelf als basisafvoer aangeduid; het verdient evenwel de voorkeur onder basisafvoer te verstaan die afvoer, die onder grote vertraging tot afstroming is gekomen als gevolg van langdurige berging. Dit kan grondwaterberging zijn, maar blijv. ook berging in meren en stuwbeekens of berging in de vorm van sneeuw of gletschers. Zulke basisafvoer is niet in het Sacramento-model opgenomen.



figuur 3. Schema neerslag-afvoer.

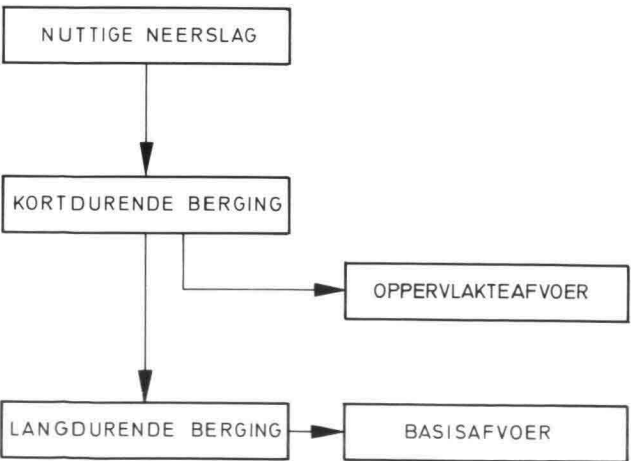
Uit het voorgaande blijkt dat de verdamping in verschillende stadia van het afvoerproces een rol speelt. Het deel van de neerslag, dat na aftrek van de verdamping overblijft, wordt de nuttige neerslag genoemd.

Het Sacramento-model is evenals ieder ander model een benadering van een veel ingewikkelder gang van zaken in de natuur. Vooral in de overgangsgebieden tussen de verschillende fasen zijn allerlei complicaties mogelijk. Zo kan water dat langs de oppervlakte afstroomt elders in de bodem infiltreren en tenslotte in grondwater overgaan. Evenzo kan grondwater in bronnen aan de oppervlakte treden. Verder zal in droge tijden de weinige neerslag die dan plaatselijk nog valt vaak nauwelijks in de oppervlakteafvoer worden herkend en daardoor zonder meer tot de basisafvoer worden gerekend. Ook zal water dat achtereenvolgens in verschillende bergingsfasen verblijft zijn invloed op het verloop van de basisafvoer hebben. In par. 4.1. wordt hierop nog nader teruggekomen.

Geeft een model als het hiervoor genoemde voor een relatief klein en homogeen stroomgebied nog redelijke resultaten, voor een groot en gecompliceerd stroomgebied, zoals dat van de Rijn, heeft zoals reeds opgemerkt een vergaande detaillering geen zin, alleen al omdat de grote hiervoor benodigde hoeveelheid informatie een even grote hoeveelheid onnauwkeurigheden met zich zou meebrengen. Men moet voor zo'n stroomgebied dus streven naar een sterk vereenvoudigd schema, dat uiteraard slechts beperkte mogelijkheden heeft, maar wel aan de gestelde doelen beantwoordt. Daartoe worden hier de eerder genoemde begrippen directe afvoer, afvoer bovenlagen en tussenafvoer samengevat onder het begrip oppervlakteafvoer.

Dat deel van de nuttige neerslag dat pas met belangrijke vertragingen tot afvoer komt is de basisafvoer. Het totaal van oppervlakteafvoer en basisafvoer vormt de rivierafvoer en komt voort uit de nuttige neerslag. Aldus ontstaat een schema dat is samengevat in fig. 3.

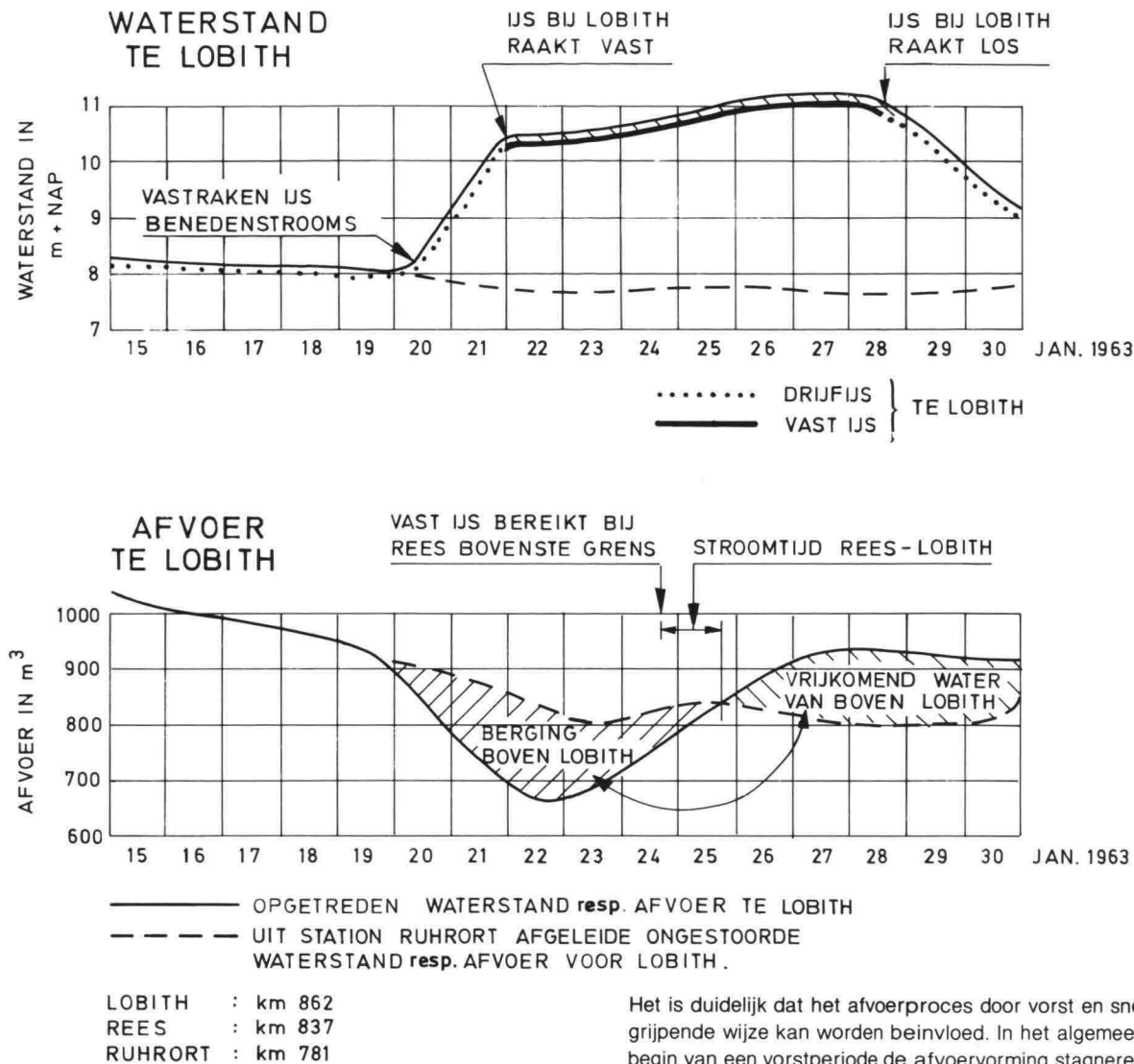
Een nog verder gaande vereenvoudiging biedt het schema van fig. 4; dit gaat direct uit van de nuttige neerslag. Na een kortdurende berging aan de oppervlakte komt deze deels tot afstroming en wordt deels langdurig geborgen, hetzij als grondwater, hetzij in meren of stuwbeekens. Dit langdurig geborgen water komt vertraagd tot afstroming als basisafvoer.



figuur 4. Sterk vereenvoudigd schema neerslag-afvoer.

*) Tussenafvoer („interflow”) wordt door de ICID beschreven als: „That portion of the precipitation which has not passed down to the water table, but is discharged from the area as subsurface flow into stream channels” [10].

figuur 5. Verloop waterstand en afvoer op de Rijn bij Lobith 15...30 januari 1963 (ontleend aan [9]).



2.2 Complicaties tijdens vorst

Tijdens vorst wordt het afvoerproces op verschillende wijzen gestoord, en wel, afhankelijk van de omstandigheden, aan de oppervlakte, in de bodem en in de waterlopen. De volgende verschijnselen kunnen worden genoemd:

- Neerslag valt in zo'n periode veelal in de vorm van sneeuw, die vaak geruime tijd blijft liggen en zodoende alleen vertraagd (na afsmelten) of - ten gevolge van verdamping - in het geheel niet tot de afvoervorming bijdraagt.
- Het bodemvocht in de bovenste lagen bevriest en maakt daarmee de aanvulling van de grondwatervoorraad onmogelijk. Treedt er plotseling regenval op dan zal deze geheel of voor een belangrijk groter deel dan onder normale omstandigheden als oppervlaktewater afvloeien. Pas als de bovengrond ontdooid is treedt het normale afvoermechanisme in werking.
- Het van een sneeuwlaag afkomstige smeltwater zal, afhankelijk van de toestand in de bovenlaag deels als oppervlaktewater afvloeien, deels in de bodem dringen en eventueel aan de grondwatervoorraad worden toegevoegd. In feite werkt smeltende sneeuw als pas gevallen regen. Voor afvoervorming uit smeltende sneeuw zijn rekenmodellen in ontwikkeling.

Het is duidelijk dat het afvoerproces door vorst en sneeuw op ingrijpende wijze kan worden beïnvloed. In het algemeen zal in het begin van een vorstperiode de afvoervorming stagneren maar aan het einde zal deze juist versterkt worden.

Door vorming van een vast ijsdek op de rivieren zelf en door het later losraken daarvan worden deze verschijnselen in belangrijke mate versterkt. Het vaste ijsdek doet de stromingsweerstand toenemen doordat het doorstroomprofiel overgaat van een „goot” in een „buis”. Dit betekent dat de reeds aanwezige afvoer bij het vastraken van het ijs een groter stroomprofiel nodig heeft dan daarvoor, zodat de waterstand moet stijgen. Hiervoor is een zeker watervolume nodig, dat aan de aanwezige afvoer wordt onttrokken; hierdoor ontstaat een toestand met een verminderde afvoer en verhoogde standen. Door het stuweffect zal deze toestand zich tot ver stroomopwaarts van de grens van het vaste ijsdek uitstrekken.

Als het ijsdek later losraakt valt de bovenweerstand weg waardoor de afvoercapaciteit en daarmee de afvoer toeneemt. De tijdelijke berging onder het ijsdek komt daarmee te verdwijnen. In fig. 5 ziet men het verloop van de waterstand en de afvoer te Lobith tijdens de vorstperiode in januari 1963 [9]. Hierin vindt men het hierboven beschreven verloop terug, met een aanvankelijk afnemende afvoer gevolgd door een verhoogde afvoer, een en ander gecombineerd met een verhoogde waterstand. Het keerpunt in de ontwikkelingen werd bereikt op het tijdstip waarop de bovengrens van het vaste ijs haar meest stroomopwaartse punt (Rees) had bereikt.

3.1 Opzet van de theorie

In par. 2.1. werd een vereenvoudigde voorstelling van het afvoerproces beschreven; deze leidde tot de schematische voorstelling als gegeven in fig. 4. Een en ander wordt nu nader uitgewerkt.

Beschouw eerst een toestand waarin al geruime tijd geen neerslag gevallen is, zodat de afvoer alleen uit basisafvoer bestaat. Deze wordt verondersteld te verlopen volgens een negatieve e-macht (terugloopkromme of onttrekkingskromme, recession curve), en wel volgens de formule:

$$Q_b(t) = Q_b(t_0) \times e^{-\frac{t-t_0}{T}} \quad (1)$$

waarin per definitie:

$Q_b(t)$ = de basisafvoer ten tijde t ;

$Q_b(t_0)$ = de basisafvoer op een willekeurig begintijdstip t_0 ;

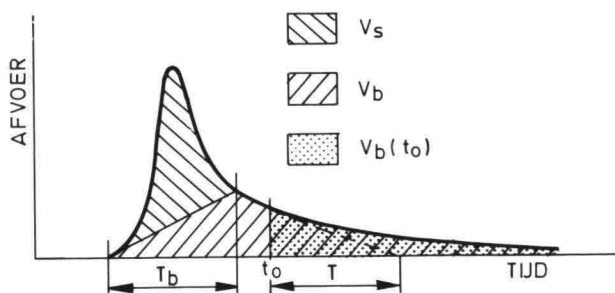
t_0 = het beschouwde begintijdstip (te kiezen in een periode zonder oppervlakteafvoer);

t = tijdsvariabele;

T = teruglooptijd (recession time).

De teruglooptijd T is de tijdsduur, waarin bij een constant blijvende basisafvoer $Q_b(t_0)$ de gehele geborgen waterhoeveelheid zou worden afgevoerd. Deze tijd is alleen een rekengrootte: omdat in werkelijkheid de basisafvoer steeds kleiner wordt zal de afnemende van de waterhoeveelheid ook steeds langzamer gaan verlopen en in het algemeen nooit tot een einde komen. De tijdsduur T vormt echter een goede karakteristieke grootte om de snelheid van het proces aan te geven.

Valt er na enige tijd neerslag dan wordt dit proces verstoord. Van de neerslag levert per definitie alleen het gedeelte „nuttige neerslag” de afvoer. Na een kortdurend verblijf aan de aardoppervlakte wordt deze verdeeld in oppervlakteafvoer en langdurig geborgen water, dat vertraagd tot afstroming komt als basisafvoer.



figuur 6. Afvoerterlooptij, aangevende de oppervlakteafvoer en de basisafvoer.

Beschouw nu een enkele hoogwatergolf optredend na een afvoer nul (zie fig. 6). Zij hierbij per definitie:

V_s = het volume water dat overgaat in oppervlakteafvoer;
 V_b = het volume water dat langdurig geborgen wordt en tenslotte overgaat in basisafvoer.

Zij vervolgens de verhouding tussen beide volumina:

$$p = \frac{V_s}{V_b} \quad (2)$$

Het volume $V_b(t_0)$, dat wil zeggen het deel van V_b , nog aanwezig op een tijdstip t_0 volgt uit (1) door integratie van t_0 naar oneindig:

$$\begin{aligned} V_b(t_0) &= \int_{t_0}^{\infty} Q_b(t) dt \\ &= Q_b(t_0) \int_{t_0}^{\infty} e^{-\frac{t-t_0}{T}} dt \\ &= Q_b(t_0) \times T \end{aligned} \quad (3)$$

Deze betrekking gaat in feite op ieder tijdstip t_0 opnieuw in. De hoeveelheid $V_b(t_0)$ is steeds evenredig met de basisafvoer $Q_b(t_0)$ en wel volgens een evenredigheidscoëfficiënt, die gelijk is aan de teruglooptijd T . Dit is in overeenstemming met de onder formule (1) gegeven beschrijving. Wordt nu op een tijdstip t de geborgen hoeveelheid water aangevuld met een hoeveelheid ΔV_b , dan neemt de basisafvoer, strikt genomen met enige vertraging, op overeenkomstige wijze toe; dit volgt uit:

$$\Delta V_b(t) = \Delta Q_b(t) \times T \quad (4)$$

De toeneming van de geborgen hoeveelheid water hangt af van de in (2) gedefinieerde verhouding p ; dit is echter een gemiddelde waarde, die geldt voor de hoogwatergolf als geheel. Voorlopig wordt nu verondersteld dat ook de lopende waarde van deze verhouding constant blijft gedurende de tijd T_b , waarin de gevallen neerslag in de beide categorieën uit fig. 6 wordt verdeeld, dat wil zeggen zolang er oppervlakteafvoer optreedt.

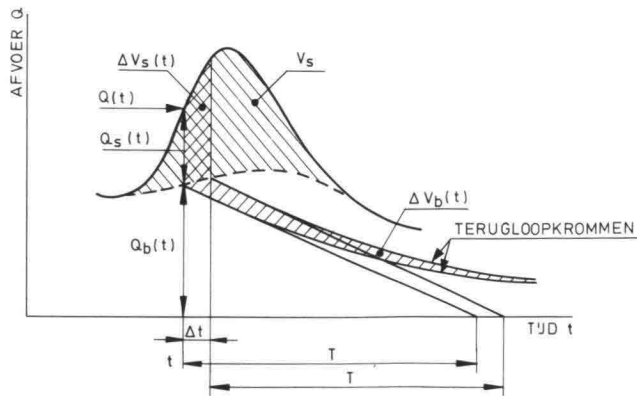
Aldus geldt voor ieder tijdsinterval Δt , van bijv. één dag:

$$p = \frac{\Delta V_s(t)}{\Delta V_b(t)} \quad (5)$$

de verandering van de hoeveelheid als oppervlaktewater afgevoerd water kan bij benadering worden voorgesteld door (zie fig. 7):

$$\Delta V_S(t) = Q_S(t) \times \Delta t \quad (6)$$

Uit fig. 7 blijkt, dat met (6) in het algemeen een zekere fout zal worden ingevoerd, zeker wanneer het afvoerloop sterk varieert.



figuur 7. Splitsing afvoer in componenten voor een willekeurige tijdstap Δt .

Zulke fouten zullen elkaar echter grotendeels compenseren doordat een was wordt gevolgd door een val: wat tijdens de was te weinig in rekening werd gebracht wordt tijdens de val juist te veel ingebracht; een en ander resulteert uiteindelijk in een naijling van de berekende ten opzichte van de optredende basisafvoeren. Gezien het weinig variabele verloop van de basisafvoer hoeft dit niet als een bezwaar te worden aangemerkt.

Invullen van (4) en (6) in (5) levert:

$$p = \frac{Q_S(t) \times \Delta t}{\Delta Q_b(t) \times T} \quad (7)$$

De verandering van de basisafvoer per tijdseenheid wordt nu:

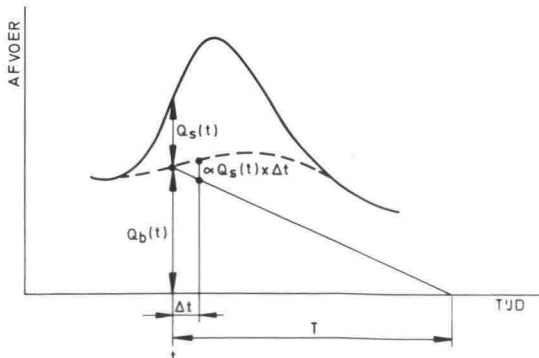
$$\frac{\Delta Q_b(t)}{\Delta t} = \frac{1}{pT} Q_S(t) \quad (8)$$

Deze verandering is blijkbaar evenredig met de oppervlakteafvoer $Q_S(t)$.

De evenredigheidscoëfficiënt, hierna genoemd scheidingsfactor, wordt in het volgende aangeduid met α ; aldus:

$$\alpha = \frac{1}{pT} \quad (9)$$

Zijn de scheidingsfactor α en de teruglooptijd T bekend, dan kan men, naar nu zal worden aangetoond, voor een gegeven afvoerloop de totale afvoer Q scheiden in de beide componenten Q_b en Q_S . De hiervoor te volgen methode wordt toegelicht aan de hand van fig. 8.



figuur 8. Methode voor de bepaling van de basisafvoer.

De basisafvoer voor een tijdstip $t + \Delta t$ volgt uit die van een eerder tijdstip t door toepassing van de formules (1), (8) en (9):

$$Q_b(t + \Delta t) = Q_b(t) \times e^{-\frac{\Delta t}{T}} + \alpha \times Q_S(t) \times \Delta t \quad (10)$$

Voor grote waarden van T kan men dit benaderen door:

$$Q_b(t + \Delta t) = Q_b(t) \times (1 - \frac{\Delta t}{T}) + \alpha \times Q_S(t) \times \Delta t \quad (11)$$

en wel op grond van de reeksontwikkeling:

$$e^{-\frac{\Delta t}{T}} = 1 - \frac{\Delta t}{T} + \frac{\Delta t^2}{2!T^2} - \frac{\Delta t^3}{3!T^3} + \dots \quad (12)$$

Bij grote waarden van T worden de hogere machtstermen verwaarloosbaar klein, zodat dan in (10) de e -macht kan worden vervangen

door de vorm $(1 - \frac{\Delta t}{T})$. Met (11) wordt nu de beoogde berekening

van Q_b en Q_S stapsgewijs mogelijk. Bij toepassing van de scheidingsberekening wordt voor Δt in het algemeen 1 dag genomen.

3.2 Bepaling van de parameters

Zoals reeds in par. 3.1. werd opgemerkt moeten, om de methode te kunnen toepassen, de waarden van de twee parameters (de teruglooptijd T en de scheidingscoëfficiënt α) bekend zijn. Beide kan men proberenderwijs bepalen uit de beschikbare afvoerlooplijnen. De teruglooptijd T volgt uit hun verloop gedurende neerslagloze perioden. Op grond hiervan koos Wemelsfelder voor de Rijn te Lobith voor deze grootte een vaste waarde van 5 maanden of 150 dagen [5]. Deze waarde zal ook hier aangehouden worden. De bepaling van de coëfficiënt α vergt een vrij uitgebreide beschouwing van het afvoerloop. Het valt te verwachten dat deze coëfficiënt niet constant zal zijn, maar zal variëren met de verzadigingstoestand van de bodem: bij een droge ondergrond zal er meer water in de bodem kunnen dringen dan wanneer de grond sterk verzadigd is met water.

Een geschikte wijze ter bepaling van α is de volgende:

Als eerste benadering voert men voor een aantal vrij korte perioden met verschillende kenmerkende afvoerwaarden op het oog een scheiding in basisafvoer en oppervlakteafvoer uit. Voor iedere periode T_p bepaalt men vervolgens de totale volumina van elk der beide componenten door integratie van of door bepaling van de oppervlakten onder de verlooplijnen (zie fig. 9). De verhouding tussen beide volumina geeft volgens formule (2) een waarde voor p . Aan gezien de waarde van T vastligt kan met behulp van formule (9) een waarde voor α worden bepaald.

Men voert deze procedure uit voor perioden met verschillende hoogten van Q_b en vindt op deze wijze een verband tussen Q_b en α . Een voorwaarde daarbij is dat aan het begin en het einde van iedere periode de basisafvoer bij benadering dezelfde is; dit in verband met formule (3).

Onder gebruikmaking van het aldus gevonden verband gaat men voor een langere periode de hiervoor beschreven bewerking uitvoeren. Op grond van de resultaten kan men het gebruikte verband zo nodig veranderen. De resultaten dient men te beoordelen op grond van de volgende criteria:

1. De basisafvoerlijn mag de totale afvoerlooplijn onder normale omstandigheden niet snijden (de basisafvoer kan nooit groter zijn dan de totale afvoer). Onder „normale omstandighe-

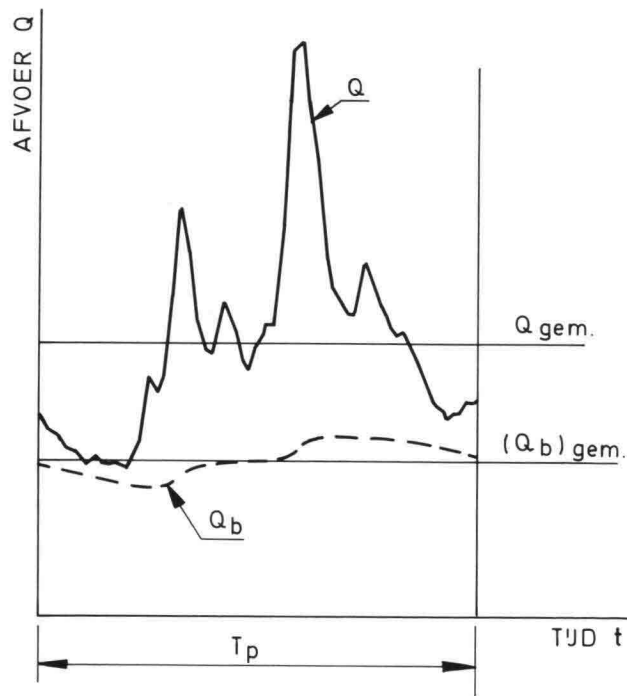
den'' vallen niet vorstperioden, waarin een vast ijsdek optreedt, aangezien dan het afvoermechanisme op een andere wijze functioneert; zulke perioden kan men hierbij dus buiten beschouwing laten.

