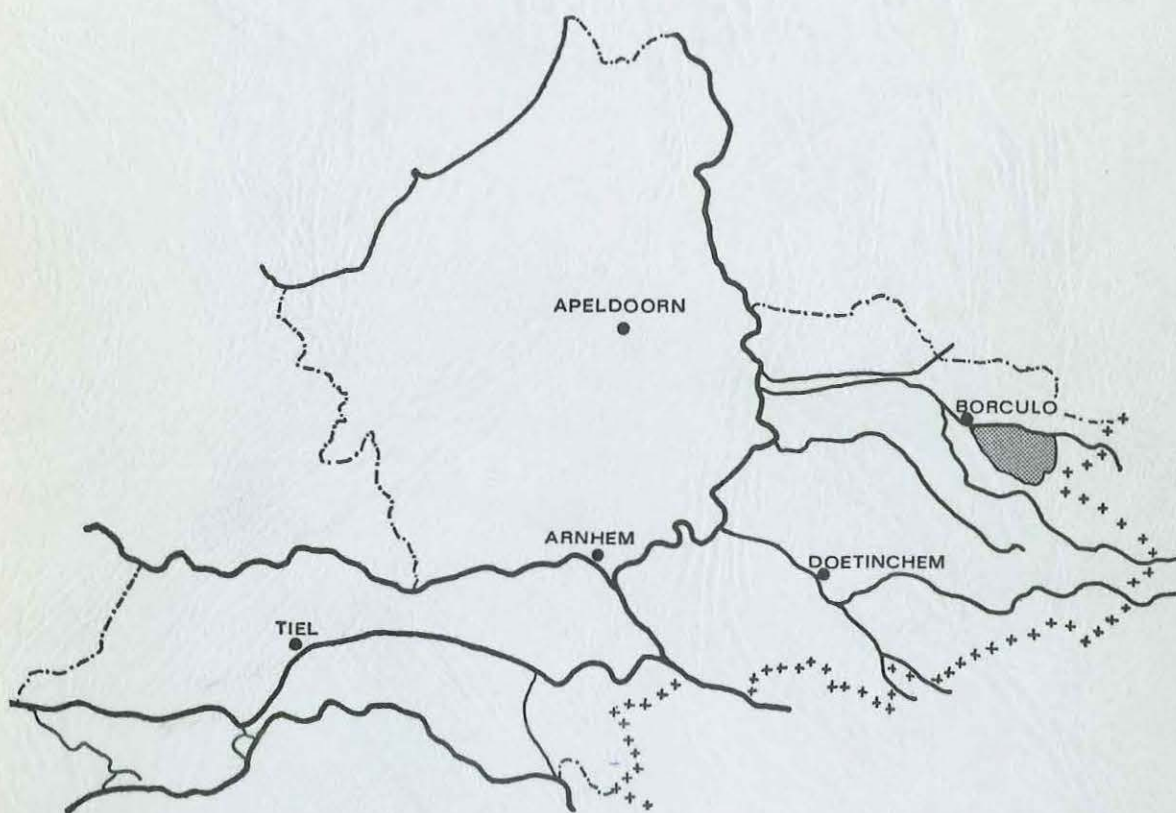


# HYDROLOGISCH ONDERZOEK IN HET LEERINKBEEKGEBIED



COMMISSIE TER BESTUDERING VAN DE WATERBEHOEFTE  
VAN DE GELDERSE LANDBOUWGRONDEN

tweede interimrapport werkgroep I

HYDROLOGISCH ONDERZOEK IN HET LEERINKBEEKGEBIED



Harry Massop

HYDROLOGISCH ONDERZOEK  
IN HET  
LEERINKBEEKGEBIED

*WITH A SUMMARY*  
*HYDROLOGIC RESEARCH IN THE LEERINKBEEK AREA*  
*(NETHERLANDS)*

COMMISSIE TER BESTUDERING VAN DE WATERBEHOEFTE  
VAN DE GELDERSE LANDBOUWGRONDEN  
TWEEDE INTERIMRAPPORT WERKGROEP I

1970



**Uitgave:** Provincie Gelderland

**Adres:** Provinciale Waterstaat van Gelderland, Broerenstraat 49, Arnhem

**Redactie:** Ir. H. J. Colenbrander (PW), H. Wassink (ICW), Ir. T. Blok (PW) en  
Ir. E. W. Schierbeek (ICW)

**Tekenwerk:** Provinciale Waterstaat van Gelderland; Dienst voor de Waterhuishouding, Rijkswaterstaat;  
Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding

**Druk:** A. Verweij, Wageningen

# Voorwoord

Het kwantitatieve aspect van de landbouwwatervoorziening wordt in Gelderland sinds 1957 bestudeerd door een commissie, die in dat jaar door Gedeputeerde Staten is ingesteld. De directe aanleiding hiertoe was de droogteschade aan de landbouwgewassen, die in de periode 1947 - 1957 in een aanzienlijk aantal jaren optrad. De commissie kreeg tot taak, de kans op en grootte van droogteschade vast te stellen, terwijl bovendien moest worden nagegaan, hoe de watertekorten op economisch verantwoorde wijze zouden kunnen worden aangevuld.

In 1962 is van werkgroep I van deze commissie reeds een eerste interimrapport verschenen: De Waterbehoefte van de Tielerwaard-West. Het onderhavige rapport over hydrologisch onderzoek in het Leerinkbeekgebied is een interimrapport in hetzelfde kader.

Sinds het gereedkomen van het Tielerwaard-rapport heeft zich bij de werkzaamheden van de commissie een accentverlegging voorgedaan. Het werd namelijk steeds duidelijker, dat de watervoorziening van de landbouwgronden ten nauwste samenhangt met de andere waterhuishoudkundige belangen. De raakpunten tussen de drinkwater- en de landbouwwatervoorziening treden op steeds meer plaatsen aan het licht. De winning van grondwater voor de drinkwatervoorziening heeft namelijk nog steeds voordelen boven het gebruik van oppervlaktewater. Ook de lozing van afvalwater alsmede van het overstortwater van stedelijke gebieden gaat een steeds belangrijker rol spelen in de gehele waterhuishouding.

De verschillende problemen kunnen slechts afdoende worden opgelost, indien deze in hun onderlinge samenhang worden bekeken. Hiervoor is een integrale aanpak noodzakelijk, waardoor het onderzoek het karakter van een multipurpose studie krijgt. De taakstelling van de commissie is in dit licht gezien te be-

perkt geweest en het onderzoek in het Leerinkbeekgebied heeft dan ook reeds een wat ruimere opzet gekregen dan het onderzoek in de Tielerwaard.

Ook op internationaal niveau staat het hydrologisch onderzoek sterk in de belangstelling. Dit komt onder meer tot uiting in het Internationaal Hydrologisch Tienjarenplan, dat op initiatief van UNESCO in 1965 is gestart. Het onderzoek in het Leerinkbeekgebied maakt deel uit van het programma voor dit Tienjarenplan en het zal een bijdrage kunnen leveren tot een betere samenwerking en uitwisseling van kennis op hydrologisch gebied.

Tenslotte wil ik niet nalaten allen, die in een of andere vorm aan het onderzoek en de samenstelling van dit rapport hebben medegewerkt, hartelijk dank te zeggen.

Ik denk hierbij onder andere aan die inwoners van het Leerinkbeekgebied, zoals de bewoner van de Linahoeve te Hupsel, die gedurende vele jaren met enthousiasme en toewijding allerlei waarnemingen hebben verricht. Ook van de Technische Dienst van het Waterschap van de Berkel werd zeer veel medewerking ondervonden. De veldmetingen, de karteringen en het reken- en tekenwerk werden voornamelijk verricht door medewerkers van de Dienst voor de Waterhuishouding van de Rijkswaterstaat, de Provinciale Waterstaat van Gelderland en het Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding (ICW), alsmede van vele andere instituten en instellingen. Ook het type- en correctiewerk is, met veel zorg en accuratesse, voor het grootste deel door de drie genoemde diensten verzorgd.

Bij de uiteindelijke bewerking en samenstelling van het rapport is door medewerkers van het ICW veel hulp verleend.

Arnhem, april 1970

IR. C. C. M. VAN HÖVELL TOT WESTERFLIER,  
voorzitter *Werkgroep I*



# Inhoud

	blz.
INLEIDING . . . . .	11
1. ORGANISATIE EN OPZET VAN HET ONDERZOEK . . . . .	11
2. HET ONDERZOEK IN HET LEEBRINKBEEKGEBIED . . . . .	12
HOOFDRAPPORT	
1. INLEIDING . . . . .	13
2. WATERSTAATKUNDIGE TOESTAND VAN DE ACHTERHOEK . . . . .	13
3. FYSISCH-GEOGRAFISCHE, BODEMKUNDIGE EN GEO-HYDROLOGISCHE BESCHRIJVING VAN HET LEEBRINKBEEKGEBIED . . . . .	14
4. HET METEN VAN HYDROLOGISCHE EN METEOROLOGISCHE GROOTHEDEN . . . . .	15
5. NEERSLAGONDERZOEK . . . . .	17
6. AFVOERONDERZOEK . . . . .	18
6.1. Inleiding . . . . .	18
6.2. Het afvoerproces . . . . .	18
6.3. Loopsnelheid en afvlakking van afvoergolven . . . . .	18
6.4. Afvoertoppen . . . . .	19
6.5. Grondwater- en basisafvoer . . . . .	19
6.6. Afvoersommen . . . . .	20
6.7. Slotopmerkingen afvoeronderzoek . . . . .	20
7. GRONDWATER- EN BODEMVOCHTONDERZOEK . . . . .	21
7.1. Inleiding . . . . .	21
7.2. Isohypsenkaarten . . . . .	21
7.3. Grondwaterdiepte kaarten . . . . .	21
7.4. Bodemvocht . . . . .	22
8. VERDAMPINGSONDERZOEK . . . . .	23
8.1. Inleiding . . . . .	23
8.2. Grondwaterstandanalyse . . . . .	23
8.3. Dynamische simulatiemethode . . . . .	24
8.4. Waterbalansmethode . . . . .	24
8.5. Vergelijking van de verkregen uitkomsten . . . . .	25
9. FREQUENTIESTUDIES . . . . .	26
9.1. Inleiding . . . . .	26
9.2. Controle van de beschikbare gegevens . . . . .	26
9.3. Afvoer- en neerslagfrequenties . . . . .	27
9.4. Frequenties van grondwaterdiepte en bodemvocht . . . . .	27
9.5. Frequenties van vochtsaldo en vochttekort . . . . .	28
10. RENTABILITEITSTUDIES . . . . .	28
10.1. Inleiding . . . . .	28
10.2. Economische aspecten van de waterbeheersing . . . . .	29
10.3. Vergelijking rentabiliteitstudies . . . . .	30
11. ASPECTEN VAN EEN PLAN VOOR DE TOEKOMSTIGE WATERHUISHOUDING . . . . .	31
CONCLUSIES EN AANBEVELINGEN . . . . .	32

## DEELRAPPORTEN

1. De waterstaatkundige toestand in de Achterhoek	blz.
IR. T. BLOK	36
2. Beschrijving van het Leerinkbeekgebied en de opzet van het onderzoek	
IR. H. J. COLENBRANDER	50
3. Hydrogeologie van het stroomgebied van de Leerinkbeek	
DR. N. A. DE RIDDER	58
4. De bodemgesteldheid van het stroomgebied van de Leerinkbeek	
IR. J. C. PAPE en G. EBBERS	73
5. Neerslag en neerslagverdeling naar plaats en tijd	
IR. H. J. COLENBRANDER en IR. PH. TH. STOL	89
6. Afvoermetingen in kleine stroomgebieden	
IR. T. BLOK en IR. H. J. COLENBRANDER	109
7. Analyse van afvoergegevens	
IR. H. J. COLENBRANDER	121
8. Waarneming en bewerking van grondwaterstand- en bodemvochtgegevens	
IR. H. J. COLENBRANDER	148
9. Berging, afvoer en verdamping in de Gelderse Achterhoek volgens grondwaterstand-analyse	
G. W. BLOEMEN, ING.	176
10. Berekening van de waterbalans van een perceel volgens de methode der dynamische digitale imitatie	
DRS. G. F. MAKKINK en H. D. J. VAN HEEMST	195
11. Waterbalansstudies in kleine stroomgebieden	
IR. H. J. COLENBRANDER	209
12. Het vaststellen van overschrijdingsfrequenties van het vochtsaldo en het vochttekort uit de waterbalans	
IR. PH. TH. STOL	230
13. Waterbeheersing en inkomen in het Leerinkbeekgebied	
J. H. SNIJDERS, ING.	264
14. Bedrijfseconomische perspectieven van een verbeterde waterbeheersing in het Leerinkbeekgebied	
J. VAN ELDIK, ING.	289
15. Overwegingen ten aanzien van de grondslagen van een toekomstplan voor de waterhuishouding in de Gelderse Achterhoek	
IR. W. C. VISSER	302
<i>SUMMARIES OF ALL SUB-REPORTS</i>	315

#### BIJLAGEN/ANNEXES

- |   |   |
|---|---|
| 1. Waterstaatkundige toestand 1946<br><i>Hydrografic situation</i> 1946 | 8. Hoogtekaart<br><i>Contour map</i>  |
| 2. Waterstaatkundige toestand 1969<br><i>Hydrografic situation</i> 1969 | 9. Overzichtskaart<br><i>Map of the hydrometeorological network</i>                 |
| 3. Ruilverkavelingen<br><i>Land consolidations</i>                      | 10. Diktekaart kwartaire afzettingen<br><i>Isopach map of the quaternary layers</i> |
| 4. Overstromingen<br><i>Flooded areas</i>                               | 11. kD-waardenkaart<br><i>Transmissivity map</i>                                    |
| 5. Cultuurkaart 1880<br><i>Land use</i> 1880                            | 12. Bodemkaart<br><i>Soil map</i>   |
| 6. Cultuurkaart 1920<br><i>Land use</i> 1920                            | 13. Grondwaterdieptekaart 28-12-1965<br><i>Groundwater depth map</i> 28-12-1965     |
| 7. Cultuurkaart 1964<br><i>Land use</i> 1964                            | 14. Grondwaterdieptekaart 28- 8-1964<br><i>Groundwater depth map</i> 28- 8-1964     |
|   | 15. Gem. grondwaterdiepte kaarten<br><i>Mean groundwater depth maps</i>             |



# Inleiding

## 1. ORGANISATIE EN OPZET VAN HET ONDERZOEK

Een werkgroep heeft, onder auspiciën van de commissie ter bestudering van de landbouwwaterbehoefte, het onderzoek uitgevoerd. Deze werkgroep had tijdens de jaren 1962 tot 1969 de volgende samenstelling:

### *Voorzitter:*

IR. C. C. M. VAN HÖVELL TOT  
WESTERLPIER Provinciale Waterstaat van Gelderland

### *Secretaris:*

IR. H. J. COLENBRANDER Provinciale Waterstaat van Gelderland  
(tot 1-7-1969, Rijkswaterstaat, Dienst voor de Waterhuishouding)

### *Leden:*

IR. C. BAARS	Landbouwhogeschool, Afd. Weg- en Waterbouwkunde en Irrigatie (tot 1-2-1969 Proefstation voor de Akker- en Weidebouw)
G. W. BLOEMEN, ING.	Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding
IR. T. BLOK	Provinciale Waterstaat van Gelderland
DR. IR. J. C. VAN DAM (tot 1-4-67)	Rijkswaterstaat, Dienst voor de Waterhuishouding
J. VAN ELDIK, ING.	Proefstation voor de Akker- en Weidebouw
DR. IR. TH. J. FERRARI	Instituut voor Bodemvruchtbaarheid
DRS. F. Q. KEYMAN	Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut
DRS. G. F. MAKINK	Instituut voor Biologisch en Scheikundig Onderzoek van Landbouwgewassen
IR. J. C. PAPE	Stichting voor Bodemkartering
DRS. A. B. POMPER (m.i.v. 1-1-69)	Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding
DR. IR. N. A. DE RIDDER (tot 1-1-69)	Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding
IR. M. SNIJDELAAR (m.i.v. 1-4-67)	Rijkswaterstaat, Dienst voor de Waterhuishouding
J. H. SNIJDERS, ING.	Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding
IR. PH. TH. STOL	Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding
DRS. A. VERBRAECK	Rijksgeologische Dienst
IR. W. C. VISSER	Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding
PROF. IR. A. VOLKER	Rijkswaterstaat, Dienst voor de Waterhuishouding
IR. J. J. WESTERHOF	Cultuurtechnische Dienst

De werkgroep heeft een tweetal proefgebieden gekozen voor een gedetailleerde studie, waarvan naderhand de verkregen resultaten door middel van extrapolatie op het overige gebied zullen moeten worden overgedragen. Gezien deze opzet is het belangrijk, dat de gekozen proefgebieden representatief zijn voor een zo groot mogelijk gebied, terwijl het voor een verantwoorde extrapolatie van de resultaten bovendien noodzakelijk is, dat in het gebied buiten de proefgebieden ook een aantal basisgegevens worden verzameld. In de interimrapporten over het Tielerwaard- en Leerinkbeekgebied-onderzoek ligt het accent op de beschrijving van de onderzoeksmethoden, de analyse van de resultaten en de hieruit te trekken conclusies.

In een derde rapport, waarin zal worden getracht de

waterbehoefte en de waterhuishoudkundige toestand van de gehele provincie te belichten, zal de nadruk vooral op de synthese worden gelegd.

De Tielerwaard-West was gekozen als representatief gebied voor de rivierkleistreek in het zuidwestelijk deel van de provincie, terwijl voor het zandgebied in het oosten de keus op het stroomgebied van de Leerinkbeek is gevallen. De meer integrale aanpak van de problemen in dit gebied maakt een goede samenwerking van de onderzoekers in de verschillende vakgebieden en specialismen noodzakelijk. Om deze samenwerking te realiseren en om te bereiken, dat er een beter begrip ontstaat voor elkaanders problemen, is een iets andere organisatievorm gekozen dan bij het Tielerwaard-onderzoek. Er is niet meer in afzonderlijke secties gewerkt, maar de diverse rapporten zijn



steeds direct door de gehele werkgroep behandeld. Juist deze nauwe samenwerking is zeer vruchtbaar gebleken.

Het Leerinkbeekgebied-rapport heeft dezelfde indeling als het Tielerwaard-rapport. Het bevat dus naast het voorwoord en de inleiding een samenvattend hoofdrapport en een aantal deelrapporten, waarin de onderzoeken in detail worden beschreven.

## 2. HET ONDERZOEK IN HET LEERINKBEEKGEBIED

Het onderzoek in het Leerinkbeekgebied is er vooral op gericht geweest de waterbehoefte van de landbouwgronden vast te stellen. Op een aantal verschillende manieren is hiertoe de werkelijke verdamping

berekend, waarna door vergelijking met de potentiële verdamping een goede indruk wordt verkregen van eventuele vochttekorten. Ook worden de economische aspecten van het watervoorzieningsprobleem behandeld. Verder wordt aandacht besteed aan de invloed van een kunstmatige grondwateronttrekking op de waterhuishouding van het gebied. Het waterafvoeraspect is eveneens uitvoerig bestudeerd. Hierbij kunnen een drietal hoofdpunten worden onderscheiden, namelijk het afvoeronderzoek ten behoeve van de waterbalansstudie, de studie van de topafvoeren en de waterafvoer van een perceel.

Voor de bestudering van de genoemde vraagstukken zijn een groot aantal basisgegevens verzameld. Deze betreffen naast de neerslag, afvoer, grondwaterstand en het bodemvocht, voornamelijk de bodemkundige en geo-hydrologische gebiedseigenschappen.

# Hoofdrapport

## 1. INLEIDING

In de volgende paragrafen worden de verschillende onderzoeken uit de deelrapporten kort samengevat en de belangrijkste conclusies vermeld. Begonnen wordt met een korte beschrijving van de waterhuishoudkundige toestand van de Achterhoek als geheel (deelrapport 1). Hierdoor kan een idee worden gevormd van de belangrijkste hydrologische problemen, die zich hier voordoen. Bovendien komt hierin naar voren welke plaats het Leerinkbeekgebied in de Achterhoek in waterstaatkundig opzicht inneemt. In dit verband zijn ook de fysisch-geografische, bodemkundige en geo-hydrologische beschrijvingen van het Leerinkbeekgebied, die in de deelrapporten 2, 3 en 4 worden gegeven, van nut.

In deelrapport 5 wordt het neerslagonderzoek beschreven, terwijl in de rapporten 6 en 7 het afvoeronderzoek aan de orde komt. De grondwaterstand- en bodemvochtmetingen worden in deelrapport 8 besproken en de deelrapporten 9, 10 en 11 behandelen een aantal methoden ter bepaling van de verdamping. In deelrapport 9 wordt tevens op de bepaling van de berging en afvoer ingegaan. Deelrapport 12 beschrijft de frequentiestudie van onder andere de optredende watertekorten. In de deelrapporten 13 en 14 wordt de rentabiliteit van een betere waterhuishouding nagegaan. Ter afsluiting is in deelrapport 15 een beschouwing opgenomen over de samenhang van de verschillende facetten, die een toekomstig plan voor de waterhuishouding heeft.

## 2. WATERSTAATKUNDIGE TOESTAND VAN DE ACHTERHOEK

De Achterhoek, waarmee hier het gebied in Gelderland gelegen ten oosten van de Rijn en de IJssel wordt aangeduid, vertoont in geografisch en hydrologisch opzicht een rijk geschakeerd beeld. Behalve uit een strook rivierkleigronden langs de grote rivieren bestaat het gebied overwegend uit zandgronden. Het rond 145.000 ha grote gebied vertoont een zeer afwisselend landschap met op de lager gelegen gronden meestal grasland en op de hogere delen bouwland. Verder wordt het landschap getypeerd door houtwallen en kleine boscomplexen. Het oostelijk deel van de Achterhoek vertoont een vrij sterke terreinhelling (5 tot 8 ‰), terwijl daarentegen het middengebied vrij vlak is en de gronden naar de IJssel toe weer vrij sterk afhellen. De hoogteligging varieert van 45 m + N.A.P. in het oosten tot ongeveer 8 m

+ N.A.P. in het westen van het gebied. In geo-hydrologisch opzicht valt het gebied min of meer in twee delen uiteen. Ten oosten van de lijn Eibergen-Groenlo-Aalten is de dikte van het watervoerend pakket gering, doordat een zeer stugge afsluitende kleilaag tot dicht onder of zelfs tot aan maaiveld reikt. Deze kleilaag komt in het westelijk deel van het gebied op veel grotere diepten voor (20 tot 60 m beneden maaiveld). De afvoer van het overtollige regenwater uit dit gebied vindt plaats via een stelsel van grote en kleinere beken, die voor het merendeel natuurlijk lozen. De belangrijkste riviertjes zijn de Berkel, de Oude IJssel, de Baakse Beek en de Grote Beek.

Bij hogere rivierstanden wordt een deel van de lage gronden langs de IJssel en de Rijn bemalen.

Het gebied was vroeger verdeeld in een vrij groot aantal waterschappen en gedeeltelijk nog ongereguleerd (bijlage 1). Na de tweede wereldoorlog is dit beeld sterk gewijzigd en zijn praktisch alle gronden in waterschapsverband gebracht. De Achterhoek is thans verdeeld in enkele grote waterschappen en polderdistricten (bijlage 2). Deze schaalvergroting heeft niet alleen een bestuurlijke achtergrond gehad, maar was ook uit technisch oogpunt noodzakelijk.

Uit het voorgaande kan reeds worden afgeleid dat zich in waterhuishoudkundig opzicht zeer gevarieerde problemen voordoen. Deze hebben aan de ene kant betrekking op de natuurlijke afwatering van de neerslag, maar aan de andere kant vraagt ook de bemaling van de langs de grote rivieren gelegen gronden de nodige aandacht. Naast de waterafvoer en het opheffen van wateroverlast is de watervoorziening van de landbouwgronden van belang. Een betere vochtvoorziening van de gewassen door beregening of waterinlaat, zowel als waterconservering door het handhaven van een bepaald slootpeil door middel van stuwen, spelen hierbij een rol.

Behalve de genoemde problemen vraagt ook de winning van grondwater voor huishoudelijk en industrieel gebruik steeds meer de aandacht.

Tevens moet bij het maken van plannen ter verbetering van de waterhuishoudkundige toestand rekening worden gehouden met de waterafvoer van de zich sterk uitbreidende stedelijke gebieden, terwijl ook de lozing van afvalwater speciale problemen schept.

In het oosten van het gebied doen zich ten aanzien van de waterafvoer bijzondere problemen voor. Door de sterke terreinhelling en het geringe bergend vermogen vindt de afvoer van de neerslag hier zeer snel plaats, waardoor hoge afvoerintensiteiten voorkomen. Dit blijkt duidelijk in deelrapport 1, waarin met name

ook wordt gewezen op de hoge afvoeren uit Duitsland. Bijna de helft van het gezamenlijke stroomgebied van de beken in de Achterhoek ligt op Duits grondgebied. De regelmatig optredende hoge afvoeren konden niet door de beken worden verwerkt, waardoor op uitgebreide schaal overstromingen optraden (bijlage 4). Vooral was dit het geval wanneer de dijken van de Berkel, de Groenlose Slinge en de Aaltense Slinge doorbraken. Ook in het meest westelijke gebied traden veelvuldig inundaties op, maar dan tengevolge van het buiten de oevers treden van de Rijn en de IJssel en de daardoor gestremde afvoer van de beken.

Vele werken ter verbetering van de waterstaatkundige toestand zijn in de loop van de jaren uitgevoerd. De belangrijkste zijn het sluiten van de Baakse en Spijkse overlaten, de bouw van zeven gemalen en de verbetering van de Oude IJssel. Andere werken zijn nog in uitvoering zoals de verbetering van de Berkel, de Groenlose Slinge en de Aaltense Slinge. Dit geldt ook voor de hoofdleidingen in het Waterschap van de Baakse Beek en de polderdistricten IJsselland, Rijn en IJssel en Oude Rijn. Vermeldenswaard is dat in enkele gevallen reductiereservoirs (Berkel en Aaltense Slinge) worden aangelegd, waarin tijdelijk een deel van de hoge afvoeren kan worden geborgen. Verder wordt in een aantal gevallen het water van de hoge gronden door bedijkte stroomkanalen op natuurlijke wijze naar de grote rivieren afgevoerd. Daardoor kan de grootte van de bemalingsgebieden worden beperkt.

Bij het uitvoeren van verbeteringswerken wordt mede aandacht geschonken aan het sparen van natuurschoon. Soms wordt aan het maken van nieuwe tracés of koppelleidingen de voorkeur gegeven boven het verbreden van bestaande leidingen. Dergelijke oplossingen worden tevens gezocht voor leidinggedeelten waarvan de verbreding zeer kostbaar zou worden. Een speciaal probleem vormt verder het zandtransport. Om de afzetting van zand te lokaliseren worden op een aantal plaatsen zandvangen gebouwd.

De waterstaatkundige en cultuurtechnische werken worden uitgevoerd met subsidie van het Rijk en in vele gevallen ook van de Provincie. Vele werken vinden in ruilverkavelingsverband plaats (bijlage 3). De meeste worden zodanig uitgevoerd, dat de afvoertop, die gemiddeld 1 x per jaar optreedt ( $Q_1$ ), kan worden getransporteerd bij een drooglegging van ongeveer 60 cm, hetgeen meestal impliceert, dat de afvoer met een gemiddelde overschrijdingskans van 1 x per 100 jaar ( $Q_{100}$ ) nog juist zonder drooglegging kan worden verwerkt. Volgens deelrapport 1 is de verhouding tussen  $Q_{100}$  en  $Q_1$  voor verschillende beken in de Achterhoek nagenoeg constant en wel ongeveer 2. De genoemde verhouding heeft betrekking op dagafvoersommen. Voor topafvoeren bedraagt de verhouding tussen  $Q_{100}$  en  $Q_1$  rond 2,2. Verder is het gemiddelde van de jaarafvoeren voor de verschillende beken be-

rekend. Dit bedraagt voor de periode 1956 tot en met 1965 rond 340 mm, hetgeen bij een gemiddelde neerslag over deze periode van 790 mm resulteert in een verdamping van 450 mm per jaar.

Tenslotte zijn in deelrapport 1 de bij de verschillende verbeteringswerken gehanteerde normen vergeleken met de afvoeren, berekend voor de periode 1956 tot en met 1965. Voor de meeste beken blijken beide gegevens redelijk overeen te stemmen.

### 3. FYSISCH-GEOGRAFISCHE, BODEMKUNDIGE EN GEO-HYDROLOGISCHE BESCHRIJVING VAN HET LEERINKBEEKGEBIED

Het Leerinkbeekgebied, gelegen in het oostelijke deel van de Achterhoek, tussen de plaatsen Borculo, Eibergen en Groenlo, maakt deel uit van het stroomgebied van de Berkel. Het overtollige water van het 5200 ha grote gebied wordt via een vrij groot aantal kleine beekjes en sloten op de Leerinkbeek gebracht, die nabij Borculo vrij uitstroomt in de Berkel. Door het hoge peil op de Berkel leverde deze lozing vroeger dikwijls grote moeilijkheden op met als gevolg dat op grote schaal inundaties optraden. Door de omlegging van zowel de Berkel als de Leerinkbeek is dit thans niet meer het geval. Ook in het overige deel van het gebied was de ontwateringstoestand onbevredigend. Dit werd mede veroorzaakt doordat een groot deel van de gronden pas na 1900 is ontgonnen (bijlagen 5 en 6) en het leidingstelsel niet in voldoende mate aan deze veranderingen werd aangepast. De in de jaren 1967 tot 1969 uitgevoerde verbeteringswerken hebben deze moeilijkheden vrijwel zeker opgelost.

De gronden zijn voor 65 % in gebruik als grasland en voor 30 % als bouwland, terwijl slechts 5 % uit bos en woeste grond bestaat (bijlage 7). In overeenstemming met het grondgebruik wordt vrijwel uitsluitend het gemengde bedrijfstype aangetroffen. De hoogteligging varieert tussen 34 m + N.A.P. in het bovengebied tot 15 m + N.A.P. nabij Borculo (bijlage 8). De gemiddelde terreinhelling bedraagt 2 ‰ in het meest westelijke gebiedsdeel, maar is in het oostelijk deel aanzienlijk groter (5 tot 8 ‰). Ook de grondwaterdiepte varieert vrij sterk, namelijk van 0 tot 30 cm beneden maaiveld in de gebieden met hoge grondwaterstanden en van 200 tot 400 cm beneden maaiveld in de gebieden met lage grondwaterstanden (bijlagen 13 en 14).

Het gebied bestaat voor het grootste deel uit humuspodzolgronden en leemhoudende beekerdgronden (bijlage 12). Verder bestaan de hoge delen meestal uit enkeerdgronden en treft men langs de Berkel een betrekkelijk kleine oppervlakte beekklei aan. Ook in het zuidwesten van het gebied komen kleipakketten voor, welke echter niet door de Berkel

zijn afgezet maar door de Groenlose Slinge. Vroeger loosde deze rivier in tijden van hoge afvoeren het water via het Leerinkbeekgebied op de Berkel (fig. 2.1). De dikte van de laag humushoudende grond, evenals het humusgehalte zelf, varieert vrij sterk. De dikte van de bovengrond bedraagt 20 tot 50 cm bij de podzol- en beekerdgronden, bij een humusgehalte van 2 à 8 %, terwijl de enkeerdgronden 50 tot 120 cm dik zijn bij een humusgehalte van 5 à 10 %.

In het kader van het bodemkundig onderzoek is verder een zogenaamde grondwatertrappenkaart vervaardigd (bijlage 12). Deze kaart geeft een indeling naar de fluctuatie van de grondwaterstand. In totaal worden 7 klassen onderscheiden, elk bepaald door het gemiddelde van de drie hoogste respectievelijk drie laagste grondwaterstanden per jaar, berekend over een zo groot mogelijk aantal jaren. De indeling van de gronden geschiedt aan de hand van profielkenmerken die de beweging van het grondwater karakteriseren (onder andere roestvlekken, ongeaeerdheid, enz.). Het bleek mogelijk te zijn op grond van genoemde kenmerken een gebied te lokaliseren waar de grondwaterstandvariatie thans anders is dan vroeger. Deze verandering is het gevolg van de kunstmatige onttekening van grondwater.

Ook in geo-hydrologisch opzicht treden binnen het Leerinkbeekgebied belangrijke verschillen op (deelrapport 3). Zoals reeds in par. 2 is vermeld loopt de grenslijn tussen het gebied waar de praktisch ondoorlatende basis zeer diep ligt en het gebied met een ondiepe ligging van deze basis juist door het Leerinkbeekgebied. De ondoorlatende basis bestaat uit slecht doorlatende slihboudende glauconietzanden en nageoeg ondoorlatende kleilagen. De grens tussen beide gebieden valt ongeveer samen met de lijn waar ook een sprong in de hoogte van het maaiveld optreedt. De dikte van het watervoerend pakket is in het oosten van het gebied 0 tot 10 m en in het westen 20 tot 40 m (bijlage 10). Behalve de dikte van het watervoerend pakket is ook de doorlatendheid hiervan een belangrijk gegeven. Deze doorlatendheid varieert van minder dan 0,1 tot meer dan 50 m/etm. Aan de hand van deze beide factoren is de *kD*-waardenkaart vervaardigd (bijlage 11). Deze kaart is onder andere van belang voor het berekenen van de grondwaterstroming. De *kD*-waarde varieert van kleiner dan 100 m<sup>2</sup>/etm in het oosten tot meer dan 2000 m<sup>2</sup>/etm op enkele plaatsen in het westen van het gebied. Bij het onderzoek bleek dat in de ondoorlatende basis grote en kleine geulen voorkomen die met grove zanden zijn opgevuld. Uit één van de kleinere geulen onttrekt het pompstation Olden-Eibergen grondwater. In een diepere geul die ten noordwesten van het huidige pompstation werd gevonden, is thans een uitbreiding van de grondwaterwinning geprojecteerd. De ligging van een aantal andere geulen kon eveneens worden vastgesteld, waarbij de geo-elektrische meet-

methode van veel waarde bleek te zijn.

Een ander belangrijk geo-hydrologisch gegeven is het voorkomen van slecht doorlatende lagen in het watervoerend pakket. Dergelijke lagen zijn van belang bij de grondwaterwinning. Het onttrekken van water beneden deze lagen heeft het voordeel, dat ongewenste verlagingen van het freatisch vlak meestal achterwege blijven.

In het Leerinkbeekgebied komen inderdaad afsluitende lagen voor die als keileem, fluvioglaciale leem of interglaciale Eemklei worden omschreven. Deze lagen hebben echter slechts een beperkte uitgestrektheid. Door de uitvoering van een aantal pompproeven is de verticale weerstand (*c*) van deze lagen vastgesteld. De *c*-waarde varieert sterk, namelijk van 40 tot ongeveer 30.000 etm.

Een belangrijke kaart die in het kader van het geo-hydrologisch onderzoek is vervaardigd, is de zogenaamde kwelkaart. Hierop worden gebieden aangegeven waar de ondergrondse aanvoer groter is dan de ondergrondse afvoer (kwel) en gebieden waar het omgekeerde het geval is (wegzijging). De verschillen in geo-hydrologische gesteldheid hebben grote invloed op de hydrologische processen in een gebied. Met name het afvoerproces wordt er in sterke mate door bepaald (deelrapport 7).

#### 4. HET METEN VAN HYDROLOGISCHE EN METEOROLOGISCHE GROOTHEDEN

Bij het opzetten van een hydrologische studie voor een stroomgebied moet worden begonnen met het inrichten van een doelgericht meetnet. De nauwkeurigheid van de basisgegevens bepaalt immers in belangrijke mate de nauwkeurigheid van de uiteindelijke resultaten. Steeds moet echter in het oog worden gehouden met welk doel de gegevens worden verzameld, omdat het nauwkeurig meten van een enkele factor weinig zinvol is. Meestal kan maar ten dele van reeds bestaande waarnemingsstations gebruik worden gemaakt.

Het net van neerslagstations van het K.N.M.I. is niet voldoende dicht om de gebiedsneerslag nauwkeurig te kunnen bepalen. Ook de verdamping van een gebied kan niet zonder meer uit de beschikbare metingen worden berekend. Slechts van enkele waarnemingsstations worden namelijk regelmatig verdampingcijfers gepubliceerd, waarbij het bovendien maandwaarden betreft van de open waterverdamping. Verder is het afvoeronderzoek dat door de Dienst voor de Waterhuishouding van de Rijkswaterstaat is uitgevoerd voornamelijk gericht op het bepalen van de hogere afvoeren. Wat deze afvoeren betreft is de kennis dan ook sterk vermeerderd. De beschikbare afvoermeetpunten en de gebruikte meettechnieken zijn echter dikwijls veel minder geschikt om op vragen ten aanzien van de

totaal afgevoerde hoeveelheden een nauwkeurig antwoord te geven. De door het Archief van Grondwaterstanden T.N.O. verzamelde gegevens zijn in vele gevallen waardevol gebleken, maar behoeven voor detailstudies meestal aanvulling. Gegevens aangaande de peilen in de open leidingen en van veranderingen in de waterhuishoudkundige toestand in een gebied ontbreken meestal. Bovendien zijn vrijwel alleen 14-daagse of 3-maandelijke gegevens beschikbaar. Over het vochtgehalte van de bodem zijn vrijwel geen systematisch verzamelde gegevens beschikbaar.

In het Leerinkbeekgebied is er gezien het vorenstaande naar gestreefd de diverse factoren met eenzelfde nauwkeurigheid te bepalen. De ervaringen opgedaan bij het meten van de verschillende grootheden zullen hier kort worden samengevat.

Bij het meten van de neerslag is gebleken dat met de standaard-regenmeter, waarvan de rand zich 40 cm boven het maaiveld bevindt, steeds minder wordt gemeten dan met een grondregenmeter. Dit verschil is voornamelijk het gevolg van de windinvloed en bedraagt 6,6 %. Dit percentage heeft betrekking op jaarhoeveelheden en is berekend als het gemiddelde van een drietal stations. Het verschil varieert nogal in de loop van het jaar, namelijk van 3-6 % in de zomer tot 8-10 % in de winter. Deze resultaten stemmen goed overeen met die van verschillende andere onderzoekingen. Bij het onderzoek in het Leerinkbeekgebied is zoveel mogelijk uitgegaan van de cijfers van de grondregenmeters. Verder blijkt dat met het type pluviograaf dat veelal bij neerslagonderzoek wordt gebruikt, vooral in de winter nog lagere neerslaghoeveelheden worden gemeten dan met de standaardregenmeter. Het verschil bedraagt in de winter ongeveer 8 % en in vergelijking met de grondregenmeter dus zelfs ongeveer 17 %. Daarom is een nieuw type registrerende grondregenmeter (fig. 1) ontworpen, waarvan de gegevens mechanisch worden verwerkt.

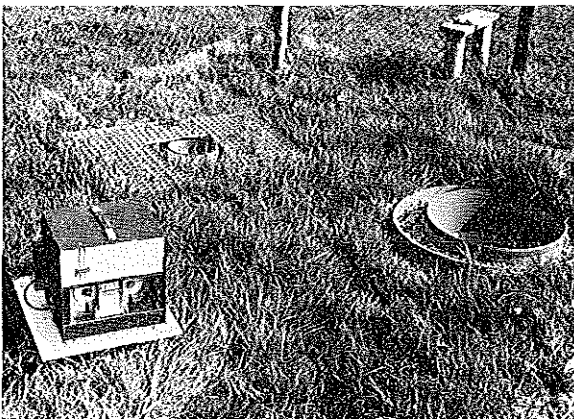


Fig. 1. Rechts op de voorgrond de grote opvangtrechter en links de recorder van de nieuwe registrerende grondregenmeterconstructie; op de achtergrond de normale grondregenmeter

De plaatselijke variatie van de neerslag kan vooral bij zomerbuien aanzienlijk zijn. In het Leerinkbeekgebied is gebleken dat bij een afstand tussen de stations van ongeveer 3 km deze buien goed kunnen worden beschreven.

Met het meten van de verdamping is bij het onderzoek in het Leerinkbeekgebied weinig ervaring opgedaan. Deze term is uit de andere waterbalanstermen berekend. Wel is gebleken dat een ingegraven verdampingspan, waarvan de rand zich juist boven maaiveld bevindt en waarin het waterniveau op ongeveer 2 cm onder deze rand wordt gehouden, niet voldoet in verband met spatverliezen.

Een nauwkeurige bepaling van de afvoer met behulp van de  $Q/h$ -krommen is onmogelijk indien niet voldoende informatie over de begroeiingstoestand van de beek aanwezig is. De stromingsweerstand en daarmee de afvoercapaciteit van de beek hangt namelijk zeer sterk van de begroeiing af. In deelrapport 6 is een methode beschreven om de begroeiingstoestand te karakteriseren door de verhouding tussen een wél en een níet door begroeiing beïnvloed beekpeil.

Overigens kan de invloed van de begroeiing op de afvoerbepaling grotendeels worden geëlimineerd door de afvoer met behulp van kunstwerken te bepalen. Soms kan van bestaande kunstwerken gebruik worden gemaakt, al of niet na het aanbrengen van kleine wijzigingen. Dikwijls moeten evenwel speciale meetinrichtingen worden gebouwd. In het Leerinkbeekgebied zijn in totaal 12 meetstuwten geplaatst (bijlage 9). Van het zestal typen dat werd toegepast blijkt vooral de zogenaamde H-flume (fig. 2) zeer goed te voldoen. Een aantal aspecten, dat bij het inrichten van afvoermeeptunten van belang is, wordt in deelrapport 6 besproken. Verder blijkt dat voor de berekening van de afvoer van beken met een snel wisselend peil het gewenst is, dat de waterstanden continu worden geregistreerd. Vooral met het oog op de mechanische verwerking van de gegevens biedt het gebruik van apparatuur, waarmee beekpeilen in het veld direct op ponsband worden vastgelegd, sterk de voorkeur. Hetzelfde geldt overigens voor de meeste hydrologische en meteorologische gegevens. De waarneming van de grondwaterstanden moet op zoveel mogelijk representatieve punten geschieden, waarbij de peilbuizen verspreid moeten staan over gronden waarvan de grondwaterstandfluctuatie, het grondgebruik en het bodemtype verschillen. De grondwaterstand dient vaker dan eenmaal per 14 dagen te worden opgenomen indien deze snel fluctueert. In bijzondere gevallen is het zelfs gewenst op continue registratie over te gaan.

Voor het bepalen van de hoeveelheid bodemvocht is de nucleaire meettechniek zeer waardevol gebleken. Een regelmatige ijking van de neutronenbron is daarbij noodzakelijk, terwijl tevens de metingen in de lagen die permanent beneden het fretatisch vlak liggen als controle kunnen worden gebruikt. Ook voor de

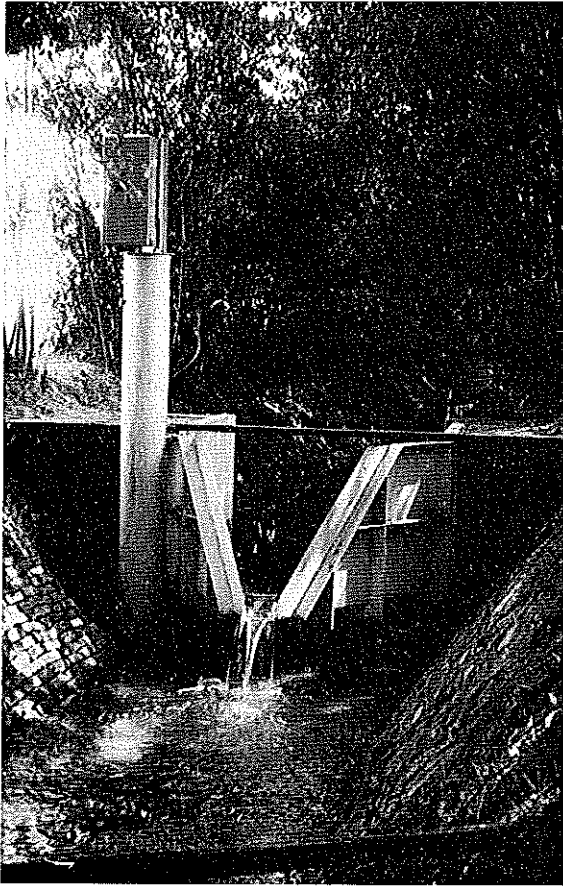


Fig. 2. De meetgoot (H-flume) waarmee op meetpunt 12 de afvoer is gemeten

berekening van de gemiddelde bodemvochtberging over een gebied is het van belang, dat de plaats van de meetpunten aan dezelfde voorwaarden voldoet als die voor de grondwaterstandpeilbuizen, die hiervoor zijn genoemd. Ook moet zo mogelijk steeds tot beneden het laagst waargenomen freatisch niveau worden doorgemeten. Een geschikte keuze voor de frequentie waarmee de bodemvochtmetingen kunnen worden uitgevoerd is eenmaal per week of eenmaal per 14 dagen.

## 5. NEERSLAGONDERZOEK

Voor hydrologisch onderzoek vormt het zo nauwkeurig mogelijk vaststellen van de neerslag over een gebied meestal het belangrijkste aspect. De twee punten die hierbij naar voren komen zijn het nauwkeurig meten van de puntneerslag en het uit een beperkt aantal waarnemingsstations berekenen van de gebiedsneerslag.

In de vorige paragraaf zijn de meeste problemen die hiermee verband houden, namelijk de keuze van het type instrument, de opstelling ervan, de frequentie van waarneming en het aantal stations dat nodig is

om een regenbui nauwkeurig te beschrijven, reeds genoemd.

In deelrapport 5 wordt duidelijk onderstreept dat de waarnemingsfrequentie samenhangt met het doel van het onderzoek. Bij een onderzoek naar de hoogste afvoerintensiteiten moet, met name in gebieden die snel op de neerslag reageren, bijvoorbeeld met perioden korter dan een dag worden gewerkt. De neerslagverdeling naar plaats blijkt in de Achterhoek nogal onregelmatig te zijn. Dit geldt speciaal voor de onweersbuien in de zomer, die dikwijls een lokaal karakter hebben. Enkele voorbeelden worden in deelrapport 5 besproken. Het lokale karakter van deze buien heeft tot gevolg, dat de samenhang tussen de neerslag op de stations sterk met de afstand en de intensiteit afneemt.

Uit de waarnemingen gedurende de jaren 1964-1967 kan de voorlopige conclusie worden getrokken, dat in het oosten van de Achterhoek de kans groter is dat dergelijke lokale buien optreden dan meer naar het westen. Een meer systematisch onderzoek over een groter aantal jaren zal uit moeten wijzen of dit inderdaad het geval is.

De gemiddelde neerslag van een gebied kan goed worden berekend met de methode volgens Thiessen. Overigens blijkt dat in het Leerinkbeekgebied het Thiessengemiddelde goed met het rekenkundig gemiddelde van alle stations overeenstemt. Zelfs kan de gemiddelde neerslag goed uit een tweetal stations worden berekend door aan de waarnemingen op deze stations een bepaald gewicht toe te kennen. Dit gewicht is evenwel niet van tevoren vast te stellen en varieert voor de verschillende seizoenen. Voor zeer lokale buien geven de genoemde methoden echter geen bevredigend resultaat en verdient het aanbeveling de gebiedsneerslag uit het isohyetenpatroon te bepalen.

Bij een korte periode van onderzoek is het gewenst na te gaan, in hoeverre de hydrologische toestand gedurende deze periode afwijkt van die over een groter aantal jaren. De neerslag is een van de grootheden waarmee de hydrologische toestand redelijk kan worden getypeerd. Dit geldt speciaal voor de winterperiodes, omdat in de zomer tevens de verdamping en het bergend vermogen van de grond een belangrijke invloed hebben. Uitgaande van de neerslagverdeling voor het K.N.M.I.-station Winterswijk sluiten de periodes 1952 tot en met 1966 en 1962 tot en met 1966 goed bij het gemiddelde over een groot aantal jaren aan. Tevens blijkt, dat de in de jaren 1965 en 1966 gevallen hoeveelheden neerslag een zeer extreem karakter hebben. Dit geldt met name voor een aantal dag- en maandsommen, maar in het bijzonder voor de 720-daagse neerslagsom over de periode april 1965 tot en met maart 1967. In een aantal gevallen is de gemiddelde herhalingsstijd meer dan 100 jaar en in één geval zelfs meer dan 500 jaar. Verder blijken de

frequentieverdelingen van de gebiedsneerslag en die van de enkele stations niet significant van elkaar te verschillen (deelrapport 5).

## 6. AFVOERONDERZOEK

### 6.1. INLEIDING

Aanvankelijk heeft het afvoeronderzoek in Nederland zich voornamelijk gericht op het vaststellen van de maatgevende afvoer voor grotere afwateringseenheden, zoals polders en stroomgebieden. Daarnaast is de perceelontwatering op vele plaatsen bestudeerd. Meestal stond hierbij het voorkomen van ongewenst hoge grondwaterstanden en inundaties voorop en kwam het handhaven van een bepaalde waterstand in droge perioden op de tweede plaats. Wat dit laatste punt betreft is de kennis van de frequentie van de lage afvoeren een belangrijk gegeven. Aan het nauwkeurig vaststellen van de lage afvoeren is echter tot voor kort weinig aandacht besteed. Het optreden van deze afvoeren is in verband met de waterkwaliteit ook van belang voor het lozen van afvalwater en voor het beoordelen van de waterinlaatmogelijkheden. Verder is relatief weinig aandacht besteed aan het vaststellen van de totale afvoer over langere perioden. Genoemde punten zijn wel bij het onderzoek in het Leerinkbeekgebied betrokken.

De studie van het afvoerproces kan op verschillende manieren worden aangepakt. Uitgegaan kan worden van een bepaalde grondwaterstand die met een zekere frequentie mag worden overschreden. Bij een gegeven neerslaghoeveelheid en met de berekende of geschatte bodemconstanten kan dan een maatgevende afvoer en het bijbehorende slootpeil worden berekend (BLOEMEN, 1968; zie deelrapport 9). In dit geval wordt als kleinste afwateringseenheid het perceel genomen. Ook wordt dikwijls uitgegaan van de in de bestaande toestand gemeten afvoer. De resultaten hangen dan uiteraard nauw met deze toestand samen en zonder meer kan geen uitspraak over het afvoerproces na verandering van de ontwateringstoestand worden gedaan. Een moeilijkheid bij deze wijze van werken is dat de afvoercapaciteit van het bestaande leidingstelsel dikwijls te klein is, waardoor inundaties optreden en de hoogste afvoeren niet kunnen worden gemeten. Wordt de afwatering in een dergelijk gebied verbeterd, dan worden primair de mogelijkheden om tijdelijk water te bergen weggenomen, hetgeen in een verhoging van de topafvoer resulteert. Wordt de grondwaterstand door het verbeteren van de ontwateringstoestand echter zo sterk verlaagd, dat gedurende een groot deel van de winter een groter bergend vermogen beschikbaar is, dan zullen de meeste afvoertoppen aanzienlijk lager uitvallen en zal de frequentieverdeling van de toppen veranderen. Of echter ook de hoogste toppen in dat geval lager zullen worden kan niet zonder meer worden gezegd. Opgemerkt

moet nog worden dat een groter bergend vermogen ook kan ontstaan door een kunstmatige onttrekking van grondwater.

### 6.2. HET AFVOERVERLOOP

De belangrijkste drie afvoercomponenten die kunnen worden onderscheiden zijn de afvoer over het maaiveld (oppervlakte afvoer), die door de bovenste grondlagen (oppervlakkige afvoer) en de grondwaterafvoer. De eerste twee componenten worden doorgaans de snelle afvoer genoemd, terwijl de grondwaterafvoer meestal als de langzame component wordt aangeduid. De vorm van de afvoergolf verschaft belangrijke informatie over het aandeel van de verschillende componenten in de afvoer. Dit geldt speciaal voor niet te grote afwateringseenheden; voor grotere en weinig homogene gebieden worden de effecten teveel afgevlakt.

Voor het karakteriseren van een afvoergolf is vooral het tijdsverloop tussen de neerslag en de bijbehorende afvoergolf een nuttig gegeven. Voor het vaststellen van de reactiesnelheid van een gebied is verder de tijdsduur tussen het begin en de top van de afvoergolf van belang en verder het verloop van de basisafvoer. De diverse kleinere stroomgebieden binnen het Leerinkbeekgebied vertonen ten aanzien van deze punten duidelijke verschillen. Uit het afvoerproces blijkt dat de gebieden 10, 12 en 13 sneller op de neerslag reageren dan gebied 14, maar dat het percentage snelle afvoer bij gebied 12 kleiner is dan bij de gebieden 10 en 13. De basisafvoer is echter bij de gebieden 12 en 14 belangrijker dan bij de andere gebieden. Deze feiten stemmen goed overeen met het verschil in bergend vermogen, de terreinhelling en het percentage lage gronden in de genoemde gebieden. De invloed van elk van deze factoren afzonderlijk kan niet worden vastgesteld, omdat er geen gebieden voorkomen, die slechts in een enkele eigenschap verschillen. Het verdient aanbeveling voor een groot aantal gebieden, die ten aanzien van de genoemde grootheden verschillen, standaard verlooplijnen vast te stellen. Dergelijke lijnen kunnen waardevolle inlichtingen verschaffen over de hoogste afvoerintensiteiten en de basisafvoer en zijn tevens van groot nut voor gedetailleerde neerslag-afvoerstudies. Voor snel reagerende gebieden zijn dagcijfers niet voldoende om het afvoerproces nauwkeurig te beschrijven. Gegevens over perioden van 3 uur blijken in het Leerinkbeekgebied het beste te voldoen. De meest geschikte periode zal van punt tot punt verschillen en afhankelijk zijn van de reactiesnelheid van het gebied.

### 6.3. LOOPSNELHEID EN AFVLAKKING VAN AFVOERGOLVEN

Over de loopsnelheid en de afvlakking van afvoer-

golven in de Nederlandse beken is tot nu toe weinig studie verricht. Toch zijn dit, vooral in verband met het stuwbeheer, belangrijke gegevens. In het Leerinkbeekgebied staan niet voldoende gegevens ter beschikking om dit punt uitvoerig te kunnen bestuderen en is volstaan met het geven van enkele voorbeelden. De loopsnelheid van een afvoergolf is tengevolge van een verschil in begroeiing en natte omtrek van de sloot in de zomer in de regel kleiner dan in de winter. Tussen het optreden van de top van de afvoergolf bij de meetstuwen 10 en  $F_c$  (een afstand van ruim 10 km) ligt in de zomer ongeveer 9 uur en in de winter 7,5 uur. Overigens bestaat voor een aantal punten weinig verband tussen de tijdstippen van optreden van afvoertoppen.

Voor het tijdig strijken van stuwen bij de kans op een hoge afvoergolf, is soms het tijdsverschil tussen het optreden van een afvoertop op twee punten te gering. In dat geval is het zinvol na te gaan in hoeverre er verband bestaat tussen het einde van een regenbui en het optreden van de afvoertop of tussen deze top en de hoogste grondwaterstand. Voor gebied 10 dat snel op de neerslag reageert blijkt in de winter de hoogste grondwaterstand gemiddeld 90 minuten na het einde van een regenbui op te treden, terwijl dit voor de top van de afvoergolf gemiddeld 140 minuten is. Tussen de punten treedt een vrij grote spreiding op, aangezien de tijden ook afhankelijk zijn van de neerslagintensiteit en het bergend vermogen. Voor een juist stuwbeheer moet het afvoerterloop in bovenstrooms gelegen gebieden of het grondwaterstandverloop en neerslagpatroon als maatstaf worden gekozen. In elk concreet geval zal moeten worden nagegaan welke meetpunten hiervoor het meest geschikt zijn. De grondwaterstand is tevens van belang voor het bepalen van het tijdstip waarop het zomer- en winterpeil moet worden ingesteld. De grondwaterstand hangt immers nauw met de voor de plant beschikbare waterhoeveelheid samen, terwijl deze stand tevens een indicatie is voor de kans op hoge afvoeren.

#### 6.4. AFVOERTOPPEN

In de gebieden die snel op de neerslag reageren treden zeer hoge afvoerintensiteiten op. Bij meetpunt 10 veroorzaakt in de winter een regenbui van 20 tot 25 mm bijvoorbeeld een topafvoer, die hoger ligt dan 3 l/sec.ha. In de periode 1964 - 1967 is dit niveau 7 maal overschreden en een niveau van 2 l/sec.ha zelfs 21 maal. Hierbij moet direct worden opgemerkt, dat de overschrijdingsduur van deze hoge intensiteiten zeer kort is. Uit de analyse van het afvoerterloop van gebied 10 blijkt, dat onder extreme omstandigheden (december 1960) de topafvoer rond 7 l/sec.ha zou zijn geweest, indien het leidingstelsel een voldoende afvoercapaciteit had gehad. Voor gebied 14 met een

geringere helling en een groter bergend vermogen liggen de topafvoeren aanzienlijk lager en zijn in de periode 1964 - 1967 slechts drie toppen boven 1,5 l/sec.ha voorgekomen. In de winter blijken de topafvoeren van de diverse gebieden een redelijke samenhang te vertonen. In de zomer is de samenhang meestal minder goed door de grotere verschillen in bergend vermogen en gebiedsneerslag. Ook tussen de afvoeren die in de verschillende gebieden op willekeurig gekozen tijdstippen binnen eenzelfde dag zijn gemeten, bestaat meestal geen goede correlatie. Gebieden met bijna uitsluitend grondwaterafvoer kunnen op deze regel een uitzondering vormen. Ook is in de natte winterperioden een redelijk verband aanwezig tussen de topafvoer en de neerslaghoeveelheid. Deze samenhang is geringer naarmate een gebied een groter bergend vermogen heeft.

De frequentieverdeling van de afvoer hangt met de lengte van het waarnemingsinterval samen. Dit geldt in sterkere mate voor de topafvoeren dan voor de dagafvoersommen en het effect komt sterker naar voren, naarmate een gebied sneller op de neerslag reageert. Voor gebied 13 blijkt dat uitgaande van eenmaal daags waargenomen beekpeilen, een topafvoer van 18 mm/etm een herhalingsijd heeft van gemiddeld 2 jaar. Uitgaande van geregistreerde waterstanden wordt bij eenzelfde herhalingsijd 23 mm/etm gevonden.

Voor dagsommen zijn de verschillen geringer en bedragen bij eenzelfde herhalingsijd respectievelijk 15 mm/etm en 17 mm/etm. Aangezien deze uitspraken berusten op waarnemingen uit de relatief natte periode van 1964 - 1967, moet aan de grootte van deze afvoeren geen absolute waarde worden toegekend.

In dit opzicht geven de cijfers over de periode 1962 - 1966 een betrouwbaarder beeld. In dit tijdvak stemt de neerslagverdeling namelijk goed met die uit de periode 1880 - 1966 overeen. Voor gebied 10 en voor het Leerinkbeekgebied als geheel (meetpunt  $F_c$ ) bedragen bij een herhalingsijd van gemiddeld 1 winter de topafvoeren respectievelijk 24 en 8,8 mm/etm en bij een herhalingsijd van gemiddeld 10 winters respectievelijk 41,5 en 13,5 mm/etm.

#### 6.5. GRONDWATER- EN BASISAFVOER

In deelrapport 9 wordt aangetoond, dat de grondwaterafvoer met de grondwaterdiepte samenhangt. Bij diepe grondwaterstanden bedraagt de minimale grondwaterafvoer berekend als gemiddelde over 14-daagse perioden ongeveer 0,1 mm/etm, terwijl bij hoge grondwaterstanden het gemiddelde berekend over 14-daagse perioden 4 mm/etm is. De hoogste dagwaarden zullen ongetwijfeld hoger liggen.

Duidelijk komen bij dit onderzoek ook twee ontwateringsniveaus naar voren. Indien de tertiaire en secundaire leidingen droogvallen vindt de grondwater-



afvoer naar de hoofdleidingen plaats. Het droogvallen van een deel van het leidingenstelsel wordt in deelrapport 7 uitvoerig besproken. Het tijdstip van droogvallen van de leidingen hangt nauw met de gemiddelde grondwaterdiepte samen. Door deze nauwe relatie is het mogelijk de duur van het droogvallen van de sloten af te leiden uit de grondwaterstandfrequentie. Dit is daarom belangrijk omdat grondwaterstandgegevens meestal over een langere periode beschikbaar zijn dan beekpeilgegevens. Het over een kort traject droogvallen van een sloot is een aanwijzing, dat zeer plaatselijk een sterke wegzijging optreedt. Dit is met name vastgesteld in het midden van het gebied ter plaatse van het onttrekkingsgebied van het drinkwaterpompstation.

Aangezien de gemiddelde afstand tussen de leidingen een belangrijk gegeven is bij het berekenen van de afvoer, is het zinvol aan het gecompliceerde geheel van het droogvallen van een leidingenstelsel meer aandacht te schenken dan tot nu toe het geval is geweest. In deelrapport 7 is verder het aantal dagen aangegeven dat bepaalde afvoerniveaus worden onderschreden. Voor gebied 10 bijvoorbeeld is gemiddeld op 158 dagen per jaar de afvoer kleiner dan 0,1 mm/etm.

#### 6.6. AFVOERSOMMEN

De afvoersommen van de diverse gebieden blijken aanzienlijk te verschillen. Voor de relatief natte periode 1964 - 1967 bedraagt bijvoorbeeld de gemiddelde jaarafvoer van de gebieden 10 en 12 respectievelijk 470 en 380 mm. Over de periode 1962 - 1966, waarin de neerslagverdeling goed met die over de periode 1880 - 1966 overeenstemt, is de gemiddelde winterafvoer voor gebied 10 en voor het Leerinkbeekgebied als geheel (meetpunt  $F_c$ ) respectievelijk 220 en 185 mm. Dit betekent, dat ongeveer 60 en 50 % van de neerslag wordt afgevoerd. Op de meetpunten 10 en  $F_c$  zijn de gemiddelde zomerafvoeren respectievelijk 100 en 85 mm, hetgeen neerkomt op 25 en 20 % van de neerslag. Ook voor korte perioden is de neerslag-afvoerverhouding bestudeerd (deelrapporten 7 en 12). De afvoerverschillen tussen de diverse gebieden worden onder andere veroorzaakt doordat een deel van de neerslag het stroomgebied via de ondergrond verlaat. Dit is met name het geval voor gebied 12 en voor het Leerinkbeekgebied als geheel. Ook een verschil in verdamping of een kunstmatige onttrekking van grondwater heeft afvoerverschillen tot gevolg. Dit laatste treedt op bij het Leerinkbeekgebied als geheel, omdat een drinkwaterpompstation jaarlijks ongeveer 27 mm grondwater onttrekt. De invloed van deze onttrekking komt het duidelijkst in de afvoer van gebied 3 tot uiting (deelrapport 7).

De afvoersommen verschillen uiteraard ook van jaar tot jaar. Voor gebied 10 bedraagt de laagst ge-

meten jaarafvoer rond 200 mm (gemeten over de periode april 1964 tot en met maart 1965), terwijl de hoogst gemeten jaarafvoer ongeveer 700 mm is (april 1965 tot en met maart 1966). Voor gebied 12 bedragen de afvoeren over de genoemde tijdvakken respectievelijk 145 en 590 mm. De afvoerverschillen tussen de diverse jaren hangen natuurlijk in de eerste plaats samen met de neerslaghoeveelheid, maar daarnaast ook met de neerslagverdeling en met het bergend vermogen.

De afvoertotalen van de diverse gebieden vertonen een redelijke samenhang. Dit biedt de mogelijkheid om uit een bepaald meetpunt de afvoertotalen op verschillende andere punten af te leiden. Dit geldt zoals in de vorige paragraaf is besproken ook voor de afvoertoppen in de winter, maar niet voor die in de zomer en evenmin voor de afvoeren op willekeurig gekozen tijdstippen binnen een dag.

Verder blijkt dat voor de periode april 1963 tot en met september 1965 de afvoer op het meest benedenstroomse meetpunt ( $F_c$ ), goed met de som van de afvoeren van de deelgebieden overeenstemt. Voor het meetpunt  $F_c$  is daarom de voor de periode 1961 tot en met 1966 vastgestelde neerslag-afvoerverhouding gebruikt om de afvoeren van vóór 1960 te corrigeren (deelrapport 12). De afvoeren uit deze periode zijn relatief hoger dan die uit de periode 1961 - 1966 en wel gemiddeld 18 %. Dit is een gevolg van de minder nauwkeurige afvoerbepaling in de periode voor 1960 (deelrapporten 6 en 7).

Verder is voor perioden van verschillende lengte het verband tussen de gemiddelde grondwaterstand en de afvoer nagegaan. Voor snel reagerende gebieden bestaat dit verband alleen voor afvoersommen over langere perioden (bijvoorbeeld halve jaren); voor langzaam reagerende gebieden is dit ook voor korte perioden het geval (deelrapport 9).

Het is gewenst het begin- en eindpunt van de perioden aan het neerslag- en afvoerpatroon aan te passen en een correctie op de afvoer in de beschouwde perioden uit te voeren (deelrapport 7).

#### 6.7. SLOTOPMERKINGEN AFVOERONDERZOEK

De belangrijkste aspecten die bij het afvoeronderzoek in het Leerinkbeekgebied naar voren zijn gekomen betreffen allereerst de relatie tussen de bodem- en gebiedseigenschappen en het afvoerproces. Vooral het bergend vermogen speelt een belangrijke rol in het afvoerproces. Een verandering van de ontwateringstoestand, meestal resulterend in een wijziging van het bergend vermogen, zal daarom ook invloed hebben op het afvoerproces. Gezien de geo-hydrologische toestand zal het afvoerproces in het oostelijke gebiedsdeel zich niet sterk wijzigen, maar voor de rest van het gebied is dit nog onzeker.

Het bergend vermogen in een gebied kan ook door een kunstmatige grondwateronttrekking sterk worden vergroot. Hieruit volgt de noodzaak om de afvoer- en waterwinningsproblemen gezamenlijk te bestuderen. Verder kan de grondwaterdiepte als maatstaf dienen bij het stuwbeheer, terwijl de grondwaterdiepte ook informatie verschaft over het optreden van zeer lage afvoeren en het droogvallen van het leidingstelsel. Het verloop van de afvoer in het bovenstrooms gelegen gebied kan ook bij het stuwbeheer worden gebruikt. Bovendien kunnen de afvoersommen van een groot gebied uit één of enkele hoofdafvoermeetstations worden bepaald. De afvoersommen van gebieden met overwegend grondwaterafvoer hangen goed met de grondwaterdiepte samen. Voor gebieden met snelle afvoer is dit alleen met de afvoersommen over lange perioden het geval.

In het oostelijk deel van het gebied treden zeer hoge topafvoeren op waarbij de overschrijdingsduur van de hoge afvoerniveaus echter kort is. Dit maakt het wenselijk in het bovengebied de afvoercapaciteit op bepaalde punten te fixeren en de hoogste afvoeren tijdelijk in reductiebekkens te bergen. Naast de hoge afvoeren komen op veel dagen zeer lage afvoeren voor. Met de frequenties van deze afvoeren en met de opeenvolging van droge perioden zal bij infiltratieprojecten en bij de lozing van afvalwater rekening moeten worden gehouden.

## 7. GRONDWATERSTAND EN BODEMVOCHT

### 7.1. INLEIDING

Gegevens over de grondwaterstand en het bodemvocht zijn in Nederland van veel belang bij hydrologische studies. De eerstgenoemde gegevens zijn noodzakelijk voor het vaststellen van de freatische waterscheiding en voor de berekening van de grondwaterafvoer. Verder is de diepte van het grondwater een aanwijzing voor de waterhuishoudkundige toestand in een gebied en verschaft deze, evenals de vochtinhoud van de grond, inlichtingen over de vochtvoorziening van de gewassen. Ook bepalen de grondwaterdiepte en de vochtinhoud in sterke mate het bergend vermogen van de grond.

### 7.2. ISOHYPSENKAARTEN

De gegevens van rond 370 peilbuizen zijn gebruikt om voor het Leerinkbeekgebied lijnen van gelijke grondwaterstand (isohypsen) te tekenen. Om de juiste ligging van de waterscheiding te kunnen bepalen moeten ook buizen buiten het beschouwde stroomgebied worden gebruikt. In het Leerinkbeekgebied valt de topografische waterscheiding van de meeste stroomgebieden redelijk met de freatische waterscheiding samen. Voor enkele gebieden, onder andere 12 en 14,

is dit niet het geval. Voor deze gebieden moet in verband hiermee met een ondergrondse aan- of afvoer rekening worden gehouden. Zowel de lengte waarover de ondergrondse aan- of afvoer optreedt als het gemiddelde grondwaterverhang is uit de isohypsenkaarten berekend. Het doorlatend vermogen van het watervoerend pakket ( $kD$ ) dat eveneens bekend moet zijn om de grondwaterafvoer te kunnen berekenen, is aan de  $kD$ -waardenkaart ontleend. Indien de freatische en topografische waterscheiding niet samenvallen is steeds de topografische waterscheiding als hydrologische grens van de stroomgebieden aangehouden, omdat deze gemakkelijker is vast te stellen en bovendien de ondergrondse aan- of afvoer beter kan worden bepaald dan de bovengrondse.

In een enkel geval is ook vastgesteld dat de freatische waterscheiding in droge perioden niet met die in natte perioden overeenstemt (gebied 12). De verschillen zijn echter klein. Verder kan uit de isohypsenkaarten ook het infiltrerende of drainerende karakter van de leidingen worden afgeleid. Zo blijkt in droge perioden het secundaire en tertiaire leidingensysteem geen ontwateringsfunctie meer te hebben. Deze functie blijft tot het primaire stelsel beperkt (zie ook par. 6.5). De isohypsenkaarten verschaften ook informatie over de geo-hydrologische gesteldheid van een gebied (bijvoorbeeld over de  $kD$ -waarde).

### 7.3. GRONDWATERDIEPTEKAARTEN

In het Leerinkbeekgebied varieert de grondwaterdiepte in het algemeen van ongeveer 20 tot 80 cm in de winter en 50 tot 120 cm in de zomer. Plaatselijk stijgt de grondwaterstand echter tot aan het maaiveld, terwijl daarentegen op de hoge essen grondwaterdiepten groter dan 400 cm voorkomen. In het midden van het gebied komen ten gevolge van de kunstmatige onttrekking van grondwater zelfs grondwaterstanden dieper dan 500 à 600 cm voor. De gemiddelde grondwaterdiepte van de verschillende stroomgebieden is bepaald door de gemeten grondwaterstanden te wegen naar rato van de oppervlakte met een vergelijkbare grondwaterstandfluctuatie. De verdeling van een gebied in klassen met verschil in fluctuatie van de grondwaterstand is gebaseerd op de grondwatertrappenkaart. Deze kaart is in het kader van het bodemkundig onderzoek samengesteld aan de hand van hydromorfe profielkenmerken. Dit zijn kenmerken die door de variatie in grondwaterstand worden veroorzaakt. Gezien het belang van dit type kaarten voor het hydrologisch onderzoek in het algemeen, is nagegaan wat de betekenis van de GHG en GLG is, waarmee de diverse grondwatertrappen worden gedefinieerd. De GHG is het gemiddelde van de drie hoogste en de GLG van de drie laagste standen per jaar, berekend over een zo groot mogelijk aantal jaren. Het is duidelijk dat de GHG en GLG zullen

samenhangen met het aantal jaren waarover deze worden bepaald. Bij een waarnemingsperiode van 5 jaar zijn de verschillen vergeleken met de waarden, berekend over 15 jaar, gemiddeld kleiner dan 5 cm.

De GHG en GLG zijn ook van de waarnemingsfrequentie afhankelijk. Vergeleken met de waarden berekend uit dagelijkse standen geven die, berekend uit 14-daagse waarnemingen, afwijkingen te zien van gemiddeld 10 cm. De verschillen zijn groter naarmate de grondwaterstand sneller reageert. Verder blijkt, dat het GHG-niveau ongeveer 23 cm hoger ligt dan de gemiddelde grondwaterstand in het voorjaar en de GLG 24 cm lager dan de gemiddelde waterstand in de zomer. Ook is nagegaan welk percentage van de waarnemingen in de verschillende seizoenen lager is dan de genoemde niveaus of deze overschrijdt. Resumerend kan worden gesteld dat de grondwatertrappenkaart aan belangrijkheid zal winnen, indien steeds wordt aangegeven hoe de GHG en GLG-niveaus liggen ten opzichte van de gemiddelde grondwaterstanden in de verschillende seizoenen. Dit geldt speciaal voor de lage grondwaterstanden aangezien de kaarten hierover weinig gegevens verschaffen en juist grondwaterstanden dieper dan 120 cm dikwijls nog van belang zijn. Ook is het zinvol voor de diverse seizoenen aan te geven welk percentage van de waarnemingen lager, respectievelijk hoger dan de verschillende niveaus ligt. Verder verdient het aanbeveling op de kaart nog een parameter voor de reactiesnelheid van de grondwaterstand op te nemen, alsook gegevens over de relatie tussen grondwaterdiepte en bergend vermogen. Hierop wordt in par. 7.4 nog teruggeko-

men. Tenslotte is nagegaan in hoeverre de kaarten van de Commissie Onderzoek Landbouwwaterhuishouding Nederland (COLN), die zijn opgesteld met de waarnemingen uit de periode 1952 tot en met 1955, verschillen van de kaarten die zijn samengesteld met de gegevens over de periode van 1952 tot en met 1966. Het blijkt dat de winter COLN-kaart gemiddeld één grondwatertrap natter is en de zomer COLN-kaart, uitgezonderd voor de diepste standen, één trap droger. In feite geven de COLN-kaarten ongeveer de GHG en GLG weer (bijlage 15).

#### 7.4. BODEMVOCHT

Het bepalen van de hoeveelheid in de grond aanwezig water is onder andere van belang voor het vaststellen van de vochtveranderingen en de bergingsverschillen. Dikwijls worden de begrippen vochtinhoud en berging door elkander gebruikt. Een zinvol onderscheid is om over vocht- of waterinhoud te spreken indien alleen een bepaalde laag wordt bekeken en over berging, indien het hele profiel boven een zeker referentieniveau in beschouwing wordt genomen. Dit referentieniveau moet bij voorkeur beneder-

de diepste grondwaterstand worden gekozen.

Het verloop van de berging hangt nauw samen met de bodemgesteldheid, de grondwaterdiepte en de begroeiing. In deelrapport 9 is de berging met de methode van de grondwaterstandanalyse bepaald en in deelrapport 11 uit de metingen met de neutronenbron. In beide deelrapporten worden de gevonden relaties vergeleken met die berekend uit de pF-krommen. Indien van pF-krommen wordt uitgegaan wordt aangenomen, dat steeds de evenwichtsvochtinhoud aanwezig is. De bergingscoëfficiënt ( $\mu$ ) die dan wordt berekend is groter dan de uit de neutronenvochtmetingen bepaalde. In het laatste geval worden namelijk ook luchtinsluiting en eventuele hysteresiseffecten verdisconteerd. In het Leerinkbeekgebied is, afhankelijk van de bodemeigenschappen bij een variatie van de grondwaterstand in het traject van 0 tot 50 cm beneden maaiveld  $\mu = 0,02$  tot  $0,06$ ; bij een variatie van 50 tot 100 cm is  $\mu = 0,06$  tot  $0,11$  en bij een variatie van 100 tot 150 cm ligt deze tussen  $0,11$  en  $0,16$ .

Aangezien de bodemeigenschappen, de grondwaterdiepte en het grondgebruik op velerlei manieren gecombineerd voorkomen, is het moeilijk de gemiddelde berging van een gebied vast te stellen. Om aan de puntmetingen op een verantwoorde wijze een bepaald gewicht te kunnen geven, is in het Leerinkbeekgebied met die factoren rekening gehouden die de berging in belangrijke mate bepalen, namelijk met de grondwaterdiepte en het gewastype. Als indicatie voor de grondwaterdiepte is de grondwaterdrappenkaart gebruikt. Het grondgebruik is aan de hand van de cultuurkaart van 1964 (bijlage 5) in rekening gebracht. Uit de voor elke meetdatum berekende gemiddelde berging zijn de bergingsverschillen van een gebied bepaald. Ook is uit de berging het bergend vermogen afgeleid. Deze laatste grootte speelt zoals reeds is opgemerkt onder andere bij het afvoeronderzoek een belangrijke rol. Het bergend vermogen op een bepaalde datum is berekend als het verschil tussen de op de betreffende datum gemeten berging en de grootste berging die tijdens de onderzoeksperiode is gemeten. Het grootste bergend vermogen is dan het verschil tussen de gemeten kleinste berging en de gemeten grootste berging. Aangezien in de periode 1962 - 1966 zowel extreem natte als zeer droge perioden zijn voorgekomen, is het waarschijnlijk dat het in deze periode voorgekomen grootste bergend vermogen het werkelijk maximum dicht zal benaderen.

Het grootste bergend vermogen in het gebied is op enkele hoge essen aangetroffen en bedroeg 350 mm (1964). In dat zelfde jaar bedroeg het grootste bergend vermogen op enkele lage graslandpercelen slechts 100 mm. In het extreem droge jaar 1959 zal het bergend vermogen op de meeste gronden nog ongeveer 30 tot 60 mm groter zijn geweest dan in 1964.

## 8. VERDAMPING

### 8.1. INLEIDING

Behalve de neerslag is ook de verdamping een belangrijke faktor in de hydrologische kringloop. Veel onderzoek is daarom verricht om deze grootheid nauwkeurig vast te stellen. Vooral de door Penman opgestelde formules worden veel gebruikt. Deze zijn onder andere door MAKKINK (1967; zie deelrapport 10) voor Nederlandse omstandigheden toegepast. Onderscheid dient te worden gemaakt tussen de potentiële en de werkelijke verdamping.

De potentiële verdamping is de verdamping die optreedt indien het water geen beperkende faktor is. Deze verdamping wordt voornamelijk bepaald door de straling, de windsnelheid, de luchttemperatuur en de luchtvochtigheid. De potentiële verdamping wordt in de literatuur dikwijls gegeven voor een kort, gesloten grasgewas. Bij de berekening van de potentiële verdamping van een gebied zullen modificaties moeten worden ingevoerd voor andere vegetaties dan gras, de onvolledige bodembedekking in het begin van de groeiperiode en de ontwikkelingstoestand van de begroeiing die gedurende de rest van het groeiseizoen niet gelijkgesteld kan worden aan die van een kort, gesloten grasgewas. De potentiële verdamping van een gebied wordt wel uitgedrukt als  $gE_o$ , waarin  $E_o$  de verdamping van een vrij wateroppervlak is en in  $g$  de bovengenoemde punten zijn verdisconteerd. Wanneer de in de grond aanwezige voedingsmineralen een beperkende faktor voor de groei zijn, treedt wel verdamping op maar niet een evenredige produktievermeerdering. In dat geval spreekt men wel van de luxe-consumptie van water, omdat er meer water is verdampt dan voor de bereikte produktie strikt noodzakelijk was. Het is duidelijk dat wat de beschikbaarheid van mineralen betreft de grondsoort en de profielopbouw van belang zijn, maar ook de wijze en het tijdstip van bemesting. Het is moeilijk vast te stellen wanneer en in welke mate de voedingstoestand als een limiterende produktiefaktor optreedt.

Indien in de grond niet voldoende water aanwezig is zal de werkelijke verdamping kleiner zijn dan de potentiële. De werkelijke verdamping wordt dus behalve door de aard van het gewas bepaald door de meteorologische omstandigheden en door de voor de plantengroei in de grond beschikbare waterhoeveelheid. Deze hoeveelheid wordt voornamelijk bepaald door de hoeveelheid neerslag, maar daarnaast ook door de bodemeigenschappen. Wat dit laatste betreft zijn de vochtinhoud tussen pF 2,0 en 4,2 en het capillair geleidingsvermogen van belang. Dit geleidingsvermogen bepaalt samen met de grondwaterdiepte de hoeveelheid water, die bij een bepaalde vochtgradiënt capillair opstijgt. De heterogeniteit van de grond en de sterke verschillen in grondwaterdiepte zullen de berekening van de voor de plant beschikbare hoeveel-

heid water (en daarmee de berekening van de werkelijke verdamping) bemoeilijken. Bovendien zullen ook nog het microreliëf en de omgeving van een perceel (houtwallen, bos, open water e.d.) de verdamping beïnvloeden. Dit heeft onder andere tot gevolg, dat het niet eenvoudig is een plaats te vinden waar de meteorologische grootheden kunnen worden gemeten die representatief zijn voor een geheel gebied.

De moeilijkheden die zich bij de bepaling van de verdamping uit de meteorologische en bodemkundige grootheden voordoen doen de vraag rijzen, of de verdamping niet op een meer directe wijze kan worden gemeten. Dit is echter met eenvoudige middelen nog niet mogelijk gebleken.

Tenslotte moet worden opgemerkt dat het verschil tussen de potentiële en de werkelijke gebiedsverdamping niet zonder meer als criterium voor het watertekort kan worden gehanteerd. De economische aspecten zijn immers nog niet in de beschouwing betrokken. Het zal uit economische overwegingen soms niet verantwoord zijn een potentiële verdamping te realiseren.

Bij het onderzoek in het Leerinkbeekgebied is de verdamping op een drietal verschillende manieren bepaald. In deelrapport 9 is deze uit de grondwaterstand en meteorologische gegevens berekend (de methode van de grondwaterstandanalyse), in deelrapport 10 is het verloop van de verdamping door middel van een simulatiemethode berekend, terwijl dit in deelrapport 11 door het opstellen van waterbalansen is geschied.

### 8.2. GRONDWATERSTANDANALYSE

Het bepalen van de verdamping volgens de methode van de grondwaterstandanalyse steunt op de samenhang die er bestaat tussen de neerslagsaldo's (neerslag minus verdamping) en de grondwaterstandveranderingen,  $\Delta W$  (BLOEMEN, 1966 en 1967; zie deelrapport 9). Bij de in deelrapport 9 besproken bewerking zijn allereerst de bergingscoëfficiënt  $\mu$  en de som van afstroming en verdamping bepaald, door in de wintermaanden november tot en met februari voor bepaalde grondwaterstandtrajekten de samenhang tussen de neerslagsaldo's en  $\Delta W$  vast te stellen. Aangezien in de winter de werkelijke verdamping ( $E_w$ ) gelijk kan worden gesteld aan de open waterverdamping ( $E_o$ ), wordt daardoor in feite de relatie tussen grondwaterdiepte en afstroming vastgesteld, waaruit tevens de invloed van de diverse ontwateringsniveaus blijkt. Op een zeer langzame afstroming naar een laag niveau is een tweetal snellere afstromingen naar minder diepe niveaus gesuperponeerd.

Uit deze relatie wordt ook voor de rest van het jaar steeds de afstroming berekend. Op de relatie tussen de grondwaterdiepte en de bergingscoëfficiënt is reeds in par. 7.4 ingegaan. Na de schattingen van de afstroming is voor de afzonderlijke maanden maart tot

en met oktober vastgesteld hoe neerslag minus afstroming is verdeeld over de verdamping en de veranderingen in de berging. Bij diepe grondwaterstanden wijkt  $\mu$  systematisch af van de  $\mu$ , bepaald bij evenwichtsvochtinhoud uit gegevens van de wintermaanden. Hogere  $\mu$ -waarden wijzen op lagere vochtgehalten en de formule voor de waterbalans moet dan worden geschreven als:

$$E_{wv} = N - Q + \mu(\Delta W) + \Delta V \quad (1)$$

waarin:

$E_{wv}$  = werkelijke verdamping

$N$  = neerslag

$Q$  = afvoer

$\mu$  = bergingscoëfficiënt

$\Delta W$  = verandering in grondwaterdiepte

$\Delta V$  = verandering in vochtinhoud.

$\Delta W$  geldt alleen voor de evenwichtsvochttoestand en  $\Delta V$  voor de uitdroging van de bovengrond.  $E_{wv}$  wordt nu berekend als  $E_{wv} = gE_o$  of bij diepe grondwaterstanden als  $E_{wv} = f(W)$ .

Hierin is  $gE_o$  de potentiële gebiedsverdamping. De  $g$ -waarden zijn eveneens uit de waterbalans berekend en variëren van 0,55 in de maanden maart tot en met mei tot 0,70 in de maanden juni en juli en 0,85 in de maanden september en oktober. Uiteraard wordt door met maandtotalen te werken de verdamping afgevlakt en over extreme verdampingswaarden over korte perioden geeft deze methode dan ook geen informatie.

Over de jaren 1953 tot en met 1964 is de verdamping berekend als gemiddelde van 6 waarnemingspunten die over de gehele Achterhoek verspreid liggen. Met de voor deze buizen berekende constanten is de verdamping voor een drietal buizen in het Leerinkbeekgebied berekend (twee buizen met een ondiepe en één met een diepe grondwaterstand). Door aan de beide ondiepe buizen een tweemaal zo groot gewicht toe te kennen als aan de diepe buis, is het gewogen gebiedsgemiddelde van de verdamping berekend dat in deelrapport 12 is gebruikt. Hierbij moet worden opgemerkt dat in deelrapport 12, in tegenstelling tot deelrapport 9, met neerslaggegevens is gewerkt die voor regenwaarnemingen op grondniveau zijn gecorrigeerd. Dit heeft tot gevolg dat de verdamping, zoals deze in deelrapport 9 is berekend, evenredig moet worden verhoogd.

De volgens de methode van de grondwaterstandanalyse berekende gemiddelde verdamping bedraagt over de periode 1952 - 1966 voor het zomerhalfjaar 316 mm en voor het winterhalfjaar 84 mm. Na correctie voor het gebruik van grondregometers wordt dit respectievelijk 332 en 88 mm.

### 8.3. DYNAMISCHE SIMULATIEMETHODE

In deelrapport 10 is de werkelijke verdamping be-

rekend volgens een dynamische simulatiemethode. Hierbij wordt het verloop van de werkelijke verdamping, de grondwaterstand en het vochttekort in de loop van het jaar berekend. Dit gebeurt aan de hand van de dagelijkse waarnemingen van enige meteorologische grootheden alsmede met gegevens over het verloop van de gewasgroei. Verder zijn gegevens nodig over de grondwaterstand en het vochtgehalte van het profiel op tijdstip 0 en ook een aantal eenmalig te bepalen bodem- en gewasfactoren of relaties.

Aangezien van dagcijfers wordt uitgegaan, zijn de resultaten sterker in de tijd gedetailleerd dan bij de andere methoden. De resultaten gelden voor een bepaald punt en een bepaald gewas. De gemiddelde gebiedsverdamping kan worden vastgesteld door voor verschillende bodemtypen, ontwateringsbases en gewasypen de berekeningen uit te voeren. In dit rapport is dit nog niet gedaan en de berekeningen zijn slechts uitgevoerd voor een enkel meetpunt over de jaren 1964 en 1965. Voor deze jaren bedraagt de op deze wijze bepaalde verdamping gemiddeld 330 mm in het zomerhalfjaar en 45 mm in het winterhalfjaar.

### 8.4. WATERBALANSMETHODE

Het principe van de waterbalans is eenvoudig, maar toch geeft het opstellen van nauwkeurige balansvergelijkingen de nodige moeilijkheden. Deze analytische methode heeft als voordeel boven methoden, waarbij voor een bepaald punt de verdamping wordt berekend, dat de heterogeniteit van een gebied direct in de cijfers is verdisconteerd. Ook met de invloed van de andere in de inleiding genoemde factoren, zoals de vochttoestand van de grond en het micro-reliëf, wordt bij de berekening automatisch rekening gehouden. Daarentegen wordt door direct gebiedsgemiddelden te bepalen geen informatie verkregen over de verdamping van de afzonderlijke percelen of gewassen of over plaatselijke verschillen in afvoer en bodemconstanten.

De balansvergelijking voor een gebied die in deelrapport 11 is gebruikt, luidt:

$$E_{wv} = N - Q + (S_b - S_e) + U + I \quad (2)$$

De nog niet verklaarde symbolen hebben de volgende betekenis:

$S_b$  = berging aan begin van periode

$S_e$  = berging aan eind van periode

$(S_b - S_e)$  = totale bergingsverandering

$U$  = ondergrondse aanvoer minus ondergrondse afvoer

$I$  = kunstmatige aanvoer minus kunstmatige afvoer

$Q$  heeft in dit geval alleen betrekking op de beekafvoer.

Voor het Leerinkbeekgebied als geheel (meetpunt  $F_c$ ) is het waterbalansonderzoek uitgevoerd over de periode april 1952 tot en met maart 1966. Zoals reeds is opgemerkt, kunnen voor de periode tot 1960 de balans termen met een geringere nauwkeurigheid worden bepaald dan ná die datum. Dit geldt in de eerste plaats voor de afvoer- en neerslagcijfers, maar ook voor de berging. Voor een drietal gebieden is een waterbalansonderzoek uitgevoerd over de periode april 1964 tot en met maart 1967 en voor een gebied over de periode april 1962 tot en met maart 1967. Bij het onderzoek is onder andere de noodzaak naar voren gekomen met grondregometers te werken.

Verder is het noodzakelijk niet alleen de hoge en middelhoge afvoeren nauwkeurig te meten, maar ook de lage. Dit impliceert, dat meestal niet kan worden volstaan met het bepalen van de afvoer door middel van metingen van de stroomsnelheid, maar dat bij voorkeur kunstwerken moeten worden benut.

De veranderingen in de berging hebben een grotere invloed op de berekeningen naarmate de balansperiodes korter worden genomen. Relatief genomen is de berging boven maaiveld meestal klein, vooral indien de periode-indeling aan het neerslag- en afvoerpatroon wordt aangepast (deelrapport 11).

Voor een nauwkeurige bepaling van de berging beneden maaiveld is deze aanpassing eveneens van belang. De laatstgenoemde term kan nauwkeuriger worden bepaald naarmate niet stationaire processen van minder belang zijn. Indien geen directe bergingsmetingen beschikbaar zijn, kan de berging redelijk betrouwbaar uit de grondwaterstand worden bepaald (deelrapport 9). Zoals reeds is besproken moet echter rekening worden gehouden met het veranderen van de bergingscoëfficiënt  $\mu$  met de grondwaterdiepte.

Indien in de grond geen evenwichtsvochttoestand aanwezig is, zal de grondwaterstand geen betrouwbare parameter voor de berging zijn. Dit is bijvoorbeeld het geval bij een diepe grondwaterstand, of indien de bovengrond sterk is uitgedroogd en er nog slechts een gering capillair transport optreedt. Verder verstoort in de winter de vorst het evenwicht tussen grondwaterstand en vochtinhoud. In deelrapport 11 wordt hiervan een aantal voorbeelden gegeven. Tenslotte maken hysteresiseffecten het soms onmogelijk om uit de grondwaterstand een nauwkeurige berekening van de berging uit te voeren; ook dan bestaat er namelijk geen eenduidig verband tussen grondwaterdiepte en vochtinhoud (deelrapport 11). Om deze redenen is in deelrapport 11 de voorkeur gegeven aan het gebruik van de direct gemeten berging. Zoals in par. 7.4 is besproken leent de nucleaire meettechniek zich hier uitstekend voor.

De volgende term van de waterbalans is de ondergrondse aanvoer minus afvoer. Zodra de topografische en de freatische waterscheidingen niet samenvallen, wordt deze term van belang (par. 7.2). Dit is

het geval in het Leerinkbeekgebied als geheel en in de gebieden 12 en 14. In het algemeen is de topografische waterscheiding als hydrologische grens aangehouden, omdat deze gemakkelijker kan worden bepaald, maar vooral ook omdat de ondergrondse aan- en afvoer nauwkeuriger kunnen worden berekend dan de bovengrondse. Voor de gebieden 12 en 14 bedragen de ondergrondse verliezen bij een hoge grondwaterstand respectievelijk 0,20 en 0,18 mm/etm en bij een lage grondwaterstand 0,16 en 0,15 mm/etm. Voor het Leerinkbeekgebied als geheel zijn deze getallen 0,18 en 0,06 mm/etm.

De term ( $I$ ), de kunstmatige aanvoer minus kunstmatige onttrekking, dient eveneens in de waterbalans te worden betrokken. Onder andere geldt dit voor de waterbalans van het Leerinkbeekgebied als geheel, omdat, gerekend over de totale oppervlakte van het gebied, per jaar ongeveer 27 mm aan het grondwater wordt onttrokken en grotendeels buiten het gebied wordt gebracht (drinkwatervoorziening). De ingelaten waterhoeveelheden kunnen worden verwaarloosd. Voor de gebieden 10, 12, 13 en 14 is de term ( $I$ ) van geen belang. Uit de waterbalansberekeningen blijkt, dat de gemiddelde verdamping voor de verschillende gebieden varieert van 450 tot 500 mm per jaar. Voor het zomerhalfjaar (april tot en met september) bedraagt deze 350 tot 400 mm en voor het winterhalfjaar (oktober tot en met maart) 80 tot 100 mm.

## 8.5. VERGELIJKING VAN DE VERKREGEN UITKOMSTEN

Een vergelijking van de verkregen resultaten wordt bemoeilijkt doordat de berekeningen in de deelrapporten niet over dezelfde perioden en dezelfde gebieden zijn uitgevoerd. Een vergelijking kan het beste plaatsvinden voor de jaren 1964 en 1965 en wel voor gebied 10 (fig. 3). De met de grondwaterstandanalyse berekende verdamping is niet afzonderlijk voor gebied 10 bepaald, maar geldt in principe voor het Leerinkbeekgebied als geheel. Verder heeft, zoals

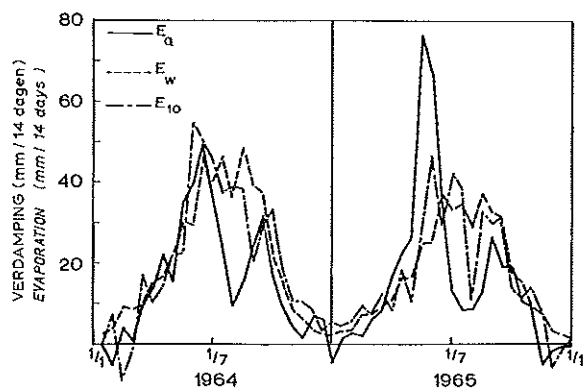


Fig. 3. Het verloop van de 14-daagse verdampingstotalen resp. berekend volgens de grondwaterstandanalyse ( $E_w$ ), de simulatiemethode ( $E_a$ ) en de waterbalans ( $E_{10}$ )

reeds is opgemerkt, de verdamping, berekend volgens de simulatiemethode, slechts betrekking op één enkel meetpunt. Indien deze verschillen in het oog worden gehouden kan worden geconcludeerd, dat het verloop van de verdampingslijnen redelijk overeenstemt. Wel laat de met de simulatiemethode berekende verdamping (deelrapport 10) een aantal extremen zien.

Voor het Leerinkbeekgebied als geheel is in tabel 1, voor de periode april 1962 tot en met maart 1966 de uit de waterbalans berekende verdamping  $E_{Fc}$ , vergeleken met de  $E_w$  volgens de grondwaterstandanalyse, met de verdamping van een vrij wateroppervlak  $E_o$ , met de potentiële gebiedsverdamping  $gE_o$  (deelrapport 9) en de potentiële verdamping van een kort, gesloten grasgewas  $E_{\pi}$  (MAKKINK, 1967; zie deelrapport 10).

$E_w$  (gecorrigeerd op de grondneerslag) ligt in de zomer wat lager dan  $E_{Fc}$  en uiteraard ook lager dan de potentiële verdamping. Opmerkelijk is nog dat  $E_{\pi}$  in de winter lager ligt dan  $E_w$  en  $E_{Fc}$ .

Tabel 1. De voor de periode april 1962 tot en met maart 1966, volgens verschillende methoden berekende gemiddelde verdamping (mm);  $E_w$  en  $gE_o$  zijn resp. de werkelijke en de potentiële gebiedsverdamping (deelrapport 9);  $E_w^*$  en  $gE_o^*$  idem maar gecorrigeerd voor grondneerslaggegevens (deelrapport 12);  $E_{Fc}$  is de verdamping volgens de waterbalans (deelrapport 11);  $E_{\pi}$  de potentiële verdamping van een kort gesloten grasgewas (deelrapport 10) en  $E_o$  de verdamping van een vrij wateroppervlak berekend volgens Penman (station Winterswijk)

	Zomer (april t/m sept.)	Winter (okt. t/m maart)	Jaar
$E_w$	309	85	394
$gE_o$	360	86	446
$E_w^*$	328	89	417
$gE_o^*$	381	89	470
$E_{Fc}$	385	75	460
$E_{\pi}$	405	49	454
$E_o$	524	109	633

In de volgende paragraaf wordt besproken hoe  $E_w$  kan worden gecorrigeerd en bij de berekening van de watertekorten kan worden toegepast.

## 9. FREQUENTIE-ONDERZOEK

### 9.1. INLEIDING

Frequentiestudies nemen bij het hydrologisch onderzoek een belangrijke plaats in en leveren informatie die voor zeer uiteenlopende doeleinden kan worden gebruikt. De over- resp. onderschrijdingsfrequenties van bepaalde afvoer- en neerslaghoeveelheden, worden het meest toegepast onder andere voor het vaststellen van de maatgevende afvoer bij de dimensionering van een leidingstelsel en de bijbehorende kunstwerken. Voor het nagaan van de water-

inlaatmogelijkheden, alsmede de lozingsmogelijkheden van afvalwater zijn afvoerfrequenties van belang.

Indien de afvoerfrequenties over verschillende groepen van jaren afzonderlijk worden bepaald, kunnen deze worden gebruikt om het effect van veranderingen in de hydrologische toestand van een gebied, die bijvoorbeeld het gevolg zijn van de waterwinning of de verbetering van de afwatering, vast te stellen. Voor dit laatste leent zich ook de frequentieverdeling van de grondwaterstand. Opgemerkt moet worden, dat het aantal gegevens groot moet zijn om systematische afwijkingen betrouwbaar te kunnen vaststellen.

Frequentie-overzichten van neerslag, afvoer en grondwaterstand, respectievelijk van het optreden van bepaalde vochtsaldi en vochttekorten kunnen dienen om de hydrologische toestand van een gebied te typeren. Bij het opstellen van de frequentieverdelingen doen zich verschillende problemen voor. De belangrijkste hiervan zijn dat de waarnemingsperiode waarover gegevens beschikbaar zijn veelal kort is, zodat conclusies omtrent de werkelijke kansverdeling een geringere statistische betrouwbaarheid hebben; dat het waarnemingsmateriaal niet homogeen is, waardoor dit zich niet met een eenvoudige frequentieverdeling laat beschrijven; dat het waarnemingsinterval te lang is, wat verlies aan informatie betekent. Ook komt het voor dat de waarnemingen ten gevolge van persistentie onderling sterk samenhangen en een zogenaamde auto-correlatie vertonen, waardoor na het omrekenen tot procentuele frequenties foute uitspraken worden gedaan.

Aan de frequentieverdelingen van de verschillende grootheden is in een aantal deelrapporten aandacht besteed; in deelrapport 5 is dit gedaan voor de neerslag; in deelrapport 7 voor de afvoer en in deelrapport 8 voor de grondwaterdiepte en vochtinhoud. In deelrapport 12 tenslotte worden de frequenties van het vochttekort en van het vochtsaldo op de waterbalans behandeld. De noodzaak van een nauwkeurige controle van het beschikbare cijfermateriaal is hierbij duidelijk naar voren gekomen.

### 9.2. CONTROLE VAN DE BESCHIKBARE GEGEVENS

Alvorens tot het opstellen van frequentieverdelingen over te gaan is het noodzakelijk de betrouwbaarheid van de beschikbare basisgegevens na te gaan. Met name wordt hier bedoeld op het voorkomen van systematische afwijkingen die, waar mogelijk, geëlimineerd moeten worden. Een bruikbare techniek hier toe is het met elkaar in verband brengen van cumulatieve hoeveelheden van hydrologische grootheden, waartoe de gegevens van verschillende stations in diverse combinaties kunnen worden gebruikt. De meetresultaten worden cumulatief in de tijd uitgezet, waardoor een goede mogelijkheid ontstaat te beoor-

delen of de verhoudingen tussen de bestudeerde grootheden over de onderzochte jaren constant blijven. Deelrapport 12 geeft hiervan duidelijke voorbeelden. Systematische afwijkingen, ook al zijn deze gering, zullen op den duur cumuleren in uitkomsten die met fysische feiten in tegenspraak zijn. Eventuele afwijkingen kunnen door een gerichte keuze van hydrologische variabelen worden opgespoord. Bij de waterbalans van het gehele Leerinkbeekgebied bleek de cumulatieve berging, berekend uit de oorspronkelijke basisgegevens, op den duur onwaarschijnlijk grote waarden aan te nemen. Op de correctiemogelijkheden voor de diverse waterbalanstermen wordt in deelrapport 12 uitvoerig ingegaan. Hierbij is ook aangegeven hoe van een waarnemingsreeks, die voor een deel niet betrouwbaar is, de gegevens toch kunnen worden gebruikt door met behulp van het betrouwbare deel van de reeks de benodigde correctiefactoren vast te stellen. Dergelijke correcties kunnen eventueel ook worden vastgesteld met gegevens van andere nabij gelegen meetpunten.

Teneinde sommatietechnieken met succes te kunnen toepassen is het noodzakelijk over complete waarnemingsreeksen te beschikken. Ontbrekende gegevens kunnen doorgaans betrouwbaar met de gegevens van naburige meetpunten worden gereconstrueerd (deelrapporten 5 en 8).

### 9.3. AFVOER- EN NEERSLAG-FREQUENTIES

Voor het verrichten van frequentiestudies dient men zich af te vragen, welk type gegevens noodzakelijk is voor het verkrijgen van de gewenste informatie. Voor het bepalen van de maatgevende afvoer van stedelijke en agrarische gebieden en bij de dimensionering van kunstwerken is het noodzakelijk de overschrijdingskansen van de hoogste afvoer- en neerslagniveaus te kennen. Deze kans kan uit de empirische frequentieverdeling van de afvoertoppen worden bepaald. Bij een grote neerslaghoeveelheid die met een bepaalde, geringe frequentie wordt overschreden, kan via rekenmodellen een afvoer worden berekend, die dan als maatgevende afvoer wordt beschouwd. De afvoerfrequenties van dag-, maand- en jaarsommen en eventueel meerjaren-sommen zijn van nut bij de studie van spaarbekkens, waarbij het totale aantal dagen, waarop bepaalde lage afvoerniveaus worden onderschreden, van belang is. Dit laatste geldt ook voor de studie van de waterinlaatmogelijkheden en voor die van de lozingsmogelijkheden van afvalwater, waarbij speciaal de duur van elke onderschrijdingsperiode van betekenis is. Bij de dimensionering van reductiereservoirs en bij het bepalen van de capaciteit van een gemaal zijn zowel de frequenties van de dagafvoersommen als van de afvoertoppen van belang. In deelrapport 7 is het verschil tussen de top- en dag-

afvoerfrequenties besproken. De verschillen tussen de respectievelijke frequentielijnen zijn meestal aanzienlijk en hangen samen met de vorm van de afvoergolf of met andere woorden, met de bodem- en gebiedseigenschappen. In het bijzonder voor snel op de neerslag reagerende gebieden zijn de parameters van de frequentielijnen ook afhankelijk van de lengte van het waarnemingsinterval. Dit geldt in sterkere mate voor de topafvoeren dan voor de dagafvoersommen.

In deelrapport 7 is ook de auto-correlatie van de waarnemingsreeksen van dagafvoersommen bestudeerd. Deze is groot voor gebieden met vlakke afvoergolven, maar slechts gering indien relatief hoge, kortdurende golven optreden. De hoge dagsommen zullen dus dikwijls gecombineerd voorkomen gedurende één of meer afvoergolven, hetgeen de overschrijdingskans van het verschijnsel als geheel reduceert. Aan de hand van de frequentielijnen voor dagafvoersommen kan daarom wel worden vastgesteld, dat in een periode van bijvoorbeeld 10 jaar 10 dagsommen groter dan een bepaalde hoeveelheid zullen voorkomen maar dit houdt niet in, dat ook gemiddeld ieder jaar een overschrijding voorkomt. Toch is gebleken, dat de auto-correlatie van de dagsommen de vorm van de frequentielijnen weinig beïnvloedt. De frequentielijnen opgesteld met alle dagsommen en die voor één waarneming per 2, 3, 5 of 10 dagen vallen namelijk grotendeels samen; de interpretatie vergt echter de nodige voorzichtigheid.

Voor reeksen van afvoertoppen zijn de auto-correlaties zowel voor snel als langzaam reagerende gebieden gering. Om deze reden zijn de frequenties van de afvoertoppen het meest geschikt voor het vaststellen van de overschrijdingskansen van bepaalde niveaus. Voor het typeren van de hydrologische toestand in bepaalde perioden kunnen frequentieverdelingen van de neerslag en afvoer worden gebruikt. Voor de neerslag geldt dit in feite alleen voor winterperioden omdat in de zomer de verdamping ook van invloed is. Daarom worden zomerperioden beter getypeerd door de frequentieverdeling van neerslag minus verdamping.

### 9.4. FREQUENTIES VAN GRONDWATERDIEPTE EN BODEMVOCHTINHOUD

Met de frequentieverdelingen van de grondwaterdiepte kunnen bijvoorbeeld de GHG en GLG van de grondwatertrappenkaart nader worden gedifferentieerd (deelrapport 8). De ontwateringstoestand wordt hierdoor beter gekarakteriseerd. De frequenties van de grondwaterdiepten zijn verder van nut bij de studie van de relatie tussen gewasopbrengst en ontwateringsdiepte. Bovendien kan door het vaststellen van het aantal dagen, waarop bepaalde grondwaterdiepten worden onderschreden, uitspraken worden gedaan over het optreden van lage afvoeren en het droog-



vallen van sloten (zie par. 6.5). Deze uitspraken zijn zeer wel mogelijk omdat grondwaterstandgegevens meestal over een langere reeks van jaren beschikbaar zijn dan afvoergegevens.

Evenals de frequentieverdelingen van de afvoer kunnen ook die van de grondwaterstand en het bodemvocht dienen voor het vaststellen van veranderingen in de waterhuishoudkundige toestand van een gebied en voor het typeren van de hydrologische toestand in bepaalde perioden. De frequentieverdeling van de vochtinhouden van een bodemprofiel verschaft verder informatie over de bodemeigenschappen, onder andere wat betreft het bergend vermogen van de grond.

#### 9.5. FREQUENTIES VAN HET VOCHT-SALDO EN HET VOCHTTTEKORT

Frequentieverdelingen van het vochtsaldo kunnen worden gebruikt voor het vastleggen van de frequenties waarmede het vochtsaldo over een bepaald tijdvak wordt onder- resp. overschreden. Ze beschrijven daarmede de situaties zoals die in een gebied als het hier beschouwde verwacht kunnen worden.

Frequentieverdelingen van het vochttekort geven eenzelfde indicatie voor de verschillen tussen de potentiële en werkelijke verdamping. De frequenties geven aan welke hoeveelheden water moeten worden gereserveerd om niet vaker dan gemiddeld eens in een bepaald aantal jaren situaties te verkrijgen, waarin de vochtvoorziening te kort schiet voor het realiseren van een maximale gewasproductie (zie par. 8.1). In beide gevallen hangt de frequentieverdeling af van het beginpunt ( $t$ ) van het beschouwde tijdvak en de lengte ( $k$ ). Voor verschillende waarden van  $t$  en  $k$  kunnen frequentieverdelingen worden opgesteld. Deze frequentieverdelingen hangen onderling samen wanneer de parameters  $t$  en  $k$  als variabelen worden beschouwd. Toevallige afwijkingen in niveau en ligging van elk der frequentiecurven kunnen volgens deze samenhang worden vereffend. In deelrapport 12 is hier nader op ingegaan. Uit de overschrijdingsfrequenties kan de herhalingsperiode, namelijk het aantal jaren waarin gemiddeld één overschrijding zal plaatsvinden, worden afgeleid. Het totaal aantal jaren waarover het frequentie-onderzoek kon worden uitgevoerd bedraagt slechts 14. Dit betekent dat de frequentie-uitspraken op een weinig omvangrijk cijfermateriaal gebaseerd zijn, hetgeen tot uiting komt in een breed traject van geschatte waarden voor de herhalingsperioden.

De frequentieverdelingen van het vochtsaldo kunnen met normale verdelingen goed worden beschreven. De parameters hiervan kunnen worden gebruikt om de onderlinge samenhang tussen de verdelingen te bestuderen. Voor de frequentieverdelingen van het vochttekort geldt dit niet, zodat in dit geval geen

verdere analyse met gemakkelijk te berekenen parameters kon worden uitgevoerd.

Gemiddeld blijkt het vochtsaldo vanaf 1 mei af te nemen met toenemende tijdvaklengte (deelrapport 12). Na 90 dagen is deze afname het grootst en bedraagt dan 33 mm. Deze hoeveelheid wordt aan het profiel onttrokken en uit zich in een verlaging van de grondwaterstand over deze periode vanaf 1 mei. Grotere onttrekkingen kunnen eveneens voorkomen, doch hun onderschrijdingskans is geringer. Zo zal gemiddeld eens per 4 jaar een onttrekking van meer dan 65 mm voorkomen en gemiddeld eens per 10 jaar een onttrekking van meer dan 100 mm en wel over een periode van resp. ongeveer 115 en 140 dagen, dat wil zeggen, gerekend vanaf 1 mei tot omstreeks midden augustus, resp. september. Daarentegen zal gemiddeld eens in de 20 jaar vanaf 1 mei een vochtoverschot over 2 maanden van meer dan 27 mm en vanaf 1 juli een overschot van meer dan 67 mm voorkomen.

Het vochttekort kan worden geïnterpreteerd als de hoeveelheid water die aan het gebied moet worden toegevoerd om, vanuit het oogpunt van watervoorziening, een maximale gewasproductie te kunnen realiseren. Uit de verschillende figuren in deelrapport 12 die op dit deel van het onderzoek betrekking hebben, kan worden ontleend, dat vanaf 1 mei een hoeveelheid water van 150 mm gereserveerd moet blijven opdat niet vaker dan gemiddeld 1 x per 10 jaar de vochtvoorziening niet optimaal is. De toestand is kritiek na een tijdvak van 4 maanden, dat wil zeggen in de maand augustus, zodat vanaf 1 mei gemiddeld 1,25 mm water per dag nodig is. Voor het verkrijgen van eenzelfde zekerheid vanaf 1 juni is in totaal eveneens ongeveer 150 mm noodzakelijk, nu echter over een periode van 90 dagen, hetgeen overeenkomt met 1,67 mm/dag. Eens in de 20 jaar zal, vanaf 1 juni, meer dan 2 mm per dag voor hetzelfde doel noodzakelijk zijn.

In de periode van april tot en met augustus heeft het grootste vochttekort, dat voor een decade is bepaald, 25 mm bedragen (1959). Berekend is, dat gemiddeld eens per 30 jaar in de groeiperiode van het gewas een decade met een grootste vochttekort van meer dan 30 mm zal voorkomen. Het extreme karakter van het jaar 1959 is ontstaan, doordat zes achtereenvolgende decaden een vochttekort van meer dan 20 mm hebben opgeleverd.

## 10. RENTABILITEITSTUDIES

### 10.1. INLEIDING

Bij het onderzoek in het Leerinkbeekgebied is de rentabiliteit van een betere waterbeheersing van de landbouwgronden nagegaan. De drink- en industrie-watervoorziening zijn wat dit betreft dus buiten be-

schouwing gelaten. De belangrijkste problemen die zich bij deze studie voordoen betreffen allereerst de technische aspecten, zoals het vaststellen van de eigenlijke watertekorten, het bepalen van de relatie tussen grondwaterdiepte en opbrengst en de keuze van het wateraanvoersysteem; dit laatste vooral in verband met resp. de oppervlakte die van de te nemen maatregelen kan profiteren en de eventuele waterverliezen. Ook moet worden gelet op een mogelijke verslechtering van de bestaande toestand in de aangrenzende gebieden.

Het rentabiliteitsvraagstuk is vooral moeilijk, doordat het toekomstig prijsverloop van produktiemiddelen en eindprodukten onzeker is, evenals het toekomstig grondgebruik. Benadrukt moet worden, dat in de deelrapporten is uitgegaan van de in de periode 1963 - 1966 geldende bedrijfseconomische omstandigheden, terwijl de gekozen prijsverhoudingen ongeveer met de situatie in 1970 overeenkomen. In deelrapport 13 is aangenomen dat een verschuiving naar het graslandgebruik zal plaatsvinden. Ook is rekening gehouden met de algemene trend tot bedrijfsvergroting. In deelrapport 13 wordt, anders dan in deelrapport 14, de relatie tussen waterbeheersing en inkomen bekeken voor bepaalde deelsituaties. Deze worden getypeerd door een combinatie van bodemkundige en hydrologische eigenschappen.

In deelrapport 14 wordt het onderzoek rechtstreeks op bepaalde, voor het gebied karakteristieke, bedrijfstypen betrokken, maar wel is zoveel mogelijk van dezelfde basisgegevens als in deelrapport 13 gebruik gemaakt. In dit laatste rapport zijn speciaal de wijzigingen in het arbeidsinkomen berekend, terwijl in deelrapport 14 de te verwachten wijzigingen in het netto overschot zijn bepaald.

## 10.2. ECONOMISCHE ASPECTEN VAN DE WATERBEHEERSING

Het onderzoek naar de relatie tussen waterbeheersing en inkomen heeft ten doel een basis te vinden voor de berekening van de rentabiliteit van waterbeheersingsmaatregelen. De kosten hiervan zullen moeten worden afgewogen tegen de toename van het inkomen, voortvloeiende uit de verbetering van de waterhuishoudkundige toestand.

Bij het onderzoek naar de samenhang tussen waterhuishouding en bedrijf, zoals dat in deelrapport 13 is beschreven, is de betekenis van de waterbeheersing voor de landbouw afgemeten aan de te verwachten stijging van het inkomen. Indien alleen de opbrengstverhoging in kilogrammen als maatstaf voor de rentabiliteit van waterbeheersingmaatregelen wordt gehanteerd, mist men de kostenfactoren, vooral die van de arbeid en de voederaankopen, waardoor de uitkomsten van beperkte betekenis worden. Een nieuw aspect voor dit type onderzoek is de toepassing van

een methode van bodemgeschiktheidsklassificatie naar inkomen. Deze houdt in, dat de eenheden van de bodemkaart en de grondwatertrappenkaart worden vertaald in termen van landbouwkundige geschiktheid, zoals die in het inkomensniveau op de verschillende combinaties van bodemtype en ontwateringstoestand tot uitdrukking komen. De opbrengstdepresies zijn bepaald aan de hand van de isocarpendiagrammen, zoals die in het kader van het COLN-onderzoek zijn opgesteld. De gemiddelde winter- en zomergrondwaterdiepten zijn aan de hand van de eerder genoemde grondwatertrappenkaart vastgesteld.

Het exploitatiesaldo kan worden berekend als het verschil tussen alle kosten en baten die aan elke bodemkundig-hydrologische eenheid (= deelsituatie) binnen het bedrijf kunnen worden toegeschreven. Wordt dit saldo verminderd met een vast bedrag per ha voor algemene kosten, dan resteert het inkomens-aandeel per deelsituatie.

Vergelijking van het ontwateringsdiepte-bodemtypepatroon van bedrijf of streek vóór en na verbetering van de hydrologische onvolkomenheden geeft het effect van de ingreep als gemiddelde inkomensvermeerdering. Door geëigende maatregelen, die zowel de watervoorziening als de ontwatering betreffen, blijkt in het Leerinkbeekgebied het arbeidsinkomen per jaar met gemiddeld f 125 per ha te kunnen stijgen; dit is exclusief de kosten van de verbeteringswerken zelf. Bij de berekening is ook de verbetering van de watervoorziening van de gronden rond het pompstation buiten beschouwing gelaten. Een eventuele uitbreiding van de rundveehouderij door omzetting van hoog gelegen bouwland in grasland en door hogere stikstofgiften leidt tot een verdere toename tot f 175 per ha per jaar.

Ook in deelrapport 14 is een raming gemaakt van het bedrag dat door de ondernemers met het oog op de verbetering van het netto-overschot der bedrijven maximaal als kosten per jaar aan de verbetering van de waterbeheersing mag worden besteed. In verband met verschillen in bedrijfsomstandigheden, beschikbare produktiemiddelen en ondernemerscapaciteit geldt in beginsel voor elk bedrijf een eigen maximum, zodat eigenlijk voor elk bedrijf een begroting zou moeten worden gemaakt. Uit praktische overwegingen wordt echter volstaan met begrotingen voor groepen van bedrijven. Binnen elke groep komen de bedrijven in voor dit doel essentiële kenmerken zo goed mogelijk met elkaar overeen. De begrotingen worden toegepast op bedrijfsmodellen, waarvan de structuren in grote lijnen overeenkomen met de gemiddelden van de groepen.

Het onderzoek is gebaseerd op de bedrijfsgegevens van de landbouwtelling in mei 1963, op basis waarvan 8 bedrijfsmodellen zijn opgezet: 3 van 6 ha, 3 van 12 ha, 1 van 18 ha en 1 van 24 ha. De bodemtypen en grondwatertrappen zijn zodanig over de

bedrijfsmodellen verdeeld, dat de werkelijke situatie in het gebied vrijwel geheel in de modellen wordt weerspiegeld. Op analoge wijze is het grondgebruik in de modellen opgenomen.

De landbouwopbrengsten in kg per ha, die bij een optimale waterhuishouding kunnen worden bereikt, zijn gebaseerd op de oogstramingen voor de noordelijke Achterhoek van het Ministerie van Landbouw en Visserij.

De opbrengstdepressies per bodemtype en per grondwatertrap zijn geschat met behulp van de gegevens, die ook in deelrapport 13 zijn gebruikt; hieruit volgen de te realiseren opbrengstverhogingen. Vervolgens zijn per bedrijfsmodel de consequenties van de opbrengstverhogingen op de bedrijfsvoering en de bedrijfskosten verrekend. Hierbij is er van uitgegaan dat de gewassenkeuze dezelfde blijft. Door de uitkomsten per model te wegen met de werkelijke oppervlakten die in het gebied aanwezig zijn, is het gemiddelde effect van de waterbeheersing per ha cultuurgrond berekend. Op deze cijfers is nog een reductie van 20 % toegepast, omdat aangenomen wordt dat in de praktijk het berekende optimum niet voor alle gronden zal worden bereikt.

Afgezien van de feitelijke kosten van de verbeteringen en zonder rekening te houden met de invloed van de wateronttrekking door het pompstation, bedraagt het berekende effect van een verbeterde waterbeheersing voor het gehele gebied gemiddeld  $f$  70 per ha per jaar. Om dit te bereiken is voor de grondwatertrappen II en III uitgegaan van een betere beheersing van de grondwaterstand (effect  $f$  44 per ha) en voor de grondwatertrap V van zowel een betere beheersing van de grondwaterstand als van het toepassen van berekening (effect  $f$  49 per ha). Voor de grondwatertrappen VI en VII is aangenomen, dat alleen berekening wordt toegepast (effect  $f$  154 per ha). Door een betere beheersing van de grondwaterstand is, op de bedrijven kleiner dan 8 ha, weliswaar nog een financieel voordeel te behalen, maar dan zal men genoeg moeten nemen met een lagere beloning dan  $f$  5 per uur, die als norm is gesteld. Dit vindt zijn oorzaak in het feit, dat de arbeid, benodigd voor de intensivering van het graslandgebruik en de rundveehouderij, ten gevolge van de waterbeheersingswerkzaamheden, minder rationeel kan worden aangewend dan op de grotere bedrijven.

Indien met deze kleine bedrijven geen rekening wordt gehouden bedraagt het reële effect van de waterbeheersing gemiddeld  $f$  80 per ha per jaar.

Wordt alleen de ontwateringstoestand verbeterd dan bedraagt, afgezien van de kosten van de verbeteringswerken, de inkomensvermeerdering per jaar, berekend over het gehele gebied  $f$  25 en  $f$  35 per ha, resp. inclusief en exclusief de bedrijven kleiner dan 8 ha. Hierbij is de invloed van de extra verlaging

van de grondwaterstand rond het pompstation weer buiten beschouwing gelaten.

### 10.3. VERGELIJKING RENTABILITEITSTUDIES

Worden de uitkomsten van de in de deelrapporten 13 en 14 beschreven studies onderling vergeleken, dan rijst de vraag, waardoor de resultaten verschillen. Deelrapport 13 komt bij verbetering van de waterbeheersing op een inkomenstoename per jaar van gemiddeld  $f$  125 per ha. De bij deze berekening gebruikte cijfers zijn ontleend aan een steekproef, bestaande uit bedrijven met een gemiddelde grootte van 14 ha. In verband met de trend tot bedrijfsvergroting zijn zeer kleine bedrijven niet opgenomen. De genoemde toename kan worden vergeleken met het bedrag van  $f$  80 per ha dat in deelrapport 14 wordt berekend voor bedrijven groter dan 8 ha. Dit laatste bedrag is het resultaat van een berekening, waarbij het bouwplan ongewijzigd blijft. In deelrapport 13 daarentegen wordt op grond van de in de praktijk geconstateerde verschuivingen aannemelijk gemaakt, dat op een niet onaanzienlijke toename van de oppervlakte grasland moet worden gerekend, wanneer te droge gronden worden geïnfilteerd of beregend. Deze verschuiving volgt zonder meer uit het feit, dat het inkomen per ha uit de rundveehouderij momenteel hoger ligt dan uit de akkerbouw. Of de uitbreiding van het graslandareaal ten kosten van dat van het bouwland ook nationaal-economisch te verdedigen valt, is een vraag die los staat van het hier behandelde rentabiliteitsvraagstuk.

Naast de bouwplanverschuiving kan als oorzaak van de divergentie van de uitkomsten van de deelrapporten 13 en 14 worden genoemd, dat in deelrapport 13, op grond van het enquêtemateriaal, er van wordt uitgegaan dat geen kosten voor uitbreiding van stalruimte behoeven te worden opgevoerd, terwijl dit in deelrapport 14 wel geschiedt.

Een andere verklaring voor de verschillen ligt in de opvatting omtrent het verrekenen van de arbeidsuren. In deelrapport 13 wordt het in de uitgangstoestand aanwezige arbeidsoverschot verrekend en wordt de te verwachten wijziging in het arbeidsinkomen bepaald. In deelrapport 14 wordt echter niet van een arbeidsoverschot in de begintoestand uitgegaan en worden de te verwachten wijzigingen in het netto overschot berekend.

Als laatste oorzaak van de gesignaleerde divergentie van de resultaten moet worden gewezen op de reductie van 20 %, die in deelrapport 14 op het berekende effect van de waterbeheersing is toegepast. Deze reductie is in deelrapport 13 niet toegepast. Als overweging gold hierbij, dat niet is gestreefd naar een optimale ontwateringsdiepte binnen nauwe grenzen, doch dat is gerekend met een verschuiving in de richting van de gunstige grondwatertrappen, die ruimte

laten voor variaties. Worden de uitkomsten van deelrapport 13 overeenkomstig de gedachtegang in deelrapport 14 ook met 20 % gereduceerd, dan komt men op een toename van *f* 100 per ha per jaar, zodat de uitkomsten van beide deelrapporten nog slechts *f* 20 verschillen.

Tenslotte moet er nogmaals op worden gewezen, dat de verkregen resultaten slechts gelden bij de gekozen uitgangspunten en voor de in de periode 1963 - 1966 bestaande bedrijfseconomische omstandigheden. Ook moet worden opgemerkt, dat van de gehanteerde prijsverhoudingen is gebleken, dat deze ook medio 1970 nog ongeveer geldig zijn.

## 11. ASPECTEN VAN EEN PLAN VOOR DE TOEKOMSTIGE WATERHUISHOUDING

In deelrapport 15 worden enige denkbeelden ontwikkeld voor een plan voor de toekomstige waterhuishouding in de Achterhoek. Het doel ervan is tot de technisch en economisch gunstigste oplossing van de waterhuishoudkundige problemen te komen. De plannen voor de waterafvoer, de landbouwwatervoorziening, de waterwinning en de afvalwaterlozing dienen hierbij op elkaar te worden afgestemd. Verder dient rekening te worden gehouden met de recreatie, het landschap- en het natuurbehoud. Het vinden van de economisch gunstigste oplossing is meestal niet eenvoudig, omdat verschillende factoren niet weegbaar of meetbaar zijn. Dit geldt bijvoorbeeld voor de

recreatie en voor de kwaliteitsverbetering van het water.

Toch kan alleen bij een juiste afweging van alle belangen en bij een goede coördinatie van de te treffen maatregelen de leefbaarheid van een streek in dit opzicht worden zeker gesteld. De wensen van de diverse belanghebbenden zullen op sommige punten tegengesteld zijn, maar kunnen anderzijds ook parallel lopen. Bepaalde maatregelen zijn, indien deze ten behoeve van één belang worden genomen, economisch niet verantwoord, maar bij een gezamenlijke oplossing van de problemen kan dit wel het geval zijn. In dit verband kan worden gedacht aan het gebruik van een infiltratiesysteem, zowel ten behoeve van de landbouw als voor de waterwinning of aan de combinatie van reductie- en spaarbekkens. Indien de ontwikkeling met betrekking tot de waterhuishouding wordt nagegaan, blijkt het belang van de waterwinning sterk toe te nemen.

In deelrapport 15 wordt een zestal mogelijkheden voor de winning van water besproken. De belangrijkste hiervan zijn de winning van grondwater, al of niet met aanvulling vanuit beken en door kwel, de voorraadvorming in spaarbekkens en de winning direct uit de beken of de grote waterwegen. Het bepalen van de optimale wijze van waterwinning is ingewikkeld door beperkingen ten aanzien van de geo-hydrologische gesteldheid, het terreinverhang, het grondgebruik, de transportproblemen, etc. In deelrapport 15 is een voorbeeld uitgewerkt, waarbij met verschillende van de genoemde aspecten rekening is gehouden.

## Conclusies en aanbevelingen

In het volgende worden de voornaamste conclusies gegeven van een hydrologisch onderzoek dat in de jaren 1961 tot 1967 in het stroomgebied van de Leerinkbeek in de Gelderse Achterhoek is verricht.

Het onderzoek, dat in eerste instantie ten doel had de waterbehoefte van de landbouwgronden vast te stellen, heeft uiteindelijk een ruimere opzet gekregen, omdat de landbouwwatervoorziening ten nauwste met de andere waterhuishoudkundige belangen samenhangt. Daarom zijn bijvoorbeeld ook een aantal problemen die verband houden met de waterafvoer en de grondwaterwinning bestudeerd.

De conclusies en aanbevelingen hebben dus behalve op de watervoorziening van de landbouwgronden ook betrekking op verschillende andere hydrologische aspecten. Hierbij ligt het accent op de opzet van het onderzoek en de verwerking en analyse van de verzamelde gegevens. Een volledige oplossing van alle met de waterhuishouding samenhangende problemen bleek thans echter nog niet mogelijk te zijn.

- De resultaten van de uiteenlopende methoden waarmee de verdamping is berekend, stemmen redelijk overeen. De werkelijke verdamping van het gebied varieert van maximaal 50 mm per 14 dagen in de zomer tot minder dan 2 mm per 14 dagen in de winter. Voor het zomerhalfjaar als geheel, varieert de werkelijke verdamping van 320 tot 400 mm en in het winterhalfjaar van 70 tot 100 mm. Voor het verkrijgen van uitkomsten over korte perioden (dagen) is de dynamische simulatiemethode geschikt, terwijl voor langere perioden ook de methoden van de grondwaterstandanalyse en de waterbalans goed kunnen worden gebruikt. Voor het bepalen van de verdamping van een enkel perceel is de waterbalansmethode meestal minder geëigend, terwijl bij het berekenen van de gemiddelde verdamping voor een gebied bij de beide andere methoden moeilijkheden worden ondervonden.

Afhankelijk van het gebied en van de gegevens die men wenst, kan dus één van de drie gebruikte methoden worden gekozen.

- Voor het Leerinkbeckgebied is berekend, dat gerekend vanaf 1 mei gemiddeld 1 x in de 10 jaar 150 mm water extra gegeven moet worden, opdat de vochtvoorziening niet tekort schiet voor een maximale gewasproductie. Dit komt neer op een wateraanvoer van ongeveer 1,25 mm/etm gedurende de maanden mei, juni, juli en augustus. Hiermee is echter niet vastgesteld of het ook eco-

nomisch verantwoord is een dergelijke aanvoer te realiseren.

- Door de verspreide ligging van de gronden waar watertekorten optreden is wateraanvoer via een open leidingensysteem slechts op beperkte schaal mogelijk, dit mede in verband met de verschillen in hoogteligging, de waterverliezen en de voor de aanvoer beschikbare waterhoeveelheden. Afgezien van een plaatselijke waterinlaat vanuit de Berkel, voornamelijk voor veedrenking, is daarom technisch gezien voor een eventuele kunstmatige watersuppletie berekening het meest aangewezen systeem.
- De inkomensvermeerdering, die bij een verbetering van de waterbeheersing kan worden verwacht, ligt in de orde van grootte van gemiddeld f 80 tot f 100 per ha per jaar berekend over het gehele gebied met uitzondering van de gronden rond het pompstation Olden Eibergen. Deze bedragen betreffen de gezamenlijke baten van de watervoorziening en de verbetering van de ontwatering. Behalve de kosten van de noodzakelijke maatregelen zijn verder alle kosten in rekening gebracht. Bovendien gelden deze bedragen voor een berekening waarbij de bedrijven kleiner dan ongeveer 8 ha buiten beschouwing zijn gelaten. Op deze bedrijven is, door een betere waterbeheersing, nog wel een financieel voordeel te behalen, maar dan zal men genoeg moeten nemen met een lagere beloning dan f 5 per uur, die bij de berekening als norm is gesteld. Indien alleen de ontwateringstoestand wordt verbeterd, bedraagt de inkomensvermeerdering berekend over het gehele gebied f 25 en f 35 per ha per jaar, respectievelijk inclusief en exclusief de bedrijven kleiner dan 8 ha. De genoemde inkomensvermeerderingen zijn uiteraard afhankelijk van de gekozen uitgangspunten.
- De waargenomen afvoeren geven een goed inzicht in de bodem- en gebiedseigenschappen, omdat de invloed van deze eigenschappen duidelijk in het afvoerverloop, de afvoerfrequenties en de neerslag-afvoerverhoudingen tot uiting komt. De relatief zeer hoge afvoerintensiteiten, die vooral in het oostelijk deel van het gebied optreden (een afvoer van 2 à 3 l/sec.ha treedt hier gemiddeld 1 x per jaar op), worden veroorzaakt door het geringe bergend vermogen en de grote terreinhelling. Deze hoge afvoerniveaus worden slechts zeer

- kort overschreden. In dergelijke gevallen verdient het aanbeveling de afvoer boven een bepaald niveau, dat bijvoorbeeld 1 x in de 5 of 10 jaar wordt overschreden, tijdelijk in reductiereservoirs te bergen.
- In de winter vertonen de afvoertoppen in de verschillende gebieden een goede samenhang en kunnen uit de gegevens van een beperkt aantal waarnemingspunten de afvoertoppen op de andere punten worden bepaald. In de zomer is, door de verschillen in bergend vermogen, het verband tussen de toppen meestal veel geringer. Ook de afvoeren op willekeurig gekozen tijdstippen binnen een dag vertonen in de verschillende gebieden in het algemeen een geringe correlatie. Alleen bij lage afvoerniveaus bestaat dan een redelijke samenhang.
  - Tussen de afvoersommen van de meeste gebieden bestaat een redelijk verband, mits de perioden waarover de afvoeren worden gesommeerd niet te kort worden gekozen. De meest geschikte periodelengte varieert van enige dagen tot enige weken of maanden en is afhankelijk van de hoeveelheid neerslag en de neerslagverdeling, alsmede van de bodemeigenschappen van de gebieden, waarvan de afvoersommen worden gecorreleerd. Uit de afvoersommen van een beperkt aantal meetpunten kunnen die van andere punten dus worden bepaald.
  - Voor gebieden waarin de snelle afvoercomponenten een belangrijke rol spelen, vertonen de afvoersommen over korte perioden veelal slechts een geringe correlatie met de gemiddelde grondwaterstand. Voor afvoersommen over lange perioden (bijvoorbeeld halve jaren) is de samenhang echter redelijk. De afvoersommen kunnen dan aan de hand van de grondwaterstanden, waarvan meestal langere waarnemingsreeksen beschikbaar zijn dan van de afvoer, betrouwbaar worden geschat. Tussen de grondwaterstand en de afvoer bestaat voor gebieden met vrijwel uitsluitend grondwaterafvoer, zowel voor korte als voor lange perioden, een nauwe relatie.
  - Voor een juiste dimensionering van reductiereservoirs en gemalen is het noodzakelijk niet alleen de overschrijdingskansen van bepaalde afvoerniveaus te kennen, maar tevens de duur van elke overschrijdingsperiode.  
Bij het bepalen van de mogelijkheden van waterinlaat, alsmede van de lozing van afvalwater, moet rekening worden gehouden met het gemiddeld aantal dagen per jaar en per seizoen, dat lage afvoerniveaus worden overschreden en in het bijzonder ook met de duur van elke onderschrijdingsperiode.
  - Het stuwbeheer dient op het grondwaterstand- en afvoerterloop te worden gebaseerd. Voor het instellen van het zomer- en winterpeil kan de grondwaterdiepte als referentie worden gekozen, terwijl voor het regelen van de stuwen bij afvoergolven, het afvoerterloop in bovenstrooms gelegen gebieden kan worden gebruikt. In snel op de neerslag reagerende gebieden kan beter van het grondwaterstandverloop of van het neerslagpatroon worden uitgegaan.
  - Rond het pompstation Olden Eibergen wordt de hoogte van het freatisch vlak sterk door de winning van grondwater beïnvloed. Voor een oppervlakte van 240 ha bedroeg in 1964 de grondwaterstandverlaging 0,50 m of meer. Ook de beekafvoer van het stroomgebied waarin het pompstation is gelegen, wordt in sterke mate door de grondwaterwinning bepaald.
  - Ten aanzien van het verzamelen van basisgegevens voor een hydrologisch onderzoek zoals dat in het Leerinkbeekgebied is uitgevoerd, kan worden geconcludeerd dat hoge eisen aan de kwaliteit en kwantiteit van de basisgegevens moeten worden gesteld. Zo is bijvoorbeeld gebleken, dat voor het meten van de neerslag grondregenmeters de voorkeur verdienen, terwijl voor een betrouwbare bepaling van de gebiedsneerslag voldoende waarnemingsstations beschikbaar moeten zijn. De neerslagverdeling kon eerst bij een afstand van ongeveer 3 km tussen de stations voldoende nauwkeurig worden vastgesteld.  
Verder bleek dat de afvoer in het leidingstelsel bij voorkeur met behulp van kunstwerken moet worden gemeten. Dit kunnen bestaande stuwen en bodemvallen zijn, of speciaal voor dit doel gebouwde meetstuwen. Om voldoende gegevens te verkrijgen moeten bovendien de hydrologische en meteorologische grootheden in vele gevallen continu worden geregistreerd. Met het oog op de verwerking van de gegevens verdient het gebruik van apparatuur die de waarnemingen direct op een ponsband zet de voorkeur.  
Voorts is de grote waarde van gedetailleerde isohypsen- en grondwaterdiepte kaarten gebleken. De grondwatertrappenkaart en de kwelkaart, die in het kader van het bodemkundig, respectievelijk geo-hydrologisch onderzoek zijn samengesteld, zijn onder andere bij de indeling van het gebied in hydrologische eenheden van groot nut gebleken. Voor een juiste interpretatie van de grondwatertrappenkaart dient de relatie tussen de gemiddelde grondwaterstand in de verschillende seizoenen en

de gemiddelde hoogste grondwaterstand (GHG) en de gemiddelde laagste grondwaterstand (GLG) te worden aangegeven. Bovendien verdient het aanbeveling de GLG ook voor grondwaterstanden dieper dan 120 cm aan te geven. Voor het bepalen van de vochtinhoud van de grond is nucleaire meetapparatuur zeer waardevol; uit de hiermee verkregen gegevens kan onder andere het bergend vermogen van de grond worden afgeleid.

- Tenslotte wordt aanbevolen een integrale studie van de waterhuishouding van de provincie Gelderland te maken. Hierbij zouden dan alle aspecten van de waterhuishouding moeten worden betrokken, zoals de waterwinning voor bevolking en industrie, de landbouwwatervoorziening, de waterafvoer van agrarische en stedelijke gebieden, de lozing van afvalwater en de mogelijkheden tot recirculatie daarvan. Tevens verdienen de belangen van de recreatie, het landschap en het natuurbehoud grote aandacht. Het streven zou er op gericht dienen te zijn om met een zodanige studie te trachten een integraal plan voor de waterhuis-

houding van de provincie op te stellen. Het is zinvol een dergelijk plan in eerste instantie voor het Leerinkbeekgebied op te stellen. Enkele aspecten zullen binnen dit relatief kleine gebied echter niet tot een optimale oplossing kunnen worden gebracht, zodat het plan tevens dient te worden afgestemd op de totale situatie van oostelijk Gelderland en eventueel van de gehele provincie. Bepaalde problemen zullen wellicht zelfs interprovinciaal tot een oplossing moeten worden gebracht.

Bij een voortgezette studie van de waterhuishouding in Gelderland kan van de resultaten van de in vele delen van de provincie door verschillende onderzoekers reeds uitgevoerde studies worden gebruik gemaakt. Tevens zal ten volle profijt kunnen worden getrokken van de ervaring en de kennis, die in een reeks van jaren bij het onderzoek in de Tielerwaard en in het stroomgebied van de Leerinkbeek is opgedaan. Hierdoor kunnen nieuwe problemen effectiever worden aangepakt en zal het onderzoek ook sneller tot resultaten kunnen leiden.



Wateroverlast in het Leerinkbeekgebied

# Deelrapporten



# De waterstaatkundige toestand in de Achterhoek

*T. Blok*

## 1. INLEIDING

In dit deelrapport wordt met de Achterhoek bedoeld het gebied in Gelderland, gelegen ten oosten van de Rijn en de IJssel en het omvat dus ook de Lijmers. Het overtollige water uit dit gebied, met een oppervlakte van rond 145 000 ha, wordt naar de genoemde rivieren afgevoerd door een aantal riviertjes en beken, waarvan de voornaamste zijn: de Berkel, de Baakse Beek, de Grote Beek, de Oude IJssel en de Oude Rijn. De Berkel, de Oude IJssel en de Oude Rijn voeren ook water af uit het aangrenzende Duitse gebied. De grootte van de gezamenlijke Duitse stroomgebieden van deze drie riviertjes bedraagt rond 135 000 ha. Het totale stroomgebied van de riviertjes en beken in de Achterhoek beslaat dus een oppervlakte van 280 000 ha.

Langs de Rijn en de IJssel ligt een in breedte sterk wisselende strook gronden beneden de hoogste rivierstanden. Het gedeelte tussen Doesburg en Zutphen was vroeger het overstromingsgebied van de Baakse Overlaat. Voorts werd bij het in werking treden van de Spijkse Overlaat bij Lobith een belangrijk deel van het Oude Rijn gebied geïnundeerd. Ook traden bij grote regenval tengevolge van de onvoldoende afvoercapaciteit van de beken en riviertjes regelmatig uitgebreide overstromingen in de Achterhoek op.

Na de tweede wereldoorlog zijn in dit gebied ter verbetering van de waterbeheersing vele waterstaatkundige en cultuurtechnische werken uitgevoerd. In verband hiermee en ook voor het instandhouden van deze werken is een waterschappelijke reorganisatie in de Achterhoek doorgevoerd. In dit deelrapport wordt hiervan een overzicht gegeven.

Om een inzicht te verkrijgen in de optredende afvoeren, zijn in de beschouwde periode in de meeste riviertjes en beken en bij enkele gemalen waterstands- en afvoermetingen verricht. Van de afvoeren in enkele beken en van een gemaal wordt een analyse gegeven. Tenslotte wordt nader ingegaan op de bij de verbeteringswerken gehanteerde normen.

## 2. DE WATERSTAATKUNDIGE TOESTAND IN 1946

### 2.1. AFWATERING

Op bijlage 1 is het afwateringssysteem in de Ach-

terhoek in 1946 aangegeven. Het overtollige water werd nog nagenoeg geheel op natuurlijke wijze via riviertjes en beken afgevoerd naar de Rijn en de IJssel. Bij hogere rivierstanden was de afvoer gestremd, waardoor in de lager gelegen gebieden langs de rivieren overstromingen optraden. Evenals dit thans nog het geval is, loosde, behalve de Oude Rijn, met een stroomgebied van 10 000 ha, die uitmondt in het Pannerdens Kanaal, de gehele Achterhoek op de IJssel.

Zoals reeds in de inleiding is opgemerkt, zijn de belangrijkste beken en riviertjes: de Berkel (waarvan een belangrijk deel van het water via de Bolksbeek en het Twentekanaal wordt afgevoerd), de Baakse Beek, de Grote Beek en de Oude IJssel. In 1946 waren in het gehele gebied nog slechts vier gemalen aanwezig, te weten: het in 1885 te Giesbeek gestichte gemaal van het polderdistrict Lijmers (6000 ha), het in 1883 gebouwde gemaal van het polderdistrict Herwen, Aerdt en Pannerden (730 ha), dat uitslaat op de Oude Rijn, het gemaal Bakerwaard, dat diende voor de zomerbemaling van een gebied van 1300 ha op de Baakse Beek en het gemaal Zwiép, dat de Heksenlaak bemaalde op de Berkel, wanneer op deze rivier hoge waterstanden voorkwamen.

In de Achterhoek waren twee overlaten aanwezig, namelijk de Baakse Overlaat en de Spijkse Overlaat. De Baakse Overlaat lag ten zuiden van Zutphen. Via deze overlaat moest bij een doorbraak van de rechter Rijndijk in Duitsland het overstromingswater naar de IJssel afvloeien. De overlaat heeft echter nimmer op deze wijze gewerkt, maar bij hogere IJsselstanden steeds in omgekeerde richting. Na de verhoging van de overlaat in 1905 werd bij een IJsselpeil te Zutphen hoger dan 7,40 m + N.A.P., een gebied van 7600 ha langs de rechter IJsseloever tussen Doesburg en het Twentekanaal telkenmale met inundatie bedreigd. Tussen 1905 en 1946 overstroemde het gebied 17 x gedurende in totaal 150 dagen. Deze overstromingen bezorgden veel overlast aan de landbouw, het verkeer en de bebouwing, met name in Zutphen, terwijl Steenderen en de omliggende dorpen dan geïsoleerd waren. De Spijkse Overlaat bevond zich in de rechter Rijndijk bij Lobith. Wanneer het Rijnpeil te Lobith hoger werd dan 15 m + N.A.P., hetgeen ongeveer 1 x per 2 jaar gedurende gemiddeld 6 dagen voorkwam, werd een deel van het Rijnwater via de Oude Rijn afgevoerd naar het Pannerdens Kanaal om het

begin van dit kanaal te ontlasten. In het Oude Rijngebied werd hiervan veel overlast ondervonden.

## 2.2. WATERSCHAPPELIJKE INDELING

De waterschappelijke indeling in 1946 is eveneens op bijlage 1 aangegeven. Hoewel het grootste deel van de Achterhoek tot een waterschap of een polderdistrict behoorde, waren er nog enkele gebieden, waar dit niet het geval was. Dit waren de stroomgebieden van de Eefse Beek ten noorden van het Twentekanaal, de Polbeek tussen dit kanaal en Zutphen, de Vierakkerse en Onderlaatste Laak ten zuiden van Zutphen, de Runneboomslaak, juist ten noorden van de Baakse Beek en van de Didamse en Wehlse Weteringen, die ten zuiden van de Oude IJssel door de Bevermeerse sluis op de IJssel loosden. Ook het stroomgebied van de Oude Rijn was nog slechts gedeeltelijk in waterschapsverband gebracht. Voorts waren in enkele waterschappen nog min of meer zelfstandige afdelingen aanwezig.

## 3. DE WATERSTAATKUNDIGE TOESTAND IN 1969

### 3.1. AFWATERING

Het afwateringssysteem in 1969 is aangegeven op bijlage 2. Na 1946 zijn vele verbeteringswerken uitgevoerd. Om te beginnen kunnen worden genoemd de door de provincie (met subsidie van het Ministerie van Verkeer en Waterstaat en een bijdrage van belanghebbenden) uitgevoerde werken, verband houdende met de opheffing van de Baakse Overlaat, die voor meerdere waterschappen van belang zijn. Deze werken omvatten enerzijds de aanleg van een hoogwaterkerende dijk langs de IJssel tussen Doesburg en het Twentekanaal en anderzijds de bouw van vijf gemalen, te weten de gemalen Grote Beek, Bakerwaard, Baakse Beek, Helbergen en Polbeek en de aanleg van twee stroomkanalen, waardoor hoger gelegen gronden ook bij hoge IJsselstanden hun water vrij kunnen blijven lozen, namelijk het stroomkanaal van Hackfort en het afleidingskanaal van de Berkel.

Tevens is door het Rijk de Spijkse Overlaat verhoogd. Naast deze werken is (en wordt) door de waterschappen de waterbeheersing in hun gebied verbeterd. Dit gebeurt voor de grensoverschrijdende rivieren met subsidie van het Ministerie van Verkeer en Waterstaat en van de provincie, en voor de overige beken met subsidie van het Ministerie van Landbouw en Visserij en in een aantal gevallen van de provincie. Ook in ruilverkavelingsverband (zie bijlage 3) zijn en worden vele werken uitgevoerd.

Per waterschap worden de genoemde werken thans nader besproken. Hierbij wordt uitgegaan van de

huidige waterschappelijke indeling, die eveneens op bijlage 2 is aangegeven.

#### 3.1.1. Waterschap van de Schipbeek

De waterbeheersing in het in hoofdzaak in Gelderland gelegen stroomgebied van de Dortherbeek is verbeterd met subsidie van de provincie.

#### 3.1.2. Waterschap van de Berkel

Dit waterschap bestaat uit verschillende stroomgebieden, namelijk van de Berkel, de Eefse Beek, de Polbeek en de Vierakkerse en Onderlaatste Laak. Het water van de Berkel met een stroomgebied van 75 000 ha, waarvan 43 000 ha in Duitsland is gelegen, kan thans bij hoge afvoeren op drie punten worden afgeleid naar het Twentekanaal, te weten bij Haarlo door de Bolksbeek, bij Lochem, en bij Warken door het afleidingskanaal, dat bij Eefde beneden de schutsluis uitmondt in het IJsselpan van het Twentekanaal. Het afleidingskanaal is een onderdeel van de Baakse Overlaatswerken. Bij hoge IJsselstanden wordt de benedenloop van de Berkel, benedenstrooms van het afleidingskanaal, bemalen door het gemaal Helbergen, juist ten zuiden van Zutphen. De Bolksbeek met een capaciteit van 48 m<sup>3</sup>/sec is in de dertiger jaren aangelegd tegelijk met het Twentekanaal. Wanneer de afvoer op de Berkel hoger werd dan de door Borculo toelaatbare afvoer van 22 m<sup>3</sup>/sec, trad de Bolksbeek in werking.

De afleiding bij Lochem, met een capaciteit van 16 m<sup>3</sup>/sec, die ook reeds bij de Baakse Overlaatswerken was voorgesteld, is gemaakt in het kader van het thans in uitvoering zijnde verbeteringsplan voor de Berkel. Bij dit plan is in eerste instantie aan de grens uitgegaan van een afvoer van 78 m<sup>3</sup>/sec, die gemiddeld ongeveer 1 x per 100 jaar wordt bereikt of overschreden. Deze afvoer neemt tot de Bolksbeek toe tot 88 m<sup>3</sup>/sec. Van deze afvoer wordt evenals voorheen 48 m<sup>3</sup>/sec afgevoerd door de Bolksbeek en 40 m<sup>3</sup>/sec door de reeds verruimde Berkel tussen Haarlo en Lochem, waarbij een 3-km lange omlegging om Borculo is gemaakt. Ook het Berkelgedeelte tussen Haarlo en Mallem, juist bovenstrooms van Eibergen, is gereed gekomen. In het gedeelte tussen Mallem en de Duitse grens wordt, in afwijking van het aanvankelijk opgemaakte plan, juist bovenstrooms van stuw Mallem een reductiereservoir van 260 ha aangelegd voor het geval hogere afvoeren optreden dan de genoemde 78 m<sup>3</sup>/sec, welke afvoer zowel in 1946 als in 1960 is overschreden. Als maatgevende afvoer wordt thans de in 1946 voorgekomen afvoer van 115 m<sup>3</sup>/sec aangehouden. Het Berkelgedeelte tussen de grens en de geprojecteerde zandvang te Rekken wordt verbeterd overeenkomstig het uitgevoerde Duitse verbeteringsplan voor de Berkel tussen de grens en Vreden, met een zomerbed voor zomerhoogwater (34 m<sup>3</sup>/sec) en een winterbed voor de af-

voer van 115 m<sup>3</sup>/sec. Tussen de zandvang en het reductiereservoir wordt de Berkel verbeterd voor 115 m<sup>3</sup>/sec. Wanneer deze plannen in 1970 gereed zijn, moet nog de verbetering van de Berkel tussen Lochem en Warken volgen. Voor dit gedeelte is nog geen subsidie verleend. Dit is wel het geval voor de verbetering van de Groenlose Slinge, de grootste zijbeek van de Berkel met een stroomgebied van 18 000 ha. Met deze verbetering is in 1968 een begin gemaakt. Voor de beken bij Winterswijk, die tezamen de Groenlose Slinge vormen, is inmiddels ook een verbeteringsplan opgemaakt.

In het waterschap zijn voorts nog enkele hoofdwatergangen verbeterd, zoals de Leerinkbeek, de Barchemse Veengoot, de Meibeek en de Nettelhorster Laak, die juist ten oosten van Lochem in het Twentekanaal uitmondt. Op deze Laak watert thans ook, via een syphon onder de Berkel, de benedenloop van de Heksenlaak af, waardoor het gemaal Zwiep kon vervallen. Voor het hoger gelegen deel van het stroomgebied van de Eefse Beek is eveneens een afleiding gemaakt naar het IJsselpand van het Twentekanaal. Een deel van het stroomgebied van de Leerinkbeek is reeds eerder verbeterd in de ruilverkaveling Beltrum. Tussen Eibergen en de grens is de ruilverkaveling Rekken in uitvoering.

Zoals reeds is opgemerkt, is voor de bemaling van de Polbeek het gemaal Polbeek gesticht. Het stroomgebied van de Vierakkerse en Onderlaatste Laak en van de Runneboomslaak is verbeterd in de ruilverkaveling Warnsveld. Deze waterlopen kunnen eveneens bemalen worden door het gemaal Helbergen.

### 3.1.3. *Waterschap van de Baakse Beek*

Bij hoge rivierstanden loost de bovenloop van de Baakse Beek op de IJssel via het reeds genoemde Kanaal van Hackfort, dat bij Wichmond aftakt van de Baakse Beek. De benedenloop, waarop de Hengelse beek en de Kloosterlaak afwateren, wordt dan bemalen door het gemaal Baakse Beek. De belangrijkste zijwatergang van de bovenloop van de Baakse Beek is de Veengoot, die hierin bij Vorden uitmondt. In verband met het behoud van het natuurschoon wordt, behoudens kleine aanpassingen, de bovenloop van de Baakse Beek tussen Wichmond en Ruurlo niet verbeterd en zal de afwatering in hoofdzaak door de Veengoot geschieden. Daartoe is de Baakse Beek bovenstrooms van Ruurlo afgeleid naar de Veengoot.

De Veengoot mondt thans niet meer bij Vorden in de Baakse Beek uit, maar meer benedenstrooms bij Wichmond in aansluiting op het Kanaal van Hackfort. De verbetering van de Baakse Beek en de Veengoot geschiedt voor een deel in de ruilverkavelingen Warnsveld en Zieuwent-Harreveld.

### 3.1.4. *Polderdistrict IJsselland*

De hoofdwatergang van dit district, de Grote Beek,

wordt bij hoge waterstanden op de IJssel in zijn geheel bemalen door het gemaal Grote Beek. Tot de Baakse Overlaatwerken behoort ook het nieuwe gemaal, dat de Bakerwaard bemaalt op de Baakse Beek. Met de verbetering van de Grote Beek is een aanvang gemaakt. Een deel van het polderdistrict is verbeterd in de ruilverkaveling Hummelo-Keppel.

### 3.1.5. *Waterschap van de Oude IJssel*

De grootste rivier in de Achterhoek, de Oude IJssel, met een stroomgebied van in totaal 120 000 ha, waarvan 85 500 ha in Duitsland is gelegen, is geheel verbeterd. Het Duitse gebied bestaat uit de stroomgebieden van de Issel (Oude IJssel), van de Bocholter Aa (Aastrang) en van de Schlinge (Aaltense Slinge). De oppervlakten van deze stroomgebieden zijn respectievelijk 36 000 ha, 44 000 ha en 5 500 ha. Als maatgevende afvoer voor de Issel is bij de verbeteringswerken 32 m<sup>3</sup>/sec aangehouden. Thans wordt van Duitse zijde gerekend met 42 m<sup>3</sup>/sec, waarvan echter 10 m<sup>3</sup>/sec zal worden teruggehouden in te bouwen reductiebekkens in de bovenloop. Het grootste deel van de afvoer van de Oude IJssel wordt geleverd door de Aastrang, die bij Ulft uitmondt in deze rivier. Hiervoor is een maatgevende afvoer aangehouden van 119 m<sup>3</sup>/sec. De maatgevende afvoer bij Doesburg is 179 m<sup>3</sup>/sec. Op grond van regencijfers is de frequentie van deze afvoeren vastgesteld op ongeveer 1 x per 100 jaar. Tussen Doesburg en Ulft is de Oude IJssel tevens scheepvaartweg. Vroeger waren er drie sluzen: te Doesburg, Laag-Keppel en Doetinchem. Deze zijn vervangen door twee nieuwe sluzen met stuwen te Doesburg en Doetinchem. Met de verbetering van de Aaltense Slinge, met een totaal stroomgebied van 15 000 ha, is met subsidie van het Rijk en de provincie begonnen in 1968. Ook voor de Slinge wordt als hoogste maatgevende afvoer aangehouden een afvoer, die ongeveer 1 x per 100 jaar wordt overschreden. Het gedeelte van de Slinge, gelegen in de stad Aalten, kan echter ten hoogste een afvoer verwerken, die optreedt met een frequentie van ongeveer 1 x per 5 jaar. Een verbetering van dit gedeelte zou zeer hoge kosten met zich brengen. In verband hiermee wordt bovenstrooms van Aalten een reductiereservoir aangelegd in het laaggelegen deel van het stroomgebied van de Schaarsbeek, aan de noordzijde van de Slinge. De bovenloop van de Slinge, die door een bosrijk gebied loopt, wordt slechts in zoverre aangepast, dat de hoogste afvoeren met beperkte inundaties kunnen worden afgevoerd. De Keizersbeek is verbeterd van de uitmonding in de Aastrang tot aan de Slinge bij Aalten. De Schaarsbeek, waarvan de afvoer thans bij hoge Slingestanden regelmatig gestremd is, wordt door een syphon onder de Slinge door met de Keizersbeek verbonden. Een deel van het waterschap is verbeterd in de ruilverkaveling Gendringen.

### 3.1.6. Polderdistrict Rijn en IJssel

Een deel van het district, het vroegere polderdistrict Lijmers, waarvan het westelijke deel is verbeterd in de ruilverkaveling Duivense Broek, heeft sinds lang een gemaal op de IJssel te Giesbeek. Een gedeelte van het vroegere polderdistrict Baarbroeksedijk en Angerlose Zomerdijken is thans eveneens op het gemaal aangesloten. Het overige deel van het polderdistrict Rijn en IJssel (het gebied Bevermeer) loosde tot voor kort op natuurlijke wijze naar de IJssel via de Bevermeerse sluis. Bij hoge IJsselstanden was de afvoer gestremd. Ook van dit gebied zullen de hogere gronden via een bekade leiding gaan afwateren, terwijl het lage gebied wordt bemalen. Het gemaal Bevermeer en de nieuwe uitwateringssluits zijn reeds met subsidie van de provincie gebouwd in een nieuw, 100 m lang dijkgedeelte. De aanleg van de bekade leiding en de verbetering van de hoofdleidingen in het lage gebied, de Didamse en Wehlse Weteringen, zijn in uitvoering. Het gebied zal verder verbeterd worden in de ruilverkaveling Bevermeer.

### 3.1.7. Polderdistrict Oude Rijn

Door de sluiting van de Spijkse Overlaat werd het mogelijk het district ook bij het Pannerdens Kanaal af te sluiten en het nog ontbrekende deel van de dijk met een lengte van 900 m langs dit Kanaal aan te leggen. Deze dijk, die door de provincie aangelegd wordt, komt begin 1970 gereed. Dit is eveneens het geval met het gemaal Kandia, dat met subsidie van het Rijk en de provincie in deze dijk wordt gebouwd om de Oude Rijn te kunnen bemalen. Een deel van de kosten van dit gemaal, dat voor 40 % Duits gebied bemaalt, wordt van Duitse zijde gedragen. Over de verbetering van de waterbeheersing in het polderdistrict kan nog worden opgemerkt, dat het in verband met natuurwetenschappelijke belangen gewenst is, dat het peil in de Oude Rijn-strangen tot 11 m + N.A.P. met de waterstand op het Pannerdens Kanaal op en neer gaat. In verband hiermee is tussen de perskokers van het gemaal een ruime stroomkoker gebouwd, waarvan de extra kosten worden gedragen door het Ministerie van Cultuur, Recreatie en Maatschappelijk Werk. Wordt het buitenpeil hoger dan 11 m + N.A.P., dan treedt het gemaal in werking. Zonder de natuurwetenschappelijke belangen zou het maalpeil op 10 m + N.A.P. zijn vastgesteld. Tengevolge van het hoge maalpeil zal het grootste deel van het district een onderbemaling moeten krijgen.

## 3.2. WATERSCHAPPELIJKE INDELING

De waterschappelijke indeling in 1969 is aangegeven op bijlage 2. Behalve het Montferland is thans de gehele Achterhoek in waterschapsverband gebracht. Het Waterschap van de Dortherbeek is gevoegd bij het Waterschap van de Schipbeek. De stroomgebieden van de Polbeek, de Vierakkerse en Onderlaatste Laak

en de Runneboomslaak (gedeeltelijk) behoren thans tot het Waterschap van de Berkel. Het Kanaal van Hackfort ligt nu op de grens tussen dit Waterschap en het Waterschap van de Baakse Beek. Voorts is de grens tussen deze waterschappen zodanig gewijzigd, dat Vorden thans geheel in het laatstgenoemde waterschap ligt. Het polderdistrict Dremptse, Oldenhaafse, Hooglurense en Oldburgse (D.O.H.O.) dijken is herdoopt in IJsselland. De dijk tussen Doesburg en het Kanaal van Hackfort wordt geheel onderhouden door dit polderdistrict en in verband hiermee behoort een deel van het territoire van het Waterschap van de Baakse Beek eveneens tot het polderdistrict IJsselland. De polderdistricten Lijmers en Baarbroekse dijk en Angerlose Zomerdijken, de buitenpolder Loerbeek en het stroomgebied van de Didamse en Wehlse Weteringen zijn samengevoegd tot het polderdistrict Rijn en IJssel. De polders in het westelijke deel van het stroomgebied van de Oude Rijn zijn in eerste instantie samengevoegd tot het polderdistrict Oude Rijn. Bij dit district behoort thans ook het eveneens tot het stroomgebied van de Oude Rijn behorende afwateringsgebied van het Grenskanaal, waarvan de buitenpolder Netterden een onderdeel vormde. Tenslotte wordt opgemerkt, dat alle afdelingen binnen de verschillende waterschappen zijn opgeheven.

## 4. OVERSTROMINGEN

Zoals reeds eerder is opgemerkt, kwamen door de onvoldoende capaciteit van de beken en tengevolge van gestremde lozing bij hoge rivierstanden regelmatig overstromingen voor in de Achterhoek. Uitgebreide overstromingen zijn voorgekomen in de zeer regenrijke decembermaanden van 1960 en 1965. Deze overstromingen zijn aangegeven op bijlage 4. De gegevens van december 1960 zijn verzameld door de waterschappen en de Provinciale Waterstaat; die van december 1965 door de Rijkslandbouwvoorlichtingsdienst en het Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding. In de beide maanden was de neerslag veel groter dan de normale regenval in december, die gemiddeld over de Achterhoek (berekend over 10 regenstations) ongeveer 60 mm bedraagt. De regenverdeling was overigens in deze maanden zeer verschillend. In 1960 viel van de totale (gemiddelde) neerslag van 101 mm het grootste deel op enkele dagen, namelijk 49 mm op 3 en 24 mm op 4 december. Op deze beide dagen was de neerslag dus 73 mm of bijna drie vierde van de maandsom. In december 1965 was de totale regenval nog veel groter, namelijk 192 mm. De grootste dagsom in deze maand was echter „slechts” 28 mm (op 10 december) en de grootste tweedaagse som 38 mm (op 10 en 11 december). Door het verschil in de regenverdeling kwamen in 1960 veel hogere afvoeren voor dan in 1965. In

het eerstgenoemde jaar waren daardoor de overstromingen veel uitgebreider dan in het tweede, zoals duidelijk uit bijlage 4 blijkt. Alleen in de polderdistricten Rijn en IJssel en Oude Rijn waren in 1965 de inundaties groter, omdat deze gebieden direct onder invloed van het rivierpeil stonden, welk peil in dit jaar 0,70 tot 1,10 m hoger was dan in 1960. Behalve in de genoemde polderdistricten kwamen ook in de andere waterschappen uitgebreide overstromingen voor. Alleen langs de verbeterde Oude IJssel was de situatie gunstig. Ook in de bemalen gebieden was de situatie relatief beter. Afgezien van de overstromingen tengevolge van de hoge rivierstanden, kwamen in het oostelijk deel van de Achterhoek meer inundaties voor dan in het westelijke deel. Met name in en rond het gebied van de ruilverkaveling Zieuwent-Harreveld, in het Leerinkbeekgebied en langs de Berkel was dit het geval. Overigens moet worden opgemerkt, dat aan de kaart geen te grote nauwkeurigheid kan worden toegekend. Verwacht mag worden, dat de meeste overstromingen na het gereedkomen van de hierboven geschetste verbeteringswerken tot het verleden zullen behoren.

## 5. AFVOEREN

### 5.1. ALGEMEEN

Na 1950 zijn in de meeste beken en rivieren in de Achterhoek waterstands- en afvoermetingen verricht en bewerkt door de Rijkswaterstaat en de Provinciale Waterstaat. Tevens zijn van enkele gemalen de maalcijfers bewerkt. Van de afvoeren op een zestal meetpunten en van het gemaal Baakse Beek worden nadere gegevens verstrekt over de 10-jarige periode 1956 - 1965.

### 5.2. BEEKAFVOEREN

Op de verzamelde afvoeren zijn enkele bewerkingen toegepast. Op de verschillende punten is de frequentie van de afvoeren vastgesteld. Daarnaast zijn overzichten gemaakt van de afvoeren per jaar, per seizoen en per maand en van de hoogste en laagste

dagafvoeren per maand. De frequentie van de afvoeren is enerzijds van belang voor het opstellen van verbeteringsplannen voor de beken, waarbij het vooral om de hoge afvoeren gaat, en anderzijds voor het beoordelen van lozingsmogelijkheden van afvalwater, waarbij het voorkomen van lage afvoeren op de voorgrond staat, omdat in verband met het zelfreinigende vermogen de beken een bepaalde minimumafvoer moeten hebben. In verband met de watervoorziening van de landbouwgronden en met het oog op de steeds toenemende grondwateronttrekking voor de drinkwatervoorziening en door de industrie zijn mede de afvoergegevens over langere perioden belangrijk.

Om te kunnen nagaan of de beschouwde periode representatief is voor een langere periode, is aan de hand van de frequenties van de dagregenval te Winterswijk de 10-jarige periode 1956 - 1965 vergeleken met de periode 1880 - 1965.

#### 5.2.1. Meetpunten

De beschouwde meetpunten zijn aangegeven op fig. 1.1 en in tabel 1.1. De afvoeren op meetpunt 1 zijn gedeeltelijk vastgesteld met behulp van afvoerkrommen en voorts met een meetschot (zie deelrapport 6). De afvoeren op de meetpunten 2 tot en met 5 zijn bepaald uit waterstanden (8-uur-standen) met behulp van afvoerkrommen. Voor de Baakse Beek en de Groenlose en de Aaltense Slinge is voor het gehele jaar één afvoerkromme gebruikt. In de Berkel te Rekken zijn alleen voor de winterperiode de afvoeren vastgesteld, omdat in de zomer deze rivier gestuwd is en dan geen eenduidig verband tussen de waterstand en de afvoer bestaat. De peilschaalwaarnemingen in de Baakse Beek, de Groenlose en de Aaltense Slinge werden verkregen van de Rijkswaterstaat en die te Rekken van het Waterschap van de Berkel. De afvoermetingen op deze punten voor het vaststellen van de afvoerkrommen zijn verricht door de Rijkswaterstaat en de Provinciale Waterstaat van Gelderland. De afvoer van de Oude IJssel is bepaald uit de overstorthoogten van de stuw te Doesburg (met 5 verticale schuiven). Hiervoor worden dagelijks (om 8 uur) de stuwstanden en de boven- en benedenwaterstanden opgenomen. Deze gegevens zijn verkregen van het

Tabel 1.1. Meetpunten

Stroomgebied	Beek	Meetpunt	Oppervlakte
Berkel	Leerinkbeek	Borculo	5 200 ha
Baakse Beek	Baakse Beek	de Wierse	7 400 ha
Oude IJssel	Aaltense Slinge	Grevinkbrug	12 000 ha
Berkel	Groenlose Slinge	Schuttelerbrug	18 800 ha
Berkel	Berkel	Rekken	38 400 ha
Oude IJssel	Oude IJssel	Doesburg	120 000 ha
<i>Catchment area</i>	<i>River</i>	<i>Station</i>	<i>Area</i>

Table 1.1. Gauging stations

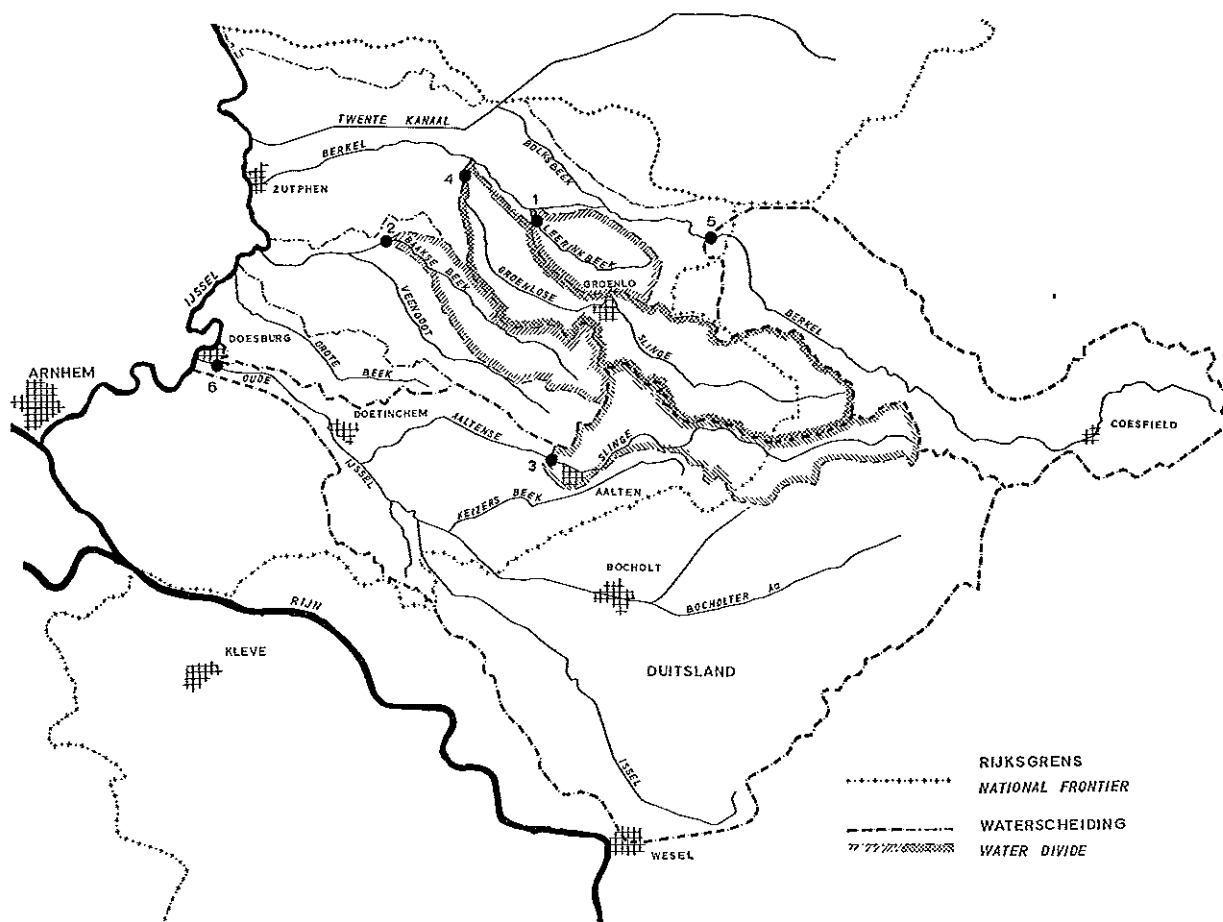


Fig. 1.1. Ligging van de meetpunten.

*Situation of the gauging stations.*

1. Leerinkbeek - Borculo; 2. Baakse Beek - De Wiersse; 3. Aaltense Slinge - Grevinkbrug; 4. Groenlose Slinge - Schutelerbrug; 5. Berkel - Rekken; 6. Oude IJssel - Doesburg

Waterschap van de Oude IJssel. De ijking van de stuwschuiwen is gezamenlijk gebeurd door de Rijkswaterstaat en de Provinciale Waterstaat. Bij zeer hoge afvoeren wordt de middelste schuif verwijderd. In deze gevallen is de afvoer berekend, waardoor deze afvoeren minder nauwkeurig zijn. Hieraan dient nog nadere aandacht te worden besteed.

#### 5.2.2. Frequentie van de dagafvoeren

Voor de zes meetpunten is voor de periode 1956 - 1965 de overschrijdingsfrequentie van de dagelijkse afvoeren berekend. Wanneer deze afvoeren op half logaritmisch papier worden uitgezet tegen de bijbehorende frequenties, kan door de gevonden punten een rechte lijn worden getrokken. Door het lineair extrapoleren van deze lijn is het mogelijk ook van hogere dan de gemeten afvoeren de frequentie te benaderen. Hierbij wordt opgemerkt, dat de frequentielijnen in hoofdzaak zijn bepaald uit de middelhoge afvoeren. De hogere afvoeren kunnen namelijk meestal door optredende inundaties en het te kleine beekprofiel bij het meetpunt niet nauwkeurig worden vastgesteld, terwijl voorts in de beschouwde 10-jarige periode af-

voeren kunnen zijn voorgekomen met een herhalings-tijd, groter dan 10 jaar. Het is duidelijk, dat de hoge en zeer hoge afvoeren in de beken eerst kunnen optreden, nadat de beken zijn verbeterd en de inundaties zijn opgeheven.

Zoals onder par. 5.2.1 is medegedeeld, zijn op alle meetpunten de dagelijkse afvoeren bepaald uit de 8-uur-standen. Deze afvoeren zullen in de regel door de dagelijkse variatie in de afvoer niet overeenkomen met de gemiddelde dagafvoeren. Voor een aantal dagen zal deze afvoer te hoog zijn en voor andere dagen te laag. Zoals uit deelrapport 7 blijkt, stemt echter voor een lange periode de frequentieverdeling, bepaald uit de 8-uur-afvoeren, goed overeen met de frequentieverdeling, berekend uit de werkelijk opgetreden dagafvoeren, mits het gebied niet te klein is. Voor meetpunt 3 (Aaltense Slinge, Grevinkbrug) is de frequentie voor de dagafvoeren aangegeven in fig. 1.2. In deze figuur blijkt duidelijk, dat de hoogst gemeten afvoeren kleiner zijn dan uit de frequentielijn zou volgen. De oorzaken hiervan zijn, zoals hierboven opgemerkt is, de bij deze afvoeren optredende inundaties en het te kleine beekprofiel bij het meetpunt.

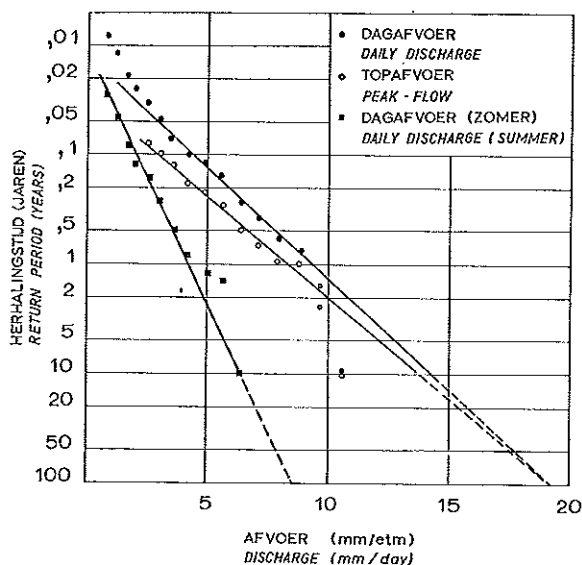


Fig. 1.2. Frequentie van de afvoeren van de Aaltense Slinge  
Frequency of the discharge of the Aaltense Slinge

Naast de frequentie van alle dagafvoeren per jaar zijn, behalve voor meetpunt 5 (Berkel, Rekken), ook de frequenties van de dagafvoeren in de zomerperiode (van 1 mei tot 1 november) bepaald. Voor meetpunt 3 is deze frequentielijn ook op fig. 1.2 aangegeven. In tabel 1.2 zijn voor enkele frequenties de afvoeren, die hierbij worden bereikt of overschreden, vermeld. Ter vergelijking zijn de afvoeren uitgedrukt in mm per etmaal.

Met behulp van de gegevens in tabel 1.2 is de verhouding bepaald tussen de afvoeren, die 1 x per 100 jaar ( $Q_{100}$ -jaar) en die 1 x per jaar ( $Q_1$ -jaar) worden overschreden. Deze verhouding is van belang, omdat steeds meer in de verbeteringsplannen enerzijds als norm wordt gesteld, dat de jaarlijks te verwachten

afvoer bij een bepaalde drooglegging moet kunnen worden afgevoerd, terwijl anderzijds een afvoer met een frequentie van 1 x per 100 jaar nog juist - zonder drooglegging - moet kunnen worden verwerkt. Voorts is uit de tabel de verhouding tussen deze afvoeren voor de zomerperiode afgeleid.

Tenslotte is ook de verhouding tussen de zomer- en de jaarafvoeren met een frequentie van 1 x per 100 jaar ( $Q_{100}$ -zomer en  $Q_{100}$ -jaar) vastgesteld. Daar de zeer hoge jaarafvoeren voorkomen in de winter, is dit dus de verhouding tussen de extreme zomer- en winterafvoeren. In tabel 1.3 zijn de genoemde verhoudingen aangegeven. Uit deze tabel blijkt, dat de verhouding tussen de afvoeren, die 1 x per 100 jaar en 1 x per jaar worden bereikt of overschreden, zowel voor de jaar- als voor de zomerafvoeren nagenoeg constant, namelijk rond 2 is. De verhouding tussen de zomer- en winterafvoeren met een frequentie van 1 x per 100 jaar varieert sterk. Zoals onder par. 5.2.4 wordt uiteengezet, zijn de bepaalde zomerafvoeren in de Groenlose Slinge waarschijnlijk te hoog. Hiermede rekening houdend, ligt de verhouding tussen de extreme zomer- en winterafvoeren in ronde cijfers tussen 0,4 en 0,6. Zoals reeds is opgemerkt, is ook de frequentie van de lage afvoeren van belang. Op de meeste meetpunten kunnen deze afvoeren echter niet nauwkeurig worden vastgesteld. Voor de Aaltense Slinge kan de frequentie van de lage afvoeren worden afgelezen uit fig. 1.2. In tabel 1.4 wordt hiervan een overzicht gegeven. Opgemerkt wordt nog, dat in de tabel ter vergelijking naast de lage afvoeren de afvoer is aangegeven, die één dag per jaar wordt bereikt of overschreden (9,3 mm/etm).

### 5.2.3. Frequentie van de topafvoeren

Behalve de frequentie van de dagafvoeren is ook de overschrijdingsfrequentie van de golftoppen (top-

Tabel 1.2. Frequentie van de dagafvoeren in mm/etm

Meetpunt	Herhalingstijd					
	1 jaar		10 jaar		100 jaar	
	jaar	zomer	jaar	zomer	jaar	zomer
Leerinkbeek	8,7	4,9	12,7	7,5	16,7	10
Baakse Beek	7,3	4,4	10,6	6,5	13,7	8,6
Aaltense Slinge	9,3	4,3	14,3	6,4	19,3	8,5
Groenlose Slinge	8,4	5,3	12,6	8,1	16,7	10,9
Berkel	8,6	—	12,7	—	16,7	—
Oude IJssel	6,0	3,0	8,8	4,3	11,5	5,8
	<i>year</i>	<i>summer</i>	<i>year</i>	<i>summer</i>	<i>year</i>	<i>summer</i>
	<i>1 year</i>		<i>10 years</i>		<i>100 years</i>	
<i>Station</i>	<i>Return period</i>					

Table 1.2. Frequency of the daily runoff in mm/24 h

Tabel 1.3. Verhoudingen tussen de dagafvoeren

Meetpunt	Verhouding		
	$Q_{100}$ -jaar	$Q_{100}$ -zomer	$Q_{100}$ -zomer
	$Q_1$ -jaar	$Q_1$ -zomer	$Q_{100}$ -winter
Leerinkbeek	1,92	2,04	0,60
Baakse Beek	1,88	1,95	0,63
Aaltense Slinge	2,05	1,98	0,44
Groenlose Slinge	1,98	2,06	0,65
Berkel	1,95	—	—
Oude IJssel	1,90	2,00	0,50
	$Q_{100}$ -year	$Q_{100}$ -summer	$Q_{100}$ -summer
	$Q_1$ -year	$Q_1$ -summer	$Q_{100}$ -winter
Station	Ratio		

Table 1.3. Ratios of daily runoff

Tabel 1.4. Aantal dagen, met een dagafvoer op de Aaltense Slinge, lager dan de aangegeven waarde

Dagafvoer (mm/etm)	Aantal dagen
1,0	260
2,0	322
3,0	343
4,0	352
5,0	357
9,3	364
Daily runoff (mm/24 h)	Number of days

Table 1.4. Number of days with a daily runoff of the Aaltense Slinge less than the indicated value

penfrequentie) bepaald. Hierbij wordt van iedere optredende afvoergolf alleen de hoogste afvoer in de berekening betrokken, waarbij moet worden opgemerkt, dat ook deze golven zijn bepaald met behulp van de uit de 8-uur-standen berekende afvoeren. De werkelijke opgetreden topafvoeren zijn, behalve wanneer deze om acht uur voorkwamen, hoger geweest.

In deelrapport 7 wordt nader ingegaan op de kwestie in hoeverre de uit de 8-uur-afvoeren gevonden frequentielijn afwijkt van die op grond van de werkelijke topafvoeren. Voor meetpunt 1 (in deelrapport 7, F<sub>c</sub>) in de Leerinkbeek blijkt het verschil in de afvoeren bij frequenties van 1 x per jaar en 1 x per 10 jaar resp. 15 en 10 % te zijn, terwijl dit verschil bij lagere frequenties nog kleiner wordt. De frequentie van de afvoertoppen, die voor meetpunt 3 eveneens is aangegeven in fig. 1.2, geeft een beter inzicht in het afvoergebeuren dan de frequentie van de dagafvoeren. In het laatste geval is immers niet bekend of bepaalde hoge afvoeren gezamenlijk, dan wel apart optreden. Wanneer de beide frequentielijnen beschikbaar zijn, is het mogelijk niet alleen de frequentie van overschrijding van een bepaalde top vast te stellen,

maar ook de gemiddelde overschrijdingsduur.

In tabel 1.5 zijn voor enkele frequenties de afvoertoppen, die hierbij worden bereikt of overschreden, met hun gemiddelde overschrijdingsduur aangegeven. Uit deze tabel blijkt, dat de overschrijdingsduur afneemt naarmate de afvoer hoger is en de frequentie afneemt. In de Baakse Beek is de overschrijdingsduur het grootst. Daar de golftoppen zijn bepaald uit de dagafvoeren, kan in tabel 1.5 de overschrijdingsduur niet kleiner dan een dag worden. In werkelijkheid zal dit wel het geval zijn. Voorts wordt nog opgemerkt, dat de inundaties, die thans bij hogere afvoeren optreden tengevolge van het te kleine beekprofiel nauwelijks invloed hebben op de berekende overschrijdingstijden, daar de frequentielijnen, zoals reeds is meegedeeld, in hoofdzaak worden bepaald door de middelhoge afvoeren, die wel binnen het beekprofiel worden afgevoerd. In tabel 1.6 zijn nog de verhoudingen tussen de topafvoeren, die 1 x per 100 jaar ( $Q_{100}$ ) en 1 x per jaar ( $Q_1$ ) worden overschreden, aangegeven. Deze verhoudingsgetallen zijn hoger dan voor de dagafvoeren en liggen tussen rond 2,10 en 2,35.

#### 5.2.4. Jaar-, seizoen- en maandafvoeren

Zoals reeds is opgemerkt, is voor de watervoorziening van de landbouwgronden en ook met het oog op de steeds toenemende grondwateronttrekking voor de drinkwatervoorziening en door de industrie de kennis van de afvoeren over langere perioden van belang, met name van het voorkomen van lage afvoeren gedurende langere tijd. Met behulp van de beschikbare gegevens zijn voor de verschillende meetpunten de maandafvoeren berekend.

In fig. 1.3 is voor de Aaltense Slinge het verloop van de maandafvoeren voor de periode 1956 - 1965 aangegeven. Voor de andere meetpunten vertoont dit



Tabel 1.5. Frequentie van de afvoertoppen met de gemiddelde overschrijdingsduur

Meetpunt	Herhalingstijd					
	1 jaar		10 jaar		100 jaar	
	afvoer (mm/etm)	aantal dagen	afvoer (mm/etm)	aantal dagen	afvoer (mm/etm)	aantal dagen
Leerinkbeek	8,0	1,5	12,3	1,3	16,7	1
Baakse Beek	6,2	2,4	9,7	1,5	13,7	1
Aaltense Slinge	8,2	1,6	13,7	1,3	19,3	1
Groenlose Slinge	7,8	1,4	12,3	1,2	16,7	1
Berkel	7,9	1,5	12,3	1,3	16,7	1
Oude IJssel	5,2	1,8	8,3	1,3	11,5	1
	<i>flow</i> (mm/24 h)	<i>number</i> of days	<i>flow</i> (mm/24 h)	<i>number</i> of days	<i>flow</i> (mm/24 h)	<i>number</i> of days
	1 year		10 years		100 years	
<i>Station</i>	<i>Return period</i>					

Table 1.5. Frequency of the peak flows with the average time of exceedance

Tabel 1.6. Verhoudingen tussen de topafvoeren  $Q_{100}$  en  $Q_1$

Meetpunt	$\frac{Q_{100}}{Q_1}$
Leerinkbeek	2,09
Baakse Beek	2,20
Aaltense Slinge	2,34
Groenlose Slinge	2,14
Berkel	2,11
Oude IJssel	2,20
<i>Station</i>	$\frac{Q_{100}}{Q_1}$

Table 1.6. Ratios of the peak flows  $Q_{100}$  and  $Q_1$

verloop eenzelfde beeld. Uit de figuur komen de droge en natte jaren goed naar voren. De droge zomers van 1959 en 1964 tekenen zich duidelijk af, evenals de natte zomers van 1956 en 1965. In de winter 1959 - 1960 kwamen zeer lage afvoeren voor. Zeer natte winters waren 1960 - 1961, 1961 - 1962 en 1965 - 1966.

In tabel 1.7 zijn, behalve voor de Berkel, de gemiddelde jaarafvoeren aangegeven, alsmede de gemiddelde afvoer in de winter (1 november tot 1 mei) en in de zomer (1 mei tot 1 november). Deze afvoeren zijn afgerond op 5 mm. Uit de tabel blijkt, dat de afvoeren nogal uiteenlopen. De jaarafvoer van de Groenlose Slinge is te hoog, hetgeen moet worden toegeschreven aan de sterk afwijkende zomerafvoeren van deze beek, hoewel ook de winterafvoer van de Groenlose Slinge aan de hoge kant lijkt. De afwijkende zomerafvoeren moeten in de eerste plaats worden toegeschreven aan de wijze, waarop deze af-

voeren zijn bepaald, namelijk met behulp van afvoerkrommen. Zoals ondermeer in deelrapport 6 wordt besproken, kunnen tengevolge van verschillende begroeiingstoestanden grote afwijkingen ten opzichte van de met de afvoerkrommen bepaalde afvoeren optreden. Voorts is het mogelijk, dat in de zomer, bij het meetpunt in de Groenlose Slinge sprake is van een terugstuwingseffect vanuit de Berkel, dat wellicht soms ook in de winter optreedt, waardoor te hoge waterstanden worden gemeten en daardoor te hoge afvoeren worden berekend. Aan de vaststelling van de zomerafvoeren zal nadere aandacht moeten worden geschonken. Het is mogelijk de invloed van de begroeiingstoestand uit te schakelen door de afvoeren te meten met behulp van geijkte stuwen en bodemvallen. De lagere afvoeren van de Oude IJssel, die tevens dienst doet als scheepvaartkanaal en over de laatste 5 à 6 km tussen dijken ligt,

Tabel 1.7. Gemiddelde jaar-, winter- en zomerafvoeren in de periode 1956 tot en met 1965

Meetpunt	Gemiddelde afvoeren in mm		
	jaar	winter	zomer
Leerinkbeek	335	230	105
Baakse Beek	323	206	117
Aaltense Slinge	355	245	110
Groenlose Slinge	415	270	145
Oude IJssel	290	205	85
	<i>year</i>	<i>winter</i>	<i>summer</i>
<i>Station</i>	<i>Mean runoff in mm</i>		

Table 1.7. Mean yearly, winter and summer runoff in the period 1956 through 1965

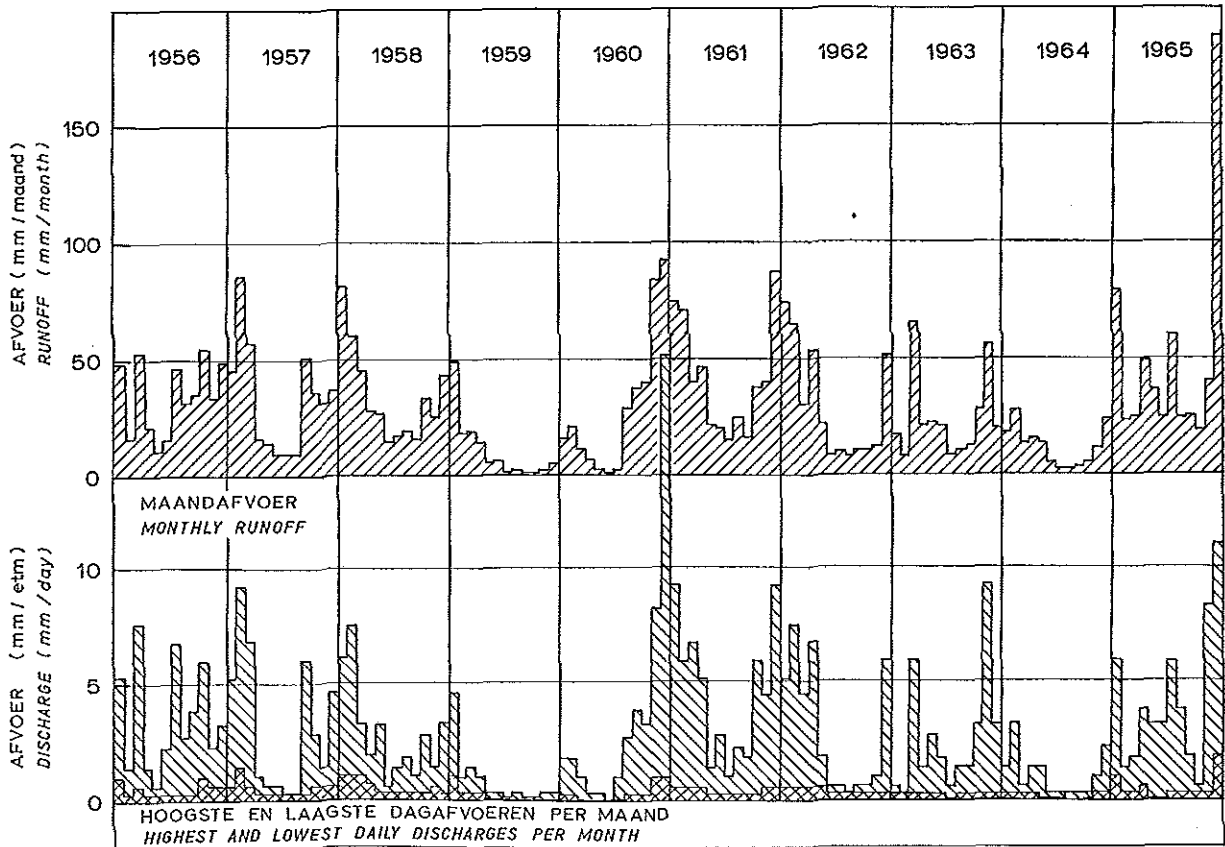


Fig. 1.3. Maandafvoeren en hoogste en laagste dagafvoeren per maand van de Aaltense Slinge  
 Monthly runoff and highest and lowest daily discharges per month of the Aaltense Slinge

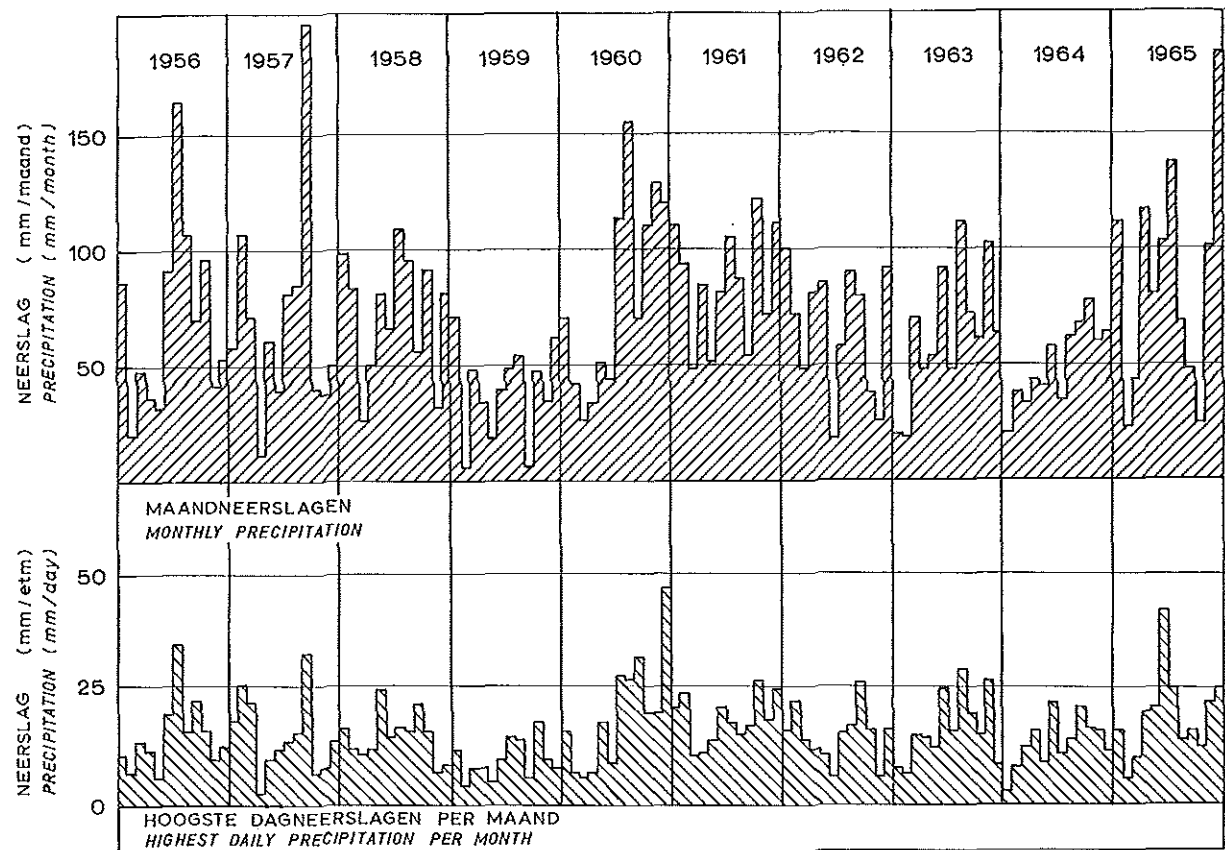


Fig. 1.4. Maandneerslagen en hoogste dagneerslagen per maand op het station Winterswijk  
 Monthly precipitation and highest daily precipitation per month at the station Winterswijk

kunnen verklaard worden door schutverliezen (ca. 1 mm per maand) en kwelverliezen (geschat op 10 à 20 mm per jaar). Opgemerkt wordt nog, dat de neerslag in het Duitse stroomgebied ongeveer gelijk is aan die in de Achterhoek. Uit tabel 1.7 kan worden afgeleid, dat de gemiddelde jaarafvoer in de Achterhoek in de beschouwde periode 340 mm bedraagt. De gemiddelde neerslag is in deze periode 790 mm per jaar. Deze hoeveelheid is berekend uit de jaargemiddelden (afgerond op 10 mm) van 8 regenstations, te weten: Lochem (810 mm), Winterswijk (810 mm), Doetinchem (800 mm), Borculo (780 mm), Gendringen (780 mm), Rekken (800 mm), Almen (770 mm) en Aalten (820 mm).