2. In droge perioden moet de basisafvoerlijn de afvoerterlooplijn benaderen: alle afvoer is dan basisafvoer.

Een opmerking verdient nog het tijdstip waarvoor de bewerking begint. Men heeft daarvoor niet de beschikking over de waarde van de basisafvoer op de vorige dag. Het is echter gebleken dat het geen bezwaar is hiervoor een op het oog aannemelijke schatting te doen en van hieruit de bewerking te beginnen. Het blijkt nl. dat het rekenproces vrij snel bijstuurt naar een éénduidig verloop van de basisafvoer. Een proefberekening voor de Rijn bij Lobith, waarbij werd uitgegaan van twee uitersten, t.w.

$$Q_{b,h} = Q(0) \text{ en } Q_{b,l} \ll Q(0)$$

leidde na twee à drie maanden tot dezelfde waarde van Q_b (zie fig. 10). Uiteraard kiest men in de praktijk een minder extreem startpunt, waardoor de „juiste” waarde van de basisafvoer eerder zal worden bereikt.



TOELICHTING :

$Q_{gem.}$ en $(Q_b)_{gem.}$ worden visueel bepaald ; vervolgens worden berekend :

$$p = \frac{V_s}{V_b} = \frac{(Q_s)_{gem.}}{(Q_b)_{gem.}} = \frac{Q_{gem.} - (Q_b)_{gem.}}{(Q_b)_{gem.}}$$

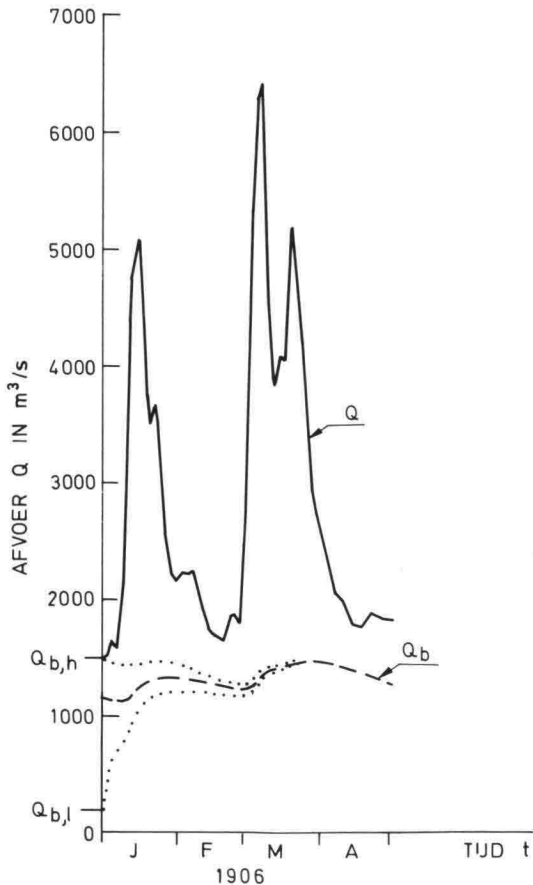
$$\alpha = \frac{1}{pT}$$

figuur 9. Grafische bepaling van α .

Met nadruk zij er nogmaals op gewezen dat het voorgestelde rekenmodel een ver doorgevoerde schematisatie is. Dit geldt met name de veronderstelling dat α alleen afhankelijk zou zijn van Q_b en dit nog volgens een onveranderlijke betrekking en de veronderstelling dat T onder alle omstandigheden een vaste waarde zou hebben. In feite gelden deze aannamen binnen bepaalde grenzen. Zeker zullen in de loop van het jaar variaties optreden. Zo zal 's zomers de afnemng van de grondwaterhoeveelheid bepaald worden door de afvoer en de verdamping, 's winters daarentegen alleen door de afvoer. Hierdoor kan T 's winters een grotere waarde aannemen dan 's zomers. Ook kan een eenmaal vastgesteld verband tussen α en Q_b , zeker in de staarten afwijkingen vertonen, die samenhangende met het effect van de verdamping kunnen variëren. Uit de toepassing van de methode zal moeten blijken in hoeverre deze beperkingen storend zijn.

In hoofdstuk 4, paragraaf 4.2 wordt een toepassing van de methode op het afvoerterloop van de Rijn bij Lobith behandeld.

Opmerking: Bij een hoogwatergolf treedt de top van de basisafvoer, naar algemeen wordt aangenomen, na de top van de totale afvoer op. Formule (10) is hier geenszins mee in strijd; bij de toepassing de theorie op de Bovenrijn blijkt ze op fraaie wijze aan bovengenoemde veronderstelling te voldoen.



$Q_{b,h}$ = HOGE STARTWAARDE
BASISAFVOER : $Q_{b,h} = Q(0)$
 $Q_{b,l}$ = LAGE STARTWAARDE
BASISAFVOER : $Q_{b,l} \ll Q(0)$
 $Q(0)$ = TOTALE AFVOER Q OP TIJDSTIP $t=0$

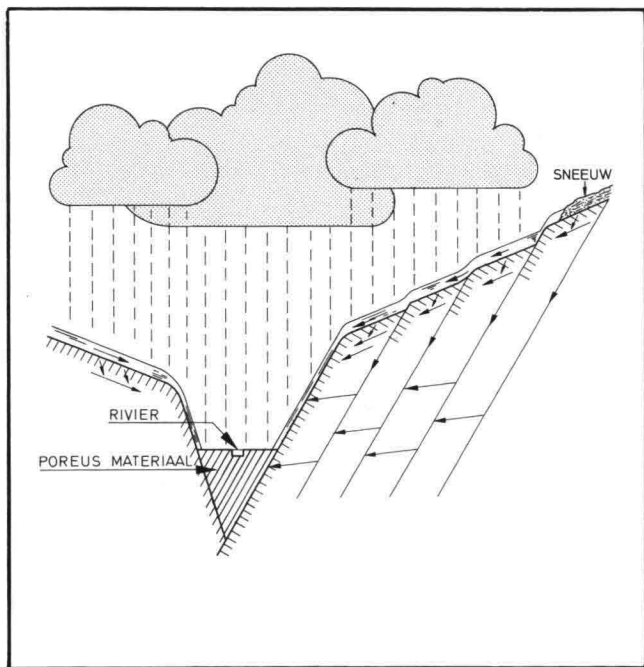
figuur 10. Verloop basisafvoer van de Rijn bij Lobith op grond van verschillende startwaarden.

4.1 Het grondwater in het Rijngebied

Aan de hand van de hydrogeologische kaart uit de Monografie van het Rijngebied [11], hier in eenvoudige vorm opgenomen als bijlage I, kan men constateren dat er in het stroomgebied van de Rijn boven Lobith in hoofdzaak drie soorten grondwatervoorkomens zijn:

- in poreuze ondergrond;
- in gespleten vaste gesteenten, waaronder kalkgesteenten;
- lokale grondwatervoorkomens.

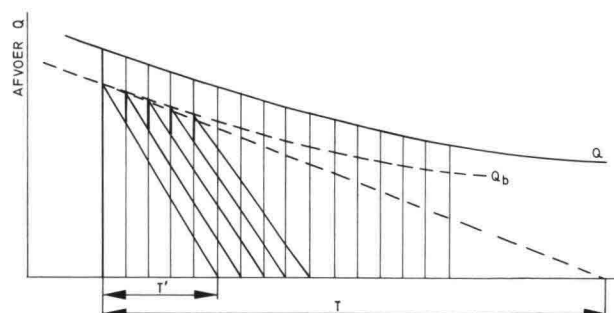
Voor het leveren van een grondwaterafvoer van enige betekenis speelt de eerstgenoemde soort de belangrijkste rol; uit de kaart ziet men dat deze voorkomens voornamelijk in de rivierdalen en in de laagvlakten (de Bovenrijnse laagvlakte en de Benedenrijnse laagvlakte) aanwezig zijn. In het stroomgebied boven Bazel is het gebied met poreuze ondergrond relatief klein. Toch is de productie van basisafvoer in het gebied boven Bazel van dezelfde orde van grootte als die in het benedenstroomse gebied [11, blz. 111]. Dit betekent dat deze gebieden ondanks hun ongelijke hoeveelheden grondwater toch nagenoeg dezelfde basisafvoer geven. De hoeveelheid grondwater is namelijk niet de aandrijffactor voor de grondwaterafvoer - veruit de belangrijkste component van de basisafvoer -, maar het grondwaterverhang, dat wel met de hoeveelheid grondwater samenhangt, maar per gebied op verschillende wijze. Bij vergelijking van verschillende gebieden is de voorraad dus niet maatgevend. Daarnaast is de bijdrage van de meren aan de basisafvoer van belang.



figuur 11. Afvoervorming in een dal.

Voor het instandhouden van de basisafvoer is een voortdurende aanvulling van de grondwatervoorraad vereist. Deze vindt plaats door het in de grond dringende deel van de regen en van afgesmolten sneeuw. In de bergstreken is de bergingscapaciteit in de grond vrij klein. Dit feit wordt evenwel gecompenseerd door een hoge neerslagintensiteit en in de zomermaanden door een grote hoeveelheid smeltwater. Het water zal daar aanvankelijk voor een gering deel overgaan in grondwater en grotendeels via de oppervlakte, de bovenste bodemlagen of door de bergbeken naar de dalen stromen, waar het voor een deel alsnog in de grond dringt. (fig. 11).

Wat reeds eerder in de hogere gebieden in de grond doordrong zal via relatief goed doorlatende gedeelten, bijv. breukvlakken, zijn weg naar het dal vinden. Eerst daar vindt grondwatervoorraadvorming plaats. De plaatselijk werkende teruglooptijd T' kan hier klein zijn, maar tengevolge van voortdurende wateraanvoer naar het dal lijkt het optredende verloop met een langere teruglooptijd samen te hangen. Dit wordt geïllustreerd in fig. 12. De plaatselijke teruglooptijd is T' , maar door de voortdurende aanvulling treedt een algemene teruglooptijd T op.



figuur 12.
Plaatselijke teruglooptijd T' en algemene teruglooptijd T .

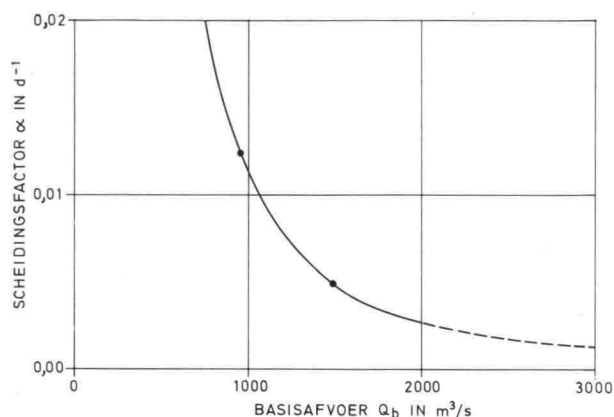
In de grote laagvlakten in het Bovenrijnse en Benedenrijnse gebied zal de splitsing in de componenten oppervlakteafvoer en basisafvoer in het algemeen reeds in het begin van het proces plaatsvinden. De hoeveelheid gesmolten sneeuw is daar alleen in de wintermaanden van enige betekenis, terwijl de regenval er minder is dan in de bergen. De bergingscapaciteit in de grond is echter aanzienlijk groter zodat ook de plaatselijke teruglooptijd T' langer zijn. In het gebied van de middelgebergten, waarin Neckar, Main, Moezel en andere zijrivieren liggen treedt een tussenvorm op. De dalen zijn hier breder dan de Alpendalen. De aanvulling van grondwater zal vanwege de mindere neerslag kleiner zijn dan in de Alpendalen, maar de bergingscapaciteit is er groter en daarmee ook de plaatselijke teruglooptijden T' . Over de grootte der plaatselijke teruglooptijden in het gebied van de Duitse deelstaat Hessen zijn studies verricht door Toussaint [12]; deze vond waarden liggende tussen 2 en 20 dagen. Het eindresultaat geeft een verloop, dat een

min of meer constante algemene teruglooptijd T vertoont; deze vormt een bruikbaar gegeven voor de afvoeranalyse zowel voor het stroomgebied als geheel als voor deelgebieden ervan, zoals het gebied boven Bazil.

Een afzonderlijke opmerking verdienen nog de Alpenrandmeren. Door hun groot bergend vermogen treden ze in sterke mate vertragend op en leveren daardoor een belangrijke bijdrage tot de basisafvoer.

4.2 Uitvoering van de berekeningen over de periode 1901...1980 voor Lobith

Voor het stroomgebied van de Rijn zijn de berekeningen van de basisafvoer te Lobith volgens de in hoofdstuk 3 beschreven methode uitgevoerd voor de jaren 1901...1980. De resultaten vindt men in de bundel verlooplijnen, gegeven in deel B van dit rapport.



figuur 13. Verband tussen scheidingsfactor α en basisafvoer Q_b voor Lobith. (practisch geldt $Q_b < 2000 \text{ m}^3/\text{s}$).

Bij de berekeningen moesten waarden worden ingevoerd voor de beide parameters T en α . Voor T is de reeds genoemde, door Wemelsfelder [5] vastgestelde waarde van 150 dagen aangehouden; voor α is uitgegaan van een verband met Q_b , dat grafisch is weer gegeven in fig. 13.

Deze grafiek is in eerste instantie opgezet aan de hand van de afvoerverlooplijn in het stroomjaar 1 nov. 1969...31 okt. 1970 en wel op de wijze zoals omschreven in par. 3.2.

In fig. 14a vindt men de betreffende afvoerverlooplijn alsmede de basisafvoer; deze laatste is hier visueel vastgesteld. Fig. 14b geeft het verloop van de cumulatieve waarden van Q en Q_b .

Voor de kromme werden twee punten berekend. Deze zijn gebaseerd op de perioden 1 nov. 1969...20 jan. 1970 en 1 feb. 1970...31 okt. 1970.

Periode 1: 1 november ... 20 januari

Uit fig. 14b:
$$\left. \begin{aligned} V &= 10 \times 10^9 \text{ m}^3 \\ V_b &= 6,5 \times 10^9 \text{ m}^3 \\ V_s &= 3,5 \times 10^9 \text{ m}^3 \end{aligned} \right\} \therefore p = \frac{V_s}{V_b} = 0,54$$

$$\alpha = \frac{1}{pT} = \frac{1}{0,54 \times 150} = 0,0124 \text{ d}^{-1}$$

Uit fig. 14a: $(Q_b)_{\text{gem}} = 950 \text{ m}^3/\text{s}$

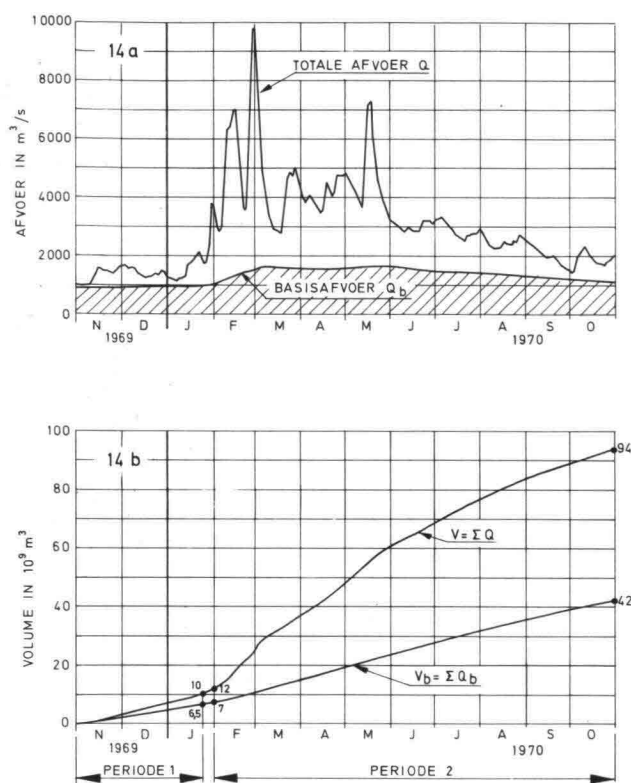
Periode 2: 1 februari ... 31 oktober

Uit fig. 14b:

$$\left. \begin{aligned} V &= (94 - 12) \times 10^9 \text{ m}^3 = 82 \times 10^9 \text{ m}^3 \\ V_b &= (42 - 7) \times 10^9 \text{ m}^3 = 35 \times 10^9 \text{ m}^3 \\ V_s &= 47 \times 10^9 \text{ m}^3 \end{aligned} \right\} \therefore p = \frac{V_s}{V_b} = 1,34$$

$$\alpha = \frac{1}{pT} = \frac{1}{1,34 \times 150} = 0,0049 \text{ d}^{-1}$$

Uit fig. 14a: $(Q_b)_{\text{gem}} = 1500 \text{ m}^3/\text{s}$



figuur 14. Afvoer- en gesommeerde afvoeren 1 november 1969...31 oktober 1970 van de Rijn te Lobith.

Door de beide aldus gevonden punten in fig. 13 is een kromme geconstrueerd, uitgaande van een asymptotisch verloop zowel naar de horizontale as (α nadert tot 0 bij zeer grote basisafvoer die immers nauwelijks meer kan toenemen) als naar de verticale as (is de basisafvoer = 0, en dus ook de oppervlakteafvoer = 0, dan wordt iedere aankomende waterdruppel onmiddellijk in de basisvoorraad gebracht). Zo'n kromme kan goed benaderd worden door een functie van de vorm:

$$\alpha = A \times Q_b^{-n} \quad (13)$$

Aanpassing hiervan aan de beide gevonden punten leidt tot de waarden $A = 14005$ en $n = 2,0327$.

Bij benadering geldt hiermee:

$$\alpha = 14000 \times Q_b^{-2,033} \quad (14)$$

Het verband geeft aan dat naarmate de geborgen hoeveelheid water groter is een kleiner deel van de nieuwe nuttige neerslag gebor-

gen wordt. Het verband is in eerste aanleg slechts als voorlopig aangenomen. Pas na het doorrekenen van een veeljarige reeks kon worden vastgesteld of dit verband al dan niet definitief kon worden beschouwd.

Aldus werd de gehele reeks 1901...1980 doorgerekend met behulp van een hiervoor samengesteld computerprogramma. Het aanvankelijk aangenomen verband van fig. 13, respectievelijk formule (14) bleek heel goed te voldoen (par. 4.3), om welke reden kon worden afgezien van verdere berekeningen van α en het verband als definitief werd vastgesteld. Genoemde uitkomsten vormen tevens de rechtvaardiging van het loslaten van de aanvankelijke veronderstelling „p is constant” uit formule (5); overigens verandert p maar langzaam.

Een berekening over korte perioden kan desgewenst uitgevoerd worden met een eenvoudige zakrekenmachine; een voorbeeld van een rekenprogramma hiervoor vindt men in bijlage II.

In formule (14) is de exponent n in drie decimalen aangegeven. Dit is gedaan vanwege de grote gevoeligheid van de waarde α hiervoor, zoals blijkt uit onderstaande staat.

$Q_b(m^3/s)$	Waarde van α voor:		
	$n = 2,0$	$n = 2,03$	$n = 2,033$
500	0,0560	0,0465	0,0456
950	0,0155	0,0126	0,0124
1000	0,0140	0,0114	0,0111
1500	0,0062	0,0050	0,0049
2000	0,0035	0,0028	0,0027

Afronding van de exponent op de waarde $n = 2$ leidt blijkbaar tot te grote afwijkingen.

4.3 Beoordeling van de resultaten

Bij beschouwing van de berekende verlooplijnen voor de basisafvoer blijkt dat deze in het algemeen een bevestigend verloop te zien geven. In een aantal gevallen wordt echter niet aan het in par. 3.2. gestelde criterium 1 (de grondwaterafvoer mag de totale afvoer niet overschrijden) voldaan. Afgezien van enkele kleine, onbelangrijke afwijkingen betreft dit de volgende perioden:

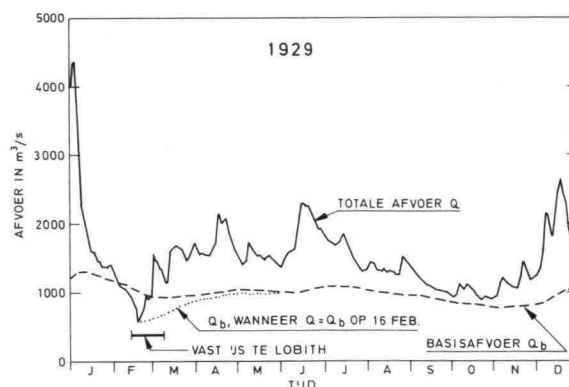
- februari/maart 1909
- februari 1929
- januari 1940
- januari 1942
- februari 1947
- februari 1954
- januari 1963

Met uitzondering van dat van 1909 vallen deze gevallen samen met een bezetting van vast ijs op de Rijn. Zoals reeds in par. 2.2. werd betoogd functioneert het afvoermecanisme dan niet zoals onder normale omstandigheden. De zes betrokken gevallen vormen dus geen reden de methode af te wijzen. De vraag hoe het afvoermecanisme dan functioneert kan men op twee wijzen benaderen:

1. Het is in feite van geen belang na te gaan hoe de afvoersamenstelling tijdens ijsbezetting is. Van de afvoer als geheel wordt alsdan een gedeelte tijdelijk achtergehouden; dit komt na het losraken van het ijsdek in zijn oorspronkelijke samenstelling tot afstroming. Dit pleit ervoor om de bij het vastraken van het ijs onderbroken verlooplijn van de basisafvoer na het loskomen van het ijs gewoon weer op te vatten.

De berekening kan men hierbij op de gebruikelijke wijze doorzetten, ook over de periode met vast ijs.

2. Een andere redenering luidt als volgt: zodra de verlooplijnen van Q en Q_b elkaar snijden geldt per definitie $Q = Q_b$. Nadat de afvoer minimaal is geworden neemt hij vrij abrupt toe (het afvoergebeuren is dan aangepast aan de nieuwe situatie), wat opnieuw geschiedt nadat het ijsdek is losgeraakt. In beide gevallen kan men vanwege het vrij plotselinge karakter van dit verschijnsel de afvoertoeneming als oppervlakteafvoer betitelen. Dit kan men in de berekening tot uitdrukking brengen door op het tijdstip van de minimumafvoer de basisafvoer gelijk te stellen met de totale afvoer; wat er daarna bijkomt is oppervlakteafvoer. Men voert vervolgens de berekening op de gewone wijze uit. De basisafvoer verlooplijn zal vrij spoedig samenvallen met die gevonden volgens de eerste redenering. In het meest uitgesproken geval, dat van februari 1929, duurde de aanpassing 3 maanden zoals blijkt uit fig. 15.



figuur 15. Afvoer verlooplijnen Lobith voor 1929.

Er wordt nogmaals op gewezen dat de keuze tussen beide methoden eerder voortvloeit uit de inhoud die men aan de verschillende aanduidingen en benamingen geeft dan uit wat er in feite plaatsvindt, te weten dat de afvoer als geheel tijdelijk wordt vertraagd. Door nader op de details in te gaan voert men eigenlijk een geheel nieuwe analyse uit, die losstaat van de oorspronkelijke analyse in basisafvoer en oppervlakteafvoer. Omdat in het bijzonder de tweede redenering staat of valt met de toegepaste definities voor de verschillende afvoercomponenten is deze voor de beschrijving van een natuurverschijnsel niet erg geschikt. De eerste verdient dan ook de voorkeur.