Uit het voorgaande volgt, dat de verdamping in de periode 1956 - 1965 gemiddeld  $790 - 340 = 450$  mm per jaar bedraagt. Door BLOEMEN is in deelrapport 9 de verdamping over deze periode berekend op gemiddeld 395 mm per jaar, terwijl door MAKINK en VAN HEBMST (1967) de potentiële verdamping van een gesloten kort grasgewas, optimaal van water voorzien, is bepaald op rond 490 mm per jaar, waarbij wordt opgemerkt, dat de gronden in de Achterhoek voor 70 % als grasland in gebruik zijn.

Zoals reeds uit fig. 1.3 is gebleken, variëren de afvoeren in de loop van de jaren sterk. Dit is het gevolg van de onregelmatige neerslag. Een beeld hiervan geeft fig. 1.4, waarop het verloop van de maandneerslag te Winterswijk is aangegeven, alsmede voor iedere maand de hoogste dagregenval. In tabel 1.8 wordt voor meetpunt 3 een overzicht gegeven van de zomer- en winterafvoeren (afgerond op 5 mm).

In fig. 1.3 zijn ook de hoogste en laagste dagafvoeren per maand in de Aaltense Slinge aangegeven. De hoogste dagafvoer kwam voor in december 1960, toen in het gehele land in enkele dagen een zeer hoge regenval voorkwam. In Winterswijk was deze op 3 en

Tabel 1.8. Afvoeren van de Aaltense Slinge

Zomer	Afvoer (mm)	Winter	Afvoer (mm)
1956	190	1956-1957	280
1957	125	1957-1958	275
1958	120	1958-1959	175
1959	20	1959-1960	65
1960	120	1960-1961	415
1961	130	1961-1962	350
1962	75	1962-1963	175
1963	100	1963-1964	150
1964	30	1964-1965	215
1965	180	1965-1966	320
Gemiddeld Mean	110	Gemiddeld Mean	245
Summer	Runoff (mm)	Winter	Runoff (mm)

Table 1.8. Runoff of the Aaltense Slinge

4 december 90 mm. In de Oude IJssel, die reeds is verbeterd voor zeer hoge afvoeren, trad in deze maand een maximum afvoer op van 12,5 mm per etmaal. Dit is 1 mm meer dan de afvoer met een frequentie van 1 x per 100 jaar (zie tabel 1.2), terwijl deze afvoer ongeveer 2 x zo hoog is als de andere hoogste afvoeren in de beschouwde 10-jarige periode. Op de andere meetpunten kon de afvoer in december 1960 niet hoger worden dan de capaciteit van de beken. Voor deze punten zijn op grond van berekeningen volgens de methode der afvoercharacteristieken (DE JAGER, 1965) en op grond van de ervaring, dat de afvoer van december 1960 een wat lagere frequentie heeft dan 1 x per 100 jaar, deze afvoeren bepaald. Voor de Aaltense Slinge is deze afvoer vastgesteld op ongeveer 20 mm per etmaal. Ook deze afvoer is ongeveer 2 x zo hoog als de overige hoogste afvoeren in deze beek. Deze laatstbedoelde afvoeren liggen in de buurt van de capaciteit van de beek, waarbij reeds inundaties beginnen op te treden, zodat deze afvoeren niet nauwkeurig waren vast te stellen. Na de verbetering van de Aaltense Slinge en de andere beken zal aan het vaststellen van de hoge afvoeren nadere aandacht moeten worden geschonken.

#### 5.2.5. Periode 1956 - 1965

Teneinde te kunnen nagaan of de afvoerverhoudingen in de periode 1956 - 1965 representatief zijn voor een langere periode, is de frequentie van de dagregenval te Winterswijk vergeleken met die voor de 85-jarige periode 1880 - 1965. Uit fig. 1.5 blijkt, dat de frequentielijn voor de periode 1956 - 1965 over het algemeen wat hoger ligt dan die voor de periode 1880 - 1965, hoewel het verschil niet groot is. Dit

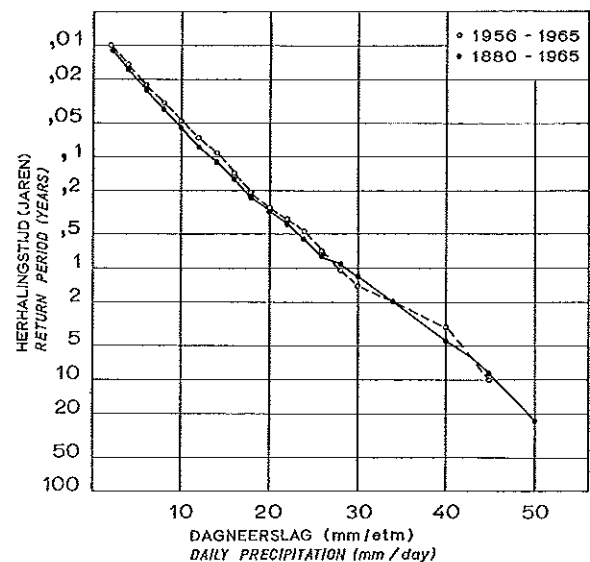


Fig. 1.5. Frequentie van de dagneerslag op het station Winterswijk voor de perioden 1956 - 1965 en 1880 - 1965  
Frequency of the daily precipitation at the station Winterswijk for the periods 1956 - 1965 and 1880 - 1965

blijkt ook uit de gemiddelde jaarneerslag, die voor de periode 1956 - 1965, 810 mm was en voor de periode 1880 - 1965, 770 mm. Het verschil in de gemiddelde jaarneerslagen bedraagt dus slechts 5%. De voor het tijdvak 1956 - 1965 bepaalde afvoer-verdeling zal dan ook een redelijk goed beeld geven van de afvoersituatie in de Achterhoek over een langere periode.

### 5.3. AFVOER GEMAAL BAAKSE BEEK

Het gemaal Baakse Beek, dat is aangegeven op bijlage 2, bemaalt bij IJsselstanden, hoger dan 6,20 m + N.A.P., de benedenloop van de Baakse Beek. Het stroomgebied van de benedenloop, waarop de Hengelse beek, de Kloosterlaak en de Lindense Laak afwateren, is 9335 ha groot. Voorts wordt een gebied in het polderdistrict IJsselland met een grootte van 1055 ha door het gemaal Bakerwaard bemalen op de benedenloop van de Baakse Beek. Het totale bemalingsgebied van het gemaal Baakse Beek is dus 10 390 ha.

De maximum capaciteit van het gemaal is 10 m<sup>3</sup>/sec bij een opvoerhoogte van 2 m of minder. Bij 3 m opvoerhoogte is de capaciteit 9 m<sup>3</sup>/sec. Met behulp van de maalstaten - waarop het aantal draaiuren en de binnen- en buitenwaterstanden zijn aangegeven - en de pompkrommen is voor iedere maaldag de uitgeslagen hoeveelheid water berekend. In fig. 1.6 is voor de periode 1956 - 1965 per zomer en per winter het aantal maaldagen en de gemiddelde afvoer per dag in m<sup>3</sup>/sec aangegeven. Zo werd in de zomer van 1956 7 dagen gepompt met een afvoer tussen 1 en 2 m<sup>3</sup>/sec (aangegeven met 1,5 m<sup>3</sup>/sec) en 6 dagen met een capaciteit tussen 0 en 1 m<sup>3</sup>/sec (aangegeven met 0,5 m<sup>3</sup>/sec). Uit fig. 1.6 blijkt, dat het aantal maaldagen per jaar sterk varieert. Evenals in fig. 1.3

komen ook hier de natte winters 1960 - 1961, 1961 - 1962 en 1965 - 1966 goed naar voren, alsmede de droge winter 1959 - 1960, toen in het geheel niet gemalen werd. De natte zomer 1965 tekent zich eveneens duidelijk af; die van 1956 echter niet. In het algemeen blijken echter bij hogere afvoeren uit het bemalingsgebied ook hogere IJsselstanden op te treden. Ook is uit de figuur af te lezen, dat grotere afvoeren optreden, naarmate de maalperioden langer worden. In tabel 1.9 is het aantal maaldagen per zomer en per winter aangegeven. Voorts is nog de frequentie van de afvoeren van het gemaal berekend voor het jaar en voor de zomerperiode. Het resultaat is aangegeven in tabel 1.10.

Zoals reeds is opgemerkt, is de maximum capaciteit van het gemaal 10 m<sup>3</sup>/sec, hetgeen overeenkomt met een afvoer van 8 mm/etm. De 1 x per 100 jaar te verwachten afvoer in de zomer is dus lager dan deze

Tabel 1.9. Aantal maaldagen van het gemaal Baakse Beek

Zomer	Dagen	Winter	Dagen
1956	13	1956-1957	43
1957	7	1957-1958	38
1958	12	1958-1959	27
1959	0	1959-1960	0
1960	5	1960-1961	63
1961	18	1961-1962	69
1962	0	1962-1963	12
1963	0	1963-1964	11
1964	0	1964-1965	40
1965	95	1965-1966	125
Gemiddeld Mean	15	Gemiddeld Mean	43
Summer	Days	Winter	Days

Table 1.9. Number of pumping days of the pumping station Baakse Beek

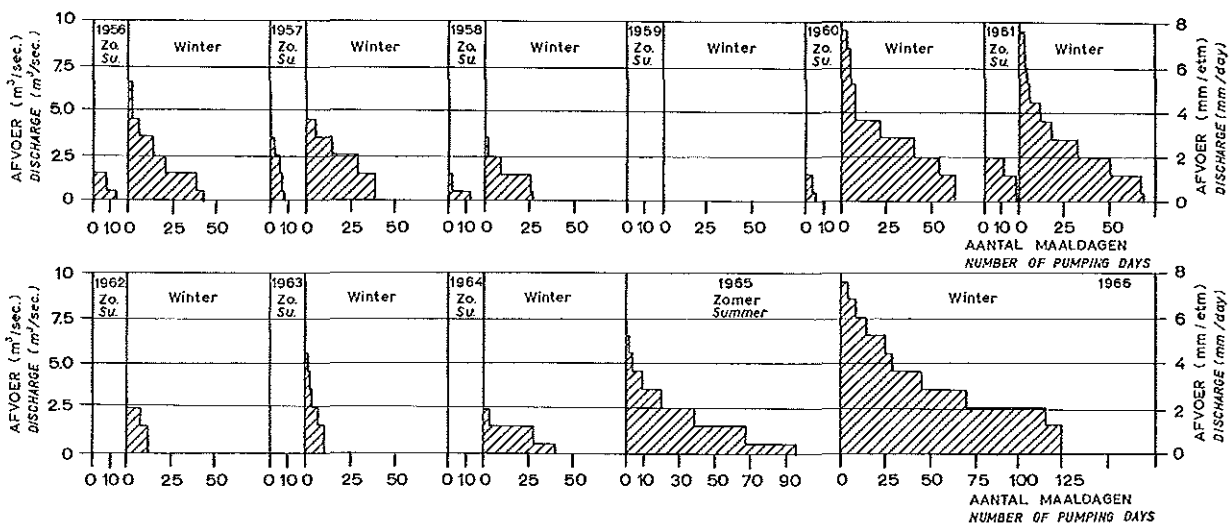


Fig. 1.6. Aantal maaldagen van het gemaal Baakse Beek met de afvoer per maaldag  
Number of pumping days of the pumping station Baakse Beek with the discharge per pumping day

Tabel 1.10. Frequentie van de dagafvoeren van het ge-  
maal Baakse Beek in mm/etm

Herhalingstijd					
1 jaar		10 jaar		100 jaar	
jaar	zomer	jaar	zomer	jaar	zomer
6,6	3,1	10,0	5,0	13,5	6,9
<i>year</i>	<i>summer</i>	<i>year</i>	<i>summer</i>	<i>year</i>	<i>summer</i>
<i>1 year</i>		<i>10 years</i>		<i>100 years</i>	
<i>Return period</i>					

Table 1.10. Frequency of the daily runoff of the pumping  
station Baakse Beek in mm/24 h

afvoer. In de winter kunnen echter hogere afvoeren optreden dan het gemaal kan verwerken. In deze gevallen moet de meerdere afvoer tijdelijk geborgen worden.

## 6. NORMEN VERBETERINGSWERKEN

Bij de verbeteringsplannen voor de Leerinkbeek, de Aaltense Slinge, de Groenlose Slinge en de Berkel is van twee afvoernormen uitgegaan. Enerzijds is de eis gesteld, dat bij de afvoeren met een frequentie van 1 x per jaar een drooglegging van 0,50 à 0,60 m voorkomt, terwijl anderzijds bij afvoeren met een frequentie van 1 x per 100 jaar de hoogwaterlijn gelijk aan maaiveld mag zijn. Bij de berekening van deze afvoeren is uitgegaan van de frequenties van de dagafvoeren. In tabel 1.11 zijn zowel de in de plannen aangehouden afvoeren als de voor de periode 1956 - 1965 berekende afvoeren aangegeven. Zoals

bij de plannen gebruikelijk is, zijn de afvoeren aangegeven in l/ha.sec. De afvoeren in de Leerinkbeek en de Berkel stemmen goed overeen. Voor de Aaltense Slinge zijn de in het plan aangehouden afvoeren hoger dan berekend voor de periode 1956 - 1965 en voor de Groenlose Slinge lager. Over deze verschillen in de afvoeren kan het volgende worden opgemerkt.

Het verschil in de afvoeren in de Aaltense Slinge is het gevolg van het verschil in de methode, waarmee de afvoeren zijn vastgesteld. De in het plan voor deze beek aangehouden afvoeren zijn namelijk bepaald met behulp van de methode van de afvoerkarakteristieken, waarbij het verband tussen de neerslag en de afvoer wordt vastgesteld. De frequentie van de afvoeren is hierbij bepaald met behulp van de frequentie van de dagregencijfers over de periode 1912 - 1962. In dit licht bezien kan van een redelijke overeenstemming tussen de afvoeren worden gesproken.

Voor de Groenlose Slinge zijn in beide gevallen de frequenties van de afvoeren bepaald uit de waargenomen afvoeren. Voor de afvoeren in het plan is hiervoor uitgegaan van de periode 1950 - 1959. In deze periode waren de afvoeren echter over het algemeen lager dan die in de periode 1956 - 1965. Overigens kan nog worden opgemerkt, dat in de bovenloop van de Groenlose Slinge (voor een oppervlakte van 9110 ha) in het plan evenals voor de Aaltense Slinge wordt gerekend met afvoeren van 1,3 l/ha.sec (1 x per jaar) bij een drooglegging van 0,50 m en van 2,6 l/ha.sec (1 x per 100 jaar) zonder drooglegging. In het verbeteringsplan voor de Oude IJssel is te Doesburg uitgegaan van een hoogste afvoer van 179 m<sup>3</sup>/sec. Dit komt voor het 120 000 ha grote stroomgebied neer op een afvoer van 1,50 l/ha.sec. De voor de periode 1956 - 1965 berekende afvoer met een frequentie van 1 x per 100 jaar bedraagt 160 m<sup>3</sup>/sec,

Tabel 1.11. Vergelijking van de afvoernormen voor de verbeteringswerken met de afvoeren berekend voor de periode 1956 - 1965 in l/ha.sec

Beek	Opp. gebied in ha	Herhalingstijd			
		1 jaar		100 jaar	
		norm	berekend	norm	berekend
Leerinkbeek	5 200	1,00	1,00	2,00	1,95
Aaltense Slinge	12 000	1,30	1,10	2,60	2,25
Groenlose Slinge	18 800	0,75	0,95	1,60	1,95
Berkel	38 400	1,10	1,00	2,05	1,95
		<i>norm</i>	<i>calculated</i>	<i>norm</i>	<i>calculated</i>
		<i>1 year</i>		<i>100 years</i>	
<i>River</i>	<i>Area in ha</i>	<i>Return period</i>			

Table 1.11. Comparison of the design discharge rates for the reconstruction works with the rates derived for the period 1956 - 1965 in l/ha.sec

hetgeen overeenkomt met 1,35 l/ha.sec. De onder par. 3.1.5 gemaakte opmerking, dat de afvoer van 179 m<sup>3</sup>/sec een frequentie heeft van ongeveer 1 x per 100 jaar, is dus juist.

Bij het verbeteringsplan voor de Baakse Beek is uitgegaan van een afvoer van 1 l/ha.sec bij een drooglegging van 0,30 m à 0,50 m. Volgens een globale berekening kan de verbeterde beek zonder drooglegging een afvoer van 1,7 l/ha.sec verwerken. Deze afvoer wordt volgens de vastgestelde frequentielijn ook ongeveer 1 x per 100 jaar overschreden.

## 7. SAMENVATTING EN CONCLUSIES

In dit deelrapport is in de eerste plaats een overzicht gegeven van de waterstaatkundige toestand en de waterschappelijke indeling in de Achterhoek in de jaren 1946 en 1969. Daarbij is nader ingegaan op de vele waterstaatkundige en cultuurtechnische werken, die ter verbetering van de waterbeheersing in de periode tussen deze jaren zijn gereedgekomen. Tevens is aandacht geschonken aan de werken, die in uitvoering zijn of zullen komen. Wanneer ook deze werken gereed zullen zijn, mag verwacht worden, dat de uitgebreide inundaties, zoals die in de zeer regenrijke decembermaanden van 1960 en 1965 voorkwamen, tot het verleden zullen behoren.

In de tweede plaats is een onderzoek ingesteld naar de afvoerverhoudingen in de Achterhoek. Voor een zestal beken is voor de periode 1956 - 1965, die, gezien de frequentie van de dagregenval te Winterswijk, redelijk goed past in de periode 1880 - 1965, de frequentie bepaald van de dagafvoeren (voor het jaar en voor de zomerperiode) en van de afvoertoppen, waarbij voor de toppen tevens de gemiddelde overschrijdingsduur is berekend. Tevens is zowel voor de dagafvoeren als voor de topafvoeren de verhouding bepaald tussen de afvoeren, die 1 x per 100 jaar en die 1 x per jaar worden overschreden. Deze verhoudingen blijken weinig te variëren. De verhouding tussen de extreme zomer- en winterafvoeren vertoont een grotere spreiding. De frequentie van de hoge afvoeren en de verhoudingen tussen deze afvoeren zijn

in het bijzonder van belang voor het opstellen van verbeteringsplannen. In verband met onder andere het lozen van afvalwater op de beken, zal het vaststellen van de frequentie van de lage afvoeren meer aandacht moeten krijgen. Tevens zijn op de verschillende meetpunten de afvoeren per jaar, per zomer, per winter en per maand berekend. Deze afvoergegevens zijn (met name in droge perioden) mede belangrijk in verband met de watervoorziening van de landbouwgronden en met het oog op de steeds toenemende grondwatertonttrekking door de waterleidingmaatschappijen en industrieën.

De gemiddelde winterafvoeren komen redelijk goed overeen, maar de gemiddelde zomerafvoeren vertonen grote verschillen. Aan het vaststellen van de zomerafvoeren zal dan ook nadere aandacht geschonken moeten worden. Overigens variëren ten gevolge van de onregelmatige regenval de zomer- en winterafvoeren per jaar zeer sterk. Behalve van de afvoeren in de beken is ook een analyse gemaakt van de afvoeren van het gemaal Baakse Beek. Ook hier treden per jaar zeer grote schommelingen in de afvoer op. De resultaten van het afvoeronderzoek zijn in een aantal figuren en tabellen vastgelegd.

Tenslotte is nader ingegaan op de bij de verschillende verbeteringsplannen gehanteerde afvoernormen. Behalve voor het verbeteringsplan van de Baakse Beek, waarvoor de normen zijn vastgesteld op grond van ervaringscijfers, is voor de maatgevende afvoeren in de plannen uitgegaan van bepaalde frequenties. De bij deze frequenties berekende afvoeren zijn vergeleken met de afvoeren, bepaald uit de voor de periode 1956 - 1965 vastgestelde frequentielijnen. Gebleken is, dat deze afvoeren redelijk tot goed met elkaar overeenstemmen.

## LITERATUUR

- JAGER, A. W. DE. 1965. Hoge afvoeren van enige Nederlandse stroomgebieden. Proefschrift Landbouwhogeschool, Wageningen.
- MAKKINK, G. F. en H. J. D. VAN HEEMST. 1967. De potentiële verdamping van kort gras en water. Med. S.B.S. 348.

# Beschrijving van het Leerinkbeekgebied en de opzet van het onderzoek

*H. J. Colenbrander*

## 1. INLEIDING

Het stroomgebied van de Leerinkbeek is gelegen in de Gelderse Achterhoek tussen de plaatsen Borculo, Eibergen en Groenlo en het maakt deel uit van het Waterschap van de Berkel. Het besluit in dit gebied een gedetailleerd hydrologisch onderzoek uit te voeren, is in 1960 genomen na afweging van de voor- en nadelen van een aantal gebieden. De belangrijkste punten, die bij deze keuze een rol hebben gespeeld, zijn:

- het onderzoeksgebied moest min of meer representatief zijn voor de zandgebieden in oostelijk Gelderland;
- het gebied moest een, althans ten dele, verdrogend karakter hebben.

Ten aanzien van het eerste punt kan worden gezegd, dat het oostelijk zandgebied van Gelderland een sterk wisselend landschap vertoont, met een onregelmatige verkaveling. Landbouwkundig gezien wordt het gekenmerkt door het gemengde bedrijfstype, met kleine bedrijven. Het Leerinkbeekgebied nu vertoont ongeveer dit beeld, maar geo-hydrologisch gezien valt het in twee duidelijk verschillende delen uiteen. Het oostelijke deel van het stroomgebied sluit zich goed aan bij de streek langs de Nederlands-Duitse grens van Enschede naar Aalten, terwijl het westelijke deel meer het karakter heeft van de overige zandgebieden in oost-Gelderland. Doordat het gebied nogal inhomogeen is, is het in principe minder geschikt als proefgebied. Aangezien het gebied echter kan worden opgesplitst in op zichzelf wel homogene delen, vervallen de meeste bezwaren. Zelfs heeft een dergelijk gebied dan voordelen, omdat niet alleen de reactie van elk deel apart kan worden bestudeerd, maar dat ook het gecombineerde effect kan worden vastgesteld.

Wat betreft het tweede punt, het verdrogende karakter van het gebied, is uitgegaan van de COLN-kaarten, samengesteld door de Commissie Onderzoek Landbouwwaterhuishouding Nederland. Voor het Leerinkbeekgebied geven deze kaarten duidelijk verdrogende en droogtegevoelige gronden aan. Bij de keuze van het proefgebied hebben verder een aantal meer onderzoektechnische aspecten een belangrijke rol gespeeld, zoals:

- de vorm van het gebied;
- de aanwezigheid van basisgegevens (hoogte-, bodem- en geologische kaarten);
- het reeds beschikbaar zijn van hydrologische gegevens (grondwaterstanden, beekpeilen, afvoer- en neerslagcijfers);
- de mate, waarin het waterschap in technisch opzicht medewerking wil en kan verlenen.

Weinig gebieden zullen in alle opzichten gunstig zijn, maar het Leerinkbeekgebied lijkt als geheel genomen een goede keus. De gunstige lengte/breedteverhouding van het gebied is aantrekkelijk uit het oogpunt van randinvloeden. Verder staan een aantal belangrijke basiskaarten ter beschikking; zo is een gedetailleerde hoogtekaart aanwezig, evenals globale bodemkundige en geologische kaarten. Ook zijn de lengte- en dwarsprofielen van de belangrijkste leidingen opgemeten. Voorts wordt vanaf 1950 bij de monding van de beek dagelijks de waterstand opgenomen en worden sindsdien ook regelmatig afvoermetingen verricht. Vanaf 1952 zijn voorts een aantal grondwaterstandsbuizen regelmatig gepeild. Voor het plaatsen van de benodigde meetapparatuur en voor het verrichten van controle- en opnamewerkzaamheden is het van belang, dat de technische dienst van het Waterschap van de Berkel goed is geoutilleerd en aan het onderzoek wil meewerken.

In dit deelrapport zal een beschrijving van het Leerinkbeekgebied worden gegeven en zullen tevens de doelstelling en opzet van het onderzoek worden toegelicht. Tenslotte is aangegeven welke waarnemingen zijn verricht en welke gegevens verder nog zijn verzameld.

## 2. BESCHRIJVING LEERINKBEEKGEBIED

### 2.1. HISTORISCHE ONTWIKKELING VAN DE WATERSTAATKUNDIGE TOESTAND

De Leerinkbeek loost het overtollige water van een ongeveer 5200 ha groot gebied nabij Borculo vrij op de Berkel. Deze waterlozing heeft al gedurende vele eeuwen grote moeilijkheden opgeleverd. Het peil van de Berkel fluctueert namelijk sterk en bij grote af-

voeren is dit dikwijls zo hoog, dat een vrije lozing onmogelijk is. Dit heeft vele malen aanleiding gegeven tot grote overstromingen, vooral in het benedenstroomse deel van het gebied. Deze inundaties worden zelfs zeer omvangrijk, zodra de Berkel buiten haar oevers treedt. Het overstromingswater komt dan, met het water van de Groenlose Slinge, die meestal gelijktijdig overloopt, ten dele via het Leerinkbeekgebied tot afstroming. Hierbij zijn zelfs herhaaldelijk, zoals in 1926, 1946 en 1960, grote delen van de plaatsen Eibergen en Borculo onder water komen te staan.

Vroeger zal het water van de Groenlose Slinge waarschijnlijk veel vaker zijn weg hebben gezocht via het Leerinkbeekgebied. Dit valt af te leiden uit een kaart van omstreeks 1740 (fig. 2.1). Hierop treft men ten noordwesten van Groenlo een soort „groene” rivier aan, die in werking zal zijn getreden zodra de normale afwatering van de Slinge min of meer was gestremd. Dit zal het geval zijn geweest, indien het peil van het westelijk van Groenlo gelegen Ruurlose Broek te hoog werd. Dit gebied heeft in vroeger jaren dus als een soort boezem gefunctioneerd, van waaruit het water via de Grevengracht en Lebbinkbeek op de Berkel kwam. Dat de Slinge inderdaad dikwijls via het zuidwestelijk deel van het Leerinkbeekgebied naar de Berkel zal zijn afgestroomd, kan een verklaring zijn voor de vrij zware kleipakketten die hier voorkomen.

Op de kaart van 1740 valt verder de grote oppervlakte aan woeste grond op. Nog slechts een klein deel van het gebied was toen als cultuurgrond in gebruik. Complexen cultuurgrond liggen in het midden en in het zuidwesten van het gebied. Ook toen zullen de lage delen reeds in gebruik zijn geweest als grasland, terwijl de hoge delen, essen genaamd, als bouwland zijn benut. Gedeeltelijk zullen de gronden bij de boeren in gemeenschappelijk gebruik zijn geweest. Dit zijn de „Markegronden” en een dergelijk gebruik komt meestal duidelijk in het verkavelingspatroon tot uiting. In de periode 1825 - 1840 zijn de Markegronden in deze streek echter verdeeld.

Dat een groot deel van het gebied inderdaad pas zeer recent in cultuur is gebracht, blijkt uit de kaarten die in de bijlagen 5 en 6 zijn opgenomen. Deze kaarten geven respectievelijk het grondgebruik omstreeks 1880 en 1920 weer. Zo blijkt, dat vrijwel het gehele oostelijke gebiedsdeel pas na 1900 in cultuur is gebracht. De intrede van de kunstmest en het beschikbaar zijn van vele goedkope arbeidskrachten (de werklozen uit Twente) hebben ook hier de ontginning van woeste grond sterk gestimuleerd.

Met deze ontginning zullen de waterafvoerproblemen echter bepaald niet zijn opgelost. Integendeel, door het opvullen van de grintgaten en lage terreingedeelten in het bovengebied zullen de mogelijkheden om hierin tijdelijk water te bergen zijn verdwenen. Het regenwater, dat vroeger niet of maar zeer geleide-

lijk tot afstroming zal zijn gekomen, wordt nu veel sneller afgevoerd. Deze snelle afvoer is tevens nog bevorderd door de geleidelijke verbetering van het afwateringsstelsel; deze verbetering is nodig geweest om op de landbouwgronden te hoge grondwaterstanden te vermijden.

Door de verbeteringen in het bovengebied is de waterafvoer van de rest van het gebied sterk bemoeilijkt. Overigens liet de ontwateringstoestand hier toch reeds veel te wensen. Dit kan bijvoorbeeld worden afgeleid uit de kaarten van de bijlagen 5 en 6. Uit deze kaarten blijkt, dat vele sloten vroeger min of meer in moerasachtige gebiedjes doodliepen. Bepaalde delen van het gebied zullen dan ook gedurende grote delen van het jaar bijna ontoegankelijk zijn geweest. Namen als het Bellegoor en de Waterhoek spreken voor zichzelf.

Vele plannen zijn in de loop der jaren opgesteld om de slechte waterhuishoudkundige toestand te verbeteren. Een belangrijk plan dateert, wat eerste opzet betreft, uit de jaren rond 1900. Toch is pas omstreeks 1914, vooral op initiatief van de Borculose „Rijkslandbouwonderwijzer” HUIZINGA, een min of meer afgerond plan gereed gekomen. Dit plan omvatte onder andere de verlegging van het bovenstroomse deel van de Leerinkbeek, de Hupselse beek genaamd. Hierdoor zou het water van het bovenstroomse gebiedsdeel niet meer via de Oude Beek naar het zuidwesten afstromen, maar langs de weg van Groenlo naar Borculo meer in westelijke richting worden afgevoerd. Vele heftige discussies waren van deze plannen het gevolg. De boeren in het bovengebied meenden, dat hun collega's in het middengebied een onnodig duur plan wilden doen uitvoeren, omdat zij het overtollige water niet meer wilden ontvangen. Een citaat uit het verslag van een protestvergadering in 1918 brengt ook nog een ander argument aan het licht:

„De weg van Groenlo naar Borculo zal, wanneer er een beek langs loopt, onveilig worden, doordat men dan kans loopt met schichtige paarden in die beek terecht te komen.”

De grondslagen van het plan van 1914 zijn in later jaren door de Nederlandse Heidemaatschappij uitgewerkt, hetgeen heeft geresulteerd in het verbeteringsplan van 1918. Dit plan is echter pas in de jaren 1924 - 1928 tot uitvoering gekomen. De nieuwe leiding langs de weg Groenlo-Borculo is in deze periode inderdaad gegraven, al is tevens een overlaat gemaakt, waardoor een deel van de hoge afvoeren toch via de Oude Beek kon worden geloosd. Tevens zijn bij dit verbeteringsplan vele sloten, die maar zeer gebrekkig op het hoofdafwateringsstelsel waren aangesloten, hiermee verbonden. Ook is de waterstaatkundige toestand rond Borculo aanzienlijk verbeterd. Het benedenstroomse deel van de beek is via een 167 m lange duiker onder het stadje Borculo doorgeleid, zodat het



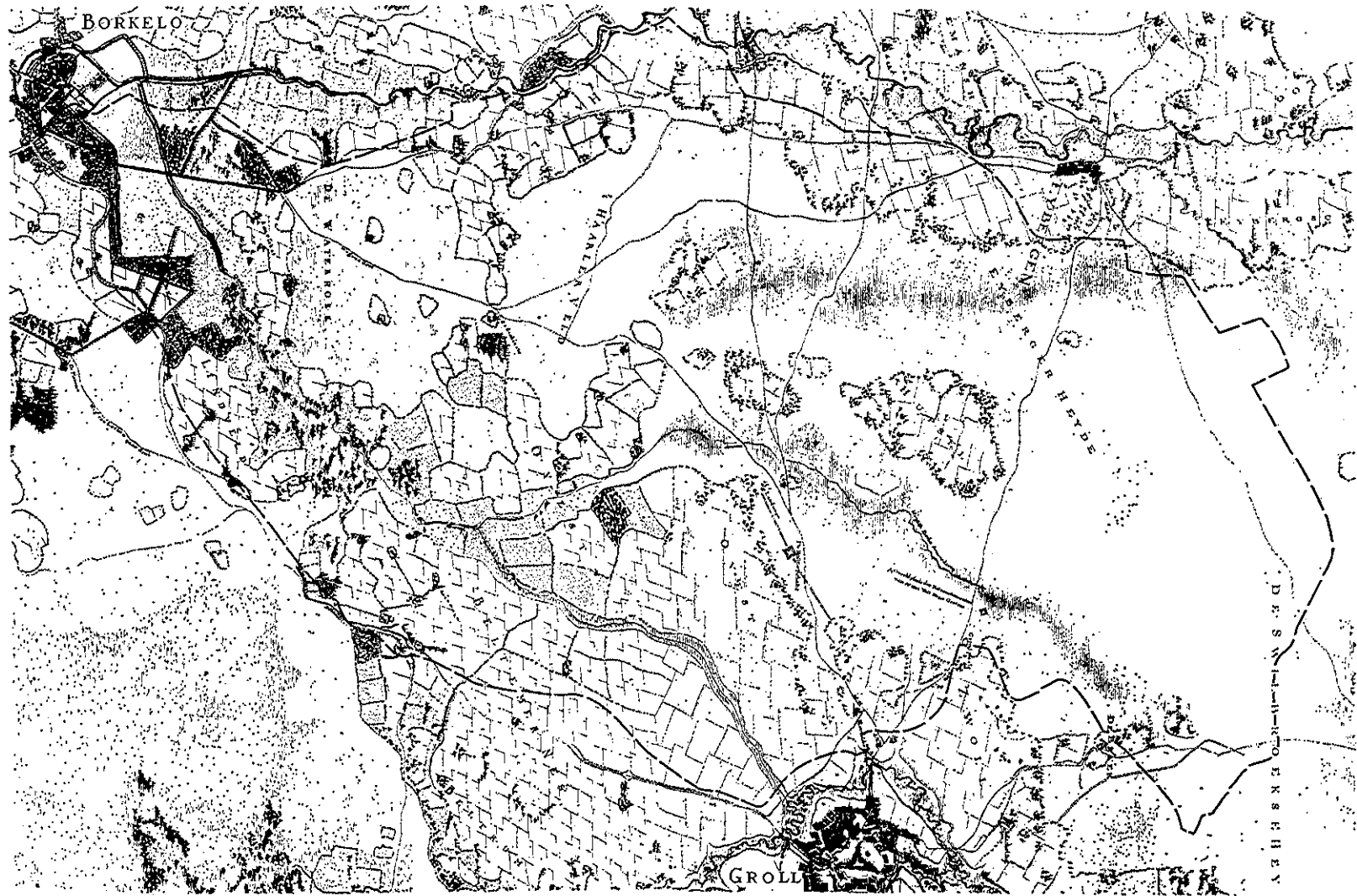


Fig. 2.1. Kaart van omstreeks 1740, waarop de grens van het stroomgebied van de Leerinkbeek is aangegeven (-----)  
Map of about 1740 in which the watershed line of the Leerinkbeek area has been indicated (-----)

overtollige water beneden een stuw in de Berkel kon worden geloosd. De duiker is berekend op een afvoer van ongeveer 3 à 4 m<sup>3</sup>/sec, of wel 0,7 l/sec.ha. Na 1928 is in het gebied incidenteel de afwateringstoestand nog op verschillende plaatsen verbeterd. Vooral in de jaren 1930 - 1940 zijn vele plannen uitgevoerd. Zo is omstreeks 1936 de benedenloop van de Leerinkbeek verdiept en beter in kaden gelegd, waardoor de afvoercapaciteit van dit deel op ongeveer 1,1 l/sec.ha is gebracht. Overigens is over de normen, die bij de plannen in deze periode zijn aangehouden, weinig bekend. Een ingrijpende verandering heeft voor het zuidwestelijke deel van het gebied plaats gevonden in de jaren 1950 - 1956. In deze jaren is de ruilverkaveling Beltrum uitgevoerd; hierbij is een afvoernorm van ongeveer 1,2 l/sec.ha aangehouden bij een drooglegging van 50 à 70 cm. De benedenstroomse leidinggedeelten zijn bij deze ruilverkaveling echter niet verbeterd, zodat een algehele verbetering van de waterstaatkundige toestand niet is bereikt. De intensivering van het afwateringssysteem in de loop der jaren blijkt duidelijk uit de kaarten van de bijlagen 5, 6 en 7. Een geheel bevredigende waterstaatkundige toestand wordt naar verwachting echter pas verkregen na het gereed komen van de verbeteringswerken, die in de periode 1966 - 1968 zijn uitgevoerd. Hierbij is voor enkele delen van het gebied de afwateringsrichting gewijzigd en sommige delen lozen het overtollige water in het geheel niet meer op de Leerinkbeek, maar direct op de Berkel en op de Ramsbeek. Ook zijn bij de recente verbeteringswerken verschillende kunstwerken, zoals klepstuwen en bodemvallen, geplaatst. Deze maken een betere regulering en peilhandhaving mogelijk, vooral omdat tevens de waterinlaatmogelijkheden zijn vergroot. De afvoernormen waarvan men is uitgegaan variëren voor de verschillende delen vrij sterk. De maatgevende afvoer die is aangehouden loopt uiteen van 1,0 - 1,7 l/sec.ha, waarvan is berekend, dat deze gemiddeld een maal per jaar zal worden overschreden. Verder is een gemiddelde drooglegging van 0,6 m aangehouden, een wandruwheid van 30 - 35 m<sup>1/2</sup>/sec en een maximale stroomsnelheid van 0,5 m/sec. De gehanteerde normen komen er op neer, dat gemiddeld genomen het dubbele van de maatgevende afvoer, zonder drooglegging, nog juist kan worden afgevoerd.

## 2.2. FYSIOGRAFISCHE BESCHRIJVING

Zoals reeds is opgemerkt, maakt het 5200 ha grote Leerinkgebied deel uit van het stroomgebied van de Berkel. De belangrijkste leidingen zijn, naast de Leerinkbeek, in de bovenloop Hupselse Beek geheten, de Veenslatsgoot, de Oude Leerinkbeek, de Hieminkbeek en het Haarlose kanaal. De hoogteligging van het gebied varieert van ongeveer 15 m + N.A.P. nabij Borculo, tot 34 m + N.A.P. in het bovenstroomse

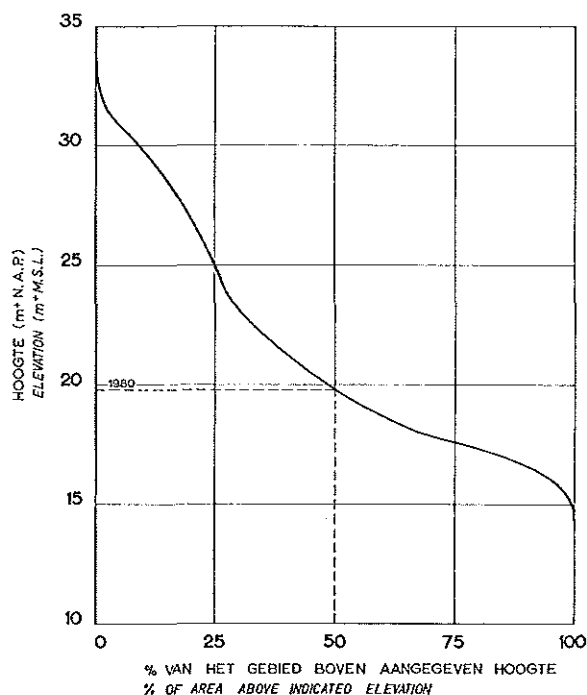


Fig. 2.2. Percentage van het Leerinkbeekgebied boven een bepaalde hoogte  
Hypsometric curve of the Leerinkbeek area (MSL = Mean Sea Level)

deel van het gebied (bijlage 8). De gemiddelde hoogteligging bedraagt ongeveer 19,80 m + N.A.P. (fig. 2.2). Uit de hoogtekaart komt duidelijk naar voren, dat de terreinhelling sterk varieert. In het oostelijk gebiedsdeel komen vrij sterke terreinhellingen voor; de gemiddelde terreinhelling bedraagt hier ongeveer 5 ‰. Het westelijke deel van het gebied helt veel minder sterk en heeft een gemiddelde helling van 2 ‰. Het verschil in helling blijkt ook duidelijk uit het lengteprofiel van de Leerinkbeek en Hupselse Beek (fig. 2.3). Deze leiding heeft in het benedenstroomse-, middelste- en bovenstroomse deel een gemiddelde helling van resp. 0,35, 0,85 en 2,2 ‰. Het gebied bestaat overwegend uit humuspodzolgronden, kalkloze zandeerdgronden en enkeerdgronden (de oude zandbouwlanden). Alleen langs de Berkel en in het zuidwesten van het gebied treft men kleine oppervlakten met beekklei aan. De humushoudende bovengrond is in de meeste gevallen vrij dun (0,20 - 0,30 m). Bij de enkeerdgronden varieert de dikte van 0,50 - 1,20 m. Het humusgehalte van de humuspodzol- en zandeerdgronden bedraagt in de bovenlaag 3 - 7 %, terwijl dit op de enkeerdgronden schommelt tussen 4 en 12 %. In deelrapport 4 wordt uitvoerig op de bodemgesteldheid van het gebied ingegaan, terwijl in bijlage 12 een gedetailleerde bodemkaart is opgenomen.

Uit de cultuurkaart (bijlage 7) blijkt, dat het grootste deel van de grond (65 %) in gebruik is als grasland. Op ongeveer 30 % van de oppervlakte vindt

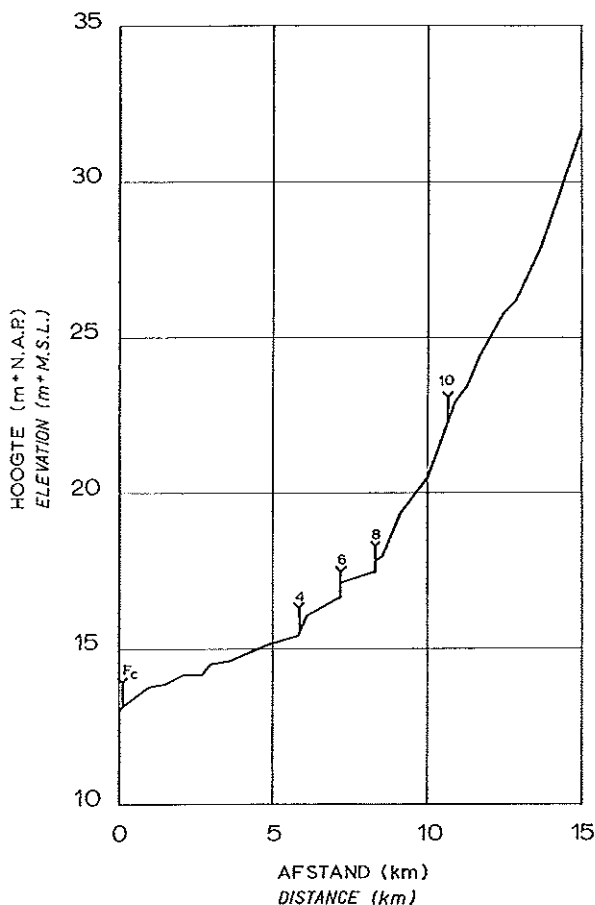


Fig. 2.3. Lengteprofiel van de Leerinkbeek (van west naar oost), waarin de plaatsen van de meetstuwens F<sub>c</sub>, 4, 6, 8 en 10 zijn aangegeven  
*Longitudinal section of the river Leerinkbeek (from West to East) in which the locations of the measuring sites F<sub>c</sub>, 4, 6, 8 and 10 have been indicated*

akkerbouw plaats, zodat slechts 5 % overblijft voor woeste grond en bos. Het grasland treft men overwegend in de natte delen aan, bijvoorbeeld langs de beekjes, maar ook in het hoog gelegen oostelijk gebiedsdeel. De percelen met diepe grondwaterstanden zijn als bouwland in gebruik. De granen vormen het voornaamste akkerbouwgewas en beslaan 90 % van het totale bouwland areaal. In overeenstemming met het grondgebruik treft men in dit gebied vrijwel uitsluitend gemengde bedrijven aan. De bedrijfsgrootte is klein en bedraagt gemiddeld 8,6 ha.

Zowel op grond van de terreinhelling als in geo-hydrologisch opzicht kunnen twee verschillende delen worden onderscheiden. Het bovenstroomse deel (globaal genomen het gebied ten oosten van de weg Groenlo-Eibergen) heeft een dun watervoerend pakket (2 - 6 m), dat rust op een ondoorlatende basislaag van tertiaire klei. In het benedenstroomse gebiedsdeel komt de ondoorlatende basis op een veel grotere diepte voor en de dikte van het watervoerend pakket varieert hier van 20 tot 40 m (fig. 2.4). Wel treft

men hier vaak op verschillende diepten slecht doorlatende lagen aan, die meestal echter geen grote uitgestrektheid hebben. De doorlatendheid van het zandpakket varieert verder vrij sterk; plaatselijk is het zand vrij fijn en lemig, maar elders grof en grintrijk. De kaarten, opgenomen in de bijlagen 10 en 11, weerspiegelen duidelijk de bovengenoemde punten. Deze kaarten, alsmede de andere geo-hydrologische aspecten, worden uitvoerig in deelrapport 3 besproken. Door de ongelijke hoogteligging van het terrein verschillen de grondwaterdiepten vrij sterk. De gemiddelde grondwaterdiepte ligt op de laag gelegen percelen tussen 0,30 - 0,45 m in de winter en tussen 0,50 - 0,75 m in de zomer. Voor de hoger gelegen gronden bedragen deze diepten 0,85 - 1,20 m in de winter en 1,15 - 1,50 m in de zomer (bijlagen 13 en 14).

Als gevolg van de geologische profielopbouw en de geringe grondwaterdiepte is het bergend vermogen in het bovenstroomse gebiedsdeel klein, terwijl dit in het midden- en benedenstroomse deel aanzienlijk groter is. Dit verschil in bergend vermogen, gecombineerd met het verschil in terreinhelling, heeft, zoals later zal blijken, grote invloed op verschillende hydrologische processen. Voorts moet nog een opmerking worden gemaakt over de kunstmatige wateraan- en afvoermogelijkheden. In het midden van het gebied bevindt zich een pompstation voor de drinkwatervoorziening.

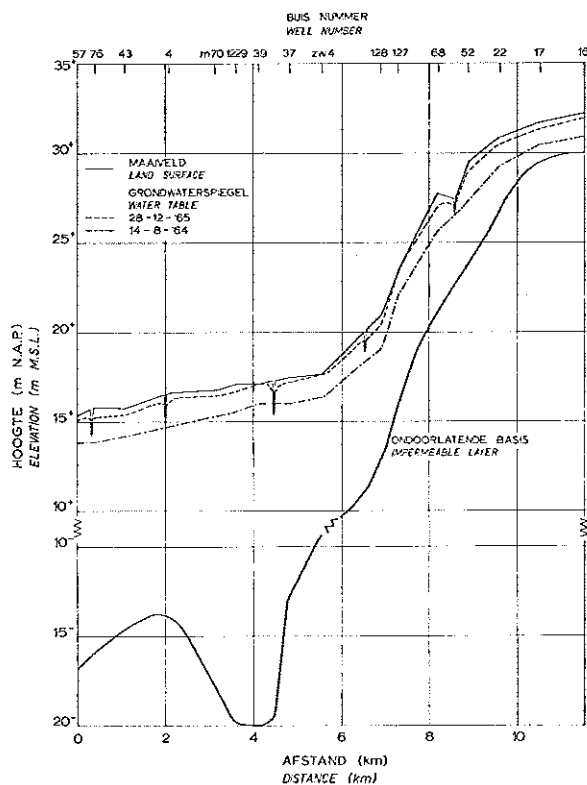


Fig. 2.4. Dwarsdoorsnede van het Leerinkbeekgebied (van west naar oost)  
*Cross section of the Leerinkbeek area (from West to East)*

Dit station onttrekt gemiddeld  $1,5 \times 10^6 \text{ m}^3$  grondwater per jaar, dat grotendeels buiten het gebied wordt gebracht. Deze hoeveelheid is relatief gering als deze betrokken wordt op het gebied als geheel, maar de lokale invloeden van deze wateronttrekking kunnen niet worden verwaarloosd.

Verder kan op een tweetal plaatsen vanuit de Berkel water worden ingelaten. Dit water wordt hoofdzakelijk benut voor veedrenking, maar speelt kwantitatief geen rol.

Dit geldt ook voor de hoeveelheden afvalwater, die door een tweetal zuivelfabrieken van buiten het gebied op het leidingsstelsel van het Leerinkbeekgebied worden geloosd.

### 3. DE DOELSTELLING EN UITVOERING VAN HET ONDERZOEK

De doelstelling van het onderzoek in het Leerinkbeekgebied is in de eerste plaats geweest het vaststellen van de waterbehoefte van de landbouwgronden. Voor het bepalen van de werkelijk opgetreden verdamping is onder andere de waterbalansmethode (deelrapport 11) gevolgd. De werkelijk opgetreden verdamping ( $E_w$ ) is hierbij uit de andere waterbalans termen berekend. Door de verdamping ( $E_w$ ) met de potentiële verdamping ( $E_p$ ) te vergelijken, wordt een goede indruk van de opgetreden watertekorten verkregen. Om de actuele verdamping te bepalen zijn verder nog een tweetal andere berekeningstechnieken gevolgd. Zo geeft BLOEMEN in deelrapport 9 aan, hoe dit gegeven uit de relatie tussen grondwaterdiepte en netto neerslag kan worden bepaald. MAKKINK (deelrapport 10) volgt de methode van de dynamische digitale imitatie en bepaalt door het opstellen van een soort waterboekhouding, de verdamping en een aantal andere factoren. Ook is aandacht besteed aan de resultaten, die van een evenuttele kunstmatige wateraanvoer en een betere ontwatering mogen worden verwacht.

Aan de hand van de gegevens van het COLN-onderzoek en de globale bodemkundige informatie kon tevoren reeds worden vastgesteld, dat de kans op verdroging zeker niet in het gehele gebied even groot is. Om de watertekorten beter te kunnen lokaliseren, is het gebied onderverdeeld in een aantal deelgebiedjes. Hierdoor zijn onderzoekgebiedjes verkregen, die wat betreft terreinhelling en geo-hydrologische eigenschappen homogener zijn.

In de loop van de tijd hebben de algemene aspecten van het onderzoek meer aandacht gekregen. Steeds duidelijker komt naar voren, dat de landbouwwaterhuishouding niet los kan worden gezien van de algemene waterhuishoudkundige problematiek en dat een geïntegreerde aanpak noodzakelijk is. Daarom ook is niet alleen aandacht besteed aan het optreden van de

lage afvoeren, maar zijn ook de hoogste afvoertoppen bestudeerd en is de relatie tussen neerslag, bergend vermogen en afvoer nagegaan. Voorts is aandacht geschonken aan de invloed van de grondwateronttrekking ten behoeve van de drinkwatervoorziening. Ook de frequentie van verschillende hydrologische grootheden is bekeken. Tenslotte zijn enkele, meer hydraulische, aspecten in ogenschouw genomen.

Het spreekt vanzelf, dat bij het opstellen van een meetprogramma en het inrichten van het meetpuntennet voor een dergelijk proefgebied-onderzoek met een groot aantal factoren rekening moet worden gehouden, zoals:

- de doelstellingen van het onderzoek;
- de gewenste meetnauwkeurigheid;
- de topografische en geo-hydrologische gesteldheid van het onderzoekgebied;
- de beschikbare financiën;
- de technische aspecten wat betreft mankracht, beschikbare meetapparatuur en de mogelijkheid tot mechanische verwerking van de gegevens;
- de tijdsduur, die voor het onderzoek beschikbaar is.

Het Leerinkbeekgebied is in een vijftal stroomgebiedjes onderverdeeld, waarvan een drietal nog weer verder is opgesplitst. Bijna in elk van deze gebieden zijn afvoer-, neerslag-, grondwaterstand- en bodemvochtmetingen uitgevoerd, zodat bijvoorbeeld aparte waterbalansonderzoekingen mogelijk zijn. Deze detaillering heeft een vrij dicht meetpuntennet tot gevolg gehad. Het grote aantal waarnemingspunten heeft er weer toe geleid, dat aan de verwerking van de gegevens grote aandacht moest worden besteed. Vele waarnemingen zijn met behulp van registrerende apparatuur opgetekend en de verwerking van de basisgegevens is zoveel mogelijk door middel van een computer geschied. De sterke mechanisatie van de waarnemingen is noodzakelijk geweest, omdat het verrichten van frequente waarnemingen op andere wijze moeilijk te realiseren zou zijn geweest. Eigen personeel is namelijk niet in het onderzoekgebied gestationeerd geweest. De verwisseling van de registratiestroken en de 14-daagse opname van 200 grondwaterpeilbuizen is door personeel van het waterschap en de provinciale waterstaat geschied. Daarnaast is voor het verrichten van dagelijkse waarnemingen veelvuldig een beroep gedaan op de lokale bevolking. Dit geldt in de eerste plaats voor het aftappen van de dagelijkse neerslaghoeveelheid, alsmede voor het periodiek opnemen van beekpeilen en grondwaterstanden. De afvoer- en bodemvochtmetingen zijn door de Dienst voor de waterhuishouding van de Rijkswaterstaat verricht. Ook het onderhoud van de meeste registratie-apparatuur is in handen van deze dienst.

In vele gevallen was het niet bekend welke meetapparatuur het best gebruikt kon worden. Daarom

Tabel 2.1. Gegevens van de belangrijkste meetpunten in het Leerinkbeekgebied

Afvoer/Discharge				Verdamping/Evaporation					
Meetpunt		Type meter	Waarnemings-		Meetpunt		Type meter	Waarnemings-	
no.	aantal		frequentie	periode	aantal		frequentie	periode	
Fc	—		1 x daags	1/ 3-50 t/m 31/ 3-66	2	ingegraven pan	1 x daags	1/8-63 t/m heden	
Fc		Rehbock	continu	1/ 8-60 t/m 31/ 3-66					
1		Cipolletti/Thomson	2 x daags	1/ 7-61 t/m 31/12-65		Grondwaterstand/ <i>Groundwater level</i>			
2		Cipolletti/Thomson	2 x daags	1/ 6-61 t/m 31/12-65					
3		Cipolletti/Thomson	continu	1/ 6-61 t/m 31/12-65	5	peilbuis	2 x p. maand	1/ 8-52 t/m heden	
5		Cipolletti/Thomson	continu	1/ 7-61 t/m 31/ 3-63	8	peilbuis	2 x p. maand	1/ 8-54 t/m 31/10-59	
6		schuifstuw	continu	1/ 6-61 t/m 31/12-65				1/ 8-63 t/m 31/12-65	
7		Cipolletti/Thomson	continu	1/ 7-61 t/m 31/12-65	40	peilbuis	2 x p. maand	1/ 7-57 t/m 31/12-66	
8		3 x Thomson	continu	1/ 5-64 t/m 31/12-65	100	peilbuis	4 x p. maand	1/12-52 t/m 31/ 8-56	
10		Parshall flume/Thomson	continu	1/ 5-62 t/m 31/ 6-67	25	diepe peilbuis	2 x p. maand	1/ 8-60 t/m heden	
11		Cipolletti/Thomson	continu	1/ 5-63 t/m 31/12-65	+ 25	ondiepe peilbuis			
12		H-flume	continu	1/ 7-63 t/m 30/ 6-67	5	diepe peilbuis	2 x p. maand	1/ 8-60 t/m 31/12-65	
13		H-flume	continu	1/ 3-64 t/m 30/ 6-67	+ 100	ondiepe peilbuis			
14		H-flume	continu	1/ 3-64 t/m heden	1	peilbuis	1 x p. dag	1/ 9-62 t/m heden	
		Beekpeil/ <i>Water level</i>			10	diepe peilbuis	2 x p. maand	1/ 8-63 t/m 31/12-65	
	10	peilschrijver	continu	—	+ 85	ondiepe peilbuis			
	20	vaste peilschaal	2 x p. maand	1/ 8-60 t/m 31/12-65	2	peilbuis	1 x p. week	1/ 6-64 t/m heden	
	10	vaste peilschaal	2 x p. maand	1/ 4-64 t/m 31/12-65	1	peilschrijver	continu	1/ 8-62 t/m heden	
					1	peilschrijver	continu	1/ 7-64 t/m heden	
					1	peilschrijver	continu	1/ 1-64 t/m 31/ 3-67	
		Neerslag/ <i>Precipitation</i>				Bodemvocht/ <i>Soil moisture</i>			
	1	standaard regenmeter	1 x daags	1/10-54 t/m heden	4	neutronen bron	2 x p. maand	1/12-60 t/m heden	
	1	pluviograaf	continu	1/10-54 t/m heden	6	neutronen bron	2 x p. maand	1/12-60 t/m 31/12-65	
	2	pluviograaf	continu	1/11-60 t/m heden	8	neutronen bron	2 x p. maand	1/ 4-64 t/m 31/12-65	
	2	pluviograaf	continu	1/ 8-63 t/m heden					
	5	standaard regenmeter	1 x daags	1/ 3-64 t/m heden					
no.	number(n)	Type of instrument	frequency	period	number(n)	Type of instrument	frequency	period	
Gauging site				Observation	Gauging site				
Gauging site				Observation	Gauging site				

Table 2.1. Some data of the main gauging sites in the Leerinkbeek area; (schuifstuw = movable weir; peilschrijver = recorder; vaste peilschaal = staff gauge; regenmeter = rain gauge; ingegraven pan = sunken pan; peilbuis = observation well; neutronen bron = neutron probe; daags = per day; maand = month; t/m = up to and including; heden = the present; diep = deep; ondiep = shallow)

zijn bijvoorbeeld diverse typen meetstuwten, peilschrijvers en regenmeters beproefd en is ook nieuwe meetapparatuur ontwikkeld. In de deelrapporten zal daarom in ruime mate aandacht worden besteed aan de instrumentatie en aan de verwerking van de gegevens.

#### 4. VERZAMELDE GEGEVENS

Zoals uit de overzichtskaart (bijlage 9) en uit de beschrijving van de meetpunten (tabel 2.1) blijkt, zijn in totaal 12 meetstuwten gebouwd en is één reeds bestaande landbouwstuw als afvoermeeptpunt benut. Deze stuw is geijkt en de bovenwaterstand wordt door een peilschrijver continu geregistreerd.

Met het verrichten van waarnemingen is niet op alle meetpunten gelijktijdig begonnen. Het meetpuntent is in de loop van de tijd aanzienlijk verdicht. In de beschrijving van het net van meetpunten (tabel 2.1) is steeds de juiste waarnemingsperiode vermeld. Zoals blijkt, is met de beekpeilwaarnemingen en de periodieke afvoermetingen bij het meetpunt  $F_c$  reeds begin 1950 gestart. In tabel 2.1 is tevens vermeld met welk type meetstuw de metingen zijn verricht. Bij een tiental stuwten heeft de waterstandsregistratie mechanisch plaats gevonden, terwijl bij een tweetal stuwten het boven- en benedenpeil tweemaal per dag is waargenomen. Een deel van de gebruikte meetstuwten is in het Waterloopkundig Laboratorium te Delft geijkt en een ander deel in het Hydraulica Laboratorium te Wageningen.

Behalve de beekpeilregistratie bij de meetstuwten zijn bovendien nog een maal per 14 dagen aanvullende beekpeilwaarnemingen verricht aan 40 vaste peilschalen.

Het aantal regenstations is tijdens het onderzoek sterk uitgebreid. Bij het begin van het onderzoek in 1960 waren 4 stations aanwezig, waarvan er 3 over een pluviograaf beschikten. Gedurende de laatste 3 jaar van de waarnemingsperiode stonden echter de gegevens van in totaal 16 regenstations ter beschikking; hiervan waren er 5 uitgerust met een registrerende meter.

Zoals in het begin van deze paragraaf is uiteengezet, is de verdamping onder meer berekend uit de andere waterbalanstermen. Directe of indirecte verdampingsmetingen zijn slechts in beperkte mate uitgevoerd. Op een tweetal stations zijn dagelijks metingen verricht aan ingegraven verdampingspannen. Aangezien de verdamping niet volgens de methode PENMAN is berekend, zijn geen stralings- en vochtigheidsmetingen verricht. Penman-cijfers (maand-totalen) zijn wel beschikbaar voor het K.N.M.I.-station Winterswijk, dat op een afstand van ongeveer 10 km van het Leerinkbeekgebied is gelegen. Ook zijn op een tweetal stations temperatuur- en windsnelheidsmetingen verricht, echter niet ten behoeve van de verdampingsberekeningen. Het net van grondwater-

standspeilbuizen is tijdens het onderzoek regelmatig uitgebreid, vooral om de waterscheidingen van de deelgebiedjes voldoende nauwkeurig te kunnen vaststellen. Van een drietal peilbuizen zijn de gegevens beschikbaar vanaf 1952 en de metingen hierin worden nog steeds voortgezet. De lengte van de buizen bedraagt gemiddeld ongeveer 2,5 m; op een veertigtal plaatsen is de grondwaterstand tevens op een veel grotere diepte (20 - 40 m) gepeild. Bovendien zijn op een drietal plaatsen door peilschrijvers de fluctuaties van het freatisch niveau continu geregistreerd. Deze peilschrijvers zijn resp. geplaatst op een laag, middelhoog en hoog gelegen perceel.

Bodemvochtmetingen zijn aanvankelijk op een tiental plaatsen verricht, te weten op 3 bouwland- en 7 graslandpercelen. In 1964 zijn 8 punten aan het meetnet toegevoegd, namelijk 2 in bouwland, 5 in grasland en 1 in een bosperceel. De metingen zijn een maal per 14 dagen met nucleaire meetapparatuur verricht. De meetdiepte varieert van 1,80 - 3,20 m beneden maaiveld.

Naast de continue en periodieke meting van de hydro-meteorologische grootheden zijn nog vele andere waarnemingen verricht. Zo is door de Stiboka een kartering uitgevoerd voor het samenstellen van de bodem- en grondwatertrappenkaarten. Voor het geohydrologisch onderzoek zijn gegevens verzameld door het I.C.W., terwijl door de Werkgroep Geo-elektrisch Onderzoek T.N.O. geo-elektrische metingen zijn verricht. Door het Laboratorium voor Grond- en Gewasonderzoek zijn voor 12 punten, waar ook bodemvochtmetingen zijn uitgevoerd, de  $pF$ -waarden bepaald. Voor dezelfde punten is ook het humusgehalte en de granulaire samenstelling bepaald. Door het I.C.W. is geënquêteerd voor het onderzoek naar de relatie tussen de waterhuishouding en de productiviteit van de grond. Voor het onderzoek naar het bedrijfs-economisch-effect van een verbeterde waterbeheersing zijn de hiervoor genoemde gegevens van het I.C.W. gebruikt, alsmede gegevens van het Proefstation voor de Akker- en Weidebouw en de Landbouwvoorlichting.

Bij het begin van het onderzoek in 1960 waren, zoals al eerder is opgemerkt, een gedetailleerde hoogtekaart en de opmetingen van de dwars- en lengteprofielen van de belangrijkste leidingen reeds aanwezig. Wel zijn nog opnamen verricht voor het samenstellen van een cultuurkaart.

Tot slot moet worden opgemerkt, dat de verzamelde basisgegevens zoveel mogelijk centraal zijn opgeslagen. Zo zijn alle grondwaterstandsgegevens bij het Archief voor Grondwaterstanden T.N.O. vastgelegd, terwijl de afvoer-, beekpeil-, regen- en bodemvocht-cijfers bij de Dienst voor de Waterhuishouding van de Rijkswaterstaat zijn te vinden. Al deze cijfers zijn voor derden toegankelijk en kunnen tevens voor allerlei andere onderzoeken worden gebruikt.

# Hydrogeologie van het stroomgebied van de Leerinkbeek

*N. A. de Ridder*

## 1. INLEIDING

Voor het bepalen van de richting en intensiteit van grondwaterstromingen zijn gedetailleerde hydrologische gegevens noodzakelijk. In het stroomgebied van de Leerinkbeek zijn deze gegevens verzameld uit diepe pulsboringen, waarvan de meeste als peilput zijn ingericht door één of twee peilfilters in de grofzandige lagen te plaatsen. Aanvankelijk zijn, regelmatig door het gebied verspreid, 19 pulsboringen (M 56 t/m M 74) uitgevoerd (fig. 3.1). In een later stadium zijn nog 35 ondiepe handboringen (M 102 t/m M 137) in het oostelijke deel van het gebied gemaakt ter nadere verkenning van een geulstructuur. Tenslotte zijn als aanvulling op het bestaande boornet nog 2 diepe pulsboringen (M 189 en M 192) in het westelijke deel van het gebied uitgevoerd. Daarnaast is gebruik gemaakt van gegevens uit vele oudere boringen die aanwezig zijn in het archief van de Geologische Dienst en uit enige recente boringen bij Haarlo, die door de Waterleiding Oostelijk Gelderland voor grondwaterexploratie zijn uitgevoerd. Al deze boringen zijn op de overzichtskaart van fig. 3.1 weergegeven.

De grondmonsters uit de speciaal voor dit onderzoek gemaakte pulsboringen zijn in het laboratorium gedetailleerd onderzocht, waarbij de korrelgrootte zo nauwkeurig mogelijk is geschat. Ter controle op deze schattingen zijn van de monsters uit de boringen M 56, M 58, M 61, M 64, M 67, M 71 en M 74 korrelgrootte analyses gemaakt. Voor een geologische interpretatie van de aangeboorde afzettingen zijn van vele monsters zware mineralen analyses verricht.

Met behulp van de geschatte en in het laboratorium bepaalde korrelgrootteverdeling was het mogelijk een globale berekening van het doorlatend vermogen van de watervoerende lagen te maken. Voor de oudere boringen uit het archief is deze formatieconstante uit de boorstaten afgeleid. In eerste instantie geven dergelijke berekeningen een indruk van de orde van grootte van het doorlatend vermogen, maar de resultaten zijn uiteraard niet nauwkeurig. Ter controle op de aldus bepaalde bodemconstante is daarom ter plaatse van boring M 74 een pompproef gehouden.

In het oostelijke deel van het gebied, waar slechts een dunne watervoerende laag aanwezig is, is op vier plaatsen nabij de boringen M 56 en M 57 het doorlatend vermogen door middel van pompproeven en met behulp van de boorgatenmethode bepaald. Ten slotte stonden nog de gegevens van een pompproef ter beschikking die in 1931 ten behoeve van het pompstation „Olden Eibergen” is gehouden.

Na het gereedkomen van de peilputten zijn alle filters doorgepompt waarna een watermonster is genomen dat op chemische samenstelling is onderzocht.

In dit deelrapport zal nader worden ingegaan op de hydrogeologische gegevens die zijn verzameld in verband met het onderzoek naar het grondwaterregime in het stroomgebied van de Leerinkbeek.

## 2. GEOLOGISCH OVERZICHT

In het stroomgebied van de Leerinkbeek kunnen twee landschapstypen worden onderscheiden, namelijk het grondmorenelandschap in het oosten en het dekzandlandschap (laagterras bedekt door dekzand) in het westen. De begrenzing van beide landschappen verloopt ongeveer volgens de lijn Groenlo - Eibergen.

De gemiddelde terreinhoogte varieert van 32 à 34 m + N.A.P. in het zuidoosten tot 15 à 17 m + N.A.P. in het noordwesten van het gebied. Beide landschappen kenmerken zich door een microrelief dat wordt veroorzaakt door dekzandruggen en lage beekdalen. Opmerkelijk is verder de min of meer steile helling waarmee het grondmorenelandschap in het dekzandlandschap overgaat.

De ondergrond van het stroomgebied van de Leerinkbeek is opgebouwd uit afzettingen van zeer verschillende ouderdom en ontstaanswijze. Geologische formaties van Tertiaire ouderdom en in een marien milieu afgezet, komen onder het gehele gebied voor, echter op zeer verschillende diepten. Zij worden bedekt door Kwartaire, i.c. Pleistocene afzettingen afkomstig van de Rijn en van uit het oosten komende smeltwaterbeken uit de ijstijd. In dit rapport zullen afzettingen ouder dan Tertiair buiten beschouwing blijven.

## 2.1. DE TERTIAIRE AFZETTINGEN

### 2.1.1. *Midden Oligoceen*

In het Tertiair maakte Nederland deel uit van dalingsbekkens die zich tot in Noord-Duitsland en in België en Engeland uitstrekten. In de zee, die deze bekkens binnendrong, werden dikke lagen sedimenten afgezet. Vooral in het oudere Tertiair overwegen zware kleien en glauconietzanden, maar in het jongere Tertiair wordt de mariene sedimentatie geleidelijk door een fluviatiele verdrongen.

In het Midden Oligoceen zette een belangrijke transgressie in die vrijwel geheel Nederland bedekte. De kustlijn van deze zee lag even ten oosten van de rijksgrens op Duits gebied. Het stroomgebied van de Leerinkbeek ligt dan ook nog geheel binnen het gebied dat door de Oligocene zee werd overspoeld. Afzettingen uit het Midden Oligoceen komen overal in de ondergrond van het gebied voor, hoewel, door het ontbreken van voldoende diepe boringen, hun aanwezigheid slechts op enkele plaatsen is aangetoond. Dit is onder andere het geval in boring 34 G 57 bij het grenskantoor in de omgeving van het Zwilbroek, waar op 14,50 m beneden maaiveld donkergrijze meest vette, deels fijnzandige klei is aangetroffen behorende tot het Midden Oligoceen. Op 38 m diepte was deze klei, ook wel septariënklei genoemd, nog niet doorboord. In de omgeving van Rekken ligt deze klei, die zich in een zeer uniforme faciës door het gehele land laat vervolgen, zelfs aan of zeer dicht onder de oppervlakte. De bovenzijde van deze zeer slecht doorlatende kleilaag duikt in westelijke richting snel naar grote diepten weg. In geen der in de westelijke helft van het gebied gelegen 50 m diepe boringen is deze klei bereikt.

### 2.1.2. *Midden Mioceen*

Gedurende het Mioceen had de zee over het algemeen een wat geringere uitbreiding dan tijdens het Oligoceen. Toch trad in het Midden Mioceen een transgressie op waarbij het grootste deel van Nederland opnieuw door een ondiepe zee werd bedekt. Hierin kwamen sedimenten van verschillende korrelgrootte tot afzetting, namelijk aan het begin meer zandige, tegen het einde toen de zee zijn grootste uitbreiding bezat, meer kleiige sedimenten. De kustlijn lag dicht bij de rijksgrens op Duits gebied. Het stroomgebied van de Leerinkbeek werd ook in die tijd geheel door de zee bedekt, zoals uit talrijke boorgegevens valt af te leiden.

In de oostelijke helft van het gebied liggen afzettingen van het Midden Mioceen op geringe diepte en in het grensgebied zelfs bijna aan de oppervlakte. Zij bestaan uit slibrijke middelfijne glauconietzanden en grijsgroene fijnzandige tot vette kleien, waarvan het gehalte afslibbare delen ( $< 16 \mu$ ) van 45 tot 65 % varieert. De zanden blijken over het algemeen een

vrij uniforme korrelgrootte verdeling te bezitten.

De bovenzijde van het Mioceen helt van oost naar west en wel van 25 à 30 m + N.A.P. tot 15 à 30 m — N.A.P. Gedurende het Pleistoceen trad in verschillende perioden een sterke erosie op, die de Miocene afzettingen plaatselijk voor een deel opruimde. Deze erosie is er de oorzaak van dat de helling van het Miocene oppervlak niet geleidelijk verloopt, maar soms met vrij grote sprongen. Een dergelijke vrij steile helling in de bovenzijde van het Mioceen komt ongeveer langs de lijn Groenlo - Eibergen voor.

Over de dikte van de Miocene afzettingen is weinig bekend, maar in oostelijke richting neemt deze geleidelijk af tot enige meters.

### 2.1.3. *Pliocene*

Tegen het einde van het Mioceen trok de zee zich geleidelijk uit deze streken terug. In het daarop volgende Pliocene vond nog wel mariene sedimentatie plaats, maar deze werd toch al spoedig door sedimentatie uit rivieren verdrongen.

In het Leerinkbeekgebied zijn tot nog toe maar weinig afzettingen van Pliocene ouderdom aangetoond. Slechts in enkele boringen in het uiterste westen gelegen zijn aanwijzingen verkregen dat hier enige resten van fluviatiele Pliocene afzettingen bewaard zijn gebleven, onder andere in boring 34 D 93. Het materiaal bestaat hier uit sterk slibhoudende fijne zanden, die een grijze tint hebben en veen- en houtresten bevatten.

## 2.2. DE PLEISTOCENE AFZETTINGEN

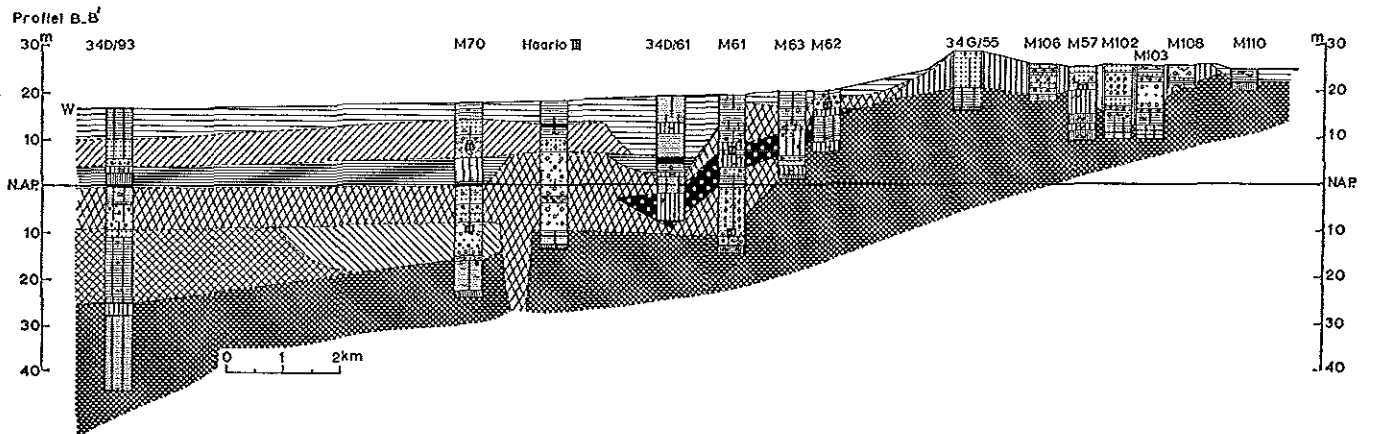
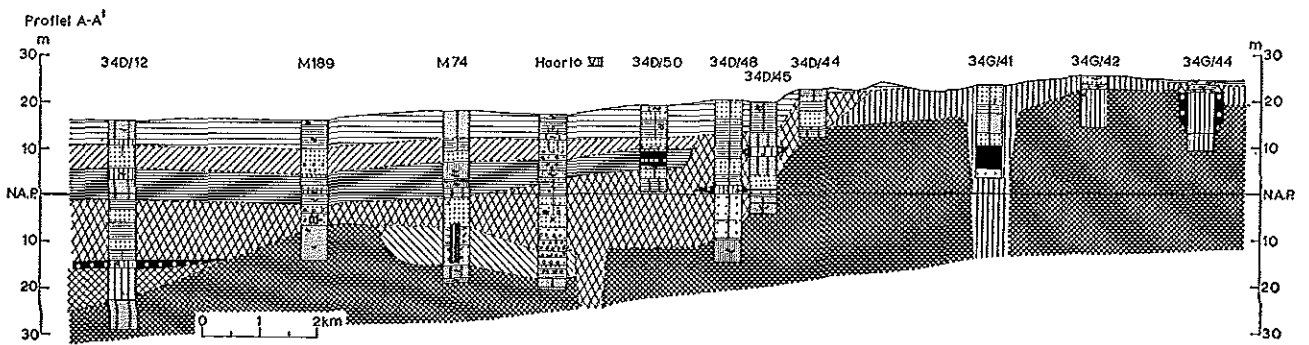
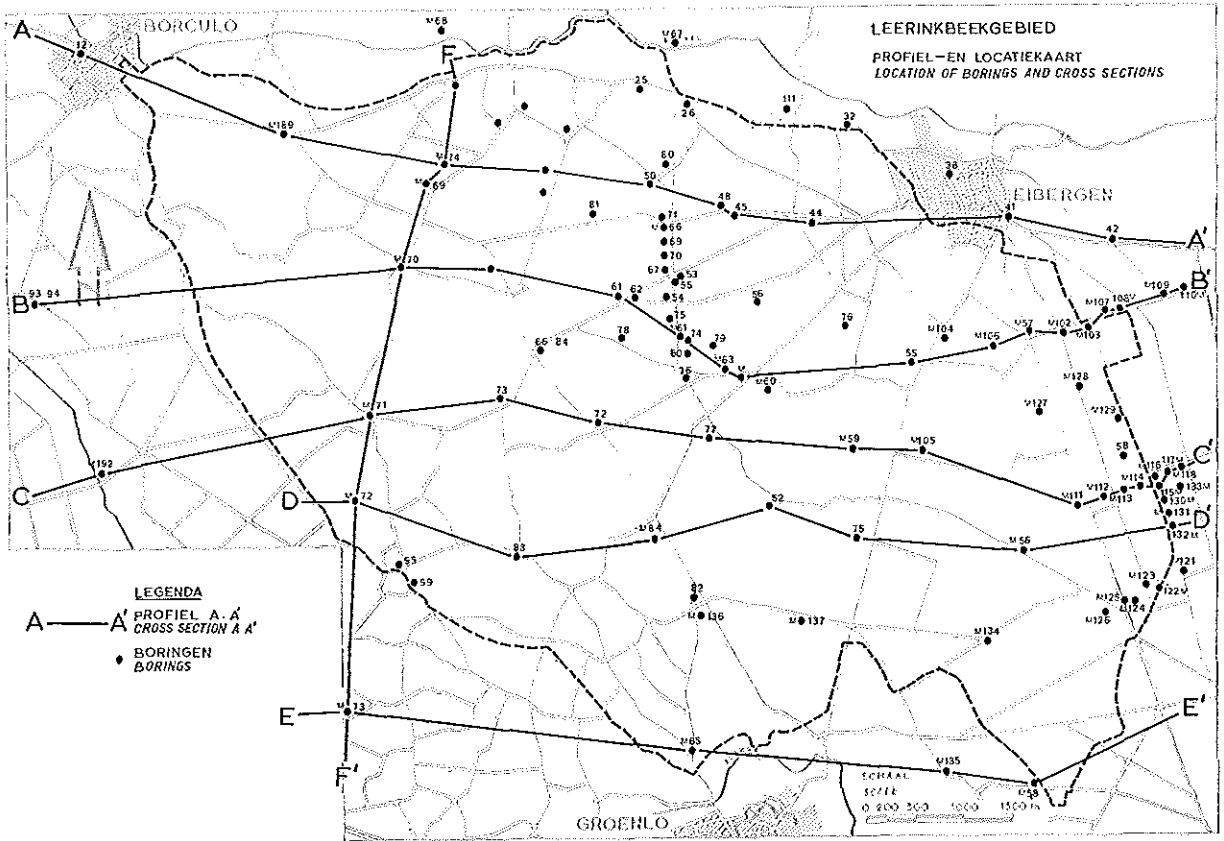
### 2.2.1. *Formatie van Sterksel-Enschede*

Tegen het einde van het Pliocene trok de zee zich voorgoed uit deze streken terug en vanaf dit moment zijn het uitsluitend rivieren en landijs die aan de opbouw en afbraak van het gebied bijdragen. Weliswaar drong de zee in het begin van het Pleistoceen nog eenmaal een eindweegs de Achterhoek binnen, maar bereikte het stroomgebied van de Leerinkbeek niet.

Het is opvallend dat, voor zover uit de beschikbare boringen is af te leiden, geen afzettingen uit het Oud Pleistoceen in dit gebied aanwezig zijn. De oudste Pleistocene afzettingen dateren uit het Midden Pleistoceen en behoren tot de formatie van Sterksel-Enschede. Deze formatie bestaat overwegend uit sedimenten van de Rijn met een meer of minder duidelijke bijmenging van oostelijk materiaal. Dit volgt uit de mineralogische samenstelling van de zanden, die gekenmerkt wordt door de typische Rijn associatie granaat, epidoot, saussuriet-alteriet, hoornblend, met soms een niet onbelangrijk percentage metamorfe mineralen, toermalijn en topaas (fig. 3.2). Laatstgenoemde mineralen zijn vooral in het noordoosten van het gebied duidelijk aangetoond.

De formatie van Sterksel-Enschede komt vrijwel





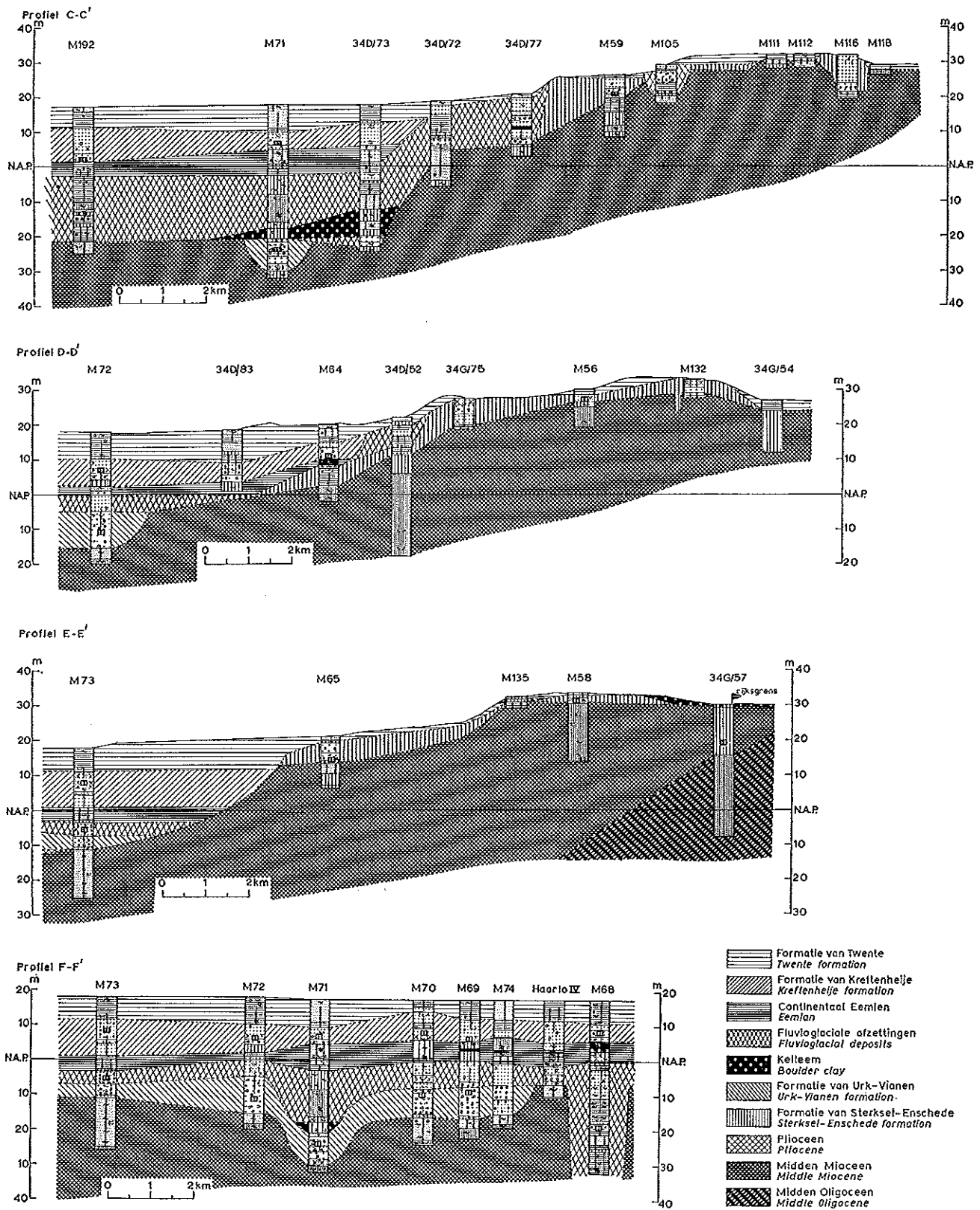


Fig. 3.1. Boorlocatie- en profielenkaart, met geologische profielen  
 Map with location of borings and profiles, and geological sections

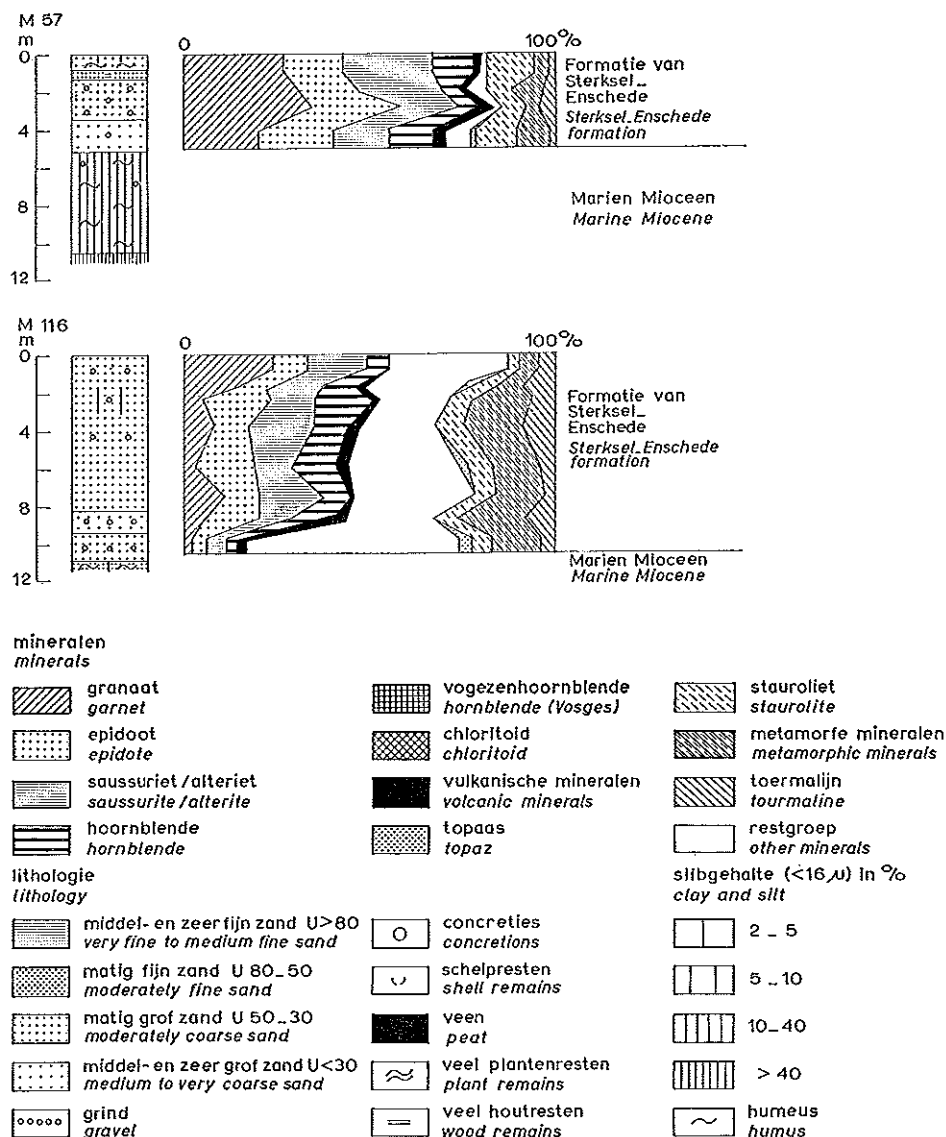


Fig. 3.2. Samenstelling der zware mineraalinhoud van de zandmonsters uit boring M 57 en M 116  
*Heavy mineral composition of the borings M 57 and M 116*

uitsluitend ten oosten van de lijn Groenlo-Eibergen voor, waar de verbreiding vrij algemeen is. De formatie ligt hier direct op het Mioceen en reikt op vele plaatsen tot aan de oppervlakte. De dikte wisselt van 0 tot circa 10 m. Het materiaal van deze formatie bestaat over het algemeen uit grijze matig grove en middelgrove zanden met soms veel fijn en grof grind.

Er zijn vermoedens dat vóór de sedimentatie van de formatie van Sterksel-Enschede het Mioceene terreinoppervlak door erosiegeulen versneden was. Een dergelijke geul bevond zich ter plaatse van de boringen M 124, M 116, 34 G 58, M 129, M 128, M 102, 34 G 41 en 34 G 36 in Eibergen. Zoals uit de samenstelling van de zware mineraalinhoud van de monsters uit boring M 116 blijkt, vertonen de zanden van de geulopvulling zulke duidelijke kenmerken van de formatie van Sterksel-Enschede, dat eerder aan afzettin-

gen van deze formatie dan aan fluvioglaciale afzettingen gedacht kan worden (fig. 3.2). In hoeverre dit vermoeden juist is, kan slechts door pollenanalytisch onderzoek van venen en kleien uit deze afzetting worden uitgemaakt.

### 2.2.2. Formatie van Urk-Vianen

Zoals reeds werd opgemerkt wordt het Pleistoceen gekenmerkt door sterk wisselende klimaatsomstandigheden met als gevolg veranderingen in de stand van de zeespiegel en in het regime van de rivieren. Periodes met diepe dalinsnijdingen wisselden af met periodes van dalopvulling en accumulatie.

In het Leerinkbeekgebied vond na de afzetting van de formatie van Sterksel-Enschede een diepe dalinsnijding plaats, waarbij in de westelijke helft van het gebied deze formatie vrijwel geheel werd opgeruimd.

Zelfs het aan de basis gelegen Mioceen werd ten dele weggeërodeerd. De oostelijke wand van dit erosiedal verliep ongeveer volgens de lijn Groenlo-Eibergen. Ten oosten van deze lijn bleef de formatie van Sterksel-Enschede bewaard en werd als gevolg van de dal-insnijding een terras, dat in zuidoostelijke richting zijn voortzetting vindt in het Hauptterrasse van de Benedenrijnse laagvlakte.

In een betrekkelijk smalle zone in het westelijk deel van het gebied, ongeveer ter plaatse van de boringen M 73, M 72, M 71, M 70 en M 74, zijn zandige Rijnzandingen gevonden, die echter in mineralogisch opzicht sterk verschillen van de eerder genoemde Rijnzanden van de formatie van Sterksel-Enschede. Het gehalte aan vulkanische mineralen, met name dat van augiet, is in deze zanden zeer hoog (fig. 3.3). Deze typische Rijnzanden zijn grof tot zeer grof en rijk aan grind. Zij lijken een betrekkelijk smalle erosiegeul, die in de Mioceene ondergrond is uitgegraven, op te vullen.

De ouderdom van deze augietrijke zanden is niet nauwkeurig aan te geven; zij kunnen zowel tot de formatie van Urk behoren als tot de formatie van Vianen, m.a.w. zij kunnen zijn afgezet in het Elsterien (Mindel glaciaal), het Holsteinien (Mindel-Riss

interglaciaal) of Saalien (Riss glaciaal). De betreffende zanden worden daarom voorlopig aangeduid met de naam formatie van Urk-Vianen. Slechts op één plaats, namelijk in boring M 71, is direct op het augietrijke zand een laag keileem van enige meters dikte aangetroffen die naar boven overgaat in fluvio-glaciale leem van het Saalien. Hieruit volgt dat de betreffende zanden moeten zijn afgezet vóór het gebied door het landijs werd bedekt, zodat een vroeg-Saalien ouderdom tot de mogelijkheden behoort.

### 2.2.3. Fluvio-glaciaal en keileem

In het Saalien veranderde het regime en de loop der rivieren ingrijpend. Een geheel nieuw drainagepatroon ontstond door het smeltwater dat van het oostelijk gelegen landijs afkwam en dat diepe tot zeer diepe geulsystemen in de ondergrond uitschuurde.

In het stroomgebied van de Leerinkbeek zijn uit boringen en geo-elektrisch onderzoek enkele van deze geulen beter bekend geworden. Een dergelijke geul, ingesneden in de Mioceene ondergrond, is te vervolgen van boring M 72 nabij Beltrum, via de boringen Haarlo III en VI naar M 68 aan de Berkel bij Haarlo, waar de basis van dit dal op een diepte van 50 m beneden maaiveld nog niet was bereikt.

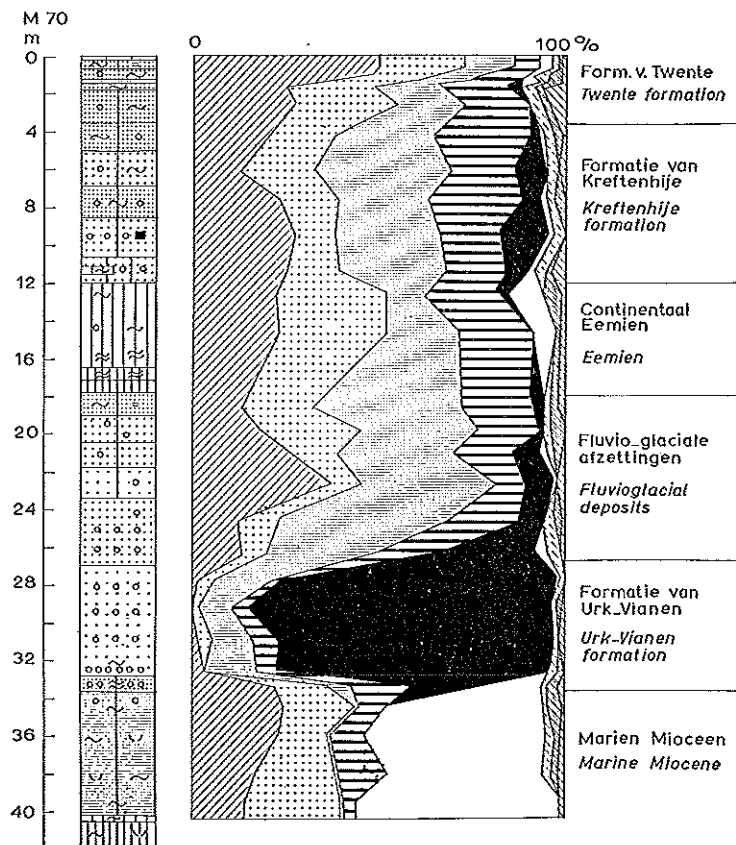


Fig. 3.3. Samenstelling der zware mineraalinhoud van de zandmonsters uit boring M 70  
Heavy mineral composition of the boring M 70

Deze geulen en dalen ontstonden onder invloed van een daling van de zeespiegel en dateren daarom uit het begin van het Saalien (Riss ijstijd). Mogelijk heeft ook de Rijn nog tot de vorming van sommige dalen onder andere het dal van Haarlo, bijgedragen. Alvorens het landijs het gebied, dat door grote reliëfverschillen gekenmerkt werd, overdekte kunnen de dalen reeds enigszins zijn opgevuld, onder andere door fijne zanden en kleien (zie boring M 68). Toen het ijs het gebied bereikte, waren de dalen nog niet geheel opgevuld, wat blijkt uit boring M 71, gelegen op de flank van het Haarlo dal. In deze boring is namelijk direct op de formatie van Urk-Vianen een laag keileem aangetroffen.

Toen het landijs het gebied overdekte, moeten reliëfverschillen hebben bestaan in de orde van grootte van 45 m. In de oostelijke helft vindt men keileem aan of dicht aan de oppervlakte (circa 30 m + N.A.P.) maar in de westelijke helft, onder andere in boring M 71 en 34 D 12 op circa 15 m — N.A.P. Ofschoon voor de komst van het landijs plaatselijk enig fluvioglaciaal werd afgezet (zie onder andere boring M 61) kwam het tijdens het afsmelten van het ijs tot sedimentatie van fluvioglaciaal materiaal dat de dalen niet alleen opvulde, maar ook overvulde. Naast fijne zanden en zelfs kleien, bestaat dit materiaal veelal uit grove grindhoudende zanden met kristallijne bestanddelen.

#### 2.2.4. *Continentaal Eemien*

Aan het einde van de Riss ijstijd trad een klimaatsverbetering in en nam het Eemien (Riss-Würm interglaciaal) een aanvang. In deze warme periode kwam het tot een rustige sedimentatie vanuit beken en kleine rivieren. In de lage kommen werden fijne slibrijke zanden en kleien afgezet, die soms een dikte van enige meters bereikten. Op verschillende plaatsen kwam het tot veenvorming. Dit gehele complex van fluviatiele en biogene sedimenten wordt samengevat onder de term „Continentaal Eemien”. Dit Eemien komt niet algemeen verbreid in de ondergrond van het Leerinkbeekgebied voor. Het is echter in vele boringen in de westelijke helft aangetroffen en wel op een diepte van ongeveer N.A.P. of enkele meters daarboven of daaronder.

#### 2.2.5. *Formatie van Kreftenheije*

Reeds tegen het einde van de Riss ijstijd is de invloed van de Rijn in deze streken weer merkbaar. Toch zijn er geen aanwijzingen dat de rivier reeds zo vroeg in het Leerinkbeekgebied aanwezig was. Toen aan het einde van het Eemien het klimaat verslechterde en een nieuwe koude periode, het Würm glaciaal, begon, stroomde een belangrijke Rijntak door het Leerinkbeekgebied en kwam het over een breed front tot sedimentatie van grove zanden. Deze afzettingen behoren tot de formatie van Kreftenheije, die in

mineralogisch opzicht gekenmerkt wordt door een typische associatie van Rijnmineralen (fig. 3.3).

Deze formatie heeft een algemene verbreiding in de westelijke helft van het gebied dat, door zijn lage ligging ten opzichte van de oostelijke helft, geheel binnen de invloedssfeer van de rivier lag. Men moet daarbij niet aan één enkele rivier denken, maar aan een verwilderd stelsel van riviertakken. Door de sedimentatie werd het westelijke deel geleidelijk opgevuld, echter niet zover dat het niveau van het oostelijk gelegen terras werd bereikt. De terrasrand van Groenlo-Eibergen werd niet door de rivier overschreden, zodat oostelijk van deze rand de formatie ontbreekt.

De dikte van deze formatie, die uit overwegend matig grove tot middelgrove zanden met fijn en grof grind is samengesteld, wisselt van enkele meters tot circa 10 m. Dikten van 5 à 10 m zijn echter vrij algemeen.

#### 2.2.6. *Formatie van Twente*

Nadat nog tijdens het Würm glaciaal de Rijn uit het gebied verdween en de fluviatiele sedimentatie een einde nam, kwam het vooral in het laatste deel van deze ijstijd tot afzetting van door de wind aangevoerde dekzanden. Daarnaast kan ook enige sedimentatie vanuit kleine beken zijn opgetreden, maar de hoofdmassa van het fijnzandige materiaal dat toen werd afgezet, bestaat uit dekzand. Deze zanden kwamen vooral terecht in het lage westelijke deel, dat hierdoor verder werd opgevuld. In dit gebied bereiken deze afzettingen, die als formatie van Twente worden aangeduid, hun grootste dikte, namelijk 5 à 8 m. Het materiaal bestaat uit overwegend matig fijne en middel-fijne, soms wat lemige zanden. Op het oostelijk gelegen terrasplateau beperken deze fijne zanden zich tot enkele locale voorkomens van zeer geringe dikte.

### 3. HYDROGEOLOGISCH OVERZICHT

In deze paragraaf zal een overzicht worden gegeven van de belangrijkste hydrogeologische kenmerken van het gebied. Van belang zijn daarbij onder andere de diepte van de ondoorlatende basislaag, de verbreiding, de dikte en het doorlatend vermogen van de watervoerende lagen.

#### 3.1. DE ONDOORLATENDE BASISLAAG

De mariene afzettingen van het Midden Mioceen kunnen beschouwd worden als de „ondoorlatende basislaag”, die uit slecht doorlatende slibhoudende glauconietzanden en nagenoeg ondoorlatende dikke kleilagen van grote uitgestrektheid bestaat.

De configuratie en diepteligging van de bovenzijde van deze Miocene basislaag is met structuurlijnen in

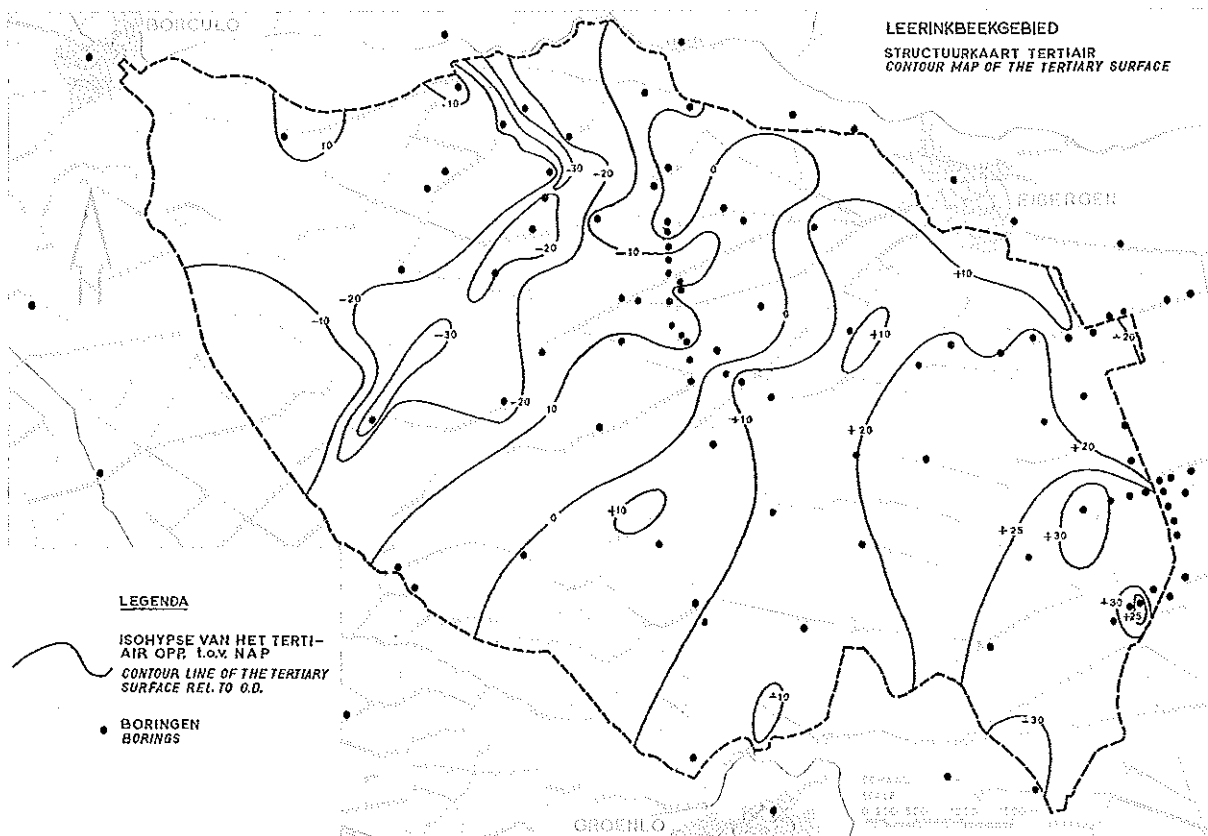


Fig. 3.4. Structuurkaart bovenzijde Jong Tertiair  
Structural map of top of Young Tertiary

fig. 3.4 weergegeven. Uit deze kaart is af te leiden dat dit oppervlak van oost naar west geleidelijk helt, hetgeen aan tektonische oorzaken is toe te schrijven. Zo vindt men in het oostelijke deel van het gebied het Mioceen oppervlak op een diepte van circa 30 m + N.A.P., dat wil zeggen nagenoeg aan maaiveld, terwijl in het westelijke deel een diepte van circa 20 m — N.A.P. is aangetoond. Over een afstand van 10 km daalt de basislaag dus 50 m, hetgeen een helling van 1 : 200 betekent.

De configuratie van het Mioceen oppervlak is in belangrijke mate door erosie bepaald. Daluitschuring door de Rijn en smeltwatergeulsystemen uit de Riss ijstijd hebben het Mioceen oppervlak versneden, waardoor over korte afstanden soms grote hoogteverschillen voorkomen. Als grootste verschil in hoogte van dit oppervlak is 65 m gevonden. Bij eventuele grondwaterwinning op grotere schaal is een inzicht in de vorm en diepteligging van deze basislaag van grote betekenis.

### 3.2. DE WATERVOERENDE LAGEN

Tot de watervoerende lagen kunnen de formaties van Sterksel-Enschede, Urk-Vianen en Kreftenheije en de fluvioglaciale afzettingen worden gerekend.

Deze formaties komen echter niet algemeen verbreid in de ondergrond voor.

De formatie van Sterksel-Enschede komt nagenoeg uitsluitend in de oostelijke helft van het gebied voor en dan nog als een afzetting van slechts geringe dikte. Als opvulling van een relatief smal dal is de formatie van Urk-Vianen als watervoerende laag van betrekkelijk geringe betekenis. Haar verspreidingsgebied beperkt zich tot een smalle zone in de westelijke helft van het gebied.

Tot de belangrijkste watervoerende afzettingen behoren de formatie van Kreftenheije en het Fluvio-glaciaal, waarvan het verspreidingsgebied globaal ten westen van de lijn Groenlo-Eibergen ligt. Op vele plaatsen gaan beide afzettingen geleidelijk in elkaar over en vormen aldus één watervoerend pakket. Elders zijn zij min of meer van elkaar gescheiden door kleilagen en lenzen van het Continentale Eemien.

De totale dikte van het watervoerende pakket, inclusief de fijnzandige deklaag, wisselt van 0 tot meer dan 40 m, waarbij de grootste dikte in het dal van Haarlo, in de westelijke helft van het gebied, is gevonden (bijlage 10). In de oostelijke helft is de watervoerende laag over het algemeen 0 tot 10 m dik, uitzonderd in geulsystemen waar de dikte 10 à 20 m of meer kan bedragen.

### 3.3. HET DOORLATEND VERMOGEN VAN DE WATERVOERENDE LAAG

Onder het doorlatend vermogen of  $kD$ -waarde van een watervoerende laag wordt het product verstaan van de doorlatendheid  $k$  (in m/etm) en de laagdikte  $D$  (in m). Hierin is  $k$  de gemiddelde doorlatendheid van de betreffende laag voor horizontale stromingen, met andere woorden de hoeveelheid water die een eenheid van oppervlakte passeert bij een stijghoogte gradient gelijk aan 1. Voor talrijke hydrologische berekeningen, zoals de ondergrondse afvoer, kwelstroming, grondwaterwinning door middel van putten enz. is een inzicht in de grootte van en variaties in de  $kD$ -waarde noodzakelijk.

Uit het voorgaande zal duidelijk geworden zijn, dat niet alleen de dikte van de Pleistocene afzettingen in het stroomgebied van de Leerinkbeek sterk varieert, maar dat ook de korrelgrootte van de zanden en daarmee de doorlatendheid niet homogeen is. Als gevolg hiervan kunnen grote verschillen in  $kD$ -waarde van het watervoerende pakket verwacht worden. Onder de gegeven omstandigheden heeft het dus weinig zin om deze grootte op enkele willekeurig gekozen plaatsen te bepalen, omdat de gevonden uitkomsten niet representatief voor het gehele gebied zullen zijn.

Het doorlatend vermogen van het watervoerende pakket is daarom in eerste instantie geschat uit de profielbeschrijving van alle in het gebied bekende boringen. De enige betrouwbare grootte, die uit deze boorstaten is af te leiden, is de dikte van de bemonsterde lagen. In vele gevallen zijn de grondmonsters vrij uitvoerig beschreven, zodat globaal een indruk kan worden verkregen van de korrelgrootteverdeling ( $U$ -cijfer), de sorteringsgraad, het gehalte aan afslibbare delen en aan grind van de monsters. Met behulp van deze gegevens is het nu mogelijk een schatting te maken van de doorlaatfactor ( $k$ ) van het monster. Hierbij wordt gebruik gemaakt van de eenvoudige formule  $kU^2 = 54\ 000$ . Aangezien de sortering en het gehalte aan afslibbare delen en aan grind de doorlatendheid verschillend beïnvloeden, worden de gevonden uitkomsten hierop gecorrigeerd. Door nu de gevonden  $k$ -factor met de dikte van de laag waarop het monster betrekking heeft, te vermenigvuldigen wordt de  $kD$ -waarde van die laag gevonden. Wanneer van alle opeenvolgende zandige lagen aldus de  $kD$ -waarde wordt bepaald en vervolgens de uitkomsten worden gesommeerd, vindt men de  $kD$ -waarde van het gehele watervoerende pakket.

Het is duidelijk dat deze methode niet nauwkeurig is, maar zij geeft een indruk van de orde van grootte van en de variaties in het doorlatend vermogen van de watervoerende lagen binnen het gebied. Dit is van meer waarde dan een exacte bepaling op één of twee willekeurig gekozen plaatsen.

Dezelfde berekeningsmethode is toegepast voor de

boringen M 56, M 58, M 61, M 64, M 67, M 71 en M 74, waarvan de grondmonsters granulometrisch zijn onderzocht en dus nauwkeurige gegevens over  $U$ -cijfer, sortering, slib- en grindgehalte ter beschikking stonden. Ook in dit geval mag echter aan de uitkomsten geen grote nauwkeurigheid worden toegekend, omdat met sterk gestoorde monsters gewerkt moest worden.

#### 3.3.1. Regionaal overzicht van het doorlatend vermogen

De uit boorstaten en korrelgrootte analyses afgeleide  $kD$ -waarden zijn weergegeven in bijlage 11. Het patroon van lijnen van gelijk doorlatend vermogen vertoont een zekere overeenkomst met dat van de configuratie van het oppervlak der Tertiaire (Miocene) afzettingen (fig 3.4) en dat van de dikte der kwartaire (watervoerende) afzettingen (bijlage 10). Over het algemeen nemen de  $kD$ -waarden van oost naar west geleidelijk toe, mede als gevolg van de in die richting toenemende dikte der watervoerende lagen. De laagste waarden ( $kD < 100$  m<sup>2</sup>/etm) komen uitsluitend in het oostelijke deel en met name in het grensgebied voor, waar de watervoerende laag een zeer geringe dikte heeft. Op vele plaatsen zijn hier  $kD$ -waarden van minder dan 50 m<sup>2</sup>/etm gevonden. Een uitzondering vormt de geulstructuur bij Eibergen, waar als gevolg van de grotere dikte van de geulopvulling  $kD$ -waarden van 100 tot 500 m<sup>2</sup>/etm voorkomen.

De hoogste  $kD$ -waarden komen niet in het uiterste westen van het gebied voor, maar in een strook die van Haarlo naar het zuiden en zuid-westen loopt. In deze strook, die samenvalt met het begraven dal van Haarlo, zijn  $kD$ -waarden van 500 tot 1000 m<sup>2</sup>/etm overheersend, terwijl op sommige plaatsen, met name in de omgeving van Haarlo, zelfs waarden van 1000 à 2000 m<sup>2</sup>/etm of hoger zijn gevonden.

Niettegenstaande het empirische karakter geeft de kaart toch een duidelijk beeld van de mate waarin het doorlatend vermogen binnen het betreffende gebied en soms zelfs over korte afstanden varieert.

#### 3.3.2. Pompproeven

Wanneer aan een put per tijdseenheid een constante hoeveelheid water wordt onttrokken en in enige putten in de omgeving het effect van deze afpompings op de grondwaterstand wordt nagegaan, is het mogelijk een vrij nauwkeurig inzicht in het doorlatend vermogen van de ondergrond te verkrijgen. Dergelijke pompproeven hebben bovendien het voordeel dat de uitkomsten representatief zijn voor een wat groter gebied, bijvoorbeeld 50 à 100 ha. Een nadeel is dat deze proeven vrij kostbaar zijn, zodat hun aantal tot enkele beperkt moet blijven.

Ter aanvulling en controle op de empirische  $kD$ -waardenkaart (bijlage 11) is in het dal van Haarlo bij

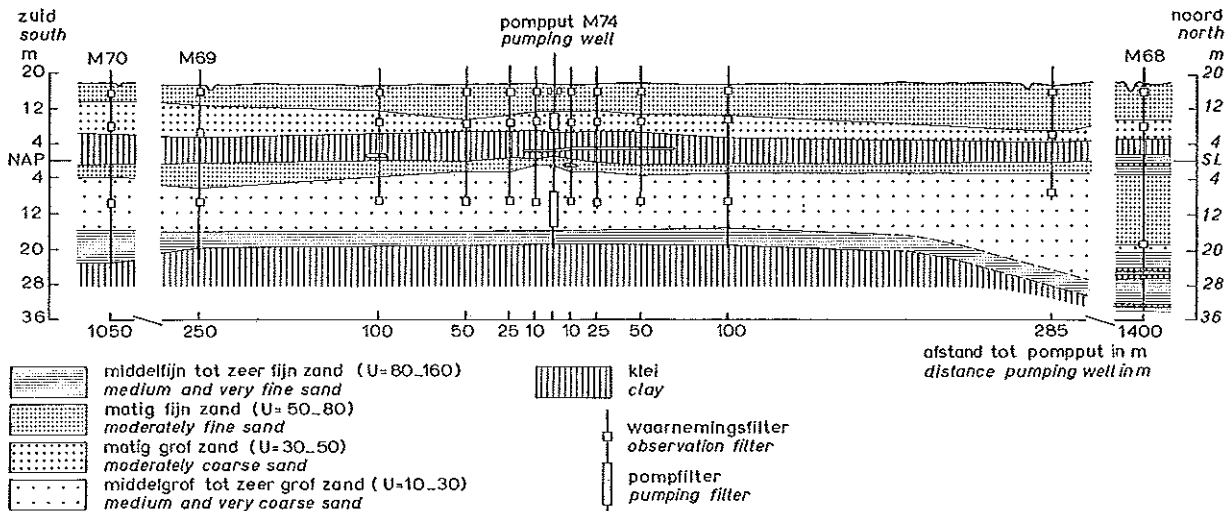


Fig. 3.5. Lithologisch profiel van pompproef M 74, Haarlo  
Lithological profile at test site M 74, Haarlo

M 74 een tamelijk uitgebreide pompproef gehouden. In de omgeving van de boringen M 56 en M 57 in de oostelijke helft van het gebied is het doorlatend vermogen eveneens door middel van veldproeven bepaald.

### 3.3.3. Pompproef Haarlo

Deze pompproef werd uitgevoerd met put M 74 als pompput en twee raaien waarnemingsputten in noordelijke en zuidelijke richting (fig. 3.1). In de noordelijke raai bedroegen de afstanden van deze waarnemingsputten tot de pompput 10, 25, 50, 100 en 285 m, in de zuidelijke raai 10, 25, 50, 100 en 220 m. De diepte van deze putten en van de daarin geplaatste filters, alsmede het geologische profiel ter plaatse van de pompproef, zijn in fig. 3.5 weergegeven.

Zoals uit deze figuur blijkt, zijn in de ondergrond twee watervoerende lagen aangetroffen, gescheiden door een kleilaag die tot het Continentale Eemien behoort. De ondoorlatende basislaag, bestaande uit zware kleien van Miocene ouderdom, bevindt zich op een diepte van 37 m (20 m — N.A.P.). De eerste watervoerende laag, die zich hierboven bevindt en uit matig grove en zeer grove grindhoudende zanden bestaat, reikt tot ongeveer N.A.P. en heeft dus een dikte van circa 20 m. De tweede watervoerende laag bevindt zich boven de Eemklei en heeft een dikte van 4 à 5 m. Deze laag van overwegend matig grove zanden wordt afgedekt door een 5 à 8 m dikke laag matig fijn zand.

De pompproef is in twee gedeelten uitgevoerd, waarbij eerst gepompt is in de diepe watervoerende laag en daarna in de ondiepe. Het pomppfilter in de diepe laag had een lengte van 8 m en was gesteld op een diepte van 24 tot 32 m beneden de oppervlakte. Gedurende 8 uren is gepompt met een constant debiet

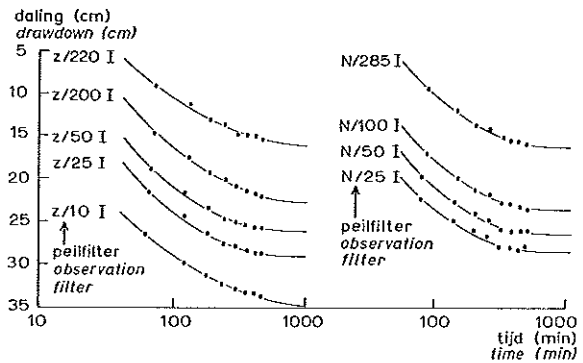


Fig. 3.6. Grondwaterstands daling als functie van de tijd voor pompproef M 74, Haarlo  
Time - drawdown curves of pumping test M 74, Haarlo

van 25,33 m<sup>3</sup> per uur. De dalingen van de grondwaterstand in de diepe peilputten tijdens de proef zijn weergegeven in fig. 3.6. Uit de figuur valt af te leiden dat na 8 uur pompen de grondwaterstand in de verschillende putten nauwelijks meer daalde en de stationaire stromingstoestand nagenoeg was bereikt. Het grondwater in deze diepe watervoerende laag gedroeg zich dus als onvolkomen spanningswater, waarvoor de formule van De Glee geldt. Deze formule luidt:

$$\varphi = \frac{Q}{2 \pi kD} K_0 \left( \frac{r}{L} \right)$$

waarin:

$\varphi$  = maximale stijghoogteverlaging van het grondwater (in m) op een afstand  $r$  (in m) van de pompput

$Q$  = capaciteit van de pompput (m<sup>3</sup>/etm)

$kD$  = doorlatend vermogen (m<sup>2</sup>/etm) van het watervoerende pakket



$K_0$  = gemodificeerde Besselfunctie van de 2e soort en van de orde nul

$L = \sqrt{kD \cdot c}$  = de spreidingslengte, waarin  $c$  (in dagen) de weerstand van de kleilaag tegen verticale waterstroming voorstelt.

In fig. 3.7 zijn de stijghoogteverlagingen van het grondwater in de verschillende peilputten ten tijde  $t = 1000$  minuten op dubbel logaritmisch papier uitgezet tegen de afstanden tot de pompput. Door deze kromme passend te leggen op de kromme voor de functie  $K_0(x)$ , er voor zorgdragend dat de beide assen evenwijdig blijven, volgt voor de afstand tussen de beide horizontale assen:

$$\frac{Q}{2 \pi kD} = 0,05;$$

$$kD = \frac{608}{2 \times 3,14 \times 0,05} \approx 1940 \text{ m}^2/\text{etm}$$

en voor de afstand tussen de beide verticale assen:

$$L = 7600 \text{ m} = \sqrt{1940 \cdot c}; c \approx 29800 \text{ etm}$$

Passen we voor de beide peilraaien de formule van Thiem toe

$$kD = \frac{Q}{2 \pi (h_2 - h_1)} \ln \frac{r_2}{r_1}$$

dan vinden we voor de peilputten op afstanden  $r_1 = 50$  m en  $r_2 = 100$  m voor de noordelijke raai:

$$kD = \frac{608}{2 \times 3,14 \times 0,03} \ln 2 \approx 2230 \text{ m}^2/\text{etm}$$

en voor de zuidelijke raai:

$$kD = \frac{608}{2 \times 3,14 \times 0,035} \ln 2 \approx 1920 \text{ m}^2/\text{etm}$$

Bij een dikte van de watervoerende laag van 20 m volgt hieruit een gemiddelde doorlaatfactor  $k \approx 100$  m/etm. Uit de zeer hoge weerstand van de Eemklei volgt dat de doorlatendheid van deze circa 6 m dikke

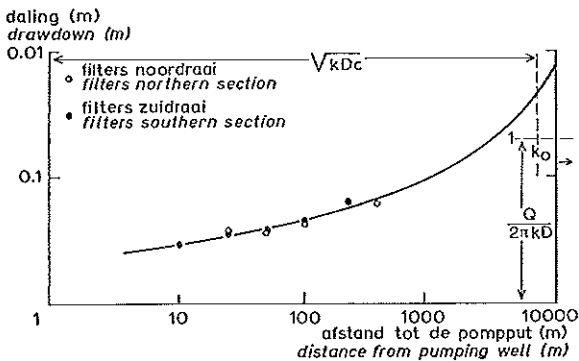


Fig. 3.7. Grondwaterstands daling als functie van de afstand voor pompproef M 74, Haarlo  
Distance - drawdown curves of pumping test M 74, Haarlo

kleilaag uiterst klein is, namelijk gemiddeld enkele tienden millimeters per etmaal.

Voor de tweede pompproef, in de bovenste watervoerende laag, is het pompfilter op een diepte van 6,30 tot 10,30 m beneden de oppervlakte gesteld. Aan dit filter is gedurende 7,5 uur water onttrokken met een constant debiet van 3,75 m<sup>3</sup>/uur.

Toepassing van de formule van De Glee op de gegevens van deze proef levert de volgende uitkomsten:

voor de afstand tussen de horizontale assen  $Q/2 \pi kD = 0,05$

$$kD = \frac{90}{2 \times 3,14 \times 0,05} \approx 290 \text{ m}^2/\text{etm}$$

en voor de afstand tussen de verticale assen  $L = 105$  m

$$\sqrt{290 \cdot c} = 105 \text{ m}$$

$$c \approx 40 \text{ etm}$$

Bij een gemiddelde dikte van de watervoerende laag van bijna 5 m volgt hieruit een gemiddelde doorlaatfactor voor de laag van  $k = 60$  m/etm. De circa 6 m dikke fijnzandige deklaag heeft als gemiddelde doorlaatfactor voor verticale stroming  $k = 0,15$  m/etm.

Het totale doorlatend vermogen van het watervoerende pakket kan worden gesteld op  $1940 + 290 = 2230 \text{ m}^2/\text{etm}$ .

Van de grondmonsters uit de pompput M 74 zijn korrelgrootte analyses verricht en de uitkomsten hiervan zijn gebruikt om de  $kD$ -waarden van beide watervoerende lagen te berekenen. Voor de bovenste laag werd gevonden  $kD = 120 \text{ m}^2/\text{etm}$  en voor de onderste laag  $kD = 1550 \text{ m}^2/\text{etm}$ . Deze uitkomsten liggen belangrijk lager dan die van de pompproef. Hierbij moet echter wel worden opgemerkt dat deze waarden slechts op één boring betrekking hebben, terwijl de pompproef een gemiddelde oplevert van een aantal boringen. De resultaten zijn in dit geval niet geheel vergelijkbaar.

### 3.3.4. Overige pompproeven

In het oostelijke deel van het gebied zijn op vier plaatsen de  $kD$ -waarden in het veld bepaald (plekken I t/m IV, bijlage 11). Op de plaatsen I en II werd reeds op een diepte van respectievelijk 1,70 en 1,90 m beneden maaiveld Marien Mioceen aangeboord. De dunne laag boven het Mioceen bestaat uit lemig zand en grindhoudend matig grof zand.

Op deze plaatsen is de boorgatenmethode toegepast om de  $kD$ -waarde te bepalen. Bij een grondwaterstand van ongeveer 1,00 m beneden maaiveld is als uitkomst gevonden:

op plek I  $kD \approx 0,12 \text{ m}^2/\text{etm}$ ,  
op plek II  $kD \approx 0,05 \text{ m}^2/\text{etm}$ .

Op de plaatsen III en IV is de watervoerende laag dikker en zijn eenvoudig ingerichte pompproeven uitgevoerd.

Ter plaatse van boring M 105 (plek III) bestaat het profiel tot een diepte van ruim 5 m uit matig grove tot zeer grove zanden met vrij veel grind. Van circa 5 tot 8 m komen afwisselend fijne, grove zanden en leem voor en daaronder Mioceen.

Aan deze grofzandige laag is gedurende 8 uur water onttrokken met een capaciteit van 3,5 m<sup>3</sup>/uur, waarbij het effect van deze onttrekking op de grondwaterstand in de omgeving in enige peilputten is waargenomen. Toepassing van de formule van Thiem voor de verschillende peilputten levert *kD*-waarden op die variëren van 60 tot 290 m<sup>2</sup>/etm, hetgeen wijst op een sterk wisselende samenstelling en doorlatendheid van het profiel op deze proefplek. Als gemiddelde van de gevonden *kD*-waarden kan 180 m<sup>2</sup>/etm worden aangehouden.

Op proefplek IV is een bijna 5 m dikke laag matig grof zand aangetroffen op Mioceen. In deze grove zandlaag is op 1,20 tot 2,00 m beneden maaiveld leem aanwezig. Gedurende 8 uur is aan de grove zandlaag water onttrokken met een capaciteit van 1,5 m<sup>3</sup>/uur. Toepassing van de formule van Thiem levert als uitkomst: *kD* ≈ 12 m<sup>2</sup>/etm. Deze uitkomst is belangrijk lager dan op grond van de profielbeschrijving was te verwachten.

Tenslotte dient nog de pompproef vermeld te worden die in 1931 is gehouden ten behoeve van een

Tabel 3.1. De waarden van *kD* en *c* berekend uit gegevens van pompproeven

Pompproef	Dikte (m)	<i>kD</i> (m <sup>2</sup> /etm)	<i>c</i> (etm)
Haarlo, M 74			
Bovenste watervoerende laag	5	290	40
<i>Upper aquifer</i>			
Onderste watervoerende laag	20	1940	29800
<i>Lower aquifer</i>			
Eibergen, „Olden Eibergen”			
Proefplek I	0,65	0,12	—
<i>Test site I</i>			
Proefplek II	0,35	0,05	—
<i>Test site II</i>			
Proefplek III	6	180	—
<i>Test site III</i>			
Proefplek IV	3	12	—
<i>Test site IV</i>			
<i>Pumping test</i>	<i>Thickness (m)</i>	<i>kD (m<sup>2</sup>/24 h)</i>	<i>c (24 h)</i>

Table 3.1. Values of *kD* and *c* calculated from pumping test data

onderzoek naar de mogelijkheden tot de inrichting van de waterwinplaats „Olden Eibergen” nabij Eibergen. Blijkens de boorbeschrijvingen komen hier belangrijke verschillen in samenstelling en dikte van de watervoerende afzettingen voor, zodat het moeilijk was de *kD*-waarde nauwkeurig te bepalen. Als gemiddelde waarde wordt vermeld 445 m<sup>2</sup>/etm.

De resultaten van de verschillende pompproeven zijn in tabel 3.1 samengevat.

De cijfers in deze tabel bevestigen het reeds eerder gestelde dat het doorlatend vermogen van het watervoerende pakket in het Leerinkbeekgebied zeer sterk wisselt, namelijk van minder dan 1 tot meer dan 2000 m<sup>2</sup>/etm.

#### 4. ANALYSE VAN DE GRONDWATER-STROMING

##### 4.1. DEFINITIE VAN KWEL

Door COLENBRANDER zijn in deelrapport 8 uitvoerige beschouwingen gewijd aan de grondwaterstanden in het Leerinkbeekgebied. Behalve aan de stromingsrichting van het grondwater wordt aandacht geschonken aan de grondwaterdiepte en fluctuatie, zie figuren 8.11 tot en met 8.15 in genoemd rapport. Er blijken aanzienlijke verschillen in grondwaterdiepte binnen het gebied voor te komen, die primair zijn toe te schrijven aan verschillen in maaiveldshoogte. Zo blijkt op de hoge esgronden in het oosten de grondwaterstand zeer diep te liggen en de fluctuatie in waterstand relatief groot te zijn. In de lager gelegen delen en aan de voet van deze essen is de grondwaterdiepte gering, terwijl ook de fluctuaties in grondwaterstand door de kortere afstand tussen de open leidingen, klein zijn. Het grondwater uit de hoger gelegen delen treedt in de lage gebieden aan de dag als kwel.

In een artikel over de stromingen van het grondwater in de Achterhoek hebben ERNST, DE RIDDER en DE VRIES (1970) de term kwel gedefinieerd als de netto ondergrondse instroming per eenheid van tijd en per eenheid van horizontaal oppervlak. De netto ondergrondse instroming in het betreffende gebied kan als een extra afvoer van de drains in dat gebied tot uiting komen. Wanneer, in niet-stationaire situaties, de grondwaterspiegel betrekkelijk laag ligt ten opzichte van het drain niveau, zal de uitstroming van de kwel naar deze drains in meerdere of mindere mate worden vervangen door een opwaartse stroming naar de capillaire zone.

Terwijl de drains in de lagere delen van het Leerinkbeekgebied veelal door de betreffende kwelstroming overbelast worden en een extra afvoer te zien geven, die kwel of positieve kwel genoemd wordt, zijn de drains in de hoger gelegen delen onderbelast. De reductie in afvoer op deze hogere delen zou men weg-

zijging kunnen noemen, maar wordt door genoemde auteurs met negatieve kwel aangeduid.

#### 4.2. FORMULE VOOR DE KWEL

Vrijwel elke grondwaterstroming kan worden beschouwd als een stroming in een horizontale watervoerende laag of lagenserie, die aan de basis door een ondoorlatende laag wordt begrensd. Dit houdt in, dat de kwel in een bepaald gebied kan worden voorgesteld als de som van de instroming en uitstroming door de verticale zijden van het beschouwde gebied. De intensiteit van de kwel kan nu worden gedefinieerd als de netto instroming door de verticale zijden (negatief gerekend in geval van wegzijging of negatieve kwel) per eenheid van horizontaal oppervlak. Door ERNST in: ERNST, DE RIDDER EN DE VRIES (1970) is hiervoor een formule gegeven die als volgt geschreven kan worden:

$$v_k A = - \oint q_{ns} ds \quad (3.1)$$

waarin:

- $v_k$  = de intensiteit van de kwel
- $A$  = het horizontale oppervlak van het beschouwde gebied
- $s$  = de lengte coördinaat van de grens van het gebied  $A$
- $n$  = richting loodrecht op  $s$  en positief gerekend wanneer naar buiten gericht
- $q_{ns}$  = de stromingscomponent, horizontaal en loodrecht op  $s$ , per eenheid van tijd en per eenheid van lengte van  $s$  en positief gerekend wanneer deze naar buiten is gericht.

Toepassing van de wet van Darcy voor horizontale in- en uitstroming door de grenzen van het beschouwde gebied levert de volgende vergelijking:

$$v_k A = \oint kD \frac{\delta h}{\delta n} ds \quad (3.2)$$

Behalve deze horizontale in- en uitstroming kan ook nog in- en uitstroming plaats vinden door het freatisch vlak en door lagen waar oppervlaktewater naar het grondwater wordt uitgewisseld, een situatie waarvoor andere formules gelden.

Voor het berekenen van de kwelintensiteit van een bepaald gebied zijn, blijkens formule (3.2) nauwkeurige gegevens nodig betreffende  $kD$ -waarden en de gradient van de grondwaterspiegel. Deze gegevens kunnen worden ontleend aan de  $kD$ -waardenkaart weergegeven in bijlage 11 en de grondwaterisohypsenkaart van, bijvoorbeeld fig. 8.12 in deelrapport 8. Voor het gebruik van gestroomlijnde, minder nauwkeurige isohypsenkaarten en de mogelijk daaruit

voortvloeiende fouten in de kwelberekening, moge worden verwezen naar bovengenoemde publikatie.

#### 4.3. DIFFERENTIE METHODE

Voor het hier gestelde doel kan de grondwaterisohypsenkaart van fig. 8.12 in deelrapport 8 als voldoende nauwkeurig worden beschouwd. De vraag is echter op welke wijze de berekening van een groot aantal kringintegralen kan worden uitgevoerd, of dat een eenvoudiger formule kan worden gevonden ter vervanging van vergelijking (3.2). Het berekenen van de kwel door middel van kringintegralen over een tamelijk groot aantal geschikt gekozen niet te kleine gebieden is weinig aantrekkelijk vergeleken met de mogelijkheden die een methode van eindige verschillen in een rooster biedt.

In fig. 3.8 is een rooster weergegeven dat uit vierkanten bestaat met zijden  $a$  (= afstand tussen de roosterpunten). Voor een dergelijk rooster luidt de differentie-vergelijking:

$$(kD)_{mn} (h_n - h_m) + (kD)_{lm} (h_l - h_m) + (kD)_{lm} (h_l - h_m) + (kD)_{mu} (h_u - h_m) = (v_k)_m a^2 \quad (3.3)$$

Elke term  $kD_{mx} (h_x - h_m)$  aan de linkerkant van deze vergelijking kan als een eerste benadering van de grondwaterstroming door één van de zijden van het gearceerde vierkant in fig. 3.8 worden beschouwd. De som van deze termen komt overeen met de kringintegraal van vergelijking (3.2). Daarom kan (3.3) worden gezien als een aanvaardbare benadering van de gemiddelde waarde van de kwel  $v_{km}$  in het vierkant met roosterpunt  $m$ .

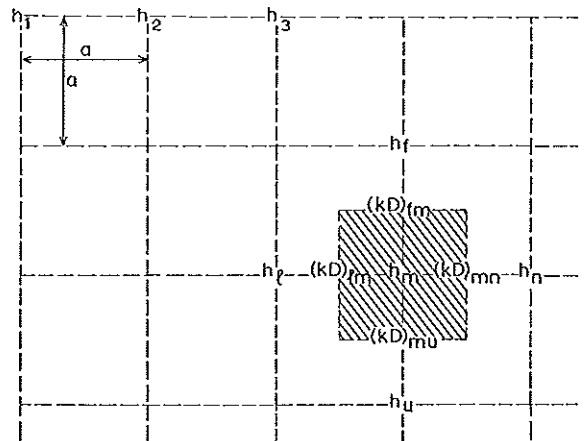


Fig. 3.8. Notatie van de grondwaterstijghoogte en het doorlatend vermogen zoals gebruikt in formule (3.3) voor de berekening van de instroming en uitstroming door de zijden van een  $a^2$  vlak

*Notation of the hydraulic head values and the transmissivities used in eq. (3.3) for the calculation of the inflow and outflow through the sides of an  $a^2$ -area*

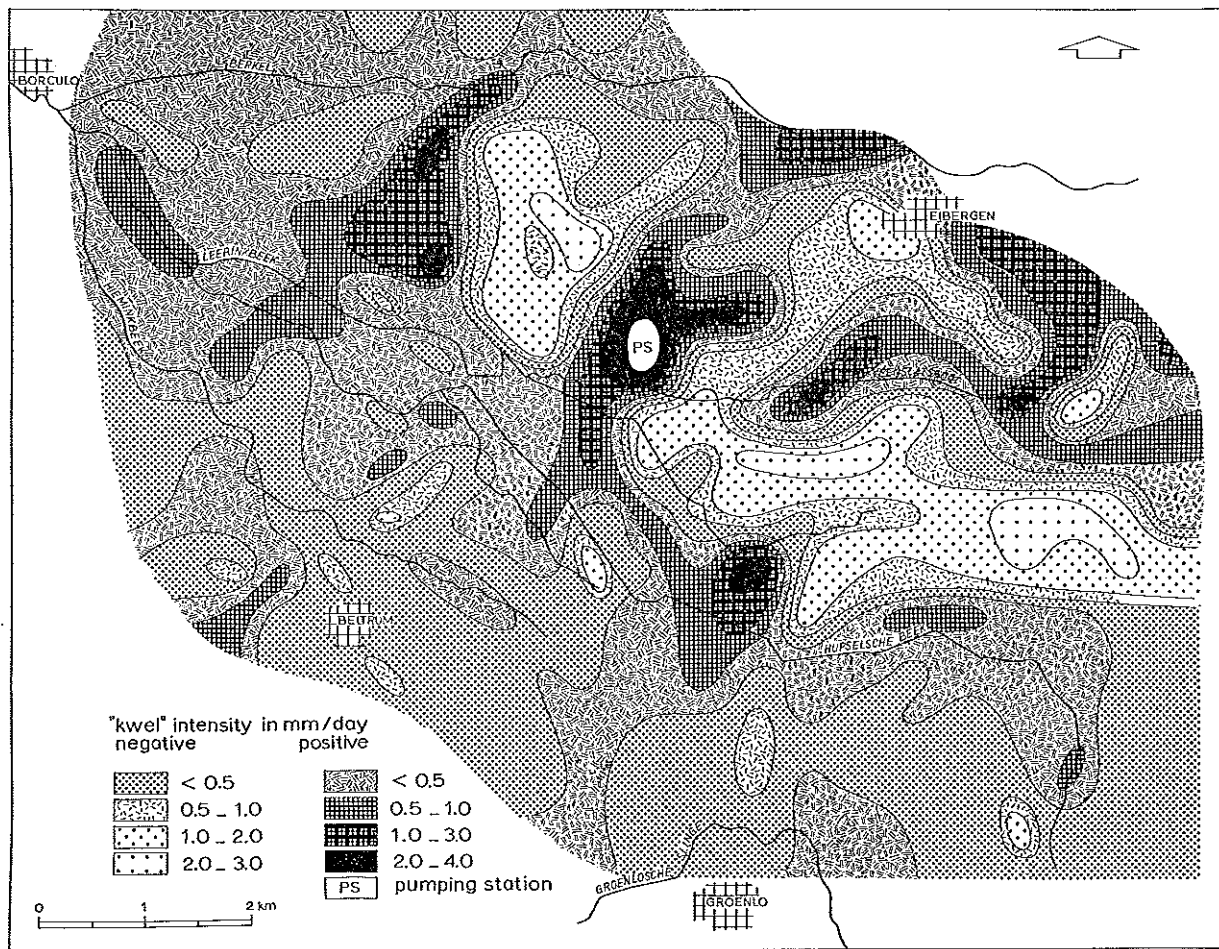


Fig. 3.9. De verdeling van de positieve kwel en de negatieve kwel in het Leerinkbeekgebied. De in- en uitstroming is berekend met formule (3.3) voor  $a = 500$  m, met  $kD$ -waarden volgens fig. 3.6 en grondwaterstijghoogten volgens fig. 8.12 uit deelrapport 8

The distribution of the positive and negative kwel (positive and negative subsurface inflow) in the Leerinkbeek area. The in and outflow has been calculated with eq. (3.3) for  $a = 500$  m, with  $kD$ -values according to fig. 3.6 and hydraulic head values after fig. 8.12 from sub-report 8

#### 4.4. TOEPASSING OP HET LEERINKBEEKGEBIED

Voor de berekening van de kwel in het Leerinkbeekgebied is gebruik gemaakt van een rooster, bestaande uit vierkantjes met zijden  $a = 500$  m. Dit rooster is gesuperponeerd op de isohypsenkaart en voor elk roosterpunt is door interpolatie de waterstand vastgesteld. Door het rooster op de  $kD$ -waardenkaart van bijlage 11 te superponeren is op dezelfde wijze de  $kD$ -waarde halverwege de roosterpunten vastgesteld. Door vervolgens formule (3.3) toe te passen kon voor elk vierkant de intensiteit van de kwel worden berekend. De resultaten van deze berekeningen zijn weergegeven in een kwelkaart, zie fig. 3.9.

Zoals uit deze kaart valt op te maken, laten zich duidelijk gebieden met positieve kwel en gebieden met negatieve kwel (wegzijing) onderscheiden.

De gebieden met negatieve kwel zijn vooral geloca-

liseerd tussen de Hupselse beek en de Veenslatsgoot, waar hoge esgronden met diepe grondwaterstanden en sterke grondwaterstands-fluctuaties worden aangetroffen. Aan de voet van deze hoge esgronden komen gebieden met positieve kwel voor (intensiteit van 0,5 tot 2 mm/etm). Ook de lage gronden ten oosten van Eibergen en de dalen van Berkel en Leerinkbeek zijn gebieden met positieve kwel. Het drinkwaterpompstation „Olden Eibergen” in het midden van het gebied valt op als een gebied met sterke positieve kwel (kunstmatige drainage door oppompen van  $1,5 \times 10^6$  m<sup>3</sup> grondwater per jaar).

Het kwelpatroon vertoont in het algemeen een goede overeenkomst met de grondwaterdiepte en -fluctuatiekaarten weergegeven in deelrapport 8. Gebieden met positieve kwel worden gekenmerkt door ondiepe grondwaterstanden en geringe fluctuaties van de waterstand, terwijl gebieden met negatieve kwel meestal diepe grondwaterstanden en sterke grond-

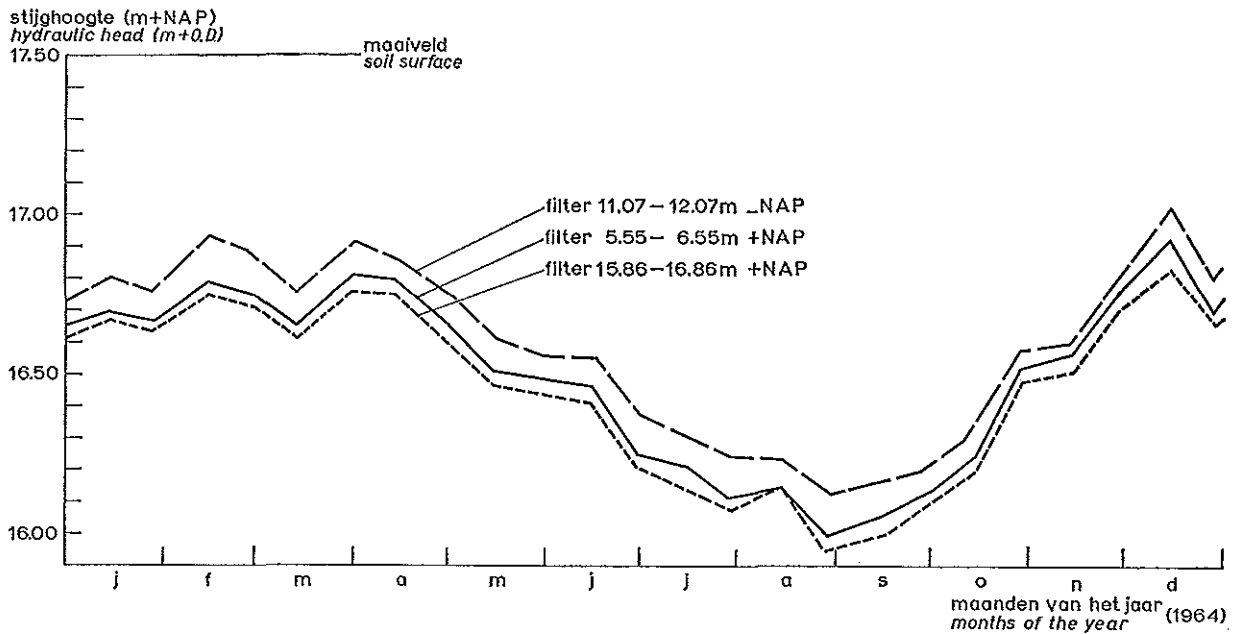


Fig. 3.10. Tijd - stijghoogtelijnen voor het diepe en het ondiepe grondwater in boring M 72, gelegen in een gebied met positieve kwel  
Time - hydraulic head values for shallow and deep groundwater in boring M 72, located in an area with positive net subsurface inflow

waterstandsfluctuaties vertonen.

De opwaarts gerichte stromingscomponent, die in gebieden met positieve kwel moet bestaan, wordt bevestigd door de tijd-stijghoogtelijnen van het diepe en het ondiepe water in boring M 72, die gelegen is in een gebied met positieve kwel (fig. 3.10). Op andere plaatsen in de Achterhoek is aangetoond dat de temperatuur van het grondwater in gebieden met positieve kwel ongeveer 1° tot 2° C hoger is dan die van het grondwater in gebieden met negatieve kwel. Ook

de chemische samenstelling van het grondwater blijkt in het algemeen een duidelijke samenhang te vertonen met de hierboven geschetste grondwater-circulatie (ERNST, DE RIDDER en DE VRIES, 1970).

#### LITERATUUR

ERNST, L. F., N. A. DE RIDDER and J. J. DE VRIES, 1970. A Geohydrologic Study of East Gelderland (Netherlands). Geologie en Mijnbouw.

# De bodemgesteldheid van het stroomgebied van de Leerinkbeek

*J. C. Pape  
G. Ebbers*

## 1. INLEIDING

Het Leerinkbeekgebied is ongeveer 5200 ha groot en ligt ten zuidoosten van Borculo (zie bijlage 9). Voor de veldopname is gebruik gemaakt van kaarten van de Topografische Dienst, die naar schaal 1 : 20 000 vergroot zijn, en van chromo topografische kaarten, schaal 1 : 25 000. In de omgeving van Beltrum is gebruik gemaakt van kaarten, schaal 1 : 10 000, omdat ten gevolge van de hier enige jaren geleden uitgevoerde ruilverkaveling de topografie sterk is veranderd. Deze kaarten, schaal 1 : 10 000, zijn door de Cultuurtechnische Dienst verstrekt. De definitieve kaarten zijn getekend op topografische kaarten, schaal 1 : 25 000. Het veldwerk geschiedde in de periode van april tot en met november 1963. De verwerking van de gegevens vond plaats in de winter 1963 - 1964.

Het karteren geschiedde met een boor van 1,20 m lengte. De boringsdichtheid bedroeg circa 1 boring per 2 à 3 ha. Van elke 2 boringen is er een beschreven. In feite is dit aantal boringen per ha te gering voor een bodemkaart, schaal 1 : 25 000. Op verzoek van de opdrachtgever echter zijn zowel de bodemkaart als de grondwatertrappenkaart toch op deze schaal afgeleverd. Bij het gebruik dient men ten aanzien van de betrouwbaarheid van de bodemgrenzen en het percentage onzuiverheid binnen de kaartvlakken, hiermede rekening te houden.

Terminologie en indelingscriteria komen overeen met die welke gebruikt zijn in het „Systeem van Bodemclassificatie voor Nederland” van DE BAKKER en SCHELLING (1966). Afwijkingen en verdere onderverdelingen zijn in de tekst aangegeven.

## 2. DE OPPERVLAKTE GEOLOGIE

### 2.1. INLEIDING

In het stroomgebied van de Leerinkbeek komen enige verschillende geologische afzettingen aan of nabij de oppervlakte voor. Zij worden zoveel mogelijk in stratigrafische volgorde besproken. Bij de beschrijving is gebruik gemaakt van de Geologische Kaart, van aanvullende gegevens van de Geologische Dienst, van onderzoekresultaten van de afdeling Geologie

van de Stichting voor Bodemkartering en van eigen veldwaarnemingen (BURCK, e.a. 1956; STICHTING VOOR BODEMKARTERING, 1965). Zie voor een algemeen geologisch overzicht deelrapport 3.

### 2.2. MIOCENE KLEI

Ten oosten van de 25 m hoogtelijn komt in het gekarteerde gebied waarschijnlijk overal Miocene klei voor. Dit is ruwweg ten oosten van de lijn Eibergen-Groenlo. Het is een dik pakket mariene klei (fig. 4.1), waarin haaietanden en schelpen voorkomen. In de ondergrond is het materiaal groenzwart, waarschijnlijk als gevolg van de aanwezigheid van veel glauconiet en pyriet.

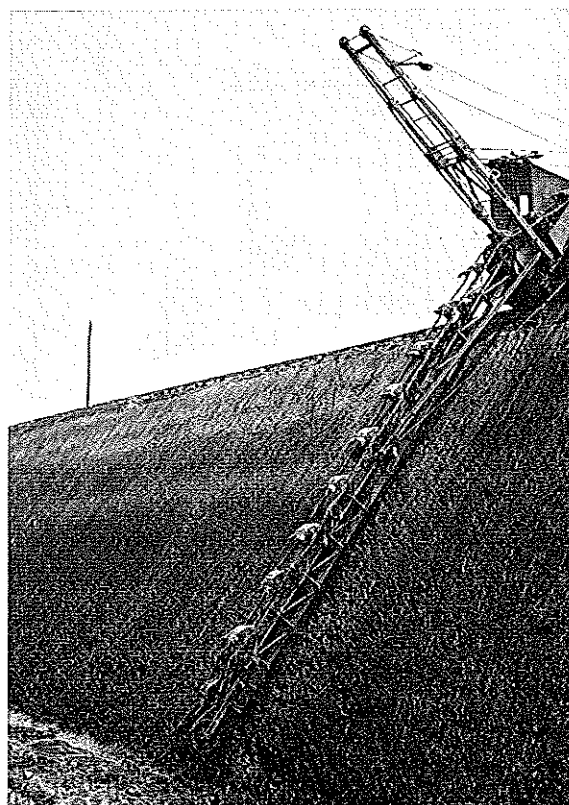


Fig. 4.1. Ontsluiting in Miocene klei in de omgeving van Zwiłbroek  
*Excavation in Miocene clay in the neighbourhood of Zwiłbroek*

De bovenzijde van het pakket is soms bruingrijs verweerd. Bij oxydatie van de pyriet worden ijzer- en aluminiumsulfataat, gips en zwavelzuur gevormd. De sulfaten zijn in het opgedroogde materiaal zichtbaar als een gele of witte uitslag. Het zwavelzuur wordt door het grondwater afgevoerd naar lager gelegen gebieden, waar de ondergrond dan een zeer lage pH kan hebben. Dergelijk materiaal moet bij grondverbeteringswerkzaamheden niet worden bovengehaald (WIND en STEEGHS, 1964; POELMAN, 1968). De Mioecene klei heeft een hoge lutum-slibverhouding, een hoge kationenwaarde (fig. 4.2) en is slecht doorlatend.

In de regel komt de Mioecene klei voor onder een bedekking van zandige, jongere sedimenten. De diepte waarop de klei voorkomt is van groot belang voor de waterhuishouding.

Het kleipakket is sterk door erosie aangetast, waardoor er veel geulen in voorkomen, die meestal met jonger materiaal zijn opgevuld. Hierdoor wisselt de diepteligging vaak op zeer korte afstanden. Bij Eibergen wordt de Mioecene klei gewonnen voor de steenfabricage.

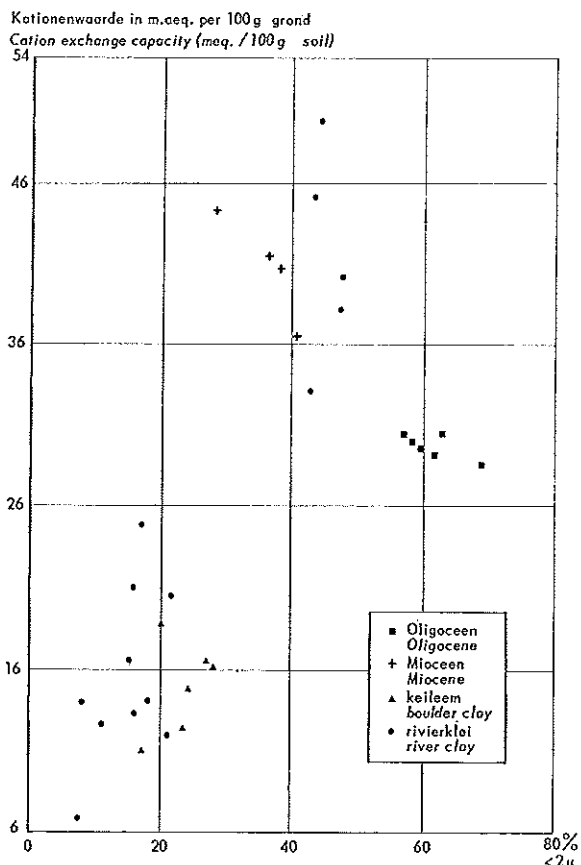


Fig. 4.2. Het verband tussen kationenwaarde en lutumgehalte bij enige sedimenten in de omgeving van Eibergen  
*The relation between cation exchange capacity and clay content (< 2 micron) of some sediments in the neighbourhood of Eibergen*

### 2.3. OUD PLEISTOCEEN TERRASZAND

Plaatselijk komt op de Mioecene klei vaak als opvulling van de hierboven genoemde geulen grof zand en/of grind voor, dat in het Pleistoceen werd afgezet door de Rijn (MAARLEVELD, 1956). Het materiaal heeft voor de landbouw weinig gunstige eigenschappen, zodat het desbetreffende gebied laat is ontgonnen.

### 2.4. KEILEEM

Eveneens ten oosten van de 25 m hoogtelijn komen sporen van de landijsbedekking uit de Risttijd aan of nabij de oppervlakte voor, plaatselijk als keileem, soms alleen als een bestrooiing van zwerfstenen. De keileem is zeer verschillend van samenstelling. Soms komt hij overeen met de keileem uit het noorden van Nederland en bezit dan zeer veel verschillende korrelgrootten. Vaak echter is veel lokaal materiaal opgenomen, waardoor het onderscheid met oudere afzettingen in de omgeving nagenoeg wegvalt. De keileem is vaak slecht doorlatend en in verband daarmee van belang voor de waterhuishouding.

### 2.5. DEKZAND

Dekzanden komen in het gehele gebied van de Leerinkbeek voor. Ten westen van de 25 m hoogtelijn in dikke pakketten, ten oosten daarvan als een betrekkelijk dun dek, op de oudere afzettingen. De dekzanden ontstonden in de Würmtijd als eolische sedimenten. Het zand is aangevoerd met overwegend westenwinden. Door het eolisch transport is het materiaal goed gesorteerd en van uniforme korrelgrootte met een mediaan van circa 180 μ. De dekzanden zijn in enige verschillende perioden van de Würmtijd afgezet. Fig. 4.3 geeft hiervan een overzicht.

Holoceen Holocene				8300
Würm	Laatglaciaal Late Glacial	Jonge Dryastijd Younger Dryas-time	Jong dekzand II Younger coversand II	8900
		Allerød periode Allerød period		9800
		Oude Dryastijd Older Dryas-time	Jong dekzand I Younger coversand I	10400
		Bølling periode Bølling period		11000
	Pleniglaciaal Pleniglacial	B A	Oud dekzand Older coversand	
Vroegglaciaal Early Glacial				
Eem				

Fig. 4.3. Stratigrafisch overzicht van de Würm ijstijd (ouderdom in jaren)  
*Stratigraphic scheme of the Würm glacial (age in years)*



Fig. 4.4. Laag van Usselo in een ontsluiting bij Eibergen  
*Usselo-layer in an excavation near Eibergen*

Het Oude dekzand komt op veel plaatsen in de ondergrond voor. Het is merkwaardig gelaagd, opgebouwd uit iets lemiger en iets minder lemige bandjes.

Het Jonge dekzand I vormt vermoedelijk de meeste in het Leerinkbeekgebied aanwezige dekzandruggen. Zij lopen van west-noordwest naar oost-zuidoost (MAARLEVELD en VAN DER SCHANS, 1961).

Het Jonge dekzand II komt waarschijnlijk veel minder voor. De dekzandruggen van deze afzetting lopen in het algemeen van west-zuidwest naar oost-noordoost. Het Jonge dekzand I en II zijn soms van elkaar gescheiden door een gebleekte laag met houtskool, de zogenaamde laag van Usselo. Het is een bodemvorming uit de Allerødperiode (fig. 4.4). Vooral in de lager gelegen gebieden is onder het Oude dekzand vaak sterke verspoeling waar te nemen. Dit hangt samen met de periglaciaire omstandigheden. De oorsprong van veel dekzand in het Leerinkbeekgebied zal gezocht moeten worden in de beekdalen.

Merkwaardig is de concentratie van min of meer waaivormig gerangschikte dekzandruggen bij Beltrum. We veronderstellen dat de Slinge ten noordwesten van Groenlo in die richting heeft doorgelopen. Waar de Slinge het hoog gelegen terrein met de oude ondergronden verlaat, is veel zand door de sterke afname van de stroomsnelheid gesedimenteerd. Het

materiaal van deze storthoop van zand werd afwisselend door de wind naar het oosten getransporteerd en door het water van de Slinge voor een deel weer naar het westen verplaatst. Hierdoor ontstonden hoge zandruggen met veel geulen ertussen. Verder westwaarts heeft de Slinge, nadat het meeste zand was bezonken, zwaarder materiaal afgezet, zodat de geulen naar het noordwesten toe beekklei gaan bevatten.

## 2.6. RIVIERKLEI

In het zuidwestelijk gedeelte van het gebied lopen in zuidoost-noordwestelijke richting veel smalle geulen, die rivier- of beekklei bevatten. Een gedeelte daarvan is waarschijnlijk al afgezet in de Würmtijd, een ander deel is ongetwijfeld ontstaan in het Holoceen. De zwaarte en het profielverloop wisselen sterk.

## 3. BODEMVORMING

### 3.1. INLEIDING

De aan de oppervlakte liggende geologische substraten zijn onderhevig aan voortdurende veranderingen. Deze vinden plaats onder invloed van de bodemvormende factoren: moedermateriaal, klimaat, flora en fauna, topografie en grondwater, tijd en de mens. De vele processen die zich in de bodem afspelen kunnen tot resultaten voeren die, dank zij hun geografische verbreiding, op een kaart kunnen worden afgebeeld.

Het zal duidelijk zijn, dat in het algemeen zeer veel processen tegelijk in de grond plaatsvinden en dat de onderlinge combinatie en de intensiteit waarmede zij verlopen, de uiteenliggende resultaten veroorzaken, die men in de grond aantreft. Hoewel al geruime tijd de verschillende bodemvormende processen worden bestudeerd, is het nog altijd moeilijk, een bevredigende verklaring te geven voor het ontstaan van de verschillende bodems. Toch zullen wij enige opmerkingen maken over het ontstaan van de belangrijkste bodems in het gebied van de Leerinkbeek.

### 3.2. PODZOLGRONDEN

In het stroomgebied van de Leerinkbeek komen vrijwel uitsluitend humuspodzolen voor. Zij hebben in alle gevallen een inspoelingshorizont, waarin humus en sesquioxiden zijn ingespoeld, de podzol-B-horizont. Deze B-horizont moet aan bepaalde eisen betreffende dikte en intensiteit voldoen om tot de duidelijke podzolen te worden gerekend.

In vrij veel gevallen bevindt zich boven de B-horizont een gebleekte uitspoelingshorizont, de A2-horizont. De bovenzijde wordt gevormd door een humushoudende A1-horizont. Het is nog altijd niet duidelijk hoe de podzolen ontstaan. Aanvankelijk nam men



aan, dat ijzer bij lage pH in oplossing gaat en op zekere diepte bij hogere pH weer neerslaat. De pH die men in de podzolen aantreft is echter niet laag genoeg om ferrioxiden op te lossen. Men heeft aan de mogelijkheid gedacht, dat ijzer kan bewegen in combinatie met een beschuttend negatief geladen colloïde. Een dergelijke combinatie kan uitvlokken op plaatsen, waar tweewaardige ionen aanwezig zijn. In podzolen treft men deze echter zelden aan.

Ook de iso-elektrische theorie van Mattson geeft geen goede verklaring, omdat de benodigde pH-sprongen in de bodem niet aanwezig zijn. Het meest waarschijnlijke is, dat er complexen worden gevormd van metalen en organische verbindingen. Het blijft echter moeilijk te verklaren waarom deze in de B-horizont neerslaan. Waarschijnlijk spelen hierbij tal van omstandigheden een rol, zoals de werkzaamheid van micro-organismen, periodiek uitdrogen, reductie-oxydatie-omstandigheden, adsorptie van de organische stof aan gronddeeltjes, concentratie van de humeuze stoffen, enz. Men kan natuurlijk wel enige feiten vaststellen. Zo blijken de hoog gelegen humuspodzolen in de A-horizonten betrekkelijk arm te zijn aan ijzer en aluminium.

In de B-horizont vindt men meestal een maximum van beide elementen. Laag gelegen humuspodzolen hebben uit het gehele profiel ijzer verloren, terwijl aluminium nog duidelijk een maximum in de B-horizont te zien geeft (fig. 4.5) (PAPE, 1965). Wat dit voor de mineralenhuishouding van de plant betekent is nog niet duidelijk, maar bijvoorbeeld de fosfaathuishouding wordt er zeker door beïnvloed. Bijzonder hoge gehalten aan  $Al_2O_3$  vindt men in B-horizonten, die zijn verkit. De organische stof blijkt in de B-horizont van humuspodzolen gemakkelijk te vervloeien. De excrementen van bodemdieren worden gemakkelijk afgebroken. Dit gaat samen met hoge C/N-quotiënten. Vooral in laag gelegen humuspodzolen is de homogenisatie altijd gering geweest.

### 3.3. BEEKEERDGRONDEN

Deze bodems liggen altijd vrij dicht bij het grondwater of hebben in die situatie gelegen. Als voorname resultaat van de bodemvorming bezitten deze gronden een gewoonlijk goed ontwikkelde A1-horizont, die soms aanzienlijke afmetingen kan hebben. De organische stof hierin is veel stabielere dan die

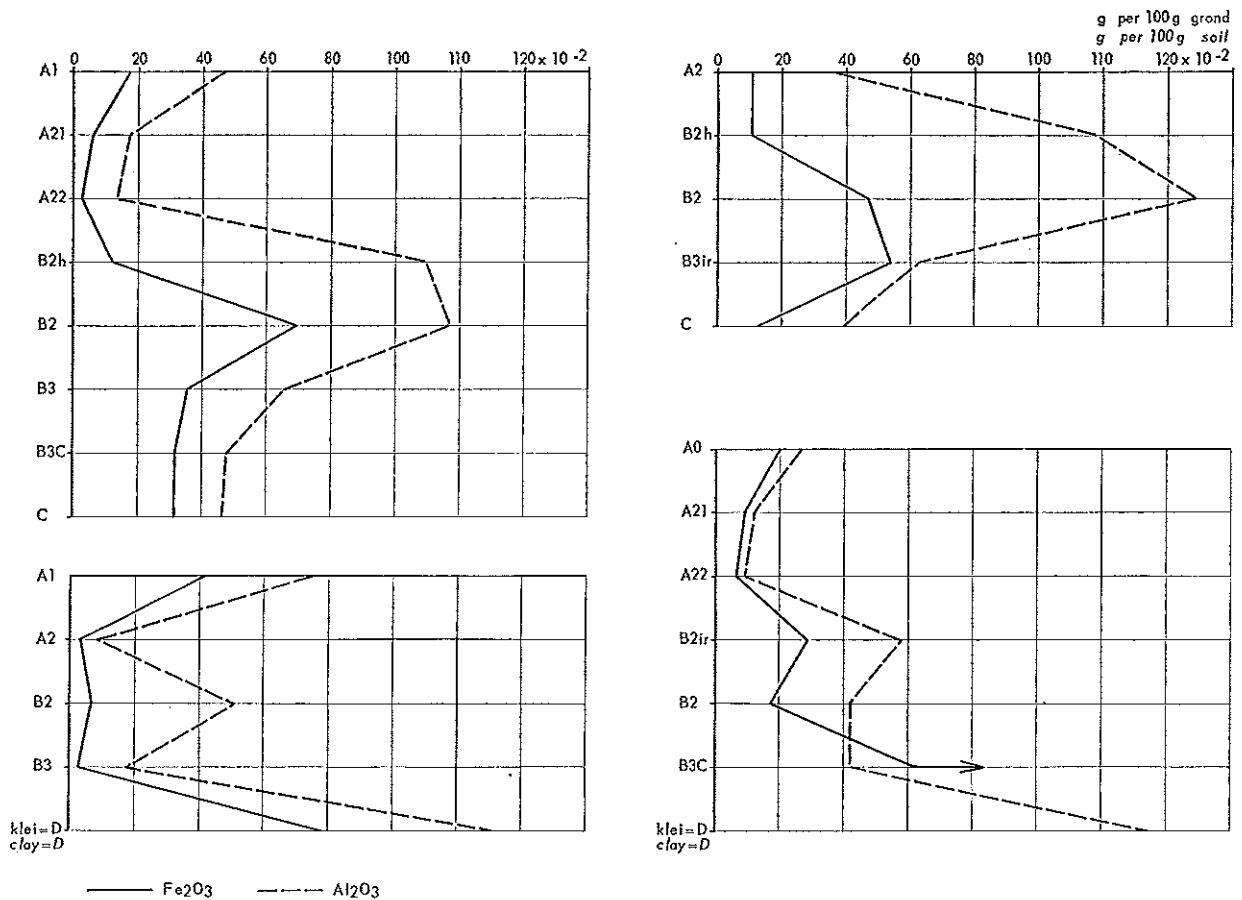


Fig. 4.5. Het verloop van de Fe- en Al-gehalten in enige humuspodzolgronden, gerangschikt van droog naar nat  
 $Fe_2O_3$  and  $Al_2O_3$  content of some humus podzol soils arranged from dry to wet

in de humuspodzolen en ook de humusvormen zijn meestal vrij stabiel. Het C/N-quotiënt is gewoonlijk laag.

In het gehele profiel zijn meestal duidelijke hydro-morfe verschijnselen aanwezig. Een groot deel van de roestvlammen en -vlekken en ook de ijzerconcreties, die men erin aantreft, bestaan uit ijzerverbindingen die door het grondwater zijn aangevoerd. Waarschijnlijk is een groot deel van dit ijzer afkomstig uit de humuspodzolen in de omgeving. Een grijze zone duidt aan beneden welke diepte het grondwater niet of zelden zakt. Deze gronden kunnen zo ijzerrijk zijn, dat de fosfaathuishouding er sterk door wordt gestoord.

Oriënterende onderzoekingen duiden erop, dat de pH van het grondwater van de ijzerrijke beekerdgronden hoger is dan die van de laag gelegen humuspodzolen.

#### 3.4. GOOREERDGRONDEN

Voorlopig wordt aangenomen, dat deze bodems een positie innemen tussen de beekerdgronden en de humuspodzolen zonder ijzerhuidjes. Er is evenwel nog weinig onderzoek aan verricht.

#### 3.5. ENKEERDGRONDEN

##### Lage en hoge zwarte enkeerdgronden

Deze gronden zijn ontstaan door de activiteiten van de mens. Gedurende vele eeuwen is door bemesting uit potstallen humushoudend zand op de akkers gebracht waardoor deze aanzienlijk zijn opgehoogd. In de omgeving van Eibergen liggen dekken van meer dan 120 cm dikte. Reeds vroeg is de mens met deze ophoging begonnen. Enige C 14-gegevens uit de omgeving van Eibergen tonen aan dat de onderste 20 cm van een oud bouwland is ontstaan tussen  $316 \pm 65$  jaar n. Chr. en  $660 \pm 65$  jaar n. Chr. Er komen zwart op bruine en zwarte oude bouwlanden voor (PAPE, 1966). Aangenomen wordt dat het kleurverschil wijst op een verschil in het gebruikte strooisel, namelijk kleiplaggen en bosstrooisel, respectievelijk heideplaggen.

De oude bouwlanden zijn aangelegd op zeer verschillende ondergronden, wat echter in de gebruikswaarde van de grond een geringe of geen rol speelt.

#### 3.6. VAAGGRONDEN IN DE RIVIERKLEI Kalkloze poldervaaggronden

Van de bodenvormende processen, die zich in deze gronden hebben afgespeeld is vrijwel niets bekend. De bodems zijn kalkloos, maar het is niet bekend of zij ook in kalkloos materiaal zijn ontstaan. De grote ijzerrijkdom van deze gronden is vermoedelijk een gevolg van ijzeraanvoer uit de omringende

humuspodzolen, maar ook uit sedimenten uit het achterland. Op veel plaatsen treft men in de rivierkleigronden (beekbezinkingsgronden) concreties aan van ijzer en mangaan. Opmerkelijk is de hoge adsorptiecapaciteit van de klei van de Berkel. Waarschijnlijk houdt dit verband met de montmorillonietachtige ijzermineralen die erin voorkomen (VAN DER MAREL, 1950).

Enige gronden, die wat hoger boven het grondwater liggen, zijn bovenin bruin. Het binnenste van de structurelementen is echter meestal grijs gebleven. De weinig gestoorde gelaagdheid van de beekbezinkingsgronden wijst op een geringe biologische activiteit. In veel gevallen heeft zich een A1-horizont in deze gronden ontwikkeld, doch deze is dikwijls te dun om te voldoen aan de eisen die in de bodemclassificatie aan een duidelijke A1 zijn gesteld.

#### 4. BODEMKAART, SCHAAL 1 : 25 000 (bijlage 12)

##### 4.1. HOOFDINDELING VAN DE LEGENDA

De kaarteenheden zijn samengevat in de volgende hoofdindeling:

- Humuspodzolgronden
- Enkeerdgronden
- Kalkloze zandeerdgronden
- Rivierkleigronden.

Zowel de humuspodzolgronden, de enkeerdgronden als de zandeerdgronden zijn zandgronden, hetgeen wil zeggen dat ze binnen 80 cm diepte voor meer dan de helft uit zand bestaan. Zand is mineraal materiaal met minder dan 8 % lutum. De rivierkleigronden bestaan tussen 0 en 80 cm voor meer dan de helft uit minerale lagen met meer dan 8 % lutum.

##### 4.1.1. Humuspodzolgronden

Hiertoe behoren de gronden, die een duidelijke humuspodzol B-horizont hebben en waarvan de A1-horizont dunner is dan 50 cm (fig. 4.6). De B-horizont kan sterk wisselen in dikte en intensiteit. Hij moet aan verschillende eisen, in het schema voor bodemclassificatie vastgelegd, voldoen. In de relatief hoog gelegen humuspodzolgronden, de kamp- en de haarpodzolgronden, is de B-horizont meestal compacter en dunner dan bij de lager gelegen laar- en veldpodzolgronden. Bij kamp- en haarpodzolgronden komen direct onder de B2-horizont ijzerhuidjes rondom de zandkorrels voor. In de C-horizont zijn soms dunne inspoelingslaagjes, zogenaamde fibers, aanwezig.

Bij de laar- en veldpodzolgronden ontbreken de ijzerhuidjes onder de B2-horizont. Boven de B2-horizont komt soms een B2h-horizont voor. Indien deze aanwezig is bevindt zich daarboven vaak een uitspoe-

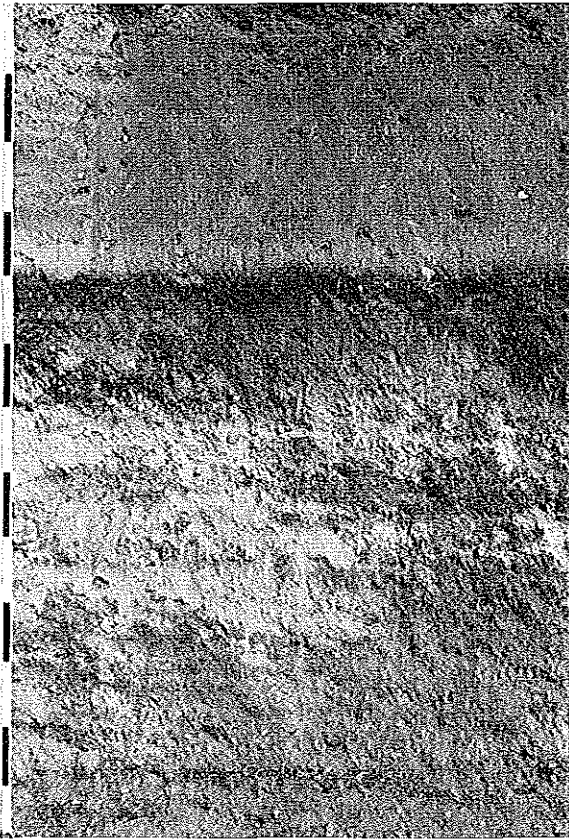


Fig. 4.6. Laarpodzolgrond  
*Laar podzol soil*

lingshorizont (A2-horizont), die zeer verschillend van aard kan zijn. Dikwijls is hij in het geheel niet zichtbaar, omdat hij door de bovenlaag, de A1-horizont, is geploegd. Wanneer hij echter wel aanwezig is, kunnen er onder andere grote verschillen in dikte optreden (10 - 80 cm). Vooral in de lage, natte laar- en veldpodzolgronden, die bovendien nog een storende ondergrond hebben, zijn soms zeer dikke A2-horizonten tot ontwikkeling gekomen.

Humuspodzolgronden zijn meestal ontstaan in leemarm of zwak lemig moedermateriaal en een voedselarm milieu. De humus in de humuspodzolgronden is van minder goede kwaliteit, hetgeen onder andere tot uiting komt in de C/N-verhouding. De humuspodzolgronden worden onderverdeeld naar de hydro-morfe kenmerken, de dikte van de humushoudende bovenlaag (A1-horizont) en de textuur van de bovengrond.

#### 4.1.2. Enkeerdgronden

Dit zijn zandgronden met een humushoudende bovengrond (A1-horizont) dikker dan 50 cm (fig. 4.7). Ze zijn ontstaan door menselijke activiteiten. De hoge enkeerdgronden komen meestal voor op dekzandruggen, die vaak de riviertjes of beken flankeren. De lage enkeerdgronden vindt men veelal in de omgeving

van bewoningskernen en lage terreingedeelten tussen de hoge enkeerdgronden. Een sterke concentratie van de hoge enkeerdgronden komt tussen Groenlo en Beltrum voor, overigens liggen ze verspreid door het gebied.

De kleur van de A1-horizont kan variëren van uiterst zwart tot zwartbruin. Uitgesproken bruine enkeerdgronden komen in dit gebied niet voor, wel profielen, waarvan het bovenste deel zwart en het onderste deel bruin is. In het algemeen liggen deze in de omgeving van de rivierkleigronden, terwijl de zwarte verder van de rivierklei af verspreid door het gebied voorkomen. De enkeerdgronden worden onderverdeeld naar grondwatertrappen, dikte van de bovengrond (A1-horizont) en textuur van de bovengrond.

#### 4.1.3. Kalkloze zandeerdgronden

De gronden, behorende tot deze groep hebben alle een humushoudende A1-horizont, die voldoet aan de eisen van „de minerale eerdlaag”, doch die minder dan 50 cm dik is, terwijl een duidelijke podzol-B-horizont ontbreekt. De A1-horizont rust op een grijze

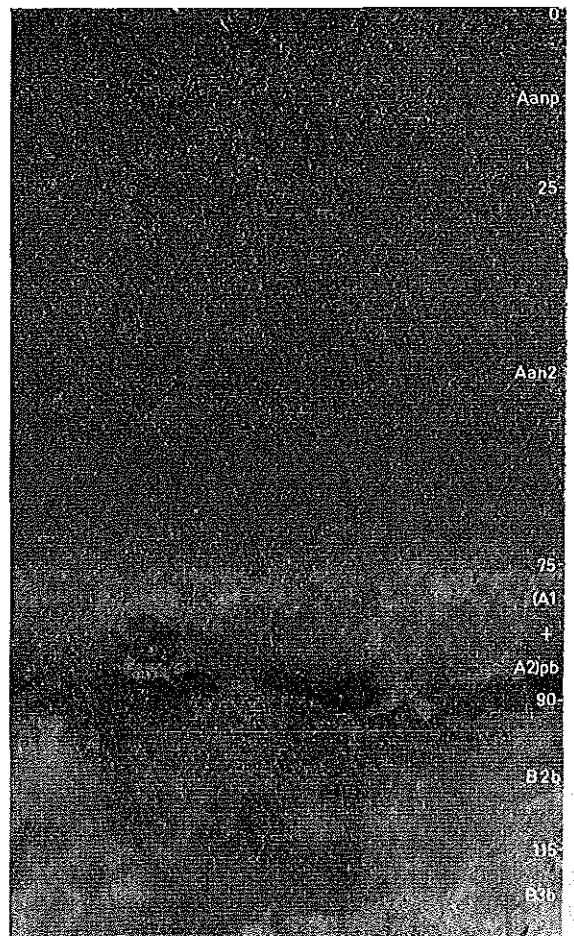


Fig. 4.7. Zwarte enkeerdgrond  
*Black enk earth soil (plaggen soil)*

al dan niet roestige, soms zwakbruin gekleurde ondergrond. Bij de gooreerdgronden, die roestarm zijn, wordt onder de A1-horizont vaak een zwakke podzol-B-horizont aangetroffen. De aard van de humus is in deze gronden meestal minder goed dan in de roestige bekeerdgronden van deze groep, hetgeen tot uiting komt in een hogere C/N-verhouding. Tevens zijn de bekeerdgronden meestal wat lemiger dan de gooreerdgronden.

Per definitie mogen de gooreerdgronden geen roest hebben ondieper dan 35 cm. In het oostelijk deel van het gebied komen echter gronden voor, die op een storende ondergrond van oude klei liggen. In het zand boven deze storende ondergrond zijn meestal profielen ontwikkeld met alle hiervoor besproken eigenschappen van de ijzerarme gronden. Als gevolg echter van de storende ondergrond heeft zich ondieper dan 35 cm enig roest ontwikkeld. Deze gronden zijn toch tot de gooreerdgronden gerekend en niet tot de bekeerdgronden. De bekeerdgronden komen voor in doorlopende laagten en op de overgang van de rivierkleigronden naar de wat hoger gelegen humuspodzolgronden.

In de omgeving van de rivierkleigronden zijn de bekeerdgronden sterk roestig. In oostelijke richting neemt de roest zodanig af, dat in het meest oostelijk gelegen deel van het gebied, naast humuspodzolgronden, slechts roestarme gooreerdgronden worden aangetroffen. De kalkloze zandeerdgronden worden onderverdeeld naar hun hydromorfe kenmerken en de textuur van de bovengrond.

#### 4.1.4. Rivierkleigronden

Dit zijn fluviaatle kleigronden zonder minerale eerdlaag. In dit gebied worden zij tot de kalkloze poldervaaggronden gerekend. Er is weinig zichtbare bodemvorming in te bespeuren. De bovengrond is tamelijk donker maar zeer dun. Alle op de kaart voorkomende rivierkleigronden zijn kalkloos, bezitten hydromorfe kenmerken ondieper dan 50 cm en een zandondergrond ondieper dan 120 cm beneden maai-veld. Zowel de zwaarte als de dikte van de kleilaag kunnen over korte afstanden sterk wisselen. De zwaarte bedraagt meestal 8-25 % lutum ( $< 2 \mu$ ), de dikte varieert van 40-120 cm, meestal echter 40-80 cm.

In de ondergrond komen fijnzandige, kleihoudende lagen en grofzandige, kleiarne lagen veelvuldig voor. Over het algemeen zijn de profielen erg roestig, waarbij de roest soms zeer diep doorgaat. De gronden liggen als aaneengesloten stroken tussen Groenlo en Borculo. Waarschijnlijk heeft daar vroeger de Slinge gelopen. Ook langs de Berkel komen deze gronden voor, een enkele keer als afgesloten kommetjes, vermoedelijk als gevolg van plaatselijke verstuingen in de beekdalen.

## 4.2. DE ONDERSCHIEDINGEN BINNEN DE HOOFDINDELING

### 4.2.1. Algemeen

De enkelvoudige kaarteenheden bestaan voor ten minste 70 % van de oppervlakte van ieder kaartvlak uit de door de codering aangegeven kaarteenheid. Ze zijn op de bodemkaart omgrensd door een volgetrokken zwarte lijn. De onderscheidingen zijn gelijk aan die welke worden gebruikt bij de kaartbladenkartering, schaal 1 : 50 000. In de enkeerdgronden zijn enige extra onderverdelingen aangebracht. De code van de symbolen, die in gebruik is bij de kaartbladenkartering, is alleen in de legenda aangegeven, ten einde vergelijking met andere karteringen mogelijk te maken.

Aanvankelijk waren 18 kaarteenheden onderscheiden, genummerd van 1 t/m 18. Later werd de bodemkaart enigermate vereenvoudigd, waardoor de kaarteenheden 1, 3 en 4 kwamen te vervallen.

De gronden van de in par. 4.1 genoemde hoofdindeling zijn onderverdeeld naar:

- hydromorfe kenmerken
- dikte van de humushoudende bovenlaag, A1-horizont
- textuur van de bovengrond (gemiddeld van 0-40 cm).

### 4.2.2. Hydromorfe kenmerken

Gronden, die tot hoog in het profiel permanent of periodiek met water zijn verzadigd of dit voorheen waren, tonen hiervan de sporen. Door afwisselende oxydatie- en reductie-omstandigheden ontstaat een bepaalde verdeling van de ijzerverbindingen in de grond. Deze verdeling is enigermate te meten aan de kleur en vlekkerigheid (roest- en reductievlekken) in het profiel en aan het ontbreken van ijzerhuidjes rondom de zandkorrels.

Naast de ijzerverdeling geven ook bepaalde lagen in het profiel aanwijzing omtrent de waterbeweging in de grond, namelijk een totaal gereduceerde ondergrond (G-horizont) al dan niet met wortel- of houtresten. De hydromorfe kenmerken zijn:  
in de humuspodzolgronden geen ijzerhuidjes rondom de zandkorrels onmiddellijk onder de B2-horizont,  
in de kalkloze zandeerdgronden een G-horizont ondieper dan 80 cm beginnend of geen ijzerhuidjes rondom de zandkorrels onder de A-horizont,  
in de rivierkleigronden reductievlekken binnen 50 cm.

Opmerking: In de enkeerdgronden zijn de hydromorfe kenmerken niet gedefinieerd. Zij worden verdeeld in lage en hoge enkeerdgronden met behulp van de grondwatertrappen (Gt). De lage enkeerdgronden liggen op Gt III of lager (zie hiervoor par. 5). De hoge zwarte enkeerdgronden op Gt V en hoger.

#### 4.2.3. Dikte van de humushoudende bovenlaag (A1-horizont)

De dikte van de humushoudende bovenlaag is in de volgende klassen ingedeeld:

0 - 30 cm = dun	} onderscheiden bij humuspodzolgronden.
30 - 50 cm = matig dik	
50 - 80 cm = dik	} onderscheiden bij enkeerdgronden.
> 80 cm = zeer dik	

In kalkloze zandeerdgronden is geen onderscheid gemaakt in de dikte van de humushoudende bovenlaag. Meestal is deze dunner dan 30 cm.

In de rivierkleigronden is geen duidelijke A1-horizont aanwezig. De dikte van de humushoudende bovenlaag is dientengevolge niet als criterium gehanteerd.

#### 4.2.4. Textuur van de bovengrond

De zandgronden zijn beoordeeld naar het gemiddelde leemgehalte (= gehalte aan delen  $< 50 \mu$ ) van de bovenste 40 cm van het bodemprofiel. De volgende indeling is hierbij gebruikt:

0 - 10 %	$< 50 \mu$	= leemarm	} lemig.
10 - 17,5 %	$< 50 \mu$	= zwak lemig	
17,5 - 32,5 %	$< 50 \mu$	= sterk lemig	

Onderscheiden zijn:

in de humuspodzolgronden:

leemarm en zwak lemig	0 - 17,5 %	$< 50 \mu$
zwak lemig	10 - 17,5 %	$< 50 \mu$

in enkeerdgronden:

zwak lemig	10 - 17,5 %	$< 50 \mu$
lemig	10 - 32,5 %	$< 50 \mu$

in de kalkloze zandeerdgronden:

leemarm en zwak lemig	0 - 17,5 %	$< 50 \mu$
zwak lemig	10 - 17,5 %	$< 50 \mu$
lemig	10 - 32,5 %	$< 50 \mu$

De rivierkleigronden zijn naar het percentage lutum (delen  $< 2 \mu$ , eveneens het gemiddelde gehalte van de bovenste 40 cm) ingedeeld:

8 - 25 % = zavel;  $> 25$  % = klei. In dit gebied komt slechts een lutumklasse voor namelijk die van 8 - 35 %,  $< 2 \mu$  (zavel en klei).

Opmerking: Er is geen indeling gemaakt naar de grofheid van het zand, omdat het niet mogelijk was deze af te grenzen. Alle onderscheiden kaartvlakken zijn fijnzandig (M50-mediaan, 50 - 210  $\mu$ , meestal echter 150 - 180  $\mu$ ). Waar echter grof zand en/of grind voorkomt is dit met een toevoeging per beschreven boorpunt op de kaart aangegeven.

### 4.3. TOEVOEGINGEN

#### 4.3.1. Inleiding

Om verschillende redenen zijn sommige kenmerken

en eigenschappen niet als afzonderlijke legendapunten opgenomen, maar zijn als toevoeging in de verschillende kaartvlakken aangegeven bij de desbetreffende beschreven boringen.

#### 4.3.2. Beschrijving van de gebruikte toevoegingen

##### a. Zanddek 15 à 40 cm dik

Deze toevoeging komt alleen maar voor in het noordwestelijk deel van het gebied in een vlak kalkloze poldervaaggronden, op de bodemkaart (code 18). Het betreft hier opgebracht al dan niet humeus zand van wisselende dikte.

##### b. Grind en/of grof zand ondieper dan 40 cm beginnend

Deze toevoeging komt vooral in het oostelijk deel van het gebied voor. Het grove materiaal is in hoofdzaak terrasand. Dit terrasand is zeer grillig van patroon. Het is op de bodemkaart met een duidelijk teken aangegeven, zodat onmiddellijk opvalt, waar men deze grove afzettingen kan aantreffen. De textuur kan uiteenlopen van grof zand tot zeer grof grind.

##### c. Grind en/of grof zand beginnend tussen 40 en 80 cm en minstens 40 cm dik of beginnend dieper dan 80 cm en doorgaand tot dieper dan 120 cm

Als toevoeging b, doch dieper dan 40 cm beginnend.

##### d. Oude klei ondieper dan 40 cm beginnend

De toevoeging komt in het oostelijk deel van het gebied sporadisch voor. Waar in dit rapport gesproken wordt over „oude klei” wordt hiermede bedoeld zowel Miocene klei als keileem.

##### e. Oude klei beginnend tussen 40 en 120 cm en minstens 20 cm dik

Deze toevoeging komt in het oostelijk deel van het gebied veelvuldig voor. De diepte, waarop deze oude klei begint wisselt sterk. De klei loopt meestal door tot dieper dan 120 cm, waarschijnlijk is hij zelfs tientallen meters dik.

##### f. Grind en/of grof zand ondieper dan 40 cm beginnend en oude klei beginnend tussen 40 en 120 cm en minstens 20 cm dik

Deze toevoeging geeft aan dat in één profiel zowel grind en/of grof zand als oude klei voorkomt. In

deze toevoeging zijn de toevoegingen b en c gecombineerd.

- g. Grind en/of grof zand beginnend dieper dan 40 cm en minstens 20 cm dik en oude klei beginnend tussen 40 en 120 cm en minstens 20 cm dik

Als f, doch dieper dan 40 cm beginnend. De grind en/of grofzandlaag kan wat dunner zijn.

- h. Plaatselijk verwerkt en groten-deels geëgaliseerd

Deze toevoeging geeft die gronden aan, die door ontginning, herontginning, egalisatie enz. dieper dan 40 cm verwerkt zijn en daardoor duidelijk afwijken van het oorspronkelijke profiel. Het is, gezien de boringsdichtheid en de kaartschaal, niet mogelijk deze gronden af te grenzen. Waar op de kaarten deze toevoeging is geplaatst, kan men op of nabij die plek verwerkte gronden aantreffen, al dan niet geëgaliseerd.

In de omgeving van Beltrum is enige jaren geleden een ruilverkaveling uitgevoerd, waarbij gronden zijn ontgonnen of herontgonnen. Daardoor komt hier deze toevoeging vrij veel voor. Ten gevolge van grindwinning, ten oosten van de weg Eibergen-Groenlo, ook daar. Verder komt deze toevoeging verspreid door het gebied voor.

- i. Plaatselijk afgegraven

Deze toevoeging geeft aan waar recentelijk percelen, of delen ervan, zijn afgegraven om grind en/of grof zand te winnen. Ze komen voor ten oosten van de spoorlijn Eibergen-Groenlo.

#### 4.4. BIJZONDERE ONDERSCHIEDINGEN

Sommige, in hoofdzaak geografische onderscheidingen, zoals open water, zand- en grindgroeven, bebouwing en dergelijke zijn als zogenaamde bijzondere onderscheidingen op de kaart aangegeven.

## 5. GRONDWATERREGIME EN GRONDWATERTRAPPEN

De grondwaterstand en zijn fluctuaties zijn van betekenis voor de water- en luchthuishouding van de grond en nemen een belangrijke plaats in onder de factoren die bepalend zijn bij de beoordeling van de geschiktheid van de grond als cultuurgrond. Daarom is het gewenst dat de bodemkaart er informatie over geeft. De gegevens over grondwaterstanden op de bodemkaart zijn vervat in de grondwatertrappen (afgekort: Gt's). Het zijn de klassen van de grondwatertrappenindeling. De volgende gedachtengang ligt aan deze indeling ten grondslag.

De grondwaterstand op een plaats varieert in de loop van een jaar. In het algemeen zal het niveau in de winter hoger zijn dan in de zomer. Bovendien zullen ook van jaar tot jaar verschillen optreden, met andere woorden de tijdstijghoogtelijnen die het verband tussen de diepteligging van de grondwaterspiegel beneden maaiveld en de tijd aangeven, zullen van jaar tot jaar een verschillend verloop vertonen. Het is mogelijk door zulk een bundel tijdstijghoogtelijnen een gemiddelde grondwaterstandscurve te trekken. De top respectievelijk het dal van deze curve laat zien tot welke stand in een gemiddeld jaar het grondwater in de winter stijgt en in de zomer daalt. De grondwaterstandswaarden, afgelezen bij de top en het dal van de gemiddelde curve, worden de gemiddeld hoogste grondwaterstand (afgekort GHG) respectievelijk de gemiddeld laagste grondwaterstand (afgekort GLG) genoemd.

### 5.1. INDELING VAN DE GRONDWATERTRAPPEN

Het gemiddeld verloop van de grondwaterstand op een bepaalde plaats kan - sterk schematisch - worden gekarakteriseerd door de GHG en de GLG. De waarden die men voor deze grootheden vindt, kunnen van plaats tot plaats vrij sterk variëren. Daarom is de klassenindeling, die is ontworpen op basis van de

Tabel 4.1. Grondwatertrappenindeling in cm - maaiveld

	Grondwatertrap							
	I	II	III	IV	V	VI	VIIa	VIIb
Gem. hoogste grondwaterstand (GHG) <i>Mean highest groundwater level (GHG)</i>	—	—	< 40	> 40	< 40	40 - 80	80 - 120	> 120
Gem. laagste grondwaterstand (GLG) <i>Mean lowest groundwater level (GLG)</i>	< 50	50 - 80	80 - 120	80 - 120	> 120	> 120	> 120	> 120
	<i>I</i>	<i>II</i>	<i>III</i>	<i>IV</i>	<i>V</i>	<i>VI</i>	<i>VIIa</i>	<i>VIIb</i>
	<i>Groundwater class</i>							

Table 4.1. Groundwater level for various groundwater classes in cm below soil surface

GHG en de GLG, betrekkelijk ruim van opzet (tabel 4.1). Elk van deze klassen - de grondwatertrappen (Gt's) - is gedefinieerd door een combinatie van een zeker GHG- en GLG-traject (bijv. GHG 40 - 80 cm met GLG > 120 cm beneden maaiveld, Gt VI), of alleen door een GLG-traject (bijv. GLG 50 - 80 cm, Gt II); in het laatste geval ligt de GHG namelijk vrijwel steeds in de buurt van het maaiveld.