Voor één geval, dat van februari/maart 1909, kon geen verklaring worden gevonden voor het schijnbaar in stand blijven van een basisafvoer op een waarde hoger dan de totale afvoer. In dit geval was er geen sprake van ijsbezetting. Om de basisafvoer beneden de totale afvoer te brengen zou de coëfficiënt α bij basisafvoeren van rond 1000 m³/s met ongeveer 30% moeten worden teruggebracht. Dit zou, naar een oriënterende berekening heeft uitgewezen, echter tot een onwaarschijnlijk laag verloop van de basisafvoerlijn leiden, waardoor in veel gevallen niet meer zou worden voldaan aan het criterium 2 uit par. 3.2. (nadering van beide verlooplijnen tot elkaar in droge tijden). Het is niet mogelijk de oorzaken van deze afwijking voor 1909 nu nog te achterhalen. Wellicht heeft de uitzonderlijk spitse vorm en hiermee het sterk dynamische karakter van de hoogwatergolf van februari 1909 tot gevolg gehad dat de basisvoorraad niet zodanig kon toenemen als hier werd berekend. Het is onwaarschijnlijk dat latere technische ingrepen, zoals aanleg van stuwbekkens in Zwitserland, van invloed zijn geweest; de hierdoor gevormde bergingscapaciteit is n.l. te klein. Bovendien, als de werken al invloed gehad zouden hebben, zouden de afwijkingen niet tot een incidenteel geval beperkt zijn gebleven. Op grond van deze overwegingen is deze ene uitzondering tenslotte voor lief genomen.

Tegenover deze afwijking staat een groot aantal gevallen waarin de aansluiting van de basisafvoer Q_b op de teruglopende totale afvoer Q bijzonder goed verloopt, ook in niet zeer recente tijden. Ge-
wezen wordt op de perioden:

- september/oktober 1906
- oktober 1907
- november 1908
- november 1920 (na het uitzonderlijk hoge water in januari)
- maart en oktober 1921 (1921 was een der droogste jaren)
- december 1924
- oktober 1926 (na het hoogst bekende hoogwater in januari)
- maart 1930
- februari 1932
- september en december 1933
- september en november 1943
- september, oktober en november 1947 (een droog jaar)
- oktober 1948
- juni...oktober 1949 (een droog jaar)
- oktober 1951
- augustus 1952
- september...december 1953
- november 1955
- december 1957
- september en oktober 1959 (een droog jaar)
- oktober 1961
- oktober en november 1962
- januari en juli 1964 (een droog jaar)
- oktober 1969
- oktober en november 1971
- oktober 1972
- januari 1973
- november 1975
- juli en augustus 1976 (het bekende meest recente droge jaar)
- november 1978.

Daarnaast zijn er een groot aantal voorbeelden aan te wijzen, waarbij de aansluiting op handen was, vlak voordat door neerslag de afvoer toenam waardoor het samenvallen van de basisafvoer met de totale afvoer verhinderd werd.

Samenvattend kan men stellen dat deze resultaten het vertrouwen wettigen dat de beschreven analysemethode en de daarbij gebruikte parameters het afvoerproces onder ijsvrije omstandigheden goed beschrijven en dat alleen bij zeer hoge uitzondering on-
toereikend zijn gebleken.

4.4 Aanvullende opmerkingen

In de voorgaande paragraaf werd de toepassing van de beschreven analysemethode behandeld op de afvoer van de Rijn bij Lobith. De aan de methode ten grondslag liggende overwegingen zijn echter van meer universele aard; de methode zou in feite op iedere rivier toegepast kunnen worden, mits men maar de juiste waarden voor de parameters gebruikt.

In de eerder genoemde Monografie wordt ook het verloop gegeven van de basisafvoer voor de deelgebieden van het Rijngebied boven en beneden Bazel over de periode 1 november 1969...31 oktober 1970 [11, blz. 181 en blz. 184]. Van het gebied boven Bazel werden voor de parameters de volgende waarden aangehouden:

$$T = 150 \text{ dagen}$$

$$\alpha = A \cdot Q_b^{-n} \text{ (formule (13))}, \text{ waarbij:}$$

$$A = 7682$$

$$n = 2,143$$

Het verloop beneden Bazel werd afgeleid uit het verschil tussen de afvoerwaarden voor het gehele stroomgebied en die voor het bovenstroomse gebied. Het bleek dat ook voor dat geval een zeer bevredigend verloop ontstaat. Toepassing op langere perioden verdient aanbeveling, evenals toepassing op andere rivieren.

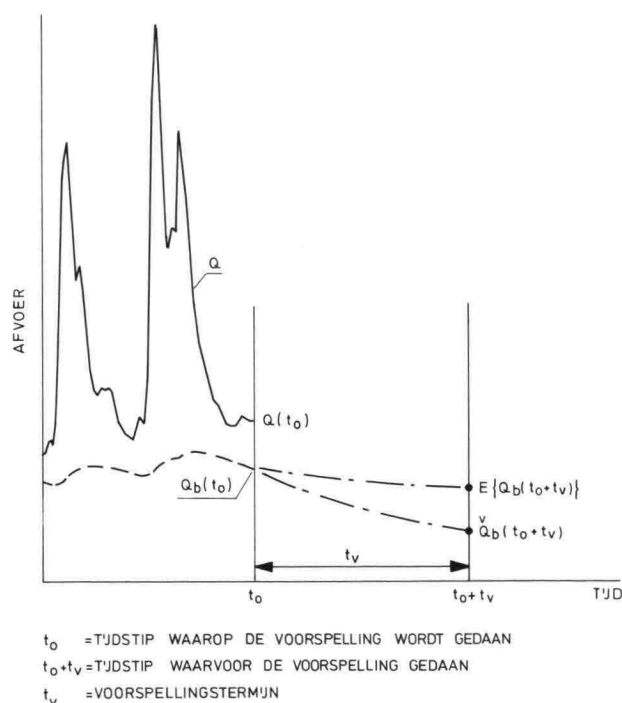
In dit hoofdstuk worden enige mogelijkheden voor praktische toepassingen besproken, die de hiervoor beschreven analysemethode biedt. Dit betreft de volgende onderwerpen:

- voorspellingen basisafvoer over een aantal maanden (par.5.1);
- afvoervoorspellingen over enige dagen (par.5.2);
- samenstelling waterbalansen (par.5.3);
- ontwikkelen van mogelijke afvoerreeksen (par.5.4).

Van deze toepassingen zijn de laatste drie nog niet in bijzonderheden uitgewerkt; het in de paragrafen 5.2 ... 5.4 besprokene moet dan ook voornamelijk als aanbeveling worden gezien.

5.1 Voorspellingen basisafvoer over een aantal maanden

Deze zijn vooral van belang voor laagwatervoorspellingen; voorspellingen van hoogwater zijn te sterk afhankelijk van de onmiddellijk tevoren gevallen hoeveelheid neerslag om hieromtrent iets met enige zekerheid te kunnen voorspellen over wat langere termijn. Met laagwater ligt de situatie anders: de laagste afvoeren die op een bepaald tijdstip optreden hangen samen met de basisafvoer; deze vormt in feite de ondergrens van de mogelijke afvoer.



figuur 16 Voorspelling van de basisafvoer over een aantal maanden.

In fig.16 komen de volgende grootheden voor:

1. de bekende basisafvoer $Q_b(t_0)$ op het tijdstip t_0 van de voorspelling;

2. de basisafvoer t_v maanden later bij uitblijven van neerslag, die volgens (1) voldoet aan:

$$\dot{Q}_b(t_0 + t_v) = Q_b(t_0) \cdot e^{-\frac{t_v}{T}} \quad (15)$$

3. de meest waarschijnlijke waarde of verwachtingswaarde van de basisafvoer t_v maanden later, aan te duiden met $E\{Q_b(t_0 + t_v)\}$

Het is duidelijk dat de verwachtingswaarde $E\{Q_b(t_0 + t_v)\}$ hoger zal liggen dan de minimumwaarde $\dot{Q}_b(t_0 + t_v)$. Echter zal ook een uiterst lage, maar nog reële waarde van $Q_b(t_0 + t_v)$ nog belangrijk boven de minimumwaarde liggen, omdat een periode zonder noemenswaardige neerslag over een groot stroomgebied tot de onwaarschijnlijkheden behoort. Het verdient daarom de voorkeur als werkminimum aan te houden een waarde die bijv. met een kans van 90% of van 95%, overschreden zal worden. Om een dergelijke waarde te kunnen bepalen zal de frequentieverdeling van $Q_b(t_0 + t_v)$ onderzocht moeten worden; deze verdeling zal afhankelijk zijn van de uitgangswaarde $Q_b(t_0)$.

De betrekkingen tussen $Q_b(t_0)$ en $Q_b(t_0 + t_v)$ werden voor de Rijn te Lobith onderzocht voor de volgende gevallen:

$t_0 = 1$ maart	$t_v = 1 \dots 6$ maanden
$t_0 = 1$ april	$t_v = 1 \dots 5$ maanden
$t_0 = 1$ mei	$t_v = 1 \dots 4$ maanden
$t_0 = 1$ juni	$t_v = 1 \dots 3$ maanden
$t_0 = 1$ juli	$t_v = 1$ en 2 maanden
$t_0 = 1$ augustus	$t_v = 1$ maand

Met behulp van de berekende basisafvoeren over de jaren 1901...1975 werd voor elk van de 21 gevallen een lineaire regressielijn berekend van de vergelijking:

$$E\{Q_b(t_0 + t_v)\} = A_0 + A_1 Q_b(t_0) \quad (16)$$

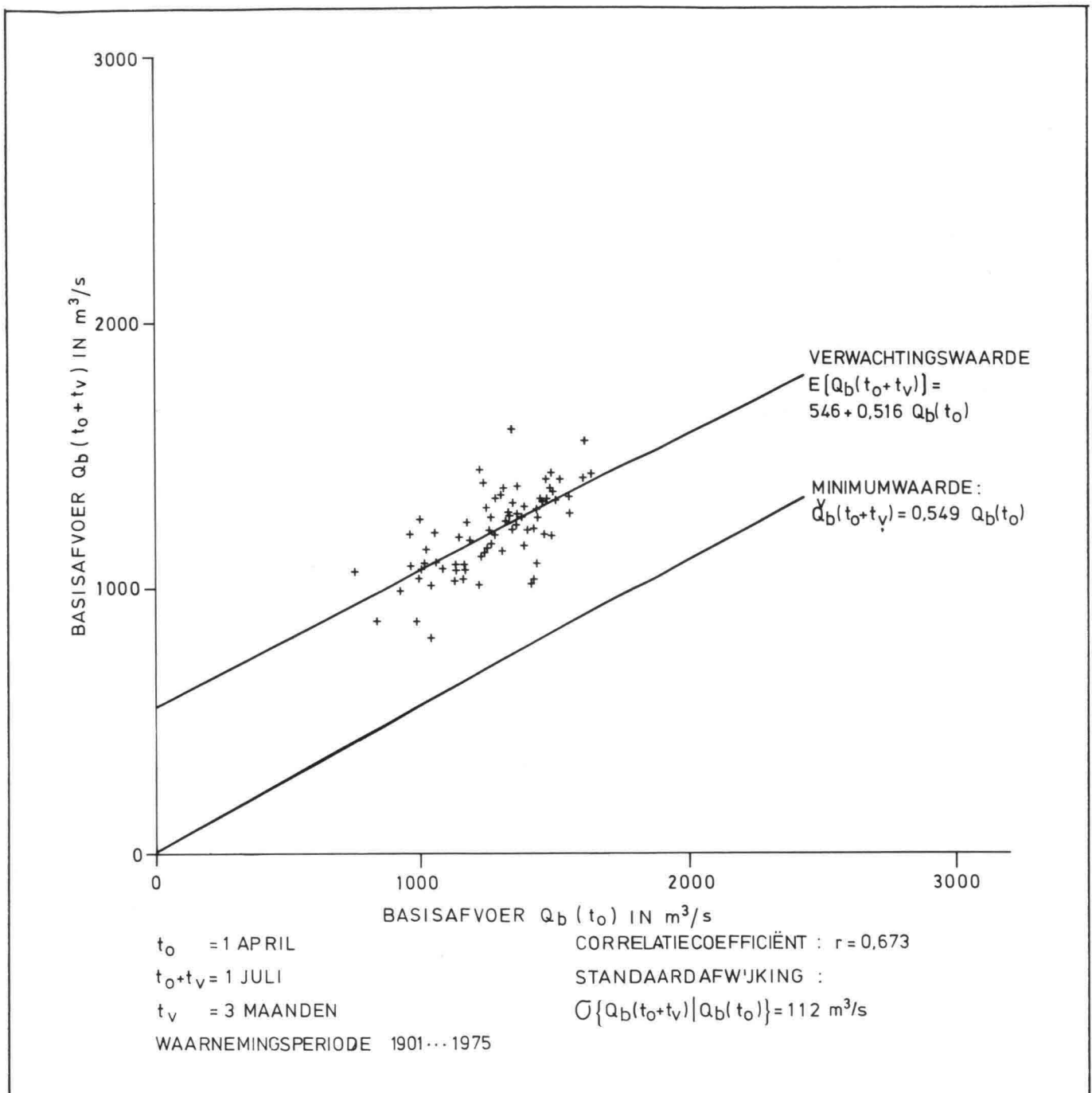
De met de resultaten van dit onderzoek uit te voeren voorspellingen zijn van groot belang voor de waterhuishouding van Nederland, in het bijzonder met het oog op het beleid ten aanzien van de voorraadvorming op het IJsselmeer.

Als voorbeeld vindt men in fig. 17 de waarden van $Q_b(t_0 + t_v)$ op 1 juli, uitgezet tegen de waarden $Q_b(t_0)$ op 1 april ($t_v = 3$ maanden). Men ziet in deze figuur een grote spreiding van de punten, maar het verloop van de regressielijn wijst er op dat de waarden op 1 juli toch in zekere mate afhankelijk zijn van die op 1 april. De richtingscoëfficiënt A_1 van de lijn bedraagt 0,516. In de figuur is eveneens ingetekend de rechte, die het verloop van de minimaal mogelijke waarden $\dot{Q}_b(t_0 + t_v)$ aangeeft. Deze waarden voldoen aan formule (15). In dit geval kan worden gesubstitueerd:

$t_v = 3$ maanden (1 april...1 juli),

$T = 5$ maanden, zodat voor dit geval (15) overgaat in:

$$\dot{Q}_b(1 \text{ juli}) = 0,549 Q_b(1 \text{ april})$$



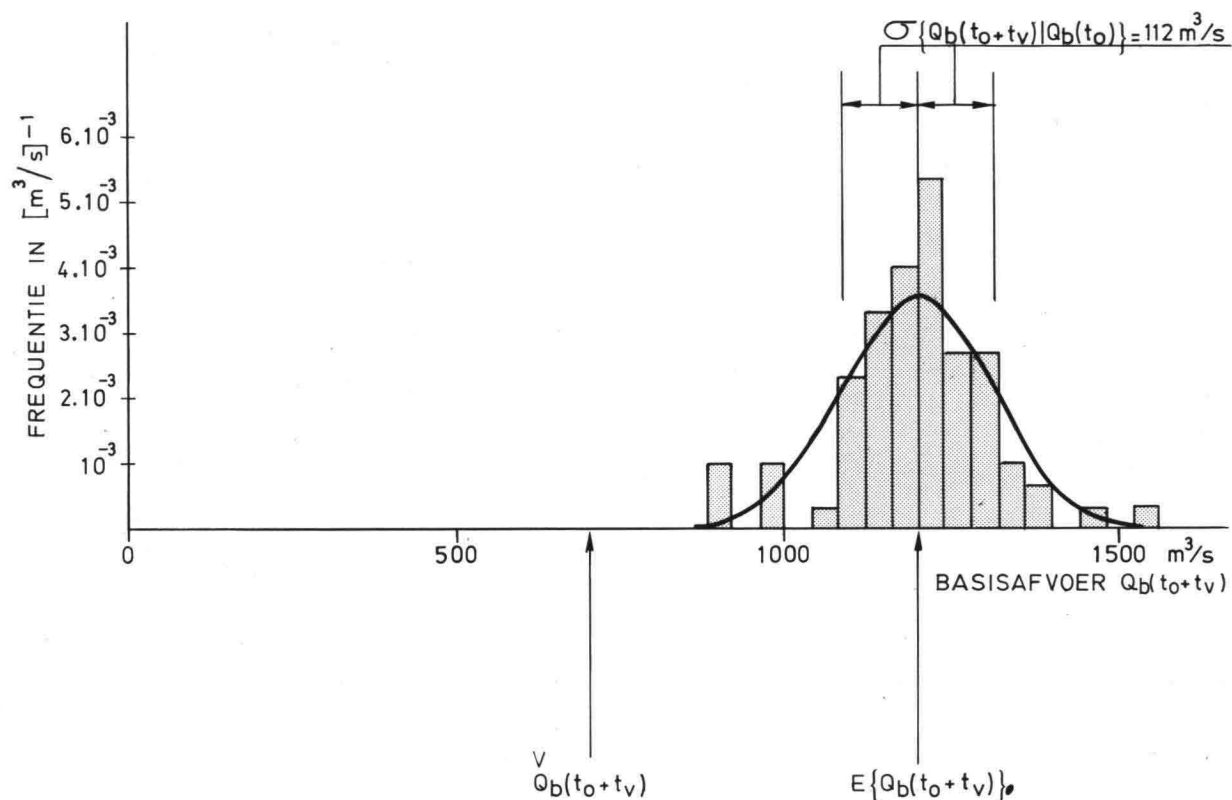
figuur 17. Vergelijking basisafvoer Lobith 1 april - basisafvoer Lobith 1 juli.

De richting van de lijn, die dit verloop weergeeft verschilt slechts weinig van die van de regressielijn. Dit wijst erop dat de aanwezige correlatie samenhangt met het afnemen van de grondwaterafvoer en de grondwatervoorraad. De afstand tussen beide lijnen is nagenoeg constant; dit vloeit voort uit een systematisch verschil ten gevolge van de na 1 april gevallen nuttige neerslag. De stochastische component hiervan wordt weergegeven door de reststandaardafwijking ten opzichte van de regressielijn. Deze bedraagt in dit geval $112 \text{ m}^3/\text{s}$. De waarden $Q_b(t_0 + t_v)$ vertonen een histogram, zoals in fig.18 is voorgesteld voor de gemiddelde waarden van de basisafvoer op 1 april: $Q_b(t_0) = 1280 \text{ m}^3/\text{s}$.

In bijlage III vindt men een overzicht van de uitkomsten van het regressieonderzoek voor de beschouwde 21 gevallen. Deze zijn samengevat in de volgende tabellen:

- Tabel III-1: correlatiecoëfficiënt $\rho\{Q_b(t_0), Q_b(t_0+t_v)\}$;
- Tabel III-2: constante term A_0 ;
- Tabel III-3: regressiecoëfficiënt A_1 ;
- Tabel III-4: reststandaardafwijking $\sigma\{Q_b(t_0+t_v) | Q_b(t_0)\}$.

Bij de beschouwing van de correlatiecoëfficiënten (tabel III-1) ziet men, zoals te verwachten was, een afname naarmate de voorspellingstermijn t_v toeneemt. Ligt de waarde beneden 0,6 dan is de



$t_0 = 1 \text{ april}$
 $t_0 + t_v = 1 \text{ juli}$
 WAARNEMINGSPERIODE
 1901... 1975

GEMIDDELDE WAARDEN:
 $Q_b(t_0) = 1280 \text{ m}^3/\text{s}$
 $Q_b(t_0 + t_v) = 704 \text{ m}^3/\text{s}$
 $E\{Q_b(t_0 + t_v)\} = 1208 \text{ m}^3/\text{s}$

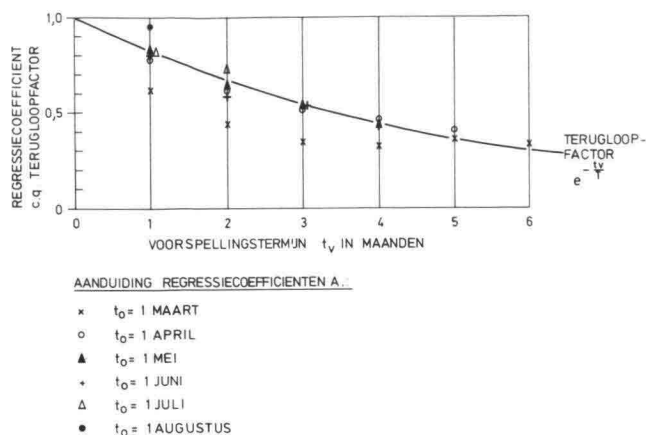
figuur 18 frequentiedichtheid van $Q_b(t_0 + t_v)$ voor $t_0 = 1 \text{ april}$ en $t_0 + t_v = 1 \text{ juli}$.

correlatie van weinig betekenis meer. Het valt verder op dat de waarden voor $t_0 = 1$ maart voor voorspellingstermijnen van 0...4 maanden lager liggen dan de overeenkomstige waarden voor de latere voorspellingstijdstippen. Dit is een gevolg van het feit dat het weer zo vroeg in het jaar wisselvalliger is dan verder in het seizoen.

De regressiecoëfficiënten A_1 (tabellen III-3a en 3b) geven een indruk van de mate waarin de basisafvoer in de loop van de tijd afneemt.

In dit opzicht zijn ze te vergelijken met de teruglooppfactor $e^{-\frac{t_v}{T}}$ uit

formule (15). Om deze reden zijn deze factoren voor $t_v = 0...6$ maanden opgenomen in tabel III-3b; elk van deze waarden is de de richtingscoëfficiënt van de lijn, die het verband aangeeft tussen $Q_b(t_0)$ en de minimaal mogelijke basisafvoer na t_v maanden, $\check{Q}_b(t_0 + t_v)$. In fig. 19 zijn zowel de regressiecoëfficiënten A_1 als de teruglooppfactor uitgezet tegen de duur van de voorspellingstermijn t_v .



figuur 19. Waarden van de regressiecoëfficiënten en van de terugloopfactor als functie van de voorspellingstermijn.

Men ziet hieruit dat voor de beschouwde gevallen het grafisch verband tussen de regressiecoëfficiënten en de voorspellingstermijnen in het algemeen redelijk overeenstemt met het verloop in de tijd van de teruglooppromme. De regressiecoëfficiënten behoren bij $t_0 = 1$ maart hebben voor $t_V = 1 \dots 4$ maanden lagere waarden dan de overeenkomende terugloopfactoren. Aan de andere kant geeft de regressiecoëfficiënt voor 1 augustus naar 1 september een relatief hoge waarde te zien.

De reststandaardafwijkingen zijn vermeld in tabel III-4. Zoals te verwachten vertonen ze een toename bij toenemende voorspellingstermijn. Voor 1 maart naar 1 april is de waarde relatief groot.

Toepassing van de methode.