Wanneer aan een vlak van een kaarteenheden of aan een deel ervan een bepaalde Gt is toegekend, wil dat zeggen dat de GHG's en de GLG's van de gronden binnen het vlak, afgezien van afwijkingen ten gevolge van het voorkomen van onzuiverheden, zullen variëren binnen de grenzen gesteld voor de betreffende Gt. Daarmee wordt dus informatie gegeven over de grondwaterstanden die men er in de zomer (GLG), respectievelijk in de winter (GHG) in een gemiddeld jaar mag verwachten.

Evenals bij de kaarteenheden, wordt bij de begrenzing van de grondwatertrappen een onzuiverheid van circa 30 % van de oppervlakte van het met een bepaalde Gt aangegeven vlak toegelaten. Voor zover de Gt-grenzen niet samenvallen met die van de kaarteenheden, worden ze aangegeven met een blauwe lijn. Hierbij zij opgemerkt dat getracht is, waar enigszins mogelijk, de Gt-grenzen met bodemgrenzen te laten samenvallen om het kaartbeeld niet onnodig gecompliceerd te maken.

## 5.2. KARTERING VAN DE GRONDWATERTRAPPEN

Zoals uit de inleiding blijkt zou de meest objectieve methode om grondwatertrappen te karteren, een intensieve en langdurige waterstandsopname zijn. Voor het toepassen van deze methode ontbreekt echter de tijd. Daardoor moet gebruik worden gemaakt van een aantal andere hulpmiddelen, als: de grondwaterverschijnselen in het profiel, de topografie, bodemgebruik en vegetatie, bodemvorming, constateren van de hoogte van het grondwater in de boorgaten en het vaststellen van slootwaterstanden tijdens de kartering.

### 5.2.1. Grondwaterverschijnselen in het profiel

De waterbeweging in de grond laat duidelijke sporen na. Totaal gereduceerde blauwgrijze kleuren geven met vrij grote zekerheid de GLG aan. Roestvlekken met daarnaast reductiekleuren geven goede inlichtingen betreffende de GHG. In ijzerarme gronden, waar genoemde verschijnselen veel minder duidelijk optreden, zijn eveneens kenmerken aanwezig, zoals bleke vlekjes en vaalbruine tinten, die aanwijzingen geven omtrent de waterbeweging, zij het minder duidelijk.

### 5.2.2. Topografie

In open zandgronden kan men op een bepaalde

plaats aan grondwaterverschijnselen de Gt duidelijk vaststellen. Met deze plaats als uitgangspunt kan men van de directe omgeving aan de hand van relatieve hoogteverschillen de Gt schatten. Het trekken van een Gt-grens geschiedt dan ook vaak aan de hand van in het veld zichtbare hoogteverschillen. Bij de kartering „Leerinkbeek” moest hiervan echter sterk worden afgeweken, door het voorkomen van storende ondergronden. Niet zelden komt het voor, dat topografisch hogere delen natter zijn dan lagere.

### 5.2.3. Bodemgebruik en vegetatie

Bodemgebruik en vegetatie geven vaak, zij het dan globaal, een indruk van de ligging ten opzichte van het grondwater. Aaneengesloten grascomplexen liggen altijd op lage Gt's, bouwlanden op hogere. Biezen, zeggen en geknikte vossenstaart zijn duidelijke vocht-indicatoren.

### 5.2.4. Bodemvorming

Het grondwater speelt een belangrijke rol bij de bodemvorming. Omgekeerd geeft de aard van de bodem een aanwijzing voor de Gt. Voorbeelden hiervan zijn de lage ligging van de bekeerd- en gooreerdgronden, terwijl bij humuspodzolen de aard van de bodemhorizonten in veel gevallen een indruk kan geven van de hydrologische omstandigheden waaronder zij ontstonden. Zo duidt een fletse, diep doorgaande B2-horizont erop, dat de grond bij hoge grondwaterstanden is ontstaan. Men dient zich er wel van te overtuigen, dat geen ingrijpende ontwatering heeft plaatsgevonden.

### 5.2.5. Het constateren van de hoogte van het grondwater in boorgaten en het vaststellen van slootwaterstanden tijdens de kartering

Tijdens de kartering is gelet op slootwaterstanden en de waterstanden in de geboorde gaten. Wetende in welke periode van het jaar men karteert, draagt deze waarneming bij tot een goede vaststelling van de Gt.

## 5.3. DE GRONDWATERSTAND IN DE OMGEVING VAN HET POMPSTATION VAN DE WATERLEIDING OOSTELIJK GELDERLAND

Bij de kartering van de grondwatertrappen in de omgeving van het pompstation bij Haarlo, bleek dat daar de geconstateerde grondwaterstanden niet in overeenstemming waren met de verwachtingen, die uit de hydromorfe kenmerken konden worden afgeleid. De hydromorfe kenmerken geven een indruk van de grondwaterstanden, zoals deze lang geweest zijn. Zij stammen waarschijnlijk uit de tijd vóór de wateronttrekking door het pompstation. Op de grondwatertrappenkaart is de toestand aangegeven, zoals die uit de hydromorfe kenmerken kan worden afge-

lezen. Het gebied waarbinnen lagere grondwaterstanden kunnen worden verwacht dan door de Gt-klassen wordt aangegeven is met een bijzondere signatuur op de kaart aangegeven. Behalve de wateronttrekking door het pompstation, hebben vermoedelijk ook enige diepe leidingen de grondwaterstand in een gedeelte van het omgrensde gebied verlaagd.

## 6. BESCHRIJVING VAN DE ONDERSCHEIDEN KAARTEENHEDEN VAN DE BODEMKAART SCHAAL 1 : 25 000 (bijlage 12)

In de volgende paragrafen zullen de op de bodemkaart onderscheiden kaarteenheden worden besproken, waarbij steeds in dezelfde volgorde de volgende punten naar voren komen:

- kaarteenheden
- omschrijving van de kaarteenheden
- landbouwkundige geschiktheid
- waterhuishouding.

### 6.1. HUMUSPODZOLGRONDEN

#### 6.1.1. Laarpodzolgronden 9 (cHn21)

Laarpodzolgronden zijn humuspodzolgronden zonder ijzerhuidjes direct onder de B2-horizont. De bovengrond is 30 - 50 cm dik en bestaat uit zwak lemig fijn zand. Het humusgehalte bedraagt 3 - 7 %. De bovenlaag bevat meestal 12 - 15 % leem, naar beneden neemt het leemgehalte af en is dan meestal minder dan 10 %. De loodzandlaag (A2-horizont) is in veel profielen afwezig, omdat deze door de toegepaste grondbewerking vermengd is met de bovengrond, die daardoor vaak grijszwart van kleur is. Soms kan echter een dikke A2-horizont aanwezig zijn.

De overgang van de A1- of A2-horizont naar de B-horizont is vrij scherp. De kleur van de B2-horizont varieert van zwartbruin tot lichtbruin, de dikte van 10 tot 100 cm. Plaatselijk kan deze B-laag verkit zijn. De overgang van B- naar C-horizont verloopt meestal geleidelijk. De hydromorfe kenmerken zijn in humuspodzolgronden vaak moeilijk te omschrijven. In tegenstelling tot beek- en gooreerdgronden komen totale reductie of duidelijke roest niet voor, doch veelal wel blekingsvelden en bruingrijze kleuren; soms is er wat roest in de ondergrond. De laarpodzolgronden behoren tot de wat oudere ontginningsgronden. Zij komen verspreid door het gebied voor over geringere oppervlakten. Ten oosten van de weg Eibergen-Groenlo worden enige profielen met oude klei in de ondergrond aangetroffen.

De laarpodzolgronden liggen voornamelijk op grondwatertrap V, voorts op de Gt's III, VI en VIIa. De gronden zijn in gebruik voor akker- en weidebouw.

#### Landbouwkundige geschiktheid

Akkerbouw: Op Gt V geschikt voor haver; geschikt tot matig geschikt voor aardappelen en voederbieten; weinig geschikt voor rogge, te nat.

Op Gt III matig geschikt voor zomergewassen, soms te nat; weinig geschikt voor rogge, te nat.

Op Gt VI geschikt voor rogge, haver en aardappelen; matig geschikt voor voederbieten, te droog.

Op VIIa geschikt tot matig geschikt voor rogge, haver en aardappelen; weinig geschikt voor voederbieten, te droog.

Weidebouw: Op Gt V geschikt, echter met lichte zomerdepressie.

Op Gt III geschikt, echter iets laat.

Op Gt VI matig geschikt, te droog.

Op Gt VIIa matig geschikt, te droog.

#### Waterhuishouding

Een verlaging van de hoogste grondwaterstanden bij Gt III en V geeft een gunstig effect. Bij Gt VI en VIIa zal ontwatering de kans op verdrogen doen toenemen.

#### 6.1.2. Veldpodzolgronden 10 (Hn21)

Veldpodzolgronden zijn humuspodzolgronden zonder ijzerhuidjes direct onder de B2-horizont. De bovengrond is dunner dan 30 cm en bestaat uit leemarm en zwak lemig fijn zand. Het humusgehalte bedraagt 3 - 7 %, het leemgehalte van de bovenlaag 10 - 14 %, soms minder dan 10 % en een enkele keer, wanneer in de ondergrond klei voorkomt, kan het leemgehalte wat hoger zijn. Overigens neemt het, evenals bij de laarpodzolgronden, naar beneden af. In het oostelijk deel van het gebied bevatten deze gronden veel grind en meestal ook grof zand (toevoegingen b en c). Ook ligt in deze omgeving een oppervlakte van veldpodzolgronden, waarin op sterk wisselende diepte oude klei in de ondergrond wordt aangetroffen (toevoegingen d en e). Plaatselijk komen de toevoegingen f en g voor. In deze gronden is veel gegraven om grind en zand te winnen, zodat er nogal wat verwerkte profielen zijn (toevoeging h), soms zijn zij verwerkt ten gevolge van de ontginning. Het zijn namelijk overwegend jonge ontginningsgronden. Voor verdere bijzonderheden zie de laarpodzolgronden 9 (cHn21).

Veldpodzolgronden beslaan grote oppervlakten over het gehele gebied en liggen voornamelijk op de grondwatertrappen III, V en VI en voorts in een zeer geringe oppervlakte op Gt II, VIIa en VIIb. Op Gt II en III komt overwegend grasland voor en enig bos. Op Gt V grasland, bouwland en enig bos. Op Gt VI, VIIa en VIIb bijna uitsluitend bouwland, op een klein gedeelte bos.

#### Landbouwkundige geschiktheid

Akkerbouw: Gt III matig geschikt, soms te nat; weinig geschikt voor rogge, te nat.



Gt V geschikt voor haver; geschikt tot matig geschikt voor aardappelen en voederbieten; weinig geschikt voor rogge, te nat.

Gt VI, VIIa en VIIb geschikt tot matig geschikt voor rogge; matig geschikt voor haver en aardappelen, te droog; weinig geschikt voor voederbieten, te droog. Naarmate de Gt van deze laatste groep lager is, is de landbouwkundige geschiktheid voor genoemde teelten beter.

Weidebouw: Gt III geschikt, echter iets laat en plaatselijk met lichte zomerdepressie, Gt V geschikt, echter met lichte zomerdepressie. Gt VI, VIIa en VIIb minder geschikt voor grasland, te droog. Naarmate echter van deze laatste groep de Gt lager is, is de geschiktheid voor grasland beter.

#### Waterhuishouding

Bij gronden op Gt III en V is het gewenst om door ontwatering de hoogste toppen in de winter- en voorjaarsstanden wat af te vlakken. De zomerwaterstand dient behouden of zo mogelijk wat opgevoerd te worden, daar anders de kans op zomerdepressie gaat toenemen. Bij Gt VI doet ontwatering de kans op verdrogen toenemen. Bij Gt VIIa en VIIb heeft ontwatering geen effect.

#### 6.1.3. Kamppodzolgronden 11 (cHd21)

Kamppodzolgronden zijn humuspodzolgronden met ijzerhuidjes direct onder de B2-horizont. De bovengrond is 30 - 50 cm dik en bestaat uit zwak lemig fijn zand. Het humusgehalte is 4 - 7 %. Het leemgehalte van de bovenlaag bedraagt 10 à 12 %. In de ondergrond altijd minder dan 10 %. De humus in de A1-horizont is wat milder dan die van de humuspodzolen met een dunne humushoudende bovenlaag. In de meeste profielen is de loodzandhoudende A2-horizont afwezig, omdat deze door de bovengrond is geploegd. Plaatselijk kan een B2h-horizont en/of een verkitte B-laag aanwezig zijn. Soms komen in deze kaarteenheden grofzand en/of grindlagen voor (toevoegingen b en c).

De kamppodzolgronden liggen op grondwatertrap VIIb. Zij beslaan een geringe oppervlakte ten zuidwesten van Eibergen en zijn in gebruik als bouwland.

#### Landbouwkundige geschiktheid

Akkerbouw: geschikt voor rogge, haver en aardappelen; weinig geschikt voor voederbieten, te droog.

Weidebouw: matig geschikt voor grasland, te droog.

#### Waterhuishouding

Ontwatering heeft geen effect.

#### 6.1.4. Haarpodzolgronden 12 (Hd21)

Haarpodzolgronden zijn humuspodzolgronden met ijzerhuidjes direct onder de B2-horizont, de bovengrond is dunner dan 30 cm en bestaat uit leemarm en

zwak lemig, fijn zand. Het humusgehalte is 3 - 6 %. Het leemgehalte van de bovenlaag bedraagt meestal 5 à 12 %, naar beneden is dit altijd minder dan 10 %. De kwaliteit van de humus in de bovenlaag is aan de wrede kant. Meestal is de loodzandhoudende laag (A2-horizont) door de bovenlaag (A1-horizont) geploegd. Soms is een B2h-horizont aanwezig. Plaatselijk kunnen B2-horizonten verkit zijn. Een gedeelte van deze gronden komt voor met meer of minder dikke grove zand- en/of grindlagen.

De haarpodzolgronden komen voor ten zuidwesten van Eibergen. De oppervlakte van deze kaarteenheden is gering. Zij komen voor op grondwatertrappen VIIa en VIIb. De gronden zijn in gebruik als bouwland en bos.

#### Landbouwkundige geschiktheid

Akkerbouw: matig geschikt voor rogge;

matig geschikt voor haver en aardappelen, te droog;

weinig geschikt voor voederbieten, te droog.

Weidebouw: weinig geschikt voor blijvend grasland, te droog.

#### Waterhuishouding

Ontwatering heeft geen effect.

## 6.2. ENKEERDGRONDEN

### 6.2.1. Lage enkeerdgronden 2 (EZg23)

De bovengrond van lage enkeerdgronden is 50 - 80 cm dik en bestaat uit lemig fijn zand. Het humusgehalte van de bovenlaag bedraagt 4 à 8 %, doch plaatselijk kan dit op de lagere gedeelten van de kaarteenheden oplopen tot ca. 12 %. Het leemgehalte van de bovenlaag bedraagt meestal 15 - 25 %, de ondergrond is meestal zwak lemig, 10 à 15 %.

De lage enkeerdgronden komen voor aan de randen van de hoge enkeerdgronden en in de buurt van bewoningskernen. Ze beslaan slechts een geringe oppervlakte, liggen op grondwatertrap III en zijn overwegend in gebruik als grasland, soms als bouwland.

#### Landbouwkundige geschiktheid

Akkerbouw: Matig geschikt voor zomergewassen, soms te nat; weinig geschikt voor rogge, te nat.

Weidebouw: Geschikt, echter iets laat.

#### Waterhuishouding

Enige verlaging van de winter- en voorjaarsgrondwaterstanden zal de gebruiksmogelijkheden doen toenemen.

### 6.2.2. Hoge zwarte enkeerdgronden

Deze gronden zijn onderverdeeld in 4 verschillende kaarteenheden, namelijk:

5 (zEZd21) hoge zwarte enkeerdgronden met een

bovengrond dikker dan 80 cm, bestaande uit zwak lemig fijn zand,

- 6 (zEZ21) hoge zwarte enkeerdgronden met een bovengrond van 50 - 80 cm dik, bestaande uit zwak lemig fijn zand,
- 7 (zEZd23) hoge zwarte enkeerdgronden met een bovengrond dikker dan 80 cm, bestaande uit sterk lemig fijn zand,
- 8 (zEZ23) hoge zwarte enkeerdgronden met een bovengrond van 50 - 80 cm dik, bestaande uit sterk lemig fijn zand.

Om herhalingen te voorkomen worden deze kaart-eenheden gezamenlijk beschreven. In de omgeving van Beltrum en langs het riviertje de Berkel komen enige van deze gronden voor met een bruine of bruinzwarte laag wat dieper in het profiel. Deze lagen zijn altijd minder humeus dan de uitgesproken zwarte. Ze zijn zwak tot sterk lemig. Met deze bruine laag wordt niet bedoeld een bruine podzol-B-horizont.

Bij de overige hoge zwarte enkeerdgronden komt soms een humuspodzol in de ondergrond voor. Als bij deze eenheden de GHG ondieper dan 120 cm voorkomt, worden soms roest- of blekingsvlekken in het profiel aangetroffen. Bij zwak lemige, hoge, zwarte enkeerdgronden (5: zEZd21 en 6: zEZ21) bedraagt het leemgehalte meestal 14 tot 17,5 %. Het humusgehalte varieert van 4 tot 7 %. Bij de lemige, hoge zwarte enkeerdgronden (7: zEZd23 en 8: zEZ23) varieert het leemgehalte van 15 tot 25 %, het humusgehalte van 4 tot 7 %. Naar beneden neemt zowel het humus- als leemgehalte meestal enige procenten af.

Ten zuiden van Eibergen hebben sommige van deze gronden grind en/of grofzand in de ondergrond (toevoeging c). De zwarte enkeerdgronden komen in een tamelijk grote oppervlakte verspreid over het gebied voor op de grondwatertrappen V, VI, VIIa en VIIb. Op Gt V overweegt grasland, op de andere Gt's bouwland; grasland komt sporadisch voor.

#### Landbouwkundige geschiktheid

Akkerbouw: Op Gt V geschikt voor haver; geschikt tot matig geschikt voor aardappelen en voederbieten; weinig geschikt voor rogge, te nat.

Op Gt VI geschikt voor rogge, haver, aardappelen en voederbieten.

Op Gt VII geschikt voor rogge, haver en aardappelen; geschikt tot matig geschikt voor voederbieten, zomerdepressie.

Weidebouw: Op Gt V en VI geschikt. Op Gt VII iets minder geschikt, zomerdepressie.

Naarmate humus- en leemgehalte hoger zijn en de humeuze bovenlaag dikker is, wordt de kans op zomerdepressie geringer. Hierbij dient te worden opgemerkt, dat, hoewel er sprake is van een meer of minder sterke zomerdepressie, deze gronden zeer vroeg zijn en tot laat in de herfst beweidbaar.

#### Waterhuishouding

Bij de gronden op Gt V zal enige verlaging van de grondwaterstand in de winter en het voorjaar de gebruiksmogelijkheden doen toenemen, overigens komt wateroverlast in de huidige toestand niet voor. Er treden in het groeiseizoen vooral op Gt VIIa en VIIb nog wel eens zomerdepressies op bij teelten van gewassen, die veel vocht eisen. Indien dit ondervangen zou kunnen worden door watertoevoer, zou de geschiktheid van deze gronden voor teelten als voederbieten en gras nog verbeteren.

### 6.3. KALKLOZE ZANDEERDGRONDEN (met minerale eerdlaag)

#### 6.3.1. *Beekeerdgronden* 12 (pZg21) en 14 (pZg23)

Deze roestige gronden hebben geen ijzerhuidjes direct onder de A1-horizont. De humushoudende bovengrond is meestal dunner dan 30 cm en bestaat uit zwak lemig fijn, resp. lemig fijn zand op een bleekgrijze, naar beneden minder roestig wordende ondergrond. Het humusgehalte van beide kaarteenheden bedraagt 3 - 8 %. Het leemgehalte van de bovenlaag van kaarteenheid 13 bedraagt 10 - 17,5 %, naar beneden meestal afnemend tot minder dan 10 %. Kaarteenheid 14 heeft een leemgehalte van 10 - 32,5 %, meestal echter van 15 - 25 %, naar beneden afnemend tot 15 - 5 %.

De overgang van de humeuze A1-horizont naar de C-horizont is als regel vrij scherp. Roest komt onregelmatig verdeeld over het gehele profiel voor tot op de blauwgrijze gereduceerde ondergrond, die meestal binnen 120 cm ligt en dikwijls onverteerde plantenresten bevat.

In de omgeving van de rivierkleigronden zijn de beekeerdgronden steeds duidelijk roestig, terwijl in oostelijke richting het percentage roest afneemt. De beekeerdgronden ten zuiden van Eibergen zijn dan ook slechts zwak roestig. Soms komen in deze gronden lagen met Mn- en Fe-concreties voor; plaatselijk worden meer of minder dikke grofzand- en/of grindlagen aangetroffen (toevoegingen b en c). Soms komt in de ondergrond oude klei voor (toevoeging e).

De beekeerdgronden beslaan, verspreid over het gebied, een vrij groot oppervlak, liggen op de grondwatertrappen II, III en V en zijn in gebruik voor akker- en weidebouw.

#### Landbouwkundige geschiktheid

Akkerbouw: Op Gt II weinig geschikt, te nat.

Op Gt III matig geschikt voor zomergewassen, te nat; weinig geschikt voor rogge, te nat.

Op Gt V geschikt voor haver; geschikt tot matig geschikt voor aardappelen en voederbieten; weinig geschikt voor rogge, te nat.

Weidebouw: Op Gt II matig geschikt, te nat, zode is gevoelig voor vertrapping.

Op Gt III geschikt, achter iets laat en plaatselijk met lichte zomerdepressie.

Op Gt V geschikt, echter met zomerdepressie.

Naarmate deze gronden een hoger leemgehalte hebben is de zomerdepressie geringer.

#### Waterhuishouding

Ontwatering van de gronden op Gt II geeft een gunstig effect. Ontwatering bij Gt III en V, met het doel de hoogste winter- en voorjaarswaterstanden wat af te vlakken, geeft eveneens een gunstig effect. Te sterke ontwatering echter doet de kans op zomerdepressie toenemen.

#### 6.3.2. Gooreerdgronden 15 (pZn21) en 16 (pZn23)

Gooreerdgronden zijn gronden zonder ijzerhuidjes, zonder roest of met onderbroken roest. De bovengrond is dunner dan 30 cm en bestaat uit zwak lemig, respectievelijk lemig fijn zand op een weinig gekleurde ondergrond. Het humusgehalte bedraagt voor beide kaarteenheden 3 - 7 %. Bij kaarteenheid 15 bedraagt het leemgehalte van de bovenlaag 10 - 17,5 %, naar beneden meestal afnemend tot minder dan 10 %. Bij kaarteenheid 16 bedraagt het leemgehalte van de bovenlaag 10 - 32,5 %, meestal echter 15 - 20 %; naar beneden neemt, evenals bij kaarteenheid 15, het leemgehalte af tot vaak minder dan 10 %. Plaatselijk kunnen in de bovenlaag hogere leemgehalten dan bovengenoemde voorkomen, als gevolg van het op geringe diepte voorkomen van oude klei (toevoeging e).

Sommige profielen hebben meer of minder dikke grofzand- en/of grindlagen, zowel in de boven- als in de ondergrond (toevoegingen b, c, t en g). In sommige percelen in het oostelijk deel van het gebied is grofzand en grind gewonnen (toevoegingen h en i). Meestal was in dergelijke gronden een humuspodzol ontwikkeld, maar door het ontgraven is deze nageen geheel verdwenen. Hierdoor is een roestarm A/C-profiel (gooreerdgrond) in grof materiaal ontstaan.

De gooreerdgronden liggen hoofdzakelijk in het oostelijk deel van het gebied, op de grondwatertrappen II, III en V en zijn in gebruik voor akker- en weidebouw, een enkele keer voor bos.

#### Landbouwkundige geschiktheid

Akkerbouw: Op Gt II weinig geschikt, te nat.

Op Gt III matig geschikt voor zomergewassen, te nat; weinig geschikt voor rogge, te nat.

Op Gt V geschikt voor haver; geschikt tot matig geschikt voor aardappelen en voederbieten; weinig geschikt voor rogge, te nat.

Weidebouw: Op Gt II matig geschikt, te nat, zode is gevoelig voor vertrapping.

Op Gt III geschikt, echter iets laat, met plaatselijk lichte zomerdepressies.

Op Gt V geschikt, echter met zomerdepressie.

Naarmate deze gronden een hoger leemgehalte hebben is de zomerdepressie geringer.

#### Waterhuishouding

Ontwatering van gronden op Gt II heeft een gunstig effect. Ontwatering van Gt III en V met het doel de hoogste grondwaterstanden wat af te vlakken, kan een gunstig effect hebben.

#### 6.3.3. Kanteerdgronden 17 (pZd21)

Kanteerdgronden zijn gronden met ijzerhuidjes direct onder de A1-horizont. De bovengrond is dunner dan 30 cm en bestaat uit leemarm en zwak lemig fijn zand. Het humusgehalte bedraagt 2 - 4 %. Van deze kaarteenheid komt een zeer geringe oppervlakte voor ten zuidoosten van Borculo op grondwatertrap VI; de grond is in gebruik als bouwland.

#### Landbouwkundige geschiktheid

Akkerbouw: Matig geschikt voor rogge, haver en aardappelen, te droog; weinig geschikt voor voederbieten, te droog.

Weidebouw: Weinig geschikt, te droog.

#### Waterhuishouding

Ontwatering zal de kans op verdroging doen toenemen.

### 6.4. VAAGGRONDEN IN DE RIVIERKLEI

#### 6.4.1. Kalkloze poldervaaggronden 18 (Rn62C)

Deze gronden hebben een zavelbovengrond. Binnen 80 cm komt een minstens 20 cm dikke zandlaag of een zandondergrond voor. De hydromorfe kenmerken beginnen ondieper dan 50 cm. Het humusgehalte van de bovengrond bedraagt 3 - 8 %. Deze gronden zijn vaak roestig, soms tot dieper dan 120 cm, terwijl vaak ook Mn- en Fe-concreties aanwezig zijn. Bij sommige van de gronden op Gt V en VI is de bovenlaag bruin-bruinzwart; roest is daar moeilijk te onderscheiden, in tegenstelling tot de laag met roest- en soms met Mn- en Fe-concreties, die altijd onder de bovengenoemde volgt. Het zand in de ondergrond is meestal matig fijn, plaatselijk kan het matig grof of grof zijn. In de relatief lagere gedeelten van deze kaarteenheid komen in de humeuze bovenlaag donkergrijze, inktachtige reductieplekken voor en tevens roest. Het lutumgehalte is gewoonlijk lager dan 25 %.

De kalkloze poldervaaggronden liggen tussen Groenlo en Borculo en op enkele plaatsen langs het riviertje de Berkel. Zij liggen bijna uitsluitend in gras. De grondwatertrappen zijn II, III, V en VI.

#### Landbouwkundige geschiktheid

Akkerbouw: Op Gt II weinig geschikt, te nat.

Op Gt III matig tot weinig geschikt, te nat.

Op Gt V geschikt voor haver; geschikt tot matig ge-

geschikt voor aardappelen en voederbieten; weinig geschikt voor rogge, te nat.

Op Gt VI geschikt, echter plaatselijk lichte zomerdepressie.

Weidebouw: Op Gt II matig geschikt, te nat: zode is gevoelig voor vertrapping.

Op Gt III geschikt tot matig geschikt, tijdelijk te nat en daardoor laat, de zode is plaatselijk gevoelig voor vertrapping.

Op Gt V geschikt, echter plaatselijk met lichte zomerdepressie.

Op Gt VI geschikt tot matig geschikt, echter met zomerdepressie.

#### Waterhuishouding

Ontwatering van gronden op Gt II geeft een gunstig effect, evenals ontwatering bij Gt III en V, met het doel de hoogste grondwaterstanden in de winter en het voorjaar wat af te vlakken. Omdat deze gronden een gelaagde profielopbouw hebben, waarin de worteling meestal ondiep is, dient men bij ontwatering niet al te rigoureuus te werk te gaan, daar anders de kans op zomerdepressie toeneemt.

## 6.5. TOEVOEGINGEN

### a. Zanddek 15 à 40 cm dik

Deze toevoeging is slechts gebruikt voor de smalle kleigeul ten zuiden van Borculo, die dermate nat was, dat men plaatselijk zand heeft opgebracht.

### b. Grind en/of grof zand ondieper dan 40 cm beginnend

Kaarteenheden met deze toevoeging komen overwegend in het oostelijk deel van het gebied voor. Het grove materiaal is sterk doorlatend en heeft een gering waterbindend vermogen, waardoor verdroging van het gewas gemakkelijk op kan treden (fig. 4.8). Waar veel wit grind aan de oppervlakte ligt, bestaat bij langdurige zonneschijn gevaar voor verbranding. Wanneer het grind en/of grof zand op oude klei rust, kunnen de desbetreffende gronden zowel periodiek te nat als te droog zijn. Bij ontwatering van te nat gelegen gronden dient men uiterst voorzichtig te werk te gaan, daar ze spoedig te sterk ontwaterd worden waardoor de kans op zomerdepressies toeneemt.



Fig. 4.8. Groeiverschil in rogge. Gewas op de achtergrond heeft een slechte stand op grof terras materiaal. Op de voorgrond is dit grove zand bedekt met een laag fijn dekzand. Daar is de stand veel beter  
*Differences in growth of rye. The unfavourable growth in the background is due to coarse terrace material at the surface. In the foreground this material is covered by fine cover sand, here growth is much better*

- c. Grind en/of grof zand beginnend tussen 40 en 80 cm en minstens 40 cm dik of beginnend dieper dan 80 cm en doorgaand tot dieper dan 120 cm

Als bij a, doch gemiddeld is de landbouwkundige geschiktheid van gronden met deze toevoeging beter en de kans op zomerdepressies minder.

- d. Oude klei ondieper dan 40 cm beginnend

Op enige plaatsen in het zuidoostelijk gedeelte van het gebied komt ondieper dan 40 cm oude klei voor.

- e. Oude klei beginnend tussen 40 en 120 cm en minstens 20 cm dik

In het oostelijk deel van het gebied komt deze toevoeging vrij veel voor bij humuspodzolgronden. De meestal zware en dichte klei werkt storend op de waterbeweging in de grond, zodat in tijden met veel neerslag spoedig wateroverlast optreedt, vooral wanneer de bovenliggende zandlaag dun is. In tijden van geen of weinig neerslag is de watervoorraad spoedig uitgeput, omdat er niet of nauwelijks water capillair opstijgt vanuit de oude klei. Door bovengenoemde oorzaken zijn deze gronden wisselend nat en droog. Naarmate echter de oude klei dieper in het profiel voorkomt, vermindert het euvel. Een diepte van circa 100 cm kan gunstig werken ten aanzien van de vochtvoorziening van de plant.

Uit het bovenstaande zal duidelijk zijn geworden dat de invloed van een oude kleiondergrond op de landbouwkundige geschiktheid van een grond sterk afhankelijk is van:

- de diepte van voorkomen
- de aard van het materiaal, dat op de klei ligt
- het bodemprofiel in dit materiaal.

In verband hiermede kan de landbouwkundige geschiktheid moeilijk generaliserend worden beschreven.

#### LITERATUUR

- BAKKER, H. DE en J. SCHELLING. 1966. Systeem voor bodemclassificatie voor Nederland: De hogere niveaus. Centrum voor Landbouwpublikaties en Landbouwdocumentatie, Wageningen.
- BURCK, H. D. M., L. A. AE. VAN EERDE, H. M. HARSVELDT, S. VAN DER HEIDE, J. D. DE JONG, A. J. PANNEKOEK, J. H. VAN VOORTHUYSEN, M. W. TER WEBB, W. H. ZAGWIJN en J. I. S. ZONNEVELD. 1956. Geologische geschiedenis van Nederland (Toelichting bij de Geol. Overzichtskaart van Nederland, schaal 1 : 200 000). 154 pp. Staatsuitgeverij 's-Gravenhage.
- MAARLEVELD, G. C. 1956. Grondhoudende midden-pleistocene sedimenten, het onderzoek van de afzettingen in Nederland en aangrenzende gebieden Maastricht. Meded. v.d. St. v. Bodemkart., Bodemk. Studies 1. Diss. Utrecht.
- en R. P. H. P. VAN DER SCHANS. 1961. De dekzandmorfologie van de Gelderse Vallei. Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Gen. LXXVIII, 1: 22-35.

#### Waterhuishouding

Of ontwatering van deze gronden een gunstig effect geeft, hangt af van de diepte, waarop de klei begint en van de aard van het bovenliggende profiel. Bij Rekken worden op dergelijke gronden door middel van drainage redelijke resultaten bereikt. Het is dus mogelijk de wateroverlast te verminderen, de gevoeligheid voor droogte zal echter blijven.

- f. Grind en/of grof zand ondieper dan 40 cm beginnend en oude klei beginnend tussen 40 en 120 cm en minstens 20 cm dik

Deze gronden zijn gelijk aan de onder e genoemde, maar bevatten bovendien in de bovengrond grind met of zonder grof zand, waardoor ze landbouwkundig minder geschikt zijn. Ontwatering dient voorzichtig te geschieden.

- g. Grind en/of grof zand beginnend dieper dan 40 cm en minstens 20 cm dik en oude klei beginnend tussen 40 en 120 cm en minstens 20 cm dik

Als f doch de afwijkingen komen dieper dan 40 cm voor, waardoor ze gewoonlijk landbouwkundig wat beter geschikt zijn. Ze verdrogen minder snel en hebben minder wateroverlast.

- h. Plaatselijk verwerkt en groten-deels geëgaliseerd

Deze gronden zijn dermate verwerkt, dat geen gemiddelde profielbeschrijving is te geven, zie ook par. 4.3.2 onder h.

- i. Plaatselijk afgegraven

Ook hier een te grote heterogeniteit, zodat geen gemiddelde profielomschrijving gegeven kan worden, zie par. 4.3.2 onder i.

- MAREL, H. W. VAN DER. 1950. The mineralogical composition of the clay (< 2 mu) separate of the Dutch soils and their cationic exchange capacity. Fourth Intern. Congress of Soil Science, Amsterdam 1950. Transactions II: 92-94.
- PAPE, J. C. 1965. Enige gegevens over humuspodzolen en moderpodzolen. Boor en Spade 14: 163-183. Meded. v.d. St. v. Bodemkart.
- 1966. Enige gegevens over oude bouwlanden. Boor en Spade 15: 86-93. Med. v.d. St. v. Bodemkart.
- POELMAN, J. N. B. 1968. Verder onderzoek naar het onderkennen en voorkomen van katezand. Landbk. Tijdschr. 80, 3: 95-97.
- STICHTING VOOR BODEMKARTERING. 1965. De Bodem van Nederland, toelichting bij de Bodemkaart van Nederland, schaal 1 : 200 000.
- WIND, G. P. en B. H. STEEGHS. 1964. „Katezand”. Landbk. Tijdschr. 76, 4: 150-157. Inst. v. Cult.techn. en Waterhuish. Meded. 60.

# Neerslag en neerslagverdeling naar plaats en tijd

*H. J. Colenbrander  
Ph. Th. Stol*

## 1. INLEIDING

Het doel van vele neerslagstudies is het vaststellen van een betrouwbare maat voor de gebiedsneerslag uit een beperkt aantal waarnemingspunten. Lijkt dit een vrij eenvoudige opgave, in werkelijkheid is dit niet het geval. De neerslag blijkt namelijk zowel naar plaats als naar tijd, zeer onregelmatig te zijn verdeeld. Voor een wat groter gebied kan daarom uit de gegevens van een gering aantal waarnemingsstations de totale hoeveelheid neerslag over betrekkelijk korte tijdsintervallen niet nauwkeurig worden bepaald.

Zelfs het meten van de punt-regenval levert de nodige vraagpunten op. Zo blijken vorm, grootte en opstellingshoogte van de regenmeter en vooral ook de omgeving van het waarnemingsstation van invloed op de neerslagmeting te zijn.

De nauwkeurigheid die wordt nagestreefd dient verband te houden met het doel waarvoor de neerslagcijfers worden gebruikt. In de weg die het water aflegt alvorens buiten het gebied tot afvoer te komen worden de knelpunten gevormd door die plaatsen waar het water met de kleinste intensiteiten kan passeren. Zo zal het dus voor een afvoeronderzoek waarbij watertransportproblemen en dimensionering van kunstwerken aan de orde komen, noodzakelijk zijn met grote detaillering de verschijnselen vast te leggen en dus een dicht net van neerslagstations frequent te meten. Dit geldt bijvoorbeeld in sterke mate voor de afvoerstudie van gebieden met stedelijke bebouwing.

Is het doel gericht op het onderzoek naar het optreden van schade aan de landbouwproductie veroorzaakt door wateroverlast, dan kan, afhankelijk van jaargetijde en gewaskeuze, met een ruimer waarnemingsnet en geringe meetfrequentie worden volstaan. Het noteren van neerslagsommen over een aantal opeenvolgende dagen kan dan reeds voldoende informatie voor verdere analyse verschaffen.

Wel dient gememoreerd, dat voor het met elkaar in verband brengen van afvoer en neerslaghoeveelheden het werkelijk gebeuren chronologisch gevolgd moet worden. Dit vereist een grotere waarnemingsdichtheid, dan wanneer de doelstelling alleen is het vervaardigen van frequentie-overzichten.

Het zal duidelijk zijn dat voor het bestuderen van de waterhuishouding van een gebied het meetnet en

de organisatie van het verrichten van de waarnemingen afgestemd moet zijn op het onderdeel, dat de meest intensieve metingen vereist. Andere benodigde uitkomsten kunnen dan door sommatie verkregen worden.

De belangrijkste problemen die bij het neerslagonderzoek naar voren komen hebben nu betrekking op:

- het nauwkeurig meten van de punt-neerslag
- het vaststellen van de vereiste dichtheid van het meetnet en van de frequentie van waarneming.

De resultaten van een aantal onderzoeken die in het Leerinkbeekgebied zijn uitgevoerd en die met deze problemen verband houden, zullen in dit deelrapport worden besproken. Het betreft in de eerste plaats het vergelijken van de regenhoeveelheden, die in de diverse typen regenmeters zijn gemeten. In dit verband zal een nieuw type regenmeter worden besproken. Verder zijn de neerslaghoeveelheden vergeleken die op eenzelfde tijdstip op verschillende stations zijn gemeten. Bovendien is voor het Leerinkbeekgebied de neerslagverdeling over tijdvakken van verschillende lengte bestudeerd (uur, etmaal, maand, seizoen en jaar). Tenslotte is voor het station Winterswijk de neerslagverdeling gedurende de onderzoeksperiode vergeleken met de neerslagverdeling gedurende de langjarige waarnemingsperiode (1880 - 1967) voor dit station. Ook is het extreme karakter van een aantal neerslagsommen aangetoond. Onderzoeken die betrekking hebben op economische aspecten zijn niet uitgevoerd.

## 2. NET VAN REGENSTATIONS

Bij het begin van het onderzoek in 1960 waren voor Nederland geen gegevens bekend ten aanzien van de relatie tussen het aantal regenstations en de nauwkeurigheid waarmee hieruit een gebiedsneerslag kan worden berekend. STOL (1967) heeft naderhand de resultaten van een door hem uitgevoerd onderzoek aangaande dit punt gepubliceerd. Het onderzoek in het Leerinkbeekgebied is met een gering aantal stations gestart, waarbij het in de bedoeling lag het meetnet te verdichten zodra bleek, dat de gebieds-

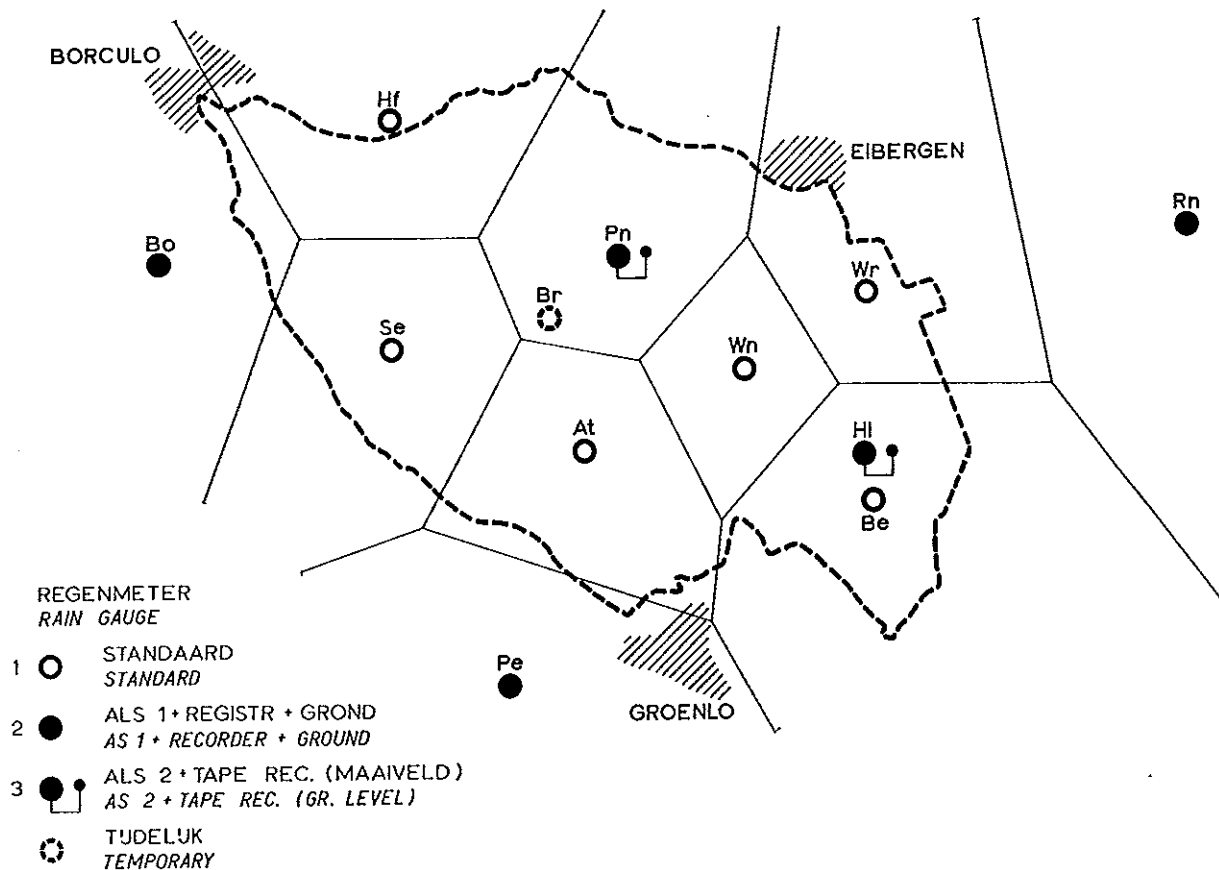


Fig. 5.1. Het net van regenstations en de indeling volgens de Thiessen methode  
Network of rainfall stations and the Thiessen polygons

neerslag niet nauwkeurig genoeg kon worden berekend. In de loop van de tijd is het aantal stations inderdaad sterk uitgebreid, onder andere omdat er plaatselijke buien voorkwamen, die niet door een van de regenmeters werden geregistreerd.

De stations Rekken en Borculo zijn K.N.M.I.-stations waarvan gegevens beschikbaar zijn vanaf 1942 resp. 1945. Op deze stations is door de Dienst voor de Waterhuishouding een registrerende regenmeter in 1954 resp. 1963 geplaatst. Naast deze twee stations zijn in oktober 1960 een tweetal nieuwe stations gesticht, te weten Beyer (Br) en ten Barge (fig. 5.1). De symbolen waarmee de stations worden aangeduid staan in tabel 5.1 vermeld.

Het meetnet is in juli 1963 verder uitgebreid met de stations Pn en HI. Station Br is toen echter opgeheven. Vervolgens is het net in april 1964 gecompleteerd met de stations Hf, Se, Pe, At, Wn en Wr. Gedurende de laatste onderzoekjaren (1964-1967) zijn de gegevens verzameld op de stations die in fig. 5.1 zijn aangegeven. Bij de verdeling van de stations is rekening gehouden met de onderverdeling van het gebied in deelstroomgebiedjes (deelrapport 2). Hierbij is er van uit gegaan, dat zoveel mogelijk in elk deel-

Tabel 5.1. Neerslagstations in het Leerinkbeekgebied en hun gewichten volgens het Thiessennet (fig. 5.1)

Station	Afkorting	Oppervlakte (ha)	Gewicht (g)
Borculo	Bo	125	0,025
Hulshof	Hf	650	0,13
Te Stroete	Se	795	0,15
Pompstation	Pn	980	0,18
Avest	At	900	0,17
Pape	Pe	20	0,005
Woerdman	Wn	565	0,11
Hupsel/Ten Barge	HI/Be	705	0,14
Wormgoor	Wr	460	0,09
Rekken	Rn		
Totaal		5200	1,00
Total			
Station	Indication	Size (ha)	Weight (g)

Table 5.1. Precipitation stations in the Leerinkbeek area and their weights according to the Thiessen method (Fig. 5.1)

gebiedje een regenstation aanwezig moest zijn. Daardoor is de onderlinge afstand van de stations verschillend.

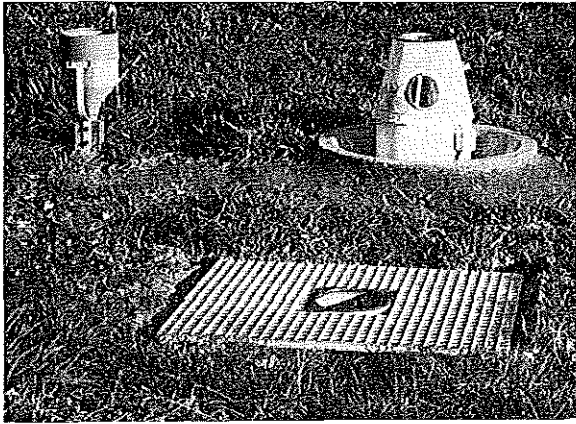


Fig. 5.2. Regenstation Pape met links op de foto een standaard regenmeter, rechts een pluviograaf en op de voorgrond een grondregenmeter  
*Rainfall station Pape equipped with a standard rain gauge (left) and a recording gauge (right); the foreground showing a ground level gauge*

Alle stations zijn van een zogenaamde oude standaard regenmeter voorzien, die dagelijks wordt afgetapt (fig. 5.2). Deze regenmeter heeft een opvangtrechter met een oppervlakte van 4 dm<sup>2</sup>, terwijl de trechterrاند zich 40 cm boven maaiveld bevindt. De nieuwe standaard regenmeter die momenteel door het K.N.M.I. wordt gebruikt, heeft dezelfde opstellingshoogte als de oude, maar slechts de helft van de trechteroppervlakte (2 dm<sup>2</sup>).

Op de stations Bo, Pn, Hl en Pe is bovendien nog een zogenaamde grondregenmeter geïnstalleerd (fig. 5.2). Deze wordt ook dagelijks afgetapt en heeft dezelfde oppervlakte als de oude standaardregenmeter; de trechterrاند is echter ongeveer op maaiveldhoogte geplaatst. Op de voordelen van deze opstellingswijze zal in de volgende paragraaf worden ingegaan.

Teneinde de neerslagverdeling binnen een dag te kunnen vaststellen, zijn op een vijftal stations (Bo, Pn, Pe, Hl en Rn) pluviografen opgesteld (fig. 5.2). Deze zijn van het type, dat in Nederland het meeste wordt gebruikt. De pluviograaf is voorzien van een opvangreservoir en een vlotter waaraan een pen is bevestigd; deze noteert de regenval op een registratiestrook, die op een ronddraaiende trommel is gespannen. De trommel wordt door een uurwerk aangedreven en maakt een omwenteling per dag, waarbij dagelijks de registratiestrook wordt vernieuwd. De vlotterkamer wordt na elke 10 mm neerslag automatisch door middel van een syphon-systeem geleegd. Om ook in de winter de neerslag te kunnen registreren, is de pluviograaf van een verwarmingselement voorzien, dat geregeld wordt door een thermostaat, ingesteld op + 2° C.

Zoals zal blijken, kleven er aan het gebruik van de pluviograaf enige nadelen. Mede om deze nadelen te

ondervangen, is een nieuw type registrerende regenmeter ontwikkeld, dat op de stations Pn en Hl staat opgesteld. Het principe van de nieuwe regenmeter zal in de volgende paragraaf kort worden uiteengezet.

### 3. REGENMETINGEN

Factoren, die bij de meting van de neerslag een belangrijke rol spelen, zijn onder andere:

- de vorm en grootte van de regenmeter
- de opstellingshoogte van de meter
- de omgeving van het meetstation.

Wat betreft de meest gewenste vorm van een regenmeter bestaat nogal verschil van inzicht. Het aantal in gebruik zijnde typen regenmeters is dan ook erg groot. De belangrijkste verschillen hebben betrekking op de diameter en de diepte van de opvangtrechter, alsmede op de hoogte van de opstaande randen. De eisen waaraan een goede regenmeter moet voldoen zijn in de W.M.O.-GUIDE (1965) samengevat.

Een belangrijk punt is verder de hoogte waarop de rand van de regenmeter zich bevindt boven het maaiveld. Uit verschillende onderzoeken (BRAAK, 1953; KURTYKA, 1953; DE ZEEUW, 1963; RODDA, 1967) is gebleken, dat de afgetapte neerslaghoeveelheid afneemt, naarmate de regenmeter meer onder invloed van de wind staat. Aangezien de windsnelheid met de hoogte toeneemt, is de afgetapte neerslaghoeveelheid kleiner, naarmate de meter hoger staat opgesteld. Ook een beschermt opgestelde regenmeter biedt dus voordelen, mits de beschutting biedende omgeving niet te dicht bij de regenmeter staat en de meting niet ongunstig kan beïnvloeden. Als regel wordt aangehouden (W.M.O.-GUIDE, 1965) dat obstakels minstens op een afstand van viermaal hun hoogte van de regenmeter verwijderd moeten zijn. De praktijk leert, dat een dergelijk meetstation moeilijk is te vinden en dat het daarom eenvoudiger is de windinvloed te elimineren door de opstellingshoogte van de regenmeter te verlagen.

Om de externe invloeden op de neerslagmeting te kunnen vaststellen, zijn op een viertal stations in het Leerinkbeekgebied, zowel de normale standaard regenmeter (40 cm boven maaiveld), alsmede een grondregenmeter met dezelfde trechterdiameter, opgesteld. Bij het opstellen van de grondregenmeter is er vooral op gelet, dat geen regen vanaf de grond in de meter spat (fig. 5.2).

De resultaten van een vergelijkend onderzoek tussen de standaard- en grondregenmeter zijn in fig. 5.3 weergegeven. Het linkerdeel van deze figuur laat de samenhang zien tussen de grond- en standaardmeter voor station Hl; in het rechterdeel is voor beide typen regenmeters, die op station Pe staan opgesteld, de neerslag over een periode van drie jaar cumulatief



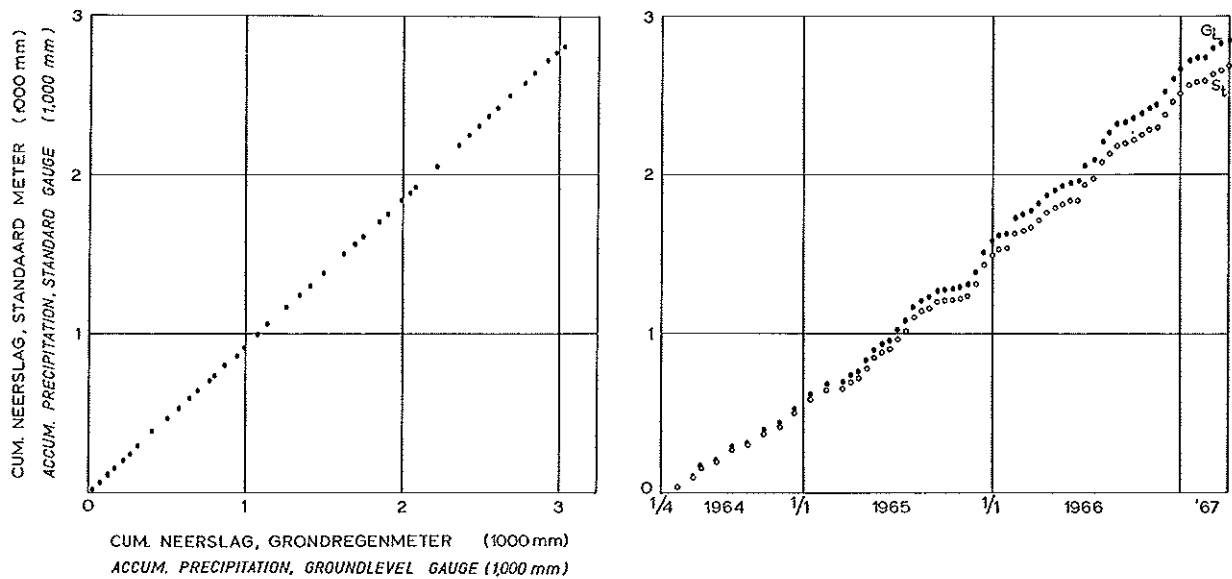


Fig. 5.3. Vergelijking van de gesommeerde neerslaghoeveelheden van de standaard ( $S_1$ ) en grondregenmeter ( $G_1$ ), voor het station Hupsel (links); rechts de gesommeerde neerslaghoeveelheden voor dezelfde typen meters van station Pape over de periode 1964 - 1967

*Double-mass curve of accumulated rainfall for the standard ( $S_1$ ) and ground level ( $G_1$ ) rain gauges of station Hupsel (left); the accumulated rainfall amounts for the period 1964 - 1967 for the same types of gauges of station Pape (right)*

uitgezet. De verschillen tussen de standaard- en grondregenmeter blijken voor de stations HI, Pe en Bo resp. 7,6; 6,1 en 6,0 % te bedragen (neerslag standaard regenmeter = 100 %). De verschillen zijn evenwel niet voor alle jaargetijden hetzelfde. Dit blijkt uit fig. 5.4, waarin de gemiddelde verschillen van de drie stations per maand zijn uitgezet. In de zomer blijken de verschillen kleiner te zijn dan in de wintermaanden. RODDA (1967) vond bij zijn experimenten in Engeland een vrijwel identiek verloop als de lijn in fig. 5.4. De seizoensinvloed is het gevolg van een

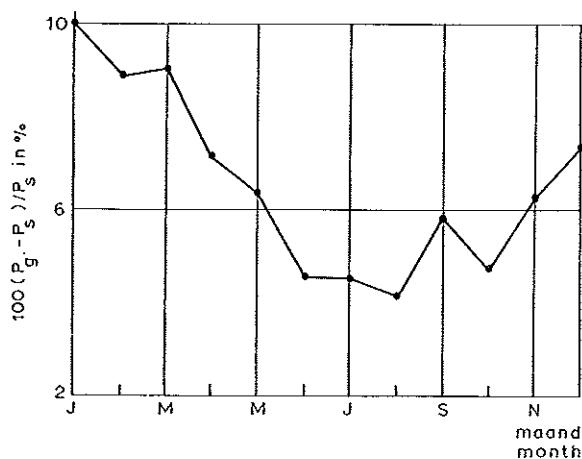


Fig. 5.4. De jaarlijkse fluctuatie van het verschil tussen neerslaghoeveelheden gemeten in standaard ( $P_s$ ) en grondregenmeters ( $P_g$ );  $P_s = 100\%$

*Annual fluctuation of the difference in precipitation between the standard ( $P_s$ ) and ground level ( $P_g$ ) gauges;  $P_s = 100\%$*

geringe windinvloed in de zomer door de te velde staande gewassen en het bladerendek van bomen en struiken. Wellicht zijn de relatief grotere regendruppels van de zomerse buien ook minder windgevoelig, en dientengevolge de verschillen minder groot. Gezien de genoemde resultaten leidt het gebruik van grondregenmeters tot een nauwkeuriger meting van de neerslag. De toepassing van deze regenmeters verdient daarom aanbeveling. Naast de verschillen tussen de grond- en standaardregenmeters, blijken ook verschillen op te treden tussen de hoeveelheden neerslag gemeten met de standaardregenmeter en pluviograaf. Vooral in winterperioden kunnen deze verschillen aanzienlijk zijn (tabel 5.2). De in tabel 5.2 genoemde verschillen gelden voor maandgemiddelden over drie stations en in totaal twintig jaren van waarneming.

Tabel 5.2. De procentuele verschillen tussen de neerslagmaandsommen gemeten in standaardregenmeters ( $P_s$ ) en pluviografen ( $P_p$ )

Verhouding	Winterperioden	Zomerperioden
$100 (P_s - P_p) / P_s$	8 à 9 %	2 à 3 %
Ratio	Winter periods	Summer periods

Table 5.2. Ratios between differences of monthly precipitation totals measured with standard gauges ( $P_s$ ) and recorders ( $P_p$ )

De verschillen ontstaan waarschijnlijk door een grotere verdamping van neerslag veroorzaakt door het verwarmingselement van de pluviograaf.

Een ander verlies treedt op tijdens het periodiek legen van de pluviograaf door middel van een syphonstelsel. In de winter zullen de gegevens van de pluviograaf voor gedetailleerde hydrologische onderzoeken dan ook minder geschikt zijn. Deze constatering gevoegd bij de besproken verschillen tussen een regenmeter op standaardhoogte (40 cm boven mv) en de grondregenmeter zijn er aanleiding toe geweest, een nieuw type registrerende regenmeter, op grondniveau te ontwikkelen. Deze meter werkt volgens het principe van de communicerende vaten (fig. 5.5). Door de grote opvangtrechter en de kleine oppervlakte van de beide verticale buizen is het mogelijk de neerslag met een nauwkeurigheid van ongeveer 0,1 mm te meten.

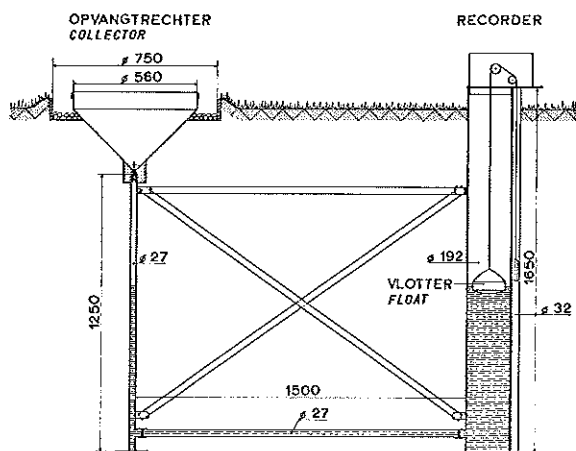


Fig. 5.5. Schematische doorsnede van het nieuwe type registrerende grondregenmeter (maten in mm)  
Schematical cross section of the new type recording rain gauge at ground level (measures in mm)

Door de grote opvangtrechter en de plaatsing op maaiveldniveau is de windinvloed relatief klein. In het buizensysteem kan ongeveer 140 mm neerslag worden geborgen, waarbij de kans, dat dit water in de zomerdag verdampt of in de winterdag bevriest, klein is. De regenmeter moet gemiddeld zes maal per jaar worden leeggepompt, hetgeen met behulp van een klein handpompje geschiedt. De waterstand in de registratiebuis wordt door een punched tape recorder elk kwartier op een band geponst. De verwerking van deze band gebeurt geheel mechanisch zodat het tijd-rovende en eentonige aflezen van registratiestroken wordt vermeden.

Een uitvoerige beschrijving van de nieuwe regenmeter en een voorbeeld van de uitwerking van de ponsbanden is door COLENBRANDER en VERSTRAATE (1966) gepubliceerd. Ook hier zijn de resultaten zodanig, dat het gebruik van dit type regenmeter, speciaal voor gedetailleerde onderzoeken, een veelvuldige toepassing verdient. Op de stations H1 en Pn (fig. 5.6) zijn regenmeters van het nieuwe type geplaatst.

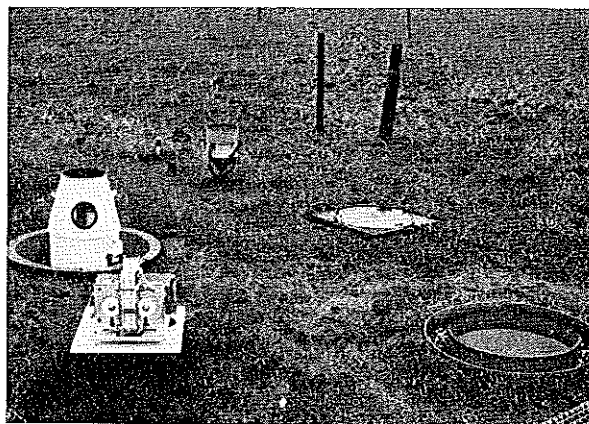


Fig. 5.6. Verschillende typen regenmeters opgesteld op station Hupsel; op de voorgrond de grote opvangtrechter en de punched tape recorder van het nieuwe type regenmeter

*Various types of rain gauges in use at station Hupsel; on the foreground the large collector and the punched-tape recorder of the new type of rain gauge*

Het is duidelijk dat nauwkeurige sneeuwmetingen met de nieuwe regenmeter niet mogelijk zijn. Dit geldt overigens evenzeer voor vrijwel alle andere in gebruik zijnde regenmeters. Aan het uitvoeren van nauwkeurige sneeuwmetingen is in het kader van het Leerinkbeekgebiedonderzoek weinig aandacht besteed, aangezien gedurende de onderzoekperiode relatief weinig sneeuwval is voorgekomen.

#### 4. NEERSLAGVERSCHILLEN NAAR PLAATS EN TIJD

Het zeer plaatselijke karakter van veel zomerse regenbuien is wel bekend. Een nauwkeurige beschrijving van dergelijke buien is meestal echter moeilijk te geven, aangezien het hiervoor benodigde, vrij dichte, net van waarnemingsstations vrijwel nergens aanwezig is. Het meetnet in het Leerinkbeekgebied biedt echter goede mogelijkheden voor een dergelijke studie. Te meer daar de meteorologische omstandigheden tijdens de onderzoekperiode meewerkten, kon een groot aantal buien nader worden bestudeerd.

Van een bui met een zeer extreem plaatselijk karakter is in fig. 5.7 het isohyeten patroon getekend. In de kern van deze bui (station Pn) viel in één uur tijds ongeveer 60 mm regen. De hoogste intensiteit gedurende de bui bedroeg 40 mm in 20 min. Op station Pe, gelegen op een afstand van 5 km van station Pn, viel tijdens deze bui in totaal slechts 1 mm regen. Het neerslagpatroon van een aantal andere buien is door COLENBRANDER en VERSTRAATE (1967) beschreven en in een aantal kleurkaarten vastgelegd. Bovendien zijn in tabel 5.3

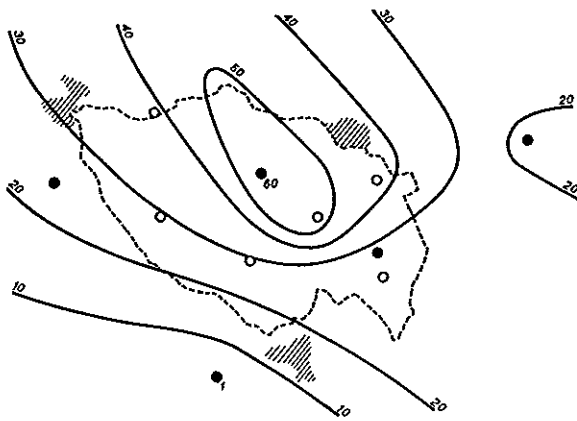


Fig. 5.7. Isohyeten (mm) van de onweersbui op 20 juli 1965 (19.00 - 20.00 uur)  
 Isohyetal map (mm) of the rain storm of July 20, 1965 (19.00 - 20.00 h)

Tabel 5.3. Dagen met een ongelijke neerslag verdeling in mm/etm (08.00 - 08.00)

Station	Zomerperioden				Winterperioden			
	1965	1966	1965	1966	1965	1966		
↓								
Datum	17/8	13/6	15/6	14/8	23/8	11/12	6/2	12/3
Rekken	2	26	22	35	64	17	20	4
Pape	0	4	0	23	50	7	16	7
Pompstation	31	7	16	18	40	16	13	10
Borculo	0	3	0	10	24	12	10	10
↑								
Date	17/8	13/6	15/6	14/8	23/8	11/12	6/2	12/3
↑	1965		1966		1965		1966	
Station	Summer periods				Winter periods			

Table 5.3. Days with an irregular precipitation pattern in mm/24h (08.00 - 08.00 a.m.)

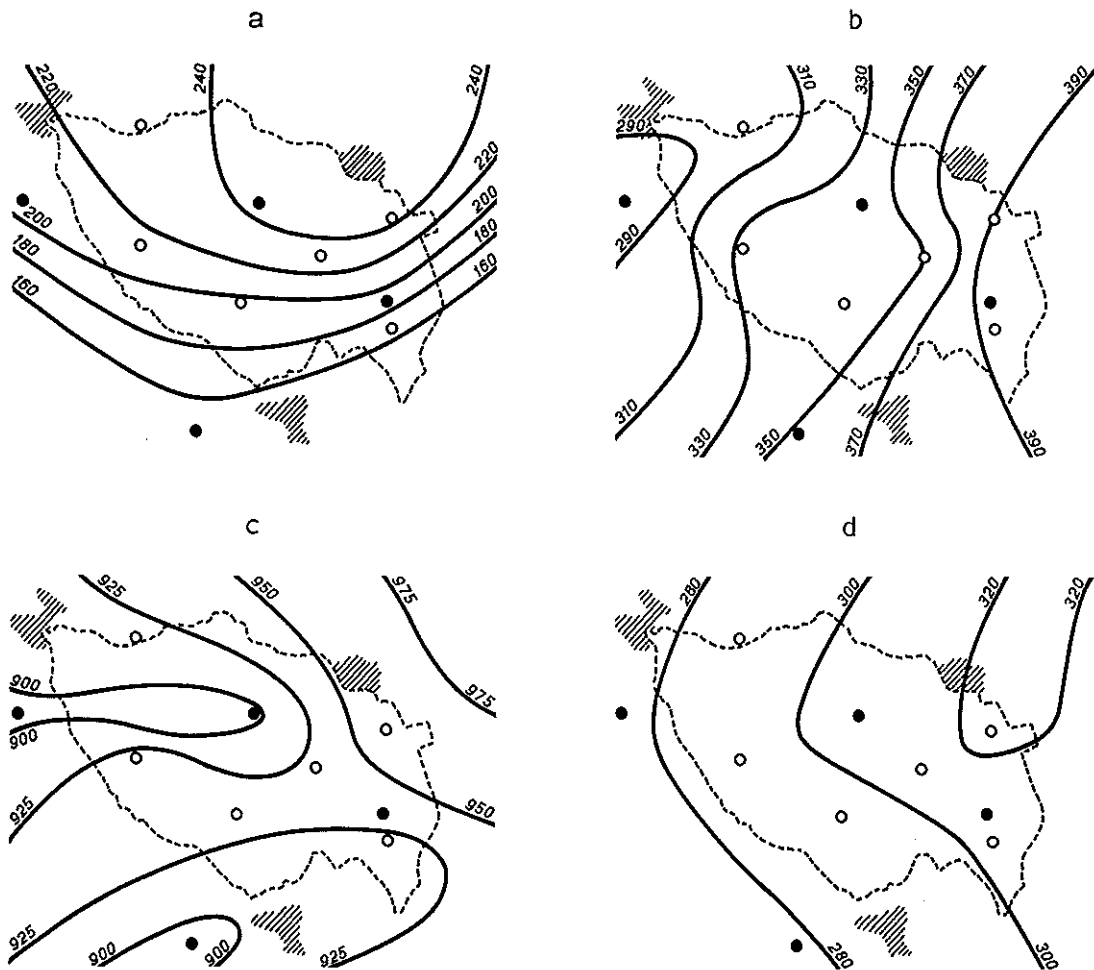


Fig. 5.8. Isohyeten (mm) voor de neerslagmaandsom van juli 1965 (a); het neerslagzometotaal 1966 (b); de gemiddelde jaarlijkse neerslag over de periode 1 april 1964 t/m 31 maart 1967 (c); de gemiddelde zomerneerslag over de jaren 1964 t/m 1967 (d)  
 Isohyetal maps (mm) indicating rainfall totals of July 1965 (a); the summer season 1966 (b); the mean annual total over the period 1964 through 1967 (year starting at April 1st) (c); the mean summer rainfall over the period 1964 through 1967 (d)

voor een aantal dagen met een onregelmatige neerslagverdeling de neerslagtotalen vermeld. Duidelijk blijkt uit al deze gegevens, dat een vrij groot aantal, zeer plaatselijke buien voorkomt. De neerslagverschillen over wat langere perioden worden bovendien maar ten dele genivelleerd zoals uit fig. 5.8 blijkt. In de drie zomermaanden van 1966 treedt tussen het oostelijk en westelijk deel van het Leerinkbeekgebied een verschil in neerslag op van meer dan 100 mm. Gerekend over de laatste drie onderzoeksjaren, is ook een duidelijk verschil tussen de neerslaghoeveelheden in het oostelijk en westelijk deel van het gebied aanwezig. In hoeverre deze verschillen aan toevallige of systematische afwijkingen moeten worden toegeschreven, kan slechts een onderzoek over een groter aantal jaren uitwijzen. Verschillen tussen op eenzelfde tijdstip gemeten neerslaghoeveelheden, zijn uiteraard van invloed op de correlatie tussen de, op de diverse stations, gemeten neerslag reeksen. Hierop zal in de volgende paragraaf nader worden ingegaan.

Tot nu toe is voornamelijk gesproken over de ongelijke neerslagverdeling tijdens de zomer. De neerslag in de rest van het jaar is veel gelijkmatiger verdeeld. Toch komen ook buiten het zomerseizoen, vooral tijdens de hevigste buien, belangrijke verschillen in neerslag voor (fig. 5.9). In deze figuur zijn lijnen van gelijke neerslaghoeveelheden getekend voor de neerslagsom van 3 en 4 december 1960. Ook voor andere winterbuien blijken verschillen op te treden (tabel 5.3). In de winter zijn juist deze grote regenbuien van veel belang. Daarom zal ook in dit jaargetijde, niettegenstaande de gemiddeld veel geringere neerslag-

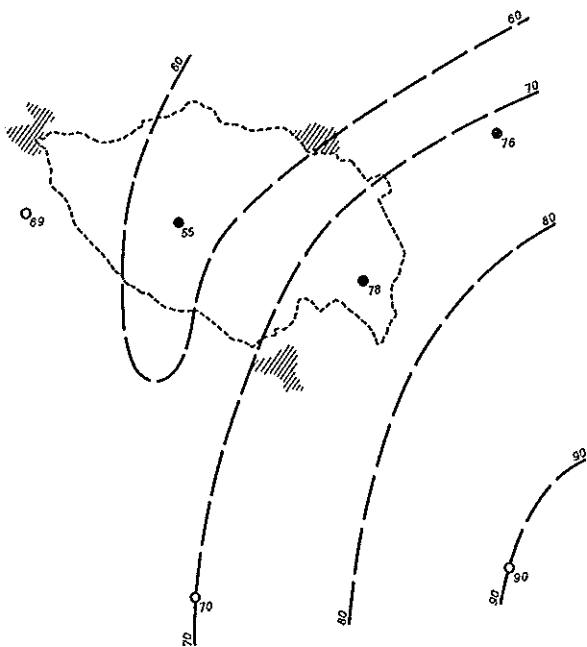


Fig. 5.9. Isohyeten (mm) voor het neerslagtotaal over de dagen 3 en 4 december 1960  
*Isohyetal map (mm) of the storm on December 3 and 4, 1960*

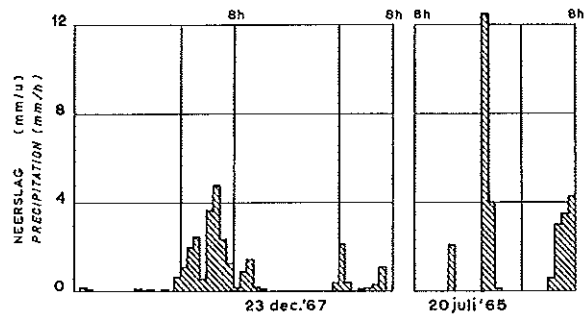


Fig. 5.10. Twee voorbeelden van een onregelmatige neerslagverdeling (station Hupsel)  
*Two examples of irregular rainfall distribution (station Hupsel)*

verschillen tussen de stations, een niet te klein aantal waarnemingsstations aanwezig moeten zijn.

De neerslag blijkt dus naar plaats ongelijkmatig te zijn verdeeld, doch dit is naar tijd evenzeer het geval. Voor een tweetal dagen te Hupsel is in fig. 5.10 aangegeven hoe de neerslagdagsom is opgebouwd uit neerslagkwartiersommen. Hieruit volgt, dat de momentane intensiteit waarmee de neerslag het gebied, of een afwateringssysteem belast, veel groter is dan de intensiteit in mm/etm, die over een volledig etmaal slechts een gemiddelde waarde verschaft. Is het belang gelegen in het kennisnemen waarmee neerslaghoeveelheden moeten worden afgevoerd en getransporteerd dan kunnen neerslagdagsommen een te grove maat voor verdere studie zijn. Differentiatie binnen een etmaal wordt dan noodzakelijk.

Om deze redenen wordt voor de afvoerstudies van snel reagerende stroomgebieden gebruik gemaakt van tijdvaklengten, korter dan een etmaal (DE JAGER, 1965; deelrapport 7). Bovengenoemd verschijnsel zal zich sterker doen gevoelen naarmate de bergingscapaciteit van het systeem geringer is. Zo maakt men bij rioleringsberekeningen gebruik van de 10 min. regenval. In dit verband kan gewezen worden op een frequentie-onderzoek van 5 min. regenvallen, dat door LEVERT (1968) voor De Bilt is verricht.

##### 5. NEERSLAGVERSCHILLEN IN AFHANKELIJKHEID VAN DE AFSTAND

De mate van onderlinge samenhang tussen neerslaghoeveelheden op twee of meer stations gemeten, is sterk afhankelijk van het seizoen. Teneinde ook omtrent dit seizoeneffect geïnformeerd te raken is het basismateriaal bij verschillende van de volgende bewerkingen opgesplitst en is gedefinieerd:

voorjaarsperiode: maart, april, mei  
 zomerperiode: juni, juli, augustus  
 najaarsperiode: september, oktober, november  
 winterperiode: december, januari, februari

Als maat voor de samenhang tussen twee (of meer) neerslagreeksen kan de gewone (of multipele) correlatie-coëfficiënt worden gebruikt, een grootte die gedefinieerd is voor elk type kansverdeling van de gecorreleerde variabelen. De berekeningen zijn uitgevoerd voor alle neerslagdagsommen en pentadesommen uit de genoemde perioden, doch de laatste niet overlappend.

Bij onderlinge vergelijking van de neerslaghoeveelheden op een aantal stations is als voorwaarde gesteld, dat op alle beschouwde stations meer dan 0,1 mm moest zijn geregistreerd. Deze voorwaarde is ingevoerd met als achtergrond de gedachte dat, indien de atmosferische omstandigheden zodanig zijn dat deze geen aanleiding tot neerslagvorming geven, de vraag naar de onderlinge verschillen tussen stations zinloos is. De voorwaarde, dat er meer dan 0,1 mm moet zijn geregistreerd, houdt verband met het feit, dat zeer geringe hoeveelheden mogelijk door verschillende waarnemers anders zullen worden afgerond, zodat ook dan geen bruikbare maat voor een vergelijking wordt verkregen.

De onderlinge neerslagverschillen tussen twee stations, in afhankelijkheid van seizoenen en afstand, komen in

fig. 5.11 duidelijk naar voren. Voor zomer- en winterperioden zijn de gegevens uitgezet voor stations op onderlinge afstanden van 15; 6,5 en 0,7 km. Naarmate de onderlinge afstand toeneemt, wordt de samenhang reeds vanaf een afstand van 6,5 km duidelijk geringer. Dit effect is echter het sterkst in de zomerperiode en slechts gering in de winter, waarmede het verschillende karakter van de vaak plaatselijk vallende zomerregens en de het gehele gebied overdekkende winterregens is geïllustreerd. In de figuren zijn de bijbehorende correlatie-coëfficiënten  $r$  en standaard afwijkingen  $s$  vermeld. Hiermede wordt een indruk gegeven van de betrouwbaarheid van de verschillende relaties.

Een geografische weergave van de afname van de onderlinge samenhang van de stations bij een toenemende afstand, wordt in fig. 5.12 gedemonstreerd. In de fig. 5.12a en 5.12b zijn voor de zomerperiode, de correlatie-coëfficiënten uitgezet voor de stations Pn resp. Bo met alle andere stations. Hoewel het gehele gebied van onderzoek niet groot van afmeting is - de grootste afstand binnen het gebied bedraagt nog geen 12,5 km - neemt de correlatie tussen de neerslagstations in de zomer reeds sterk af, ruwweg

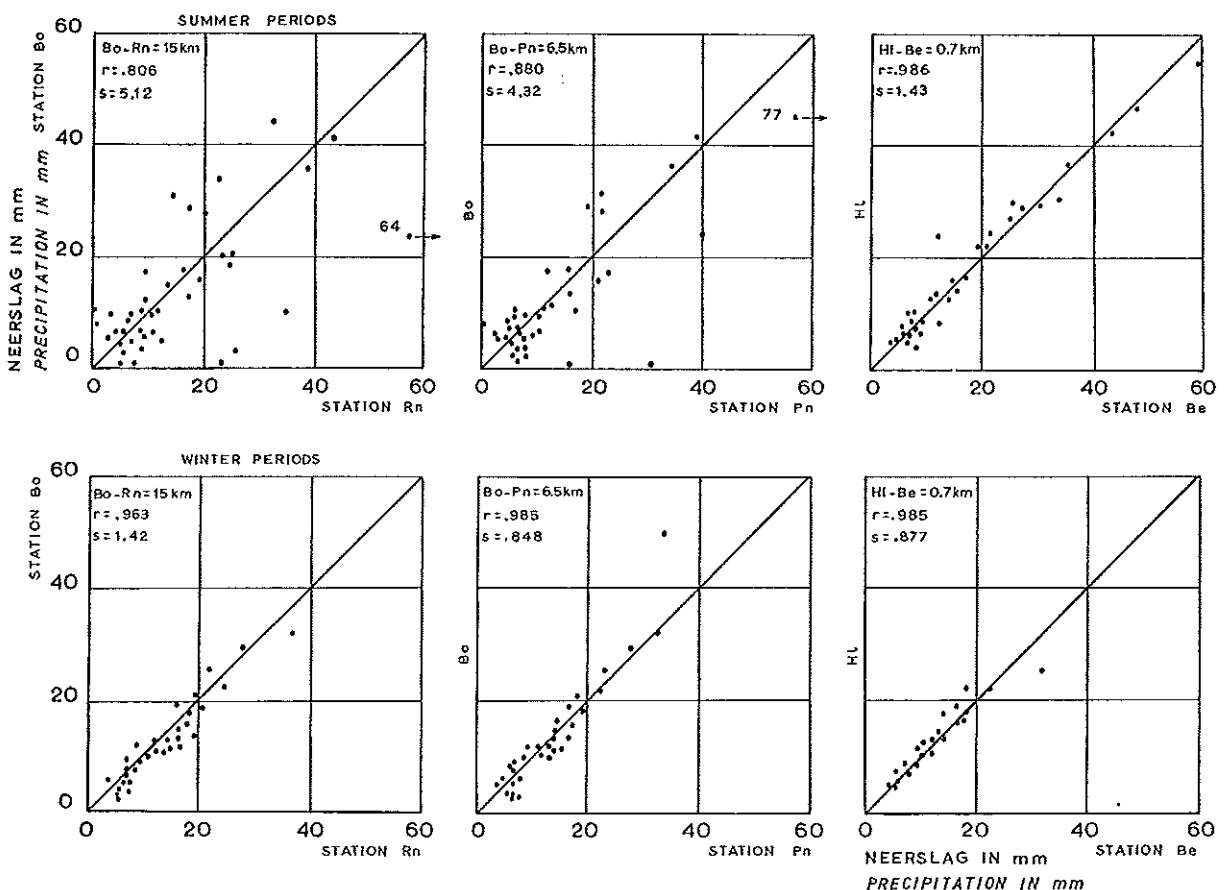


Fig. 5.11. Correlatie-diagrammen, voor dagneerslagen groter dan 5 mm, voor stations op onderling verschillende afstand (15, 6,5 en 0,7 km), resp. voor zomer- en winterperioden  
Scatter diagrams for daily rainfall amounts exceeding 5 mm, from stations at various distances (15, 6.5 and 0.7 km) for summer and winter periods respectively

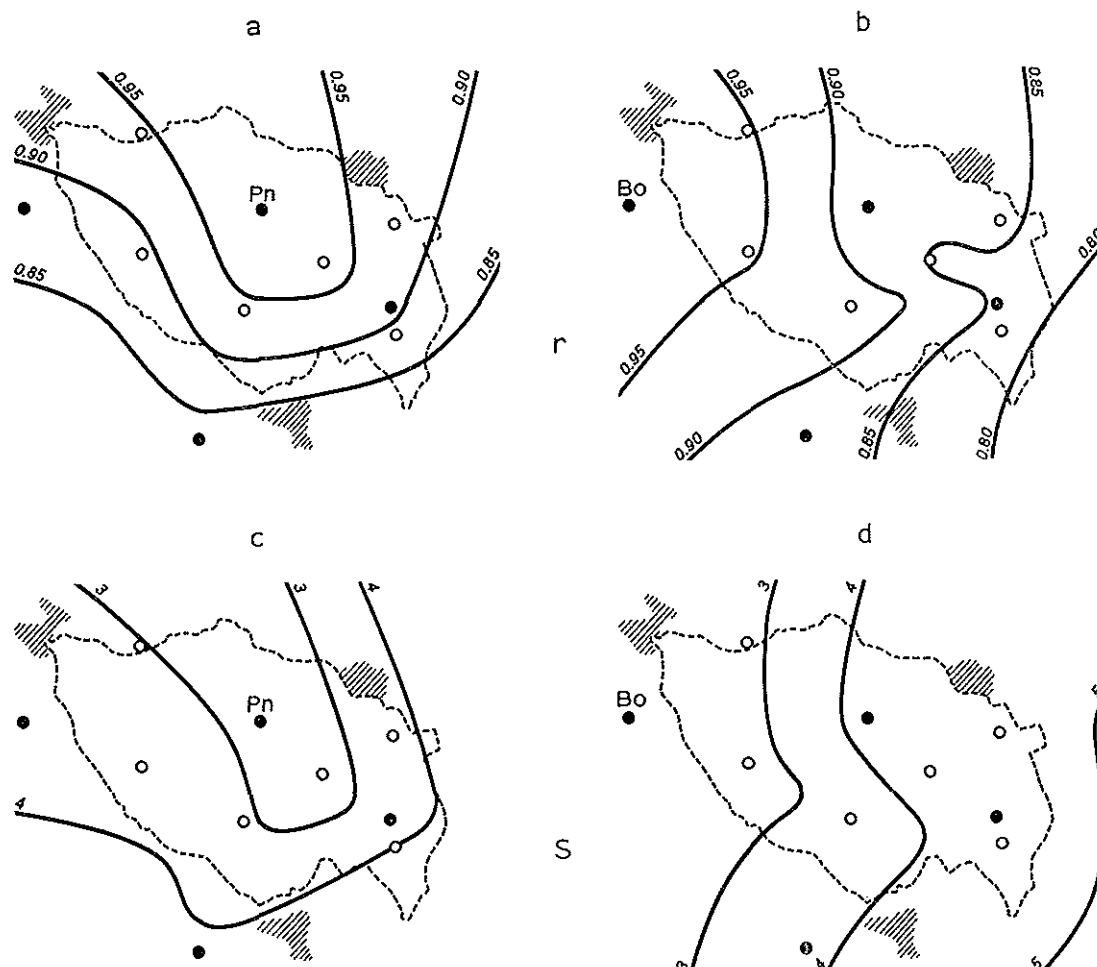


Fig. 5.12. Lijnen van gelijke correlatie coëfficiënten ( $r$ ) en standaardafwijkingen ( $s$ ) uitgaande van de stations Pompstation (Pn) resp. Borculo (Bo), berekend voor zomerperiodes  
*Lines of equal correlation coefficients ( $r$ ) and standard deviations ( $s$ ) with reference to the stations Pompstation (Pn) resp. Borculo (Bo) derived for summer periods*

elke 2 à 3 km met 0,05 eenheden. Over de gehele lengte van het stroomgebied gemeten, dat wil zeggen tussen twee zover mogelijk van elkaar gelegen punten, bedraagt de correlatie 0,80, hetgeen betekent, dat nog slechts 64 % van de variatie van een der neerslagreeksen, uit de afhankelijkheid van de meetpunten kan worden verklaard.

De toename in onzekerheid tussen de uitkomsten op twee stations met groter wordende onderlinge afstand, kan ook uitgedrukt worden door de standaardafwijking rond de regressielijn in beschouwing te nemen. Voor de stations Pn en Bo is het verloop van de standaardafwijkingen voor zomerperiodes in de fig. 5.12c en d getekend. Op onderlinge afstanden van 6 km bedraagt deze standaardafwijking ongeveer 4 mm, hetgeen er op neerkomt, dat op een tweede meetstation verwacht kan worden, dat de ter plaatse gevallen hoeveelheid neerslag een absoluut bedrag van ongeveer 8 mm met het eerste meetstation kan

verschillen, met een kans van 5 % dat dit verschil groter is. Voor de winterperiode zijn de verschillen aanmerkelijk geringer.

De correlatie-coëfficiënten zijn nu alle groter dan 0,95 voor neerslagdagsommen en groter dan 0,98 voor pentadesommen, waarbij opgemerkt wordt, dat van het station At bekend is, dat dit een onregelmatigheid vertoont in de tijdstippen, waarop de neerslag gemeten wordt. De standaardafwijking ligt nu in de orde van 1 à 2 mm (tabel 5.4).

Wordt tenslotte een samenvatting gegeven van enkele van de belangrijkste resultaten, dan ontstaat het beeld van tabel 5.5, waarin voor de verschillende seizoenen of periodes, zowel voor dag- als pentadesommen de correlatie-coëfficiënten verlopend van west naar oost voor toenemende afstanden staan weergegeven. Zowel het verloop met afstand (per kolom) als het cyclisch verloop met de tijd (per regel) valt uit deze samenvatting duidelijk waar te nemen.

Tabel 5.4. Correlatie-coëfficiënten ( $r$ ) en standaardafwijkingen ( $s$ ) in mm voor de betrekkingen tussen de stations Borculo resp. Pompstation en de overige stations (winterperioden 1964 - 1967)

Station	Borculo					Pompstation				
	Afstand (km)	$r$		$s$		Afstand (km)	$r$		$s$	
		dag- som	pentade- sommen	dag- som	pentade- sommen		dag- som	pentade- sommen	dag- som	pentade- sommen
Borculo	—	—	—	—	—	6,5	0,986	0,991	0,87	2,03
Te Stroete	3,5	0,966	0,982	1,43	3,07	3,5	0,966	0,981	1,44	3,14
Hulshof	4	0,975	0,996	1,16	1,45	4	0,981	0,995	1,02	1,56
Avest	6,5	0,934	0,992	1,97	2,08	2,5	0,941	0,981	1,86	2,71
Pompstation	6,5	0,986	0,991	0,85	2,03	—	—	—	—	—
Woerdman	8	0,977	0,987	1,07	2,35	2	0,987	0,994	0,82	1,59
Pape	8	0,955	0,987	1,51	2,37	6,5	0,952	0,982	1,55	2,82
Wormgoor	10	0,980	0,988	1,05	2,45	3,5	0,987	0,995	0,83	1,53
Hupsel	10	0,972	0,989	0,99	2,29	4,5	0,988	0,993	0,78	1,75
Ten Barge	10,5	0,980	0,989	1,19	2,19	5	0,978	0,992	1,05	1,88
Rekken	15	0,964	0,985	1,43	2,84	8,5	0,982	0,992	1,02	2,07
		<i>daily totals</i>	<i>pentade totals</i>	<i>daily totals</i>	<i>pentade totals</i>		<i>daily totals</i>	<i>pentade totals</i>	<i>daily totals</i>	<i>pentade totals</i>
<i>Distance</i> (km)		$r$		$s$		<i>Distance</i> (km)	$r$		$s$	

Table 5.4. Correlation-coefficients ( $r$ ) and standard deviations ( $s$ ) in mm for the relationship between the stations Borculo resp. Pompstation and the other stations mentioned (winter periods 1964 - 1967)

Tabel 5.5. Correlatie-coëfficiënten ( $r$ ) van het station Borculo met een drietal andere stations op verschillende afstanden (1964 t/m 1966)

Station	Afstand (km)	Dagsommen				Pentadesommen			
		voorjaar	zomer	najaar	winter	voorjaar	zomer	najaar	winter
Te Stroete	3,5	0,924	0,944	0,970	0,966	0,967	0,956	0,986	0,982
Woerdman	8	0,909	0,867	0,966	0,977	0,945	0,848	0,985	0,987
Rekken	15	0,882	0,807	0,938	0,964	0,900	0,779	0,970	0,985
		<i>spring</i>	<i>summer</i>	<i>autumn</i>	<i>winter</i>	<i>spring</i>	<i>summer</i>	<i>autumn</i>	<i>winter</i>
<i>Distance</i> (km)		<i>Daily totals</i>				<i>Pentade totals</i>			

Table 5.5. Correlation-coefficients ( $r$ ) of station Borculo versus three other stations at various distances (1964 - 1966)

De hier besproken uitkomsten passen goed in het beeld, dat voor de gehele Achterhoek kan worden opgesteld, zoals door STOL (1968b) is uiteengezet. Aan het slot van dit deel van de beschouwingen wordt nogmaals gewezen op het feit dat, ondanks de hoge waarden van de correlatie-coëfficiënt in incidentele gevallen, ook in de winter toch opmerkelijke verschillen naar plaats kunnen voorkomen (fig. 5.9).

## 6. HET OPTIMALISEREN VAN EEN NEERSLAGMETINGSNET

De gebruikelijke wijze van bepalen van de neerslag over een geheel stroomgebied vindt plaats met een

Thiessennet (fig. 5.1), waarin alle meetpunten in, maar ook de dichtstbij gelegen meetpunten buiten het gebied deelnemen. Het zogenaamde Thiessen-gemiddelde bestaat nu uit een gewogen gemiddelde van de neerslag op dezelfde tijdstippen op de verschillende stations gemeten, waarbij de gewichtsgetalen evenredig gekozen zijn aan de grootte van het oppervlak dat elk station volgens het Thiessennet in het stroomgebied vertegenwoordigt. De gewichtsgetalen staan in tabel 5.1 vermeld.

Gezien de hoge correlaties tussen de neerslagstations onderling blijkt het thans beschikbare Thiessennet niet optimaal te zijn, hetgeen wil zeggen dat met minder moeite en kosten dezelfde informatie verworven kan worden. Het spreekt vanzelf dat dit uitgaande

van een dicht waarnemingsnet eerst achteraf te constateren valt. Na een aantal jaren van waarneming kan dan onderzocht worden of, en zo ja op welke wijze het waarnemingsnet verruimd kan worden met behoud van de, voor het doel vereiste, hoeveelheid aan informatie. Een dergelijk onderzoek kan slechts verricht worden door van een vaste norm uit te gaan en een marge rondom deze norm te definiëren, waaraan minstens voldaan moet zijn. Als norm is in de eerste plaats het Thiessengemiddelde aangehouden en als marge een correlatie-coëfficiënt van 0,985, die de vervangende reeks waarnemingen met het Thiessengemiddelde minstens moet hebben. Mathematisch is de gang van zaken dus als volgt:

Het Thiessengemiddelde  $T$  is een gewogen gemiddelde (tabel 5.1) van de onderscheiden stations  $S$ , zodat

$$T = \sum_{i=1}^n g_i S_i \quad \text{waarin} \quad \sum_{i=1}^n g_i = 1 \quad (5.1)$$

Gevraagd wordt naar de reeks

$$T' = \sum_{i=1}^n f_i S_i + a \quad (5.2)$$

zodanig, dat met een zo groot mogelijk aantal der  $f_i = 0$  voldaan wordt aan

$$R_{TT'} \geq 0,985 \quad (5.3)$$

Uit een dergelijke bewerking kan ook voor andere soortgelijke gebieden de gewenste dichtheid van het waarnemingsnet worden afgeleid, tenzij men in meer details geïnteresseerd is en de eis (5.3) hoger moet stellen.

De uitkomsten van de bewerkingen voor daggegevens staan in tabel 5.6 verzameld, waarbij de volgende procedure werd toegepast. In (5.2) werden  $(n - 1)$  der  $f_i$ 's gelijk aan nul gesteld en wel voor alle  $n$  combinaties. Het station dat een zo hoog mogelijke correlatie met het Thiessengemiddelde vertoonde, stel voor  $i = k$ , werd in de verdere bewerking opgenomen volgens

$$T' = f_k S_k + \sum_{i \neq k}^n f_i S_i + a \quad (5.4)$$

waarna de procedure op analoge wijze werd herhaald.

Uit de berekening volgt, dat in najaar en winter een

Tabel 5.6. Samenvatting bepaling optimale neerslagnet uitgaande van het Thiessengemiddelde voor dagsommen met als eis  $R \geq 0,985$

Periode 1964 - 1966	Station	Gewichts- coëff. ( $f_i$ )	Standaard- afwijking ( $s$ ) van ( $f_i$ )	Correlatie- coëfficiënt ( $R$ )	Aantal gegevens
		intercept ( $a$ ) in mm	( $a$ ) in mm	standaard- afwijking ( $s$ ) in mm	
maart-april-mei <i>March-April-May</i>	Pompstation	$f_1$ 1,01 $a$ 0,16	0,014 0,070	0,982 0,76	180
	Pompstation Avest	$f_1$ 0,66 $f_2$ 0,36 $a$ 0,02	0,024 0,023 0,046	0,993 0,49	
juni-juli-augustus <i>June-July-August</i>	Woerdman	$f_1$ 0,87 $a$ 0,46	0,014 0,154	0,977 1,76	175
	Woerdman Te Stroete	$f_1$ 0,56 $f_2$ 0,42 $a$ 0,07	0,017 0,020 0,084	0,994 0,94	
sept.-okt.-nov. <i>Sept.-Oct.-Nov.</i>	Woerdman	$f_1$ 0,97 $a$ 0,07	0,011 0,051	0,988 0,61	202
dec.-jan.-febr. <i>Dec.-Jan.-Febr.</i>	Pompstation	$f_1$ 1,01 $a$ 0,17	0,011 0,065	0,992 0,65	144
		<i>Weighting coeff. (<math>f_i</math>)</i>	<i>Standard deviation (<math>s</math>) of (<math>f_i</math>)</i>	<i>Correlation coefficient (<math>R</math>)</i>	
1964 - 1966 <i>Period</i>	<i>Station</i>	<i>intercept (<math>a</math>) in mm</i>	<i>(<math>a</math>) in mm</i>	<i>standard deviation (<math>s</math>) in mm</i>	<i>Number of data</i>

Table 5.6. Determination of optimum network density with referencence to the Thiessen means for daily rainfall, under the condition  $R \geq 0,985$



enkel station binnen de gestelde eis (5.3), dezelfde reeks uitkomsten kan produceren als het Thiessengemiddelde (tabel 5.6). Vooral in de voorjaars- resp. zomermaanden is het noodzakelijk met een tweetal stations te werken om aan de eis te voldoen. De correlatie tussen het tweetal en het Thiessengemiddelde  $T$  bedraagt nu 0,993 resp. 0,992. Het geheel van uitkomsten overziend blijkt, dat bijvoorbeeld de stations

Woerdman en Te Stroete een goed representatief „net” vormen voor het weergeven van de gemiddelde neerslag in het Leerinkbeekgebied. De onderlinge afstand tussen deze stations bedraagt 5 km en de kortste afstand tot de grenzen van het stroomgebied, nog geen 4,5 km. De verschillen tussen de correlatiecoëfficiënten zijn overigens zeer gering.

Beide stations gezamenlijk kunnen nu in de plaats

Tabel 5.7. Samenvatting van het vergelijken van het Thiessengemiddelde met een aantal K.N.M.I.-stations rondom het Leerinkbeekgebied (neerslagdagsommen)

Periode 1964 - 1966	Station	Gewichts- coëff. ( $f_i$ )		Standaard- afwijking ( $s$ ) van ( $f_i$ )	Correlatie- coëfficiënt ( $R$ )	Aantal gegevens
		intercept ( $a$ ) in mm		( $a$ ) in mm	standaard- afwijking ( $s$ ) in mm	
maart-april-mei <i>March-April-May</i>	Borculo	$f_1$	0,91	0,022	0,950	180
		$a$	0,29	0,116	1,26	
	Borculo Rekken	$f_1$	0,59	0,038	0,967	183
		$f_2$	0,34	0,036	1,02	
			$a$	0,12	0,095	
			$f_1$	0,52	0,048	0,969
	Borculo Rekken	$f_2$	0,33	0,035	0,99	
		Winterswijk	$f_3$	0,09	0,039	
				$a$	0,09	0,089
		Borculo		$f_1$	1,00	0,030
	Borculo Rekken		$a$	0,41	0,269	3,02
				$f_1$	0,61	0,034
$f_2$	0,43			0,030	2,02	
		$a$	-0,05	0,180		
		Borculo Rekken	$f_1$	0,61	0,035	0,970
Winterswijk	$f_2$		0,43	0,035	2,01	
			$f_3$	0,01	0,034	
				$a$	-0,05	
	sept.-okt.-nov. <i>Sept.-Oct.-Nov.</i>	Borculo		$f_1$	0,98	0,013
$a$			0,12	0,064	0,77	
Borculo Rekken		$f_1$	0,59	0,028	0,991	204
		$f_2$	0,39	0,026	0,53	
			$a$	0,08	0,044	
			Borculo Rekken	$f_1$	0,58	0,028
Winterswijk		$f_2$		0,36	0,033	0,52
				$f_3$	0,03	0,022
					$a$	0,07
		Borculo	$f_1$		0,98	0,014
Borculo Rekken			$a$	0,09	0,090	0,89
				$f_1$	0,49	0,031
$f_2$	0,49			0,031	0,53	
		$a$	-0,07	0,053		
		Borculo Rekken	$f_1$	0,46	0,034	0,995
Winterswijk	$f_2$		0,47	0,032	0,52	
			$f_3$	0,06	0,029	
				$a$	-0,09	0,053
				<i>Weighting coëff. (<math>f_i</math>)</i>	<i>Standard deviation (<math>s</math>) of (<math>f_i</math>)</i>	<i>Correlation coefficient (<math>R</math>)</i>
1964 - 1966 <i>Period</i>	<i>Station</i>	<i>intercept (<math>a</math>) in mm</i>		<i>(<math>a</math>) in mm</i>	<i>standard deviation (<math>s</math>) in mm</i>	<i>Number of data</i>

Table 5.7. Comparison of the Thiessen means with the linear combinations of K.N.M.I. stations in the vicinity of the Leerinkbeek area (daily totals of rainfall)

treden van de negen oorspronkelijke stations, waarbij bedacht moet worden, dat de gewichtscoefficienten nu mede van het seizoen afhangen zodat

$$T^* = f_{Wn}(t)S_{Wn} + f_{Se}(t)S_{Se} + a(t) \quad (5.5)$$

waarin de indices slaan op de stations Woerdman (Wn) en Te Stroete (Se).

De standaardafwijkingen van de gewichtsfactoren  $f_i$  zijn eveneens in tabel 5.6 vermeld. Deze blijken in verhouding tot de waarde van de factoren steeds zeer klein te zijn. Verder blijkt, dat de uitkomsten onderling niet veel verschillen, zodat voor praktische doeleinden twee stations en eventueel drie met één als controle-meetpunt, optimaal zullen zijn.

## 7. DE AANSLUITING AAN HET K.N.M.I.-NET

Voor het verkrijgen van een inzicht wat op lange termijn aan waterhuishoudkundige situaties in een gebied verwacht kan worden, dienen gegevens over een lange periode van meting ter beschikking te staan, waaraan de gewenste informatie ontleend kan worden. Voor een onderzoek, dat zich over een relatief gering aantal jaren uitstrekt, betekent dit, dat aansluiting aan een meer permanent net van waarneming gezocht moet worden.

Hiervoor leent zich het K.N.M.I.-net van neerslagstations, waarvan zich echter geen in het Leerinkbeekgebied zelf bevindt.

De dichtstbijzijnde stations zijn resp. Borculo, Rekken en Winterswijk op een kortste afstand van resp. 1, 4 en 8 km van de waterscheiding van het stroomgebied verwijderd.

De berekende Thiessengemiddelden kunnen nu met de gegevens van deze stations worden vergeleken. Voor dagsommen zijn de resultaten van deze bewerking in tabel 5.7 vermeld. De tendens in de uitkomsten is analoog aan die van de vorige paragraaf. Het valt hierbij echter op, dat het benaderen van het Thiessengemiddelde met de stations Borculo en Rekken gezamenlijk nog wel zin heeft, doch dat de toevoeging van de gegevens afkomstig van het station Winterswijk geen wezenlijke verbetering meer geeft, daar alle gewichtscoefficienten voor Winterswijk praktisch gelijk aan nul zijn en daar niet significant van afwijken.

Bovendien blijkt, dat met beide eerstgenoemde stations alleen in de herfst en de winter aan de eis van  $R \geq 0,985$  wordt voldaan.

De conclusie die uit deze berekeningen kan worden getrokken luidt, dat de gemiddelde neerslag volgens het Thiessennet, over het algemeen met de metingen uit twee niet te veraf gelegen bestaande K.N.M.I. stations kan worden benaderd, doch dat vooral in de zomer een meetpunt in het gebied van 5200 ha zelf onmisbaar is om de invloed van plaatselijke buien te kunnen verantwoorden.

## 8. VEREENVOUDIGDE BEREKENING VAN GEMIDDELDE NEERSLAGHOEVEELHEDEN

Behalve de vereenvoudiging die bestaat uit het optimaliseren van het waarnemingsnet, kan nog een rekenkundige vereenvoudiging worden aangebracht door in formule (5.1)  $g_i = 1/n$  te stellen (waarbij  $n = 9$ ) en dus het gewone gemiddelde van de neerslagdagsommen te berekenen. Ook kan dan nagegaan worden in hoeverre, weer met minder stations maar ook weer met gelijke gewichten onderling, eenzelfde resultaat kan worden bereikt. Dit onderzoek is uitgevoerd in aansluiting op het voorgaande door behalve de stations Borculo en Rekken het hoofdstation Hupsel, gelegen in het Leerinkbeekgebied zelf, als variabele op te nemen. Er is bij de bewerking onderscheid gemaakt tussen het zomerhalfjaar (april t/m september) en het gehele jaar.

Wordt gelet op de mate van aanpassing, dan ontstaat het beeld, dat in tabel 5.8 wordt toegelicht. In deze tabel staan de uitkomsten weergegeven van de berekening waarbij als voorwaarde is gesteld, dat de dagneerslagsommen, op minstens één van de betrokken stations, groter dan 0,1 resp. 10 mm moeten zijn.

Het valt op, dat het Thiessengemiddelde en het gewone gemiddelde zeer nauw bij elkaar aansluiten, hetgeen wil zeggen dat deze, in goede benadering, aan elkaar kunnen worden gelijkgesteld. Van de afzonderlijke stations blijkt Hupsel, dat in het gebied van onderzoek is gelegen, beter bij het gemiddelde aan te sluiten dan de beide verderweg gelegen stations.

Een verbetering van het resultaat wordt verkregen door het gemiddelde van Borculo en Hupsel als verklarende variabele op te nemen. Dat het gemiddelde van de drie stations weer slechter uitvalt - dat wil zeggen lagere correlaties geeft - is een gevolg van het werken met vaste gewichtsetallen, namelijk 1/3, waardoor aan de gewichtsetallen van de drie stations een vooraf bepaalde waarde wordt opgelegd.

Het gemiddelde van de stations Borculo en Hupsel kan met een coëfficiënt 1 toegepast worden, terwijl het intercept gelijk aan 0 kan worden gesteld. Onder voorwaarde, dat minstens één der dagsommen groter dan 10 mm is, wordt de helling een weinig steiler en het intercept in de zomer gelijk aan - 1. Voor neerslaghoeveelheden groter dan 10 mm kan dit echter verwaarloosd worden en is er geen reden deze hoeveelheden anders te behandelen.

## 9. VERGELIJKING VAN NEERSLAGHOEVEELHEDEN BOVEN EEN GEGEVEN WAARDE

In het voorgaande is er op gewezen, dat de aansluiting van het gemiddelde van twee stations aan het

Tabel 5.8. Samenhang tussen het rekenkundig gemiddelde (Y) van alle stations in het Leerinkbeekgebied en de op andere wijze verkregen uitkomsten (X); voor dagneerslagen groter dan 0,1 en 10 mm

		Correlatie-coëfficiënt (r)				Standaardafwijking (s) (mm)			
		gehele jaar		zomerperiode		gehele jaar		zomerperiode	
		0,1 mm	10 mm	0,1 mm	10 mm	0,1 mm	10 mm	0,1 mm	10 mm
X	neerslag groter dan								
	Thiessengemiddelde	0,993	0,995	0,998	0,995	0,34	0,76	0,44	1,05
	Borculo	0,954	0,867	0,934	0,849	1,77	3,92	2,44	5,50
	Hupsel	0,975	0,917	0,969	0,914	1,30	3,10	1,68	4,17
	Rekken	0,943	0,816	0,922	0,791	1,94	4,55	2,62	6,36
	(Borculo + Hupsel)/2	0,992	0,980	0,990	0,981	0,75	1,53	0,97	2,01
	(Borculo + Rekken)/2	0,981	0,954	0,974	0,951	1,14	2,34	1,53	3,20
	(Borculo + Hupsel + Rekken)/3	0,989	0,970	0,986	0,968	0,85	1,88	1,15	2,57
X	exceeded precipitation	0,1 mm	10 mm	0,1 mm	10 mm	0,1 mm	10 mm	0,1 mm	10 mm
		whole year		summer period		whole year		summer period	
		Correlation coefficient (r)				Standard deviation (s) (mm)			
Aantal gegevens	Number of data	665	85	305	40	655	85	305	40
		regressie-coëfficiënt (b)				Standaardafwijking (s) van b			
		intercept (a) (mm)				resp. a (mm)			
Thiessengemiddelde	b	0,99	0,97	0,99	0,97	0,002	0,011	0,004	0,016
	a	0,04	0,33	0,04	0,42	0,017	0,194	0,031	0,349
Hupsel	b	0,92	0,86	0,88	0,87	0,008	0,40	0,013	0,061
	a	0,30	1,58	0,38	0,69	0,062	0,757	0,115	1,360
(Borculo + Hupsel)/2	b	1,00	1,03	1,00	1,05	0,005	0,023	0,008	0,035
	a	0,04	0,38	0,03	-1,09	0,036	0,413	0,068	0,720
Afstand tussen:	Borculo - Hupsel	10	km						
Distance between:	Borculo - Rekken	15	km						
	Hupsel - Rekken	5,5	km						

Table 5.8. Relationship between the arithmetic mean (Y) of all the stations in the Leerinkbeek area and values derived with alternative methods (X); for daily precipitation amounts exceeding 0.1 and 10 mm, respectively

gemiddelde van alle stations zeer goed is, zodat ook indien slechts op de grotere hoeveelheden gelet wordt, het verband tussen beide geen wijziging ondergaat. Voor gegevens uit een enkel station geldt dit niet en is de spreiding zo groot, dat bij inkorting van het traject de correlatie afneemt. Nu kan de vraag worden gesteld hoe neerslaghoeveelheden groter dan bijvoorbeeld 10 mm met elkaar gecorreleerd zijn. Op deze wijze wordt een enigszins gecompliceerde populatie gedefinieerd, waarvan de correlatie-coëfficiënt bij bekendheid van de marginale en simultane verdeling der beide kansvariabelen in principe berekenbaar is, en de afname vastgesteld kan worden. Uit de meetuitkomsten is hiervoor een schatting te geven, waarvan de resultaten in de fig. 5.13a en b staan weergegeven. Uit de figuur blijkt onder meer, dat voor een onderlinge afstand van ongeveer 15 km (Borculo-Rekken) neerslaghoeveelheden van meer dan

5 mm, afkomstig van zomerbuien, slechts weinig gecorreleerd zijn ( $r = 0,66$ ). Voor de winter geldt echter nog een correlatie-coëfficiënt van 0,86. In deze gevallen bedragen de standaardafwijkingen resp. 5,3 en 2,8 mm.

Tenslotte wordt in de fig. 5.13c en d nog weergegeven op welk gedeelte van het totaal aantal dagen, resp. welk percentage van de totale neerslag per half jaar, de berekende  $r$  en  $s$ -waarden betrekking hebben. De berekening is uitgevoerd over de jaren 1942 tot en met 1967.

#### 10. NEERSLAGSOMMEN EN NEERSLAGFREQUENTIE

Voor een aantal perioden zijn in tabel 5.9 de gemiddelde neerslaghoeveelheden van enkele stations

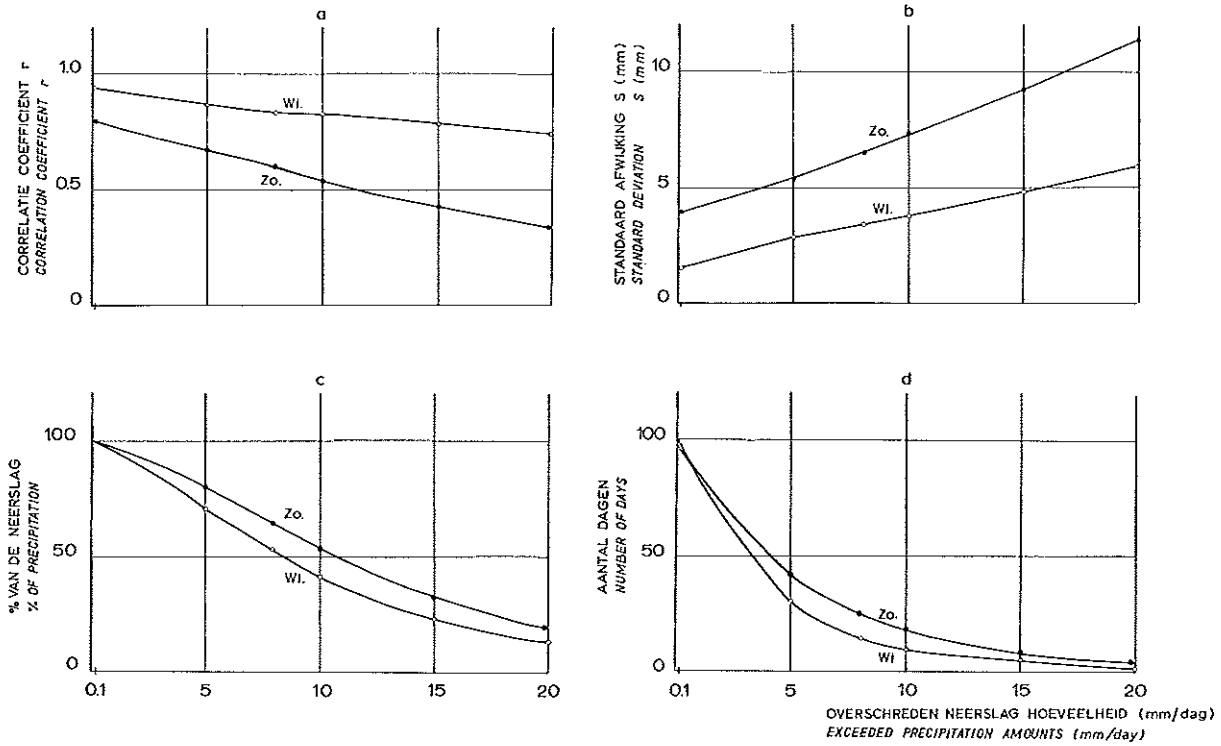


Fig. 5.13. Correlatie coëfficiënten ( $r$ ) en standaardafwijkingen ( $s$ ) van de relaties tussen de dagneerslagen van de stations Borculo en Rekken, achtereenvolgens berekend voor neerslagen op een van beide stations, groter dan 0,1, 5, 8, 10 en 20 mm/etm (figuren a en b). In de figuren c en d is het percentage neerslag resp. het aantal dagen aangegeven, dat op deze neerslaghoeveelheden betrekking heeft (Zo = zomerhalfjaar; Wi = winterhalfjaar)  
*Rainfall characteristics curves for the stations Borculo and Rekken for daily rainfall amounts, at least at one of the stations, exceeding resp. the values 0.1, 5, 8, 10 and 20 mm/24 h (correlation coefficients  $r$  and standard deviations  $s$  in diagrams a resp. b). In the diagrams c and d the percentage of rainfall resp. numbers of days related to the rain intensities mentioned are shown (Zo = six summer months; Wi = six winter months)*

Tabel 5.9. Vergelijking van de gemiddelde neerslagtotalen in mm op een aantal stations voor verschillende perioden. Voor het station Winterswijk zijn de gemiddelden gegeven voor de periode 1931 - 1960

Station	Periode								
	1960 - 1967			1962 - 1967			1964 - 1967		
	zomer 1/4-30/9	winter 1/10-31/3	jaar 1/4-31/3	zomer 1/4-30/9	winter 1/10-31/3	jaar 1/4-31/3	zomer 1/4-30/9	winter 1/10-31/3	jaar 1/4-31/3
Hupsel							488	454	942
Pape							447	453	900
Rekken	448	432	880	441	397	838	498	494	992
Borculo	426	414	840	412	379	791	445	470	915
Winterswijk (1931 - 1960)	396	356	752	396	356	752	396	356	752
	1/4-30/9 summer	1/10-31/3 winter	1/4-31/3 year	1/4-30/9 summer	1/10-31/3 winter	1/4-31/3 year	1/4-30/9 summer	1/10-31/3 winter	1/4-31/3 year
	1960 - 1967			1962 - 1967			1964 - 1967		
Station	Period								

Table 5.9. Comparison of the mean precipitation totals in mm at a number of stations for various periods. For station Winterswijk the means for the period 1931 - 1960 have been given

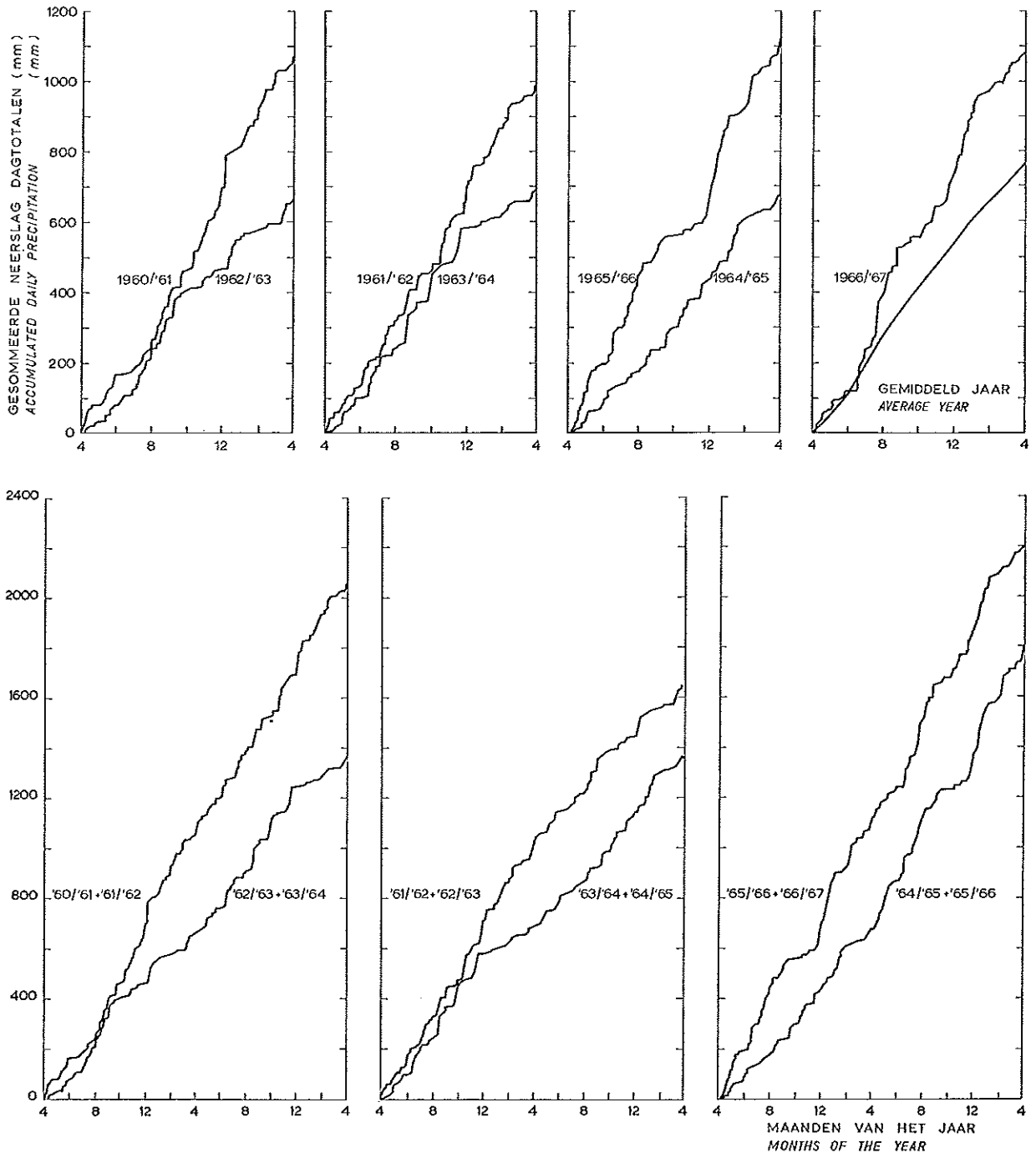


Fig. 5.14. Sommatie-curven voor dagneerslagen resp. over een en twee jaren (beginnend 1 april) voor het station Winterswijk voor de periode 1960 t/m 1967  
*Accumulated daily precipitation amounts over one year resp. two years (starting April 1st) prepared for station Winterswijk for the period 1960 through 1967*

vermeld. In deze tabel zijn ook de gemiddelde neerslagsommen opgenomen, zoals deze over de periode 1931 - 1960 voor het K.N.M.I. station Winterswijk zijn berekend.

Duidelijk komt het natte karakter van een aantal perioden naar voren. Ook blijkt opnieuw, dat de neerslagverschillen op korte afstand vrij aanzienlijk kun-

nen zijn.

Speciaal de jaren 1965 - 1966 en 1966 - 1967 zijn veel natter geweest dan normaal. Dit blijkt duidelijk uit fig. 5.14. In deze figuur zijn de dagneerslagen cumulatief uitgezet, resp. over één en over twee jaren, steeds met als aanvangsdatum 1 april. Deze datum is gekozen, omdat de bergingsverschillen in een stroom-

gebied omstreeks dat tijdstip relatief klein zijn. STOL (1968a) geeft in zijn nota dergelijke cumulatieve curven voor een nog veel groter aantal jaren.

Om een indruk te krijgen van het extreme karakter van enkele neerslag dag-, maand-, zomer-, jaar- en tweejaar-totalen zijn deze vergeleken met de neerslag-frequenties, zoals deze voor de lange waarnemingsreeks (1880 - 1964) van het station Winterswijk, kan worden opgesteld.

Fig. 5.15 geeft hiervan een voorbeeld. In deze figuur zijn een aantal neerslagsommen, die in het Leerinkbeekgebied in de jaren 1965 en 1966 zijn gemeten, op de frequentielijnen ingetekend. Het valt op, dat verschillende neerslaghoeveelheden een zeer extreem karakter hebben, soms zelfs met een herhalings-tijd van gemiddeld eenmaal per 100 tot 500 jaar.

Van belang is ook na te gaan in hoeverre de neerslagverdeling over een bepaalde korte onderzoeksperiode afwijkt van de verdeling over een groot aantal jaren. Hiertoe is voor Winterswijk, voor verschillende reek-

sen van achtereenvolgende jaren, de cumulatieve frequentie voor zomer- en winterperiode afzonderlijk gegeven. Als alternatieven zijn gekozen de eerste 72 jaar van waarneming (1880 - 1951; K.N.M.I., 1956) en de laatste 15, 5 en 3 jaar van onderzoek. De cumulatieve frequenties worden gegeven in tabel 5.10. De onderlinge verschillen blijken gering te zijn. Een uitzondering kan worden gemaakt voor de winterperiodes 1964 - 1965 tot en met 1966 - 1967. Hieruit blijkt dat de grote neerslagwintersommen in tegenstelling tot de neerslagzomersommen, van de laatste jaren niet ontstaan zijn uit incidentele, zeer grote buien, maar uit een naar verhouding vaker voorkomen van middelgrote neerslaghoeveelheden.

In het voorgaande is naar voren gekomen, dat dagelijkse neerslaghoeveelheden sterk naar plaats en tijd kunnen variëren. Dit alles betekent nog niet, dat op verschillende plaatsen een geheel andere frequentieverdeling voor de neerslag geldt. Voor dagsommen is dit verschijnsel voor stations in de Achterhoek uit-

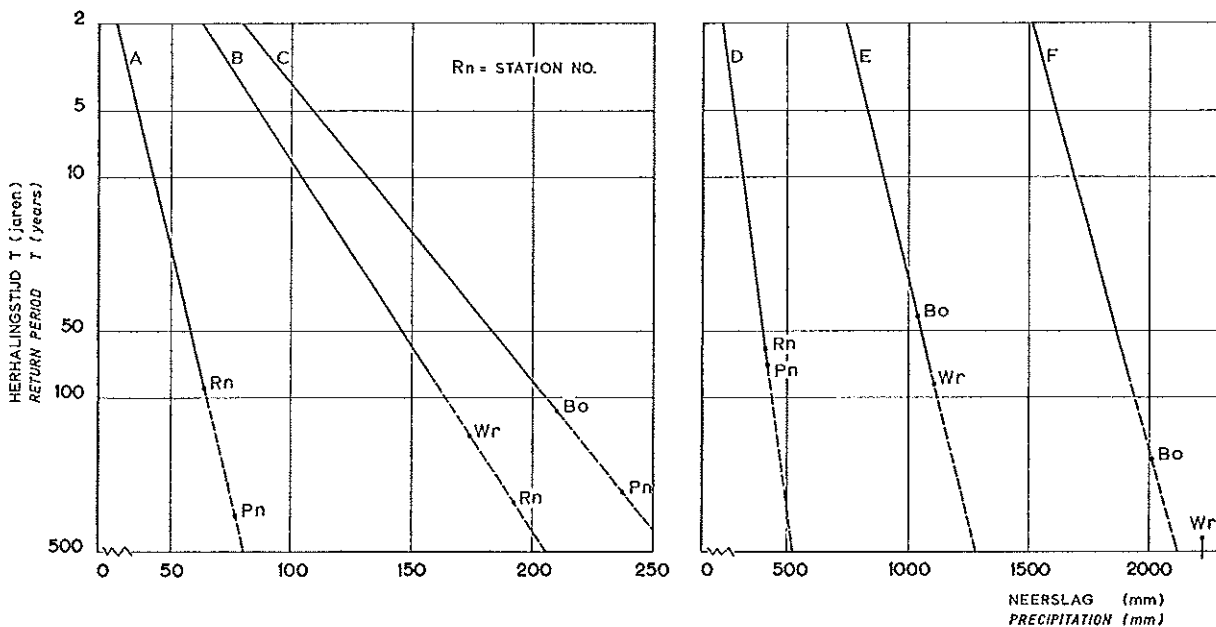


Fig. 5.15. Herhalings-tijd ( $T$ ) voor het gemiddeld een maal voorkomen van een overschrijding van een bijbehorende neerslaghoeveelheid (station Winterswijk 1880 t/m 1964); een aantal neerslaghoeveelheden gemeten op de stations in het Leerinkbeekgebied ( $R_n$ ,  $H_I$ , etc.), gedurende de jaren 1965 en 1966, zijn aangegeven

*Return period ( $T$ ) for, on the average, one exceedance of the related rainfall amounts (station Winterswijk, 1880 through 1964); some rainfall amounts observed at the stations in the Leerinkbeek area ( $R_n$ ,  $H_I$ , etc.) for the years 1965 and 1966, are indicated*

- A. neerslagdagsommen over de maanden juli/augustus.  
*daily rainfall totals for July and August.*
- B. neerslagmaandsommen van december.  
*rainfall totals for December.*
- C. neerslagmaandsommen van juli.  
*rainfall totals for July.*
- D. 90-daagse neerslagsommen over de maanden juni/juli/augustus.  
*90-day rainfall totals for June, July and August.*
- E. 360-daagse neerslagsommen over het tijdvak 1 april t/m 31 maart.  
*360-day rainfall totals for the period April 1st through March 31st.*
- F. 720-daagse neerslagsommen over het tijdvak 1 april t/m 31 maart.  
*720-day rainfall totals for the period April 1st through March 31st.*

Tabel 5.10. Cumulatieve frequenties van neerslagdagsommen te Winterswijk (%)

Neerslag > x mm/dag	1 april - 30 september				1 oktober - 31 maart			
	1881-1951	1952-1966	1962-1966	1964-1966	1880-1951	1952-1966	1962-1966	1964-1967
0	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
2	28,7	29,3	29,9	29,9	26,5	27,8	24,3	32,6
4	17,8	19,2	19,3	19,9	17,0	17,8	17,8	24,2
6	12,1	13,0	12,7	12,8	10,8	11,1	11,1	15,4
8	8,17	9,25	9,29	8,93	7,11	7,41	7,96	11,5
10	5,76	6,41	6,67	6,92	4,68	5,17	6,31	8,97
12	4,20	4,63	5,36	5,83	3,04	3,45	4,53	6,41
14	2,83	3,50	4,37	5,10	2,08	2,78	3,43	4,76
16	2,14	2,37	3,17	3,83	1,41	1,72	1,65	2,93
18	1,54	1,75	2,62	3,46	0,915	1,14	0,686	1,65
20	1,24	1,38	1,75	2,37	0,700	0,823	0,412	0,916
22	0,940	0,984	1,09	1,28	0,501	0,588	0,274	0,733
24	0,709	0,765	0,874	0,911	0,342	0,431	0,137	0,549
26	0,516	0,619	0,765	0,911	0,239	0,274	0,000	0,366
28	0,416	0,546	0,765	0,911	0,207	0,118		0,183
30	0,345	0,474	0,656	0,911	0,151	0,078		0,000
35	0,200	0,219	0,328	0,546	0,048	0,078		
40	0,108	0,146	0,219	0,364	0,016	0,078		
45	0,054	0,073	0,109	0,182	0,016	0,039		
50	0,015	0,073	0,109	0,182	0,008	0,000		
65	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			

Precipitation > x mm/24 h	1881-1951	1952-1966	1962-1966	1964-1966	1880-1951	1952-1966	1962-1966	1964-1967
	1 April - 30 September				1 October - 31 March			

Table 5.10. Cumulative frequencies of daily precipitation amounts for station Winterswijk (%)

voerig onderzocht door STOL (1968b). Voor decadesommen wordt hieronder een voorbeeld gegeven voor Rekken, Borculo en Winterswijk over de periode 1 april 1942 tot en met 30 september 1966.

Voor het nagaan van verschillen tussen empirische frequentieverdelingen kan gebruik gemaakt worden van de toets van Kolmogorow en Smirnow (MILLER and KAHN, 1962).

De berekening van de kritieke waarde  $D$ , waarbeneden optredende verschillen tussen empirische frequentieverdelingen niet van toevallige fluctuaties te onderscheiden zijn, vindt plaats met de volgende formule:

$$|D|_{\alpha} = z(\alpha) \sqrt{\frac{n_1 + n_2}{n_1 n_2}}$$

waarin  $n_1$  en  $n_2$  de aantallen gegevens van elk der frequentiecurven zijn en waarin voor een overschrijdingskans  $\alpha$  van resp. 5 en 10 % de bijbehorende waarde van  $z = 1,358$  en  $1,224$  is.

Voor de hierna te noemen stations en combinaties van stations zijn de cumulatieve percentages bij een klassering van 5 mm neerslag vastgesteld en onderling vergeleken. Van alle cumulatieve frequentieverdelingen is het maximale verschil van de cumulatieve percentages met elk der andere verdelingen vastgesteld. Voor het besproken geval zijn de kritieke waarden in tabel 5.11 aangegeven.

Tabel 5.11. Kritieke waarden van absolute verschillen tussen cumulatieve frequentieverdelingen bij een risico  $\alpha$  van 5 % (10 %). Zomerperiode 450 gegevens, winterperiode 432 gegevens

Zomerperiode april t/m september	Winterperiode oktober t/m maart
$ D _{0,05} = 9.05$	$ D _{0,05} = 9.24$
$ D _{0,10} = 8.16$	$ D _{0,10} = 8.32$
Summer period April through September	Winter period October through March

Table 5.11. Critical values of absolute differences between cumulative frequency distributions at confidence level  $(100-\alpha) = 95$  % (90 %). Summer period 450 data, winter period 432 data

Door het herhaald gebruiken van dezelfde verdelingen wordt het risico percentage ( $\alpha$ ) in feite vergroot en zullen gevonden verschillen een grotere kritieke waarde moeten overschrijden om van toevallige afwijkingen onderscheiden te kunnen worden.

Tabel 5.12 toont echter aan dat de gevonden verschillen alle zeer gering zijn. De resultaten zijn nu als volgt samen te vatten.

De verschillen tussen de empirische frequentiecurven voor dezelfde jaargetijden tussen verschillende stations zijn van de orde van 2 à 3 frequentieprocenten in de

Tabel 5.12. Maximale verschillen tussen cumulatieve relatieve frequenties van verschillend gedefinieerde empirische neerslagfrequentieverdelingen

	Bovendriehoek: zomerperiode;			<i>Upper triangle: summer period;</i>		
	Bo	Rn	Wk	$\frac{Bo + Rn}{2}$	$\frac{Bo + Wk}{2}$	$\frac{Bo + Rn + Wk}{3}$
Bo		2,6	3,3	2,0	2,9	2,9
Rn	2,6		2,9	1,6	2,7	2,2
Wk	4,0	1,8		2,2	2,7	2,3
$\frac{Bo + Rn}{2}$	1,8	1,6	3,0		2,0	1,6
$\frac{Bo + Wk}{2}$	3,2	1,4	2,1	1,6		1,3
$\frac{Bo + Rn + Wk}{3}$	2,6	0,7	1,7	1,6	0,9	
	Onderdriehoek: winterperiode			<i>Lower triangle: winter period</i>		

Table 5.12. Maximum differences between cumulative relative frequencies of empirical precipitation distribution for data of alternative combinations of stations

zomer en van 1 à 2 frequentieprocenten in de winter, hetgeen ver beneden de kritieke waarden ligt. Deze verschillen zijn niet van toevallige fluctuaties te onderscheiden, zodat de conclusie moet luiden dat in eenzelfde seizoen de frequentieverdelingen van neerslag decadesommen van verschillende stations of combinaties van deze niet van elkaar te onderscheiden zijn.

## 11. SLOTOPMERKINGEN

De belangrijkste punten van het hiervoor besproken neerslagonderzoek kunnen als volgt kort worden samengevat:

- De met grond- en standaardregenmeters gemeten neerslaghoeveelheden vertonen onderling duidelijke verschillen. Gemiddeld over een jaar geven de grondregenmeters 6,6 % meer neerslag aan. De verschillen fluctueren met het seizoen (van 4 - 10 %) en ontstaan ten gevolge van het wind-effect. Bovenstaande resultaten stemmen overeen met die van eerdere onderzoeken en wijzen er op, dat in vele gevallen het gebruik van een grondregenmeter de voorkeur verdient, mits bij de opstelling speciaal aandacht wordt besteed aan het gevaar van het inspatten van neerslag vanaf de grond in de opvangtrechter.
- Voor gedetailleerde onderzoeken is het type pluviograaf, dat in Nederland het meest wordt gebruikt, minder geschikt gebleken. De hiermee geregistreerde neerslaghoeveelheden zijn praktisch steeds te laag, vooral in de wintermaanden. Een

nieuw type registrerende grondregenmeter lijkt meer betrouwbare gegevens op te leveren en heeft daarnaast nog een aantal, meer praktische, voordelen. De toepassing van dit type regenmeter verdient daarom in vele gevallen aanbeveling.

- Binnen het Leerinkbeekgebied met een grootste lengte van 12 km en een grootste breedte van 6 km kunnen plaatselijk belangrijke verschillen in neerslaghoeveelheden voorkomen. Deze verschillen treden vooral in de zomer op, doch komen ook in de winter voor, speciaal bij de grootste neerslaghoeveelheden. Om deze reden is het netwerk van meetstations in de loop van het onderzoek verdicht tot een onderlinge afstand tussen de stations van ongeveer 3 km.

Voor de verschillende onderzoeken zijn de benodigde neerslaghoeveelheden met dit net van neerslagstations bepaald. Uitgaande van dit dichte net van waarnemingspunten is aangegeven, hoe een wijder net hieruit verkregen kan worden, waarvan de afgeleide neerslaghoeveelheden met een vooraf gestelde mate van nauwkeurigheid zijn gecorreleerd.

Overigens is de dichtheid van het meetnet afhankelijk van de doelstelling van het onderzoek. Waterbalansproblemen voor stroomgebieden kunnen dikwijls met een vrij ruim net van waarnemingsstations voldoende nauwkeurig worden bestudeerd, terwijl voor een juiste analyse van verschillende transportproblemen van water een dichter meetnet is vereist.

- Als maatstaf voor de gebiedsneerslag is het Thies-gemiddelde gebruikt. Het blijkt, dat met goede



benadering een tweetal stations op onderlinge afstand van 5 km dezelfde gegevens kunnen produceren door gewichtsetallen te kiezen (te berekenen), die overigens van het seizoen afhankelijk zijn en niet van te voren kunnen worden bepaald. Een vereenvoudigde werkwijze, waarbij het rekenkundig gemiddelde als uitgangspunt heeft gediend, leverde als resultaat op, dat met twee stations op een onderlinge afstand van 10 km (Borculo en Hupsel) het rekenkundig gemiddelde van alle stations goed benaderd kan worden. Voor een zeer lokale bui kan de totale hoeveelheid neerslag over een gebied echter alleen nauwkeurig met behulp van isohyeten worden berekend. Isohyeten kunnen voor een gebied slechts goed worden geconstrueerd indien een dicht net van regenstations aanwezig is (zie vorige conclusie).

- De neerslagverdeling binnen een dag is dikwijls ongelijkmatig. Zo vallen, vooral in de zomer, vaak grote dagsommen binnen enkele uren. Dit betekent, dat de werkelijke neerslagintensiteit veel groter is dan op grond van dagtotalen is geconstateerd. Voor systemen met geringe waterbergingcapaciteit, zoals snel reagerende stroomgebieden, stedelijke bebouwing, rioleringsystemen e.d. is kennis van de frequentie, waarmede neerslag-

hoeveelheden in tijdvakken korter dan een dag vallen, van belang.

- Een aantal jaren tijdens de onderzoeksperiode blijkt aanzienlijk natter te zijn geweest dan normaal. Ook zijn verschillende extreme dag- en maandneerslagsommen geregistreerd. Het meest extreem blijkt echter de 730-daagse neerslagsom over de periode 1 april 1965 - 31 maart 1967 (2220 mm) te zijn. Niettemin sluiten de neerslagfrequenties over de perioden 1952 - 1966 en 1962 - 1966 zich goed aan bij de langjarige frequentieverdeling over de periode 1880 - 1951. Verder laten verschillende figuren en tabellen zien, dat in de jaren 1964 - 1967 in het oostelijk deel van het Leerinkbeekgebied meer regen is gevallen dan in het westelijk deel. Vooral in de zomer lijkt de kans op sterk lokale onweersbuien in het oostelijk deel van het gebied wat groter. Of dit feit aan systematische afwijkingen moet worden toegeschreven kan met deze korte waarnemingsperiode niet worden vastgesteld. In eenzelfde seizoen zijn de frequentieverdelingen van neerslag decadesommen van enige stations gelegen nabij het Leerinkbeekgebied niet van elkaar te onderscheiden. Hetzelfde geldt voor combinaties van deze stations.

#### LITERATUUR

- BRAAK, C. 1953. Invloed van wind op regenwaarnemingen. Med. en Verh. K.N.M.I. 48, Rijksuitgeverij 's-Gravenhage.
- COLENBRANDER, H. J. en J. M. I. VERSTRAATE. 1966. Een registrerende grondregenmeter, waarvan de gegevens automatisch kunnen worden verwerkt. *Cultuurtechn. Tijdschr.* 6, 3: 83-93.
- 1967. Zomerimpressie. Het grillige gedrag van een zomerse regenbui. *Tijdschr. Kon. Ned. Heidemij* 87, 3: 95-114.
- JAGER, A. W. DE. 1965. Hoge afvoeren van enige Nederlandse stroomgebieden. Diss. Wageningen. Versl. Landbouwk. Onderz. 658 Pudoc Wageningen.
- K.N.M.I. 1956. Frequenties van k-daagse neerslagsommen op Nederlandse stations, Winterswijk 1880-1953.
- KURTYKA, JOHN C. 1953. Precipitation Measurements Study, State of Illinois, State Water Survey Div. Urbana Ill.
- LEVERT, C. 1968. Detail analyse van pluviogrammen. Frequentieverdeling hoeveelheden neerslag voor 5-660 min. Publ. K.N.M.I. 147.
- MILLER, R. L. and J. S. KAHN. 1962. Statistical analysis in the geological sciences. Wiley Press London.
- MONTFORT, M. A. J. VAN. 1966. Statistische beschouwingen over neerslag en afvoer. Diss. Wageningen. Drukk. Veenman en Zonen, Wageningen.
- RODDA, JOHN C. 1967. The systematic error in rainfall measurement. *Inst. Water Engrs.* 21, 2: 173-177.
- STOL, PH. TH. 1967. Dagelijkse neerslaghoeveelheden in de Gelderse Achterhoek in verband gebracht met de onderlinge afstand van de plaats van meting. *Nota I.C.W.* 426.
- 1968a. Neerslagmaxima en neerslagsommen bestudeerd aan 85 jaar neerslagwaarnemingen te Winterswijk. *Nota I.C.W.* 432.
- 1968b. Variaties van neerslagfrequenties in de Gelderse Achterhoek. Overeenkomst en verschillen naar tijd en plaats. *Nota I.C.W.* 444.
- W.M.O.-GUIDE. 1965. Guide to hydrometeorological practices. *World Meteor. Org.* 168 - T.P. 82.
- ZEEUW, J. W. DE. 1963. Over de werkelijkheidsbenadering van gemeten neerslagen. *Landb. Tijdschr* 75, 14: 815-832.

# Afvoermetingen in kleine stroomgebieden

*T. Blok*  
*H. J. Colenbrander*

## 1. INLEIDING

Het vaststellen van hydrologische grootheden bij onderzoek in kleine stroomgebieden blijkt niet eenvoudig te zijn. Het bepalen van de afvoer maakt hierop geen uitzondering, al liggen de moeilijkheden wat anders dan bijvoorbeeld bij de meting van de neerslag of bij het vaststellen van de bergingsveranderingen. De laatste twee termen kunnen op een aantal punten in een gebied vrij nauwkeurig worden gemeten, maar het, uit deze punt-metingen, berekenen van betrouwbare gebiedsgemiddelden levert dikwijls moeilijkheden op.

Bij het vaststellen van de afvoer over bepaalde perioden is meestal het omgekeerde het geval. Het bepalen van de afvoer op een meetpunt gaat met veel onnauwkeurigheden gepaard, maar het vaststellen van de gemiddelde afvoer levert verder geen extra problemen op. De afvoer, die het meetpunt passeert, is immers al een gemiddelde voor een gebied. Hierbij dan afgezien van het feit, dat het vaststellen van de juiste stroomgebiedsgrenzen moeilijk kan zijn en verder, dat, bij zeer hoge afvoeren, water soms buiten het meetpunt om tot afstroming komt.

Vooraf het bepalen van de afvoer voor de vrijlozende gebieden is niet eenvoudig. Dit is dan ook waarschijnlijk de reden, dat maar voor een beperkt aantal beekgebieden, en dan nog maar voor een korte reeks van jaren, afvoercijfers beschikbaar zijn. Speciaal de lage afvoeren zijn moeilijk nauwkeurig te meten, aangezien deze meestal gepaard gaan met geringe waterdiepten en lage stroomsnelheden. Ook de toestand van de beek nabij het meetpunt beïnvloedt de nauwkeurigheid van de meting in sterke mate. Hierbij is de meestal wisselende invloed van de begroeiing in de beek de belangrijkste factor. Daarnaast heeft een onregelmatig en niet stabiel beekprofiel een ongunstige invloed op de nauwkeurigheid van de afvoerberekening. Tenslotte wordt de afvoermeting zelf vaak bemoeilijkt door drijvende waterplanten en vuil, alsmede door een onregelmatige stromingstoestand in de beek. In vele beken doen de genoemde factoren zich gelden. Eén van de weinige methoden om onder deze omstandigheden de afvoer toch nauwkeurig te bepalen, is door gebruik te maken van meetstuwen. Ook bij het afvoeronderzoek in het Leerinkbeekgebied is op vele plaatsen van meetstuwen gebruik gemaakt

en op deze meettechniek zal daarom vrij uitvoerig worden ingegaan.

## 2. AFVOERMETINGEN

### 2.1. ALGEMEEN

De afvoerintensiteit kan op verschillende manieren worden gemeten. Meestal wordt de stroomsnelheid bepaald met behulp van een Ott-molen, terwijl de natte doorsnede van de beek met een peilstok of peillood wordt gemeten (DE JAGER en KUSSE, 1964). Ook zijn electromagnetische stroomsnelheidsmeters in gebruik. Voor beken, waar ter plaatse van het meetpunt geen brug of dergelijke aanwezig is, kan ook van het zogenaamde zweefvliegerapparaat gebruik worden gemaakt (WEMELSFELDER, 1955).

Soms wordt de afvoer ook volumetrisch bepaald (BON, 1965). Deze methode levert nauwkeurige resultaten op, maar is meestal alleen geschikt voor het meten van lage afvoeren. In het buitenland wordt, vooral in snelstromende, turbulente beken de afvoer ook wel bepaald met behulp van tracers (ANDRÉ, 1964).

De genoemde afvoermetingen betreffen steeds incidentele metingen, die geen doorlopende informatie geven over de optredende afvoeren. Het continu uitvoeren van stroomsnelheidsmetingen stuit namelijk op vele praktische bezwaren. Om de afvoer toch steeds te kunnen berekenen, worden de resultaten van de incidentele stroomsnelheidsmetingen uitgezet tegen het beekpeil en wordt een  $Q/h$ -kromme opgesteld. Met behulp van deze  $Q/h$ -kromme kunnen vervolgens de dagelijks of continu geregistreerde beekpeilen in afvoeren worden omgerekend. Als er een eenduidig verband bestaat tussen beekpeil en afvoer, levert deze werkwijze goede resultaten op, al kunnen de lage afvoeren moeilijk worden bepaald.

Op vele meetpunten is de relatie tussen waterstand en afvoer echter niet eenduidig, omdat de begroeiing in de beek een steeds wisselende invloed heeft. Zo toont fig. 6.1 het verschil tussen de werkelijk opgetreden waterstand (a), welke onder invloed van de begroeiing staat en een berekende waterstand (b), niet beïnvloed door de begroeiing. Duidelijk blijkt, welk effect het reinigen van de sloot (1) en het optreden

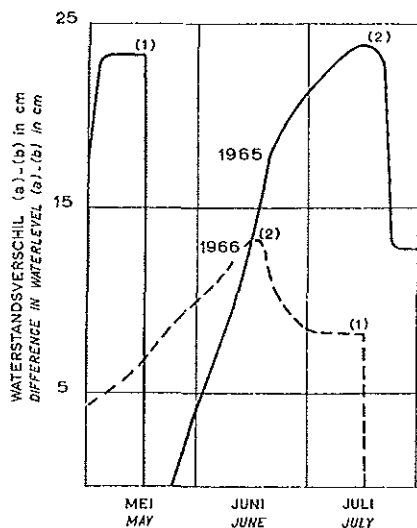


Fig. 6.1. Het verloop van het verschil (a-b) tussen een beekpeil dat wel en niet door de begroeiing in de beek wordt beïnvloed. (1) sloot reinigen (2) hoogwatergolf  
*The course of the difference (a-b) between a water level affected and not affected by aquatic weeds. (1) cleaning of the ditch (2) high flood*

van hoge afvoergolven (2) heeft. Deze resultaten stemmen goed overeen met reeds eerder gepubliceerde onderzoeken (BON, 1967; COLENBRANDER, 1967a; FLACH, 1968). Verder illustreert fig. 6.2, dat de invloed van de begroeiing tot in de winter merkbaar kan blijven.

Voor een meetpunt, waar de afvoer met behulp van een meetstuw wordt bepaald, is ter vergelijking de afvoer eveneens bepaald uit drie afvoerkrommen. Voor beide berekeningstechnieken is uitgegaan van eenmaal per dag waargenomen beekpeilen. Op de verschillen tussen afvoerberekeningen, gebaseerd op eenmaal daagse en geregistreerde waarnemingen, zal in par. 2.2.5 worden ingegaan. De afvoerkrommen zijn opgesteld voor de peilschaal ( $h_2$ ) benedenstrooms van de stuw; de waterstand staat hier sterk onder invloed van de begroeiing in de beek. De drie afvoerkrommen gelden resp. voor de gemiddelde begroeiingstoestand tijdens de winter-, zomer- en overgangsperioden. Met behulp van deze drie krommen zijn de waargenomen beekpeilen in afvoeren omgerekend, waarbij niet de werkelijke begroeiingstoestand in rekening is gebracht. Deze is namelijk meestal niet bekend. Tot welke fout de beschreven werkwijze aanleiding kan geven blijkt uit tabel 6.1. De cijfers liggen uiteraard voor elk jaar anders en zijn ook voor elk meetpunt verschillend. De verschillen zullen groter zijn naarmate de leiding sterker begroeit. In werkelijkheid zullen de verschillen nog groter kunnen zijn, omdat de afvoerkrommen in het onderhavige geval aan de hand van met de meet-

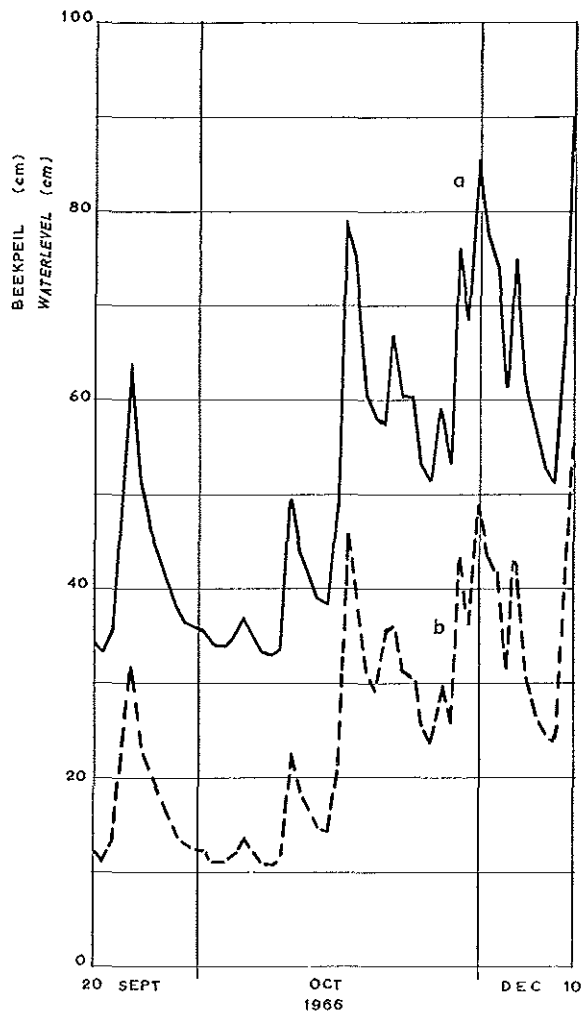


Fig. 6.2. Het verloop gedurende najaar en winter van een beekpeil dat wel (a) resp. niet (b) door de begroeiing in de beek wordt beïnvloed  
*The course during fall and winter of a water level affected (a) and not affected (b) by aquatic weeds*

stuw gemeten afvoeren zijn opgesteld. Normaal gesproken zal dit echter steeds moeten gebeuren met in het veld uitgevoerde stroomsnelheidsmetingen (bijvoorbeeld met een Ott-molen). Deze laatste metingen zijn echter veel onnauwkeuriger dan de metingen met de meetstuw, speciaal voor de lage afvoeren en voor metingen in sterk begroeide leidingen. Meestal zal de relatie tussen  $Q$  en  $h$  dan ook niet al te nauwkeurig kunnen worden vastgesteld, te meer, daar het waterspiegelverhang ook nog van invloed kan zijn. Zo kan bij eenzelfde niveau bij een stijgende waterstand de afvoer groter zijn dan bij een dalende waterstand.

Vershillende berekeningstechnieken zijn voorgesteld om de invloed van de begroeiing in rekening te brengen (GILS, 1962; SCHENK, 1965; BON, 1967). Bij berekeningsmethoden, die zijn gebaseerd op een directe beoordeling van de begroeiingstoestand, is de moeilijkheid, dat deze beoordeling sterk subjectief is.

Tabel 6.1. Vergelijking tussen de, door begroeiing beïnvloede, waargenomen beekpeilen (a) en de niet beïnvloede, berekende peilen (b); verder zijn vergeleken de afvoeren, berekend met drie afvoerkrommen en die bepaald met een meetstuw

Periode	Gemiddelde waterstand (cm)		Waterstand verschil (cm)	Afvoer (mm)		Afvoer-verhouding
	beïnvloed door de begroeiing (a)	niet beïnvloed door de begroeiing (b)		berekend met 3 afvoerkrommen (c)	bepaald met een meetstuw (d)	
1966			(a) - (b)	(c)	(d)	$\frac{(c)}{(d)}$
1/6-24/7	22	15	7	11	55	0,20
25/7-13/8	16	16	0	1	14	0,07
14/8-4/10	18	11	7	5	29	0,17
1/6-4/10	19	14	5	17	98	0,17
5/10-28/10	39	17	22	39	19	2,05
29/10-8/12	52	25	27	332	82	4,05
9/12-7/1-'67	59	37	22	313	122	2,57
5/10-7/1-'67	51	27	24	684	223	3,07
1966	<i>affected by weed growth (observed)</i> (a)	<i>not affected by weed growth (calculated)</i> (b)	(a) - (b)	<i>calculated by use of 3 rating curves</i> (c)	<i>measured with a flume</i> (d)	$\frac{(c)}{(d)}$
<i>Period</i>	<i>Mean water level (cm)</i>		<i>Difference in water level (cm)</i>	<i>Runoff (mm)</i>	<i>Runoff ratio</i>	

Table 6.1. Comparison between the water levels affected (a) and not affected (b) by weed growth and the runoff totals calculated with three rating curves and measured with a flume

Het verdient daarom de voorkeur met een meer objectieve maat voor de invloed van de begroeiing te werken. Hiervoor leent zich de  $h_2/h_1$ -waarde, die de relatie weergeeft tussen een waterstand, respectievelijk wel ( $h_2$ ) en niet ( $h_1$ ) beïnvloed door de begroeiing in de beek. Voor verschillende begroeiingstoestanden moet nu het verband tussen  $h_2$  en  $h_1$  worden vastgesteld, waarna bij de berekening van de afvoer de invloed van de begroeiing in rekening kan worden gebracht (zie ook par. 2.2.5). Het verdient verder geen aanbeveling met een gemiddelde kromme voor een geheel seizoen te werken. Een bepaalde relatie tussen  $h_2$  en  $h_1$  zal steeds maar voor een betrekkelijk korte periode gelden. In de praktijk zal het niet altijd gemakkelijk zijn geschikte waarnemingspunten voor  $h_2$  en  $h_1$  te vinden. De plaatsen beneden- en bovenstrooms van een stuw of bodemval zullen meestal wel geschikt zijn.

De toepassing van de besproken berekeningsmethode wordt moeilijk, zodra de relatie tussen  $h_2$  en  $h_1$  met de hoogte van de afvoer varieert en dan geen betrouwbare maat meer is voor de begroeiingstoestand. Verder kan het gebruik van de  $h_2/h_1$ -waarde en van afvoerkrommen in het algemeen, onmogelijk worden gemaakt door de wisselende invloed van een benedenstrooms aanwezig kunstwerk. Ook de afvoer

van beken, die benedenstrooms van het meetpunt uitmonden, kan de relatie tussen  $Q$  en  $h$  beïnvloeden.

Een derde oorzaak, die het werken met  $Q/h$ -krommen sterk bemoeilijkt, doet zich voor, indien het dwarsprofiel ter plaatse van het meetpunt aan sterke wijzigingen onderhevig is. Onder deze omstandigheden en ook, wanneer veelvuldig lage afvoeren optreden, biedt het gebruik van afvoer-meetinrichtingen grote voordelen.

## 2.2. AFVOERMEETINRICHTINGEN

### 2.2.1. Algemeen

Onder een afvoermeetinrichting zal een kunstwerk worden verstaan, dat in een beek wordt geplaatst met het doel de afvoer te meten. Het grote voordeel van deze meetinrichtingen is, dat vrijwel steeds een nauwkeurig en eenduidig verband bestaat tussen het debiet en de waterstand boven de stuw. De benedenwaterstand heeft dan geen invloed op het debiet en men spreekt van een „volkomen overlaat”. Indien de benedenwaterstand wel invloed heeft op het debiet, spreekt men van een „onvolkomen overlaat”. Hierop zal in een volgende paragraaf worden ingegaan. Een voordeel is verder, dat dikwijls gebruik kan worden

gemaakt van meetinrichtingen, waarvan de  $Q/h$ -kromme van te voren reeds nauwkeurig vast staat.

De belangrijkste typen afvoer-meetinrichtingen zijn:

- korte overlaten  
met scherpe kruin (meetschotten)  
met brede kruin;
- lange overlaten;
- meetgoten.

In dit rapport zullen, hoewel niet geheel juist, deze meetinrichtingen meestal met het woord meetstuw worden aangeduid.

In de praktijk worden ook wel bestaande kunstwerken, zoals duikers en bodemvallen, voor het meten van afvoeren gebruikt. Op deze mogelijkheid zal hier niet worden ingegaan. Dit rapport zal zich voornamelijk beperken tot een bespreking van de verschillende typen meetinrichtingen, die in het Leerinkbeekgebied zijn toegepast. Hierbij zullen met name ook de praktische aspecten worden besproken.

### 2.2.2. Theoretische beschouwingen

De theorie die aan het gebruik van meetstuwen ten grondslag ligt, wordt in vele handboeken en rapporten uitvoerig behandeld (TROSOLANSKI, 1960; ENGEL and STAINSBY, 1958; JONKERS, 1966). Zeer in het kort zal hier een van de belangrijkste afvoerformules worden besproken. In fig. 6.3a en 6.3b zijn lengtedoorsneden van respectievelijk een lange en een korte overlaat getekend. Bij een lange overlaat zijn de stroomlijnen evenwijdig aan de kruin, terwijl deze boven een korte overlaat zijn gekromd. Voor de lange overlaat geldt de formule van BERNOULLI tussen de dwarsdoorsneden (a) en (b). Met behulp van deze formule kan nu de afvoer per eenheid van breedte worden bepaald:

$$q = h \sqrt{2g(H-h)} \quad (6.1)$$

De maximum afvoer treedt op indien  $dq/dh = 0$ , terwijl dan  $h = 2/3 H$ . Formule (6.1) kan worden geschreven als:

$$q = 2/3 \sqrt{2/3 g} H^{3/2} \quad (6.2)$$

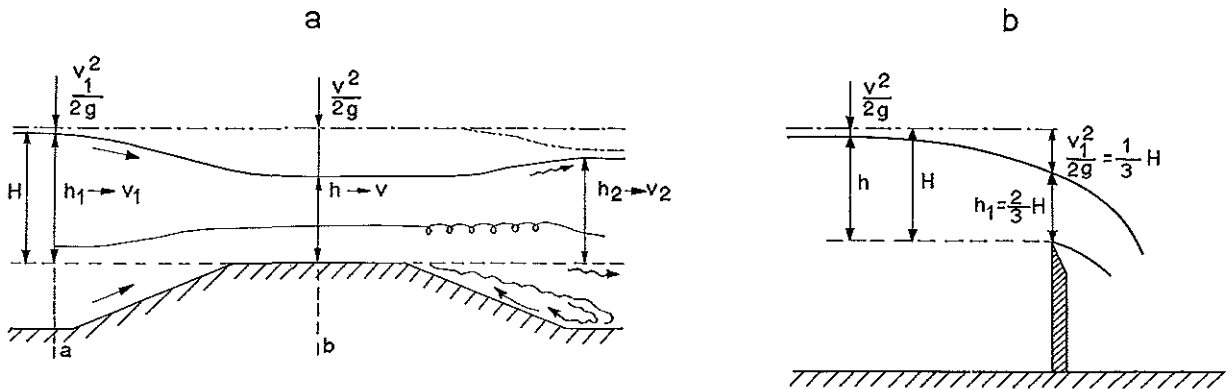


Fig. 6.3. Het stromingsbeeld bij een stuw met brede (a) resp. scherpe kruin (b)  
The flow path over a broad crested (a) resp. sharp crested weir (b)

Wrijvingsverliezen in de overlaat, waardoor een energieverlies optreedt, worden in rekening gebracht door invoering van een afvoercoëfficiënt  $C_d$ . Verder wordt een coëfficiënt  $C_v$  ingevoerd, omdat, in plaats van de energiehoogte  $H$ , de bovenwaterstand  $h_1$  wordt gemeten. Deze waterstand moet worden gemeten op een afstand bovenstrooms van de kruin van ongeveer viermaal de maximale overstorthoogte. De uiteindelijke formule luidt dan:

$$q = C_d C_v 2/3 \sqrt{2/3 g} h_1^{3/2} \quad (6.3)$$

Voor de bepaling van de coëfficiënten  $C_d$  en  $C_v$  zijn door verschillende onderzoekers grafieken en tabellen opgesteld, voornamelijk aan de hand van modelproeven. JONKERS (1966) geeft hiervan een goed overzicht. Voor de verschillende meetopstellingen zijn soms echter nadere veld- of laboratoriummetingen noodzakelijk om de waarden van de coëfficiënten vast te kunnen stellen. Vergelijking (6.3) wordt ook dikwijls voor korte overlaten gebruikt. Bij korte overlaten kan de aanstroomsnelheid meestal worden verwaarloosd, zodat  $C_v = 1$ . De kromming van de stroomlijnen en de contractie boven de kruin resulteert in een  $C_d$ -waarde, die meestal groter is dan 1.

Bij overlaten kunnen voorts een tweetal afvoersituaties worden onderscheiden, namelijk met en zonder contractie. Men spreekt van volledige contractie, indien het debiet van de overlaat niet door de bodem en de taluds van de beek wordt beïnvloed. Aan deze afvoersituatie moet de voorkeur worden gegeven, aangezien de afvoer dan met behulp van bestaande formules kan worden bepaald. In fig. 6.4 worden enkele voorwaarden opgesomd, waaraan de opstelling van een meetschot moet voldoen ter verkrijging van een volledige contractie. Belangrijk is bovendien, dat het meetschot een scherpe rand heeft en dat de overstortende straal voldoende wordt belucht, zodat deze niet gaat kleven. Men spreekt van ongestuwde afvoer, indien het debiet van een overlaat niet door de benedenwaterstand wordt beïnvloed en van gestuwde afvoer, indien dit wel het geval is.

Behalve van de genoemde overlaten wordt ook dik-

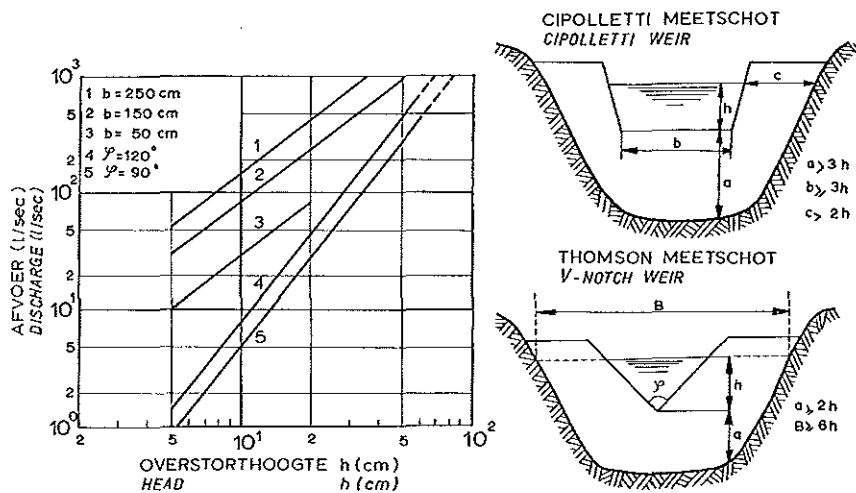


Fig. 6.4. De afvoerkrommen van enige Thomson en Cippolletti meetschotten en de eisen waaraan bij de opstelling van schotten moet worden voldaan  
*The stage-discharge curves of some V-notch and Cippolletti weirs and the siting criteria*

wijls gebruik gemaakt van meetgoten (flumes). Het verschil tussen een lange overlaat en een meetgoot is niet altijd duidelijk. Wel kan worden opgemerkt, dat het dwarsprofiel van een lange overlaat meer constant is dan dat van een meetgoot. Bovendien is bij meetgoten de plaats waar de bovenwaterstand moet worden gemeten meestal nauwkeurig voorgeschreven. Voor een aantal meetgoten zijn eveneens afvoerformules opgesteld, maar deze zijn niet altijd bekend. Dan wordt de relatie tussen  $h$  en  $Q$  door middel van modelproeven en/of veldmetingen bepaald. Dit is onder andere het geval voor de H-flumes. Voor deze stuwtypen zijn in de FIELD MANUAL (1962) een groot aantal afvoertabellen opgenomen. Deze tabellen zijn, voor de in het Leerinkbeekgebied gebruikte typen, in het Hydraulica Laboratorium van de Landbouwhogeschool getoetst (PITLO, 1965).

Bij het onderzoek in het Leerinkbeekgebied zijn de volgende typen meetinrichtingen gebruikt:

- Meetschotten
  - met V-vormige opening (Thomson);
  - met trapeziumvormige opening (Cippolletti);
  - met rechthoekige opening;
  - met rechthoekige opening (zonder zijdelingse contractie; Rehbock);
  - met samengestelde opening (3 x Thomson en Thomson - Cippolletti).
- Meetgoten
  - Parshall flume;
  - H-flume.

Naast de hierboven genoemde afvoermeetinrichtingen vinden ook andere stuwen wel toepassing zoals: V-vormige lange overlaten, onder andere de V-Romijn overlaat (o.a. Bos, 1964), critical depth flumes

(ACKERS and HARRISON, 1963), Venturi- en San Dumas meetgoten (REPR. and EXP. basin guide, 1970) en de Crump stuw (BURGESS and WHITE, 1966).

### 2.2.3. Eigenschappen van meetstuwen

De diverse typen meetstuwen hebben sterk verschillende eigenschappen. De belangrijkste verschillen hebben betrekking op:

- de waterstandverhoging bovenstrooms;
- het meetbereik;
- de meetnauwkeurigheid;
- de invloed van de benedenwaterstand op het debiet;
- de kans op verstopping door drijvend vuil.

De korte overlaten veroorzaken een vrij aanzienlijk drukverlies, dit in tegenstelling tot de lange overlaten en de meetgoten. De korte overlaten kunnen dan ook meestal slechts worden toegepast in leidingen, waarin een groot verval beschikbaar is.

Verder is de capaciteit van de korte overlaten, speciaal die van het Thomson-meetschot, kleiner dan die van de andere stuwen.

Met Thomson-stuwen en H-flumes kunnen de lage afvoeren relatief het nauwkeurigst worden gemeten (fig. 6.5). Voor de Cippolletti-stuw en de Parshall flume is het debiet ongeveer evenredig met de overstorthoogte en worden de lage afvoeren verhoudingsgewijs onnauwkeurig gemeten. Speciaal de H-flume heeft een zeer bevredigende nauwkeurigheid over een groot meetbereik.

De korte overlaten en H-flumes zijn gevoeliger voor de invloed van de benedenwaterstand dan lange

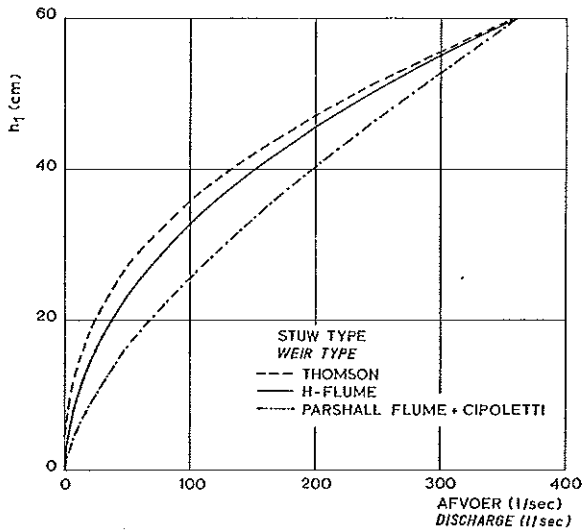


Fig. 6.5. De afvoerkrommen van enige meetstuwtypen  
The stage-discharge curves of some types of measuring structures

overlaten en Parshall flumes (fig. 6.6). Deze laatste typen meetinrichtingen zijn tot een waarde van  $h_2/h_1 = 0,7$  bijna ongevoelig voor de benedenwaterstand. Voor korte overlaten en H-flumes begint de benedenwaterstand echter al invloed te krijgen, indien  $h_2/h_1 > 0,3$  \*. Bij korte overlaten is de kans op verstopping van de stuw door drijvend vuil aanmerkelijk groter dan bij lange overlaten en meetgoten. Gezien de benodigde drukhoogte bij korte overlaten, is de waterstandverhoging bovenstrooms bij dit type stuw aanzienlijk groter dan bij lange overlaten en meetgoten. Hierdoor neemt de kans op lekverliezen bij deze kunstwerken in belangrijke mate toe. Ook eventuele ongewenste invloeden, die de peilverhoging heeft op de grondwaterstand in het gebied direct bovenstrooms van de meetstuw, zijn in dat geval groter.

Andere punten, die bij de keuze van een geschikt type meetstuw een rol spelen, zijn het kostenvraagstuk en het feit, of de stuw eenvoudig kan worden vervaardigd. In het algemeen kan worden gesteld, dat meetschotten en H-flumes relatief goedkoop zijn en eenvoudig kunnen worden geconstrueerd. Voor de meeste andere stuwtypen geldt dit in mindere mate. Belangrijk is verder, dat van elke meetopstelling een gedetailleerde constructie-tekening wordt vervaardigd. Een voorbeeld van een dergelijke tekening toont fig. 6.7.

Enige andere eigenschappen van meetstuwen worden elders in de literatuur besproken. Zo geeft TROSKOLANSKI (1960) een verhandeling over de fouten curve. Hij concludeert, dat de fout in de afvoerbepaling met scherpe overlaten ligt binnen de grenzen 2 - 0,2 %,

\* Gegevens ontleend aan de literatuur en aan modelproeven uitgevoerd in de hydraulica laboratoria in Delft en Wageningen.

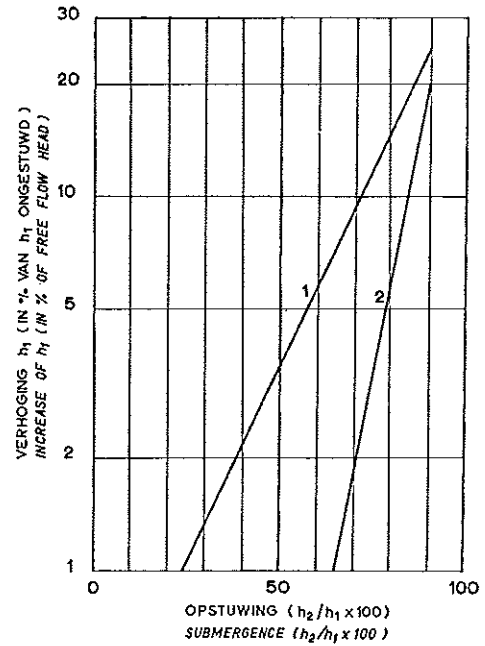


Fig. 6.6. De verhoging van het bovenpeil ( $h_1$ ), bij verschillende opstuwingspercentages. 1) scherpe overlaten, H-flumes; 2) brede overlaten, Parshall flume  
The increase of the upstream level ( $h_1$ ) at various submergence ratios. 1) sharp crested weirs, H-flumes; 2) broad crested weirs, Parshall flumes

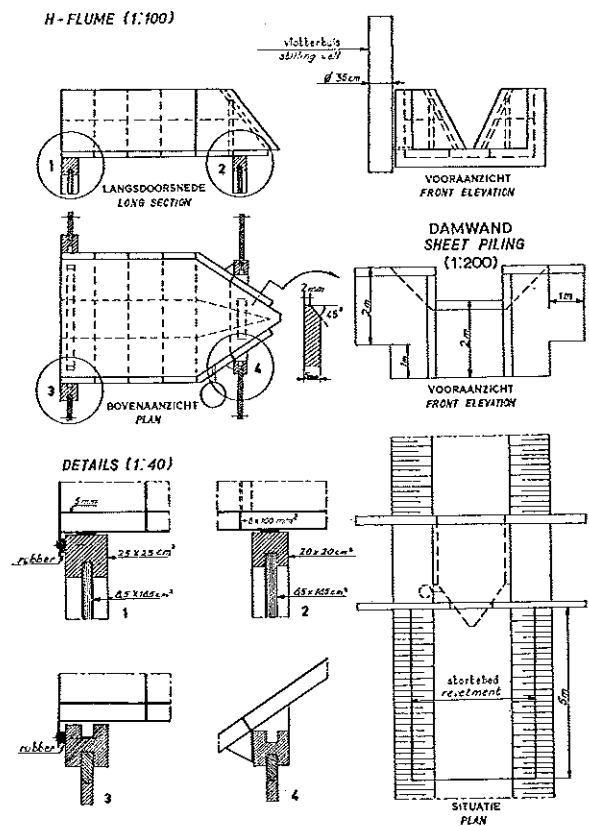


Fig. 6.7. Constructie tekening van een H-flume opstelling  
Construction drawing of an H-flume installation

Tabel 6.2. Enige stuwtypen geschikt om, in leidingen met de genoemde kenmerken, de afvoer te bepalen

Type meetstuw	Leiding eigenschappen							
	afvoercapaciteit (< 1 m <sup>3</sup> /sec)				afvoercapaciteit (> 1 m <sup>3</sup> /sec)			
	verhang (> 3.5 ‰)		verhang (< 3.5 ‰)		verhang (> 3.5 ‰)		verhang (< 3.5 ‰)	
	(a)	(b)	(a)	(b)	(a)	(b)	(a)	(b)
Meetschotten		x						(x)
Sharp crested weirs								
Lange V-overlaten			x	x			x	x
Broad crested V-weirs								
H-flumes	(x)	x			x	x		
Parshall flumes			x <sup>1)</sup>	x <sup>1)</sup>			x <sup>1)</sup>	x <sup>1)</sup>
Critical depth flumes			(x)	(x)			x	x
	(a)	(b)	(a)	(b)	(a)	(b)	(a)	(b)
	slope (> 3.5 ‰)		slope (< 3.5 ‰)		slope (> 3.5 ‰)		slope (< 3.5 ‰)	
Type of measuring structure	discharge capacity (< 1 m <sup>3</sup> /sec.)				discharge capacity (> 1 m <sup>3</sup> /sec.)			

River characteristics

- a) veel drijvend vuil  
*large amounts of floating debris*
- b) weinig drijvend vuil  
*small amounts of floating debris*
- <sup>1)</sup> minder geschikt bij een sterk fluctuerende afvoer  
*less suitable in case of a strongly varying flow*

Table 6.2. Some types of structures adequate for measuring streamflow in rivers with the mentioned characteristics

mits de stuw goed staat opgesteld. De fout neemt af naarmate de afvoer toeneemt.

In tabel 6.2 tenslotte, zijn voor een aantal concrete voorbeelden de meetstuwen opgesomd, waarmee onder die omstandigheden de afvoer het best kan worden gemeten. Het is duidelijk, dat de keuze van het stuwtype voornamelijk wordt bepaald door de gewenste nauwkeurigheid, de eigenschappen van de beek (verval, afvoercapaciteit etc.) alsmede door de beschikbare meetplaats. In de volgende paragraaf zullen, in het kort, een aantal punten worden genoemd, die bij de keuze van een geschikte meetplaats van belang zijn.

#### 2.2.4. Afvoermeetpunten

Alvorens in het terrein kan worden begonnen met het vaststellen van een geschikte meetplaats, dient bekend te zijn welke typen meetstuwen het best aan de gestelde eisen voldoen. De belangrijkste punten die bij de keuze van een meetplaats een rol spelen zijn:

— de beek bovenstrooms van de meetplaats moet een

regelmatig dwarsprofiel hebben en zoveel mogelijk recht zijn;

- het bodemverhang van de beek moet zo groot mogelijk zijn;
- de door de meetstuw veroorzaakte opstuwning mag geen ongewenste invloed hebben op de grondwaterstand en zeker geen aanleiding geven tot overstromingen in het bovenstroomse gebied;
- het ter plaatse van de stuw ontstane waterstandsverschil tussen boven- en benedenpeil mag geen grote wegzijgingsverliezen tot gevolg hebben; een globale kennis van de geologische profielopbouw is daarom van belang;
- de grens van het stroomgebied boven het meetpunt moet zo nauwkeurig mogelijk vastliggen;
- de meetplaats moet goed bereikbaar zijn;
- in verband met het uitvoeren van ijkings- en controlemetingen moet een geschikte meetplaats voor het verrichten van deze metingen aanwezig zijn.

Het is duidelijk, dat een meetplaats aan min of meer tegenstrijdige eisen moet voldoen. Meestal zal de uit-



eindelijke keuze van stuwtype en meetplaats dan ook een compromis zijn.

### 2.2.5. Waterstandsregistratie

Voor de bepaling van de afvoer is een nauwkeurige waterstandsregistratie van groot belang. Zo is voor rechthoekige meetschotten de gemiddelde fout in de afvoerbepaling ( $\delta Q$ ) 1,5 maal de fout in de peilwaarneming ( $\delta h$ ). Voor een V-vormig meetschot is  $\delta Q = 2,5 \delta h$  (TOSKOLANSKI, 1960).

In de praktijk blijkt, dat 2 mm ongeveer de grens van de nauwkeurigheid is, waarmee het peil kan worden bepaald. Wel bestaat er apparatuur, waarmee een grotere nauwkeurigheid kan worden bereikt. Naast de nauwkeurigheid, waarmee het peil kan worden gemeten, is ook de frequentie van waarneming van belang. Wanneer geen al te hoge eisen aan de nauwkeurigheid worden gesteld, wordt meestal volstaan met het één- of tweemaal per dag aflezen van het waterstands niveau aan een vaste peilschaal. Indien

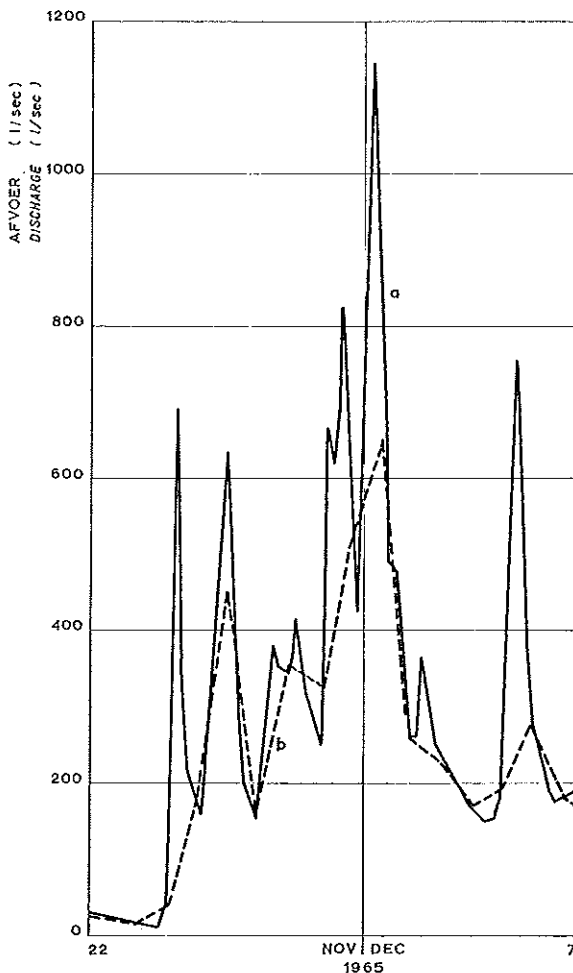


Fig. 6.8. Het afvoerverloop (stuw 13) bepaald uit continue (a) en uit eenmaal daagse waarnemingen (b)  
The hydrograph (weir 13) derived from a continuous record (a) and from daily observations (b)

echter een grotere detaillering gewenst is en bijvoorbeeld gebruik wordt gemaakt van meetstuwen, zal bij voorkeur de waterstand continu moeten worden geregistreerd. Dit geldt speciaal voor de afvoermeeptunten in snel op de neerslag reagerende stroomgebieden. Dit blijkt duidelijk uit fig. 6.8, waarin voor meetpunt 13 het afvoerverloop resp. gebaseerd op een maal per dag en op continu waargenomen peilen is weergegeven. Incidenteel kunnen grote verschillen optreden, waarbij overigens de kans op het missen van een afvoertop groter is dan op het missen van een dal in de afvoerverlooptlijn. Het is duidelijk, dat het verschil maakt of de afvoer uit een maal per dag of uit continue geregistreerde waterstanden wordt berekend (tabel 6.3).

Tabel 6.3. Vergelijking van afvoerhoeveelheden, berekend uit eenmaal per dag en uit continue waarnemingen

Periode	Afvoer (mm) berekend uit		Afvoer- verhouding (a) (b) $\times 100$
	dagelijkse waarnemingen (a)	continue waarnemingen (b)	
6/6-21/6-'65	20,5	17,6	116,5
13/6-24/7-'66	54,6	64,1	85,2
14/8-1/9-'66	22,1	30,0	73,7
23/11-4/12-'65	42,6	51,4	82,9
30/12-7/1-'67	31,6	34,4	91,9

Period	Runoff (mm) derived from		Runoff ratio (a) (b) $\times 100$
	daily records (a)	continuous records (b)	

Table 6.3. Comparison between runoff totals derived from daily observed water levels and continuous records

Hoewel, voor langere perioden gerekend, de verschillen enigszins worden genivelleerd, blijven deze toch duidelijk aanwezig. Voor de continue waterstandsregistratie zijn verschillende typen peilschrijvers in gebruik. In Nederland wordt overwegend gebruik gemaakt van het systeem, waarbij het waterstands niveau door middel van een vlotter en schrijfpen op een met een zekere snelheid ronddraaiende trommel wordt overgebracht. Het registratieapparaat wordt meestal op een peilbuis ( $\varnothing 25 - 35$  cm) geplaatst, waarbij het van belang is, dat deze buis het stromingsbeeld in de beek niet beïnvloedt. Het verdient dan ook de voorkeur de peilbuis buiten het beekprofiel te plaatsen, uiteraard met een toevoerbuis naar de beek; deze buis moet voldoende geperforeerd zijn. De genoemde constructie heeft tevens het grote voordeel, dat het water in de buis 's winters minder snel bevroest. Voor een gedetailleerde beschrijving van de verkrijgbare registratieapparatuur alsmede voor het onderhoud van meetstuwen en peilschrijvers wordt naar verschillende

handboeken verwezen (FIELD MANUAL, 1962; REPR. and EXP. basin guide, 1969).

Als nadelen van de beschreven wijze van registratie kunnen onder andere worden genoemd: de vrij onnauwkeurige tijdsbepaling (vooral bij weekrotatie); de moeilijkheden met krimp en rek van het registratiepapier; storingen veroorzaakt door het schrijfmecanisme etc. Het belangrijkste nadeel is evenwel, dat het omrekenen van de geregistreeerde waterhoogten in afvoeren een tijdrovende en eentonige bezigheid is. Sinds enige jaren is daarom een andere wijze van registratie in gebruik, die veel van de bovengenoemde bezwaren ondervangt.

De nieuwe wijze van registratie komt er op neer, dat het waterstandsniveau reeds in het veld op ponsband of magnetische band wordt vastgelegd. Als ponsinterval kan bijv. 5, 15, 30 of 60 minuten worden gekozen; in het Leerinkbeekgebied is steeds een interval van 15 min. aangehouden. De ponsbanden kunnen geheel mechanisch worden verwerkt en de geregistreeerde waterstanden worden door de computer direct in afvoeren omgerekend. Ook de afvoerverlooptlijnen worden aan de hand van de 15 min. gegevens geheel mechanisch getekend. Wel zijn de relatief hoge aanschaffkosten van deze apparatuur een nadeel, vooral voor kortlopende onderzoeken. Ook voor waarnemingen, waarmee weinig hoeft te worden gerekend (bijv. grondwaterstanden), is een directe registratie op tape minder zinvol. In de meeste gevallen echter zullen de aanschaffkosten door de snelle en eenvoudige verwerking zich snel terug betalen. Toch heeft het voordelen om een enkel meetpunt met een gewone peilschrijver uit te rusten of van een dubbele registratie (peilschrijver en tape recorder) te voorzien. De registratiebladen geven een directer beeld van het waterstandsverloop, wat voor het beekbeheer van belang is en leveren tevens de mogelijkheid om ontbrekende ponsgegevens aan te vullen.

In het Leerinkbeekgebied zijn punched tape recorders van het merk Fischer en Porter gebruikt. Deze zeer betrouwbaar gebleken apparaten zijn uitvoerig door SMOOT (1965) en COLENBRANDER en VERSTRAATE (1966) beschreven. Bij het onderzoek zijn ondermeer een Parshall-flume en een H-flume (de meetstuwen 10 en 13) met deze recorders uitgerust en is de berekening van de afvoer voor deze stuwen geheel gemechaniseerd. Bij de H-flume doet zich de moeilijkheid voor, dat de benedenwaterstand de afvoercapaciteit van de stuw kan beïnvloeden (gestuwde afvoer, zie fig. 6.9). Voor een nauwkeurige bepaling van de afvoer moet daarom met de hoogte van de benedenwaterstand rekening worden gehouden. Hoe dit wordt gerealiseerd zonder dat gebruik wordt gemaakt van een tweede recorder om de benedenwaterstand te registreren, wordt hierna uiteengezet.

Zoals in par. 2.1 reeds is besproken, wordt het beekpeil dikwijls sterk door de begroeiing beïnvloed.

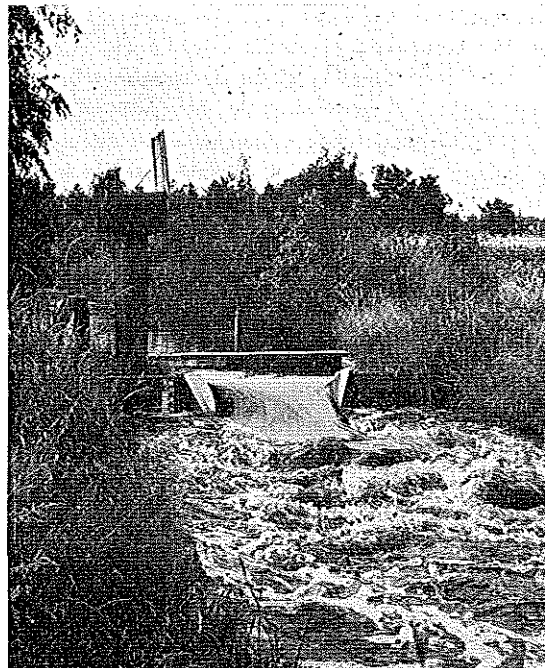


Fig. 6.9. Gestuwde afvoer bij meetstuw 13 (H-flume)  
Submerged flow conditions at measuring site 13 (H-flume)

Dit laatste is het geval voor de waterstand ( $h_2$ ) benedenstrooms van de H-flume. De bovenwaterstand ( $h_1$ ) wordt daarentegen niet of slechts in geringe mate door de begroeiing beïnvloed.

Dit heeft tot gevolg, dat voor verschillende begroeiingstoestanden ook verschillende relaties tussen  $h_2$  en  $h_1$  bestaan (fig. 6.10). De relaties zijn uit de peil-

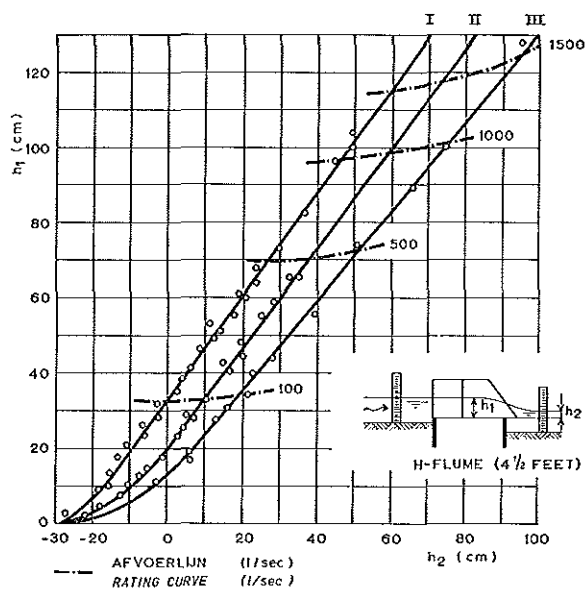


Fig. 6.10. De relatie tussen het boven en beneden peil (resp.  $h_1$  en  $h_2$ ) bij verschillende begroeiingstoestanden. I) onbegroeid; II) matig begroeid; III) zwaar begroeid  
The relationship between the upstream and the downstream level ( $h_1$  and  $h_2$  resp.) for various stages of weed growth. I) without weed growth; II) medium stage of weed growth; III) heavy weed growth

schaalwaarnemingen van een drietal jaren vastgesteld en in het computerprogramma opgenomen. Aan de hand van deze relaties berekent de computer bij alle op de ponsband geregistreeerde bovenwaterstanden ( $h_1$ ) de corresponderende benedenwaterstanden ( $h_2$ ). Deze berekening is natuurlijk alleen mogelijk, indien tevens aan de computer wordt medegedeeld in welke begroeiingstoestand de beek verkeerde toen de betreffende  $h_1$ -waarden werden geregistreerd. De actuele begroeiingstoestand wordt daarom regelmatig aan de hand van periodieke peilschaalwaarnemingen vastgesteld en tegelijkertijd met de  $h_1$ -waarden door de computer ingelezen. Daarna berekent deze de  $h_2/h_1$ -waarden en vervolgens de verhoging van de bovenwaterstand ( $\Delta h_1$ ) ten gevolge van de opstuwning. In het computerprogramma is ook de relatie tussen  $h_2/h_1$  en  $\Delta h_1$  opgenomen (fig. 6.6). De waargenomen bovenwaterstanden worden nu met de bijbehorende  $\Delta h_1$ -waarden verminderd. De ( $h_1 - \Delta h_1$ )-waarden worden dan tenslotte met behulp van de afvoerkromme, die ook in het programma is opgenomen, in afvoeren omgezet. Reeds eerder is deze berekeningstechniek gedetailleerd beschreven (COLENBRANDER, 1967b).

De peilschrijvers en punched tape recorders moeten regelmatig worden gecontroleerd. Bij de controle van de niveauaanwijzing wordt meestal gebruik gemaakt van een vaste peilschaal. In geval van een meetstuw is het echter beter met behulp van een peilnaald en een vast punt op de stuw de geregistreeerde waterhoogten te controleren.

### 3. HET NET VAN AFVOERMEETPUNTEN IN HET LEERINKBEEKGEBIED

Als geheel gezien is het Leerinkbeekgebied in geohydrologisch opzicht weinig homogeen. Om de afvoer ook van meer homogene gebieden te kunnen bepalen is het gebied in een vijftal stroomgebiedjes onderverdeeld. Van elk van deze gebiedjes is de afvoer afzonderlijk gemeten. Enkele gebiedjes zijn nog weer verder onderverdeeld, zodat in totaal op een twaalfstal punten de afvoeren met behulp van meetstuwten zijn gemeten. Deze punten zijn op bijlage 9 aangegeven. Op zeven punten is van meetschotten gebruik gemaakt, terwijl op vier punten meetgoten zijn geïnstalleerd. Tenslotte is een reeds bestaande stuw als meetstuw gebruikt. De afvoerkromme voor deze laatste stuw is aan de hand van een modelproef en veldmetingen bepaald. Op drie meetpunten zijn Thomson meetschotten gebruikt (no. 1, 2 en 11). Hiermee zijn op deze meetpunten de lage en middel-hoge afvoeren gemeten. In perioden met hoge afvoeren zijn de Thomsonschotten echter verwijderd en bleef een trapeziumvormige doorlaatopening over. Onder deze omstandigheden trad meestal gestuwde

afvoer op, die met behulp van afvoerkrommen is berekend. Deze afvoerkrommen zijn opgesteld aan de hand van in het veld verrichte stroomsnelheidsmetingen.

De afvoer op het meest benedenstrooms gelegen meetpunt,  $F_c$ , is met behulp van een Rehbock meetschot bepaald. Ook dit meetschot is in perioden met hoge afvoeren verwijderd en dan is normaal weer met, uit veldmetingen bepaalde, afvoerkrommen gewerkt.

Op de meetpunten 3 en 7 is de afvoer met een samengesteld Thomson-Cipolletti meetschot bepaald. Het voordeel van een samengesteld meetschot is, dat de lage afvoeren zeer nauwkeurig kunnen worden gemeten door middel van de V-vormige opening, maar dat de afvoercapaciteit veel groter is dan van de enkelvoudige V-overlaat.

Op meetpunt 10 is de afvoer met een Parshall flume bepaald. Het nadeel van deze meetgoot is, dat de afvoeren kleiner dan ongeveer 10 l/sec niet nauwkeurig kunnen worden gemeten. Daarom is in perioden met lage afvoeren, tegen de benedenstroomse zijde van de Parshall flume een Thomson meetschot bevestigd.

Op de meetpunten 12, 13 en 14 zijn H-flumes geplaatst, die, zoals reeds eerder is betoogd, een goede meetnauwkeurigheid hebben bij een groot meetbereik.

De afvoerkrommen voor de H-flumes zijn in het hydraulicalaboratorium van de Landbouwhogeschool gecontroleerd. Hierbij is speciaal aandacht besteed aan de invloed van de benedenwaterstand op de afvoercapaciteit van de stuw. Ook de toestromingscondities zijn in detail bestudeerd. In hetzelfde laboratorium zijn bovendien nog modelproeven uitgevoerd voor de meetstuwten 3 en 7. In het waterloopkundig laboratorium in Delft zijn modelproeven verricht voor de meetstuwten  $F_c$ , 6 en 10. Ook zijn bij alle meetstuwten regelmatig controle metingen uitgevoerd. Voor de lage afvoeren geschieden deze metingen volumetrisch en voor de andere afvoeren met een Ott-molen. In fig. 6.11 zijn foto's van een aantal meetstuwten opgenomen.

### 4. CONCLUSIES EN AANBEVELINGEN

De belangrijkste conclusies en aanbevelingen, die aan het voorgaande kunnen worden ontleend, zijn:

- bij afvoermetingen in kleine waterlopen (afvoercapaciteit tot ongeveer 5 m<sup>3</sup>/sec) verdient het gebruik van meetstuwten de voorkeur. Dit geldt te meer, daar het bepalen van de lage afvoeren steeds belangrijker wordt (drinkwatervoorzieningsstudies, lozing van afvalwater, etc.). Als afvoermeeinrichting blijken H-flumes zeer goed te voldoen in beken met een vrij sterk verhang, terwijl, indien minder verhang beschikbaar is, de lange V-overlaat aanbeveling verdient;
- in de grotere waterlopen (afvoercapaciteit meer

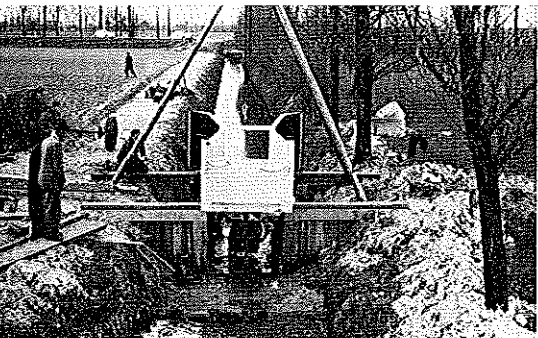
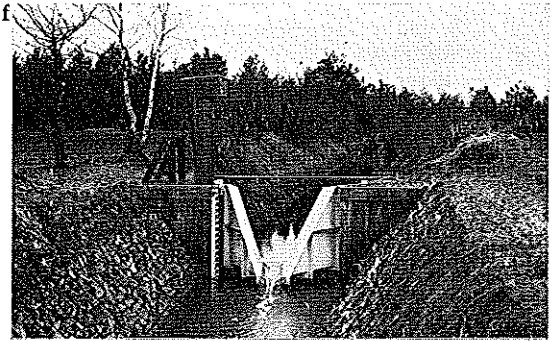
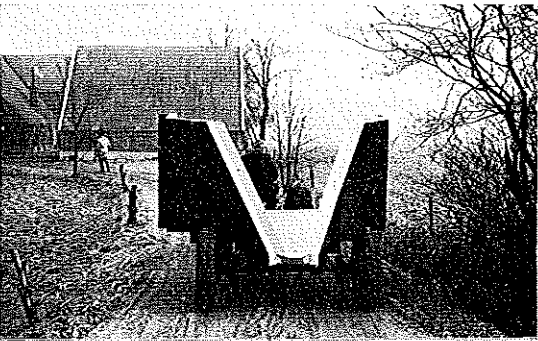
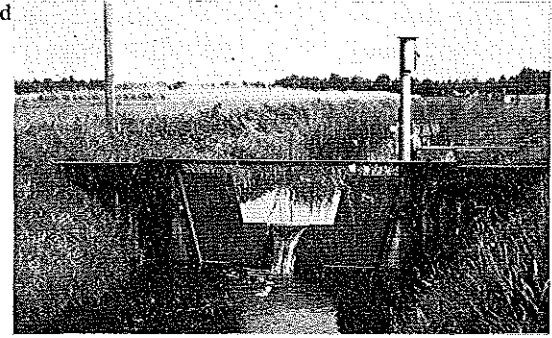
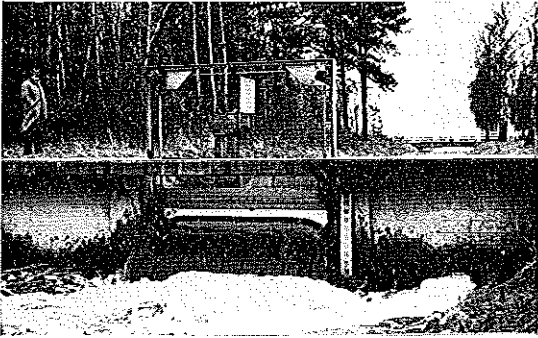
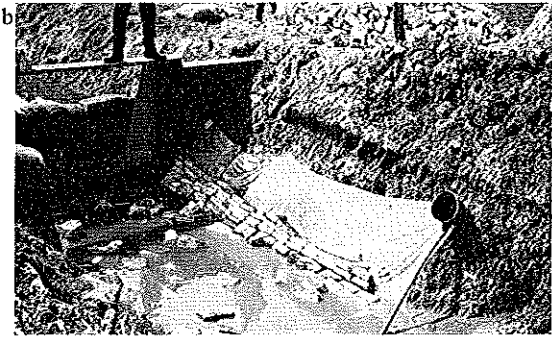


Fig. 6.11. Enige stuwtypen waarmee in het Leerinkbeekgebied de afvoer is gemeten. a. Thomson meetschot 90° (meetpunt 2); b. Bodem en taludverdediging met nijlondoeck (meetpunt 11); c. Bestaande stuw die na ijking als meetstuw is gebruikt (meetpunt 6); d. Samengesteld Thomson/Cipolletti meetschot (meetpunt 3); e. Transport van een H-flume; f. H-flume met max. capaciteit van 2,2 m<sup>3</sup>/sec (meetpunt 13); g. Het plaatsen van een Parshall flume (meetpunt 10); h. Parshall flume met max. capaciteit van 2,3 m<sup>3</sup>/sec (meetpunt 10)

*Some types of structures where in the Leerinkbeek area the discharge has been measured. a. 90° V-notch sharp-crested weir (gauging site 2); b. Lining of nylon to resist erosion (gauging site 11); c. Existing weir which after calibration has been used for discharge measurements (gauging site 6); d. Compound V-notch/Cipolletti weir (gauging site 3); e. Transport of an H-flume; f. H-flume with a max. capacity of 2.2 m<sup>3</sup>/sec (gauging site 13); g. Installation of a Parshall flume (gauging site 10); h. Parshall flume with a max. capacity of 2.3 m<sup>3</sup>/sec (gauging site 10)*

dan 5 m<sup>3</sup>/sec) zal voor het verrichten van afvoermetingen dikwijls met succes gebruik kunnen worden gemaakt van bestaande vaste of beweegbare stuwen. Door kleine wijzigingen aan te brengen kunnen deze hiervoor vaak nog beter geschikt worden gemaakt. Wel zullen deze stuwen geijkt moeten worden;

- indien de afvoer niet met meetstuwen wordt bepaald, maar direct uit het waargenomen beekpeil en afvoerkrommen, moet ook de begroeiingstoestand worden waargenomen. Deze heeft namelijk grote invloed op de hoogte van het beekpeil en kan binnen een seizoen sterk variëren. Naast het slootonderhoud hebben hoge afvoergolven grote invloed op de begroeiingstoestand (fig. 6.1). Voorts blijkt, dat de invloed van de begroeiing nog tot ver in de winter merkbaar kan zijn (fig. 6.2). Door niet met de werkelijke begroeiingstoestand rekening te houden, kunnen zeer aanzienlijke fouten in de afvoerbepaling worden gemaakt (tabel 6.1);

ten in de afvoerbepaling worden gemaakt (tabel 6.1);

- de begroeiingstoestand van een beek kan aan de hand van de verhouding tussen een wel en een niet door de begroeiing beïnvloede waterstand ( $h_2/h_1$ ) worden vastgelegd; de waterstanden beneden ( $h_2$ ) en direct boven ( $h_1$ ) een stuw kunnen hiervoor in de regel goed worden gebruikt;
- voor het verkrijgen van een juiste indruk van de fluctuatie van het beekpeil en een nauwkeurige berekening van de afvoer, is het gebruik van registrerende apparatuur gewenst; dit geldt speciaal voor beken, waarin het peil snel op de neerslag reageert (fig. 6.8 en tabel 6.3);
- gezien de toenemende vraag naar gedetailleerde afvoergegevens zal zoveel mogelijk moeten worden gestreefd naar een volledige automatisering van de afvoerbepaling. In dit opzicht kunnen punched tape recorders, die de beekpeilen in het veld op ponsband vastleggen, van veel nut zijn.

#### LITERATUUR

- ACKERS, P. and A. HARRISON. 1963. Critical-depth flumes for flow measurements in open channels. *Hydraulics Res. Paper 5*.
- ANDRÉ, H. 1964. Jaugeages par la méthode de dilution. *Div. Techn. Gen. Prod. Hydraulique d'Electr. de France*.
- BON, J. 1965. Enkele hulpmiddelen voor de debietmeting bij stuwen. *Cultuurtechn. Tijdschr. 5, 2*.
- 1967. De bepaling van de  $k_M$  voor het ontwerpen van leidingen. *Waterschapsbelangen 52, 21*.
- BOS, R. J. 1964. De lange meetoverlaat met V-vormige kruin. *Polytechn. Tijdschr. 19 B, 7 en 8*.
- BURGESS, J. S. and W. R. WHITE. 1966. The triangular profile Crump weir. *Hydraulics Res. Report Int. 552*.
- COLENBRANDER, H. J. 1967a. De invloed van de begroeiing op de afvoercapaciteit van de beek. *Cultuurtechn. Tijdschr. 6, 5*.
- 1967b. Wasserstandsregistrierung auf Lochstreifen und deren automatische Verarbeitung. *Deutsch. Gewässerk. Mitt. Sonderheft*.
- en J. M. I. VERSTRAATE. 1966. Een registrerende grondregenmeter, waarvan de gegevens automatisch kunnen worden bewerkt. *Cultuurtechn. Tijdschr. 6, 3*.
- ENGEL, F. V. A. and W. STAINSBY. 1958. Weirs for flows measurement in open channels. *Water and Water Engineering. Band 62, 750*.
- FIELD MANUAL. 1962. Field Manual for research in Agricultural Hydrology. *Agr. Res. Service. Handbook 224*.
- FLACH, A. J. 1968. Invloed van de begroeiing op de stromingsweerstand in open waterlopen. *Cultuurtechn. Tijdschr. 7, 5*.
- GILS, H. 1962. Die wechselnde Abflusshemmung in verkräuterten Gewässern. *Deutsche Gewässerk. Mitt. 6, 5*.
- JAGER, A. W. DE, en A. D. KUSSE. 1964. Bepalen van afvoeren door middel van stroomsnelheidsmetingen. *Tijdschr. Kon. Ned. Heidemij 3*.
- JONKERS, H. J. 1966. Meetoverlaten. *Ing. Scriptie Hydraulica. Landbouwhogeschool, Wageningen*.
- PITLO, R. H. 1965. Modelonderzoek van enkele meet-schotten en H-flumes. *Cultuurtechniek 4*.
- REPR. and EXP. basin guide. 1970. Guide for the research on Representative and Experimental basins. *Intern. Hydrol. Decade*.
- SMOOT, G. F. 1965. New Instrumentation for Watershed Investigation. *I.A.S.H. Symp. of Budapest. Vol. 1*.
- SCHENK, E. 1965. Die Ermittlung eines objektiven Verkräutungs- und Entkräutungsfaktors für die Flussläufe. *Deutsche Gewässerk. Mitt. 9, 5*.
- TROSKOLANSKI, A. T. 1960. *Hydrometry Theory and practice of hydraulic measurements*. Pergamon Press Oxford.
- WEMELSFELDER, P. J. 1955. Meten van waterstanden en afvoeren in kleinere waterlopen *Com. Hydr. Onderzoek T.N.O. Versl. en Med. 2*.

# Analyse van afvoergegevens

*H. J. Colenbrander*

## 1. INLEIDING

Bij de transformatie van neerslag in afvoer spelen een groot aantal factoren een rol. In de eerste plaats komt niet al de neerslag tot afvoer; een deel wordt door de begroeiing onderschept (interceptie) waarna het grotendeels verdampt. Een ander deel dient ter aanvulling van het bodemvocht en verdampt eveneens, of wel direct (evaporatie) of na opneming door het gewas (transpiratie). Verder kan de neerslag tijdelijk in kleine of grotere plassen worden geborgen. Ook dit water verdampt merendeels, terwijl de rest geleidelijk in de grond zakt.

De neerslag die als afvoer een stroomgebied verlaat heeft het lozingspunt meestal op zeer verschillende manieren bereikt. Een groot deel voegt zich bij het grondwater en komt na korte of langere tijd als grondwaterafvoer in het afwateringsstelsel terecht. Ook is het mogelijk dat de neerslag wel in de grond dringt, maar reeds boven het freatisch vlak over minder goed doorlatende lagen, zoals ploegzolen, wordt afgevoerd (oppervlakkige-afvoer) of helemaal niet in de grond dringt, maar over het maaiveld direct naar het leidingenstelsel afstroomt (oppervlakte-afvoer). De grondwaterafvoer vormt de langzame afvoercomponent en de oppervlakkige-afvoer en de oppervlakte-afvoer vormen de snelle componenten.

In de meeste stroomgebieden in Nederland overheerst de grondwaterafvoer en komt meestal maar een klein deel van de neerslag via de oppervlakte en de bovenste grondlagen tot afvoer. In gebieden met een gering bergend vermogen, een kleine infiltratiesnelheid en een groot terreinverhang ligt de verhouding anders en kunnen de snelle afvoercomponenten wel een belangrijke plaats innemen. Het verloop van de afvoer uit een gebied wordt dus in sterke mate door een aantal bodem- en gebiedseigenschappen bepaald, waarvan als belangrijkste kunnen worden genoemd het bergend vermogen, de dikte en doorlatendheid van het watervoerend pakket, de hydrologische ontsluiting, de helling en de grootte van het gebied. Het aantal meetpunten waarvan in het Leerinkbeekgebied betrouwbare afvoergegevens beschikbaar zijn, is te gering om voor elk van deze factoren afzonderlijk het verband met de afvoer vast te kunnen stellen. Dit geldt met name voor het gebiedsgrootte-effect. In het algemeen gesproken neemt de afvoerintensiteit af met een toenemende grootte van het stroomgebied.

Het juiste verband tussen de beide factoren kan echter moeilijk worden vastgesteld. Zo wordt de reductie op de afvoerintensiteit bij toenemende gebiedsgrootte soms weer gecompenseerd door andere gebiedseigenschappen. In dit rapport zal slechts de gecombineerde invloed van de verschillende gebiedseigenschappen op het afvoerverloop worden nagegaan.

Naast de gebiedseigenschappen speelt ook de toestand van het afwateringsstelsel een belangrijke rol bij het afvoerproces. Het afvoeronderzoek in Nederland heeft zich vooral gericht op de perceelsontwatering via drainbuizen en greppels en op het vaststellen van de maatgevende afvoer voor polders en stroomgebieden. In het laatste geval ligt het accent vooral op het bepalen van de frequentie van de hoge afvoeren. Verder zijn door enkele onderzoekers afvoermodellen ontworpen waarmee de afvoer uit een gebied uit de neerslag kan worden gereconstrueerd (KRAIJENHOFF VAN DE LEUR, 1958; DE JAGER, 1965; DE ZEEUW, 1966). Ook zijn voor een aantal gebieden vergelijkende afvoerstudies verricht (BON, 1968a en 1968b). Hierbij lag het accent eveneens op de hoge afvoeren. Bij vrijwel al deze studies is het in de beek waargenomen afvoerverloop als uitgangspunt gekozen. BLOEMEN (1968) daarentegen gaat van een aangenomen grondwaterdiepte en berekende bodemconstanten uit en de uitkomsten worden niet door de bestaande waterhuishoudkundige toestand beïnvloed. Op beide uitgangspunten zal in één van de volgende paragrafen nog nader worden teruggekomen.

Geconcludeerd kan worden dat in Nederland naast de perceelsontwatering vooral de hoge afvoeren veel aandacht hebben gekregen, maar dat aan het totale afvoerverloop en aan de lage afvoeren minder aandacht is besteed. Hetzelfde geldt voor het transport van het water door het leidingenstelsel. De laatste jaren is echter een verandering merkbaar en staan het gehele afvoerverloop en in het bijzonder de lage afvoeren in de belangstelling. Afvoertotalen over langere perioden zijn van belang voor waterbalansstudies, terwijl het optreden van lage afvoeren bijvoorbeeld van belang is bij de waterinlaat en ter beoordeling van de lozingsmogelijkheden voor afvalwater. Ook moet nog worden gewezen op de invloed die de wateronttrekking ten behoeve van de drinkwatervoorziening kan hebben op het verloop van de afvoer uit een gebied.

Gezien de importantie van de genoemde onder-

werpen zal een nauwkeurige studie van het gehele afvoerverloop van steeds groter belang worden. Hierbij blijft het vaststellen van de hoge toppen noodzakelijk voor de dimensionering van het leidingstelsel en de kunstwerken, voor het vaststellen van de kans op en de duur van eventuele overstromingen, enz. Uit landbouwkundig oogpunt speelt in dit opzicht tevens de periode van het jaar waarin deze toppen voorkomen een belangrijke rol. Ook blijft het onderzoek naar het optreden van hoge afvoergolven van belang in verband met de aanleg van reductie-reservoirs, het samentreffen van afvoertoppen van stedelijke en landelijke afwateringsgebieden en dergelijke. In het voorgaande zijn een aantal aspecten die bij het afvoerproces een rol spelen genoemd. Op enkele van deze punten zal in dit deelrapport worden ingegaan. In de eerste plaats is getracht de afvoerverlooptijnen van de verschillende deelgebieden te karakteriseren, waarbij speciaal ook de basis- en topafvoeren worden besproken. Daarna wordt enige aandacht geschonken aan de loopsnelheid van afvoergolven en aan de reactie van de grondwaterstand en het beekpeil op het neerslagpatroon.

Voorts worden de afvoertotalen van de diverse gebieden besproken, alsmede onder andere het droogvallen van de sloten en de invloed van de wateronttrekking door een pompstation op de afvoer. Ook wordt op de samenhang van de afvoertotalen ingegaan en is bekeken welk deel van de neerslag tot afstroming komt.

Tenslotte is aandacht besteed aan de afvoerfrequentie, waarbij onder andere op de frequentie van de dag- en topafvoeren, de lage afvoeren en op de auto-correlatie van de waarnemingsreeksen wordt ingegaan.

## 2. BESCHIKBARE GEGEVENS

Zoals reeds is vermeld is ook de afvoer van een aantal deelgebieden in het Leerinkbeekgebied afzonderlijk gemeten. De nauwkeurigheid waarmee dit is geschied is evenwel niet in alle gevallen gelijk. Vooral van de punten 1, 2, 3 en 11 (bijlage 9), gelegen in het benedenstroomse deel van het Leerinkbeekgebied, zijn de metingen relatief onnauwkeurig. Weliswaar zijn de afvoeren ook op deze punten met behulp van meet-schotten bepaald, maar doordat hier veelvuldig gestuwde afvoer is opgetreden kan een deel van de afvoeren niet betrouwbaar worden bepaald. Dit geldt speciaal voor de hoge afvoeren. Voor enkele andere gebieden zal een bespreking van de resultaten achterwege worden gelaten omdat de waarnemingsreeksen te kort zijn (stroomgebieden 5 en 8). De aandacht zal in de eerste plaats worden gericht op de gebieden waarvan zowel de hoge als de lage afvoeren nauwkeurig zijn gemeten. Dit zijn de gebieden 10, 12, 13 en 14 en in iets mindere mate 6 en 7. Ook zullen de

afvoeren van het Leerinkbeekgebied als geheel worden besproken (meetpunt  $F_c$ ), hoewel deze voor een deel niet dezelfde nauwkeurigheid hebben als die van de hiervoor genoemde gebieden. Omdat de moeilijkheden die zich bij de afvoerberekening voor dit meetpunt voordoen kenmerkend zijn voor vele andere beken in de Achterhoek, zal op deze afvoerberekening nader worden ingegaan.

In het Leerinkbeekgebied met een totale oppervlakte van 5200 ha is door Rijkswaterstaat reeds in 1950 met afvoeronderzoekingen begonnen. Vanaf dat tijdstip zijn bij de uitmonding van de beek in de Berkel (meetpunt  $F_c$ ) dagelijks waterstanden opgenomen, terwijl tevens periodieke afvoermetingen zijn verricht. Met behulp van deze metingen is het verband tussen beekpeil en afvoer ( $Q/h$ -kromme) vastgesteld.

Voor de periode 1950-1960 is de nauwkeurigheid van de afvoercijfers minder groot. De juiste ligging van het afvoer-nulniveau is in deze periode bijvoorbeeld onzeker, terwijl verder niet over de gehele periode met dezelfde zomer- en winterafvoerkrommen kan worden gewerkt. Andere moeilijkheden zoals de wisselende invloed van de begroeiing in de beek zijn in deelrapport 6 besproken.

Om de afvoer nauwkeuriger te kunnen bepalen zijn in augustus 1960 een meetschot en een peilschrijver geplaatst. Voor de gehele waarnemingsperiode geldt dat de hoogste afvoeren bij meetpunt  $F_c$  niet nauwkeurig konden worden gemeten, omdat deze gepaard zijn gegaan met inundaties waarbij een deel van het water buiten het meetpunt om tot afvoer is gekomen. Ook zijn bij enkele zeer hoge afvoeren de kaden van de Berkel en de Groenlose Slinge doorgebroken en is een onbekende hoeveelheid water uit deze beide riviertjes in het Leerinkbeekgebied gestroomd. De hoogste afvoeren zijn daarom geschat aan de hand van de vastgestelde relaties tussen wel nauwkeurig gemeten neerslag- en afvoerhoeveelheden.

Bij de bewerking van de afvoerrekeningen over de periode 1950-1966 blijkt dat er een discontinuïteit optreedt en dat de afvoeren vóór 1960 relatief groter zijn dan na dat jaar. In deelrapport 12 is aangegeven op welke wijze de cijfers van vóór 1960 kunnen worden gecorrigeerd.

In het onderhavige rapport wordt voor dit meetpunt hoofdzakelijk de periode 1960 tot en met 1966 in beschouwing genomen.

## 3. AFVOERVERLOOPTIJDEN

### 3.1. ALGEMEEN

Een afvoerverlooptijd kan onder andere worden gekarakteriseerd door:

- de vertragingstijd, dat is het tijdsverloop tussen de zwaartepunten van het neerslagpatroon en de bijbehorende afvoergolf;



- de gemiddelde tijdsduur tussen het begin van de waterstandstijging in de beek en de top van de afvoergolf;
- de basisafvoer.

Vooraf de eerstgenoemde factor is belangrijk voor het karakteriseren van het afvoersysteem. Hoewel bij de transformatie van neerslag in afvoer verschillende niet lineaire processen een rol spelen, blijkt dat het afvoerverloop dikwijls toch met behulp van een lineair rekenmodel goed kan worden gereconstrueerd. Bij een lineair systeem is de afvoer ( $Q$ ) evenredig met de berging ( $S$ ) en ook is de afstand tussen de zwaartepunten van het neerslagpatroon en de resulterende afvoergolf - de vertragingstijd - ongeveer gelijk.

DE ZEEUW en HELLINGA (1958) pasten een dergelijk lineair model toe waarbij  $S = 1/\alpha Q$ . Hierin wordt  $\alpha$  de reactiefactor genoemd en is de afvoerintensiteit op tijdstip  $t$ :

$$q_t = q_{t-1} \exp(-\alpha t) + p_t [1 - \exp(-\alpha t)] \quad (7.1)$$

waarin  $p_t$  de hoeveelheid neerslag is in de periode van  $t-1$  tot  $t$ .

KRAIJENHOFF VAN DE LEUR (1958) leidde een formule af voor het berekenen van de afvoerintensiteit uitgaande van de wet van Darcy en de aanname van Dupuit:

$$q_b = p \left[ 1 - \frac{8}{\pi^2} \sum_{n=1,3,5}^{\infty} \frac{1}{n^2} \exp(-n^2 b/j) \right] \quad (7.2)$$

waarin:

$q_b$  = afvoerintensiteit na tijdsduur  $b$  [ $l.t^{-1}$ ]

$p$  = constante neerslag gedurende tijdsduur  $b$  [ $l.t^{-1}$ ]

$$j = \frac{\mu L^2}{\pi^2 k D} [t]$$

$\mu$  = poriënvolume

$L$  = afstand tussen de ontwateringsmiddelen [ $l$ ]

$k$  = doorlatendheid [ $l.t^{-1}$ ]

$D$  = dikte equivalent laag [ $l$ ]

De  $j$ -waarde (=  $1/\alpha$ ) wordt reservoir-coëfficiënt genoemd en is klein voor snel op de neerslag reagerende gebieden (kleine  $\mu$  en  $L$ ) en groot voor langzaam reagerende gebieden (grote  $\mu$  en  $L$ ). DE JAGER (1965) paste Kraijenhoff's berekeningstechniek met succes voor enige Nederlandse stroomgebieden toe, echter alleen voor natte winterperioden. Voor een aantal stroomgebieden in het Leerinkbeekgebied is eveneens uitgaande van Kraijenhoff's formule een rekenmodel opgesteld. Voor perioden waarin het bergend vermogen zowel klein als groot is kan hiermede het afvoerverloop goed worden gereconstrueerd. Hierbij blijkt het noodzakelijk te zijn met korte tijdsintervallen te werken, aangezien anders het opgetreden afvoerverloop niet nauwkeurig kan worden beschreven. Dit rekenmodel wordt elders uitvoerig besproken (COLEBRANDER en KRAIJENHOFF VAN DE LEUR, in voorberei-

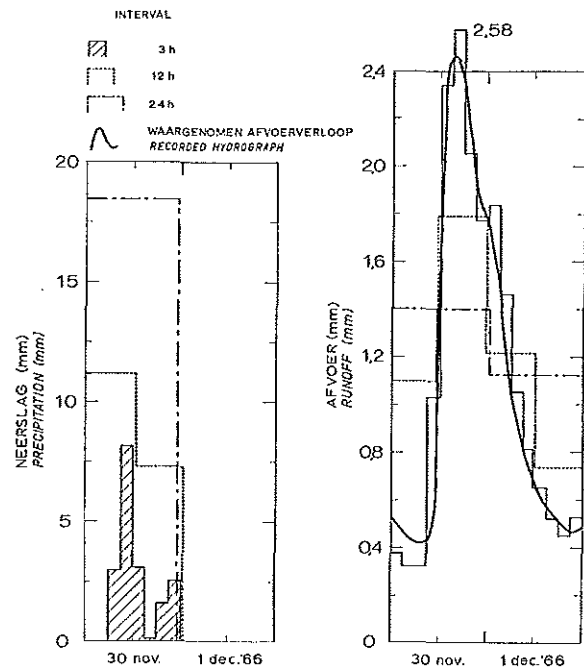


Fig. 7.1. Vergelijking van berekende afvoerverlooptlijnen met het waargenomen verloop  
Comparison of calculated hydrographs and the recorded one

ding), zodat alleen een voorbeeld van een met dit model gereconstrueerde afvoergolf wordt gegeven (fig. 7.1). Duidelijk blijkt uit deze figuur de invloed van het berekeningsinterval. In par. 3.3 wordt nog een tweede voorbeeld besproken (fig. 7.7).

Hoewel de gemiddelde stijgingsduur van de waterstand tijdens een hoogwatergolf primair door de neerslaghoeveelheid en -intensiteit wordt bepaald komen ook bodem- en gebiedseigenschappen erin naar voren. De tijdsduur is korter naarmate de afvoer uit een gebied sneller op de neerslag reageert. Ook de gebiedsgrootte is van invloed, waarbij de breedte van de top een indruk geeft of de snelle afvoer van het gehele gebied of maar van een deel van een gebied afkomstig is. Overigens is het niet gemakkelijk om voor een groot gebied aan de hand van de afvoerverlooptlijnen vast te stellen of, en in welke mate, snelle componenten aan de afvoer hebben bijgedragen. DE ZEEUW (1966) bepaalt voor de verschillende gebiedsdelen afzonderlijke reactiefactoren.

Het derde belangrijke gegeven is de basisafvoer. Deze heeft steeds ongeveer een zelfde verloop en kan worden gekarakteriseerd door de  $j$ -waarde van het langzame afvoersysteem. Deze  $j$ -waarde kan uit de waargenomen afvoerverlooptlijnen worden berekend (KRAIJENHOFF VAN DE LEUR, 1958). Bij lage afvoeren kan met behulp van de  $j$ -waarde van het langzame systeem de hoeveelheid water die na tijdstip  $t$  nog tot afstroming komt worden berekend:  $R_t = j q_t$ , waarin  $q_t$  de afvoerintensiteit op tijdstip  $t$  is.



### 3.2. KARAKTERISTIEKEN VAN AFVOERVERLOOPLIJNEN

In fig. 7.2 zijn voor een viertal meetpunten de afvoergolven getekend, die veroorzaakt zijn door dezelfde regenbui. De vorm van de afvoerverlooptlijnen wordt in sterke mate door de verdeling van de neerslag over de afvoercomponenten bepaald. Bodem- en gebiedseigenschappen komen dan ook duidelijk in de afvoerverlooptlijnen naar voren. De afvoer uit de gebieden 10 en 12 reageert sneller op de neerslag, dan die van gebied 14. In dit laatste gebied overheerst de langzame afvoercomponent, hetgeen correspondeert met het grotere bergend vermogen van dit gebied en de geringere helling.

Vrij spoedig na een afvoergolf is de afvoerintensiteit voor gebied 10 echter weer ongeveer gelijk aan of zelfs kleiner dan die van de gebieden 12 en 14. Dit stemt overeen met het kleinere percentage gronden met diepe grondwaterstanden van gebied 10 in vergelijking met de gebieden 12 en 14 (par. 3.3). Opmerkelijk is nog dat ondanks de over het geheel genomen grote bergingscapaciteit en hoge basisafvoer van gebied 12, hier toch een zeer snelle reactie op de neerslag is te zien. Aangezien de afvoergolf voor dit gebied meestal zeer smal is en de afvoerintensiteit dus snel op een lager niveau terugvalt, ligt het voor de hand te veronderstellen dat de hoogte van de afvoer-

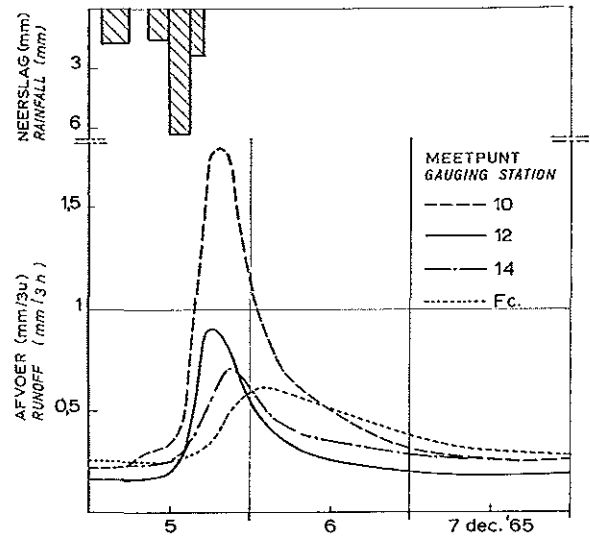


Fig. 7.2. Vergelijking van de afvoerverlooptlijnen van een viertal gebieden  
*Comparison of the flood hydrographs of four basins*

top door de afvoer van een klein deel van het gebied met een gering bergend vermogen wordt bepaald. De grondwaterdiepte kaarten (deelrapport 8) laten inderdaad zien dat naast de gebieden met diepe grondwaterstanden in een smalle strook langs de beek hoge

Tabel 7.1. Enige eigenschappen van een aantal stroomgebieden

	Meetpunt				
	10	13	12	14	F <sub>c</sub>
Oppervlakte (ha) <i>Size (ha)</i>	647	660	230	260	5200
Gem. hoogteligging (m + N.A.P.) <i>Mean elevation (m + O.D.)</i>	29,70	26,90	26,20	20,79	19,80
Gem. terreinhelling (‰) <i>Mean slope of land surface (‰)</i>	6,8	6,1	8,0	4,1	4,6
Gem. helling hoofdbeek (‰) <i>Mean bed slope of main river (‰)</i>	2,0	2,3	3,0	0,9	1,1
Gem. grondwaterdiepte zomer/winter (cm) <i>Mean grw. depth summer/winter (cm)</i>	86/56	97/67	122/91	112/82	99/69
Slootlengte (m/ha) <i>Length of drainage system (m/ha)</i>	95	65	50	55	65
Reservoircoëff. (j) basisafvoer (etm) <i>Reservoircoeff. (j) base flow (24 h)</i>	10	13,7	15	15	15
Vertragingstijd (uren) <i>Time lag (hours)</i>	4,2	7,6	8,6	10,8	10,0
Stijgingsduur (uren) <i>Time to peak (hours)</i>	13,5	14,0	12,5	15,0	15,0
Doorlatend vermogen (m <sup>2</sup> /etm) <i>Transmissivity (m<sup>2</sup>/24 h)</i>	<100	350	200	200	450
	10	13	12	14	F <sub>c</sub>

Table 7.1. Some characteristics of a number of basins

grondwaterstanden voorkomen. In gebied 10 daarentegen is de grondwaterstand over het gehele gebied genomen hoog. Oppervlakkige afvoerprocessen kunnen daarom in gebied 10 en ten dele in 12 een belangrijke rol spelen, vooral omdat het daarvoor nodige terreinverhang aanwezig is. Daarnaast is in gebied 12 ook de langzame afvoercomponent van veel belang.

Dat het bergend vermogen ook in de winter invloed op het afvoerverloop kan hebben blijkt uit fig. 7.3. In januari 1965 is de neerslaghoeveelheid groter dan in januari 1966, maar toch treden in deze laatste periode de hoogste afvoerintensiteiten op. Het grotere bergend vermogen in 1965 komt tot uiting in de lagere grondwaterstanden in deze periode. Een andere factor die mede bepalend is voor de vorm van de afvoerverlooptlijn is de gebiedsgrootte. Bij een

groter stroomgebied zullen de effecten van snel reagerende processen minder duidelijk tot uiting komen door de grotere bergingsmogelijkheden in het leidingsstelsel, door het niet samenvallen van de afvoertoppen uit de verschillende deelgebieden en doordat de invloed van zeer lokale regenbuien wordt afgevlakt ( $F_c$ ; fig. 7.2 en 7.3). In het algemeen neemt de hoogte van de afvoertop af met de gebiedsgrootte. Andere factoren kunnen deze tendens echter verstoren en kunnen van meer belang zijn dan het gebiedsgrooite-effect.

In tabel 7.1 zijn de belangrijkste factoren waarmee het afvoerverloop kan worden gekarakteriseerd vermeld. Dit zijn de in par. 3.1 besproken vertragingstijd, de gemiddelde stijgingsduur en de  $j$ -waarde van de basisafvoer. Ook zijn nog enige bodem- en gebiedseigenschappen opgenomen. Het blijkt dat de eigen-

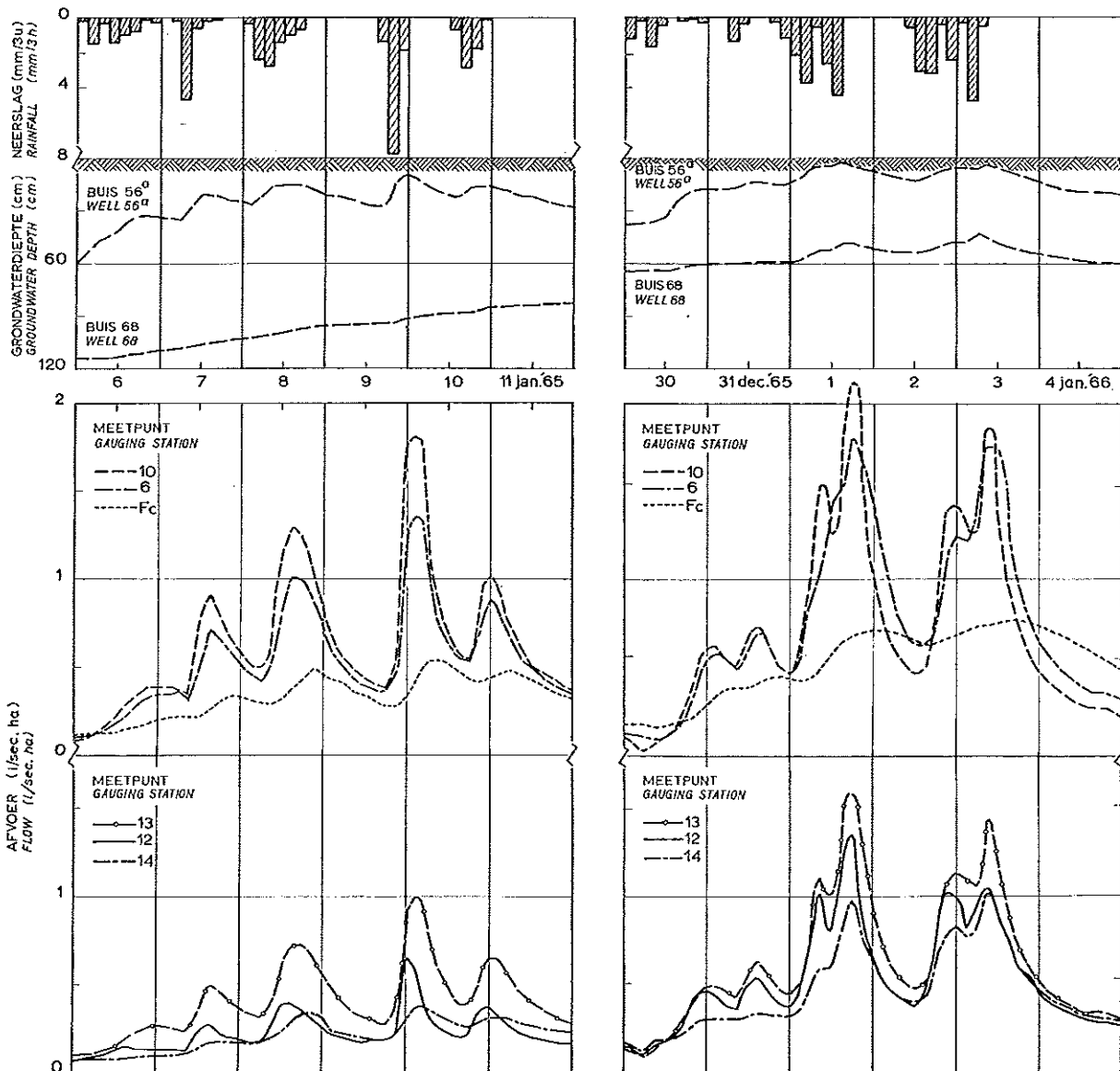


Fig. 7.3. Neerslagverdeling en het grondwaterstand- en afvoerverloop in een tweetal winterperioden  
Rainfall distribution and the groundwater and flood hydrographs for two winter periods

schappen van de gebieden 10 en 13 redelijk overeenstemmen maar nogal afwijken van die van de gebieden 12 en 14.

### 3.3. TOP- EN BASISAFVOEREN

Uit een aantal figuren is reeds duidelijk gebleken

dat voor de diverse stroomgebieden zowel de top- als de basisafvoeren sterk verschillen. Zo treden in de gebieden 10, 12 en 13 vrij frequent hoge afvoertintensiteiten op, maar voor gebied 14 liggen deze beduidend lager en komen minder vaak voor. Daarentegen is de basisafvoer van gebied 14 groter dan die van de gebieden 10, 13 en 6. Zowel de top- als de basis-

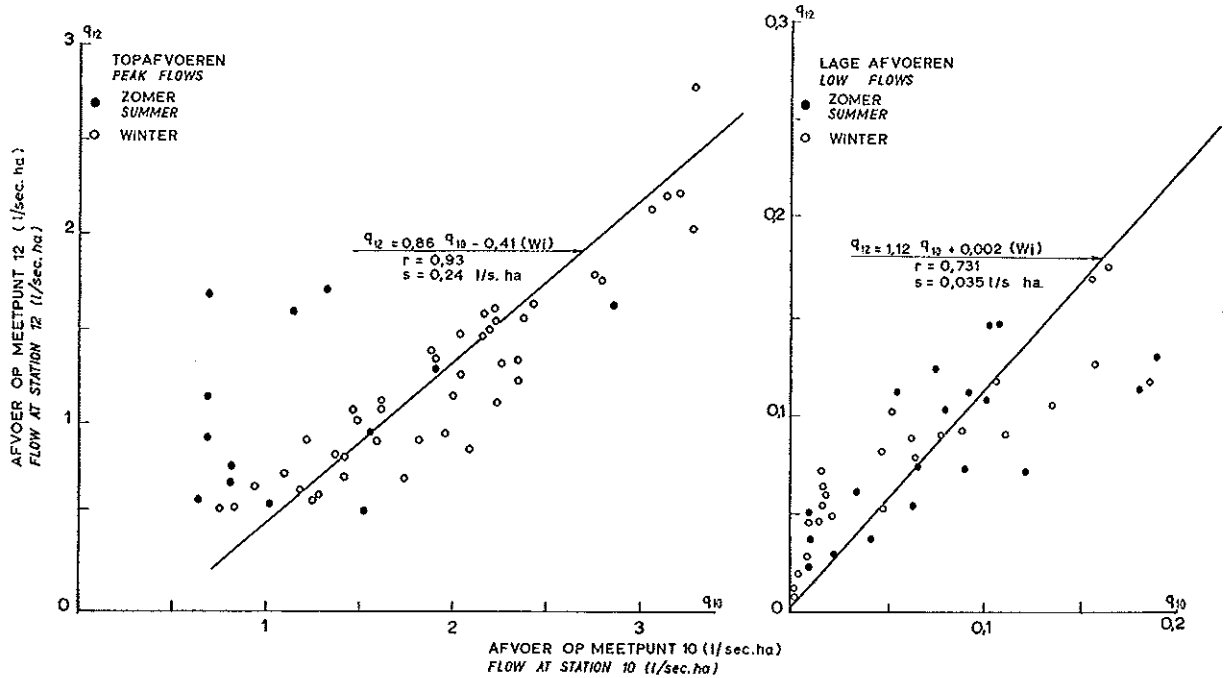


Fig. 7.4. De correlatie tussen top, resp. lage afvoeren op de meetpunten 10 en 12  
Scatter diagrams for the peak, resp. low flows at the stations 10 and 12

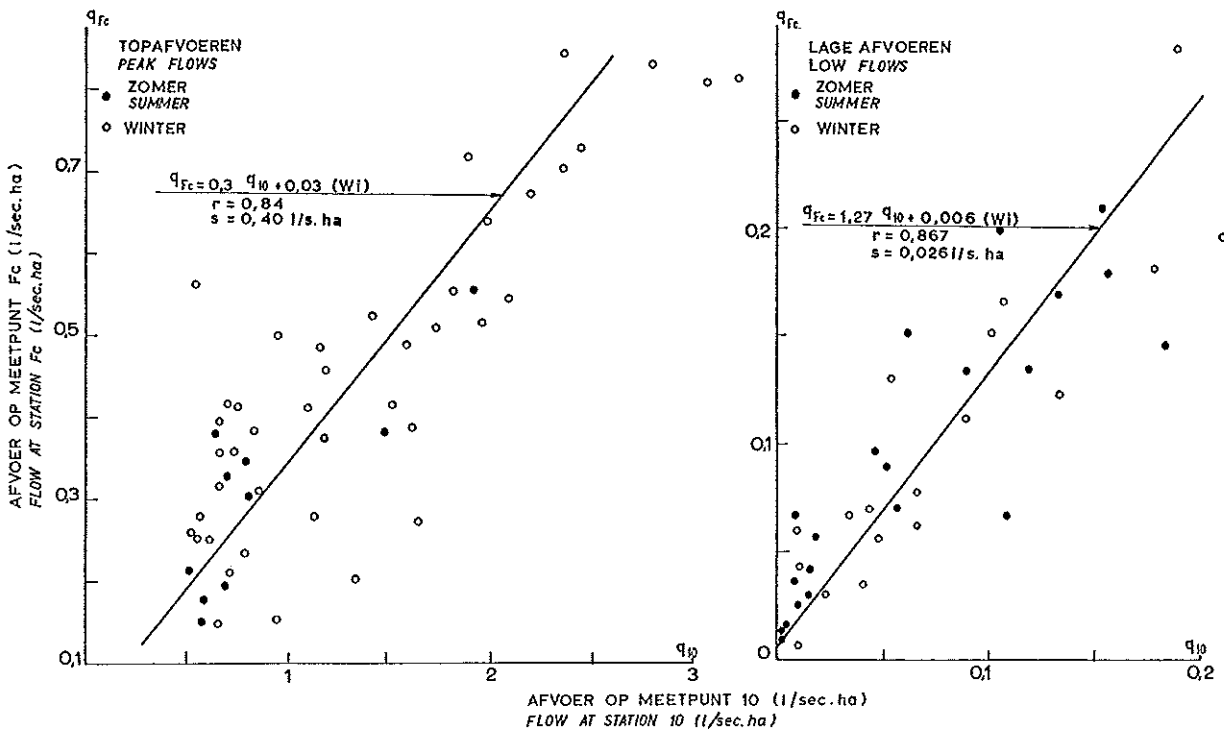


Fig. 7.5. De correlatie tussen top, resp. lage afvoeren op de meetpunten 10 en  $F_c$   
Scatter diagrams for the peak, resp. low flows at the gauging sites 10 and  $F_c$

afvoeren worden in de eerste plaats bepaald door de in tabel 7.1 genoemde gebiedseigenschappen.

In snel op de neerslag reagerende stroomgebieden treden meestal hoge afvoerintensiteiten op met daarnaast lage basisafvoeren. In langzaam reagerende gebieden met overwegend grondwaterafvoer blijven de topafvoeren relatief laag en is de basisafvoer relatief hoog. In fig. 7.4 zijn de relaties tussen de topafvoeren van de gebieden 10 en 12 weergegeven en is, om de snelheid van afstroming na te gaan, tevens de relatie tussen de afvoeren 4 à 5 dagen ná een afvoergolf bepaald. De topafvoer op meetpunt 10 blijkt hoger te zijn dan bij 12, maar de afvoer valt relatief sneller op een laag niveau terug. Dezelfde relatie als voor de gebieden 10 en 12 is ook voor 10 en  $F_0$  bepaald (fig. 7.5). Om een indruk te verkrijgen van de invloed van het seizoen (interceptie, verdamping, bergend vermogen) op deze relaties zijn de zomer- en winterperioden apart aangegeven. De correlatie tussen de winterpunten is in beide gevallen vrij goed, maar voor de zomerpunten is speciaal voor de afvoertoppen weinig samenhang te bespeuren. Toch kunnen ook voor winterperioden de verhoudingen van de afvoertoppen in de diverse gebieden ten gevolge van een verschil in bergend vermogen nog aanzienlijk variëren (fig. 7.3). In de fig. 7.4 en 7.5 komen de verschillen tussen de regressie-coëfficiënten voor de top en de lagere afvoeren duidelijk naar voren.

Vooral gezien de zeer snelle reactie van de afvoer op de neerslag zal tussen de afvoeren op de verschil-

lende meetpunten op willekeurig gekozen tijdstippen binnen een dag meestal geen nauwe samenhang bestaan. Slechts voor de lage afvoeren is van een redelijke samenhang sprake. De door BON (1968b) in het Lunterse beekgebied toegepaste correlatietechniek is in zijn algemeenheid hier dan ook niet bruikbaar. Wel kan voor de topafvoeren in de winter de correlatietechniek, zoals is aangetoond, met succes worden toegepast en wel beter, naarmate de verschillen in bergend vermogen kleiner zijn. Voor afvoersommen kan deze methode eveneens goede resultaten opleveren (par. 4.5).

Behalve door de gebiedseigenschappen wordt het afvoerniveau uiteraard voornamelijk bepaald door de hoeveelheid neerslag. In fig. 7.6 zijn de neerslaghoeveelheden uitgezet tegen de afvoertoppen die er het gevolg van zijn. Om de invloed van verschillen in verdamping en bergend vermogen te verminderen zijn ook deze relaties voor zomer- en winterperioden afzonderlijk bepaald. Toch wordt hierdoor nog slechts een vrij globale indeling verkregen en binnen deze seizoenen kunnen nog aanzienlijke verschillen in verdamping en bergend vermogen voorkomen.

Hoewel de gebieden relatief klein zijn, kan de spreiding van de punten voor een deel worden verklaard uit de verschillen in neerslagverdeling over het gebied. Daarnaast is de neerslagintensiteit van invloed op de de ligging van de punten. Een duidelijk verband met de neerslagintensiteit kon echter niet worden vastgesteld.

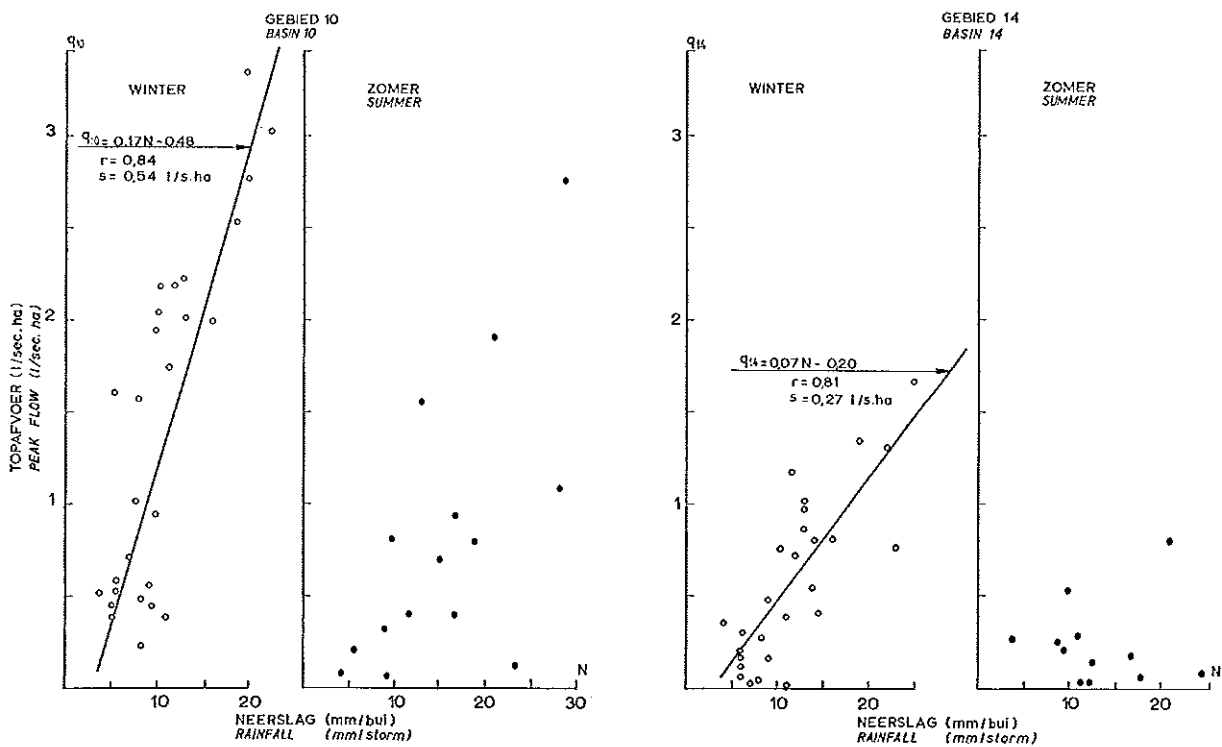


Fig. 7.6. De relatie tussen neerslag en topafvoer voor de gebieden 10 en 14  
The relationships between rainfall and peak flow for the basins 10 and 14

Het blijkt dat de correlatie tussen de neerslaghoeveelheid ( $N$ ) en de afvoertoppen ( $q$ ) in de winter redelijk is, vooral voor de grotere regenbuien. In de zomer is speciaal in het gebied met een groot bergend vermogen (gebied 14) de spreiding van de punten zeer aanzienlijk. Voor gebied 10 is de spreiding veel geringer, doch er is wel een duidelijk verschil tussen de regressie-coëfficiënten in de zomer en in de winter.

Een zuiver lineair verband tussen neerslaghoeveelheden en afvoertoppen mag, afgezien wellicht van natte winterperioden, ook niet worden verwacht. Zoals reeds is beproven spelen immers een aantal niet stationaire processen een rol bij deze relatie. Zo is de begroeiing van het afwateringsstelsel niet in de beschouwing betrokken en is met het bergend vermogen, de interceptie en de verdamping maar zeer ten dele rekening gehouden. Wel blijkt dat de afvoertoppen voor gebied 10 (hetzelfde geldt ook voor de gebieden 6 en 13) zeer hoog zijn en dat de afvoerintensiteit in de winter bij een regenbui van 20 - 25 mm tot boven 3 l/sec.ha kan uitkomen. Als voorbeeld van een extreem hoge afvoer is in fig. 7.7 het afvoerverloop gegeven zoals dit is gereconstrueerd met het reeds eerder genoemde rekenmodel (par. 3.1 en fig. 7.1). De berekende afvoer zal evenwel niet zijn opgetreden aangezien het leidingstelsel een dergelijke hoge afvoercapaciteit niet bezit. In werkelijkheid zijn op vele plaatsen inundaties voorgekomen. Ook deze figuur geeft weer aan dat het berekeningsinterval van veel belang is. Overigens is de hoeveelheid neerslag die op 3 en 4 december 1960 is gevallen zeer extreem en heeft een gemiddelde herhalingsstijd die meer dan 100 jaar bedraagt.

Een volgend belangrijk punt dat reeds terloops is genoemd is de gemiddelde duur van de afvoer boven een bepaald niveau. Voor de gebieden 10, 12 en 14 is dit nagegaan en wel aan de hand van enkelvoudige afvoergolven. In fig. 7.8 is aangegeven, welk gemid-

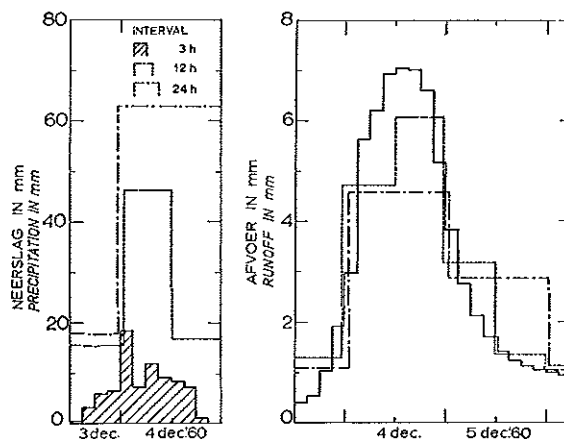


Fig. 7.7. Neerslagverdeling en berekende afvoerverlooptlijnen voor de zeer natte decemberdagen 1960  
*Rainfall distribution and calculated hydrographs for the very wet days in December 1960*

Tabel 7.2. Het aantal uren en keren dat de gegeven afvoerniveaus gedurende de periode april 1964 tot en met maart 1967 zijn overschreden

	Gebied	Afvoer (l/sec.ha)				
		3,0	2,5	2,0	1,5	1,0
Aantal uren	10	49	88	169	365	68
<i>Number of hours</i>	12	—	25	42	88	250
	14	—	—	—	20	79
Aantal keren	10	7	10	21	37	51
<i>Number of times</i>	12	—	5	8	19	37
	14	—	—	—	3	11
		3,0	2,5	2,0	1,5	1,0
	Basin	Discharge (l/sec.ha)				

Table 7.2. The total number of hours and times that the indicated discharges have been exceeded during the period April 1964 through March 1967

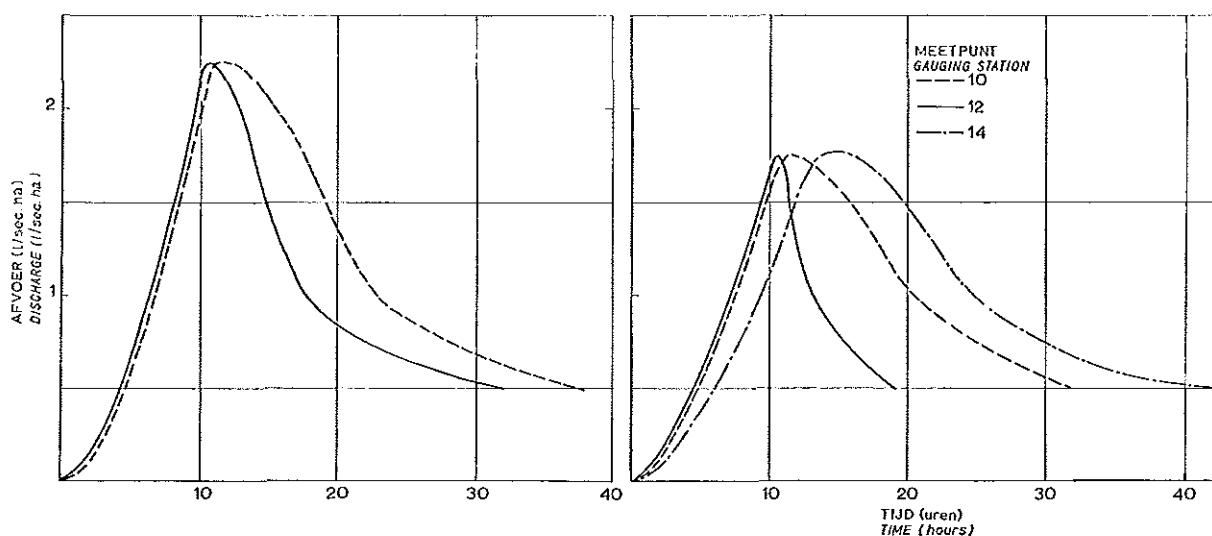


Fig. 7.8. Het gemiddelde verloop van een afvoergolf met een hoogste top tussen resp. 2,0 - 2,5 en 1,5 - 2,0 l/sec.ha  
*Typical flood hydrographs with a peak flow between resp. 2.0 - 2.5 and 1.5 - 2.0 l/sec.ha*

deld verloop een afvoergolf heeft met een hoogste intensiteit tussen respectievelijk 2,0 en 2,5 l/sec.ha en tussen 1,5 en 2,0 l/sec.ha. In tabel 7.2 is verder nog het aantal malen en het totaal aantal uren aangegeven dat de afvoer tijdens de periode 1 april 1964 tot en met 31 maart 1967 boven bepaalde afvoerniveaus is geweest. Ook in deze cijfers komen duidelijk de verschillen tussen de gebieden naar voren, terwijl opnieuw blijkt dat de afvoertoppen weliswaar hoog zijn, maar zeer kort duren.

### 3.4. LOOPSNELHEID VAN AFVOERGOLVEN

In deze paragraaf zal in het kort worden ingegaan op de loopsnelheid van de afvoergolf in de beek. De korte behandeling van dit punt duidt er niet op dat dit van weinig belang zou zijn. Integendeel, uit een oogpunt van voorspellingstechniek is de loopsnelheid zelfs een belangrijk gegeven, vooral ook omdat bij de peilbeheersing steeds meer van beweegbare stuwen gebruik wordt gemaakt. Voor een juiste manipulatie met deze stuwen zullen de waterschappen geïnformeerd dienen te zijn over het gedrag van afvoergolven, hoewel dat bij geheel automatische stuwen van minder belang is. Dit type stuw komt overigens nog weinig voor en dan nog alleen in de grotere beken.

Ook voor het beantwoorden van de vraag of de afvoertop in de hoofdbeek met die van een zijleiding zal samenvallen, is een nadere studie van de loopsnelheid van belang. Het „flood routing” probleem is veelvuldig bestudeerd, meestal in samenhang met reservoir-studies of voor een kanaal zonder zijdelingse toevoer. Juist de zijdelingse toevoer van water maakt een gedetailleerde studie moeilijk, temeer daar in een natuurlijk afwateringsstelsel van constante dwarsprofielen en stromingsweerstand in de regel geen sprake is. De afvlakking van een afvoergolf hangt nauw met de loopsnelheid samen. Aan dit punt zal echter eveneens door gebrek aan voldoende gegevens weinig aandacht worden besteed. De loopsnelheid van afvoergolven zal worden bekeken voor de hoofdbeek en wel van meetstuw 10 via 6 naar  $F_c$ . De looptijden van de afvoergolven tussen de meetpunten 10 en  $F_c$  variëren vrij sterk. Dit is niet verwonderlijk aangezien de loopsnelheid zoals reeds is vermeld wordt beïnvloed door een aantal sterk wisselende factoren, zoals de begroeiing, de bergingsmogelijkheden in het afwateringsstelsel, de zijdelingse toevoer op de beek en de neerslagverdeling.

Om te bereiken dat een aantal van deze factoren enigermate constant zijn, zijn de loopsnelheden voor zomer- en winterperioden afzonderlijk bepaald. Het gemiddelde tijdsverschil tussen het optreden van de afvoergolf bij de meetpunten 10 en  $F_c$  is in de winter 7 uur en 30 min. en in de zomer rond 9 uur.

De invloed van onder andere de grotere stromings-

Tabel 7.3. Gemiddelde tijdsverschillen tussen het optreden van de afvoertoppen op meetpunt 10 ( $PF_{10}$ ) en enige andere meetpunten ( $PF_n$ ); voor winterafvoeren  $PF_{10} > 1,5$  l/sec.ha

PF	Tijdsverschil (min)	PF	Tijdsverschil (min)
12 - 10	—40	14 - 10	90
7 - 10	10	11 - 10	150
13 - 10	30	3 - 10	270

PF	Diff. in time (min)	PF	Diff. in time (min)
----	---------------------	----	---------------------

Table 7.3. Average differences in time between the peak flows at station 10 ( $PF_{10}$ ) and some other stations ( $PF_n$ ); for winter periods  $PF_{10} > 1.5$  l/sec.ha

weerstand in de zomer als gevolg van de begroeiing en het lagere beekpeil komt duidelijk naar voren. De gemiddelde looptijd tussen de meetpunten 10 en 6 is 30 min. in de winter en 40 min. in de zomer. Uit de fig. 7.2 en 7.3 blijken de verschillen in looptijd duidelijk.

Voor enkele gebieden is echter nauwelijks sprake van enige samenhang tussen de tijdstippen waarop de toppen optreden; dit geldt bijvoorbeeld voor de toppen bij de stuwen 14 en  $F_c$ . In deze gevallen wordt de relatie sterk beheerst door het bergend vermogen van de grond. Voor een aantal meetpunten is de tijd van optreden van de afvoertoppen vergeleken met die van stuw 10 (tabel 7.3). Het blijkt, dat de top bij stuw 12 wat vroeger valt dan bij 10, terwijl de toppen bij de stuwen 7 en 10 praktisch gelijk optreden.

Geconcludeerd kan worden dat de gegevens van bovenstrooms gelegen meetpunten waardevolle informatie kunnen verschaffen over het tijdstip van optreden van afvoertoppen in het benedenstroomse gebiedsdeel. Een gedetailleerde studie van dit punt is dan ook gewenst.

Soms zal de looptijd echter te kort zijn om tijdig maatregelen te kunnen treffen. Hierop wordt in de volgende paragraaf nader ingegaan.

### 3.5. HET EFFECT VAN DE NEERSLAG OP HET VERLOOP VAN DE GRONDWATERSTAND EN HET BEEKPEIL

Het vrij grote aantal beweegbare stuwen dat bij de waterschappen in beheer is, moet in geval van hoogwatergolven tijdig in de juiste stand worden gesteld. Daarom is het vooral in gebieden waar de afvoer snel op de neerslag reageert wenselijk niet het beekpeil als maatstaf te gebruiken, maar een stap terug te gaan en het grondwaterstandverloop of zelfs het neerslagpatroon als uitgangspunt te kiezen. Ook voor een theoretische beschouwing ten aanzien van dit punt zijn echter nog onvoldoende gegevens beschikbaar. Slechts voor een enkel concreet voorbeeld

zal de reactie van de grondwaterstand en het beekpeil op de neerslag worden nagegaan. Hiervoor zijn de neerslag- en de grondwaterstandgegevens van het meetpunt H1 (deelrapport 5) gebruikt. Dit meetpunt is in gebied 10 gelegen van welk gebied ook de afvoergegevens zijn gebruikt. Het tijdstip van het begin van een regenbui is vergeleken met de tijdstippen waarop respectievelijk de grondwaterstand en het beekpeil zijn gaan stijgen. Ook is het einde van een regenbui vergeleken met de tijdstippen, waarop respectievelijk de hoogste grondwaterstand en de hoogste beekpeilen optraden. Het blijkt dat de tijdsverschillen tussen de genoemde grootheden afhankelijk zijn van het seizoen, van de hoeveelheid neerslag, alsmede van de neerslagverdeling en -intensiteit.

Het is aannemelijk dat ook de diepte van het grondwater een belangrijke rol speelt. Toch kon voor dit meetpunt de invloed van de grondwaterdiepte niet worden vastgesteld. De in tabel 7.4 genoemde cijfers zijn gemiddelde waarden en geven slechts een algemene indicatie. Aangezien het hier gegevens uit een snel op de neerslag reagerend stroomgebied betreft, zullen de tijdsverschillen voor andere gebieden meestal groter zijn. De grondwaterstand is uiteraard geen goede voorspellingsbasis indien de afvoer overwegend via de oppervlakte plaats vindt.

Samenvattend kan worden gezegd dat het dikwijls noodzakelijk is om het neerslag- of grondwaterstandverloop te kiezen als voorspellingsbasis voor het tijdstip van optreden van afvoertoppen, omdat dan aanmerkelijk meer tijd beschikbaar is om bepaalde maatregelen te treffen. Een meer gedetailleerde studie van dit aspect is gewenst.

Niet alleen gedurende een neerslagperiode speelt de

grondwaterstand een belangrijke rol bij het stuwbeheer. De grondwaterstand is ook gedurende de rest van het jaar een goede indicatie voor de geborgen hoeveelheid water in een gebied en is in dit verband van belang voor het instellen van het zomer- en winterstuwpeil.

#### 4. AFVOERSOMMEN

##### 4.1. ALGEMEEN

De berekende dagafvoeren zijn over perioden van verschillende duur gesommeerd. Bij het waterbalansonderzoek in het Leerinkbeekgebied is met 14- en 30-daagse afvoersommen gewerkt (deelrapport 11). In deze paragraaf is eveneens van 14- en 30-daagse afvoersommen en van zomer-, winter- en jaarafvoeren uitgegaan. Ook is de relatie tussen de afvoersommen van de diverse gebieden bekeken. Allereerst zal worden nagegaan in hoeverre de neerslagsommen over bepaalde perioden met de afvoersommen samenhangen.

Het nagaan van deze samenhang is weinig zinvol indien niet tevens met andere factoren, zoals het bergend vermogen en de verdamping, rekening wordt gehouden. Verder doet zich nog de moeilijkheid voor dat de afvoeren aan het eind en begin van een berekeningsperiode sterk kunnen verschillen, hetgeen betekent dat of een deel van de neerslag in een bepaalde periode nog niet is afgevoerd, of dat de afvoer het gevolg is van neerslag uit een voorafgaande periode. Voor deze verschillen zal een correctie moeten worden toegepast. Om deze te kunnen uitvoeren is het gewenst de berekeningsperiode aan het neerslag-

Tabel 7.4. Gemiddelde tijdsverschillen tussen het begin van een regenbui ( $P_b$ ) en het begin van de grondwater- en beekpeilstijging (resp.  $G_r$  en  $WL_r$ ); ook het verschil tussen het einde van een bui ( $P_e$ ) en de top van de grondwater- en beekpeilverlooptlijnen (resp.  $G_p$  en  $WL_p$ ) zijn vermeld

Meetpunt	Tijdsverschillen (min)							
	$G_r - P_b$		$WL_r - P_b$		$G_p - P_e$		$WL_p - P_e$	
	zomer	winter	zomer	winter	zomer	winter	zomer	winter
M 56	90	60			110	90		
12			120	70			200	100
10			130	70			240	140
14			165	125			330	200
	<i>summer winter</i>		<i>summer winter</i>		<i>summer winter</i>		<i>summer winter</i>	
	$G_r - P_b$		$WL_r - P_b$		$G_p - P_e$		$WL_p - P_e$	
Station	Differences in time (min)							

Table 7.4. Average differences in time between the beginning of a rainstorm ( $P_b$ ) and the rise of the groundwater table and the water level ( $G_r$  and  $WL_r$ , resp.); also the differences between the end of a storm ( $P_e$ ) and the peak of the groundwater and the water level hydrographs ( $G_p$  and  $WL_p$ , resp.) are indicated

en afvoerpatroon aan te passen. Daarom is het begin en einde van een periode of juist vóór een regenbui gekozen dan wel enkele dagen erna. De periodelengten zijn daardoor niet constant. De hoeveelheid water, die aan het einde van een periode nog tot afstroming komt, wordt de afvoerbare waterhoeveelheid ( $R$ ) genoemd. Deze kan worden berekend met de reservoircoëfficiënt ( $j$ ) en de afvoerintensiteit aan het einde van een periode ( $q_e$ ) (par. 3.1). Aangezien bij de hogere afvoerniveaus verschillende afvoercomponenten, elk met een eigen  $j$ -waarde, tot de afvoer bijdragen, kan  $R$  het nauwkeurigst voor de basisafvoer worden berekend wanneer er slechts sprake is van de  $j$ -waarde van het langzame systeem. Het verschil in afvoerbare waterhoeveelheid tussen het einde en het begin van een periode is dan:

$$\Delta R = j (q_e - q_b) \quad (7.3)$$

Via de beek komt van de neerslag dus tot afvoer: ( $Q + \Delta R$ ).

#### 4.2. AFVOERSOMMEN VAN HET LEERINKBEEKGEBIED ALS GEHEEL

Voor een aantal jaren zijn in fig. 7.9 de 30-daagse afvoersommen cumulatief uitgezet. Het verschil tussen de afvoerverlopen voor de diverse jaren komt duidelijk naar voren. Over de periode 1962-1966 bedraagt de gemiddelde zomer- en winterafvoer respectievelijk 85 en 185 mm, dat wil zeggen dat respectievelijk 20 en 50 % van de neerslag is afgevoerd. Hierbij is geen rekening gehouden met de kunstmatige onttrekking van grondwater en ook niet met de ondergrondse verliezen. Hierop wordt in deelrapport 11 nader ingegaan. Voor de periode 1962-1966 is ook de verhouding van de 30-daagse neerslag- en

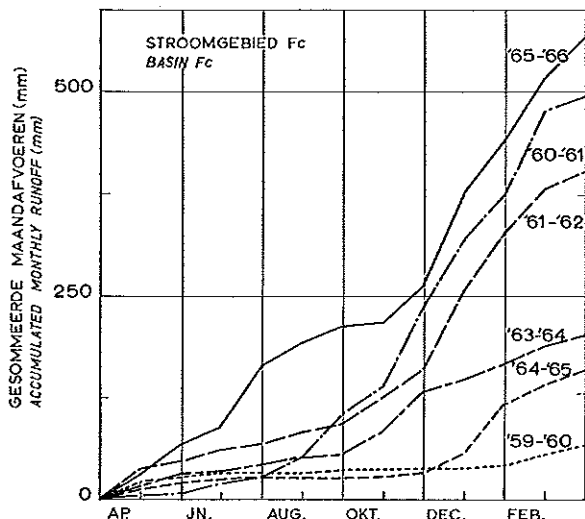


Fig. 7.9. De voor verschillende jaren gesommeerde maandafvoeren van het Leerinkbeekgebied als geheel (meetpunt  $F_c$ )  
Accumulated monthly runoff for various years of the total Leerinkbeek area (gauging site  $F_c$ )

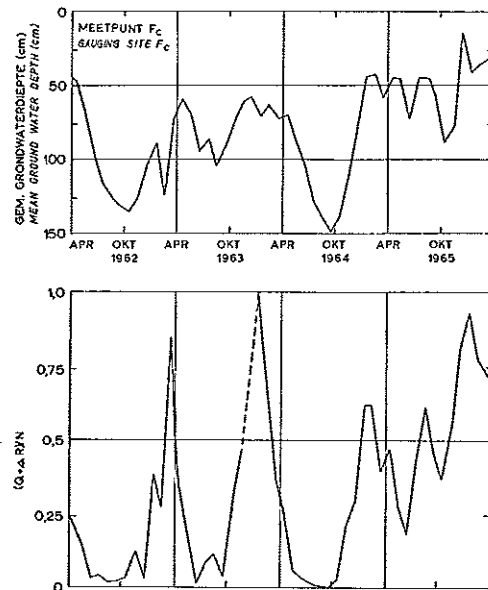


Fig. 7.10. Het verloop van de afvoer-neerslagverhouding,  $(Q + \Delta R)/N$ , bepaald voor 14-daagse perioden voor meetpunt  $F_c$  en het verloop van de gemiddelde grondwaterstand

The course of the runoff-precipitation ratio,  $(Q + \Delta R)/N$ , derived from half monthly totals for gauging site  $F_c$  and the course of the mean groundwater level

afvoersommen bepaald. De 30-daagse perioden zijn aangepast aan het neerslagpatroon, terwijl tevens de afvoersommen zijn gecorrigeerd zoals in de vorige paragraaf is uiteengezet ( $\Delta R$ ).

In fig. 7.10 is voor meetpunt  $F_c$  het verloop van de  $(Q + \Delta R)/N$ -waarde getekend terwijl als indicatie voor het bergend vermogen het grondwaterstandverloop is aangegeven. De berekening is alleen uitgevoerd voor maandperioden met een neerslag groter dan 5 mm. De  $(Q + \Delta R)/N$ -waarde varieert van 0 in droge tot 1 in zeer natte perioden. Hoewel het verloop van deze waarde redelijk met dat van de gemiddelde grondwaterstand overeenkomt, kan toch de afvoer-neerslagverhouding met alleen de grondwaterstand als parameter niet nauwkeurig worden berekend.

Op de relatie tussen neerslag en afvoer zal in een andere publicatie nader worden ingegaan (COLEBRANDER en KRAIJENHOFF VAN DE LEUR, in voorbereiding). Verder is voor verschillende perioden het verband nagegaan tussen de afvoersommen ( $Q$ ) en de gemiddelde grondwaterstand ( $\bar{W}$ ). Deze relatie is allereerst vastgesteld voor 30-daagse perioden en wel voor de zomer en de winter afzonderlijk, omdat de invloed van de verdamping, de interceptie en het bergend vermogen in deze seizoenen sterk verschillen.

Het begin en het einde van de perioden zijn aan het neerslag- en afvoerpatroon aangepast, terwijl ook met de verschillen in afvoerbaar neerslaghoeveelheid ( $\Delta R$ ) rekening is gehouden (par. 4.1). Niettegenstaand



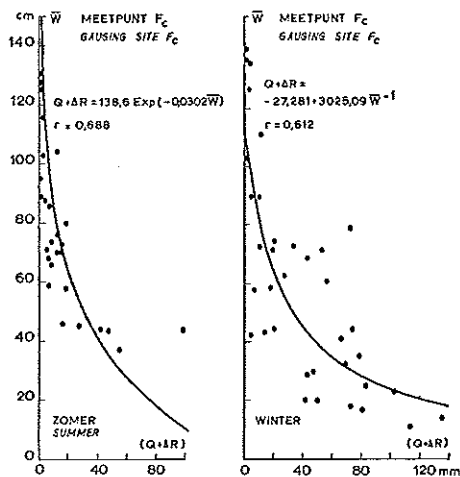


Fig. 7.11. De samenhang tussen de 14-daagse afvoersommen ( $Q + \Delta R$ ) en de gemiddelde grondwaterdiepte ( $\bar{W}$ ) voor meetpunt  $F_c$   
*The relationship between the half monthly runoff ( $Q + \Delta R$ ) and the mean groundwater depth ( $\bar{W}$ ) for gauging site  $F_c$*

de deze aanpassingen vertonen de punten in fig. 7.11 een grote spreiding. In de winter geeft een exponentiële functie de beste aansluiting bij de punten en in de zomer een hyperbolische functie. De voornaamste reden van de geringe samenhang zal het niet juist verantwoord van de verschillen in berging en neerslagintensiteit zijn en het optreden van afvoer onafhankelijk van de grondwaterstand. Gezien dit laatste punt zal de beste samenhang tussen grondwaterstand en afvoersommen worden gevonden voor gebieden met uitsluitend grondwaterafvoer. BLOEMEN (1968) vindt onder deze omstandigheden dan ook een goede relatie tussen de afvoer en de gemiddelde grondwaterstand en baseert hier zijn rekenmethode op. Zoals in deelrapport 8 wordt aangetoond zal een deel van de onnauwkeurigheden bij deze methode worden veroorzaakt doordat de gemiddelde grondwaterstand berekend uit twee waarnemingen per maand, niet steeds met het werkelijk gemiddelde overeenkomt. Door de relatie tussen  $\bar{W}$  en  $Q$  uit gegevens van perioden met weinig neerslag te bepalen (R.I.D., 1968) wordt weliswaar een betere correlatie gevonden, maar de relatie geldt uiteraard slechts voor de bedoelde omstandigheden. De afvoersommen voor maanden waarin wel regelmatig neerslag optreedt kunnen niet op deze wijze worden bepaald.

Voor halfjaartotalen is de samenhang tussen  $\bar{W}$  en ( $Q + \Delta R$ ) aanzienlijk beter dan voor maandtotalen. Het verband is niet lineair en wordt het beste door een machts- en een hyperbolische functie weergegeven (fig. 7.12). Het verloop van de lijnen kan worden verklaard doordat bij hoge grondwaterstanden snelle afvoercomponenten optreden en de afvoer gedeeltelijk onafhankelijk van de grondwaterstand plaatsvindt. In deze situatie neemt de afvoer dan ook relatief

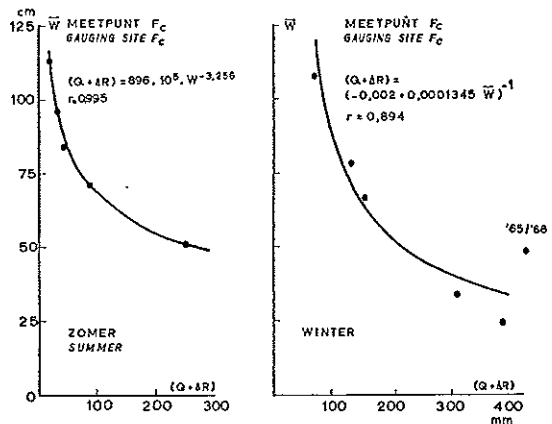


Fig. 7.12. De samenhang tussen de halfjaarsommen van de afvoer ( $Q + \Delta R$ ) en de gemiddelde grondwaterdiepte ( $\bar{W}$ ) voor meetpunt  $F_c$   
*The relationship between the half yearly runoff ( $Q + \Delta R$ ) and the mean groundwater depth ( $\bar{W}$ ) for gauging site  $F_c$*

sterker toe dan de grondwaterstand stijgt. Bij diepe grondwaterstanden is het omgekeerde het geval en daalt de grondwaterstand sterker dan de afvoer afneemt. Hierbij treedt vrijwel uitsluitend grondwaterafvoer op, hoewel niet steeds naar eenzelfde ontwateringsbasis. Bij lage grondwaterstanden kunnen de afvoeren nauwkeuriger uit de gegeven formules worden bepaald dan bij hoge grondwaterstanden. De zeer afwijkende ligging van het punt in de winter 1965 - 1966 (fig. 7.12) is het gevolg van het extreme karakter van deze winter. De maanden december tot en met februari waren extreem nat, terwijl daarentegen oktober en begin november zeer droog waren. De afvoer valt hierdoor relatief te hoog uit. Een combinatie van extreme perioden leidt dus tot minder nauwkeurige schattingen.

In de volgende paragraaf zullen de voor meetpunt  $F_c$  gegeven relaties ook voor enkele andere gebieden worden besproken.

#### 4.3. AFVOERSOMMEN

##### STROOMGEBIEDEN 10, 12, 13 EN 14

Zoals reeds eerder is besproken is van de gebieden 10, 12, 13 en 14 de afvoer met behulp van meetgoten bepaald en konden zowel de lage als de hoge afvoeren nauwkeurig worden gemeten. In fig. 7.13 zijn voor een aantal jaren de afgevoerde hoeveelheden voor de gebieden 10 en 12 cumulatief uitgezet. De verschillen tussen de jaren komen duidelijk naar voren.

In fig. 7.14 zijn voor enige gebieden over de periode 1 april 1964 tot 28 maart 1967 de 14-daagse afvoersommen cumulatief uitgezet. In deze figuur is ook de gesommeerde 14-daagse neerslaghoeveelheid getekend. In de fig. 7.13 en 7.14 komen de verschillen tussen de diverse gebieden duidelijk naar voren. Op-

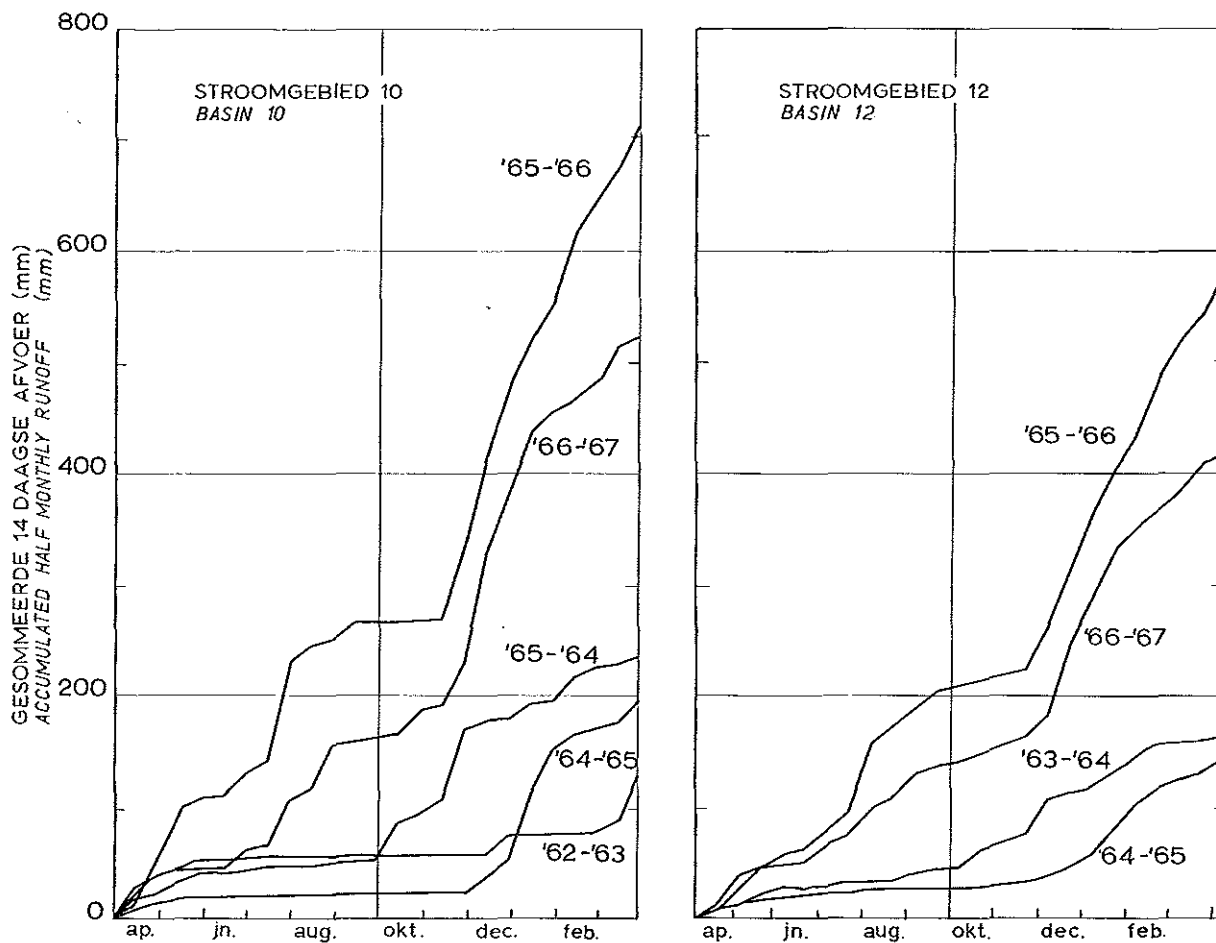


Fig. 7.13. De voor verschillende jaren gesommeerde 14-daagse afvoertotalen van de gebieden 10 en 12  
*Accumulated half monthly runoff of the basins 10 and 12 for various years*

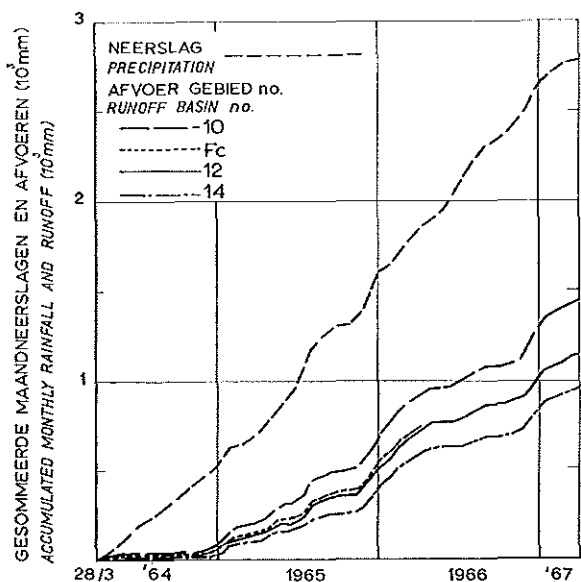


Fig. 7.14. De voor de periode 28-3-1964 - 29-3-1967 gesommeerde neerslag- en afvoertotalen  
*Accumulated monthly precipitation and runoff for the period 28-3-1964 - 29-3-1967*

gemerkt moet worden dat evenals in de vorige paragraaf bij de vergelijking van de afvoeren de ondergrondse verliezen buiten beschouwing zijn gelaten. Voor de gebieden 10 en 12 is in fig. 7.15 voor 14-daagse perioden het verloop van de  $(Q + \Delta R)/N$ -waarden getekend, terwijl het verloop van de gemiddelde grondwaterstand is gegeven als indicatie voor het bergend vermogen. Ook voor deze gebieden geldt dat, hoewel de lijnen voor  $(Q + \Delta R)/N$  en de grondwaterstand weer een ongeveer gelijk verloop vertonen, de afvoer-neerslagverhouding niet zonder meer uit de grondwaterstand kan worden afgeleid. Uit het verloop van de lijnen in fig. 7.15 blijkt weer het verschil tussen de gebieden 10 en 12. Het verschil in de afvoer-neerslagverhouding voor de diverse gebieden komt ook in tabel 7.5 naar voren.

Zoals in par. 5.2 wordt besproken is de periode april 1964 tot en met maart 1967 aanzienlijk natter geweest dan normaal, maar sluit de neerslagfrequentie voor hetzelfde tijdvak in de jaren 1962 - 1966 goed bij het gemiddelde voor een lange periode aan. In tabel 7.5 zijn daarom voor de gebieden 10 en  $F_c$  ook de gemiddelden voor de periode 1962 tot en met

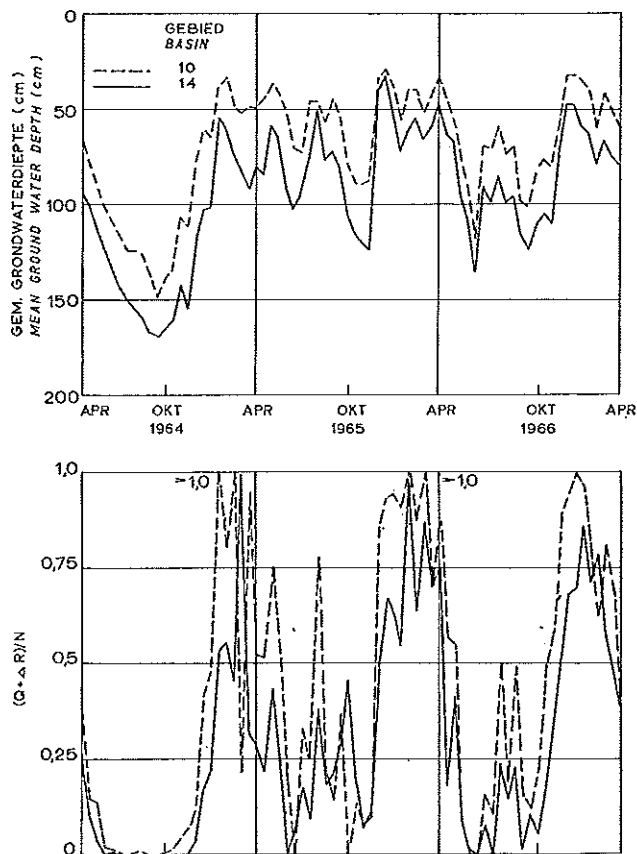


Fig. 7.15. Het verloop van de afvoer-neerslagverhouding,  $(Q + \Delta R)/N$ , bepaald voor 14-daagse perioden voor de meetpunten 10 en 14 en het verloop van de gemiddelde grondwaterstand  
*The course of the runoff-precipitation ratio,  $(Q + \Delta R)/N$ , derived from half monthly totals for gauging sites 10 and 14 and the course of the mean groundwater level*

1966 vermeld. Uit deze tabel blijkt voorts dat de cijfers van gebied 13 goed met die van 10 overeenstemmen maar de cijfers van gebied 14 beter met die van 12. Dit correspondeert in zoverre met de in tabel 7.1 gegeven gebiedseigenschappen, dat in de gebieden 12 en 14 het bergend vermogen groter is dan in de gebieden 10 en 13. De afvoerverschillen tussen de diverse gebieden zijn niet alleen het gevolg van verschillen in bergend vermogen, maar kunnen ook worden veroorzaakt door verschillen in verdamping, ondergrondse afvoer of kunstmatige wateronttrekking. Hierop zal in het rapport over het waterbalansonderzoek nader worden ingegaan (deelrapport 11).

Evenals voor het Leerinkbeekgebied als geheel is ook voor gebied 10 de relatie nagegaan tussen de gemiddelde grondwaterstand en de afvoer. Voor 14-daagse en maandperioden is nauwelijks van enige samenhang sprake en treedt tussen de punten een grote spreiding op. Voor halfjaarperioden bestaat echter een goede samenhang. Het verband wordt het beste door hyperbolische functies weergegeven (fig.

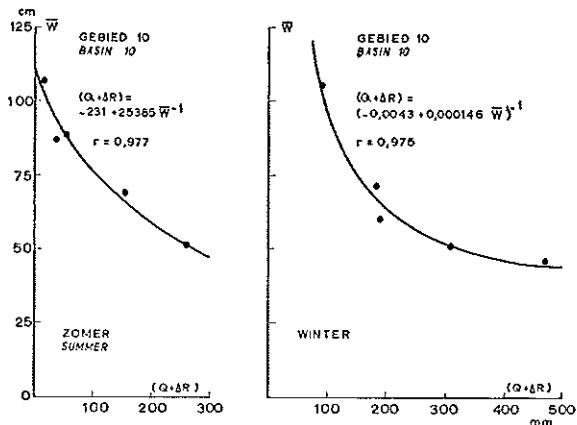


Fig. 7.16. De samenhang tussen de halfjaarsommen van de afvoer  $(Q + \Delta R)$  en de gemiddelde grondwaterdiepte  $(\bar{W})$  voor meetpunt 10  
*The relationship between the half yearly runoff  $(Q + \Delta R)$  and the mean groundwater depth  $(\bar{W})$  for gauging site 10*

7.16). Op de oorzaak van de geringe samenhang voor korte perioden is in de vorige paragraaf reeds ingegaan.

#### 4.4. VERGELIJKING AFVOER TOTALE GEBIED MET DIE VAN DE DEELGEBIEDEN

In deze paragraaf zullen de afvoeren gemeten voor het Leerinkbeekgebied als geheel (5200 ha; meetpunt F<sub>1</sub>) worden vergeleken met de som van de afvoeren van de deelgebieden 1, 2, 3, 6 en 11. Deze gebieden beslaan 87 % van de totale oppervlakte van het Leerinkbeekgebied. De afvoer van 685 ha relatief laag gelegen gronden nabij de hoofdbeek wordt niet afzonderlijk gemeten, maar komt direct op deze beek terecht. De afvoer van deze gronden is gelijk gesteld aan de gemiddelde afvoer van de gebieden 2 en 6, omdat de gronden in deze gebieden in geo-hydrologisch opzicht veel overeenkomst vertonen. Tengevolge van opstuwung zijn voor een aantal zomerperioden de afvoeren van gebied 1 niet gemeten en zijn deze in dat geval uit de afvoeren van de gebieden 6 en 11 bepaald. Ook is nagegaan of de resultaten van de berekening zich wijzigen indien gebied 1 voor de gehele periode als niet gemeten wordt beschouwd en de afvoer steeds uit die van de gebieden 6 en 11 wordt bepaald. In dit laatste geval wordt dan nog rond 78 % van het totale gebied afzonderlijk gemeten. Voor beide berekeningen geldt dat de som van de afvoeren van de deelgebieden zeer goed met die van het gehele gebied overeenstemt (tabel 7.6). Uit tabel 7.6 blijkt verder dat de afvoeren van de gebieden 2 en 11 goed bij elkaar aansluiten, evenals die van de gebieden 1 en 6. De afvoeren van gebied 3 zijn echter aanzienlijk lager dan die van de andere gebieden. In dit gebied ligt een pompstation voor de drinkwater-

Tabel 7.5. De afvoer- en neerslagtotalen en de afvoer-neerslagverhoudingen voor een aantal zomer- en winterperiodes

Gebied		Periode							
		zomer (april-september)				winter (oktober-maart)			
		1964	1965	gem. 1964-'66	gem. 1962-'65	1964/'65	1965/'66	gem. 1964/'65- 1966/'67	gem. 1962/'63- 1965/'66
Afvoer (mm)	10	21	261	148	100	178	433	320	220
Runoff (mm)	13	32	281	159	—	173	424	317	—
	12	27	202	121	—	117	388	255	—
	14	16	151	80	—	97	349	232	—
	F <sub>c</sub>	27	214	—	86	131	404	—	185
Gem. neerslag (mm)		350	608	481	409	375	562	473	362
Average precipitation (mm)									
Afvoer-neerslag- verhouding	10	0,06	0,43	0,31	0,25	0,48	0,77	0,68	0,61
Runoff-precipitation ratio	13	0,09	0,46	0,33	—	0,46	0,75	0,67	—
	12	0,08	0,33	0,25	—	0,31	0,69	0,54	—
	14	0,05	0,25	0,17	—	0,26	0,62	0,49	—
	F <sub>c</sub>	0,08	0,35	—	0,20	0,35	0,71	—	0,50
				average 1964-'66	average 1962-'65			average 1964/'65- 1966/'67	average 1962/'63- 1965/'66
		1964	1965			1964/'65	1965/'66		
		summer (April-September)				winter (October-March)			
	Basin	Period							

Table 7.5. The runoff, the precipitation and the runoff-precipitation ratios for various summer and winter periods

Tabel 7.6. Vergelijking van de afvoer (mm) uit de deelgebieden met die van het gehele Leerinkbeekgebied

Periode	Gebied						Gewogen gemiddelde	
	1 475 ha	2 812 ha	3 1648 ha	6 1040 ha	11 540 ha	F <sub>c</sub> 5200 ha	1+2+3+6+11 4515 ha	2+3+6+11 4040 ha
apr. - sept. 1963	66	53	35	53	56	55	49	48
okt. 1963 - mrt. 1964	201	127	127	200	163	146	157	153
apr. - sept. 1964	28	17	19	26	16	27	21	20
okt. 1964 - mrt. 1965	176	107	101	186	98	133	131	128
apr. - sept. 1965	272	252	216	234	228	221	233	234
apr. 1963 - sept. 1965	743	556	498	699	561	582	591	583
	475 ha 1	812 ha 2	1648 ha 3	1040 ha 6	540 ha 11	5200 ha F <sub>c</sub>	4515 ha 1+2+3+6+11	4040 ha 2+3+6+11
	Period	Basin					Weighted mean	

Table 7.6. Comparison of the runoff (mm) of the sub basins with the runoff of the whole Leerinkbeek area

voorziening dat per jaar gemiddeld  $1,5 \times 10^6$  m<sup>3</sup> grondwater oppompt. Dit heeft een duidelijke invloed op het grondwaterregime in de omgeving. De grootte van het gebied waar de invloed van de wateronttrekking merkbaar is varieert met het seizoen. In droge perioden zal de invloed zich het verst uitstrekken. De oppervlakte waarover in 1964 een grondwater-

standverlaging van 0,50 m of meer optrad bedroeg 240 ha (COLENBRANDER, 1964).

De totale oppervlakte van gebied 3 bedraagt rond 1650 ha. Hiervan behoort 230 ha tot stroomgebied 12 en 660 ha tot stroomgebied 13. Van de rest van het gebied (760 ha) waarin het pompstation is gelegen, wordt de afvoer niet afzonderlijk gemeten. Van deze

Tabel 7.7. De invloed van de grondwateronttrekking door het pompstation „Olden Eibergen” op de afvoer (mm) van stroomgebied 3

Periode	Gebied				Onttrekkingsgebied pompstation
	12	13	3	(3) min (12+13)	
	230 ha	660 ha	1650 ha	760 ha	500 ha
25/3-1964 tot 29/9-1964	31	41	26	11	— 2
29/9-1964 tot 31/3-1965	114	170	101	37	—17
1/4-1965 tot 29/10-1965	218	279	219	167	124
25/3-1964 tot 29/10-1965	363	490	346	215	124
	230 ha	660 ha	1650 ha	760 ha	500 ha
	12	13	3	(3) minus (12+13)	
Period	Basin				Area of extraction of groundwater

Table 7.7. The influence of the extraction of groundwater by the pumping plant "Olden Eibergen" on the runoff (mm) of sub basin 3

760 ha wordt 260 ha niet door de onttrekking beïnvloed. Dit gebied bestaat uit hoge en lage gronden en het lijkt redelijk de afvoer ervan gelijk te stellen aan die van gebied 12. Als direct onttrekkingsgebied resteert dan 500 ha. De afvoer hiervan kan nu worden berekend (tabel 7.7). Het blijkt dat de afvoer van de 760 ha die niet apart wordt gemeten aanzienlijk lager is dan van de rest van het gebied, terwijl voor het onttrekkingsgebied bij de gekozen uitgangspunten de afvoer soms zelfs negatief uitvalt. Uit dit voorbeeld blijkt duidelijk de grote invloed van een kunstmatige onttrekking van grondwater op de afvoer.

#### 4.5. SAMENHANG TUSSEN AFVOERSOMMEN EN HET OPTREDEN VAN ZEER LAGE AFVOEREN

Het is belangrijk na te gaan welke relatie er bestaat

tussen de afvoersommen van de verschillende gebieden. Kan een verband worden vastgesteld, dan kunnen uit een beperkt aantal hoofdafvoermeetstations de afvoeren van andere stroomgebieden worden bepaald. Uiteraard kan deze bewerking alleen met succes worden toegepast, indien geen veranderingen in de waterhuishoudkundige toestand van een gebied zijn aangebracht. Deze berekeningstechniek wordt dikwijls voor grondwaterstandbuizen toegepast, waarbij ontbrekende waarnemingen uit zogenaamde stambuizen worden berekend (deelrapport 8). Zoals in par. 3.3 reeds ter sprake is gekomen is in het Lunterse beekgebied deze techniek door BON (1968b) toegepast voor afvoeren, die op eenzelfde dag op verschillende meetpunten zijn gemeten.

In de eerste plaats zal worden nagegaan op welke wijze de maandafvoersommen van een aantal gebieden samenhangen. In fig. 7.17 zijn voor enkele gebieden de gecorrigeerde maandafvoersommen ( $Q$

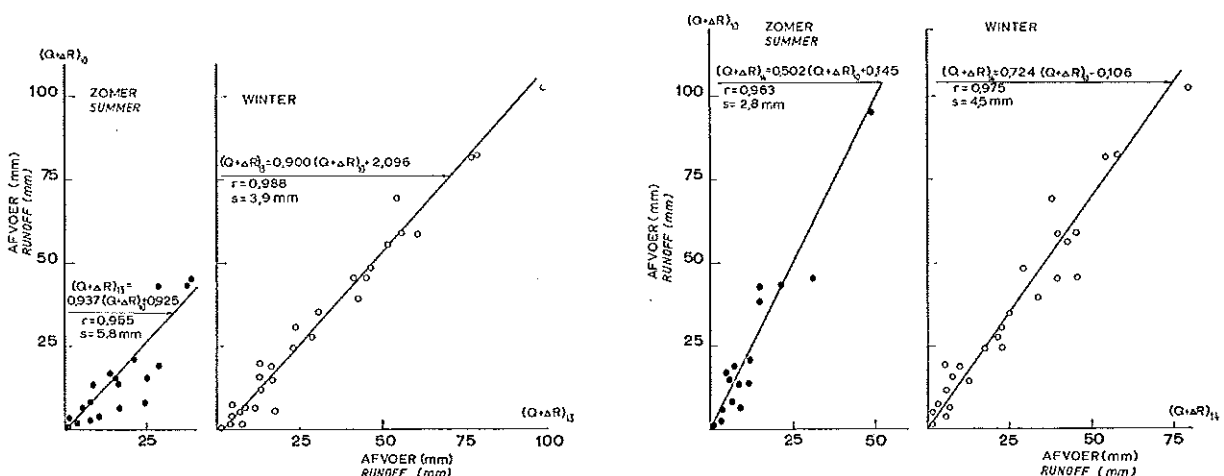


Fig. 7.17. De relatie tussen de 14-daagse afvoertotalen op de meetpunten 10 en 13, resp. 10 en 14  
The relationship between the half monthly runoff at the stations 10 and 13, resp. 10 and 14

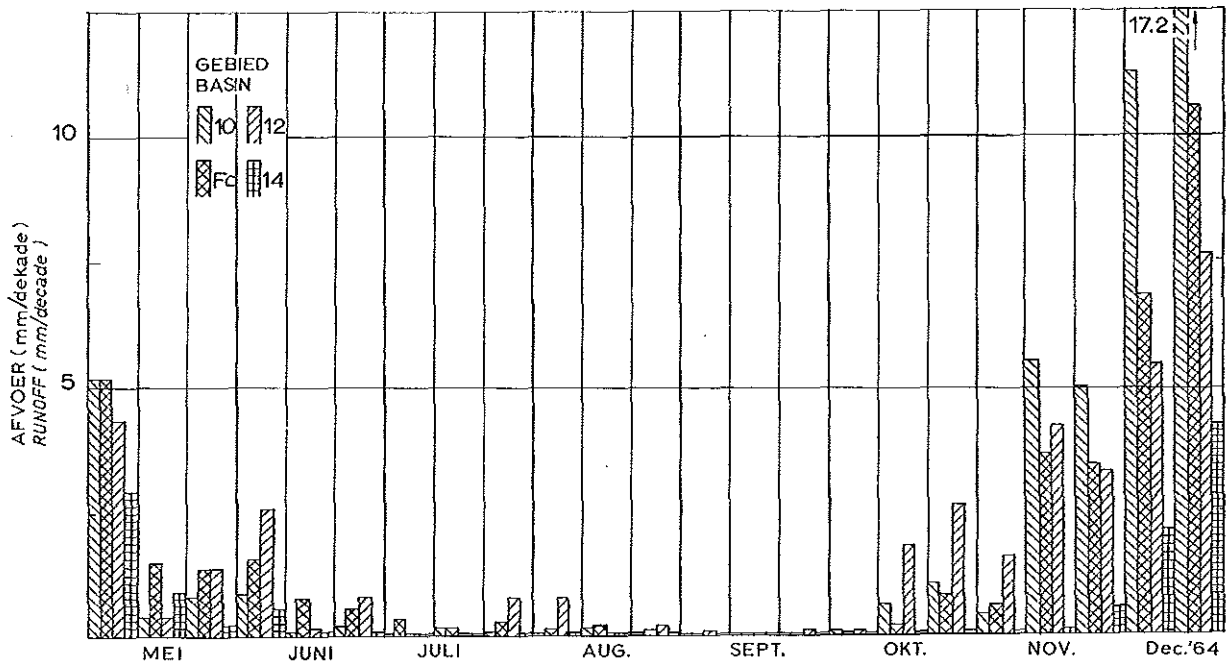


Fig. 7.18. Vergelijking van de 10-daagse afvoersommen van een aantal gebieden in een droge periode  
*Comparison of the decade runoff of some basins during a dry period*

+  $\Delta R$ ) tegen elkaar uitgezet. Deze bewerking is voor zomer- en winterperioden afzonderlijk uitgevoerd, omdat de invloed van de interceptie, de verdamping en het bergend vermogen in deze seizoenen sterk verschilt. Voor de meeste gebieden vertonen de maandafvoersommen vooral gedurende de winter een redelijke samenhang. De bewerkingstechniek zal met meer succes kunnen worden toegepast naarmate de gebiedseigenschappen onderling beter overeenstemmen. Ook mogen de gebieden waarvan de afvoeren worden gecorreleerd niet op te grote afstand van elkaar liggen, omdat anders verschillen in gebiedsneerslag een rol gaan spelen.

Uit fig. 7.18 blijkt dat na een droge periode de afvoer uit gebied 14 later op gang komt dan die uit gebied 10. Opvallend is dat ondanks het grote bergend vermogen van gebied 12 de afvoer uit dit gebied toch eerder begint dan die uit 10 (ongeveer 35 dagen). Wel is de afvoer uit gebied 10 na korte tijd weer groter dan die uit gebied 12, waar de snel optredende afvoer afkomstig is van een deel van het gebied met een gering bergend vermogen en een sterk terreinverhang (par. 3.2). Verder blijkt uit fig. 7.19 dat het moment van het optreden van zeer lage afvoeren steeds ongeveer samenvalt met eenzelfde grondwaterstand. Voor gebied 10 is bij een gemiddelde grondwaterstand dieper dan 85 cm de afvoer vrijwel steeds kleiner dan 0,04 mm/etm. Voor de gebieden 14 en 12 is ditzelfde het geval bij gemiddelde grondwaterdiepten van resp. 117 en 168 cm. In dergelijke perioden kunnen incidenteel de afvoeren wel groter dan 0,04 mm/etm worden, namelijk indien snelle afvoer-

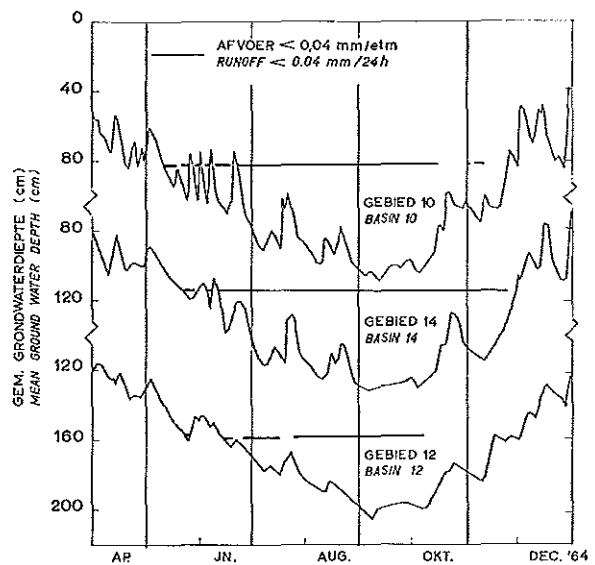


Fig. 7.19. Het verloop van de gemiddelde grondwaterdiepte in de gebieden 10, 12 en 14 waarbij aangegeven de periode met een afvoer kleiner dan 0,04 mm/etm  
*The course of the mean groundwater depth of the basins 10, 12 and 14; the periods with a runoff less than 0.04 mm/24 h are indicated*

componenten een belangrijke rol gaan spelen (bij hoge regenintensiteiten). De afvoer vindt dan ten dele onafhankelijk van de grondwaterstand plaats. Ook blijkt uit de fig. 7.19 en 7.20 dat het moment van bijna droogvallen (afvoer kleiner 0,04 mm/etm) duidelijker met de gemiddelde grondwaterdiepte samenhangt, dan het moment waarop de afvoer na een droge pe-

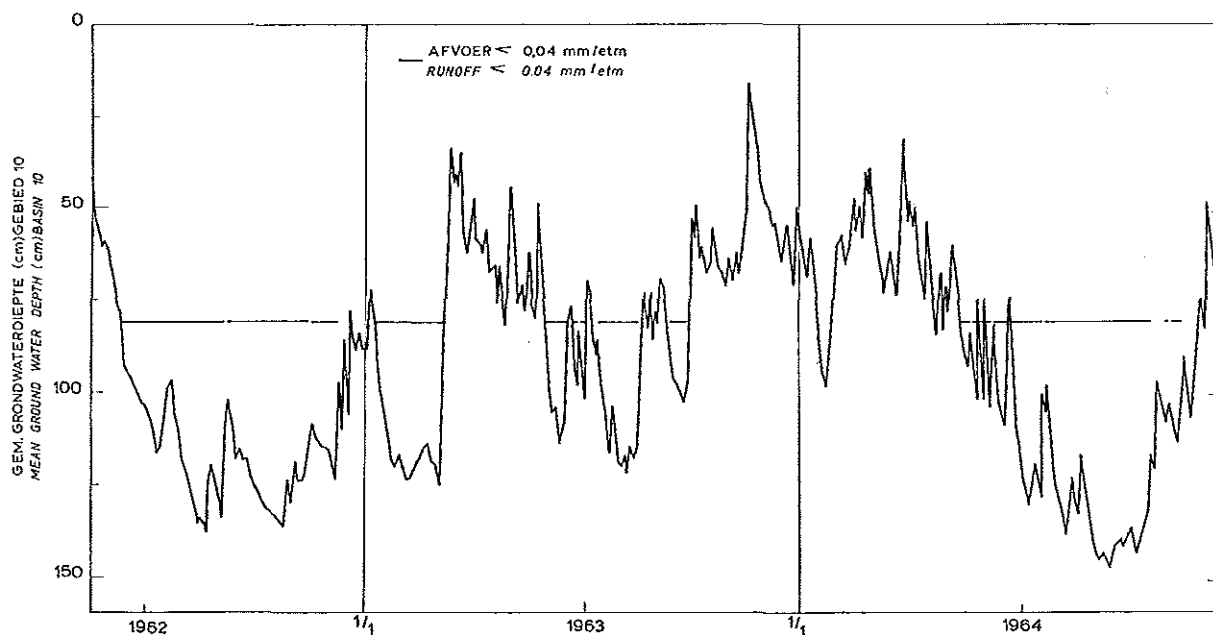


Fig. 7.20. Het verloop van de gemiddelde grondwaterdiepte in gebied 10 waarbij aangegeven de periode met een afvoer kleiner dan 0,04 mm/etm

*The course of the mean groundwater depth of basin 10 and indicated the periods with a runoff less than 0.04 mm/24 h*

riode weer op gang komt. Dit komt speciaal bij gebied 12 tot uiting, maar geldt ook voor gebied 10. Dit verschil treedt op doordat het moment van droogvallen voornamelijk wordt bepaald door de basisafvoer van het hoge gebied, terwijl de afvoer na droge perioden kennelijk afkomstig is van delen van het gebied met een klein bergend vermogen. Voor gebied 14 blijken deze lage delen geen rol van betekenis te spelen.

Het tijdvak waarover geen afvoer optreedt is dus in het algemeen afhankelijk van de periode waarin de grondwaterstand beneden een bepaald niveau daalt. Het aantal droge dagen is in 1964 voor gebied 10 153 dagen en voor de gebieden 12 en 14 resp. 98 en 177 dagen. Hierbij moet nog worden opgemerkt, dat een lange periode van droogvallen meestal gepaard gaat met een aanzienlijke daling van de grondwaterstand beneden de slootbodem. Zo daalt de grondwaterstand bij gebied 14 verder beneden de slootbodem dan die bij de gebieden 10 en 12. In deelrapport 8 wordt besproken welk deel van het leidingstelsel droog valt.

Door de vrij nauwe correlatie tussen grondwaterstand en de zeer lage afvoeren kan de duur van de periode waarover geen afvoer optreedt uit de grondwaterstandsfrequentie worden afgeleid. Dit is van belang omdat de waarnemingsreeksen van de grondwaterstand meestal langer zijn dan die van de afvoeren. Op de frequentie van voorkomen van lage afvoeren wordt in par. 5.3 ingegaan.

## 5. AFVOERFREQUENTIES

### 5.1. ALGEMEEN

Is het nauwkeurig bepalen van afvoeren dikwijls reeds verre van eenvoudig, het vaststellen van de frequentie, waarmee deze afvoeren optreden, is een nog groter probleem. De belangrijkste moeilijkheden, die zich hierbij voordoen, zijn, dat:

- de beschikbare waarnemingsreeksen te kort zijn;
- het waarnemingsmateriaal niet homogeen is doordat de waterhuishoudkundige toestand in een gebied is gewijzigd;
- de nauwkeurigheid van de gegevens te wensen overlaat; dit geldt speciaal voor de lage afvoeren ten gevolge van de invloed van de begroeiing en voor de hoogste afvoeren, omdat deze ten gevolge van opstuwning en inundaties dikwijls niet kunnen worden gemeten;
- het waarnemingsinterval te lang is; dikwijls zijn alleen eenmaal-daagse waarnemingen beschikbaar die voor verschillende frequentiestudies ontoereikend zijn;
- ten gevolge van persistentie de waarnemingen onderling zijn gecorreleerd; deze auto-correlatie schept voor een aantal frequentiestudies extra problemen;
- de afvoerfrequenties moeten worden bepaald voor een situatie waarin de ontwateringstoestand kan zijn veranderd (betere ontsluiting, lagere grondwaterstanden, enz.).

Aan enkele van de genoemde moeilijkheden zal in deze paragraaf aandacht worden besteed. Hierbij zijn

de gegevens op log-normaal papier uitgezet zoals onder andere ook door Fuller is gedaan. In deelrapport 5 is op dezelfde wijze te werk gegaan voor enkele neerslagreeksen. Vele andere bewerkingstechnieken, zoals de Gumbel-methode, de Hazen-methode en de door Forster gebruikte Pearson type III-methode worden in de literatuur uitvoerig beschreven (SUBCOMMITTEE ON HYDROLOGY, 1966a en 1966b). Het frequentie-onderzoek dient te zijn afgestemd op de problemen die worden bestudeerd. Het vaststellen van de overschrijdingskans van hoge afvoerniveaus is van belang bij het bepalen van de maatgevende afvoer voor een leidingensysteem en bij de dimensionering van kunstwerken. Bij het bepalen van de capaciteit van een gemaal en bij het vaststellen van de inhoud van reductie-reservoirs is het bovendien noodzakelijk te weten, hoe lang bepaalde hoge afvoerniveaus worden overschreden.

Bij de studie van de waterinlaatproblemen is het gewenst het aantal dagen te kennen dat speciaal de lage afvoerniveaus worden onderschreden. In verband met de waterkwaliteit geldt dit ook voor de bestudering van de lozing van afvalwater, waarbij de duur dat deze lage niveaus aaneengesloten worden onderschreden vooral van belang is.

Bovendien is het uit landbouwkundig oogpunt noodzakelijk te weten in welke tijd van het jaar bepaalde over- en onderschrijdingen optreden.

Niet voor alle frequentiestudies is het noodzakelijk van daggijfers uit te gaan. De vulling van spaarbek-

kens voor de drinkwatervoorziening kan bijvoorbeeld voldoende nauwkeurig met maandafvoeren worden bestudeerd.

## 5.2. GEBRUIKTE WAARNEMINGS- REEKSEN

Bij het frequentie-onderzoek zijn de volgende waarnemingsreeksen gebruikt:

- meetpunt F<sub>6</sub>, periode 1952 - 1966;
- meetpunt 10, periode 1962 - 1967;
- meetpunt 12, periode 1963 - 1967;
- meetpunt 13, periode 1964 - 1967;
- meetpunt 14, periode 1964 - 1967.

Daarnaast is gebruik gemaakt van de dagneerslaggegevens van het K.N.M.I.-station Winterswijk over de periode 1880 - 1966.

De meeste afvoerreksen zijn te kort om op lange termijn betrouwbare uitspraken over de frequentie van voorkomen te kunnen doen. Dit geldt temeer, daar de jaren 1965 en 1966 zeer nat zijn geweest. Om na te gaan in hoeverre de frequentieverdelingen, verkregen voor de korte perioden, afwijken van die over een groot aantal jaren, zijn in tabel 7.8 voor verschillende tijdvakken de aantallen gemiddeld voorgekomen dagneerslagen vergeleken. Ook in de deelrapporten 5 en 11 wordt op de vergelijking van de diverse tijdvakken ingegaan.

De neerslag hangt vooral in de winterperioden nauw met de afvoer samen. De frequentieverdeling

Tabel 7.8. Gemiddeld aantal dagen per zomer- en winterhalfjaar met een neerslag groter dan (x) mm, berekend voor verschillende perioden

Neerslag (x) mm/etm	Gemiddeld aantal dagen							
	zomerperiode (april-september)				winterperiode (oktober-maart)			
	1881-1965	1952-1965	1962-1965	1964-1966	1880/1881- 1965/1966	1952/1953- 1965/1966	1962/1963- 1965/1966	1964/1965- 1966/1967
5	27,10	29,60	31,00	31,70	24,60	25,00	25,80	34,00
10	10,70	11,40	11,20	12,70	8,67	9,43	11,50	16,30
15	4,52	4,86	5,50	7,67	3,31	3,93	4,50	7,66
20	2,26	2,21	2,25	4,33	1,31	1,50	0,75	1,66
24	1,28	1,21	1,00	1,67	0,65	0,78	0,50	1,00
28	0,76	0,78	0,75	1,67	0,35	0,21	0,25	0,33
30	0,64	0,64	0,50	1,67	0,25	0,14	0,00	0,00
35	0,35	0,28	0,25	1,00	0,10	0,14		
40	0,20	0,21	0,25	0,67	0,05	0,14		
45	0,08	0,07	0,00	0,33	0,04	0,07		
50	0,04	0,07		0,33	0,01	0,00		
	1881-1965	1952-1965	1962-1965	1964-1966	1880/1881- 1965/1966	1952/1953- 1965/1966	1962/1963- 1965/1966	1964/1965- 1966/1967
Precipitation (x) mm/24 h	summer period (April-September)				winter period (October-March)			
	Average number of days							

Table 7.8. Average number of days per summer and winter period with a precipitation exceeding (x) mm, derived for various periods



van de neerslag is dan ook een betrouwbare maatstaf bij de beoordeling van de vraag in hoeverre de verdeling van de afvoeren in een bepaalde periode representatief is voor de gemiddelde afvoerdeling. Geconcludeerd kan worden dat de frequentieverdelingen voor de zomer- en winterperioden over het tijdvak 1962 - 1966 zich redelijk goed bij die voor de langere waarnemingsperiode aansluiten. Hierbij valt het op dat in de jaren 1962 - 1966 in de winter wat meer middelhoge dagneerslagen zijn opgetreden, maar dat geen zeer hoge dagsommen zijn gemeten. Voor de periode 1962 - 1966 stemmen de gemiddelde winter- en zomerneerslagtotalen (resp. 374 en 389 mm) ook goed met de normale hoeveelheden overeen. De normale winter- en zomerneerslagtotalen bedragen voor station Winterswijk resp. 356 en 396 mm (berekend over de periode 1930 - 1960) en resp. 367 en 404 mm (berekend over de periode 1880 - 1966). Ondanks de slechts vier waarnemingsjaren zullen de frequentieverdelingen voor de periode 1962 - 1966 daarom toch een redelijke voorspellingsbasis kunnen zijn. Hetzelfde geldt voor de waarnemingen uit de periode 1952 - 1966, die zelfs nog wat beter bij die van de langjarige periode aansluiten en bovendien het voordeel hebben dat deze reeds een periode van 15 jaar beslaan. De gemiddelde winter- en zomerneerslaghoeveelheden bedragen voor deze periode resp. 352 en 379 mm. Voorts blijkt duidelijk dat, uitgezonderd de zeer hoge neerslagen in de winter, de periode 1964 - 1967 over het gehele neerslagtraject te nat is geweest. Voor de winterperiode blijkt dit ook uit fig. 7.21; de dagneerslagen die aan de hand van deze frequentielijn worden geschat liggen ongeveer 10 à 20 % te hoog. De gemiddelde winter- en zomerneerslagtotalen bedragen

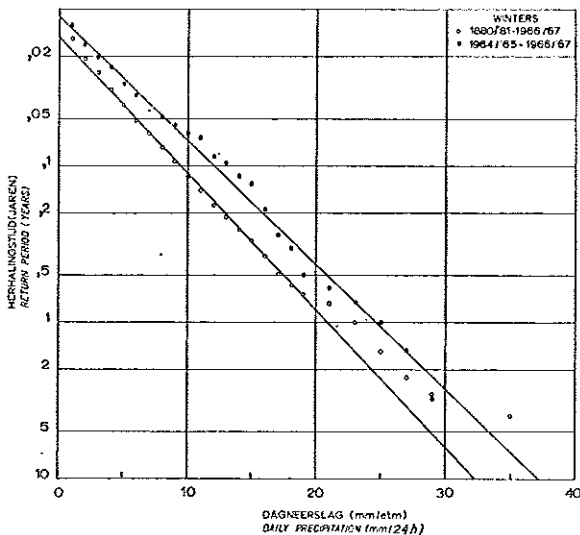


Fig. 7.21. Herhalingsstijd voor het gemiddeld eenmaal voorkomen van een overschrijding van de aangegeven dagneerslagsommen (station Winterswijk)  
Return period for, on the average, one exceedance of the given daily rainfall amounts (station Winterswijk)

voor de periode 1964 - 1967 resp. 470 en 473 mm, dus aanzienlijk meer dan de normale hoeveelheid. Aan de resultaten verkregen voor de periode 1964 - 1967 kan daarom geen absolute waarde worden toegekend, maar wel zullen deze cijfers goed als vergelijkingsmateriaal kunnen worden gebruikt.

Zoals reeds is opgemerkt kunnen de hoogste afvoeren bij de meetpunten 10, 12, 13 en 14 vrijwel steeds nauwkeurig worden gemeten, terwijl dit voor punt  $F_c$  niet het geval is. Bovendien zijn voor dit meetpunt in de jaren 1952 - 1960 de afvoeren niet met een meetinrichting bepaald en staan slechts eenmaal-daagse waarnemingen ter beschikking. Voor de meetpunten 10, 12, 13 en 14 staan geregistreerde gegevens ter beschikking. Aangezien in Nederland ook voor vele andere afvoermmeetpunten slechts eenmaal per dag waargenomen gegevens beschikbaar zijn, zal worden nagegaan welke verschillen optreden, indien bij het frequentie-onderzoek wordt uitgegaan van geregistreerde of van eenmaal-daagse waarnemingen.

### 5.3. FREQUENTIES VAN AFVOERTOPPEN EN DAGAFVOERSOMMEN

In fig. 7.22 zijn voor de meetpunten  $F_c$  en 10 de frequentielijnen voor dag- en topafvoeren getekend. Deze lijnen geven de herhalingsstijd (in jaren) voor het gemiddeld eenmaal optreden van bepaalde dag- en topafvoeren. Door de dagsommen te nemen, worden de afvoertoppen uiteraard afgevlakt. Voor verschillende problemen is het echter van belang de hoogste afvoerniveaus die tijdens een afvoergolf worden overschreden te kennen. Naarmate een afvoergolf smaller is en bepaalde hoge afvoerintensiteiten slechts kort

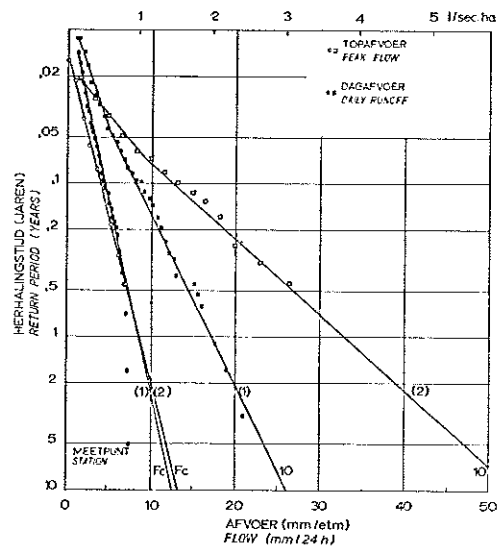


Fig. 7.22. Vergelijking van de herhalingsstijden voor het gemiddeld eenmaal voorkomen van een overschrijding van de aangegeven dag- (1) en topafvoeren (2)  
Comparison of the return periods for, on the average, one exceedance of the given daily runoff (1) and peak flow (2)

worden overschreden, zullen de lijnen van de top- en dagafvoerfrequenties sterker verschillen en elkaar bij een lagere afvoerintensiteit snijden.

In de frequentieverdelingen komen verschillende bodem- en gebiedskenmerken tot uiting. Een relatief groot bergend vermogen (de gebieden 12 en 14) resulteert in het minder frequent voorkomen van hoge dagafvoersommen, terwijl de maximum dagafvoeren ook lager liggen (zie tabel 7.10). In deze gebieden is ook het aantal dagen met een zeer lage afvoer meestal kleiner. Treden echter aanzienlijke ondergrondse verliezen op, dan is het aantal dagen met een zeer lage of geen afvoer wel weer aanzienlijk (gebied 14). Verder neemt de grootte van de dagafvoer per eenheid van oppervlakte meestal af bij een toenemende grootte van een gebied. Op het gebiedsgrootte-effect zal door het ontbreken van de voor een dergelijk onderzoek noodzakelijke gegevens niet worden ingegaan.

Voor de topafvoeren is de afname van de hoogte van de top bij een toeneming van het bergend vermogen wat minder duidelijk (fig. 7.23). In deze figuur zijn de frequentielijnen voor de afvoertoppen in de winter over de periode 1964 - 1967 getekend. Bij meetpunt 12 treden hoge afvoertoppen op, niettegenstaande het feit dat het gebied over het geheel genomen een groot bergend vermogen heeft. De hoge toppen worden veroorzaakt door een klein deel van het gebied met een zeer gering bergend vermogen (par. 4.5). Om een juiste indruk te verkrijgen van de bodem- en gebiedseigenschappen moeten dus zowel de topafvoer- als de dagafvoerfrequenties worden bekeken.

Zoals in de vorige paragraaf is besproken, laten de

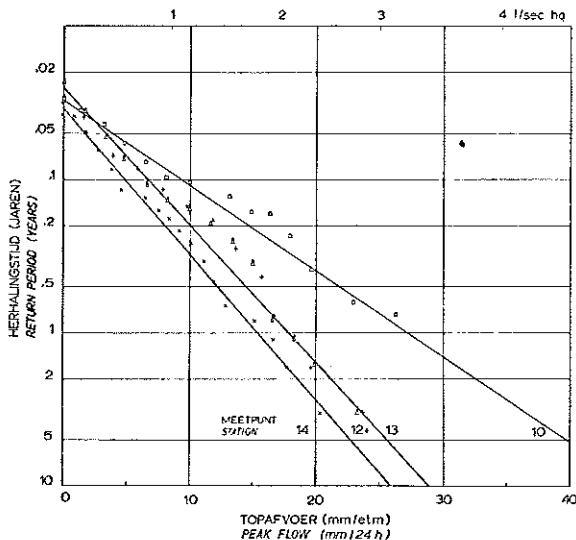


Fig. 7.23. Vergelijking van de herhalingstijden voor een aantal meetpunten voor het gemiddeld eenmaal voorkomen van een overschrijding van de aangegeven topafvoeren

Comparison of the return periods for various gauging stations for, on the average, one exceedance of the given peak flows

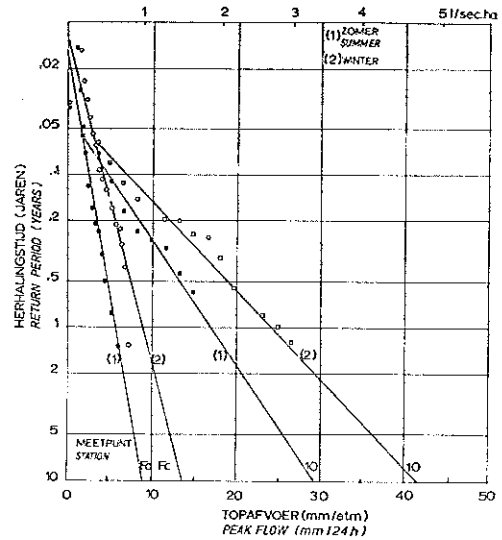


Fig. 7.24. Herhalingstijden van het gemiddeld eenmaal voorkomen van een overschrijding van de aangegeven topafvoeren voor de meetpunten  $F_c$  en 10, berekend voor de in hydrologisch opzicht representatieve periode 1962 - 1966. Return periods for, on the average, one exceedance of the given peak flows for the gauging sites  $F_c$  and 10, calculated for the from hydrological point of view representative period 1962 - 1966

lijnen voor de periode 1964 - 1967 geen sterke extrapolatie toe. Daarom zijn in fig. 7.24 voor de meetpunten 10 en  $F_c$  frequentielijnen getekend voor de periode 1962 - 1966, welke periode, zoals in de vorige paragraaf is besproken, goed bij het langjarige tijdvak 1880 - 1966 aansluit. Ondanks de slechts vierjarige waarnemingsperiode zullen de gegevens van de periode 1962 - 1966 redelijk betrouwbaar kunnen worden geëxtrapolerd. Voor  $F_c$  wijken de gegevens voor de periode 1952 - 1966 slechts weinig van die voor de periode 1962 - 1966 af en geven bij extrapolatie iets hogere waarden. Wel wijken voor meetpunt  $F_c$  de punten boven 7 mm/etm af, omdat de duiker waardoor het overtollige water van de Leerinkbeek op de Berkel wordt geloosd geen grotere afvoercapaciteit heeft. In een korte waarnemingsperiode kunnen bovendien afvoeren optreden die een veel geringere frequentie van voorkomen hebben dan de lengte van de betreffende periode; de juiste ligging van deze punten is dan onzeker. Extrapolatie van de frequentielijnen moet dan ook bij voorkeur uit de middelhoge afvoeren plaats vinden.

Voor vele andere meetpunten kunnen eveneens de hoogste afvoeren sterk afwijken. De afwijkingen zijn geringer naarmate de afvoeren nauwkeuriger kunnen worden gemeten.

Verder valt in fig. 7.24 op dat voor meetpunt 10 min of meer een knik in de frequentielijn optreedt bij een afvoer van ongeveer 1 l/sec.ha. Dit wordt waarschijnlijk veroorzaakt doordat beneden dit afvoerniveau de afvoer wordt beheerst door de langzame

component (grondwaterafvoer), terwijl boven dit niveau de snelle afvoercomponenten (oppervlakte en oppervlakkige afstroming) overheersen.

Voorts valt het op dat bij verschillende frequentieverdelingen voor de periode 1962 - 1966 de middel-hoge afvoeren te sterk zijn vertegenwoordigd. Dit stemt overeen met de neerslagfrequentie voor dezelfde periode waarin relatief veel middelgrote dagneerslagen (10 - 15 mm/etm) voorkomen.

Bij extrapolatie van de lijn in fig. 7.24 blijkt, dat voor gebied 10 een afvoerintensiteit van 4,8 l/sec.ha gemiddeld eenmaal per 10 winterperioden zal worden bereikt of overschreden. Dit correspondeert redelijk met de gegevens van de fig. 7.6 en 7.21. Uit de neerslagfrequentielijn van fig. 7.21 blijkt, dat een neerslag van 32,1 mm/etm gemiddeld eenmaal per 10 winterperioden wordt bereikt of overschreden, terwijl bij deze neerslaghoeveelheid in fig. 7.6 een afvoertop van 5,0 l/sec.ha wordt gevonden. Accepteren wij een veel grotere onnauwkeurigheid en wordt naar de afvoertop geëxtrapolerd met een herhalingsstijd van gemiddeld eenmaal per 100 jaar (6,8 l/sec.ha), dan stemmen beide schattingen eveneens goed overeen (resp. 43,7 mm neerslag volgens fig. 7.21 bij een afvoertop volgens fig. 7.6 van 6,9 l/sec.ha). Een volledige overeenstemming valt overigens niet te verwachten omdat fig. 7.6 is gebaseerd op regenbuien en fig. 7.21 op dagsommen.

De vraag kan worden gesteld of de frequentielijnen ook voor de kleine overschrijdingskansen lineair mogen worden geëxtrapolerd. In dit geval is hier van uitgegaan omdat de neerslagfrequentielijnen over een lange periode ook redelijk lineair blijken te zijn (fig. 7.21) en er een duidelijke samenhang tussen beide

frequentieverdelingen bestaat; dit geldt vooral voor perioden waarin de niet-lineaire processen van minder belang zijn. Dit laatste is eerder het geval in de winter dan in de rest van het jaar. Voor de zomer- en jaarneerslagfrequentielijnen is de gevolgde redenering dan ook niet aanvaardbaar.

Tenslotte is de verhouding vastgesteld tussen de dagneerslagen met een herhalingsstijd van respectievelijk gemiddeld eenmaal per winterperiode, eenmaal per 10 winterperioden en eenmaal per 100 winterperioden (tabel 7.9); ditzelfde is ook voor de topafvoeren van de gebieden 10, 12, 13, 14 en  $F_0$  gedaan. Uiteraard brengt de extrapolatie van de afvoercijfers een grotere onzekerheid met zich mee. Ongeveer dezelfde verhoudingsgetallen als in tabel 7.9 zijn ook voor een aantal andere beken in de Achterhoek gevonden (deelrapport 1). De vrij constante verhouding tussen de verschillende afvoerfrequenties is statistisch verklaarbaar wanneer de afvoeren negatief exponentieel zijn verdeeld (v. KREGTEN, 1967; PÖTTGENS, 1967). Het verhoudingsgetal lijkt hoger te liggen naarmate de afvoer uit een gebied sterker door de snelle afvoercomponenten wordt bepaald (meetpunt 10).

Tot nu toe is voornamelijk aandacht besteed aan de frequentieverdeling van de hoge afvoeren, maar ook die van de lage afvoeren is van belang (par. 5.1). Uit tabel 7.10 blijkt, dat voor gebied 10 in het zomerhalfjaar de dagafvoer op circa 80 dagen kleiner is dan 0,1 mm. In het winterhalfjaar is dit 75 dagen het geval. Deze gegevens zijn gebaseerd op de waarnemingsperiode 1962 - 1966 waarvan de neerslagverdeling goed met die van de periode 1880 - 1966 overeenstemt (par. 5.2). Voor de meetpunten 12 en  $F_0$  treden minder dagen met dergelijke lage afvoeren op.

Tabel 7.9. De afvoer en neerslag bij verschillende herhalingsstijden ( $T$ ) en de afvoer-neerslagverhoudingen

		Afvoer (l/sec.ha)				Neerslag (mm/etm)			
		1962/'63-1965/'66		1964/'65-1966/'67		1880/'81-1966/'67	1964/'65-1966/'67		
		Gebied		Gebied				Station	
		10	$F_c$	10	12	13	14	Winterswijk	
Herhalingsstijd (winter)	1 (= $T_1$ )	2,8	1,2	3,2	2,1	2,1	1,7	20,8	24,5
Return period (winter)	10 (= $T_{10}$ )	4,8	1,6	5,9	3,3	3,3	2,9	32,1	37,1
	100 (= $T_{100}$ )	(6,8)	(2,2)	—	—	—	—	43,7	—
Verhouding	$T_{10}/T_1$	1,7	1,4	1,8	1,6	1,6	1,7	1,5	1,5
Ratio	$T_{100}/T_1$	(2,4)	(1,9)	—	—	—	—	2,1	—
		10 Basin		10	12	13	14	Station Winterswijk	
		1962/'63-1965/'66		1964/'65-1966/'67				1880/'81-1966/'67	1964/'65-1966/'67
		Discharge (l/sec.ha)		Precipitation (mm/24 h)					

Table 7.9. The discharge and precipitation for various return periods ( $T$ ) and the discharge-precipitation ratios

Tabel 7.10. Gemiddeld aantal dagen per zomer- en winterhalfjaar met een afvoer lager dan de aangegeven waarden

Afvoer (mm/etm)	Periode											
	1 april 1964 - 1 april 1967								1 april 1962 - 1 april 1966			
	zomerperiode				winterperiode				zomerperiode		winterperiode	
	gebied				gebied				gebied		gebied	
	10	12	13	14	10	12	13	14	F <sub>c</sub>	10	F <sub>c</sub>	10
0,1	57,3	31,8	46,5	57,6	40,2	14,4	34,2	43,5	50,7	80,9	58,1	76,8
0,3	97,5	57,3	78,5	88,2	71,0	46,6	51,7	75,2	87,5	114,6	79,5	101,7
0,5	112,0	95,2	100,8	120,0	87,7	76,8	76,8	92,8	115,1	130,3	103,9	115,8
1,0	140,5	141,6	133,6	152,4	111,6	115,4	107,6	120,3	151,9	150,4	143,1	136,5
1,5	153,2	162,5	152,4	166,3	125,4	134,3	126,7	139,4	165,8	160,7	154,3	149,6
2,0	153,5	169,5	160,1	174,4	137,4	151,2	138,5	153,2	173,3	166,2	162,0	157,1
3,0	168,7	175,7	170,7	180,1	151,8	166,2	155,6	168,0	177,5	174,2	169,6	166,0
5,0	176,8	180,6	177,7	183,0	165,6	174,0	170,4	176,7	182,3	179,7	176,5	173,4
10,0	181,0		181,7		176,0	181,3	179,3	182,0	183,0	182,5	182,0	178,2
16,0	182,3	183,0			180,7	182,0	182,0			182,8		180,9
20,0	182,6		183,0		182,0							181,8
22,0	183,0									183,0		182,0
	10	12	13	14	10	12	13	14	F <sub>c</sub>	10	F <sub>c</sub>	10
	basin				basin				basin		basin	
	summer period				winter period				summer period		winter period	
	1 April 1964 - 1 April 1967								1 April 1962 - 1 April 1966			

Runoff  
(mm/24 h)

Period

Table 7.10. Average number of days per six summer and winter months with a runoff less than the indicated values

Deze cijfers zijn met name van belang indien voor infiltratiedoeleinden of anderszins water aan het leidingstelsel wordt onttrokken. Aan tabel 7.10 kan geen informatie worden ontleend over de lengte van aaneengesloten perioden met afvoeren beneden een bepaald niveau. De kans van optreden van dergelijke perioden is, behalve voor de waterinlaat, ook van belang bij de beoordeling van de lozingsmogelijkheden van afvalwater, dit in verband met de waterkwaliteit. Dit aspect zal nog nader moeten worden bestudeerd, omdat uitspraken ten aanzien van dit punt door de beperkte lengte van de beschikbare waarnemingsreeksen nog niet mogelijk waren.

#### 5.4. GEREГИСТРЕERDE EN DAGELIJKSE WAARNEMINGEN

Voor vele afvoermeetpunten moeten frequentieonderzoekingen noodgedwongen worden uitgevoerd aan de hand van eenmaal per dag waargenomen waterstanden, omdat continu geregistreeerde standen ontbreken. Welk effect dit heeft op de ligging van de frequentielijnen zal worden nagegaan voor een meetpunt met hoge, kort durende afvoergolven en één met relatief brede en lage golven (resp. de meetpunten 13 en F<sub>c</sub>). Uit de fig. 7.25 en 7.26 blijkt dat zoals te verwachten was de frequentielijnen voor meetpunt 13 het sterkst door het waarnemingsinterval worden be-

invloed. Bovendien komt de invloed veel duidelijker tot uiting in de frequentielijnen van de afvoertoppen dan in die van de dagafvoersommen. Bij meetpunt F<sub>c</sub>

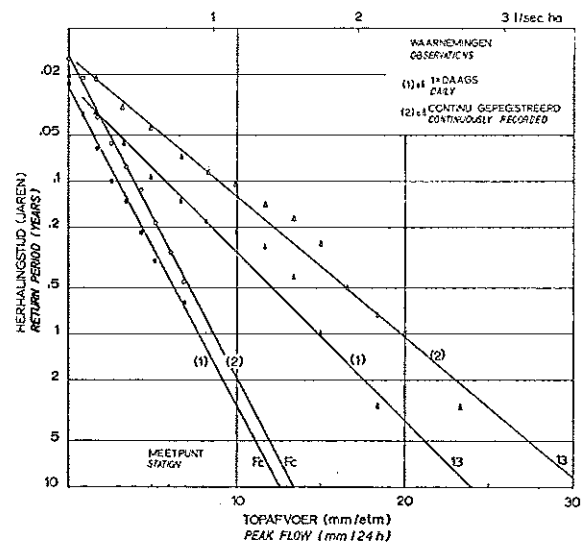


Fig. 7.25. Vergelijking van de herhalingstijden van de meetpunten F<sub>c</sub> and 13, voor topafvoeren welke zijn berekend uit eenmaal per dag en continu verrichte waarnemingen  
Comparison of the return periods of peak flows for the gauging stations F<sub>c</sub> and 13, which have been derived from daily and continuous records resp.

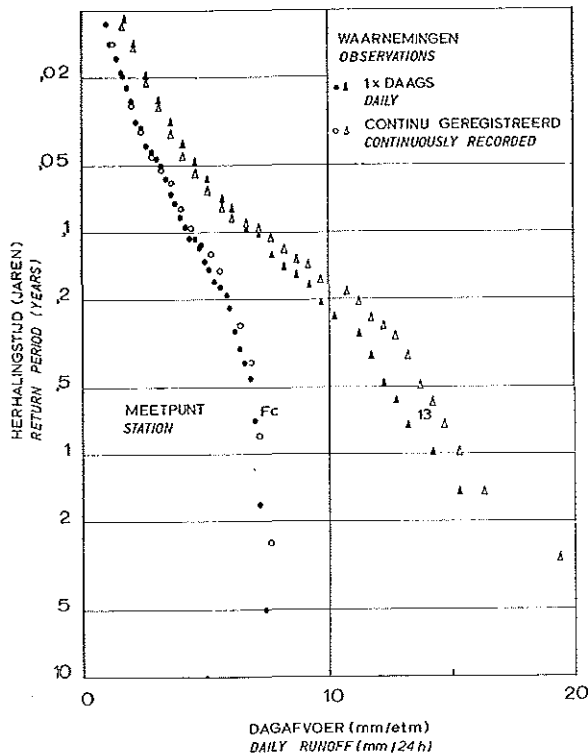


Fig. 7.26. Vergelijking van de herhalingsjiden van de meetpunten  $F_c$  en 13 voor dagsommen, welke zijn berekend uit eenmaal per dag en continu verrichte waarnemingen  
*Comparison of the return periods of daily runoff for the gauging stations  $F_c$  and 13 which have been derived from daily and continuous records resp.*

komen de verschillen voor de hoogste afvoeren niet naar voren, omdat onder die omstandigheden inundaties optreden. De verschillen tussen de frequentielijnen, opgesteld aan de hand van geregistreeerde en eenmaal-daagse waarnemingen, hangen dus samen met de vorm van de afvoergolf of met andere woorden met de bodem- en gebiedseigenschappen. In het algemeen zullen de verschillen bij grote stroomgebieden kleiner zijn dan bij kleine gebieden.

### 5.5. AUTO-CORRELATIE

De onderlinge samenhang van de getallen in een waarnemingsreeks wordt auto-correlatie genoemd en is een gevolg van de persistentie. Vertoont een waarnemingsreeks een sterke auto-correlatie dan is deze voor het doen van bepaalde frequentie-uitspraken minder geschikt, omdat een dergelijke reeks uit statistische overwegingen niet betrouwbaar kan worden geëxtrapoleerd. Bij het afvoeronderzoek wordt zoals reeds enige malen is besproken dikwijls met de frequenties van de afvoertoppen en van de dagafvoersommen gewerkt. In fig. 7.27 is aangegeven op welke wijze voor reeksen van dagafvoersommen de auto-correlatie afneemt, indien bij het opstellen van de frequentielijnen niet

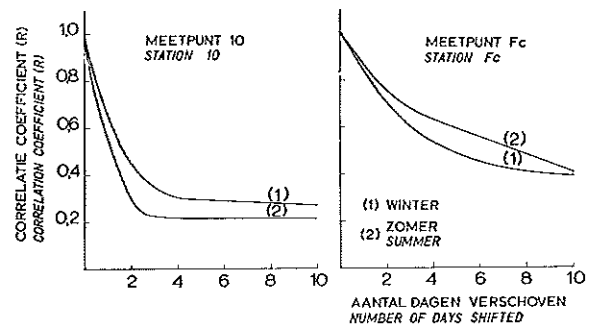


Fig. 7.27. De afname van de auto-correlatie coëfficiënt ( $R$ ) van een reeks van dagafvoeren, tengevolge van de opschuiving van de waarnemingen  
*The decrease of the auto-correlation coefficient ( $R$ ) of a serie of daily runoff as a result of the shift of the observations*

van alle waarnemingen gebruik wordt gemaakt, maar van resp. één waarneming per 2, 3, 5 en 10 dagen. Bij de berekening wordt de reeks ten opzichte van de oorspronkelijke een bepaald aantal dagen verschoven, waarna de correlatie van de reeksen wordt bepaald. De correlatie-coëfficiënt  $R$  is voor een gebied met vlakke afvoergolven (meetpunt  $F_c$ ) duidelijk groter dan voor een gebied met kort durende, hoge golven (meetpunt 10). Worden de frequentielijnen van de dagsommen opgesteld aan de hand van alle waarnemingen en van resp. één waarneming per 2, 3, 5 en 10 dagen, dan blijken echter deze lijnen, ondanks de vastgestelde auto-correlatie, toch goed samen te vallen. Het is dan ook waarschijnlijk dat de auto-correlatie van de afvoerreeksen van weinig invloed is op de ligging van de frequentielijnen, maar alleen de betrouwbaarheid van uitspraken over de kans van optreden beïnvloedt. Een frequentielijn van de dagafvoersommen geeft bijvoorbeeld aan dat in een waarnemingsperiode van 10 jaren 10 dagsommen groter dan 8 mm voorkomen. Hieraan mag echter niet de conclusie worden verbonden dat een dergelijke dagsom dan ook gemiddeld ieder jaar wordt overschreden. De 10 dagen met een afvoer groter dan 8 mm zullen in de regel namelijk gecombineerd voorkomen, bijvoorbeeld tijdens één of twee afvoergolven.

De frequentieverdeling van de afvoertoppen levert wél een goede schatting van het gemiddeld aantal overschrijdingen per jaar op. De toppen liggen meestal meer dan vijf dagen uit elkaar en de auto-correlatie van de toppenreeksen is veel kleiner dan die van de dagafvoersommen. De toppenfrequentie verschaft echter geen informatie over de tijd gedurende welke bepaalde afvoerniveaus worden overschreden. Wel is in fig. 7.8 (par. 3.3) voor een aantal gebieden het gemiddelde verloop van een afvoergolf met een hoogste afvoerintensiteit tussen 1,5 en 2,0 resp. 2,0 en 2,5 l/sec.ha aangegeven. Een meer gedetailleerde studie van de overschrijdingsduur van bepaalde niveaus is echter noodzakelijk.

## 6. SLOTBESCHOUWING

Reeds in de inleiding is erop gewezen dat het afvoeronderzoek op twee principiële verschillende wijzen kan worden aangepakt. Er kan worden uitgegaan van:

- een bepaalde grondwaterstand, die slechts met een zekere frequentie mag worden overschreden;
- de afvoeren, zoals deze in de bestaande toestand zijn gemeten.

Onder andere door BLOEMEN (1968) is een berekeningstechniek opgesteld die op het eerstgenoemde principe is gebaseerd. Onder gebruikmaking van berekende of aangenomen bodem- en gebiedseigenschappen worden bij een bepaalde neerslaghoeveelheid de afvoer en het bijbehorende slootpeil berekend. Als beperking van deze methode moet worden genoemd dat deze in principe alleen betrekking heeft op de grondwaterafvoer en dat in gebieden waar onder bepaalde omstandigheden oppervlakkige- en oppervlakte-afvoeren optreden, deze niet worden verdisconteerd. Deze methode zal ook moeilijkheden kunnen ondervinden voor gronden met diepe grondwaterstanden waar het directe contact tussen grondwaterstand en bodemvocht geheel of gedeeltelijk ontbreekt.

Wordt van het in de bestaande toestand gemeten afvoerproces uitgegaan, dan hangen de resultaten van de berekening met de aanwezige ontwateringstoestand samen. Dit geldt zowel voor de neerslagafvoerrelaties als voor de afvoerfrequenties en de afvoermodellen, die aan de hand van gemeten afvoeren worden opgesteld. Uitspraken over het afvoerproces na eventuele wijzigingen van de bestaande hydrologische toestand kunnen dan ook niet zonder meer worden gedaan. Wordt van het gemeten afvoerproces uitgegaan dan doet zich dikwijls de moeilijkheid voor dat de hoogste afvoeren niet kunnen worden gemeten, omdat de afvoercapaciteit van het bestaande leidingstelsel te gering is en inundaties optreden.

Onder deze omstandigheden kan ook water buiten het meetpunt om tot afstroming komen. Wordt de afvoercapaciteit in een dergelijk gebied vergroot dan worden allereerst de tijdelijke bergingsmogelijkheden weggenomen, hetgeen een verhoging van de topafvoer tot gevolg heeft. DE JAGER (1965) die voor natte winterperioden een afvoermodel heeft opgesteld aan de hand van gemeten afvoeren, schat de tijdelijk geborgen hoeveelheid neerslag en berekent vervolgens de afvoertop die na verbetering zal optreden. Een vergroting van de bergingsmogelijkheden in de grond is dan nog niet in rekening gebracht. Dit kan bijvoorbeeld geschieden door de parameters van het afvoermodel te wijzigen.

BON (1967) die gemeten en geschatte hoogste afvoeren van een groot aantal beken in de Achterhoek vermeldt, brengt geen correcties voor deze inundaties aan hetgeen onjuist is. Ook is de juistheid van de

door Bon geschatte hoogste afvoeren en van de vastgestelde relaties discutabel.

Wordt de grondwaterstand zo sterk verlaagd dat gedurende de hele winter een groot bergend vermogen beschikbaar is, dan zal de frequentieverdeling van de afvoeren veranderen. Dit geldt met name voor de lage en middelhoge toppen; voor de hoogste toppen is dit echter twijfelachtig. De vraag is namelijk of van de hoogste neerslagen die uiteraard met een geringe frequentie voorkomen, in natte perioden nog een aanzienlijk deel in de grond kan worden geborgen. Is dit niet het geval dan zullen hogere afvoertoppen dan vroeger optreden, omdat toen onder zeer natte omstandigheden een deel van de neerslag vertraagd tot afvoer kwam (inundaties). Na de verbetering van de afwatering zullen deze niet meer optreden en door de aanwezige grotere afvoercapaciteit van het leidingstelsel kunnen de toppen hoger uitvallen.

Niet in alle gebieden zal door een verlaging van het slootpeil de grondwaterstand voldoende kunnen worden verlaagd om het noodzakelijke bergend vermogen te realiseren (deelrapporten 9 en 11). Met name voor het bodemtype in het oostelijk deel van het Leerinkbeekgebied, waar de ondoorlatende basis op geringe diepte beneden maaiveld voorkomt, is dit niet mogelijk. In andere gevallen zal het instellen van lage slootpeilen bezwaren ontmoeten door de aanwezigheid van droogtegevoelige gronden. Op deze gronden zal men de kans op verdroging immers niet willen vergroten. Ook indien door slecht slootonderhoud, verkeerd stuwbeheer en dergelijke, de gewenste lage slootpeilen en grondwaterstanden op een bepaald moment niet aanwezig zijn, neemt direct de kans op hoge afvoeren toe. Opgemerkt moet nog worden, dat een groter bergend vermogen niet alleen door een verbetering van het afwateringssysteem wordt verkregen, maar ook een gevolg kan zijn van een kunstmatige onttrekking van grondwater (waterwinning). Een voorbeeld hiervan is in par. 4.4 besproken. Op welke wijze voor de gehele Achterhoek met de toekomstige wateronttrekking rekening moet worden gehouden zal nader moeten worden bestudeerd en is uiteraard afhankelijk van de spreiding van de winplaatsen over het gebied.

Een ander punt dat nog een nadere studie vereist is de lozing van overstortwater van rioleringsystemen. De lozing kan de oorzaak zijn van hogere afvoertoppen. Dit geldt alleen indien het overstortwater direct op het leidingstelsel wordt geloosd en niet tijdelijk in reductiereservoirs wordt geborgen.

Geconcludeerd kan worden dat voor elk geval afzonderlijk dient te worden nagegaan in hoeverre de afvoerfrequentiefijnen, opgesteld voor de niet verbeterde toestand, ook voor de toekomst geldig zijn. Hierbij spelen factoren die deze voorspellingen te laag zowel als te hoog kunnen doen uitvallen een rol.

De verandering van het bergend vermogen als ook de uitbreiding van de grondwaterwinning en de toekomstige lozing van overstortwater zijn onzekere factoren.

In het oosten van de Achterhoek zullen door een verbetering van de ontwateringstoestand geen grote wijzigingen optreden, zeker niet ten aanzien van de hoogste toppen. De voor deze gebieden opgestelde afvoersfrequenties zullen dus hun geldigheid blijven behouden. Voor dit deel van het gebied is het gewenst op grotere schaal dan thans gebruik te maken van reductiereservoirs. Door de afvoercapaciteit van de beek reeds boven in het gebied op bepaalde plaatsen te fixeren, kan het principe van de beheerste overstroming worden toegepast. Juist voor dit gebied is een dergelijke oplossing aantrekkelijk, omdat weliswaar hoge afvoertoppen optreden, maar de hoge niveaus slechts zeer kort worden overschreden. Bovendien zijn meestal wel geschikte mogelijkheden voorhanden om dergelijke reservoirs aan te leggen. Uiteraard zijn de opgestelde afvoersfrequenties benedenstrooms van eventuele reductiebekken niet meer geldig.

In hoeverre ook in andere gebieden het gebruik van reductiereservoirs eventueel gecombineerd met de functie van spaarbekken voor de drinkwatervoorziening mogelijk is, zal nog verder moeten worden nagegaan.

## 7. CONCLUSIES EN AANBEVELINGEN

- Een gedetailleerde analyse van het afvoerproces vereist een nauwkeurige meting van zowel de hoge als de lage afvoeren. Daarom moet bij de afvoerbepaling bij voorkeur gebruik worden gemaakt van kunstwerken en registrerende apparatuur;
- de verschillen tussen de afvoerverlooptijnen van de diverse gebieden kunnen uit de bodem- en gebiedseigenschappen (bergend vermogen, grondwaterdiepte, terreinhelling) worden verklaard. Het afvoerverloop kan goed worden getypeerd door de vertragingstijd, het verloop van de basisafvoer en het tijdstip van optreden en de hoogte van de afvoertoppen;
- in de winter vertonen de afvoertoppen van de meeste gebieden een redelijke samenhang. In de zomer is dit in veel mindere mate het geval. Ook vertonen de afvoeren van de verschillende gebieden op willekeurig gekozen tijdstippen binnen een dag, uitgezonderd voor de lage afvoerniveaus, slechts een geringe samenhang;
- de topafvoeren in het meest oostelijke gebiedsdeel liggen relatief hoog. Gemiddeld 1 x per 10 winterperioden wordt een afvoer van 4 à 5 l/sec.ha bereikt of overschreden. De overschrijdingsduur van de hoge afvoerniveaus is echter zeer kort en de hoge afvoeren lenen zich in principe goed om tijdelijk in reductiereservoirs te worden geborgen;
- voor de winter bestaat een redelijke correlatie tussen de topafvoer en de neerslaghoeveelheid, echter alleen voor het oostelijk deel van het gebied;
- het tijdstip van optreden van de afvoertoppen in het bovenstrooms gelegen gebied vormt een goede voorspellingsbasis voor het optreden voor de afvoertoppen in het benedenstrooms gelegen gebied. Hiervoor zijn evenwel niet alle meetpunten geschikt. Tussen de looptijden van een afvoergolf treden in de zomer en winter duidelijke verschillen op. Indien de afvoer zeer snel op de neerslag reageert kan het grondwaterstandverloop of het neerslagpatroon beter als voorspellingsbasis worden gekozen, waardoor meer tijd beschikbaar is om eventuele maatregelen te treffen. Het verdient aanbeveling voor een groot aantal gebieden de loopsnelheid en afvlakking van afvoergolven nader te bestuderen. De grondwaterstand is bovendien een goede maatstaf voor het instellen van het zomer- en winterstuwpeil;
- de hoeveelheid neerslag die in de zomer via de beek wordt afgevoerd varieert voor de diverse stroomgebieden gemiddeld van 20 tot 30 %; in de winter varieert dit percentage van 50 tot 70 %. De verschillen tussen de gebieden zijn voornamelijk het gevolg van de verschillen in bergend vermogen, kunstmatige wateronttrekking en ondergrondse afvoer;
- uit de afvoeren van één of een beperkt aantal hoofdafvoermeters kunnen de afvoersommen van andere gebieden worden bepaald, omdat de afvoersommen van de verschillende gebieden goed samenhangen. Deze samenhang is beter naarmate de bodem- en gebiedseigenschappen een grotere overeenkomst vertonen. Bij korte periode-lengten is een aanpassing van het begin en het einde van de perioden aan het neerslag- en afvoerverloop nodig. Tevens is een correctie gewenst voor verschillen in afvoerbare neerslaghoeveelheid. Bij lage afvoerniveaus kan deze correctie worden bepaald uit de *j*-waarde van het afvoerverloop en de afvoerintensiteit aan het begin en het einde van een periode. Voor hoge afvoerniveaus kan de correctie niet op deze wijze worden bepaald, omdat dan geen sprake is van een enkele *j*-waarde;
- voor de afvoersommen over winterhalvaren bestaat een goed verband met de gemiddelde grondwaterstand, welk verband het beste door hyperbolische of exponentiële functies kan worden weergegeven. Voor korte perioden (14-daagse en maandperioden) is voor gebieden met een snelle reactie op de neerslag nauwelijks van enige correlatie tussen de genoemde grootheden sprake;
- bij de bestudering van de mogelijkheden tot water-

- inlaat en de lozing van afvalwater is de frequentieverdeling van de lage afvoeren van belang. In de periode april 1962 tot en met maart 1966 is, voor een gebied met een snelle reactie op de neerslag (gebied 10; oppervlakte 640 ha), de afvoer op gemiddeld 158 dagen per jaar kleiner dan 0,1 mm geweest. Voor het Leerinkbeekgebied als geheel (oppervlakte 5200 ha) was dit op rond 110 dagen het geval. Naast de totale onderschrijdingsduur zijn ook de lengten van de perioden met een dagafvoer beneden een bepaald niveau van belang;
- de afvoerfrequenties en de neerslag-afvoerverhoudingen gelden in principe steeds voor een bepaalde ontwateringstoestand. Wordt deze toestand gewijzigd, dan moet worden nagegaan wat hiervan de consequenties zijn voor de opgestelde frequentieverdelingen en neerslag-afvoerverhoudingen. Zowel afvoerverhogende als afvoerverlagende factoren spelen hierbij een rol;
  - het optreden van zeer lage afvoeren en het droogvallen van bepaalde sloten en beken hangt met de grondwaterdiepte samen. Dit levert de mogelijkheid op om de duur van het optreden van deze lage afvoeren en het droogvallen van leidingen uit de frequentieverdeling van de grondwaterdiepte af te leiden. Dit is een voordeel omdat de grondwaterstandgegevens meestal over een langere reeks van jaren beschikbaar zijn dan gegevens over de lage afvoeren;
  - de frequentielijnen opgesteld voor de periode 1962 - 1966 kunnen redelijk betrouwbaar worden geëxtrapoleerd; de lijnen voor de periode 1964 -

- 1967 kunnen echter slechts voor een onderlinge vergelijking van de verschillende gebieden dienen;
- in de afvoerfrequenties komen verschillende bodem- en gebiedseigenschappen naar voren. Bij de vergelijking van de afvoerfrequenties voor de diverse gebieden moet tevens met de gebiedsgrootte en de ondergrondse verliezen rekening worden gehouden;
- de frequentielijnen voor de afvoertoppen geven, in gebieden met een snelle reactie op de neerslag, bij extrapolatie aanleiding tot aanzienlijk hogere afvoeren dan de frequentielijnen voor de dagafvoersommen;
- de afvoerfrequenties opgesteld aan de hand van geregistreerde en eenmaal-daagse waarnemingen kunnen aanzienlijk verschillen. Dit geldt in de eerste plaats voor de afvoertoppen en in mindere mate ook voor de dagafvoersommen. In snel reagerende gebieden zijn deze verschillen groter dan in langzaam reagerende gebieden;
- de frequentielijnen van de dagafvoersommen opgesteld voor reeksen met een sterke en een geringe auto-correlatie, vallen goed samen. De auto-correlatie van de dagafvoersommen is waarschijnlijk alleen van invloed op de betrouwbaarheid van de frequentie-uitspraken. Dit punt dient echter nog nader te worden bestudeerd;
- de frequentielijnen voor de topafvoeren lenen zich goed voor het vaststellen van het gemiddeld aantal malen dat bepaalde afvoerniveaus worden bereikt of overschreden.

## LITERATUUR

- BLOEMEN, G. W. 1968. Een berekening van de maatgevende afvoer voor de gronden in de Gelderse Achterhoek. Nota I.C.W. 451.
- BON, J. 1967. Hoge beekafvoeren in de Achterhoek. Waterschapsbelangen 52, 11: 157-166.
- 1968a. Gebruik van afvoerverhoudingen bij het bepalen van de maatgevende afvoer in grotere stroomgebieden. Waterschapsbelangen 53, 3: 33-39.
  - 1968b. Afvoer en berging in verband met beekverbetering, toegelicht aan het stroomgebied van de Lunterse beek. Med. I.C.W. 107.
- COLENBRANDER, H. J. 1964. De invloed van de wateronttrekking door het pompstation „Olden Eibergen” op de grondwaterstand. Comm. Waterbehoefte Gelderland, interne nota.
- JAGER, A. W. DE. 1965. Hoge afvoeren van enige Nederlandse stroomgebieden. Proefschrift Landbouwhogeschool, Wageningen.
- KRAYENHOFF VAN DE LEUR, D. A. 1958. A study on non-steady groundwater flow with special reference to a reservoir coefficient. De Ingenieur 70: B 87 - B 94.
- KREGTEN, S. J. v. 1967. Bestaan er vaste verhoudingen tussen afvoeren van bepaalde frequenties. Werkgroep Afvloeiingsfactoren, interne nota.
- PÖTTGENS, J. 1967. Toelichting op nota: Bestaan er vaste verhoudingen tussen afvoeren van bepaalde frequenties. Werkgroep Afvloeiingsfactoren, interne nota.
- RIJKSINSTITUUT voor de Drinkwatervoorziening. 1968. Grondwaterwinning in de provincie Overijssel (voorlopige conclusies).
- SUBCOMMITTEE on Hydrology. 1966a. Methods of flow frequency analysis. Soil Conservation Service U.S.
- 1966b. Statistical methods in hydrology. Proc. Hydrology Symposium 5, McGill University, Montreal.
- ZEEUW, J. W. DE. 1966. Analyse van het afvoerverloop van gebieden met hoofdzakelijk grondwaterafvoer. Proefschrift Landbouwhogeschool, Wageningen.
- en F. HELLINGA. 1958. Neerslag en afvoer. Landb. Tijdschr. 70, 5: 405-422.



# Waarneming en bewerking van grondwaterstand en bodemvochtgegevens

*N. J. Colenbrander*

## 1. INLEIDING

Bij de studie van de hydrologie van een gebied zijn grondwaterstand- en bodemvochtgegevens van veel belang.

Grondwaterstandgegevens kunnen in de eerste plaats worden gebruikt voor het vaststellen van de ondergrondse waterscheiding van een stroomgebied en voor het bepalen van de grondwaterafvoer. Daarnaast is de diepte van het grondwater een indicatie voor de waterhuishoudkundige toestand en kunnen aan de hand daarvan wijzigingen in deze toestand worden nagegaan. Dikwijls verschaffen grondwaterstandgegevens ook aanwijzingen betreffende verschillen in geologische opbouw binnen een gebied. Samen met enige bodemfysische grootheden (zuigspanning, capillair geleidingsvermogen) is de grondwaterdiepte bovendien van belang bij de berekening van de capillaire opstijging.

Voor waterbalansonderzoekingen zijn grondwaterstand- en bodemvochtgegevens noodzakelijk om de bergingsverschillen nauwkeurig te kunnen bepalen. Uit deze grootheden kan ook een betrouwbare index voor het bergend vermogen worden afgeleid, die een rol kan spelen bij neerslag-afvoerstudies.

Voor het vaststellen van de waterscheidingen van een gebied en voor de kwantitatieve bepaling van de grondwaterafvoer is het samenstellen van isohypsenkaarten van belang. Daarnaast zijn voor het bepalen van de verschillen in de gemiddelde grondwaterberging over een gebied en voor het beoordelen van de bergingsmogelijkheden grondwaterdieptekaarten van veel nut.

Voor het Leerinkbeekgebied zal het samenstellen van de genoemde kaarten worden besproken, evenals de bepaling van het gemiddelde bodemvochtgehalte voor enige kleinere stroomgebieden. Tevens wordt nagegaan met welke frequentie bepaalde grondwaterdiepten en bodemvochtgehalten worden overschreden, terwijl ook wordt aangegeven in hoeverre de onderzoeksperioden representatief zijn voor een gemiddeld hydrologisch jaar.

In het algemeen worden in dit deelrapport slechts basisbewerkingen besproken, waarvan de resultaten in verschillende van de andere deelrapporten zijn gebruikt.

## 2. GRONDWATERSTAND- EN BODEMVOCHTMETINGEN

### 2.1. GRONDWATERSTANDMETINGEN

In het Leerinkbeekgebied zijn ongeveer 370 peilbuizen aanwezig of aanwezig geweest, waarin de hoogte van het grondwater min of meer regelmatig is waargenomen (fig. 8.11 en bijlage 9). Dit relatief dichte net van waarnemingspunten is in de eerste plaats noodzakelijk om de ligging van de primaire en secundaire waterscheidingen voldoende nauwkeurig vast te stellen. In verband hiermee is ook een aantal buizen buiten het eigenlijke onderzoeksgebied geplaatst. Verder is er naar gestreefd een zo goed mogelijke spreiding van de buizen over het gebied te verkrijgen, hierbij lettende op de nodige variatie naar hoogteligging, bodemtype en grondgebruik.

De lengte van de meeste peilbuizen varieert van 2 tot 4 m. Op een veertigtal punten zijn twee of drie buizen bij elkaar geplaatst om de stijghoogte van het grondwater op verschillende diepten beneden maaiveld te kunnen vaststellen. De lengte van deze buizen varieert van 5 tot 40 m.

De lengte van de waarnemingsreeksen is voor de diverse peilbuizen sterk verschillend, omdat het waarnemingsnet tijdens de onderzoeksperiode enige malen is verdicht. Ook zijn gegevens beschikbaar van een aantal buizen, dat reeds voor het eigenlijke begin van het onderzoek (1960) was geplaatst. Zo is een vijftal buizen, hoewel met enige onderbrekingen, vanaf 1952 waargenomen, een achtal vanaf 1954 en een veertigtal vanaf 1957. Dit betreffen vrijwel steeds peilingen, die tweemaal per maand zijn verricht. Ook zijn nog kwartaalmetingen beschikbaar van 100 COLN (Commissie Onderzoek Landbouwwaterhuishouding Nederland) buizen over de periode 1952 - 1956.

Wat betreft de tijdens het onderzoek geplaatste buizen, is voor ongeveer 110 punten de waarnemingsreeks zes jaar en voor een dertigtal buizen vier jaar. De laatste uitbreidingen van het meetnet hebben eind 1963 en begin 1964 plaats gevonden, zodat van ongeveer vijfenzeventig buizen over drie jaar gegevens bekend zijn.

Voor het merendeel zijn de recent geplaatste buizen tweemaal per maand waargenomen; een vijftal buizen is eenmaal per week en één buis dagelijks gepeild.

Om ook de beschikking te hebben over continu geregistreerde grondwaterstanden zijn op een drietal punten grondwaterstandschrijvers opgesteld. De grondwaterstand varieert op deze punten resp. van 0 - 145, 0 - 160 en 50 - 300 cm beneden maaiveld. Door de verschillen in grondwaterdiepte bestaat de mogelijk-

heid een verschil in grondwaterstandreactie te bestuderen.

In een later stadium van het onderzoek is één der peilschrijvers door een punched tape recorder vervangen. Door deze recorder aan een, eveneens op dit meetpunt opgestelde, neerslagrecorder te koppelen, wordt een zeer nauwkeurige en absoluut synchrone regen- en grondwaterstandregistratie verkregen (fig. 8.1).

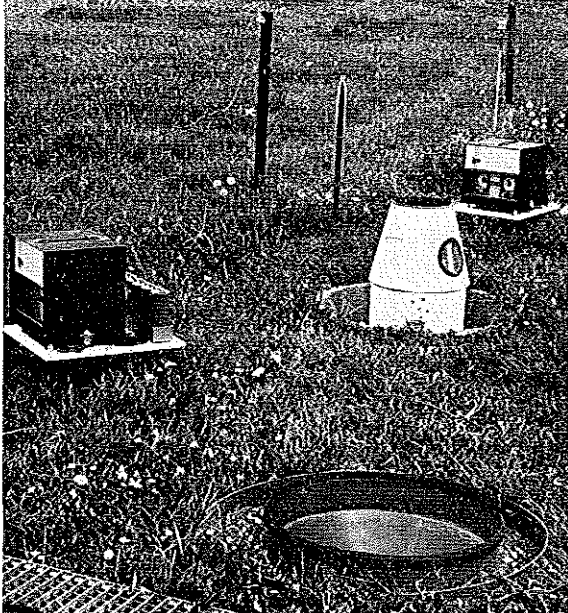


Fig. 8.1. Gekoppelde grondwaterstand- en neerslagrecorders (resp. rechts en links op de foto) met verder op de voorgrond de grote opvangtrechter van de regenmeterconstructie (zie ook fig. 5.5) en tussen de recorders een pluviograaf

*Coupled recorders for measuring groundwater level and rainfall (right hand and left hand side resp.) and further on the foreground the large collector of the rain gauge (see also fig. 5.5) and between the recorders another type of recording rain gauge*

## 2.2. BODEMVOCHTMETINGEN

Al het water in de grond boven de grondwaterpiegel is in dit rapport bodemvocht genoemd. Verschillende technieken staan ter beschikking om in het veld bodemvochtgehalten te bepalen. Een van de methoden die de laatste jaren veel wordt toegepast, is de nucleaire bepalingmethode. Deze meettechniek biedt de grootste voordelen bij onderzoeken, waarbij het vaststellen van bodemvochtverschillen van belang is, of wel voor een enkel profiel of wel voor een heel gebied.

Zoals later zal worden besproken, kan een absolute vochtbepaling met deze apparatuur op moeilijkheden stuiten. Ook voor het vaststellen van het vochtverloop in zeer dunne bodemlagen is deze methode minder geschikt, aangezien het vochtgehalte wordt bepaald als een gemiddelde over een bolvormig volume grond.

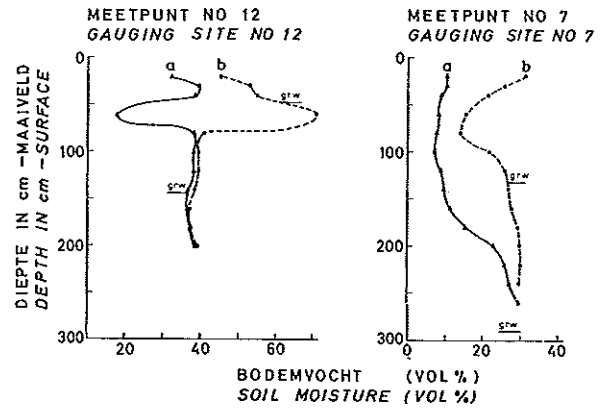


Fig. 8.2. De vochtverdeling in een tweetal bodemprofielen met een storende laag (a = droge toestand; b = natte toestand)

*The distribution of soil moisture in two profiles with a very coarse and an impermeable layer resp. (a = dry condition; b = wet condition)*

Dit wil niet zeggen, dat lagen met een afwijkend vochtgehalte niet duidelijk naar voren komen (fig. 8.2). De begrenzing van dergelijke lagen is echter minder scherp, zoals onder andere door DIEZ (1963) is aangetoond.

De nucleaire meettechniek is in vele publikaties (onder andere HANDBOOK, 1962) gedetailleerd beschreven, zodat met een korte samenvatting zal worden volstaan.

Het principe van de nucleaire bodemvochtmeting berust op een telling van het aantal langzame neutronen, dat vrijkomt na de botsing van snelle neutronen in de grond. Deze snelle neutronen worden uitgezonden door een bron, die in een in de grond geplaatste buis kan worden neergelaten. Voornamelijk bij de botsing van de snelle neutronen met de  $H^+$  in de grond komen langzame neutronen vrij. Aangezien de  $H^+$  overwegend voorkomen als  $H_2O$ , is het aantal vrijgekomen langzame neutronen een goede maat voor het vochtgehalte van de grond. Bij het onderzoek in het Leerinkbeekgebied is gebruik gemaakt van de Nuclear Chicago d/M gauge P19 en de daarbij behorende scaler P2800. De snelle neutronenbron ( $^{226}Ra-Be$ ) bevindt zich tezamen met de langzame neutronendetector ( $^{10}BF_3$ ) in een sonde, die in een dichte buis wordt neergelaten. De detector is door middel van een kabel met de scaler verbonden, die tellingen per minuut aangeeft. Het vochtgehalte wordt op verschillende diepten beneden maaiveld gemeten. Een voordeel van onder andere de P19 is, dat de kalibratiecurve (fig. 8.3) ook bij hoge vochtgehalten vrijwel lineair blijft, zodat ook beneden de grondwaterpiegel nog betrouwbare metingen kunnen worden uitgevoerd.

Het bodemvolume dat doorstraald wordt is ongeveer een bol. De straal van deze bol neemt af naarmate het vochtgehalte toeneemt. ØLGAARD (1965) stelde de volgende relatie op:

$$R = 100/(1,4 + 10 m)$$

Hierin is  $R$  de radius van de bol in cm en  $m$  het vochtgehalte in  $g H_2O/cm^3$ . Over het algemeen ligt  $R$  tussen 20 en 40 cm.

Het is duidelijk, dat de bepaling van het vochtgehalte in de lagen direct beneden maaiveld relatief onnauwkeurig zal zijn, omdat een onbekend aantal neutronen via het maaiveld kan verdwijnen.

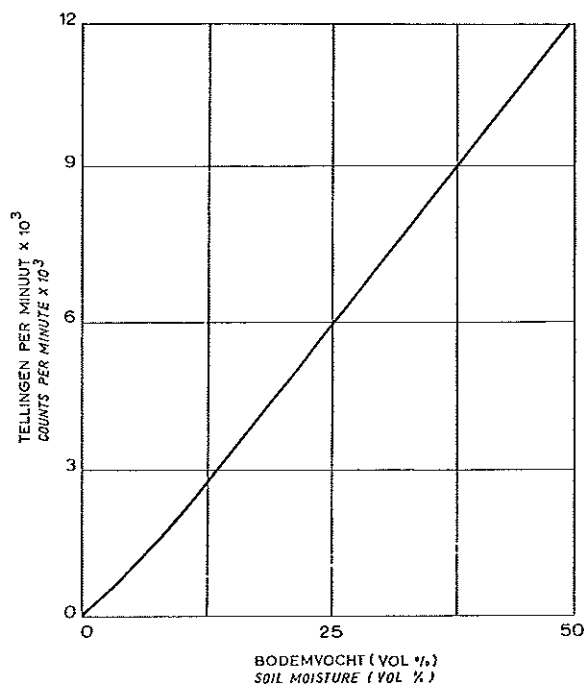


Fig. 8.3. Ijkingslijn van de neutronenbron (Chicago P 19)  
Rating curve of the neutron probe (Chicago P 19)

Voor de bepaling van het vochtgehalte in de bovengrond 20 cm kan een zogenaamde oppervlaktesonde worden gebruikt. De snelle neutronenbron wordt in dit geval juist boven maaiveld opgesteld en het vochtgehalte wordt in een half bolvormig bodemvolume gemeten. Het is echter zeer moeilijk de oppervlaktesonde goed aan het maaiveld aan te sluiten, zodat de metingen in de bovengrond toch onnauwkeurig blijven. Bij het onderzoek in het Leerinkbeekgebied zijn daarom de metingen, uitgevoerd met de dieptesonde op een diepte van 20 cm, representatief geacht voor het bodemvochtgehalte in de bovengrond.

Als belangrijkste voordelen van de nucleaire meettechniek kunnen worden genoemd:

- de metingen kunnen ter plaatste gebeuren en kunnen onbeperkt worden herhaald;
- één ijkingslijn is geldig voor vele bodemtypen en met behulp van deze lijn kunnen de tellingen direct worden omgezet in een volumepercentage vocht;
- de methode is snel en eenvoudig en kan onder zeer verschillende omstandigheden worden uitgevoerd (bij hoge en lage grondwaterstanden, bij bevroren bodem, etc.);
- de metingen zijn nauwkeurig, speciaal voor de bepaling van vochtverschillen;
- een vrij groot bodemvolume wordt gemeten;
- het bodemprofiel wordt slechts in geringe mate verstoord.

Als nadelen van de nucleaire methode zijn reeds genoemd de relatief onnauwkeurige metingen in de bovengrond en

het wat minder exact vaststellen van zeer plaatselijk optredende vochtverschillen. De metingen kunnen verder worden beïnvloed door de bodemdichtheid en door de aanwezigheid van elementen als Cl, Mn, B, Fe en Co. Dit nadeel geldt primair voor de absolute meting van het vochtgehalte. Indien het gaat om bodemvochtverschillen zijn de genoemde factoren van weinig invloed (MCHENRY, 1967; JENSEN, 1967; ZUBER, 1966). Verder wordt met de nucleaire methode gebonden water en humus mee bepaald. Ook hierdoor zullen de resultaten echter maar weinig worden beïnvloed, zo lang het gaat om de bepaling van vochtverschillen.

Als nadeel van de nucleaire meetapparatuur wordt soms genoemd, dat deze kwetsbaar is, speciaal bij een frequent transport. Ondanks een veelvuldig transport is bij het onderzoek in het Leerinkbeekgebied deze kwetsbaarheid niet gebleken. In de ruim zesjarige waarnemingsperiode (1961 - 1967) zijn dan ook nauwelijks onderbrekingen opgetreden als gevolg van materiaaldefect.

Bij de toepassing van de nucleaire meettechniek op gronden die sterk zwellen en krimpen, dient speciale aandacht aan de invloed van mogelijke scheurvorming op de meting te worden besteed.

Tenslotte moet als nadeel van de nucleaire apparatuur worden genoemd, dat deze tamelijk kostbaar is en het daarom aanbeveling verdient de apparatuur op een aantal onderzoeksobjecten gelijktijdig in te zetten.

Voor het verkrijgen van betrouwbare gegevens is een regelmatige ijking van de bron van veel belang. Zo zijn bij de meeste meetpunten in het Leerinkbeekgebied een tweetal ijkingslijnen verricht met behulp van de gravimetrische methode. Het blijkt, dat voor de meeste punten dezelfde ijkingslijn kan worden gebruikt (fig. 8.4). Alleen voor de meetpunten 11 en 12 is een andere omrekenlijn toegepast. Als controle wordt steeds voor en na het meten van iedere buis een zogenaamde shield-test uitgevoerd. Deze shield-

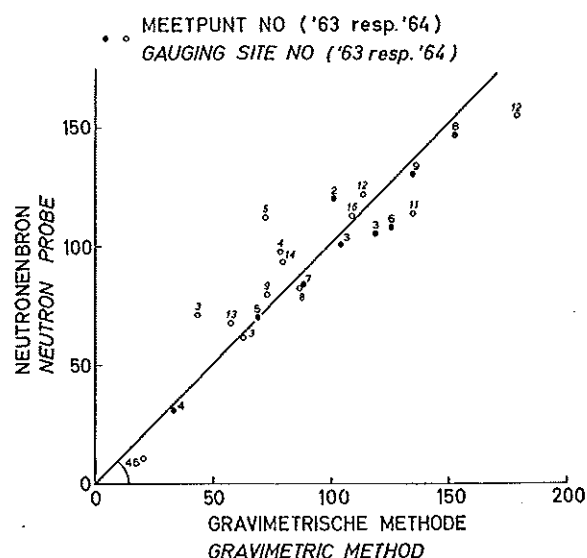


Fig. 8.4. De samenhang tussen de bodemvochtgehalten bepaald met de neutronenbron en de gravimetrische methode

The relationship between the soil moisture contents determined by the neutron probe and the gravimetric method

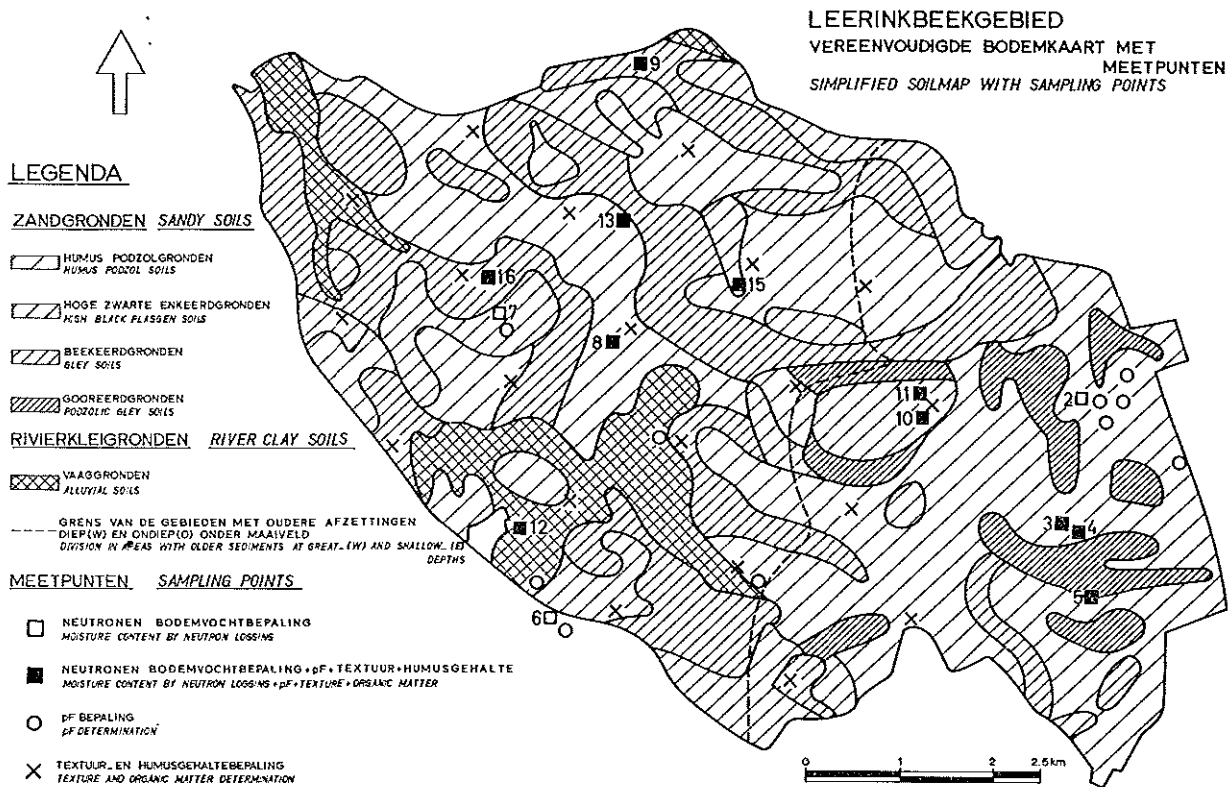


Fig. 8.5. Vereenvoudigde bodemkaart waarop de diverse meetpunten staan aangegeven  
*Simplified soil map on which the various sampling points have been indicated*

test bestaat uit tweemaal drie metingen in een paraf-fine shield. Het gemiddelde van de zes metingen ( $S_{act}$ ) wordt vergeleken met de standaard shield test ( $S_{st}$ ), waarna alle metingen aan de hand van de  $S_{st}/S_{act}$ -verhouding worden gecorrigeerd.

Een tweede controle leveren de metingen op, die in de bodemlagen beneden de diepste zomergrondwaterstand worden uitgevoerd. Het is aannemelijk, dat het watergehalte in deze permanent verzadigde bodemlagen nauwelijks zal variëren. Dit blijkt inderdaad het geval te zijn. Als voorbeeld kan worden genoemd, dat voor de meetpunten 3, 4, 5, 8 en 12 de standaard-afwijking van de metingen in de diepe lagen resp. 0,50; 0,67; 0,66; 0,69 en 0,65 vol. % water is, of wel ongeveer 1,5 % van het totale vochtgehalte.

Naast de genoemde controlemetingen is een perio-dieke ijking van de neutronenbron aan te bevelen. Dit kan bijvoorbeeld geschieden in een monster met een bekend vochtgehalte. Belangrijk is verder, dat de meetbuizen zeer nauwkeurig worden geplaatst, waar-bij het bodemprofiel zo weinig mogelijk dient te wor-den verstoord. Verder dient de meetbuis dunwandig te zijn en een inwendige diameter te hebben, die maar weinig groter is dan de buitendiameter van de sonde.

In het Leerinkbeekgebied is het bodemvochtgehalte op een zestiental punten regelmatig gemeten. De meetpunten zijn zodanig gekozen, dat de belangrijkste bodemtypen in het meetnet zijn vertegenwoordigd

(fig. 8.5). Dat de profielopbouw en de bodemeigen-schappen op de meetpunten sterk verschillen, blijkt uit de fig. 8.6 en 8.7. In deze figuren zijn resp. de  $pF$ -krommen en de profielopbouw, textuur en humus-

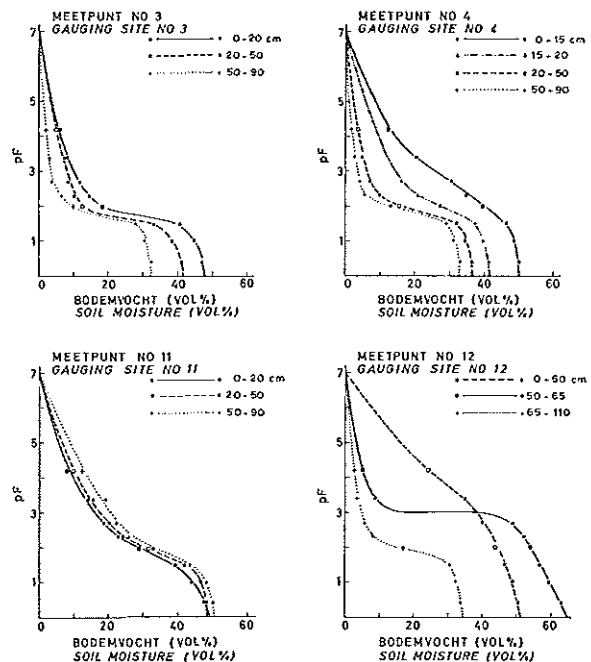


Fig. 8.6. De  $pF$ -krommen van enige meetpunten  
*The  $pF$ -curves of some sampling sites*

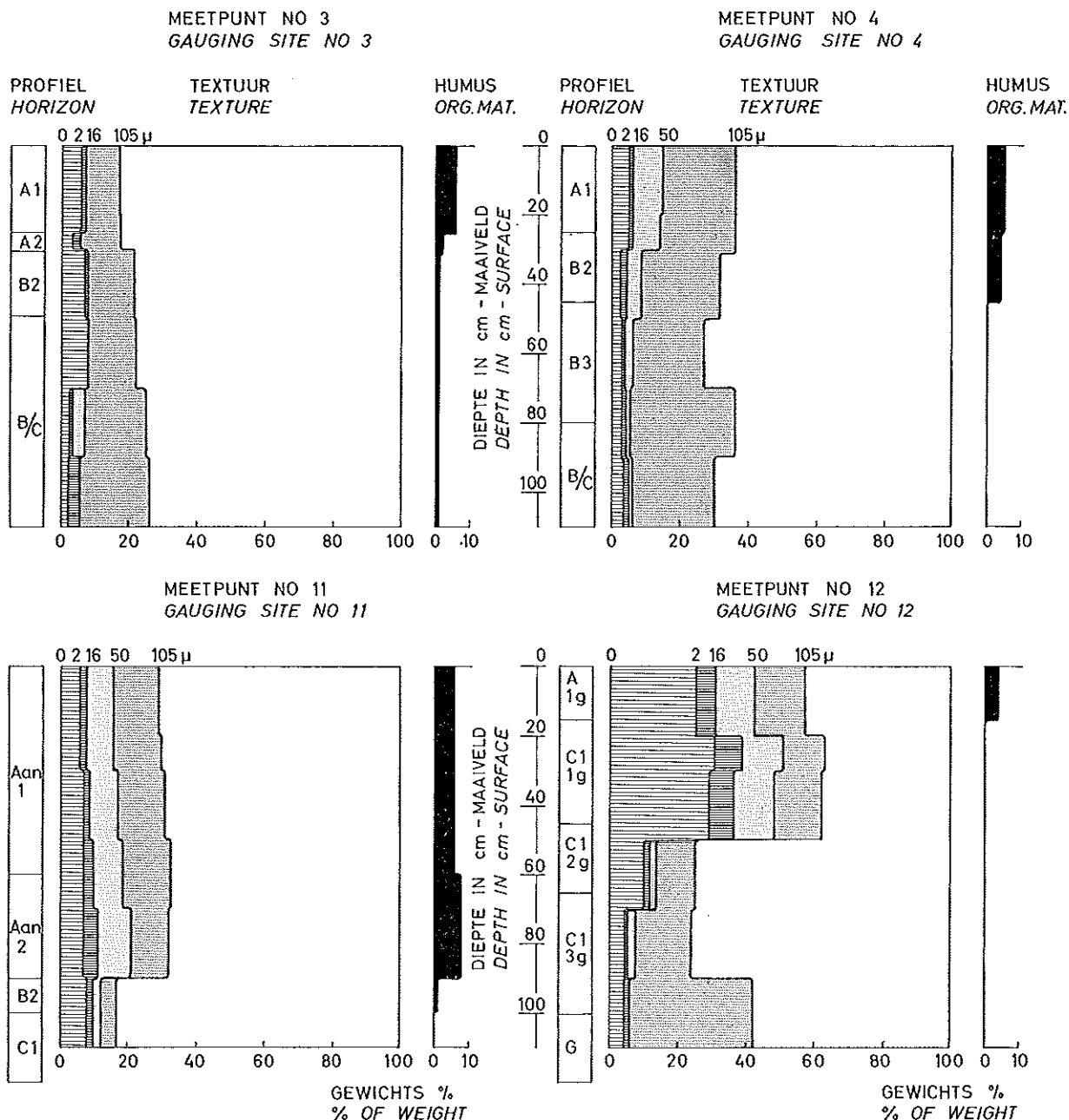


Fig. 8.7. De textuur en humusgehalten op de in fig. 8.6 genoemde punten  
*The texture and humus contents at the in fig. 8.6 mentioned sampling points*

gehalten van een viertal punten weergegeven. Voor deze punten en voor enige andere zijn een aantal belangrijke gegevens in tabel 8.1 vermeld. Uiteraard hebben de verschillen in bodemfysische eigenschappen tot gevolg, dat de voor de plant beschikbare waterhoeveelheid op de diverse meetpunten sterk verschilt. Ter informatie is daarom in tabel 8.1 de hoeveelheid water aangegeven, die tussen  $pF$  2,0 en 4,2 in het profiel aanwezig is.