Met behulp van de gevonden resultaten is het nu mogelijk om uitgaande van de basisafvoer $Q_b(t_0)$ de verwachtingswaarde $E\{Q_b(t_0 + t_V)\}$ voor een tijdsduur t_V later te geven. Ook kan men de waarden berekenen die behoren bij bepaalde overschrijdingskansen r en wel volgens:

$$Q_b(t_0 + t_V), r = E\{Q_b(t_0 + t_V)\} + u(r) \times \sigma\{Q_b(t_0 + t_V) | Q_b(t_0)\} \quad (17)$$

Hierin is $u(r)$ de factor, waarmee men de standaardafwijking moet vermenigvuldigen om de waarden te vinden die in de normale verdeling door een gedeelte r van het totaal aantal gevallen wordt overschreden. In de volgende tabel vindt men enige waarden:

Normale verdeling

r in %	$u(r)$	r in %	$u(r)$
1	2,32	99	- 2,32
2,5	1,96	97,5	- 1,96
5	1,65	95	- 1,65
10	1,28	90	- 1,20
15	1,04	85	- 1,04
20	0,84	80	- 0,84
25	0,67	75	- 0,67
30	0,52	70	- 0,52
40	0,25	60	- 0,25
50	0	50	0

Invullen van (16) in (17) geeft:

$$Q_b(t_0 + t_V), r = A_0 + A_1 Q_b(t_0) + u(r) \times \sigma\{Q_b(t_0 + t_V) | Q_b(t_0)\} \quad (18)$$

Zijn t_0 (voorspellingstijdstip) en t_V (voorspellingstermijn) gegeven en doet men een keuze inzake de te nemen overschrijdingskansen r dan kan men de voorspelling opmaken op grond van de in de tabellen III-2, 3 en 4 en in tabel I gegeven waarden, symbolisch als volgt geschreven:

$$Q_b(t_0 + t_V), r = [III-2] + [III-3] \times Q_b(t_0) + [I] \times [III-4] \quad (19)$$

Doet men bijvoorbeeld op 1 april een voorspelling voor 1 augustus met een overschrijdingskans van 95% (slechts 5% zal lager uitvallen), dan is, bij een basisafvoer $Q_b(t_0) = 1000 \text{ m}^3/\text{s}$:

$$Q_b(t_0 + t_V), r = 586 + 0,468 \times 1000 - 1,65 \times 124 = 850 \text{ m}^3/\text{s}.$$

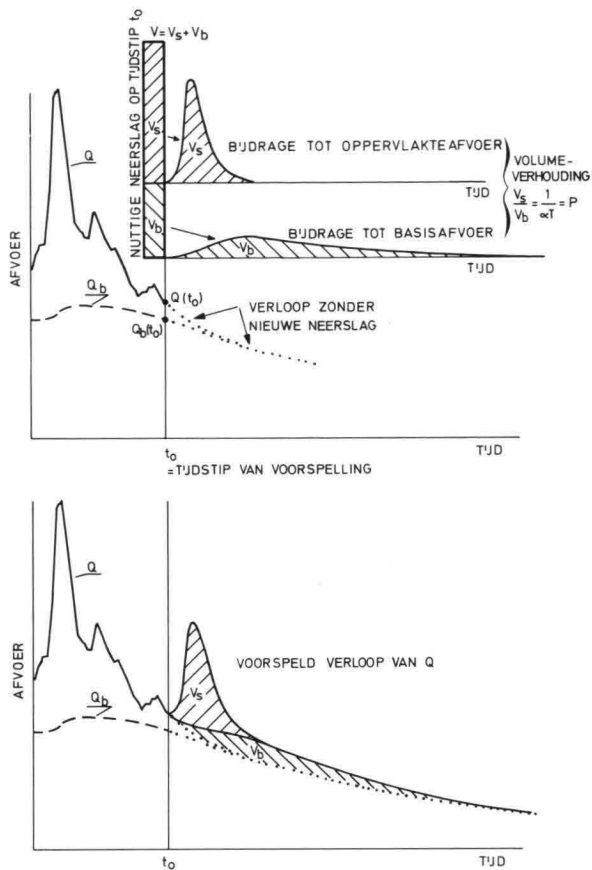
Uiteraard geeft de voorspelling alleen waarden voor de basisafvoer. Wat daar nog bijkomt hangt af van de na de voorspellingsdatum gevallen nuttige neerslag; deze volgt als regel een zeer onregelmatig patroon en kan bij de huidige stand van de meteorologie, zeker op zo lange termijn, nog niet voorzien worden. Voor zover het te voeren waterbeleid gericht is op een termijn van enige maanden vooruit lijkt deze beperking echter niet van belang, omdat de totale afvoer binnen 1 à 2 weken radicaal van beeld kan veranderen. Enige zekerheid omtrent de basisafvoer is daarentegen in dit verband wel degelijk van belang. De hier gegeven voorspellingsmethode lijkt hierom een waardevolle bijdrage te leveren aan de waterhuishouding van Nederland, in het bijzonder die van het IJsselmeer in verband met zijn opslagfunctie ten behoeve van de watervoorziening van Noord-Nederland.

5.2 Afvoervoorspellingen over enige dagen

Dit betreft voorspellingen over een termijn van 1 à 10 dagen. In dit geval heeft de methode vooral nut bij hoogwatervoorspellingen, omdat dit verschijnsel zich binnen een dergelijke termijn afspeelt. De oppervlakteafvoer speelt hierbij de belangrijkste rol. De in dit rapport beschreven methode kan een bijdrage leveren om, tezamen met andere bewerkingen, tot een voorspelling te komen. De daarvoor benodigde werkwijze zou in beginsel als volgt kunnen zijn.

Zoals in hoofdstuk 2 werd beschreven (fig. 4) verdeelt een bepaalde hoeveelheid nuttige neerslag zich tenslotte in oppervlakteafvoer en basisafvoer. Stel nu dat op een bepaalde dag t_0 de totale afvoer $Q(t_0)$ bedraagt en de basisafvoer $Q_b(t_0)$; zie fig. 20. Op die dag valt er een hoeveelheid nuttige neerslag V . Uitgaande van die basisafvoer en de daarbij behorende scheidingsfactor α (fig. 13) kan een uitspraak worden gedaan over de verdeling van V in de bijdrage tot de oppervlakteafvoer (V_s) en die tot de basisafvoer (V_b).

De hoeveelheid oppervlaktewater V_s bepaalt in grote trekken het beeld van de komende hoogwatergolf. Zou men de vorm van de bij V_s behorende afvoergolf kennen, bijv. op grond van de eenheidsafvoergolftheorie, dan kan men het verloop van de totale afvoer dag voor dag voorspellen.



figuur 20. Afvoervoorspelling over enige dagen.

De basisafvoer $Q_b(t_0 + 1)$, optredende 1 dag later, wordt op grond van formule (11) - met $\Delta t = 1$ dag - afgeleid door $Q_b(t_0)$ te verkleinen met een deel $1/T$ en vervolgens bij het resultaat een bedrag $\alpha \times Q_s(t_0)$ op te tellen (zie fig. 21):

$$Q_b(t_0 + 1) = Q_b(t_0) \times \left(1 - \frac{1}{T}\right) + \alpha \times Q_s(t_0) \quad (20)$$

De oppervlakteafvoer op dag $(t_0 + 1)$ bestaat deels uit vroeger veroorzaakte oppervlakteafvoer Q_{so} en deels uit nieuw gevormde afvoer Q_{sn} , afkomstig uit V_s :

$$Q_s(t_0 + 1) = Q_{so}(t_0 + 1) + Q_{sn}(t_0 + 1) \quad (21)$$

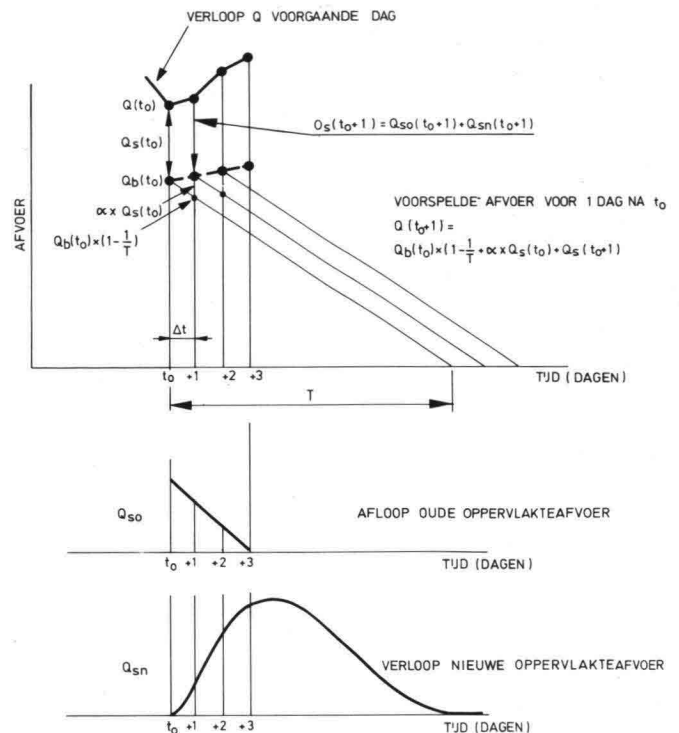
De totale afvoer $Q(t_0 + 1)$ volgt uit optelling van (20) en (21):

$$Q(t_0 + 1) = Q_b(t_0 + 1) + Q_s(t_0 + 1) \quad (22)$$

Op deze wijze voortgaande kan men het verloop van de afvoergolf voorspellen. Uiteraard is bijstelling van de procedure nodig zodra een volgende hoeveelheid neerslag van enige betekenis gevallen is.

Het zal duidelijk zijn dat de hier besproken methode nog lang niet operationeel is, zeker niet voor een stroomgebied als dat van de Rijn.

In het bijzonder ten aanzien van de vorm van de verlooplijn van de oppervlakteafvoer is nog veel studie nodig. Wellicht zal men zich bij dergelijke grote stroomgebieden moeten richten op kleinere deelstroomgebieden van de zijrivieren, mede om de ruimtelijke verdeling van de neerslag in rekening te brengen.



figuur 21. Uitvoering afvoervoorspelling over enige dagen.

In het voorgaande is aangegeven hoe de behandelde afvoersplitsingsmethode in een algemene voorspellingsberekening kan worden ingepast.

Voor stroomgebieden, waarvoor een eenheidsafvoergolf bekend is, kan de afvoersplitsingstheorie een zeer welkome aanvulling vormen bij het verrichten van deze afvoervoorspellingen.

5.3 Samenstelling waterbalansen

Kennis van de waterbalans van een stroomgebied is van groot belang voor het voeren van een goede waterhuishouding, zeker in de toekomst wanneer, zoals te verwachten is, een toenemend gebruik van het beschikbare water zal worden gemaakt.

In de waterbalans spelen de volgende componenten mee:

- neerslag (regen, sneeuw)
- verdamping
- rivierafvoer, te onderscheiden in:
 - oppervlakteafvoer
 - basisafvoer
- berging, van:
 - oppervlaktewater
 - sneeuw
 - bodemvocht (onverzadigde zone)
 - grondwater (verzadigde zone)

De behandelde methode geeft voor ieder tijdstip de momentane en de geaccumuleerde waarden voor de oppervlakteafvoer en de basisafvoer.

Daarnaast kan door gebruik van formule (3) ook de voor een zeker tijdstip t aanwezige hoeveelheid werkzaam grondwater worden berekend:

$$V_b(t) = Q_b(t) \times T \tag{23}$$

Het niet werkzame diepe grondwater blijft hierbij buiten beschouwing; dit speelt in de kringloop nauwelijks een rol.

Zij nu t_0 het begintijdstip van de balansperiode. De verandering van de hoeveelheid werkzaam grondwater sedert t_0 bedraagt:

$$\Delta V_b(t) = V_b(t) - V(t_0) \tag{24}$$

Hiermee is een van de bergingscomponenten van de waterbalans vastgelegd. Dit betekent een belangrijke bijdrage tot de nadere preciezing van de waterbalans. Dit komt vooral tot uiting wanneer men deze uitbeeldt door de geaccumuleerde waarden, zoals in fig. 22 voor de periode 1 oktober 1958...31 december 1959, welke figuur is ontleend aan de Hydrologische Monografie van het stroomgebied van de Rijn [11, deel A, blz. 211]. De bovenste figuur geeft de verlooplijnen van Q_t en Q_b , de onderste het verloop van

de geaccumuleerde waarden $\sum_0^t Q_b(t)$, $\sum_0^t Q(t)$, $\Delta V_b(t)$, die van de totale

neerslag $\sum_0^t P(t)$ en van de nuttige neerslag $\sum_0^t \{P(t)-E(t)\}$ waarbij de verdamping E van de neerslag is afgetrokken.

Met deze gegevens kan men onder gebruikmaking van de waterbalansvergelijking de resterende berging S (sneeuw + bodemvocht + oppervlaktewater) als sluitpost bepalen:

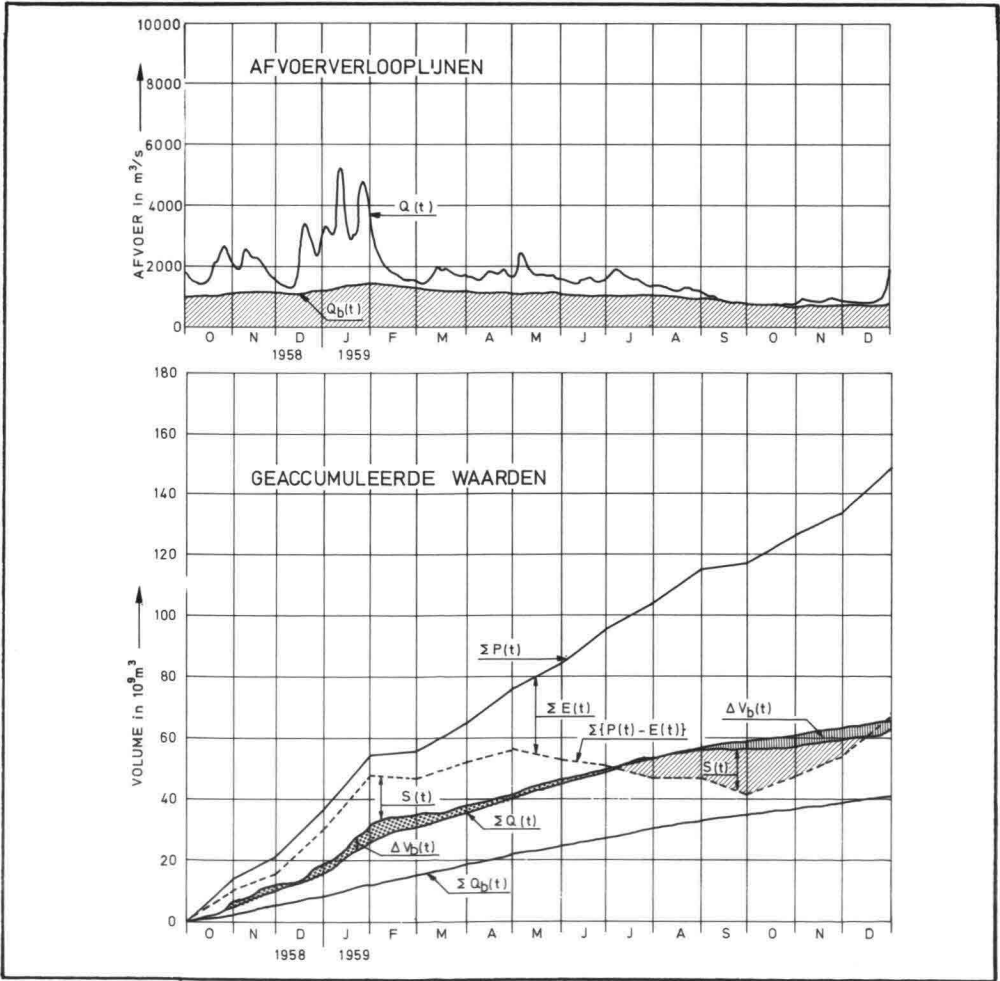
$$S(t) = \sum_0^t \{P(t) - E(t)\} - \sum_0^t Q(t) - \Delta V_b(t) \tag{25}$$

Hoewel de neerslag en, in nog sterkere mate, de verdamping slechts met een beperkte nauwkeurigheid kunnen worden vastgesteld blijkt toch dat men met een dergelijke voorstelling een redelijk goed algemeen beeld van de gang van zaken in het stroomgebied krijgt, temeer daar de speelruimte die de verschillende lijnen in de figuur hebben beperkt is. Een mogelijke verdere verbetering zou moeten worden nagestreefd door gebruikmaking van zoveel mogelijk meetgegevens van de verschillende componenten, eventueel door het opzetten van een gecoördineerd meetprogramma voor het gehele stroomgebied. Daarbij zou men zeker gebruik kunnen maken van programma's in de hydrologische onderzoeksgebieden.

5.4 Ontwikkelen van mogelijke afvoerreeksen

Het ontwikkelen of genereren van een afvoerreeks is een veel toegepaste procedure in de hydrologie. Men gaat er hierbij van uit dat de eerder opgetreden, bekende afvoeren uitvloeisels of realisaties zijn van een stochastisch proces dat zich afspeelt binnen een bepaald universum. Dat juist de voorgekomen reeks afvoeren is verwezenlijkt is een gevolg van toeval; ieder andere reeks, mits passend in het universum zou in beginsel in de betrokken periode ook opgetreden kunnen zijn.

figuur 22. Verloop van de waterbalanscomponenten voor het Rijngebied boven Lobith in de droge periode 1 okt.1958...31 dec.1959.



Het universum kent men in feite niet. Men zal daarom als regel de kansdichtheidsverdeling van een tijdreeks van waarnemingen als grondslag voor dit universum aannemen. Met het „werkelijke” universum kunnen er verschillen optreden. Door de waarnemingsreeks voldoende lang te nemen kan men de mogelijke afwijkingen beperkt houden. Een te lange tijdreeks kan evenwel het bezwaar opleveren van het optreden van een bepaalde trend; er is dan geen sprake meer van een éénduidig universum. Een juiste keuze van de lengte van de tijdreeks zal per geval gedaan moeten worden.

Het genereren van afvoeren biedt de mogelijkheid een veel langere reeks ter beschikking te krijgen dan die, welke uit de directe waarnemingen bestaat. Men kan hiertegen aanvoeren dat men nooit meer informatie kan krijgen dan in het oorspronkelijke materiaal aanwezig is, maar daartegenover kan men de vraag stellen of met de klassieke werkwijzen de beschikbare informatie wel ten volle wordt gebruikt. Hoe dan ook, het genereren van afvoeren wordt vaak toegepast en de uitkomsten worden gebruikt voor het ontwerpen van waterbouwkundige werken en voor het bepalen van het waterbeleid.

Meestal betreffen afvoerreeksontwikkelingen jaar- of maandgemiddelden. In het volgende wordt een methode aangegeven waarmee dagafvoeren kunnen worden ontwikkeld. Deze methode gaat uit van twee verschillende stochastische processen. Verwezen zij hierbij naar het stroomschema in fig. 23.

Men stelle zich voor dat met zekere tussenpozen Δt neerslagstoten (puls) voorkomen. Iedere stoot levert een bepaalde hoeveelheid nuttige neerslag V . Alle hoeveelheden tezamen worden geacht te voldoen aan een kansdichtheidsverdeling $f(V)$ en de tussenpozen aan een kansdichtheidsverdeling $g(\Delta t)$. Het proces verloopt nu als volgt: Voor een tijdstip t_0 vindt men door a-selectie trekkingen een neerslaghoeveelheid $V(t_0)$ uit $f(V)$ en een tijdsinterval Δt_0 uit $g(\Delta t)$. Dit laatste houdt in dat de volgende neerslagpuls op het tijdstip $t_1 = t_0 + \Delta t_0$ komt. Voor dat tijdstip trekt men opnieuw uit beide verdelingen en vindt dan een neerslagpuls $V(t_1)$ en een tijdsinterval Δt_1 . Door aldus steeds weer uit beide verdelingen een element te trekken kan men een tijdreeks van neerslagpulsen V opbouwen.

Gaat men vervolgens uit van een bepaalde beginwaarde van $Q_b(t_0)$ op t_0 terwijl men gemakshalve $Q(t_0) = Q_b(t_0)$ kiest, dan kan men van daaruit op de eerder beschreven wijze, bijv. zoals weergegeven in par. 5.2., het verloop van de afvoer samenstellen.

Om een aldus beschreven generatieproces te kunnen uitvoeren dient men dus te beschikken over:

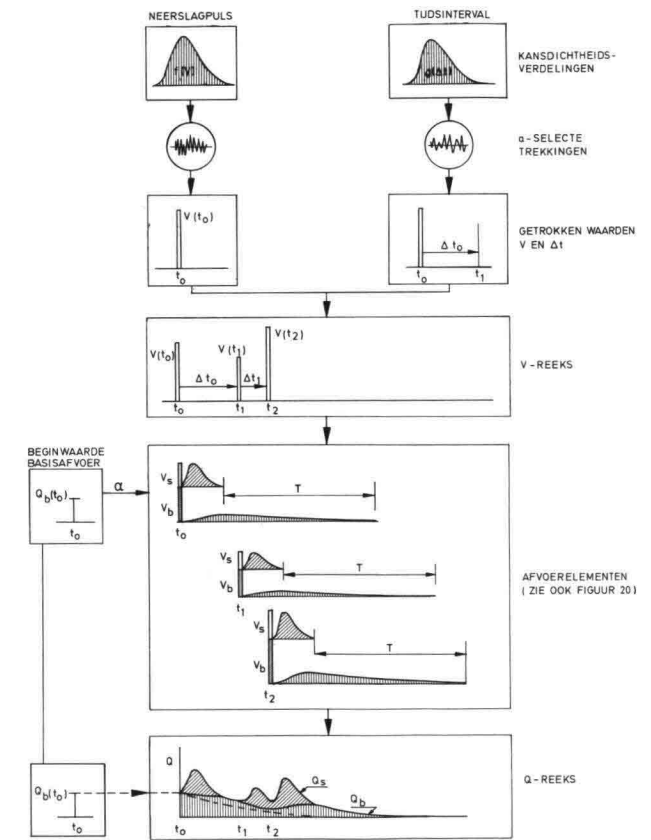
- 1) de frequentieverdeling $f(V)$ van de grootte der nuttige neerslagpulsen; hierbij moet tevens met seizoensinvloeden worden gerekend;
- 2) de frequentieverdeling $g(\Delta t)$ van de tussenpozen tussen de neerslagpulsen; ook hier kunnen seizoensinvloeden gelden;
- 3) de verdeling van de nuttige neerslagpulsen V in bijdragen tot respectievelijk de oppervlakteafvoer (V_s) en de basisafvoer (V_b);

- 4) de transformatie van het oppervlaktegedeelte van de puls in een afvoerlooplijn;
- 5) de berekening van het verloop van totale afvoer en basisafvoer volgens de methode uit par. 5.2.

Uiteraard zal men, om de vereiste bewerkingen te kunnen uitvoeren hiervoor een speciaal programma (genereringsprogramma) moeten ontwikkelen.

Ten aanzien van de punten 3) en 5) levert de beschreven methode een oplossing. Inzake de punten 1), 2) en 4) zijn voor het stroomgebied van de Rijn studies gaande. Daarbij zal behalve de verdeling over de tijd ook de ruimtelijke verdeling van de neerslag in beschouwing moeten komen.

Het belang van een aldus gegenereerde afvoerreeks ligt vooral in het gebruik voor waterhuishoudingsmodellen, en wel ten behoeve van het ontwerp van grote waterbouwkundige projecten, van het gebruik in de operationele fase en van de beleidsvoering op landelijk en regionaal niveau, bijv. in een geheel stroomgebied. Zo zouden lange reeksen van Rijn- en Maasafvoeren kunnen dienen als invoer in de modellen van de PAWN-studie (Beleidsanalyse Waterhuishouding Nederland). Behalve voor kwantiteitsvraagstukken zijn ook toepassingen denkbaar op het gebied van de waterkwaliteit.



figuur 23. Stroomschema generatieproces afvoerreeksen.

De in dit rapport ontwikkelde analysemethode is gebaseerd op een sterk vereenvoudigde voorstelling van de hydrologische kringloop (hoofdstuk 2). Deze methode maakt het mogelijk dag voor dag te berekenen welk aandeel van de rivierafvoer uit basisafvoer voortkomt en welk aandeel uit oppervlakteafvoer. Daarbij verstaat men onder **basisafvoer** de afvoer van water, dat eerst na langdurige berging - tot meerdere maanden - in de rivier is gekomen; het water dat als **oppervlakteafvoer** afstroomt echter heeft op zijn weg slechts weinig openthoud ondervonden.

Voor de berekeningen zijn 2 parameters nodig, te weten de teruglooptijd T en de scheidingsfactor α (hoofdstuk 3). De teruglooptijd T is de tijdsduur, die het stroomgebied nodig zou hebben om na een zeker tijdstip t_0 al zijn watervoorraden - voor een groot deel bestaande uit grondwater - te verliezen indien de basisafvoer vanaf dat tijdstip onverminderd zou doorgaan. De scheidingsfactor α geeft de verhouding tussen de dagelijkse aanvulling van de basisafvoer en de dan aanwezige oppervlakteafvoer. Deze factor hangt samen met de verzadigingstoestand van de grond: hoe meer water deze reeds bevat, hoe minder er bij kan om bij te dragen tot de basisafvoer; inkomend water komt dan vooral ten goede aan de oppervlakteafvoer. De eigenlijke berekeningen worden uitgevoerd met slechts twee formules, nl. (11) en (14).

In hoofdstuk 4 vindt men een toepassing op het stroomgebied van de Rijn boven Lobith. Na vaststelling van de parameters is voor de gehele periode 1901...1980 de analyse uitgevoerd. Het resultaat vindt men in deel B. In het algemeen blijkt het verloop van de basisafvoer goed te passen in het algemene afvoerbeeld, afgezien van een klein aantal uitzonderingen, die merendeels zijn toe te schrijven aan bezetting met vast ijs.