Uit tabel 8.1 blijkt ook, dat de grondwaterstandfluctuatie op de meetpunten sterk verschilt. De in de tabel vermelde GHG en GLG worden in par. 4.3

nader besproken. Aangezien de metingen in principe steeds tot ongeveer 30 cm beneden de laagste zomergrondwaterstand worden voortgezet, varieert ook de maximale meetdiepte op de diverse punten en wel van 170 tot 320 cm beneden maaiveld. Om het verschil in vochtonttrekking bij een verschil in grondgebruik vast te kunnen stellen is een negental buizen in grasland geplaatst, een zestal in bouwland en één buis in een bosperceel. Tevens zijn de meetpunten zodanig gekozen, dat deze zoveel mogelijk representatief zijn voor hun omgeving.

In de eerste onderzoeksjaren zijn op elk meetpunt

Tabel 8.1. Enige belangrijke gegevens van een aantal bodemvochtmeetpunten in de lagen 0-50 en 50-90 cm en van de grondwaterdiepte in cm beneden maaiveld. GHG en GLG zijn gemiddelden van de hoogste 3, respectievelijk laagste 3 grondwaterstanden

	Meetpunt																			
	3		4		5		8		9		10		11		12		13		16	
	bouwland		grasland		grasland		grasland		grasland		bouwland		bouwland		grasland		bos		grasland	
	0-50	50-90	0-50	50-90	0-50	50-90	0-50	50-90	0-50	50-90	0-50	50-90	0-50	50-90	0-50	50-90	0-50	50-90	0-50	50-90
Humusgehalte (gew. %)	2,8	0,3	2,9	0,3	2,2	0,4	2,8	0,5	2,7	0,3	7,9	11,5	7,8	10,1	1,8	0,3	5,1	0,7	4,9	0,1
<i>Humus content (% by weight)</i>																				
Textuur (%) < 2 $\mu$	5,9	5,3	4,0	3,0	3,0	3,0	3,6	2,0	5,4	2,3	6,2	6,0	6,4	7,0	27,8	7,3	4,0	1,7	7,6	7,5
Texture (%) 2 - 16 $\mu$	1,0	0,6	1,2	0,8	0,0	0,1	0,9	0,2	1,5	0,8	3,5	4,5	1,8	3,5	6,8	0,9	0,9	0,5	2,1	0,1
16 -105 $\mu$	12,1	17,8	29,0	27,8	25,6	15,5	25,6	7,3	21,4	27,5	24,0	24,5	22,4	22,0	25,8	17,0	20,0	19,3	26,8	21,7
$\geq 105 \mu$	80,0	77,0	66,2	68,0	75,6	81,5	69,8	91,0	72,0	69,5	66,8	65,0	70,0	67,5	39,8	75,5	75,2	78,5	64,0	71,0
Vochtgehalte (vol. %) pF 0,4	43,5	34,3	40,8	33,0	35,4	34,3	42,8	32,5	38,9	32,4	46,8	52,9	47,7	49,9	51,1	44,7	38,6	32,0	42,0	33,6
<i>Moist. content</i> pF 2,0	19,4	15,7	25,6	13,0	23,1	16,1	31,9	11,2	23,4	16,0	32,6	38,5	30,5	33,0	44,6	30,6	12,5	13,0	28,2	18,0
(% by vol.) pF 2,3	14,6	10,5	21,3	6,0	19,2	11,7	25,5	8,3	17,6	6,5	25,7	31,4	23,8	26,3	42,6	24,9	8,8	8,9	22,1	12,5
pF 4,2	5,6	3,3	6,2	1,7	6,4	4,0	5,9	2,6	5,1	1,5	10,0	14,4	9,1	12,0	23,5	3,4	3,0	3,0	10,0	3,3
mm vocht pF 2,0 - pF 4,2	69,0	49,6	97,0	45,2	83,5	48,4	130,0	34,4	91,5	66,0	113,0	96,4	117,0	105,0	105,5	108,8	47,5	40,0	91,0	58,8
<i>mm moisture</i>																				
GHG (zomer/summer)	0,90		0,52		0,48		0,72		0,65		3,13		2,04		0,52		0,98		0,53	
GHG (winter/winter)	0,62		0,39		0,28		0,42		0,48		2,93		1,80		0,30		0,80		0,30	
GLG (zomer/summer)	1,53		1,20		0,98		1,30		1,28		3,80		2,60		1,00		1,50		1,10	
GLG (winter/winter)	1,24		0,74		0,65		1,01		0,99		3,55		2,32		0,56		1,28		0,72	
Gemiddelde zomer grw.diepte	1,22		0,86		0,73		1,01		0,96		3,46		2,32		0,76		1,24		0,82	
<i>Mean summer grw. depth</i>																				
Gemiddelde winter grw.diepte	0,93		0,56		0,46		0,72		0,74		3,24		2,06		0,43		1,04		0,51	
<i>Mean winter grw. depth</i>																				
	0-50	50-90	0-50	50-90	0-50	50-90	0-50	50-90	0-50	50-90	0-50	50-90	0-50	50-90	0-50	50-90	0-50	50-90	0-50	50-90
	arable land		grassland		grassland		grassland		grassland		arable land		arable land		grassland		woodland		grassland	
	3		4		5		8		9		10		11		12		13		16	

Gauging site

Table 8.1. Some important data for a number of moisture gauging sites in the soil layers 0-50 and 50-90 cm and of the groundwater depth in cm minus soil surface. GHG and GLG are means of the highest 3 resp. lowest 3 groundwater levels

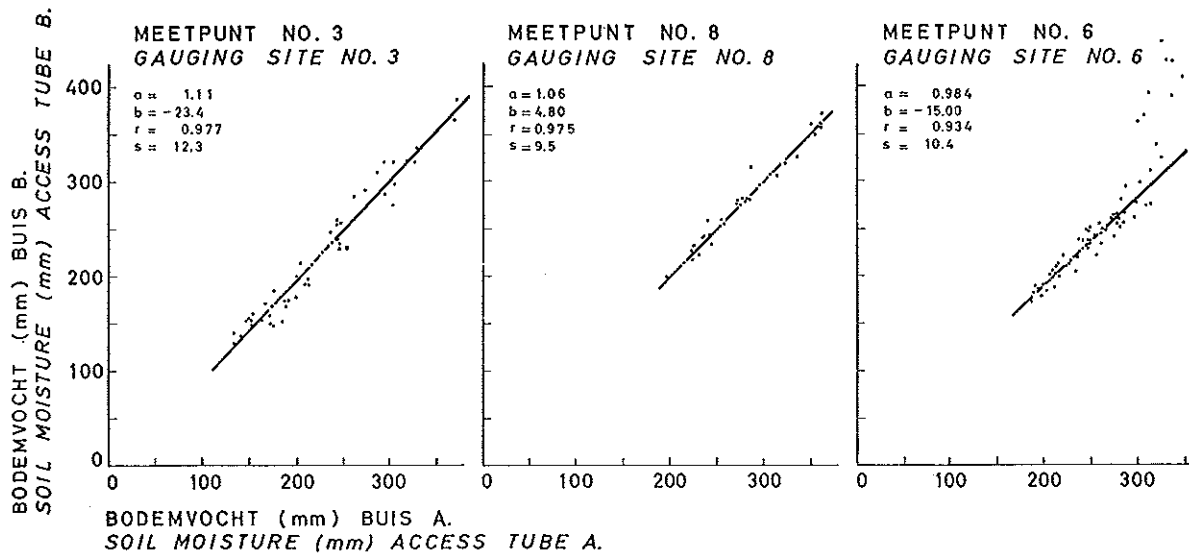


Fig. 8.8. De samenhang tussen de vochtgehalten gemeten in twee buizen die op eenzelfde meetpunt op een afstand van 1 m van elkaar zijn geplaatst ( $a$  = reg. coëff.;  $b$  = intercept;  $r$  = corr. coëff.;  $s$  = standaard afwijking)  
*Scatter diagrams of soil moisture content measured in two tubes installed at a distance of 1 m at the same site ( $a$  = reg. coeff.;  $b$  = intercept;  $r$  = corr. coeff.;  $s$  = standard deviation)*

steeds twee buizen gemeten, gelegen op een onderlinge afstand van 1 à 2 m. Aangezien na enige tijd bleek, dat de beide buizen een goede samenhang vertoonden (fig. 8.8), is in een later stadium steeds maar één buis gemeten. De verschillen voor het meetpunt 6 (fig. 8.8) bij hoge vochtgehalten ontstaan doordat bij buis A een dunne grove laag hoog in het profiel voorkomt. Dergelijke afwijkende metingen zijn ook geconstateerd in geval van een tijdelijk aanwezige mollegang in de directe omgeving van de buis. In samenhang met de reeds besproken invloedssfeer van de neutronenbron, worden in elke buis metingen verricht met intervallen van 20 cm. Alleen in de boven-

grond wordt één tussenmeting verricht op een diepte van 30 cm.

In de meeste buizen zijn tweemaal per maand metingen verricht, meestal op twee (of drie) achtereenvolgende dagen. De meetperioden zijn zodanig gekozen, dat de algemene peildata van de grondwaterstandbuizen (de 14de en 28ste van elke maand) zoveel mogelijk in de meetperioden vallen. Voor het bepalen van de bergingsverschillen bij het waterbalansonderzoek is dit van veel belang. In een aantal voor- en najaarsperioden zijn op enkele punten veel frequentere metingen verricht.

De lengte van de waarnemingsreeksen is niet voor alle buizen gelijk. Op een zevental punten zijn gedurende de periode 1961 - 1967 metingen verricht, terwijl op de meeste andere punten in het voorjaar van 1964 met de metingen is begonnen.

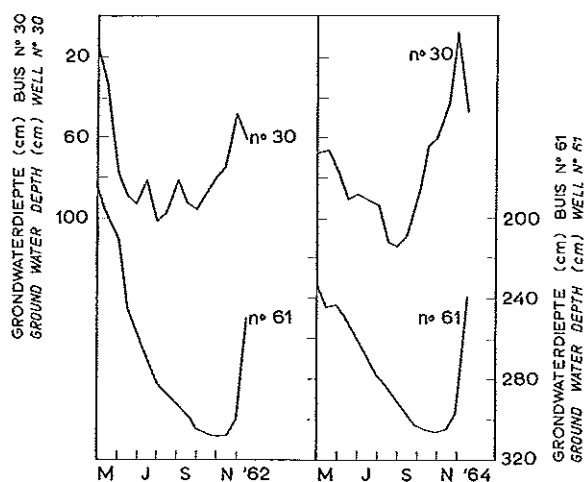


Fig. 8.9. Een voorbeeld van de gedeeltelijk tegengestelde beweging van de grondwaterstand op een tweetal punten  
*An example of the partly opposite fluctuation of the groundwater level at two observation sites*

### 3. COMPLETERING VAN WAARNEMINGSREEKSEN

#### 3.1. GRONDWATERSTANDREEKSEN

Bij de bewerking van grondwaterstandgegevens is het van belang dat over ononderbroken waarnemingsreeksen kan worden beschikt. Door verstopping en vernieling van buizen of door andere oorzaken komen in de praktijk echter dikwijls onderbrekingen voor. Het aanvullen van de onvolledige reeksen kan onder andere gebeuren met de lineaire regressiemethode.

Voor een tweetal buizen worden aan de hand van simultane waarnemingen de regressiecoëfficiënten bepaald, waarna uit de waarnemingen van de ene buis die van de andere kunnen worden berekend. Deze

berekeningstechniek, die elders gedetailleerd is beschreven (DE JONGE, 1964; GROENEWOUD, 1962), heeft enige bezwaren. Het verdient in de eerste plaats aanbeveling de buizen, die worden gecorreleerd, niet willekeurig te kiezen. Twee buizen kunnen een hoge correlatiecoëfficiënt vertonen, zonder dat er een eenvoudig lineair verband bestaat. Dit kan bijvoorbeeld het geval zijn, indien tussen het grondwaterstandverloop in de beide buizen een faseverschuiving optreedt (STOL, 1965). In fig. 8.9 komt een dergelijke faseverschuiving duidelijk tot uiting. De verschillen in grondwaterstandverloop worden voornamelijk veroorzaakt door verschillen in bergend vermogen, hoogteligging en hydrologische ontsluiting van een gebied.

Het is in het algemeen gewenst slechts buizen te correleren, die een ongeveer vergelijkbare grondwaterstandfluctuatie vertonen.

Een verdere voorwaarde is, dat een vrij groot aantal waarnemingen ter beschikking moet staan om de regressielijn voldoende betrouwbaar te kunnen vaststellen. Ook moeten de waarnemingen de nodige fluctuatie naar grondwaterdiepte vertonen en moet het waarnemingsmateriaal homogeen zijn. Dit wil zeggen, dat gedurende de waarnemingsperiode in de hydrologische ontsluiting van een gebied geen verandering mag zijn opgetreden. Zo komt bijvoorbeeld de invloed van een vergroting van de kunstmatige wateronttrekking duidelijk naar voren in de relatie tussen buizen, die binnen en buiten de invloedssfeer van de wateronttrekking zijn gelegen (COLENBRANDER, 1964).

Een laatste voorwaarde is, dat de te correleren buizen op een niet te grote afstand van elkaar mogen liggen, omdat anders verschillen kunnen optreden ten gevolge van een ongelijke neerslagverdeling.

Gezien de genoemde factoren, is de aanvulling van de grondwaterstandreeksen bij het Leerinkbeekonderzoek als volgt uitgevoerd.

De buizen zijn, al naar gelang hun grondwaterstandfluctuatie, in een zestal groepen ingedeeld (tabel 8.2, groepen a t/m f).

Het verloop van de gemiddelde grondwaterstand voor een drietal groepen (a, d en f) is in fig. 8.10 getekend. Voor elke groep is een aantal stambuizen ( $Y_n$ ) gekozen. Als stambuis zijn buizen gekozen, waarvan de waarnemingsreeksen zo volledig mogelijk zijn en die tegelijkertijd hoge correlatiecoëfficiënten voor een groot aantal buizen vertonen. De stambuizen zijn in elke groep gerangschikt naar het aantal correlatiecoëfficiënten, groter dan 0,85.

De stambuizen liggen verspreid over het gebied (fig. 8.11). De ontbrekende gegevens van de gewone buizen ( $X_n$ ) worden berekend uit de stambuis-waarnemingen, waarbij als voorwaarden zijn gesteld, dat:

- voor de berekening van de regressielijnen ( $X_n$ ) versus ( $Y_n$ ) tenminste 20 simultane waarnemingen aanwezig moeten zijn, die tevens de nodige fluctuatie naar grondwaterdiepte vertonen; vrijwel steeds is het aantal gegevens aan de hand waarvan de regressieberekeningen zijn uitgevoerd veel groter (50 - 100);
- de correlatiecoëfficiënt van ( $X_n$ ) versus ( $Y_n$ ) moet groter zijn dan 0,85;
- de ontbrekende gegevens worden berekend uit vier verschillende stambuizen, behorende tot dezelfde groep als de betreffende buis. Het gemiddelde van de vier berekende getallen wordt als de gezochte waarde genomen. Op deze wijze wordt de invloed van een enkele foutieve stambuiswaarneming sterk gereduceerd;
- indien in een betreffende groep geen vier stambuizen aanwezig zijn, die aan de gestelde eisen voldoen, worden de ontbrekende waarden ( $X_n$ ) aangevuld met de gegevens van de stambuizen uit de naast gelegen groepen ( $Y_{n+1}$  en  $Y_{n-1}$ ). Kunnen

Tabel 8.2. Gemiddelde zomer- en wintergrondwaterstanden in cm - mv en het aantal stam- en gewone buizen voor de grondwaterstandgroepen a t/m f

	Grondwaterdiepte groep					
	a	b	c	d	e	f
Gem. grondwaterdiepte (winter) <i>Mean groundwater depth (winter)</i>	30	45	60	80	110	190
Gem. grondwaterdiepte (zomer) <i>Mean groundwater depth (summer)</i>	60	80	100	120	150	240
Aantal stambuizen ( $Y_n$ ) <i>Number of check wells (<math>Y_n</math>)</i>	5	8	10	9	8	5
Aantal gewone buizen ( $X_n$ ) <i>Number of ordinary wells (<math>X_n</math>)</i>	17	33	39	26	13	19
	a	b	c	d	e	f
	Groundwater depth group					

Table 8.2. Mean groundwater depth in summer and winter in cm minus soil surface and the number of check wells and ordinary observation wells for the groundwater level groups a through f



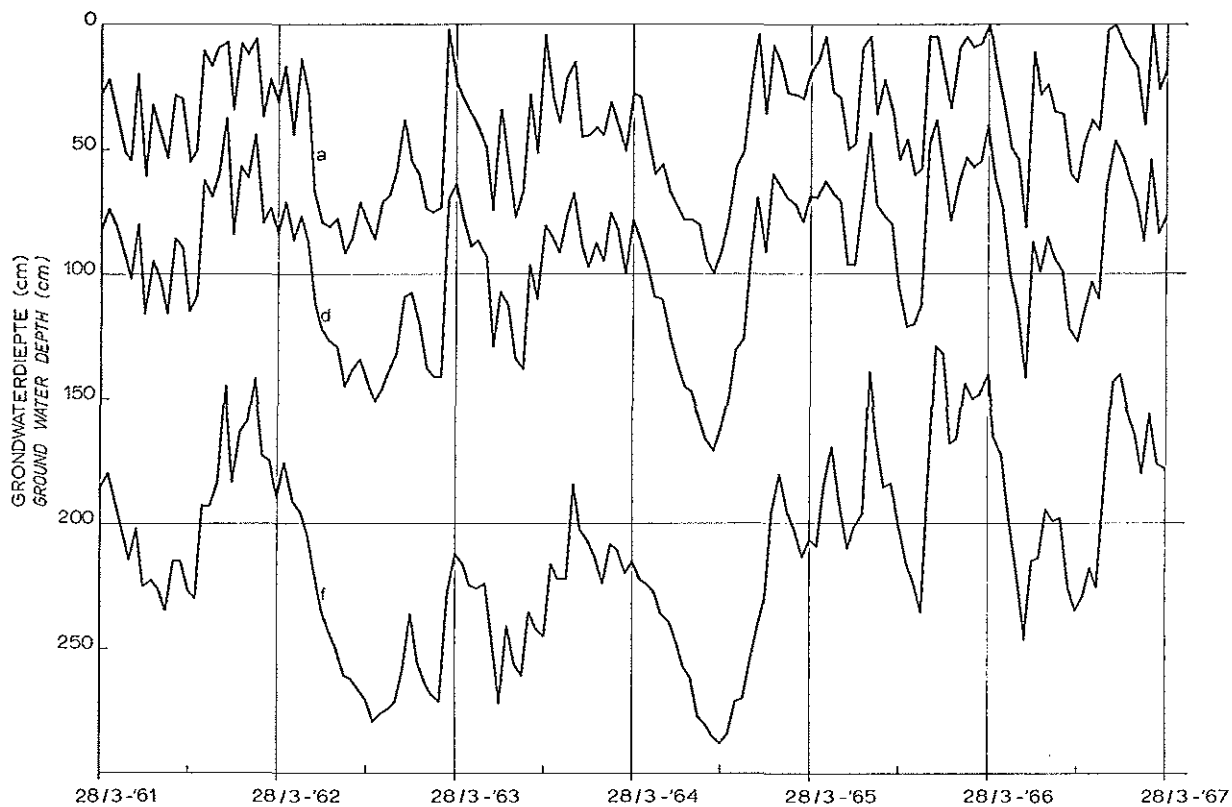


Fig. 8.10. Het verloop van de grondwaterdiepte berekend als gemiddelde van de groepen a, d en f (zie tabel 8.2)  
 The course of groundwater depth calculated as an average for the groups a, d and f (see table 8.2)

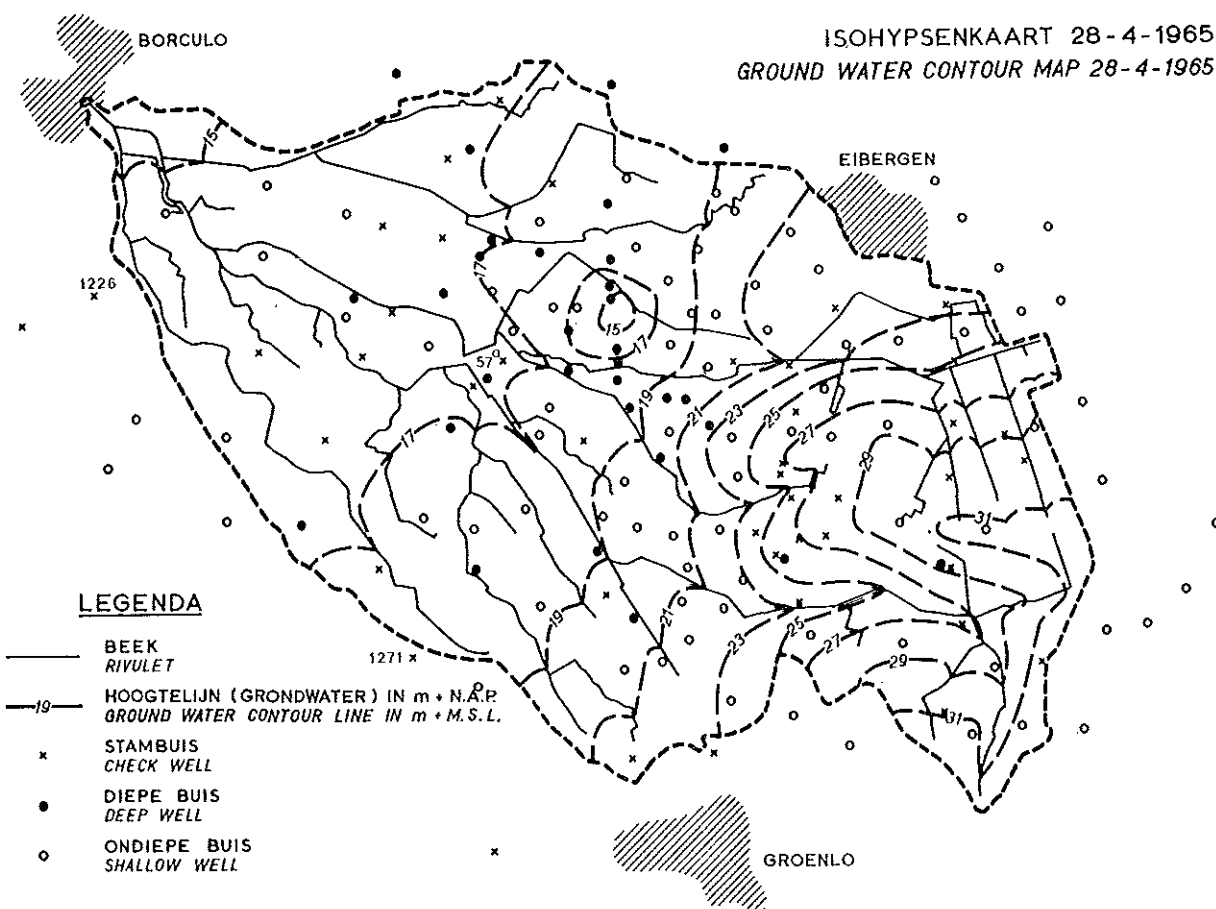


Fig. 8.11. De isohypsenkaart van 28-4-1965, die de gemiddelde toestand aan het begin van het groeiseizoen weer geeft  
 The groundwater contour map of 28-4-1965, which is characteristic for the average condition at the beginning of the growing season

Tabel 8.3. Regressieparameters en correlatiecoëfficiënten voor een aantal peilbuizen

<i>X</i> versus <i>Y</i> (buis nr.)	Regressie- coëff. <i>a</i>	Intercept <i>b</i> (m)	Correl. coëff. <i>r</i>	<i>X</i> versus <i>Y</i> (buis nr.)	Regressie- coëff. <i>a</i>	Intercept <i>b</i> (m)	Correl. coëff. <i>r</i>
37-100	1,00	0,11	0,90	1226-57a	0,85	0,13	0,93
37-G <sub>1</sub> *	0,97	-0,06	0,92	1226-M69d	0,79	0,08	0,94
37-G <sub>2</sub> **	0,96	0,17	0,95	1229-1540	0,90	0,35	0,94
46-100	0,93	-0,02	0,96	1540-G <sub>1</sub>	0,92	-0,35	0,95
46-1540	0,90	0,20	0,94	M56a-G <sub>1</sub>	1,13	-0,08	0,91
73-46	1,03	-0,19	0,97	M56a-G <sub>2</sub>	1,07	0,22	0,93
73-1540	0,85	0,18	0,94	M59-WOG 33	0,90	-0,07	0,94
73-M65	1,06	-0,01	0,92	M65-100	0,80	-0,02	0,90
73-G <sub>2</sub>	0,92	-0,12	0,98	M72°-WOG 33	1,05	-0,04	0,96
100-G <sub>1</sub>	0,92	-0,13	0,99	M73°-M56a	0,90	-0,02	0,91
100-G <sub>2</sub>	0,88	0,13	0,99	M73°-G <sub>1</sub>	1,16	-0,21	0,95

<i>X</i> versus <i>Y</i> (well nr.)	Regression coeff. <i>a</i>	Intercept <i>b</i> (m)	Correl. coeff. <i>r</i>	<i>X</i> versus <i>Y</i> (well nr.)	Regression coeff. <i>a</i>	Intercept <i>b</i> (m)	Correl. coeff. <i>r</i>
--	----------------------------------	------------------------------	-------------------------------	--	----------------------------------	------------------------------	-------------------------------

\* G<sub>1</sub> = gemiddelde van de buizen 57, 1226 en WF 10  
= mean of the wells 57, 1226 and WF 10  
\*\* G<sub>2</sub> = gemiddelde van de buizen 37, 46, 68, 73 en M56a  
= mean of the wells 37, 46, 68, 73 and M56a

Table 8.3. Regression parameters and correlation coefficients for a number of observation wells

ook dan nog geen vier stambuizen worden gevonden, die aan de gestelde eisen voldoen, dan worden de ontbrekende waarden berekend uit drie, twee of een enkele stambuis of anders wordt aangegeven, dat de berekening niet kan worden uitgevoerd.

Op de bovenbeschreven wijze zijn de waarnemingsreeksen van ongeveer 200 buizen aangevuld. Het is duidelijk, dat de berekeningen praktisch alleen met behulp van een computer kunnen worden gerealiseerd. In dit geval is gebruik gemaakt van de Elliot 503 van de Mathematisch Fysische Afdeling van de Rijkswaterstaat. Ook de bewerkingsprogramma's zijn in samenwerking met deze dienst tot stand gekomen. Voor een aantal buizen zijn de berekende regressie- en correlatiecoëfficiënten in tabel 8.3 vermeld. In deze tabellen zijn ook een aantal buizen opgenomen, die buiten het Leerinkbeekgebied zijn gelegen en die niet worden beïnvloed door de verbeteringswerken, die in dit gebied na 1966 zijn uitgevoerd. Hierdoor ontstaat de mogelijkheid de invloed van de verbeteringswerken op de grondwaterstand na te gaan.

### 3.2. BODEMVOCHTREKSEN

De aanvulling van de waarnemingsreeks van het bodemvochtgehalte levert minder problemen op, omdat maar weinig gegevens ontbreken. Daarentegen is het berekenen van het bodemvochtgehalte voor het gehele profiel veel bewerkelijker dan het simpel peilen van een grondwaterstandbuis.

Zoals in een vorige paragraaf is besproken, wordt op elk meetpunt het vochtgehalte gemeten op diepten

van 20, 30, 40, 60, 80 cm, etc. beneden maaiveld. In principe worden de metingen voortgezet tot ongeveer 30 cm beneden de diepste zomergrondwaterstand, bij een maximum meetdiepte van 320 cm. Op elke diepte worden in principe twee metingen verricht. Indien deze metingen meer dan 2 % verschillen, wordt een derde meting uitgevoerd, waarna het gemiddelde van de twee of drie metingen wordt bepaald ( $C_n$ ). Dit gemiddelde ( $C_n$ ) moet nog worden gecorrigeerd voor de shield-test.

Aangezien de ijkingslijn van de neutronenbron vrijwel lineair is, kunnen de tellingen in een buis hiertoe zonder meer met de shield-correctie worden vermenigvuldigd,  $C_n^* = C_n \times S_{st}/S_{act}$  (zie par. 2.2). Vervolgens worden de gecorrigeerde tellingen ( $C_n^*$ ) met de ijkingslijn omgezet in volumeprocenten water. Door daarna de laagdikte in rekening te brengen, worden volumeprocenten omgerekend in mm water.

Als controle op de metingen wordt zo mogelijk steeds het gemiddelde van de metingen in de lagen beneden de diepste grondwaterstand bepaald ( $M_d$ ). Zoals in par. 2.2 is besproken, zal het vochtgehalte in deze diepe lagen nauwelijks variëren. Aan de hand van de metingen over een aantal jaren is voor elk meetpunt het gemiddelde van de  $M_d$ -waarden bepaald ( $\bar{M}_d$ ). Voor een meting kan dan de verhouding  $\bar{M}_d/M_d$  worden bepaald, met welke waarde alle berekende vol. % water worden gecorrigeerd. Het belangrijkste voordeel van de  $\bar{M}_d/M_d$ -verhouding is, dat meetseries, die om welke reden dan ook sterk afwijken, meestal nog weer kunnen worden gebruikt.

Evenals het aanvullen van de grondwaterstandreeksen is ook het berekenen van het bodemvochtgehalte een

Tabel 8.4a. Computer uitvoer bodemvochtprogramma meetpunt nr. 813; datum 13-9-'66; grondwaterdiepte 108 cm; buis 12

Laag nr.	Meetdiepte (cm)	Gem. aantal tellingen	Vochtgehalte (vol. %)	Vochtgehalte (mm)	Cum. vochtgehalte (mm)	Vochtverandering (mm)
1	20	5147	26,8	53,7	53,7	— 4,8
2	30	4670	24,6	36,8	90,5	— 5,7
3	40	4542	23,9	35,9	126,4	— 7,7
4	60	5445	28,3	56,5	183,0	— 10,0
5	80	6981	35,6	71,3	254,2	— 3,3
6	100	8034	40,7	81,4	355,7	+ 1,5
7	120	7297	37,2	74,4	410,0	+ 0,0
8	140	7284	37,1	74,2	484,2	— 0,4
9	160	7558	38,4	76,9	561,1	+ 1,1
10	180	7743	39,3	78,6	639,7	+ 0,7

Gem. vochtgehalte lagen 9 + 10  $M_d = 38,9\%$   
 Mean moisture content layers 9 + 10

Layer nr.	Measuring depth (cm)	Average number counts	Moisture contents (% by vol.)	Moisture contents (mm)	Cum. moisture contents (mm)	Change in moisture (mm)
-----------	----------------------	-----------------------	-------------------------------	------------------------	-----------------------------	-------------------------

Table 8.4a. Computer output soil moisture program gauging site 813; date 13-IX-'66; groundwater depth 108 cm; tube 12

Tabel 8.4b. Gecorrigeerde getallen (tabel 8.4a  $\times \bar{M}_d/M_d$ )

1	20		27,2	54,4	54,4	— 5,6
2	30		24,9	37,3	91,7	— 6,2
3	40		24,2	36,4	128,1	— 8,3
4	60		28,6	57,3	185,4	— 11,9
5	80		36,1	72,2	257,6	— 4,2
6	100		41,2	82,5	340,2	+ 0,6
7	120		37,7	75,3	415,5	— 0,8
8	140		37,6	75,2	490,7	— 1,2
9	160		38,9	77,9	568,6	+ 0,2
10	180		39,8	79,7	648,2	— 0,2

Algemeen gem. vochtgehalte lagen 9 + 10  $\bar{M}_d = 39,4\%$   
 Long term mean moisture content layers 9 + 10

Table 8.4b. Corrected figures (table 8.4a  $\times \bar{M}_d/M_d$ )

eentonig en tijdrovend werk. Daarom is ook hiervoor een computerprogramma opgesteld, dat door STOL (1968) is besproken. Een voorbeeld van de uitvoer van dit programma is in tabel 8.4a en b gegeven.

De enkele onvolledige bodemvochtreesen zijn door middel van een grafische interpolatie aangevuld. Hierbij is het verloop van de neerslag minus verdampinglijn als maatstaf genomen. Evenals bij het aanvullen van de grondwaterstandreesen is als controle nog een regressieberekening uitgevoerd.

#### 4. BEWERKING VAN GRONDWATERSTAND- EN BODEMVOCHTGEGEVENS

##### 4.1. ISOHYPSENKAARTEN

Isohypsens zijn lijnen, die punten met een gelijke hoogte van het freatisch vlak verbinden. Dergelijke lijnen, samengebracht op kaarten, geven een goed inzicht in de stromingsrichting van het grondwater en

zijn daarmee van veel belang voor het nauwkeurig vaststellen van de ondergrondse waterscheiding van een gebied. Ook kan op een dergelijke kaart het verhang van het freatisch vlak worden bepaald, een gegeven, dat mede nodig is voor het berekenen van de grondwaterafvoer. De voor deze afvoerberekening noodzakelijke kennis van de  $kD$ -waarden kan uit geologische onderzoeken worden verkregen (deelrapport 3).

Voor het Leerinkbeekgebied zijn isohypsenskaarten samengesteld voor de ontwateringstoestand aan het begin van het groeiseizoen (fig. 8.11) en voor een zeer droge toestand (fig. 8.12). Tussen beide kaarten bestaat een duidelijk verschil. Van de percelen wordt in de natte toestand het overtollige water meestal direct op de aangrenzende sloten afgevoerd en zijn de isohypsens vrij sterk gekromd. Dikwijls verandert de ontwateringsbasis in droge perioden echter en vindt de grondwaterafvoer naar lager en verderaf gelegen sloten plaats. De isohypsens zijn in deze situatie veel

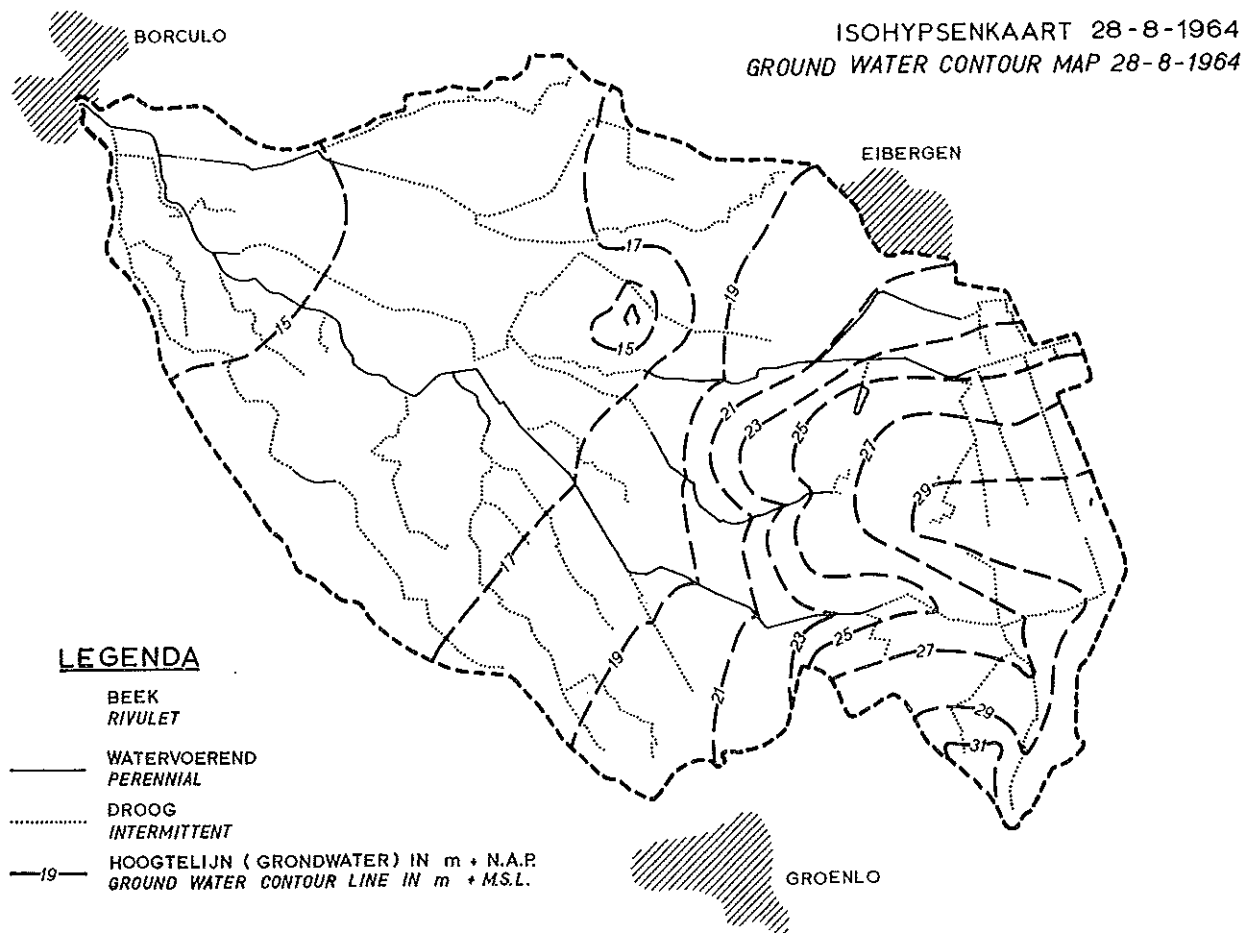


Fig. 8.12. De isohypsenkaart van 28-8-1964, die de toestand gedurende een droge periode weer geeft  
*The groundwater contour map of 28-8-1964, which is characteristic for a dry situation*

minder sterk gekromd. Een gevolg van de verandering in ontwateringsniveau kan zijn, dat de ondergrondse waterscheidingen van een gebied in droge en natte perioden niet samenvallen. Dit blijkt onder andere in het stroomgebied 12 het geval te zijn, hoewel het verschil niet groot is. De waterscheiding op de hoge es (de grondwaterdiepte varieert hier van 1 tot 5 m beneden maaiveld) ligt in de zomer anders dan in de winter. Overigens blijkt, dat de primaire waterscheiding van het Leerinkbeekgebied vrij nauwkeurig aan de hand van de isohypsenkaarten kan worden bepaald, speciaal in het bovenstroomse gedeelte van het gebied. In het benedenstroomse deel is dit vooral voor de droge toestand wat minder gemakkelijk. Ook blijkt uit de kaarten dat de Berkel een wisselende invloed heeft op de grondwaterstroming. Gedeeltelijk heeft deze rivier een drainerende, gedeeltelijk een infiltrerende werking. In deelrapport 11 zal nader op het probleem van de ondergrondse aan- en afvoer van water worden ingegaan.

De verschillen in configuratie van de isohypsen zijn verder een duidelijke aanwijzing voor een verschil in geologische opbouw van het Leerinkbeekgebied.

Zoals in fig. 8.12 is aangegeven, valt een deel van de

sloten geheel droog doordat de grondwaterstand beneden de slootbodem daalt. Hierbij komt het voor, dat soms een bepaald leidinggedeelte droog valt, terwijl de leiding boven- en benedenstrooms van dit gedeelte water blijft voeren. Plaatselijk zal er dan een sterke wegzijging moeten plaats vinden. Dit komt bijvoorbeeld voor in het midden van het Leerinkbeekgebied. Hier loopt een leiding door een gebied, waar het freatisch vlak, ten gevolge van de onttrekking van grondwater, sterk is verlaagd, zodat het slootpeil soms zelfs 1 à 2 m boven de grondwaterspiegel ligt (COLENBRANDER, 1964). In dit gebied vertonen de isohypsen ook een zeer afwijkend beeld (fig. 8.11 en 8.12).

Op een tweetal moeilijkheden, die bij het samenstellen van isohypsenkaarten kunnen optreden, moet nog worden gewezen. In de eerste plaats kan de stijghoogte van het grondwater op verschillende diepten beneden maaiveld verschillend zijn. Dit kan voorkomen, indien er een of meer afsluitende lagen in het profiel voorkomen, zodat van elkaar gescheiden watervoerende lagen aanwezig zijn. Veelal spreekt men dan over de stijghoogte van het diepe en ondiepe grondwater, hoewel evengoed nog meer niveaus kun-

nen voorkomen. Uit de verschillen in stijghoogte kan, indien de weerstand ( $c$ ) van de afsluitende laag bekend is, de verticale grondwaterstroming worden berekend (deelrapport 3). In het kader van het geologisch onderzoek zijn in het Leerinkbeekgebied op een twintigtal plaatsen op diverse diepten beneden maaiveld waarnemingsfilters geplaatst. Ook nabij het eerder genoemde pompstation waren dergelijke waarnemingspunten aanwezig. Uit de verzamelde gegevens blijkt, dat de aanwezigheid van uitgestrekte afsluitende lagen niet waarschijnlijk is, aangezien geen grote verschillen in stijghoogte optreden (deelrapport 3; COLENBRANDER, 1964). Slechts op een enkel punt bestaat er een verschil in stijghoogte.

Het is duidelijk, dat een isohypsenkaart de stijghoogte in eenzelfde watervoerend pakket moet weergeven. De isohypsenkaarten van de fig. 8.11 en 8.12 zijn gebaseerd op de hoogte van het ondiepe grondwater. Dit betekent dat het waarnemingsfilter zich in het algemeen in het bovenste pakket bevindt tussen 1 en 4 m beneden maaiveld.

Een tweede opmerking, die in verband met het samenstellen van isohypsenkaarten moet worden gemaakt, is, dat, gezien de profielopbouw in het Leerinkbeekgebied, zich tijdelijk boven het eigenlijke freatische vlak schijnspiegels kunnen vormen. Plaatselijk komen hoog in het profiel slecht doorlatende

klei- en leemlagen voor, die de verticale grondwaterstroming sterk kunnen belemmeren. Soms vormen ook zeer fijnzandige laagjes of ploegzolen een belemmering voor het verticale transport van grondwater. In die gevallen kan er tijdelijk een horizontale grondwaterafvoer plaats hebben boven het eigenlijke freatische vlak. De samenstelling van de isohypsenkaarten is hier echter niet door bemoeilijkt, aangezien de grondwaterstand steeds op eenzelfde diepte wordt gemeten met een filter van beperkte lengte. Eventuele schijnspiegels zullen daarom meestal niet met de peilbuis in verbinding komen.

#### 4.2. GRONDWATERDIEPTEKAARTEN

Zoals in de inleiding van dit rapport is besproken, zijn grondwaterdieptekaarten dikwijls van grote waarde voor hydrologische onderzoeken in stroomgebieden. Dit geldt zowel voor de beoordeling van de ontwateringstoestand van een gebied, alsook om een indruk te verkrijgen van de bergingsmogelijkheden. Deze informatie, gecombineerd met gegevens over de topografie en de hydrologische ontsluiting, zal van veel belang zijn voor afvoerstudies.

Voor het Leerinkbeekgebied zijn voor een aantal situaties grondwaterdieptekaarten vervaardigd. Uit deze kaarten blijkt, dat, over het gehele gebied ge-

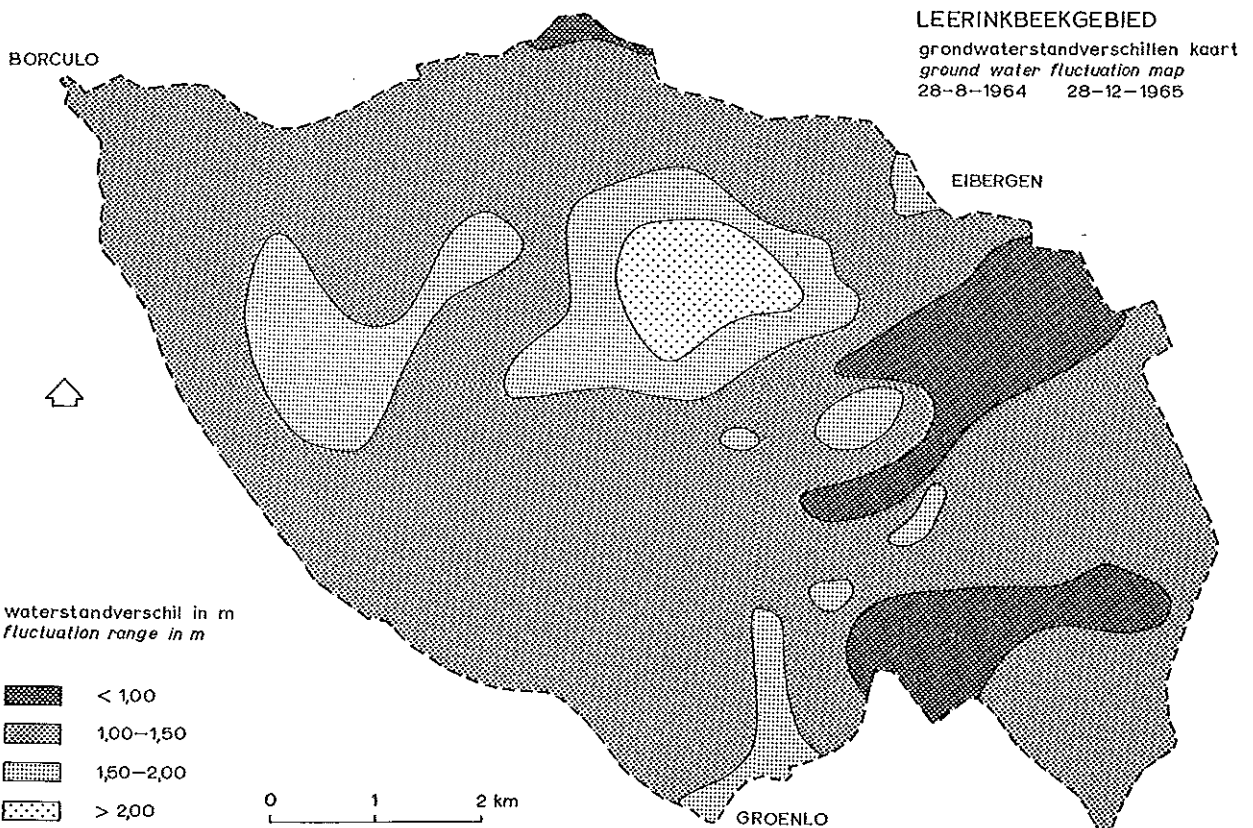


Fig. 8.13. Het verschil in grondwaterstand tussen een zeer natte (28-12-1965) en zeer droge (28-8-1964) toestand  
The difference in groundwater level between a very wet (28-12-1965) and a very dry (28-8-1964) situation

rekend, aanzienlijke verschillen in grondwaterdiepte voorkomen. Deze verschillen worden primair veroorzaakt door de ongelijke hoogte van het maaiveld. Daarnaast is ook de afvoercapaciteit van het aanwezige leidingstelsel van invloed. Voor het samenstellen van betrouwbare grondwaterdiepte kaarten is een goede hoogtekaart van veel belang. Toch kan, indien een dergelijke kaart aanwezig is, de grondwaterdiepte nog niet exact op kaart worden gebracht, omdat de maaiveldhoogte en daarmee de grondwaterdiepte op korte afstand zeer sterk wisselt. De aangegeven grondwaterdiepten zijn daarom gemiddelden voor een zekere oppervlakte. In de bijlagen 13 en 14 is de gemiddelde grondwaterdiepte aangegeven resp. voor een zeer natte en een zeer droge toestand. De verschillen in grondwaterdiepte tussen beide toestanden zijn in fig. 8.13 weergegeven. Deze grondwaterstandverschillenkaart geeft bijna de maximale fluctuatie aan, daar deze bepaald is uit grondwaterstanden, waargenomen in een extreem natte en een zeer droge periode. Alleen in 1959 is de grondwaterstand gemiddeld nog ongeveer 30 cm lager geweest dan in 1964 en ook de gemiddelde fluctuatie zal dus met dit bedrag moeten worden vergroot.

Het blijkt dat in bepaalde gebieden de grondwaterstand ondiep is en de grondwaterstandfluctuatie gering. Dit zijn meestal gebieden met kwel, die doorgaans aan de voet van de hoge esgronden zijn gelegen. Gebieden met geringe grondwaterstandfluctuaties worden ook aangetroffen nabij de vrij diep ingesneden bovenloop van de Leerinkbeek en in enkele slecht ontsloten percelen in het midden en benedenstroomse deel van het gebied. Daarnaast komen gebieden voor met diepe grondwaterstanden en een relatief grote grondwaterstandfluctuatie. Speciaal de zeer diepe grondwaterstanden op enkele esgronden in het oosten en noord-oosten van het gebied vallen op. De zeer diepe grondwaterstand in het centrum van het Leerinkbeekgebied is een gevolg van de reeds eerder besproken grondwateronttrekking ten behoeve van de drinkwatervoorziening.

Grondwaterdiepte kaarten zijn eveneens voor de gemiddelde winter- en zomertoestand vervaardigd. Deze kaarten zullen in par. 5.1 ter sprake komen. Ook in deelrapport 11 komt het gebruik van grondwaterdiepte kaarten aan de orde.

#### 4.3. GEMIDDELDE GRONDWATERDIEPTE VOOR EEN GEBIED

Voor zowel waterbalans- als afvoerstudies kan het van belang zijn om voor een gebied over gemiddelde grondwaterdiepten te beschikken. In principe kunnen deze waarden uit de grondwaterdiepte kaarten worden afgeleid. Om op deze wijze voor elke meetdatum een gemiddelde waterdiepte te bepalen, kost echter veel tijd. Veel eenvoudiger is het de gemiddelde diepte

direct uit de waarnemingen te berekenen. Hiertoe kan bijvoorbeeld het rekenkundig gemiddelde van de in een gebied gelegen buizen worden bepaald. Het op deze wijze verkregen resultaat zal beter met de werkelijkheid overeenstemmen naarmate de buizen regelmatig over het gebied verspreid zijn en de verdeling van de buizen over lage, middelhoge en hoge gronden naar rato van de oppervlakte van deze gronden is geschied.

Ook kan de gemiddelde grondwaterdiepte worden bepaald door aan de diverse buizen een bepaald gewicht toe te kennen. Dit kan op identieke wijze geschieden als bij de berekening van de gemiddelde gebiedsneerslag, dus door een Thiessen net te construeren (deelrapport 5). Een Thiessen net wordt echter onafhankelijk van maaiveldshoogte en bodemtype geconstrueerd, zodat ook aan deze methode nadelen kleven.

Daarom is het juist de toe te kennen gewichten te baseren op bijvoorbeeld de percentages lage, middelhoge en hoge gronden, die in een gebied voorkomen.

Bij het Leerinkbeekonderzoek zijn voor het berekenen van de gemiddelde grondwaterdiepten de verschillen in grondwaterstandfluctuatie als uitgangspunt gekozen.

De verdeling van een gebied in gronden met een ongeveer gelijke grondwaterstandvariatie is hierbij gebaseerd op de grondwatertrappenkaart. De grondwatertrappenkaart is samengesteld in het kader van het bodemkundig onderzoek en wordt in deelrapport 4 uitvoerig besproken.

Aangezien de grondwatertrappenkaart een belangrijke plaats inneemt bij het berekenen van de gemiddelde grondwaterdiepte, zullen de criteria, die aan de kaart ten grondslag liggen, nader worden besproken.

De verdeling van de gronden over de verschillende grondwatertrappen is geschied op grond van hydro-morfe profielkenmerken. Hierbij geven de diverse grondwatertrappen de gemiddelde waterstandvariaties aan. Zo is grondwatertrap III een aanduiding voor een gemiddeld hoogste grondwaterstand (GHG) ondieper dan 40 cm beneden maaiveld, en een gemiddeld laagste grondwaterstand (GLG) tussen 80 - 120 cm (tabel 8.8a). De gemiddelde grondwaterstanden worden in dit geval gedefinieerd als het gemiddelde van de hoogste drie, resp. laagste drie standen over een aantal jaren. Allereerst worden dus de gemiddelden van de hoogste drie ( $HG_3$ ), resp. laagste drie ( $LG_3$ ) waterstanden per hydrologisch jaar (1 april - 31 maart) berekend. De gemiddelde waterstanden (GHG en GLG) worden vervolgens berekend uit de  $HG_3$  en  $LG_3$  waarden van een zo groot mogelijk aantal jaren. De volgende vragen kunnen nu worden gesteld:

- in hoeverre zijn de GHG en GLG afhankelijk van de lengte van de waarnemingsperiode;
- in welke mate hangen de GHG en GLG af van de waarnemingsfrequentie;
- hoe liggen de GHG en GLG ten opzichte van de

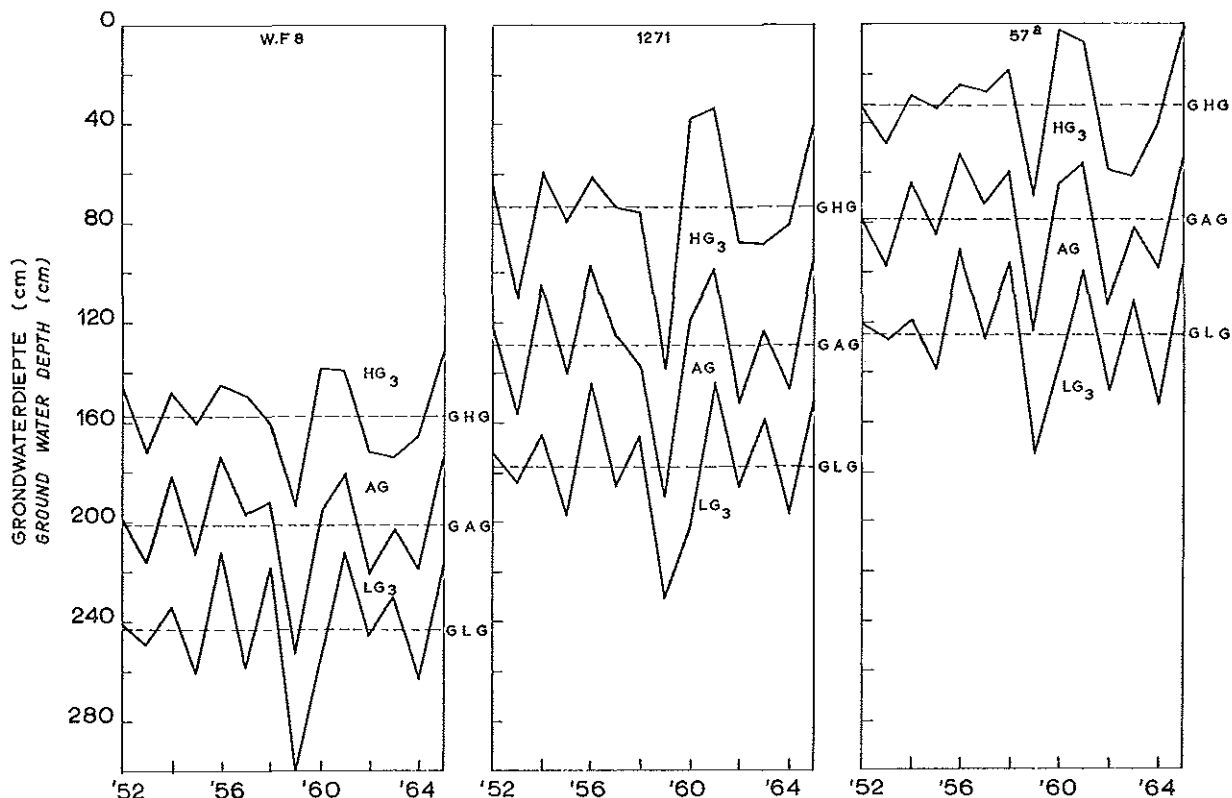


Fig. 8.14. Het verloop van  $HG_3$ ,  $LG_3$  en  $AG$  van een drietal buizen ( $HG_3$  en  $LG_3$  is het gemiddelde van de hoogste 3 resp. laagste 3 grondwaterstanden per jaar en  $AG$  het gemiddelde van alle waarnemingen)  
*The course of  $HG_3$ ,  $LG_3$  and  $AG$  of three observation wells ( $HG_3$  and  $LG_3$  are the mean of the highest 3 and lowest 3 groundwater tables per year resp. and  $AG$  is the mean of all observations)*

gemiddelde grondwaterstand gedurende de verschillende seizoenen.

Voor de beantwoording van deze vragen staan de gegevens van een achttal peilbuizen ter beschikking (2 waarnemingen per maand) over een periode van ongeveer 14 jaar (1952 - 1966). Niet voor elke buis is de waarnemingsreeks geheel compleet, maar met behulp van de reeds eerder genoemde regressiemethode konden de ontbrekende gegevens betrouwbaar worden aangevuld. Per hydrologisch jaar zijn voor elke waarnemingsreeks de  $HG_3$  en  $LG_3$  berekend. Het is duidelijk, dat deze waarden van jaar tot jaar sterk zullen verschillen (fig. 8.14). Ook VAN DER SLUIS (1968) heeft hier reeds op gewezen. In fig. 8.14 is tevens nog het verloop van de gemiddelde grondwaterstand ( $AG$ ) aangegeven. De  $AG$  is eveneens berekend voor hydrologische jaren en wel als gemiddelde van alle, tweemaal per maand waargenomen standen. In fig. 8.14 zijn de gemiddelden van de  $HG_3$ ,  $LG_3$  en  $AG$ , berekend over de 14-jarige periode, ingetekend.

De  $GHG$ ,  $GLG$  en  $GAG$  zijn vervolgens ook berekend over kortere periodelengten. Hierbij is een glijdende tijdschaal toegepast, zodat beschikbaar waren 13 gegevens van tweejarige perioden, 12 gegevens van driejarige perioden, 11 gegevens van vierjarige

perioden, etc.

Bepaald zijn de verschillen tussen de  $GHG$ ,  $GLG$  en  $GAG$ , berekend voor de 14-jarige periode, met dezelfde waarden, berekend voor perioden van kortere duur (1 t/m 13 jaar).

Voor een drietal buizen zijn in fig. 8.15 de resultaten van deze berekeningen samengevat. Uitgezonderd voor de  $GAG$  zijn steeds de grootste (a) zowel als de gemiddelde (b) verschillen weergegeven. Het blijkt, dat bij een vijfjarige waarnemingsperiode de verschillen gemiddeld kleiner zijn dan 5 cm, hoewel een verschil van ongeveer 12 cm nog voorkomt.

Voor het beantwoorden van de tweede vraag, in hoeverre de  $GHG$  en  $GLG$ -niveaus afhangen van de frequentie van waarneming, moeten zo mogelijk dagwaarnemingen aanwezig zijn. Voor een tweetal buizen zijn deze beschikbaar en wel over een periode van ongeveer vier jaar. Voor deze buizen zijn de  $GHG$  en  $GLG$  berekend, gebruik makend van alle dagwaarnemingen en uitgaande van één waarneming per 2, 5, 10, 14 en 30 dagen. Ook hierbij is weer een glijdende tijdschaal toegepast. Het is duidelijk, dat bij een frequenter waarnemen van de grondwaterstand de werkelijk opgetreden laagste en hoogste waterstanden beter worden benaderd (fig. 8.16). In fig. 8.16 zijn voor buis 56a de gemiddelde  $GHG$  en  $GLG$  aan-

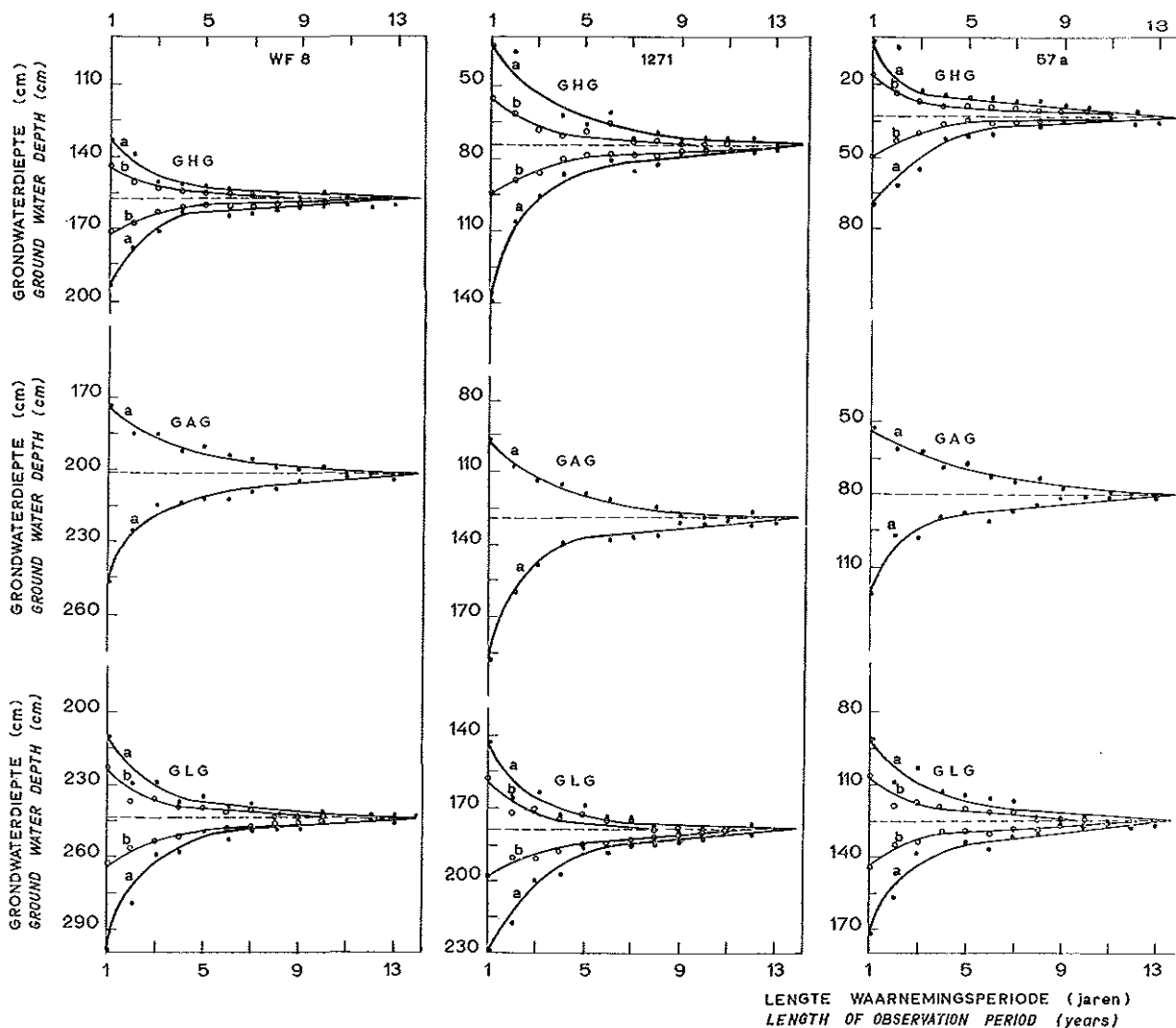


Fig. 8.15. GHG, GLG en GAG van de buizen WF8, 1271 en 57a berekend met de gegevens van perioden van verschillende lengte; GHG, GLG en GAG is het gemiddelde van resp. de  $HG_3$ ,  $LG_3$  en AG waarden van een bepaald aantal jaren (a = grootste negatieve en positieve afwijkingen t.o.v. GHG, GLG en GAG berekend over 14 jaren; b = idem voor gemiddelde van de negatieve resp. positieve afwijkingen)  
*GHG, GLG and GAG of the wells WF8, 1271 and 57a derived from the data of observation periods of different length; GHG, GLG and GAG is the mean of resp.  $HG_3$ ,  $LG_3$  and AG over a number of years (a = largest negative and positive deviations of GHG, GLG and GAG calculated for 14 years; b = do for mean of the negative and positive deviations resp.)*

gegeven (b), alsook de waarden met de kleinste (a), resp. grootste (c) verschillen ten opzichte van de GHG en GLG, berekend uit alle dagelijkse waarnemingen over de periode 1962 - 1967.

Met het voorgaande wil niet gezegd zijn, dat de fluctuatie van de grondwaterstand beter gekarakteriseerd wordt door de werkelijk hoogste en laagste waterstanden te bepalen. Wel is het noodzakelijk bij de definiëring van de GHG en GLG te vermelden, dat uitgegaan wordt van tweemaal per maand gepeilde buizen.

Een derde belangrijke vraag is, hoe de GHG en GLG liggen ten opzichte van bijvoorbeeld de gemiddelde winter- en zomergrondwaterstand. In fig. 8.17 zijn voor een drietal buizen (waarnemingsperiode

1952 - 1966) de gemiddelde grondwaterstanden per peildatum (14/1, 28/1, 14/2...) uitgezet, terwijl ook het verloop van de gemiddelde seizoensgrondwaterstand is aangegeven. Tevens zijn de GHG, GLG en GAG-niveaus ingetekend. Het blijkt, dat voor de acht buizen met een lange waarnemingsreeks de GHG ongeveer 23 cm hoger ligt dan de gemiddelde voorjaarswaterstand en dat de GLG 24 cm lager ligt dan de gemiddelde zomergrondwaterstand.

In tabel 8.8a zijn verder de gemiddelde zomer- en wintergrondwaterstanden vermeld, die voor de diverse grondwatertrappen uit de in het Leerinkbeekgebied gelegen buizen zijn berekend.

De GHG, GLG en GAG kunnen ook worden beschouwd in samenhang met de frequentieverdelingen



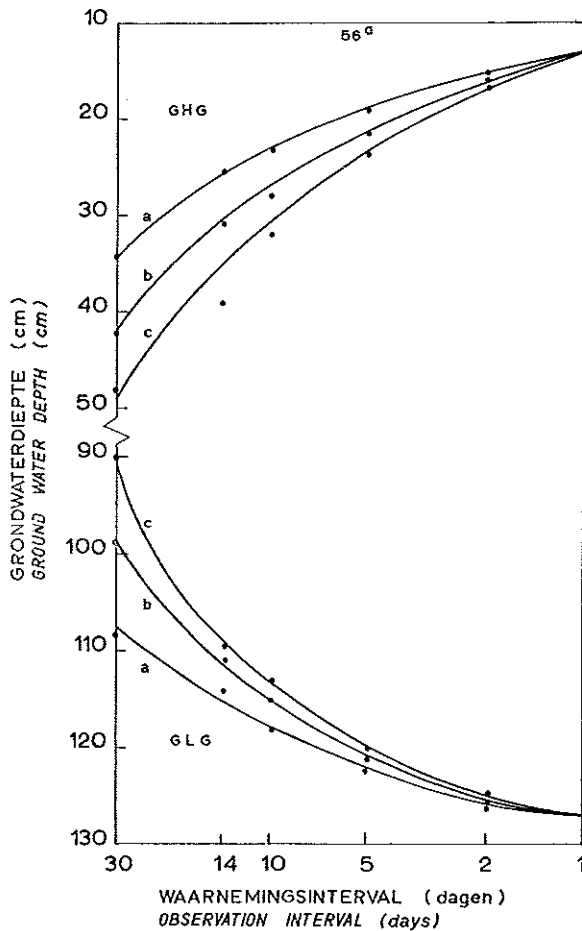


Fig. 8.16. GHG en GLG (b) van buis 56a berekend uit dagelijkse waarnemingen en uit resp. één waarneming per 2, 5, 10, 14 en 30 dagen (a = kleinste afwijking t.o.v. GHG en GLG berekend uit dagelijkse waarnemingen; c = idem voor grootste afwijking)  
*GHG and GLG (b) of well 56a calculated from daily observations and one observation per 2, 5, 10, 14 and 30 days resp. (a = smallest deviation from GHG and GLG calculated from daily observations; c = do for largest deviation)*

van de grondwaterdiepte voor de verschillende seizoenen. In fig. 8.18 zijn voor de maanden maart t/m mei en juni t/m augustus voor een tweetal buizen dergelijke frequentieverdelingen getekend. Ook dit frequentie-onderzoek is verricht voor de periode 1952 - 1966. In tabel 8.5 is als gemiddelde voor de acht bewerkte buizen het aantal grondwaterstanden vermeld, dat lager is dan het GLG-niveau, evenals het aantal, dat hoger is dan het GHG-niveau. Deze aantallen zijn uitgedrukt als percentages van het totaal aantal waarnemingen in de betreffende periode en uitgerekend voor hydrologische jaren en voor zomer- en winterperioden afzonderlijk.

Naar aanleiding van bovenstaande punten kan de vraag worden gesteld of de gehanteerde GHG en GLG wel de meest geschikte criteria zijn om het grondwaterstandverloop te karakteriseren. Enige na-

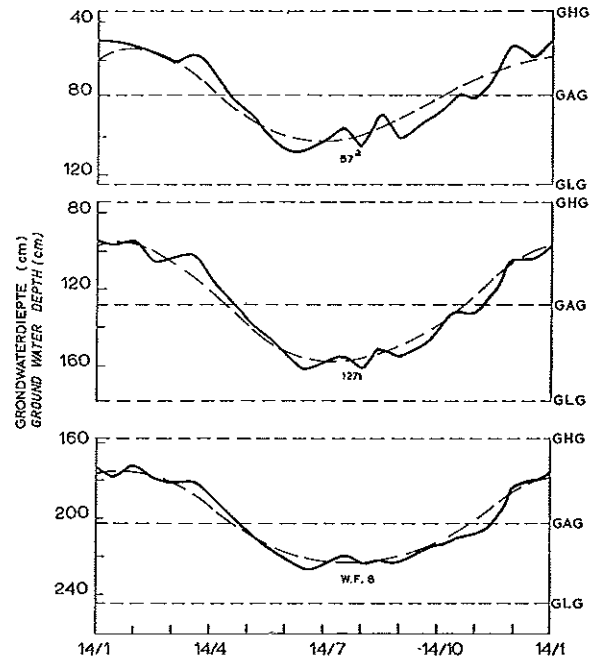


Fig. 8.17. Het verloop van de grondwaterstand van de buizen 57a, 1271 en WF8 gemiddeld per peildatum (—) en per seizoen (---)  
*The course of the groundwater level of the wells 57a, 1271 and WF8 averaged per observation date (—) and per season (---)*

delen van de gebruikte grootheden zijn:

- de GHG en GLG verschaffen geen informatie over de gemiddelde, noch over de extreme grondwaterstanden gedurende de verschillende seizoenen;
- de GHG wordt hoofdzakelijk bepaald door de grondwaterstanden in de maanden december t/m februari en de GLG door de standen in de maanden juni t/m augustus. Dientengevolge geeft de GHG geen inzicht in de hoge grondwaterstanden in de zomer en de GLG niet in de diepe grondwaterstanden in de winter;

Tabel 8.5. Percentage grondwaterstanden hoger resp. lager dan GHG en GLG (gemiddelde waarden van 8 peilbuizen)

	Hydrol. jaar 1/4 - 1/4	Zomer 1/4 - 1/10	Winter 1/10 - 1/4
% hoger GHG	10,1	1,6	18,6
% lager GLG	14,7	19,2	10,2
	1/IV - 1/IV	1/IV - 1/X	1/X - 1/IV
	Hydrol. year	Summer	Winter

Table 8.5. Percentage groundwater levels higher resp. lower than the mean highest (GHG) and the mean lowest groundwater level (GLG); the figures are the mean values of 8 observation wells

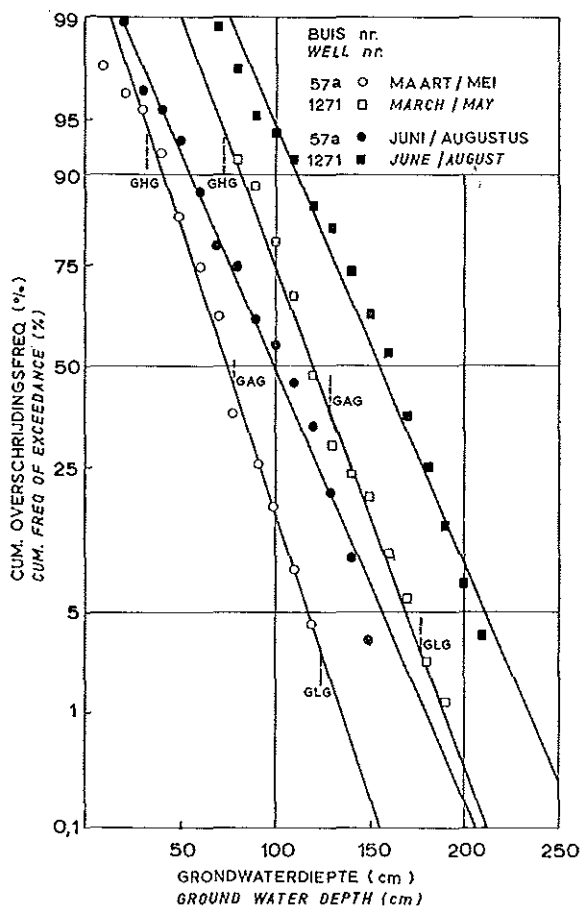


Fig. 8.18. Het aantal dagen (in %) dat in de diverse maanden de grondwaterstand lager ligt dan de aangegeven diepten  
*The number of days (in %) that the groundwater table is lower than the indicated levels for the given months*

— de snelheid waarmee de grondwaterstand op de neerslag reageert, komt maar ten dele in de gehanteerde grootheden naar voren.

Gezien de eerste twee punten lijkt het gewenst de GHG en GLG voor zomer- en winterperioden afzonderlijk te bepalen. Hierdoor wordt dan tevens waardevolle informatie verkregen over de gemiddelde grondwaterstand gedurende deze perioden. Het blijkt namelijk, dat de waarde  $(GHG + GLG)/2$  zeer goed overeenstemt met de gemiddelde waterstand (GAG), berekend uit alle waarnemingen per periode (tabel 8.6).

Indien toch de oorspronkelijke GHG en GLG worden gebruikt, moet voor de diverse seizoenen in elk geval de relatie tussen de gemiddelde grondwaterstand en de GHG en GLG voor de verschillende grondwatertrappen worden vastgesteld. Ook is een nadere differentiatie van de GLG voor de grondwatertrappen V tot en met VII noodzakelijk. Met name voor de bepaling van de capillaire opstijging is voor deze trappen de huidige grens van  $> 120$  cm onbevredigend. Verder verdient het aanbeveling een maat voor de reactiesnelheid van het grondwater op te nemen. De gemiddelde naijling ten opzichte van de neerslag of de gemiddelde grondwaterstandvariatie kan hiervoor een maatstaf zijn. Voor het vaststellen van een dergelijke maat zullen echter frequent waargenomen grondwaterstanden beschikbaar moeten zijn.

Indien op de kaart (die dan echter veel meer wordt dan alleen een grondwatertrappenkaart) ook gegevens over het capillair geleidingsvermogen en over de relatie tussen de grondwaterdiepte en het bergend vermogen worden opgenomen, neemt de waarde van de kaart nog verder toe.

Tabel 8.6. De GHG, GLG en GAG (in cm - mv), berekend voor verschillende perioden. De GHG en GLG zijn gemiddelden van de hoogste 3, respectievelijk laagste 3 grondwaterstanden. De GAG is het gemiddelde van alle waterstanden

	Buis 1271					Buis 1226					Gem. van 7 buizen	
	Hydrol. jaar	Zomer 14/4-28/9	Winter 14/10-28/3	Grondwaterstand- verschil (2)-(1) (3)-(1)		Hydrol. jaar	Zomer 14/4-28/9	Winter 14/10-28/3	Grondwaterstand- verschil (2)-(1) (3)-(1)		Grondwaterstand- verschil (2)-(1) (3)-(1)	
	(1)	(2)	(3)			(1)	(2)	(3)				
GHG	74	111	78	37	4	24	58	25	34	1	31	3
GLG	178	175	142	-3	-36	130	128	91	-2	-39	-3	-32
GAG	129	147	111	18	-18	76	95	58	19	-18	15	-15
$\frac{GHG + GLG}{2}$	126	143	110	17	-16	77	94	58	16	-19	14	-15
	(1)	(2)	(3)	Differences in groundwater level (2)-(1) (3)-(1)		(1)	(2)	(3)	Differences in groundwater level (2)-(1) (3)-(1)		Differences in groundwater level (2)-(1) (3)-(1)	
	Hydrol. year	Summer 14/IV-28/IX	Winter 14/X-28/III	Differences in groundwater level (2)-(1) (3)-(1)		Hydrol. year	Summer 14/IV-28/IX	Winter 14/X-28/III	Differences in groundwater level (2)-(1) (3)-(1)		Differences in groundwater level (2)-(1) (3)-(1)	

Table 8.6. The GHG, GLG and GAG (in cm minus soil surface) calculated for various periods. The GHG and GLG are means of the highest 3 resp. lowest 3 groundwater levels. The GAG is the mean of all observed groundwater levels of the wells mentioned

Tot slot is voor de buizen 56a en 168, waarvan dagelijkse gegevens beschikbaar zijn, onderzocht hoe de voor 15- en 30-daagse perioden berekende gemiddelde grondwaterstanden samenhangen met de waarnemingsfrequentie. Hierbij zijn de gemiddelden achtereenvolgens berekend uit 2, 3, 4 en 8 waarnemingen per 15-daagse periode en 3, 4, 7 en 15 waarnemingen per 30-daagse periode. Ook zijn verschillende gewichten aan de waarnemingen toegekend. Bij de berekeningen is weer gewerkt met een glijdende tijdschaal en is steeds het verschil bepaald ten opzichte van de gemiddelde grondwaterstand, berekend uit alle dagelijkse waarnemingen. De bewerkingen zijn voor zomer- en winterperioden afzonderlijk uitgevoerd; daarna zijn de resultaten gemiddeld, hoewel duidelijke verschillen tussen droge en natte seizoenen aanwezig zijn. De verschillen zijn in natte seizoenen meestal aanzienlijk groter. In tabel 8.7 zijn de resultaten van het onderzoek samengevat, waarbij steeds het gemiddelde verschil zowel als het gemiddeld grootste verschil zijn aangegeven. De berekeningen zijn uitgevoerd door de Afd. Bewerking Waarnemingsuitkomsten TNO.

Voor de diverse stroomgebieden in het Leerinkbeekgebied is de verdeling van de gronden over de diverse grondwatertrappen bepaald en zijn naar rato

van deze oppervlakten gewichtsfactoren vastgesteld (tabel 8.8b). In tabel 8.8b zijn voor de verschillende grondwatertrappen de GHG en GLG en de gemiddelde zomer- en wintergrondwaterdiepten vermeld. Voor de verschillende grondwatertrappen is nu voor elke meetdatum, aan de hand van de in het betreffende gebied gelegen peilbuizen, de gemiddelde grondwaterstand bepaald. Deze gemiddelde waarden worden vervolgens met de gewichtsfactoren (tabel 8.8b) vermenigvuldigd, hetgeen voor de verschillende gebieden gewogen grondwaterdiepten oplevert.

Voor de gebieden 10 en 12 is het verloop van de gewogen gemiddelde grondwaterdiepte getekend (fig. 8.21). Deze berekeningen zijn voor de periode augustus 1960 tot april 1966 uitgevoerd. De resultaten van dit onderzoek zijn onder andere gebruikt bij het afvoeronderzoek als index voor het bergend vermogen van een gebied (deelrapport 7).

Ook zijn de gegevens gebruikt bij het waterbalansonderzoek en wel voor de bepaling van de bergingsverschillen in de verzadigde zone (deelrapport 11).

#### 4.4. GEMIDDELD BODEMVOCHTGEHALTE VAN EEN GEBIED

Levert de bepaling van een gemiddelde grondwater-

Tabel 8.7. Verschillen tussen de gemiddelde waterstanden in cm berekend uit resp. dagwaarnemingen en minder frequent waargenomen standen

Aantal waarnemingen per periode	Periode 15 dagen				Aantal waarnemingen per periode	Periode 30 dagen			
	buis 56a		buis 68			buis 56a		buis 68	
	Gem. versch.	Gem. grootste versch.	Gem. versch.	Gem. grootste versch.		Gem. versch.	Gem. grootste versch.	Gem. versch.	Gem. grootste versch.
8	0,7	2,5	0,3	1,1	15	0,5	1,6	0,2	0,7
4 <sup>a)</sup>	2,1	8,6	1,0	3,7	7 <sup>e)</sup>	1,5	5,5	0,7	2,3
4	2,5	9,5	1,1	4,3	7	2,0	7,2	1,0	3,8
3 <sup>b)</sup>	3,4	12,7	1,4	5,5	4 <sup>d)</sup>	3,5	11,6	1,6	5,1
3	3,7	14,1	1,6	6,2	4	4,1	12,9	2,0	6,9
2	6,5	23,5	3,0	10,9	3 <sup>e)</sup>	4,7	15,5	2,1	6,9
					3	5,2	17,6	2,7	8,7
Number of observations per period	Mean greatest diff.		Mean greatest diff.		Number of observations per period	Mean greatest diff.		Mean greatest diff.	
	well 56a		well 68			well 56a		well 68	
	Period 15 days					Period 30 days			

a) waarnemingen gewogen in de verhouding 1 : 2 : 2 : 1 observations weighted according the ratio

b) waarnemingen gewogen in de verhouding 4 : 7 : 4 observations weighted according the ratio

c) waarnemingen gewogen in de verhouding 3 : 4 : 5 : 5 : 4 : 3 observations weighted according the ratio

d) waarnemingen gewogen in de verhouding 5 : 9,5 : 5 observations weighted according the ratio

e) waarnemingen gewogen in de verhouding 7,5 : 14 : 7,5 observations weighted according the ratio

Table 8.7. Differences between the mean groundwater levels in cm calculated from resp. daily observations and less frequently observed levels

Tabel 8.8a. De GHG, GLG en de gemiddelde winter- en zomergrondwaterstanden (respectievelijk GWG en GZG) in cm - mv voor de verschillende grondwatertrappen

	Grondwatertrap					
	II	III	V	VI	VIIa	VIIb
GHG	—	< 40	< 40	40 - 80	80 - 120	> 120
GLG	50 - 80	80 - 120	> 120	> 120	> 120	> 120
GWG	30	45	60	85	120	170
GZG	50	75	90	115	150	210
	II	III	V	VI	VIIa	VIIb

*Groundwater class*

Table 8.8a. The mean highest (GHG), the mean lowest (GLG) and the mean winter and summer groundwater levels (resp. GWG and GZG) for the various groundwater classes in cm minus soil surface

Tabel 8.8b. Gewichtsfactoren voor de verschillende grondwatertrappen in de genoemde stroomgebieden

Stroomgebied	Grondwatertrap						Opp. gebied (ha)
	II	III	V	VI	VIIa	VIIb	
6	0,02	0,37	0,42	0,13	0,02	0,04	1040
7	0,03	0,36	0,45	0,14	0,01	0,01	332
10	0,03	0,43	0,44	0,08	0,01	0,01	640
12	0,05	0,21	0,25	0,18	0,07	0,24	227
13	0,04	0,39	0,32	0,14	0,04	0,07	660
14	0,00	0,18	0,25	0,32	0,22	0,03	260
Totale gebied Total area	0,04	0,40	0,30	0,11	0,07	0,08	5200
	II	III	V	VI	VIIa	VIIb	Size of area
Basin	Groundwater class						(ha)

Table 8.8b. Weighting factors for the various groundwater classes in the different basins

diepte van een gebied reeds moeilijkheden op, voor de bepaling van een gemiddeld bodemvochtgehalte geldt dit in nog sterkere mate.

Zo wordt het bodemvochtgehalte, meer dan de grondwaterstand, beïnvloed door verschillen in profielopbouw en door bodemfysische verschillen; daarnaast is ook het type begroeiing van invloed.

Fig. 8.19 illustreert duidelijk, dat de vochtverdeling over de profielen op de diverse meetpunten en voor de verschillende seizoenen sterk verschilt. Van de verschillen in vochtonttrekking en vochtaanvulling op een gras- en bouwlandperceel wordt in fig. 8.20 een voorbeeld gegeven. De vochtafname vindt in eerste instantie voornamelijk in de bovenste lagen plaats, waarna ten gevolge van capillaire opstijging en afvoer van water het watergehalte in de diepere lagen daalt.

In het algemeen neemt het vochtgehalte ook weer het eerst toe in de bovenste lagen. Speciaal de sterke toename van het vochtgehalte in de bovenlaag na het maaien van de rogge valt op.

Een aantal andere voorbeelden van vochtonttrekking en aanvulling op de verschillende diepten beneden

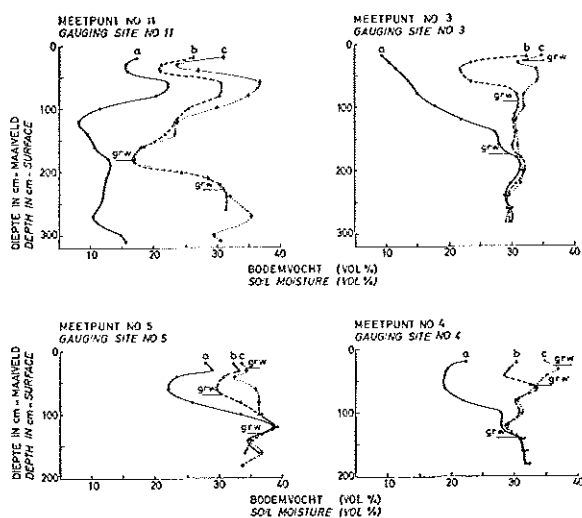


Fig. 8.19. De vochtverdeling in de grond op een aantal meetpunten onder verschillende omstandigheden (a = zeer droog; b = gemiddeld; c = zeer nat)  
The moisture distribution in the soil under different conditions at some gauging sites (a = very dry; b = normal; c = very wet)

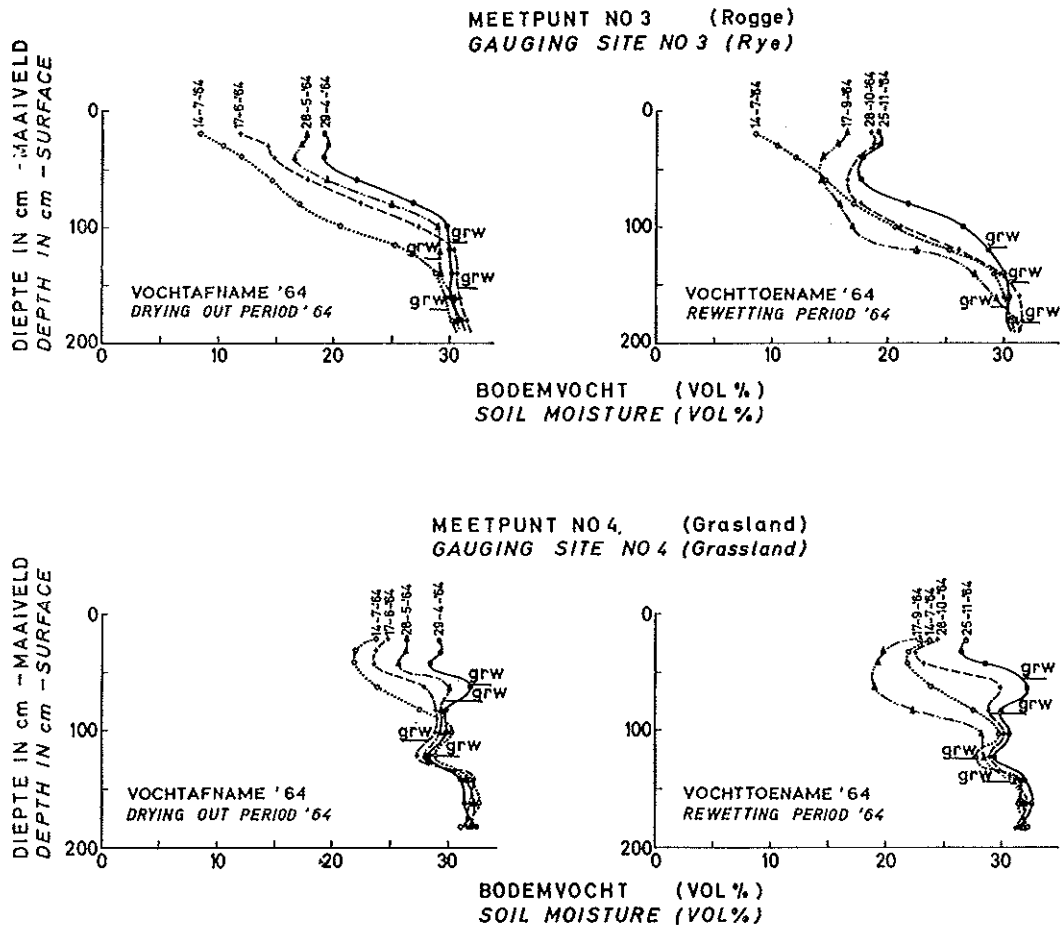


Fig. 8.20. Het verloop van de vochtonttrekking en de vochtaanvulling op een perceel grasland en een perceel rogge  
*The course of the extraction of soil moisture and the rewetting of the soil on grassland and a rye field*

maaiveld zullen in deelrapport 11 worden besproken. Het is duidelijk, dat een gemiddeld bodemvochtgehalte van een gebied moeilijk nauwkeurig kan worden berekend. Dit geldt te meer, daar het uit praktische overwegingen onmogelijk is een dicht net van bodemvochtmeetpunten te realiseren. Voor vele studies zal het ook niet nodig zijn het gemiddelde bodemvochtgehalte exact te kennen. Dit is bijvoorbeeld niet nodig bij de bepaling van de vochtveranderingen in een gebied, alsmede bij het bepalen van een bergingsindex voor het afvoeronderzoek.

Bij de bepaling van een gemiddeld bodemvochtgehalte voor een gebied is, evenals bij de berekening van de gemiddelde gebiedsgrondwaterstand, aan de waarnemingen op de diverse meetpunten een bepaald gewicht toegekend. Bij het vaststellen van deze gewichten voor de verschillende gebieden is rekening gehouden met bodemtype, grondwaterstandvariatie en grondgebruik. Hiervoor is gebruik gemaakt van de bodem- en grondwatertrappenkaart en van de cultuurkaart. Het is duidelijk, dat een geheel juiste afweging van de genoemde factoren vrijwel onmogelijk

is, omdat het aantal variaties zeer groot is en het aantal meetpunten relatief klein. Voor elke meetdatum is voor enige stroomgebieden een gemiddeld vochtgehalte bepaald uit de in de betreffende gebieden gelegen meetpunten en de berekende gewichtsfactoren. Dit vochtgehalte is uitgedrukt in mm vocht per laag. De laagdikte, waarover het vochtgehalte wordt bepaald, is niet voor elk gebied gelijk, omdat de meetdiepte afhankelijk is van de diepste grondwaterstanden. Zo bedraagt voor stroomgebied 10 de laagdikte 210 cm, terwijl voor gebied 12 de dikte 280 cm is.

Het verloop van het gemiddelde vochtgehalte over de periode 1961 - 1967 is voor de gebieden 10 en 12 in fig. 8.21 aangegeven. Voor dezelfde gebieden is in deze figuur ook het verloop van de gemiddelde grondwaterstand ingetekend.

Bij het waterbalansonderzoek zijn de gemiddelde vochtgehalten gebruikt voor het bepalen van de bergingsverschillen, terwijl deze cijfers ook zijn gebruikt voor het karakteriseren van de bergingsmogelijkheden in een gebied bij het afvoeronderzoek (deelrapport 7).

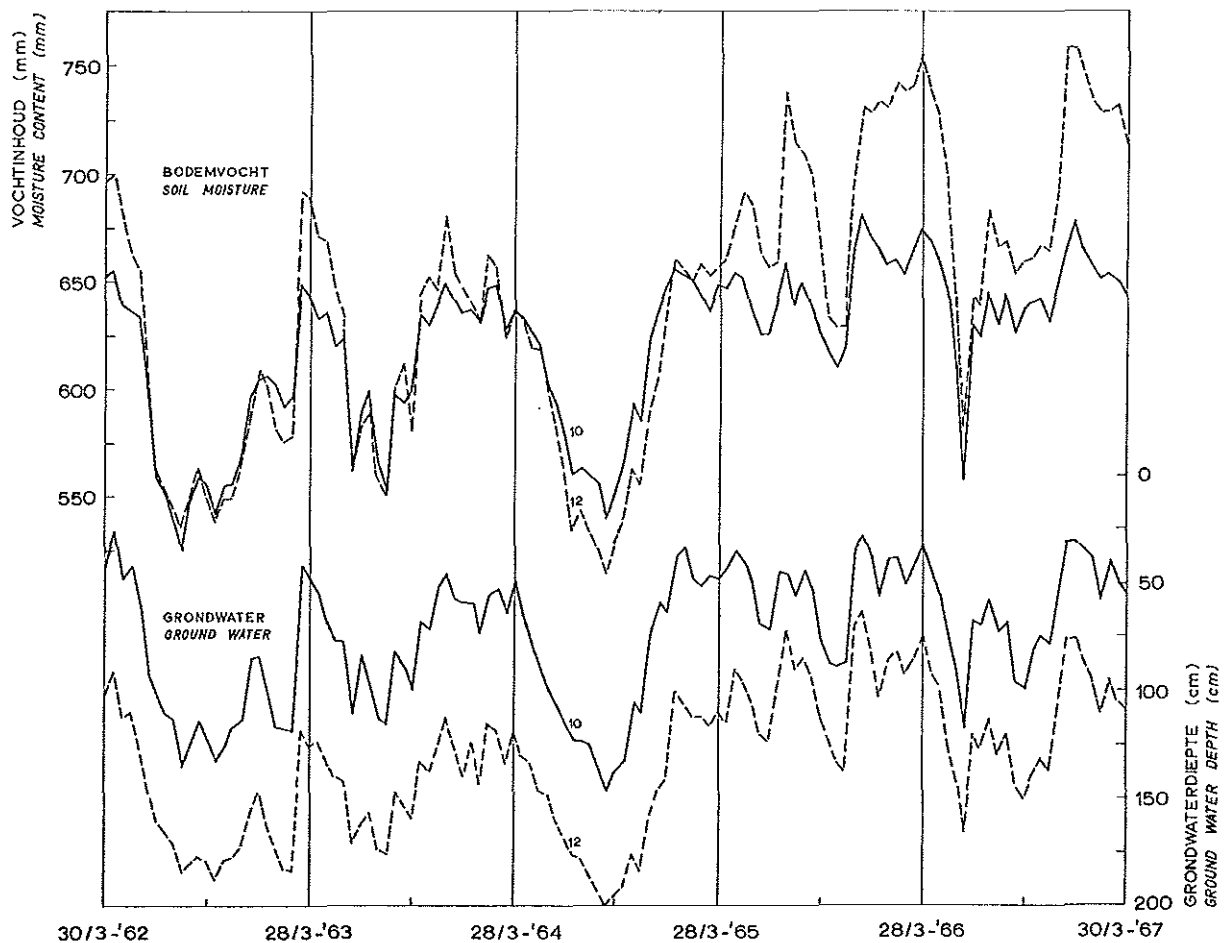


Fig. 8.21. Het verloop van de gemiddelde bodemvochtinhoud en de gemiddelde grondwaterstand van de gebieden 10 en 12  
*The course of the average moisture content and the average groundwater level of the basins 10 and 12*

## 5. GRONDWATERSTAND- EN BODEMVOCHTFREQUENTIES

Het vaststellen van de frequentie van verschillende hydrologische grootheden is verre van eenvoudig. In de eerste plaats zijn de meeste waarnemingsreeksen te kort om betrouwbare frequentie-uitspraken te doen. Daarnaast doet zich de moeilijkheid voor, dat het waarnemingsmateriaal niet homogeen is, doordat bijvoorbeeld de waterhuishoudkundige toestand in een gebied is gewijzigd. Verder zijn door het ontbreken van waarnemingen de grondwaterstandreeksen dikwijls onvolledig.

Onvolledige reeksen leveren onder andere bij frequentiestudies, maar ook bij het systematisch berekenen van de gemiddelde grondwaterdiepten voor een gebied veel moeilijkheden op.

Daarom is in dit rapport veel aandacht besteed aan het completeren van de waarnemingsreeksen.

Ten aanzien van het homogeen zijn van het waarnemingsmateriaal is reeds opgemerkt, dat de waterhuishoudkundige toestand in het Leerinkbeekgebied gedurende de onderzoeksperiode niet ingrijpend is ge-

wijzigd. Zo passen, voor ongeveer overeenkomstige situaties, de waarnemingen van de COLN-periode goed in het isohypsenpatroon, samengesteld uit de recente waarnemingen. Ook verschillen voor een aantal buizen de uit de oude en recente waarnemingen berekende GHG en GLG-niveaus en cumulatieve frequentieverdelingen onderling weinig. Dit geldt in mindere mate voor het zuidwestelijke deel van het gebied, waar in de periode 1950 - 1958 de ruilverkaveling Beltrum is uitgevoerd. Bij de bewerking van grondwaterstandgegevens uit dit deel van het gebied is hiermede zo nodig rekening gehouden.

De langste grondwaterstandreeksen, die ter beschikking staan, hebben betrekking op de periode 1952 - 1967. Overwegend zijn de reeksen echter korter en beslaan een drie- tot zesjarige periode. Gezien de korte waarnemingsreeksen is het van belang te weten in hoeverre de onderzoekperioden representatief zijn voor de gemiddelde hydrologische toestand over een groot aantal jaren. Dit punt is van belang om de verkregen resultaten juist te kunnen beoordelen en om de resultaten op een verantwoorde wijze in de tijd te kunnen extrapoleren. De hydrologische gesteldheid in

een gebied wordt voornamelijk bepaald door de neerslag, verdamping, bergend vermogen en de afvoercapaciteit van het leidingstelsel. Het ligt voor de hand om bij een vergelijking van de hydrologische gesteldheid in de eerste plaats de neerslag als maatstaf te kiezen. In hydrologisch opzicht is de neerslag immers een van de belangrijkste factoren; bovendien zijn van de neerslag de langste waarnemingsreeksen beschikbaar. In deelrapport 5 zijn voor verschillende perioden de frequentieverdelingen van de dagneerslagen van het KNMI-station Winterswijk vergeleken. Vooral voor de winterperioden is deze vergelijking zinvol. De neerslagverdeling gedurende de winters 1962/1963 tot en met 1965/1966 blijkt goed met die voor de winters uit de periode 1880/1881 tot en met 1965/1966 overeen te stemmen.

In de zomer vormt de neerslag een minder juiste vergelijkingsmaatstaf. De verdamping heeft dan namelijk ook veel invloed, hoewel deze van jaar tot jaar relatief weinig varieert. Gegevens over neerslag minus verdamping zijn veelal niet over een lange periode beschikbaar.

Verder kan een periode in hydrologisch opzicht worden getypeerd door de opgetreden afvoeren. Hiervoor geldt echter eveneens, dat deze cijfers meestal niet over een lange periode aanwezig zijn.

Tot slot kan de in de grond geborgen hoeveelheid water (de berging) als maatstaf dienen bij een vergelijking van perioden. Dit laatste geldt uiteraard slechts, indien de waterhuishoudkundige toestand niet is gewijzigd. Aangezien directe metingen van de berging niet beschikbaar zijn, kan in plaats hiervan de grondwaterdiepte als criterium worden gekozen, om-

dat deze gemiddeld genomen een redelijke samenhang met de berging vertoont. Een nadeel is echter, dat slechts 14-daagse grondwaterstandwaarnemingen ter beschikking staan, waardoor een vertekend beeld kan

Tabel 8.9. Cumulatieve overschrijdingsfrequenties (%) van de grondwaterdiepten voor groep L voor verschillende perioden

Grondwaterdiepte (m - mv)	1 april t/m 30 september		
	1952/'65	1962/'65	1964/'66
0,0 - 0,1	100,0	100,0	100,0
0,1 - 0,2	100,0	100,0	100,0
0,2 - 0,3	99,4	97,9	97,2
0,3 - 0,4	99,4	97,9	97,2
0,4 - 0,5	93,3	93,8	88,9
0,5 - 0,6	89,4	85,4	77,8
0,6 - 0,7	81,7	79,2	69,4
0,7 - 0,8	70,6	68,8	63,9
0,8 - 0,9	56,7	52,1	41,7
0,9 - 1,0	47,8	45,8	36,1
1,0 - 1,1	37,2	37,5	27,8
1,1 - 1,2	32,2	29,2	25,0
1,2 - 1,3	20,6	22,9	19,4
1,3 - 1,4	11,1	16,7	13,9
1,4 - 1,5	5,6	6,2	8,3
1,5 - 1,6	1,7		
1,6 - 1,7	1,1		
1,7 - 1,8	0,6		

Groundwater depth (m - ss)	1952/'65	1962/'65	1964/'66
	April 1 through September 30		

Table 8.9. Cumulative frequencies of exceedance (%) of groundwater depths of group L for various periods

Tabel 8.10. Grondwaterdiepte (in m - mv) die in de verschillende seizoenen op 90, 50 en 10 % van de dagen wordt overschreden

Periode	maart - mei			juni - augustus			september - november			december - februari		
	90	50	10	90	50	10	90	50	10	90	50	10
<b>Buis of groep</b>												
<b>Overschrijdings %</b>												
a	0,24	0,40	0,57	0,31	0,65	0,92	0,19	0,52	0,92	0,06	0,32	0,78
b	0,41	0,55	0,72	0,46	0,90	1,19	0,32	0,73	1,21	0,16	0,48	0,89
c	0,45	0,64	0,86	0,55	1,00	1,33	0,34	0,86	1,41	0,14	0,60	0,99
d	0,71	0,88	1,07	0,77	1,22	1,49	0,61	1,10	1,56	0,40	0,81	1,38
e	0,83	1,13	1,44	1,11	1,55	1,86	0,96	1,45	2,09	0,41	1,03	1,83
f	1,34	2,06	2,32	1,62	2,35	2,73	1,66	2,16	2,96	1,10	1,95	2,62
1271	1,08	1,42	1,82	1,04	1,65	2,06	0,65	1,19	1,93	0,62	0,99	1,66
57a	0,63	0,94	1,26	0,55	1,10	1,53	0,30	0,67	1,35	0,29	0,56	0,94
<b>Well or group</b>												
<b>Exceedance %</b>												
<b>Period</b>	<b>March - May</b>			<b>June - August</b>			<b>September - November</b>			<b>December - February</b>		

Table 8.10. Groundwater depth (in m minus soil surface) exceeded in the various seasons on 90, 50 and 10 % of the days

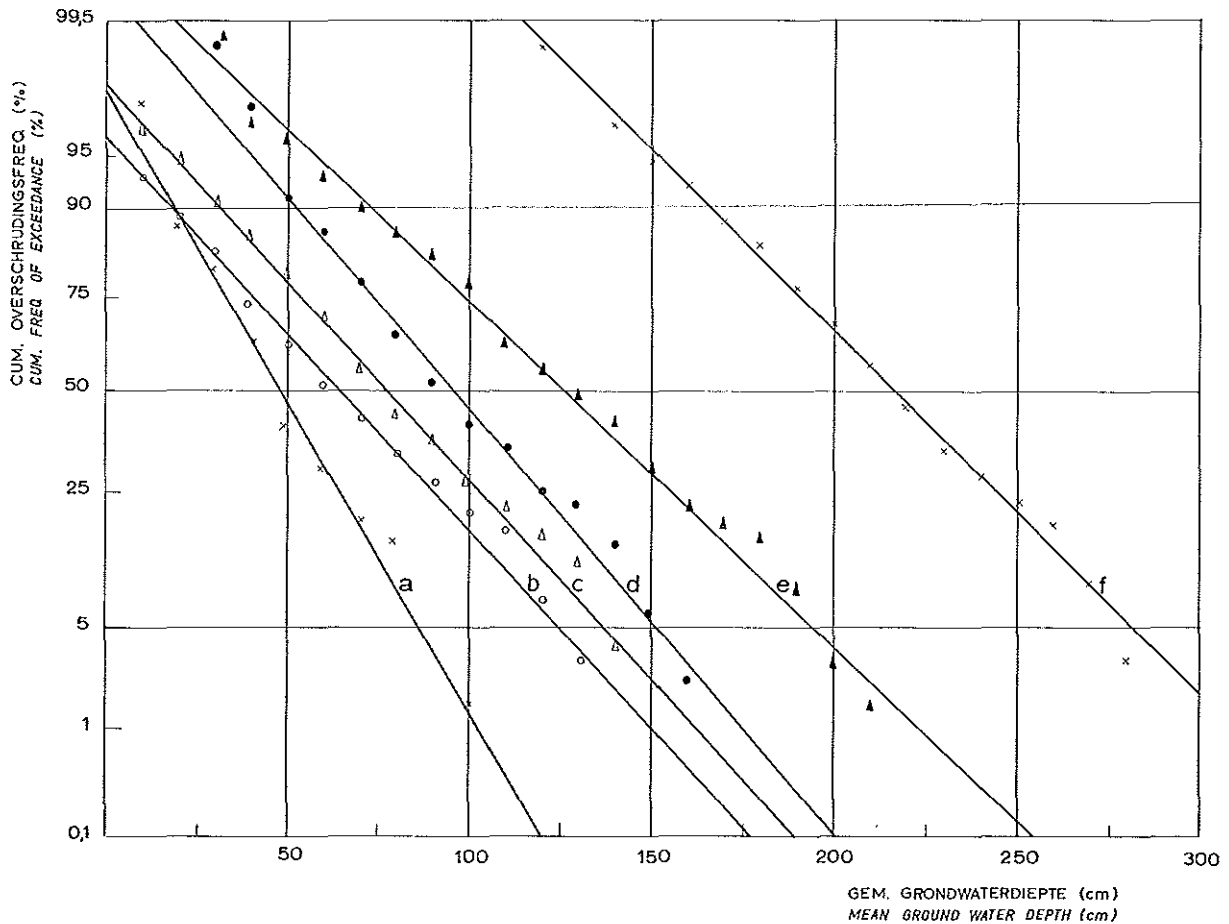


Fig. 8.22. Het aantal dagen per jaar (in %), dat de grondwaterstand lager is dan de aangegeven diepten (a, b, c etc. zijn de groepen van buizen die in tabel 8.2 zijn genoemd)  
*The number of days per year (in %), with a groundwater table lower than the indicated depths (a, b, c etc. are the groups of wells as mentioned in table 8.2)*

ontstaan, doordat kort durende natte perioden onvoldoende in de frequentieverdeling tot uiting komen. Wel komen in tabel 8.9 duidelijk de natte zomermaanden in de jaren 1964 tot en met 1966 naar voren en verder blijkt, dat de frequentieverdeling van de grondwaterdiepten over de periode 1962 tot en met 1965 redelijk met die uit de periode 1952 tot en met 1965 overeenstemt.

Daarom is in tabel 8.10 voor de jaren 1962/1963 tot en met 1965/1966 voor de reeds eerder genoemde groepen van buizen (a tot en met f) de grondwaterdiepte aangegeven, die in de verschillende seizoenen op 90, 50 en 10 % van de dagen wordt overschreden. Voor de buizen 57a en 1271 is hetzelfde gedaan voor de gegevens uit de periode 1952 tot en met 1966. De overschrijdingsfrequenties zijn in de fig. 8.18 en 8.22 ook grafisch weergegeven.

Voor de stroomgebieden 10 en 12 is de frequentieverdeling van de gemiddelde grondwaterdiepte en het gemiddeld bergend vermogen aangegeven in de fig. 8.23 en 8.24.

Nadere aandacht vraagt nog de periode 1952 tot en

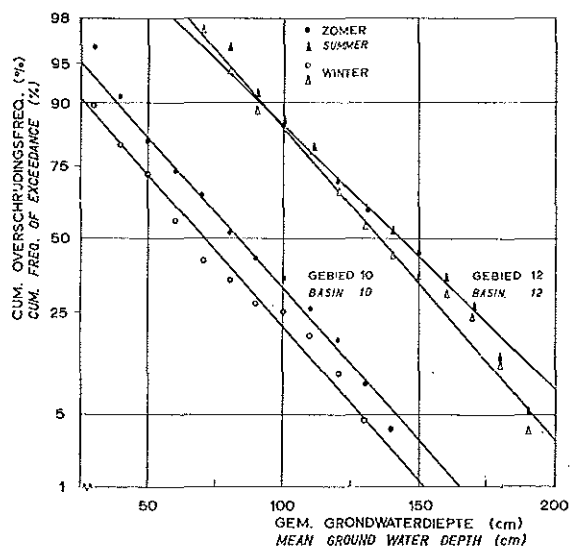


Fig. 8.23. Het aantal dagen (in %), dat in de zomer en in de winter de gemiddelde grondwaterstand in de gebieden 10 en 12 lager is dan de aangegeven diepten  
*The number of days (in %) in summer and winter with a mean groundwater level in the basins 10 and 12 lower than the indicated depths*



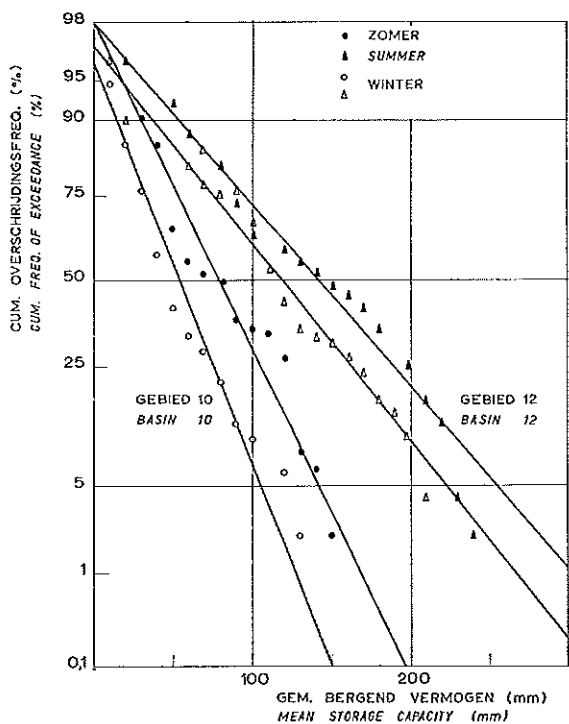


Fig. 8.24. Het aantal dagen (in %), dat in de zomer en in de winter het gemiddeld bergend vermogen in de gebieden 10 en 12 groter is dan de aangegeven waarden  
*The number of days (in %) in summer and winter with a mean storage capacity of the soil in the basins 10 and 12 exceeding the indicated values*

met 1955. In deze periode is door de Commissie Onderzoek Landbouwwaterhuishouding Nederland een studie verricht naar de gedragingen van het grondwater. De nu beschikbare waarnemingsreeksen openen de mogelijkheid na te gaan, in hoeverre de hydrologische gesteldheid gedurende de COLN-periode representatief is geweest voor de gemiddelde hydrologische situatie over een groot aantal jaren.

### 5.1. DE COLN-PERIODE

Het onderzoek van de COLN is erop gericht geweest voor geheel Nederland een inventarisatie te maken van de relatie tussen de grondwaterdiepte en de landbouwwaterhuishouding. De resultaten zijn onder meer vastgelegd in een tweetal kaarten, respectievelijk van de gemiddelde winter- en zomergrondwaterdiepte. Verder is een afgeleide kaart, de verdrogingskaart, samengesteld. Nagegaan is, hoe de perioden, waarvoor deze kaarten zijn opgesteld, passen in de nu beschikbare waarnemingsreeksen. Bij het samenstellen van de COLN-kaarten zijn in het Leerinkbeekgebied de gegevens van ongeveer 100 buizen (waaronder 4 stambuizen) gebruikt. De gewone buizen zijn 4 maal per jaar gepeild en de stambuizen tweemaal per maand. De gemiddelde grondwaterdieptekaarten zijn samengesteld aan de hand van voor

elke buis bepaalde kaartgemiddelden. Voor de winterperiode is het kaartgemiddelde uit de waarnemingen van 14 december 1952 en 14 december 1954 bepaald. Voor de zomerperiode is dit gebeurd uit de gegevens van 28 augustus 1953 en 28 augustus 1955. Om na te gaan hoe de kaartgemiddelden liggen ten opzichte van de gemiddelde zomer- en winterwaterstanden, zijn deze vergeleken met voor de stambuizen berekende tijdvakgemiddelden. Voor de winter is het tijdvakgemiddelde bepaald uit de veertiendaagse waarnemingen gedurende de periode 14 november tot en met 14 februari over de jaren 1952/1953 en 1954/1955. Voor de zomer is het tijdvakgemiddelde bepaald uit de veertiendaagse metingen gedurende de periode 14 juni tot en met 14 september over de jaren 1953 en 1955. De bovengenoemde kaart- en tijdvakgemiddelden zijn in tabel 8.11 opgenomen. In deze tabel staan ook de tijdvakgemiddelden vermeld, zoals deze voor de periode 1952 tot en met 1966 zijn berekend. Tevens zijn in tabel 8.11 de gemiddelde zomerkwartaal- en zomerhalfjaarstanden opgenomen. Deze zijn reeds eerder in dit rapport ter sprake gekomen.

Het blijkt, dat het COLN-kaartgemiddelde voor de winter ongeveer 27 cm hoger ligt dan het langjarig tijdvakgemiddelde en 18 cm hoger dan het kwartaalgemiddelde voor de winter. Daarentegen blijkt het COLN-kaartgemiddelde voor de zomer 28 cm lager te liggen dan het langjarig tijdvakgemiddelde en 30 cm lager dan het kwartaalgemiddelde voor de zomer. In feite geven de COLN-kaarten dus ongeveer de in par. 4.3 besproken GHG en GLG-niveaus aan en niet de gemiddelde winter- en zomertoestand. Verder zijn de grondwaterdieptekaarten van de COLN-periode vergeleken met dezelfde kaarten, samengesteld aan de hand van de recent waargenomen peilbuizen (bijlage 15). Voor de wintertoestand zijn hiervoor de waterstanden gekozen, die op 28 maart 1965 zijn waargenomen, omdat deze goed met de gemiddelde wintergrondwaterstand overeenkomen; voor de zomertoestand zijn de waarnemingen van 28 oktober 1965 gekozen, omdat deze zeer goed met de gemiddelde zomergrondwaterstand overeenstemmen (tabel 8.11).

Bij vergelijking van de recente kaarten met die van de COLN-periode (bijlage 15) blijkt, dat de COLN-kaart voor de winter een wat hogere stand aangeeft en de COLN-kaart voor de zomer een wat lagere. Uitgezonderd voor de diepste grondwaterstanden bedraagt het verschil ongeveer een grondwaterklasse. Overigens stemmen de kaarten uit de beide perioden redelijk overeen.

Twee opvallende verschillen zijn, dat in de winter in het midden van het gebied de grondwaterstanden thans aanzienlijk lager zijn dan vroeger en dat in de zomer op de COLN-kaart het natte gebied ten zuiden van Eibergen onvoldoende tot uiting komt. De kaarten, die aan de hand van de recent waargenomen

Tabel 8.11. Vergelijking van de COLN kaart- en tijdvakgemiddelden met de gemiddelde zomer- en wintergrondwaterdiepten

Gemiddelde van drie peilbuizen			
winterperiode	grondwaterdiepte (cm - mv)	zomerperiode	grondwaterdiepte (cm - mv)
COLN-kaartgemiddelde <i>Mean of COLN maps</i> (14/12-'53 + 14/12-'55)	30	COLN-kaartgemiddelde <i>Mean of COLN maps</i> (28/8-'53 + 28/8-'55)	126
COLN-tijdvakgemiddelde <i>Mean of COLN period</i> ('52/'53 + '54/'55)	37	COLN-tijdvakgemiddelde <i>Mean of COLN period</i> ('53 + '55)	106
Tijdvakgemiddelde <i>Mean of period</i> ('52/'53 t/m '65/'66)	57	Tijdvakgemiddelde <i>Mean of period</i> ('52 t/m '65)	98
Kwartaalgemiddelde (1/1 - 1/4) <i>Mean of three months</i> ('52/'53 t/m '65/'66)	48	Kwartaalgemiddelde (1/7 - 1/10) <i>Mean of three months</i> ('52 t/m '65)	96
Halfjaargemiddelde (1/10 - 1/4) <i>Mean of six months</i> ('52/'53 t/m '65/'66)	58	Halfjaargemiddelde (1/4 - 1/10) <i>Mean of six months</i> ('52 t/m '65)	90
28 maart 1965	49	28 oktober 1965	96
	<i>groundwater depth</i> (cm - ss)		<i>groundwater depth</i> (cm - ss)
<i>winter period</i>		<i>summer period</i>	
<i>Mean figures of 3 observation wells</i>			

Table 8.11. Comparison between the COLN-figures and the mean groundwater depth in summer and winter periods

buizen zijn samengesteld, zijn bovendien gedetailleerder. Dit is echter een logisch gevolg van het grotere aantal buizen, dat nu ter beschikking staat.

Tenslotte moet worden opgemerkt, dat de peildata van de grondwaterstandbuizen, die 4 maal per jaar (28 april, 28 augustus, 14 oktober en 14 december) worden opgenomen, niet de meest juiste blijken te zijn om de grondwaterstand aan het begin van het groeiseizoen, het laagste niveau in de zomer, de gemiddelde waterstand in de herfst en de natste toestand in de winter te karakteriseren. Hiervoor zullen de data 28 maart, 28 juni, 28 september en 28 december meer geschikt zijn. Voor langzaam reagerende gebieden dient misschien tevens 14 oktober of een nog wat latere datum te worden aangehouden. In deze gebieden zal de hoogste grondwaterstand ook niet op 28 december optreden, maar pas in de maanden januari of februari.

De peildatum 28 maart heeft tevens het voordeel, dat dit tijdstip, zoals in deelrapport 11 wordt besproken, zeer geschikt is om als beginpunt van het hydrologisch jaar te dienen.

## 6. CONCLUSIES EN AANBEVELINGEN

- Grondwaterstand- en bodemvochtgegevens zijn onmisbaar voor het hydrologisch onderzoek. De informatie die deze gegevens kunnen leveren kan slechts ten volle worden benut, indien de waarnemingen zodanig worden vastgelegd dat deze direct mechanisch kunnen worden verwerkt. Met name is het van belang dat de gegevens die bij het Archief Grondwaterstanden T.N.O. aanwezig zijn, zo spoedig mogelijk aan deze eis voldoen;
- voor het completeren van grondwaterstandreeksen leent zich de lineaire regressiemethode, mits van de meetpunten die worden gecorreleerd is vastgesteld, dat deze een ongeveer overeenkomstige waterstandvariatie vertonen en de afstand tussen de buizen niet te groot is. Wordt deze methode ook voor bodemvochtreeksen gebruikt, dan moet tevens nog op het profiel- en gewastype worden gelet;
- voor het bepalen van het vochtgehalte in de grond is de nucleaire meettechniek van veel waarde gebleken, vooral ook omdat de metingen tot bene-

- den het freatisch vlak kunnen worden voortgezet. Hierdoor kunnen gelijktijdig de vochtveranderingen in de onverzadigde en verzadigde zone worden gemeten. Bovendien kunnen de metingen in de lagen, die permanent verzadigd zijn, als controle worden gebruikt;
- isohypsenkaarten zijn onmisbaar voor het vaststellen van de freatische waterscheiding van een gebied en voor het berekenen van de grondwaterafvoer. Hiertoe dienen ook buiten de grenzen van het onderzoeksgebied de nodige peilbuizen te worden geplaatst. Tevens verschaffen deze kaarten informatie over het drainerende of infiltrerende karakter van de leidingen en over de geo-hydrologische bodemeigenschappen;
  - het bepalen van de gemiddelde grondwaterdiepte van een gebied is onder andere voor het berekenen van de bergingsverschillen bij waterbalansstudies van groot nut; ook wordt het bergend vermogen in belangrijke mate door de grondwaterdiepte bepaald. Het bergend vermogen speelt vooral bij neerslag-afvoerstudies een belangrijke rol. Verder is de grondwaterdiepte één van de basisgegevens voor het berekenen van de capillaire opstijging en geeft het verloop van de grondwaterdiepte een inzicht in de waterhuishoudkundige toestand van een gebied. Voor het bepalen van de juiste gemiddelde grondwaterdiepte is het noodzakelijk, dat de peilbuizen verspreid staan over gronden met verschillen in waterstandvariaties. Bij het berekenen van de gemiddelde grondwaterdiepte van een gebied is de grondwatertrappenkaart van veel waarde gebleken;
  - gezien het belang van de grondwatertrappenkaart is nagegaan hoe de criteria, aan de hand waarvan deze kaart is samengesteld, moeten worden geïnterpreteerd; het blijkt, dat de GLG ongeveer 24 cm lager ligt dan de gemiddelde grondwaterdiepte in de zomer, terwijl de GHG 23 cm hoger ligt dan de gemiddelde grondwaterdiepte in het voorjaar. Bij het gebruik van de GHG en GLG zal hiermee rekening moeten worden gehouden (berekening capillaire opstijging; vaststelling relatie grondwaterdiepte-opbrengst). Het verdient aanbeveling om voor de verschillende seizoenen de relatie tussen de gemiddelde grondwaterdiepte en de GHG en GLG vast te stellen. Voorts is het noodzakelijk de GLG voor de grondwatertrappen V tot en met VII sterker te differentiëren. Verder zijn de GHG en GLG afhankelijk van het aantal jaren van waarneming en eveneens van het waarnemingsinterval. Tevens is een parameter voor de reactiesnelheid van de grondwaterstand van nut, terwijl informatie over de relatie tussen het bergend vermogen en de grondwaterstand, evenals over het capillair geleidingsvermogen, de waarde van de kaart zal verhogen;
  - het gemiddelde bodemvochtgehalte van een gebied is zowel voor neerslag-afvoerstudies als voor waterbalansstudies een waardevol gegeven. De bodemvochtveranderingen hangen sterker dan de grondwaterstandveranderingen met de gewasontwikkeling en het bodemtype samen. Toch kunnen bij de berekening van de gemiddelde bodemvochtinhoud van een gebied de metingen het meest verantwoord met de grondwatertrappenkaart en de cultuurkaart worden gewogen;
  - mits over voldoende lange perioden gegevens ter beschikking staan en de waterhuishoudkundige toestand in een gebied geen wijzigingen heeft ondergaan, kunnen grondwaterdieptefrequenties een basis zijn voor de vergelijking van de hydrologische toestand in verschillende perioden. Is de waterhuishoudkundige toestand wél gewijzigd, dan kan de invloed van deze wijzigingen op de waterhuishouding eventueel aan de hand van de respectievelijke frequentieverdelingen worden nagegaan. Verder kan de grondwaterstandfrequentie als een criterium worden gebruikt bij de afvoerstudie. Ook het aantal dagen, dat bepaalde watergangen geen afvoer hebben, kan aan de hand van de genoemde frequenties worden geschat (deelrapport 11). Tenslotte zijn de frequenties van belang bij de berekening van de gemiddelde capillaire opstijging;
  - zowel voor het bepalen van de juiste grondwaterstandfrequenties als voor het berekenen van de gemiddelde grondwaterdiepte over een periode kan het nodig zijn het aantal waarnemingen te vergroten tot bijvoorbeeld eenmaal per 10 of eenmaal per 5 dagen. Voor sommige onderzoeken in snel reagerende gebieden kunnen dagelijks of continu geregistreerde waarnemingen nodig zijn. Een waarnemingsfrequentie van eenmaal per 5 of 10 dagen heeft tevens het voordeel, dat dan de perioden beter aansluiten bij die, waarover de neerslag en afvoer doorgaans worden gesommeerd, terwijl ook de tijdsintervallen tussen de waarnemingen veel constanter zijn dan nu bij de metingen op de 14e en 28e van elke maand het geval is; dit is onder andere voor frequentiestudies aantrekkelijk;
  - een groot aantal grondwaterstandbuizen wordt 4 maal per jaar gepeild en wel op 28 april, 28 augustus, 14 oktober en 14 december. Zowel uit landbouwkundige als uit hydrologische overwegingen blijken deze dagen niet de meest juiste te zijn om de seizoensvariatie te typeren. Voor het karakteriseren van respectievelijk de grondwaterstand aan het begin van het groeiseizoen, het laagste niveau in zomer, de gemiddelde stand in de herfst en de natste toestand in de winter zullen de data 28 maart, 28 juni, 28 september en 28 december of eventueel 28 januari beter geschikt zijn. De peildatum 28 maart heeft het voordeel, dat dit

tijdstip, zoals in deelrapport 11 wordt besproken, zeer geschikt is om als beginpunt van het hydrologische jaar te dienen;  
— bij vergelijking van de gemiddelde grondwaterdiepte kaarten over de periode 1952 - 1966 met

die, opgesteld voor de COLN-periode, blijkt, dat de COLN-kaart voor de winter wat hogere standen aangeeft en voor de zomer wat lagere standen. De COLN-kaarten geven ongeveer de GHG en GLG weer.

#### LITERATUUR

- COLENBRANDER, H. J. 1964. De invloed van de wateronttrekking, door het pompstation „Olden Eibergen” op de grondwaterstand. Intern rapport Comm. waterbehoefte, Arnhem.
- DIEZ, TH. 1963. Feuchte- und Dichte Bestimmungen in Böden mit Hilfe von radioaktiven Strahlen. Zeitschrift für Kulturtechnik 4, 1: 12-35.
- GROENEWOUD, C. 1962. Algemene opzet en werkwijze van het Archief voor Grondwaterstanden TNO. Archief v. Grondw. TNO Med. 2.
- HANDBOOK. 1962. Handbook on measurement of soil moisture by the neutron scattering method. U.S. Department of Agriculture; Forest Service.
- JENSEN, A. P. en E. SOMER. 1967. Scintillation techniques in soil moisture and density measurements F.A.O./I.A.E.A. Symposium, Istanbul.
- JONGE, H. DE. 1964. Inleiding tot de medische statistiek II, Leiden.
- MCHENREY, J. R. en A. C. GILL. 1967. The influence of bulk density slow neutron absorbers and time on the calibration of neutron moisture probes. F.A.O./I.A.E.A. Symposium, Istanbul.
- ØLGAARD, P. L. 1965. On the theory of the neutronic method for measuring the water content of soil. Danish Atm. Energy Com. 96.
- STOL, PH. TH. 1965. Het effect van faseverschuivingen op het grondwaterstandfluctuatiediagram. Landb. Tijdschr. 77, 14: 513-529. Inst. v. Cultuurtechn. en Waterh. Verspr. Overdr. 58.
- 1968. Systeembouw in- en uitvoer. Landb. Tijdschr. 79, 11; 80, 1 en 2.
- SLUJS, P. V. D. 1968. Grepen uit de hydrologie van het bodemprofiel. De Buffer 14, 1: 19-26.
- ZUBER, A. en J. F. CAMERON. 1966. Neutron soil moisture gauges. Atm. Energy Com. no. 4 I.A.E.A., Wenen.

# Berging, afvoer en verdamping in de Gelderse Achterhoek volgens grondwaterstandanalyse

G. W. Bloemen

## 1. INLEIDING

Bij herhaling is de grafische bewerkingstechniek besproken, waarmee voor ieder punt, waar de grondwaterstand lang genoeg is gemeten, de grootte van de berging, van de afstroming en van de verdamping door de oplossing van een in grondwaterdiepten uitgedrukte waterbalansvergelijking kan worden berekend (VISSER, 1960; VISSER en BLOEMEN, 1965; BLOEMEN, 1966).

Als het aantal waarnemingspunten in een gebied groot genoeg is kan men met behulp van de grondwaterstandanalyse veel van de hydrologie van het gebied leren kennen. De toepassing van deze grondwaterstandanalyse is echter zeer tijdrovend wanneer niet van mechanische hulpmiddelen gebruik wordt gemaakt en in het kader van een regionaal onderzoek zal men dan ook door mechanische verwerking van de gegevens op grotere schaal grondwaterstandanalyses moeten doen.

In de volgende hoofdstukken worden de resultaten gegeven van een analyse van de grondwaterbeweging in 21 grondwaterstandbuizen in de Gelderse Achterhoek, waarbij de noodzakelijke vereffeningen niet grafisch maar mechanisch zijn uitgevoerd. Het gaat hier om stambuizen van de voormalige Commissie Onderzoek Landbouwwaterhuishouding Nederland, die meer of minder regelmatig sinds eind 1952 zijn opgemeten. Voor dit onderzoek zijn de gegevens uit de jaren 1953 tot en met 1964 gebruikt.

## 2. DE GRONDWATERSTANDANALYSE

### 2.1. VOORNAAMSTE BEGINSEL VAN DE ANALYSE

De grondwaterstandanalyse steunt sterk op de samenhang, die bestaat tussen de in gegeven perioden optredende neerslagsaldo's en grondwaterstandveranderingen (BLOEMEN, 1966, 1967 en 1968a). Omdat andere direct gemeten waterbalansstermen dan de neerslag ontbreken, worden deze saldo's indirect bepaald door de indeling van de beschikbare perioden in groepen waarbinnen de gemiddelde grondwaterdiepte en de open-water verdamping binnen zo nauw

mogelijke grenzen gelijke waarden hebben. De grondwaterdiepte  $W$  en de open-water verdamping  $E_o$  doen dienst als maatstaven voor de grootte van respectievelijk de afstroming  $Q$  en de werkelijke verdamping  $E_w$ . Met bedoelde indeling wordt dan bereikt dat de waterbalansstermen, afstroming en werkelijke verdamping worden gefixeerd op bepaalde maar vooral snog onbekende waarden, die binnen een groep van perioden zo dicht mogelijk bij elkaar liggen. De som van afstroming en verdamping is voor alle balansperioden in een groep bij benadering gelijk. Wanneer nu in de perioden binnen een groep de neerslaghoeveelheden  $N$  variëren dan worden hierdoor vochtvoorraadveranderingen  $\Delta V$  in de grond veroorzaakt. Dit blijkt uit het optreden van grondwaterstandveranderingen  $\Delta W$ . De grootte hiervan is gelijk aan  $\Delta V/\mu$ , waarin  $\mu$  de bergingscoëfficiënt voorstelt. Dus  $\mu = \Delta V/\Delta W$ .

De samenhang tussen vochtvoorraadveranderingen en gelijktijdig optredende grondwaterstandveranderingen in een aantal perioden met dezelfde gemiddelde grondwaterdiepte is in feite een onderdeel van de kromlijnige samenhang tussen de vochtinhoud van het profiel tot op een vaste diepte en de grondwaterdiepte. In fig. 9.1 is dit aangegeven. Aangezien grond-

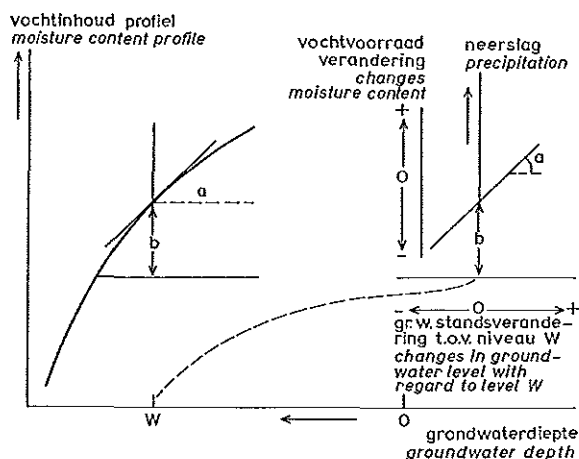


Fig. 9.1. Rechthoekigheid tussen grondwaterstandveranderingen en neerslagintensiteit in korte perioden past bij kromlijnigheid tussen grondwaterdiepte en vochtinhoud van het profiel

Linearity between changes in groundwater level and precipitation in short time intervals fits into curvilinearity between groundwater depth and moisture content of the profile

waterstandveranderingen in korte perioden slechts een geringe spreiding om een gemiddelde grondwaterstanddiepte zullen opleveren zal de samenhang tussen grondwaterstandverandering en vochtvoorraadverandering altijd goed kunnen worden weergegeven door een rechte lijn. Deze lijn kan worden beschreven als

$$y = ax + b \quad (9.1)$$

of, wanneer

$$(\Delta W) = |W_1| - |W_2| \quad (9.2)$$

als

$$N = \mu(\Delta W) + (Q + E_w) \quad (9.3)$$

Wanneer dus de neerslaghoeveelheden in de perioden binnen de eerder omschreven groepen worden uitgezet tegen de grondwaterstandveranderingen in dezelfde perioden dan kunnen de regressiecoëfficiënten  $a$  en  $b$  worden berekend.

De coëfficiënt  $a$  geeft de bergingscoëfficiënt, waarmee een bekende grondwaterstandverandering kan worden omgerekend in de hoeveelheid water, waarmee de vochtvoorraad verandert.

De coëfficiënt  $b$  geeft de grootte van de som van afstroming en verdamping omdat, wanneer  $\Delta W = 0$  geldt dat  $N = Q + E_w$ .

## 2.2. DE MECHANISCHE BEWERKING

In tabel 9.1 zijn voor één van de grondwaterstandbuizen in de Gelderse Achterhoek de waarden voor  $a$  en  $b$  gegeven met de standaardafwijkingen  $S_a$  en  $S_b$ , die gevonden worden voor de loodrechte aanpassing van de in par. 2.1 gegeven functie, berekend volgens de methode van de kleinste kwadraten met behulp van de computer. De berekeningen werden uitgevoerd door de Afdeling Bewerking Waarnemingsuitkomsten T.N.O. te Wageningen.

In de functie vertegenwoordigt  $N$  de gemiddelde dagelijkse neerslag in half-maandelijke perioden;  $\Delta W$  geeft de grondwaterstandverandering tussen begin en eind der half-maandelijke perioden weer, omgerekend in cm per etmaal.

De neerslaghoeveelheden zijn voor de op verschillende bijlagen met Groenlose Slinge en Aaltense Slinge aangeduide groepen berekend uit de voor Winterswijk door het K.N.M.I. gegeven neerslagcijfers. Dit station is gekozen op grond van de ligging van de stroomgebieden die door de waarnemingspunten voornamelijk worden beschreven (STOL, 1967). Voor de groep Baakse Beek zou het station Harreveld genomen moeten worden, maar dit is na 1954 niet meer in gebruik. In plaats daarvan is nu het gemiddelde van de stations Borculo en Aalten genomen. De open-water verdamping wordt gevonden door interpolatie op een lijn, die de door het K.N.M.I. voor het station Winterswijk berekende maandsommen verbindt.

De coëfficiënten  $a$  en  $b$  werden berekend voor de

afzonderlijke maanden. Hierdoor werden de spreidingen van de waarden van de grondwaterdiepte zowel als van de open-water verdamping in de tezamen genomen balansperioden begrensd. De gemiddelde grondwaterdiepte en open-water verdamping per groep zijn in tabel 9.1 gegeven.

Verder zijn in tabel 9.2 de waarden van  $a$  en  $b$  gegeven voor de functie

$$y = ax + b \quad (9.4)$$

of

$$N - gE_o = \mu(\Delta W) + Q \quad (9.5)$$

De coëfficiënt  $b$  vertegenwoordigt nu dus niet de som van verdamping en afstroming maar alleen de afstroming.

Tabel 9.1. Waarden van regressiecoëfficiënten  $a$  en  $b$  (met standaardafwijkingen) in de functie  $N = \mu(\Delta W) + (Q + E_w)$  voor de maanden van het jaar

Maand	$a$ %	$S_a$ %	$b$ m	$S_b$ m	$\bar{W}$ m	$E_o$ mm/etm
1	2,2	2,0	0,0021	0,00033	0,44	0,1
2	4,2	1,9	0,0020	0,00031	0,43	0,6
3	2,2	1,2	0,0012	0,00018	0,51	1,3
4	8,0	2,1	0,0023	0,00029	0,62	2,4
5	6,9	1,8	0,0020	0,00019	0,83	3,4
6	5,1	1,1	0,0021	0,00023	1,02	4,0
7	7,5	1,2	0,0022	0,00024	1,01	3,5
8	6,8	1,8	0,0028	0,00033	0,98	3,0
9	6,1	1,8	0,0024	0,00031	0,94	2,2
10	7,9	1,5	0,0018	0,00028	0,83	0,9
11	2,3	2,2	0,0019	0,00034	0,61	0,3
12	3,2	2,3	0,0023	0,00038	0,53	0,1

Month	$a$ %	$S_a$ %	$b$ m	$S_b$ m	$\bar{W}$ m	$E_o$ mm/24 h
1	2,2	2,0	0,0021	0,00033	0,44	0,1
2	4,2	1,9	0,0020	0,00031	0,43	0,6
3	2,2	1,2	0,0012	0,00018	0,51	1,3
4	8,0	2,1	0,0023	0,00029	0,62	2,4
5	6,9	1,8	0,0020	0,00019	0,83	3,4
6	5,1	1,1	0,0021	0,00023	1,02	4,0
7	7,5	1,2	0,0022	0,00024	1,01	3,5
8	6,8	1,8	0,0028	0,00033	0,98	3,0
9	6,1	1,8	0,0024	0,00031	0,94	2,2
10	7,9	1,5	0,0018	0,00028	0,83	0,9
11	2,3	2,2	0,0019	0,00034	0,61	0,3
12	3,2	2,3	0,0023	0,00038	0,53	0,1

Table 9.1. Values per month of regression coefficients  $a$  and  $b$  (with standard deviations) in the function  $N = \mu(\Delta W) + (Q + E_w)$

Tabel 9.2. Waarden van de regressiecoëfficiënten  $a$  en  $b$  (met standaardafwijkingen) in de functie  $N - gE_o = \mu(\Delta W) + Q$  voor vijf grondwaterdiepten  $\bar{W}$  in de maanden november, december, januari en februari

Groep	$a$ %	$S_a$ %	$b$ m	$S_b$ m	$\bar{W}$ m	$E_o$ mm/etm
1	1,0	1,9	0,0032	0,00047	0,23	0,25
2	2,3	2,5	0,0016	0,00044	0,37	0,25
3	3,6	1,8	0,0018	0,00042	0,50	0,25
4	3,2	1,0	0,0010	0,00021	0,63	0,25
5	6,7	3,5	0,0004	0,00039	1,15	0,25

Group	$a$ %	$S_a$ %	$b$ m	$S_b$ m	$\bar{W}$ m	$E_o$ mm/24 h
1	1,0	1,9	0,0032	0,00047	0,23	0,25
2	2,3	2,5	0,0016	0,00044	0,37	0,25
3	3,6	1,8	0,0018	0,00042	0,50	0,25
4	3,2	1,0	0,0010	0,00021	0,63	0,25
5	6,7	3,5	0,0004	0,00039	1,15	0,25

Table 9.2. Values of regression coefficients  $a$  and  $b$  (with standard deviations) in the function  $N - gE_o = \mu(\Delta W) + Q$  for five groundwater depths  $\bar{W}$  in the months November, December, January and February

Alleen de gegevens uit de maanden november, december, januari en februari werden gebruikt, zodat de open-water verdamping  $E_o$  zeer geringe waarden heeft en niet belangrijk van de werkelijke verdamping kan verschillen. Daarom werd aangenomen dat  $g = 1$ .

De coëfficiënten  $a$  en  $b$  worden opgegeven voor vijf groepen van balansperioden met binnen zo nauw mogelijke grenzen gelijke grondwaterdiepten. De gemiddelde grondwaterdiepte per groep is in de tabellen 9.1 en 9.2 opgegeven.

### 3. DE WATERBERGING IN DE GROND

#### 3.1. BERGINGSCONSTANTEN ALS FUNCTIE VAN DE GRONDWATERDIEPTE

De coëfficiënt  $a$  in de tabellen 9.1 en 9.2 geeft direct aan hoeveel ruimte voor de berging beschikbaar is, uitgedrukt in procenten van de laagdikte. Bij een bergingscoëfficiënt van 8 en een laagdikte van 10 cm is dit 0,8 cm.

Op grond van de kennis van de stroming in de onverzadigde zone van de grond is beredeneerd dat de bergingscoëfficiënt afhankelijk zal zijn van de grondwaterdiepte zowel als van de richting en grootte van de vochtstroom in het profiel (VISSER, 1963). Deze zijn echter beide afhankelijk van de vochtspanningsgradiënt. Bij een toenemende grondwaterdiepte zal een grotere bergingscoëfficiënt behoren terwijl bij gelijke grondwaterdiepte de bergingscapaciteit zal toenemen naarmate de vochtspanningsgradiënt naar boven toeneemt. In par. 5.4 wordt hierop nader ingegaan.

In de wintermaanden zal in het beloop van de vochtspanning in het profiel weinig verschil bestaan. De bergingscoëfficiënten in tabel 9.2, die gelden voor verschillende grondwaterdiepten in de wintermaanden, hangen dus samen met de grondwaterdiepte  $W$ . Wanneer deze samenhang wordt weergegeven als  $a = f W^m$  (MAKKINK, 1962) dan geldt  $\log a = \log f + m \log W$ . Zet men nu  $\log a$  uit tegen  $\log W$  dan wordt de samenhang voorgesteld door een rechte lijn, waarvan de hellingstangens de waarde van  $m$  aangeeft, terwijl  $\log f$  op de verticale as bij  $\log W = 0$  of  $W = 1$  direct kan worden afgelezen. In fig. 9.2 zijn de logaritmen van  $a$  en van de grondwaterdiepten voor de afzonderlijke winter- en zomermaanden tegen elkaar uitgezet. Het blijkt dat beide groepen punten ongeveer samenvallen. Er is een duidelijke samenhang met de grondwaterdiepte en uit de ligging van de punten voor de afzonderlijke maanden valt geen samenhang van  $a$  met verschillende toestanden van vochtbeweging in de grond af te leiden. Het schijnbaar ontbreken van een seizoensafwijking kan verklaard worden doordat de nauwkeurigheid van de gevonden  $a$ -waarden niet groot

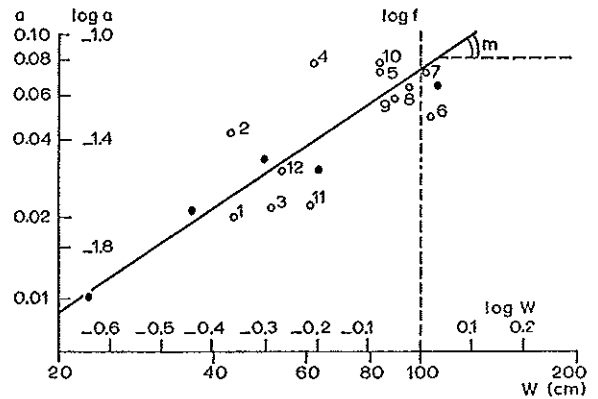


Fig. 9.2. Rechthoekige samenhang tussen de logaritmen van de bergingscoëfficiënten  $a$  en de bijbehorende grondwaterdiepte  $W$ .  $f$  en  $W = \text{constanten in } a = fW^m$ ; ○ per maand (zie tabel 9.1), ● voor wintermaanden (zie tabel 9.2)

Linearity between the logarithms of the storage coefficients  $a$  and the respective groundwater depth  $W$ .  $f$  and  $W$  are constants in  $a = fW^m$ ; ○ per month (see table 9.1), ● for winter months (see table 9.2)

is. Weliswaar zijn de standaardafwijkingen  $S_a$  over het algemeen klein maar deze hebben alleen betrekking op de aanpassing in de afzonderlijke maanden of grondwaterdiepte-groepen. Een foute waarneming heeft bij deze vereffening een grote invloed op de waarde van  $a$ , maar veel minder op die van  $S_a$ .

Het werkelijk ontbreken van een seizoensafwijking is mogelijk door een groot capillair geleidingsvermogen van de gronden in de Gelderse Achterhoek zodat lijnen die voor betrekkelijk geringe verschillen in vochtspanningsgradiënt de samenhang tussen grondwaterdiepte en vochtgehalte weergeven, onderling niet veel verschillen. Het vochtgehalte zal dan, ongeacht de intensiteit van de verdamping, ook op grotere hoogte boven het grondwater niet veel van het evenwichtsvochtgehalte afwijken.

In de tweede plaats, is de maand van het jaar als parameter voor richting en grootte van de vochtstroom ongeschikt. In een lange reeks van jaren komen in de zomermaanden soms dezelfde natte toestanden voor als in de wintermaanden. In de maandgemiddelden van de vochttoestand van de grond over de elf gegeven jaren zal niet zoveel verschil bestaan dat, ook als gevolg hiervan, tussen winter- en zomermaanden verschillen in de waarden voor de constanten  $f$  en  $m$  worden gevonden. In par. 5.4 wordt hierop uitvoeriger ingegaan.

Uit fig. 9.2 blijkt dat de bergingscoëfficiënt uit de grondwaterdiepte kan worden berekend als  $a = 0,076 W^{1,3}$ . Aangezien de grondwaterdiepte in meters is gegeven geeft de constante  $f$  de bergingscoëfficiënt bij een grondwaterdiepte van een meter direct aan.

Tabel 9.3. Constanten voor de berekening van de bergingscapaciteit als functie van de grondwaterdiepte en de bergingscapaciteit tussen laagste gemiddelde maandstand en maaiveld in mm

	Buis	$f$	$m$	$W$ (cm-mv)	$B$ (mm)
<b>A. Groenlose Slinge</b>					
	832	0,141	1,0	137	133
	894	0,087	0,2	121	91
	1179	0,123	1,6	145	124
	1226	0,079	0,8	111	53
	1271	0,12	1,2	164	162
	1546	0,162	0,9	91	72
x	1624	0,080	0,3	122	80
x	1629	0,076	1,3	123	53
<b>B. Baakse Beek</b>					
	1105	0,10	1,9	138	88
	1172	0,087	0,6	123	76
	1496	0,126	0,5	161	171
	1519	0,081	1,2	154	96
	1568	0,093	0,56	111	70
<b>C. Aaltense Slinge</b>					
	1991	0,118	1,1	126	91
	2622	0,151	0,9	152	108
x	2040	0,104	1,7	121	63
	2652	0,132	0,85	145	98
x	2661	0,174	1,6	110	85
	2563	0,105	0,80	152	124
x	2074	0,185	1,3	78	46
x	2678	0,166	1,5	83	40
	Test well	$f$	$m$	$W$ (cm-ss)	$B$ (mm)

Table 9.3. Constants for the calculation of the storage capacity as a function of groundwater depth and the storage between the lowest mean monthly groundwater level and soil surface in mm

$f$  } constanten uit  $a = f W^m$   
 $m$  } constants in  $a = f W^m$

$W$  = laagste gemiddelde maandgrondwaterstand  
 lowest mean monthly groundwater level

$B$  = bergingscapaciteit bij grondwaterstijging van  $W$  tot maaiveld  
 storage capacity when the groundwater level rises from  $W$  to the soil surface

x = buizen in geologisch afwijkend oostelijk deel  
 test wells in geologically different eastern part

In tabel 9.3 is voor de bestudeerde grondwaterstandbuizen in de Gelderse Achterhoek opgegeven welke waarden voor  $f$  en  $m$  in  $a = f W^m$  door grafische vereffening van de samenhang tussen de per maand gevonden  $a$ -waarden en de daarbij behorende grondwaterdiepten zijn gevonden.

### 3.2. DE GEMIDDELDE BERGINGS-CAPACITEIT

De vraag hoeveel water bij bergingsveranderingen is betrokken bij bepaalde veranderingen van de grond-

waterdiepte moet, omdat de bergingscoëfficiënt met de grondwaterdiepte verandert, door integratie worden opgelost.

De oplossing luidt:

$$\int_B = \int_{W_1}^{W_2} f W^m dW = \left[ f \frac{W^{m+1}}{m+1} \right]_{W_1}^{W_2} \quad (9.6)$$

$$B = \frac{f}{m+1} \cdot \left[ W_2^{m+1} - W_1^{m+1} \right] \quad (9.7)$$

Hierin is  $B$  de verandering in bergingscapaciteit bij een grondwaterstandverandering van  $W_1$  naar  $W_2$ .

In tabel 9.3 is opgegeven hoe groot de bergingscapaciteit in de 21 bestudeerde gronden is vanaf de laagste gemiddelde maandstand tot aan het maaiveld. De laagste gemiddelde maandstand, die in augustus valt, werd berekend over de jaren 1953 tot en met 1964, 1956 uitgezonderd, en is eveneens in tabel 9.3 gegeven.

Er is een vrij grote spreiding in de op de aangegeven wijze berekende bergingscapaciteit, die gemiddeld 90 mm bedraagt.

Nauwelijks kan worden gesteld dat het aantal waarnemingspunten in een afvoergebied een gemiddeld cijfer daarvoor kan geven. Desondanks mag het opvallend worden genoemd dat, wanneer men de punten in het geologisch afwijkend oostelijk deel van de Achterhoek uitzondert, de gemiddelde bergingscapaciteit in de afzonderlijke gebieden veel minder uiteenloopt dan wanneer deze punten worden meegeteld (tabel 9.4).

Tabel 9.4. Gemiddelde bergingscapaciteit in mm met (a) en zonder (b) punten in geologisch afwijkend oostelijk deel

Afvoergebied	a	b
Groenlose Slinge	96	106
Baakse Beek	100	100
Aaltense Slinge	82	105
Catchment area	a	b

Table 9.4. Mean storage capacity (in mm) with (a) and without (b) test wells in geologically different eastern part

Voor de in tabel 9.3 met x gemerkte punten in het oostelijk deel van de Achterhoek, dat wordt gekenmerkt door het ondiep voorkomen van keileem en tertiaire klei (DE RIDDER, 1966), bedraagt de gemiddelde bergingscapaciteit tussen de laagste gemiddelde maandstand en het maaiveld 59 mm. Voor de overige punten is dit gemiddelde 100 mm.



### 3.3. DE BERGINGS-CAPACITEIT ALS FUNCTIE VAN DE GRONDWATERDIEPTE

Tabel 9.5 laat zien hoe de invloed van de grondwaterdiepte op de bergingscoëfficiënt doorwerkt in de bergingscapaciteit. Gegeven is voor met trappen van 20 cm opklimmende grondwaterdiepten hoeveel millimeter water kan worden geborgen wanneer het grondwater tot maaiveld stijgt. De bergingscapaciteit neemt met stijgende grondwaterstand versneld af. Bij een grondwaterdiepte van 20 cm onder maaiveld kunnen nog slechts enkele millimeters worden geborgen voordat het grondwater het maaiveld bereikt. Al eerder werd met behulp van de neutronensonde aangetoond dat de bergingscapaciteit in een zandgrond berekend als functie van de grondwaterdiepte, een scherpe schatting van de werkelijkheid oplevert (BLOEMEN, 1967).

Een andere controle op de waarde van deze berekening is mogelijk wanneer pF-krommen van het profiel beschikbaar zijn. De samenhang tussen de grondwaterdiepte en de bergingscapaciteit zou volgens het-

Tabel 9.5. Bergingscapaciteit in mm bij stijging van het grondwater van de aangegeven diepte tot maaiveld

Buis	Grondwaterdiepte in cm-mv						
	20	40	60	80	100	120	140
<b>A. Groenlose Slinge</b>							
832	3	11	26	45	70	102	138
894	10	24	39	55	73	90	109
1179	1	4	12	26	47	75	113
1226	2	8	17	29	43	63	115
1271	3	9	19	35	56	83	116
1546	4	15	32	55	85	120	162
1624	7	18	32	46	61	78	95
1629	1	4	10	20	33	50	71
<b>B. Baakse Beek</b>							
1105	0,5	3	8	18	34	58	91
1172	4	13	24	38	54	73	93
1496	7	21	39	60	84	110	140
1519	1	5	12	23	37	55	77
1568	5	14	27	42	60	79	101
<b>C. Aaltense Slinge</b>							
1991	2	8	19	34	56	82	120
2662	3	14	30	52	79	112	150
2040	1	3	10	21	38	63	95
2652	3	13	28	47	71	100	133
2661	1	6	17	37	66	107	160
2563	3	11	23	39	58	80	106
2074	2	9	25	48	80	122	175
2678	1	6	18	38	66	104	154
	20	40	60	80	100	120	140
<i>Test well</i>	<i>Groundwater depth in cm-ss</i>						

Table 9.5. Storage capacity in mm when the groundwater level rises from the given depths to the soil surface

geen in par. 3.1 is opgemerkt voor een belangrijk deel worden bepaald door de vorm van de pF-krommen van het betreffende profiel. Bij verandering van de grondwaterdiepte zou de vochtinhoud van een bepaalde laag in het profiel veranderen met het verschil in evenwichtsvochtgehalte behorend bij de veranderende hoogte boven het grondwater. Wanneer van de verschillende lagen in het profiel de pF-krommen bekend zijn dan zou de samenhang tussen bergingscapaciteit en grondwaterdiepte, die in tabel 9.5 in cijfers is weergegeven, daarmee kunnen worden berekend. In tabel 9.6 is voor het punt 1179, dat tot op een diepte van 110 cm onder maaiveld volledig is bemonsterd, de vochtinhoud van het profiel berekend bij grondwaterdiepten van 0, 60, 100 en 140 cm onder maaiveld. De pF-krommen voor de lagen beneden 20 cm zijn gemiddeld omdat er niet veel verschil meer tussen bestond. Aangenomen is dat deze gemiddelde kromme geldt tot 140 cm onder maaiveld. Het blijkt dat de verschillen in vochtinhoud bij evenwichtstoestand voor de gegeven grondwaterstanden goed overeenkomen met die volgens tabel 9.5.

In fig. 9.3 zijn voor een aantal punten, waarvan pF-krommen beschikbaar waren, de vochtinhaltsveranderingen bij stijging van het grondwater van 60 en 100 cm tot maaiveld en bij handhaving van de evenwichtstoestand volgens de pF-krommen vergele-

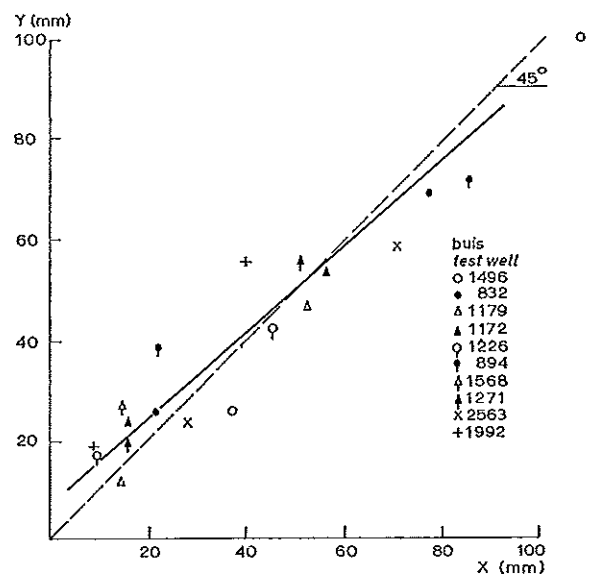
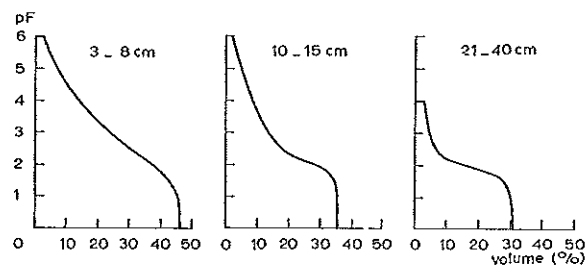


Fig. 9.3. Vergelijking van vochtvoorraadverandering berekend met de bergingscoëfficiënt als functie van de grondwaterdiepte (Y) met de vochtvoorraadverandering berekend uit desorptiecurven (X) voor grondwaterstijging van 60 cm tot maaiveld (laagste waarde) en van 100 cm tot maaiveld (hoogste waarde)  
Changes in moisture content calculated with storage coefficients as a function of groundwater depth (Y) compared with changes in moisture content calculated with pF curves (X) for a rise of the groundwater level from 60 cm below soil surface to soil surface (lower values) and from 100 cm below soil surface to soil surface (higher values)

Tabel 9.6. Berekening van de vochtinhoud van het profiel bij evenwichtsvochtgehalten en verschillende grondwaterdiepten (buis 1179)



Laag cm	Grondwaterdiepte in cm-mv							
	0		60		100		140	
	pF	vol %	pF	vol %	pF	vol %	pF	vol %
0 - 10	0,0	46	1,74	40	1,98	37	2,13	35
10 - 20	0,0	35	1,65	33,5	1,93	30,5	2,10	26
20 - 30	0,1	31	1,54	28	1,87	21	2,06	13
30 - 40		31	1,40	29	1,81	22	2,02	14
40 - 50		31	1,17	29,5	1,74	24	1,98	15
50 - 60		31	0,7	30,5	1,65	26	1,93	18
60 - 70		31	0,0	31	1,54	28	1,87	20
70 - 80		31	0,0	31	1,40	29	1,81	22
80 - 90		31	0,0	31	1,17	29,5	1,74	24
90 - 100		31	0,0	31	0,70	30,5	1,65	26
100 - 110		31	0,0	31	0,0	31	1,54	28
110 - 120		31	0,0	31	0,0	31	1,40	29
120 - 130		31	0,0	31	0,0	31	1,17	29
130 - 140		31	0,0	31	0,0	31	0,70	30
<i>totaal/total</i>		453		438,5		401,5		330
<i>verschil/difference</i>				—15		—52		—123
<i>verschil volgens tabel 9.5/ difference after table 9.5</i>				—12		—47		—113
<i>Layer cm</i>	<i>pF</i>	<i>% by vol.</i>	<i>pF</i>	<i>% by vol.</i>	<i>pF</i>	<i>% by vol.</i>	<i>pF</i>	<i>% by vol.</i>
	0		60		100		140	

Groundwater depth in cm-ss

Table 9.6. Calculation of the moisture storage of the profile at an equilibrium of the moisture content for different groundwater depths (test well 1179)

ken met die volgens tabel 9.5. Bij hoge grondwaterstanden valt de uit de grondwaterstandanalyse afgeleide bergingscapaciteit gemiddeld wat hoger uit. Dit zal het gevolg zijn van de berging in niet-capillaire ruimten die in de bovengrond bij hoge grondwaterstanden van betekenis zal worden en niet in de pF-krommen tot uitdrukking komt. Overigens lijkt hetgeen in par. 3.1 is besproken, door fig. 9.3 te worden bevestigd. Dit betekent tevens dat de op de aangegeven manier berekende bergingsveranderingen gelden bij handhaving van evenwichtsvochtgehalten in het profiel en dus vrij in het profiel voorkomend water uitsluit.

#### 4. DE AFSTROMING

##### 4.1. AFSTROMING BIJ VERSCHILLENDE GRONDWATERDIEPTEN

De in tabel 9.2 opgegeven coëfficiënten  $b$  voor verschillende grondwaterdiepten in de wintermaanden geven aan bij welke waarde van  $N - gE_o$  de grondwaterstand onveranderlijk is, en dus geen bergingsveranderingen optreden.  $N - gE_o$  is in dit geval per definitie gelijk aan de afstroming wanneer zou gelden dat  $g = 1$ . In par. 2.2 werd al opgemerkt dat dit in de wintermaanden het geval zal zijn. De waarden van  $b$  in tabel 9.2 voor de wintermaanden kunnen daarom worden beschouwd als schattingen van de afstroming, die optreedt bij de groepsgemiddelden voor de ge-

geven grondwaterdiepte. Neerslag die over de grond afstroomt is hierbij inbegrepen maar kan niet van de afstroming door de grond worden onderscheiden, omdat de grondwaterbeweging er niet door wordt beïnvloed.

De schatting van  $b$  is sterk beïnvloed door de in par. 3.1 gesignaleerde onnauwkeurigheid van  $a$ . Aangezien voor ieder waarnemingspunt de vereffende waarden van  $a$  kunnen worden berekend als  $a = f \bar{W}^m$  waarin  $\bar{W}$  het gemiddelde is voor het  $W$ -interval, waarbinnen de waarnemingen liggen, dan kan een verbeterde schatting van  $b$  worden gemaakt door de berekeningen van

$$b = N - \bar{E}_o - f \bar{W}^m \Delta \bar{W} \quad (9.8)$$

Hierin zijn  $N - \bar{E}_o$ ,  $\bar{W}$  en  $\Delta \bar{W}$  de gemiddelden voor neerslag minus open-water verdamping, grondwaterdiepte en grondwaterstandverandering, die zijn berekend voor de in tabel 9.2 onderscheiden grondwaterdiepte-groepen.

In fig. 9.4 zijn de verbeterde schattingen van  $b$  voor de grondwaterdiepte-groepen uit tabel 9.2 uitgezet tegen de daarbij behorende gemiddelde grondwaterdiepte. De eerste twee groepen zijn daarbij gemiddeld. Het blijkt dat met hogere grondwaterstanden de afstroming toeneemt. Er is echter geen reden om aan te nemen dat het hier een samenhang tussen afstroming ( $q$ ) en drukhoogte ( $h$ ) volgens  $q = ah + \beta h^2$  betreft. In de hoge zandgronden in de Gelderse Achterhoek zullen bij stijgende grondwaterstanden een toenemend aantal sloten en leidingen aan de ontwatering gaan bijdragen. Wanneer de afstroming vanuit een bepaald punt naar afzonderlijk te onderscheiden ontwateringsetages als  $q = ah$  wordt beschreven, dan is de totale afstroming naar alle voor een bepaald punt van belang zijnde ontwateringsmiddelen te omschrijven als

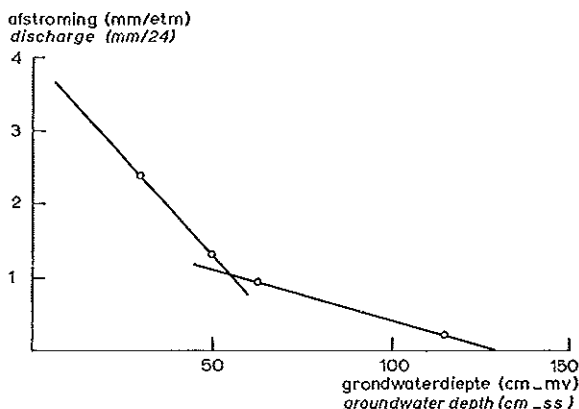


Fig. 9.4. Schatting van de samenhang tussen grondwaterdiepte en afstroming  
*Estimation of the relationship between discharge and groundwater depth*

$$\Sigma q = a_1 h_1 + a_2 h_2 + \dots + a_n h_n; \quad (9.9)$$

$$h_i = 0 \text{ als } h_i < 0 \rightarrow q_i = 0 \quad (9.10)$$

Aangezien de ontwateringsetages niet duidelijk gescheiden zullen zijn, zal deze samenhang wel door een vloeiende kromme worden voorgesteld. Met het oog op de noodzaak om bepaalde rekentechnieken toe te passen verdient het echter aanbeveling om te vereenvoudigen. In het geval van het waarnemingspunt 1179, dat in fig. 9.4 is weergegeven, lijkt het of in hoofdzaak twee stromingen op elkaar gesuperponeerd zijn. Zo is er een stroming naar een ontwateringsbasis ongeveer 130 cm onder maaiveld, die ook bij hoge grondwaterstanden geen hoge intensiteit bereikt. Bij hoge waterstanden treedt nog een snellere stroming op met een ontwateringsbasis op ongeveer 55 cm onder maaiveld. Voor alle bestudeerde waarnemingspunten in de Gelderse Achterhoek kon een soortgelijk beeld worden verkregen.

#### 4.2. AFSTROMING ALS FUNCTIE VAN GRONDWATERBERGING

Het is in het moderne onderzoek naar de afvoer een algemeen aanvaard uitgangspunt dat de grootte van de waterberging in de grond bepaalt hoe de transformatie van neerslag in afvoer verloopt. Het principe heeft zowel voor het debiet van een rivier als voor polderafvoer zijn bruikbaarheid bewezen (GRUNDY, 1951; DE ZEEUW en HELLINGA, 1958). Voor de afvoer door beken en grote leidingen werd het eveneens met succes toegepast (DE JAGER, 1965).

In Nederlandse omstandigheden blijkt de transformatie van regen in afvoer in hoofdzaak door waterberging in de grond te worden bepaald. De verhouding tussen de doordegrondse afstroming  $q$  en de grondwaterberging  $R$  bij stationaire stroming wordt uitgedrukt als  $q = 12 R / \pi^2 j$  (KRAYENHOFF v. D. LEUR, 1958). Hier heeft  $j$  de betekenis van een samenvatting van bergings-, doorlatendheids- en hydrologische ontsluitings constanten als  $j = \mu l^2 / \pi^2 K D$ .

De waterberging in de grond  $R$ , ook wel afvoerbare watervoorraad genoemd, wordt berekend ten opzichte van de grondwaterdiepte waarbij geen afstroming optreedt en dus geen drukhoogte bestaat. Daarbij wordt aangenomen dat de ruimte in de grond, die voor waterberging beschikbaar is per eenheid van laagdikte constant is zodat de lineaire samenhang tussen waterhoogte en afstroming per definitie in een lineaire samenhang tussen grondwaterberging en afstroming wordt omgezet. In  $a = f \bar{W}^m$  zou dit betekenen dat  $m = 0$ , immers  $W^0 = 1$ . In par. 3 is gebleken dat  $m$  varieert tussen 0,2 en 1,9. Principieel is het dus niet juist om een lineaire samenhang tussen grondwaterberging en afstroming aan te nemen. Aangezien dit echter toch in het kader van de afvoerproblematiek grote voordelen heeft (BLOEMEN, 1968b), is in dit

hoofdstuk ook van deze vereenvoudiging gebruik maakt.

Aangezien in fig. 9.4 een schatting is gedaan van de afstroming bij onveranderlijke grondwaterstanden, is hier sprake van een gesimuleerde stationaire stroming. Wanneer nu eenvoudigheidshalve  $\pi^2/12 \cdot j$  wordt aangeduid als  $j'$  dan geeft de eenvoudige rechtlijnige samenhang  $q = R/j'$  aan dat de waarden van de afstroming, die zoals in par. 4.1 bleek als regressiecoëfficiënten  $b$  worden berekend, rechtlijnig moeten samenhangen met de afvoerbare watervoorraden, die behoren bij de gemiddelde grondwaterdiepten, die de afstroming  $q = b$  oplevert. Deze watervoorraden kunnen worden berekend als

$$R = \int_{W_0}^{W_q} \Delta B = \int_{W_0}^{W_q} f W^m dW \quad (9.11)$$

Hierin is  $W_0$  de grondwaterdiepte, waarbij geen afstroming meer optreedt,  $W_q$  is de grondwaterdiepte waarvan de bijbehorende afstroming  $q = b$  bekend is.  $W_0$  is echter onbekend, maar kan worden bepaald door voor verschillende schattingen van  $W_0$  te berekenen hoe groot  $R$  is bij verschillende waarden van  $W_q$ . De juiste schatting van  $W_0$  is die waarbij  $q$  uitgezet tegen  $R$  voor bij  $q$  behorende waarden van  $W_q$  punten oplevert die op een rechte lijn liggen die door de oorsprong loopt. In fig. 9.5 is dit voor de langzame afstroming uit fig. 9.4 gedemonstreerd. Het blijkt dat in het geval, dat tot nu toe steeds als voorbeeld heeft gediend, de afvoerbare watervoorraad berekend moet worden ten opzichte van een grondwaterdiepte van 123 cm onder maaiveld. Een afstroming van 1 mm per etm treedt op bij een afvoerbare watervoorraad van 45 mm. Dus  $j' = 45$  etm.

De snelle afstroming begint bij een grondwaterdiepte van 53 cm. Voor deze afstroming geldt dat  $j' = 3,5$  etm.

In tabel 9.7 zijn voor de 21 bestudeerde waar-

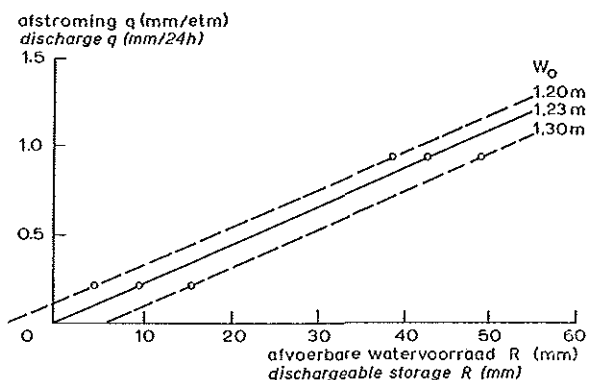


Fig. 9.5. Schatting van de bij de langzame afstroming in fig. 9.4 behorende grondwaterdiepte  $W_0$ , waarbij geen afstroming meer optreedt  
*Estimation of the discharge level  $W_0$  in figure 9.4 at which there is no discharge any more*

Tabel 9.7. Constanten voor de verhouding tussen afstroming en grondwaterberging

Buis	$j'_1$	$j'_2$	$W_{01}$ cm-mv	$W_{02}$ cm-mv
<b>A. Groenlose Slinge</b>				
832	367	78	224	117
894	139	8	180	51
1179	278	10	190	65
1226	200	5,5	189	47
1271	206	15	195	107
1546	35	7,5	84	29
1624	118	8	140	58
1629	45	3,5	125	51
<b>B. Baakse Beek</b>				
1105	130	12	165	84
1172	260	9,5	172	62
1496	222	26	196	92
1519	173	35	190	66
1568	119	6	133	39
<b>C. Aaltense Slinge</b>				
1991	106	8	141	45
2622	154	36	182	64
2040	126	7	160	65
2652	169	20	185	63
2661	300	11,5	135	62
2563	1440	17	290	100
2074	30	3,5	77	35
2678	86	17,5	125	26
Test well	$j'_1$	$j'_2$	$W_{01}$ cm-ss	$W_{02}$ cm-ss

Table 9.7. Constants for the discharge-storage ratio

$j'_1$  = coëfficiënt voor de langzame afstroming  
*coefficient for slow discharge* }  $j' = \frac{\pi^2}{12} j$

$j'_2$  = coëfficiënt voor de snelle afstroming  
*coefficient for quick discharge*

$W_{01}$  = grondwaterdiepte waarop de langzame afstroming begint  
*groundwater depth at which slow discharge starts*

$W_{02}$  = grondwaterdiepte waarop de snelle afstroming begint  
*groundwater depth at which quick discharge starts*

nemingspunten de waarden van  $j'$  voor de diepe en voor de ondiepe afstroming opgegeven, evenals de diepten van de ontwateringsbases.

#### 4.3. DE AFSTROMING IN DE WINTERMAANDEN

De afstroming vanuit de grondwaterstandwaarnemingspunten in de wintermaanden kan het eenvoudigste worden berekend door de berekende openwater verdamping en de bergingsveranderingen met de neerslag te verrekenen, dus als  $Q = N - gE_0 - f W^m \Delta W$ . Voor de 21 waarnemingspunten in de Achterhoek is op deze manier voor de maanden januari,

februari, november en december de gemiddelde maandelijks afstroming berekend over de jaren 1953 tot en met 1964, 1956 uitgezonderd. De gemiddelde neerslagsommen en verdampingstotalen zijn berekend uit de cijfers van het K.N.M.I. voor het station Winterswijk. De bergingsveranderingen zijn berekend uit de gemiddelde grondwaterstanden aan begin en eind van

de maanden op de manier die in par. 3.2 is aangegeven. Aangezien dit, zoals in par. 3.3 werd opgemerkt, de stationaire berging betreft, zal bij de gevonden afstroming eventueel optredende niet-stationaire berging inbegrepen zijn.

In tabel 9.8 is voor de vier wintermaanden het resultaat van deze berekening gegeven. Ter vergelijking

Tabel 9.8. Gemiddelde maandelijks afstroming in vier wintermaanden in mm  
a = volgens waterbalans; b = als functie van gegeven grondwaterdiepten; gecorr. gem. = gemiddelde herleid op niet-stationaire berging

Buis	Januari		Februari		November		December		Totaal	
	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b
<b>A. Groenlose Slinge</b>										
832	36	40	36	39	31	23	40	30	143	132
894	53	44	36	42	37	28	60	32	186	150
1179	47	41	34	42	21	23	59	30	161	136
1226	53	50	38	43	36	30	59	39	186	162
1271	38	41	41	48	25	32	54	40	158	161
1546	53	46	36	55	30	32	60	40	179	173
1624	54	42	37	47	31	31	61	49	183	169
1629	55	58	37	55	36	36	64	38	192	187
gem. mean	48	45	37	46	31	30	56	38	172	159
gecorr. gem. corr. mean		50		45		33		44		172
<b>B. Baakse Beek</b>										
1105	47	39	42	51	24	22	53	31	166	143
1172	49	47	37	42	33	22	54	32	173	143
1496	52	39	33	43	10	13	44	38	139	133
1519	59	47	39	50	30	28	58	32	186	157
1568	52	39	41	47	32	32	56	37	181	155
gem. mean	52	42	38	47	26	23	53	34	169	146
gecorr. gem. corr. mean		46		47		29		45		169
<b>C. Aaltense Slinge</b>										
1991	45	43	35	38	39	40	53	39	172	160
2622	53	40	31	41	18	33	55	40	157	154
2040	59	45	35	43	32	38	65	49	191	175
2652	31	32	29	38	28	18	41	22	129	110
2661	57	40	36	40	30	23	54	29	177	132
2563	49	39	37	39	20	25	50	31	156	134
2074	58	46	37	53	27	28	64	42	186	169
2678	50	38	25	35	34	30	64	32	173	135
gem. mean	50	40	33	41	28	30	56	35	167	146
gecorr. gem. corr. mean		46		43		36		40		167
niet stationaire berging non stationary storage	+4		-9		-4		+12			
<i>Test well</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>a</i>	<i>b</i>
	<i>January</i>		<i>February</i>		<i>November</i>		<i>December</i>		<i>Total</i>	

Table 9.8. Monthly discharge totals in the average year in mm  
a = according to water balance; b = as a function of the groundwater depth; corrected mean = mean, corrected for non stationary storage

is eveneens het resultaat gegeven van een andere manier om de gemiddelde maandsom voor de afstroming te berekenen. In par. 4.2 blijkt dat voor gegeven grondwaterdiepten  $W_q$  de daarbij behorende afstroming kan worden berekend als

$$Q_w = \frac{R_{1w}}{f_1} + \frac{R_{2w}}{f_2} \quad (9.12)$$

Hierin heeft  $R_{1w}/f_1$  betrekking op de afstroming naar de diepste ontwateringsbasis  $W_{01}$  en  $R_{2w}/f_2$  op die naar de ondiepe ontwateringsbasis  $W_{02}$ .  $R_{1w}$  en  $R_{2w}$  kunnen volgens par. 3.2 worden berekend als

$$R_{1w} = \frac{f}{m+1} (W_q^{m+1} - W_{01}^{m+1}) \quad (9.13)$$

en

$$R_{2w} = \frac{f}{m+1} (W_q^{m+1} - W_{02}^{m+1}) \quad (9.14)$$

Voor de afzonderlijke buizen is nu op grond van de beschikbare grondwaterstandgegevens voor de vier wintermaanden de gemiddelde maandafvoer berekend als

$$Q = \frac{t}{n} \cdot \sum \left( \frac{R_{1w}}{f_1} + \frac{R_{2w}}{f_2} \right); R_{1w} \leq 0 \rightarrow R_{1w} = 0$$

of

$$(9.15)$$

$$Q = \frac{t}{n} \cdot \sum \left[ \frac{\frac{f}{m+1} (W_q^{m+1} - W_{01}^{m+1})}{f_1} + \frac{\frac{f}{m+1} (W_q^{m+1} - W_{02}^{m+1})}{f_2} \right] \quad (9.16)$$

$$W_q^{m+1} - W_{01}^{m+1} \leq 0 \rightarrow W_q^{m+1} - W_{01}^{m+1} = 0 \quad (9.17)$$

Hierin is  $n$  het aantal waarnemingen van de grondwaterdiepte  $W_q$  in de betreffende maand en  $t$  het aantal dagen daarvan. De per buis verschillende constanten  $f$ ,  $m$ ,  $W_{01}$ ,  $W_{02}$ ,  $f_1$  en  $f_2$  zijn in de tabellen 9.3 en 9.7 te vinden.

Bij vergelijking van de op verschillende manieren berekende gemiddelde afstroming als totaal over de vier wintermaanden blijkt dat de direct als restpost

uit de waterbalans berekende afstroming hoger is dan de als functie van de grondwaterdiepte berekende afstroming. Bovendien bestaan tussen de op twee manieren berekende afstroming in de afzonderlijke wintermaanden systematische verschillen. Zonder uitzondering is de afstroming volgens de waterbalans in februari lager, maar in december hoger dan die, berekend als functie van de grondwaterdiepte. In november zijn de uitkomsten ongeveer gelijk, in januari geeft de waterbalans wat hogere uitkomsten.

#### 4.4. HERLEIDING OP NIET-STATIONAIRE STROMING

De uit de waterbalans berekende afstroming verschilt van de uit de grondwaterdiepte berekende afstroming omdat deze laatste is berekend met functies voor stationaire stroming. Het is bekend dat de bij een gegeven grondwaterdiepte midden tussen de ontwateringsmiddelen behorende afstroming bij stijgende grondwaterstand hoger, bij dalende grondwaterstand echter lager is dan bij onveranderlijke grondwaterdiepte (KRAYENHOFF VAN DE LEUR, 1958). Voor een wat meer willekeurige ligging van de meetpunten ten opzichte van de ontwateringsmiddelen geldt dit zeker ook. Het is aannemelijk dat de afzonderlijke wintermaanden zich door bepaalde afwijkingen ten opzichte van stationaire stromingsvoorwaarden van elkaar onderscheiden. In de loop van de vier wintermaanden immers ziet men de grondwaterstandstijging, die het najaar kenmerkt, veranderen in het begin van de grondwaterstanddaling, die in het voorjaar van grote betekenis wordt. In de uit de waterbalans berekende afstroming is het niet-stationaire deel van de afstroming uiteraard verrekend.

De gemiddelde afwijking ten opzichte van stationaire stroming kan worden aangegeven door aard en grootte van de gemiddelde grondwaterstandverandering in de betreffende maanden. In tabel 9.9 is deze voor de op de bijlagen onderscheiden afvoergebieden opgegeven.

In fig. 9.6 is als voorbeeld voor groep B de gemiddelde grondwaterstandverandering in de vier wintermaanden uitgezet tegen de verhouding ( $= Q_1/Q_2$ )

Tabel 9.9. Gemiddelde grondwaterstandverandering in cm/etm

Afvoergebied	Maand											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Groenlose Slinge	0,20	-0,03	-0,30	-0,58	-0,52	-0,53	0,19	0,38	0,05	0,58	0,33	0,46
Baakse Beek	0,20	0,00	-0,23	-0,60	-0,56	-0,66	0,00	0,23	-0,15	0,70	0,58	0,40
Aaltense Slinge	0,33	0,12	0,07	-0,73	-0,46	-0,55	-0,05	0,22	0,04	0,66	0,47	0,31
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Catchment area	Month											

Table 9.9. Mean changes in groundwater level in cm/24 h

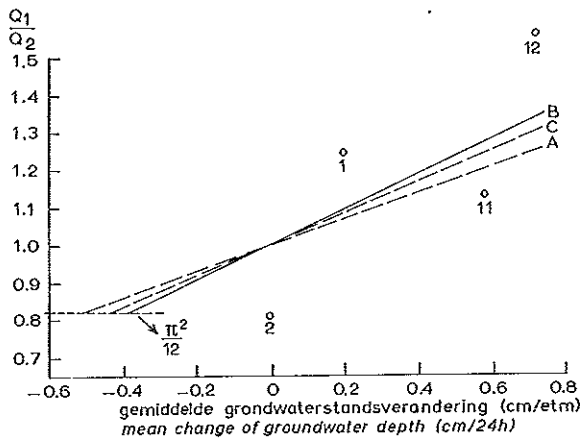


Fig. 9.6. Gemiddelde grondwaterstandverandering in vier wintermaanden uitgezet tegen de verhouding  $(Q_1/Q_2)$  tussen de afstroming berekend als  $Q_1 = N - gE_o - fW^m \Delta W$  en die berekend als  $Q_2 = t/n \sum (R_{1w}/f_1 + R_{2w}/f_2)$   
*Mean changes in groundwater depth in four winter months plotted against the ratio  $Q_1/Q_2$  between discharge, calculated as item on the waterbalance ( $Q_1$ ) and discharge calculated as a function of groundwater depth ( $Q_2$ )*

tussen de afstroming berekend als  $Q = N - gE_o - fW^m \Delta W (= Q_1)$  en die berekend als

$$Q = \frac{t}{n} \sum \left( \frac{R_{1w}}{f_1} + \frac{R_{2w}}{f_2} \right), (= Q_2) \quad (9.18)$$

Er is een duidelijke samenhang in fig. 9.6. De lijn, die aangeeft met welke factor de uit de grondwaterdiepten berekende stationaire afstroming omgerekend kan worden in de feitelijke afstroming, is getekend als een rechte. Deze loopt door het punt van gemiddelde samenhang en door het punt dat wordt bepaald door de coördinaten  $y = 1,0$  en  $x = 0,0$ . Dit punt geeft immers aan dat bij een onveranderlijke grondwaterdiepte zich de noodzaak van een omrekening niet voordoet. Bij een grondwaterstandstijging is de omrekenfactor groter dan 1, bij een daling kleiner dan 1. Hierbij geldt echter dat de factor niet kleiner kan zijn dan  $\pi^2/12 = 0,82$ . Dit is volgens KRAYENHOFF VAN DE LEUR de vaste verhouding tussen de afstroming bij stationaire stroming en die bij het totaal ontbreken van een zakwaterstroom.

Ook voor de groepen A en C in tabel 9.8 is in fig. 9.6 de correctielijn voor de stationaire afstroming ingetekend. In tabel 9.8 zijn de groepsgemiddelden van de uit de grondwaterstand berekende afstroming herleid op niet-stationaire stroming. De omrekenfactoren zijn op grond van de gemiddelde grondwaterstandveranderingen in tabel 9.4 in fig. 9.6 afgelezen. Een betere schatting van de afstroming is met de beschikbare gegevens niet te maken. Er zullen natuurlijk altijd onverklaarbare afwijkingen met de afstroming volgens de waterbalans blijven bestaan als gevolg van meet- en rekenfouten in beide schattingen. Er zal echter ook nog een systematische afwijking optreden

als gevolg van de niet-stationaire berging. In par. 4.3 werd er al op gewezen dat deze niet bij de als functie van de grondwaterdiepte berekende berging inbegrepen is. Het over alle punten gemiddelde verschil tussen de afstroming volgens de waterbalans en die berekend als functie van de grondwaterdiepte, dat in tabel 9.8 is gegeven, is de beste schatting van de grootte van de veranderingen in de niet-stationaire berging, die bij gebrek aan een parameter voor deze post op de waterbalans gemaakt kan worden.

#### 4.5. DE AFSTROMING IN DE ZOMERMAANDEN

De berekening van de afstroming in de zomermaanden als functie van de grondwaterdiepte, zoals in par. 4.3 is aangegeven, zal eveneens de grootte van de stationaire afstroming geven. Correcties hierop voor de afwijkingen van de stationaire stroming in de afzonderlijke maanden kunnen op grond van de cijfers in tabel 9.4 in fig. 9.6 worden uitgemeten.

Volgens tabel 9.4 bereikt de correctie-factor in april, mei en juni de minimale waarde van 0,82, hetgeen erop wijst dat in deze maanden geen zakwaterstroom meer optreedt.

In tabel 9.10 is voor de afzonderlijke maanden de gemiddelde afstroming opgegeven, zoals die berekend is uit de grondwaterdiepten met toepassing van de correctie op grond van tabel 9.4 en fig. 9.6.

Tussen de afzonderlijke waarnemingspunten bestaan nogal wat verschillen in de berekende afstroming, waarover weinig te zeggen valt. Het is duidelijk dat ze het gevolg zijn van verschillen in de drainagevoorwaarden die van geval tot geval gelden. De verschillen tussen de gemiddelden voor de drie groepen zijn in de vier wintermaanden zeer gering. In de overige maanden echter valt het op dat in het gebied van de Baakse Beck de afstroming aanzienlijk kleiner is dan in het gebied van de Groenlose Slinge of van de Aaltense Slinge. Misschien is een ander stuwregime hier de oorzaak van. Zeker is echter wel dat de afwijkende geologie van het oostelijk deel van de Achterhoek van invloed is op de grootte van de afstroming in de zomermaanden. Voor de in tabel 9.10 met x gemerkte punten in dit geologisch afwijkende deel bedraagt de jaarlijkse afstroming gemiddeld 347 mm. Dit is 15 mm meer dan het gemiddelde van de overige punten in groep A en C tezamen. De oorzaak hiervan zal liggen in het in par. 3.2 gesignaleerde verschil in bergend vermogen. Doordat in het geologisch afwijkend oostelijk gedeelte van de Achterhoek de bergingscapaciteit kleiner is dan in de rest van het gebied, zal een groter deel van de neerslag afstromen.

#### 4.6. VERGELIJKING MET AFVOERMETINGEN

Door de Directie Waterhuishouding en Waterbe-

Tabel 9.10. Gemiddelde maandelijkse afstromingstotalen in mm, berekend uit de grondwaterdiepte

Buis	Maand												Totaal
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
<b>A. Groenlose Slinge</b>													
832	44	38	37	29	22	19	20	24	20	29	25	35	342
894	49	41	32	18	15	12	16	24	25	31	31	42	336
1179	46	41	36	19	19	15	17	19	14	22	25	35	398
1226	56	42	32	16	12	12	14	21	16	31	33	45	330
1271	46	47	29	22	19	15	17	18	19	29	35	46	342
1546	51	54	48	32	19	12	8	9	18	25	35	46	357
x 1624	47	46	38	22	12	7	6	8	8	28	34	45	301
x 1629	64	54	39	25	19	11	15	19	19	34	40	44	383
gem. mean	50	45	36	23	17	13	14	18	18	29	33	44	330
<b>B. Baakse Beek</b>													
1105	43	51	29	21	10	10	14	15	13	21	28	41	296
1172	52	42	23	11	4	5	6	11	7	21	28	42	252
1496	43	43	32	27	11	8	8	9	7	12	16	50	266
1519	52	50	24	15	9	8	10	11	8	19	35	42	283
1568	43	47	14	11	5	4	6	11	8	24	40	49	262
gem. mean	46	47	25	17	8	7	9	11	9	20	29	45	273
<b>C. Aaltense Slinge</b>													
1991	49	40	30	15	13	7	8	9	11	22	48	45	297
2622	46	43	42	27	26	18	20	25	26	36	40	46	395
x 2040	52	45	37	21	21	13	15	21	21	33	46	56	381
2652	37	40	37	27	23	17	19	20	16	23	22	25	306
x 2661	46	42	35	19	14	11	12	15	17	22	28	33	294
2563	45	41	34	21	17	13	14	17	19	23	30	35	309
x 2074	53	55	50	26	19	11	11	15	17	19	34	48	356
x 2678	44	37	35	23	25	21	23	27	28	33	36	37	369
gem. mean	46	43	38	22	20	14	15	19	19	27	36	40	339
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
<i>Test well</i>	<i>Month</i>												<i>Total</i>

Table 9.10. Monthly means of discharge calculated as a function of the groundwater depth

x = buizen in geologisch afwijkend oostelijk deel  
test wells in geologically different eastern part

weging van Rijkswaterstaat is in de Gelderse Achterhoek op een aantal punten sinds begin 1953 twee maal per dag de beekstand gemeten. Met behulp van afvoerkrommen voor de betreffende meetpunten kunnen de dagelijkse afvoerhoeveelheden worden geschat. Voor drie meetpunten werd met behulp van deze gegevens de gemiddelde maandelijkse afstroming berekend over de jaren 1953 tot en met 1955 en 1957 tot en met 1964. In fig. 9.7 is deze uit de beekstand berekende afvoer vergeleken met de afvoer, berekend als gemiddelde van de op een aantal punten uit de grondwaterstand berekende afstroming in tabel 9.10.

Van de groep A in tabel 9.10 ligt alleen het punt 832 niet in het afvoergebied van de Groenlose Slinge boven de Schutteler brug maar benedenstrooms daarvan. Van de overige punten zijn de maandafoeren

gemiddeld en in fig. 9.7A uitgezet tegen de voor het genoemde meetpunt uit de beekstanden berekende afvoer.

In fig. 9.7B is de afvoer van de Baakse Beek boven de Wiersse uitgezet tegen de afvoer, gemiddeld voor de punten in groep B in tabel 9.10. Weliswaar liggen slechts de punten 1172 en 1568 in het betreffende afvoergebied maar de overige punten liggen in de directe omgeving.

Van de groep C in tabel 9.10 zijn de punten 1991 en 2563 niet betrokken in de vergelijking met de afvoer van de Aaltense Slinge bij de Grevinkbrug omdat ze beneden dit meetpunt liggen. Hoewel ook hier niet alle overige punten van groep C in het betreffende afvoergebied liggen, liggen ze wel in de directe omgeving.



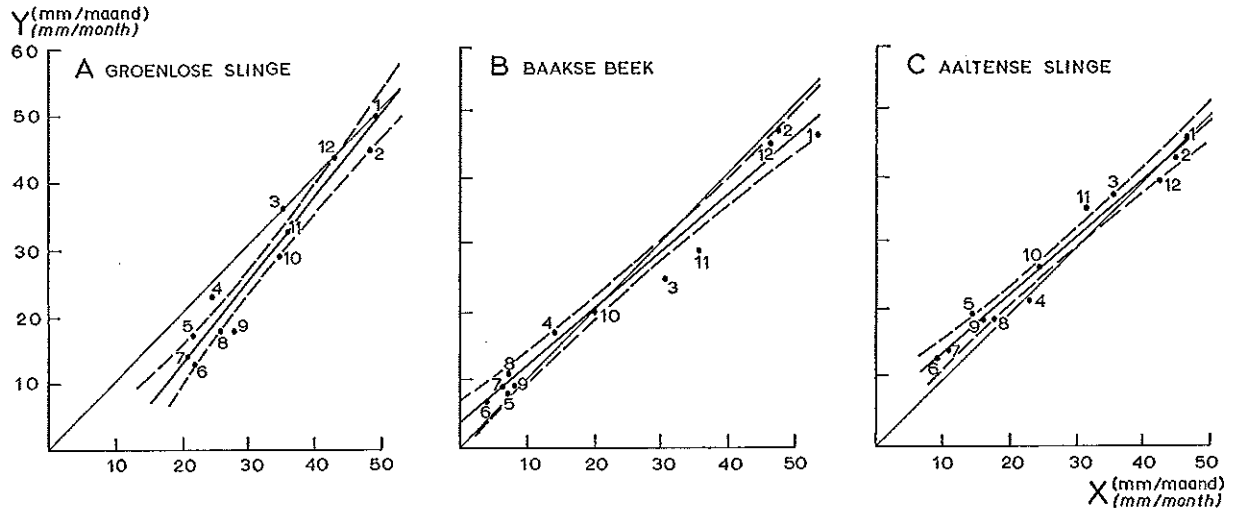


Fig. 9.7. De afvoer volgens de  $Q-h$  kromme (X) vergeleken met de afvoer berekend als functie van de grondwaterdiepten (Y)  
*Discharge calculated from stage/discharge curves (X) compared with discharge calculated as a function of groundwater depth (Y)*

In tabel 9.11 zijn voor de relaties in fig. 9.7 de regressiecoëfficiënten in  $y = ax + b$  gegeven, evenals de correlatiecoëfficiënt  $r$ .

Tabel 9.11. Regressie- en correlatiecoëfficiënten voor fig. 9.7

Figuur	$a$	$b$	$r$
7A	1,21	-11,53	0,9804
7B	0,84	3,89	0,9826
7C	0,86	5,81	0,9858

Figure	$a$	$b$	$r$
--------	-----	-----	-----

Table 9.11. Regression and correlation coefficients for fig. 9.7

Het blijkt dat hoewel in de samenhang tussen beide afvoeren weinig spreiding optreedt, zich bij de Groenlose Slinge en de Aaltense Slinge systematische afwijkingen voordoen. In het geval van de Baakse Beek echter ligt de 45°-lijn binnen de 95 % betrouwbaarheidsintervallen van de beste schatting van Y, en is de afwijking van de regressielijn ten opzichte van de 45°-lijn niet significant. Dit staat wellicht in verband met het feit dat bij de berekening van de afvoer van de Baakse Beek met verschillende afvoerkrommen voor zomer en winter is gewerkt. Voor de Aaltense Slinge en de Groenlose Slinge is echter één afvoerkromme voor het gehele jaar gebruikt. Wanneer men dit in aanmerking neemt en dan bovendien bedenkt dat een afvoergebied van duizenden hectaren door 5 of 6 waarnemingspunten niet nauwkeurig wordt beschreven, dan mag op fig. 9.7 wel de verwachting worden gebaseerd dat de grondwaterstandanalyse een

goede schatting van de afvoer door beken toelaat. Van belang is verder dat ook de voor de Groenlose Slinge en de Aaltense Slinge in de wintermaanden als functie van de grondwaterdiepte berekende afvoer een behoorlijke overeenkomst met de afvoer volgens de  $Q-h$  kromme vertoont. Dit wijst erop, dat het aannemen van het bestaan van een rechtlijnige samenhang tussen grondwaterberging en afstroming, hoewel principieel onjuist, geen te grote onnauwkeurigheden bij het berekenen van de afvoer geeft.