De beschreven analysemethode kan een bijdrage leveren in de oplossing van een aantal hydrologische vraagstukken (hoofdstuk 5). Behandeld worden:

- voorspelling basisafvoer over een aantal maanden (par. 5.1); deze vindt praktische toepassing in het voorspellen van de minimum afvoeren van de Rijn;
- afvoervoorspellingen over enige dagen (par. 5.2);
- samenstelling waterbalansen (par. 5.3);
- ontwikkelen van mogelijke afvoerreeksen (par. 5.4)

Hoewel de methode, zeker voor de laatste drie genoemde onderwerpen, nog geen volledige oplossing geeft, brengt hij deze toch nader door althans onderdelen van deze vraagstukken beter behandelbaar te maken.

Aanbevelingen

Ten einde de grondslagen waarop de methode berust nader te toetsen verdient het aanbeveling het vóórkomen en het gedrag van het grondwater in het stroomgebied van de Rijn aan een uitgebreide inventarisatie te onderwerpen. Dit geldt vooral voor de laagvlakten en de rivierdalen, maar daarnaast ook de gebieden met veel breukzones en karstverschijnselen. Ongetwijfeld kan hierbij gebruik gemaakt worden van bestaande gegevens; waar deze echter niet voorhanden zijn wordt aanvullend onderzoek aanbevolen.

Daarnaast verdient het aanbeveling de in hoofdstuk 5 behandelde toepassingen verder uit te werken. Met uitzondering van de voorspelling van de basisafvoer over een aantal maanden (par. 5.1) zullen deze onderwerpen nog belangrijk aanvullend onderzoek vereisen. Dit betreft voor:

afvoervoorspellingen over enige dagen (par. 5.2):

- de grootte van de „nuttige-neerslag-puls”,
- de transformatie in een afvoerelement;

samenstelling waterbalansen (par. 5.3):

- de reeds genoemde toetsing van de grondwaterstanden,
- de hier niet behandelde componenten, bijv. bodemvocht en verdamping; de hydrologische onderzoeksgebieden bieden hiertoe mogelijkheden.

ontwikkelen van afvoerreeksen (par. 5.4):

- de onder „afvoervoorspellingen” genoemde punten,
- de frequentiedichtheidsverdelingen van nuttige-neerslag-pulsen en tijdsintervallen
- een genereringsprogramma.

Eindconclusie:

De hier behandelde methode vormt een stap in de richting van de oplossing van een aantal hydrologische en waterhuishoudkundige vraagstukken; verder onderzoek blijft echter noodzakelijk.

Literatuur

1. World Meteorological Organization (1975): Intercomparison of conceptual models used in operational hydrological forecasting. Operational Hydrology Report no. 7, WMO-no. 429, Genève.
2. **Kitanidis, P.K., and Bras, R.L.** (1978): Real time forecasting of river flows. Massachusetts Institute of Technology, Report no. 235, Cambridge, Mass.
3. Hydrological forecasting. Proceedings of the Oxford Symposium (1980), IAHS-AISH-publication no. 129.
4. **Wemelsfelder, P.J.** (1960): The persistence of river discharges. IAHS publication no. 51 pp. 141...150, Helsinki.
5. **Wemelsfelder, P.J.** (1963): The persistence of river discharges and groundwater storage. IASH publications no. 63, pp. 90...106, Berkeley.
6. Unesco (1972): Flood Studies, an International Guide for the Collection and Processing of Data. Technical Papers in Hydrology no. 8, Paris.
7. World Meteorological Organization (1977), Guide to Hydrological Practices. WMO Publication no. 168, Genève.
8. **Van der Made, J.W.** (1977): Analyse des Abflusses. Beiträge zur Hydrologie, Heft 4, Freiburg i. Br.
9. **Rijkswaterstaat** (1966): IJverslag winter 1962-1963. Staatsuitgeverij, 's-Gravenhage.
10. International Commission on Irrigation and Drainage (1967), Multilingual technical dictionary on irrigation and drainage, New Delhi.
11. Commission internationale de l'hydrologie du bassin du Rhin/Internationale Kommission zur Hydrologie des Rheingebietes (CHR/KHR), (1978), Le bassin du Rhin, Monographie Hydrologique / Das Rheingebiet, Hydrologische Monografie, 's-Gravenhage.
12. **Toussaint, B.** (1981): Ermittlung der Leerlaufkoeffizienten nach Maillet und des effektiv nutzbaren Gesteinshohlraums in hessischen Flussgebieten durch Auswertung der Abflüsse im Trockenjahr 1976. Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen 25, Heft 3/4.

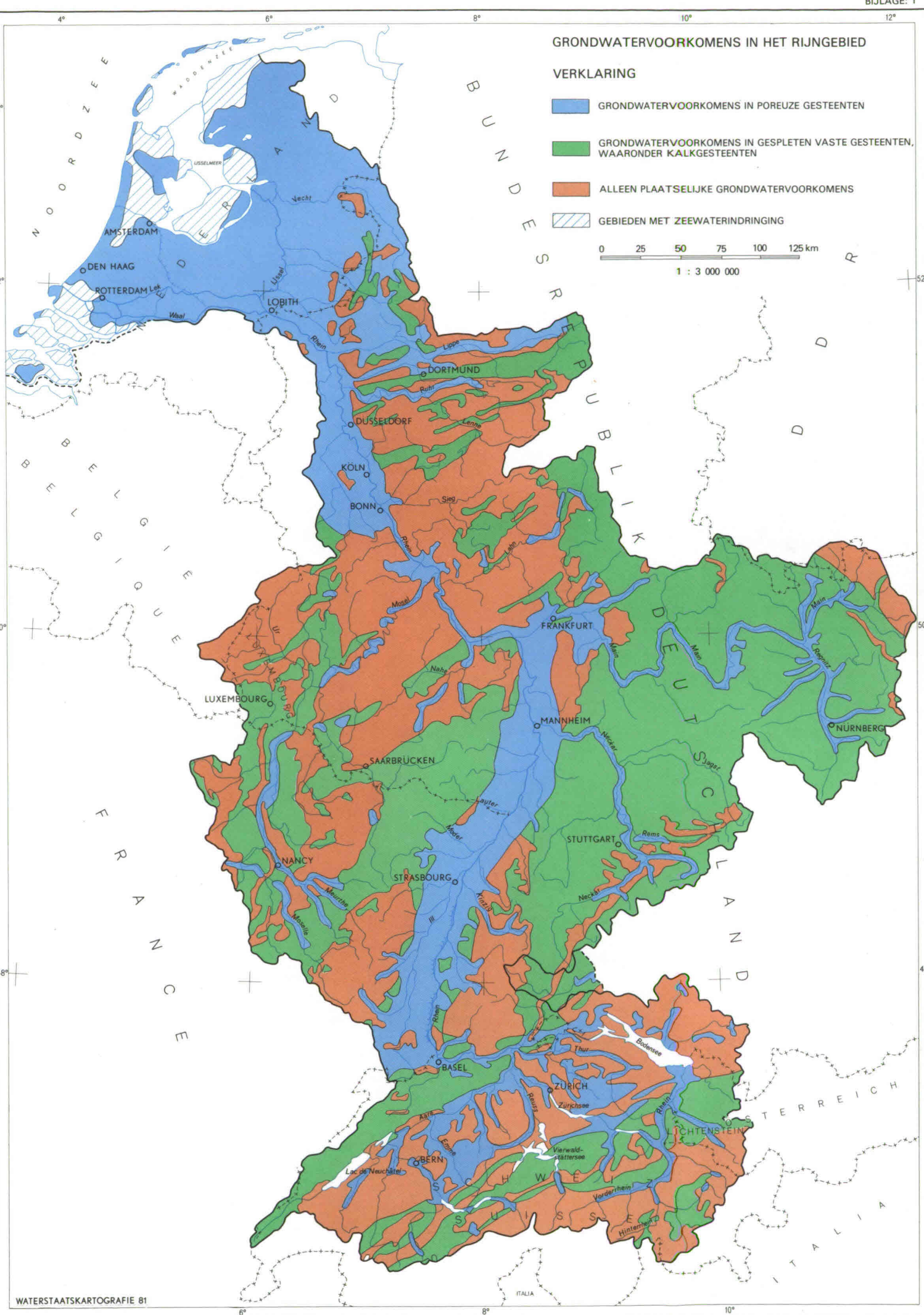
GRONDWATERVOORKOMENS IN HET RIJNGEBIED

VERKLARING

- GRONDWATERVOORKOMENS IN POREUZE GESTEENTEN
- GRONDWATERVOORKOMENS IN GESPLETEN VASTE GESTEENTEN, WAARONDER KALKGESTEENTEN
- ALLEEN PLAATSELIJKE GRONDWATERVOORKOMENS
- GEBIEDEN MET ZEEWATERINDRINGING

0 25 50 75 100 125 km

1 : 3 000 000



Berekening van de basisafvoer

Bijlage II

Rekenprogramma voor rekenmachine Texas Instruments 59.

Vaste invoergrootheden

teruglooptijd T (dagen) : STO 00
scheidingsfactor α
 exponent n : STO 01
 constante A : STO 02

Instructie

	invoer	toets	venster
1e keer:	$Q_b(t_0)$	B	$Q_b(t_0)$
in serie:	$Q(t_0)$	A	$Q_b(t_1)$
	$Q(t_1)$	A	$Q_b(t_2)$
	.	.	.
	.	.	.
	.	.	.
	$Q(t_n)$	A	$Q_b(t_n + 1)$

Tekst programma

$Q_b(t_0)$ 2nd Lbl B STO 03 R/S
Q 2nd Lbl A STO 04
 α (RCL 03 y^x (RCL 01 + / -)) $\times$
RCL 02 = STO 05
 Q_s RCL 04 - RCL 03 = STO 06
RCL 03 $\times$ (1 - RCL 00 $1/x$) +
 Q_b RCL 05 $\times$ RCL 06 = STO 03 R/S

Tabel III–1 Correlatiecoëfficiënten

t ₀	t ₀ + t _v						
	1 maart	1 april	1 mei	1 juni	1 juli	1 aug.	1 sep
1 maart	1	0,719	0,555	0,464	0,502	0,538	0,463
1 april		1	0,848	0,699	0,673	0,598	0,488
1 mei			1	0,889	0,781	0,627	0,514
1 juni				1	0,903	0,672	0,583
1 juli					1	0,809	0,677
1 aug						1	0,906
1 sep							1

Tabel III–3a Regressiecoëfficiënten A₁

t ₀	t ₀ + t _v						
	1 maart	1 april	1 mei	1 juni	1 juli	1 aug.	1 sep
1 maart	1	0,623	0,447	0,351	0,334	0,364	0,332
1 april		1	0,788	0,612	0,516	0,468	0,404
1 mei			1	0,836	0,644	0,527	0,458
1 juni				1	0,791	0,601	0,552
1 juli					1	0,825	0,731
1 aug						1	0,960
1 sep							1

Tabel III–2 Constante termen A₀ (m³/s)

t ₀	t ₀ + t _v						
	1 maart	1 april	1 mei	1 juni	1 juli	1 aug.	1 sep
1 maart	–	490	693	773	783	721	709
1 april		–	251	436	546	586	613
1 mei			–	165	395	527	458
1 juni				–	242	452	459
1 juli					–	189	250
1 aug						–	5
1 sep							–

Tabel III–3b Regressiecoëfficiënten A₁ en teruglooppfactor

t ₀	t _v (maanden)						
	0	1	2	3	4	5	6
1 maart	1	0,623	0,447	0,351	0,334	0,364	0,332
1 april	1	0,788	0,612	0,516	0,468	0,404	
1 mei	1	0,836	0,644	0,527	0,458		
1 juni	1	0,791	0,601	0,552			
1 juli	1	0,825	0,731				
1 aug	1	0,960					
1 sep	1						
e ^{–$\frac{t_v}{T}$}	1	0,819	0,670	0,549	0,449	0,368	0,301

Tabel III–4 Reststandaardafwijkingen $\sigma\{Q_b(t_0 + t_v) \mid Q_b(t_0)\}$ in m³/s

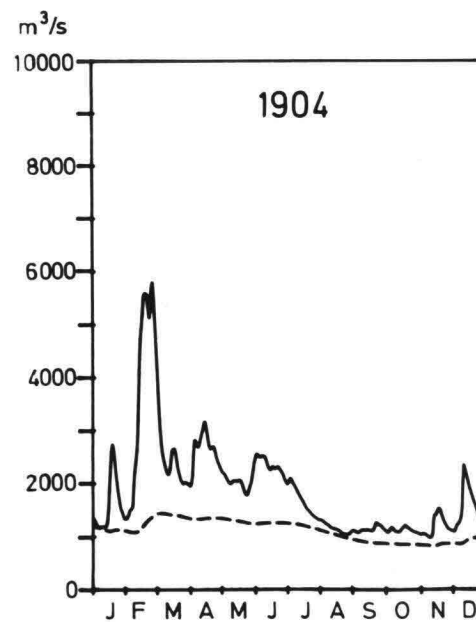
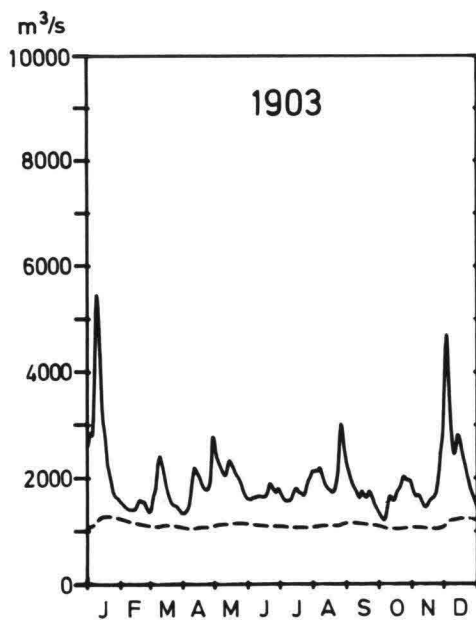
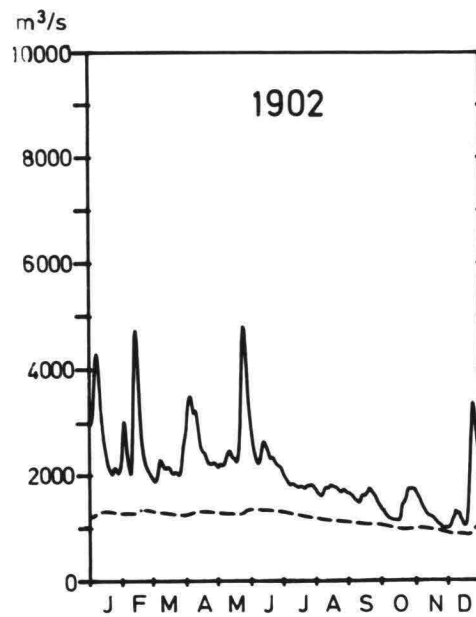
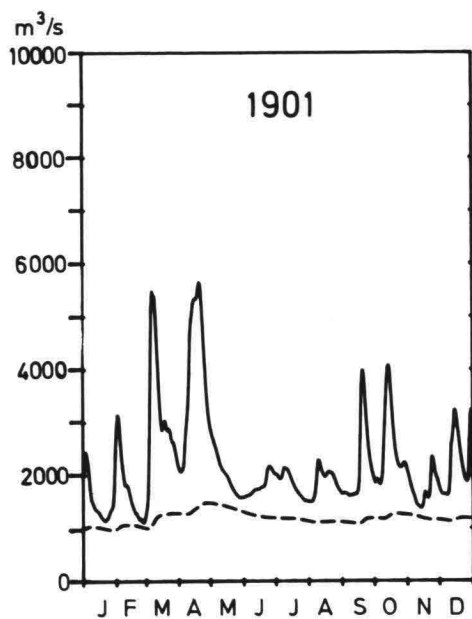
t ₀	t ₀ + t _v						
	1 maart	1 april	1 mei	1 juni	1 juli	1 aug.	1 sep
1 maart	0	137	152	153	131	130	145
april		0	96	124	112	124	143
1 mei			0	79	95	120	140
1 juni				0	65	114	133
1 juli					0	91	120
1 aug						0	69
1 sep							0

DEEL B

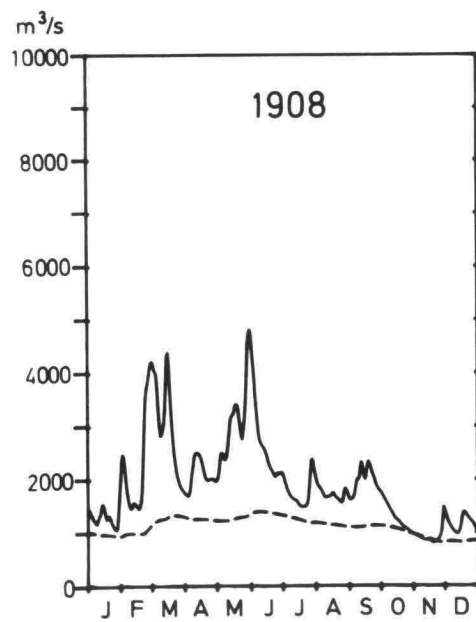
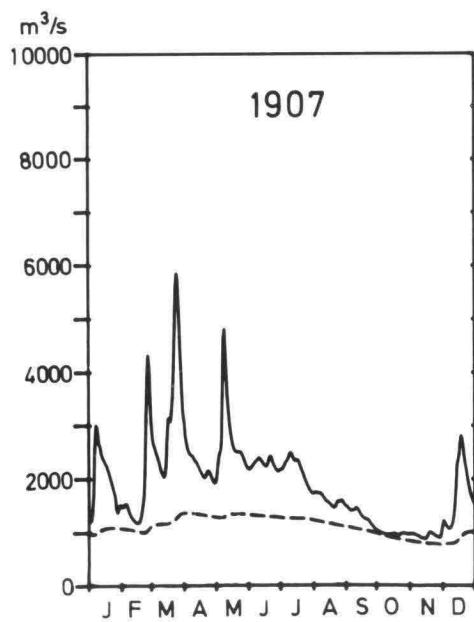
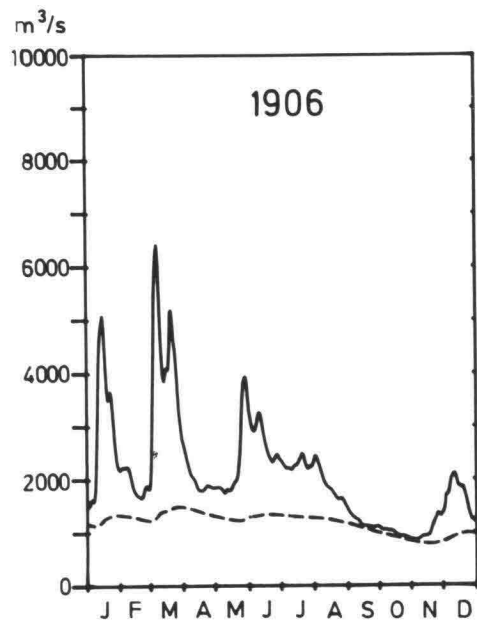
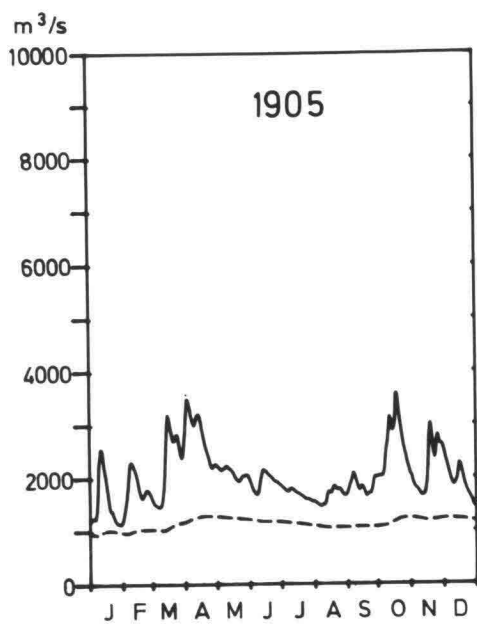
Verlooplijnen van de totale afvoer Q en van de basisafvoer Q_b van de Rijn te Lobith over de jaren 1901...1980.

Verklaring

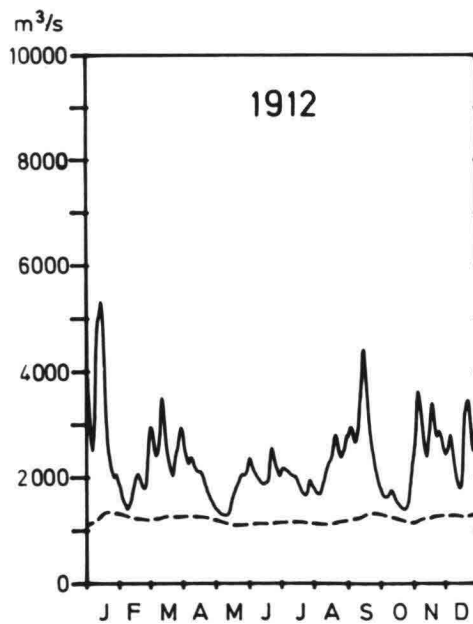
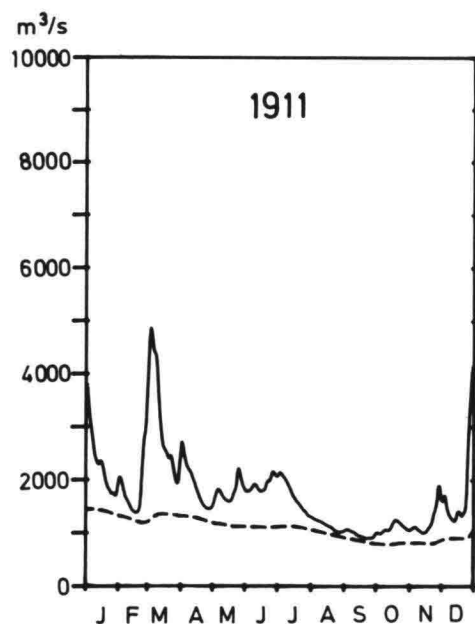
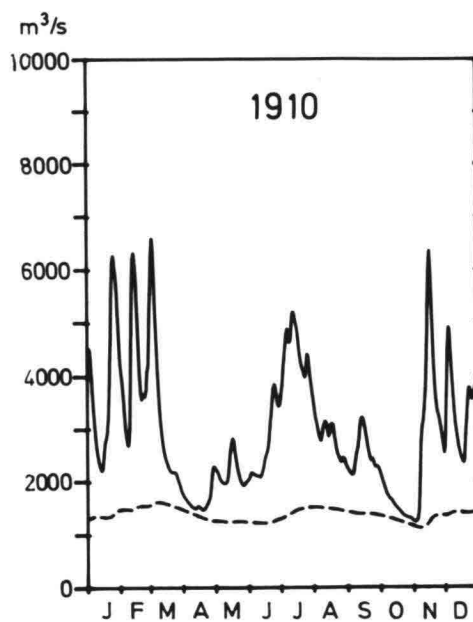
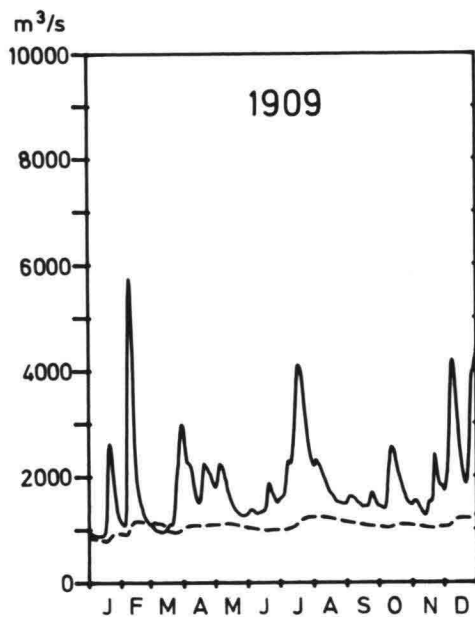