## 5. DE VERDAMPING

### 5.1. DE GEMIDDELDE VERDAMPING BEREKEND UIT DE WATERBALANS

Met de in het voorgaande gemaakte schattingen van afstroming en bergingsveranderingen, is de werkelijke verdamping  $E_w$  als de sluitpost op een waterbalans berekend. Voor alle waarnemingspunten is de gemiddelde stationaire bergingsverandering voor de afzonderlijke maanden berekend, zoals in par. 3.2 is aangegeven, uit de over de jaren gemiddelde grondwaterstand aan het begin van de maanden. In par. 4.3 is de berekening van de gemiddelde maandelijkse afstroming besproken. Bergingsveranderingen en afstroming werden verrekend met de maandtotalen van de neerslag. Aangezien de grondwaterstandwaarnemingen meestal op de veertiende en achtentwintigste van de maand werden verricht, werden de maanden gerekend van de achtentwintigste tot de volgende achtentwintigste.

De verdamping, als gemiddelde voor de 21 waarnemingspunten over de jaren 1953 tot en met 1964,

bereikt volgens deze berekening de in tabel 9.12 gegeven op mm afgeronde maandsommen.

Tabel 9.12. Gemiddelde maandsommen in mm van de verdamping, berekend als sluitpost op de waterbalans

Maand												Totaal
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
1	14	16	33	59	68	77	67	46	24	12	0	422
Month												Total

Table 9.12. Mean monthly totals in mm of evapotranspiration, calculated from the water balance

De spreiding in de jaarlijkse verdamping van de afzonderlijke meetpunten bedraagt ongeveer 10 % van de gemiddelde jaarsom. Deze wordt voor een deel veroorzaakt door plaatselijke verschillen in de omstandigheden die de verdamping beïnvloeden, zoals de vochttoestand van de grond of de gewasontwikkeling.

Wanneer men erin zou slagen om de grootte van deze invloeden vast te stellen dan zou kunnen worden nagegaan hoe groot als gevolg hiervan van punt tot punt en van jaar tot jaar de variatie in de verdamping is.

## 5.2. HET SAMENVOEGEN VAN GRONDWATERSTANDWAARNEMINGEN OP VERSCHILLENDE PUNTEN

De verdamping kan ook worden gevonden als de regressiecoëfficiënt  $b$  in

$$y = ax + b \quad (9.19)$$

of

$$N - Q = \mu(\Delta W) + E_w \quad (9.20)$$

In par. 4.3 is aangegeven hoe bij gegeven grondwaterdiepten  $Q$  kan worden berekend voor perioden tussen twee waarnemingen.

Een poging om per waarnemingspunt de bedoelde regressiecoëfficiënten voor een bepaalde grondwaterdiepte in een bepaalde maand te berekenen is echter gedoemd om te mislukken, ondanks dat over een langere reeks van jaren in alle zomermaanden soms dezelfde natte toestanden voorkomen als in de wintermaanden zodat ook in de afzonderlijke zomermaanden, die als parameter voor gewasontwikkeling en open-water verdamping natuurlijk wel betekenis hebben, een grote variatie in de met de grondwaterdiepte samenhangende vochttoestand zal optreden. Er zijn namelijk per punt en per maand slechts maximaal 20 waarnemingen beschikbaar. De nauwkeurigheid van een regressie berekend uit 4 of 5 waarnemingen is

veel te klein. Per maand zouden zoveel gegevens beschikbaar moeten zijn dat bijvoorbeeld voor 5 grondwaterdiepte-classes een redelijk nauwkeurige regressie zou kunnen worden berekend. Dit kan alleen bereikt worden door de gegevens van verschillende buizen samen te voegen.

Dit samenvoegen is alleen toelaatbaar wanneer het traject van de in de verschillende buizen gemeten grondwaterdiepten ongeveer samenvalt. Anders zal immers de regressie voor de uiterste grondwaterdiepte-classes alleen worden berekend uit waarnemingen van één of een beperkt aantal buizen, namelijk die met de diepste of ondiepste grondwaterstanden  $W$ . Bij het voldoen aan deze voorwaarden is het verder niet van belang of de bergingsconstanten  $f$  en  $m$  van de samengevoegde buizen niet dezelfde zijn. Voor iedere regressie zullen de gemiddelde waarden voor  $f$  en  $m$  gelden. Wel zal de nauwkeurigheid van de berekende regressiecoëfficiënten eronder lijden wanneer de verschillen tussen de samengevoegde buizen erg groot zijn.

Het zal aanbeveling verdienen om buizen samen te

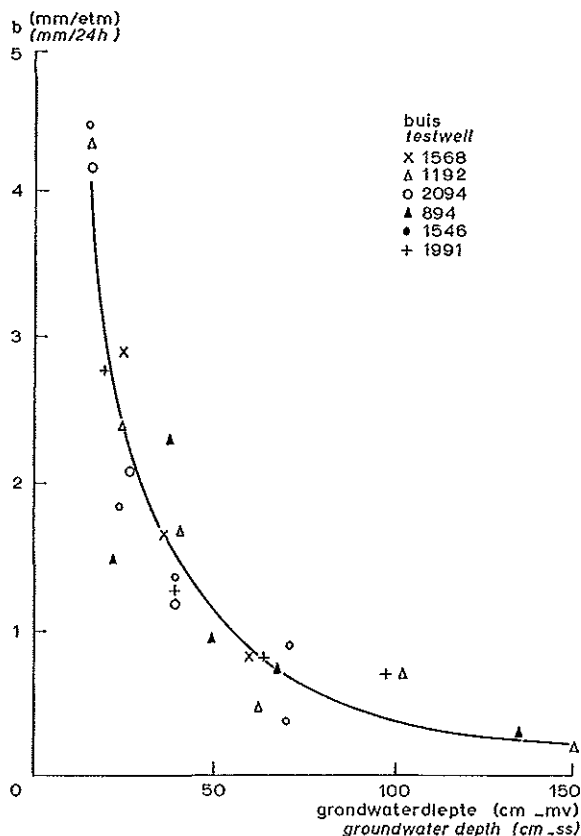


Fig. 9.8. De per buis voor vier grondwaterdieptegroepen berekende schatting van de regressiecoëfficiënten  $b (= Q)$  die de afstroming weergeven, vormen een puntenzwerm, waarin een gemeenschappelijke afstromingsfunctie kan worden berekend

Regression coefficients  $b$ , representing the discharge, calculated for four groundwater depths and six separate test wells, plotted against relating groundwater depths

voegen met vergelijkbare samenhang tussen grondwaterdiepte en afstroming. Dan is het ook mogelijk om met een veel groter aantal waarnemingen en dus met grotere nauwkeurigheid deze gemeenschappelijke afstromingsfunctie vast te stellen en de afstroming in rekening te brengen.

Het grondgebruik bij de samengevoegde buizen moet wel overeenkomen omdat hierdoor de gewasinvloed op de verdamping wordt bepaald. In de Achterhoek is aan deze voorwaarde gemakkelijk voldaan omdat de gemeten grondwaterstanden daar voor wat grotere oppervlakken zullen gelden, waarin het grondgebruik gemengd is.

### 5.3. EEN GEMEENSCHAPPELIJKE AFSTROMINGSFUNCTIE

Uit de bewerking van de gegevens van de afzonderlijke buizen, die in par. 2 is besproken, blijkt dat er 6 waarnemingspunten zijn waarvan de afstromingsfunctie grote overeenkomst vertonen. Dit zijn de punten met de nummers 894, 1546, 1172, 1568, 1991 en 2974. In fig. 9.8 zijn de verbeterde schattingen van de waarden van de regressiecoëfficiënten  $b$  voor verschillende grondwaterdiepten in de 4 wintermaanden samengebracht (verg. 4.1). Door de puntenzwerm in fig. 9.8 kan een kromme worden berekend die de gemeenschappelijke samenhang tussen grondwaterdiepte en afstroming weergeeft. Deze samenhang kan ook worden geconstrueerd door de waarnemingen, die in de wintermaanden in de 6 betreffende buizen zijn gedaan, samen te voegen en hiermee voor een aantal grondwaterdiepte-klassen de regressiecoëfficiënten  $a$  en  $b$  in de functie gegeven in par. 2.2 te berekenen.

In fig. 9.9 zijn de logaritmen van de coëfficiënten  $a$  en van de bijbehorende gemiddelde grondwaterdiepten  $\bar{W}$  voor 10 groepen tegen elkaar uitgezet. Hieruit blijkt dat de vereffende waarden van de ber-

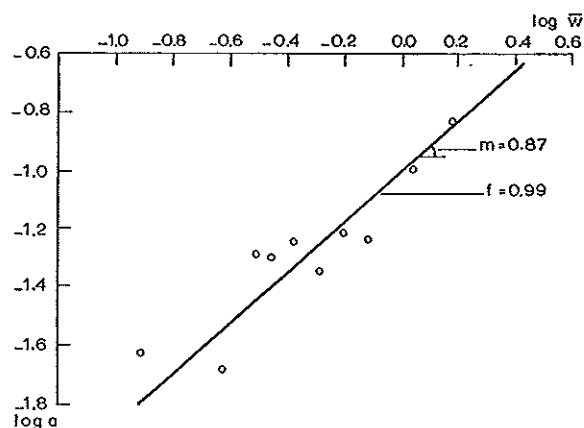


Fig. 9.9. De vereffende waarden voor de bergingscoëfficiënt in de wintermaanden kunnen worden berekend als  $a = 0,99 \bar{W}^{0,87}$   
Equalized values of the storage coefficient in winter can be calculated as  $a = 0,99 \bar{W}^{0,87}$

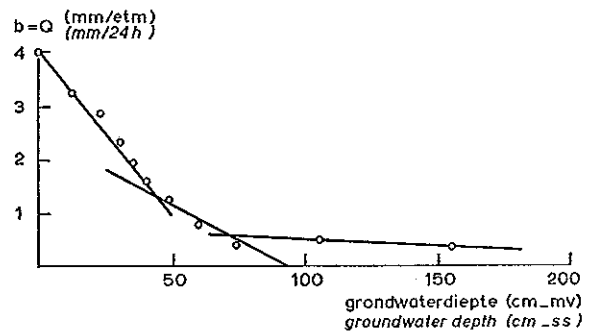


Fig. 9.10. Gemeenschappelijke afstromingsfunctie voor de zes in fig. 9.8 genoemde waarnemingspunten, direct bepaald door de berekening van de regressiecoëfficiënt  $b = Q$  voor tien grondwaterdieptegroepen  
Joint discharge function of the six test wells referred to in fig. 9.8, determined by the calculation of the regression coefficient  $b$  for ten groundwater depths after lumping together the data

gingscoëfficiënt  $a$  kunnen worden berekend als  $a = 0,99 \bar{W}^{0,87}$ . Op de wijze, die in par. 4.4 is aangegeven is een verbeterde schatting van de coëfficiënt  $b$ , die de afstroming voorstelt, berekend en in fig. 9.10 uitgezet tegen de bijbehorende gemiddelde grondwaterdiepte. De vorm van de gemeenschappelijke afstromingsfunctie komt nu wat duidelijker naar voren, hetgeen door het groter aantal gegevens verklaarbaar is. Onder andere is het mogelijk om voor een grotere grondwaterdiepte de afstroming te schatten. Aansluitend bij de in par. 4.1 aanbevolen schematisering van de afstromingsfunctie lijkt het nu dat er een zeer langzame afstroming naar een zeer diepe basis optreedt met daarop gesuperponeerd een tweetal snellere afstromingen naar geringere diepten.

Tussen de functies in fig. 9.8 en die in fig. 9.10 bestaat weinig verschil en de samenvoeging van de waarnemingen in verschillende buizen lijkt dus een hanteerbare techniek te zijn.

### 5.4. DE VERDAMPING IN SAMENHANG MET OPEN-WATER VERDAMPING EN GRONDWATERDIEPTE

De gegevens van de 6 in par. 5.3 genoemde buizen zijn nu maandgewijs samengevoegd. Voor 5  $W$ -intervallen zijn voor de afzonderlijke maanden de regressiecoëfficiënten  $a$  en  $b$  in de functie  $N = \mu(\Delta W) + (Q + E_w)$  berekend (zie par. 2.1). Wanneer de logaritmen van de door de coëfficiënt  $a$  voorgestelde bergingspercentages tegen de logaritmen van de bij de  $W$ -intervallen behorende gemiddelen  $\bar{W}$  worden uitgezet zoals in fig. 9.11 dan blijkt dat in de maanden juni, juli, augustus en september bij diepe grondwaterstanden het bergingspercentage systematisch afwijkt van dat bij evenwichtstoestand volgens fig. 9.9. Hogere bergingspercentages wijzen op lagere vochtgehalten en hogere vochtspanningen, vooral in de bovengrond.

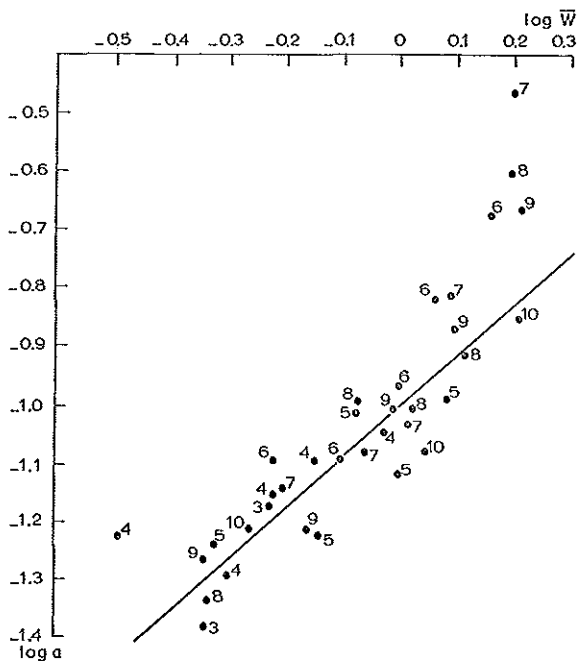


Fig. 9.11. Logartimen van de voor verschillende maanden en grondwaterdiepten gevonden bergingspercentages uitgezet tegen de logartimen van deze grondwaterdiepten. De lijn geeft de gemiddelde samenhang in fig. 9.9. weer *Logarithms of storage coefficients for different months and groundwater depths plotted against the logarithms of these groundwater depths. The line represents the relation given in fig. 9.9*

Voorzover uitdrogingsverschijnselen in de bovengrond de verdamping beïnvloeden zal dit in ongunstige zin zijn (RIJTEMA, 1965, VISSER, 1963). De waarden van de regressiecoëfficiënten  $b$ , na aftrek van de volgens fig. 9.10 bij de gegeven gemiddelden  $\bar{W}$  behorende afstroming  $Q$ , neemt echter bij de diepste grondwaterstanden met het bergingspercentage toe. Deze schijnbare toeneming van de verdamping is in strijd met de verdampingstheorie en is een gevolg van het feit dat, wanneer uitdroging van de bovengrond optreedt, de formule voor de waterbalans moet worden geschreven als

$$N = E_w + Q + \mu(\Delta W) + (\Delta V) \quad (9.21)$$

De betekenis van  $\mu$  blijft in deze schrijfwijze beperkt tot het bergingspercentage bij handhaving van evenwichtsvochtgehalten. In die gevallen waarin de regressiecoëfficiënt  $a$  groter is dan  $\mu = f \bar{W}^m$ , betekent dit dat  $N - Q - \mu(\Delta W) \geq E_w$  zodat  $(\Delta V)$  positief moet zijn en een vochtvoorraadtoename voorstelt, die geen effect heeft op de grondwaterstand. In de betreffende  $W$ -intervallen geldt voor deze vochtvoorraadtoename echter de beperking dat als  $N = 0$  ook  $\Delta V = 0$  zodat

$$E_w + Q = -\mu(\Delta W) \quad (9.22)$$

Ook voor deze  $W$ -intervallen werd daarom als de

beste schatting van de werkelijke verdamping de waarde van  $(-\mu(\Delta W) - Q)$  beschouwd. Volgens fig. 9.9 is  $\mu$  0,99  $W^{0,87}$ ,  $(\Delta W)$  werd afgelezen op het snijpunt van de berekende regressie-lijn met de  $\Delta W$ -as en  $Q$  werd met behulp van fig. 9.10 geschat. In fig. 9.12 is voor een groep waarnemingen, verricht in juni, het principe van deze schatting van  $E_w$  getoond. Het verschil tussen  $b$  en  $-\mu(\Delta W)$  geeft een schatting van  $\Delta V$ .

In fig. 9.13 zijn de logartimen van de voor afzon-

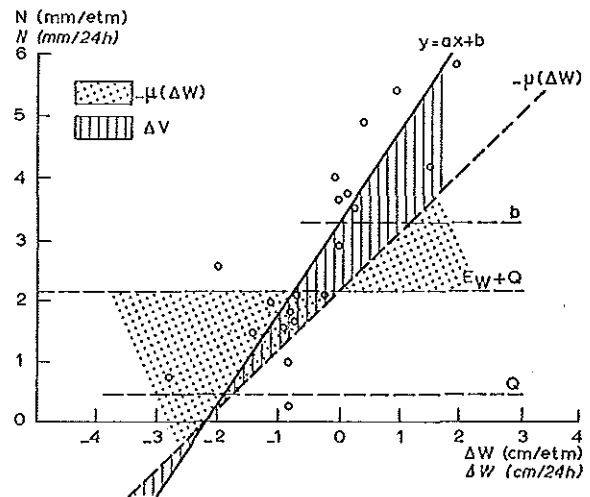


Fig. 9.12. Principe van de schatting van  $E_w$  wanneer een niet direct of indirect meetbare vochtvoorraadtoename  $\Delta V$  in de bovengrond optreedt *Principle of estimating  $E_w$  when an increase of the moisture content in the top soil ( $\Delta V$ ) occurs, which cannot be measured directly or indirectly*

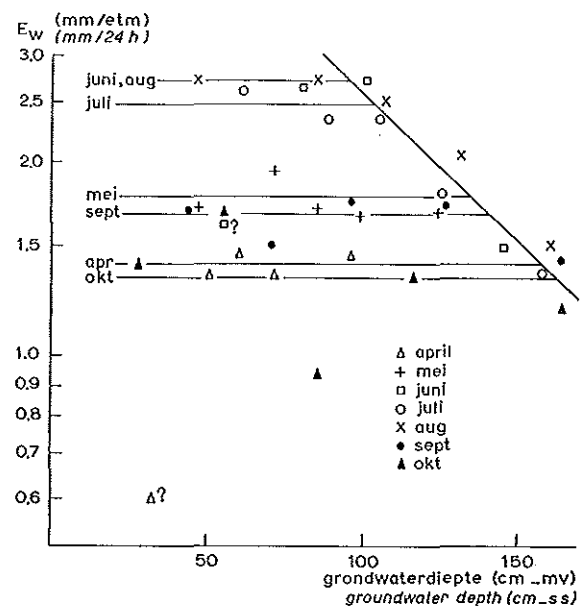


Fig. 9.13. De werkelijke verdamping in samenhang met de open-water verdamping en de grondwaterdiepte *Evapotranspiration related to open water evaporation and groundwater depth*

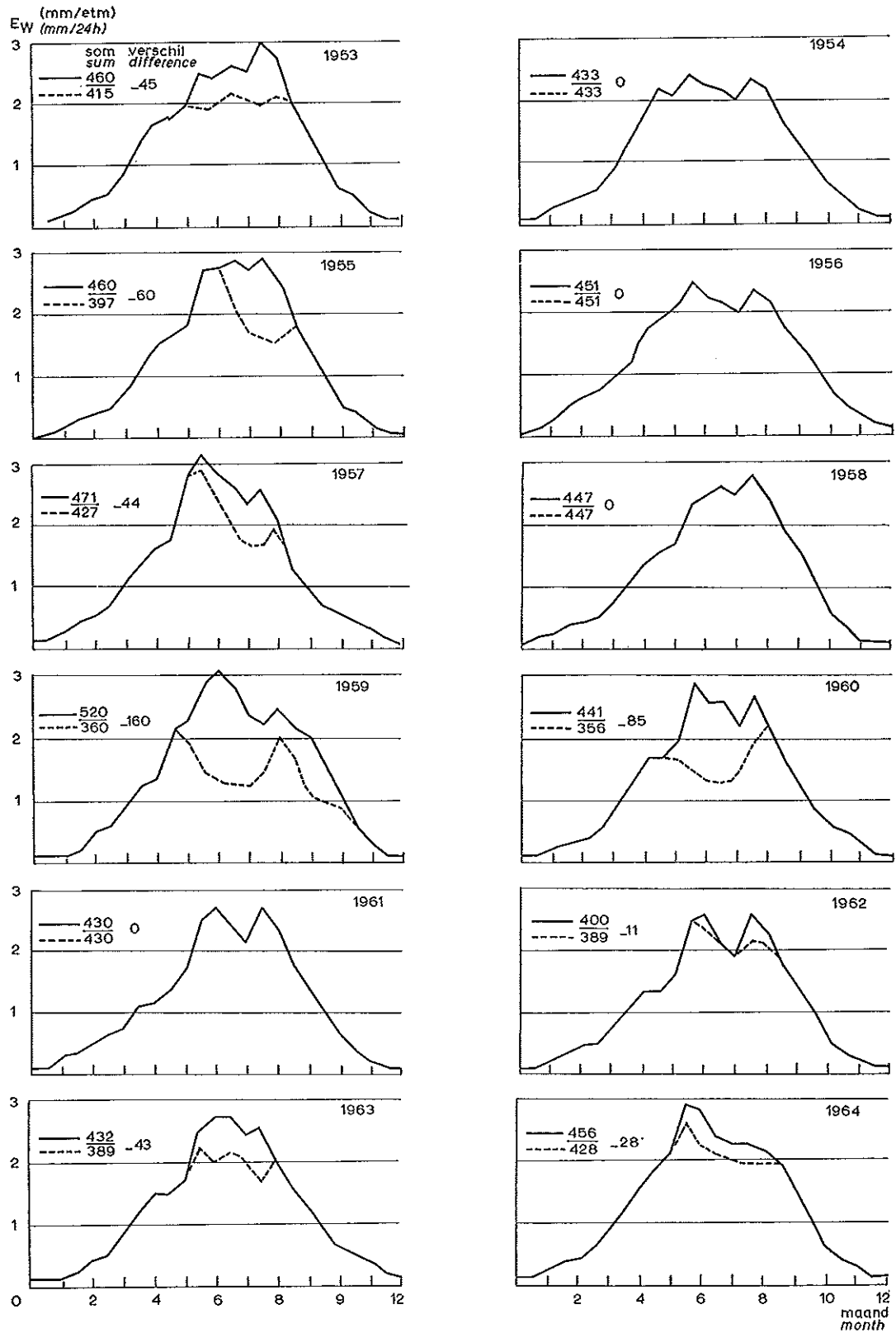


Fig. 9.14. Jaarlijks beloop van de werkelijke verdamping bij verschillend grondwaterregime — buis 2074 ---- buis 894  
Yearly course of evapotranspiration for fluctuating groundwater level — test well 2074 ---- test well 894

derlijke maanden en verschillende grondwaterdiepten gevonden verdampingscijfers uitgezet tegen de gemiddelden  $\bar{W}$ . Wanneer 2 uitkomsten, die niet in het totaalbeeld passen, worden uitgezonderd dan blijkt dat vereffende waarden voor de werkelijke verdamping op eenvoudige wijze kunnen worden berekend. Binnen een grondwaterstandstraject, dat breder is naarmate  $gE_o$  afneemt, is  $E_w = gE_o$ . De maandwaarden voor  $g$  zijn in tabel 9.13 gegeven.

Tabel 9.13. Maandwaarden voor  $g$

	Maand							
	3	4	5	6	7	8	9	10
$g$	0,54	0,56	0,53	0,63	0,72	0,90	0,80	0,85
	Month							
	3	4	5	6	7	8	9	10

Table 9.13. Monthly values of  $g$

Voor de 4 wintermaanden werd in par. 2.2 aangenomen dat  $g = 1$ . Als de verdamping bij te diepe grondwaterstanden lager wordt dan  $gE_o$ , dan kan de verdamping in meters per etmaal worden berekend uit  $\log E_w = -2,13 - 0,4675 W$ .

De in fig. 9.13 uitgezette verdampingscijfers kunnen als  $E_w = gE_o$  of  $E_w = f(\bar{W})$  worden gereproduceerd met een afwijking, berekend als  $\sigma = \sqrt{\sum(A)^2/n}$ , van 0,12 mm/etm of van 0,1 mm/etm als maart en oktober worden uitgezonderd.

#### 5.5. VARIATIES IN DE GROOTTE VAN DE WERKELIJKE VERDAMPING

Niet getracht wordt om een fysische verklaring voor de empirie in par. 5.4 te geven. Er is wel gebruik van gemaakt om de variatie in de verdamping

over een aantal opeenvolgende jaren voor 2 waarnemingspunten van de COLN te reconstrueren uit het beloop van de grootte van de open-water verdamping en van de grondwaterdiepte. In fig. 9.14 is het beloop van de werkelijke verdamping weergegeven. De verdamping is berekend als daghoeveelheid uit de op de veertiende en de achtentwintigste dag van de maand gemeten grondwaterdiepte en uit de door het K.N.M.I. gegeven maandsommen. Van de voor 2 opeenvolgende meetdagen berekende verdamping zijn de halfmaandelijks sommen berekend en daaruit de jaarsommen. De basisgegevens voor deze berekening zijn niet toereikend om deze totalen anders dan als benaderingen te beschouwen.

Het waarnemingspunt 2074 heeft van de 21 buizen, die in deze studie zijn betrokken, de hoogste grond-

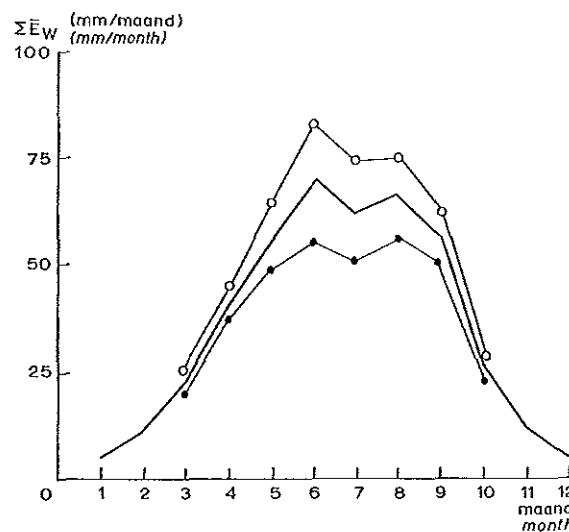


Fig. 9.15. Beloop van de gemiddelde maandsommen van de werkelijke verdamping  $\Sigma \bar{E}_w$  en van  $\Sigma \bar{E}_w$  plus en minus de standaardafwijking voor de maanden maart tot en met oktober

Course of monthly totals of evapotranspiration  $\Sigma \bar{E}_w$  in the average year plus or minus the standard deviation for the months March through October

Tabel 9.14. Gemiddelde maandsommen voor de verdamping in mm berekend als  $E_w = gE_o$  of  $E_w = f(W)$

	Maand												Totaal
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
$\bar{E}_w$ volgens fig. 9.14	5	11	22	41	59,5	68,5	62,5	65	46	25	10,5	3,5	419
$\bar{E}_w$ acc. fig. 9.14													
Vershil met tabel 9.12	+4	-3	+6	+3	+0,5	+0,5	-4,5	-2	0	+1	-1,5	+3,5	-3
Difference with table 9.12													
	Month												Total
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	

Table 9.14. Mean monthly totals of evapotranspiration in mm calculated as  $E_w = gE_o$  or  $E_w = f(W)$

waterstanden. Alleen in 1959 heeft ook dit punt een periode gekend waarin de verdamping werd beperkt door de vochttoestand. Het punt 894 heeft een grondwaterstandregime dat met het gemiddelde van alle buizen overeenkomt. Dit blijkt ook in tabel 9.14 uit de overeenkomst tussen de in par. 5.1 gegeven gemiddelde maandsommen voor alle buizen en de gemiddelden die uit fig. 9.14 berekend kunnen worden.

De kleine verschuiving van juli/augustus naar maart/juni kan verklaard worden uit een betere verwerking van de invloed van de vochttoestand van de

grond op de verdamping bij de in par. 5.4 gevonden relaties.

Ten opzichte van de gemiddelde maandsommen van verdamping bestaat een spreiding die groter is naarmate de variaties in open-water verdamping en in grondwaterdiepte groter zijn. In fig. 9.15 is behalve het beloop van de gemiddelde maandsommen  $\Sigma \bar{E}_w$  ook  $\Sigma \bar{E}_w \pm \sigma E_w$  aangegeven. De standaardafwijking is weer berekend als

$$\sigma = \sqrt{\frac{\Sigma (\Delta)^2}{n}} \quad (9.23)$$

## LITERATUUR

- BLOEMEN, G. W. 1966. The calculation of evapotranspiration from groundwater depth observations. Comm. Hydr. Onderz. T.N.O. Versl. en Meded. 12: 45-71. Techn. Bull. I.C.W. 46.
- 1967. De grondwaterstandsanalyse als middel om de verdamping te leren kennen. Nota I.C.W. 382.
- 1968a. Determination of constant rate deep recharge or discharge from groundwater level data. J. of Hydr. 6, 1: 58-68. Techn. Bull. I.C.W. 53.
- 1968b. Berekening van de maatgevende afvoer voor de gronden in de Gelderse Achterhoek. Nota I.C.W. 451.
- GRUNDY, F. 1951. The groundwater depletion curve, its construction and uses. Assemblée Générale de Bruxelles 1951 Tome II (Gent-Brugge); Publ. 33 de l'Ass. Int. d'Hydr. Sci.: 213-217.
- JAGER, A. W. DE. 1965. Hoge afvoeren van enige Nederlandse stroomgebieden. Proefschrift Landbouwhogeschool, Wageningen.
- KRAYENHOFF VAN DE LEUR, D. A. 1958. A study of non-steady flow with special reference to a reservoir coefficient. De Ingenieur 70: B87-94.
- MARKINK, G. F. 1962. Vijf jaren lysimeteronderzoek. Versl. Landbouwk. Onderz. 68, 1. Pudoc, Wageningen.
- RIDDER, N. A. DE. 1966. De geo-hydrologische gesteldheid van de Gelderse Achterhoek. Nota I.C.W. 344.
- RIJTEMA, P. E. 1965. An analysis of actual evapotranspiration. Proefschrift, Versl. Landbouwk. Onderz. 65, 9. Pudoc, Wageningen.
- STOL, PH. TH. 1967. Verschillen in dagelijkse neerslaghoeveelheden tussen regenstations in de Gelderse Achterhoek. Nota I.C.W. 308.
- VISSER, W. C. 1960. De bepaling van de grootte van de verdamping en andere posten op de waterbalans van de gronden in de Rottegats-polder door het statistisch onderzoek van grondwaterstandsgegevens. Werkcommissie voor verdampingsonderzoek, 13e verslag. 55-57.
- 1963. Het bergend vermogen in het afvoeronderzoek. Nota I.C.W. 168.
- 1963. Soil moisture content and evapotranspiration. Int. Ass. Sci. Hydrol. 62: 288-294. Techn. Bull. I.C.W. 31.
- en G. W. BLOEMEN. 1965. De bepaling van de grootte van de verdamping en andere posten op de waterbalans van de gronden in de Rottegats-polder door het statistisch onderzoek van grondwaterstandsgegevens. Werkcommissie voor verdampingsonderzoek, 15e verslag. 76-79.
- ZEEUW, J. W. DE, en F. HELLINGA. 1958. Neerslag en afvoer. Landbouwk. Tijdschr. 70, 5: 405-422.

# Berekening van de waterbalans van een perceel volgens de methode der dynamische digitale imitatie

*G. F. Makkink*

*H. D. J. van Heemst*

## 1. INLEIDING

In het deelrapport 10 van „De waterbehoefte van de Tielerwaard-west” is een methode beschreven om het waterverbruik van een begroeid oppervlak te berekenen. Hieraan ligt een eenvoudige waterboekhouding ten grondslag. Deze methode is verder uitgewerkt en hierbij zijn de meteorologische, bodemfysische en plantenfysiologische processen meer gedetailleerd verantwoord. Ook is de lengte van de periode waarover een volledige waterbalans is berekend verkort tot een etmaal. Hierdoor heeft de gehele procedure het karakter gekregen van een dynamische imitatie van de waterhuishouding. Het rekenwerk is daarbij echter zo omvangrijk geworden, dat dit door een rekenautomaat moet worden uitgevoerd. Met deze methode is het mogelijk voor een gemiddeld jaar of voor een reeks van jaren voor een bepaald perceel of begrensd gebied alle waterhuishoudkundige grootheden per dag, week, decade, maand enz. te berekenen uitgaande van bekende weergegevens, enige gemakkelijk verkrijgbare gegevens van het gewas en een aantal constanten en variabelen van grond en gewassen die eens en vooral bepaald kunnen worden. Seriewaarnemingen in het veld, zoals grondwaterstandopnamen en grondvochtbemonsteringen, zijn hiervoor slechts nodig op het begintijdstip van de rekenperiode.

De werkwijze is ontwikkeld voor de waterhuishouding van de Rottegatpolder. Het rekenprogramma hiervoor is in FORTRAN geschreven en met uitbreidingen en vereenvoudigingen toegepast op het bouwlandproefveld bij de hoeve Assink in het Leerinkbeekgebied. Alle constanten voor grond en gewas zijn voor deze plaats aan metingen ontleend of geschat. Voor de berekening werden twee jaren gekozen: 1964 en 1965. Het eerste was tendele nat en tendele droog, het tweede overwegend nat. Betreffende de dagelijkse weersomstandigheden en de toestand van de gewassen zijn de vereiste gegevens ingevoerd. Van de gewassen moesten deze grotendeels worden geschat bij gebrek aan waarnemingen. De regencijfers zijn van het proefveld genomen, terwijl de potentiële verdamping dagelijks berekend is volgens de formule van Pen-

man, waarin gegevens van de straling, de luchttemperatuur en -vochtigheid te De Bilt en de windsnelheid te Wageningen zijn ingevuld. Uit maandelijke verdampingskaartjes van Nederland is een plaatsfactor afgelezen om de verdamping van De Bilt/Wageningen voor het Leerinkbeekgebied geldig te maken. Van de gewassen is de dagelijkse hoogte uit enkele waarnemingen in het jaar geïnterpoleerd of geschat. Ook zijn de waarden voor de bewortelingsdiepte geschat. Verder zijn de gemeten vochttoestand van drie lagen van het profiel en de grondwaterstand op het begintijdstip van elk proefjaar ingevoerd. De berekening leverde op elk gewenst tijdstip de reële verdamping, de afvoer (toevoer is er niet), de eventueel over het land naar de sloot ontsnapte hoeveelheid water, de hoeveelheid vocht in het profiel en de grondwaterstand. Alleen beide laatste uitkomsten konden met de gemeten waarden worden vergeleken. De duur van de berekening voor de periode 1964 was op het vrij langzame IBM-1620-apparaat ongeveer 2 uur en 15 min, op de IBM-1130 ongeveer 30 min; op de IBM-7094 zou dit enkele minuten zijn.

## 2. DE OPZET VAN HET REKENPROGRAMMA

Het is wegens de ingewikkeldheid niet mogelijk het rekenprogramma hier in al zijn bijzonderheden te beschrijven. Wij volstaan met de hoofdlijnen aan te geven. Het geheel van gewas en grond wordt als een systeem beschouwd dat enerzijds met de atmosfeer, anderzijds met het grondwater beneden een vast basisvlak water uitwisselt. Het feit dat er een freatisch vlak bestaat en een min of meer denkbeeldig vlak waarbeneden de atmosfeer praktisch geen water meer kan onttrekken - hetzij rechtstreeks door evaporatie, hetzij indirect door middel van het wortelende gewas - dwingt ertoe het profiel boven het vaste basisvlak in drie lagen te verdelen: de verdampingszone, de transitozone en de grondwaterzone. Tussen de beide eerste lagen nemen we een vlak aan, gemakshalve het bereikvlak genoemd, tussen de beide laatste ligt het freatisch vlak. Het eerste vlak ligt op een diepte die door het al of niet begroeid zijn van de grond



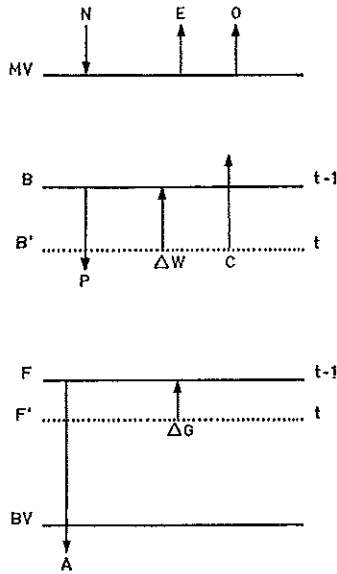


Fig. 10.1. Schema van de waterinhoud en het watertransport in het profiel. MV = maaiveld; B en B' = niveau tot waar de wortels de grond kunnen uitputten, op twee tijdstippen; F en F' = freatische vlak op twee tijdstippen; BV = basisvlak

Outline of water content and water transport in the soil. MV = soil surface; B and B' = levels up to which roots can deplete the soil at two moments; F and F' = phreatic levels at two moments; BV = reference level; N = precipitation; E = evapotranspiration; O = surface runoff; P = percolation; ΔW = water content in change of evapotranspiration zone; C = capillary transport; ΔG = water content in layer of change of groundwater table; A = subsurface runoff

en de wortelgroei wordt bepaald, het tweede vlak fluctueert als gevolg van het weer, de begroeiing en de afvoermogelijkheden.

Elk van de drie lagen heeft een waterinhoud, waarvoor een balansvergelijking kan worden geschreven (verg. 10.1, 10.2 en 10.3). Door optelling krijgt men de vergelijking voor het gehele profiel boven het basisvlak (verg. 10.4). De snelheden der watertransporten die in de vergelijkingen voorkomen vindt men in fig. 10.1 terug.

De 4 inhouden aan het eind van het etmaal (tijdstip  $t$ ) worden berekend uit die aan het begin (tijdstip  $t-1$ ) door de veranderingen in rekening te brengen en wel als snelheden van watertransporten uitgedrukt in mm per etmaal. We gebruiken de volgende vergelijkingen (vereenvoudigd):

$$vI_t = vI_{t-1} + \Delta t \cdot (N + C - E - P - O + \Delta W) \quad (10.1)$$

$$vI_t = vI_{t-1} + \Delta t \cdot (P - C - \Delta W - A + \Delta G) \quad (10.2)$$

$$gI_t = gI_{t-1} + \Delta t \cdot (-\Delta G) \quad (10.3)$$

$$vI_t = vI_{t-1} + \Delta t \cdot (N - E - A - O) \quad (10.4)$$

$I$  inhoud, mm  
 $p$  (links boven) profiel,  $v$  (links boven) verdampingszone,  $t$  (links boven) transitiozone,  $g$  (links boven) grondwaterzone

$t$  en  $t-1$  (rechts beneden) tijdstippen der berekening  
 $\Delta t$  tijdselement, 1 etm  
 $N$  neerslag, mm/etm  
 $E$  evapotranspiratie, mm/etm  
 $A$  afvoer, mm/etm  
 $O$  overloop naar de sloot, mm/etm  
 $C$  capillaire opstijging, mm/etm  
 $P$  percolatie, mm/etm  
 $\Delta W$  verandering van hoeveelheid water ten gevolge van wortelgroei of -afsterven, mm/etm  
 $\Delta G$  verandering hoeveelheid water in de laag waarover het freatische vlak zich verplaatst, mm/etm

De inhouden op tijdstip  $t$  kunnen berekend worden wanneer alle posten rechts van het gelijkteken bekend zijn. Voor tijdstip  $t = 1$  in vergelijking 10.1 tot en met 10.4 moet men dus de inhouden op tijdstip 0 geven. De snelheden moeten onafhankelijk van de inhouden op tijdstip  $t$  worden berekend, maar mogen worden afgeleid van de inhouden op tijdstip  $t-1$  wanneer de snelheden in het tijdselement constant mogen worden beschouwd en  $\Delta t$  dus niet te groot is. Voor het tijdselement is een etmaal gekozen, omdat dit in de regel de kortste periode van de regenmeting is, terwijl een langer element mogelijk tot fouten zou leiden en de invloed van de weersveranderingen te vervlakt zou weergeven.

Na een volledige berekening van de balansvergelijkingen worden  $t$  en  $t-1$  met 1 vermeerderd en begint de berekening van voren af aan. Vergelijking 10.4 wordt als controle gebruikt op de som van de andere, wat gezien de ingewikkeldheid van het programma wenselijk is.

De voornaamste snelheden zijn de volgende. De neerslag  $N$  is gegeven. De reële verdamping  $E$  wordt berekend met behulp van een gegeven functie die uit een ander onderzoek is verkregen (MAKKINK, in voorbereiding):

$$E = f(E_p, vV_o) \quad (10.5)$$

$E_p$  de potentiële verdamping van het gewas of van de kale grond, mm/etm

$vV_o$  het relatieve onttrekbare vochtgehalte van de verdampingszone, mm/mm

Dit vochtgehalte wordt afgeleid uit het totale absolute vochtgehalte  $vV$ .

$$vV = vI_{t-1} / vK_z \quad (10.6)$$

$vK_z$  verzadigingscapaciteit der verzadigde verdampingszone in mm

De percolatie uit de verdampingszone ( $P$ , mm/etm) wordt afgeleid van het surplus ( $S$ , mm) waarmee de inhoud op tijdstip  $t-1$  de veldcapaciteit of evenwichtscapaciteit van deze zone ( $vK_e$ , mm) overschrijft. Voor  $S$  kan men schrijven

$$S = vI_{t-1} - vK_e \quad (10.7)$$

zodat

$$P = S/\Delta t = (vI_{t-1} - vK_e)/\Delta t \quad (10.8)$$

Dit is voor een  $\Delta t$  van 1 etmaal waarschijnlijk niet geheel juist, omdat water van het surplus langer dan 24 uur in de betreffende zone aanwezig zou kunnen blijven. Bovendien is het surplus ten opzichte van de toestand op tijdstip  $t-1$  geen juist uitgangspunt voor een heel etmaal. Voor een correcte behandeling zou het profiel in talrijke lagen moeten worden verdeeld en het etmaal in vele perioden en zou men het surplus laag voor laag moeten laten afzakken, waarbij men met de betreffende  $k$ -waarde van elke laag zou moeten rekening houden. Een dergelijke werkwijze zou de rekenduur onaanvaardbaar verlengen. Hieraan werd ontkomen door twee maatregelen te nemen: 1) de overschrijdingsvergelijking 10.8 werd vervangen door een geïntegreerde formule (10.11); 2) de inhoud op tijdstip  $t-1$  werd gecorrigeerd met snelheden in periode  $t$ , voorzover deze op dat moment reeds bekend waren. We stellen nu de snelheid waarmee het surplus vermindert, evenredig aan de fractie van het maximaal mogelijke surplus  $vU$  die op dat ogenblik aanwezig is:

$$dS/dt = -k.S/vU \quad (10.9)$$

Hierin is  $k$  het geleidingsvermogen van de grond (mm/etm).

Hieruit volgt door integratie

$$P = S_0 - S_t = S_0 \cdot [1 - \exp(-kt/vU)] \quad (10.10)$$

waarin voor  $S_0$  moet worden gesubstitueerd  $S_{t-1}$  en voor  $t$  de duur van de elementaire periode, 1 etm.

Dus

$$P = S_{t-1} \cdot [1 - \exp(-k/vU)] \quad (10.10a)$$

Daar  $k$  afhangt van het vochtgehalte van de betreffende zone, substitueren we hiervoor:

$$k = f(vV) \quad (10.11)$$

Is de verdampingszone op veldcapaciteit of droger, dan wordt de percolatie op 0 gezet. De veldcapaciteit ( $vK_e$ , mm) kan worden berekend uit de grondwaterstandsdiepte op tijdstip  $t-1$  ( $F_{t-1}$ , cm) en de desorptiekrommen. De bergingscapaciteit  $vU$  bij de heersende grondwaterstand verkrijgt men volgens:

$$vU = vK_z - vK_e \quad (10.12)$$

De capillaire opstijging ( $C$ , mm/etm) wordt berekend met

$$C = cH^a \quad (10.13)$$

$c$  en  $a$  zijn constanten.

$H$  stelt hier de hoogte boven het grondwater voor waar de verwelkingscapaciteit aanwezig zou kunnen zijn, wanneer al het water dat boven het freatische vlak aan de verzadigingscapaciteit ontbreekt als leegte

boven in de grond samengevoegd zou zijn. Dan kan de grootte van deze leegte (mm) met behulp van de specifieke verzadigingscapaciteit in cm diepte worden omgerekend. Deze kunstgreep wordt toegepast, omdat de zuigkrachtgradiënt evenmin elke dag bekend is als de vochtgehaltegradiënt. Het is eerder gebleken (MAKKINK, 1962 blz. 115) dat de functies die het capillaire transport beheersen door vergelijking 10.13 kunnen worden vervangen wanneer we met een log  $\psi$  van 4,2 te maken hebben. Samenvoegen van leegte betekent een laag maken waar log  $\psi$  de waarde 4,2 heeft. Als aan de veldcapaciteit van de verdampings- of de transitzone geen water ontbreekt, wordt de capillaire opstijging 0 genomen.

De berekening van de zoëven genoemde samengevoegde leegte vereist nog toelichting. Zou deze zonder meer berekend worden dan zou deze bij hervulling (tengevolge van een neerslagoverschot) kleiner worden, daarmee  $H$  en dus ook de capillaire opstijging. Men mag echter aannemen dat de capillaire opstijging nog zolang op de oude voet doorgaat tot de leegte geheel is hervuld tot het evenwichtsdeficit. We berekenen daarom niet de samengevoegde leegte, maar de grootste waarde ervan die in de loop van de tijd bereikt wordt. Pas op het moment dat de hervulling tot de evenwichtscapaciteit is toegenomen, wordt de leegte teruggezet op de leegte die overeenkomt met de evenwichtscapaciteit.

Als er percolatie is ( $P$ ) is er geen capillaire opstijging ( $C$ ) en omgekeerd. De overloop wordt berekend door het surplus van de inhoud van de verdampingszone boven zijn verzadigingscapaciteit in één elementaire periode naar de sloot te laten vloeien. Dan is

$$O = (vI_{t-1} - vK_e)/\Delta t + N - E - P \quad (10.14)$$

$\Delta W$  is de hoeveelheid water die ten gevolge van wortelgroei of afsterving in rekening moet worden gebracht. Deze hoeveelheid kan worden afgeleid uit de tijdskromme die voor de bewortelingsdiepte wordt gegeven. De laag der diktetoename van de verdampingszone wordt geacht het watergehalte van de evenwichtscapaciteit te bezitten omdat dan de grond nog op veldcapaciteit is; de laag der dikte-afname wordt geacht het gemiddelde gehalte van de gehele verdampingszone te bezitten, omdat er dan een vochttekort kan zijn ontstaan.

De afvoer uit de grondwaterzone (toevoer is er niet) wordt met de formule van HOOGHOUT (1940) berekend, uitgaande van de grondwaterstand op tijdstip  $t-1$ . De afvoer wordt voor vier ontwateringsbases berekend: voor de sloten die het proefperceel aan de noord- en oostzijde begrenzen, voor de drainreksen die zuidelijk van het proefveld liggen en het water naar de oostelijke en zuidelijke sloot afvoeren en ten slotte voor de Hupselse beek, die veel zuidelijker ligt. De vier afvoeren worden bij elkaar geteld. Voor elke

ontwateringsbasis worden de grootheden gegeven. Hierbij werd de ondoorlatende laag aangenomen op 1,25 m onder de bodem van het naastbij gelegen punt van de Hupselse beek. Daar de grondwaterstandbuis ongeveer op het hoogste deel van het perceel staat en de afvoer naar de respectievelijke ontwateringsbases eenzijdig is, werden in de formule van Hooghoudt, die voor tweezijdige afvoer geldt, de verdubbelde afstanden van de buis tot de afvoerleiding toegepast en de berekende afvoeren gehalveerd. Zodra de grondwaterstand daalt beneden een ontwateringsbasis, wordt de betreffende afvoer 0.

Het bleek dat in 1965 te hoge grondwaterstanden en te kleine vochttekorten in het profiel werden berekend. Dit jaar was zeer regenrijk, waardoor het freatische vlak belangrijk hoger lag dan in 1964. Dit deed vermoeden dat de afvoer bij hoge grondwaterstand was onderschat. Vermoedelijk vloeiende het water bij hoge grondwaterstand af door een laag met een hogere  $k$ -waarde. Daar de  $pF$ -krommen boven en beneden 80 cm beneden maaiveld belangrijk verschillen, is het doorlatend vermogen van de laag boven 80 cm onder mv op 0,80 m/etm geschat ( $k = 1,50$  m/etm bleek te hoog), terwijl de  $k$  van de laag beneden 80 cm onder mv op 0,14 m/etm werd gehouden.

Het berekenen van de verandering van de hoeveelheid water in de laag der grondwaterstandverandering ( $\Delta G$ ) kan op twee manieren gebeuren. De eenvoudigste is dat van de gemeten grondwaterstanden wordt gebruik gemaakt. Volgens vergelijking 10.3 is nu

$$\Delta G = (gI_{t-1} - gI_t) / \Delta t \quad (10.15)$$

Hierin is

$$gI_{t-1} - gI_t = (F_t - F_{t-1}) \cdot K_z \quad (10.16)$$

$K_z$  specifieke verzadigingscapaciteit van de betreffende grondlaag, mm/cm diepte

We kunnen echter ook  $F_t$  berekenen uit de toestand van het profiel. Deze berekening hangt af van onze definitie van grondwaterstanddiepte. Hieronder verstaan we de diepte van het grondwater wanneer het profiel of het onderste deel ervan in hydrostatisch evenwicht verkeert. Wanneer er water afzakt neemt dit water deel aan de stijging van het grondwater en aan het instellen van een nieuw hydrostatisch evenwicht. Is er echter capillaire opstijging dan verliest het profiel hydrostatisch water. Voor onze zandgrond nemen we aan dat het geleidingsvermogen groot genoeg is om in het gehele profiel op het eind van elk etmaal het hydrostatische evenwicht te herstellen. In dit geval is de grondwaterstanddiepte een functie van het evenwichtsdeficit ( $U$ , mm):

$$F_t = f(U_t) \quad (10.17)$$

terwijl het evenwichtsdeficit gelijk wordt gesteld aan het berekende deficit op tijdstip  $t$ .

$$U_t = pK_z - pI_t \quad (10.18)$$

$pK_z$  verzadigingscapaciteit van profiel, mm

De kromme  $F(U)$  kan voor het profiel uit de  $pF$ -metingen worden berekend.  $pI_t$  volgt uit vergelijking 10.4.

Er zijn een aantal complicaties waarmee rekening is gehouden. Ter vereenvoudiging zijn ze niet opgenomen in de toestandsvergelijkingen 10.1 tot en met 10.4, zoals die hier zijn gegeven. De moeilijkste complicatie was het feit dat gewoonlijk het profiel 50 mm water minder bevatte dan de  $pF$ -krommen verlangen. Een nadere analyse van de gemeten vochttekorten van 3 jaren leerde dat het evenwichtsdeficit  $U$  bij grondwaterstanden in het interval tussen 0 en 120 cm onder mv extra toenam volgens de gestreepte lijn van fig. 10.2. Dit wijst erop dat de bovenlagen van de grond in situ meer grote poriën bevatten dan de  $pF$ -krommen aangeven. Bij een grondwaterstand lager dan 120 cm onder mv zijn de betreffende porieklassen van grond in situ en  $pF$ -krommen leeg. Dit brengt de principiële vraag aan de orde of  $pF$ -bepalingen wel de werkelijke toestand

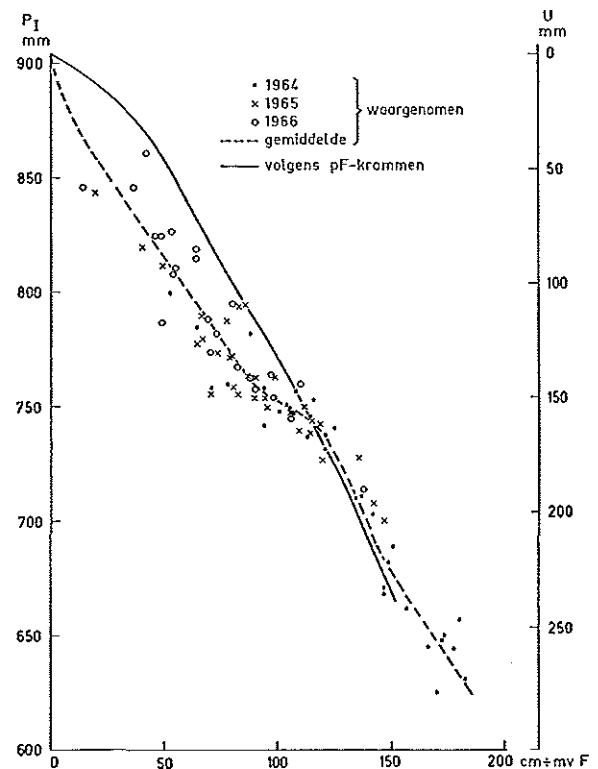


Fig. 10.2. Waterinhoud ( $P_1$ ) en bergingscapaciteit ( $U$ ) als functie van de diepte van de grondwaterstand ( $F$ ). De gestreepte lijn, die in de berekeningen is gebruikt, geeft het gemiddelde van de neutronische metingen weer, de getrokken lijn die volgens  $pF$ -metingen  
Water content ( $P_1$ ) and storage capacity ( $U$ ) as a function of the depth of the groundwater table ( $F$ ). The interrupted line, used in the computations, gives the mean of the neutronic measurements, the full line is drawn according to  $pF$ -curves

van het veld weergeven. De onbruikbaarheid van de voorhanden zijnde  $pF$ -krommen dwong tot het gebruik maken van een kromme  $F(U)$  die aan de waargenomen vochttekorten is ontleend. De evenwichtsinhouden van de verschillende zones en lagen kunnen hieruit echter niet worden afgeleid. Deze werden wel uit de  $pF$ -krommen berekend.

Ook met complicaties van het programma zelf is rekening gehouden. Zo zou bijvoorbeeld het grondwater de verdampingszone kunnen binnendringen, zelfs boven het maaiveld komen en naar de sloot afvloeien (overloop). Ook is ermee rekening gehouden dat de grond soms kaal of gedeeltelijk met gewas bedekt was. Daartoe is de bedekkingsgraad van de gewashoogte afgeleid en voor het bedekte en onbedekte deel een eigen verdampingsaandeel berekend. Voor het kale deel is een andere verdampingsfunctie gebruikt als voor het begroeide deel. Hierin hebben de reflectiecoëfficiënt, de ruwheidsparameter en de nulvlakverplaatsing verschillende waarden. De beide laatste grootheden zijn van de hoogte van het gewas en van de windsnelheid afhankelijk. Voor deze samenhang zijn benaderingsformules ontleend aan fig. 5 en 6 in RIJTEMA (1965).

Ook is rekening gehouden met verdamping van een nat gewas. Deze is namelijk potentieel, maar groter dan van een vrij wateroppervlak. Beide worden apart berekend. Voor de berekening van de verdamping uit aanhangend water (de interceptie-inhoud) is een eigen inhoudsvergelijking gebruikt:

$$i_t = i_{t-1} + \Delta t \cdot (NB + CB - NI - EI) \quad (10.19)$$

$i$  . index voor interceptie

$NB$  neerslag op de begroeiing, mm/etm

$CB$  condensatie op de begroeiing, mm/etm

$NI$  neerslag uit interceptie, mm/etm

$EI$  evaporatie uit interceptie, mm/etm

Aan de interceptie-inhoud is een capaciteit gegeven, die pas bij overschrijding neerslag op de grond geeft. Bij uitputting wordt de evaporatie er uit 0, terwijl dan uit de begroeide grond alleen transpiratie optreedt. De interceptiecapaciteit ( $K_I$ , mm) is toegepast als een lineaire functie van het verzadigde verse gewicht van het bovengrondse gewas ( $V_B$ , kg/m<sup>2</sup>):

$$K_I = f_{KI} \cdot V_B \quad (10.19a)$$

Voor  $f_{KI}$  zijn de volgende waarden aangenomen: stoppelknollen 1,0, haver 0,3 en rogge 0,2. De betrekking tussen het verzadigde verse gewicht en de gewashoogte is op experimentele gegevens gebaseerd (fig. 10.3a). Evenzo de relatie tussen de bedekkingsgraad ( $B$ ) en de hoogte van het gewas (fig. 10.3b).

Negatieve waarden uit de Penman-formule worden als condensatie (dauw of rijp) behandeld. In het gekozen jaar 1964 is de grond eerst kaal, daarna wordt haver verbouwd, gevolgd door rogge. In 1965 volgen hierop stoppelknollen. Dit wordt tot uitdrukking ge-

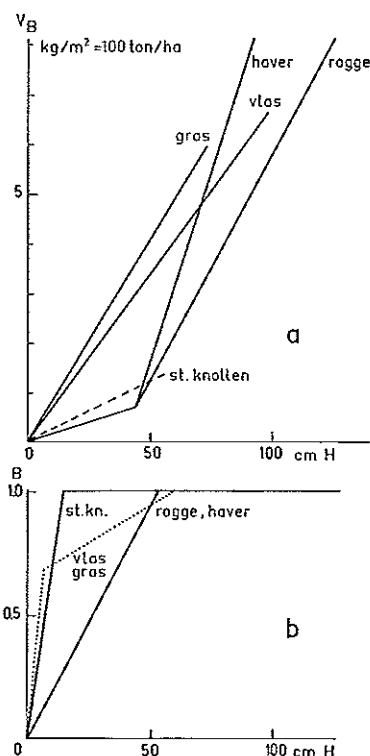


Fig. 10.3. a. Vers gewicht bovengrondse delen ( $V_B$ ) als functie van de gewashoogte ( $H$ ) volgens potproeven.

b. Bedekkingsgraad ( $B$ ) als functie van de gewashoogte ( $H$ ) volgens veldproeven

a. Fresh weight ( $V_B$ ) of tops as a function of height of the crop according to pot experiments.

b. Soil cover ratio ( $B$ ) as a function of crop height ( $H$ ) according to field experiments. Haver = oats, rogge = rye, st.knollen = turnips, vlas = flax, gras = grass

bracht in twee tijdskrommen: een voor de gewashoogte in cm en een voor de verzadigingscapaciteit van de verdampingszone in mm water resp. de effectieve worteldiepte in cm diepte. Het moment dat de afrijping (vergeling, dus transpiratievermindering) van het gewas begint, is gebaseerd op praktijkgegevens, evenals de snelheid van deze vermindering.

In het profiel zijn twee lagen onderscheiden op grond van de  $pF$ -krommen. Boven 80 cm en hier beneden werden verschillende  $pF$ -krommen uit de voorhanden zijnde  $pF$ -krommen door grafische interpolatie verkregen. Hieruit volgde ook de specifieke verzadigingscapaciteit en de evenwichtscapaciteit.

Daar bij vorst de grondwaterstand extra daalt tengevolge van het bevriezen van water dat opstijgt, hebben we hiervoor een ruwe benadering ingevoerd. Dit kon moeilijk beter, omdat de vereiste gegevens voor het voeren van een warmtehuishouding van de grond ontbreken. Het water in de verdampingszone en eventueel ook in de transitzone, bevroert voor zover de warmte-uitwisseling met de atmosfeer dit eist volgens vergelijking 10.20 ontleend aan DE VRIES en VENEMA (1954).

$$q_w = h_w (t_a - t_w) \quad (10.20)$$

$q_w$  hoeveelheid uitgewisselde warmte, cal/cm<sup>2</sup>.min  
 $h_w$  de warmte-uitwisselingscoëfficiënt, cal/cm<sup>2</sup>.min.°C  
 $t_a - t_w$  het temperatuurverschil tussen lucht en grondoppervlak

Ook is volgens DE VRIES en VENEMA (1954)

$$h_w = 0,0070 (1 + 0,54 u) \quad (10.21)$$

waarin  $u$  de windsnelheid is in m/sec.

De uitwisselingscoëfficiënt aldus berekend geldt voor water en een grond met kort gras bedekt. Wij breiden de geldigheid uit tot een kale grond en een sneeuwdek. Ook nemen we aan dat bij bevriezen van water of smelten van sneeuw en ijs de temperatuur van het

oppervlak  $t_w$  0°C is. Door toepassing van de smeltingswarmte (cal/g water) vinden we voor een periode van een etmaal de hoeveelheid ijs die zich vormt of die smelt:

$$Y_o = -T \cdot [0,0070 (1 + 0,54 u)] \cdot 60 \cdot 24 \cdot 10 / w_s \quad (10.22)$$

$Y_o$  ijsvorming bij onbedekte grond, mm/etm  
 $T$  gemiddelde dagelijkse luchttemperatuur op 2 m, °C  
 $u$  windsnelheid op 2 m hoogte, m/sec  
 $w_s$  stollingswarmte van water, cal/g

Ligt er echter sneeuw, dan treedt tengevolge van isolatie minder bevrozing op. Een sneeuwdek van 10 mm water of meer wordt geacht bevrozing van het water in de grond volledig te beletten. We nemen aan dat bij een dunnere laag de bevrozing naar evenredigheid wordt vergroot volgens

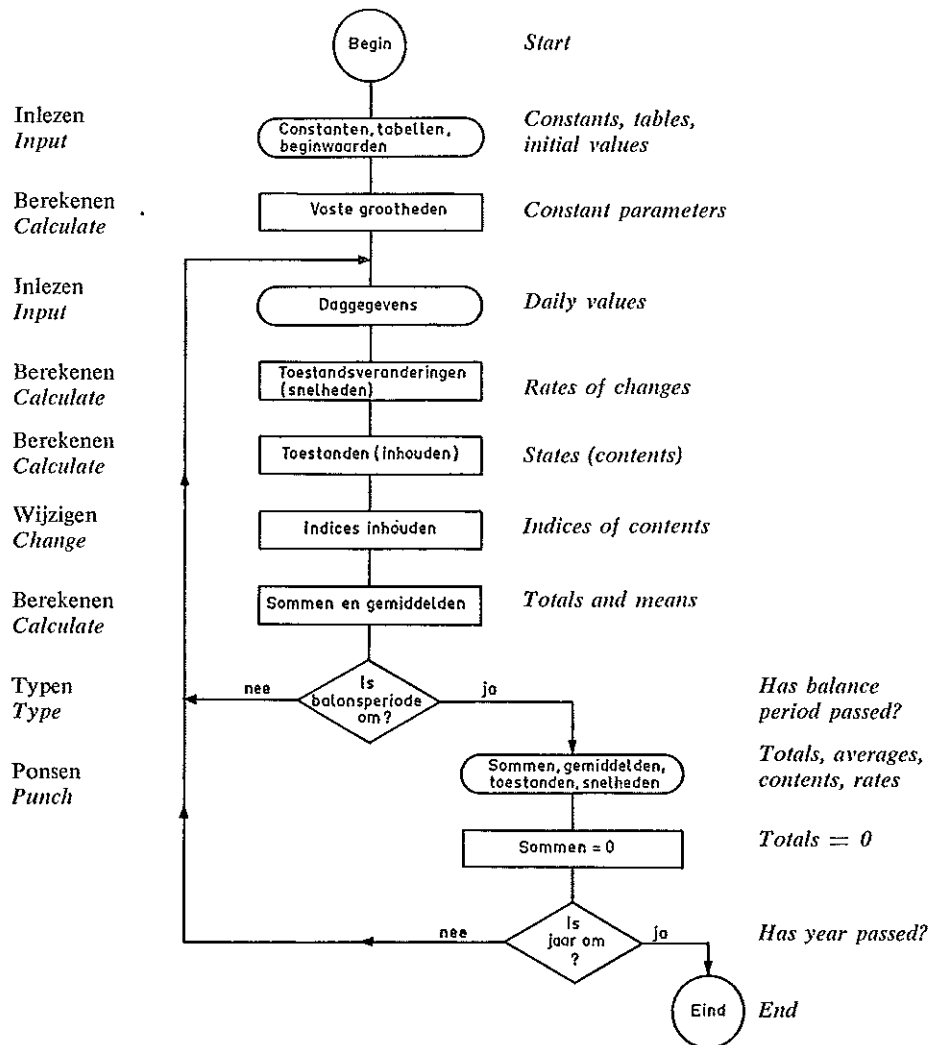


Fig. 10.4. Overzicht van de berekeningsprocedure. In- en uitvoer zijn weergegeven met afgeronde rechthoeken, berekeningen met rechthoeken, beslissingen met ruiten  
 Survey of the computation. Input and output are represented by rounded rectangles, computations by rectangles, decisions by rhombuses

$$Y_s = Y_o (1 - S/S_i) \quad (10.23)$$

$Y_s$  ijsvorming bij aanwezigheid van sneeuw, mm/etm  
 $S$  hoeveelheid sneeuw, mm water  
 $S_i$  hoeveelheid sneeuw nodig voor volledige isolatie, mm water

Het smelten gebeurt tendele door atmosferische warmte ( $Y_o$  wordt negatief in vergelijking 10.22), tendele door geleidingswarmte uit de ondergrond. Hiervoor werd toegepast

$$W_s = (\Delta T_g / \Delta Z) \cdot \lambda \cdot 60^3 \cdot 24 \cdot 10 / w_s \quad (10.24)$$

$W_s$  smeltwater uit sneeuw of ijs tengevolge van geleidingswarmte uit de bodem, mm/etm  
 $\Delta T_g / \Delta Z$  temperatuurgradiënt tussen de bovenste grondlaag en die op 1 m diepte, °C/cm  
 $\lambda$  specifiek warmtegeleidingsvermogen, cal/cm.sec.°C

De gradiënt der grondtemperatuur is voor 1 december 1963 en voor 13 november 1964 gesteld op 0,092 °C/cm en daarna gedurende 35 dagen vermindert met de waarde 0,0015 °C/cm.etm. Deze gegevens berusten op metingen te Wageningen. Aan de hand van gegevens van een zandgrond (VAN DUIN, 1956) is  $\lambda$  geschat op 0,0027 cal/cm.sec.°C, geldig voor zand met 70 vol.% vaste delen en 5 vol.% water tot 40 vol.% vaste delen en 30 vol.% water. De gehele rekenprocedure is verkort weergegeven in fig. 10.4. Hierin zijn in- en uitvoergrootheden door een rechthoek met ronde hoeken omlijst, grootheden die berekend worden staan binnen een rechthoek, terwijl voorwaardelijke beslissingen binnen een ruit zijn aangegeven.

De gehele werkwijze werd een dynamische imitatie genoemd in tegenstelling tot een dynamische simulatie. Dynamisch, omdat de berekening voortdurend op korte termijn verandert, in tegenstelling tot berekeningen waarbij over langere perioden een statistisch gemiddelde wordt gebruikt. Het is een imitatie, omdat geen onnatuurlijke inhoudsuitputtingen en capaciteitsoverschrijdingen worden toegelaten, zoals bij het simuleren. Dit laatste zou een onpraktisch kort tijds-element vereisen, waardoor de rekentijd veel te lang zou worden en de bewerking kostbaar.

In het programma zitten ca. 450 vergelijkingen, ca. 130 beslissingen, 58 parameters, 9 tabellen met één ingang en 4 tabellen met twee.

### 3. DE RESULTATEN

Nadat het programma was geschreven heeft het vele malen moeten lopen voordat alle fouten en tekortkomingen waren weggenomen, met alle omstandigheden en situaties was rekening gehouden en alle verschijnselen consequent waren verantwoord. Dit gebeurde voornamelijk voor het jaar 1964. Vergelij-

king van de uitkomsten met de ingevoerde weersomstandigheden (neerslag, vorst, droogte) en met ingrepen (b.v. ploegen) wijst uit of het programma redelijk reageert op de gebeurtenissen. Zo wees het niet op vorst reageren van het verloop van de berekende grondwaterstand - een reactie die wel geprogrammeerd was - erop dat hierbij een programmeerfout was gemaakt. Een plotselinge piek met een gewijzigd verloop in de grondwaterstand erna, wees erop dat het ploegen van het veld niet juist was verantwoord. Het optreden van een zaagtandverloop waarbij de tanden niet met de neerslag correspondeerden, wees op een oscillatie, gevolg van het feit dat teveel water opsteeg om geborgen te kunnen blijven en na een of enkele dagen weer moest afzakken.

Tot zover is het nog niet nodig geweest naar de waarnemingen te kijken. We willen ons eerst tot 1964 beperken en het berekende grondwaterstandverloop vergelijken met het waargenomen verloop. Het vochttekort in het profiel laten we voorlopig terzijde, want in de eerste plaats was het deficit niet van dag tot dag bekend, maar slechts met intervallen van ongeveer twee weken. In de tweede plaats waren de cijfers van de waargenomen vochtveranderingen gecorrigeerd op grond van de metingen onder het freatische vlak in de lagen van 230 tot 270 cm beneden maaiveld. Hoewel in de lagen van 130 tot 230 cm beneden maaiveld die tot 14 mei onder het freatische vlak lagen, geen vochtveranderingen mochten zijn opgetreden, waren er toch veranderingen die varieerden van +13 tot -10 mm. Dit doet twijfel rijzen aan de nauwkeurigheid van de gecorrigeerde gemeten inhoudsveranderingen boven het grondwater. Ten derde werden de metingen op 20 cm beneden maaiveld geacht het vochtgehalte in de gehele laag van 0 tot 20 cm beneden maaiveld weer te geven, wat zeker niet steeds het geval is, namelijk niet wanneer er ijs in de bovengrond zit, neerslag onderweg is of een groter tekort voorhanden dan op 20 cm beneden maaiveld.

Een betere toets is het verloop van de grondwaterstand. De waarnemingen zijn door punten weergegeven (fig. 10.5). Daartussen is een verloop getekend dat berust op een registratie die werd uitgevoerd op een afstand van 100 m op een niveau dat 1,5 m lager is dan dat van de meetbuis. Het tijdstip van de waterstandsmeting viel niet altijd om 8 uur, het tijdstip waarvoor de berekening geldt. Een tijdsverschil is belangrijk op dagen waarop de grondwaterstand snel verandert.

Het berekende grondwaterstandverloop in 1964 (fig. 10.5) vertoont fluctuaties die vrijwel synchroon met de waargenomen fluctuaties optreden en van dezelfde orde van grootte zijn. Het vertoont echter een aantal belangrijke afwijkingen:

- 1) tussen eind maart en begin april is de grondwaterstand te weinig gestegen, namelijk 7 in plaats van 23 cm;

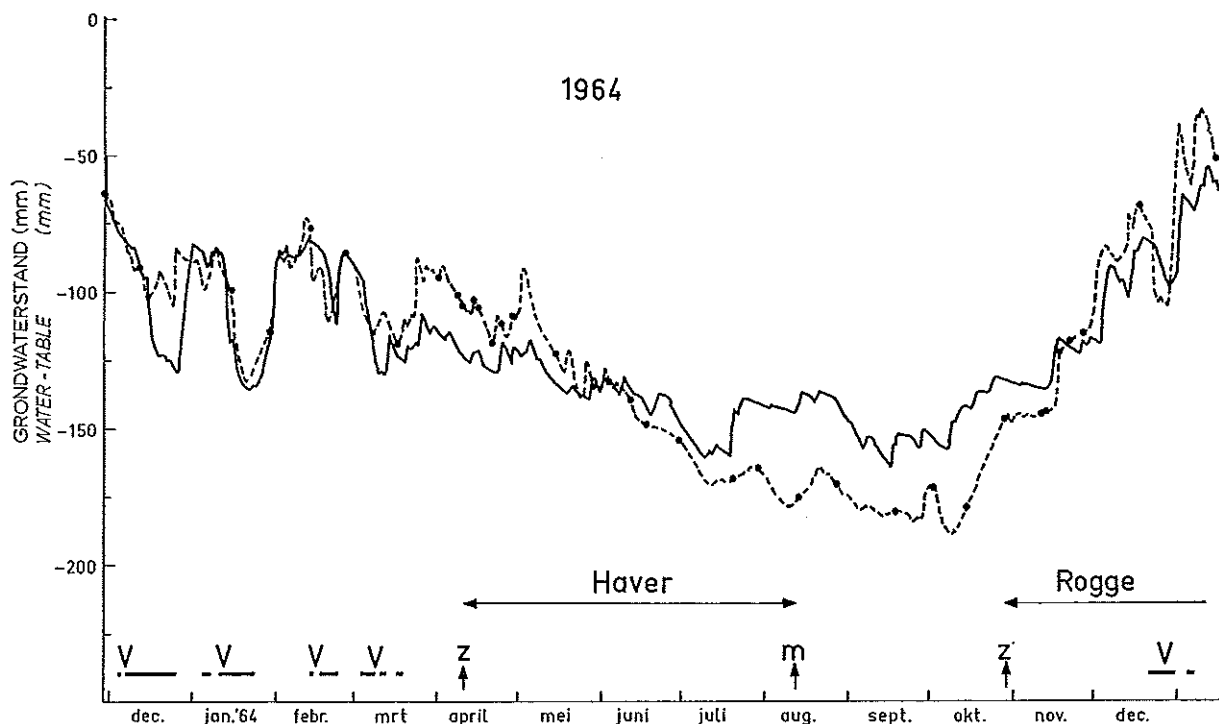


Fig. 10.5. Het berekende (getrokken lijn) en waargenomen (gestreepte lijn) verloop van de diepte van het grondwater in 1964. De stippen geven de metingen weer, de lijn er tussen berust op een registratie in de buurt. v = vorstperioden; z = datum zaaien; m = datum maaien

The computed (full line) and observed (interrupted line) course of the groundwater table in 1964. The dots represent the measurements, the connecting line is based on an interpolation of records in the neighbourhood. Crops are represented by arrows between sowing and harvesting (oats and rye respectively). v = frost periods; z = date of sowing; m = date of harvesting

- 2) van begin april tot begin juni is de berekende waterstand te diep, maximaal 20 cm;
- 3) van half juni tot half november is de berekende waterstand te ondiep, maximaal 35 cm;
- 4) van half november tot begin januari is de berekende waterstand te diep, ten hoogste 15 cm; er zijn echter slechts twee waarnemingen.

Deze resultaten werden verkregen met een  $k$ -waarde van 0,14 m/etm voor de laag beneden 80 cm beneden maaiveld. Dit is de laagste van twee met de boorgatenmethode verkregen metingen, uitgevoerd op 1150 m westelijk van het proefveld. De andere waarde (0,18 m/etm) werd vastgesteld op 1800 m ten zuidwesten ervan. Het gebruik van deze waarde doet de lijn van het beginpunt af geleidelijk meer dalen en geeft alleen tussen juli en november een verbetering. Hij eindigt te laag.

De afwijking onder 1) wijst op een gebeurtenis tussen het einde van de vorstperiode en het zaaien, die het grondwater in werkelijkheid deed stijgen. Dit kan de grondbewerking zijn geweest, waardoor de verdampingszone wordt verkleind en de verdamping verminderd. Ook kan de grondbewerking een daling van de  $U$ -kromme hebben veroorzaakt voor het waterstandinterval groter dan de bewerkingsdiepte (fig. 10.2), met een afbuiging naar  $U = 0$ . De sprong in

de lijnen van 1964 ontbreekt in die van 1965 toen geen grondbewerking plaats heeft gehad. De afwijkingen onder 2), 3) en 4) kunnen opgevat worden als een te gering berekende jaaramplitude van het grondwaterstandverloop. Tijdens de periode dat jonge rogge op het veld stond, kan geen grote fout zijn gemaakt, al moest zijn hoogte worden geschat. Ook bij de haver zal de verdamping niet veel te laag berekend zijn, want hieraan is althans één hoogtemeting verricht en het begin der vergelijking zal, gezien de normale lengte van de vegetatieperiode, niet ver mis zijn geschat. Het is waarschijnlijker dat de waterstandberekening deze zomer onjuist was. Deze is immers gebaseerd op de onderstelling dat na elk etmaal het profiel weer in hydrostatisch evenwicht terugkeert, wat blijkbaar in een vrij droog jaar als 1964 toch niet juist is.

De berekende waterstand reageert goed op de vorst. Bij uitschakeling van de vorstinvoel daalt de berekende lijn met zeer kleine fluctuaties vrijwel constant. Het berekende verloop van het vochttekort sedert het begintijdstip van de berekening, de cumulatieve grondvochtverandering, vertoont gelijksoortige afwijkingen van de waarnemingen als bij de grondwaterstand werd vastgesteld (fig. 10.6). Dat wil zeggen dat de berekende jaaramplitude ook hier te gering

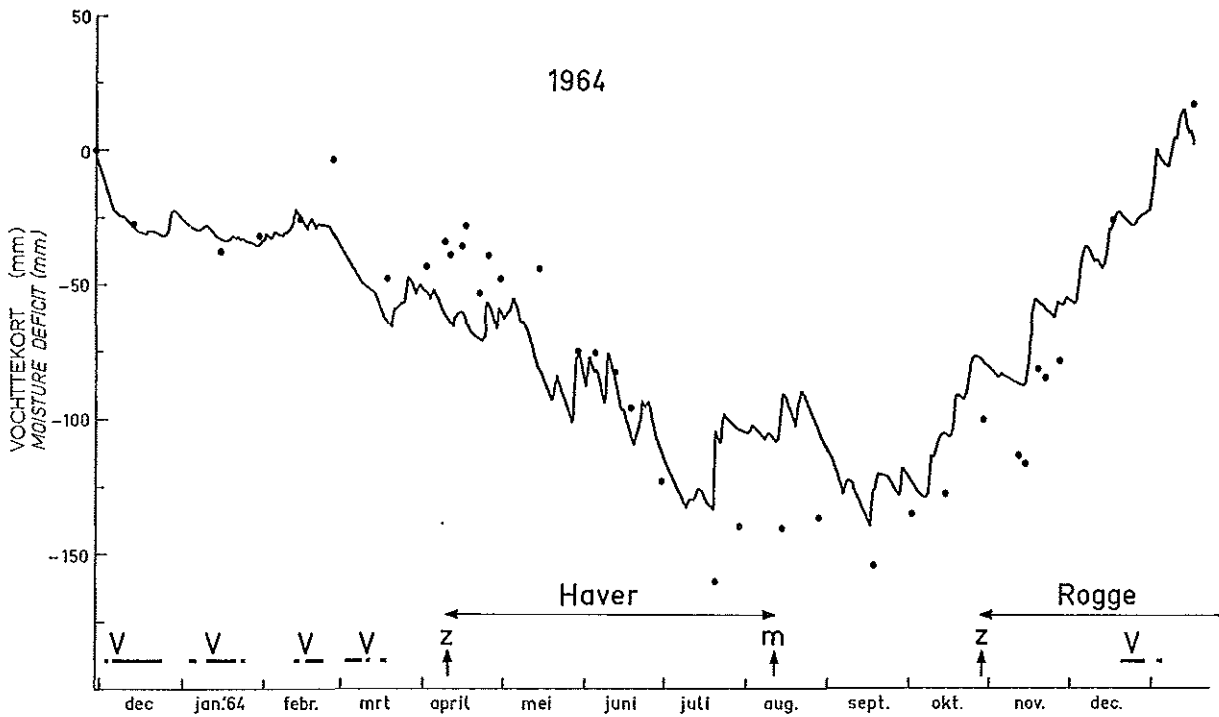


Fig. 10.6. Het berekende vochttekort (getrokken lijn) en het waargenomen vochttekort (punten) in 1964 sedert het begintijdstip. v = vorstperioden; z = zaaidatum; m = maaidatum  
*The computed moisture deficit (full line) and the observed moisture deficit (dots) in 1964 since the starting moment. Crops are represented by arrows between sowing and harvesting (oats and rye respectively). v = frost periods; z = date of sowing; m = date of harvesting*

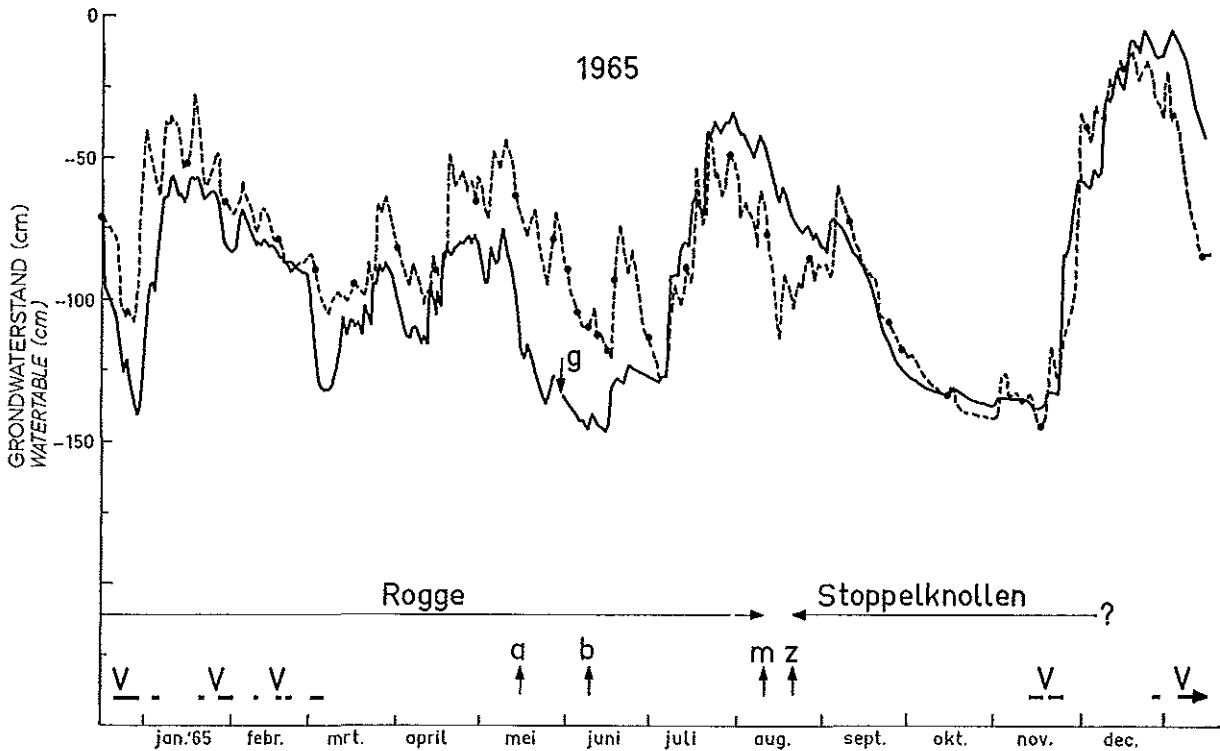


Fig. 10.7. Het berekende (getrokken lijn) en waargenomen (gestreepte lijn) verloop van de diepte van het grondwater in 1965. De stippen geven de metingen weer, de lijn er tussen berust op een registratie in de buurt. v = vorstperioden, z = datum zaaien; m = datum maaien; a = in aar; b = begin bloei; g = begin geel worden; ? = ploegdatum onbekend  
*The computed (full line) and observed (interrupted line) course of the depth of the groundwater table in 1965. The dots represent the measurements, the connecting line is based on an interpolation of records in the neighbourhood. Frost periods are represented by stripes below. Crops are represented by arrows between sowing and harvesting (rye and turnips respectively). v = frost periods; z = date of sowing; m = date of harvesting; a = heading; b = beginning of flowering; g = beginning of yellowing; ? = date of ploughing unknown*



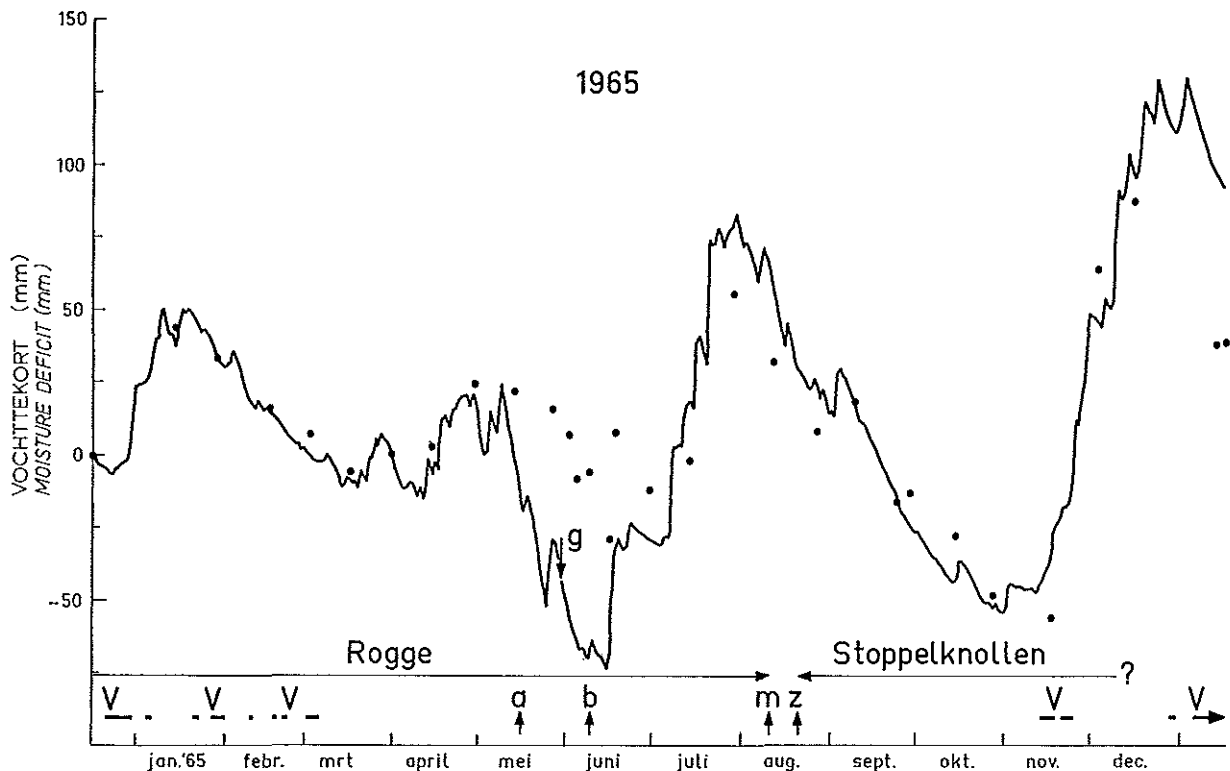


Fig. 10.8. Het berekende vochttekort (getrokken lijn) en het waargenomen vochttekort (punten) in 1965 sedert het begintijdstip. v = vorstperioden; z = zaaidatum; m = maaidatum; a = in aar; b = begin bloei; g = begin geel worden; ? = ploegdatum onbekend

The computed moisture deficit (full line) and the observed moisture deficit (dots) in 1965 since the starting moment. Frost periods are represented by stripes below. Crops are represented by arrows between sowing and harvesting (rye and turnips respectively). v = frost periods; z = date of sowing; m = date of harvesting; a = heading; b = beginning of flowering; g = beginning of yellowing; ? = date of ploughing unknown

is. De fluctuaties echter zijn, voorzover de meettijdstippen dicht genoeg op elkaar volgden, overeenkomstig met die van de waarneming. Voor de discrepantie tussen berekening en waarneming op 26 februari, 14 mei en 20 en 25 november kan geen verklaring worden gegeven.

In 1965 komt het berekende verloop van de grondwaterstand en het vochttekort globaal overeen met het waargenomen verloop (fig. 10.7 en 10.8). De fluctuaties van de grondwaterstand zijn van dezelfde orde van grootte en zijn nagenoeg synchroon met die van de waarneming. De afwijkingen kunnen als volgt worden gekarakteriseerd:

- 1) tot begin mei zijn de berekende waterstanden die met de metingen corresponderen steeds te diep, echter niet meer dan 15 cm;
- 2) tussen begin mei en half juli is de berekende grondwaterstanddiepte nog meer overberekend, tot maximaal 50 cm;
- 3) van half juli tot begin september is de grondwaterstand niet diep genoeg berekend, ten hoogste 25 cm te ondiep;
- 4) op het eind is de berekende grondwaterstand ca. 45 cm te ondiep.

Bij het beoordelen van deze afwijkingen moet bedacht worden dat de grond vrijwel steeds door een

gewas bedekt was, waarvan de noodzakelijke gegevens echter ontbraken namelijk de hoogte en de mate van vergeling. In welke mate deze factoren het resultaat beïnvloeden blijkt uit fig. 10.9 waarin het berekende verloop van de grondwaterstand is weergegeven bij gebruikmaking van de twee hoogteverlopen en de twee tijdstippen van het begin der afsterving die in fig. 10.10 zijn afgebeeld (lijnen A en B met pijl op de krommen voor het begin van de vergeling). Ook de gewasrelaties (bedekkingsgraad/hoogte, interceptiecapaciteit/vers gewicht, vers gewicht/hoogte) hebben een grote invloed. Lijn A' in fig. 10.9 is berekend met de gewasrelaties van de verbouwde gewassen (rogge en stoppelknollen) met gebruik van lijn A voor de hoogte, de lijnen A en B berusten op de relaties van irrelevante gewassen (vlas en gras, zie fig. 10.3 a en b). Het ontbreken van gegevens over de gewassen ontneemt de zin aan pogingen om de uitkomsten te interpreteren. Op één punt moet echter wel gewezen worden. In de periode dat de grondwaterstandlijnen in fig. 10.9 het minst van elkaar afwijken (half mei tot half juni) is de helling van de berekende lijnen van grondwaterstand en vochttekort in 1965 gelijk aan en zeker niet groter dan die van de waargenomen lijnen, zoals in 1964 het geval was. Dit kan betekenen dat in dit natte jaar de conceptie der waterstands-

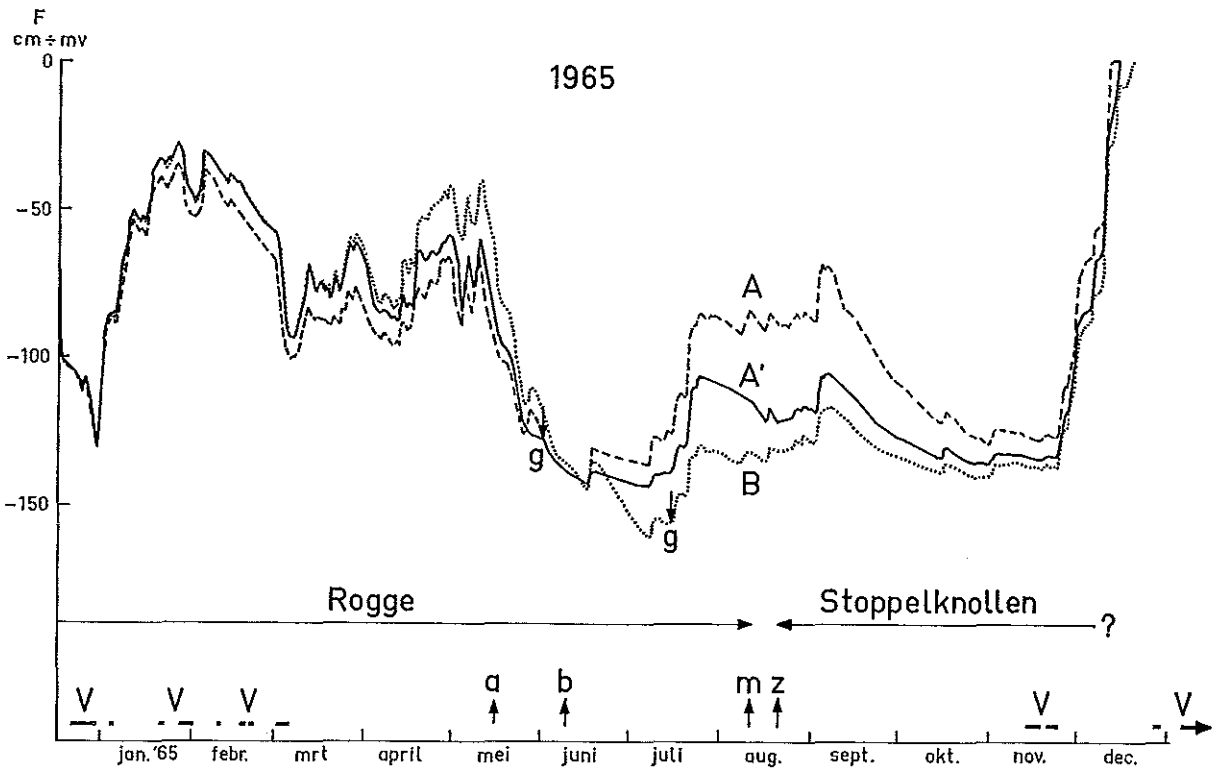


Fig. 10.9. Vochtdeficit in 1965 ten opzichte van het begintijdstip volgens 3 berekeningen. A en B resp. met de curven A en B van fig. 10.10 en de lijnen van fig. 10.3 voor vlas en gras als invoer; A' met de lijn A van fig. 10.10 en de lijnen voor rogge en stoppelknollen van fig. 10.3 als invoer. Voor verklaring symbolen zie fig. 10.10  
*Moisture deficit in 1965 with regard to the deficit at the starting moment according to 3 computations. A and B respectively with the curves A and B of fig. 10.10 and the lines of fig. 10.3 for flax and grass as input; A' with line A of fig. 10.10 and the lines for rye and turnips of fig. 10.3 as input. For explanation of symbols see fig. 10.10*

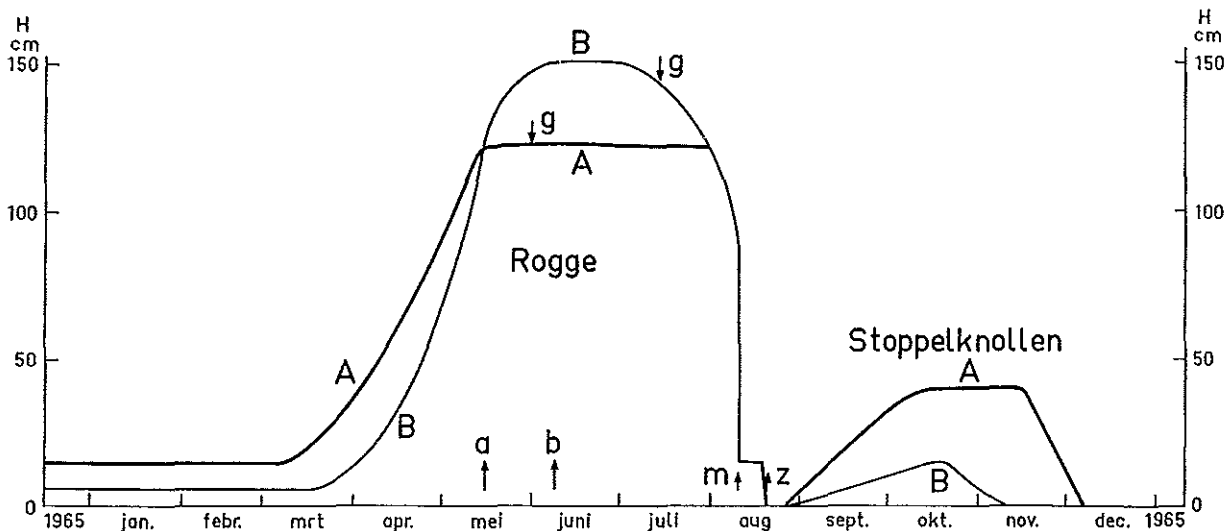


Fig. 10.10. Tijdskrommen A en B voor 1965 voor het verloop van de hoogte der gewassen volgens twee schattingen, ook het begintijdstip van de vergeling is geschat. a = in aar; b = begin bloei; m = maaien; z = zaaien; g = begin vergeling  
*Time curves A and B for 1965 of the course of the height of rye and turnips according to two estimations. The moment of the beginning of yellowing has also been estimated (arrows at the curves). a = heading; b = flowering; m = harvesting; z = sowing; g = beginning of yellowing*

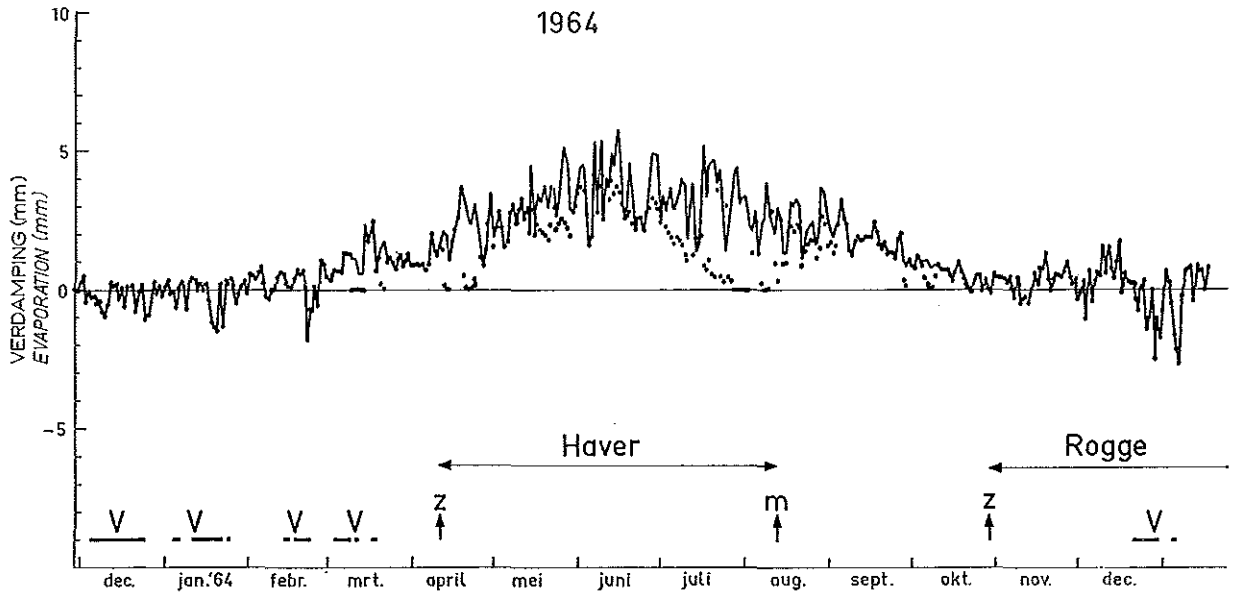


Fig. 10.11. De verdamping in 1964. De getrokken lijn geeft de verdamping van een vrij watervlak ( $E_0$ ) weer, de punten de werkelijke dagelijkse evapotranspiratie (inclusief de interceptie-verdamping). Voor verklaring symbolen zie fig. 10.6  
 Evaporation in 1964. The full line gives the evaporation of a free water surface ( $E_0$ ), the dots the actual evapotranspiration (interception evaporation included for each day). For explanation of symbols see fig. 10.6

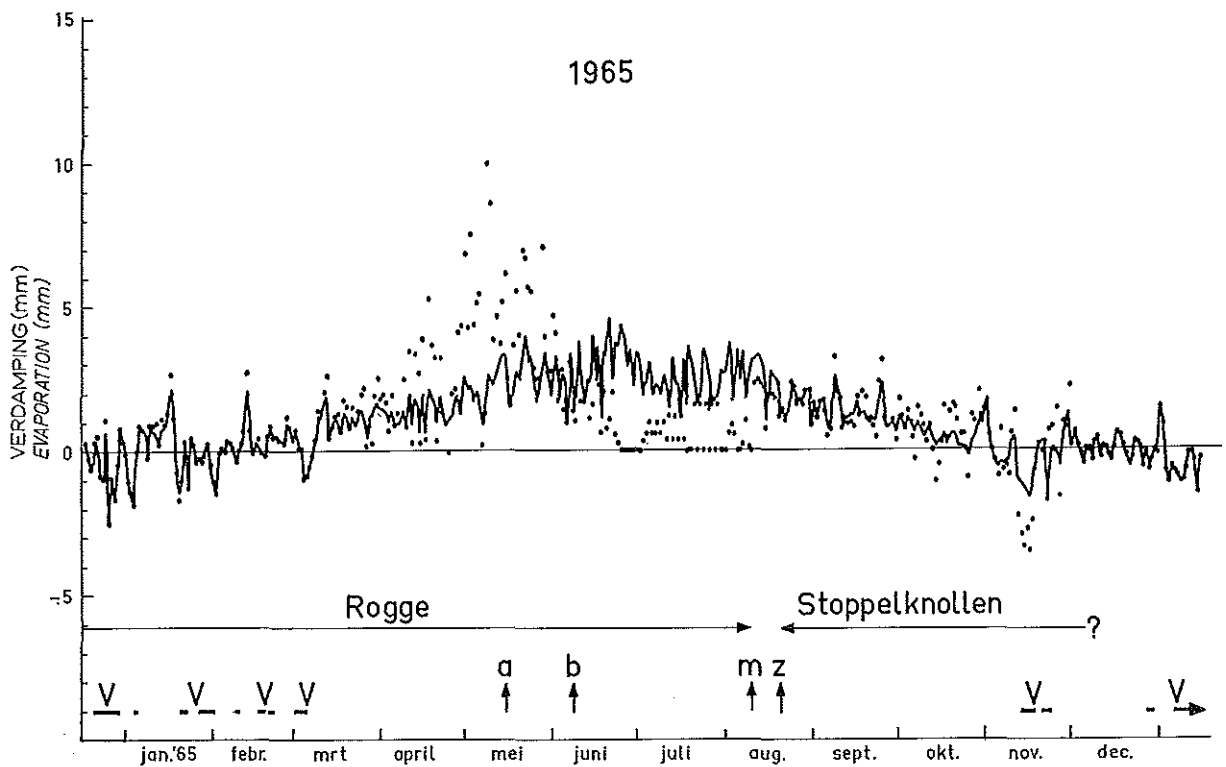


Fig. 10.12. De verdamping in 1965. De getrokken lijn geeft de verdamping van een vrij wateroppervlak ( $E_0$ ) weer, de punten de werkelijke dagelijkse evapotranspiratie (inclusief de interceptie-verdamping). Voor verklaring symbolen zie fig. 10.8  
 Evaporation in 1965. The full line gives the evaporation of a free water surface ( $E_0$ ), the dots the actual evapotranspiration (interception evaporation included for each day). For explanation of symbols see fig. 10.8

berekening wel juist was. In 1965 was op 1 juni het grondwaterpeil 75 cm beneden maaiveld, het vochttekort sedert het nulpunt eind 1963 20 mm. Daarentegen waren de corresponderende getallen in 1964 130 cm beneden maaiveld en 75 mm.

Het berekende vochttekort in het eind van 1965 is veel te klein, maar bedacht moet worden dat de metingen tijdens een vorstperiode plaats hadden en ijs in de bovengrond niet wordt gemeten.

Tenslotte geven we grafieken van de verdamping in beide jaren (fig. 10.11 en 10.12). De lijn stelt de verdamping van een vrij watervlak voor, de punten geven de werkelijke verdamping weer, namelijk de som van transpiratie en evaporatie uit de interceptie of uit de grond. Hoge waarden worden gevonden in perioden waarin een hoog gewas door regen bevochtigd is. Negatieve waarden komen voor op dagen dat de dauw niet verdampt. Wanneer bij een hoog gewas de evapotranspiratie 0 is, is het gewas dor en uitwendig droog. De hoge waarden in mei (tot 10 mm/etm) werden berekend bij een zeer vochtige grond en een hoog gewas, waarbij het 10 dagen door regen uitwendig nat was.

#### 4. BESPREKING

Uit dit verslag zou men de indruk kunnen krijgen dat de resultaten zonder veel tegenslag werden verkregen toen eenmaal het programma vrij van fouten was. Dit was in het geheel niet het geval. Zelfs toen met het jaar 1965 werd begonnen, kwamen nog programmeerfouten te voorschijn, die zich in 1964 niet manifesteerden.

De conceptie voor het programmeren van de grondwaterstand is na veel vergeefse pogingen tot stand gekomen en nog niet bevredigend. Er stonden verschillende alternatieven ter beschikking. Het hiervoor beschreven alternatief, waarbij de vochtveranderingen van het gehele profiel voor de grondwaterstand verantwoordelijk zijn gesteld, was wel het meest eenvoudige, maar niet het laatst beproefde. In een vroeger stadium van het onderzoek voerde dit echter niet tot een goed resultaat, omdat toen de functie  $F(U)$  verkregen uit de  $pF$ -krommen nog niet was vervangen door de kromme volgens de metingen (fig. 10.2). Daarom werden andere alternatieven beproefd, waarbij werd aangenomen dat niet elke dag het gehele profiel in hydrostatisch evenwicht terugkeert, maar alleen de capillaire laag, of de laag tot de verdampingszone, of tot het leegtevlak. Ook werd nagegaan of men bij percolatie het evenwicht zich moet laten herstellen tot het maaiveld en bij capillaire opstijging tot een der genoemde vlakken. Al deze pogingen zijn voor 1964 gedaan en hadden niet het gewenste gevolg. Intussen was het echter niet mogelijk de gemeten  $pF$ -krommen geheel terzijde te laten, om-

dat ze voor het berekenen van de veldcapaciteit van verschillende lagen en zones nodig zijn. Mogelijk zijn een aantal discrepanties tussen berekening en waarneming aan het gebruik van deze krommen toe te schrijven.

We willen niet onvermeld laten dat alle keren dat het programma heeft gelopen, ons iets leerde. We hebben daarin aanleiding gevonden enkele constanten te wijzigen, zo werd bijvoorbeeld de capaciteit van de verdampingszone bij onbegroeide grond, die eerst 40 mm bedroeg, veranderd in 25 mm. Het invoeren van een grotere  $k$ -waarde voor de laag boven 80 cm beneden maaiveld is al vermeld.

#### 5. CONCLUSIES

Uit het bovenstaande mag worden besloten dat de fluctuaties in de grondwaterstand en het vochtdeficit bevredigend konden worden berekend. Dit geldt ook voor de jaaramplitude van de grondwaterstand en het vochtdeficit in een regenrijk jaar. Dan is blijkbaar de toestand van het profiel in overeenstemming met onze conceptie dat na elk etmaal het profiel weer in hydrostatisch evenwicht is teruggekeerd. In een droger jaar echter, werd de jaaramplitude te klein berekend. Een betere conceptie als uitgangspunt voor de berekening van de grondwaterstand is daarom in voorbereiding.

Er is alle aanleiding te verwachten dat de waterhuishouding van een veld op bevredigende manier zal kunnen worden berekend met een digitale imitatie, wanneer op een aantal punten meer zekerheid is verkregen. Zo is er reden te vermoeden dat de  $pF$ -krommen niet representatief zijn voor de toestand van het veld. Een onderzoek naar dit punt is in voorbereiding.

Verder is duidelijk gebleken hoe belangrijk de aard, hoogte en toestand van het gewas voor de waterhuishouding zijn. Regelmatige meting van de hoogte en gegevens over vergeling, legering en onkruidbezetting zijn onmisbaar. Ze zijn met aanzienlijk minder kosten verkrijgbaar dan periodieke metingen van de vochtinhoud van het profiel. Deze laatste zullen beperkt kunnen worden tot één opname op een gunstig tijdstip, wanneer men eenmaal beschikt over een arsenaal van eens en vooral gemeten parameters en relaties van gronden en gewassen en over juiste  $pF$ -krommen van het veld in kwestie.

Het ontwikkelde programma opent de mogelijkheid om voor praktijkdoeleinden voldoende nauwkeurige gegevens over de waterhuishouding te verkrijgen met weinig waarnemingen. Het zal dan zelfs mogelijk zijn een lange reeks van jaren door te rekenen zonder over gegevens van de toenmalige gewasontwikkeling te beschikken. Daartoe kan men voor elk jaar een representatieve standaard-hoogte/tijd-kromme inzetten. Zulk een werkwijze is van betekenis voor het

bepalen van de frequentie van wateroverlast en water-tekort. Hierop kunnen berekeningen van de rentabiliteit van te treffen voorzieningen worden gebaseerd. Voorlopig biedt het programma ook de mogelijkheid

om in onderzoekssituaties waar veel metingen worden gedaan, na te gaan bij welke concepties van weinig bekende processen de beste overeenstemming tussen berekening en waarneming wordt verkregen.

#### LITERATUUR

- DUIN, R. H. A. VAN. 1956. Over de invloed van grondbewerking op het transport van warmte, lucht en water in de grond. Versl. Landbouwk. Onderz. 62.7, 82 pp.
- HOOGHOUDT, S. B. 1940. Bijdrage tot de kennis van eenige natuurkundige grootheden van den grond. No. 7. Versl. Landbouwk. Onderz. 46 (14) B: 515-707.
- MAKKINK, G. F. 1962. Vijf jaren lysimeteronderzoek. Versl. Landbouwk. Onderz. 68.1, 241 pp.
- 1962. Een berekening van het waterverbruik van de gewassen in een landbouwgebied volgens de verdampingsmethode. In: De waterbehoefte van de Tielerwaard-west, Commissie ter bestudering van de waterbehoefte van de Gelderse landbouwgronden, blz. 96-98.
- 1968. Berekening van de evapotranspiratie uit de Rottegatpolder en uit het drainage-lysimeterveld. In: Werkcommissie voor verdampingsonderzoek 15e verslag: 80-102 ('s-Gravenhage, 1965), 16e verslag: 7.1-7.3 ('s-Gravenhage, 1968).
- Synthesis of the water economy of a fictive crop. In voorbereiding.
- RIJTEMA, P. E. 1965. An analysis of actual evapotranspiration. Agr. Res. Rep. 659: 1-107.
- VRIES, D. A. DE, and H. J. VENEMA. 1954. Some considerations on the behaviour of the Piche evaporimeter. Vegetatio 5: 225-234.

# Waterbalansstudies in kleine stroomgebieden

*H. J. Colenbrander*

## 1. INLEIDING

Waterbalansstudies nemen bij het hydrologisch onderzoek een belangrijke plaats in, omdat deze een goed inzicht verschaffen in de kwantitatieve samenhang tussen de verschillende grootheden. Hierdoor wordt verdere kennis verworven over de bodem- en gebiedseigenschappen en over de hydrologische processen die zich in het gebied van onderzoek voordoen.

Soms heeft de waterbalansstudie betrekking op een enkele lysimeter of een enkel proefveld, maar dikwijls wordt ook een gehele polder of een stroomgebied van een beek in beschouwing genomen.

Hoewel het principe van de waterbalans eenvoudig is, brengt het uitwerken ervan toch de nodige problemen met zich mee. Zelfs bij zorgvuldig meten van balanstermen zoals neerslag en berging is men niet zeker de ware getalswaarde te hebben gevonden, waarmede deze grootheden in de waterbalans voorkomen. Verschillende termen zoals de verdamping en de ondergrondse verliezen, zijn bovendien slechts te bepalen na uitvoerige analyse van aanvullend cijfermateriaal. Om deze reden wordt veelal één van beide, in dit geval de verdamping, als sluitpost van de waterbalans bepaald.

De waterbalansvergelijking kan aan de doelstelling van het onderzoek en de aard van het object waarvoor de studie wordt uitgevoerd, worden aangepast. Het voordeel hiervan is, dat met de sluitpost, in dit geval dus de verdamping, direct het gebiedsgemiddelde wordt bepaald. Bij theoretische verdampingsberekeningen, waarbij gebruik wordt gemaakt van meteorologische waarnemingen van één enkel meetpunt, geeft het bepalen van het gebiedsgemiddelde steeds een onzekere uitkomst. Voor kleine stroomgebieden geldt dit in mindere mate. Dan verdient een fysische berekening van de verdamping de voorkeur. In dat geval namelijk is het opstellen van nauwkeurige waterbalansvergelijkingen juist moeilijk, omdat de gebiedsgrenzen meestal niet voldoende exact kunnen worden vastgesteld en de randinvloeden relatief groot worden.

In dit deelrapport wordt beschreven hoe voor een aantal stroomgebieden in het Leerinkbeekgebied de verdamping is bepaald. Het betreft voornamelijk de gebieden 10, 12, 13 en 14 alsmede, voor de periode 1962 - 1966, het gehele Leerinkbeekgebied. Bij de studie is in het bijzonder de grootte van de verschillende balanstermen in zeer droge en zeer natte perioden na-

gegaan, waarbij speciale aandacht is besteed aan de bepaling van de bergingsveranderingen.

## 2. DE PERIODE VAN ONDERZOEK

Bij het onderzoek is een belangrijk punt de tijdvaklengte waarover de waterbalansen worden opgesteld. De meest gedetailleerde informatie wordt uiteraard verkregen indien de balansen over korte perioden worden opgesteld, bijvoorbeeld over één of enkele dagen. De extremen worden dan immers weinig afgevlakt. Bij waterbalansstudies voor grote gebieden is het echter moeilijk korte perioden te kiezen omdat onder andere de verschillen in waterberging niet nauwkeurig genoeg kunnen worden vastgesteld. De fouten in deze term spelen dan een relatief grote rol. Meestal worden daarom langere balansperioden gekozen, bijvoorbeeld 5, 10, 14 of 30 dagen. Indien gegevens over de berging geheel ontbreken worden de waterbalansen dikwijls opgesteld voor gehele jaren of voor perioden in de winter, wanneer de bergingsverschillen relatief klein zijn.

Bij balansstudies verdient het geen voorkeur met kalenderjaren te werken, omdat de bergingsverschillen tussen het begin en eind van een dergelijk balansjaar zeker niet verwaarloosbaar klein zijn. Het begin van het groeiseizoen blijkt onder Nederlandse omstandigheden een gunstig moment te zijn om het balansjaar te beginnen (tabel 11.1). Het blijkt dat de 14-daagse waarnemingen van de grondwaterstand in de maanden maart, april en juni over de periode 1952 - 1966 de kleinste standaardafwijkingen geven. In de laatst genoemde maand ligt de grondwaterstand echter op een veel lager niveau terwijl de hoeveelheid bodemvocht van jaar tot jaar sterk kan variëren (tabel 11.1). Om deze reden is de maand juni toch minder geschikt als begin van het balansjaar. Bij het onderzoek in het Leerinkbeekgebied is als balansjaar het tijdvak van 1 april tot en met 31 maart gekozen, terwijl met 14-daagse balansperioden is gewerkt. Het begin en einde van deze periode is zodanig gekozen, dat deze zoveel mogelijk met de data van de 14-daagse bodemvochten grondwaterstandwaarnemingen samenvallen. Dan kan namelijk de berging, dat is de hoeveelheid water die op een bepaald moment in de grond en in het leidingstelsel aanwezig is, het nauwkeurigst worden

Tabel 11.1. Gemiddelde grondwaterdiepte en vochtinhoud van de gebieden 10 en 12 voor de diverse maanden met de bijbehorende standaardafwijkingen

Maand	Gemiddelde			Standaardafwijking		
	grondwater-stand van 4 buizen (cm - mv)	vochtinhoud (laag 0 - 210 cm) gebied 10 (mm)	vochtinhoud (laag 0 - 280 cm) gebied 12 (mm)	kolom (1) (cm)	kolom (2) (mm)	kolom (3) (mm)
	(1)	(2)	(3)			
jan.	70	589	484	36	30,4	43,5
febr.	73	580	471	34	27,5	39,6
maart	77	588	476	21	9,2	5,9
april	92	585	479	21	10,5	10,4
mei	113	575	472	24	13,2	21,7
juni	127	542	435	21	26,0	29,7
nov.	98	555	454	44	37,8	56,9
dec.	77	592	489	40	28,9	43,3
	(1)	(2)	(3)			
	groundwater level of 4 wells (cm - soil surface)	moisture content (layer 0 - 210 cm) basin 10 (mm)	moisture content (layer 0 - 280 cm) basin 12 (mm)	column (1) (cm)	column (2) (mm)	column (3) (mm)
Month	Mean			Standard deviation		

Table 11.1. Mean groundwater depth and moisture content of the basins 10 and 12 for the various months with the related standard deviations

vastgesteld. De waarnemingen moeten bovendien ongeveer gelijktijdig over het gehele gebied plaatsvinden, hetgeen om praktische redenen veelal onmogelijk is. Daarom zijn de meetdata die direct na een grote neerslaghoeveelheid vallen niet als het begin en het einde van een balansperiode gekozen. Bij neerslag gevallen juist voor het begin van een balansperiode zou deze niet, maar de afvoer die er het gevolg van is, wel in de waterbalans voorkomen, terwijl bij neerslag juist voor het einde van een balansperiode van het omgekeerde sprake is. In deze gevallen zou bij het begin en het einde van een periode een hoeveelheid water aanwezig zijn, die zeer tijdelijk wordt geborgen en die moeilijk nauwkeurig kan worden bepaald. Daarom zijn in dat geval het begin en het einde van de balansperioden enige dagen verschoven, en wel zodanig, dat het begin steeds voor een neerslagbui en het einde ervan zo mogelijk 2 of 3 dagen na een dergelijke bui valt. De berging op deze momenten is bepaald door interpolatie van de uitgevoerde grondwaterstand- en bodemvochtmetingen, alsmede aan de hand van het verloop van neerslag minus 0,7 van de, voor het K.N.M.I. station Winterswijk, bepaalde open waterverdamping.

Een ander belangrijk punt waarop moet worden gewezen is dat meestal slechts over een beperkt aantal jaren waarnemingen beschikbaar zijn, waardoor de kans groot is, dat extreem natte of droge situaties zich in een korte waarnemingsperiode niet voordoen. Over

de grootte van de diverse balanstermen tijdens dergelijke extreme situaties kan dan een minder betrouwbare uitspraak worden gedaan. De gelukkige omstandigheid heeft zich voorgedaan, dat gedurende het tijdvak 1962 - 1967 zowel zeer droge als extreem natte perioden zijn voorgekomen, zodat voor dit tijdvak een redelijke zekerheid omtrent de extreme waarden van de balanstermen bestaat. Overigens blijft het moeilijk om aan de hand van korte waarnemingsreeksen, ook al komen hierin extreme waarden voor, frequentieverdelingen op te stellen die voor een lange periode gelden.

Met het oog hierop is het zinvol na te gaan in hoeverre de hydrologische toestand gedurende een bepaalde onderzoeksperiode afwijkt van die over een groot aantal jaren. In de deelrapporten 5 en 7 wordt hier nader op ingegaan waarbij de neerslagfrequentie is gekozen om bepaalde perioden te karakteriseren. Hiermede wordt echter slechts één factor die in hydrologisch opzicht van belang is verantwoord en dan nog maar ten dele, omdat in de gebruikte neerslagfrequentie de neerslagverdeling naar plaats nog onvoldoende tot uiting komt. Ook de verdamping en het bergend vermogen bepalen in belangrijke mate de hydrologische toestand. Aangezien deze grootheden in de winter van geringere invloed zijn dan in de zomer zullen winterperioden beter door de neerslagfrequentie worden gekarakteriseerd dan zomerperioden.

Een andere grootheid, waarmee een tijdvak in hy-

drologisch opzicht kan worden getypeerd is de frequentieverdeling van de grondwaterdiepte (deelrapport 8). De grondwaterstand kan immers als resultante worden beschouwd van het samenspel van neerslag, verdamping en bergend vermogen. De waterhuishoudkundige toestand in een gebied mag uiteraard gedurende de waarnemingsperiode niet zijn gewijzigd, omdat anders geen homogene reeks gegevens verkregen wordt en de analyse van het cijfermateriaal hierdoor wordt beïnvloed. Het is gebleken, dat de frequentieverdeling van de neerslag voor de perioden 1962 - 1966 en 1952 - 1966 goed bij die voor een groot aantal jaren aansluit (deelrapport 5).

### 3. DE TERMEN VAN DE WATERBALANS

#### 3.1. DE WATERBALANSVERGELIJKING

De waterbalansvergelijkingen die bij verschillende onderzoeken worden toegepast wijken onderling nogal af. De vorm waarin de vergelijking wordt opgesteld hangt af van de doelstelling van het onderzoek en de aard van het object, waarvoor de balans wordt opgesteld. Bij het waterbalansonderzoek in het Leerinkbeekgebied is de werkelijke gebiedsverdamping als sluitpost van de balansvergelijking genomen. Het meten van de werkelijke verdamping is tot op heden praktisch nog onmogelijk, terwijl bijvoorbeeld ook het bepalen van de werkelijke verdamping uit de volgens de methode Penman berekende verdamping van een vrij wateroppervlak  $E_o$ , op vele moeilijkheden stuit. Hierop zal later nog nader worden ingegaan.

De waterbalansvergelijking zoals deze in dit rapport zal worden toegepast luidt:

$$E_n = N - Q + (S_b - S_e) + U + I \quad (11.1)$$

waarin:

- $E_n$  = werkelijke gebiedsverdamping ( $n$  geeft het nummer van het stroomgebied aan bijv.  $E_{10}$ ,  $E_{12}$  etc.)
- $N$  = neerslag
- $Q$  = beekafvoer
- $S_b$  = totaal geborgen hoeveelheid water aan het begin van een periode
- $S_e$  = totaal geborgen hoeveelheid water aan het eind van een periode
- $(S_b - S_e)$  = bergingsverandering
- $U$  = grondwateraanvoer minus grondwaterafvoer
- $I$  = kunstmatige wateraanvoer minus kunstmatige waterafvoer

In de volgende paragrafen zal nader op de bepaling van de verschillende balanstermen worden ingegaan.

#### 3.2. DE NEERSLAG

In deelrapport 5 zijn de neerslagmetingen, die in het Leerinkbeekgebied zijn uitgevoerd uitvoerig be-

schreven. Bij het berekenen van de gebiedsneerslag voor de verschillende gebieden is van de gegevens van 11 neerslagstations gebruik gemaakt. Op al deze stations is een standaardregenmeter opgesteld, terwijl vier stations tevens over een grondregenmeter en een registrerende regenmeter beschikten (fig. 5.1).

Zoals in deelrapport 5 is besproken is de gemiddelde gebiedsneerslag berekend volgens de methode Thiessen. Een belangrijk punt waar rekening mee moet worden gehouden zijn de verschillen die optreden tussen de neerslaghoeveelheden gemeten in de standaard- en grondregenmeters, resp.  $P_s$  en  $P_g$ . Zoals in deelrapport 5 is besproken en in deelrapport 12 is geverifieerd, zijn de metingen in de grondregenmeters betrouwbaarder, omdat deze in geringere mate door de wind worden beïnvloed. Op de vier neerslagstations in het Leerinkbeekgebied, die van een grondregenmeter zijn voorzien, wordt gemiddeld per jaar 6,6 % meer neerslag gemeten dan met de standaardmeters. De verschillen variëren gedurende het jaar van 3 à 4 % in de zomermaanden tot 8 à 10 % in de wintermaanden (fig. 5.4). De verschillen zijn echter van station tot station verschillend en zijn meestal kleiner naarmate de regenmeter meer beschermt staat opgesteld. Bij de bepaling van de gebiedsneerslag zijn de gegevens van de grondregenmeters aangehouden. Er staan echter slechts op een viertal stations grondregenmeters opgesteld, welk aantal te gering is om de neerslagvariatie naar plaats voldoende nauwkeurig te kunnen vaststellen. Daarom zijn voor de stations waar geen grondregenmeters zijn opgesteld de metingen van de standaardmeters met een factor  $P_g/P_s$  vermenigvuldigd. Voor elke balansperiode is deze factor bepaald als gemiddelde over de vier stations waar zowel grond- als standaardregenmeters staan opgesteld. In tabel 11.2 zijn enige voorbeelden gegeven van de ver-

Tabel 11.2. Vergelijking van een aantal tiendaagse neerslagssommen, bepaald volgens de Thiessen methode

Periode	Tiendaagse neerslagssommen (mm)			
	gebied			
	10	12	13	14
1/6 - 11/6 '64	39,5	38,5	43,5	51,7
21/6 - 1/7 '64	18,6	15,1	11,0	5,7
1/9 - 11/9 '64	11,5	12,2	16,1	21,3
21/7 - 1/8 '65	97,3	121,7	132,0	104,2
11/8 - 21/8 '65	13,8	9,2	19,6	10,2
11/6 - 21/6 '66	80,9	80,3	81,2	52,0
	10	12	13	14
	basin			
Period	10-day totals of rainfall (mm)			

Table 11.2. Comparison of some 10-day totals of rainfall calculated with Thiessen polygons



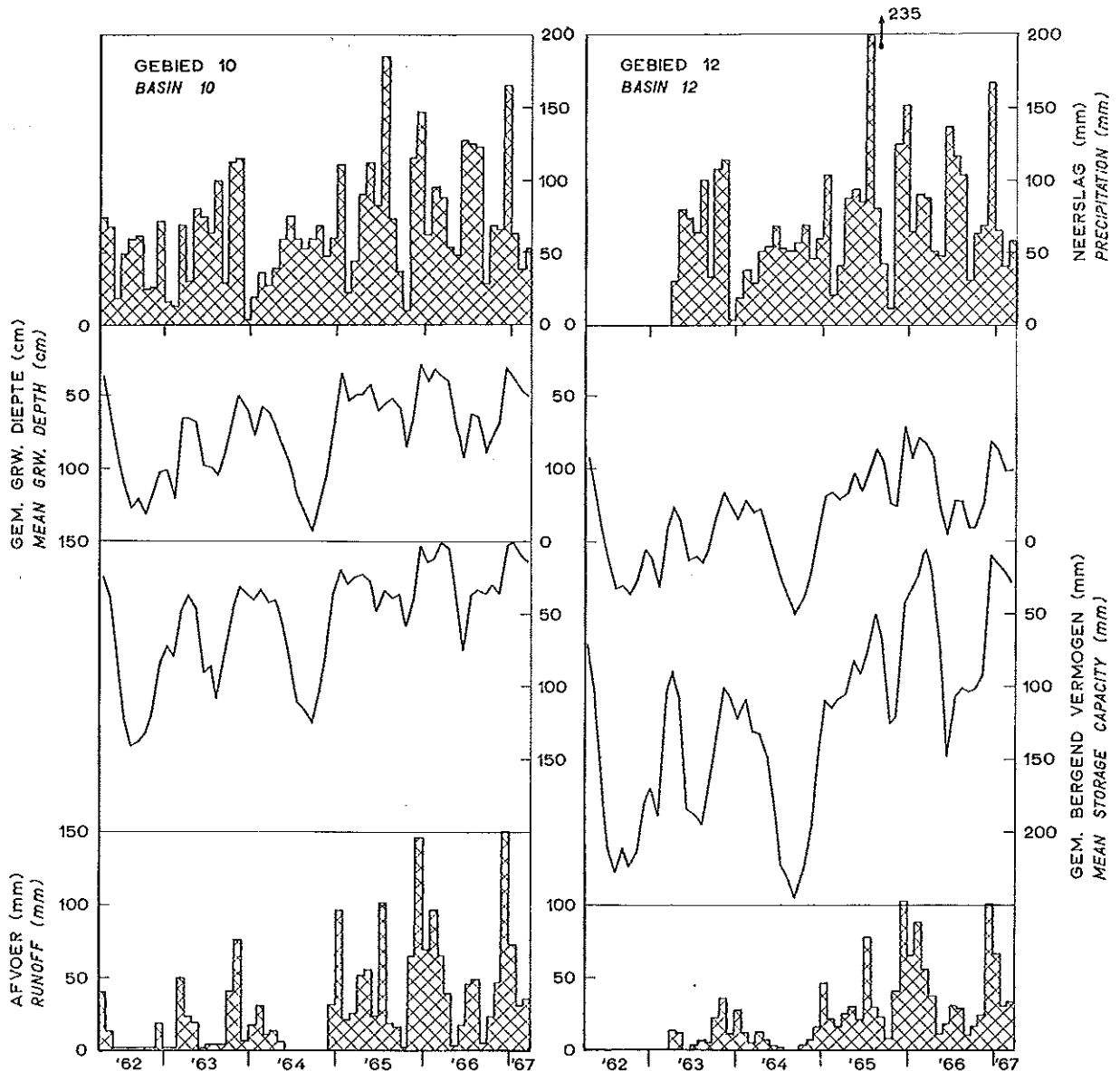


Fig. 11.1. De maandtotalen van neerslag en afvoer van de gebieden 10 en 12 en het verloop van de gemiddelde grondwaterdiepte en het gemiddeld bergend vermogen  
*The monthly totals of precipitation and runoff of the basins 10 and 12 and the course of the mean groundwater depth and mean storage capacity of the soil*

schillen die tussen de gebiedsneerslagen van de diverse gebieden kunnen optreden. Het blijkt dat zelfs voor kleine, aan elkaar grenzende gebieden de gebiedsneerslagen onderling aanzienlijk kunnen afwijken. In fig. 11.1 zijn voor de periode 1962 - 1967 voor de gebieden 10 en 12 voor 14-daagse balansperioden de gemiddelde gebiedsneerslagen weergegeven. In fig. 12.11 (deelrapport 12) is voor het Leerinkbeekgebied als geheel hetzelfde gedaan voor decadetotalen voor de periode 1952 - 1966.

De neerslagfrequenties voor verschillende tijdvakken en voor verschillende seizoenen zijn in deelrapport 5 uitvoerig besproken, zodat hier met een verwijzing daarnaar wordt volstaan. Er moet echter op

worden gewezen dat gedurende de periode van onderzoek weinig sneeuwval is voorgekomen, zodat aan de bepaling van de gevallen hoeveelheid sneeuw, uitgedrukt in mm water, weinig aandacht is besteed. Voor perioden met sneeuwval zijn de cijfers van de verwarmde pluviografen aangehouden en de metingen in de standaardregenmeters waarvan de gevallen hoeveelheid sneeuw elke dag is gesmolten en gemeten.

### 3.3. BEEKAFVOEREN

Het meten van de afvoer en de moeilijkheden die zich hierbij voordoen worden in deelrapport 6 uitvoerig besproken. Het nauwkeurig meten van de hoge af-

voeren is bij waterbalansonderzoekingen meestal van minder belang dan het nauwkeurig vaststellen van de lage afvoeren, vooral indien met relatief lange balansperioden wordt gewerkt. Is de afvoer op een meetpunt vastgesteld dan is dit, mits de grenzen van het stroomgebied juist zijn bepaald, tevens de gemiddelde afvoer van het gebied. Dit in tegenstelling bijvoorbeeld tot de bepaling van de neerslag en de berging, waar het berekenen van de gebiedsgemiddelden uit de puntwaarnemingen extra moeilijkheden en onnauwkeurigheden met zich brengt. De betrouwbaarheid waarmee de afvoerterm kan worden bepaald hangt dus mede af van de nauwkeurigheid waarmee de grenzen van een stroomgebied kunnen worden vastgesteld. Bij het onderhavige onderzoek is in principe de topografische waterscheiding als hydrologische gebiedsgrens aangehouden. Deze grenzen zijn met behulp van de hoogtekartaart vastgesteld en geverifieerd door terreinverkenningen, waarbij een gedetailleerde kaart van het leidingstelsel is vervaardigd.

Niet in alle gebieden valt de topografische waterscheiding met de freatische waterscheiding samen. Onder andere bij de stroomgebieden 12 en 14 is dit niet het geval (deelrapport 8). De topografische waterscheiding is dan toch als hydrologische gebiedsgrens aangehouden, omdat deze gemakkelijker kan worden vastgesteld dan de freatische waterscheiding. Bovendien kan de ondergrondse afvoer meestal beter worden bepaald dan de afvoer die via sloten, greppels en drains of via de oppervlakte de freatische waterscheiding passeert. Indien de freatische waterscheiding als hydrologische grens wordt genomen, moet er rekening mee worden gehouden dat de ligging in droge en natte perioden niet steeds gelijk is. Dit kan speciaal in gebieden met een diepe grondwaterstand het geval zijn, hetgeen betekent dat de grootte van het stroomgebied niet constant is. In het Leerinkbeekgebied komt dit verschijnsel bij stroomgebied 12 voor hoewel de verschillen niet groot zijn.

Zoals in deelrapport 6 is besproken en verder uit bijlage 9 blijkt, zijn in het Leerinkbeekgebied op de meeste punten de afvoeren met behulp van meetstuwten bepaald. In fig. 11.1 zijn voor een tweetal stroomgebieden de afvoertotalen over maandperioden als staafdiagram getekend. Voor het Leerinkbeekgebied als geheel (meetpunt F<sub>c</sub>) zijn decadicijfers van de afvoer in fig. 12.11 weergegeven. Hierbij moet worden opgemerkt, dat over de jaren 1952 - 1960 de figuur betrekking heeft op herleide cijfers. In deze periode is namelijk voor de afvoermeting geen gebruik gemaakt van meetstuwten en ook staan geen geregistreerde beekpeilen ter beschikking (deelrapport 6). Systematische verschillen die hieruit voortvloeien zijn geëlimineerd (deelrapport 12). De afvoeren in de diverse jaren en voor de diverse stroomgebieden verschillen vrij aanzienlijk. De afvoerverschillen over de jaren hangen uiteraard voornamelijk samen met ver-

schillen in neerslaghoeveelheid en neerslagverdeling, maar ook met de gebiedseigenschappen. Hieraan is in deelrapport 7 aandacht besteed. De afvoerverschillen tussen de diverse gebieden kunnen verder het gevolg zijn van verschillen in gebiedsverdamping of kunnen worden veroorzaakt door ondergrondse verliezen of door kunstmatige wateraanvoer of -afvoer. In de par. 3.5 en 3.6 zal hier nader op worden ingegaan.

## 3.4. WATERBERGING

### 3.4.1. Algemeen

Wat betreft de begrippen die in samenhang met berging en bergend vermogen worden gebruikt bestaat de nodige spraakverwarring. Daarom zal allereerst worden aangegeven op welke wijze in dit deelrapport een aantal begrippen wordt gehanteerd. Deze definities zijn in overleg met ERNST (1969) opgesteld.

Met de berging wordt het volume water dat boven een bepaald referentieniveau per eenheid van horizontaal oppervlak aanwezig is aangeduid. Dit referentieniveau kan een bepaald peil in het leidingstelsel zijn of bij berging in de grond een bepaald niveau beneden maaiveld. Het verdient aanbeveling het referentieniveau beneden de laagst bekende peilen te kiezen, dus voor het leidingstelsel bijvoorbeeld de slootbodem en bij berging in de grond een niveau beneden de laagst bekende grondwaterstand in een gebied. Indien met bergingsverschillen wordt gewerkt valt het referentieniveau overigens uit de berekening weg.

Er moet dus onderscheid worden gemaakt tussen de berging boven maaiveld, ook wel oppervlakteberging genoemd, en de berging beneden maaiveld. De oppervlakteberging betreft het water dat op het landoppervlak wordt geborgen, terwijl hiertoe ook wordt gerekend de reeds genoemde berging in het leidingstelsel (meren, kanalen, beken en sloten). Een deel van de neerslag wordt maar tijdelijk geborgen en komt vrijwel direct tot afstroming (Engels: detention storage), terwijl een ander deel langer geborgen blijft en maar uiterst langzaam in de grond zakt en soms zelfs in het geheel niet tot afvoer komt, omdat het verdampt (Engels: retention storage). Tot deze laatste component wordt meestal ook de interceptie door de begroeiing gerekend.

Ook de berging in de grond kan worden onderverdeeld en wel in de berging in de onverzadigde zone en die in de verzadigde zone. Hierbij kan de berging in de onverzadigde zone, nog weer worden gesplitst in de berging in de wortelzone en in een zone, gelegen tussen de doorwortelde laag en het freatisch vlak. Deze laatste bergingscomponent is bij relatief hoge grondwaterstanden meestal van minder belang en in dit deelrapport zal de laatst genoemde onderverdeling dan ook niet worden gebruikt. Het water in de onverzadigde zone zal, zoals algemeen gebruikelijk, met bodemvocht worden aangeduid, hoewel hier geen duidelijke

lijke noodzaak toe bestaat en feitelijk beter van bodemwater kan worden gesproken.

Onder het bergend vermogen ( $O$ ) of de bergingscapaciteit wordt het volume water per eenheid van horizontaal oppervlak verstaan, dat een zeker beekpeil tot aan het hoogst mogelijke peil doet stijgen zonder dat overstromingen optreden, resp. dat de grondwaterstand tot aan het maaiveld brengt; bij berekening van het bergend vermogen in de grond moet hierbij worden uitgegaan van het werkelijk aanwezige vochtgehalte. Het maximaal bergend vermogen van het leidingstelsel is de hoeveelheid water, die hierin boven het gekozen referentieniveau maximaal kan worden geborgen. Het maximaal bergend vermogen van de grond is het volume water, dat de laagst bekende grondwaterstand bij het minimale evenwichtsvochtgehalte \*) tot aan het maaiveld doet stijgen. Het is duidelijk, dat het maximaal bergend vermogen van de grond in werkelijkheid niet altijd kan worden benut om water te bergen, omdat niet in alle gronden de grondwaterstand tot aan het maaiveld zal stijgen (op hoge esgronden bijvoorbeeld). Indien in dergelijke gevallen bij de bepaling van het maximaal bergend vermogen niet als bovengrens het maaiveld wordt gekozen maar de hoogst bekende grondwaterstand, wordt een meer praktische maat verkregen. Wel is de definitie van het bergend vermogen dan minder exact en kan dit bijvoorbeeld worden beïnvloed door een verandering van het afwateringsstelsel. Aangezien tijdens de waarnemingsperiode 1962 - 1967, zowel zeer droge als extreem natte perioden zijn opgetreden, zijn de grondwaterstanden en bodemvochtinhouden die tijdens deze perioden zijn gemeten, als laagste en hoogste referentieniveaus aangehouden.

Het maximaal bergend vermogen ( $O_{\max}$ ) is uiteraard alleen aanwezig na een zeer droge periode in de zomer, omdat deze grootte in sterke mate door de verdamping wordt bepaald. Als parameter voor het bergend vermogen in de wintermaanden is  $O_{\max}$  weinig geschikt. Bij neerslag-afvoerstudies wordt het bergend vermogen van de grond beter gekarakteriseerd door de bergingscapaciteit die aan het begin van het groeiseizoen aanwezig is. Deze grootte zal het initiële bergend vermogen ( $O_i$ ) worden genoemd. Het initiële bergend vermogen is van de bodemeigenschappen afhankelijk alsmede van de grondwaterdiepte.

Verder wordt nog gebruik gemaakt van de zogenaamde bergingscoëfficiënt ( $\mu$ ). Deze coëfficiënt is gelijk aan de netto toevoer van water ( $N - Q - E_{td}$ ) of

\*) Het minimale evenwichtsvochtgehalte is het vochtgehalte, dat door capillaire opstijging in een aanvankelijk droge grond bij een constant freatisch vlak en zonder wateronttrekking door het gewas, uiteindelijk wordt verkregen. Het maximale evenwichtsvochtgehalte daarentegen is het vochtgehalte, dat na een langdurige uitzakking van een natte grond, bij constant gehouden freatisch vlak, wordt verkregen.

de bergingsverandering ( $\Delta V$ ), gedeeld door de corresponderende grondwaterstandverandering ( $\Delta W$ ). Bij de definitie van  $\mu$  kan van de werkelijke vochtgehalten aan het begin en einde van een periode worden uitgegaan of  $\mu$  kan worden gedefinieerd bij het maximale evenwichtsvochtgehalte ( $\mu_e$ ). In het eerste geval varieert  $\mu$  van zeer klein tot oneindig groot en leent zich daarom minder voor gebruik bij theoretische berekeningen;  $\mu_e$  wordt niet oneindig en is voor berekeningen beter geschikt en kan uit de pF-krommen worden berekend.

#### 3.4.2. Oppervlakteberging

Water dat zeer tijdelijk op het land of in het leidingstelsel wordt geborgen (de neerslag die tijdens of vlak na een regenbui over het maaiveld afstroomt en het water in de beek geborgen in een hoogwatergolf) speelt bij het waterbalansonderzoek meestal geen belangrijke rol. Dit geldt zeker voor het onderzoek dat in dit deelrapport wordt besproken, omdat de ligging van de balansperioden aan het neerslag- en afvoerpatroon is aangepast.

De neerslag die voor langere tijd op het land wordt geborgen kan wel van belang zijn, bijvoorbeeld in een geaccidenteerd terrein met veel ingesloten laagten van waaruit nauwelijks afvoer naar de ondergrond optreedt. In het Leerinkbeekgebied doen deze omstandigheden zich nauwelijks voor, zodat deze bergingscomponent eveneens kan worden verwaarloosd. Wel moet nog nader aandacht worden besteed aan de bergingsmogelijkheden in het leidingstelsel op een lager niveau. De oppervlakte aan open water maakt in het Leerinkbeekgebied maar een klein deel van de totale oppervlakte uit. Zo bedraagt de gemiddelde slootlengte per ha voor de gebieden 10, 12, 13 en 14 resp. 96, 50, 64 en 55 m. De gemiddelde bovenbreedte van de leidingen kan op ongeveer 3 m worden gesteld, terwijl de gemiddelde bodembreedte 1 à 1,5 m bedraagt. Aangezien het begin en eind van de balansperioden steeds bij zo laag mogelijke afvoerniveaus zijn gekozen kan de gemiddelde breedte van de waterspiegel op rond 1,5 m worden gesteld. Dit wil zeggen, dat een gemiddeld peilverschil in het leidingstelsel van 10 cm voor de eerder genoemde stroomgebieden correspondeert met resp. 1,5; 0,75; 0,90 en 0,80 mm water. De verschillen in open waterberging kunnen bij de lagere niveaus dus worden verwaarloosd.

Worden de balansperioden echter willekeurig gekozen dan kunnen veel grotere peilverschillen optreden, waarbij dan tevens met een veel groter gemiddelde breedte van de waterspiegel moet worden gerekend. Zo betekent een peilverschil van bijvoorbeeld 50 cm bij een gemiddelde waterspiegelbreedte van 2 m voor stroomgebied 10 een bergingsverschil van 10 mm en dit mag bij het opstellen van de waterbalansen zeker niet worden verwaarloosd. Bij het onderhavige onderzoek is voor elke balansperiode aan de hand van de

metingen van het beekpeil op een dertigtal punten vastgesteld of de bergingsverschillen in het leidingstelsel mogen worden verwaarloosd.

### 3.4.3. *Berging beneden maaiveld*

De totale hoeveelheid water die in de grond boven een bepaald referentieniveau is geborgen zal de berging ( $V$ ) worden genoemd. De hoeveelheid water tussen het referentieniveau en het freatisch vlak zal met grondwaterberging ( $V_g$ ) worden aangeduid en de hoeveelheid water boven het freatisch vlak met bodemvochtberging ( $V_b$ ).

De berging in de verzadigde zone ( $V_g$ ) is relatief gemakkelijk te bepalen. Uit de waarnemingen van een aantal peilbuizen kan de gemiddelde grondwaterstand in een gebied worden bepaald, waarna de afstand tussen het referentieniveau en het freatisch vlak met het poriëngehalte moet worden vermenigvuldigd om het aantal mm water te verkrijgen. Hierbij wordt er van uitgegaan dat geen insluiting van lucht plaats vindt,

hetgeen zoals zal blijken dikwijls wel het geval is. De gemiddelde grondwaterstand van een gebied kan worden bepaald zoals in deelrapport 8 is uiteengezet, waarbij aan de waarnemingen van een bepaalde buis of groep van buizen een gewicht wordt toegekend naar rato van het areaal gronden dat een overeenkomstige grondwaterstandvariatie vertoont als de betreffende buis (tabel 8.5). Grotere problemen brengt het nauwkeurig vaststellen van de bodemvochtberging ( $V_b$ ) met zich mee. Aangezien voor vele gronden de grondwaterstandvariatie vrij nauw met de totale vochtverandering in de grond samenhangt wordt  $V_b$  daarom meestal niet afzonderlijk bepaald. Verschillende methoden zijn opgesteld om de berging ( $V$ ) uit de grondwaterstandverschillen te berekenen. Het meest eenvoudige is om een constante bergingscoëfficiënt te kiezen (bijvoorbeeld  $\mu = 0,1$ ). Op deze wijze kunnen voor perioden met geringe bergingsverschillen (of voor lange perioden, bijvoorbeeld hydrologische jaren) de veranderingen in de geborgen hoeveelheid water

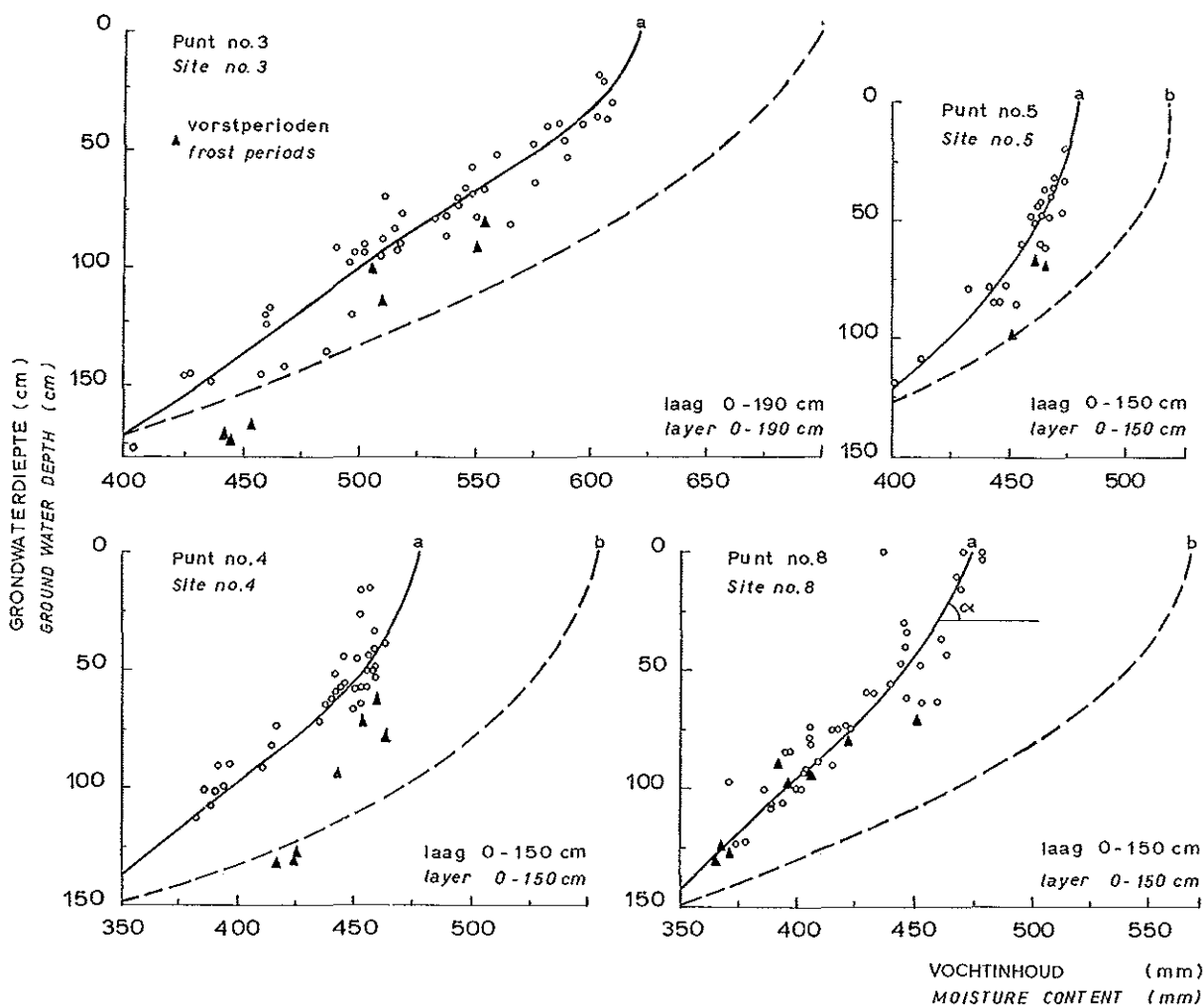


Fig. 11.2. De relatie tussen grondwaterdiepte en bodemvochtinhoud op de meetpunten 3, 4, 5 en 8; nummers aangegeven in fig. 8.5 (a = bepaald met gegevens van de nucleaire metingen; b = berekend uit de pF-krommen)  
 The relationship between groundwater depth and soil moisture content at the gauging sites 3, 4, 5 and 8; numbers indicated in fig. 8.5 (a = determined with the data of the nuclear measurements; b = calculated from the pF-curves)

meestal voldoende nauwkeurig worden geschat. Het toepassen van een constante  $\mu$ -waarde geeft voor studies over korte balansperioden met grote verschillen in hydrologische gesteldheid echter tot aanzienlijke fouten aanleiding.

De bergingscoëfficiënt is van de bodemeigenschappen afhankelijk en kan dus van plaats tot plaats variëren en kan ook verschillend zijn op diverse diepten beneden maaiveld. Daarnaast is  $\mu$  van de grondwaterdiepte afhankelijk (WESSELING, 1957; VAN HOORN, 1960; MAKINK, 1962; BLOEMEN, 1968). Een voorbeeld hiervan geeft ook fig. 11.2. Voor een viertal meetpunten is in deze figuur het verband aangegeven tussen grondwaterdiepte en vochtinhoud. De getrokken lijnen (a) zijn samengesteld uit de wintermetingen met de neutronenbron (deelrapport 8). De spreiding van de punten is vrij aanzienlijk, aangezien meer of minder water in het profiel aanwezig kan zijn dan met de evenwichtsvochtinhoud overeenstemt. Onder andere luchtinsluiting kan het verloop van de lijnen beïnvloeden. De streeplijnen (b) in fig. 11.2 zijn uit de pF-krommen berekend, waarbij er vanuit is gegaan, dat de evenwichtsvochtinhoud aanwezig is. Uit de helling van de lijnen kan voor verschillende diepten resp.  $\mu$  en  $\mu_e$  worden bepaald (bijvoorbeeld in fig. 11.2,  $\mu = \cotg a$ ).

Een moeilijkheid bij de berekening van  $\mu_e$  uit de pF-krommen is, dat deze krommen meestal maar tot een diepte van ongeveer 110 cm beneden maaiveld beschikbaar zijn. De pF-krommen geldig voor de laag 60 tot 110 cm worden dan meestal ook gebruikt voor de lagen dieper dan 110 cm. Indien de bodemeigenschappen van deze diepere lagen sterk van de ondiepere lagen afwijken, kunnen uiteraard aanzienlijke fouten in de berekening van  $\mu_e$  ontstaan. Dit blijkt bijvoorbeeld uit fig. 11.3, waar voor winterperioden de relatie tussen de met de neutronenbron gemeten en de uit de pF-krommen berekende vochtinhouden zijn aangegeven. Voor de lagen, dieper dan 110 cm wijken de punten 10 en 11 sterk af. De andere punten liggen goed om de gemiddelde lijn en voor deze laag

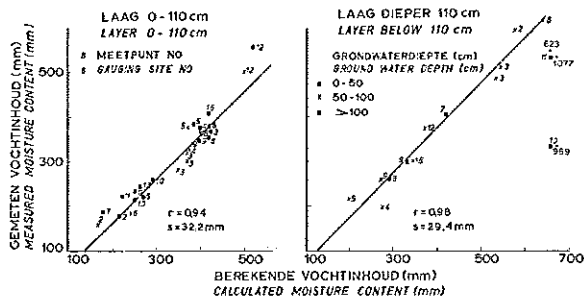


Fig. 11.3. De samenhang tussen het gemeten en berekende vochtgehalte voor de laag 0 - 110 cm - mv resp. dieper dan 110 cm

Scatter diagrams for the measured and calculated soil moisture contents for the layer 0 - 110 cm below soil surface and lower than 110 cm resp.

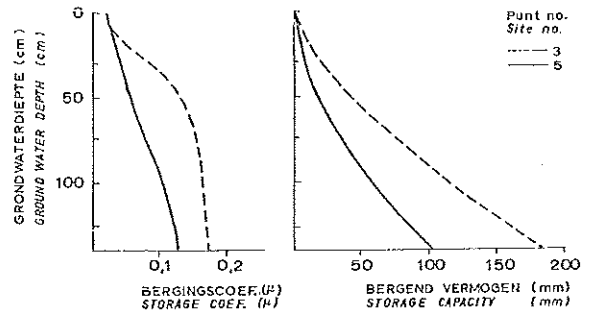


Fig. 11.4. De samenhang tussen grondwaterdiepte en de bergingscoëfficiënt ( $\mu$ ) resp. het bergend vermogen ( $O$ ) op de meetpunten 3 en 5 (zie fig. 8.5)

The relationship between groundwater depth and the storage coefficient ( $\mu$ ) and the storage capacity ( $O$ ) resp. at the gauging sites 3 and 5 (see fig. 8.5)

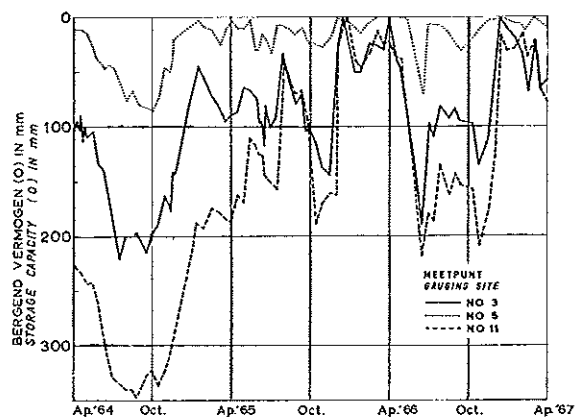


Fig. 11.5. Het verloop van het bergend vermogen ( $O$ ) op de meetpunten 3, 5 en 11 (zie fig. 8.5)

The course of the storage capacity ( $O$ ) at the gauging sites 3, 5 and 11 (see fig. 8.5)

stemmen de berekende en gemeten vochtinhouden zelfs beter overeen dan voor de laag 0 tot 110 cm. De verklaring hiervoor is dat op deze grotere diepte minder luchtinsluiting optreedt. Voor de laag 0 - 110 cm zijn de berekende vochtinhouden 5 - 20 % hoger dan de gemeten waarden. In orde van grootte stemmen deze verschillen goed overeen met die van fig. 11.2.

In fig. 11.4 is voor een tweetal meetpunten het verloop van de bergingscoëfficiënt met de diepte beneden maaiveld weergegeven. Dit verloop is berekend aan de hand van de lijnen (a) van fig. 11.2. De verschillen tussen de twee meetpunten, evenals de verschillen naar diepte, komen duidelijk naar voren. Ook is in fig. 11.4 het verloop van het bergend vermogen met de diepte aangegeven en in fig. 11.5 het verloop van het bergend vermogen met de tijd.

In tabel 11.3 tenslotte is voor een aantal meetpunten het initiële en het maximale bergend vermogen vermeld, evenals de bijbehorende bergingscoëfficiënten. De verschillen tussen de diverse meetpunten worden met al deze gegevens goed geïllustreerd. Tot nu toe is de invloed van eventuele hysteresiseffecten nog

Tabel 11.3. Het maximaal ( $O_{max}$ ) en initieel ( $O_i$ ) bergend vermogen en de bijbehorende bergingscoëfficiënten ( $\Delta V/\Delta W$ )

Meetpunt	$O_{max}$ (mm)	$O_i$ (mm)	$(\Delta V/\Delta W)_{max}$	$(\Delta V/\Delta W)_i$
3	232	57	0,164	0,085
4	132	34	0,109	0,074
5	88	11	0,090	0,029
8	136	29	0,096	0,039
9	180	17	0,120	0,034
10	440	215	0,196	0,167
11	348	32	0,208	0,089
12	177	45	0,133	0,073
13	270	71	0,174	0,097
16	154	36	0,105	0,069

Gauging site	$O_{max}$ (mm)	$O_i$ (mm)	$(\Delta V/\Delta W)_{max}$	$(\Delta V/\Delta W)_i$
--------------	----------------	------------	-----------------------------	-------------------------

Table 11.3. The maximum ( $O_{max}$ ) and initial ( $O_i$ ) storage capacity and the related storage coefficients ( $\Delta V/\Delta W$ )

niet duidelijk naar voren gekomen, omdat de relaties in de fig. 11.2, 11.3 en 11.4 allen aan de hand van

wintermetingen zijn opgesteld en dit verschijnsel zich dan minder vaak zal voordoen. Toch kunnen hysteresiseffecten een belangrijke rol spelen (ERNST, 1962) en tot gevolg hebben dat er geen eenduidig verband bestaat tussen grondwaterstand en bodemvochtinhoud. Dit blijkt duidelijk uit de fig. 11.6 en 11.7. Opvallend is, dat in fig. 11.6 het verloop van het vochtgehalte in de lagen 0 - 50 en 50 - 90 cm onderling sterk verschilt. In fig. 11.6b treedt kennelijk alleen een hysteresiseffect op, terwijl bij lage grondwaterstanden in de laag 0 - 50 cm bovendien niet steeds de evenwichtsvochtinhoud aanwezig is (fig. 11.6a). Dit laatste verschijnsel doet zich niet voor bij meetpunt 4 (fig. 11.7). Wel treden ook hier duidelijke hysteresiseffecten op, die echter wat minder lang aanwezig blijven dan bij meetpunt 3.

In deelrapport 9 wordt een methode besproken om uitgaande van een aantal meteorologische grootheden en de grondwaterstandverschillen ( $\Delta W$ ), de bergingscoëfficiënten te berekenen. Hierbij wordt  $\Delta W$  dan gebruikt als parameter voor de totale vochtverandering in het profiel. Zoals reeds is betoogd houdt dit geva-

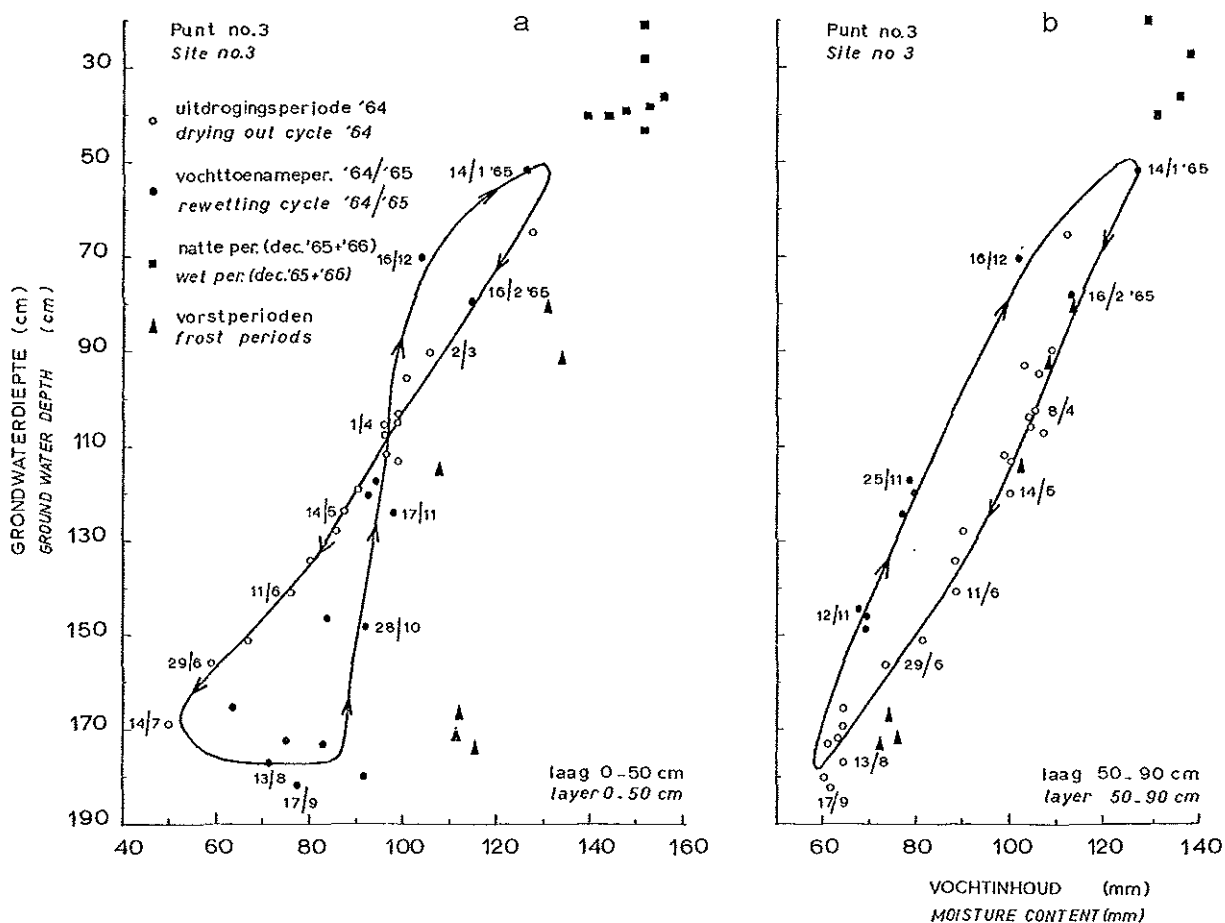


Fig. 11.6. Het verloop van de vochtinhoud in de lagen 0 - 50 cm (a) en 50 - 90 cm - mv (b) tijdens de periode van vocht-afname resp. vochttoename (meetpunt 3)  
The course of the moisture content of the layers 0 - 50 cm (a) and 50 - 90 cm below soil surface (b) during the drying out cycle and the period of rewetting of the soil (gauging site 3)

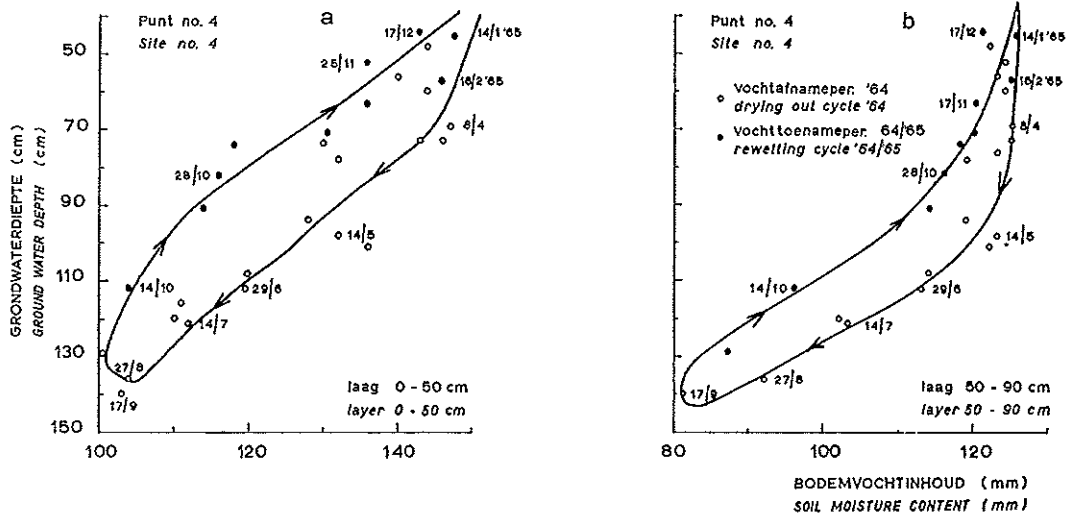


Fig. 11.7. Het verloop van de vochtinhoud in de lagen 0 - 50 cm (a) en 50 - 90 cm - mv (b) tijdens de periode van vochtafname resp. vochttoename (meetpunt 4)  
 The course of the moisture content of the layers 0 - 50 cm (a) and 50 - 90 cm below soil surface (b) during the drying out cycle and the period of rewetting of the soil (gauging site 4)

Tabel 11.4. Vergelijking van de grondwaterstand- en vochtinhoudveranderingen ( $\Delta W$  en  $\Delta V$ ) tijdens enige winter- en zomerperiodes

Periode	Meet-punt	$\Delta W$ (cm)	$\Delta V$ (mm) voor de laag		
			0 - 50 cm	50 - 90 cm	0 - beneden freat. vlak
<i>winter/winter</i>					
30/10 '62 - 1/ 3 '63*)	4	-23	45	- 9	32
15/ 1 '64 - 28/ 1 '64*)	3	-15	8	- 5	4
15/12 '65 - 12/ 1 '66*)	3	-62	-35	-17	-49
15/12 '65 - 12/ 1 '66*)	4	-46	-16	1	-14
15/ 2 '65*) - 2/ 3 '66	3	15	25	11	42
1/ 3 '63*) - 26/ 3 '63	4	81	- 5	27	24
16/ 1 '66*) - 28/ 1 '66	4	23	0	0	0
<i>zomer/summer</i>					
17/ 6 - 14/ 7 '64	11	-15	-11	-17	-42
17/ 6 - 14/ 7 '64	10	-10	-20	- 8	-47
17/ 6 - 14/ 7 '64	3	-18	-17	-17	-64
17/ 6 - 14/ 7 '64	7	-21	-21	-12	-74
1/ 6 - 10/ 6 '66	11	-22	-11	- 5	-59
1/ 6 - 10/ 6 '66	3	-12	-20	-14	-48
14/ 7 - 17/ 9 '64	11	-22	22	5	24
14/ 7 - 17/ 9 '64	3	-13	28	- 3	6
7/ 8 - 6/ 9 '62	3	0	28	4	23
6/ 9 - 10/12 '62	7	9	56	- 8	32
6/ 9 - 10/12 '62	6	18	63	9	69
					<i>0 - below</i>
			0 - 50 cm	50 - 90 cm	phreatic level
<i>Period</i>	<i>Gauging site</i>	<i><math>\Delta W</math> (cm)</i>	<i><math>\Delta V</math> (mm) for the layer</i>		

\*) De temperatuur op de aangegeven dagen was beneden 0° C.  
 The temperature on the dates indicated was below 0° C.

Table 11.4. Comparison of the changes of the phreatic level and moisture content ( $\Delta W$  and  $\Delta V$ ) for some winter and summer periods

ren in, omdat niet steeds de evenwichtsvochttoestand aanwezig is. Zo kan in droge perioden de vochtinhoud onevenredig sterk afnemen of er kunnen vochtveranderingen optreden zonder dat dit een gelijktijdige grondwaterstandverandering tot gevolg heeft (fig. 11.6). Zelfs is het mogelijk dat de vochtinhoud toeneemt, terwijl de grondwaterstand nog daalt (tabel 11.4).

De relatie tussen grondwaterstand en vochtinhoud kan tevens door vorst sterk worden beïnvloed, zodat ook dan  $\Delta W$  geen goede maat is voor de vochtveranderingen. In de fig. 11.2 en 11.6 zijn een aantal waarnemingen uit vorstperioden getekend, die zeer duidelijk blijken af te wijken van de getrokken lijnen. Het verschijnsel treedt voornamelijk in de bovenste lagen op. De grondwaterstand kan tengevolge van capillaire opstijging of diffusie aan het begin van een vorstperiode sterk dalen, terwijl het vochtgehalte dit niet doet, omdat zich in de bovengrond ijslenzen vormen (tabel 11.4). Ook kan door bevriezing in de bovenste lagen meer water worden vastgehouden dan met de evenwichtsvochttoestand overeenkomt (fig. 11.8; zie ook deelrapport 10). Aan het einde van een vorstperiode kan daarentegen het grondwater soms sterk stijgen, zonder dat er neerslag valt of reeds gevallen sneeuw snel dooit (fig. 11.9). Een duidelijk verband met de atmosferische druk kon in deze gevallen niet worden vastgesteld. Wel is ter illustratie in fig. 11.9 het dagelijks temperatuurverloop getekend, waarmee wel een duidelijke samenhang bestaat. Gedetailleerde metingen van bodemtemperatuur, luchtdruk en vochtgehalte zullen in dit onderzoeksgebied nog worden uitgevoerd

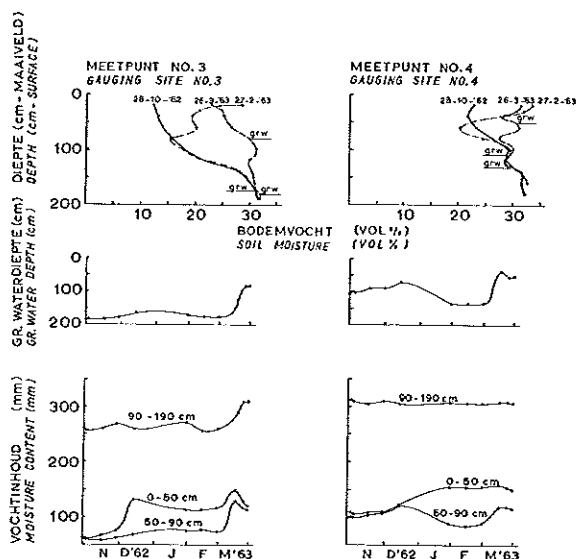


Fig. 11.8. De bodemvochtverdeling vóór (28-10), tijdens (27-2) en na (26-3) een vorstperiode. Tevens is het verloop van de vochtinhoud in de verschillende lagen aangegeven en ook het grondwaterstandverloop

*The distribution of soil moisture before (28-10), during (27-2) and after (26-3) a frost period. The course of the moisture content of various layers and the course of the groundwater level is also given*

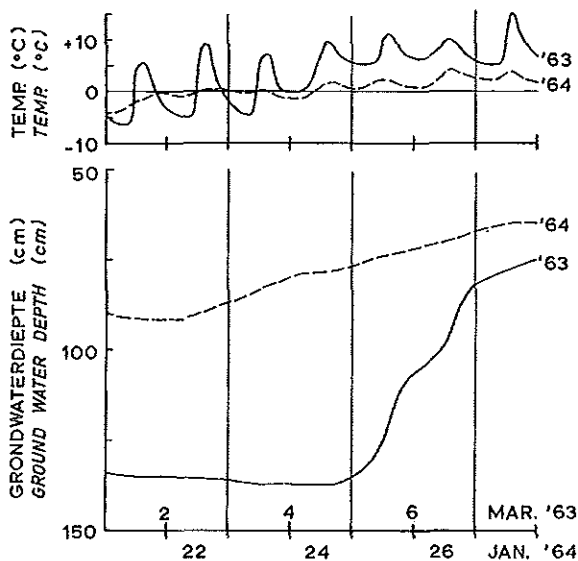


Fig. 11.9. De snelle stijging van de grondwaterstand na een vorstperiode zonder dat dit een gevolg is van regen of het smelten van sneeuw. Ook is het temperatuurverloop op 2 m boven maaiveld aangegeven

*The quick rise of the groundwater table after a frost period without rain or snow melting. The course of the air temperature (2 m above soil surface) is also given*

om een beter inzicht in dit fenomeen te verkrijgen.

Ook de dagelijkse variatie van de grondwaterstand ten gevolge van capillaire opstijging komt in sommige gevallen duidelijk naar voren. In de winter wordt de capillaire opstijging veroorzaakt door de lage temperaturen gedurende de nacht (bevriezing bodemvocht) en in de zomer door de sterke verdamping overdag. Deze invloeden komen vertraagd in de grondwaterstand tot uiting, terwijl hierdoor de grondwaterstandvariaties in de zomer en in de winter tegengesteld zijn. Voor het optreden van deze dagelijkse variatie moet een goed capillair contact aanwezig zijn hetgeen uit het rechterdeel van fig. 11.10 blijkt. Bij diepe grond-

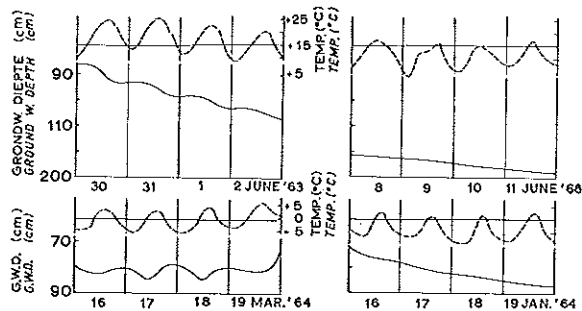


Fig. 11.10. De dagelijkse variatie van de grondwaterstand (—) als gevolg van de verdamping en vorstinvloed. Verder is het temperatuurverloop op 2 m boven maaiveld getekend (— — —)

*The daily fluctuation of the groundwater table (—) due to evapotranspiration and the influence of frost. The course of the air temperature (2 m above soil surface) is also given (— — —)*



waterstanden treden deze verschijnselen niet of nauwelijks op.

Gezien de hiervoor genoemde problemen zijn bij het waterbalansonderzoek dat in dit deelrapport wordt besproken de bergingsverschillen niet uit de grondwaterstandvariatie berekend, maar zijn de gegevens van de neutronenvochtmeting gebruikt. Zoals reeds is opgemerkt zijn deze metingen vrijwel op alle meetpunten tot beneden de laagste grondwaterstand uitgevoerd, zodat de bergingsverschillen in de verzadigde zone ( $\Delta V_{\phi}$ ) niet apart behoeven te worden bepaald.

Voor het berekenen van de gemiddelde berging over een heel stroomgebied zijn aan de metingen op de verschillende punten bepaalde gewichten toegekend. Bij het vaststellen van deze gewichten is rekening gehouden met bodemtype, grondwaterdiepte en grondgebruik (deelrapport 8, par. 4.4). Voor de gebieden 10 en 12 is het verloop van het gemiddeld bergend vermogen en de gemiddelde grondwaterdiepte in fig. 11.1 weergegeven.

### 3.5. ONDERGRONDSE AANVOER MINUS ONDERGRONDSE AFVOER

Bij de meeste stroomgebieden vallen de topografische en freatische waterscheiding redelijk samen. Op enkele plaatsen treden echter duidelijke verschillen op met name bij de gebieden 12 en 14, als ook bij de noordelijke en zuidwestelijke grens van het Leerinkbeekgebied. In deze gevallen is het nauwkeurig vaststellen van de ondergrondse aanvoer of afvoer noodzakelijk. Zoals in par. 3.3 is besproken is bij dit onderzoek in principe steeds de topografische waterscheiding als hydrologische gebiedsgrens aangehouden. Een nauwkeurige berekening van de ondergrondse aanvoer minus afvoer wordt dikwijls bemoeilijkt door de inhomogeniteit van het watervoerend pakket. Bovendien kan sprake zijn van meer watervoerende lagen, waarin de grondwaterstroming wat betreft richting en intensiteit kan verschillen. In het onderhavige gebied doet deze situatie zich, praktisch gesproken, niet voor. De grondwaterstroming kan worden berekend volgens de formule van Darcy:

$$q = k D h/l \quad (11.2)$$

waarin:

$q$  = grondwaterafvoer per eenheid van lengte ( $m^2/etm$ )

$k$  = doorlaatfactor van het watervoerend pakket ( $m/etm$ )

$D$  = dikte van het watervoerend pakket ( $m$ )

$h/l$  = grondwaterspiegelverhang.

Verder dient nog rekening te worden gehouden met de stromingsrichting van het grondwater ten opzichte van de topografische gebiedsgrens. Voor de isohypsen

die de gebiedsgrens niet loodrecht snijden, dat wil zeggen dat de stroomlijn ter plaatse niet met de topografische waterscheiding samenvalt, is de ondergrondse instroming of uitstroming berekend. Bij deze berekening is gebruik gemaakt van een kaart, waarop de isohypsen zijn getekend met intervallen van 1 m. Elke berekening geldt voor de afstand tussen de middens van twee opeenvolgende isohypsen.

De isohypsenkaarten (deelrapport 8, fig. 8.11 en 8.12) doen niet verwachten, dat bij de stroomgebieden 10 en 13 een aanzienlijke grondwateraanvoer of -afvoer optreedt, mede gezien de relatief lage  $kD$ -waarden. Dit in tegenstelling tot de gebieden 12 en 14. De grondwaterafvoer is in het algemeen bij hoge grondwaterstanden wat groter dan bij lage standen, omdat het grondwaterspiegelverhang en de dikte van het watervoerend pakket dan wat groter zijn. Dit laatste punt is alleen van belang bij relatief kleine  $D$ -waarden. Een voorbeeld van de berekening is gegeven voor gebied 12 (fig. 11.11). In dit geval is de  $kD$ -waarde ongeveer  $150 m^2/etm$  en het grondwaterspiegelverhang  $3 \text{ ‰}$ , hetgeen ingevuld in (11.2) levert:  $q = 150 \times 3 \cdot 10^{-3} = 0,45 m^2/etm$ . Rekening houdend met de hoek  $\alpha$  (fig. 11.11) en de afstand waarover de uitstroming plaatsvindt ( $a = 380 m$ ) wordt door dit deel van het gebied een grondwaterafvoer gevonden van  $U = a \cdot q \sin \alpha = 380 \times 0,45 \times 0,53 = 90,6 m^3/etm$ . Voor gebied 12 als geheel bedraagt de berekende netto grondwateruitstroming bij hoge en lage grondwaterstanden resp.  $506$  en  $423 m^3/etm$ , overeenkomende met resp.  $0,22$  en  $0,18 mm/etm$ . Voor gebied 14 is de toestand wat minder duidelijk. De gemiddelde  $kD$ -waarde bedraagt voor de zuidelijke grens ongeveer  $190 m^2/etm$ , terwijl het grondwaterspiegelverhang kleiner is dan voor gebied 12 en ongeveer  $1,8 \text{ ‰}$  bij hoge en

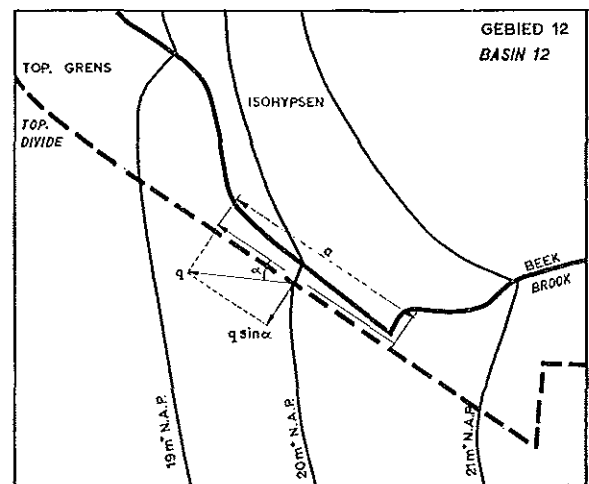


Fig. 11.11. Een voorbeeld van een gebied waar de topografische en freatische waterscheiding niet samenvallen en de grondwaterafvoer moet worden berekend  
*An example of a basin where the topographic and phreatic water divide are not coinciding and the groundwater outflow has to be calculated*

1,6 ‰ bij lage grondwaterstanden bedraagt. Voor dit stroomgebied is de grondwaterafvoer berekend op 0,29 mm/etm bij hoge en 0,26 mm/etm bij lage grondwaterstanden.

Voor het Leerinkbeekgebied als geheel is de netto ondergrondse afstroming op dezelfde wijze berekend. In het bovenstroomse gebiedsdeel kan de grondwateraanvoer of -afvoer worden verwaarloosd (kleine  $kD$ -waarden en een samenvallen van de topografische en freatische waterscheiding). Wel kan bij de zuidwestelijke en noordelijke gebiedsgrens grondwaterafvoer optreden. Bij de laatstgenoemde grens is de toestand erg gecompliceerd omdat het Berkelpil gedeeltelijk beneden en gedeeltelijk boven het freatisch niveau ligt. Verder is door het aanzienlijke verschil tussen het boven- en benedenpeil ter plaatse van een drietal stuwen het verloop van de isohypsen minder duidelijk. Bovendien kunnen richting en intensiteit van de grondwaterstroming nog wisselen ten gevolge van de sterke variatie van het Berkelpil en door verschillen in intreeweerstand. De berekening voor het Leerinkbeekgebied als geheel resulteert in een netto grondwaterafvoer van 0,18 mm/etm bij hoge grondwaterstanden en 0,06 mm/etm bij lage standen.

### 3.6. KUNSTMATIGE WATERAANVOER EN KUNSTMATIGE AFVOER

Tot deze termen moeten onder andere de hoeveelheden water worden gerekend die voor agrarische doeleinden van buiten het gebied worden ingelaten. Dit betreft de waterinlaat op een tweetal plaatsen vanuit de Berkel, voornamelijk voor veedrenking. De hoeveelheden, waarom het hier gaat kunnen echter worden verwaarloosd.

Ook het afvalwater dat door twee buiten het Leerinkbeekgebied gelegen fabrieken op het leidingenstelsel van dit gebied wordt geloosd behoort tot de kunstmatige aanvoer. Dit water wordt echter eerst aan het grondwater in het Leerinkbeekgebied onttrokken, zodat de onttrokken en aangevoerde waterhoeveelheden tegen elkaar wegvallen.

De kunstmatige afvoer die bij het opstellen van de waterbalans wel een rol speelt is de hoeveelheid grondwater die in het midden van het gebied door een drinkwaterpompstation wordt opgepompt. Gemiddeld wordt per jaar ongeveer  $1,5 \times 10^6$  m<sup>3</sup> water aan de bodem onttrokken, welke hoeveelheid voor het grootste deel buiten het gebied wordt gebracht. De invloed van deze onttrekking op het afvoerverloop en op de grondwaterstand is reeds in de deelrapporten 7 en 8 besproken.

De waterhoeveelheden die sinds 1936 door dit pompstation aan het grondwater zijn onttrokken, zijn nauwkeurig bekend. De onttrekking beïnvloedt voornamelijk het grondwaterregime in het midden van het gebied en niet of nauwelijks in de gebieden 10, 12, 13

en 14. Bij het samenstellen van de waterbalansen voor deze gebieden is met de balanstern  $I$  dan ook geen rekening gehouden.

### 3.7. VERDAMPING

Zoals reeds eerder is opgemerkt, is in dit deelrapport de werkelijke gebiedsverdamping uit de andere waterbalansternen berekend. Voor het direct meten van de gebiedsverdamping is nog geen praktisch instrument ontwikkeld, terwijl het bepalen van de gebiedsverdamping uit bijvoorbeeld de volgens de methode Penman berekende verdamping van een vrij wateroppervlak ( $E_o$ ), slechts een vrij globale schatting van de werkelijke gebiedsverdamping oplevert. Bij deze laatste berekeningsmethode is het noodzakelijk een representatieve plaats te vinden voor het meten van de benodigde basisgegevens zoals de luchttemperatuur, de luchtvochtigheid, de netto straling en de windsnelheid. Niet bekend is echter aan welke eisen een dergelijke meetplaats moet voldoen en waar deze het beste kan worden gekozen. Verder zijn voor het berekenen van de potentiële en de werkelijke gebiedsverdamping uit  $E_o$  de belangrijkste problemen het op de juiste wijze in rekening brengen van het ontwikkelingsstadium van de begroeiing (hoogte, bodembedekking) en het vaststellen van de invloed die de vochttoestand van de bodem en de grondwaterdiepte op de verdamping hebben. Ook is weinig bekend ten aanzien van de verschillen in verdamping over een bepaald perceel en over de invloed van de omgeving op de verdamping van een gebied of perceel (microreliëf, houtwallen, open water, etc.). Deze factoren hebben ertoe geleid dat de gebiedsverdamping in dit deelrapport als sluitpost van de waterbalans is genomen. In de deelrapporten 9 en 10 wordt een tweetal andere berekeningstechnieken voor de bepaling van de verdamping besproken.

Het is zinvol na te gaan in hoeverre de uit de waterbalans berekende verdampingstotalen met de op andere wijzen bepaalde verdamping overeenstemmen. Hiervoor komen in aanmerking:

- de door het KNMI voor het station Winterswijk volgens de methode Penman berekende verdamping van een vrij wateroppervlak ( $E_o$ );
- de door MAKINK (1967) berekende verdamping voor een kort, gesloten grasgewas, dat potentieel van water wordt voorzien ( $E_n$ );
- de door BLOEMEN (deelrapport 9 en 12) berekende potentiële en werkelijke gebiedsverdamping, resp.  $gE_o$  en  $E_w$ .

In het Leerinkbeekgebied is op een tweetal waarnemingsstations dagelijks de verdamping gemeten in een ingegraven verdampingspan. In deze pan ( $\phi$  50 cm) is de waterspiegel op ongeveer 2 cm beneden de rand gehouden. Helaas vertonen de waarnemingsreeksen vele hiaten, zodat de gegevens voor een vergelijking

over langere perioden niet kunnen worden gebruikt. Deze onderbrekingen zijn voornamelijk het gevolg van technische gebreken, terwijl tevens bleek dat dit type pan zeer gevoelig is voor het in- en uitspatten van regenwater tijdens hevige buien.

Voor de jaren 1964 en 1965 kunnen de door MAKKINK in deelrapport 10 berekende werkelijke verdampingstotalen als vergelijking dienen; hierop wordt in het hoofdrapport ingegaan (fig. 3).

Indien de  $E_o$ -waarden als vergelijkingsbasis worden gekozen, doet zich de moeilijkheid voor, dat deze gegevens alleen voor tijdvakken van een maand beschikbaar zijn. Dikwijls zal men de verdamping echter voor kortere perioden willen kennen. Het is hierbij de vraag met welke nauwkeurigheid de verdamping voor kortere perioden nog uit de maandcijfers kan worden afgeleid. Enige factoren die bij de verdampingsberekening op maandbasis van weinig invloed zijn spelen bij de berekening voor korte tijdvakken wel een rol.

In dit deelrapport is een schatting gemaakt van de  $E_o$ -waarden voor kortere perioden aan de hand van de gemiddelde overdag temperatuur en de relatieve zonneshijnduur, waargenomen op het KNMI station Winterswijk. Hierbij is gebruik gemaakt van een door KEYMAN (1967) gegeven formule:

$$E_o = 1,0 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} Q_s - 0,2 \text{ mm/dag} \quad (11.3)$$

waarin:

$E_o$  = verdamping van een vrij wateroppervlak volgens Penman

$$\Delta = \frac{d e_s}{d T}$$

$e_s$  = verzadigde dampspanning

$T$  = temperatuur

$\gamma$  = psychrometer constante

$Q_s$  = globale straling

$Q_s$  kan berekend worden volgens de formule:

$$Q_s = Q_o (0,20 + 0,48 P) \quad (11.4)$$

waarin:

$Q_o$  = zonnestraling aan de rand van de atmosfeer; voor de verschillende jaren per decade als constante genomen

$P$  = relatieve zonneshijnduur

De maandtotaal van de op deze wijze voor elke dag berekende open waterverdamping stemmen goed met de door het KNMI gegeven maandcijfers overeen. De formules gelden voor Nederlandse omstandigheden, terwijl voor het gehele jaar dezelfde formule is toegepast.

#### 4. DE RESULTATEN VAN HET ONDERZOEK

Voor de gebieden 10, 12, 13 en 14 is voor 14-daagse balansperioden de gebiedsverdamping uit de andere balansstermen berekend. Hierbij is, zoals in par. 2.5 is uiteengezet, de ligging van de balansperioden in de tijd aan het neerslag- en afvoerpatroon aangepast. De wijze waarop de verschillende balansstermen zijn berekend is in de voorafgaande paragrafen besproken. Voor de gebieden 10 en 12 zijn in fig. 11.1 de maandtotaal van neerslag en afvoer getekend, terwijl in deze figuur ook het verloop van het bergend vermogen en van de grondwaterdiepte is weergegeven.

Bij de berekening van de gebiedsverdamping voor de stroomgebieden 12 en 14 zijn de ondergrondse verliezen verdisconteerd, zoals deze in par. 3.5 zijn bepaald. Tussen de in deze paragraaf berekende ondergrondse verliezen bij hoge en lage grondwaterstanden is lineair geïnterpoleerd, waarbij de verliezen uit de voor elke periode berekende gemiddelde grondwaterstand zijn bepaald. Allereerst zal aandacht worden besteed aan de verdampingscijfers over wat langere perioden (resp. 2, 6 en 12 maanden). In tabel 11.5 zijn voor de gebieden 10, 12, 13 en 14 en voor het Leerinkbeekgebied als geheel (meetpunt  $F_c$ ) de resultaten van de volgens de waterbalans berekende verdamping vermeld. Verder zijn in deze tabel nog opgenomen de volgens de methode Penman berekende verdamping ( $E_o$ ), de door MAKKINK berekende potentiële verdamping ( $E_{\pi}$ ) en de door BLOEMEN berekende potentiële en werkelijke gebiedsverdamping, die gecorrigeerd zijn voor het gebruik van grondregenmetergegevens (resp.  $gE_o^*$  en  $E_w^*$ ). Het blijkt, dat voor de diverse stroomgebieden de volgens de waterbalansmethode berekende verdamping onderling redelijk overeenstemmen. Wel is de verdamping voor gebied 10 als gemiddelde over de zomerperioden wat lager dan de verdamping van de andere gebieden. Dit wordt vooral veroorzaakt door verschillen in de perioden met extreem hoge grondwaterstanden in 1965 en 1966. Het lijkt niet uitgesloten dat onder deze omstandigheden water van buiten het gebied via de oppervlakte de waterscheiding van gebied 10 is gepasseerd en via meetstuw 10 tot afvoer is gekomen. In dat geval zal ook voor gebied 10 in werkelijkheid de verdamping hoger zijn geweest. Ook is het mogelijk dat voor de natte zomer van 1965 de berekende gebiedsneerslag niet geheel juist is, omdat in deze periode een aantal zeer lokale regenbuien is voorgekomen. Het verschil in gebiedsneerslag tussen gebied 10 en de eraan grenzende gebieden 12 en 13 bedraagt zelfs meer dan 45 mm.

In fig. 11.12 is de som van beekafvoer + bergingsverandering ( $Q + \Delta V$ ) uitgezet tegen de neerslag ( $N$ ). Het blijkt dat tussen deze grootheden een goede samenhang bestaat, waarbij de zomerpunten een wat grotere spreiding vertonen hetgeen gezien de eerder

Tabel 11.5. De volgens een aantal methoden berekende verdampingstotalen

Periode	Verdamping (mm) volgens:								
	Pen- man $E_o$	Mak- kink $E_{\pi}$	Bloemen		waterbalans				
			$gE_o^*$	$E_w^*$	$E_{Fe}$	$E_{10}$	$E_{12}$	$E_{13}$	$E_{14}$
1964/1965									
(1)	325	228	199	174	210	210	210	215	220
(2)	280	218	240	139	184	198	177	195	184
(1) + (2)	605	446	439	313	394	408	387	410	404
(3)	48	19	39	38	64	55	37	40	66
(4)	63	32	48	48	32	48	28	59	31
(3) + (4)	111	51	87	86	96	103	65	99	97
(1 t/m 4)	716	497	526	399	490	511	452	509	501
1965/1966									
(1)	253	187	165	163	195	171	172	174	195
(2)	236	186	189	189	208	159	197	181	180
(1) + (2)	489	373	354	352	403	330	369	355	375
(3)	57	27	40	40	35	30	63	53	70
(4)	55	18	52	52	25	24	4	37	26
(3) + (4)	112	45	92	92	60	54	67	90	96
(1 t/m 4)	601	418	446	444	463	384	436	445	471
1966/1967									
(1)	297	201	170	157		214	261	236	241
(2)	236	160	201	198		172	153	172	153
(1) + (2)	533	361	371	355		386	414	408	394
(3)	41	24	44	44		42	46	47	43
(4)	53	27	53	53		55	63	63	54
(3) + (4)	94	51	97	97		97	109	110	97
(1 t/m 4)	627	412	468	452		483	523	518	491
1964/1967									
zomer gem. summer mean	542	393	388	340		375	390	391	391
winter gem. winter mean	106	49	93	93		85	80	100	97
jaar gem. yearly mean	648	442	481	433		460	470	491	488
	$E_o$ Pen- man	$E_{\pi}$ Mak- kink	$gE_o^*$ Bloemen	$E_w^*$	$E_{Fe}$	$E_{10}$	$E_{12}$	$E_{13}$	$E_{14}$
						water balance			
<i>Period</i>	<i>Evaporation (mm) according to:</i>								
(1) april, mei en juni <i>April, May and June</i>	(2) juli, augustus en september <i>July, August and September</i>								
(3) oktober, november en december <i>October, November and December</i>	(4) januari, februari en maart <i>January, February and March</i>								

Table 11.5. Evaporation-totals calculated according to various methods

genoemde onzekerheden ten aanzien van de oppervlakte-afvoer en de gebiedsneerslag niet verwonderlijk is. In de figuur komen de lijnstukken die van de abscis worden afgesneden overeen met de gemiddelde verdamping. Verder blijkt uit tabel 11.5, dat voor de zomer de uit de waterbalans berekende gebiedsverdamping gemiddeld ongeveer 35 à 55 mm hoger liggen dan  $E_w^*$ . De verschillen ontstaan speciaal door de grote afwijkingen in de zomer van 1964.

De berekende gebiedsverdamping volgens de water-

balans stemt redelijk overeen met  $gE_o^*$  en  $E_{\pi}$ . Dit leidt tot de conclusie dat gedurende de betreffende periode (1964 - 1967) de reductie van de potentiële gebiedsverdamping ten gevolge van vochttekorten gering zal zijn geweest. Dit wordt ook gevonden in fig. 11.13 waarin  $E_o$  onder andere is uitgezet tegen de gebiedsverdamping en waaruit niet een bepaald  $E_o$ -niveau als grenswaarde naar voren komt. Uiteraard geldt dit als gemiddelde voor het gehele gebied; op bepaalde percelen zal zeker een reductie van de po-

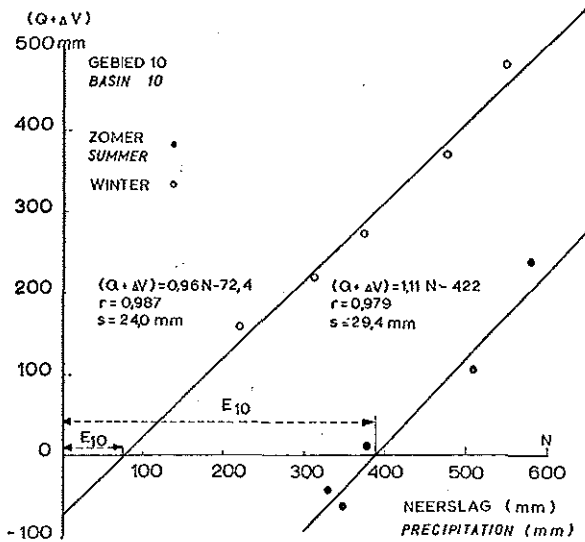


Fig. 11.12. Het verband tussen de neerslag ( $N$ ) en de som van beekafvoer en bergingsverandering ( $Q + \Delta V$ ) voor zomer- en wintertotalen; van de abscis wordt een lijnstuk afgesneden dat gelijk is aan de werkelijke verdamping van gebied 10 ( $E_{10}$ )  
*The relationship between the precipitation ( $N$ ) and the sum of river flow and change in water storage ( $Q + \Delta V$ ) calculated for summer and winter totals; the intercept on the abscis is equal to the average evaporation of basin 10 ( $E_{10}$ )*

tentiële verdamping kunnen zijn opgetreden. Het is opmerkelijk dat ook in de zomer van 1964 toen de grondwaterstanden laag waren de verdamping toch groot is geweest. Dit is veroorzaakt door de zeer gunstige verdeling van de neerslag over het groeiseizoen. De door BLOEMEN voor 1964 berekende  $E_w$ \* lijkt daarom aan de lage kant. Dat in de extreem natte zomers van 1965 en 1966 de verdamping potentieel is geweest is niet verwonderlijk. Opgemerkt moet nog worden, dat  $E_\pi$  betrekking heeft

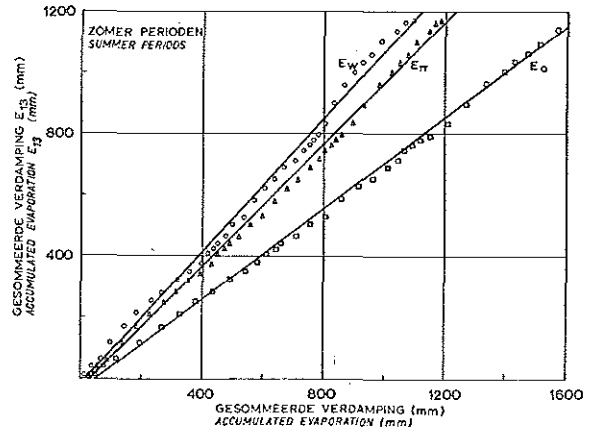


Fig. 11.14. Het verband tussen de gesommeerde volgens de waterbalans berekende 14-daagse verdampingstotalen van gebied 13 ( $E_{13}$ ) en de werkelijke gebiedsverdamping ( $E_w$ ) volgens Bloemen, de potentiële verdamping van kort gras ( $E_\pi$ ) volgens Makkink en de open waterverdamping ( $E_o$ ) volgens Penman  
*The relationship between the accumulated half monthly totals of the actual evaporation of basin 13 ( $E_{13}$ ) derived from the water balance and the actual evaporation ( $E_w$ ) calculated according to Bloemen, the potential evaporation of short grass ( $E_\pi$ ) calculated according to Makkink and the open water evaporation calculated according to Penman*

op de potentiële verdamping van een kort gesloten grasgewas, maar dat de potentiële en werkelijke gebiedsverdamping hoger kan zijn, omdat de ruwheidscoëfficiënt van de meeste gewassen en ook van lang gras sterk van de coëfficiënt voor kort gras kan verschillen. Dit stemt overeen met de resultaten van RIJTEMA (1965) die potentiële verdamping berekende die duidelijk hoger liggen dan voor  $E_\pi$  werd gevonden. Een eventuele reductie van de potentiële verdamping ten gevolge van vochttekorten en van een onvolledige bodembedekking aan het begin en eind van het groeiseizoen wordt in dat geval gecompens

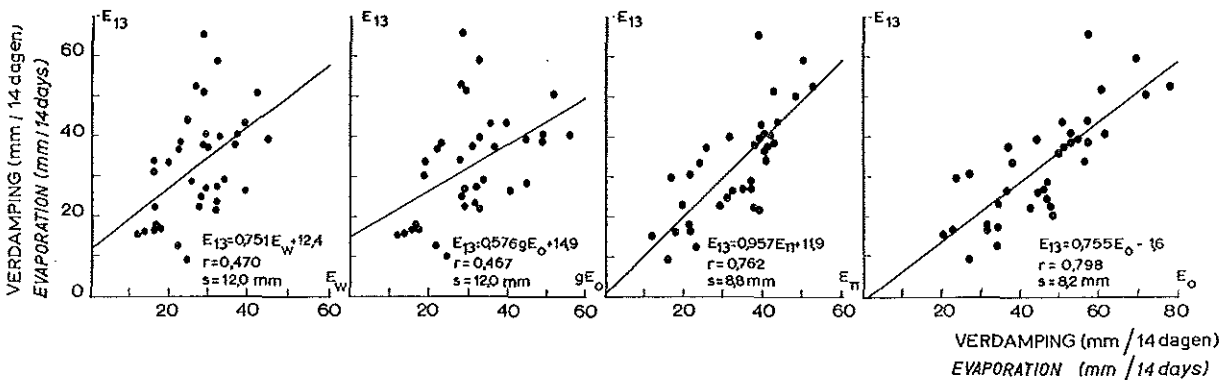


Fig. 11.13. Het verband tussen de voor gebied 13 volgens de waterbalans berekende verdamping ( $E_{13}$ ) en de werkelijke en potentiële gebiedsverdamping ( $E_w$  en  $gE_o$ ) volgens Bloemen, de potentiële verdamping van kort gras ( $E_\pi$ ) volgens Makkink en de open waterverdamping ( $E_o$ ) volgens Penman  
*Scatter diagrams of the actual evaporation ( $E_{13}$ ) calculated for basin 13 from the water balance and the actual and potential evaporation ( $E_w$  and  $gE_o$ ) calculated according to Bloemen, the potential evaporation of short grass ( $E_\pi$ ) calculated according to Makkink and the open water evaporation ( $E_o$ ) calculated according to Penman*

seerd door de grotere verdamping gedurende andere perioden. Wel is het opvallend, dat de  $E_{\pi}$ -waarden voor de winter aanzienlijk lager liggen dan de andere berekende verdampingen.

In fig. 11.14 zijn voor de perioden 1964 - 1967 de volgens de verschillende methoden berekende verdamping cumulatief uitgezet, waaruit geen systematische verschillen blijken. De volgens de methode Penman voor een vrij wateroppervlak berekende verdamping ( $E_o$ ) ligt uiteraard aanzienlijk hoger dan de gebiedsverdamping. In deelrapport 12 worden voor de periode mei 1952 tot en met april 1966 voor het Leerinkbeekgebied als geheel de decadetotalen van neerslag en afvoer weergegeven (fig. 12.11). Voor hetzelfde stroomgebied zijn in tabel 11.6 van een aantal balanstermen de gemiddelde zomer-, winter- en jaartotalen gegeven. Gezien de discontinuïteit van de afvoerreeks en de grotere onnauwkeurigheid waarmee de andere balanstermen kunnen worden vastgesteld, zijn de gemiddelden voor de perioden 1952 - 1960 en 1962 - 1966 afzonderlijk vermeld. De voor genoemde perioden berekende verdamping verschillen inderdaad aanzienlijk. Toch komen deze verschillen indien de neerslag ( $N$ ) wordt uitgezet tegen de som van afvoer + bergingsveranderingen + ondergrondse afstroming + de kunstmatige afvoer ( $Q + \Delta V + U + I$ ) niet duidelijk tot uiting (fig. 11.15). De bergingsveranderingen zijn in dit geval berekend in afhankelijkheid van de grondwaterdiepte en wel op dezelfde wijze als in deelrapport 12 (fig. 12.1). Ook in deze figuur geven de lijnstukken die van de abscis worden afgesneden de gemiddelde verdamping weer. Een verschil in ligging tussen de punten van de periode 1952 - 1960 respec-

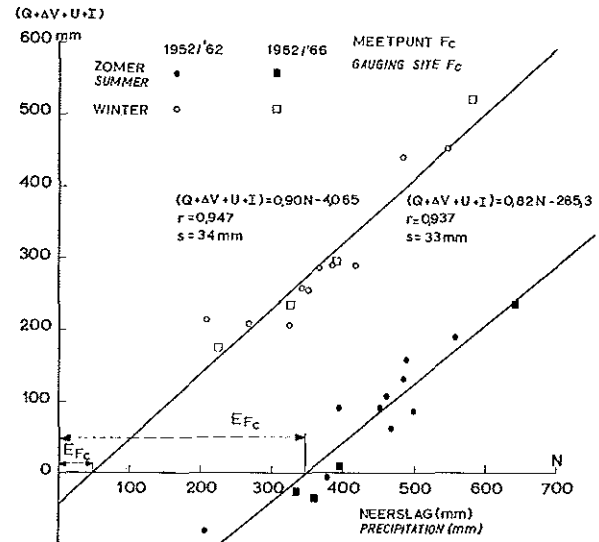


Fig. 11.15. Het verband tussen de neerslag ( $N$ ) en de som van beekafvoer, bergingsverandering, ondergrondse afvoer en kunstmatige afvoer ( $Q + \Delta V + U + I$ ) voor zomer- en wintertotalen; van de abscis wordt een lijnstuk afgesneden dat gelijk is aan de werkelijke gebiedsverdamping ( $E_{Fc}$ )

The relationship between the precipitation ( $N$ ) and the sum of river flow, change in storage, groundwater outflow and exported water ( $Q + \Delta V + U + I$ ) calculated for summer and winter totals; the intercept on the abscis is equal to the average evaporation of the Leerinkbeek area ( $E_{Fc}$ )

tiefelijk 1962 - 1966 blijkt niet duidelijk. Toch treden zoals ook in deelrapport 12 is aangetoond systematische verschillen op. Dit wijst op de noodzaak de basisgegevens nauwgezet op de aanwezigheid van syste-

Tabel 11.6. Gemiddelde zomer-, winter- en jaartotalen (mm) van een aantal balanstermen en de volgens Bloemen, Makkink en Penman berekende verdamping (mm) voor verschillende perioden

Bepalingsmethode	Term	Periode								
		zomer			winter			jaar		
		'52/65	'52/59	'62/65	'52/66	'52/60	'62/66	'52/66	'52/60	'62/66
Waterbalans	$N$	437	428	431	376	343	379	813	771	810
	$Q + U + I$	114	112	113	247	216	228	361	328	341
	$\Delta V$	-42	-36	-67	48	36	76	6	0	9
Bloemen	$E_{Fc}$	364	355	385	77	81	75	441	436	460
	$E_w^*$	332	334	328	88	86	88	420	420	416
	$gE_o^*$	398	409	381	86	84	89	484	493	470
Makkink	$E_{\pi}$	443	472	405	49	50	49	492	522	454
Penman	$E_o$	569	552	524	100	100	109	669	652	633
Calculation method	Item	'52/65	'52/59	'62/65	'52/66	'52/60	'62/66	'52/66	'52/60	'62/66
		summer			winter			year		
		Period								

Table 11.6. Mean summer-, winter- and yearly totals (mm) of some items of the water balance and the evaporation amounts (mm) derived by Bloemen, Makkink and Penman for various periods

Tabel 11.7. Verhouding tussen  $E_o$  en enige andere verdampingstotalen voor verschillende perioden

Verhouding	Periode											
	zomer				winter				jaar			
	'52/66	'52/60	'62/65	'64/67	'52/66	'52/60	'62/65	'64/67	'52/66	'52/60	'62/65	'64/67
$E_{\pi}/E_o$	0,78	0,86	0,77	0,73	0,49	0,50	0,45	0,46	0,74	0,80	0,71	0,68
$gE_o^*/E_o$	0,70	0,74	0,73	0,72	0,86	0,84	0,82	0,88	0,72	0,76	0,74	0,74
$E_w^*/E_o$	0,58	0,61	0,63	0,63	0,88	0,86	0,81	0,88	0,63	0,65	0,66	0,67
$E_{F_c}/E_o$	0,64	0,64	0,73		0,77	0,81	0,69		0,66	0,67	0,73	
$E_{10}/E_o$				0,69				0,80				0,71
$E_{12}/E_o$				0,72				0,75				0,73
$E_{13}/E_o$				0,72				0,94				0,75
$E_{14}/E_o$				0,72				0,92				0,75
	'52/66	'52/60	'62/65	'64/67	'52/66	'52/60	'62/65	'64/67	'52/66	'52/60	'62/65	'64/67
	summer				winter				year			
Ratio	Period											

Table 11.7. Ratio between  $E_o$  and some other evaporation totals calculated for various periods

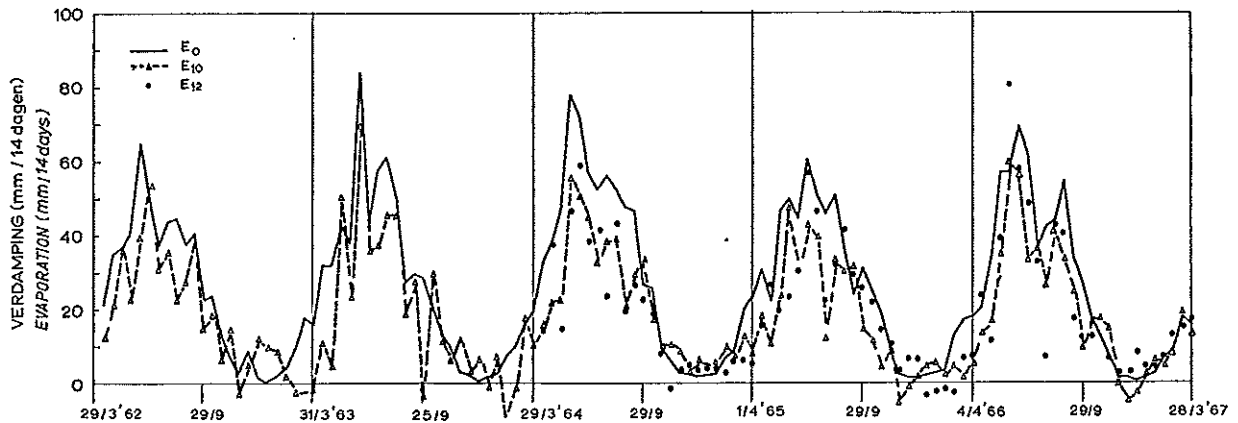


Fig. 11.16. Het verloop van de open watervedamping ( $E_o$ ) en de werkelijke gebiedsverdamping  $E_{10}$  en  $E_{12}$ ;  $E_o$  is berekend volgens Penman terwijl  $E_{10}$  en  $E_{12}$  uit de waterbalans zijn bepaald  
 The course of the open water evaporation ( $E_o$ ) and the actual basin evaporation  $E_{10}$  and  $E_{12}$ ;  $E_o$  has been calculated according to Penman while  $E_{10}$  and  $E_{12}$  have been derived from the water balance

matische fouten of afwijkingen te controleren. In deelrapport 12 zal hier nader op worden ingegaan, waarbij de voor de periode 1961 - 1966 gemeten neerslag en afvoer en de uit de waterbalans berekende verdamping als vergelijkingsbasis zijn gekozen.

In tabel 11.6 zijn verder de gemiddelde waarden van  $E_w^*$ ,  $gE_o^*$ ,  $E_{\pi}$  en  $E_o$  opgenomen. Hierbij valt het op, dat de voor de zomer berekende potentiële verdamping volgens de methoden van Bloemen resp. Makkink vrij sterk verschillen. Dit geldt speciaal voor de periode 1952 - 1960. De geringere verschillen voor de periode 1962 - 1966 worden voornamelijk veroorzaakt door het feit dat voor deze periode de potentiële verdamping berekend volgens Makkink per zomer gemiddeld 67 mm minder is dan in de periode 1952 - 1960. Ook uit deze tabel blijkt, dat  $E_{\pi}$  in de winter lagere waarden aanneemt dan de volgens de andere

methoden berekende verdamping. In tabel 11.7 tenslotte is de verhouding weergegeven tussen de  $E_o$ -waarden en de andere verdampingstotalen.

Tot nu toe is voornamelijk gesproken over de samenhang tussen de diverse verdampingstotalen over wat langere perioden. De samenhang voor korte perioden is meestal minder goed dan voor de langere perioden. In fig. 11.16 is het verloop van de 14-daagse sommen van  $E_o$  en  $E_{10}$  aangegeven. Ook zijn de gegevens van gebied 12 ingetekend. De verschillen tussen  $E_o$  en de gebiedsverdamping zijn in droge zomers uiteraard groter dan in natte zomers. Het valt op, dat de ligging van  $E_{10}$  en  $E_{12}$  t.o.v. de  $E_o$ -lijn (fig. 11.16) vrij willekeurig is. Wat betreft de nauwkeurigheid van de  $E_o$ -cijfers moet worden opgemerkt, dat voor de berekening van de verdamping voor het station Winterswijk geen directe wind- en netto stralings-

Tabel 11.8. Parameters van de lineaire regressievergelijking voor verschillende 14-daagse verdampingstotalen

x versus y	y = ax + b				zomerperiode
	regressie-coëfficiënt (a)	intercept (b) (mm)	correlatie-coëfficiënt (r)	standaard-afwijking (s) (mm)	
$E_{10} - E_{12}$	0,92	3,8	0,773	10,3	1964 - 1966
$E_{10} - E_{13}$	0,94	3,2	0,938	4,9	1964 - 1966
$E_{10} - E_{14}$	0,93	3,4	0,734	11,8	1964 - 1966
$E_{12} - E_{13}$	0,75	8,3	0,894	6,1	1964 - 1966
$E_{12} - E_{14}$	0,97	1,2	0,903	7,5	1964 - 1966
$E_{13} - E_{14}$	1,03	-0,9	0,800	10,4	1964 - 1966
$E_w - E_{10}$	0,68	13,1	0,420	12,4	1964 - 1966
$E_w - E_{12}$	0,83	10,2	0,434	14,7	1964 - 1966
$E_w - E_{13}$	0,75	12,4	0,470	12,0	1964 - 1966
$E_w - E_{14}$	0,75	12,4	0,367	16,2	1964 - 1966
$E_o - E_{\pi}$	0,82	-1,8	0,944	7,0	1952 - 1966
$E_{\pi} - gE_o$	0,64	15,9	0,742	12,2	1952 - 1966

	regression coefficient (a)	intercept (b) (mm)	correlation coefficient (r)	standard deviation (s) (mm)
x versus y				
				summer period

Table 11.8. Parameters of the linear regression equation of different evaporation totals for periods of two weeks

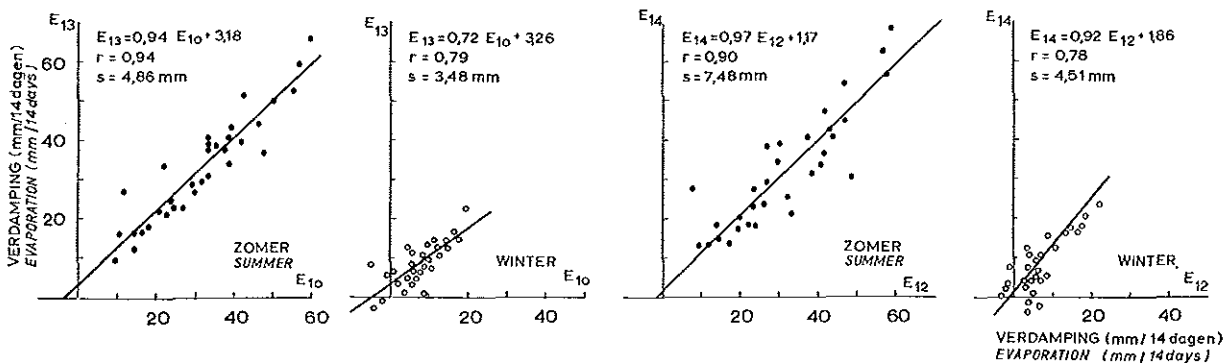


Fig. 11.17. Het verband tussen de volgens de waterbalans berekende verdamping van de gebieden 10 en 13 resp. 12 en 14 Scatter diagrams for basin 10 versus 13 and basin 12 versus 14 of the actual evaporation derived from the water balance

gegevens beschikbaar zijn. Verder is de berekening van  $E_o$  niet op continu geregistreerde waarnemingen gebaseerd, maar op driemaal per dag (te 08.00, 12.00 en 18.00 uur) gemeten grootheden. Ook kan moeilijk worden beoordeeld, in hoeverre de omgeving van het station Winterswijk representatief is voor de omstandigheden in een landbouwgebied zoals dat van de Leerinkbeek. De metingen vinden namelijk in de directe nabijheid van de stedelijke bebouwing plaats. Verder lijkt de opstelling van het instrumentarium in Winterswijk minder gelukkig, zodat ook rekening moet worden gehouden met een beïnvloeding van de metingen door de directe omgeving van het station. Gezien deze factoren is de betrouwbaarheid van de

$E_o$ -waarden onzeker en is het twijfelachtig of er, speciaal voor korte perioden, een nauwe samenhang tussen  $E_o$  en de potentiële gebiedsverdamping zal bestaan. Vooral de met de waterbalans berekende verdamping en  $E_w$  volgens Bloemen vertonen onderling een geringe samenhang (fig. 11.13 en tabel 11.8). Ook de samenhang van de uit de waterbalans berekende gebiedsverdamping is vrij matig. De correlatiecoëfficiënten voor  $E_{10}$  versus  $E_{13}$ ,  $E_{12}$  versus  $E_{13}$  en  $E_{14}$  zijn het hoogst (fig. 11.17 en tabel 11.8). Verder blijkt, dat de samenhang tussen  $gE_o$  en  $E_{\pi}$  opvallend gering is; wel hangt  $E_{\pi}$  goed met  $E_o$  samen (tabel 11.8). Een van de oorzaken dat de door BLOEMEN bepaalde verdamping lage correlaties vertoont met de



andere verdampingstotalen kan zijn, dat BLOEMEN de voor zijn berekeningsmethode benodigde parameters heeft bepaald aan de hand van gegevens van waterstandbuizen, die gedeeltelijk buiten het Leerinkbeekgebied zijn gelegen. Verder gaat BLOEMEN bij de berekening van de factor  $g$  uit van de  $E_o$ -cijfers over relatief korte perioden hetgeen, zoals is opgemerkt, onnauwkeurigheden in de hand werkt. Hoewel de  $g$ -waarde gedurende het jaar geleidelijk verloopt en dit verloop elk jaar verschillend zal zijn, is deze waarde als een constante over een maand beschouwd, waarbij de maandwaarden voor alle jaren gelijk zijn gekozen. Vervolgens worden deze  $g$ -waarden met  $E_o$  vermenigvuldigd die zoals reeds is besproken zelf ook een bepaalde mate van onzekerheid bezit. De uiteindelijke nauwkeurigheid van de berekende potentiële gebiedsverdamping ( $gE_o$ ) is dan ook niet bekend. Dit is te meer een bezwaar omdat bij de berekening van de werkelijke gebiedsverdamping ( $E_w$ ) gedurende een groot deel van het jaar  $gE_o$  bepalend is. Een grotere betrouwbaarheid kan met de huidige metingen echter moeilijk worden bereikt. Voor de perioden met lage grondwaterstanden wordt het  $gE_o$ -niveau niet bereikt en wordt de verdamping uit de grondwaterstandverandering berekend.

Gesteld kan worden dat voor de gebieden 10 en 13 de uit de waterbalans verkregen verdampingcijfers de meest betrouwbare indruk van het verloop van de gebiedsverdamping geven. Voor deze gebieden kunnen namelijk de bergingsveranderingen het nauwkeurigst worden bepaald aangezien hier de meeste bodemvochtmeetpunten zijn gelegen. Bovendien vallen voor deze gebieden de topografische en freatische waterscheiding goed samen, zodat de ondergrondse verliezen gering zijn. Wel komt in zeer natte perioden via de oppervlakte een hoeveelheid water het gebied 10 binnen, zodat onder deze omstandigheden de voor dit gebied berekende verdamping een geringere betrouwbaarheid heeft.

De nauwkeurigheid van de resultaten is niet zodanig, dat hieruit zonder meer conclusies kunnen worden getrokken ten aanzien van het optreden van vochttekorten. Dit geldt speciaal voor korte perioden, bijvoorbeeld korter dan één maand. Dit wordt een deels veroorzaakt doordat de verdamping in de zomers van 1964, 1965 en 1966 vrijwel potentieel is geweest, zodat de verdampingsreductie relatief klein was in verhouding tot de andere factoren van de waterbalans. Bovendien bestaat er ten aanzien van de juiste grootte van de potentiële gebiedsverdamping nog de nodige onzekerheid. Wel geven de volgens de waterbalans verkregen resultaten een goed inzicht in de optredende verdamping voor perioden van een maand en langer.

## 5. CONCLUSIES EN AANBEVELINGEN

De belangrijkste conclusies die uit het waterbalansonderzoek kunnen worden getrokken zijn:

- bij waterbalansonderzoekingen is 1 april zeer geschikt als begindatum van het hydrologisch jaar omdat over de jaren de berging aan het begin van het groeiseizoen de geringste verschillen vertoont en de verdamping omstreeks deze datum de neerslag begint te overtreffen;
- het verdient aanbeveling het begin en einde van de balansperiode aan het neerslag- en afvoerpatroon aan te passen, vooral indien met korte balansperioden wordt gewerkt;
- in verband met de juiste beoordeling en een verantwoorde extrapolatie van de verkregen resultaten in de tijd is het gewenst na te gaan in hoeverre een periode van onderzoek in hydrologisch opzicht representatief is geweest. In de winter leent zich hiervoor de frequentieverdeling van neerslag, in de zomer de frequentieverdeling van neerslag minus verdamping, terwijl ook de frequentieverdeling van de grondwaterdiepten in dit opzicht een goed hanteerbare maatstaf levert. Deze laatste uiteraard alleen zolang de hydrologische ontsluiting van het gebied niet is gewijzigd;
- indien de topografische en freatische waterscheiding niet samenvallen verdient het de voorkeur de topografische waterscheiding als hydrologische gebiedsgrens aan te houden;
- de bergingscoëfficiënten van de gronden in het Leerinkbeekgebied blijken onderling sterk te verschillen en verder, zoals ook door diverse andere onderzoekers is aangetoond, duidelijk samen te hangen met de bodemeigenschappen en de grondwaterdiepte;
- de uit pF-krommen berekende relatie tussen grondwaterdiepte en vochtinhoud geeft meestal aanleiding tot te hoge schattingen van de vochtinhoud, omdat geen rekening wordt gehouden met luchtinsluiting en het niet aanwezig zijn van de evenwichtsvochtinhoud;
- door hysteresiseffecten en het niet aanwezig zijn van de evenwichtsvochttoestand, hetgeen in de winter onder andere kan optreden onder invloed van vorst, levert het bepalen van de berging uit de grondwaterstandvariatie in vele gevallen moeilijkheden op. Het gebruik van uit directe metingen berekende bergingsverschillen verdient dan de voorkeur;
- het maximale bergend vermogen ( $O_{max}$ ) varieert op de hoge gronden in het Leerinkbeekgebied van 250 - 450 mm, maar bedraagt op de lage gronden minder dan 100 mm;
- de bergingscapaciteit bij afvoerstudies wordt goed gekarakteriseerd door het initiële bergend vermogen ( $O_i$ ), gedefinieerd als de gemiddelde bergings-

- capaciteit aan het begin van het groeiseizoen;
- het berekenen van de werkelijke gebiedsverdamping uit de waterbalans heeft als voordeel, dat geen fouten ontstaan door het berekenen van het gebiedsgemiddelde uit een aantal puntwaarnemingen, zoals dit bij verschillende fysische verdampingsberekeningen noodzakelijk is. Voor korte waterbalansperioden zijn de uitkomsten dikwijls echter minder betrouwbaar doordat de ondergrondse verliezen en de bergingsveranderingen dan niet voldoende nauwkeurig kunnen worden bepaald. Ook het opstellen van waterbalansen voor een enkel perceel of een klein stroomgebied levert moeilijkheden op voornamelijk omdat de ligging van de gebiedsgrenzen onzeker is en de afvoer en ondergrondse verliezen niet nauwkeurig kunnen worden bepaald;
  - voor de periode 1964 - 1967 is de reductie van de potentiële verdamping als gevolg van vochttekorten gering en laten de uitkomsten van het waterbalansonderzoek geen uitspraken over de grootte van deze tekorten toe;
  - de voor de diverse gebieden uit de waterbalans berekende verdamping varieert van gemiddeld 375 tot 395 mm in de zomer en van 80 tot 100 mm in de winter. Deze cijfers liggen in de zomer 35 tot 55 mm hoger dan de verdamping berekend volgens BLOEMEN (deelrapport 12); in de winter is de overeenstemming met laatstgenoemde cijfers echter zeer goed;
  - in de winter is de door MAKINK (1967) berekende potentiële verdamping van een kort gesloten grasgewas gemiddeld slechts de helft van de volgens de andere methoden berekende verdamping;
  - de nauwkeurigheid van de voor diverse KNMI-stations volgens de methode van Penman berekende verdampingscijfers van een vrij wateroppervlak dient nader te worden onderzocht. Hierbij moet speciale aandacht worden geschonken aan de verdeling van de maandsommen over kortere perioden. Ten aanzien van de metingen moet hierbij rekening worden gehouden, dat voor de meeste stations geen directe wind- en netto stralingsmetingen ter beschikking staan, terwijl evenmin de andere gegevens continu worden geregistreerd. Tenslotte moet worden nagegaan in hoeverre de omgeving van een meetstation representatief is voor de omstandigheden in een onderzoeksgebied;
  - het vorige punt leidt tot de aanbeveling om op een groter aantal stations dan tot nu toe nauwkeurige en continue metingen te verrichten van de meteorologische grootheden, die nodig zijn voor de berekening van de open waterverdamping volgens Penman;
  - voor het opvoeren van de nauwkeurigheid van de waterbalansonderzoeken speciaal voor korte perioden, is een frequente meting (minimaal 1 x per week of 1 x per 10 dagen) van het bodemvochtgehalte noodzakelijk. Daarnaast is het nauwkeurig vaststellen van de topografische gebiedsgrens en van het verloop van de isohypsen ter plaatse van deze grens van groot belang. Ook is voor intensieve onderzoeken een dicht net van grondregenmeters noodzakelijk gebleken. Een onderlinge afstand tussen de neerslagstations van 2 à 3 km is hierbij nodig voor het voldoende betrouwbaar meten van locale buien.

## LITERATUUR

- BLOEMEN, G. W. 1968. Berekening van de maatgevende afvoer voor de gronden in de Gelderse Achterhoek. Nota I.C.W. 451.
- ERNST, L. F. 1962. Grondwaterstroming in de verzadigde zône en hun berekening bij aanwezigheid van horizontale evenwijdige open leidingen. Proefschrift, Versl. Landbouwk. Onderz. 67.15. Pudoc, Wageningen.
- 1969. Persoonlijke mededelingen.
- HOORN, J. W. VAN. 1960. Grondwaterstroming in komgrond en de bepaling van enige hydrologische grootheden in verband met het ontwateringssysteem. Proefschrift, Versl. Landbouwk. Onderz. 66.10. Pudoc, Wageningen.
- KEYMAN, F. Q. 1967. Persoonlijke mededelingen.
- MAKINK, G. F. 1962. Vijf jaren lysimeteronderzoek. Versl. Landbouwk. Onderz. 68.1. Pudoc, Wageningen.
- en H. J. D. VAN HEEMST. 1967. De potentiële verdamping van kort gras en water. Med. I.B.S. 348.
- RIJTEMA, P. E. 1965. An analysis of actual evapotranspiration. Proefschrift, Versl. Landbouwk. Onderz. 65.9. Pudoc, Wageningen.
- WESSELING, J. 1957. Enige aspecten van de waterbeheersing in landbouwgronden. Proefschrift, Versl. Landbouwk. Onderz. 63.5. Wageningen.

# Het vaststellen van overschrijdingsfrequenties van het vochtsaldo en het vochttekort uit de waterbalans

*Ph. Th. Stol*

## 1. INLEIDING

Voor het weergeven van de hydrologische situatie zoals die in de loop van vele jaren - onvoorspelbaar naar tijdstip van voorkomen maar overigens niet zonder regelmaat - optreedt, kan met voordeel gebruik gemaakt worden van frequentie-analysen. Hiermede kan in getal worden vastgelegd hoe vaak een gegeven situatie zich tijdens de jaren van onderzoek heeft voorgedaan. Analyse van in het verleden opgetreden gebeurtenissen kan een inzicht verschaffen over wat in de toekomst kan worden verwacht. Een dergelijke beschouwing, gekoppeld aan overwegingen van economische aard, is noodzakelijk voor het vaststellen van investerings- en afschrijvingsmaatregelen voor uit te voeren verbeteringswerken.

Behalve het gebruik van de basisvariabelen neerslag, afvoer en verdamping zelf, kunnen hiertoe ook combinaties van deze - zoals neerslag verminderd met afvoer enz. - in het onderzoek worden betrokken.

Voor het opstellen van frequentieverdelingen dient een zo lang mogelijke reeks waarnemingen te worden gebruikt. Voor het Leerinkbeekgebied bestaat de mogelijkheid deze tot de 14 jaar van onderzoek (1952 - 1966) uit te strekken door gebruik te maken van de uitkomsten uit verschillende deelrapporten en deze samen te voegen.

Een voorbeeld van een veel geraadpleegde frequentietabel is die van de neerslag (KNMI, 1956). Voor zover alleen het effect van grote neerslaghoeveelheden van betekenis is, levert deze tabel een geschikte maatstaf voor het aangeven van hoe vaak gemiddeld binnen een vooraf vastgesteld tijdsinterval de belasting van een afvoergebied een gegeven hoeveelheid neerslag zal overschrijden. Hieruit kan dan de dimensionering van leidingen en kunstwerken worden vastgesteld. Dit gebruik van frequentietabellen zal tot goede uitkomsten leiden indien het neerslagstation representatief is voor het bestudeerde gebied en al het water de te ontwerpen kunstwerken inderdaad in het relevante tijdsinterval passeert. Dit zal alleen dan het geval zijn indien de bergingscapaciteit in het gebied reeds ten volle is benut en er geen verliezen van water optreden en het gebied niet op andere wijze met water wordt belast.

In zomerperioden wanneer de verdamping van be-

tekenis wordt zijn deze restricties niet meer juist. Wordt bijvoorbeeld gevraagd naar de hoeveelheid regenwater die voor de plant beschikbaar blijft en een aanvulling geeft op de grondwatervoorraad dan zal de verdamping als aftrekpost in rekening moeten worden gebracht.

In gebieden die tot het afvoergebied van beken behoren, moet tevens rekening worden gehouden met een afname van voor de plant beschikbaar water daar transport van water tengevolge van de werking van de zwaartekracht naar lager gelegen gebieden plaats vindt. Ook nu is het met eenvoudige metingen niet mogelijk van een neerslaghoeveelheid aan te geven hoe deze over de verschillende posten van de waterbalans wordt verdeeld daar alle hydrologische processen continu en gelijktijdig plaatsvinden, soms met een zekere naijling ten opzichte van elkaar.

Dit laatste betekent dat voor het rekenen met saldi van waterbalansposten niet te korte tijdvaklengten gebruikt kunnen worden opdat de randeffecten van geringe invloed zullen blijven. Mede met betrekking tot de wijze waarop de verdampingscijfers zijn bepaald is in het volgende als kortste tijdvaklengte een periode van 10 dagen aangehouden.

Van de grootheden neerslag en afvoer kunnen de voor het gebied in studie vastgestelde hoeveelheden zonder meer in de berekening worden opgenomen. Voor de verdamping valt nog onderscheid te maken tussen potentiële en werkelijke gewasverdamping. Beide grootheden zijn van belang.

Met de werkelijk opgetreden gewasverdamping kan de situatie weergegeven worden zoals die over een reeks van jaren in het gebied is opgetreden en onder dezelfde meteorologische omstandigheden in de toekomst kan worden verwacht. Het saldo van neerslag, afvoer en werkelijke verdamping geeft de hoeveelheid water aan die over het tijdvak van sommatie aan de watervoorraad in het gebied is toegevoegd, respectievelijk daaraan is onttrokken.

Een frequentiebeschouwing van deze hoeveelheden kan aan het licht brengen met welke kansen gegeven aanvullingen op de grondwatervoorraad, respectievelijk onttrekkingen aan de grondwatervoorraad zullen worden overschreden, en wat in de toekomst kan worden verwacht. De werkwijze geeft een beschrijving van de huidige situatie en kan dienen het op-

treden van relatief droge en natte perioden of seizoenen in hun juiste onderlinge verhouding weer te geven zonder dat bijvoorbeeld een grote nadruk op de meest recente jaren wordt gelegd.

Voor het uitstippelen van een beleid in de toekomst moet echter een criterium voorhanden zijn dat nagestreefd kan worden. Dit criterium, of deze optimale toestand, kan bijvoorbeeld bestaan uit de eis dat neerslagtekorten groter dan een gestelde waarde niet meer mogen voorkomen. Of ook, dat een kritieke grondwaterstand niet mag worden overschreden, een eis die de basis was voor de frequentiebeschouwingen in de Tielerwaard (STOL, 1962). In dit deelrapport wordt als criterium de potentiële gewasverdamping gebruikt.

Een beschouwing waarin met de potentiële gewasverdamping rekening wordt gehouden heeft betrekking op een situatie waarbij een optimaal waterverbruik door de plant wordt gerealiseerd. Echter voor het nastreven van een dergelijk waterverbruik zullen voorzieningen in het gebied getroffen moeten worden, waaruit een gewijzigd afvoerregime zal resulteren. Met deze complicatie is in deze bijdrage geen rekening gehouden.

Hoewel de hier te bespreken analyses zijn uitgevoerd met gegevens afkomstig uit een reeks van 14 achtereenvolgende afvoerjaren (1952 - 1965) moeten de uitkomsten toch gezien worden als schattingen van de werkelijke situatie. De betrouwbaarheid van de schattingen kan slechts opgevoerd worden nadat een groter aantal jaren voor analyse ter beschikking is gekomen.

## 2. DE BASISGEGEVENS

Het cijfermateriaal aan de hand waarvan de te bespreken bewerkingen zijn uitgevoerd, wordt gevormd door gegevens waarvan de wijze van meten of bepalen in eerdere deelrapporten is besproken.

Voor de hoeveelheid water afkomstig uit de neerslag is het Thiessengemiddelde toegepast als maat voor de neerslag welke het gebied belast. Deze middeling is noodzakelijk aangezien de afvoergegevens, waarmede de neerslag in verband wordt gebracht, reeds van nature de betekenis hebben van een waarde waarbij een middeling over verschillende situaties, zoals die in het bovenstrooms van het meetpunt gelegen gebied zijn voorgekomen, op natuurlijke wijze tot stand is gekomen. Dit houdt meteen in dat ook de verdamping op het gehele gebied betrekking moet hebben. Dit werd bereikt door de verdampingscijfers verkregen met de grondwaterstandmethode uit enkele karakteristieke meetpunten, naar representativiteit gewogen, te middelen.

Ook de afgeleide grootheden zoals neerslag verminderd met afvoer respectievelijk neerslag verminderd met verdamping en afvoer krijgen hierdoor de

betekenis van een gemiddelde over het gehele gebied van onderzoek.

Wanneer de basisgegevens gesubstitueerd worden in de vergelijking van de waterbalans, zal niet noodzakelijkerwijze een sluitend geheel worden verkregen. De gegevens, afkomstig uit verschillende vakgebieden zijn onafhankelijk van elkaar verzameld en bewerkt. De mogelijkheid het basismateriaal te corrigeren op systematische afwijkingen dient eerst te worden onderzocht, reden waarom uitvoerig aandacht aan het inpassen van de basisgegevens in de waterbalans zal worden besteed. Hieraan gaat een korte bespreking van de aard van de gegevens vooraf. De periode waarover het onderzoek betrekking heeft loopt van 1 april 1952 tot en met 31 maart 1966 waaraan soms de maand april 1966 ter completering is toegevoegd.

### 2.1. DE TIJDVAKLENGTE

De basisgegevens zijn ontleend aan dagelijkse neerslag- en afvoermetingen terwijl de verdamping is bepaald als een gemiddelde waarde per dag over de tijd tussen de data van twee opeenvolgende grondwaterstandmetingen welke in principe twee maal per maand plaats vonden. Aangezien echter in deze opmeetdata onregelmatigheden optreden (door het week-end e.d.) komen in de tussenliggende tijdvakken verschillende aantallen dagen voor en wordt het onmogelijk op zinnvolle wijze een frequentieverdeling op te stellen aangezien de zo verkregen uitkomsten op verschillende tijdvaklengten betrekking zouden hebben.

Om deze reden is als kleinste eenheid de kalenderdecade gekozen en zijn door interpolatie de verdampingscijfers hierop omgerekend.

### 2.2. DE NEERSLAGGEGEVENS

De gebiedsneerslag werd bepaald als het Thiessendecadegemiddelde. De neerslaggegevens, die oorspronkelijk betrekking hebben op de meting met standaardregenmeters, werden hiertoe herleid op de grondregenmeter door de in fig. 5.4 (deelrapport 5) gegeven correctiefactoren in rekening te brengen. Voor de gemiddelde maandsommen over de 14 afvoerjaren van onderzoek staat de correctie weergegeven in tabel 12.1.

De in rekening te brengen hoeveelheid neerslag  $N$  is steeds uitgedrukt als schijfdikte in mm, gemiddeld over het gebied.

### 2.3. DE AFVOERGEDEVENS

De afvoergegevens hebben betrekking op de metingen verricht aan meetpunt  $F_c$  (deelrapporten 6 en 7). Dit meetpunt verschaftte een waarde van de afvoer voor het gehele Leerinkbeekgebied (5200 ha). Het tijdvak van meting valt in twee perioden uiteen. Vóór

Tabel 12.1. Herleiding van neerslaggegevens (mm) gemeten met standaardregenmeters tot gegevens uit grondregenmeters

Maand	Neerslag standaard- meter	Correctie- factor %	Neerslag grondmeter	Tweemaandse som	
				standaard- meter	grond- meter
januari	64,3	110,0	70,7		
februari	49,5	108,9	53,9	113,8	124,6
maart	43,8	109,1	47,8		
april	45,2	107,1	48,4	89,0	96,2
mei	53,0	106,4	56,4		
juni	63,1	104,6	66,0	116,1	122,4
juli	104,3	104,5	109,0		
augustus	91,2	104,2	95,0	195,5	204,0
september	61,1	105,8	64,6		
oktober	62,1	104,7	65,0	123,2	129,6
november	55,5	106,3	59,0		
december	74,0	107,3	79,4	129,5	138,4
totaal	767,1	106,3	815,2	767,1	815,2
<i>total</i>				<i>standard</i> <i>gauge</i>	<i>ground</i> <i>gauge</i>
<i>Month</i>	<i>Standard</i> <i>raingauge</i>	<i>Correction</i> <i>factor</i> <i>%</i>	<i>Groundlevel</i> <i>raingauge</i>	<i>Bimonthly total</i>	

Table 12.1. Precipitation data from standard gauges corrected for groundlevel gauges (mm)

augustus 1960 werd de afvoer vastgesteld door eenmaal per dag gemeten peilen met behulp van afvoerkrommen te herleiden. Tengevolge van verschil in begroeiingstoestand in de beek werd hierbij onderscheid gemaakt tussen de zomer- en de wintertoestand. De zomerafvoerkromme werd gebruikt van half april tot half oktober, de winterkromme in de overige maanden. Na augustus 1960 werden de metingen verricht met een meetstuw en geregistreerde waterstanden.

De afvoer  $Q$  is in mm waterschijf omgerekend en tot decadesommen getotaliseerd.

#### 2.4. DE VERDAMPINGSGEGEVENS

De verdampingsgegevens zijn door BLOEMEN berekend uit een grondwaterstandanalyse (deelrapport 9), met dien verstande dat voor elke peildatum van grondwaterstanden een gemiddelde waarde van de verdamping over een aantal dagen werd bepaald. Hieruit zijn door interpolatie de decadeverdampingsommen berekend.

In de wintermaanden, bij geringe verdamping, blijkt deze steeds potentieel geweest te zijn. De potentiële (gewas) verdamping ( $gE_o$ ) wordt echter in de zomer niet bereikt en dan vervangen door de werkelijk opgetreden verdamping ( $E_{10}$ ). De analyse is uitgevoerd voor de meetpunten 1226, 1271 en 57a, die voor grote delen van het gebied representatief zijn. De meetpunten 1226 en 57a vertegenwoordigen de gebieden met hogere waterstanden, terwijl 1271 het areaal met gemiddeld lagere standen representeert. Voor een

overzicht van de ligging van deze punten wordt verwezen naar deelrapport 8.

Gezien het verschil in oppervlakte, waarmee deze situaties voorkomen zijn de verdampingscijfers uit deze meetpunten gemiddeld tot een gebiedsverdamping met gewichten respectievelijk 2, 1 en 2. De verdamping is eveneens in mm waterschijf uitgedrukt.

#### 2.5. ANDERE WATERVERLIEZEN

Onder dit hoofd kunnen twee oorzaken van verdere wateronttrekking geplaatst worden.

De hoeveelheden water onttrokken door het pompstation zijn in rekening gebracht bij het vaststellen van de afvoer. De afvoercijfers  $Q$  gelden dus inclusief deze onttrekking.

De ondergrondse wegstroming uit het gebied is vastgesteld met behulp van de isohypsen-kaart door de richting van stroming aan de grenzen van het gebied te ontbinden in twee componenten, namelijk een langs de aangenomen waterscheiding en een daar loodrecht op (deelrapport 11). De verliezen per dag zijn gering, doch over een jaar gesommeerd zijn zij toch van invloed op de waterbalans. In tabel 12.2 volgt een samenvatting van dit gegeven.

#### 2.6. DE BERGINGSVERSCHILLEN

De uitkomst van de betrekking

$$N - Q - E_w - U = S^o \quad (12.1)$$

Tabel 12.2. De wegzijging uit het Leerinkbeekgebied (mm)

Maand	Per dag	Totaal	Maand	Per dag	Totaal
januari	0,18	5,6	juli	0,06	1,9
februari	0,18	5,0	augustus	0,06	1,9
maart	0,18	5,6	september	0,06	1,8
april	0,12	3,6	oktober	0,12	3,7
mei	0,12	3,7	november	0,12	3,6
juni	0,06	1,8	december	0,18	5,6
			jaarsom		43,8
			annual total		
<i>Month</i>	<i>Daily</i>	<i>Total</i>	<i>Month</i>	<i>Daily</i>	<i>Total</i>

Table 12.2. Subsurface flow out of Leerinkbeek area (mm)

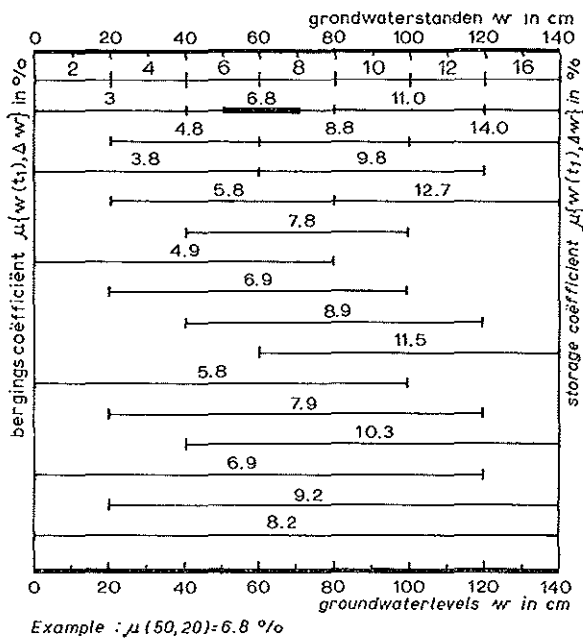


Fig. 12.1. Bergingscoëfficiënten in afhankelijkheid van de begingrondwaterstand en het grondwaterstandverschil. Het kleinste interval waarbinnen  $[w(t_1), \Delta w]$  ligt dient te worden toegepast

*Storage coefficients depending on the initial groundwater level and the difference between groundwater levels. The shortest interval covering  $[w(t_1), \Delta w]$  must be taken*

gesommeerd over een tijdvaklengte  $t_2 - t_1$  wordt gedefinieerd als het saldo  $S^o$  op de waterbalans van de posten neerslag ( $N$ ), afvoer ( $Q$ ), verdamping ( $E_w$ ) en wegzijging ( $U$ ). Met positief teken heeft  $S^o$  de betekenis van een wateraanvulling, met negatief teken de betekenis van een onttrekking. Het saldo van de waterbalans wordt gecompenseerd via de grondwaterberging. Deze compensatie komt weer tot uiting in af- respectievelijk toename van het bergend vermogen  $O$ . Wordt de bergingscoëfficiënt met  $\mu$  aangeduid, dan is de relatie tussen  $S^o$ ,  $O$  en de grondwaterstand  $w$  gegeven door

$$S^o = -[O(t_2) - O(t_1)] = -(\Delta O) \quad (12.2)$$

en

$$\begin{aligned} S^o &= -\mu(w_1, \Delta w) [w(t_2) - w(t_1)] \\ &= -\mu(w_1, \Delta w) \cdot \Delta w \end{aligned} \quad (12.3)$$

waarin tevens tot uiting komt dat de bergingscoëfficiënt  $\mu$  afhangt van het niveau waarop de grondwaterstand zich ten tijde  $t_1$  bevindt ( $w_1$ ) en de dikte van de laag die in de verandering betrokken is ( $\Delta w$ ). Numerieke waarden van  $\mu$  die als gemiddelde voldoen worden gegeven in fig. 12.1. Deze waarden zijn afkomstig uit deelrapport 9 en komen goed overeen met die bepaald uit neutronen metingen (deelrapport 11). De wateraanvullingen en -onttrekkingen kunnen nu dus numeriek met verschillen in bergend vermogen respectievelijk grondwaterstand in verband gebracht worden. Zonder directe metingen van de vochtinhoud van het bodemprofiel is het overigens niet mogelijk niet-stationaire toestanden volledig op deze wijze weer te geven. In het volgende zal echter steeds worden aangenomen dat een evenwichtssituatie is bereikt.

Met behulp van (12.2) is de waterbalans (12.1) gecompleteerd. Teneinde echter het bergend vermogen onafhankelijk van (12.1) te kunnen vaststellen is (12.3) toegevoegd. Door middel van de grondwaterstandmetingen ontstaat nu een controle op de resultaten uit (12.1) en (12.2).

## 2.7. DE GRONDWATERSTANDEN

Het gegeven 'grondwaterstand' onderscheidt zich van de termen uit de waterbalans doordat van een peil sprake is en niet van een hoeveelheid water. Omrekening van grondwaterstanden in de eenheden van de waterbalans dient dus plaats te vinden, terwijl ook het vaststellen van een gemiddelde grondwaterstand van een gebied een nadere beschouwing vraagt. Om deze reden zal op het hanteren van de grondwaterstanden iets nader worden ingegaan.

De vraag welke definitie aan de gemiddelde grondwaterstand moet worden gegeven hangt af van de

betekenis die eraan wordt gehecht en het gebruik dat van dit gegeven zal worden gemaakt. In het onderhavige geval is het duidelijk dat een gebiedsgemiddelde van de grondwaterstand zal worden gebruikt ter toetsing van (12.1) en (12.2). Aangetoond kan worden dat een gemiddelde stand die tot dit doel moet dienen niet op een eenvoudige wijze uit een middeling van op een bepaalde datum gemeten standen, kan worden verkregen.

Namelijk, stel het saldo op de waterbalans over een tijdvak  $t_1$  tot  $t_2$  voor het  $i$ -de meetpunt (d.w.z. waterstandsbuis) voor door  $S_i^o$ , dan volgt uit (12.3):

$$S_i^o = - \mu_i(w_{1,b}, \Delta w_i) \cdot \Delta w_i$$

Gemiddeld over de beschikbare meetpunten, ieder gewogen met de gerepresenteerde oppervlakte  $a_i$ , met uitschrijven van de factor  $\Delta w_i$ , wordt dit:

$$\frac{\sum a_i S_i^o}{\sum a_i} = \frac{\sum a_i \mu_i(w_{1,b}, \Delta w_i) \cdot w_i(t_1) - \sum a_i \mu_i(w_{1,b}, \Delta w_i) \cdot w_i(t_2)}{\sum a_i}$$

Het linker lid is gelijk aan het over het gebied gemiddelde vochtsaldo volgens (12.1). Uit vergelijking (12.2) volgt dan:

$$O(t_1) = \frac{\sum a_i \mu_i(w_{1,b}, \Delta w_i) \cdot w_i(t_1)}{\sum a_i} \quad (12.4)$$

Hieruit volgt dat het bergend vermogen  $O$  op tijdstip  $t_1$  afhangt van de intensiteit waarmee bijvoorbeeld een wateroverschot zich voordoet daar  $t_2$  in het argument van  $\mu_i$ , namelijk in  $\Delta w_i$ , blijft voorkomen. De betekenis van (12.4) is dan ook dat de gemiddelde waterstand over een gebied verkregen wordt door de waterstanden te wegen met het effect dat deze hebben op de hydrologische situatie. Toepassing van dit beginsel leidt tot de volgende formule voor het gebiedsgemiddelde  $\bar{W}$  van de grondwaterstand op tijdstip  $t_1$ ,

$$\bar{W}(t_1) = \frac{\sum a_i \mu_i(w_{1,b}, \Delta w_i) \cdot w_i(t_1)}{\sum a_i \mu_i(w_{1,b}, \Delta w_i)}$$

De aldus berekende gemiddelde grondwaterstand past nu in de bewerking van de waterbalans. In verband met (12.4) volgt namelijk:

$$O(t_1) = \frac{\bar{W}(t_1) \cdot \sum a_i \mu_i(w_{1,b}, \Delta w_i)}{\sum a_i}$$

wat geschreven kan worden als:

$$O(t_1) = \bar{\mu}(t_1) \cdot \bar{W}(t_1) \quad (12.5)$$

De praktische benadering van (12.5) echter die veelal, en ook hier, toegepast wordt is het berekenen van een rekenkundig gemiddelde waterstand vermenigvuldigd met een gemiddelde waarde  $\mu_a$  voor de bergingscoëfficiënt. Deze benadering wordt dan weergegeven met

$$O(t_1) \approx \mu_a(\bar{w}_1, \Delta \bar{w}) \cdot \frac{1}{n} \sum w_i(t_1) \quad (12.6)$$

waarin nu in het argument van  $\mu$  de naar plaats ge-

middelde grondwaterstand op tijdstip  $t_1$  voorkomt.

In het volgende zal de vereenvoudigde werkwijze (12.6) toegepast worden in samenhang met (12.2). Verschillen met (12.5) werden verwaarloosbaar klein geacht.

Gemiddelde waterstanden werden bepaald met behulp van de metingen uit de voor het Leerinkbeekgebied representatief zijnde peilbuizen 1226, 1271 en 57a (par. 2.4).

### 3. INPASSING VAN DE BASISGEGEVENS IN DE WATERBALANS

#### 3.1. ALGEMENE BESCHOUWING

Een sluitende waterbalans kan worden verkregen door vereffening van de formules (12.1), (12.2) en (12.5), waarin dan elk van de termen de gehele procedure bevat waaruit de basisgegevens zijn ontstaan (STOL, 1969). Alle in de formules voorkomende parameters worden dan door vereffening bepaald en een opdeling van de onnauwkeurigheid in het eindresultaat over de verschillende relevante termen vindt tijdens de berekening plaats. De wijze waarop een dergelijke bewerking numeriek moet worden uitgevoerd valt momenteel niet te overzien. Dit leidt er toe dat de gebruikelijke werkwijze, waarbij de reeksen basisgegevens afzonderlijk worden vastgesteld, aanvulling behoeft met een aanpassing aan de waterbalans, waarbij de 'sluitfout' achteraf op aanvaardbare wijze over de termen moet worden opgedeeld.

Verandering van parameterwaarden is nu in feite niet mogelijk daar alleen het cijfermateriaal in de vergelijking van de waterbalans wordt ingebracht en niet de formules waarmee dit is verkregen. Een verandering van niveau of een procentuele toeslag of reductie op de basisgegevens zelf, met andere woorden een lineaire transformatie ervan, zijn onder deze omstandigheden de meest verantwoorde correctiemogelijkheden. Opgemerkt moet hierbij worden dat in de diverse bewerkingen, zoals gerapporteerd in de betreffende deelrapporten, alle beschikbare informatie uit het gebied werd verbruikt, zoals neerslag, afvoer en bijvoorbeeld grondwaterstand voor de berekening van de verdamping.

Het voorgaande houdt in dat een controle op het eindresultaat slechts kan plaatsvinden met nog niet opgenomen nevenvoorwaarden. Deze kunnen eenvoudig van aard zijn doch moeten het specifieke van de waterbalans duidelijk karakteriseren en zijn dus probleemgebonden.

Aangezien in elk afvoerjaar aan de nevenvoorwaarden voldaan moet zijn, zullen systematische afwijkingen na verloop van een aantal jaren steeds duidelijker aan het licht treden. Het gebruik van curven die gecumuleerde waarden van de onderzochte variabelen in beeld brengen is dan een doeltreffende werkwijze

om te beoordelen of over de 14 jaren waarover gegevens beschikbaar zijn aan de nevenvoorwaarden voldaan blijft.

De volgende nevenvoorwaarden zijn gebruikt ter beoordeling van de mate van aanpassing van de basisgegevens in de waterbalansvergelijking.

- Aan het einde van elk afvoerjaar zal, bij benadering, de hydrologische gesteldheid van het gebied weer in dezelfde begintoestand zijn gekomen. Hoewel van jaar tot jaar verschillen in begintoestand zullen voorkomen, zal over een lange reeks van jaren slechts sprake zijn van afwijkingen rond een gemiddelde waarde.
- In de winter, wanneer de bergingscapaciteit volledig is benut, zal er binnen een gegeven tijdvak evenwicht bestaan tussen de termen neerslag, afvoer en verdamping, zonder dat water geborgen wordt of vrij komt. Zelfs voor betrekkelijk korte tijdvaklengten moet dit gelden, zolang de naijling van de afvoer ten opzichte van de neerslag verwaarloosd kan worden.

### 3.2. HET GEBRUIK VAN DE NEVENVOORWAARDEN

De onzekerheden die aan elk waarnemingsmateriaal eigen zijn maken het noodzakelijk een zekere marge toe te passen bij het beoordelen of aan de nevenvoorwaarden is voldaan. Deze marge kan dan zowel bestaan uit het aanvaarden van geringe afwijkingen als uit een aanvaardbare afzwakking van de eisen.

Als beoordelingsmogelijkheid of aan de eerste nevenvoorwaarde is voldaan, kan de tijdstijghoogtelijn van een grondwaterstandsbuis dienen. Uitgegaan wordt dan van de veronderstelling dat eenzelfde hydrologische uitgangssituatie aan het begin van een nieuw afvoerjaar gekarakteriseerd wordt door eenzelfde grondwaterstand. Deze veronderstelling zal in goede benadering in dit gedeelte van het jaar juist zijn en kan dienen om de niveaus van de gecumuleerde saldi van de waterbalans na elk afvoerjaar op hun ligging te toetsen. Uiteraard zal een marge aangenomen moeten worden waarbinnen de resultaten mogen variëren. Omtrent de grootte van een te kiezen marge is zonder foutenanalyse niets te zeggen (STOL, 1969), maar het gebruik van cumulatieve grootheden veroorzaakt bij het optreden van systematische afwijkingen over een verloop van 14 jaren voldoende grote verschillen om conclusies te kunnen trekken.

Of aan de tweede nevenvoorwaarde voldaan is, kan worden beoordeeld door de neerslag  $N$  uit te zetten tegen de waterverliesposten afvoer, verdamping en wegzijging. Over niet te korte tijdvakken samengeteld, teneinde het effect van naijlen zo veel mogelijk te relativieren, zal in de winter moeten gelden

$$N \approx Q + E_w + U \quad (12.7)$$

Door de termen in het tweede lid van (12.7) samen te nemen wordt een scherpe beoordelingsmogelijkheid verkregen daar gelijkheid van de neerslag  $N$  aan de som in het rechterlid geconstateerd kan worden door het voldoen van de gegevens aan deze gelijkheid, of, grafisch voorgesteld, aan een rechte met hellings-tangens 1 door de oorsprong. Mogelijke systematische afwijkingen kunnen weer vastgesteld worden door niet de gegevens zelf maar hun cumulatieve waarde uit te zetten.

### 3.3. AANNAMEN OMTRENT DE KWALITEIT VAN DE BASISGEGEVENS

Wordt niet aan de nevenvoorwaarden voldaan, dan zal ten aanzien van de basisgegevens een conclusie getrokken moeten worden. Aangezien de variabelen in de waterbalans in een enkele lineaire betrekking voorkomen, en als zodanig onderling gelijkwaardig zijn, valt zonder meer niet te zeggen welk aandeel elk in een negatief resultaat heeft. De beste werkwijze is dan ook die waarin de nevenvoorwaarden zo gehanteerd worden dat deze slechts conclusies met betrekking tot een enkele variabele toelaten. Om dit te bereiken moeten naast de nevenvoorwaarden waaraan de variabelen, gezien hun hydrologische betekenis moeten voldoen aanvullende aannamen worden geïntroduceerd. Deze aannamen behoeven niet probleem-gebonden te zijn doch kunnen afhangen van de kennis van het basismateriaal en de wijze waarop dit is verkregen. In ieder geval moet geëist worden dat de aannamen intuïtief aanvaardbaar zijn of op vroegere ervaring berusten.

De aannamen die met betrekking tot het basismateriaal gedaan kunnen worden en eventueel aanleiding tot het toepassen van correcties zullen zijn worden nu in het kort besproken.

*Neerslag.* Van de neerslagmetingen wordt aangenomen dat deze gedurende de gehele periode van onderzoek voldoende betrouwbare resultaten hebben opgeleverd om systematische afwijkingen in de andere variabelen tegen af te meten.

*Afvoer.* De afvoer werd vóór augustus 1960 op een andere wijze vastgesteld dan na dat jaar. Systematische verschillen in afgevoerde hoeveelheden die na genoemde maand optreden kunnen tot verschil in meetmethode worden herleid. In de deelrapporten 6 en 7 is uiteengezet dat de afvoer gemeten met meetstuw  $F_c$  - de gebiedsafvoer - binnen voldoende nauwe grenzen overeenstemt met de som van de afvoeren van de deelgebieden. Aangenomen kan worden dat geen systematische afwijkingen in zomer- en winterafvoermeting voorkomen.

Dit laatste behoeft voor de metingen van vóór



augustus 1960 niet te gelden. Verschillen in begroeiingstoestand bijvoorbeeld - reden waarom al met twee afvoerkrommen is gewerkt - hebben tot gevolg dat de gebruikte kromme niet geldig is geweest.

*Verdamping.* Van de verdampingsberekening kan worden aangenomen dat deze over de gehele periode van onderzoek met eenzelfde betrouwbaarheid heeft plaatsgevonden. Onderscheid kan worden gemaakt naar het seizoen waarin de verdamping overwegend potentieel is geweest en het gedeelte van het jaar waarin een reductie in rekening moest worden gebracht. Blijkens het verdampingsonderzoek heeft deze laatste periode hoofdzakelijk bestaan uit de maanden mei tot en met augustus.

Bij het bepalen van de verdamping is gebruik gemaakt van de neerslag zoals deze met standaardregemeters wordt gemeten. Dit houdt in dat correcties op de neerslagmeting van invloed zijn op de verdampingsbepaling zodat op de potentiële zowel als op de werkelijke verdamping dezelfde herleidingspercentages in rekening zijn gebracht als op de neerslag werd toegepast.

*Wegzijing.* De moeilijk te bepalen ondergrondse verliezen zijn gering doch kunnen niet worden verwaarloosd. De jaarsom belooft ruim 40 mm. Onderscheid tussen de verschillende jaren kan niet worden gemaakt, zodat de wegzijing als een constante term in rekening is gebracht. De gegevens hebben de betekenis van een gemiddelde over de jaren van onderzoek.

*Grondwaterstand.* Evenals de neerslag is ook de grondwaterstand een direct gemeten grootheid. Aangenomen wordt dat de waarnemingen voldoende betrouwbaar zijn voor gebruik in een analyse. De op een bepaalde datum gemeten grondwaterstanden vertonen een grote spreiding over de jaren, zodat aan een zo berekende gemiddelde waterstand geen grote betrouwbaarheid kan worden toegekend.

#### 3.4. CORRECTIEMOGELIJKHEDEN

Bij het inpassen van de basisgegevens in de vergelijking voor de waterbalans zullen uiteraard afwijkingen van de nevenvoorwaarden worden geconstateerd, die er op wijzen dat een verdere vereffening noodzakelijk is. De oorzaak van het voorkomen van afwijkingen kan een gevolg zijn van de methode van meten of bewerken van het cijfermateriaal. Reeds werd uiteengezet dat het niet mogelijk is achteraf parameterwaarden verder aan te passen doch wel kunnen verantwoord gekozen correcties op elke variabele tot een sluitende waterbalans leiden.

De per opnamedatum gemiddelde gebiedsgrondwaterstand werd nog niet vastgesteld. Het gemiddeld

verloop zal zodanig bepaald moeten worden dat zo goed mogelijk aan de waarnemingen voldaan wordt, dat de curve een periodiciteit van een jaar heeft en dat de uit de curve berekende bergende vermogens overeenkomen met de vochtsaldi uit de waterbalans. Hiertoe kunnen eventueel ook de  $\mu$ -waarden (fig. 12.1) enigszins worden aangepast.

Bij de keuze een additieve of een procentuele correctie toe te passen verdient de laatste de voorkeur. De onderlinge verhoudingen blijven hierdoor bewaard, terwijl grote waarden een grotere correctie krijgen; het is aannemelijk aan grote waarden van de basisvariabelen een grotere onzekerheid toe te kennen. Aangezien alle variabelen slechts positieve waarden aannemen en in geval van additieve reductie negatieve waarden kunnen ontstaan volgt ook hieruit dat een procentuele correctie de voorkeur verdient.

Correctiefactoren zullen slechts over gemiddelde waarden worden vastgesteld, zodat bij toepassing op de individuele gegevens de detaillering niet verloren gaat.

Tenslotte moet naast behoud van detaillering ook het eindresultaat - de sluitende waterbalans - behouden blijven. Dit lijkt vanzelfsprekend doch bedacht moet worden dat de correctiefactoren voor sommen over langere tijdvakken vastgesteld zullen worden, waarna interpolatie voor decadesommen zal worden toegepast. Deze interpolatie moet met de nodige voorzorgen plaatsvinden opdat bij latere samentelling weer de gesloten waterbalans wordt teruggevonden. Op dit vraagstuk wordt nog teruggekomen.

#### 4. RESULTATEN VAN DE INPASSING VAN DE BASISGEGEVENS IN DE WATERBALANS

De gevolgde procedure heeft een iteratief karakter waarbij in opeenvolgende bewerkingen een steeds betere aanpassing wordt verkregen. In het hierna volgende zal eenvoudigheidshalve geen chronologisch overzicht over de respectieve onderdelen van de bewerking worden gegeven, maar wel een verantwoording van het eindresultaat en een toelichting op de numerieke uitwerking.

In de toelichting zullen ter illustratie een aantal cijfervoorbeelden worden opgenomen, waarin afgeronde waarden worden vermeld. Kleine verschillen in totaaltellingen zijn hierop terug te voeren.

De inpassing van de basisgegevens in de waterbalans is uitgevoerd met behulp van tweemaandse totalen. Deze tijdvaklengte bleek lang genoeg om effecten aan de grenzen van het tijdvak te kunnen verwaarlozen. Anderzijds is een periode van twee maanden voldoende kort om seizoensinvloeden te kunnen ontdekken. Aangenomen is dat over een lange reeks van jaren beschouwd, de maanden januari en

februari steeds het beste voldoen aan een evenwichtstoestand tussen neerslag en afvoer bij opgevlude grondwaterberging. Om deze redenen werd het afvoerjaar opgesplitst in de maanden-paren, mei en juni, juli en augustus, september en oktober, november en december, januari en februari, maart en april.

#### 4.1. INPASSING VAN DE AFVOERGEGEVENS

De afvoergegevens zijn cumulatief tegen de neerslaggegevens, gecorrigeerd op grondregenmeter, uitgezet. In fig. 12.2 en 12.3 worden een tweetal voorbeelden gegeven. In de eerste figuur staat horizontaal de neerslag  $N$ , gemeten in de maanden januari en februari van elk jaar cumulatief uitgezet tegen respectievelijk de afvoer ( $Q$ ), de verdamping ( $E_w$ ) en de afvoer vermeerderd met de nog niet gecorrigeerde verdamping ( $Q + E_w$ ). De figuur indiceert het bestaan van een vaste gemiddelde verhouding tussen de neerslag en de andere genoemde variabelen. Duidelijke systematische afwijkingen doen zich niet voor, met uitzondering van het jaar 1960 waarin in de maanden januari en februari de invloed van het extreem droge jaar 1959 nog merkbaar is. Het systematische neerslagoverschot dat uit de figuur valt op te maken wordt gecompenseerd door de nog niet in rekening gebrachte termen van de waterbalans.

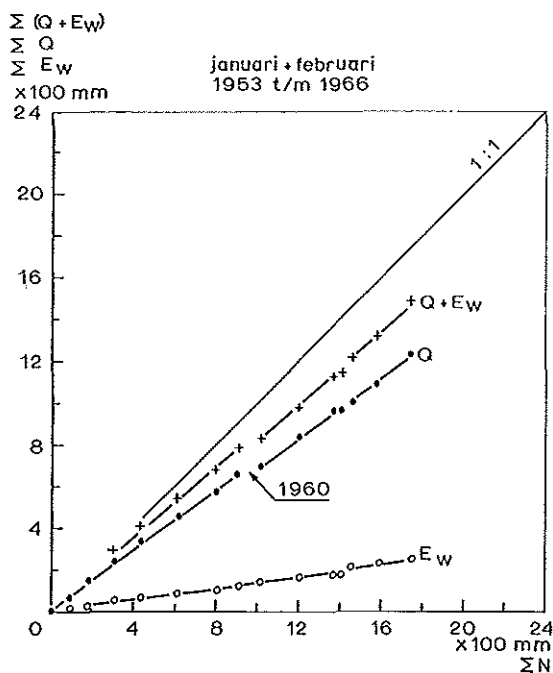


Fig. 12.2. De relatie tussen gecumuleerde januari + februari-totalen van verschillende termen van de waterbalans. De neerslag is gecorrigeerd op de grondregenmeter, de overige variabelen zijn nog niet gecorrigeerd  
*Double-mass curves of January + February-totals of terms of the waterbalance. Precipitation corrected for the groundlevel gauge, other variables are not yet corrected*

Een ander beeld geeft de overeenkomstige figuur voor de maanden maart en april (fig. 12.3). Nu blijkt een systematisch verschil in de grootte van de afvoer zich duidelijk te manifesteren. Vóór 1960 werd, afgemeten aan de neerslag, een groter percentage van de neerslag afgevoerd dan ná 1960. De conclusie is dan ook dat onder gebruikmaking van afvoerkrommen voor het bepalen van de afvoer systematisch te hoge bedragen zijn gevonden. Ook in de andere tijdvakken van twee maanden treedt dit verschijnsel in meerdere of mindere mate op. Teneinde tot een uniform gegeven van de afvoer over de gehele periode van onderzoek te komen zijn correctiefactoren voor de afvoer vóór 1960 bepaald en wel zodanig dat de cumulatieve curve tot een rechte wordt herleid. Dit wordt bereikt door aan te nemen dat de afvoer in de jaren vóór 1960 eenzelfde percentage van de neerslag uitmaakt als de afvoer in de latere jaren.

Dit percentage is als volgt uit de gegevens vastgesteld in afhankelijkheid van het seizoen (tabel 12.3).

De afvoer-neerslag verhoudingscijfers kunnen nu gebruikt worden voor het berekenen van de vermoede afvoer  $\hat{Q} = q \cdot N$  in andere jaren, waaruit dan met inachtnaam van de gemeten afvoer  $Q_0$  een correctiefactor  $C_Q$  volgt namelijk  $C_Q = \hat{Q}/Q_0 \cdot 100\%$ . Bij het bepalen van de waarde van  $C_Q$  is het hydrologisch bijzondere jaar 1959-1960 buiten beschouwing gelaten evenals het jaar 1960-1961, het jaar waarin

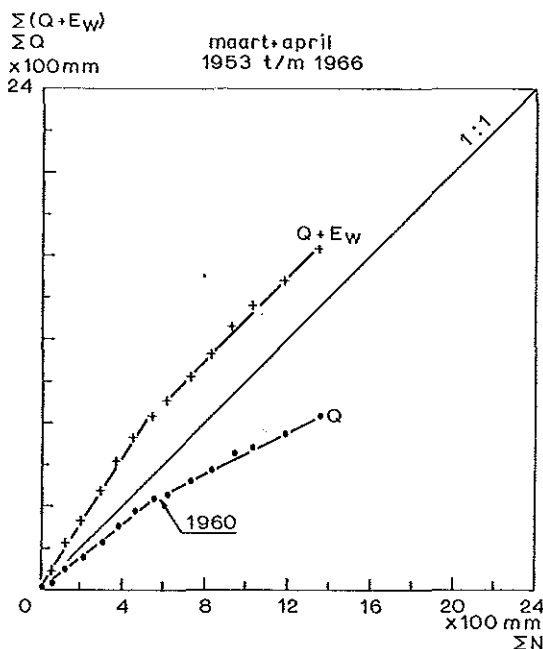


Fig. 12.3. Als fig. 12.2, nu voor maart + april-totalen. Na 1960 blijkt een andere samenhang op te treden  
*As figure 12.2, for March + April-totals. Note the change in slope for the years after 1960*

Tabel 12.3. Berekening van de afvoer-neerslagverhouding uit gemiddelde hoeveelheden over de afvoerjaren 1961 - 1962 tot en met 1965 - 1966

Maanden	Neerslag $N$ (mm)	Afvoer $Q$ (mm)	$\frac{Q}{N} \cdot 100 \% = q$
mei + juni	131,9	30,3	23,0
juli + aug.	183,4	34,3	18,7
sept. + okt.	115,1	26,7	23,2
nov. + dec.	168,3	92,6	55,0
jan. + febr.	108,7	81,4	74,9
mrt. + april	123,1	64,3	52,2
jaar <sub>5</sub> year <sub>5</sub>	830,5	329,6	39,6
Months	Precipitation $N$ (mm)	Discharge $Q$ (mm)	$\frac{Q}{N} \cdot 100 \% = q$

Table 12.3. Determination of the discharge-precipitation ratio from bimonthly means of the hydrologic years 1961 - 1962 through 1965 - 1966

op het meten van de afvoer met meetstuwen is overgegaan. De berekening van de correctiefactoren op de afvoermetingen vóór 1959 verloopt nu zoals is aangegeven in tabel 12.4.

Uit de berekening blijkt dat over een geheel afvoerjaar de afvoer bepaald met afvoerkrommen te hoog is uitgevallen; de jaarsom moet met 18 % verminderd worden om het goede niveau te verkrijgen. Er blijkt echter een duidelijke seizoenbeweging in de correctiefactoren  $C_Q$  op te treden. Deze wordt grafisch weergegeven in fig. 12.4, welke als volgt kan worden geïnterpreteerd.

In het voorjaar (mei) en vroege zomer (juni) wordt met een zomerafvoerkromme de afvoer bepaald. De gevonden afvoeren behoeven echter een reductie van 19 %. In de dan volgende maanden neemt de begroeiing in de beek toe en wordt de afvoer steeds meer belemmerd. De bij een gegeven peil vastgestelde

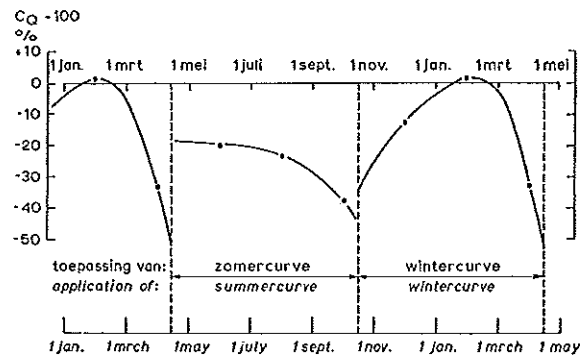


Fig. 12.4. Tweemaandse correctiefactoren voor het herleiden van afvoeren bepaald met afvoerkrommen tot die bepaald met meetstuw  $F_c$ . Bimonthly correction factors for transformation of discharge values determined with stage/discharge curves, in those measured with flume  $F_c$ .

Tabel 12.4. Berekening van de vermoede gemiddelde afvoer  $\hat{Q}$  over afvoerjaren 1952 - 1953 tot en met 1958 - 1959 en van de correctiefactoren  $C_Q$

Maanden	Neerslag $N$ (mm)	$\hat{Q} = q \cdot N$ (mm)	Gemeten afvoer $Q_0$ (mm)	$C_Q = \frac{\hat{Q}}{Q_0}$ (%)	$C_Q - 100$
mei + juni	128,5	29,5	36,5	80,8	-19,2
juli + aug.	222,5	41,7	53,9	77,3	-22,7
sept. + okt.	143,5	33,3	53,1	62,8	-37,2
nov. + dec.	112,5	61,9	70,6	87,7	-12,3
jan. + febr.	128,0	95,9	94,7	101,3	+ 1,3
mrt. + april	79,1	41,3	61,7	66,9	-33,1
jaar <sub>5</sub> year <sub>5</sub>	814,1	303,6	370,5	81,9	-18,1
Months	Precipitation $N$ (mm)	$\hat{Q} = q \cdot N$ (mm)	Observed discharge $Q_0$ (mm)	$C_Q = \frac{\hat{Q}}{Q_0}$ (%)	$C_Q - 100$

Table 12.4. Determination of the mean discharge  $\hat{Q}$  of the hydrologic years 1952 - 1953 through 1958 - 1959 and of the correction factors  $C_Q$

afvoeren worden niet gerealiseerd en de toe te passen reductie neemt toe tot 22 respectievelijk 37 %.

Vanaf midden oktober wordt overgegaan op de winterafvoerkromme. Deze past weer beter bij de dan bestaande toestand en gemiddeld over november en december moeten de afvoeren nu nog slechts met 12 % verminderd worden om vergelijkbaar te zijn met afvoeren zoals die met een meetstuw zouden zijn gemeten. In de volgende wintermaanden verdwijnt de begroeiingsinvloed geheel en midden winter (januari en februari) bestaat er weinig verschil tussen de meetmethode van vóór en van ná 1960. Het verschil bedraagt slechts 1 % (tabel 12.4). Bij het begin van het voorjaar echter (maart) neemt de begroeiing weer toe en de correctiefactor in absolute waarde dus eveneens. Over maart en april moet een reductie van 33 % worden toegepast. Vanaf half april echter wordt weer overgegaan op de zomercurve met dientengevolge vooreerst weer een relatief betere aanpassing aan de waterstand in de leidingen. De jaarcyclus is hiermede gesloten.

De afvoeren van de jaren\*) 1959 - 1960 en 1960 -

\*) jaar<sub>5</sub>: het tijdvak van 1 mei - 30 april d.a.v.

1961 zijn nog met de gevonden correctiefactoren gereduceerd, behalve die na augustus 1960 toen de meetstuwten waren geplaatst.

Afvoeren over de gehele periode van onderzoek gemiddeld zijn berekend in tabel 12.5.

#### 4.2. INPASSING VAN DE VERDAMPINGSgegevens

In de door BLOEMEN (deelrapport 9) uitgevoerde analyses is gebruik gemaakt van de met een standaard-meter opgevangen neerslaghoeveelheden. De meer betrouwbare uitkomsten welke met grondregometers verkregen worden leiden tot een verhoging van de in rekening te brengen neerslagtotalen. Deze verhoging kan als een schaalvergroting in de grondwaterstandanalyse worden beschouwd, met als gevolg een evenredige vergroting van de uitkomsten te weten de potentiële ( $gE_o$ ) en de werkelijke gewasverdamping ( $E_w$ ). De gecorrigeerde tweemaandse verdampingscijfers worden nu als volgt verkregen.

Uit tabel 12.1 kunnen omrekeningsfactoren per twee maanden verkregen worden door bijvoorbeeld voor januari en februari te nemen

Tabel 12.5. Berekening van de gemiddelde tweemaandse afvoer  $\bar{Q}$  in mm over de afvoerjaren 1952 - 1953 t/m 1965 - 1966

Maanden	$\hat{Q}$ (mm) 1952 - 1958	$\hat{Q}$ 1959	$\hat{Q}$ 1960	$Q_0$ 1961 - 1965	$\bar{Q}$ 1952 - 1965
mei + juni	29,5	13,4	23,5	30,3	28,2
juli + aug.	41,7	3,7	30,6	34,3	35,5
sept. + okt.	33,3	3,3	69,8	26,7	31,4
nov. + dec.	61,9	6,2	182,3	92,6	77,5
jan. + febr.	95,9	26,4	138,3	81,4	88,8
mrt. + april	41,3	13,5	57,4	64,3	48,7
jaar <sub>5</sub>	303,6	66,5	501,9	329,6	310,1
year <sub>5</sub>					
Months	$\hat{Q}$ (mm) 1952 - 1958	$\hat{Q}$ 1959	$\hat{Q}$ 1960	$Q_0$ 1961 - 1965	$\bar{Q}$ 1952 - 1965

Table 12.5. Calculation of the mean bimonthly discharge  $\bar{Q}$  (mm) of the hydrologic years 1952 - 1953 through 1965 - 1966

Tabel 12.6. Herleiding van verdampingscijfers op het gebruik van grondregometers (gemiddelden over 14 jaar)

Maanden	$gE_o$ (mm)	$E_w$ (mm)	$f_N$ (%)	$(gE_o)^*$ (mm)	$E_w^*$ (mm)
mei + juni	128,7	113,0	105,43	135,7	119,1
juli + aug.	158,5	120,9	104,35	165,4	126,2
sept. + okt.	78,9	71,9	105,19	83,0	75,6
nov. + dec.	16,9	16,8	106,87	18,1	18,1
jan. + febr.	18,2	18,2	109,49	19,9	19,9
mrt. + april	56,8	56,8	108,09	61,4	61,4
jaar <sub>5</sub>	458,0	397,6		483,5	420,3
year <sub>5</sub>					
Months	$gE_o$ (mm)	$E_w$ (mm)	$f_N$ (%)	$(gE_o)^*$ (mm)	$E_w^*$ (mm)

Table 12.6. Transformation of evapotranspiration values to those obtained if groundlevel raingauges were used (mean values of 14 years)

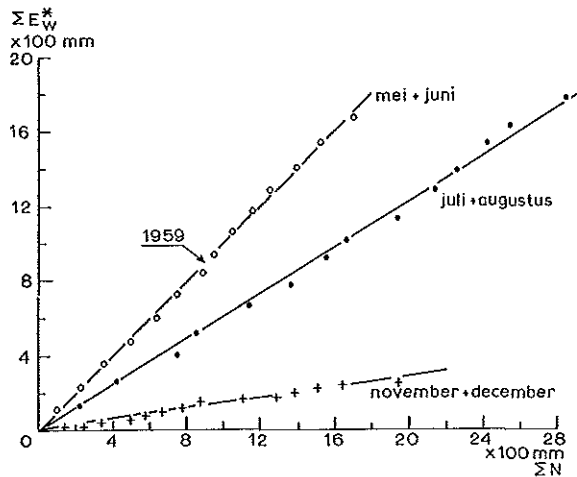


Fig. 12.5. De relatie tussen gecumuleerde tweemaandse totalen van neerslag  $N$  en werkelijke gewasverdamping  $E_w^*$ , beide gecorrigeerd op grondregenmetergegevens. De eindpunten in mm voor de overige perioden zijn: (sept. + okt.): ( $N = 1816$ ,  $E_w^* = 1058$ ); (jan. + febr.): ( $N = 1744$ ,  $E_w^* = 280$ ); (maart + april): ( $N = 1347$ ,  $E_w^* = 858$ )

*Double-mass curves of bimonthly totals of precipitation  $N$  and actual evapotranspiration  $E_w^*$ , both corrected for precipitation measurements with groundlevel gauges. Last points of other pairs of months are given in the Dutch explanation*

$$f_N = \frac{70,7 + 53,9}{64,3 + 49,5} = 109,49 \%$$

De volledige herleiding verloopt nu als volgt (tabel 12.6).

De voor elk jaar omgerekende verdampingstotalen van twee maanden kunnen weer cumulatief tegen de neerslag worden uitgezet. Voor een drietal maandenparen is dit gedaan in fig. 12.5. Hoewel de gegevens wel enkele onregelmatigheden bevatten - vergelijk bijvoorbeeld de ligging der stippen rond de curve voor mei + juni vóór en ná 1959 - is de algemene indruk dat geen systematische afwijkingen in de bepaling van de verdamping over de verschillende jaren zijn voorgekomen. Bij de verdere inpassing in de waterbalans kan dan ook van 14-jarige gemiddelden worden uitgegaan.

De neerslag en gecorrigeerde afvoercijfers kunnen vervolgens met de op de grondmeterneerslag gecorrigeerde verdamping in verband worden gebracht. Door de neerslagcijfers te verminderen met de gecorrigeerde afvoer en verdamping ontstaan getallen die een maat zijn voor de opgetreden bergingsverschillen. Over een afvoerjaar gesommeerd zullen de vocht aanvullingen en -onttrekkingen tegen elkaar wegvallen, in ieder geval als met gemiddelden over 14 jaar wordt gewerkt.

Het blijkt echter dat met het beschikbare cijfermateriaal systematisch een vochtoverschot saldeert wat met tabel 12.7 wordt aangetoond.

Gemiddeld vertoont de waterbalans een vochtover-

schot van 39 mm. Om dit systematisch overschot te nivelleren zou bijvoorbeeld de verdampingssom elk tweetal maanden 6,5 mm groter genomen kunnen worden, waarmede de waterbalans als gemiddelde over de 14 jaar van onderzoek sluitend is geworden. Het is overigens niet voor de hand liggend in elk jaargetijde eenzelfde correctie toe te passen. Daarom is het verloop van de grondwaterberging over een afvoerjaar, gekarakteriseerd door de grondwaterstand, mede in beschouwing genomen teneinde hiermede een verdeelsleutel te vinden voor het opdelen van de nu nog overblijvende sluitfout.

### 4.3. GEBRUIK VAN GRONDWATERSTANDEN

Voor het weergeven van gemiddelde verschillen in waterberging in de grond is gebruik gemaakt van de waterstandgegevens van de meetpunten die ook voor het verdampingsonderzoek zijn gebruikt (par. 2.4). De waterstanden gemeten op de 28ste van elke even genummerde maand zijn alle in een figuur uitgezet (fig. 12.6). De standen op deze data geven steeds de beginsituatie van de gekozen tweemaandse tijdvakken. Voor het aangeven van het traject waarbinnen de grondwaterstand zich voornamelijk beweegt zijn in de figuur cumulatieve percentages vermeld als overschrijdingsfrequenties van de bijbehorende waterstanden. Tevens is in de figuur de mediaanwaarde (50 % punt) aangegeven.

De mediaancurve geeft een benadering van de gemiddelde beweging van de grondwaterstand over een jaar voor die maanden waarin de afhankelijkheid met de tijd gering is. In de nazomer respectievelijk herfst

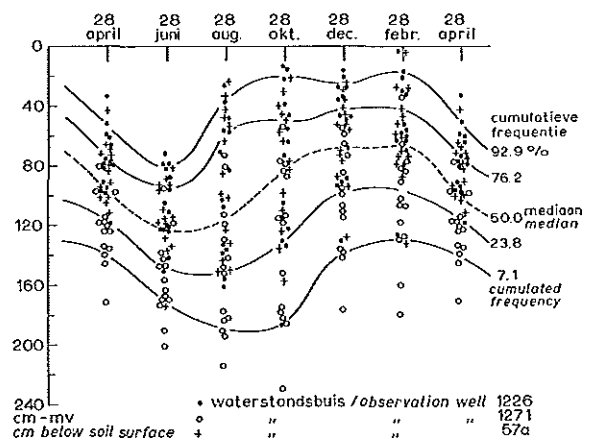


Fig. 12.6. Waterstanden op de 28ste van de even maanden voor de drie in het verdampingsonderzoek gebruikte meetpunten. De niveaulijnen geven overschrijdingskansen voor diepere waterstanden

*Groundwater levels  $w$ , in cm below soil surface, of three testwells used for the evapotranspiration investigation, at the 28th of every even numbered month. Level curves are given for cumulated frequencies of groundwater levels lower than those read from the vertical scale*

Tabel 12.7. Berekening van vochtaanvullingen en -onttrekkingen per twee maanden als gemiddelde over 14 jaar

Maanden	Neerslag $N$ (mm)	Afvoer $\bar{Q}$ (mm)	Verlies $U$ (mm)	Verdamping $E_w^*$ (mm)	$S_o$ (mm)
mei + juni	122	23	6	119	- 31
juli + aug.	204	36	4	126	38
sept. + okt.	130	31	6	76	17
nov. + dec.	138	78	9	18	33
jan. + febr.	125	89	11	20	5
mrt. + april	96	49	9	61	- 23
jaar <sub>5</sub>	815	311	45	420	+ 39
year <sub>5</sub>					
Months	Precip. $N$ (mm)	Discharge $\bar{Q}$ (mm)	Outflow $U$ (mm)	Evap. $E_w^*$ (mm)	Balance $S_o$ (mm)

Table 12.7. Calculation of moisture balance  $S_o$  from mean bimonthly values (1952 - 1965)

wanneer opvulling van het profiel snel plaats vindt voldoen de mediaanwaarden niet. Zij voeren tot een te vlakke curve aangezien de gemiddelde werkelijke trend verkregen wordt door het tijdstip van optreden van de snelle stijging naar het winterniveau te middelen en op dit gemiddelde tijdstip de stijgende tak van de curve te situeren (STOL, 1960). Dit kan alleen juist uitgevoerd worden door alleen deze stijgingen in hun onderlinge ligging over de jaren te beschouwen opdat bij het middelen geen hinder ondervonden wordt van andere delen van de curve die niet op deze hydrologische situatie betrekking hebben.

Beginnend met de nu verkregen curve die het gemiddeld verloop van de grondwaterstand over een jaar weergeeft, is een gemiddelde curve voor het bergend vermogen geconstrueerd. De van toepassing zijnde  $\mu$ -waarden worden gevonden door in fig. 12.1 voor de waterstand aan het begin, respectievelijk aan het

einde van het beschouwde tijdvak het kleinste interval met constante  $\mu$ -waarde op te zoeken waarbinnen deze waterstanden vallen. Kleine variaties in de ligging van de gemiddelde curve zijn steeds mogelijk. Deze speelruimte is benut door in achtereenvolgende bewerkingen de gemiddelde curve zo goed mogelijk bij de eerder verkregen uitkomsten van vochtsaldi uit de waterbalans aan te passen (tabel 12.7). Hierbij is aangenomen dat in de winter de mediaancurve van de grondwaterstand voldoende representatief is, dat in het najaar de stijging naar het winterniveau goed moet zijn weergegeven en verder dat in de winter de potentiële verdamping de goede orde van grootte heeft. In opeenvolgende benaderingen is een sluitend geheel verkregen tussen de bewerking met de waterbalans en die met de grondwaterstandgegevens.

De resultaten van de bewerking van grondwaterstanden worden gegeven in tabel 12.8.

Tabel 12.8. Resultaat van de inpassing van de grondwaterstandgegevens in de waterbalans

Datum	Grondwaterstand $w$		$\Delta w$ (cm)	$\mu$ (%)	$\Delta O$ (mm)	$O$ (mm)
	mediaan (cm - mv)	gemiddeld (cm - mv)				
28 april	98	98				71
28 juni	122	128	30	13	39	110
28 aug.	117	112	- 16	14	- 22	88
28 okt.	85	103	- 9	12	- 10	78
28 dec.	68	69	- 34	9,8	- 33	45
28 febr.	67	63	- 6	8	- 5	40
28 april	98	98	35	8,8	31	71
Date	median	mean	$\Delta w$ (cm)	$\mu$ (%)	$\Delta O$ (mm)	$O$ (mm)
Date	Groundwater level $w$ (cm - soil surface)		$\Delta w$ (cm)	$\mu$ (%)	$\Delta O$ (mm)	$O$ (mm)

Table 12.8. Results of fitting groundwater level data in the equation of the waterbalance

Tabel 12.9. Waterbalans van het Leerinkbeekgebied als gemiddelde over 14 jaren van onderzoek (1952 - 1965)

Maanden	$N - \bar{Q} - U$ (mm)	$S^o$ (mm)	$\hat{E}_w$ (mm)	$E_w^*$ (mm)	$C_E = \frac{\hat{E}_w}{E_w^*}$ (%)	$(gE_o)^*$ (mm)	$(g\hat{E}_o)$ (mm)	$E_o$ (mm)
mei + juni	88	— 39	127	119	106,7	136	145	226
juli + aug.	164	22	142	126	112,7	165	186	199
sept. + okt.	93	10	83	76	109,2	83	91	88
nov. + dec.	51	33	18	18	100,0	18	18	14
jan. + febr.	25	5	20	20	100,0	20	20	22
mrt. + april	38	— 31	69	61	113,1	61	69	110
jaar <sub>5</sub> year <sub>5</sub>	459	0	459	420		483	529	659
Months	$N - \bar{Q} - U$ (mm) table 12.7	$S^o$ (mm) = $-(\Delta Q)$ table 12.8	$\hat{E}_w$ (mm)	$E_w^*$ (mm)	$C_E$ (%)	$(gE_o)^*$ (mm)	$(g\hat{E}_o)$ (mm)	$E_o$ (mm)

Table 12.9. Waterbalance of the Leerinkbeek area, given as 14 year mean values (1952 - 1965)

Hierin is een gemiddelde grondwaterberging van 40 mm aangenomen bij een waterstand van circa 65 cm - mv op 28 februari overeenkomstig fig. 11.5 (deelrapport 11).

#### 4.4. DE GEMIDDELDE WATERBALANS

Uit de nu verkregen gemiddelde waarden voor de termen van de waterbalans kan een overzicht over de onderlinge samenhang tussen de verschillende variabelen worden opgesteld. Als laatste stap in de bewerking werden factoren  $C_E$  bepaald die moeten dienen om het overschot op de waterbalans van tabel 12.7 over de verdamping van de verschillende maanden op te delen.

In tabel 12.9 wordt begonnen met een kolom voor  $N - \bar{Q} - U$ , waarvan de waarden ontleend zijn aan tabel 12.7. Daarna volgt een kolom met de waarden van  $S^o$  die volgens (12.2) overeenkomen met de waarden van  $-(\Delta Q)$  uit tabel 12.8. Hieruit volgt dan de tweemaandse som van de geschatte werkelijke verdamping  $\hat{E}_w$ . Uit tabel 12.6 zijn de tweemaandse sommen van de op grondregenmeter herleide verdampingcijfers  $E_w^*$  overgenomen.

De factoren  $C_E$  werden daarna bepaald volgens de verhouding

$$C_E = \frac{\hat{E}_w}{E_w^*} \cdot 100 \%$$

Wat betreft de potentiële gewasverdamping dient nog het volgende te worden opgemerkt. Bij de analyse waaruit de verdampingcijfers resulteerden (deelrapport 9) heeft de potentiële gewasverdamping de betekenis van het niveau waartoe de werkelijke gewasverdamping kan stijgen. Voor die perioden waarin de werkelijke verdamping dit niveau benadert of er aan gelijk is wordt de onderlinge verhouding tussen beide grootheden volledig verstoord bij toepassing van correctiefactoren op de werkelijke verdamping. Daar

deze onderlinge verhouding juist het resultaat van de uitgevoerde analyse is, dient deze behouden te blijven bij aanpassing van de verdampingcijfers aan de volledige waterbalans. Om deze reden zijn ook de potentiële gewasverdampingcijfers gecorrigeerd met de factoren welke voor de werkelijke verdamping zijn gevonden. Een kolom met de op grondmeterneerslag gecorrigeerde potentiële gewasverdamping  $(gE_o)^*$  en een kolom waarin de tenslotte aan de waterbalans aangepaste uitkomsten staan vermeld  $(g\hat{E}_o)$  zijn aan tabel 12.9 toegevoegd. Een opgave van de gemiddelde open water verdamping  $E_o$  volgens Penman voor het KNMI-station Winterswijk over de jaren van onderzoek besluit het overzicht.

De resultaten uit de voorgaande tabel zijn samengevat in fig. 12.7. In de figuur is tot uitdrukking gebracht dat alle termen van de waterbalans zodanig samenhangen dat verandering van grootte van een enkele term in een tweemaandse periode (een staaf in de figuur) wijziging van andere termen tot gevolg heeft. Hierbij valt het tevens op dat bij een verandering van de lengte van een enkele staaf de compensatie - die noodzakelijk is om het systeem gesloten te houden - op een groot aantal manieren kan plaatsvinden. Zo zou bijvoorbeeld een grotere neerslaghoeveelheid dan in de figuur in juli en augustus is aangegeven gecompenseerd kunnen worden door een grotere verdamping in januari en februari. De relatie tussen vocht aanvullingen en vochtonttrekkingen met de grondwaterberging en via de  $\mu$ -waarden met de grondwaterstand bewerkstelligt dat de compensatie echter grotendeels binnen dezelfde periode van twee maanden moet plaats vinden, opdat de gemiddelde waterstand zo goed mogelijk aan de gemeten waarden blijft voldoen.

Een voorstelling als gegeven in fig. 12.7 kan als uitgangspunt dienen voor verdere detaillering en nadere studie. Verbetering van de bepaling van een van de hydrologische grootheden betekent onvermijdelijk de

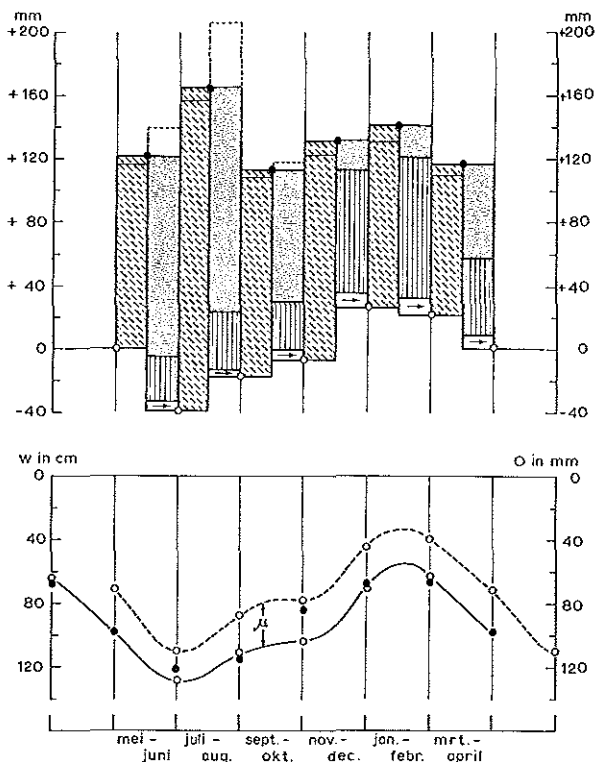


Fig. 12.7. Samenvatting van de waterbalans als gemiddelde over 14 jaar (1952-1965) voor tweemaandse totalen. De figuur brengt de gesloten samenhang tussen de hydrologische variabelen in beeld in relatie tot de grondwaterstand en de grondwaterberging

*The waterbalance as closed system of the hydrological variables and their relationship to water storage and groundwater levels. Values are 14 years mean bimonthly totals (1952-1965)*

noodzaak tot het herzien van de gehele waterbalans en nadere studie aangaande de betrouwbaarheid van meting en bepaling van de andere in de waterbalans voorkomende grootheden.

5. HET INTERPOLEREN VAN DE CORRECTIEFACTOREN

De vastgestelde correctiefactoren hebben betrekking op gemiddelden van tweemaandse sommen van de variabelen die voorkomen in de waterbalans. De afzonderlijke tweemaandse sommen zijn getotaliseerd uit decadetotalen en, teneinde de noodzakelijke detail-

lering te behouden, moeten ook deze weer tot gecorrigeerde waarden worden herleid. Het eenvoudigste is de tweemaandse correctiefactoren toe te passen op de relevante decadetotalen. Door de distributiviteit van de vermenigvuldiging blijft het eindresultaat - de gesloten waterbalans voor tweemaandse tijdvakken - bewaard. Men zal dan echter moeten aanvaarden dat bijvoorbeeld de correctie op de afvoer van de laatste decade in februari (zie tabel 12.4) naar de eerste decade in maart verspringt naar 66,9 %, na 6 decaden lang, namelijk in januari en februari, 101,3 % te hebben bedragen.

Dergelijke sprongen in de waarden van de correctiefactoren kunnen worden vermeden door geïnterpoleerde waarden toe te passen. Hierbij ontstaat dan de complicatie dat het verkregen resultaat, de gesloten waterbalans, niet langer behouden blijft. Dit zal met een voorbeeld toegelicht worden.

Stel de oorspronkelijke tweemaandse som voor door  $S_1$ . Deze som is opgebouwd uit zes decadetotalen  $d_i$  zodat

$$S_1 = \sum_{i=1}^6 d_i \quad (12.8)$$

De correctiefactor die toegepast moet worden op de voorafgaande, de beschouwde en de volgende tweemaandse periode wordt voorgesteld door resp.  $P_0$ ,  $P_1$  en  $P_2$ . Nu geldt voor de nieuwe gecorrigeerde tweemaandse som

$$S_1^* = P_1 S_1 \quad (12.9)$$

De correctiefactoren  $P_i$  worden gecentreerd gedacht in het midden van het bijbehorende tijdvak zodat de drie decadefactoren  $\pi_1$ ,  $\pi_2$  en  $\pi_3$  uit lineaire interpolatie tussen  $P_0$  en  $P_1$  zouden kunnen worden verkregen, de factoren  $\pi_4$ ,  $\pi_5$  en  $\pi_6$  uit interpolatie tussen  $P_1$  en  $P_2$ . Gevraagd wordt nu of geldt dat, in verband met (12.8) en (12.9)

$$S_1^* = \sum_{i=1}^6 \pi_i d_i \quad (12.10)$$

De waarden der  $\pi_i$ 's liggen vast bij gegeven  $P_0$ ,  $P_1$  en  $P_2$ . Dit betekent dat niet elke opdeling van  $S_1$  in zes decadetotalen  $d_i$  aan (12.10) zal voldoen, met andere woorden door toepassing van geïnterpoleerde waarden voor de correctiefactoren op de decadetotalen  $d_i$  zal voor de gecorrigeerde decadesommen  $d_i^* = \pi_i d_i$  in het algemeen slechts de ongelijkheid gelden

$$\sum_{i=1}^6 d_i^* \neq P_1 S_1$$

waarmede het sluiten van de waterbalans te niet is gedaan.

Er moeten dus andere waarden  $p$  voor de factoren  $\pi$  gekozen worden en wel zodanig dat (12.10) vervangen wordt door

$$S_1^* = p_1 d_1 + p_2 d_2 + \dots + p_6 d_6 = P_1 S_1 \quad (12.11)$$



Bij gegeven decadesommen  $d_i$  kunnen aan (12.11) nog  $(n - 1) = 5$  betrekkingen tussen de  $p$ 's toegevoegd worden. Deze zal men zodanig kiezen dat de reeks  $\pi_1, \pi_2, \dots, \pi_6$  zo goed mogelijk zal worden benaderd. STOL (1970b) behandelt de oplossing van dit probleem voor een aantal alternatieven. Het eenvoudigste en tevens meest zinvolle is het alternatief waarbij de onderlinge verhoudingen zoals die tussen de geïnterpoleerde waarden  $\pi_i$  bestaan behouden blijven. De oplossing wordt dan verkregen met de volgende procedure.

Met behulp van de geïnterpoleerde factoren  $\pi_i$  en de decadesommen  $d_i$ , waarvoor  $\sum d_i = S_1$ , wordt het met de decadetotalen gewogen gemiddelde van de factoren  $\pi_i$  berekend volgens

$$\bar{\pi} = \frac{\sum d_i \pi_i}{S_1} \quad (12.12)$$

Het verhoudingsgetal tussen dit gemiddelde en de factor  $P_1$  wordt voorgesteld door

$$p_0 = \frac{P_1}{\bar{\pi}} \quad (12.13)$$

waarna de factoren  $p_i$  berekend worden met

$$p_i = \pi_i p_0, \quad i = 1, 2, \dots, 6 \quad (12.14)$$

De oplossing geldt algemeen en is triviaal voor  $n = 1$ .

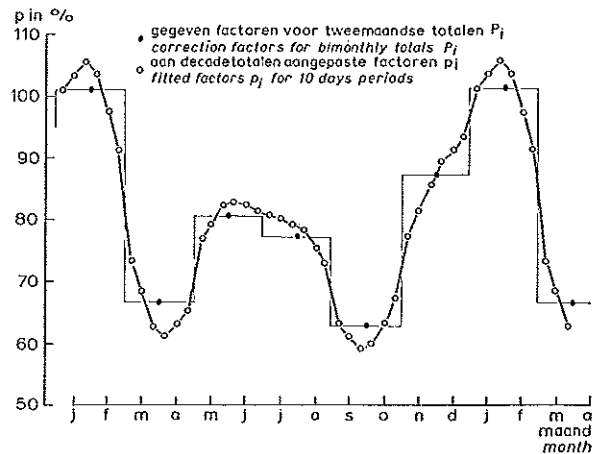


Fig. 12.8. Het verloop met de tijd van de aangepaste decade-correctiefactoren voor de afvoer, welke verkregen zijn uit tweemaandse factoren  
Correction factors for 10-day totals of runoff obtained from bimonthly correction factors

Met behulp van deze formules is de juistheid van (12.10) gemakkelijk te bewijzen.

Met de hier gegeven oplossing bestaat de mogelijkheid in elk afzonderlijk jaar correctiefactoren voor decadesommen te berekenen. In elk jaar wordt dan aan de gecorrigeerde tweemaandse som  $S_1^*$  voldaan. In het onderhavige geval is de voorkeur gegeven aan

Tabel 12.10. Bepaling van decade-correctiefactoren voor het herleiden van afvoergegevens bepaald met afvoerkrommen op meetstuwwaarden. De gegeven waarden zijn gemiddelden over de jaren 1952 - 1958

Maanden	$P_1$ (%)	Maand	Geïnterpoleerde waarden			$\bar{\pi}$	$p_0$	Aangepaste waarden		
			$\pi_1$	$\pi_2$	$\pi_3$			$P_1$	$P_2$	$P_3$
jan. + febr.	101,3	jan.	95,633	97,900	100,167	95,937	1,056	100,98	103,37	105,77
		febr.	98,433	92,700	86,967			103,94	97,88	91,83
mrt. + april	66,9	mrt.	81,233	75,500	69,767	74,174	0,902	73,27	68,10	62,93
		april	68,058	70,375	72,692			61,38	63,47	65,56
mei + juni	80,8	mei	75,008	77,325	79,642	78,411	1,030	77,29	79,68	82,07
		juni	80,508	79,925	79,342			82,96	82,35	81,76
juli + aug.	77,3	juli	78,758	78,175	77,592	75,355	1,026	80,79	80,19	79,59
		aug.	76,092	73,675	71,258			78,06	75,58	73,10
sept. + okt.	62,8	sept.	68,842	66,425	64,008	67,910	0,925	63,66	61,43	59,19
		okt.	64,875	69,025	73,175			59,99	63,83	67,68
nov. + dec.	87,7	nov.	77,325	81,475	85,625	87,348	1,004	77,64	81,80	85,97
		dec.	88,833	91,100	93,367			89,19	91,47	93,74
			$\pi_1$	$\pi_2$	$\pi_3$			$P_1$	$P_2$	$P_3$
Months	$P_1$ (%)	Month	Interpolated values			$\bar{\pi}$	$p_0$	Fitted values		

$\bar{\pi}$  = gewogen met decadetotalen

$\bar{\pi}$  = weighted with 10-day totals

Table 12.10. Determination of 10-day correction factors for transforming discharge data obtained with curves in those measured with weir  $F_c$ . Mean values for hydrologic years 1952 - 1958

Tabel 12.11. Bepaling van gecorrigeerde decadetotalen  $p_i d_i$  met behoud van de gecorrigeerde tweemaandse som  $P_1 S_1$ , gemiddelden over 1952 - 1958

Maanden	$P_1$ (%)	Maand	Decadetotalen			$S_1 =$ $\frac{\sum d_i}{6}$ 1	$S_1^* =$ $P_1 S_1$	Gecorrigeerde decadetotalen			$S_1^* =$ $\frac{\sum p_i d_i}{6}$ 1
			$d_1$	$d_2$	$d_3$			$p_1 d_1$	$p_2 d_2$	$p_3 d_3$	
jan. + febr.	101,3	jan.	16,6	18,2	19,1	94,7	95,93	16,76	18,81	20,20	95,93
		febr.	15,4	13,6	11,8			16,01	13,31	10,84	
mrt. + april	66,9	mrt.	17,5	11,8	11,6	61,7	41,28	12,82	8,04	7,30	41,28
		april	8,8	7,1	4,9			5,40	4,51	3,21	
mei + juni	80,8	mei	6,9	7,6	8,8	36,5	29,49	5,33	6,06	7,22	29,49
		juni	5,4	4,0	3,8			4,48	3,29	3,11	
juli + aug.	77,3	juli	5,8	8,6	10,0	53,9	41,66	4,69	6,90	7,96	41,66
		aug.	7,5	10,5	11,4			5,85	7,94	8,33	
sept. + okt.	62,8	sept.	7,9	6,3	8,5	53,1	33,35	5,03	3,87	5,03	33,35
		okt.	10,4	9,3	10,7			6,24	5,94	7,24	
nov. + dec.	87,7	nov.	11,7	9,2	8,0	70,6	61,92	9,08	7,53	6,88	61,92
		dec.	9,5	14,2	18,1			8,47	12,99	16,97	
Totaal Total						370,5	303,63				303,63
Months	$P_1$ (%)	Month	$d_1$	$d_2$	$d_3$	$S_1 =$ $\frac{\sum d_i}{6}$ 1	$S_1^* =$ $P_1 S_1$	$p_1 d_1$	$p_2 d_2$	$p_3 d_3$	$S_1^* =$ $\frac{\sum p_i d_i}{6}$ 1
			10-day totals					Corrected 10-day totals			

$S_1$  = tweemaandse som van 6 decadetotalen

$S_1$  = bimonthly sum of 6 10-day totals

Table 12.11. Determination of corrected 10-day totals  $p_i d_i$  fitted to the corrected bimonthly sum  $P_1 S_1$ . Mean values for hydrologic years 1952 - 1958

het berekenen van correctiefactoren als gemiddelde over het aantal jaren waarop deze moeten worden toegepast. De bepaling van de decadefactoren en een volledig overzicht over de uitkomsten voor de hier besproken waterbalans, wordt gegeven door StOL (1970b). Hier wordt volstaan met een voorbeeld van een curve waarin de decadefactoren tegen de tijd zijn uitgezet (fig. 12.8). De figuur laat zien dat grote verschillen tussen opeenvolgende decadefactoren bij de berekende aangepaste waarden niet meer voorkomen. Uit de figuur blijkt ook dat de aangepaste waarden inderdaad niet gelijk zijn aan geïnterpoleerde waarden tussen de gegeven factoren  $P_i$ . Dit houdt verband met het feit dat bij de gekozen oplossingen  $p_i$  de waarden van de gecorrigeerde tweemaandse sommen behouden blijven. De numerieke uitkomsten waarop fig. 12.8 gebaseerd is worden in een tweetal tabellen samengevat. De geïnterpoleerde waarden ( $\pi_i$ ) tussen de zwarte stippen die de waarden van  $P_i$  voorstellen en afgeleid kunnen worden uit fig. 12.8 staan vermeld in tabel 12.10. Daarna volgt de berekening van  $\bar{\pi}$  volgens (12.12), het vaststellen van de hulpgrootheid  $p_0$  met (12.13) en de berekening van de aangepaste factoren  $p_i$  volgens (12.14).

Hierna kunnen de oorspronkelijke decadetotalen herleid worden tot gecorrigeerde decadetotalen (tabel 12.11). Uit de tabel volgt uit de gesommeerde waarden  $S_1^*$  dat voor elke tweemaandse som aan (12.9) is voldaan. De uitkomsten vormen de noodzakelijke detaillering van de berekening uit tabel 12.4. Opgemerkt wordt nog dat voor de afvoer, zoals hier besproken, de waarden gemiddelden zijn over de jaren 1952 - 1958.

Met behulp van de decadefactoren zijn de oorspronkelijke decadetotalen van de variabelen omgerekend. Hiermede zijn de in het volgende te bespreken bewerkingen en analyses uitgevoerd.

Voor het behoud van de onderlinge verhouding tussen potentiële gewasverdamming en werkelijke gewasverdamming zijn de potentiële gewasverdampingscijfers, die reeds herleid zijn op het gebruik van grondneerslagmeters, gecorrigeerd op de waterbalans met de voor de werkelijke verdamping berekende decadefactoren.

Een samenvatting van alle bij de uitgevoerde herleidingen gebruikte symbolen staat weergegeven in

Tabel 12.12. Overzicht over de uitgevoerde herleidingen voor het aanpassen van hydrologische gegevens aan de waterbalans, en de daarbij gebruikte symbolen

Nr.	Variabele	Symbool	Doel herleiding	Correctiefactor $P_i$		Tijdvak van toepassing	Opmerkingen met betrekking tot de correctiefactoren	Nieuw symbool*)
				Hoe verkregen	Symbool			
1	Neerslag		Omrekenen neerslaggegevens uit standaardmeters op grondmeterwaarden	Uit fig. 5.4 van deelrapport 5 voor maandsommen		1952-1965	Met neerslag decadetotalen omgerekend tot decadefactoren	$N$
2	Afvoer	$Q$	Omrekenen afvoergegevens bepaald met afvoerkrommen op meetstuwwaarden	Uit gemiddelde afvoer : neerslagverhouding ( $Q/N$ ) van tweemaandse sommen over 1961-1965	$q$	1952-1958	Toepassing van $q$ op $N$ levert de vermoede gemiddelde tweemaandse afvoer	$\hat{Q}$
	Gemeten afvoer 1952-1960	$Q_0$		Verhouding tussen vermoede en waargenomen afvoer ( $\hat{Q}/Q_0$ )	$C_0$	1952-1960	Met afvoer decadetotalen omgerekend tot decadefactoren	$\bar{Q}$
3	Gewasverdamping: Potentieel Werkelijk	$gE_0$ $E_w$	Aanpassing grondwaterstandanalyse aan neerslagmeting met grondmeters	Uit 1) voor tweemaandse sommen berekend	$f_N$	1952-1965	Met respectieve verdampings decadetotalen omgerekend tot decadefactoren	$(gE_0)^*$ $E_w^*$
4	Werkelijke gewasverdamping	$E_w^*$	Aanpassing van de werkelijke verdamping uit 3) aan de uit de waterbalans voor tweemaandse sommen afgeleide $\hat{E}_w$	Uit analyse van cumulatieve vochtsaldi van tweemaandse sommen volgt $\hat{E}_w/E_w^*$	$C_E$	1952-1965	Met verdampings decadetotalen omgerekend tot decadefactoren	$\hat{E}_w$
5	Potentiële gewasverdamping	$(gE_0)^*$	Behoud van de onderlinge verhouding tussen potentiële en werkelijke gewasverdamping	Als in 4)	$C_E$	1952-1965	Voor het behoud van de onderlinge verhouding zijn dezelfde decadefactoren als in 4) toegepast	$(g\hat{E}_0)$

\*) Uiteindelijke symbolen zijn in volgende paragrafen gemakshalve weer zonder nadere onderscheiding gebruikt

tabel 12.12. Zonder hierop steeds expliciet de aandacht te vestigen zijn met de symbolen van in de waterbalans voorkomende variabelen steeds de gecorrigeerde grootheden bedoeld.

## 6. DE WATERBALANS VARIËREND MET DE TIJD

Met de gecorrigeerde decadetotalen als nieuwe basisgegevens kan een inzicht worden verkregen in de waterbalans van het onderzochte gebied. In het volgende zullen in het kort de termen neerslag ( $N$ ), afvoer ( $Q$ ), wegzijging ( $U$ ), en werkelijke verdamping ( $E_w$ ) in hun onderlinge samenhang worden beschouwd. De afvoertermen ( $Q + U$ ) zullen hierbij soms als enkele term optreden terwijl het vochtsaldo ( $S^0$ ) wordt gedefinieerd als

$$S^0 = N - (Q + U) - E_w \quad (12.15)$$

In tegenstelling tot vergelijking (12.1) stellen de sym-

bolen nu de aangepaste variabelen voor.

### 6.1. HET AFVOERJAAR ALS TIJDSEENHEID

De gemiddelde jaar<sub>5</sub>-sommen van de variabelen over de 14 jaren van onderzoek, zoals deze voorkomen in de tabellen 12.7 en 12.9 kunnen met de nieuwe decadetotalen uitgesplitst worden in jaar<sub>5</sub>-sommen voor elk afvoerjaar afzonderlijk. Dit overzicht wordt gegeven in tabel 12.13, waaraan tevens een kolom met de berekende Penman-verdamping te Winterswijk is toegevoegd. Deze laatste cijfers zijn bepaald uit gegevens verstrekt door KRAMER (1957) en het K.N.M.I. (Maandelijks Overzicht).

Op een afrondingsnauwkeurigheid ter grootte van 1 mm na hebben de gemiddelden over de jaren dezelfde waarden als die welke eerder zijn vermeld. Uit de tabel blijkt dat regenrijke jaren met meer dan 1000 mm neerslag zijn geweest: 1960 - 1961 en 1965 - 1966, waarbij opgemerkt wordt dat in dit

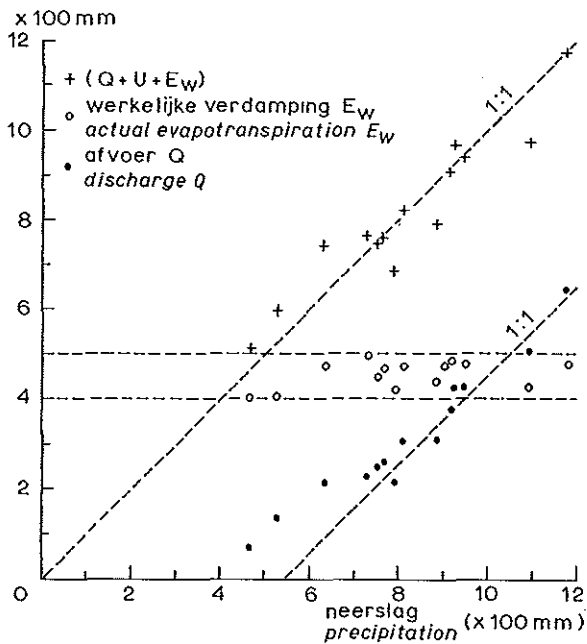


Fig. 12.9. Het verband tussen jaar<sub>5</sub>-sommen van hydrologische grootheden in relatie tot de neerslag over de jaren 1952 tot en met 1965  
*Relationship between year<sub>5</sub>-sums of hydrological variables from the hydrologic years 1952 through 1965, in relationship to corresponding rainfall amounts*

laatst genoemde afvoerjaar de neerslaghoeveelheid 1178 mm heeft bedragen of wel 44,5 % meer dan gemiddeld. Opvallend droge jaren zijn geweest (minder dan 650 mm neerslag): 1953 - 1954 met een droog najaar, 1959 - 1960 en 1962 - 1963. In het zeer droge jaar 1959 blijkt de jaar<sub>5</sub>-som van de neerslag slechts 467 mm te hebben bedragen ofwel 42,7 % minder dan gemiddeld. In de 14-jarige periode van onderzoek verschillen de extremen onderling dus 711 mm; in het natste jaar viel 2,5 x zoveel neerslag als in het droogste jaar.

Door dit grote verschil in uiterste situaties ontstaat de mogelijkheid een indruk te verkrijgen van de samenhang tussen de verschillende hydrologische grootheden op jaarbasis. Hiertoe zijn gegevens, afkomstig uit tabel 12.13, tegen elkaar uitgezet in fig. 12.9.

Wordt eerst gelet op de relatie tussen jaar<sub>5</sub>-sommen van neerslag ( $N$ ) en afvoer ( $Q$ ), de zwarte stippen in de figuur, dan blijkt dat, zoals te verwachten valt, beide grootheden duidelijk positief gecorreleerd zijn. Het gedeelte van de neerslag dat als afvoer via de beken het gebied verlaat neemt ook relatief toe. Globaal gezien volgt uit de figuur dat van de natte jaren de neerslaghoeveelheid boven een bedrag van 540 mm in een verhouding van 1 : 1 door de beken wordt afgevoerd.

Met deze conclusie komt overeen dat de werkelijke verdamping in deze gevallen niet groter dan dit bedrag, verminderd met de ondergrondse afstroming is

geweest. De figuur illustreert vervolgens duidelijk dat de jaar<sub>5</sub>-sommen van de werkelijke verdamping ( $E_w$ ) niet samenhangen met het neerslagtotaal. Bij praktisch alle voorgekomen jaar<sub>5</sub>-sommen van de neerslag komen verdampingssommen tussen 400 en 500 mm per afvoerjaar voor (fig. 12.9).

Wordt tenslotte gelet op het jaar<sub>5</sub>-totaal van de som van de termen afvoer, verliezen en werkelijke verdamping ( $Q + U + E_w$ ) dan blijken deze zich, uitgezet tegen de neerslagsommen, rond de 45°-lijn door de oorsprong te groeperen. Uiteraard houdt dit verband met het feit dat gemiddeld over alle jaren van onderzoek de waterbalans een sluitend geheel vormt.

Aangezien de relatie tussen de hydrologische grootheden seizoen-afhankelijk zijn, speelt ook de verdeling van de neerslag over het jaar een rol bij het vastleggen van de relaties tussen jaarsommen. De voorgaande conclusies hebben dan ook een meer informatief karakter, doch door de grote variatie in neerslaghoeveelheid worden de tendensen goed tot uitdrukking gebracht.

Meer gedetailleerd wordt de samenhang gegeven in fig. 12.10 voor sommen over de maanden mei tot en met augustus, namelijk het groeiseizoen. De correlatieve samenhang tussen neerslag en afvoer enerzijds en neerslag en werkelijke verdamping anderzijds blijkt grote onderlinge overeenkomst te vertonen. Beide correlaties zijn positief; de stippendiagrammen bezitten spreidingen die in grootte met elkaar overeenkomen alleen het niveau van de stippenzwerm is

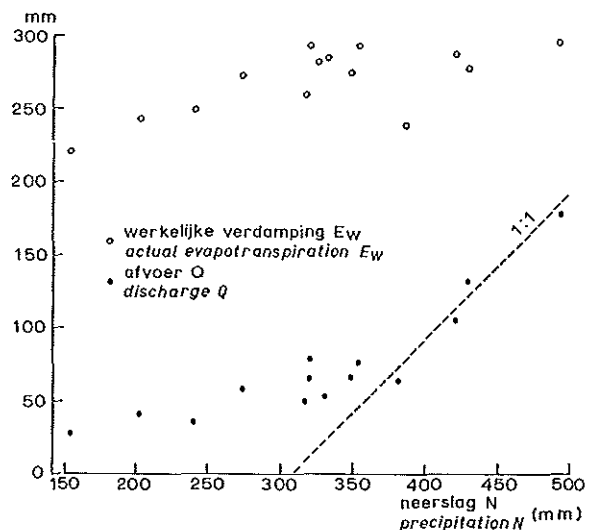


Fig. 12.10. Het verband tussen viermaandse sommen van hydrologische grootheden over mei tot en met augustus voor de afvoerjaren 1952 - 1965, in relatie tot de overeenkomstige hoeveelheden neerslag  
*Relationship between sums of the months May through August of hydrological variables in relationship to corresponding rainfall amounts (1952 - 1965)*

Tabel 12.13. Sommen van hydrologische grootheden per afvoerjaar (mm)

Jaar <sub>5</sub>	Neerslag	Afvoer	Wegzijing	Gewasverdamping		Vocht-saldo	Vochtsaldo cumulatief	Potentiële verdamping
				werkelijk	potentieel			
	<i>N</i>	<i>Q</i>	<i>U</i>	<i>E<sub>w</sub></i>	<i>gE<sub>o</sub></i>	<i>S<sub>o</sub></i>	$\Sigma So$	<i>E<sub>o</sub></i> *)
1952/3	753	249	45	455	500	4	4	731
1953/4	632	218	45	477	552	-108	-104	735
1954/5	944	425	45	470	497	3	-101	641
1955/6	760	247	45	469	560	-1	-102	671
1956/7	915	378	45	484	491	9	-93	591
1957/8	886	303	45	448	548	90	-3	669
1958/9	810	304	45	477	510	-16	-19	630
1959/0	467	66	45	405	656	-49	-68	808
1960/1	1095	502	45	432	529	115	47	614
1961/2	924	429	45	487	503	-37	10	614
1962/3	528	139	45	413	473	-69	-59	582
1963/4	731	225	45	498	532	-37	-96	626
1964/5	792	212	45	426	566	109	13	700
1965/6	1178	644	45	486	489	3	16	605
Gemiddeld Mean	815	310	45	459	529	1	1	658
	<i>N</i>	<i>Q</i>	<i>U</i>	<i>E<sub>w</sub></i>	<i>gE<sub>o</sub></i>	<i>S<sub>o</sub></i>	$\Sigma So$	<i>E<sub>o</sub></i> *)
				<i>actual</i>	<i>potential</i>		<i>Cumulated</i>	
<i>Year<sub>5</sub></i>	<i>Precipitation</i>	<i>Discharge</i>	<i>Outflow</i>	<i>Evapotranspiration</i>		<i>Moisture balance</i>	<i>moisture balance</i>	<i>Potential evaporation</i>

Table 12.13. Sums of hydrologic magnitudes per year<sub>5</sub> (1 May - 30 April), in mm

\*) After Penman's method, Station: Winterswijk

verschillend. In groeiseizoenen met een grote hoeveelheid neerslag (bijvoorbeeld meer dan 350 mm) neemt de verdamping niet meer toe, doch de beekafvoer wel. Uit de enkele gegevens in dit traject van de figuur kan geconcludeerd worden dat hetgeen de neerslag meer bedraagt dan 310 mm in regenrijke zomers gemiddeld in een verhouding 1 : 1 wordt afgevoerd.

Tabel 12.13 toont nog aan dat de vochtsaldi per afvoerjaar sterk in grootte kunnen variëren. Extremen in dit opzicht zijn 1953/1954 waarover een vochtonttrekking saldeerde van 108 mm zich uitend in lage waterstanden tot laat in de winter. Het droge jaar 1959/1960 leverde over het afvoerjaar als geheel slechts een onttrekking van 49 mm en staat hiermede op de derde plaats in de reeks. Een grote vochtaanvulling in het profiel werd geconstateerd over 1960/1961 en bedroeg 115 mm, onmiddellijk gevolgd door 1964/1965 met 109 mm.

In de loop der jaren cumuleren deze saldi, doch het verloop zal tussen zekere grenzen plaats vinden en de waarden zullen rond een gemiddelde fluctueren (fig. 12.9). Meer inzicht in het verloop met de tijd wordt verkregen door kleine tijdseenheden in beschouwing te nemen.

## 6.2. DE DECADE ALS TIJDSEENHEID

In een reeks figuren wordt voor de kortst gekozen tijdseenheid, de decade, de totalen van de hydrologische variabelen chronologisch weergegeven (fig. 12.11). De derde decade van een maand bevat steeds het totaal van de 21ste tot en met de laatste dag. Van de neerslag, afvoer en verdamping kan nu nagegaan worden hoe het verloop van de decadetotalen met de tijd is geweest. Voor elke groep van 4 maanden staan de sommen in mm in de figuur vermeld.

De neerslag (*N*) vertoont, zoals verwacht, een grillig patroon. Decaden zonder enige neerslag zijn enkele malen voorgekomen; twee opeenvolgende decaden zonder neerslag behoren tot de zeldzame verschijnselen. Decaden met meer dan 60 mm neerslag zijn veelvuldig voorgekomen, in de bekende natte jaren (1954, 1965) soms gedurende twee of meer decaden achtereen. Slechts in een drietal afvoerjaren is een dergelijke hoeveelheid neerslag niet overschreden namelijk 1959 - 1960, 1962 - 1963 en 1964 - 1965. Slechts in een enkel geval vond een overschrijding van 100 mm in een decade plaats namelijk in de eerste decade van juli 1952, de tweede decade van juli 1956, de tweede decade van september 1957 en de derde decade van juli 1965. In dit laatste geval

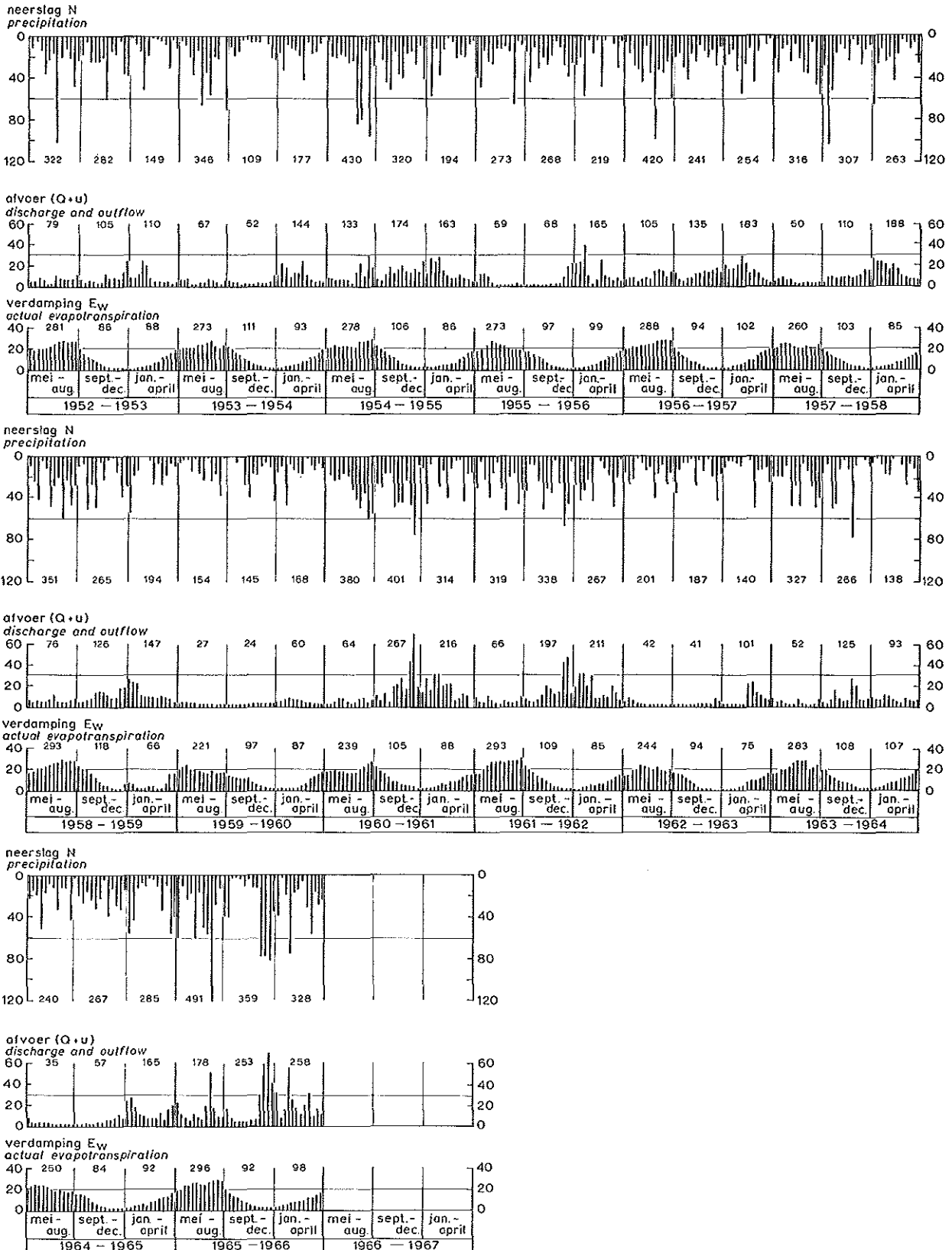


Fig. 12.11. Decadetotalen van neerslag ( $N$ ), afvoer ( $Q + U$ ) en werkelijke verdamping ( $E_w$ ) van 1 mei 1952 tot 1 mei 1966  
 10-day totals of precipitation ( $N$ ), discharge and outflow ( $Q + U$ ), and actual evapotranspiration ( $E_w$ ) from 1 May 1952 to 1 May 1966

bedroeg de neerslaghoeveelheid 121 mm, de grootste decadesom die in de 14 jaar van het onderzoek is voorgekomen.

De afvoer ( $Q + U$ ) vertoont in samenhang met de tijd meer regelmaat. Perioden met weinig afvoer wisselen perioden met veel afvoer af. Decaden waarin meer dan 30 mm aan afvoer is voorgekomen komen met een geringe frequentie voor. De 14 jaren van onderzoek zijn overigens dusdanig van neerslagverdeling geweest dat decaden met meer dan 30 mm afvoer soms op elkaar volgend zijn voorgekomen. In dit verband kunnen genoemd worden de jaren 1960 - 1961 (totaal 1095 mm neerslag), 1961 - 1962 (totaal 924 mm neerslag) en 1965 - 1966 (totaal 1178 mm neerslag). Daarnaast zijn er jaren geweest waarin gedurende een groot aantal decaden de afvoer slechts enkele mm bedroeg. In fig. 12.11 zijn deze gemakkelijk terug te vinden.

Van de drie beschouwde variabelen vertoont de werkelijke gewasverdamping ( $E_w$ ) het meest regelmatige patroon. Van mei tot en met augustus bedragen de meeste decadetotalen 20 mm en meer. Daarna neemt de verdamping sterk in grootte af om rond de jaarwisseling slechts 1 à 2 mm per decade te bedragen. Dan volgt weer een regelmatige stijging naar de waarden die in de zomer voorkomen. Gedurende de winter is de verdamping potentieel. Zoals in fig. 12.10 reeds werd aangetoond bestaat er een positieve correlatie tussen de hoeveelheid neerslag en de werkelijke verdamping gedurende het groeiseizoen. Dit komt ook in fig. 12.11 tot uiting. Zo is de curve voor de verdamping in 1959 - 1960 in de eerste maanden van het afvoerjaar meer afgevlakt dan in de andere jaren het geval is. Na de eerste decade van

juni 1959 komen geen decaden met 20 mm verdamping of meer nog voor in dat jaar. Ook het feit dat eerst laat in het daarop volgend jaar de invloed van de droogte in 1959 verdween, valt uit het verloop van de decadetotalen de verdamping af te leiden.

Het hoogste verdampingstotaal gedurende vier achtereenvolgende maanden trad op in mei tot en met augustus van het jaar 1965. Het totaal bedroeg 296 mm bij een neerslaghoeveelheid van 491 mm dat eveneens de grootste waarde uit de reeks vormt.

In fig. 12.12 staan van een droog en een nat jaar de uitkomsten van de berekening van potentiële en werkelijke gewasverdamping op dezelfde wijze weergegeven. In 1959 - 1960 blijkt de werkelijke verdamping in het groeiseizoen sterk bij de potentiële verdamping achter te blijven. In het jaar 1960 neemt de werkelijke verdamping in de zomer toe tijdens de natte maanden juli en augustus.

In tabel 12.14 worden tenslotte de gemiddelden per decade over de 14 jaren van onderzoek vermeld. De tabel geeft hiermede een verdere detaillering van de uitkomsten van tabel 12.7 en 12.9. Het cumulatieve vochtsaldo blijkt af te nemen tot een waarde van  $-39,0$  die bereikt wordt in de derde decade van juni. Het cumulatieve saldo neemt dan toe om in de tweede decade van november positief te worden. Dit betekent dat gemiddeld omstreeks deze tijd het vochtprofiel tot de gemiddelde waarde is aangevuld. De maximaal te bergen aanvulling bedraagt gemiddeld 37,6 mm in de eerste decade van februari.

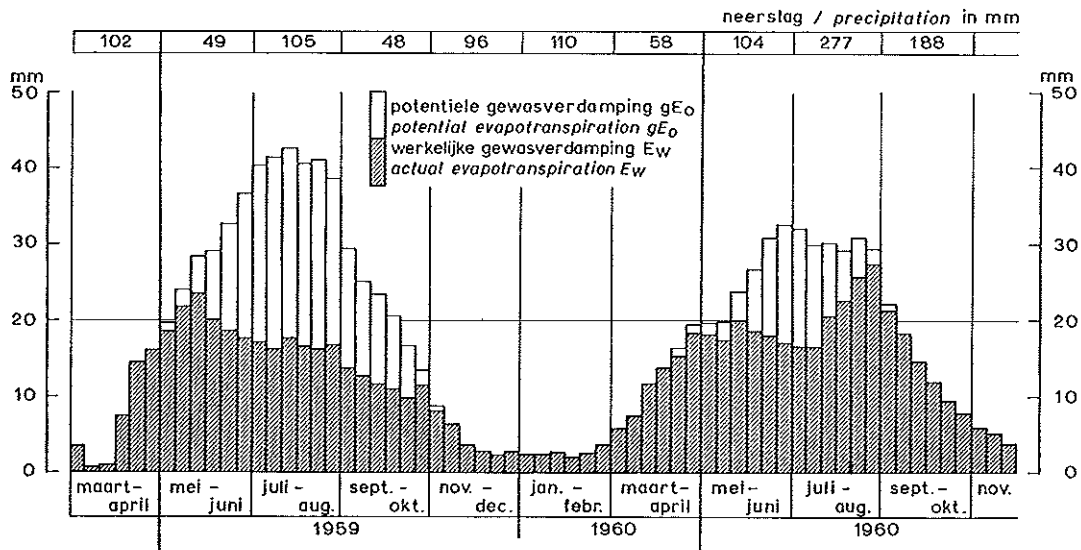


Fig. 12.12. Decadetotalen van potentiële en werkelijke gewasverdamping voor een droog en een nat jaar (1959 resp. 1960)  
 10-day totals of potential ( $gE_0$ ) and actual ( $E_w$ ) evapotranspiration in a relatively dry and a relatively wet summer, 1959 and 1960 respectively

Tabel 12.14. Gemiddelde waarden van decadetotalen (mm) over de afvoerjaren 1952 tot en met 1965 voor een aantal hydrologische grootheden

Maand	Decade	Neerslag <i>N</i>	Afvoer <i>Q</i>	Verliezen <i>U</i>	Gewasverdamping		Cumulatief saldo *		
					potentieel <i>gE<sub>o</sub></i>	werkelijk <i>E<sub>w</sub></i>	$\Sigma S^o$	$gE_o - E_w$	$N - (Q + U)$
Month	10-day period	Precipitation	Discharge	Outflow	Evapotranspiration potential	Evapotranspiration actual	Cumulated moisture balance	$gE_o - E_w$	$N - (Q + U)$
mei	1	17,7	6,2	1,0	18,5	18,2	- 7,7	0,3	10,5
	2	18,2	5,3	1,0	19,8	19,0	-14,8	0,8	11,9
	3	20,4	5,7	1,0	23,2	21,8	-22,9	1,4	13,7
juni	1	22,3	4,3	1,0	24,8	21,6	-27,5	3,2	17,0
	2	23,0	3,7	1,0	28,8	23,3	-32,5	5,5	18,3
	3	20,6	3,0	1,0	29,6	23,1	-39,0	6,5	16,6
juli	1	33,2	3,6	0,7	30,6	23,4	-33,5	7,2	28,9
	2	39,5	5,6	0,7	30,5	23,0	-23,3	7,5	33,2
	3	36,3	8,8	0,6	32,0	24,8	-21,2	7,2	26,9
augustus	1	23,4	5,3	0,6	30,7	23,1	-26,8	7,6	17,5
	2	38,8	5,6	0,7	31,8	23,4	-17,7	8,4	32,5
	3	32,9	6,7	0,7	31,0	24,7	-16,9	6,3	25,5
september	1	19,7	5,1	1,0	23,5	20,0	-23,3	3,5	13,6
	2	21,5	3,4	1,0	19,4	17,4	-23,6	2,0	17,1
	3	23,5	4,4	1,0	16,1	14,8	-20,3	1,3	18,1
oktober	1	22,3	5,3	1,0	13,1	12,4	-16,7	0,7	16,0
	2	21,0	6,0	1,0	10,4	9,9	-12,6	0,5	14,0
	3	21,8	7,3	1,0	8,0	7,9	- 7,0	0,1	13,5
november	1	21,8	8,5	1,5	5,5	5,5	- 0,7	0,0	11,8
	2	19,3	8,3	1,5	4,2	4,2	4,6	0,0	9,5
	3	17,9	11,2	1,5	2,8	2,8	7,0	0,0	5,2
december	1	28,0	17,3	1,5	2,0	2,0	14,2	0,0	9,2
	2	29,2	17,8	1,5	1,5	1,5	22,6	0,0	9,9
	3	22,2	14,4	1,5	1,9	1,9	27,0	0,0	6,3
januari	1	28,1	15,9	1,8	1,9	1,9	35,5	0,0	10,3
	2	20,7	15,4	1,8	2,1	2,1	36,9	0,0	3,5
	3	21,9	17,2	1,9	3,0	3,0	36,7	0,0	2,8
februari	1	23,3	17,0	1,9	3,5	3,5	37,6	0,0	4,4
	2	18,3	13,4	1,8	4,5	4,5	36,2	0,0	3,2
	3	12,3	9,8	1,8	5,0	5,0	31,9	0,0	0,7
maart	1	14,1	11,5	1,5	6,9	6,9	26,1	0,0	1,1
	2	14,1	8,8	1,5	7,3	7,3	22,6	0,0	3,8
	3	19,6	9,2	1,5	10,4	10,4	21,1	0,0	8,9
april	1	17,7	7,1	1,5	12,3	12,3	17,9	0,0	9,1
	2	15,8	6,8	1,5	15,1	15,1	10,3	0,0	7,5
	3	14,9	5,3	1,5	17,5	17,4	1,0	0,1	8,1
Totaal Total		815,3	310,2	45,0	529,2	459,1	1,0		460,1

Table 12.14. Mean values of 10-day totals in mm for hydrologic variables. Years: 1952 through 1965

\*  $S^o = N - (Q + U + E_w)$

### 6.3. HET VOCHTSALDO ALS FUNCTIE VAN DE TIJD

De waterbalans, geschreven volgens (12.15) resulteert in een *vochtsaldo* waarvan de waarden over een afvoerjaar reeds bij de toelichting op tabel 12.13 werden besproken. Ook het verloop van de vochtsaldi met de tijd kan meer gedetailleerd worden weergegeven.

Uit de decadecijfers is het vochtsaldo per decade berekend en cumulatief tegen de tijd uitgezet. Het resultaat wordt gegeven in fig. 12.13. Aangezien de vochtsaldi overeenkomen met verschillen van in de grond geborgen hoeveelheden water volgens (12.2), kan de curve voor het vochtsaldo vergeleken worden met die van de grondwaterstanden. Hiertoe is in dezelfde figuur de tijdstijghoogtelijnen van de peilbuizen 1226 en 1271 in beeld gebracht door de



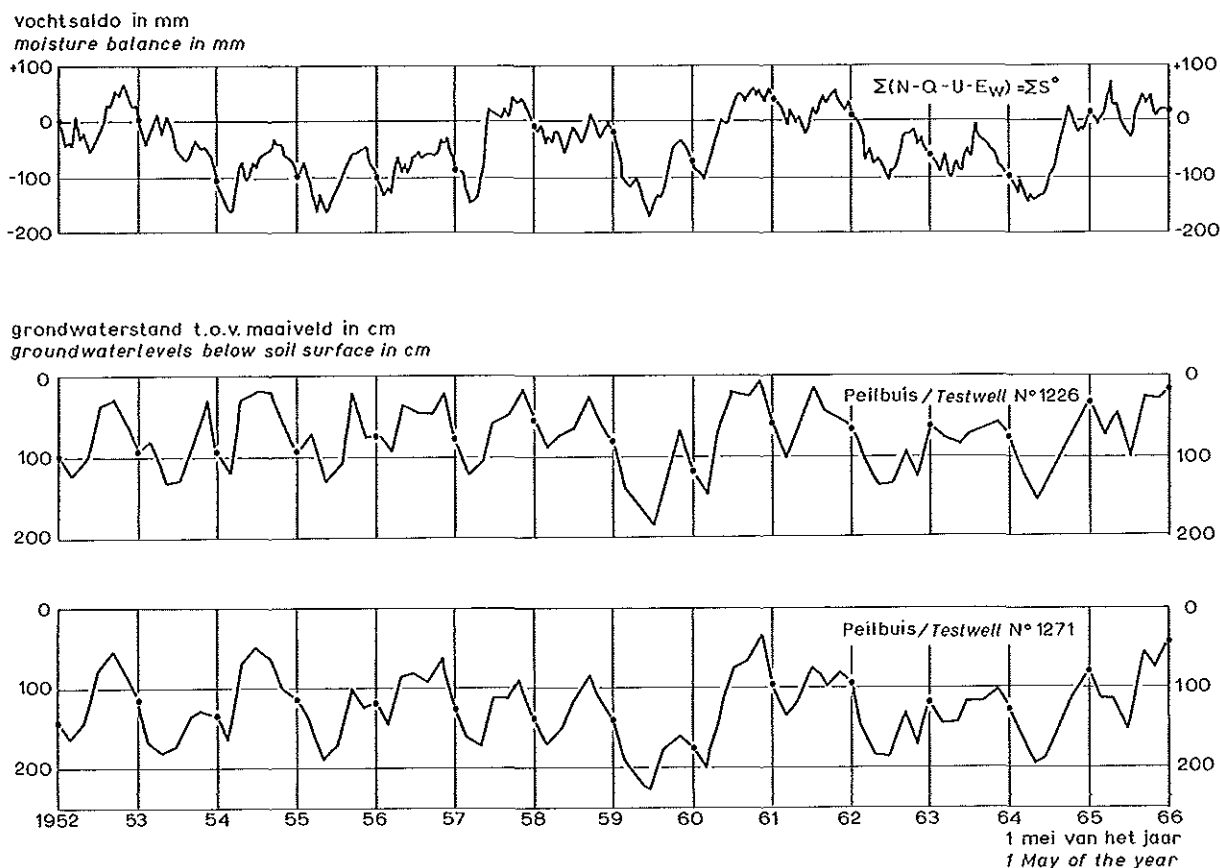


Fig. 12.13. Het verband met de tijd van vochtsaldi ( $S^o$ ), als gemiddelde over het Leerinkbeekgebied, en grondwaterstanden in twee meetpunten van 1 mei 1952 tot 1 mei 1966

The relationship with time of moisture balances ( $S^o$ ) for the Leerinkbeek area and groundwater levels in two wells from 1 May 1952 to 1 May 1966

waarnemingen op de 28ste van de even genummerde kalendermaanden op dezelfde tijdas uit te zetten.

De lijn van cumulatieve vochtsaldi begint bij 0 - een willekeurig gekozen initiële waarde - en beweegt zich verder tussen de grenzen +50 mm en -150 mm. Natte en droge jaren zijn in het verloop van de curve duidelijk te onderscheiden, terwijl binnen het jaar de seizoensbeweging zich afspiegelt (fig. 12.13).

De *tijdstijghoogtelijnen*, enigszins geschematiseerd weergegeven, komen goed met de curve voor de cumulatieve vochtsaldi overeen. Niet alleen het verband tussen de gegevens op 1 mei (28 april) vertonen een parallel verloop met de tijd, ook binnen het jaar is de overeenkomst tussen de curven goed. Enkele gedeelten waarin dit niet het geval is verdienen vermelding.

In het afvoerjaar 1953 - 1954 is de afname van de vochtinhoud buiten evenredigheid groot ten opzichte van de grondwaterstanddaling. Daarentegen vertoont het jaar 1957 - 1958 een stijging in het vochtsaldo die niet overeenkomt met de geringe verandering in grondwaterstand over het genoemde afvoerjaar. Verder valt nog op te merken dat de strenge vorstperiode

van februari 1963 wel in het verloop van de grondwaterstanden valt terug te vinden maar niet in de vochtsaldicurve. Deze verschillen kunnen grotendeels teruggevoerd worden tot het feit dat de gecumuleerde vochtsaldicurve betrekking heeft op het gebiedsgemiddelde terwijl de hiermede vergeleken grondwaterstandcurven die van twee enkele meetpunten zijn.

De samenhang tussen de vochtsaldi ( $S^o$ ) over een afvoerjaar en de verschillen in grondwaterstand over hetzelfde jaar wordt duidelijker weergegeven in fig. 12.14 waarin een stippendiagram voor de betrekking tussen deze grootheden is afgebeeld. Steeds werd het gemiddelde vochtsaldo in verband gebracht met grondwaterstandsverschillen van een enkel meetpunt te weten peilbuis 1226 resp. peilbuis 1271.

Aangezien  $S^o$  volgens vergelijking (12.15) uit een som van termen bestaat die, met gemiddelde 0, zowel positieve als negatieve waarden kan opleveren en elk der termen een stochastisch karakter heeft, kan  $S^o$  bij benadering normaal verdeeld gedacht worden. Hetzelfde geldt dan uiteraard voor  $(-\Delta w)$  zodat de waardenparen  $(-\Delta w, S^o)$  tweedimensionaal verdeeld zijn. Op basis hiervan zijn de contour-ellipsen be-

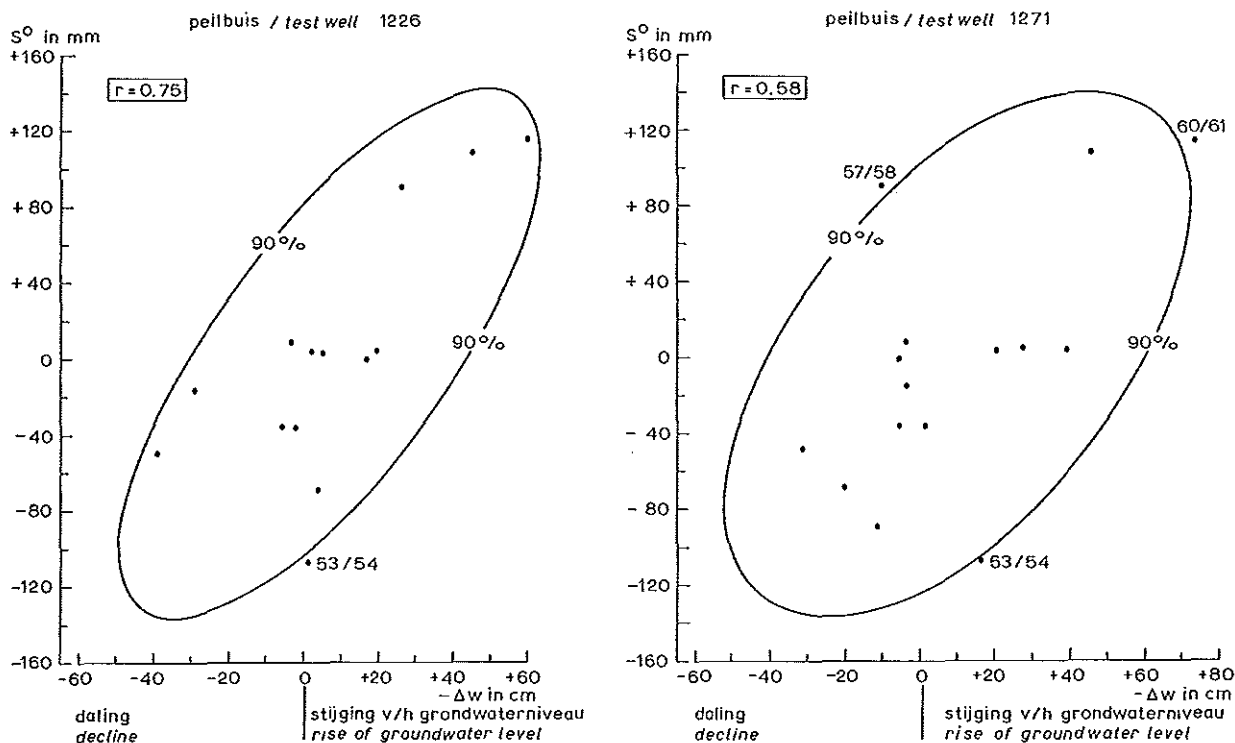


Fig. 12.14. Het verband per afvoerjaar tussen het vochtsaldo  $S^{\circ}$  van het Leerinkbeekgebied en het verschil in grondwaterstandniveau voor twee peilbuizen. De contour-ellipsen geven het gebied aan waarbinnen 90 % van de kansmassa ligt. The relationship between waterbalance  $S^{\circ}$  of the Leerinkbeek area and difference in groundwater level in hydrologic years for two test wells. The contour curves represent the 90 % level of the bivariate normal distribution

rekend die 90 % van de kansmassa insluiten (fig. 12.14). De waardenparen buiten de ellips komen met een overschrijdingskans van 10 % voor.

De aanpassing met de gegevens van meetpunt 1226 is het beste. De correlatiecoëfficiënt ( $r$ ) bedraagt 0,75 tegen  $r = 0,58$  voor de gegevens van meetpunt 1271. In beide gevallen behoort het gegeven uit het jaar 1953 - 1954 tot de uitzonderingssituaties. Voorts liggen ook de gegevens van peilbuis 1271 uit de afvoerjaren 1957 - 1958 en 1960 - 1961 in het gebied met de minder frequent voorkomende combinaties van waarden. Het individuele gedrag van de waterstandsbeweging in de genoemde peilbuizen, in vergelijking met de gemiddelde verschillen in geborgen hoeveelheden water, komt in deze figuur goed tot uiting.

Reeds is een enkele maal een opmerking gemaakt over het al dan niet zelden voorkomen van overschrijdingen van gegeven hoeveelheden neerslag, afvoer of verdamping. De opmerkingen hadden een sterk kwalitatief karakter doch zijn door uitwerking van de gegevens met behulp van een frequentie-analyse gekwantificeerd. In het volgende zal deze frequentie-analyse van de gegevens worden besproken.

## 7. INLEIDING TOT HET FREQUENTIE-ONDERZOEK

### 7.1. VARIABELEN EN PARAMETERS

Na de voorbereidende berekeningen en bewerkingen die dienden om systematische afwijkingen in het basismateriaal op te sporen en te elimineren, kunnen de verkregen decadetotalen verder worden geanalyseerd.

Als variabelen zijn in het frequentie-onderzoek het vochtsaldo en het vochttekort betrokken.

Het vochtsaldo over een bepaald tijdvak geeft aan welke aanvullingen of respectievelijk onttrekkingen aan de grondwatervoorraad zijn voorgekomen. Behalve van de lengte van het beschouwde tijdvak hangen de verschillen in vochtvoorraad in het profiel mede af van de begindatum ervan. De grootheden *tijdvaklengte* ( $k$ , in dagen) en *begindatum* ( $t$ , eerste van elke maand) zijn in de bewerking als parameters opgenomen.

Het vochttekort is gedefinieerd als het verschil tussen de potentiële- en werkelijke gewasverdamping van het gebied. Afhankelijk van motieven van bedrijfseconomische aard en van overwegingen met betrekking tot de hydrologische situatie in het gebied en de ontwikkeling van de meteorologische omstandigheden in een gegeven jaar, kan vastgesteld worden

wat het optimale deel  $\lambda$  van dit verschil is dat voor aanvulling in aanmerking komt. Dit deel hoeft niet in elk jaar voor elke tijdvaklengte gelijk te zijn, doch op deze complicaties zal niet worden ingegaan. In dit deelrapport wordt aangenomen dat in de betrekking

$$V_a = \lambda (gE_o - E_w) \quad (12.16)$$

de parameter  $\lambda = 1$  voor alle tijdvaklengten  $k$  en begintijdstippen  $t$ . Dit betekent dat steeds het maximale verschil uit (12.16) wordt beschouwd. De benodigde vocht aanvulling  $V_a$  om een gewasverdamming te realiseren die potentieel is, is dus steeds een positief getal met minimale waarde  $V_a = 0$ . Ook de frequentieverdelingen van  $V_a$  zijn afhankelijk van de tijd.

Bij het bepalen van de frequentieverdelingen zijn aan de tijdparameters de volgende waarden gegeven ten einde hun invloed op de vorm en het niveau van de verdelingen vast te stellen:

$$t = 1 \text{ januari, } 1 \text{ februari, } \dots, 1 \text{ december}$$

$$k = 10, 20, 30, 60, 90, 120, 180 \text{ en } 360 \text{ dagen}$$

Door deze parameters als nieuwe variabelen te kiezen ontstaat de mogelijkheid figuren voor bijvoorbeeld gelijke overschrijdingskans te tekenen. Het aantal mogelijke figuren dat de samenhang tussen de vier grootheden millimeters vocht, overschrijdingskans, tijdvaklengte en begindatum weergeeft is groot, zodat in het volgende slechts enkele van de meest kenmerkende figuren ter illustratie van de diverse samenhangen zal worden opgenomen.

De waarde van de kansvariabele die bij een gegeven onderschrijdingskans  $P_z$  behoort, wordt de kritieke waarde genoemd.

## 7.2. ENKELE OPMERKINGEN OVER HET BEGRIJ HERHALINGSPERIODE

Onder het begrip herhalingsperiode ( $T$ ) wordt verstaan het aantal nieuwe onafhankelijke waarnemingen dusdanig groot dat daarin gemiddeld één overschrijding van de bijbehorende grootheid verwacht kan worden. Daar cumulatieve kansverdelingen gedefinieerd worden met onderschrijdingskansen ( $P_z$ ), is de betrekking tussen beide:

$$T = \frac{1}{1 - P_z} \quad \text{of} \quad T = \frac{1}{P_z} \quad (12.17)$$

Aangezien in deze betrekking  $P$  een fractie is, zal  $T$  een decimale breuk voorstellen. De fysische interpretatie van  $T$ , zijnde een aantal waarnemingen, wordt hiermede geweld aangedaan. Juister is het dus de grootheid  $T$  om te rekenen in gehele getallen. Hierbij kan met een voor de praktijk bruikbare benadering worden volstaan, bijvoorbeeld gemiddeld 1 overschrijding in 2 jaar in plaats van gemiddeld 10 per 21 jaar. Dit soort omrekeningen heeft overigens

alleen geldigheid indien er geen autocorrelatie tussen de waarnemingen voorkomt: de overschrijdingen moeten geheel volgens toeval overal in de reeks kunnen optreden. Dit is dan ook de reden dat steeds de voorwaarde van onderlinge onafhankelijkheid van de waarnemingen bij deze bewerkingen moet worden gesteld.

Opgemerkt dient nog dat de eenheid van  $T$  een aantal waarnemingen is, zodat  $T = 12$  bijvoorbeeld een 12-tal nieuwe grondmonsters kan voorstellen waaraan een eigenschap, bijvoorbeeld het vochtgehalte, kan worden onderzocht. Worden waarnemingen in de tijd verricht dan is de herhalingsperiode met de tijd geassocieerd. Indien één gegeven per jaar wordt opgenomen in een frequentieverdeling dan heeft  $T$  de dimensie van aantallen jaren. Ook indien één gegeven van één maand wordt genomen heeft  $T$  de dimensie van aantallen jaren aangezien de gekozen maand ook slechts éénmaal in een jaar voorkomt. Indien meer gegevens van één maand worden opgenomen in een frequentieverdeling - een techniek die hier niet is toegepast - is de herhalingsperiode niet meer zuiver het aantal jaren volgens vergelijking (12.17) en moet dit begrip met voorzichtigheid worden gehanteerd.

## 7.3. ENKELE UITZONDERLIJKE SITUATIES

In het basismateriaal komen enkele gevallen voor die bij een veel langere herhalingsperiode behoren dan de 14 jaar van onderzoek doch door toevallige omstandigheden nu zijn opgetreden. Een voorbeeld hiervan geeft figuur 12.15 B voor een tijdvaklengte van 90 dagen beginnend op 1 juli. De slechte aanpassing aan de normale verdeling (zie paragraaf 7.4) wordt veroorzaakt door het opnemen van de maand september in de sommatie, vergelijk hiervoor deze figuur met fig. 12.15 A die geldt voor  $k = 60$  dagen.

In tabel 12.15 staan de gevallen vermeld waarin van een uitzonderlijke situatie sprake was. Deze gegevens zijn niet gebruikt bij het bepalen van de parameters van de frequentieverdelingen van het vocht saldo.

De vochttekorten  $V_a$  zijn bepaald uit verschillen tussen potentiële en werkelijke gewasverdamming. De invloed van de uitzonderlijke situaties op de vorm van de frequentieverdelingen is hierdoor slechts gering.

## 7.4. AANNAMEN EN BETROUWBAARHEID

De frequentieverdelingen die in het onderzoek zijn betrokken, zijn met behulp van de I.B.M. 1130 computer van het Instituut T.N.O. voor Wiskunde, Informatieverwerking en Statistiek te Wageningen vastgesteld en in tabelvorm weergegeven en tevens geplott in een aaneensluitende reeks grafieken ten einde het resultaat ook visueel te kunnen beoordelen.

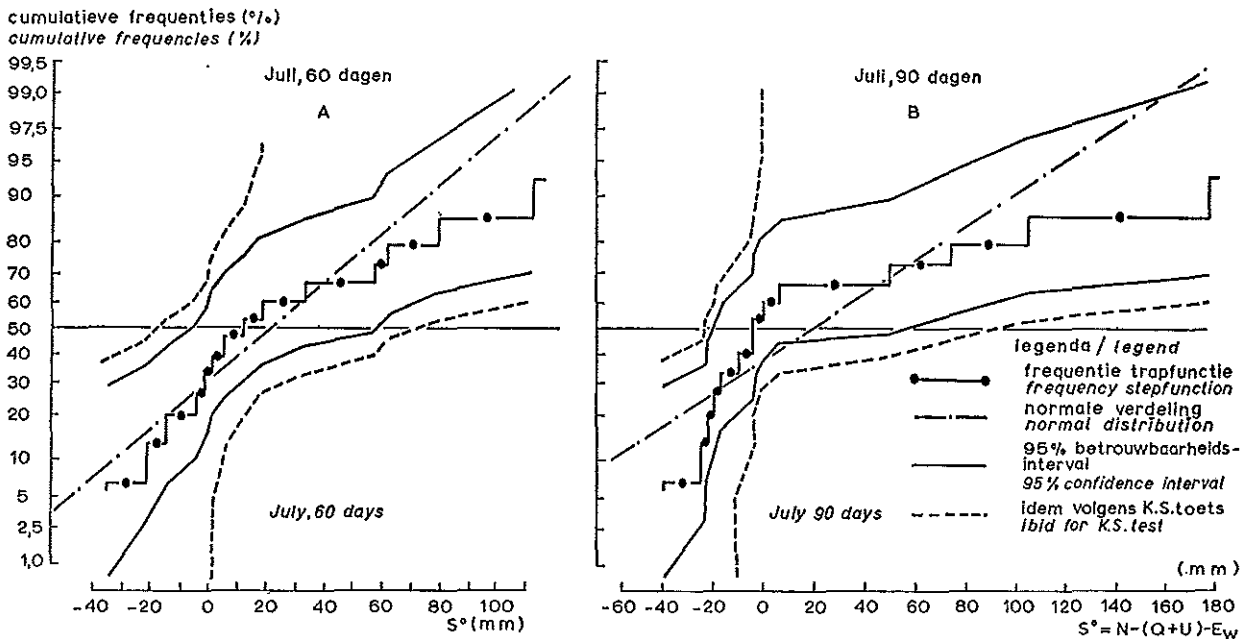


Fig. 12.15. Voorbeeld van de cumulatieve frequentie-trapfunctie van  $S^0$  (1 juli, 60 dagen) en  $S^0$  (1 juli, 90 dagen) met aangepaste normale verdeling en 95 % betrouwbaarheidsgebieden volgens de normale verdeling resp. de toets van Kolmogorov-Smirnov (K.S.-toets). De verschillen tussen beide zijn het grootst in de staart van de verdeling  
*Example of cumulative frequency step functions for  $S^0$  (1 July, 60 days) and  $S^0$  (1 July, 90 days) with fitted normal distribution curve and 95 % confidence belt according to the normal distribution and the Kolmogorov-Smirnov (K.S.)-test respectively. Remarkable differences between both occur at the tails of the distribution*

Tabel 12.15. Waarden van hydrologische grootheden die tot uitzonderlijk grote waarden van  $k$ -daagse sommen van  $S^0$  leiden

Jaar	1e van de maand	$k$ dagen	Neerslag $N$ (mm)	Afvoer $Q + U$ (mm)	Verdamping $E_w$ (mm)	Vochtsaldo $S^0$ (mm)
1952	juli	10	101	10	26	65
	november	10	61	13	4	44
1955	augustus	10	65	3	20	42
1957	september	20	134	12	37	85
	september	30	187	21	51	115
	augustus	60	297	28	113	156
	juli	90	390	36	177	177
						<i>Balance</i>
<i>Year</i>	<i>1st of the month</i>	<i>k days</i>	<i>N</i> (mm)	<i>Q + U</i> (mm)	<i>E<sub>w</sub></i> (mm)	<i>S<sup>0</sup></i> (mm)

Table 12.15. Values of hydrological magnitudes producing exceptional extreme values of  $k$ -day totals of the moisture balance  $S^0$

In par. 6.3 is uiteengezet dat de grootheid  $S^0$  bij goede benadering normaal verdeeld moet zijn. Om deze reden is bij elke frequentieverdeling van  $S^0$  de best passende normale verdeling berekend. Dit type verdeling wordt door twee parameters bepaald, te weten het gemiddelde  $\bar{x}(k, t)$  en de standaardafwijking  $s(k, t)$ ; beide zijn functies van de tijdparameters.

Een dergelijke benadering met normale kansverdelingen is voor de variabele  $V_a$  uit vergelijking (12.16) niet mogelijk daar een laagste waarde ( $V_a = 0$ ) niet

kan worden onderschreden hetgeen steeds aanleiding geeft tot het optreden van scheve verdelingen.

De frequentieverdelingen zijn opgesteld door aan elk jaar van onderzoek voor gegeven  $t$  en  $k$  precies één gegeven te ontlene hetgeen betekent dat praktisch alle frequentieverdelingen uit 14 gegevens, sommige uit 13 gegevens, zijn samengesteld.

Door dit geringe aantal gegevens per verdeling is het noodzakelijk enige aandacht aan de betrouwbaar-

heid van de resultaten te besteden. Hierbij kan worden uitgegaan van de veronderstelling dat het type van de kansverdeling niet bekend is, respectievelijk dat de empirische frequentieverdeling een steekproef is uit een normale verdeling. Ook in het eerste, parameter-vrije, geval is het mogelijk rond de gevonden frequentiecurve een gebied te construeren dat met een vooraf gekozen kans de werkelijke kansverdeling geheel zal bevatten. Indien de hypothese luidt dat de kansverdeling van een gegeven type zal zijn, in dit geval de normale verdeling, zal dit zogenaamde betrouwbaarheidsgebied smaller zijn aangezien door de verdere aanname het aantal mogelijk zijnde verdelingen wordt gereduceerd. Vooral aan de zogenaamde 'staarten' van de verdeling doet dit zich gelden.

Voor een enkel geval is dit toegelicht en wel in de fig. 12.15 en 12.16. Hierin is voor juli met  $k = 60$  en  $k = 90$  resp. voor maart met  $k = 10$  en  $k = 90$  de frequentieverdeling van de variabele  $S^o$  als stap functie weergegeven. Praktisch alle 96 frequentiecurven voor  $S^o$  zijn van een vorm zoals in fig. 12.16 B

wordt gegeven; er wordt steeds een goede benadering van de normale verdeling verkregen. In de figuur is de frequentie-polygoon uitgezet op de coördinaten voor het gegeven dat de  $i$ -de kleinste in de reeks is, volgens

$$x_i = S^o(i), f_i = \frac{i}{n+1}; i = 1, 2, \dots, n$$

met sprongen ter grootte  $f_i - f_{i-1}$  voor  $x_i$  met  $i = 2, 3, \dots, n$ .

De andere curven in de figuur stellen respectievelijk het 95 % betrouwbaarheidsgebied behorende bij de hypothese van een normale verdeling voor en het overeenkomstige gebied indien geen verdeling van een bepaald type wordt aangenomen. Voor een uiteenzetting omtrent de wijze waarop een dergelijk gebied wordt geconstrueerd wordt verwezen naar respectievelijk HALD (1967) en STOL (1966).

Aangezien de breedte van het betrouwbaarheidsgebied bepaald is door het aantal gegevens waaruit de empirische verdeling is opgebouwd, kan een algemene berekening worden gegeven in termen van de

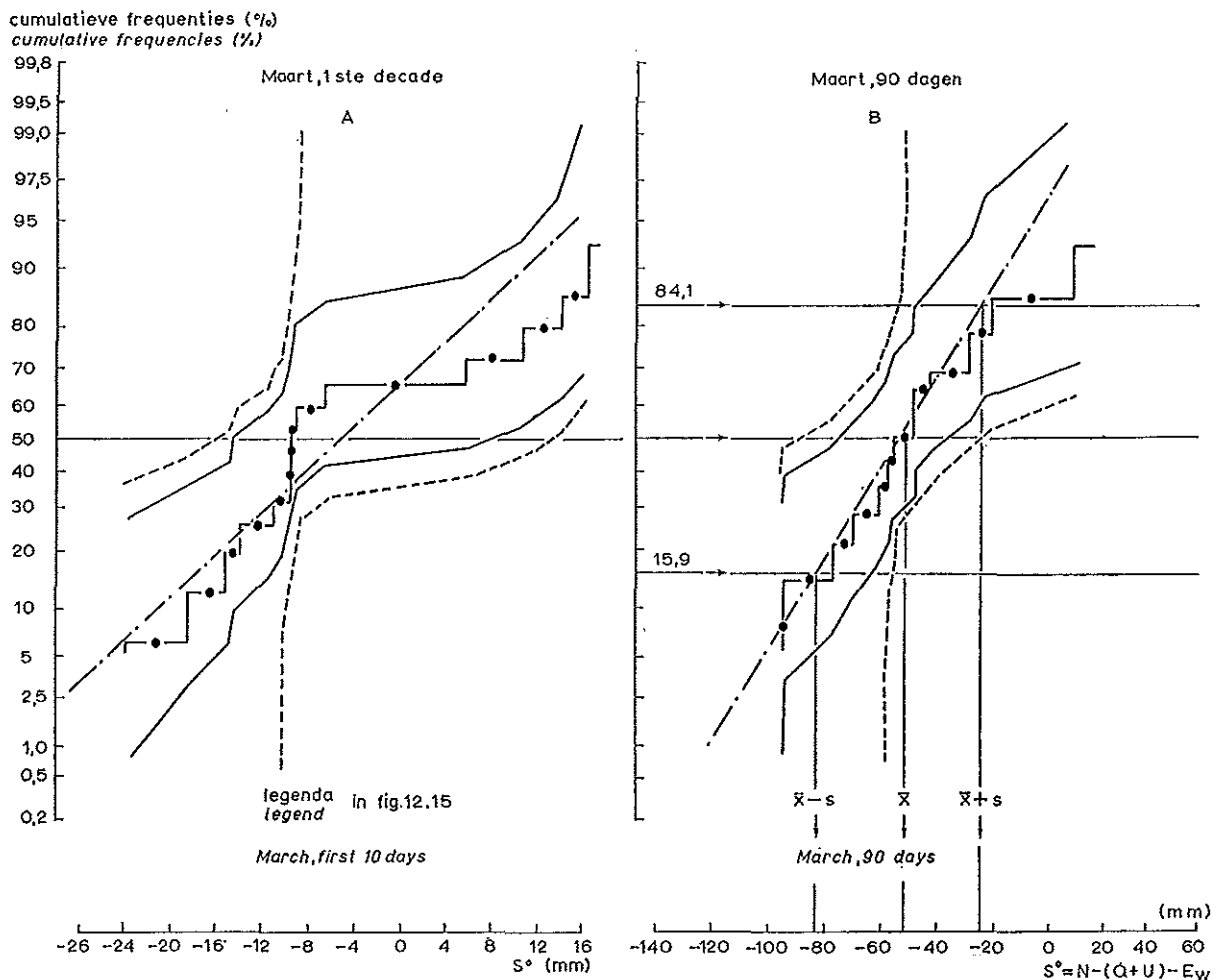


Fig. 12.16. Als fig. 12.15, maar nu voor  $S^o$  (1 maart, 10 dagen) en  $S^o$  (1 maart, 90 dagen). In het laatste geval zijn het gemiddelde  $\bar{x}$  en de standaardafwijking  $s$  in de figuur apart aangegeven  
As fig. 12.15, now for  $S^o$  (1 March, 10 days) and  $S^o$  (1 March, 90 days). The last example indicates the determination of the mean value  $\bar{x}$  and the standard deviation  $s$

Tabel 12.16. Het 95 % - tweezijdig betrouwbaarheidsgebied voor een cumulatieve kansverdeling geschat uit een steekproef van  $n = 14$  gegevens

$i$	Cumulatieve frequentie (%)				Herhalingsperiode $\frac{100}{100 - f_i} = T_i$ (afgerond)					
	K.S. <sup>-</sup>	normale verdeling			K.S. <sup>+</sup>	K.S. <sup>-</sup>	normale verdeling			K.S. <sup>+</sup>
		$f_i^-$	$f_i$	$f_i^+$		$T_i^-$	$T_i$	$T_i^+$		
1	0,00	0,59	6,67	31,21	41,8	1	1,0	1,1	1,5	1,7
2	0,00	2,62	13,33	38,97	48,4	1	1,0	1,2	1,6	1,9
3	0,00	5,59	20,00	46,41	55,1	1	1,1	1,3	1,9	2,2
4	0,00	9,18	26,67	53,19	61,8	1	1,1	1,4	2,1	2,6
5	0,00	13,35	33,33	59,87	68,4	1	1,2	1,5	2,5	3,2
6	4,9	17,88	40,00	65,91	75,1	1,1	1,2	1,7	2,9	4,0
7	11,6	22,97	46,67	71,57	81,8	1,1	1,3	1,9	3,5	5,5
8	18,2	28,43	53,33	77,03	88,4	1,2	1,4	2,1	4,4	8,6
9	24,9	34,09	60,00	82,12	95,1	1,3	1,5	2,5	5,6	20
10	31,6	40,13	66,67	86,65	100,0	1,5	1,7	3,0	7,5	$\infty$
11	38,2	46,81	73,33	90,82	100,0	1,6	1,9	3,8	11	$\infty$
12	44,9	53,59	80,00	94,41	100,0	1,8	2,2	5,0	18	$\infty$
13	51,6	61,03	86,67	97,38	100,0	2,1	2,6	7,5	38	$\infty$
14	58,2	68,79	93,33	99,41	100,0	2,4	3,2	15	169	$\infty$
		$f_i^-$	$f_i$	$f_i^+$		$T_i^-$	$T_i$	$T_i^+$		
K.S. <sup>-</sup>	normal distribution			K.S. <sup>+</sup>	K.S. <sup>-</sup>	normal distribution			K.S. <sup>+</sup>	

$i$	Cumulative frequency (%)			Return period $\frac{100}{100 - f_i} = T_i$						
		$f_i^-$	$f_i$	$f_i^+$		$T_i^-$	$T_i$	$T_i^+$		
1	0,00	0,59	6,67	31,21	41,8	1	1,0	1,1	1,5	1,7
2	0,00	2,62	13,33	38,97	48,4	1	1,0	1,2	1,6	1,9
3	0,00	5,59	20,00	46,41	55,1	1	1,1	1,3	1,9	2,2
4	0,00	9,18	26,67	53,19	61,8	1	1,1	1,4	2,1	2,6
5	0,00	13,35	33,33	59,87	68,4	1	1,2	1,5	2,5	3,2
6	4,9	17,88	40,00	65,91	75,1	1,1	1,2	1,7	2,9	4,0
7	11,6	22,97	46,67	71,57	81,8	1,1	1,3	1,9	3,5	5,5
8	18,2	28,43	53,33	77,03	88,4	1,2	1,4	2,1	4,4	8,6
9	24,9	34,09	60,00	82,12	95,1	1,3	1,5	2,5	5,6	20
10	31,6	40,13	66,67	86,65	100,0	1,5	1,7	3,0	7,5	$\infty$
11	38,2	46,81	73,33	90,82	100,0	1,6	1,9	3,8	11	$\infty$
12	44,9	53,59	80,00	94,41	100,0	1,8	2,2	5,0	18	$\infty$
13	51,6	61,03	86,67	97,38	100,0	2,1	2,6	7,5	38	$\infty$
14	58,2	68,79	93,33	99,41	100,0	2,4	3,2	15	169	$\infty$

Table 12.16. Two-sided 95 % confidence intervals for a cumulative probability distribution estimated from a sample of size  $n = 14$

K.S. = Kolmogorov-Smirnov; + duidt op de bovengrens (upper boundary), — op de ondergrens (lower boundary)

overeenkomstige overschrijdingsfrequenties. De resultaten hiervan staan in tabel 12.16 vermeld, waarin tevens een omrekening naar de herhalingsperiode  $T$  plaats vond. De tabel kan als volgt worden toegepast: het gegeven dat op de negende plaats komt van de naar opklimmende grootte gerangschikte waarnemingsuitkomsten ( $i = 9$ ) heeft een overschrijdingsfrequentie van  $(100 - 60) = 40$  % en een herhalingsperiode van 2,5 jaar. Uitgaande van de hypothese dat de verdeling een normale verdeling is en in aanmerking nemend dat de steekproef uit slechts 14 gegevens bestaat kan geconcludeerd worden dat de werkelijke herhalingsperiode zal liggen tussen (afgerond) 1,5 en ruim 5,5 jaar. Deze uitspraak heeft een betrouwbaarheid van 95 %.

Wordt aangenomen dat het type van de verdeling niet bekend is, dan kan geconcludeerd worden dat de werkelijke herhalingsperiode zal liggen tussen 1,3 jaar en 20 jaar. (Beter nog kan gezegd worden dat gemiddeld 10 overschrijdingen kunnen optreden in een aantal jaren liggend tussen 13 en 200). Ook deze uitspraak heeft een betrouwbaarheid van 95 %.

Van het gegeven dat de grootste waarde uit de reeks heeft ( $i = 14$ ) kan alleen gezegd worden dat gemiddeld eens in een periode van meer dan 2,4 jaar

een overschrijding er van zal plaatsvinden. Voor een normaal verdeelde grootte is dit gemiddeld eens in een periode van meer dan 3,2 jaar doch tevens kan dan gesteld worden dat het vaker is dan gemiddeld eens per 169 jaar.

Het voorgaande maakt het duidelijk dat een periode van 14 jaren voor het uitvoeren van een frequentie-analyse een korte waarnemingsreeks levert. De uitspraken die gedaan kunnen worden hebben een geringe statistische betrouwbaarheid, dat wil zeggen: bij de conventionele betrouwbaarheidsmarge van 95 % is het betrouwbaarheidsgebied wijd en zijn dientengevolge de uitspraken globaal. Onder de gegeven omstandigheden blijft de beste wijze van vastleggen van de resultaten het gebruik van het gemiddelde van de cumulatieve frequenties en de daarbij behorende herhalingsperiode resp.  $f_i$  en  $T_i$  in tabel 12.16. De ruimte binnen het betrouwbaarheidsgebied kan dienen voor onderlinge aanpassing van de verdelingscurven aan het seizoeneffect en de invloed van toenemende tijdvaklengten.

Aanvaardt men tenslotte het risico op foutieve uitspraken van 5 %, dan kunnen de verkregen frequenties geïnterpreteerd worden als kansen op in de toekomst plaatsvindende gebeurtenissen.

## 8. ONDERSCHRIJDINGSKANSEN VAN VOCHTSALDI

### 8.1. INLEIDING

De uitkomsten van het gemiddelde vochtsaldo  $\bar{x}(k, t)$  en de spreiding  $s(k, t)$  zijn in hun onderlinge samenhang bestudeerd. Het blijkt mogelijk het verloop van de spreiding met de tijd voor elke  $k$ -daagse som door middel van een sinuscurve te benaderen. Voor het gemiddelde  $\bar{x}$  is een dergelijke aanpassing

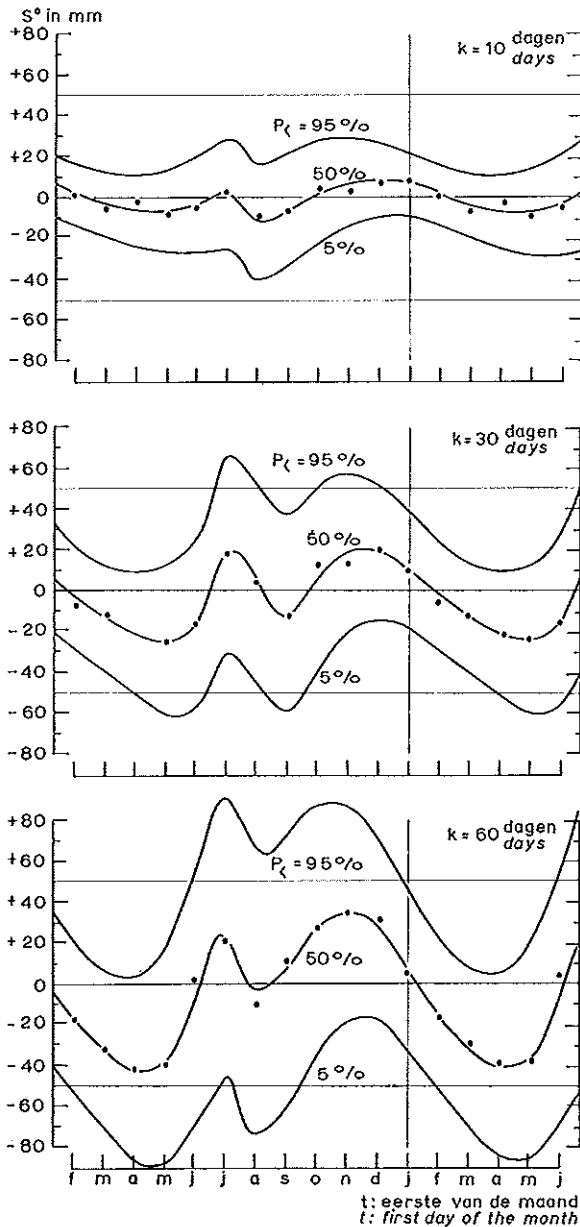


Fig. 12.17. Kritieke waarden van  $S^0$ , bij verschillende onderschrijdingskansen  $P_t$ , in verband met het seizoen ( $t$ ) voor drie tijdvaklengten  $k$ , resp. 10, 30 en 60 dagen  
*Relationship between season ( $t$ ) and critical values of  $S^0$  for three probability levels of non-exceedance  $P_t$ , and three values of the period length  $k$  (10, 30 and 60 days respectively)*

te grof door de afwijking die in de zomermaanden optreedt en zich voor elke  $k$ -daagse som duidelijk manifesteert. Hier werd een grafische vereffening toegepast.

Met de aangepaste parameterwaarden is voor verschillende kansniveaus de samenhang tussen de uitkomsten weergegeven.

### 8.2. ONDERSCHRIJDINGSKANSEN IN SAMENHANG MET HET SEIZOEN

De onderschrijdingskansen van het vochtsaldo  $S^0$ , in samenhang met de tijd  $t$  zijn voor drie kansniveaus en drie tijdvaklengten  $k$  in fig. 12.17 uitgezet. De stippen in de figuur stellen de uit de afzonderlijke frequentieverdelingen berekende gemiddelden  $\bar{x}$  voor.

Omstreeks de zomermaanden is de spreiding het grootst, de onderlinge afstand tussen de kansniveaus is hier maximaal. Aan het einde van de winter is de spreiding het kleinste, de onderlinge afstand tussen de kansniveaus is hier minimaal. Met toenemende tijdvaklengten wijzigen zich de niveaus van de curven. Een beschouwing die zich leent voor het omrekenen van hoeveelheden in intensiteiten maakt gebruik van de tijdvaklengte  $k$  als variabele. Een voorbeeld wordt in de volgende paragraaf gegeven.

### 8.3. ONDERSCHRIJDINGSKANSEN IN SAMENHANG MET DE TIJDVAKLENGTE

Voor een tweetal kansniveaus te weten  $P_t = 5\%$  en  $P_t = 95\%$  staan curven voor de oneven maanden als beginpunt in fig. 12.18 weergegeven.

Grote intensiteiten van het vochtsaldo komen slechts over korte tijdvaklengten voor. Zowel voor vochtaanvullingen ( $S^0 > 0$ ) als voor vochtonttrekkingen ( $S^0 < 0$ ) wordt een waarde van ten hoogste 3 mm/etm slechts gemiddeld eens per 20 jaar overschreden. Voor tijdvakken van 3 maanden is de overschrijdingswaarde afgenomen tot minder dan 1,5 mm/etmaal.

Hoewel dus de absolute hoeveelheden toenemen, nemen de gemiddelde waarden per etmaal over het algemeen af.

### 8.4. CONCLUSIES EN SAMENVATTING

Uit de voorgaande analyse volgt dat in een gebied als het hier beschouwde de gemiddelde intensiteiten van vochtaanvulling, resp. vochtonttrekking over niet te korte tijdvaklengten aan elkaar gelijk zijn. Slechts gemiddeld eens in perioden van 20 jaar zullen intensiteiten groter dan 2 mm/etm over 30-daagse tijdvakken voorkomen. Voor tiendaagse tijdvakken ligt de hoogste gemiddelde intensiteit bij 3 mm/etm. De uitkomsten hebben betrekking op wat in het gebied

plaatsvindt. De vochtaanvullingen resp. -onttrekkingen weerspiegelen zich in de grondwaterstandbeweging.

Een samenvatting van de uitkomsten wordt ge-

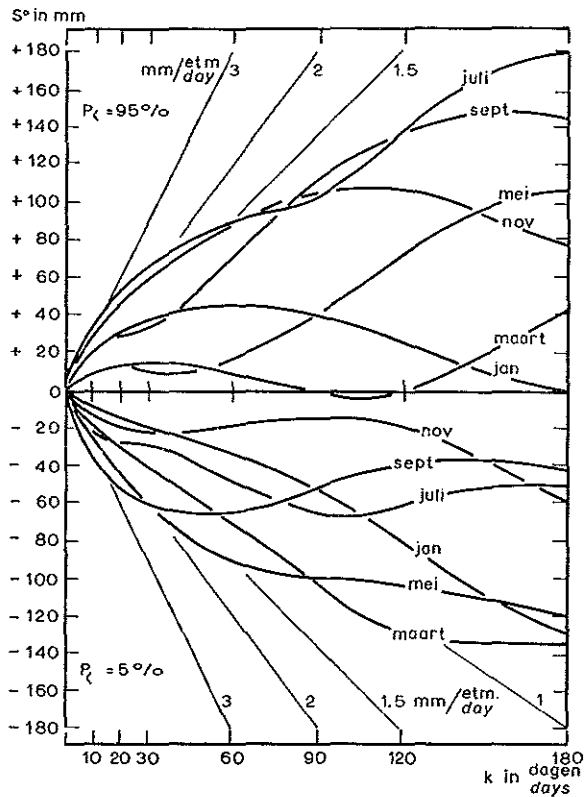
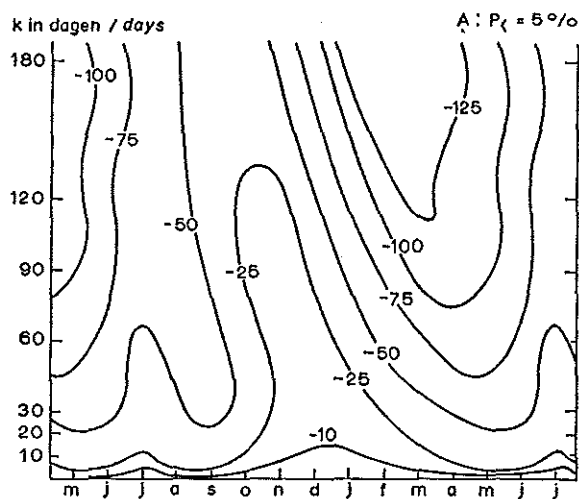


Fig. 12.18. Kritieke waarden van  $S^{\circ}$ , bij overschrijdingskansen 5 % en 95 %, in verband met de tijdvaklengte  $k$ , voor de oneven maanden

Relationship between period length  $k$  and critical values of  $S^{\circ}$  for non-exceedance probability levels  $P_{\zeta} = 5\%$  and  $P_{\zeta} = 95\%$ , for the odd-numbered months



geven in fig. 12.19 A en B. Voor de overschrijdingskansen van 5 % en 95 % (waarvoor ook  $P_{\zeta} = 5\%$  gelezen kan worden) staan lijnen voor gelijke hoeveelheden van het vochtsaldo uitgezet met de grootte  $t$  en  $k$  als variabelen. De voorgaande conclusies zijn ook uit deze figuren af te leiden, al leent deze voorstellingswijze zich het beste voor het toepassen van interpolaties naar de tijdvariabelen.

## 9. OVERSCHRIJDINGSKANSEN VAN VOCHTTEKORTEN

### 9.1. INLEIDING

In het voorgaande is aangegeven met welke onder- resp. overschrijdingskansen de vochtsaldi  $S^{\circ}$  kunnen voorkomen. Het betreft hier steeds waarden van vochthoeveelheden die aan het profiel geleverd zijn resp. aan het profiel onttrokken werden. De kwalificatie *vochttekort* over een gegeven tijdvak ontstaat wanneer een gewenste vochttoevoering niet door het profiel gerealiseerd wordt. In het voorgaande is reeds aangegeven dat de grootte  $V_a = gE_o - E_w$  in dit onderzoek als maat voor de gewenste vochtaanvulling dient.

De frequentieverdelingen voor de grootte  $V_a$  zijn grafisch vereffend waarbij rekening werd gehouden met de samenhang in de tijd volgens de tijdvaklengte  $k$  en het begintijdstip  $t$ . Bij de bewerking bleek één iteratie voldoende om een bevredigende middeling van toevallige afwijkingen te bewerkstelligen.