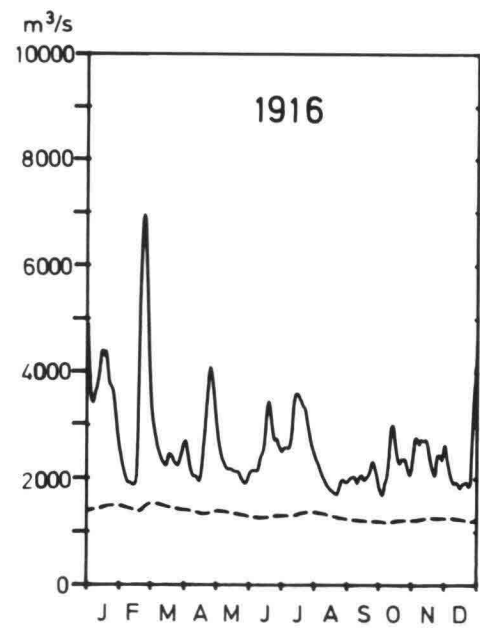
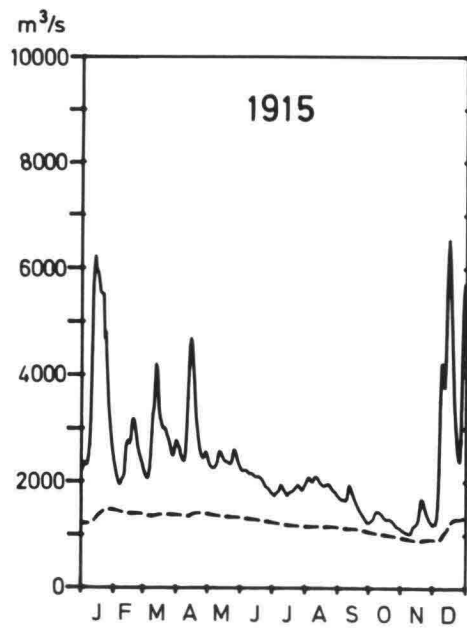
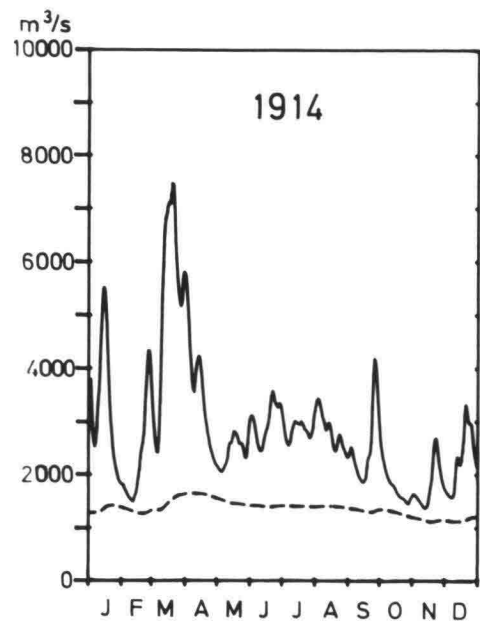
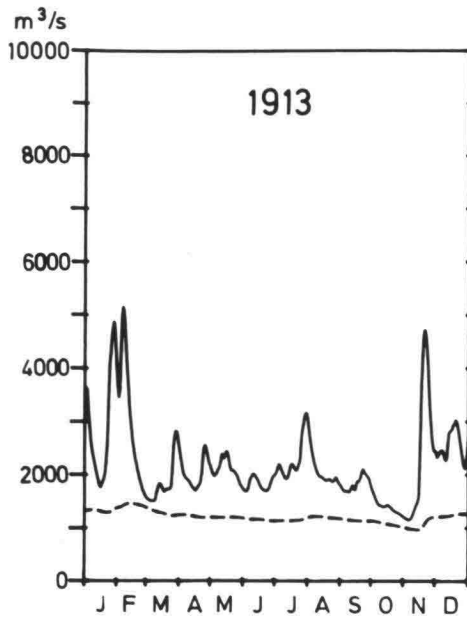
A4 82.538



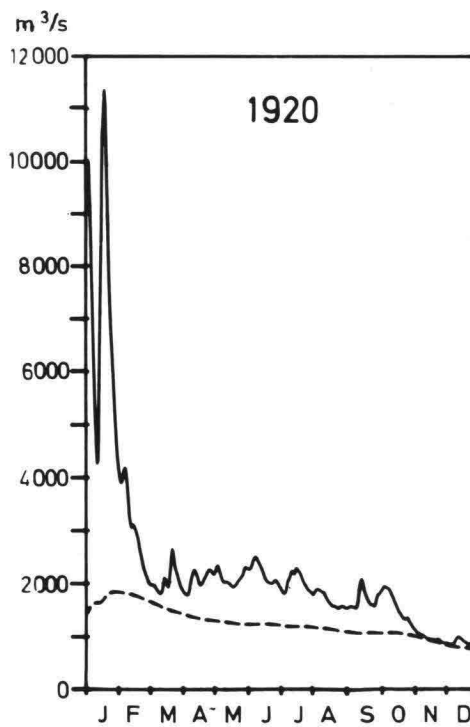
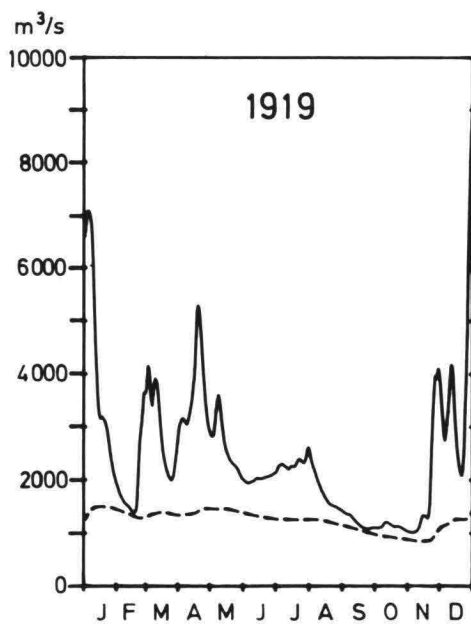
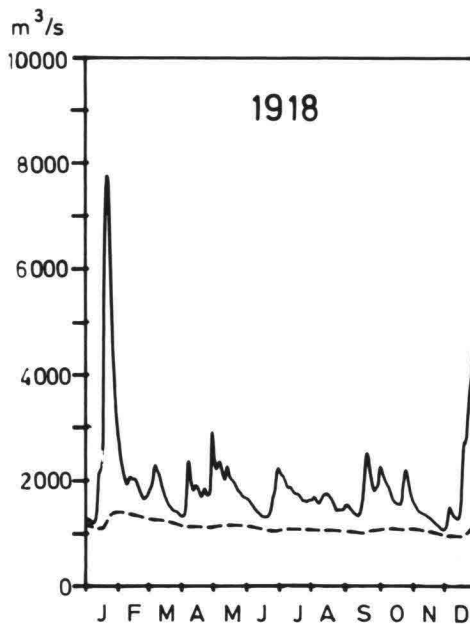
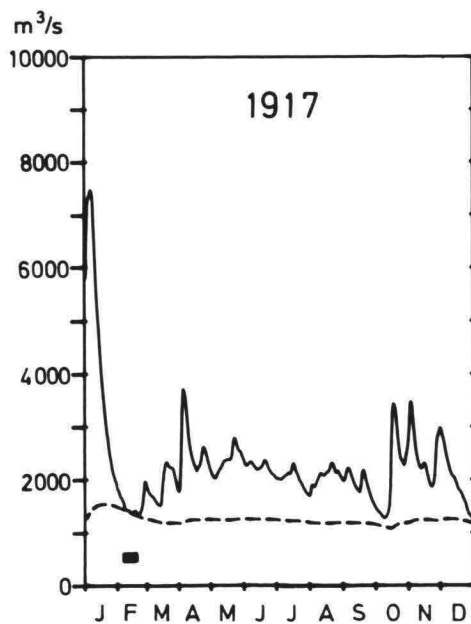
A4 82539



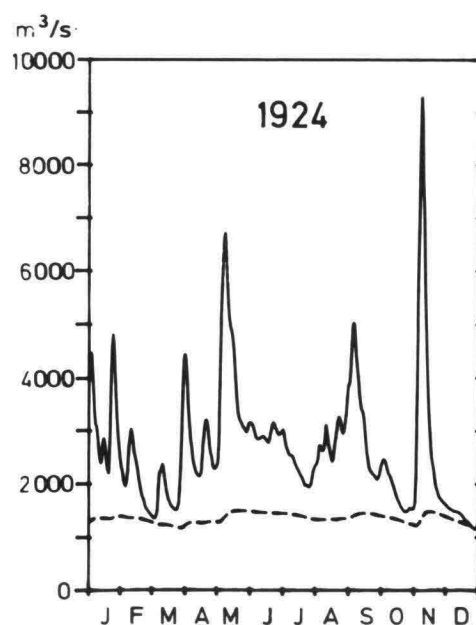
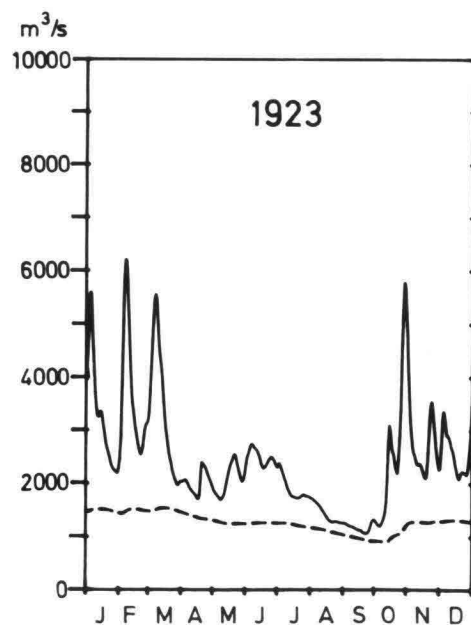
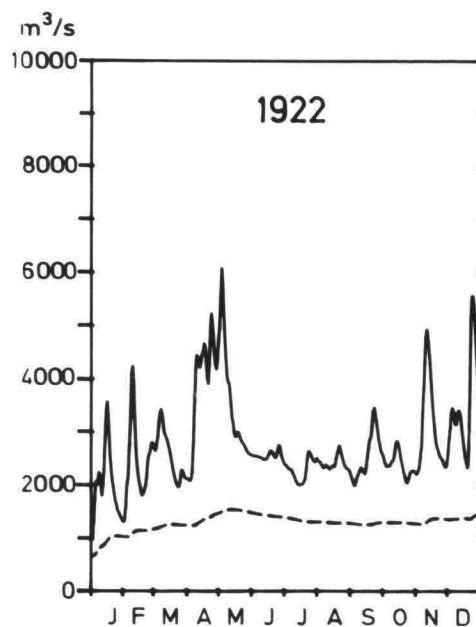
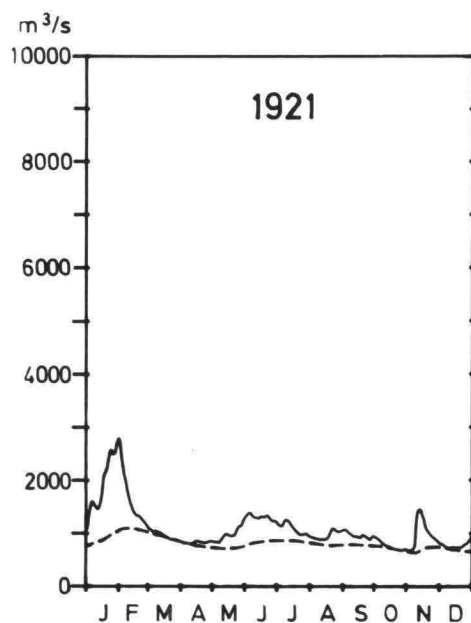
A4 82.540



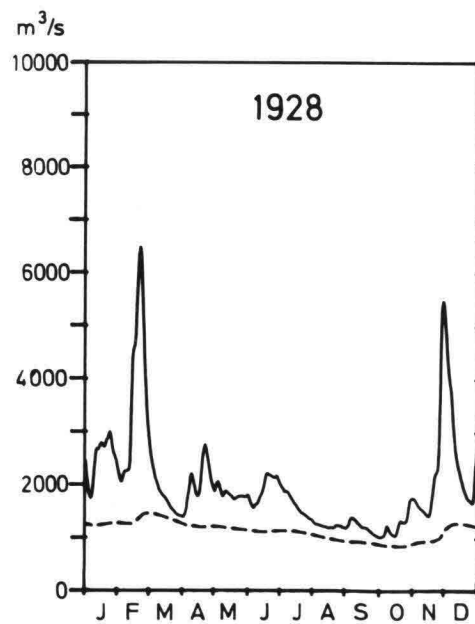
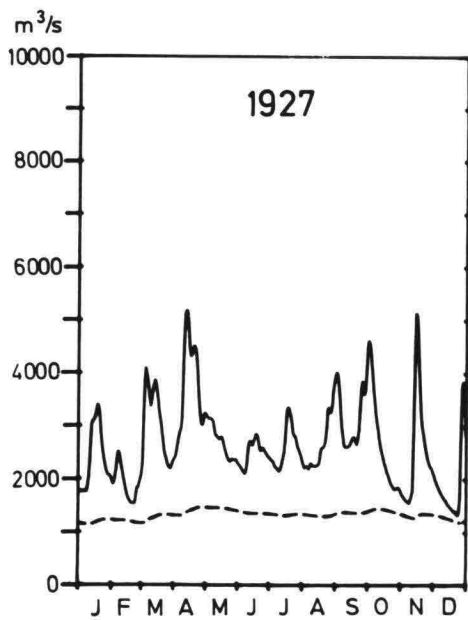
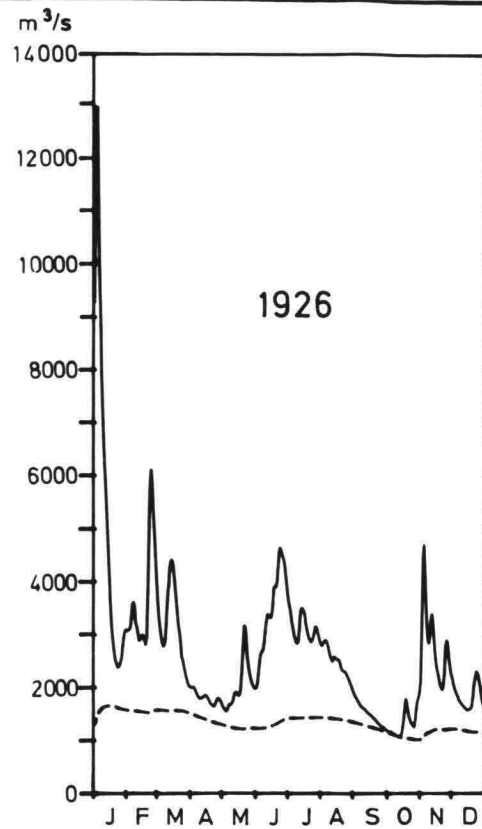
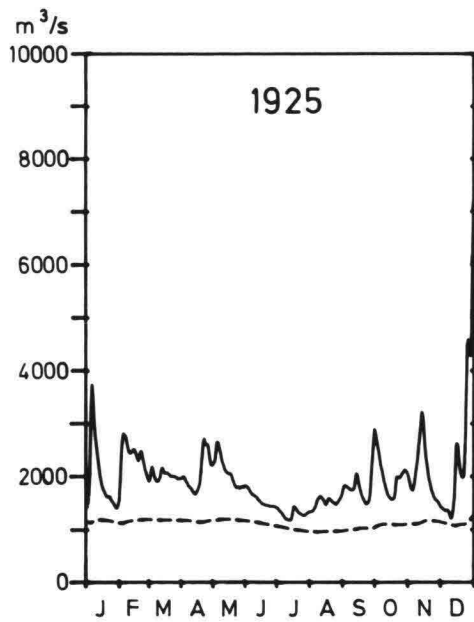
A4 82.541



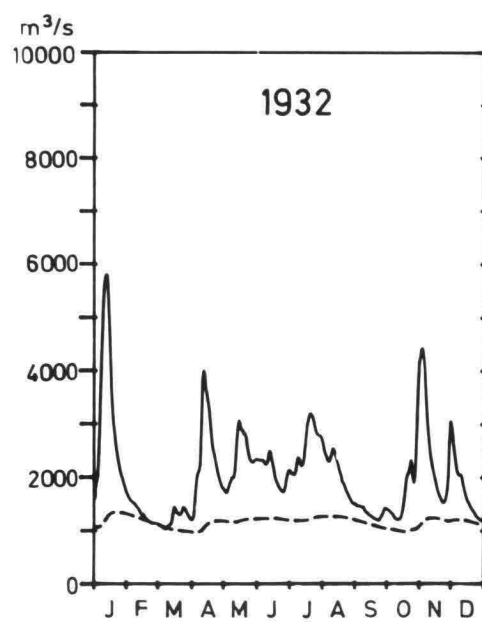
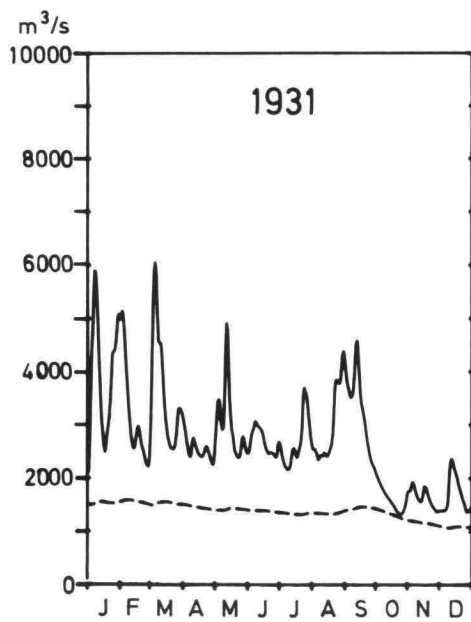
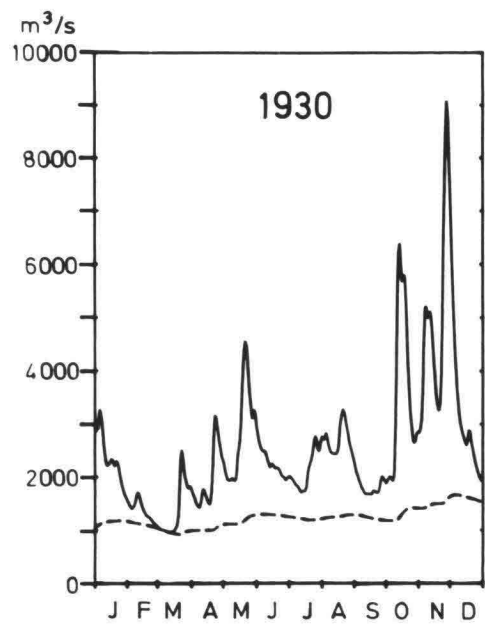
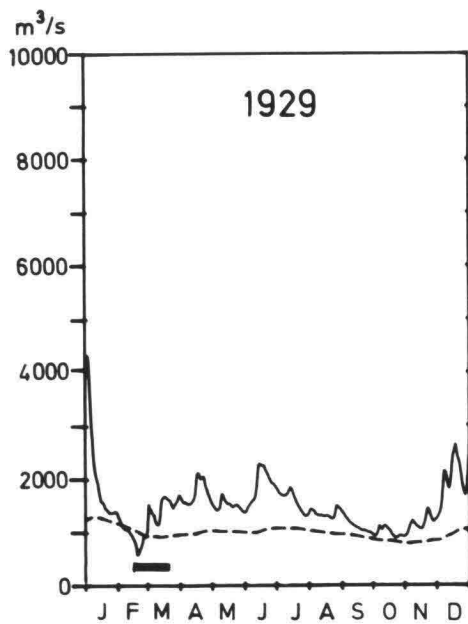
A4 82.542



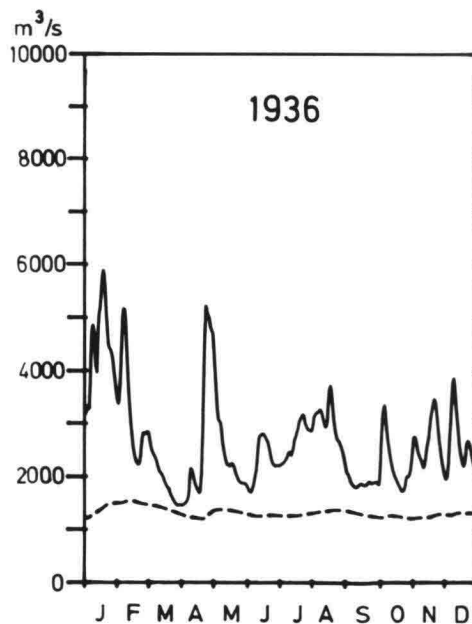
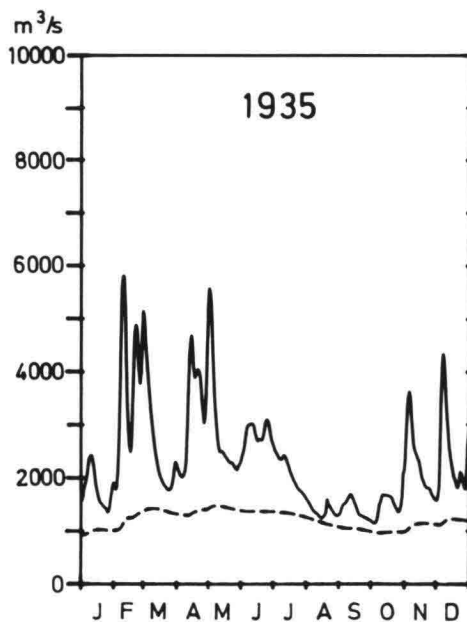
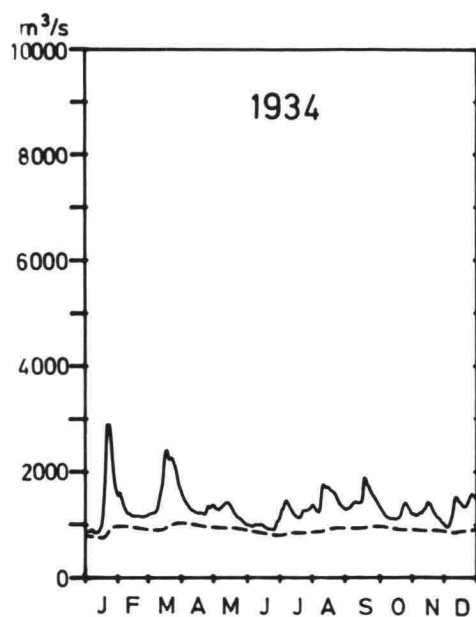
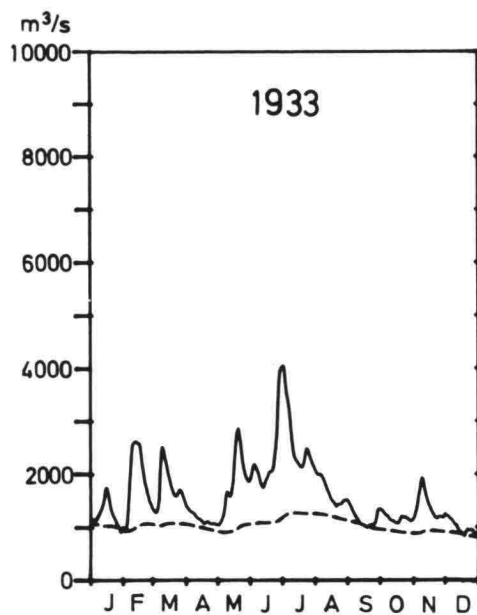
A4 82.543



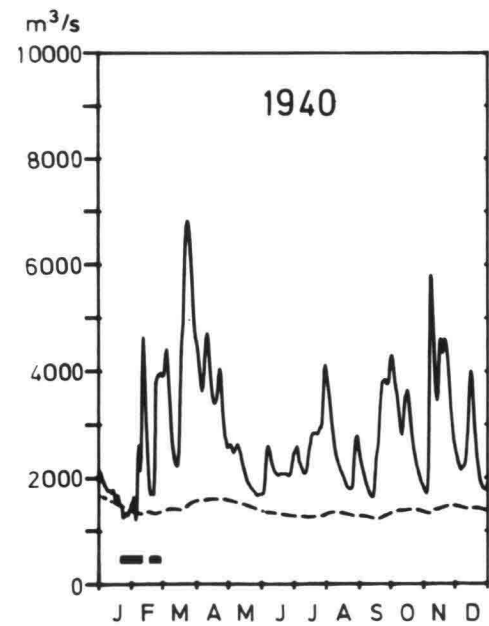
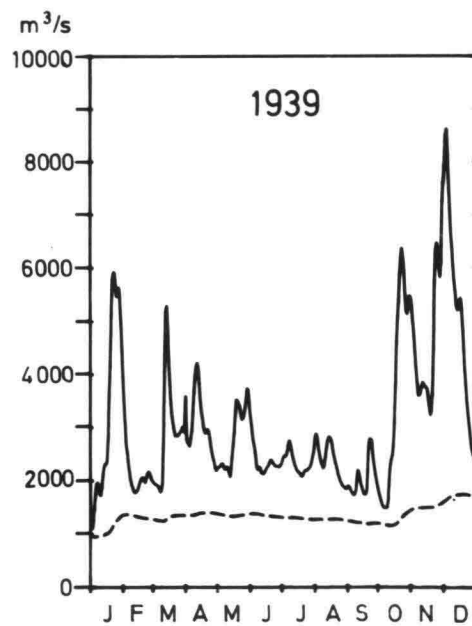
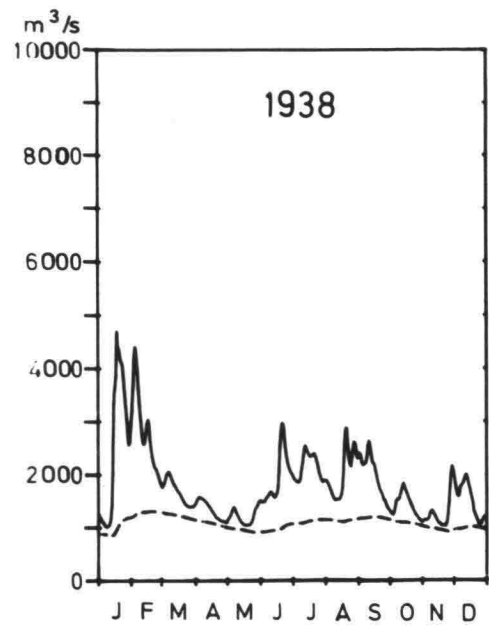
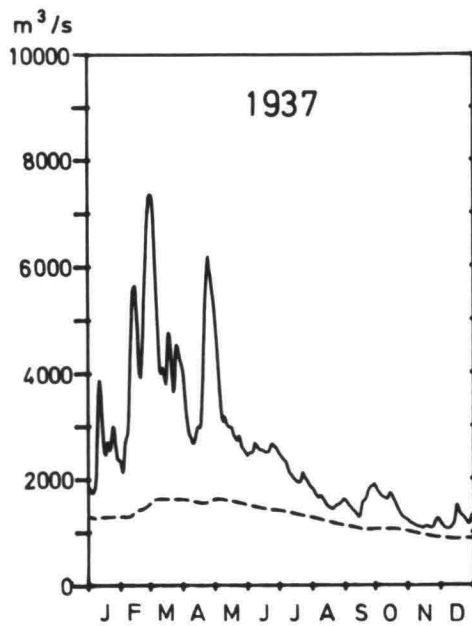
A4 82.544



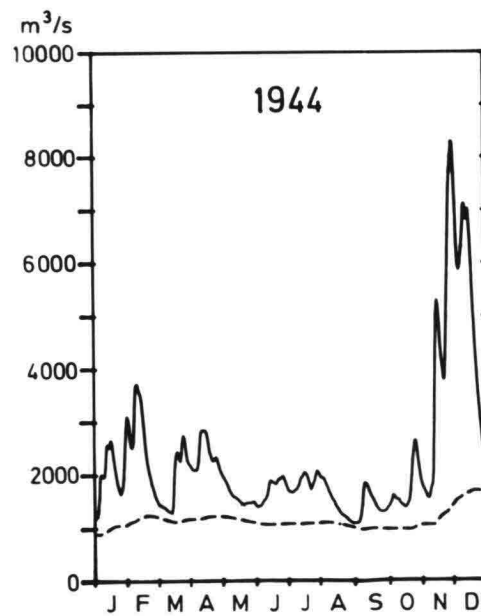
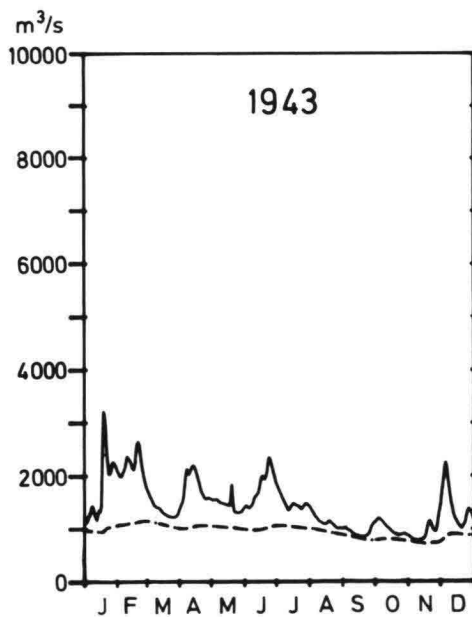
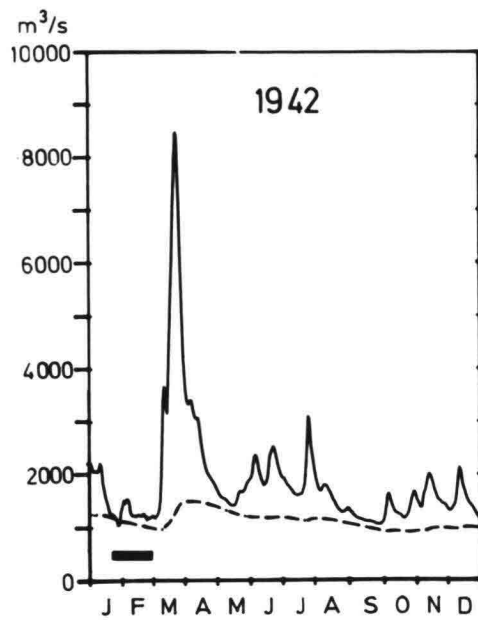
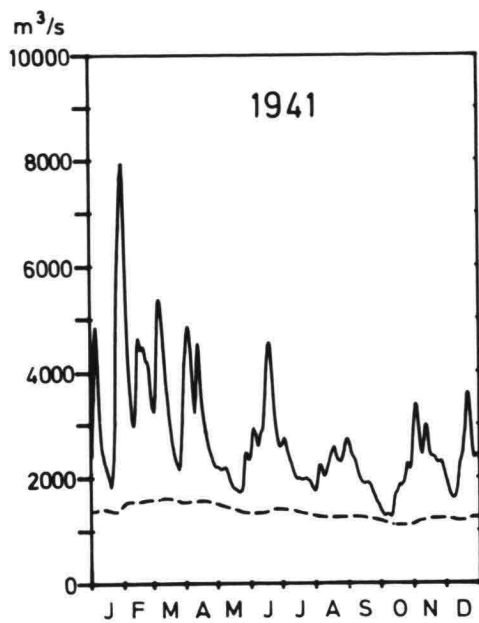
A4 82.545



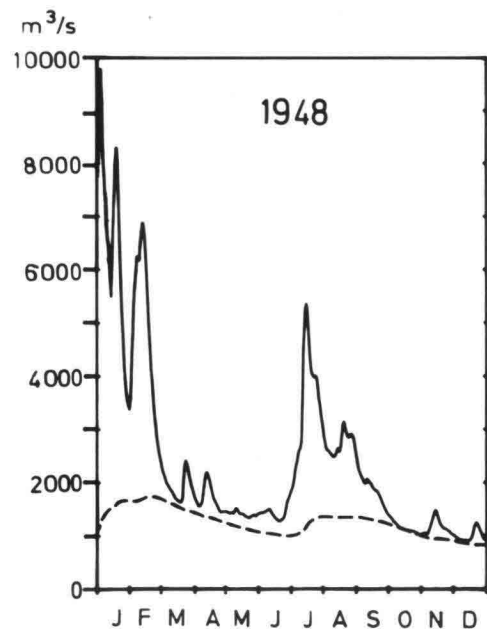
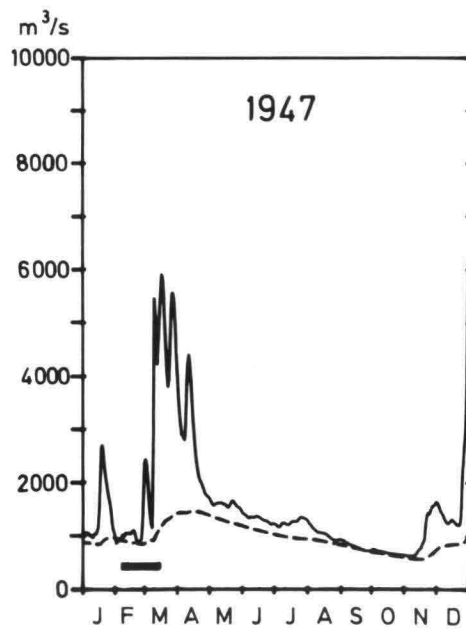
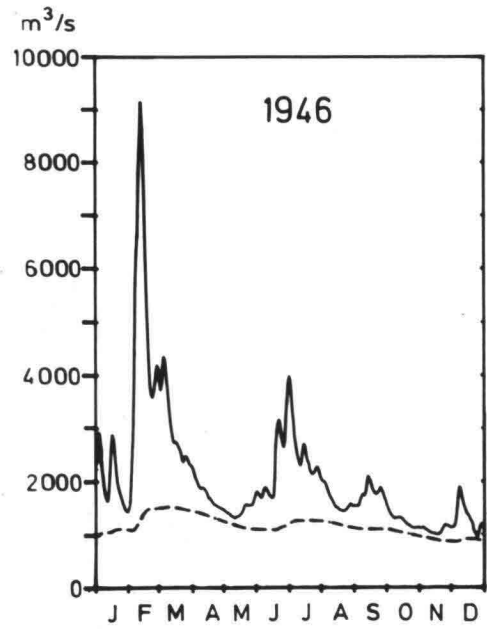
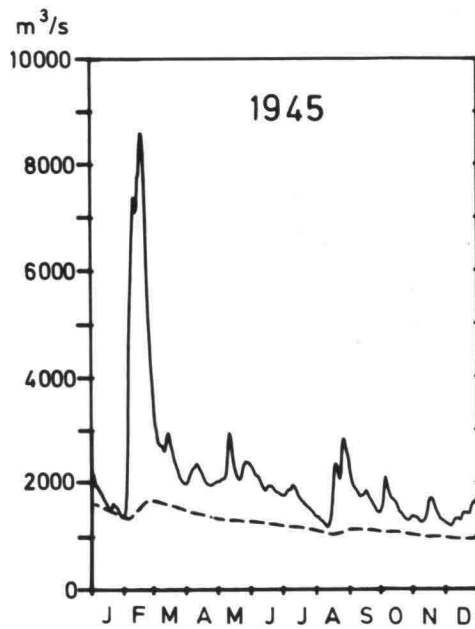
A4 82.546



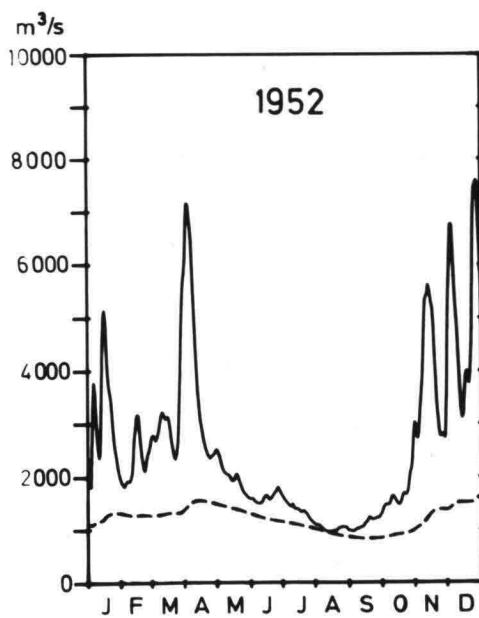
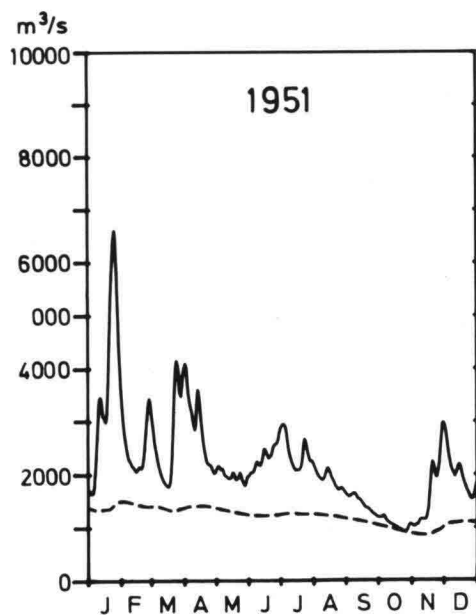
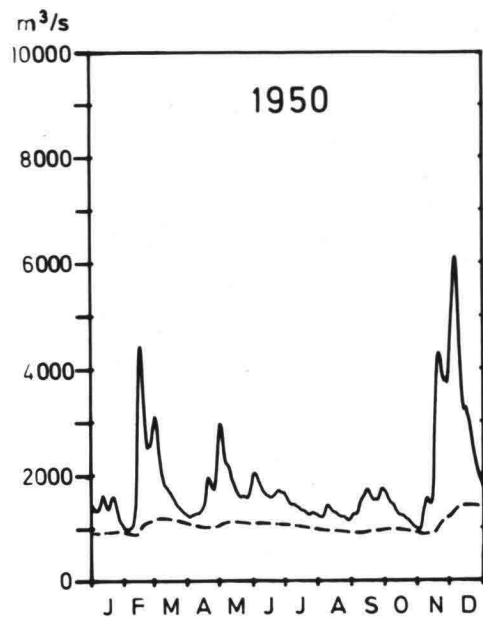
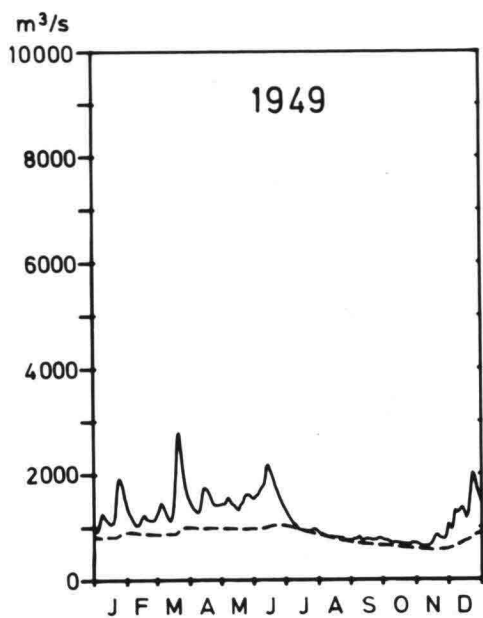
A4 82.547



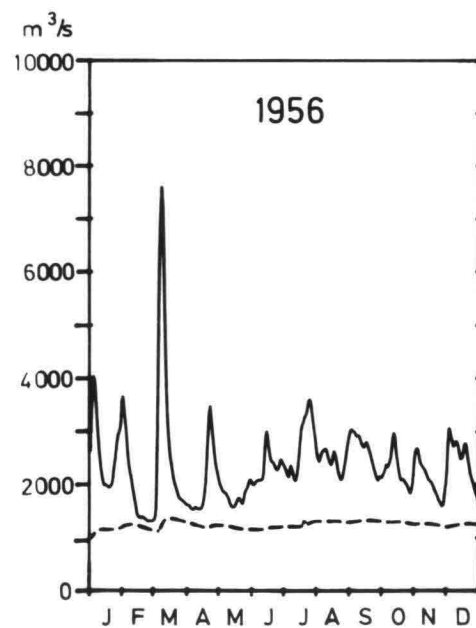
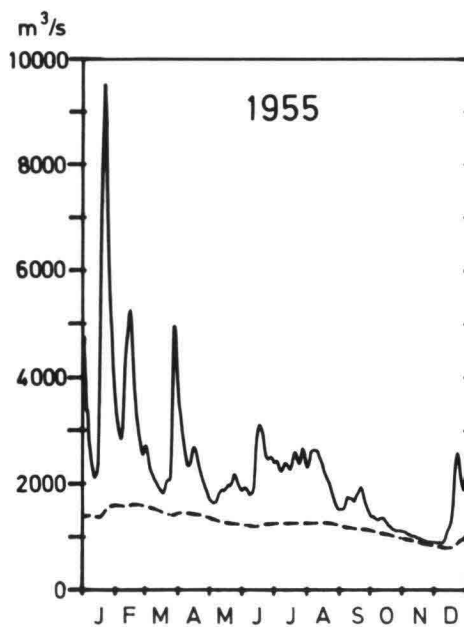
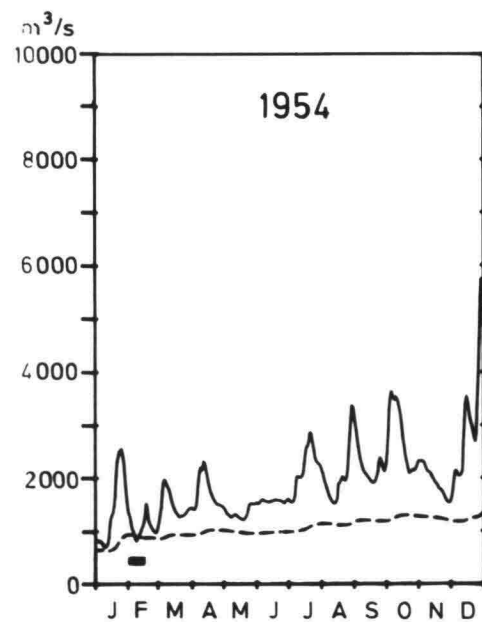
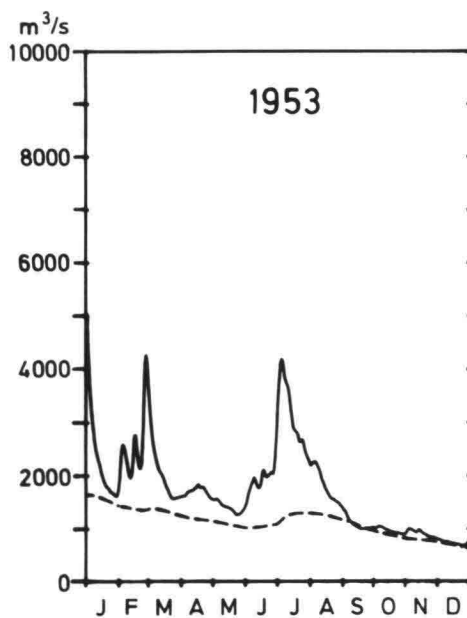
A4 82.548



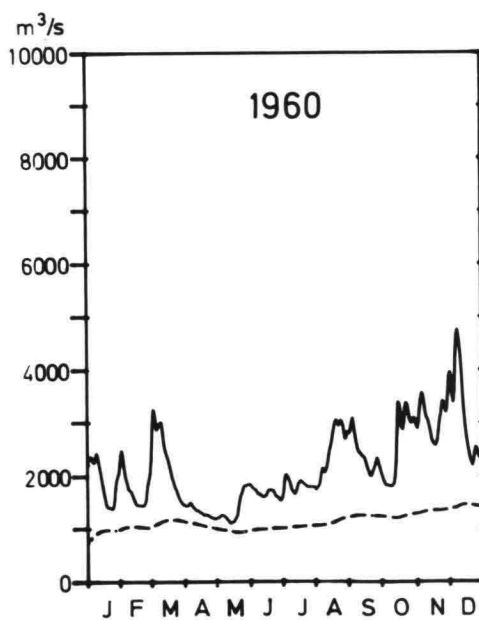
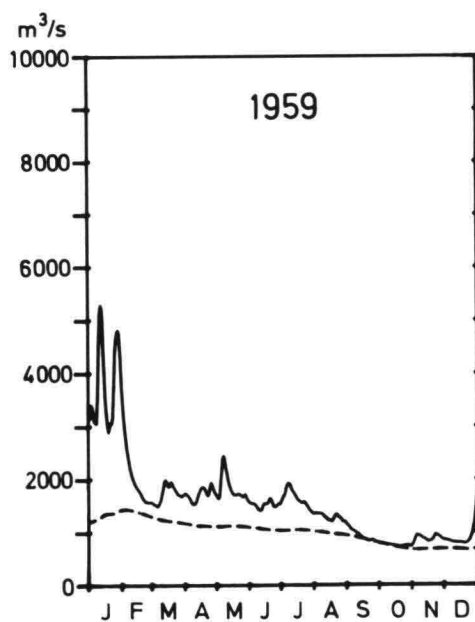
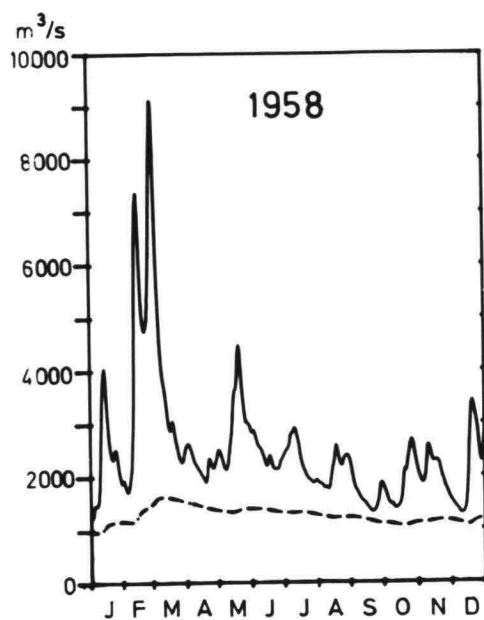
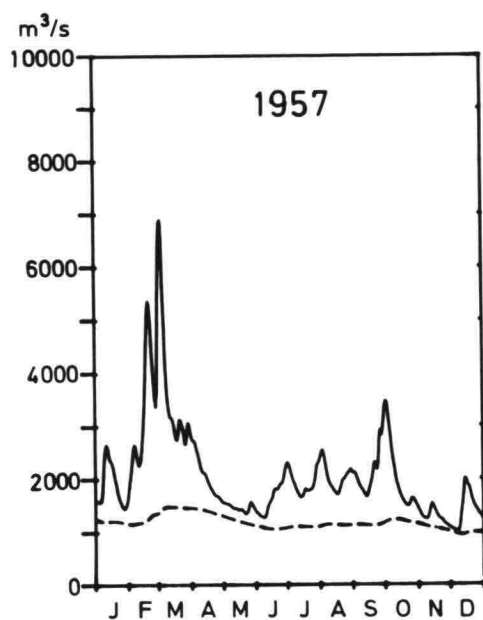
A4 82549



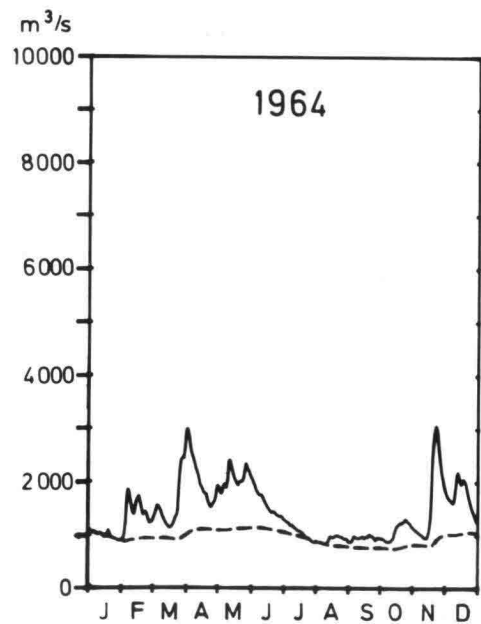
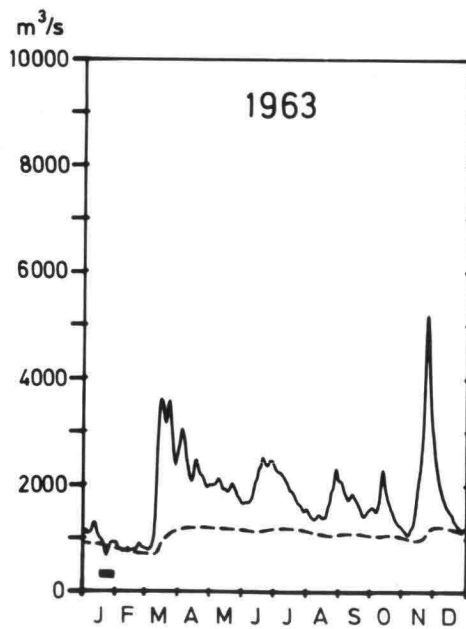
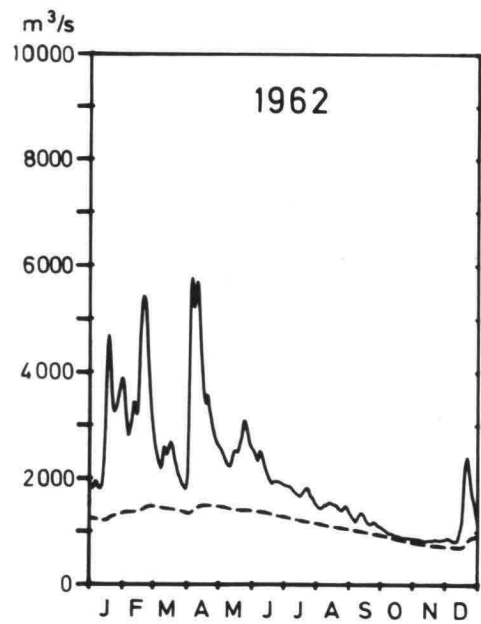
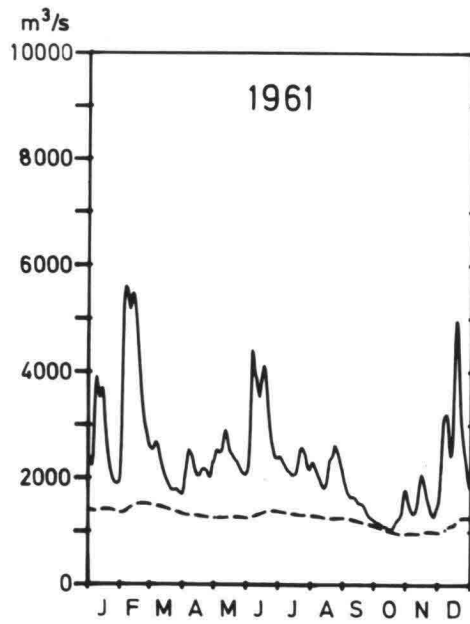
A4 82.550



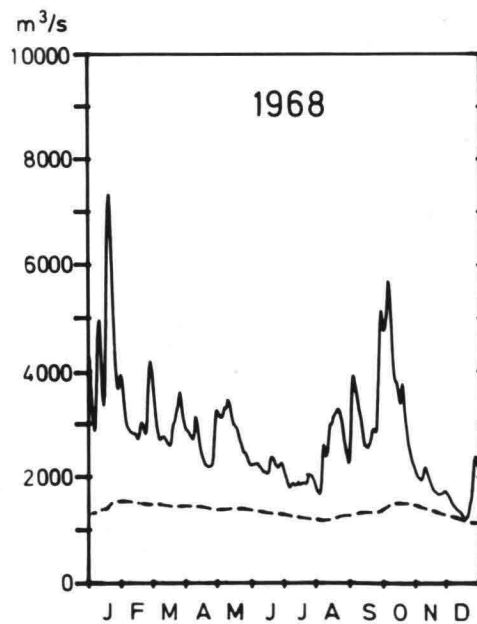
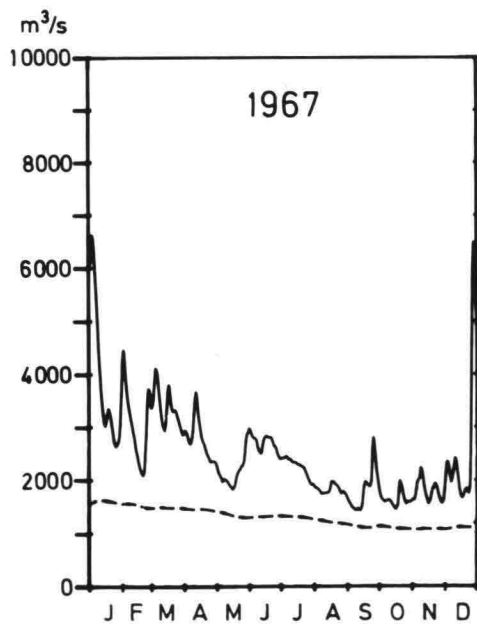
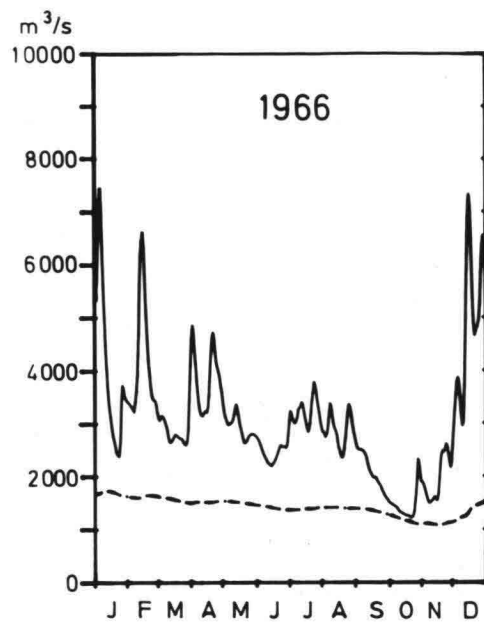
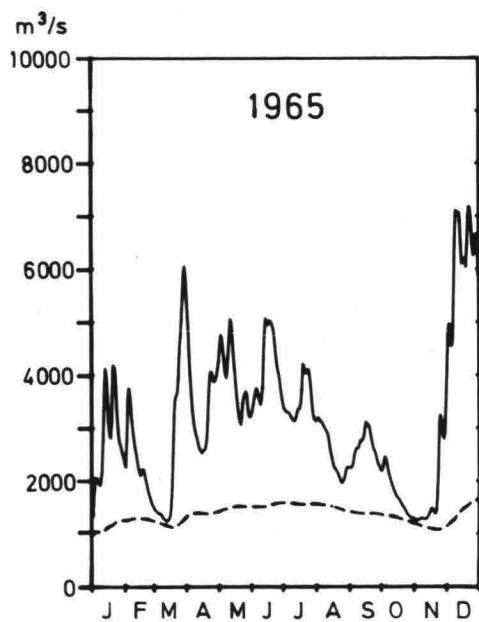
A4 82.551



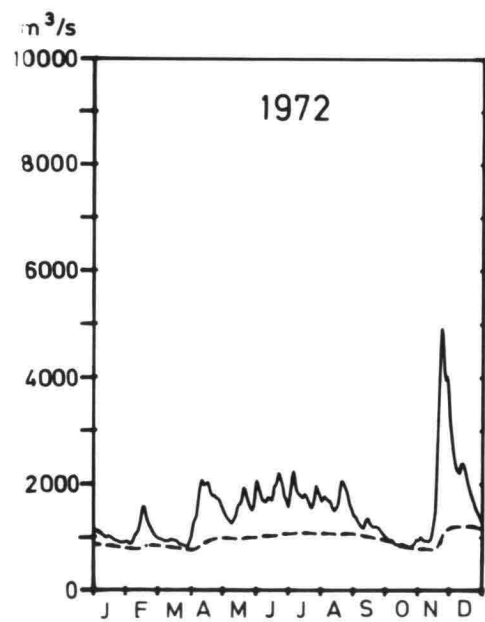
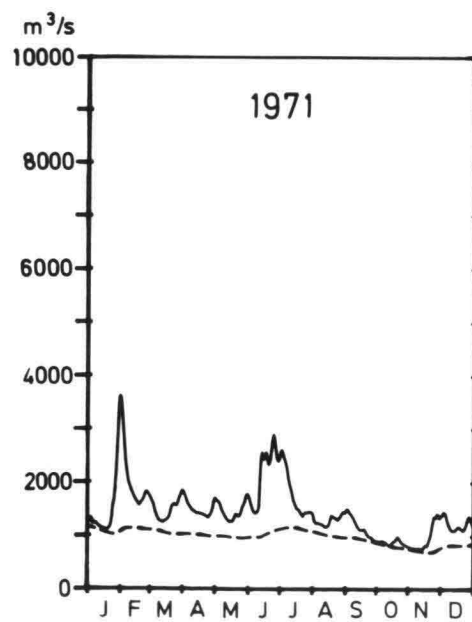
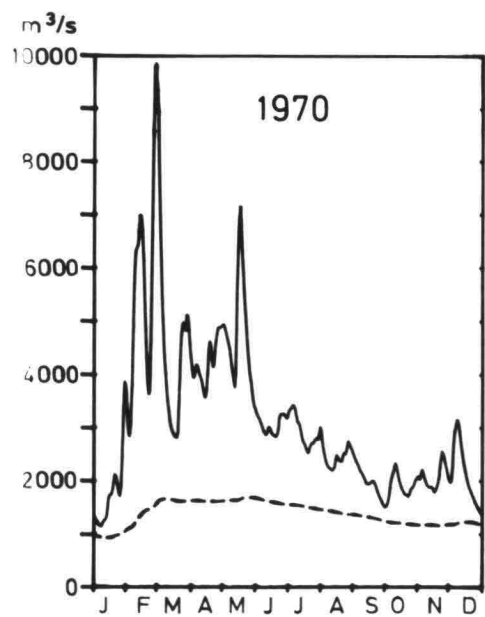
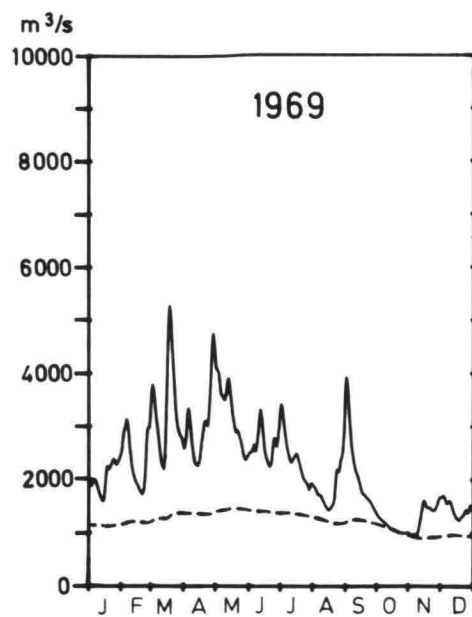
A4 82.552



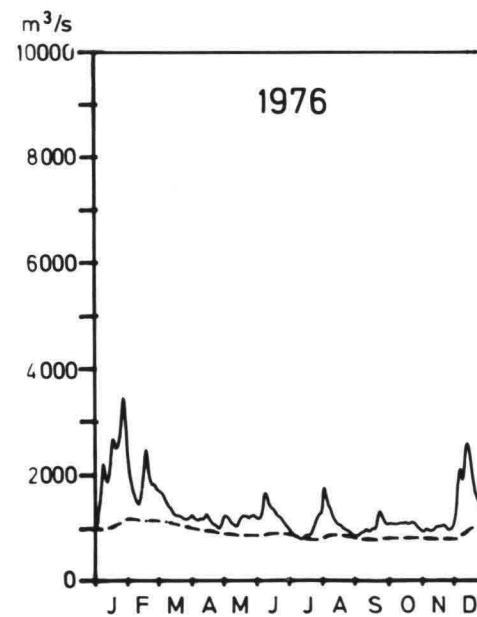
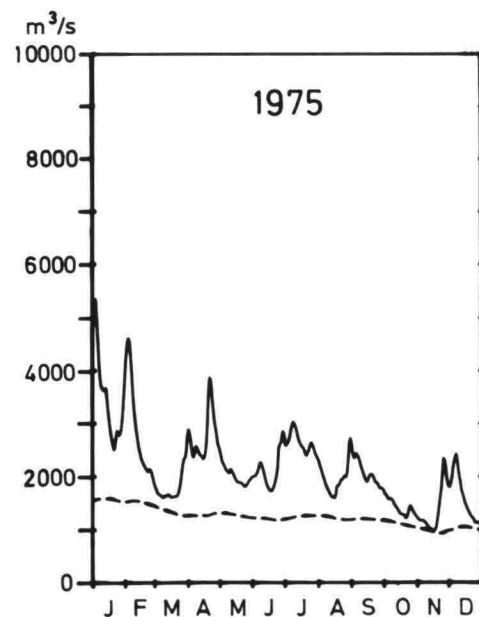
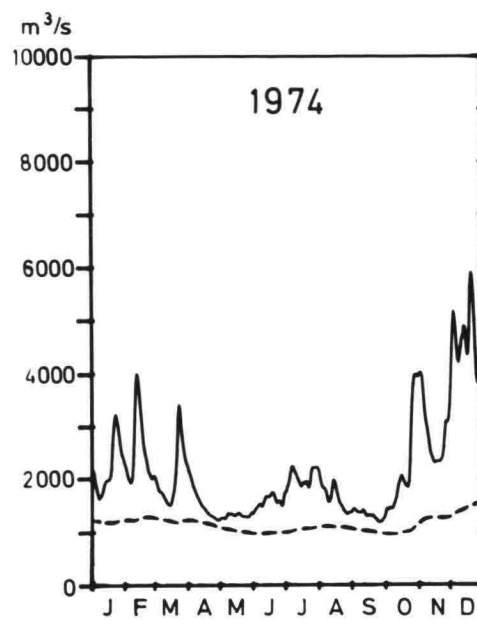
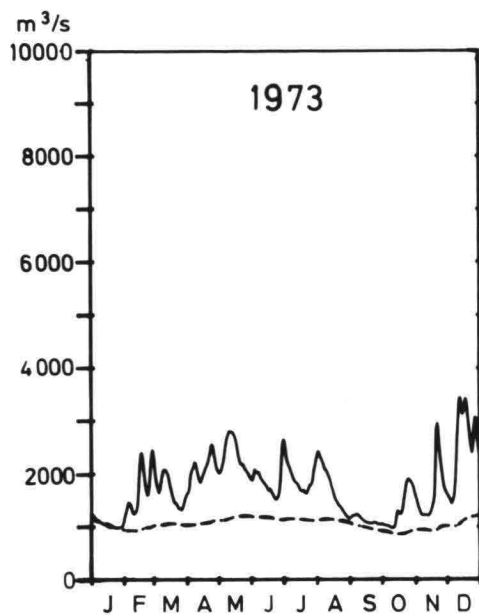
A4 82.553



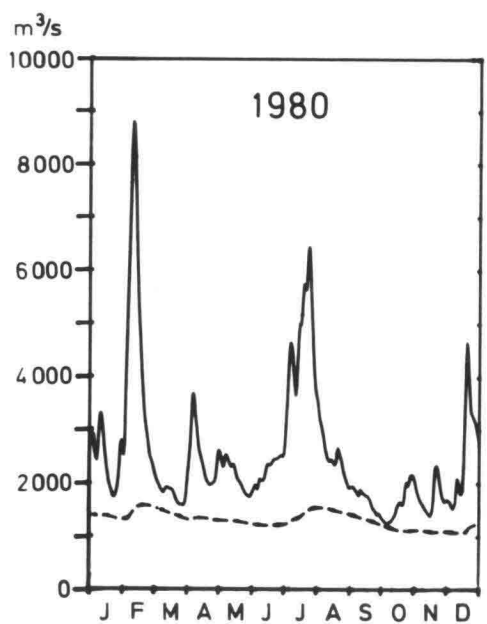
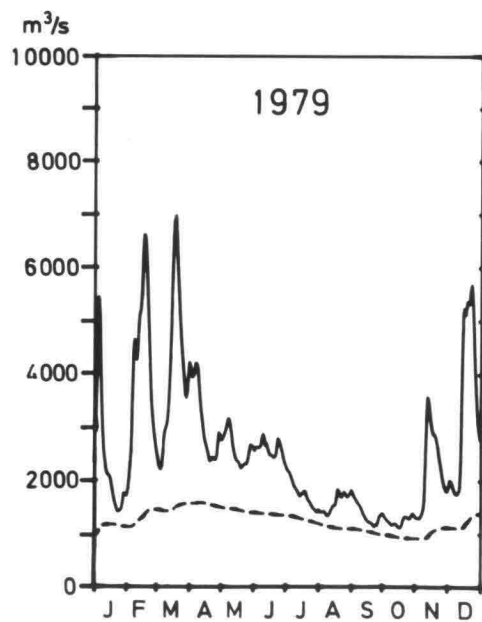
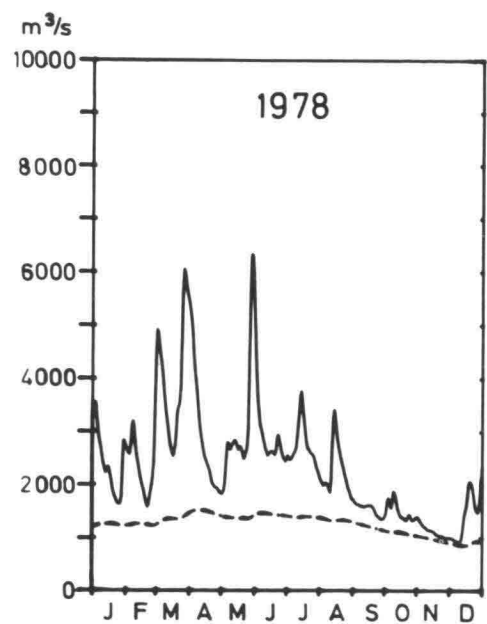
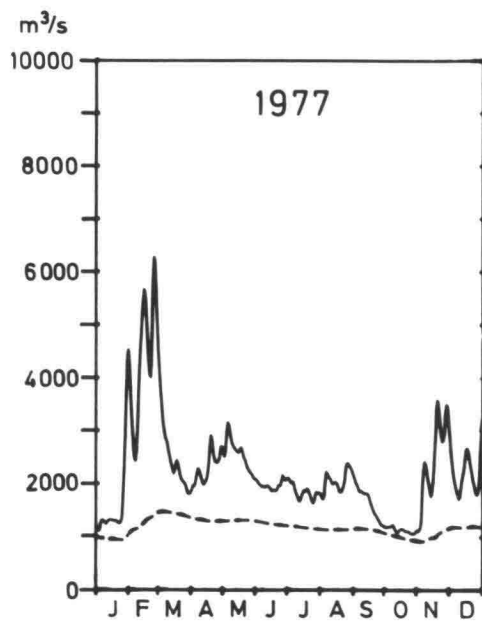
A4 82.554



A4 82 555



A4 82.556



A4 82.558

rijkswaterstaat-serie

- 1* Textuurdieptemetingen op rijkswegen
Rijkswegenbouwlaboratorium — Delft
februari 1971
- 2 De brug over het Julianakanaal en de
Maas bij Elsloo
Directie — Voorburg
mei 1971
- 3 Proefstrepen van duurzame
markeringsmaterialen
Rijkswegenbouwlaboratorium — Delft
september 1971
- 4 Report of an oil control rail in the
North Sea
Afdeling Havenmonden —
Hoek van Holland
september 1971
- 5 Verkeerstelling in 1970
Dienst Verkeerskunde — 's-Gravenhage
november 1971
- 6 Kunstharproefvakken op rijksweg 4
Rijkswegenbouwlaboratorium — Delft
januari 1972
- 7** Drie bruggen over het Maas-Waalkanaal
Directie Bruggen — Voorburg
februari 1972
- 8 Proefvakken rijksweg 15 — deel I
Directie Wegen, Afdeling Gorinchem
Rijkswegenbouwlaboratorium — Delft
maart 1972
- 9 Over het berekenen van Deltaprofielen
Directie Zeeland —
Studiedienst Vlissingen
juli 1972
- 10 Symposium Oosterbeek 1972
Dienst informatieverwerking —
's-Gravenhage
september 1972
- 11 Verkeerslawaai en wegontwerp
Directie Wegen —
's-Gravenhage
februari 1973
- 12 Verkeersbruggen bij de Kreekrakdam
Directie Bruggen — Voorburg
mei 1973
- 13 Formalisme en inzicht in
mechanicamodellen
Dienst informatieverwerking —
's-Gravenhage
september 1973
- 14 Bijdrage tot de historische geografie
van de Nederlandse kuststreek
Directie Waterhuishouding en
Waterbeweging — 's-Gravenhage
maart 1974
- 15 Het wegbeeld als toetssteen voor het
wegenontwerp
Hoofddirectie van de Waterstaat en
Dienst — Verkeerskunde —
's-Gravenhage
juli 1974
- 16 De relatie tussen het kortingensysteem
en de noodzakelijke compensatiekosten
Rijkswegenbouwlaboratorium — Delft
augustus 1974
- 17 Verkeerstellingen in 1973
Dienst Verkeerskunde — 's-Gravenhage
december 1974
- 18 Studie over de berekening van de
marginale verzwaringskosten en de be-
tekening van de „deflectiefactor” k
Rijkswegenbouwlaboratorium — Delft
maart 1975
- 19 Een statische methode v oor kwaliteits-
controle in de wegenbouw
Rijkswegenbouwlaboratorium — Delft
september 1972
- 20 Symposium Oosterbeek 1975
Dienst informatieverwerking —
's-Gravenhage
december 1975
- 21 Verkeerstellingen in 1974
Dienst Verkeerskunde — 's-Gravenhage
december 1975
- 22 De cyclus der drempelgeulen bij de
Zimmermangeul (Westerschelde)
Directie Waterhuishouding en
Waterbeweging
Studiedienst Vlissingen — Vlissingen
mei 1976
- 23 Resultaten van 10 jaar
aslastmeetonderzoek
Rijkswegenlaboratorium — Delft
november 1976
- 24 Verkeerstellingen 1975
Dienst Verkeerskunde — 's-Gravenhage
augustus 1977
- 25 Vormgeving van viaducten in verband
met functie en omgeving
Directie Wegen — 's-Gravenhage
augustus 1978
- 26 Verkeer en Vervoer van trendextrapo-
latie naar strategische studies
Dienst Verkeerskunde — 's-Gravenhage
augustus 1978
- 27 Wegenonderhoud — Road maintenance
Rijkswegenbouwlaboratorium — Delft
januari 1978
- 28 Proefvakken Rijksweg A28
Directie Gelderland — RWL, Delft
juni 1978
- 29 Verkeersgegevens 1976
Dienst Verkeerskunde — 's-Gravenhage
juli 1978
- 30 150 Jaar rivierkaarten van Nederland
Meetkundige Dienst — Delft
maart 1979
- 31 Verkeersgegevens 1977
Dienst Verkeerskunde — 's-Gravenhage
mei 1979
- 32 De vormgeving van geluidwerende voor-
zieningen langs wegen
Directie Wegen — 's-Gravenhage
oktober 1979
- 33 Proefvakken rijksweg 28
Deel II
Directie Gelderland
Rijkswegenbouwlaboratorium
juli 1980
- 34 Verkeersgegevens
Dienst verkeerskunde — 's-Gravenhage
februari 1981
- 35 Een halve eeuw Meetkundige Dienst
Meetkundige Dienst — Delft
oktober 1981
- 36 Wegmarkeringen —
keuring en toepassing
Wegbouwkundige Dienst — Delft
december 1981
- 37 Getijtafels voor Nederland
vanaf 1980
Directie Waterhuishouding en Water-
beweging — 's-Gravenhage
mei 1982
- 38 Het scheepvaartverkeer op de Noordzee
1975 — 1980, gezien vanuit de lucht.
Directie Noordzee
juni 1982
- 39 Kwantitatieve analyse van rivier-
afvoeren
Directie Waterhuishouding en
Waterbeweging — 's-Gravenhage
september 1982
- 40 Enkele grondslagen voor
de automatisering in de de tachtiger
jaren.
Dienst Informatieverwerking — Rijswijk
december 1981
- * tevens een Engelse uitgave
september 1971
- ** tevens een Duitse uitgave
april 1972 en
een Engelse uitgave
november 1972