De overschrijdingskansen van de gewenste vochtaanvulling  $V_a$  zijn, in tegenstelling tot die voor  $S^{\circ}$ , niet beschrijvend van aard. Ze geven aan over welk deel van het aantal jaren men risico loopt op, waterhuishoudkundig gezien, niet-optimale situaties. Zo zal,

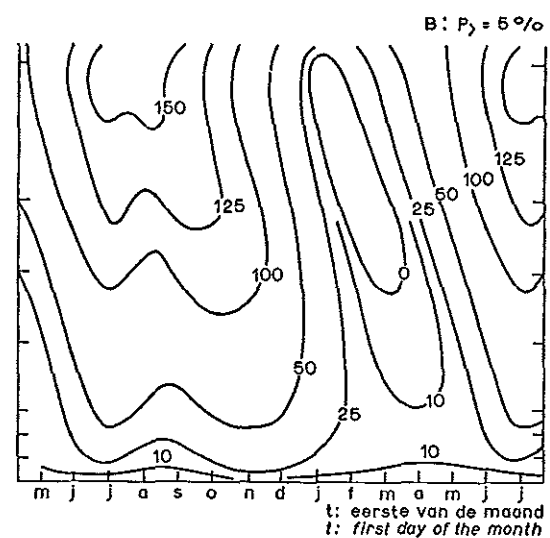


Fig. 12.19. Kritieke waarden van  $S^{\circ}$  voor de kansniveaus  $P_{\zeta} = 5\%$  (A) en  $P_{\zeta} = 5\%$  (B), in samenhang met de tijdparameters  $t$  en  $k$   
Critical values of  $S^{\circ}$  for probability levels  $P_{\zeta} = 5\%$  (A) and  $P_{\zeta} = 5\%$  (B), in relation to the time-parameters  $t$  and  $k$



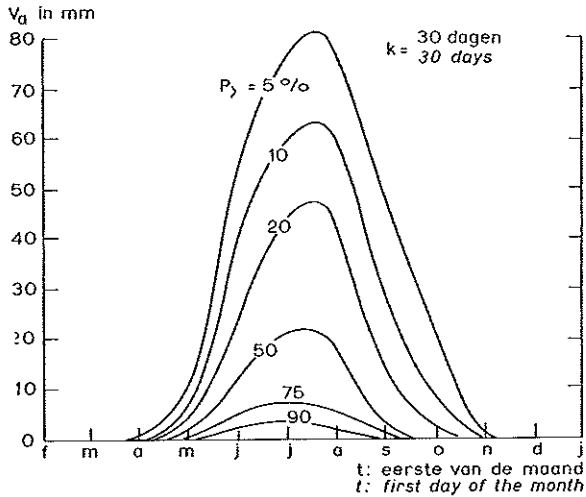


Fig. 12.20. Kritieke waarden van het vochttekort  $V_a$ , bij verschillende overschrijdingskansen  $P_y$ , in verband met het seizoen ( $t$ ) voor tijdvaklengte  $k = 30$  dagen  
*Relationship between season ( $t$ ) and critical values of the moisture-deficit  $V_a$ , for several probability levels of exceedance  $P_y$ , and period length  $k = 30$  days*

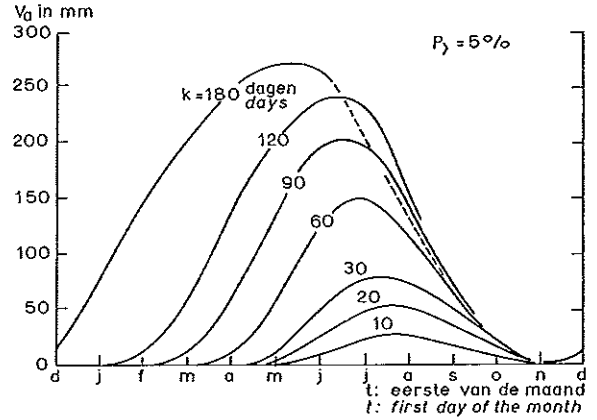


Fig. 12.21. Als fig. 12.20, voor een overschrijdingskans  $P_y = 5\%$  en verschillende tijdvaklengten  $k$  in dagen  
*As fig. 12.20, for a probability of exceedance  $P_y = 5\%$  and different values of period length  $k$  in days*

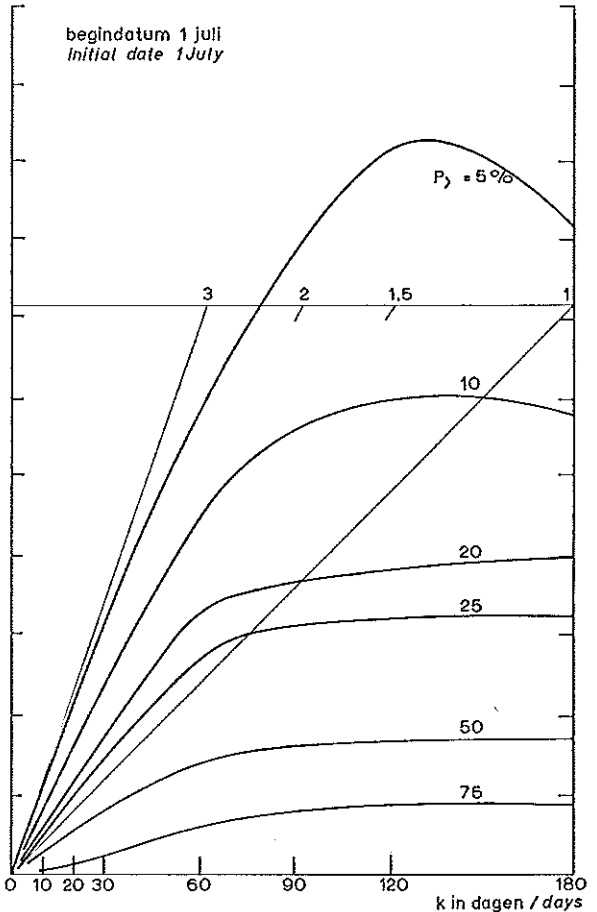
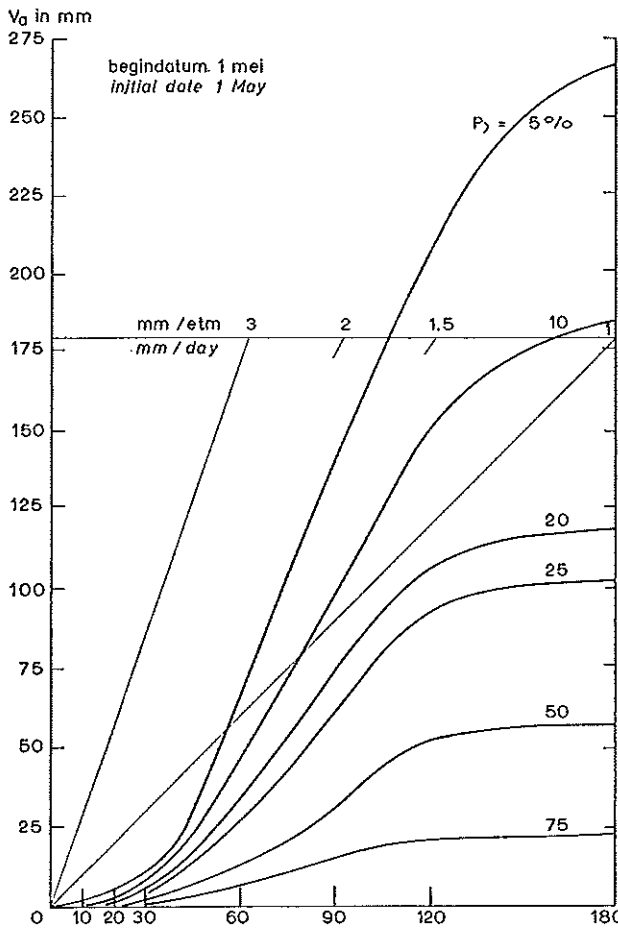


Fig. 12.22 Kritieke waarden van het vochttekort  $V_a$ , bij verschillende overschrijdingskansen  $P_y$ , in verband met de tijdvaklengte  $k$  voor de begindatum  $t = 1$  mei en  $t = 1$  juli. In de figuur zijn lijnen getekend voor gemiddelde intensiteiten in mm/etm  
*Relationship between period length  $k$  and critical values of  $V_a$  for different values of probability of exceedance  $P_y$ , for initial dates  $t = 1$  May and  $t = 1$  July. In the figure lines are given for mean intensities in mm/day*

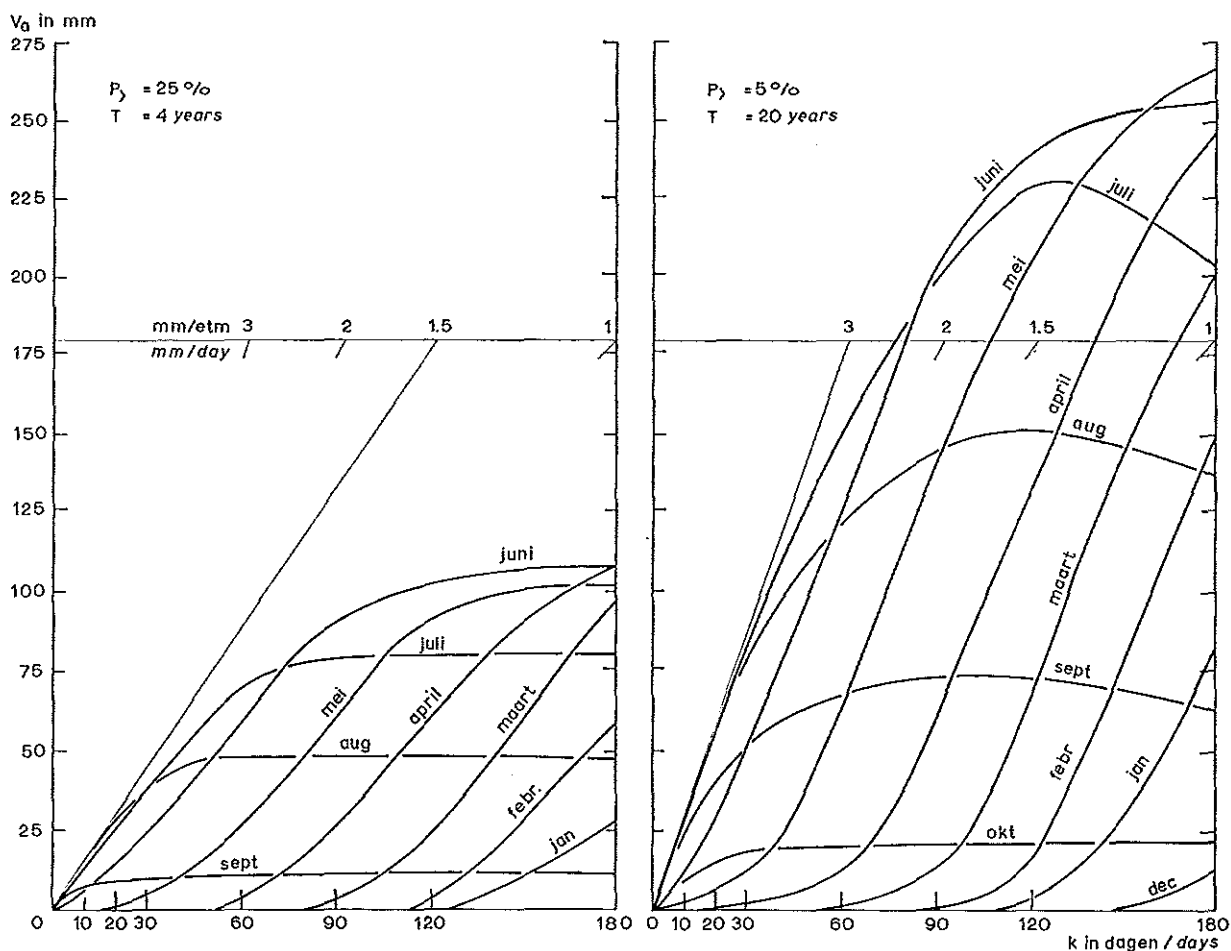


Fig. 12.23. Als fig. 12.22, voor de eerste dagen van alle maanden van het jaar als beginpunt voor overschrijdingskansen  $P_s = 25\%$  en  $P_s = 5\%$  of herhalingsperioden van resp.  $T = 4$  jaar en  $T = 20$  jaar  
*As fig. 12.22 for all initial dates  $t$  and for probability of exceedance  $P_s = 25\%$  and  $P_s = 5\%$  or return periods  $T = 4$  years and  $T = 20$  years respectively*

indien een waarde  $V_a = v_a$  mm een overschrijdingskans van 5% heeft, gemiddeld eenmaal per 20 jaar een opbrengstdepressie door vochttekorten groter dan  $v_a$  mm optreden. Aanvaardt men een risico van deze grootte, dan zal een vochtreserve van  $v_a$  mm de maximaal benodigde hoeveelheid zijn. Het op deze wijze vastgestelde maximum impliceert dus de aanvaarding van een risico.

Verder moet nog worden opgemerkt dat elk jaar opnieuw dit maximum gereserveerd moet worden om het gestelde risico op het aanvaarde peil te houden. Naarmate het groeiseizoen vordert kan de in reserve te houden hoeveelheid water aan de nieuwe begindata aangepast worden. Met het huidige cijfermateriaal is het echter niet mogelijk voorwaardelijke kansverdelingen op te stellen. Het niet in rekening brengen van de voorgeschiedenis resp. uitgangssituatie leidt tot een minder optimaal waterhuishoudkundig beleid. Met een waarnemingsreeks van 14 jaar is echter geen verdere detaillering aan te brengen, en zal met de hier gegeven kansverdelingen gewerkt moeten wor-

den. Deze kunnen dan beschouwd worden als een gemiddelde over alle voorgekomen situaties.

## 9.2. OVERSCHRIJDINGSKANSEN IN SAMENHANG MET HET SEIZOEN

De overschrijdingskansen  $P_s$  van vochttekorten  $V_a$ , in samenhang met de tijd  $t$  is voor verschillende kansniveaus bij tijdvaklengte  $k = 30$  in fig. 12.20 uitgezet. De curven vormen een strak patroon met een duidelijk maximum in de zomermaanden. Met toenemende tijdvaklengten neemt het vochttekort in de zomermaanden toe waarbij het maximum zich naar een vroegere datum verplaatst. Dit wordt toegelicht met fig. 12.21 waarin het 5% overschrijdingskansniveau is weergegeven. Voor 10-daagse perioden vanaf de eerste van een maand ligt het maximum bij een vochttekort van 25 mm, een tekort dat gemiddeld éénmaal per 20 jaar overschreden zal worden. Voor 20- resp. 30-daagse sommen neemt het vochttekort bij dit kansniveau evenredig toe om echter voor 2

achtereenvolgende maanden op te lopen tot 150 mm, of tot gemiddeld 2,5 mm/etm. Weer met een kans van 5 %, of gemiddeld éénmaal in perioden van 20 jaar zal de aan te voeren hoeveelheid water groter dan dit bedrag moeten zijn.

Voor een groeiseizoen van 120 dagen, gerekend vanaf 1 mei is een extra vochtaanvulling van ruim 200 mm vereist.

### 9.3. Overschrijdingskansen in samenhang met de tijdvaklengte

Voor een tweetal data als beginpunt, te weten 1 mei en 1 juli is de samenhang van de overschrijdingskansen met de tijdvaklengte weergegeven. De curven zijn geldig voor een constant overschrijdingsniveau of ook voor een vaste waarde van de herhalingsperiode  $T$ . Op de verticale as wordt het aantal mm water afgelezen dat nu maximaal beschikbaar moet worden gehouden (fig. 12.22).

Een samenvatting van dit type curven volgt in fig. 12.23 voor  $P_s = 25\%$  en  $P_s = 5\%$ . In het eerste geval blijkt dat het voldoende is een aanvullende

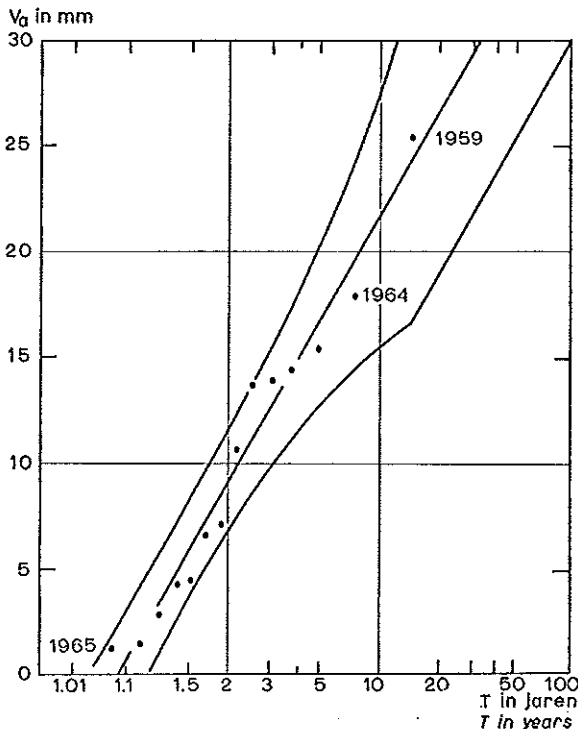


Fig. 12.24. De verdeling van de extreme waarde van het vochttekort  $V_a$  voor alle decaden uit de maanden mei tot en met augustus. In de figuur is het 68 % betrouwbaarheidsgebied aangegeven

*Distribution of the extreme value of the moisture deficit  $V_a$  obtained from all 10-day periods, starting the 1st, 11th or 21st of the months May, June, July and August. Curves for the 68 % confidence belt are given*

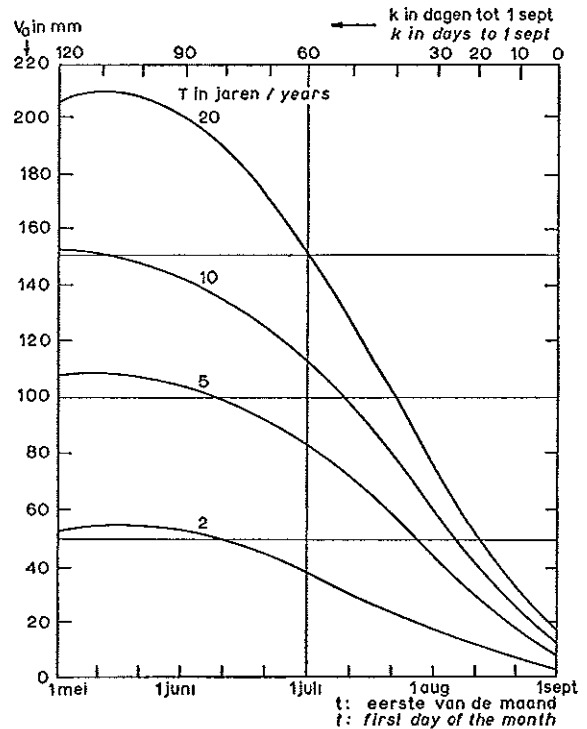


Fig. 12.25. Maximaal te reserveren hoeveelheden water  $V_0$ , bij aanvaard risico  $P_s = 100/T\%$ , gerekend vanaf de begindata  $t$ -tot aan 1 september

*Maximum amount of water-supply  $V_0$ , with accepted risk  $P_s = 100/T\%$ , for a period length  $k$  starting at time  $t$  to 1 September*

reserve van 1,5 mm water per etmaal in reserve te houden. De maanden juli en augustus zijn hierbij kritiek. Wenst men een grotere zekerheid dan zal de beschikbare hoeveelheid bijna 3 mm/etm moeten bedragen. Gemiddeld eens in de 20 jaar slechts is deze hoeveelheid niet voldoende. Ook nu zijn de maanden juli en augustus de kritieke. Met 1 april als begindatum is een gemiddelde hoeveelheid van 1,5 mm/etm voldoende voor alle tijdvaklengten.

### 9.4. Overschrijdingskansen van extreme vochttekorten

De voorgaande uitspraken zijn alle gebaseerd op tijdvaklengten vanaf de eerste van de maand. Dit betekent dat niet alle decaden in het onderzoek konden worden betrokken. Een alternatieve mogelijkheid is het onderzoek speciaal te richten op de decaden met de grootste vochttekorten uit een reeks. Hiervoor werden gekozen de maanden uit het groeiseizoen mei tot en met augustus door in elk jaar uit de achtereenvolgende 12 decaden die met het grootste vochttekort te noteren. Onder zwakke voorwaarden aangaande de kansverdeling van de vochttekorten zelf volgen deze extremen de zogenaamde Gumbel-verdeling (GUMBEL, 1954).

Hoewel niet aan alle voorwaarden voor het correct toepassen van deze verdeling voldaan is, is de verdeling toegepast om een extrapolatie mogelijk te maken. Figuur 12.24 geeft het resultaat inclusief het gebruikelijke 68 % betrouwbaarheidsinterval. Uit de figuur volgt dat een decade in het gehele groeiseizoen met een grootste vochttekort van 20 mm of meer gemiddeld eenmaal in een periode van 9 jaar zal voorkomen. Uit de slechts 14 jaar van onderzoek volgt tevens dat de werkelijke herhalingsperiode tussen 5 en 25 jaar zal liggen met een kans van 32 % dat de werkelijke situatie nog afwijkender zal zijn. Voor een hoeveelheid van 30 mm is de herhalingsperiode 30 jaar. Voor 10-daagse tijdvaklengten en onder de ongunstigste omstandigheden, kan dit voor de praktijk als de maximale hoeveelheid gelden die voor vochtaanvulling noodzakelijk zal blijken te zijn.

## 9.5. CONCLUSIES EN SAMENVATTING

Richt men zijn aandacht op het groeiseizoen, gedefinieerd als het tijdvak van 1 mei tot 1 september, dan kunnen de resultaten worden samengevat zoals dat gedaan is in fig. 12.25. Door afnemende waarden van  $k$  toe te passen geeft de figuur een inzicht welke

vochtaanvullingen tot het einde van het groeiseizoen minstens nodig zijn voor de genoemde waarden van de herhalingsperiode.

Gemiddeld ( $T = 2$ ) zal 50 mm water vanaf 1 mei voldoende zijn, dat wil zeggen dat de kans 50 % is dat het vochttekort groter zal zijn. Bij een risico dat gemiddeld eens per 10 jaar de optimale situatie niet wordt bereikt is de maximaal benodigde hoeveelheid gedurende het groeiseizoen 150 mm. Bij een herhalingsperiode  $T = 20$  jaar bedraagt deze hoeveelheid 210 mm.

Naarmate het groeiseizoen vordert neemt de benodigde reserve  $V_a$  af. Bij  $T = 20$  jaar is voor de laatste maand dan nog een reserve van iets minder dan 80 mm noodzakelijk om tot 1 september over voldoende water voor suppletie te beschikken. Dit betekent een gemiddelde hoeveelheid van 26 mm per decade. De vochtverdeling over de decaden is in dit voorbeeld constant gedacht. De werkelijke situatie zal hier veelal niet aan voldoen, zodat over kortere tijdvakken met grotere benodigde reserves rekening gehouden moet worden. Het maximum dat in de praktijk kan worden gehanteerd, is berekend op 30 mm water per decade.

## LITERATUUR

- FREQUENTIES van k-daagse neerslagsommen op Nederlandse stations. Deel 1: Winterswijk 1880-1953. K.N.M.I., De Bilt, 1956.
- GUMBEL, E. J. 1954. Statistical theory of extreme values and some practical applications. Washington Nat. Bureau of Standards. Appl. Math. Series nr. 33.
- HALD, A. 1960. Statistical tables and formulas. Wiley, New York.
- 1967. Statistical theory with engineering applications. Wiley, New York.
- KRAMER, C. 1957. Berekening van de gemiddelde grootte van de verdamping voor verschillende delen van Nederland volgens de methode van Penman. K.N.M.I. Med. en Verh. nr. 102-70.
- MAANDELIJKS OVERZICHT DER WEERSGESTELDHEID. Uitgave van het K.N.M.I. te De Bilt. Diverse jaargangen.
- STOL, PH. TH. 1960. Grondwaterstanden onder verschillende klimatologische omstandigheden. Landb.k. Tijdschrift 72, 18: 744-755; ICW Meded. 21.
- 1962. De waterbehoefte van de Tielerwaard-West. Deelrapport 14: Een frequentie-onderzoek naar de te verwachten vochttekorten. Cie. ter bestudering van de waterbehoefte van de Gelderse landbouwgronden. Interimrapport werkgroep I.
- 1966. Evaluation of the accuracy of rainfall and streamflow data. U.N. Water Resources Series 34: The use and interpretation of hydrologic data. ICW Miscellaneous Reprints nr. 68.
- 1969. On evaluating applied waterbalance research. Neth. Journal of Agric. Sci. 17, 1: 3-13; ICW Techn. Bull. 62.
- 1970a. Het vergelijken van empirische frequentieverdelingen met een toepassing op reeksen neerslaggegevens uit de Gelderse Achterhoek. Cultuurtechn. Tijdschr. 9, 4: 171-184.
- 1970b. Het interpoleren van seizoenafhankelijke factoren. ICW Nota 544.

# Waterbeheersing en inkomen in het Leerinkbeekgebied

*J. H. Snijders*

## 1. INLEIDING

Voor de beoordeling van de economische uitvoerbaarheid van een integraal waterbeheersingsplan, waarbij een heel gebied in beschouwing wordt genomen, is het nodig, om voor elke combinatie van profieltype en ontwateringsdiepte zoals die in het gebied wordt aangetroffen aan te kunnen geven, met welk bedrag het inkomen op dat profieltype bij die ontwateringsdiepte per eenheid van oppervlakte zal toenemen, wanneer de waterhuishoudkundige toestand er verbeterd wordt. Dit bedrag geeft dan voor elke voorkomende bodemkundige situatie de potentiële produktiviteitstoename in de vorm van het aandeel dat die grond na verbetering van de waterhuishouding aan de verhoging van het inkomen bijdraagt.

Een dergelijke benadering van het probleem vereist speciale technieken, omdat de bedrijven zoals ze in het onderzoeksgebied voorkomen niet binnen een en dezelfde ontwateringsdiepte-profieltype combinatie vallen. Bij de huidige bedrijfsversnippering liggen de percelen van elk afzonderlijk bedrijf veelal in meer of mindere mate verspreid over de profieltypen en ontwateringsdiepteklassen. Het is als het ware opgebouwd uit een aantal deelsituaties, die men in het gebied als grotere eenheden kan terugvinden.

Kent men de oppervlakte van elk van de deelsituaties binnen het gebied voor en na de ingreep, dan is het totale effect van de ingreep te berekenen en uit te drukken in een gemiddelde inkomensstijging over het gehele gebied\*.

## 2. OPZET VAN HET ONDERZOEK

Oplossing van het vraagstuk zoals dat hierboven is gesteld vereist een aanpak die principieel uitgaat van een differentiatie van de inkomensverhoging naar de binnen het gebied onderscheiden deelsituaties.

In de uitkomst zitten dan alle niet-betrokken invloeden als gemiddelden besloten. Dit betekent dat wanneer zoals hier onderscheid is gemaakt naar bodemtype en ontwateringsdiepte, het afgeleide inkomen per deelsituatie geldt bij een gemiddelde bedrijfs-grootte, versnippering, nat-droog verhouding, enz.

\* Voor een uitvoerige beschrijving zie I.C.W. Nota 461 welke op aanvraag verkrijgbaar is.

Bij de gekozen doelstelling doet dit geen afbreuk aan de betekenis der uitkomsten. In dit geval gaat het om het effect van waterbeheersing in een heel gebied. Het eindresultaat is ongevoelig voor interne variaties in voor het onderzoek niet-essentiële bedrijfskenmerken, omdat deze elkaar in het gemiddelde compenseren. Zou men evenwel, ter wille van een ander onderzoek met andere doelstellingen ook bovengenoemde invloeden willen verantwoorden dan is dat bij de gevolgde techniek in principe mogelijk. Een voorwaarde voor het verkrijgen van betrouwbare uitkomsten is evenwel de beschikbaarheid van voldoende materiaal, opdat verdere splitsing niet leidt tot een te gering aantal gegevens per deelsituatie.

Van een reeks onderdelen van het bedrijfsgebeuren wordt nu nagegaan hoe elk op de voorgenomen wijziging reageert. De uitkomsten kunnen door een begrotingstechniek tot een inkomensaandeel per deelsituatie worden samengevat.

Deze onderdelen zijn: het bouwplan, de opbrengst van bouwlandgewassen en grasland, omvang en samenstelling van de rundveestapel, voederpositie en rantsoenopbouw, bemesting en arbeidsbehoefte, die binnen het bedrijfsgebeuren volledig op elkaar zijn afgestemd. Bij de bewerking vormen deze onderdelen primair de afhankelijke variabelen.

Als onafhankelijke variabele, die de waterhuishoudkundige situatie moet beschrijven is, door de beschikbaarheid van de resultaten van het onderzoek van PAPE en EBBERS (1964), de indeling in grondwatertrappen genomen.

## 3. DE PROFIELTYPE GROEPEN

De hoofdindeling van de legenda van de bodemkaart geeft aanwijzing, hoe de veelheid van bodemtypen tot enkele overzichtelijke groepen kan worden herleid. Geringe verschuivingen bleken daarin noodzakelijk te zijn om voor de algemeen voorkomende gronden over een voldoende breed traject van grondwatertrappen te kunnen beschikken. De gebruikte indeling werd mede bepaald door de mate waarin de ontwateringsdiepte gecorreleerd bleek te zijn met de beschikbaarheid van vocht in de bouwvoor zoals die uit het praktijkoordeel over de vochttoestand van de grond naar voren komt.

### 3.1. ZANDGRONDEN BEHALVE DE HOGE ZWARTE ENKEERDGRONDEN

De belangrijkste groep, die 66 % van de opper-

vlakke cultuurgrond in het Leerinkbeekgebied omvat, is verkregen door samenvoeging van alle zandgronden met uitzondering van de hoge enkeerdgronden (op de bodemkaart 1 : 25 000 van de Stichting voor Bodemkartering: no's 2 + 9 t/m 17).

Binnen deze groep is vrijwel de hele reeks van grondwatertrappen vertegenwoordigd. De gewasreactie op beschikbaar vocht blijkt hier vooral nog een reactie op ontwateringsdiepte te zijn, zodat de grondwatertrappen aangegeven door de Stichting voor Bodemkartering (STIBOKA), zonder veel bezwaar als karakteristiek voor de waterhuishouding kunnen worden gehanteerd. Bij het onderzoek naar het effect van een verbetering van de waterhuishouding is hier dan ook volstaan met het effect van grondwaterstandsverandering.

### 3.2. HOGE ZWARTE ENKEERDGRONDEN

Deze gronden bestaan uit hoge zandgronden waarvan de humushoudende bovengrond dikker is dan 50 cm en die zijn ontstaan door menselijke activiteiten (STIBOKA no's 5, 6, 7 en 8).

Op de typen 5 en 7 met de diepste grondwaterstanden maar met een dikke A-horizont bleek verdroging aanzienlijk minder vaak voor te komen dan op de typen 6 en 8 die minder diep ontwaterd zijn, maar een dünnere humushoudende bovenlaag bezitten. Het onderzoek op deze gronden is uitgebreid met berekening van het effect van beregening.

### 3.3. KALKLOZE POLDERVAAGGRONDEN

Deze groep wordt gevormd door rivierkleigronden

(STIBOKA no. 18), die voor een belangrijk deel onvoldoende ontwaterd blijken te zijn. Ze zijn praktisch uitsluitend als grasland in gebruik. Op deze gronden kan worden volstaan met berekening van het effect van peilbeheersing.

### 3.4. ZANDGRONDEN ONDER INVLOED VAN HET POMPSTATION

Deze gronden liggen binnen de invloedssfeer van het pompstation de Olden Eibergen. Tengevolge van de wateronttrekking blijkt over de hele reeks van grondwatertrappen de vochtbeoordeling ruim een hele klasse naar de droge kant te zijn verschoven.

Het effect van grondwaterstandsverhoging is hier niet identiek met dat van de onder par. 3.1 genoemde groep omdat de uitgangssituatie ongunstiger is geworden. Berekening van het effect van beregening mag hier dan ook niet achterwege blijven.

## 4. DE GRONDWATERTRAPPEN

Bij de grafisch-statistische bewerking ten behoeve van het onderzoek „waterhuishouding en bedrijf” moeten de grondwatertrappen op een voor de hand liggende wijze tot enkelvoudige waarden worden terug gebracht. In het onderstaande overzicht (tabel 13.1) betekent GHG gemiddeld hoogste grondwaterstand GLG gemiddeld laagste grondwaterstand.

De interpretatie van de oorspronkelijke gemiddelde grondwaterstandstrajecten (1e en 2e reeks getallen) ten behoeve van de aflezing van opbrengstdepressies uit isocarpendiagrammen waarin als variabelen de zomer- en wintergrond-

Tabel 13.1. Grondwaterstand bij de verschillende grondwatertrappen in cm-mv

	Grondwatertrappen					
	II	III	V	VI	VIIa	VIIb
GHG gem. hoogste grondwaterstand <i>fluctuation limits winter level</i>	< 20	< 40	< 40	40— 80	80—120	>120
GLG gem. laagste grondwaterstand <i>fluctuation limits summer level</i>	50— 80	80—120	>120	>120	>120	>120
t.b.v. aflezing COLN-isocarpen * <i>in behalf of isocarp diagram reading *</i>						
GHG gem. hoogste grondwaterstand <i>fluctuation limits winter level</i>	10	30	30	60	100	150
GLG gem. laagste grondwaterstand <i>fluctuation limits summer level</i>	65	100	150	150	150	150
t.b.v. uitzetting gewasfrequenties <i>in behalf of plotting crop frequencies</i>	37,5	65	90	105	125	150
	II	III	V	VI	VIIa	VIIb
	<i>Classes of groundwater depth</i>					

Table 13.1. Groundwater level for the various groundwater classes in cm below soil surface

\* Voor verklaring zie tabel 13.7/For explanation see table 13.7

waterstand zijn opgenomen (COLN) baart weinig zorg (3e en 4e reeks getallen). Ook lag het voor de hand om voor de grondwaterstandswaarden ten behoeve van het uitzetten van gewasfrequentie bij de bouwplananalyse het gemiddelde van de hoogste en de laagste grondwaterstand te nemen (5e reeks getallen). Of de daarmee gecreëerde intervallen van 27,5, 25, 15, 20 en 25 eenheden ook landbouwkundig het meest acceptabel zijn moet daarbij een open vraag blijven. Bij de gevolgde techniek is dit echter van geringe betekenis. De GHG en GLG, behorende bij de zes grondwatertrappen II, III, V, VI, VII<sup>a</sup> en VII<sup>b</sup>, impliceren in die richting een trapsgewijs toenemende gemiddelde ontwateringstoestand, waarmee de onderste reeks niet in tegenspraak is.

De waarden der onderste reeks geven niet de gemiddelde ontwateringsdiepte over het gehele jaar aan, doch bepalen slechts de plaats waar in de figuren 13.1 tot en met 13.3 de grondwatertrappen op de abscis kunnen worden geplaatst. De corresponderende gewasfrequenties worden bij de verdere bewerking niet meer in verband gebracht met deze rekenkundig gemiddelde waarden doch uitsluitend met de grondwatertrappen waarop zij betrekking hebben. De intervallen hebben wel invloed op de breedte van de bouwplan-kromme doch niet op de aflezing van de verreffende gewasfrequenties.

## 5. DOEL, OPZET EN ACHTERGRONDEN VAN DE BOUWPLANANALYSE

Het doel van een bouwplananalyse is het vastleggen van het gewassenpatroon van de verschillende deelsituaties binnen het gebied van onderzoek zoals zich dat onder invloed van alle in dit gebied werkzame factoren heeft ingesteld.

Dit gewassenpatroon is de resultante van de gewassenkeus op de binnen elke deelsituatie liggende percelen die tot een groot aantal verschillende bedrijven kunnen behoren.

### 5.1. BEDRIJFSGEGEVENS ALS BASISMATERIAAL

Bij totaal 63 bedrijven in de Gelderse Achterhoek is voor alle percelen vastgelegd tot welk profieltype ze behoren, welke gemiddelde hoogste en laagste grondwaterstand er heerst en welke gewassen er in de loop van een vijftal jaren werden geteeld. Deze percelen liggen niet alle binnen de driehoek Groenlo-Borculo-Eibergen maar zijn wel representatief voor het Leerinkbeekgebied. Het materiaal omvat rond 700 afzonderlijke perceelseenheden, zodat totaal 3500 teeltgegevens ter beschikking komen. De bedrijven beslaan tezamen een oppervlakte van 875 ha hetgeen overeenkomt met 20 % van de totale oppervlakte cultuurgrond in het Leerinkbeekgebied.

De gemiddelde bedrijfsgrootte in de steekproef be-

draagt 14 ha, die in het gehele Leerinkbeekgebied in 1963 8,62 ha. De gemiddelde perceelsgrootte op de onderzochte bedrijven bedraagt voor grasland 1,74 ha, voor rogge en zomergranen 0,95 ha, voor aardappelen 0,61 ha en voor voederbieten 0,33 ha. Bij deze berekening zijn de bedrijven  $< 5$  ha buiten beschouwing gelaten.

### 5.2. BODEMKUNDIG-HYDROLOGISCHE EENHEDEN ALS UITGANGSPUNT VOOR DE BOUWPLANANALYSE

Uit het totale aantal teeltgegevens worden steeds al die gegevens bij elkaar gezocht, die betrekking hebben op eenzelfde combinatie van profieltype en ontwateringsdiepte. Hieruit wordt de frequentie van voorkomen van bouwlandgewassen en grasland afgeleid.

De op hun bodemkundig-hydrologische overeenkomst geformeerde groepen percelen vormen geen bedrijfs-economische eenheden omdat de percelen steeds tot tal van verschillende bedrijven behoren. In het terrein vindt men de percelen die tot eenzelfde groep behoren evenwel steeds volgens een bepaald patroon gerangschikt omdat ze in hun ligging immers de bodemkundige en waterhuishoudkundige constellatie van het gebied volgen. De groepen vormen dus wel duidelijk bodemkundig hydrologische eenheden. Ze markeren als zodanig verschillen in bodemgeschiktheid en geven derhalve in hun landbouwkundig gebruik informatie over de landbouwkundige waarde van de onderscheiden profieltype-ontwateringsdiepte combinaties bij de bestaande variatie van bodemtype en ontwateringsdiepte binnen de bedrijven. De gewassenkeus, zoals die door middel van de bouwplananalyse per profieltype groep voor elke grondwatertrap wordt afgeleid, geeft de feitelijke toestand van bodemgebruik zoals die bij de huidige spreiding van het bedrijfsareaal is.

### 5.3. GEEN VERANTWOORDING VAN ANDERE INVLOEDEN DAN ONTWATERINGSDIEPTE EN BODEMTYPE

De opzet van het onderzoek maakt het niet noodzakelijk andere invloeden te verantwoorden. Per bodemkundig-hydrologische eenheid, die op de kaart als aaneensluitende complexen terug zijn te vinden wordt beschikt over veeljarige gegevens van een groot aantal percelen, die tot verschillende bedrijven behoren. Het beeld, dat deze percelen geven van het gebruik van een bodemkundig-hydrologische eenheid geeft de feitelijke situatie weer zoals die is ontstaan als resultante van alle variaties in bedrijfsgrootte, perceelsafstand en bovendien van vakbekwaamheid, arbeidsbezetting, tradities enz., zoals die over een groep bedrijven, waarvan een of meer percelen binnen die bodemkundig-hydrologische eenheid lagen, kunnen voorkomen.

Wil men meer invloeden verantwoorden, dan wordt het materiaal onnodig gesplitst en beneemt men zich de kans het frequentie onderzoek zoals dat bij bouw-

plananalyse plaats vindt, tot een goed einde te brengen.

Het gevaar is niet denkbeeldig dat dan aan de uitkomsten van een enkel, of enkele bedrijven die een combinatie van meerdere bedrijfsomstandigheden vertegenwoordigen veel te veel gewicht wordt gehecht, zelfs dat ze als maatgevend voor die combinatie worden beschouwd. Dit is zeer ongewenst omdat verschillen in vakbekwaamheid en andere duidelijk niet met bodemkundig-hydrologische deelsituaties samenhangende kenmerken het beeld geheel scheef kunnen trekken.

## 6. TECHNIEK EN RESULTATEN VAN DE BOUWPLANANALYSE

### 6.1. ZANDGRONDEN BEHALVE DE HOGE ENKEERDGRONDEN (no's 2 + 9 t/m 17)

Dat de beschikbaarheid van water in de bodem invloed heeft op de veelvuldigheid waarmee de verschillende gewassen worden verbouwd is het gevolg van de voorkeur die de ondernemer in afhankelijkheid van de eigenschappen van de te betelen grond aan het ene gewas boven het andere geeft. Deze voorkeur steunt niet in de eerste plaats op de voor een gewas optimale productieomstandigheden, maar op de overweging, dat bij een bepaalde agro-hydrologische situatie het ene gewas om rentabiliteitsredenen vaak beter in het bouwplan past dan het andere.

Analyse van de bouwplanverschuiving, die men als gevolg van een gewijzigde ontwateringsdiepte mag verwachten heeft plaatsgevonden volgens een door VISSER (1963) ontworpen en door SNIJDERS (1968) aan de praktijk getoetste methode.

Van elk van de percelen in deze groep is vastgelegd wat er in de vijf jaar van onderzoek is geteeld. Alle percelen zijn ondergebracht in de grondwatertrappen die binnen de groep voorkomen. Vervolgens is per grondwatertrap voor elk gewas het frequentie-percentages berekend. Dit geeft een indruk van de plaats, die dat gewas in het bouwplan bij die grondwatertrap inneemt.

In de fig. 13.1, 13.2 en 13.3 zijn de grondwatertrappen tegen de procentuele frequenties van voorkomen van het gewas uitgezet. Fig. 13.1 geeft het beeld voor rogge, fig. 13.2a en b voor aardappelen en bieten en fig. 13.3a en b voor zomergranen en grasland. De vorm van de curven is daarin aangepast aan die van een toevalsverdeling. Waar de omstandigheden voor verbouw optimaal zijn treft men het gewas in zijn grootste frequentie aan, naarmate de teeltomstandigheden minder gunstig worden, wordt het gewas minder vaak opgenomen. Het voorkomen van elk gewas is beperkt tot een specifiek traject van de bouwplankromme.

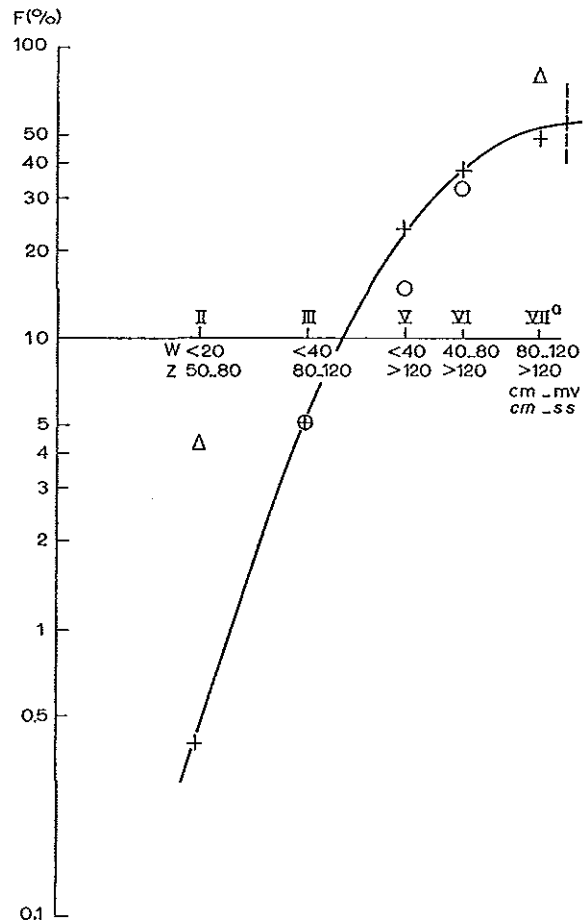


Fig. 13.1. Frequentie van voorkomen van rogge bij verschillende grondwatertrappen op zandgrond, behalve hoge enkeerdgronden. O = oorspronkelijke frequenties; + = herleid op het voorkomen van andere gewassen; Δ = weinig waarnemingen; w = winterpeilen; z = zomerpeilen  
*Frequency of growing rye under various drainage conditions on relatively level sandy soils. O = actual frequencies; + = adjusted to the frequency of occurrence of other crops; Δ = few observations; w = winter levels; z = summer levels*

In de figuren zijn verticaal de frequentie-percentages (F) logaritmisch uitgezet. Dit heeft als voordeel dat indien de frequenties aan de normale verdeling voldoen, de grafische voorstelling de veel eenvoudiger parabolische vorm aanneemt. De afzonderlijk getekende gewastrajecten kunnen door horizontale en verticale verschuiving met een zekere mate van overlapping zodanig tot aansluiting worden gebracht, dat het totale parabolische beloop wordt gereconstrueerd.

In fig. 13.4 geeft de ligging van de horizontale assen een beeld van deze verschuivingen. De horizontale verschuivingen geven een indruk van eisen die de gewassen aan het milieu stellen, de verticale geven bij onderlinge vergelijking de voorkeur aan, die de teelt van een gewas krijgt uit hoofde van zijn economische betekenis voor het bedrijf.

Ter oriëntatie zijn in de figuur beide assen van de



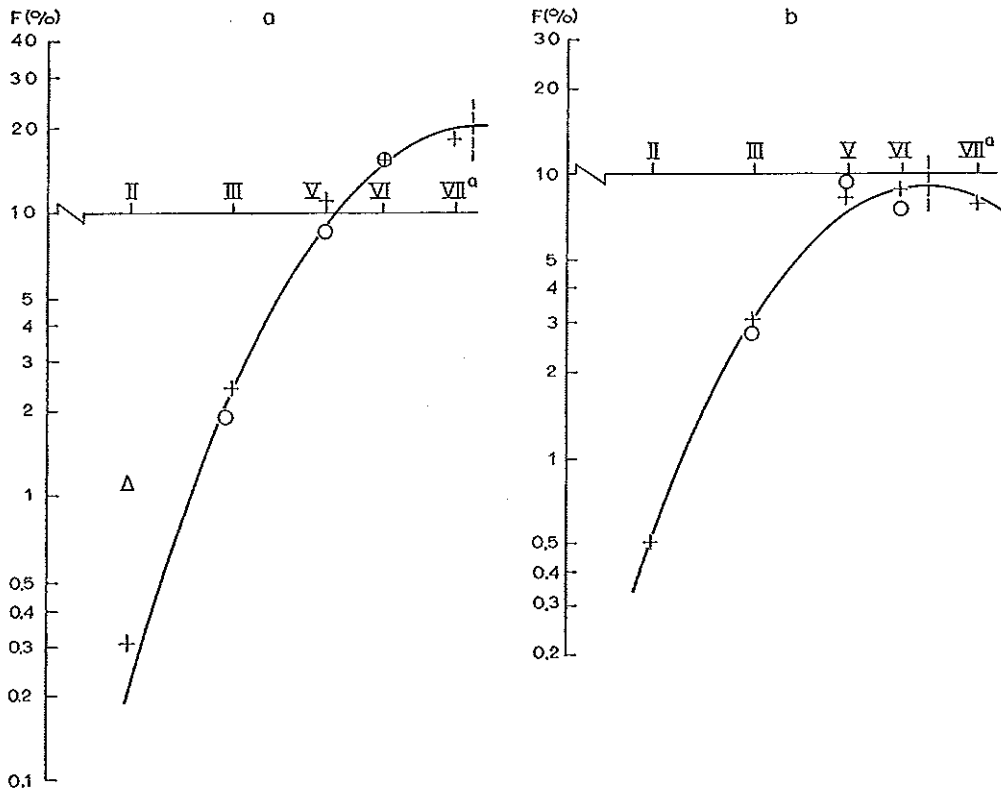


Fig. 13.2. Frequentie van voorkomen van hakvruchten bij verschillende grondwatertrappen op zandgrond, behalve hoge enkeerdgronden. a = aardappelen; b = voederbietten. (Betekenis der tekens als fig. 13.1)

*Frequency of growing tuberous crops under various drainage conditions on relatively level sandy soils. a = potatoes; b = fodder beets. (Abbreviations, see fig. 13.1)*

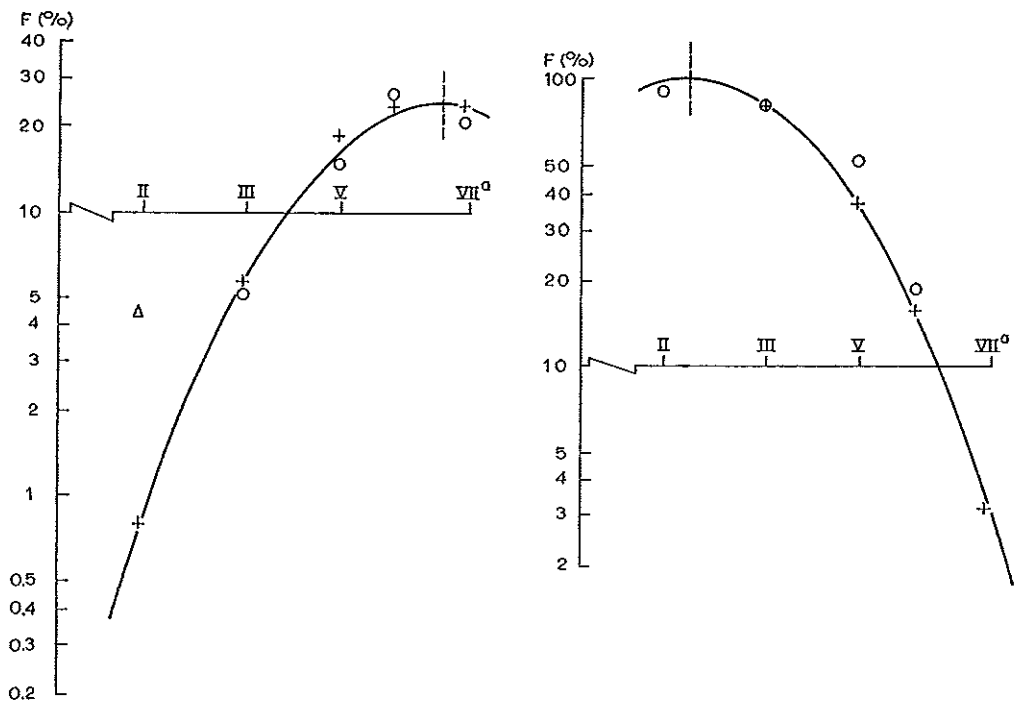


Fig. 13.3. Frequentie van voorkomen van zomergranen (links) en grasland (rechts) bij verschillende grondwatertrappen op zandgrond, behalve hoge enkeerdgronden. (Betekenis der tekens als fig. 13.1)

*Frequency of growing oats and barley, separately or as mixed-crop (left), and frequency of occurrence of pastures (right) under various drainage conditions on relatively level sandy soils. (Abbreviations, see fig. 13.1)*

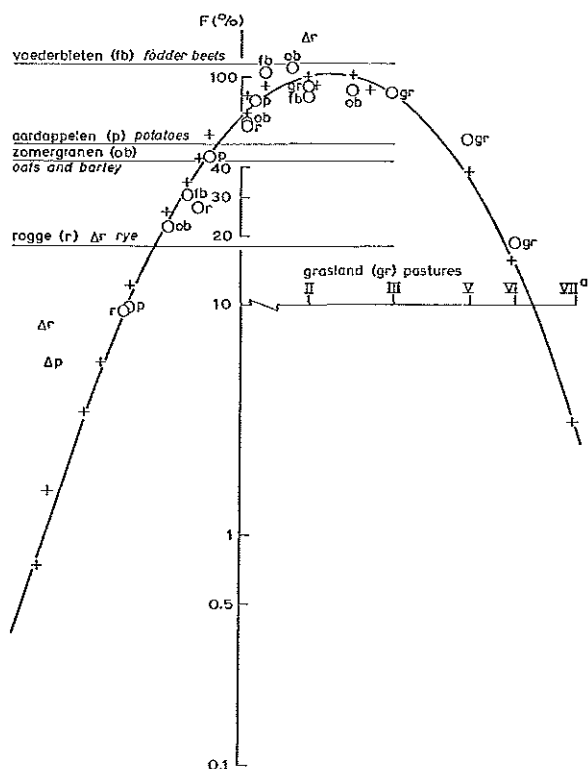


Fig. 13.4. Bouwplanparabool van zandgrond behalve hoge enkeerdgronden, samengesteld uit de afzonderlijke gewasfrequentie curven voor ontwateringstoestand. De plaats van de abscissae der oorspronkelijke figuren toont in verticale zin het verschil in betekenis van de gewassen bij de exploitatie van deze gronden en in horizontale zin hun voorkeur voor een bepaalde combinatie van ontwateringsdiepte in zomer en winter

*Joint cropping parabola of the relatively level sandy soils as composed of the separate crop frequency curves for drainage conditions. The position of the abscissae copied from the component diagrams demonstrates differences in significance of the various crops within the actual exploitation system (vertical shiftings) as well as their preference for definite drainage conditions in summer and winter when growing each of these crops*

graslandcurve (fig. 13.3b) met schaalverdeling overgenomen. Bij de trajecten der overige gewassen is dit achterwege gelaten om de figuur niet te vol te maken.

In tabel 13.2 zijn de vereffende gewasfrequenties weergegeven.

Worden deze frequenties van voorkomen verrekend met de onder par. 5.1 genoemde gemiddelde grootte van het stuk waarop het gewas is verbouwd, dan krijgt men de oppervlakteverhoudingen die de gewassen in het gewassenpatroon van deze zandgronden bij verschillende grondwatertrappen innemen. Teneinde een eenvoudige vergelijkingsbasis tussen de verschillende deelsituaties te krijgen, zijn deze gewasverhoudingen steeds in procenten uitgedrukt.

In tabel 13.3 is het op deze wijze afgeleide gewassenpatroon van de zandgronden bij uiteenlopende ontwateringstoestanden samengevat.

Tabel 13.2. Gewasfrequentie (in %) bij verschillende grondwatertrappen op zandgronden behalve hoge enkeerdgronden (2 + 9 t/m 17)

Gewassen	Grondwatertrap				
	II	III	V	VI	VII <sup>a</sup>
Grasland <i>Grassland</i>	98,1	83,0	38,8	15,1	2,8
Rogge <i>Rye</i>	0,5	5,5	25,4	39,0	50,7
Zomergranen <i>Oats and barley</i>	0,8	5,9	17,8	21,9	20,9
Aardappelen <i>Potatoes</i>	0,2	2,3	10,2	15,0	18,1
Voederbieten <i>Fodder beets</i>	0,4	3,3	7,8	9,0	7,5
Totaal <i>Total</i>	100	100	100	100	100
	II	III	V	VI	VII <sup>a</sup>
<i>Crops</i>	<i>Classes of groundwater depth</i>				

Table 13.2. Crop frequency under various drainage conditions on relatively level sandy soils

Tabel 13.3. Gewasoppervlakte (in %) bij verschillende grondwatertrappen op zandgronden behalve hoge enkeerdgronden (2 + 9 t/m 17)

Gewassen	Grondwatertrap				
	II	III	V	VI	VII <sup>a</sup>
Grasland <i>Grassland</i>	99,0	91,6	57,6	27,3	5,6
Rogge <i>Rye</i>	0,3	3,3	20,3	38,5	55,8
Zomergranen <i>Oats and barley</i>	0,5	3,5	14,4	21,6	23,0
Aardappelen <i>Potatoes</i>	0,1	0,9	5,5	9,5	12,7
Voederbieten <i>Fodder beets</i>	0,1	0,7	2,2	3,1	2,9
Totaal <i>Total</i>	100	100	100	100	100
	II	III	V	VI	VII <sup>a</sup>
<i>Crops</i>	<i>Classes of groundwater depth</i>				

Table 13.3. Adaptation of the cropping pattern (in % of area) on relatively level sandy soils to various drainage conditions

## 6.2. HOGE ZWARTE ENKEERDGRONDEN (no's 5, 6, 7 en 8)

In deze profieltype groep, bleken alleen de grondwatertrappen V, VI, VII<sup>a</sup> en VII<sup>b</sup> voor te komen. De hierbij gevonden bouwplannen vindt men in tabel 13.4. De kolom onder VII is het gemiddelde van VII<sup>a</sup> en VII<sup>b</sup> waartussen op deze gronden geen wezenlijk verschil in bouwplan werd geconstateerd.

Tabel 13.4. Gewasoppervlakte (in %) bij verschillende grondwatertrappen op hoge zwarte enkeerdgronden (5, 6, 7 en 8)

Gewassen	Grondwatertrap		
	V	VI	VII
Grasland	54,9	47,4	5,4
<i>Grassland</i>			
Rogge	18,6	19,6	42,0
<i>Rye</i>			
Zomergranen	14,3	20,8	34,1
<i>Oats and barley</i>			
Aardappelen	8,3	7,6	14,5
<i>Potatoes</i>			
Voederbieten	3,9	4,6	4,0
<i>Fodder beets</i>			
Totaal	100	100	100
<i>Total</i>			
	V	VI	VII
<i>Crops</i>	<i>Classes of groundwater depth</i>		

Table 13.4. Adaptation of the cropping pattern (in % of area) on elevated humous sandy soils to various drainage conditions

Wegens de geringe variatie in grondwatertrappen kon hier geen grafische vereffening worden toegepast.

De grondwatertrappen V en VI zijn in de tabel afgescheiden van VII omdat hier duidelijk verschillen in gebruikswaarde binnen de profieltype groep op-

treden. Trap VII heeft betrekking op de profieltypen 5 en 7 met een dikke-A-horizont. Dit zijn hoge zwarte, specifieke bouwlandgronden waar grasland nauwelijks meer voorkomt. Van V naar VII is ten aanzien van de gewasreactie dan ook geen parabolisch beloop verondersteld.

#### 6.3. KALKLOZE POLDERVAAGGRONDEN (no. 18)

Op deze gronden zijn de grondwatertrappen II, III en V vertegenwoordigd, de laatste evenwel met slechts 2 percelen. Op één na bleken alle percelen in grasland te liggen. Dit bouwlandperceel is niet in de bewerking opgenomen.

#### 6.4. GRONDEN DIE VERDROGEN ONDER INVLOED VAN HET POMPSTATION

Het praktijkoordeel over de vochttoestand van de grond bleek hier een hele klasse naar de droge kant te zijn verschoven.

Tabel 13.5 geeft het voorkomen van de vochttoestanden per grondwatertrap binnen de profieltype groepen 2 + 9 t/m 17, voor de normale situatie (N) en voor de gronden binnen de invloedssfeer van het pompstation (P).

De verschuiving is in fig. 13.5 in beeld gebracht. Grondwatertrap II, normaal in bijna 90 % van de

Tabel 13.5. De verschuiving van de vochttoestand per grondwatertrap (in %) onder invloed van wateronttrekking (N = normaal; P = onder invloed van pompstation)

Vochttoestand	Grondwatertrappen									
	II		III		V		VI		VIIa	
	N	P	N	P	N	P	N	P	N	P
Regelmatig verdrogend	—	—	2,4	25,0	2,1	41,6	14,3	50,0	—	—
<i>Frequently desiccating</i>										
Droogte gevoelig	—	—	8,0	25,0	25,5	29,2	28,6	50,0	100	—
<i>Drought sensitive</i>										
Voldoende vochthoudend	11,1	100	23,2	35,0	30,8	25,0	19,1	—	—	—
<i>Good water retaining capacity</i>										
Aan de natte kant	66,7	—	42,4	15,0	35,2	4,2	38,0	—	—	—
<i>Generally too wet</i>										
Wateroverlast	22,2	—	24,0	—	6,4	—	—	—	—	—
<i>Occasionally flooded</i>										
Totaal	100	100	100	100	100	100	100	100	100	—
<i>Total</i>										
	N	P	N	P	N	P	N	P	N	P
	II		III		V		VI		VIIa	
<i>Humidity condition</i>	<i>Classes of groundwater depth</i>									

Table 13.5. Modification of the farmers conception on the humidity condition of the top soil (in %) as a result of water extraction for the given classes of groundwater depth (for the meaning of the roman numerals see table 13.1). N = normal situation; P = influenced by pumping station

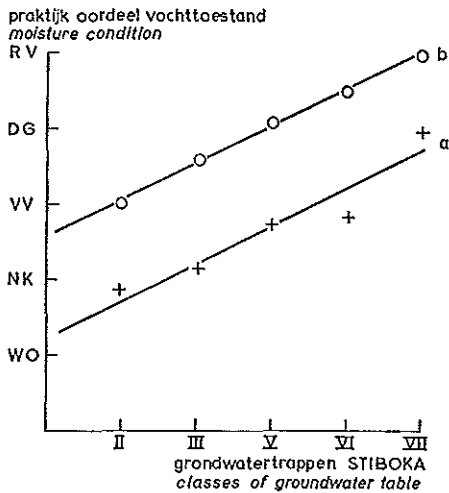


Fig. 13.5. Het praktijoordeel over de vochttoestand van de grond (Y-as) bij uiteenlopende grondwatertrappen (X-as) gebaseerd op de hydromorfe kenmerken van het profiel verschuift binnen de invloedssfeer van het pompstation voor drinkwatervoorziening gemiddeld een hele klasse naar de droge kant. RV = regelmatig verdrogend; DG = droogte gevoelig; VV = voldoende vochthoudend; NK = over het algemeen te nat; WO = wateroverlast  
*The farmers conception concerning the moisture condition of the topsoil (Y-axis) in relation with various classes of groundwater depth (X-axis) as based upon the hydromorphological features of the profile proves to be shifting on an average one class into the direction of dryer conditions as a result of the extraction of drinking water by the pumping station situated in the centre of the area involved. RV = frequently desiccating; DG = drought sensitive; VV = optimum humidity; NK = generally too wet; WO = occasionally flooded*

gevallen te nat beoordeeld, blijkt door de wateronttrekking volledig goed te zijn geworden. Het betreft hier slechts enkele waarnemingen. Voorts geldt ten aanzien van verdroging:

Vochttrap	% Normaal verdrogend	% Verdrogend na wateronttrekking
III	10,4	50,0
V	27,6	70,8
VI	42,9	100

Is deze verschuiving terug te vinden in de gewas-senkeus of is er alleen verschil in opbrengst?

Van de 47 percelen in het onttrekkingsgebied ver-toonden er 44 de hydromorfe kenmerken van de grondwatertrappen III en V. De vraag is dus in feite wat er met het bouwplan op de voormalige trappen III en V binnen het pompgebied is gebeurd in ver-gelijking met de trappen III en V daarbuiten. Het blijkt dan, dat de gewasverhoudingen voor deze grondwatertrappen in het pompgebied praktisch iden-tiek zijn geworden en wel gelijk aan het gemiddelde van de gewasverhoudingen bij deze trappen buiten het pompgebied.

Bedenkt men, dat door de sterke grondwaterstands-daling in het pompgebied het effectieve verschil tus-sen beide oorspronkelijke grondwatertrappen grotendeels zal zijn weggevallen, dan is het verschijnsel van gelijkwordend bouwplan daarvan het logisch gevolg. Dat dit daarbij grotendeels gebonden blijft aan de oorspronkelijke gewasfrequentieverhoudingen bewijst

Tabel 13.6. De gewasverhoudingen binnen de invloedssfeer van het pompstation Olden Eibergen

Gewassen	Gewasfrequenties in %		Gewasoppervlakten in %	
	III	V	gemiddeld binnen onttrekkings-gebied	gemiddeld buiten onttrekkings-gebied
Grasland <i>Grassland</i>	59,8	59,4	76,1	74,7
Rogge <i>Rye</i>	18,1	20,3	13,4	11,8
Zomergranen <i>Oats and barley</i>	8,7	8,4	5,9	8,9
Aardappelen <i>Potatoes</i>	7,9	6,3	3,2	3,2
Voederbieten <i>Fodder beets</i>	5,5	5,6	1,4	1,4
Totaal <i>Total</i>	100	100	100	100
	III	V	mean inside extraction area	mean outside extraction area
<i>Crops</i>	<i>Crop frequencies in %</i>		<i>Crop acreage in %</i>	

Table 13.6. Crop ratios within the extraction area of the pumping station Olden Eibergen

Tabel 13.7. Overzicht van vergelijkbare gebruikte profieltype groepen en die van de COLN-TNO

Profieltype nummering rapport Leerinkbeekgebied	NEBO-kaart, stadium D	COLN - TNO	
		bouwland	grasland
2 + 9 t/m 17	206, 227, 228, 231	3	4
	232	2	3
	234	3	5
	241	4	5
	242	4	6
	217, 218	2	3
5, 6, 7, 8	301 - 310	(3)	4
18			

Index of profile types of area under investigation	Soil map of the Netherlands, stage D	arable land	grasland
		COLN - TNO	

Table 13.7. Review of the profile types used as compared with the groups of COLN-TNO (Committee on Agro-hydrological Research in the Netherlands)

hoezeer de doelmatigheid van het bouwplan op deze gronden mede bepaald wordt door andere produktievoorwaarden dan de beschikbaarheid van water. Daarbij mag worden aangetekend, dat bovenvermelde hoge verdrogingsfrequenties mede ontstaan doordat het toch altijd nog in bijna 60 % van de gevallen om grasland gaat.

In tabel 13.6 is een overzicht gegeven van het cijfermateriaal waarop deze conclusies steunen.

## 7. DE GEWASOPBRENGSTEN

### 7.1. DE OPBRENGSTDEPRESSIES

Verschillen in opbrengst van bouwlandgewassen en grasland zoals die onder invloed van de ontwaterings-

diepte op de onderscheiden profieltype groepen zullen optreden zijn verantwoord door gebruik te maken van gegevens van VISSER (1958) en REUTER en KOUWE (1958).

Daarbij moest overeenkomst worden gezocht tussen de profieltype groepen samengesteld uit de kaarteenheden van PAPE en de bodemprofiel groepen waarvoor de COLN haar naar bouwland en grasland onderscheiden isocarpendiagrammen samenstelde.

Van de vergelijkbare profieltype groepen is in tabel 13.7 een globaal overzicht gegeven.

De isocarpendiagrammen van de COLN zijn verzamelfiguren van de horizontale doorsneden door een drie-dimensionale samenhang waarin als grondvlakfactoren de gemiddelde hoogste en laagste grondwaterstand en als derde variabele de opbrengstdepressie is

Tabel 13.8. Opbrengstdepressies (in %) voor gras- en bouwland bij verschillende grondwatertrappen en profieltype groepen. N = normaal; P = onder invloed van pompstation

Profieltype groep	Grondwatertrappen											
	II		III		V		VI		VIIa		VIIa/b	
	grasl.	bouwl.	grasl.	bouwl.	grasl.	bouwl.	grasl.	bouwl.	grasl.	bouwl.	grasl.	bouwl.
2 + 9 t/m 17 N	28	33	10	9	17	15	30	7,5	33	10	—	—
5 en 7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	23,5	3,5
6 en 8	—	—	—	—	11	12	30	7	—	—	—	—
18	28	—	10	—	17	—	—	—	—	—	—	—
2 + 9 t/m 17 P	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	30	10

Index of profile types	Classes of groundwater depth											
	II		III		V		VI		VIIa		VIIa/b	
	grass- land	arable land	grass- land	arable land	grass- land	arable land	grass- land	arable land	grass- land	arable land	grass- land	arable land

Table 13.8. Yield depressions (in %) for grassland and arable land under various drainage conditions in divergent soil types. N = normal situation; P = influenced by pumping station (for roman numerals see table 13.1)

uitgezet. De diagrammen geven daarmee lijnen van gelijke opbrengstdepressie.

Toepassing veronderstelt overeenkomst tussen de door de COLN gehanteerde gemiddelde hoogste en laagste grondwaterstand die als zomer- en wintergrondwaterstand moet worden opgevat en de hoogste en laagste grondwaterstand welke de begrenzing van de grondwatertrappen vormen. Hiertegen lijkt geen bezwaar te bestaan. Wel wordt door de COLN-samenvatting van de profieltypen de nuancering in de opbrengstdepressies bij de thans onderscheiden profieltype groepen afgevlakt. Dit rechtvaardigt enige correctie waartoe de uitkomsten van een in 1961 bijgehouden grasland-administratie op 18 Achterhoekse bedrijven mogelijkheid bood. In tabel 13.8 wordt een overzicht van de gebruikte depressies gegeven.

De schijnbare tegenstrijdigheid, dat voor bouwland in profieltype groep 2 + 9 tot en met 17 bij grondwatertrap V (< 40 - > 120) een hogere depressie wordt gevonden dan bij grondwatertrappen III en VI vindt zijn verklaring in het optreden van wisselvochtigheid bij deze bodemtype-grondwatertrap combinatie. Ook REUTER en KOUWE (1958) geven voor grondwatertrap V, wisselvochtig bouwland, een hogere

depressie dan voor III, die als te nat en VI, die als te droog wordt opgegeven. De wisselvochtigheid treedt hier niet bij grasland op. Daarbij is grondwatertrap II nat, III reeds iets te droog en V, VI en VII duidelijk te droog.

Hoewel het inzicht in de samenhang tussen gewasopbrengsten en bodemkundig-hydrologische omstandigheden zich intussen heeft verdiept staat toch nog geen betere of meer volledige informatie over deze materie direct ter beschikking.

Het COLN-materiaal, hoezeer wellicht te beschouwen als zwakste schakel bij deze berekeningen, geeft stellig bruikbare indicatie ten aanzien van het gemiddelde opbrengstniveau bij de verschillende deelsituaties.

Het bezwaar dat de depressies niet naar gewas zijn gespecificeerd geldt slechts tot op zekere hoogte. Op de beste gronden, hier de humusrijke goed ontwaterde maar toch goed vochthoudende gronden, worden niet alleen de hakvruchten met de beste resultaten geteeld, maar ook rogge doet het hier beter dan op lichte, droogtegevoelige gronden. Dat men dit gewas op de lichtste gronden het meest frequent aantreft is omdat het om bedrijfstechnische redenen op de droge gronden nog het best tot zijn recht komt. Men kan daarom zonder bezwaar de opbrengstdepressies

Tabel 13.9. Opbrengst en prijzen van bouwlandgewassen van de zandgronden

Marktbaar gewassen	Opbrengst kg/ha				Prijzen in gld (1967)	
	1961-1965		0 % depressie		korrel/knol	stro
	korrel/knol	stro	korrel/knol	stro		
Rogge	2 900	4369	3 330	4855	30/100 kg	60/1000 kg
Rye						
Zomergranen	3 489	3236	3 875	3600	32/100 kg	60/1000 kg
Oats and Barley						
Aardappelen	27 722	—	30 800	—	9/100 kg	—
Potatoes						
	<i>grain/tuber</i>	<i>straw</i>	<i>grain/tuber</i>	<i>straw</i>	<i>grain/tuber</i>	<i>straw</i>
	1961-1965		0 % depression			
Marketable crops	Yield kg/ha				Prices in Dutch gld	
	1967		0 % depression			
	biet/knol	blad	biet/knol	blad		
Voederbieten	6600	1000	7335	1110		
Fodder beets						
Stoppelknollen (vers)	2200		2445		0,40/kg ZW	
Turnips (fresh)						
	<i>beet/turnip</i>	<i>leaves</i>	<i>beet/turnip</i>	<i>leaves</i>		
	1967		0 % depression			
Fodder crops	Yield kg starch/ha				Value in Dutch gld	

Table 13.9. Crop yields and prices of agricultural products of the sandy soils

van tabel 13.8 verrekenen met de fysieke opbrengst van de gehele reeks bouwlandgewassen.

## 7.2. HET OPBRENGSTNIVEAU, WAARMEE DE DEPRESSIES VERREKEND MOETEN WORDEN; PRIJZEN

Om het opbrengstniveau te vinden van elke deelsituatie moeten de depressie-percentages verrekend worden met een opbrengstniveau waarvan de depressie = 0. Neemt men de gemiddelde opbrengsten zoals die voor de verschillende gewassen van onze oostelijke zandgronden door het Centraal Bureau voor de Statistiek worden opgegeven, dan zijn deze uiteraard belast met de gemiddelde opbrengstdepressie van het gebied. Deze kan voor het Leerinkbeekgebied worden berekend omdat van de kaart kan worden afgeleid welk percentage elke deelsituatie van de totale oppervlakte inneemt, en omdat bovendien de depressie-percentages van grasland en bouwland en de grasland-bouwlandverhouding per deelsituatie bekend zijn.

Deze gemiddelde gebiedsdepressie blijkt voor bouwland 9,85 % te bedragen, voor grasland 13,9 %. Gemakshalve is dit afgerond tot 10 en 14 %.

In tabel 13.9 zijn de gemiddelde kg-opbrengsten per ha over de jaren 1961 - 1965 naar gegevens van LEI en CBS (1967) opgenomen met daarnaast het 0 % depressie-niveau. De prijzen zijn ontleend aan een publikatie van GARMING (1967) evenals de zetmeelwaarde (ZW)-opbrengst van de voedergewassen.

De 0 % depressie-opbrengsten zijn niet identiek met maximale opbrengsten, zoals men die onder optimale omstandigheden wel eens op het zandbouwland heeft behaald. Immers de laatste zijn incidentele uitschieters, waarbij alle omstandigheden bij de teelt in het optimum waren, terwijl het 0 % depressie-niveau ten behoeve van het onderzoek waterhuishouding en bedrijf gebaseerd moet zijn op alleen een optimale ontwateringstoestand, dus bij een gemiddelde toestand van alle overige produktiefactoren.

## 8. DE OPBRENGST VAN GRASLAND

De opbrengstvariatie van grasland is verantwoord door gebruik te maken van de opbrengstdepressies zoals die, mede aan de hand van aanwijzingen uit de graslandadministratie verkregen, tenslotte uit de oorspronkelijke COLN-gegevens zijn afgeleid (zie tabel 13.8).

De geldelijke opbrengst van het grasland is de som van melkopbrengst, omzet en aanwas.

De omvang van de veestapel op het gemengde bedrijf is primair afhankelijk van de hoeveelheid voeder die het bedrijf zelf kan leveren. Het aandeel van de produkten van het grasland in dit voederpakket is evenwel aan een minimum gebonden, zodat het aan-

tal stuks vee vrij nauwkeurig met de oppervlakte grasland per bedrijf samenhangt. Daarbij levert het bouwland als veevoeder stoppelknollen als nagewas van rogge, zomede voederbieten.

Om aan te geven welk deel van het inkomen uit de veehouderij, aan de verschillende deelsituaties moet worden toegeschreven dient men vanuit elke deelsituatie tot een getal te komen, dat het inkomens-aandeel in guldens per ha aangeeft. Gewassenpatroon en opbrengstniveau bleken reeds per deelsituatie aangegeven te kunnen worden. De volgende stap is, te achterhalen hoe het grasland waarvan de frequentie van voorkomen en dus ook het occupatie-percentage per eenheid van oppervlakte, alsmede het opbrengstniveau per deelsituatie bekend is, bij die situatie geëxploiteerd wordt.

De gemiddelde veebezetting kan voor een heel gebied uit het totale materiaal worden afgeleid. Voor het Leerinkbeekgebied is dit 2,10 grootvee-eenheden (gve) per ha grasland, inclusief mestvee.

De gemiddelde depressie van het grasland in het Leerinkbeekgebied bedroeg 14 % (par. 7.2). De veebezetting bij optimale ontwatering is dus  $100/86 \times 2,10 = 2,44$  gve. Hieruit kan de veebezetting per deelsituatie worden berekend omdat van elke deelsituatie het depressie-percentage voor grasland bekend is (tabel 13.8).

Aangezien bij deze rekentechniek het aantal dieren per eenheid van oppervlakte de maatstaf is voor het inkomens-aandeel van het grasland per deelsituatie mag de produktie per dier constant worden gehouden. Het producerend vermogen van melkvee is sterk gecorreleerd met de voeding. Verschillen in melkgift onder gelijke omstandigheden van voeding en verzorging zijn gevolg van leeftijd, aanleg en conditie, die in geen enkel verband staan met de waterhuishoudkundige toestand op de bedrijven. Wordt aan de normen van doelmatige veevoeding voldaan dan kan ermee volstaan worden bij dit onderzoek per melkkoe met een normale gemiddelde melkgift te rekenen. Uitgaande van een normale samenstelling van de veestapel naar leeftijd kan worden gerekend met een gemiddelde produktie van 4200 kg per melkkoe, inclusief melkgevende vaarzen. Als melkprijs is f 36,50/100 kg met 3,75 % vet aangehouden naar gegevens van GRIPSTRA e.a. (1967).

## 8.1. SAMENSTELLING VAN DE RUNDVEESTAPEL, OMZET EN AANWAS

De gemiddelde samenstelling van de veestapel bedroeg volgens de steekproef per 100 melkkoeien: 28 vaarzen, 35 pinken en 67 kalveren. Omrekening tot grootvee-eenheden vond plaats volgens gegevens van het LEI-CBS (1967).

1 melkkoe = 1 gve, 1 vaars = 0,7 gve; 1 pink = 0,5 gve en 1 kalf = 0,3 gve. De 230 dieren, waarbij het mestvee is inbegrepen, inherent aan 100 melkkoeien representeren dus 157,2 gve.

De samenstelling van de veestapel zonder het mestvee ware op suggestie van het PAW per 100 melkkoeien aan te houden op: 10 vaarzen, 35 pinken en 45 kalveren.

De 190 dieren, inherent aan 100 melkkoeien, representeren in dit geval 138 gve.

Het mestvee-aandeel bedraagt dus 0,19 gve per melkkoe + jongvee.

Het inkomensaandeel per deelsituatie uit omzet en aanwas kan nu berekend worden volgens  $I = (100 + v) \cdot \{(X \cdot Y)/E\} \cdot F$ , waarin  $v$  = aantal melkgevende vaarzen per 100 melkkoeien,  $X$  = oppervlakte grasland in ha per 100 ha deelsituatie,  $Y$  = aantal gve per ha grasland per deelsituatie (par. 8),  $E$  = aantal gve inherent aan 100 melkkoeien + jongvee,  $F$  = bedrag aan omzet en aanwas per melkkoe bij de heersende samenstelling van de rundveestapel (SNIDDERS, 1968a; 1968b).

## 9. DE TOTALE OPBRENGST

Uit het occupatie-percentages van de verschillende gewassen en grasland, de opbrengst van de marktbaar gewassen en de opbrengst van dat deel van de veestapel van het hele gebied dat op basis van het beschikbare grasland onder de heersende omstandigheden aan elke bodemkundig-hydrologische situatie mag worden toegerekend (par. 7 en 8), volgt de totale opbrengst per deelsituatie.

Men heeft hiermee het producerend vermogen van uiteenlopende bodemkundig-hydrologische eenheden achterhaald zoals die bij de bestaande interne bedrijfsvariabiliteit in de praktijk blijkt te zijn.

## 10. DE TOE TE REKENEN KOSTEN

De berekening van de toe te rekenen kosten, die al naar gelang bodemtype en hydrologische toestand van de grond variëren, vindt vanuit elke deelsituatie afzonderlijk plaats. Van een aantal van deze kosten volgt de omvang logisch uit de afgeleide gewasverhoudingen per deelsituatie. Andere vereisen een nadere beschouwing.

### 10.1. VEEVOEDERS

Voederbehoefte en beschikbaarheid kunnen per deelsituatie worden afgeleid. In de praktijk van een bedrijf, dat over meerdere deelsituaties verspreid ligt, zullen overschotten en tekorten elkaar geheel of gedeeltelijk compenseren. Een tekort dient door voeder aankopen gesuppleerd te worden. Bij het berekenen van de voederpositie per deelsituatie is de volgende techniek gevolgd.

#### 10.1.1. Voederbehoefte

Het percentage grasland en opbrengstniveau bepalen de omvang van de rundveestapel die aan een deelsituatie mag worden toegeschreven.

Omdat de opbrengstdepressies van grasland zijn doorberekend in het veebezettingsaandeel kan de

melkgift per melkkoe constant worden gehouden. Voor de voederbehoefte van het melkvee bij een bepaalde melkgift zijn de door GARMING (1967) vastgestelde normen aangehouden. Indien de samenstelling van de veestapel bekend is kan met behulp van deze normen de totale voederbehoefte per deelsituatie worden berekend, de ruwvoederbehoefte volgt daaruit. Voor de stalperiode bedraagt deze 1000 kg ZW per gve exclusief kalveren, voor de weideperiode 50 % van de totale voederbehoefte.

#### 10.1.2. De ruwvoederproduktie

De opbrengst aan ruwvoeder per deelsituatie kan worden afgeleid uit gewassenpatroon en opbrengstniveau. Voor het bouwland volgt de ZW-productie uit de opbrengst van de voedergewassen. Voor het grasland is ze afhankelijk van de stikstofgift.

Voor een bestaand bedrijf vindt men de vereiste voederproduktie van het grasland door die van het bouwland en eventuele ruwvoederaankopen in mindering te brengen op de totale ruwvoederbehoefte. De kosten van de daarvoor nodige N-gift worden in rekening gebracht (par. 8).

Bij de berekening van de ruwvoederproduktie per deelsituatie is het in principe niet anders. Doch aangezien de ruwvoederaankoop en het deel daarvan, dat aan de deelsituaties moet worden toegeschreven niet bekend is, kan hier de N-gift, zoals die samenhangt met de vereiste voederproduktie van het grasland niet op boven beschreven wijze achterhaald worden. Kent men de gemiddelde stikstofgift op grasland van verschillende hoedanigheid dan vormt de omvang van de ruwvoederaankoop een restpost.

Gemiddeld bleek in het Leerinkbeekgebied op nat grasland 155 kg N, op goed vochthoudend grasland 177 kg N en op droog grasland 195 kg N/ha te worden gegeven. Van deze drie N-trappen is nu verder uitgegaan. Voor de produktie van het grasland bij een bepaalde N-gift zijn de door GARMING (1967) gegeven opbrengsten aangehouden.

Het ruwvoedertekort - of overschot - per deelsituatie ontstaat als verschil tussen totale ZW-productie en ruwvoederbehoefte.

#### 10.1.3. Percentage maaien

De totale produktie van grasland verminderd met de produktie door weiden (par. 10.1.1) levert de produktie voor ruwvoederwinning. Omdat men het percentage grasland per deelsituatie kent is de ha- produktie voor ruwvoederwinning ( $Y$ ), eveneens bekend. De netto- produktie per snede bedraagt gemiddeld 1500 kg ZW per ha grasland. Bedraagt het depressie-percentages van het grasland bij een deelsituatie bijvoorbeeld  $X$  % bij een gemiddelde depressie van 14 % (par. 7.2), dan is de produktie per snede  $(100 - X)/86 \cdot 1500$  ZW =  $Z$  ZW. Het percentage maaien is nu  $Y/Z \cdot 100$  %.



#### 10.1.4. *Aankoop krachtvoer*

Om de hoeveelheid krachtvoer te bepalen die aangekocht moet worden, wordt de totale ZW-behoefte in de stalperiode, die op 50 % van de jaarlijkse ZW-behoefte kan worden gesteld, verminderd met dat deel van de ZW-productie van grasland, bouwland en uit aankoop, dat in die periode vervoederd zal worden. Dit deel vindt men door vermenigvuldiging van het aantal grootvee-eenheden per deelsituatie met een norm voor ruwvoer-opname per gve in de stalperiode in ZW. Het verschil moet als krachtvoer gesuppleerd worden. Het ZW-gehalte van het krachtvoer is op 65 % gesteld.

De krachtvoerbehoefte in de weideperiode is met een vaste hoeveelheid per gve te kenmerken. Krachtvoersuppletie in de stalperiode plus krachtvoerverstrekking in de weideperiode, geven de totale jaarlijkse krachtvoeraankoop per deelsituatie.

### 10.2. BEMESTING

#### 10.2.1. *Bemestingsbehoefte*

De bemestingsbehoefte kan voor elke deelsituatie berekend worden uit gewasverhoudingen en bemestingsnormen. Bemestingsnormen voor verschillende gewassen staan ter beschikking als kg  $K_2O$ ,  $P_2O_5$  en N per ha.

Met verschillen in bemestingstoestand van de percelen wordt op deze wijze dus geen rekening gehouden. Deze verschillen ontstaan in hoofdzaak door verschillen in bereikbaarheid en hangen niet duidelijk met de waterhuishouding samen.

#### 10.2.2. *De organische mestproductie per deelsituatie*

De omvang van de kunstmestaankopen op een bedrijf wordt bepaald door de produktie van organische mest.

Deze volgt uit het aantal dieren dat gehouden kan worden. Dit hangt weer af van het graslandareaal en het opbrengstniveau (par. 8).

Aangezien het aantal stuks grootvee per deelsituatie kon worden vastgelegd volgt hieruit zonder meer ook de organische mestproductie per deelsituatie.

#### 10.2.3. *De kunstmestkosten per deelsituatie*

De kunstmestkosten van een bedrijf vindt men door middel van een meststoffenbalans. Hierin wordt de organische mestproductie op het bedrijf vergeleken met de bemestingsbehoefte. Beide worden uitgedrukt in kg  $K_2O$ ,  $P_2O_5$  en N. Het tekort moet als kunstmest worden gesuppleerd.

De wijze waarop men de kosten hiervan aan de verschillende deelsituaties moet toerekenen is geen punt van discussie. Er is maar één mogelijkheid: De bemestingsbehoefte per deelsituatie is bekend (par. 10.2.1), het aan-

deel in de organische mestproductie per deelsituatie volgde via de veebezetting uit het percentage grasland en het opbrengstniveau daarvan. Het verschil levert dus het deel van de kunstmestaankoop van het bedrijf dat aan de deelsituatie kan worden toegeschreven.

Op bestaande bedrijven is van oudsher de stalmest voor een groot deel naar de hogere bouwlandgronden gebracht. Suppletie met kunstmest zal daar dan ook geringer zijn dan op gronden die minder organische mest ontvangen. Op een niet te lichte zandgrond met een vrij diepe ontwatering zal dus in de praktijk het bouwland naar verhouding veel organische mest en weinig kunstmest ontvangen, ondanks het feit, dat het percentage grasland gering is. De wijze waarop de boer zijn stalmest over de verschillende percelen binnen zijn bedrijf verdeelt, is bij de berekening van de kostenverdeling van kunstmestaankoop over de deelsituaties echter irrelevant. Hier geldt alleen het verschil tussen beschikbaar en benodigd materiaal per deelsituatie.

Trekt men een parallel met bestaande bedrijven dan moet eenzelfde tendentie aan het licht komen. Op het bedrijf, dat als gevolg van zijn interne variatie in bodemtype en ontwateringsdiepte over relatief weinig grasland beschikt en waar dus de veehouderij een ondergeschikte plaats inneemt staat slechts weinig organische mest ter beschikking. Hier dient op grote schaal met kunstmest gesuppleerd te worden om aan de bemestingsbehoefte te voldoen. Waar de veehouderij domineert is het net andersom, daar kan, mits geen intensiveringsproces is ingezet, de kunstmestaankoop gering zijn.

#### 10.2.4. *Beloop van de kunstmestkosten bij waterbeheersing*

Wanneer te natte gronden ontwaterd worden mag men verwachten dat de kunstmestkosten zullen toenemen. Hiervoor zijn twee oorzaken aan te wijzen. Het gewassenpatroon wijzigt zich in de richting van meer bouwland waardoor de bemestingsbehoefte per eenheid van oppervlakte cultuurgrond groter wordt en de bemestingsbehoefte der individuele bouwlandgewassen en grasland neemt van natte naar droge toestanden toe.

In gulden per ha bleken de totale kunstmestkosten op zandgronden behalve hoge enkeerdgronden van nat (gwt II) naar droog (gwt VII) als volgt te verlopen:

Grondwatertrappen	II	III	V	VI	VII
Kunstmestkosten gld/ha	173	188	214	219	225

De toename van de N-gift op grasland speelt hierbij een geringe rol omdat immers het grasland per oppervlakte-eenheid cultuurgrond bij grotere ontwateringsdiepten vrij sterk afneemt. Hoofdoorzaak voor het gegeven beloop der kunstmestkosten is derhalve de toenemende oppervlakte akkerbouwgewassen die met name meer  $P_2O_5$  en  $K_2O$  behoeven dan grasland.

De behoefte is in gld/ha:

Gewassen:	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> gld/ha	K <sub>2</sub> O gld/ha
grasland		
weiden	15	30
id + maaien	27	60
rogge	30	50
zomergranen	30	50
aardappelen	48	100
voederbieten	36	100
stoppelknollen	—	40

Een versterking van de toename der kunstmestkosten van nat naar droog ontstaat door de in die richting afnemende organische mestproductie. Op grondwatertrappen II en III hoeven slechts betrekkelijk geringe supplementies van P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> en K<sub>2</sub>O plaats te vinden omdat hier 99 respectievelijk 91,6 % van de oppervlakte in gras ligt. Bij diepere ontwatering neemt de noodzaak van supplementie toe. Bij gwt VII moet aan praktisch de gehele bemestingsbehoefte door middel van kunstmestaankopen worden voldaan.

Het bovenstaande heeft uiteraard alleen betrekking op de toedeling van de kunstmestkosten aan de verschillende deelsituaties in het kader van de berekening van inkomensverschillen. Wanneer als gevolg van regionale waterbeheersingsmaatregelen de waterhuishouding van bestaande bedrijven geoptimaliseerd wordt neemt op de voorheen te natte gronden de totale bemestingsbehoefte toe en de omvang van de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> en K<sub>2</sub>O supplementies iets af door de grotere productie van organische mest. De totale bemestingsbehoefte van de voorheen droge gronden daarentegen neemt af. Door deze tegengestelde beweging zullen wijzigingen in de omvang van de kunstmestkosten op het bedrijf na verbetering van de waterhuishouding doorgaans van beperkte betekenis zijn.

### 10.3. ARBEID

#### 10.3.1. Arbeidsbehoefte en beschikbare arbeid

De arbeidsbehoefte per deelsituatie volgt uit de gewasverhoudingen en de veebezetting op het aanwezige grasland. Daarnaast is evenwel ook sprake van een directe beïnvloeding. Naarmate de grond zwaarder en natter is neemt de begaanbaarheid af en treden allerlei complicaties op bij de grondbewerking en bij de oogst van de gewassen (SNIJDERS, 1958). Dit verschijnsel is op zandgrond echter van geringere betekenis dan op klei- en zavelgronden. De in het Leerinkbeekgebied voorkomende poldervaaggronden liggen overwegend in grasland. Slechts een te natte toestand zou consequenties voor de arbeid kunnen hebben.

Beide beïnvloedingen zijn kwantitatief achterhaald zodat per deelsituatie vrij nauwkeurig is aan te geven hoeveel arbeid uitgedrukt in man-uren per ha, nodig is.

Op de onderzochte bedrijven bedraagt de gemid-

delde arbeidsbezetting 1,6 volwaardige arbeidskracht met een totale beschikbare arbeid van 4576 man-uren. De gemiddelde bedrijfsgrootte was bij de steekproef van 65 bedrijven 14 ha.

Op het gemiddelde bedrijf van  $n$  ha zijn bij een beschikbare arbeid van  $P$  man-uren, per ha  $P/n$  man-uren beschikbaar. Deze potentiële beschikbaarheid van arbeid is in principe voor elke deelsituatie gelijk. Verrekening met de arbeidsbehoefte doet arbeidsoverschotten of tekorten aan het licht komen.

#### 10.3.2. Evenwicht tussen arbeidstekort en -overschot bij de huidige bedrijfsvorm

Aangezien de bedrijven in het Leerinkbeekgebied vrijwel alle beschikken over zowel arbeidsintensief als arbeidsextensief geëxploiteerde gronden, zullen overschotten en tekorten grotendeels tegen elkaar wegvallen. Men mag wel zeggen, dat de huidige bedrijfsvorm logisch uit die heterogeniteit is voortgekomen. Van de beschikbare arbeid wordt steeds een zo gunstig mogelijk gebruik gemaakt.

De doelstelling van het onderzoek, de bodemkundig-hydrologische deelsituaties te kenmerken met een getal, dat het inkomen uit die deelsituaties in gld/ha geeft, maakt het duidelijk, dat het arbeidstekort bij arbeidsintensieve deelsituaties niet verrekend mag worden met het arbeidsoverschot bij arbeidsextensieve deelsituaties. De eerste zou dan te gunstig uitkomen omdat de indruk gewekt zou worden, dat het arbeidstekort, juist een kenmerk van die situatie, niet zou bestaan; de laatste te ongunstig omdat het arbeidsoverschot, dat immers de mogelijkheid schept tot niet aan de waterhuishouding gebonden activiteiten op deze landbouwkundig laag te waarderen gronden, zou zijn verdonkeremaand. In groter verband gezien vormen de arbeidsoverschotten van de arbeidsextensieve deelsituaties binnen het bedrijf een onmisbaar reservoir waaruit de tekorten van de arbeidsintensieve deelsituaties worden aangevuld, zodat de totale arbeidsbehoefte van het bedrijf zoveel mogelijk in evenwicht is met de beschikbare arbeid.

#### 10.3.3. Exploitationiveau na optimalisering van de hydrologische bedrijfsomstandigheden

Wanneer overal waar de ontwatering te diep of te ondiep is, deze voor de betreffende bodemtypen optimaal gemaakt wordt, betekent dit, dat de bedrijven alleen nog maar over gronden zullen beschikken waarvan een maximaal gebruik mogelijk is.

De vraag is nu, zal dan inderdaad het gehele bedrijfsareaal maximaal geëxploiteerd worden of ontstaat, naar andere criteria dan voorheen, wederom een indeling in goed en minder goed? Immers, onder optimale bedrijfsomstandigheden van hydrologische aard is de mogelijkheid weggefallen om een arbeidstekort bij arbeidsintensieve deelsituaties te compenseren met het overschot bij arbeidsextensieve deel-

situaties. Er zal dus een arbeidstekort resteren dat in de regel door (verborgen) overwerk door ondernemer en gezin, dan wel door uitbesteding van werk aan loonwerkers of door invoering van arbeidsbesparende methoden (mechanisatie) zal worden opgeheven.

Het is niet reëel te veronderstellen, dat intensivering na opheffing van de hydrologische onvolkomenheden op het bedrijf, zonder kunstgrepen verder zal gaan dan de exploitatievorm zoals reeds geldt voor optimale deelsituaties. Eerder zou men kunnen verdedigen dat, juist gezien het te verwachten arbeidstekort, de intensivering beneden het huidige exploitatieniveau van de van oudsher optimaal ontwaterde gronden zal moeten blijven. Dit niveau is dus in de praktijk zeker geen absolute ondergrens van de mogelijkheden na waterbeheersing, zoals wel eens gesteld wordt. Het opheffen van de exploitatie van niet-optimaal ontwaterde gronden op het bedrijf naar dat niveau betekent reeds een aanzienlijke intensivering. Het ligt niet voor de hand, dat optimalisering van niet-optimale deelsituaties zou leiden tot een intensivering van de bedrijfsexploitatie, die verder gaat dan het niveau van de reeds optimale deelsituatie. Dit niveau zou dan namelijk zonder enige aanleiding - de omstandigheden blijven immers gelijk - boven zichzelf moeten uitstijgen, terwijl het gelijktrekken van het exploitatieniveau reeds een aanzienlijke verzwaring van de arbeidsbehoefte van het bedrijf impliceert.

#### 10.4. OVERIGE TOE TE REKENEN KOSTEN

Hieronder vallen ten aanzien van de akkerbouw: kosten van zaaizaden en pootgoed, rente van omlopend kapitaal, verzekering en bestrijdingsmiddelen. Een directe invloed van profieltype en ontwateringsdiepte kon niet worden aangetoond. Verschillen in deze overige toe te rekenen kosten zijn uitsluitend berekend op basis van het gewassenpatroon zoals dat voor de verschillende deelsituaties is aangegeven.

Doorberekende hoeveelheden, prijzen en tarieven zijn ontleend aan GARMING (1967) en GRIJSTRA e.a. (1967). Er zijn geen kosten voor uitbreiding van de stalruimte opgenomen.

#### 11. DE NIET TOE TE REKENEN, OF ALGEMENE KOSTEN

Voor het berekenen van de vaste kosten is gebruik gemaakt van de bedragen die door GRIJSTRA e.a. (1967) worden gehanteerd voor gezinsbedrijven in de zandgebieden. Uitgedrukt in guldens per ha zijn deze gelijk voor elke ha van het bedrijf ongeacht de bodemkundig-hydrologische variatie binnen het bedrijf.

## 12. HET INKOMEN PER BODEMKUNDIG- HYDROLOGISCHE DEELSITUATIE

Het inkomenstaandeel uit elke deelsituatie wordt gevonden door de som der saldi van marktbaar gewassen en veehouderij (bruto-opbrengsten minus toegerekende kosten) te verminderen met de algemene kosten. De berekening van opbrengsten en kosten is gemakshalve uitgevoerd voor oppervlakte-eenheden van 100 ha. In de volgende paragrafen is voor de 4 onderscheiden profieltype groepen de opbouw van het inkomenstaandeel per grondwatertrap schematisch weergegeven. Daarnaast vindt men de exploitatie uitkomsten na optimalisatie van de waterhuishouding.

Voor de groep der zandgronden, behalve hoge zwarte enkeerdgronden, (no's 2 + 9 t/m 17) bestaat deze optimalisatie uit instelling van een ontwateringsdiepte als aangegeven voor grondwatertrap III.

Voor de hoge zwarte enkeerdgronden met dikke A-horizont (no's 5 en 7) is de optimalisatie gedacht als berekening, waarbij het gewassenpatroon constant is gehouden (a), respectievelijk modificeert naar dat van grondwatertrap III bij profieltype 2 + 9 tot en met 17 (b).

Voor de hoge zwarte enkeerdgronden met dunne A-horizont (no's 6 en 8) is eveneens de optimalisatie als berekening gedacht, maar hier alleen met gelijkblijvend gewaspatroon.

Voor de poldervaaggronden (no. 18), die vrijwel geheel uit grasland bestaan is een iets andere keus gemaakt. Optimalisatie tendeert naar instelling van ontwateringsdiepten overeenkomend met grondwatertrap III met resultaten als bij het huidige exploitatieniveau, met daarnaast de mogelijkheid van een doorbraak naar intensivering van de grasland-exploitatie waarbij de N-gift is aangepast aan een evenwicht tussen ruwvoederproductie en ruwvoederbehoefte.

#### 12.1. ZANDGRONDEN BEHALVE HOGE ENKEERDGRONDEN (no's 2 + 9 t/m 17)

Tabel 13.10 geeft een overzicht van de wijze waarop het inkomenstaandeel in guldens per ha is berekend voor de zandgronden behalve de hoge enkeerdgronden. In fig. 13.6 is het beloop van het inkomen uit deze gronden over de grondwatertrappen in beeld gebracht.

Bij het beoordelen van deze uitkomsten per deelsituatie mag nog eens op het volgende gewezen worden: elke deelsituatie, zoals die binnen een bedrijf voorkomt, levert zijn aandeel in het totale inkomen dat uit het bedrijf verkregen wordt. Dit inkomenstaandeel in guldens per ha uit een deelsituatie geeft een maatstaf voor de waarde van die deelsituatie als landbouwgrond. Deze waarde varieert sterk. Uit lichte, verdrogende of door lage ligging te natte gronden

Tabel 13.10. Het inkomen in guldens per 100 ha op zandgronden behalve hoge zwarte enkeerdgronden (no's 2 + 9 t/m 17) bij uiteenlopende grondwatertrappen. Grondwatertrap III is optimaal. Verbetering van de overige is gedacht als grondwaterpeilregeling

	Grondwatertrap					
	II	III	V	VI	VII	
Oppervlakte grasland in %	99	91,6	57,6	27,3	5,6	<i>Acreage of grassland in %</i>
Oppervlakte bouwland in %	1	8,4	42,4	72,7	94,4	<i>Acreage of arable land in %</i>
Veestapel in gve/100 ha; ( ) = incl. mestvee	153,2 (174,2)	176,6 (201,5)	102,8 (116,9)	41,4 (46,7)	8,3 (9,1)	<i>Cattle stock in livestock units/100 ha, ( ) = beef included</i>
Veebezetting in gve/ha grasland	1,55	1,93	1,79	1,52	1,48	<i>Strength of stock in livestock units/ha of grassl.</i>
ZW-overschotten (+) en tekorten (—) kg/100 ha	— 77 587	— 61 448	+ 20 536	+ 95 519	+ 141 046	<i>Starch surplus (+) and deficit (—) kg/100 ha</i>
Arbeidsbehoefte m.u./100 ha	28 343	34 026	29 475	25 349	23 993	<i>Labour requirement man hours/100 ha</i>
Arbeidsoverschotten (+) en tekorten (—) m.u./100 ha	+ 4 357	— 1 326	+ 3 225	+ 7 351	+ 8 707	<i>Labour surplus (+) and deficit (—) m.h./100 ha</i>
Opbredingen (gld/100 ha)						<i>Yields (guilders/100 ha)</i>
Veehouderij: melkopbrengst	187 026	216 153	125 706	50 589	10 731	<i>Dairy farming: milk yield</i>
omzet en aanwas	49 044	56 400	32 800	13 266	2 730	<i>Increase and turnover of stock</i>
Totaal	236 070	272 553	158 506	63 855	13 461	<i>Total</i>
Marktbaar gewassen	926	10 729	52 492	98 051	124 730	<i>Marketable crops</i>
Totaal generaal	236 996	283 282	210 998	161 906	138 191	<i>Sum total</i>
Toe te rekenen kosten (gld/100 ha)						<i>Direct costs (guilders/100 ha)</i>
Bijkomende voerkosten	59 370	57 076	12 768	5 086	1 097	<i>Supplemental costs of fodder</i>
Overige kosten veehouderij	24 512	28 263	16 450	6 624	1 325	<i>Other costs of dairy farming</i>
N-bemesting grasland	15 345	16 213	11 232	5 324	1 092	<i>N-consumption grassland</i>
N-bemesting bouwland	106	942	4 955	8 733	11 714	<i>N-consumption arable land</i>
Kunstmest suppletie	1 851	1 688	5 185	7 873	9 741	<i>Fertilizer suppletion</i>
Zaaizaad, rente, enz.	170	1 460	7 867	13 592	17 919	<i>Sowing seed, interest, etc.</i>
Totaal	101 354	105 642	58 457	47 232	42 888	<i>Total</i>
Saldo opbrengst-toeget. kosten (gld/100 ha)	135 642	177 640	152 541	114 674	95 303	<i>Exploitation saldo (guilders/100 ha)</i>
Vaste lasten (gld/100 ha)	78 300	78 300	78 300	78 300	78 300	<i>Indirect costs (guilders/100 ha)</i>
Arbeidsinkomen uit 100 ha (gld)	57 342	99 340	74 241	36 374	17 003	<i>Earned income 100 ha (guilders)</i>
P.M.-waarde overschot ZW (gld/100 ha)	—	—	8 214	38 208	56 418	<i>P.M. value starch surplus (guilders/100 ha)</i>
Arbeidsinkomen in gld/ha	573	993	742 (+82)	364 (+382)	170 (+564)	<i>Earned income in guilders/100 ha</i>
Arbeidsoverschot (+) en tekort (—) in m.u./ha	+ 44	— 13	+ 32	+ 74	+ 87	<i>Labour surplus (+) or deficit (—) in m.h./ha</i>
	II	III	V	VI	VII	
	<i>Classes of groundwater depth</i>					

Table 13.10. Earned income in Dutch guilders per 100 ha on relatively level sandy soils under various drainage conditions. Class III is considered optimum. Improvement of the other classes is taken to be accomplished by means of groundwater control (for roman numerals see table 13.1)

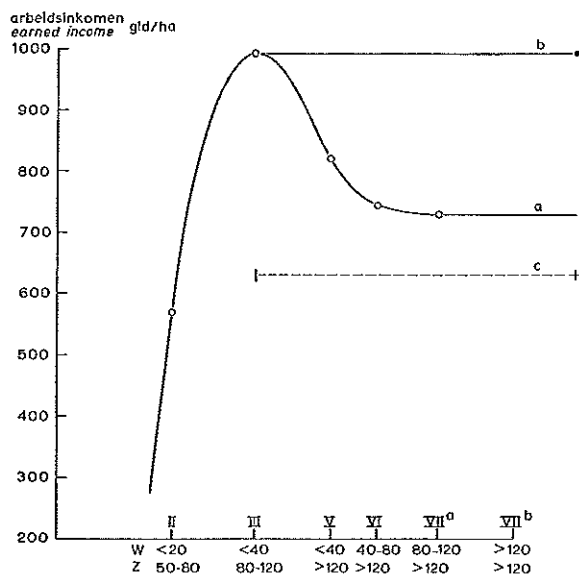


Fig. 13.6. Het arbeidsinkomen bij uiteenlopende grondwatertrappen op zandgrond behalve hoge enkeerdgronden. ○ = huidige toestand (curve a); ● = toestand na peilbeheersing (curve b); + = toestand omgeving pompstation (curve c)

*Earned income under various drainage conditions on relatively level sandy soils. ○ = actual situation (curve a); ● = situation after proper water management practices have been accomplished (curve b); + = situation near pumping station (curve c)*

is het inkomenstaandeel relatief gering, uit goed vocht-houdende, voldoende ontwaterde gronden daarentegen groot.

Exploitatie en resultaat per deelsituatie is in de praktijk van het bedrijf automatisch afgestemd op exploitatie en resultaat van alle andere deelsituaties binnen het bedrijf. De exploitatievorm van het hele bedrijf is de resultante van die der afzonderlijke deelsituaties, waarbij het totaal aan tekorten zoveel mogelijk moet worden gedekt door het totaal aan overschotten. Met name gaat het hier om arbeid en ZW-produktie. Het overschot aan ZW-produktie ontstaat bij die deelsituaties waar akkerbouw overheerst. Dat zijn hier in het algemeen de diep ontwaterde zandgronden. Het tekort aan ZW-produktie treedt op waar in hoofdzaak sprake is van weidebouw onder niet-optimale omstandigheden.

De waarde van het overschot moet in dit geval worden toegerekend aan de deelsituatie waar het overschot optreedt. De vermindering van het inkomen door ZW-tekorten is reeds verrekend via de kosten van ZW-suppleties bij de deelsituaties waar deze tekorten ontstaan.

Ten aanzien van een overschot of tekort aan manuren dient een andere gedachtengang gevolgd te worden. Een tekort ontstaat bij arbeidsintensieve deelsituaties met in hoofdzaak intensieve weidebouw. Van een arbeidsoverschot is sprake bij arbeidsextensieve

exploitatie. Deze vindt plaats bij deelsituaties met overwegend akkerbouw op zandgrond. De overschotten aan arbeidsuren moet men niet als pluspost aan het inkomen uit deze arbeidsextensieve deelsituaties toerekenen. Zij demonstreren als op zichzelf staand verschijnsel de ontoereikendheid van de daar gevolgde exploitatie-techniek.

De arbeidstekorten en -overschotten worden bij de uitkomsten per deelsituatie vermeld. Verrekening vindt plaats bij het samenvatten van de resultaten over het hele Leerinkbeekgebied voor en na de verbetering, zoals dat in een afsluitend hoofdstuk is vastgelegd.

Bij de berekening van het gemiddelde inkomen uit het gebied in gulden per ha voor en na een integrale verbetering van de gebiedshydrologie moet men inderdaad uitgaan van de gedachte dat overschotten en tekorten elkaar wel grotendeels zullen opheffen. Restposten kunnen verrekend worden via kosten van werk door derden dan wel ten goede komen aan niet met de waterhuishouding gecorreleerde activiteiten. De toerekening der ZW-overschotten en -tekorten aan de afzonderlijke deelsituaties kan bij de gevolgde reken-techniek gehandhaafd blijven. Het totale inkomen immers verandert door deze interne toedeling niet omdat zowel ruwvoeder- en krachtvoederaankopen als ZW-overschotten tegen een vast bedrag per kg ZW zijn verrekend.

## 12.2. HOGE ZWARTE ENKEERDGRONDEN (no's 5, 6, 7 en 8)

Binnen deze groep zijn de grondwatertrappen V, VI en VII onderscheiden. De eerste twee hebben betrekking op profieltypen 6 en 8 met een humeuze bovenlaag van 50 - 80 cm, de laatste betreft profieltypen 5 en 7 met een humeuze bovenlaag van meer dan 80 cm dik.

Bij de berekening van het inkomenstaandeel is bij type 5 en 7 voor grondwatertrap VII het gemiddelde bouwplan van VII<sup>a</sup> en VII<sup>b</sup> genomen (tabel 13.4 trap VII).

Tabel 13.11 geeft een overzicht van de wijze waarop het inkomenstaandeel uit deze gronden is berekend voor de grondwatertrappen V en VI, profiel 6 en 8, met daarnaast de berekening van het inkomenstaandeel na berekening. Er is van uitgegaan dat het gewassenpatroon niet gewijzigd wordt. De mogelijkheden wanneer dit wèl het geval is, komen nog nader aan de orde.

In tabel 13.12 is de opbouw van het inkomenstaandeel bij grondwatertrap VII<sup>a/b</sup> gegeven, profiel 5 en 7 met daarnaast het aandeel na berekening. Daarbij is onderscheid gemaakt tussen twee mogelijkheden. Bij de eerste blijft het gewassenpatroon van vrijwel uitsluitend akkerbouw ongewijzigd, bij de tweede treedt een verschuiving op in de richting van meer grasland,

Tabel 13.11. Het inkomen in gld per 100 ha op hoge zwarte enkeerdgronden met dunne A-horizont (no's 6 en 8) bij grondwatertrappen V en VI en na berekening (excl. arbeid en kosten daarvan) met 0 % depressie

	Grondwatertrap V		Grondwatertrap VI		
	niet beregend	beregend	niet beregend	beregend	
Oppervlakte grasland in %	54,9	54,9	47,4	47,4	<i>Acreage of grassland in %</i>
Oppervlakte bouwland in %	45,1	45,1	52,6	52,6	<i>Acreage of arable land in %</i>
Veestapel in gve/100 ha; ( ) = incl. mestvee	104,9 (119,1)	118 (134)	71,2 (81,0)	102,1 (115,7)	<i>Cattle stock in livestock units/100 ha, ( ) = beef included</i>
Veebezetting in gve/ha grasland	1,91	2,15	1,58	2,15	<i>Strength of stock in livestock units/ha of grassl.</i>
ZW-overschotten (+) en tekorten (—) kg/100 ha	+ 31 141	+ 35 701	+ 55 470	+ 51 936	<i>Starch surplus (+) and deficit (—) kg/100 ha</i>
Arbeidsbehoefte m.u./100 ha	30 935	33 603	26 775	32 286	<i>Labour requirement man hours/100 ha</i>
Arbeidsoverschotten (+) en tekorten (—) m.u./100 ha	+ 1 765	— 903	+ 5 925	+ 414	<i>Labour surplus (+) and deficit (—) m.h./100 ha</i>
Opbrengsten (gld/100 ha)					<i>Yields (guilders/100 ha)</i>
Veehouderij: melkopbrengst	128 772	144 102	87 381	124 173	<i>Dairy farming: milk yield</i>
omzet en aanwas	33 768	37 788	22 914	32 562	<i>Increase and turnover of stock</i>
Totaal	162 540	181 890	110 295	156 735	<i>Total</i>
Marktbaar gewassen	59 175	67 242	70 700	76 022	<i>Marketable crops</i>
Totaal generaal	221 715	249 132	180 995	232 757	<i>Sum total</i>
Toe te rekenen kosten (gld/100 ha)					<i>Direct costs (guilders/100 ha)</i>
Bijkomende voerkosten	13 097	14 680	8 879	12 731	<i>Supplemental costs of fodder</i>
Overige kosten veehouderij	16 781	18 880	11 392	16 336	<i>Other costs of dairy farming</i>
N-bemesting grasland	10 706	10 706	9 243	9 243	<i>N-consumption grassland</i>
N-bemesting bouwland	5 245	5 245	5 892	5 892	<i>N-consumption arable land</i>
Kunstmest suppletie	5 286	4 876	6 263	5 319	<i>Fertilizer suppletion</i>
Zaaizaad, rente, enz.	9 346	9 346	9 981	9 981	<i>Sowing seed, interest, etc.</i>
Totaal	60 461	63 733	51 650	59 502	<i>Total</i>
Saldo opbrengst-toeget. kosten (gld/100 ha)	161 254	185 399	129 345	173 255	<i>Exploitation saldo (guilders/100 ha)</i>
Vaste lasten (gld/100 ha)	78 300	78 300	78 300	78 300	<i>Indirect costs (guilders/100 ha)</i>
Arbeidsinkomen uit 100 ha (gld)	82 954	107 099	51 045	94 955	<i>Earned income 100 ha (guilders)</i>
P.M.-waarde overschot ZW (gld/100 ha)	12 456	14 280	22 188	20 774	<i>P.M. value starch surplus (guilders/100 ha)</i>
Arbeidsinkomen in gld/ha	830 (+125)	1071 (+143)	510 (+222)	950 (+208)	<i>Earned income in guilders/100 ha</i>
Arbeidsoverschot (+) en tekort (—) in m.u./ha	+ 18	— 9	+ 59	+ 4	<i>Labour surplus (+) or deficit (—) in m.h./ha</i>
	<i>without sprinkling</i>	<i>with sprinkling</i>	<i>without sprinkling</i>	<i>with sprinkling</i>	
	<i>Class V</i>		<i>Class VI</i>		

Table 13.11. Earned income in Dutch guilders per 100 ha on elevated humous sandy soils with a relatively thin top layer; hydrological conditions according to classes V and VI and after sprinkling irrigation (labour and costs for sprinkling are not included)

Tabel 13.12. Het inkomen in gld per 100 ha op hoge zwarte enkeerdgronden met dikke A-horizont (no's 5 en 7) bij grondwatertrap VII<sup>a/b</sup> en na berekening (excl. arb. en kosten daarvan): met gelijkblijvende bedrijfsopzet, 0 % depressie en met een gewassenverhouding als bij grondwatertrap III, profiel 2 + 9 tot en met 17 maar dan met 0 % depressie

	Grondwatertrap VII <sup>a/b</sup>			
	niet beregend	beregend	beregend bouwplan III	
Oppervlakte grasland in %	5,4	5,4	91,6	<i>Acreege of grassland in %</i>
Oppervlakte bouwland in %	94,6	94,6	8,4	<i>Acreege of arable land in %</i>
Veestapel in gve/100 ha; ( ) = incl. mestvee	8,28 (10,10)	11,04 (13,18)	196 (223,5)	<i>Cattle stock in livestock units/100 ha, ( ) = beef included</i>
Veebezetting in gve/ha grasland	1,53	2,04	2,14	<i>Strength of stock in livestock units/ha of grassl.</i>
ZW-overschotten (+) en tekorten (—) kg/100 ha	+ 129 572	+ 135 635	— 54 471	<i>Starch surplus (+) and deficit (—) kg/100 ha</i>
Arbeidsbehoefte m.u./100 ha	25 416	27 076	37 241	<i>Labour requirement man hours/100 ha</i>
Arbeidsoverschotten (+) en tekorten (—) m.u./100 ha	+ 7 284	+ 5 624	— 4 541	<i>Labour surplus (+) and deficit (—) m.h./100 ha</i>
<b>Opbrengsten (gld/100 ha)</b>				<i>Yields (guilders/100 ha)</i>
Veehouderij: melkopbrengst	10 731	13 797	239 148	<i>Dairy farming: milk yield</i>
omzet en aanwas	2 730	3 870	62 712	<i>Increase and turnover of stock</i>
Totaal	13 461	17 667	301 860	<i>Total</i>
Marktbare gewassen	137 666	142 659	11 741	<i>Marketable crops</i>
Totaal generaal	151 127	160 326	313 601	<i>Sum total</i>
<b>Toe te rekenen kosten (gld/100 ha)</b>				<i>Direct costs (guilders/100 ha)</i>
Bijkomende voerkosten	1 097	1 463	56 413	<i>Supplemental costs of fodder</i>
Overige kosten veehouderij	1 325	1 767	31 360	<i>Other costs of dairy farming</i>
N-bemesting grasland	1 053	1 053	17 862	<i>N-consumption grassland</i>
N-bemesting bouwland	10 777	10 777	942	<i>N-consumption arable land</i>
Kunstmest suppletie	9 273	9 230	1 565	<i>Fertilizer suppletion</i>
Zaaizaad, rente, enz.	18 406	18 406	1 460	<i>Sowing seed, interest, etc.</i>
Totaal	41 931	42 696	109 602	<i>Total</i>
Saldo opbrengst-toeoger. kosten (gld/100 ha)	109 196	117 630	203 999	<i>Exploitation saldo (guilders/100 ha)</i>
Vaste lasten (gld/100 ha)	78 300	78 300	78 300	<i>Indirect costs (guilders/100 ha)</i>
Arbeidsinkomen uit 100 ha (gld)	30 896	39 330	125 699	<i>Earned income 100 ha (guilders)</i>
P.M.-waarde overschot ZW (gld/100 ha)	51 829	54 254	—	<i>P.M. value starch surplus (guilders/100 ha)</i>
Arbeidsinkomen in gld/ha	309 (+518)	393 (+543)	1 257	<i>Earned income in guilders/100 ha</i>
Arbeidsoverschot (+) en tekort (—) in m.u./ha	+ 73	+ 56	— 45	<i>Labour surplus (+) or deficit (—) in m.h./ha</i>
	<i>without sprinkling</i>	<i>with sprinkling</i>	<i>with sprinkling cropp. patt. as III</i>	
	<i>Class VII<sup>a/b</sup></i>			

Table 13.12. Earned income in Dutch guilders per 100 ha on elevated humous sandy soils with a thick top layer, hydrological conditions according to class VII<sup>a/b</sup> and after sprinkling (labour and costs for sprinkling are not included) with cropping pattern unchanged, 0 % depression and with cropping pattern as with III, 0 % depression

Tabel 13.13. Het inkomen in gld per 100 ha uit poldervaaggronden bij grondwatertrappen II, III en V en na aanpassing N-gift aan voederbehoefte, bij gemiddelde opbrengst-depressie van 14 %, en na optimalisatie ontwateringsdiepte met depressie 0 %

	Grondwatertrappen			N-gift aangepast aan voederbehoefte		
	II	III	V	gemiddelde depressie 14 %	optimale ontwateringsdiepte depressie 0 %	
Oppervlakte grasland in %	100	100	100	100	100	<i>Acreage of grassland in %</i>
Veestapel in gve/100 ha; ( ) = incl. mestvee	154,6 (176)	193,2 (220)	178 (203)	185 (210)	214 (244)	<i>Cattle stock in livestock units/100 ha, ( ) = beef included</i>
Veebezetting in gve/ha grasland	1,55	1,93	1,78	1,85	2,14	<i>Strength of stock in livestock units/ha of grassl.</i>
ZW-overschotten (+) en tekorten (—) kg/100 ha	— 78 528	— 82 029	— 63 245	— 59 496*	— 69 393*	<i>Starch surplus (+) and deficit (—) kg/100 ha</i>
N-gift kg/ha en % maaien	155 88,3	177 98,7	195 106,8	205 111,5	203 110,6	<i>N-gift (kg/ha) and % cutted</i>
Arbeidsbehoefte m.u./100 ha	28 390	34 700	32 482	33 677	38 241	<i>Labour requirement man hours/100 ha</i>
Arbeidsoverschotten (+) en tekorten (—) m.u./100 ha	+ 4 310	— 2 000	+ 218	— 977	— 5 541	<i>Labour surplus (+) and deficit (—) m.h./100 ha</i>
Opbrengsten (gld/100 ha)						<i>Yields (guilders/100 ha)</i>
Veehouderij: melkopbrengst	188 599	236 082	217 686	225 351	262 119	<i>Dairy farming: milk yield</i>
omzet en aanwas	48 954	61 908	57 084	59 094	68 742	<i>Increase and turnover of stock</i>
Totaal	237 513	297 990	274 770	284 445	330 861	<i>Total</i>
Marktbaar gewassen	—	—	—	—	—	<i>Marketable crops</i>
Totaal generaal	237 513	297 990	274 770	284 445	330 861	<i>Sum total</i>
Toe te rekenen kosten (gld/100 ha)						<i>Direct costs (guilders/100 ha)</i>
Bijkomende voerkosten	59 874	68 535	58 259	57 890	67 417	<i>Supplemental costs of fodder</i>
Overige kosten veehouderij	24 730	30 912	28 483	29 600	34 240	<i>Other costs of dairy farming</i>
N-bemesting grasland	15 500	17 700	19 500	20 500	20 300	<i>N-consumption grassland</i>
N-bemesting bouwland	—	—	—	—	—	<i>N-consumption arable land</i>
Kunstmest suppletie	1 800	966	1 940	2 052	1 104	<i>Fertilizer suppletion</i>
Zaaizaad, rente, enz.	—	—	—	—	—	<i>Sowing seed, interest, etc.</i>
Totaal	101 904	118 113	108 182	110 042	123 061	<i>Total</i>
Saldo opbrengst-toeger. kosten (gld/100 ha)	135 609	179 877	166 588	174 403	207 800	<i>Exploitation saldo (guilders/100 ha)</i>
Vaste lasten (gld/100 ha)	78 300	78 300	78 300	78 300	78 300	<i>Indirect costs (guilders/100 ha)</i>
Arbeidsinkomen uit 100 ha (gld)	57 309	101 577	88 288	96 103	129 500	<i>Earned income 100 ha (guilders)</i>
P.M.-waarde overschot ZW (gld/100 ha)	—	—	—	—	—	<i>P.M. value starch surplus (guilders/100 ha)</i>
Arbeidsinkomen in gld/ha	573	1 015	883	961	1 295	<i>Earned income in guilders/100 ha</i>
Arbeidsoverschot (+) en tekort (—) in m.u./ha	+ 43	— 20	+ 2	— 10	— 55	<i>Labour surplus (+) or deficit (—) in m.h./ha</i>
				<i>mean depression 14 %</i>	<i>optimum depth 0 % depression</i>	
	<i>II</i>	<i>III</i>	<i>V</i>			
	<i>Classes</i>			<i>N-supply adapted to fodder requirement</i>		

Table 13.13. Earned income in Dutch guilders per 100 ha on river clay soils under various drainage conditions and after adaption of N-consumption of grassland to required fodder production in case of a mean yield depression of 14 % and after optimization of the drainage depth resulting in a 0 % depression

\* Normale krachtaanvoerkopen/Normal purchase of concentrates



Tabel 13.14. Het inkomen in gld per 100 ha uit gronden die verdrogen onder invloed van het pompstation en na beregening

	Als bij grondwatertrap III		
	na beregening	na beregening 0 % depressie	
Oppervlakte grasland in %	91,6	91,6	<i>Acreage of grassland in %</i>
Oppervlakte bouwland in %	8,4	8,4	<i>Acreage of arable land in %</i>
Veestapel in gve/100 ha; ( ) = incl. mestvee	176,6 (201,5)	196 (223,5)	<i>Cattle stock in livestock units/100 ha, ( ) = beef included</i>
Veebezetting in gve/ha grasland	1,93	2,14	<i>Strength of stock in livestock units/ha of grassl.</i>
ZW-overschotten (+) en tekorten (—) kg/100 ha	— 61 448	— 54 471	<i>Starch surplus (+) and deficit (—) kg/100 ha</i>
Arbeidsbehoefte m.u./100 ha	34 026	37 241	<i>Labour requirement man hours/100 ha</i>
Arbeidsoverschotten (+) en tekorten (—) m.u./100 ha	— 1 326	— 4 541	<i>Labour surplus (+) and deficit (—) m.h./100 ha</i>
Opbrengsten (gld/100 ha)			<i>Yields (guilders/100 ha)</i>
Veehouderij: melkopbrengst	216 153	239 148	<i>Dairy farming: milk yield</i>
omzet en aanwas	56 400	62 712	<i>Increase and turnover of stock</i>
Totaal	272 553	301 860	<i>Total</i>
Marktbaar gewassen	10 729	11 741	<i>Marketable crops</i>
Totaal generaal	283 282	313 601	<i>Sum total</i>
Toe te rekenen kosten (gld/100 ha)			<i>Direct costs (guilders/100 ha)</i>
Bijkomende voerkosten	57 076	56 413	<i>Supplemental costs of fodder</i>
Overige kosten veehouderij	28 263	31 360	<i>Other costs of dairy farming</i>
N-bemesting grasland	16 213	17 862	<i>N-consumption grassland</i>
N-bemesting bouwland	942	942	<i>N-consumption arable land</i>
Kunstmest suppletie	1 688	1 565	<i>Fertilizer suppletion</i>
Zaaizaad, rente, enz.	1 460	1 460	<i>Sowing seed, interest, etc.</i>
Totaal	105 642	109 602	<i>Total</i>
Saldo opbrengst-toeger. kosten (gld/100 ha)	177 640	203 999	<i>Exploitation saldo (guilders/100 ha)</i>
Vaste lasten (gld/100 ha)	78 300	78 300	<i>Indirect costs (guilders/100 ha)</i>
Arbeidsinkomen uit 100 ha (gld)	99 340	125 699	<i>Earned income 100 ha (guilders)</i>
P.M.-waarde overschot ZW (gld/100 ha)	—	—	<i>P.M. value starch surplus (guilders/100 ha)</i>
Arbeidsinkomen in gld/ha	993	1 257	<i>Earned income in guilders/100 ha</i>
Arbeidsoverschot (+) en tekort (—) in m.u./ha	— 13	— 45	<i>Labour surplus (+) or deficit (—) in m.h./ha</i>
	<i>after sprinkling</i>	<i>after sprinkling with 0 % depression</i>	
	<i>As with class III</i>		

Table 13.14. Earned income in Dutch guilders per 100 ha on soils within the area of extraction of water by the pumping station after sprinkling

waardoor het accent op de veehouderij komt te liggen. Als mogelijkheid is daarbij de gewassenverhouding als die bij grondwatertrap III op zandgronden behalve hoge enkeerdgronden genomen (tabel 13.3) maar dan met een depressie van 0 %. Daartussen liggen de mogelijkheden van een opzet als bij grondwatertrappen V en VI, profiel 6 en 8 met dezelfde uitkomsten bij berekening als voor die profieltypen berekend (tabel 13.11).

### 12.3. KALKLOZE POLDERVAAGGRONDEN (no. 18)

Op deze gronden zijn in het Leerinkbeekgebied de grondwatertrappen II, III en V van belang. In tabel 13.13 is het inkomensaandeel bij deze grondwatertrappen gegeven. Bovendien is het inkomensaandeel uit deze gronden berekend wanneer de stikstofgift wordt aangepast aan de voederbehoefte van het rundvee. Daarbij is onderscheid gemaakt naar een gemiddelde toestand van ontwatering waarbij een depressie van 14 % is aangehouden (a), met daarnaast een optimale ontwatering, ongeveer overeenkomend met grondwatertrap III, maar nu met 0 % depressie (b).

### 12.4. GRONDEN DIE VERDROGEN ONDER INVLOED VAN HET POMPSTATION

De invloed van de wateronttrekking door het pompstation Olden Eibergen doet zich vooral op het grasland gelden (tabel 13.8), waarvan de oppervlakte zoals is aangetoond, nauwelijks is afgenomen (tabel 13.6).

In tabel 13.14 wordt het inkomensaandeel gegeven zoals het kan worden bij waterbeheersing.

Binnen het gebied van de afzuigtrechter zal men vooral zijn toevlucht tot berekening nemen. Verscheidene bedrijven zijn hier al toe overgegaan. De recente reeks natte jaren heeft echter de voordelen daarvan minder duidelijk doen uitkomen dan verwacht kon worden.

Het minimale effect van berekening zal, zo mag men aannemen, ongeveer overeenkomen met de resultaten zoals die bij grondwatertrap III op deze profielen worden bereikt (tabel 13.10, III). Het maximale effect evenwel zal dat, berekend voor de produktievere gronden (no's 5 en 7) niet kunnen evenaren maar er wel dichtbij komen.

## 13. SAMENVATTING EFFECT WATERBEHEERSING

In tabel 13.15 is aangegeven hoe met behulp van het inkomensaandeel uit de verschillende bodemkundig-hydrologische deelsituaties binnen het Leerinkbeekgebied het gemiddelde inkomen onder de huidige omstandigheden wordt berekend. Dit bedraagt 854

gulden per ha en heeft uitsluitend betrekking op rundveehouderij en akkerbouw. Er is thans een arbeidsoverschot van 25 man-uren per ha, als resultante van overschotten en tekorten der afzonderlijke deelsituaties. Bij de huidige exploitatievorm van de bedrijven wordt dit overschot besteed aan niet hydrologisch gebonden bedrijfsrichtingen als varkenshouderij en pluimveeteelt.

ZW-overschotten en tekorten blijken onder de huidige omstandigheden fraai tegen elkaar afgewogen te zijn. Er is per ha slechts een tekort van 10 kg ZW. Het gebied kenmerkt zich door heterogeniteit in profieltype en ontwateringsdiepte. Binnen de bedrijven vindt men deze heterogeniteit terug omdat de percelen verspreid liggen over de verschillende bodemkundig-hydrologische situaties. De huidige exploitatievorm is op te vatten als resultaat van het automatisch streven naar de meest rendabele aanpassing aan de heersende bedrijfsomstandigheden. In principe is dit dus de beste mogelijkheid, het kunnen van de individuele ondernemers daarbij inbegrepen. Dit laatste is belangrijk omdat verschillen in bekwaamheid en vindingrijkheid aansprakelijk zijn voor de variatie in bedrijfsuitkomsten op overigens gelijkwaardige bedrijven. Maar dit wil niet zeggen, dat bij invoering van nieuwe gewassen of technieken bij gelijkblijvende bedrijfsomstandigheden niet een hoger inkomen zou kunnen worden verkregen.

Tabel 13.16 geeft de opbouw van het gemiddelde inkomen in het Leerinkbeekgebied in gld/ha na een tweetal stadia van optimalisatie van de waterhuishouding. De zandgronden (no's 2 + 9 t/m 17) en de poldervaaggronden (no. 18) zijn op grondwatertrap III gebracht. De hoge enkeerdgronden worden geacht voor kunstmatige berekening in aanmerking te komen met gelijkblijvend bouwplan, terwijl de gronden rond het pompstation berekend worden bij een gewassenpatroon als bij no's 2 + 9 tot en met 17, grondwatertrap III (A).

Daarnaast is op de hoge zwarte enkeerdgronden met dikke A-horizont (5 + 7) na berekening het gewassenpatroon van 2 + 9 tot en met 17, grondwatertrap III ingevoerd en ten aanzien van de poldervaaggronden de N-gift in overeenstemming gebracht met de ruwvoederbehoefte van het rundvee. Op alle andere profieltypen stemt de optimalisatie overeen met die van het eerste stadium (B).

De samenvattingen in tabel 13.16 gelden niet als voorbeeld van een optimale waterbeheersing in het Leerinkbeekgebied. Er is slechts aangegeven hoe het inkomen en de arbeids- en ZW-positie zich wijzigen wanneer de waterhuishouding wordt verbeterd. De inkomstenstoename is aanzienlijk: in het 1e stadium 17 %, in het 2e 24 %. Het arbeidsoverschot van 25 m.u./ha in de uitgangssituatie (tabel 13.15) gaat evenwel geheel verloren en er ontstaat een tekort, dat groter wordt naarmate de intensivering van de ex-

Tabel 13.15. Het gemiddelde inkomen in het Leerinkbeekgebied in gld/ha afgeleid uit het inkomensdeel uit de bodemkundig-hydrologische deelsituaties in samenhang met de arbeids- en voederpositie in dit gebied

Deelsituaties			Inkomen (incl. waarde ZW-overschotten)		Arbeid				Z.W.			
profieltype	grondwater-trap	oppervlakte ha	gld/ha	gld totaal	m.u. per ha		m.u. totaal		kg per ha *		kg totaal	
					over	tekort	over	tekort	over	tekort	over	tekort
2 + 9 t/m 17	II	106	573,42	60 783	44	—	4 664	—	—	775,87	—	92 842
	III	1675	993,40	1 663 945	—	13	—	21 775	—	614,48	—	1 029 254
	V	1238	824,55	1 020 793	32	—	39 616	—	205,36	—	254 236	—
	VI	225	745,82	167 810	74	—	16 650	—	955,19	—	214 918	—
5 + 7	VII	31	734,21	22 761	87	—	2 697	—	1410,46	—	43 724	—
	VII	513	827,25	424 379	73	—	37 449	—	1295,72	—	664 704	—
6 + 8	V	31	954,10	29 577	18	—	558	—	311,47	—	9 656	—
	VI + VII	319	732,33	233 613	59	—	18 821	—	554,70	—	176 949	—
18	II	106	573,09	60 748	43	—	4 558	—	—	785,28	—	83 240
	III	263	1 015,77	267 148	—	20	—	5 260	—	820,29	—	215 736
	V	6	882,88	5 297	2	—	12	—	—	632,45	—	3 795
P	—	456	769,36	350 828	57	—	25 992	—	15,77	—	7 191	—
Totaal/Total		4969		4 307 682			151 017	27 035			1 371 378	1 424 867
							123 982	—			—	53 489
Gemiddeld per ha/Mean per ha				866,91			25					10 à 11
		acreage ha			surplus	deficit	surplus	deficit	surplus	deficit	surplus	deficit
profile type	class	ha	gld/ha	gld total	man hours per ha		man hours total		kg per ha *		kg total	
Agro-hydrol. unit			Income (incl. starch surplus value)		Labour				Starch			

Table 13.15. Mean earned income in Dutch guilders per ha obtained in the Leerinkbeek area composed of income shares from agro-hydrological part situations in connection with the labour and fodder position in this area

\* Z.W.-over betreft overschot ruwvoederproductie

Starch surplus concerns forage production

Z.W.-tekort betreft ruwvoeder suppletie + krachtvoeraankoop in stalperiode

Starch deficit concerns forage suppletion plus purchase of concentrates during stable period

Tabel 13.16. Het gemiddelde inkomen in het Leerinkbeekgebied in gld/ha na optimalisatie van de waterhuishouding van de niet-optimale bodemkundig-hydrologische deelsituaties in samenhang met de arbeids- en voederpositie in dit gebied

Deelsituaties			Inkomen		Arbeid				Z.W.			
profieltype	grondwater-trap	oppervlakte ha	gld/ha	gld totaal	m.u. per ha		m.u. totaal		kg per ha		kg totaal	
					over	tekort	over	tekort	over	tekort	over	tekort
<i>A</i>												
2 + 9 t/m 17	III	3275	993,40	3 253 385	—	13	—	42 575	—	614,48	—	2 012 422
5 + 7 ber./irrigated	VII	513	935,84	480 086	56	—	28 728	—	1356,35	—	695 808	—
6 + 8 ber./irrigated	V	31	1213,79	37 627	—	9	—	279	357,01	—	11 067	—
ber./irrigated	VI	319	1157,29	369 176	4	—	1 276	—	519,36	—	165 676	—
18	III	375	1015,77	380 914	—	20	—	7 500	—	820,29	—	307 608
P ber./irrigated	III	456	993,40	452 990	—	13	—	5 928	—	614,48	—	280 203
Totaal/Total		4969		4 974 178			30 004	56 282			872 551	2 600 233
								26 278				1 727 682
Gemiddeld per ha/Mean per ha				1 001			5					348
<i>B</i>												
2 + 9 t/m 17	III	3275	993,40	3 253 385	—	13	—	42 575	—	614,48	—	2 012 422
5 + 7 ber./irrigated	III	513	1257,—	644 841	—	45	—	23 085	—	544,71	—	279 436
6 + 8 ber./irrigated	V	31	1213,79	37 627	—	9	—	279	357,01	—	11 067	—
ber./irrigated	VI	319	1157,29	369 176	4	—	1 276	—	519,36	—	165 676	—
18 N	(0 % depr)	375	1295,—	485 625	—	55	—	20 625	—	693,93	—	260 224
P ber./irrigated	III	456	993,40	452 990	—	13	—	5 928	—	614,48	—	280 203
Totaal/Total		4969		5 243 644			1 276	92 492			176 743	2 832 285
								91 216				2 655 542
Gemiddeld per ha/Mean per ha				1 055			18					534
					surplus	deficit	surplus	deficit	surplus	deficit	surplus	deficit
profile type	class	acreage in ha	gld/ha	gld total	man hours/ha		man hours total		kg/ha		kg total	
Agro-hydrol. situation			Income		Labour				Starch			

Table 13.16. Mean earned income in Dutch guilders per ha obtained in the Leerinkbeek area after optimization of non optimum agro-hydrological part situations in connection with the labour and fodder position in this area

exploitatie methoden toeneemt. Er is dus geen ruimte meer voor varkens of kippen tenzij werk wordt uitbestede danwel arbeidsbesparende methoden worden ingevoerd.

Het fraaie ZW-evenwicht in de uitgangssituatie wordt verstoord. De noodzaak van ZW-suppletie neemt toe, naarmate de verschuiving naar de rundveehouderij voortgang vindt. Aanpassing van de N-gift van grasland aan de voederbehoefte van het rundvee kan hieraan echter in belangrijke mate tegemoet komen. Vergelijk hiertoe profiel 18, stadium A met stadium B.

De uitkomsten van het onderzoek naar de inko-

menstoename door waterbeheersing in een gebied waarbinnen men uiteenlopende bodemkundig-hydrologische deelsituaties kan onderscheiden vestigen de aandacht op het evenwicht tussen arbeidsbehoefte en arbeidsaanbod, voederbehoefte en voederproductie dat bij bestaande gemengde bedrijven in dit soort gebieden van oudsher blijkt te bestaan.

Zolang echter tekorten, ontstaan bij intensivering van de exploitatie, door middel van uitbesteding, respectievelijk suppletie, kunnen worden opgevangen, geeft de uiteindelijke inkomensverhoging de doorslag bij de beoordeling van de voordelen van een integraal waterbeheersingsplan.

#### LITERATUUR

- GARMING, R. W. 1967. Handleiding voor het opstellen van begrotingen voor gemengde bedrijven op zandgrond. Proefstation voor de Akker- en Weidebouw, Wageningen.
- GRIPSTRA, J., H. PREUTER en C. J. PETERS RIT. 1967. Perspectieven voor gezinsbedrijven in het zuidelijk zandgebied. Proefstation voor de Akker- en Weidebouw, Wageningen.
- LBI-CBS. 1967. Landbouwcijfers.
- PAPE, C. en G. EBBERS. 1964. De bodemgesteldheid van het stroomgebied van de Leerinkbeek. Stichting voor Bodemkartering, Wageningen.
- REUTER, K. N. en J. J. KOUWE. 1958. De landbouwwaterhuishouding in de provincie Gelderland. COLN-TNO.
- SNIJDERS, J. H. 1958. Vochttoestand van de grond en arbeidsbehoefte. Rapp. I.C.W. 5.
- 1968a. Waterbeheersing en inkomen in het Leerinkbeekgebied. Nota I.C.W. 461.
- 1968b. Principe van een bodemgeschiktheidsclassificatie naar inkomen. Nota I.C.W. 476.
- and W. C. VISSER. 1968. The influence of hydrological farming conditions upon the cropping pattern. Techn. Bull. I.C.W. 56.
- VISSER, W. C. 1958. De landbouwwaterhuishouding van Nederland. COLN-TNO.
- 1963. Cropping pattern and water relations. Blackwell, Oxford. Misc. Repr. I.C.W. 13.

# Bedrijfseconomische perspectieven van een verbeterde waterbeheersing in het Leerinkbeekgebied

*J. van Eldik*

## 1. INLEIDING

Bij het overwegen van maatregelen ter verbetering van de waterbeheersing in de landbouw bestaat er in het algemeen veel behoefte aan inzicht in de te verwachten financiële voordelen hiervan. Deze behoefte wordt groter naarmate de verbeteringswerken kostbaarder en de marges waaruit de kosten ervan moeten worden betaald kleiner worden.

Hoewel de verbeteringsmaatregelen in het algemeen geheel of grotendeels in collectief verband moeten worden uitgevoerd, staat bij het vraagstuk van het economisch perspectief het individuele bedrijf centraal. De verwachte meeropbrengsten zullen immers in de praktijk in bedrijfsverband moeten worden gerealiseerd, terwijl de kosten van de verbeteringen geheel of ten dele aan de individuele ondernemers doorberekend (moeten kunnen) worden.

Voor het stroomgebied van de Leerinkbeek in de driehoek Borculo-Eibergen-Groenlo werd een poging gedaan de te verwachten invloed van waterbeheersingsmaatregelen op de bedrijfsuitkomsten te kwantificeren. Enerzijds wordt in dit gebied plaatselijk schade geleden door meer of minder regelmatig optredende wateroverlast, anderzijds worden de opbrengsten op een deel der gronden nadelig beïnvloed door vochttekorten.

Tabel 14.1. Indeling van de bedrijven en de oppervlakte in procenten van het totaal

Grootteklasse (ha)	Aantal bedrijven (%)	Oppervlakte (%)
< 1	7	—
1 - 5	29	10
5 - 10	35	32
10 - 15	15	24
15 - 20	9	18
20 - 25	3	7
≥ 25	2	9
Totaal Total	100	100
<i>Size class (ha)</i>	<i>Number of holdings (%)</i>	<i>Acreage (%)</i>

Table 14.1. Distribution of holdings and acreage in per cent per size class

Bij de bestudering van het probleem werd aan de kosten van de waterbeheersingsmaatregelen als zodanig geen aandacht besteed. De berekende verhoging van het ondernemersinkomen moet worden gezien als de marge die de ondernemers, bedrijfseconomisch gezien, maximaal aan eventuele verbeteringen in de waterhuishouding per jaar mogen en kunnen besteden.

Bij het verzamelen van gegevens ten aanzien van de bedrijfsstructuur werd een dankbaar gebruik gemaakt van de medewerking van de plaatselijke bureauhouders van de Provinciale Voedselcommissaris voor Gelderland en de plaatselijke bedrijfsvoorlichter van de Rijkslandbouwvoorlichtingsdienst. De problematiek als geheel werd aan de hand van het concept eindrapport besproken met de Rijkslandbouwconsulent voor Oostelijk Gelderland te Doetinchem.

## 2. BENADERING VAN HET VRAAGSTUK

- Uit gegevens van de landbouwtelling van mei 1963 (CBS) werd een indruk verkregen van de bedrijfsstructuur in het gebied (VAN ELDIK, 1964). Van veel betekenis zijn de gegevens over bedrijfs-grootte, grondgebruik, veestapelgrootte en arbeidsbezetting.
- Aansluitend bij de deelrapporten 4 en 13 werden de in het gebied liggende gronden ingedeeld in drie profieltypegroepen met per groep een aantal grondwatertrappen, uiteenlopend van zeer nat tot verdrogend. Voor elke klasse werd (voor zover praktisch toepasbaar) met behulp van desbetreffende gegevens van Snijders een gemiddeld opbrengstdepressiepercentage vastgesteld.
- Uit een steekproef van 63 bedrijven door Snijders bleken 33 bedrijven de basisgegevens te kunnen leveren voor het formeren van acht op de praktijk van het gebied afgestemde bedrijfsmodellen in vier verschillende bedrijfsgrootteklassen. De produktiestructuur en de grondsoort van deze bedrijfsmodellen werden getoetst aan de hierboven genoemde gegevens van het gebied als geheel.
- Voor de genoemde acht bedrijfsmodellen werd berekend in hoeverre als gevolg van een volledige opheffing van de opbrengstdepressies het ondernemersinkomen zou kunnen stijgen, afgezien van

- de kosten van waterbeheersingsmaatregelen.
- Op grond van de uitkomsten per bedrijf (modellen) kon een prognose voor het gebied als geheel worden opgesteld.

### 3. DE BEDRIJFSSTRUCTUUR

In mei 1963 werden in het Leerinkbeekgebied door het CBS 500 landbouwbedrijven geregistreerd met een totale oppervlakte cultuurgrond van 4038 ha (VAN ELDIK, 1964) (tabel 14.1). Voor de bedrijven kleiner dan 5 ha (36 %) is de grond slechts van beperkte betekenis. De meeste geregistreerden in deze groep hebben hun hoofdberoep buiten de landbouw. Tuinbouw voor de markt komt in het Leerinkbeekgebied niet voor. Het grootste deel (59 %) van de geregistreerden met hoofdberoep landbouwer heeft bedrijven tussen 5 en 20 ha. Deze bedrijven nemen 74 % van alle grond in beslag. De laatste jaren is er een daling van het totaal aantal landbouwbedrijven en een stijging van de gemiddelde bedrijfs grootte waar te nemen. Hoelang en in welk tempo deze ontwikkeling zich zal voortzetten is moeilijk te voorspellen. Voor deze studie lijkt het het meest verantwoord om voor het Leerinkbeekgebied uit te gaan van een bedrijfsoppervlakte variërend van 5 tot 25 ha.

Ten aanzien van het grondgebruik is er tussen de groepsgemiddelden zeer weinig verschil te zien. Het gemiddelde percentage grasland per bedrijf varieert van 68 tot 70. Op het bouwland worden in alle groepen ongeveer in gelijke verhoudingen rogge, haver, gerst, aardappelen en voederbieten geteeld. Ongeveer de helft van het bouwland wordt ingenomen door rogge. Behalve om zijn vrij grote droogteresistentie wordt rogge op gemengde bedrijven ook gewaardeerd als vroege voorvrucht voor stoppelknollen en als leverancier van strooisel voor de stallen. De oppervlakte aardappelen en voederbieten is van weinig betekenis.

De rundveehouderij vormt op de meeste bedrijven de belangrijkste inkomstenbron, hoewel de gemiddelde omvang van de veestapel per bedrijf relatief klein is. Gemiddeld per bedrijf bestaat de rundveestapel uit 8,4 melkkoeien, 7,7 stuks jongvee en 2,3 stuks mestvee. Het aantal melkkoeien per bedrijf varieert van 3,1 in de grootteklasse van 1 - 5 ha tot 23,3 in de grootteklasse boven 25 ha. De veebezetting per ha grasland is op de kleine bedrijven hoger dan op de grote. De groepsgemiddelden variëren van 2,6 tot 1,8 grootvee-eenheden (gve) per ha.

Varkens en kippen worden op vrijwel alle bedrijven gehouden. Op de bedrijven groter dan 5 ha varieert het groepsgemiddelde per bedrijf voor mestvarkens van 18 tot 31, voor fokzeugen van 5 tot 15 en voor kippen van 226 tot 506. Er bestaat geen verband tussen de bedrijfsoppervlakte en het aantal varkens en kippen per bedrijf.

De arbeidsproductiviteit is laag. De bezetting per arbeidskracht bestaat gemiddeld uit 6,80 ha grond, 6,5 melkkoeien, 7,7 stuks jong- en mestvee, 20 varkens en 265 kippen. Op de meeste bedrijven wordt de beschikbare tijd te veel versnipperd over een aantal produktietakken, die te klein zijn om deze rationeel te kunnen bewerken. Op de bedrijven, groter dan 10 ha is de arbeidsproductiviteit beter dan op de kleinere bedrijven. Op vrijwel alle bedrijven boven 10 ha is een melkmachine aanwezig en op ca. 40 % van deze bedrijven wordt gebruik gemaakt van een landbouwtrekker.

Samenvattend kan de bedrijfsstructuur in het Leerinkbeekgebied op basis van de situatie in 1963 als volgt worden gekarakteriseerd. Er zijn overwegend kleine bedrijven met een relatief zware arbeidsbezetting. Tweederde van de grond is als grasland in gebruik, terwijl op het bouwland veel rogge wordt verbouwd. De rundveehouderij is de belangrijkste inkomstenbron. Op vrijwel alle bedrijven worden varkens en kippen gehouden. Tuinbouw komt in het gebied niet voor.

### 4. GRONDSOORT, WATERHUISHOUDING, OPBRENGSTNIVEAU EN OPBRENGSTDEPRESSIE

De gronden in het Leerinkbeekgebied werden als volgt in drie profieltypen ingedeeld.

- P. Podzolgronden, behalve  
 zwarte enkeerdgronden (74 % van totaal)  
 H. Hoge zwarte enkeerdgronden (19 % van totaal)  
 K. Kalkloze poldervaaggronden (7 % van totaal)

Op de eigenschappen van deze gronden zal hier niet worden ingegaan (zie deelrapporten 4 en 13). De landbouwkundige waarde van de gronden hangt nauw samen met de waterhuishouding. De ten aanzien hiervan bestaande verschillen kunnen worden uitgedrukt in grondwatertrappen, zoals in tabel 14.2 is weergegeven.

Tabel 14.2. Indeling naar grondwatertrappen

Grondwater-trap	Gemiddeld hoogste grondwaterstand in cm (winter)	Gemiddeld laagste grondwaterstand in cm (zomer)
II	< 20	50 - 80
III	< 40	80 - 120
V	< 40	> 120
VI	40 - 80	> 120
VII <sup>a</sup>	80 - 120	> 120
VII <sup>b</sup>	> 120	> 120
<i>Groundwater class</i>	<i>Mean highest groundwater level (winter) in cm</i>	<i>Mean lowest groundwater level (summer) in cm</i>

Table 14.2. Classification of the groundwater levels

Tabel 14.3. Oppervlakte per profieltype en grondwatertrap in procenten van het totale gebied

Grondwatertrap	Profieltype			Totaal (%)
	P	H	K	
II	2,2	—	1,8	4,0
III	37,5	—	4,4	41,9
V	29,7	0,7	1,0	31,4
VI	3,7	4,7	0,1	8,5
VIIa	0,4	7,1	—	7,5
VIIb	0,1	6,6	—	6,7
Totaal (%)	73,6	19,1	7,3	100,0
Total (%)				
Groundwater class	Profile type			Total (%)
	P	H	K	

Table 14.3. Acreage per profile type and per groundwater class in per cent of total area

Van II naar VII<sup>b</sup> is er een overgang van te nat naar te droog. Bij II komt regelmatig wateroverlast voor terwijl bij VII<sup>b</sup> regelmatig verdroging optreedt. Speciaal grondwatertrap V op profieltype P heeft afwisselend te kampen met wateroverlast en verdroging. In tabel 14.3 wordt een overzicht gegeven van de waterhuishouding per profieltype in het gebied als geheel. Met betrekking tot de waterhuishouding kan worden gesteld dat globaal tweederde van de gronden goed tot te nat is en eenderde meer of minder verdrogend. Dat dit overeenkomt met de grasland/bouw-

landverhouding in het gebied is dan ook geen toevaligheid.

De in de omgeving van het pompstation bij Eibergen liggende gronden, een gebied van ca. 300 ha, zijn ook in tabel 14.3 opgenomen, maar eisen een nadere toelichting. De grondwaterstand in dit gebied is ongeveer een klasse naar de droge richting verschoven. Hierop wordt nog nader teruggekomen.

Van veel betekenis voor het berekenen van de rentabiliteit van eventuele verbeteringen in de waterbeheersing zijn uiteraard de hiermede te bereiken opbrengstverhogingen bij de gewassen of omgekeerd de opbrengstdepressies in de huidige situatie. Op grond van literatuurgegevens heeft SNIJERS (deelrapport 13) een overzicht van gemiddelde opbrengstdepressies per grondsoort en grondwatertrap, afzonderlijk voor grasland en bouwland, samengesteld. Met behulp van dit overzicht werd tabel 14.4 opgesteld, waarbij schattenderwijs rekening is gehouden met plaatselijke bodemkundige en hydrologische omstandigheden. Bij de bouwlandgewassen werd met het oog op verschillen in droogteresistentie enige variatie aangebracht. Om de schijn van een zeer grote zekerheid en nauwkeurigheid te voorkomen zijn alle depressiepercentages afgerond op eenheden van 5 %. Waar geen percentages zijn ingevuld is het gewas bij de verdere berekeningen buiten beschouwing gelaten omdat het op de desbetreffende grondwatertrap in de praktijk niet of vrijwel niet voorkomt. De depressiepercentages moeten worden beschouwd als gemiddelden over een reeks van jaren. De specifieke problemen van extreem droge of

Tabel 14.4. Gemiddelde opbrengstdepressies van de gewassen in procenten per profieltype en per grondwatertrap

Gewas	Profieltype										
	A			B				C			
	grondwatertrap				grondwatertrap				grondwatertrap		
	II	III	V	VI	V	VI	VII <sup>a</sup>	VII <sup>b</sup>	II	III	V
Grasland	30	10	10	20	10	15			25	10	10
Grassland											
Voederbieten			15	20	10	15					
Fodder beets											
Aardappelen			10	15	10	10	15	15			
Potatoes											
Zomergraan			5	10	5	5	10	10			
Oats and barley											
Rogge				5		5	5	10			
Rye											
	II III V VI groundwater class				V VI VII <sup>a</sup> VII <sup>b</sup> groundwater class				II III V groundwater class		
	A			B				C			
Crop	Profile type										

Table 14.4. Mean yield depression of different crops in per cent for the various profile types and groundwater classes



Tabel 14.5. Opbrengstniveau per gewas zonder depressie in kg per ha

Gewas	Hoofd- produkt	Bij- produkt
Grasland (netto-ZW) bij 300 kg N/ha <i>Grassland (net SE) with 300 kg N/ha</i>	4500	—
Voederbieten <i>Fodder beets</i>	85000	15000
Suikerbieten <i>Sugar beets</i>	42000	30000
Aardappelen <i>Potatoes</i>	25600	6400
Zomergraan <i>Oats and barley</i>	3700	3300
Rogge <i>Rye</i>	3300	4600
Stoppelknollen <i>Turnips</i>	30000	—
<i>Crop</i>	<i>Main product</i>	<i>By- product</i>

Table 14.5. Yield level per crop without depression in kg per ha

natte jaren worden in dit rapport niet behandeld. Gerekend is in dit verband met de praktische oplossing dat hiervoor reserves in de vorm van geconserveerd ruwvoer worden aangelegd.

Voor het grasland hebben de opbrengstdepressies betrekking op de nettoproductie aan zetmeelwaarde (ZW), voor de akkerbouwgewassen gelden ze zowel voor het hoofdprodukt als voor het bijprodukt. Voor de opbrengst van de gewassen zonder depressie werd het in tabel 14.5 vermelde niveau als uitgangspunt genomen.

Wat de akkerbouw betreft liggen deze opbrengsten 10 à 15 % hoger dan de gemiddelden van de door het Ministerie van Landbouw uitgevoerde oogstramingen in de noordelijke Achterhoek over de laatste 10 jaar (1956 t/m 1965). Het verschil van 10 à 15 %

is een ruwe schatting van de in deze jaren opgetreden gemiddelde opbrengstdepressies. De graslandopbrengst van 4500 kg netto-ZW bij 300 kg N per ha is gebaseerd op normen van GARMING (1967).

## 5. BEDRIJFSMODELLEN

Bij het opstellen van een aantal bedrijfsmodellen, die vooral wat grondsoort, ontwateringsdiepte en bedrijfs grootte betreft, aansluiten bij de werkelijke situatie in het gebied kon gebruik worden gemaakt van een groot aantal bedrijfsgegevens van Snijders. Deze gegevens waren verzameld door middel van een perceelsadministratie op 63 bedrijven in het Leerinkbeekgebied. Als basis voor het opstellen van de bedrijfsmodellen waren 30 bedrijven minder geschikt omdat een gedeelte van de bedrijfsoppervlakte buiten de gebiedsgrens viel.

De na de selectie overblijvende 33 bedrijven beschikten over de volgende profieltypen:

Tabel 14.6. Gemiddeld aantal grondwatertrappen per profieltype en per bedrijf

	Aantal bedrijven					
	8		17		8	
Profieltype <i>Profile type</i>	P	P	H	P	H	K
Gem. aantal grondw.trap. <i>Mean number of ground- water classes</i>	2,4	2,4	1,5	1,8	1,6	1,6
	8		17		8	
	<i>Number of farms</i>					

Table 14.6. Mean number of groundwater classes per profile type and per holding

Tabel 14.7. Indeling steekproefbedrijven naar bedrijfsoppervlakte en profieltype

Profieltype	Oppervlakte (ha)					
	< 10		10 - 20		≥ 20	
	aantal	gem. opp.	aantal	gem. opp.	aantal	gem. opp.
P	5	5,26	3	14,26		
P, H	4	4,96	8	17,58		
P, H, K	2	6,50	3	12,80	3	37,80
Omgeving pompstation <i>Near pumping station</i>	1	7,00	4	13,18		
	<i>number</i>	<i>mean size</i>	<i>number</i>	<i>mean size</i>	<i>number</i>	<i>mean size</i>
	< 10		10 - 20		≥ 20	
	<i>Profile type</i>					
	<i>Holding size (ha)</i>					

Table 14.7. Division of holding models according to size and profile type

- 8 bedrijven met profieltype P (zie par. 4)
- 17 bedrijven met de profieltypen P en H
- 8 bedrijven met de profieltypen P, H en K.

De gemiddelde bedrijfsgrootte van deze drie groepen was respectievelijk 8,64 ha, 12,95 ha en 20,60 ha. Het is duidelijk dat de kans op meer grondsoorten per bedrijf toeneemt, naarmate de bedrijfsoppervlakte groter wordt. Er werden echter ook kleine bedrijven met drie grondsoorten aangetroffen. Een indruk van de variatie in ontwateringsdiepte per bedrijf wordt gegeven in tabel 14.6.

De 33 steekproefbedrijven werden vervolgens ingedeeld naar profieltype en bedrijfsoppervlakte (tabel 14.7). Hierbij werden de bedrijven in de omgeving van het pompstation (invloed grondwaterstand) als een aparte groep beschouwd. Op de bedrijven bij het pompstation werden alleen de profieltypen P en H aangetroffen. Bij de drie bedrijven groter dan 20 ha met de profieltypen P, H en K moet worden opgemerkt dat deze grootteklasse in het gebied weinig voorkomt, maar dat de hierbij behorende grond toch nog 16 % van de totale oppervlakte beslaat.

Op grond van het nu verkregen inzicht in de in het gebied heersende omstandigheden ten aanzien van grondsoorten, grondwatertrappen en bedrijfsgrootte werden met betrekking tot deze factoren de bedrijfsmodellen samengesteld, zoals in tabel 14.8 zijn weergegeven. Wat grondsoort, ontwateringsdiepte en bedrijfsgrootte betreft mogen deze bedrijfsmodellen representatief worden geacht voor het Leerinkbeek-

gebied. Bedrijf B 2 vertegenwoordigt de bedrijven in de omgeving van het pompstation.

De gewassen voor de bedrijfsmodellen werden in hoofdzaak bepaald door de specifieke geschiktheid van de per bedrijf beschikbare gronden (tabel 14.9). Zo werd voor de grondwatertrappen II, III en V in vrijwel alle gevallen grasland gepland en voor de grotere ontwateringsdiepten in vrijwel alle gevallen akkerbouwgewassen. Er werd rekening gehouden met een goede vruchtwisseling zodat er bijvoorbeeld minder rogge werd opgenomen dan in werkelijkheid in het gebied wordt geteeld. Verder werd in drie modellen een, overigens geringe, oppervlakte suikerbieten geïntroduceerd, omdat deze in de Achterhoek de laatste jaren wat meer in de belangstelling komen. In de noordelijke Achterhoek nam de oppervlakte grasland in de periode 1957-1965 toe met 6 %, zodat het percentage grasland in tabel 14.10, hetgeen iets hoger is dan de werkelijkheid in 1963, gerechtvaardigd lijkt. Opgemerkt moet nog worden dat het graslandaandeel in de totale bedrijfsoppervlakte op de bedrijven van 18 en 24 ha kleiner is dan op de bedrijven van 6 en 12 ha. Dit wijkt enigszins af van hetgeen in de praktijk werd geconstateerd. Voor de bedrijfsmodellen met een geringe oppervlakte grond werd echter naar verhouding wat meer grasland gepland om een zo efficiënt mogelijk bewerkbare veestapel te krijgen. Niettemin is de veestapel bij 5 ha grasland toch nog zo klein (7 tot 9 melkkoeien met jongvee) dat hier niet de aanwezigheid van een melkmachine werd verondersteld.

Tabel 14.8. Oppervlakte van de bedrijfsmodellen in ha onderverdeeld naar profieltype en grondwatertrap

Bedrijf	Profieltype									Totale opp. (ha)			
	P			H				K					
	grondwatertrap				grondwatertrap				grondwatertrap				
	II	III	V	VI	V	VI	VII <sup>a</sup>	VII <sup>b</sup>	II		III	V	
A 1		3	2	1								6	
A 2		2	2		1			1				6	
A 3		2	1	1			1			1		6	
B 1		6	5	1								12	
B 2	1	4	3	1	1		1	1				12	
B 3		4	2			2	1			2	1	12	
C		9	4			1	2	2				18	
D	1	5	7			2	2	2	2	2	1	24	
Totaal (ha)	2	35	26	4	2	5	7	6	2	5	2	96	
Total (ha)													
		II	III	V	VI	V	VI	VII <sup>a</sup>	VII <sup>b</sup>	II	III	V	
		groundwater class			groundwater class				groundwater class				
		P			H				K			Total acreage (ha)	
Holding		Profile type											

Table 14.8. Size of the holding model in ha subdivided according to profile type and groundwater class

Tabel 14.9. Gewassenkeuze voor de bedrijfsmodellen in ha per profieltype en per grondwatertrap

Bedrijf	Gewas	Profieltype									Totale opp. (ha)		
		P				H				K			
		grondwatertrap				grondwatertrap				grondwatertrap			
II	III	V	VI	V	VI	VIIa	VIIb	II	III	V			
A 1	gras/grassland	3,00	2,00									5,00	
	v.bieten/fodder beets				0,25							0,25	
	aardappelen/potatoes				0,25							0,25	
	z.graan/oats and barley				0,25							0,25	
	rogge, st.kn./rye, turnips				0,25							0,25	
A 2	gras/grassland	2,00	2,00			1,00						5,00	
	aardappelen/potatoes								0,33			0,33	
	z.graan/oats and barley								0,34			0,34	
	rogge, st.kn./rye, turnips								0,33			0,33	
A 3	gras/grassland	2,00	1,00	1,00						1,00		5,00	
	aardappelen/potatoes								0,33			0,33	
	z.graan/oats and barley								0,34			0,34	
	rogge, st.kn./rye, turnips								0,33			0,33	
B 1	gras/grassland	6,00	4,00									10,00	
	v.bieten/fodder beets				0,25							0,25	
	s.bieten/sugar beets				0,33							0,33	
	aardappelen/potatoes				0,33	0,25						0,58	
	z.graan/oats and barley				0,34	0,25						0,59	
	rogge, st.kn./rye, turnips				0,25							0,25	
B 2	gras/grassland	1,00	4,00	3,00	1,00	1,00						10,00	
	aardappelen/potatoes								0,33	0,34		0,67	
	z.graan/oats and barley								0,33	0,33		0,66	
	rogge, st.kn./rye, turnips								0,34	0,33		0,67	
B 3	gras/grassland	4,00	2,00			1,00				2,00	1,00	10,00	
	v.bieten/fodder beets					0,25						0,25	
	aardappelen/potatoes					0,25	0,34					0,59	
	z.graan/oats and barley					0,25	0,33					0,58	
	rogge, st.kn./rye, turnips					0,25	0,33					0,58	
C	gras/grassland	9,00	3,00									12,00	
	s.bieten/sugar beets				0,25				0,25			0,50	
	aardappelen/potatoes				0,25				0,25	0,65	0,65	1,80	
	z.graan/oats and barley				0,50				0,25	0,70	0,70	2,15	
	rogge, st.kn./rye, turnips								0,25	0,65	0,65	1,55	
D	gras/grassland	1,00	5,00	4,00						2,00	2,00	1,00	15,00
	s.bieten/sugar beets				0,75				0,50				1,25
	aardappelen/potatoes				0,75				0,50	0,65	0,65		2,55
	z.graan/oats and barley				1,50				0,50	0,70	0,70		3,40
	rogge, st.kn./rye, turnips								0,50	0,65	0,65		1,80
		II	III	V	VI	V	VI	VIIa	VIIb	II	III	V	
		groundwater class				groundwater class				groundwater class			
		P				H				K			Total acreage (ha)
Holding	Crop	Profile type											

Table 14.9. Cropping pattern of the holding models per profile type and per groundwater class

Tabel 14.10. Gewasoppervlakte in ha voor de acht bedrijfsmodellen

Gewas	Bedrijfsmodel								Totale opp.	
	A 1	A 2	A 3	B 1	B 2	B 3	C	D	ha	%
Grasland <i>Grassland</i>	5,00	5,00	5,00	10,00	10,00	10,00	12,00	15,00	72,00	75
Voederbieten <i>Fodder beets</i>	0,25	—	—	0,25	—	0,25	—	—	0,75	1
Suikerbieten <i>Sugar beets</i>	—	—	—	0,33	—	—	0,50	1,25	2,08	2
Aardappelen <i>Potatoes</i>	0,25	0,33	0,33	0,58	0,67	0,59	1,80	2,55	7,10	7
Zomergraan <i>Oats and barley</i>	0,25	0,34	0,34	0,59	0,66	0,58	2,15	3,40	8,31	9
Rogge, st.knollen <i>Rye, turnips</i>	0,25	0,33	0,33	0,25	0,67	0,58	1,55	1,80	5,76	6
Totaal <i>Total</i>	6,00	6,00	6,00	12,00	12,00	12,00	18,00	24,00	96,00	100
	A 1	A 2	A 3	B 1	B 2	B 3	C	D	ha	%
<i>Crop</i>	<i>Holding model</i>								<i>Total acreage</i>	

Table 14.10. Acreage of the various crops in ha for the eight holding models

## 6. BEDRIJFSECONOMISCHE GEVOLGEN VAN EEN VERBETERDE WATERBEHEERSING

Om een berekening te kunnen opzetten over de te verwachten invloed van verbeteringen in de waterbeheersing op de bedrijfsinkomens, zal in de eerste plaats de vraag moeten worden beantwoord hoe ver de verbeteringsmaatregelen zullen strekken, althans in hoeverre hierdoor de opbrengstdepressies zullen worden opgeheven. Praktisch moet het onmogelijk worden geacht alle onvolkomenheden geheel op te heffen, zodat ook de opbrengstdepressies niet geheel teniet gedaan zullen kunnen worden. Omdat echter de verbeteringsgraad moeilijk exact is vast te stellen wordt in de nu volgende berekeningen uitgegaan van een totale opheffing der opbrengstdepressies, beseffende dat hiermede dan - onder voorbehoud van vele schattingen en onnauwkeurigheden - de uiterste grens der mogelijkheden wordt weergegeven. Ten aanzien van de aard der verbeteringsmaatregelen wordt in dit opzicht gedacht aan grondwaterpeilbeheersing (ontwatering, infiltratie) op de laag gelegen gronden en beregening op de hogere gronden.

Een tweede vraag, die nog beantwoord moet worden is, of als gevolg van de verbeteringen in de waterbeheersing de gewassenkeuze per bedrijf zal veranderen. Een sterke uitbreiding van de akkerbouwsector ligt niet in de lijn der verwachtingen, omdat hiervoor met het oog op de inkomensmogelijkheden de bedrijven te klein zijn. Anderzijds bestaat er wel de mogelijkheid dat een aantal bedrijven zal overschakelen naar een volledig graslandbedrijf. De kans dat dit op grote schaal zal gebeuren lijkt overigens klein omdat het huidige bouwland reeds in belangrijke mate in

dienst staat van de rundveehouderij (stro, voederbieten, stoppelknollen). Het leek daarom verantwoord om voor dit gebied de bedrijfseconomische consequenties van een verbeterde waterbeheersing na te gaan bij gelijkblijvend bouwplan.

De sectoren grasland en rundveehouderij zullen een aantal veranderingen ondergaan, zoals weergegeven in tabel 14.11. Bij de berekening van de voederproductie, uitgedrukt in zetmeelwaarde (ZW),\* werd uitgegaan van de volgende opbrengsten per ha zonder depressie: grasland 4500 kg ZW, voederbieten 8075 kg ZW, voederbietenloof 975 kg ZW, suikerbietenkoppen en -blad 2880 kg ZW, aardappeluitschot 1126 kg ZW, stoppelknollen 1950 kg ZW. De bietenkoppen en stoppelknollen kunnen in het begin van de stalperiode in 5 weken tijds vers worden opgevoerd, behalve op de bedrijven C en D waar een gedeelte van de bietenkoppen moet worden ingekuuld. Hierbij is gerekend met 25 % conserveringsverliezen.

Als voederbehoefte voor een melkkoe met bijbehorend jongvee (1,35 gve)\*\* is, bij een melkproductie van 4200 kg met 4 % vet per koe per jaar, gerekend met de volgende voederbehoefte:

gras in de weideperiode	1525 kg ZW
ruwvoer in de stalperiode	1270 kg ZW
krachtvoer	430 kg ZW

Totaal 3225 kg ZW

\* De zetmeelwaarde (ZW) is het getal dat aangeeft hoeveel kg verteerbaar zetmeel met 100 kg van een voedermiddel in vetvormend vermogen overeenkomen.

\*\* gve = grootvee-eenheden (omgerekend op basis van voederbehoefte, 1 melkkoe = 1 gve).

Tabel 14.11. Veranderingen in de rundveehouderijsector (m.d. = met depressies; z.d. = zonder depressies)

Bedrijf	ZW-productie		Aant. melkkoeien		kg N per ha		ZW in ruwvoer van grasland		ha maaien voor ruwvoer	
	m.d.	z.d.	m.d.	z.d.	m.d.	z.d.	m.d.	z.d.	m.d.	z.d.
A 1	22786	25529	8,15	9,12	225	300	7821	8592	5,60	6,10
A 2	21209	23514	7,59	8,40	225	300	8675	9640	6,20	6,90
A 3	20759	23514	7,43	8,40	209	300	8469	9640	6,10	6,90
B 1	44178	49350	15,81	17,63	225	300	16390	18114	11,70	12,90
B 2	41097	47059	15,70	16,81	202	300	16732	19365	12,00	13,80
B 3	43906	49054	15,71	17,50	221	300	16317	18312	11,70	13,10
C	54246	60137	19,41	21,48	225	300	19000	21243	13,60	15,20
D	66912	76672	23,94	27,38	200	300	21991	25745	15,70	18,40
	m.d.	z.d.	m.d.	z.d.	m.d.	z.d.	m.d.	z.d.	m.d.	z.d.
Holding	SE-production		Number of cows		kg N per ha		SE in coarse fodder of grassland		Number of ha cut for coarse fodder	

Table 14.11. Changes in live-stock section (m.d. = with depressions; z.d. = without depressions)

De hoeveelheid ruwvoer in de stalperiode is voldoende voor dieren met een produktie van ca. 8 kg melk per dag. Voor hogere produkties wordt bijgevoerd met krachtvoer. Het aantal melkkoeien met jongvee per bedrijf werd gevonden door de totale ZW-productie te delen door 2795, waarbij dus als uitgangspunt is genomen dat geen ruwvoer wordt aangekocht, maar dat na verbetering van de waterbeheersing de veestapel wordt uitgebreid.

In de nieuwe situatie wordt een intensief graslandgebruik verondersteld, waarbij 300 kg N per ha zal worden gestrooid. De mogelijkheid hiertoe is in de oude situatie in veel mindere mate aanwezig hetgeen in het depressiepercentage maar ook in de stikstofgift tot uitdrukking komt. De grotere veebezetting in de nieuwe situatie vereist meer ruwvoer voor de stalperiode, waardoor er meer gras dan voorheen moet worden gemaaid. De gemaaide oppervlakte in procenten van de totale oppervlakte grasland per bedrijf varieert met depressie van 105 % tot 124 % en zonder depressie van 122 % tot 138 %. Bij de te maaien oppervlakte is gerekend met een opbrengst van 1400 kg ZW per ha per snede. De grondwaterstandsaling onder invloed van het pompstation is hier nog niet bij bedrijf B 2 doorberekend.

Door het voorkomen van opbrengstdepressies zal de veestapel op de kleinere bedrijven kunnen worden vergroot met 1 tot 2 melkkoeien en op de grotere bedrijven met 2 tot 4 melkkoeien. Dit zal extra stikstof en arbeid kosten en er zal meer grasland moeten worden gemaaid voor ruwvoederwinning.

De financiële consequenties van de veestapeluitbreiding zijn gebaseerd op de volgende uitgangspunten:

Per koe (met bijbehorend jongvee) in gulden	
Melkgeld 4200 kg à 38 cent	= 1596
Omzet en aanwas	= 450
Totaal opbrengst	= 2046

Kosten krachtvoer	300
Kosten strooisel	20
Rente	100
Veearts, KI, melkcontr. e.d.	120
Totaal directe kosten	540
Saldo per koe	1500 (afgerond)

Verder moet nog rekening worden gehouden met de volgende kosten: extra stikstof f 1 per kg N; extra ruwvoederwinning in loonwerk f 150 per ha; extra stalruimte f 125 per koe. Bovendien extra arbeid à f 5 per uur voor: machinaal melken en veeverzorging 75 m.u. (man uur) per koe (B C D); machinaal stikstof strooien 1 m.u. per 60 kg N (B C D); handmelken en veeverzorging 150 m.u. per koe (A); stikstof strooien met de hand 1 m.u. per 30 kg N (A).

Wat de marktbaar akkerbouwgewassen betreft, mag worden aangenomen, dat de met de opbrengstverhoging verband houdende extra kosten zo gering zijn dat ze kunnen worden verwaarloosd. De volgende opbrengstprijzen zijn gerekend in gulden per 100 kg: suikerbieten 6; aardappelen 8; zomergraan 29; rogge 32; stro 7.

De totale financiële consequenties van een verbeterde waterbeheersing zijn in tabel 14.12 per bedrijf samengevat. Opgemerkt moet worden dat hierin geen kosten voor de waterbeheersingsmaatregelen als zodanig zijn verdisconteerd. Tabel 14.12 geeft als cijfermatig samenvattend en concluderend overzicht aanleiding tot een kritische nabeschuiving. Vooral vraagt hierbij een aantal uitgangspunten nog eens de aandacht.

*De opbrengstdepressiepercentages.* Deze zijn afgeleid uit een reeds eerder uitgevoerd landelijk onderzoek (zie deelrapport 13) en schattenderwijs nader afgestemd op de omstandigheden in het Leerinkbeekgebied. Temeer omdat het hier gaat om gemiddelden,

Tabel 14.12. Waterbeheersingseffect in guldens per bedrijf en per ha

	Bedrijf							
	A 1	A 2	A 3	B 1	B 2	B 3	C	D
Opbrengstverhoging marktbaar gewassen <i>Increase yield marketable crops</i>	127	190	166	340	359	254	1070	1605
Saldoverhoging rundveehouderij <i>Increase live-stock balance</i>	1455	1215	1455	2730	3165	2685	3105	5150
Totaal <i>Total</i>	1584	1405	1621	3070	3524	2939	4175	6755
Extra kosten <i>Extra costs</i>								
stikstof <i>nitrogen</i>	375	375	455	750	980	790	900	1500
loonwerk <i>contractor</i>	75	105	120	180	270	210	240	405
stalruimte <i>stable</i>	121	101	121	228	264	224	259	470
arbeid <i>labour</i>	790	670	804	745	873	737	851	1615
totaal <i>total</i>	1361	1251	1500	1903	2387	1961	2250	3950
Effect waterbeheersing <i>Effect water control</i>								
netto per bedrijf <i>net per holding</i>	221	154	121	1167	1137	978	1925	2815
netto per ha <i>net per ha</i>	37	26	20	97	95	83	107	117
per ha (excl. arb.) <i>per ha (excl. labour)</i>	169	137	154	159	168	143	154	185
	A 1	A 2	A 3	B 1	B 2	B 3	C	D
	<i> Holding </i>							

Table 14.12. Effect of water control in Dutch guilders per holding and per ha

terwijl de variatie van jaar tot jaar vrij groot kan zijn, moet met schattingsfouten en onnauwkeurigheden rekening worden gehouden. Nader onderzoek op dit punt zou de betrouwbaarheid van de berekeningen kunnen vergroten.

Dat een nauwkeurige vaststelling van de gemiddelde depressiepercentages (zie tabel 14.4) van veel betekenis is, blijkt uit tabel 14.13. Hierin is de verandering van het waterbeheersingseffect als gevolg van een 5 % lager respectievelijk 10 % hoger depressieniveau weergegeven.

*De prijzen.* Deze zijn gebaseerd op het huidige niveau of het niveau dat op korte termijn binnen de EEG wordt verwacht. Het ingecalculeerde arbeidsloon (f 5 per uur incl. soc. lasten) is gebaseerd op een werktijd van 2500 uur per jaar en een jaarloon van f 12500. Bij sterk van het huidige niveau afwijkende prijsprognoses voor een lange termijn stuit men op grote onzekerheden.

*Opbrengst per koe.* De begrote melk- en vleesproductie per koe ligt ongeveer op het landelijk gemiddelde. Van het Leerinkbeekgebied zijn geen produktiegegevens nagegaan. Er werd geen aanleiding gevonden om te veronderstellen dat het produktieniveau in het gebied sterk zou afwijken, maar alleen nader onderzoek kan hierover uitsluitsel geven.

*Extra stikstof op grasland.* De vraag rijst of bij een

Tabel 14.13. Invloed depressieniveau op waterbeheersingseffect in guldens per ha (+ en — betekent meer resp. minder dan de bedragen genoemd onder netto per ha en per ha (excl. arb.) in tabel 14.12)

Bedrijf	Depressieniveau			
	5 % lager		10 % hoger	
	netto	excl. extra arbeidskosten	netto	excl. extra arbeidskosten
A 1	—12	—74	+ 28	+ 149
A 2	— 9	—65	+ 28	+ 140
A 3	—10	—71	+ 28	+ 140
B 1	—42	—72	+ 94	+ 154
B 2	—36	—70	+ 85	+ 141
B 3	—43	—71	+ 87	+ 147
C	—51	—74	+ 107	+ 154
D	—46	—77	+ 125	+ 160
		<i>excl. labour net</i>	<i>excl. labour net</i>	<i>costs costs</i>
<i> Holding </i>		5 % lower	10 % higher	
	<i> Depression level </i>			

Table 14.13. Influence of depression level on effect of water control in Dutch guilders per ha (+ and — signify more resp. less than the sums given under net per ha and per ha (excl. labour) in table 14.12)

verbeterde waterbeheersing de extra grasproductie wel zoveel extra stikstof vereist als is aangenomen. Het is denkbaar dat de verbeterde waterbeheersing het effect van de stikstof zal verhogen, waardoor de extra kosten van de stikstof aan de hoge kant zijn begroot. Anderzijds is voor de begrote grasproductie een intensief en vakkundig graslandgebruik vereist, hetgeen in het gebied waarschijnlijk niet in alle gevallen zal worden gerealiseerd.

*Arbeid en loonwerk.* Omdat de extra voederwinning moet worden uitgevoerd in een toch al drukke periode is hiervoor hulp van derden (loonwerk) ingecalculerd. Bij het begroten van de extra arbeid voor melken, veeverzorging en stikstof strooien is ervan uitgegaan dat op de bedrijven (modellen) van 6 ha geen trekker en melkmachine beschikbaar zijn.

Het is denkbaar dat vooral op bedrijven met een ruime arbeidsbezetting (arbeidsoverschot) voor de extra arbeid genoeg zal worden genomen met een lagere beloning dan f 5 per uur. Voor de hier toegepaste rentabiliteitsberekening moet dit echter buiten beschouwing worden gelaten.

*Extra kosten voor stalruimte.* Het bedrag van f 125 per koe met bijbehorend jongvee is gebaseerd op een

investering van f 1500 per koe in verbouwing of nieuwbouw. In de praktijk zal de variatie zeer groot zijn, afhankelijk van de inrichting der bestaande stallen, eigen hulp bij de bouwwerkzaamheden, de noodzaak tot extra voorzieningen voor het melken, de voederopslag, de mestafvoer, jongveestalling e.d.

## 7. DE OMGEVING VAN HET POMPSTATION

De gronden in de omgeving van het pompstation ondervinden een wateronttrekkende werking die overeenkomt met ongeveer een grondwatertrap (zie par. 4) in droge richting. Voor te natte percelen betekent dit een verbetering, voor goede of reeds droogtegevoelige percelen een verslechtering. Bedrijfsmodel B 2 (zie tabellen 14.8 t/m 14.12) komt overeen met het gemiddelde van vijf bedrijven in het desbetreffende gebied, maar de invloed van de grondwaterstandsverlaging werd in voorgaande berekeningen niet verdisconteerd. In tabel 14.14 is de invloed van de grondwaterstandsverlaging op het te verwachten waterbeheersingseffect doorberekend door de berekeningen opnieuw uit te voeren, maar nu op basis van een één

Tabel 14.14. Waterbeheersingseffect in de omgeving van het pompstation in gulden per bedrijf en per ha

		Bedrijf		
		A 2	B 2	C
Opbrengstverhoging marktbaar gewassen		190	383	1309
<i>Increase yield marketable crops</i>				
Saldooverhoging rundvee		1815	3765	3900
<i>Increase live-stock balance</i>				
Totaal		2005	4148	5209
<i>Total</i>				
Extra kosten	stikstof	555	1140	1128
<i>Extra costs</i>	<i>nitrogen</i>			
	loonwerk	165	330	300
	<i>contractor</i>			
	stalruimte	151	314	325
	<i>stable</i>			
	arbeid	1000	1036	1069
	<i>labour</i>			
Totaal		1871	2820	2822
<i>Total</i>				
Effect waterbeheersing	per bedrijf	134	1328	2387
<i>Effect water control</i>	<i>per holding</i>			
	netto per ha	22	110	133
	<i>net per ha</i>			
	bij 5 % lager depressieniveau	-11	-42	-51
	<i>at 5 % lower depression level</i>			
	bij 10 % hoger depressieniveau	+32	+88	+107
	<i>at 10 % higher depression level</i>			
		A 2	B 2	C
		Holding		

Table 14.14. Effect of water control in the neighbourhood of the pumping station in Dutch guilders per holding and per ha

trap lager liggend grondwaterstandsniveau.

Behalve voor bedrijf B 2 is de berekening ook uitgevoerd voor de bedrijven A 2 en C om ook een indruk te krijgen van het effect bij een kleinere en een grotere bedrijfsoppervlakte. Wat de grondsoorten en oorspronkelijke grondwatertrappen betreft, wijken de bedrijven A 2 en C niet sterk van bedrijf B 2 af. Bij bedrijf B 2 komt in dit geval echter 1 ha grasland op profieltype P, grondwatertrap VII<sup>a</sup> en bij bedrijf C komt 0,25 ha suikerbieten op grondsoort H, grondwatertrap VII<sup>a</sup>. Omdat hiervoor in tabel 14.3 geen opbrengstdepressiepercentage werd vermeld, is in deze gevallen gerekend met 30 resp. 25 %. Uit de berekening blijkt dat er bij het pompstation een groter effect van verbeteringen mag worden verwacht dan in de rest van het gebied, althans voor de grotere bedrijven (vergelijk netto-effect per ha met tabel 14.12, kolom 11). Verbetering in dit gebied betekent beregening van vrijwel het gehele bedrijf. De kosten van een regeninstallatie in aanmerking genomen (150 - 200 gld. per ha) zal deze hier niet of nauwelijks rendabel kunnen worden gemaakt, zodat ook hier beregening van alleen de droogste gedeelten eerder in aanmerking komt.

## 8. HET WATERBEHEERSINGSEFFECT PER GRONDWATERTRAP

In het voorgaande is het totale waterbeheersingseffect per bedrijf berekend. Voor vrijwel alle bedrijven heeft dit echter betrekking op twee maatregelen namelijk beregening van de te droge gronden en ontwatering van de te natte gronden. De grondwatertrappen II en III komen in aanmerking voor ontwatering en de grondwatertrappen VI en VII voor beregening. Grondwatertrap V is in de winter te nat en in de zomer te droog. Om hier de opbrengstdepressie geheel op te heffen zou zowel de grondwaterstand moeten worden verlaagd als beregening moeten worden toegepast. Het effect van elke maatregel afzonderlijk is niet gemakkelijk vast te stellen, maar om een berekening van het effect per grondwatertrap te maken is hier voor elk van beide maatregelen de helft van het totaal te verwachten effect aangenomen. Het berekende effect per grondwatertrap is weergegeven in tabel 14.15. Deze effecten werden gevonden door per bedrijf steeds voor één grondwatertrap tegelijk de invloed van ontwatering c.g. beregening te begroten.

Uit tabel 14.15 blijkt dat op de kleine bedrijven (A) geen financieel voordeel van ontwatering mag worden verwacht. Dit komt omdat de intensivering van het graslandgebruik zoveel extra arbeid vraagt dat dit, gerekend tegen f 5 per uur, niet tegen de extra opbrengsten opweegt. Ook de beregening op grondwatertrap V levert geen voordeel op omdat het ook hier om grasland gaat, waarvoor extra arbeid moet

Tabel 14.15. Waterbeheersingseffect per grondwatertrap in guldens per ha

Bedrijf	Verbetering door						
	ontwatering			beregening			
	grondwatertrap			grondwatertrap			
	II	III	V	V	VI	VII <sup>a, b</sup>	
A 1		— 6	— 8	— 8	271		
A 2		— 10	— 3	— 3		207	
A 3		— 9	— 5	— 5	— 11	169	
B 1		56	51	51	318		
B 2	181	57	25	25	127	200	
B 3		58	20	20	162	187	
C		61	42	42	244	199	
D	147	60	46	46	227	189	
		II	III	V	V	VI	VII <sup>a, b</sup>
		groundwater class			groundwater class		
Holding		drainage			sprinkling irrigation		
		Improved by					

Table 14.15. Effect of water control per groundwater class in Dutch guilders per ha

worden ingezet. Hetzelfde geldt voor grondwatertrap VI op bedrijf A 3. Ook hier betreft het grasland. Anders ligt het met de droge gronden met akkerbouw op deze kleine bedrijven. De opbrengstverhoging vereist hier geen extra arbeid en levert daarom een voordeel op van netto f 169 tot f 271 per ha.

Op de grotere bedrijven biedt de waterbeheersing méér perspectief. Op grondwatertrap II wordt het effect van ontwatering berekend op f 147 tot f 181 en op grondwatertrap III op f 56 tot f 61 per ha. Het grotere verschil in ontwateringseffect op grond-

Tabel 14.16. Waterbeheersingseffecten per bedrijf in guldens per ha cultuurgrond

Bedrijf	Ontwatering	Beregening	Totaal
A 1	— 6	43	37
A 2	— 6	32	26
A 3	— 5	25	20
Gem.	— 6	33	27
Mean			
B 1	49	48	97
B 2	42	53	95
B 3	35	48	83
Gem.	42	50	92
Mean			
C	40	67	107
D	51	66	117
Gem.	45	66	111
Mean			
Holding	Drainage	Irrigation	Total

Table 14.16. Effect of water control per holding in Dutch guilders per ha cultivated land



watertrap V wordt veroorzaakt door het grondgebruik. Met alleen grasland bedraagt hier het netto-effect  $f$  20 tot  $f$  25 en bij gedeeltelijk gebruik als bouwland varieert het effect van  $f$  42 tot  $f$  51. Door dezelfde oorzaken varieert op grondwatertrap V het beregeningseffect. Nogmaals wordt hier opgemerkt dat het ontwaterings- en beregeningseffect op grondwatertrap V even hoog is geschat.

De beregeningseffecten op de grondwatertrappen VI en VII variëren sterk, namelijk van  $f$  127 tot  $f$  318 (bedrijven van 12 ha en groter). Behalve door het grondgebruik (bouwland of grasland) wordt hier de variatie ook veroorzaakt door een verschil in depressiepercentage tussen grondwatertrap VI op profieltype P en grondwatertrap VI op profieltype H (zie tabel 14.4).

#### 9. DE BETEKENIS VAN EEN VERBETERDE WATERBEHEERSING VOOR HET GEBIED ALS GEHEEL

Ten slotte zal worden getracht een antwoord te geven op de vraag wat een verbeterde waterbeheersing in het gebied gemiddeld per ha cultuurgrond per jaar aan financieel voordeel kan opleveren. Met behulp van de oppervlakten per grondwatertrap uit tabel 14.8 en de waterbeheersingseffecten per grondwatertrap per ha uit tabel 14.15 kan het totale effect voor elk bedrijf, gesplitst naar ontwatering en beregening, per ha cultuurgrond worden berekend. Dit is weergegeven in tabel 14.16. Gaan we deze waterbeheersingseffec-

ten nu wegen met de oppervlaktepercentages (uit tabel 14.1) waarop de bedrijfsmodellen globaal betrekking hebben, dan kunnen we als volgt het gemiddelde waterbeheersingseffect per ha cultuurgrond voor het gehele gebied berekenen.

Voor het gehele gebied kan het totale waterbeheersingseffect worden berekend op gemiddeld  $33 + 52 = 85$  gulden per ha cultuurgrond (tabel 14.17). Hierbij is er van uitgegaan dat de opbrengstdepressies volledig door de verbeteringen worden opgeheven. Dit uitgangspunt is echter niet reëel. Vooral als gevolg van meestal grillig verloopende vrij steile hellingen in het terrein zal plaatselijk met minder gewenste grondwaterstanden genoeg genomen moeten worden; aangenomen is dat hierdoor het effect 20 % beneden het berekende optimum blijft. Het reële waterbeheersingseffect wordt dan  $f$  68 per ha cultuurgrond (ontwatering  $f$  26, beregening  $f$  42).

Een enkele opmerking dient nog gemaakt te worden over de algemeen waar te nemen ontwikkeling naar grotere bedrijven. Indien in de toekomst de minimum bedrijfsoppervlakte zou kunnen worden gesteld op 8 à 10 ha dan kunnen effecten van ontwatering en beregening voor het gebied als geheel worden verwacht van  $f$  43 respectievelijk  $f$  57 en bij 80% realisering hiervan worden deze bedragen respectievelijk  $f$  34 en  $f$  46 per ha. Met betrekking tot de uitvoering moet verbetering van de ontwatering als een collectieve maatregel worden beschouwd, waarbij de kosten voor het gebied als geheel niet hoger zullen mogen zijn dan  $f$  26 per ha per jaar. De beregening is meer een maatregel voor individuele bedrijven, zodat het

Tabel 14.17. Gemiddeld waterbeheersingseffect voor het gehele gebied in gulden per ha cultuurgrond

	Bedrijf			Totaal gebied
	A 1, 2, 3	B 1, 2, 3	C en D	
Ontwateringseffect <i>Effect water control</i>	— 6	42	45	
Oppervlakte percentage <i>Acreage percentage</i>	21	45	34	100
Gem. ontwateringseffect <i>Mean effect water control</i>	— 1	19	15	33
Beregeningseffect <i>Effect of irrigation</i>	33	50	66	
Oppervlakte percentage <i>Acreage percentage</i>	21	45	34	100
Gem. beregeningseffect <i>Mean effect of irrigation</i>	7	23	22	52
	<i>A 1, 2, 3</i>	<i>B 1, 2, 3</i>	<i>C and D</i>	<i>Total area</i>
	<i> Holding </i>			

Table 14.17. Mean effect of water control for the total area in Dutch guilders per ha cultivated land

beregeningseffect voor het gebied per ha cultuurgrond weinig zegt over de maximaal toelaatbare kosten van beregening per ha per jaar. Hiervoor dient tabel 14.15 te worden gebruikt, waarin de beregeningseffecten per grondwatertrap zijn weergegeven. Voor de grondwatertrappen VI en VII blijkt hier het beregeningseffect gemiddeld ca. f 190 per ha te bedragen, hetgeen bij een realisering van 80 % ca. f 150 per ha betekent.

## 10. SAMENVATTING EN CONCLUSIES

Het te verwachten financiële effect van maatregelen ter verbetering van de waterbeheersing in de landbouw kan vooraf kwantitatief worden benaderd door middel van op de praktijk van het desbetreffende gebied afgestemde bedrijfsbegrotingen. De betrouwbaarheid van de uitkomsten wordt voor een groot deel bepaald door het realiteitsgehalte van de gekozen uitgangspunten. Vooral de bereikbare opbrengstverhoging voor de in aanmerking komende gewassen is hierbij van veel betekenis.

Voor het stroomgebied van de Leerinkbeek in de Achterhoek werd, afgezien van de feitelijke kosten der uit te voeren waterbeheersingswerken, een financieel effect van f 85 per ha cultuurgrond berekend. Omdat aangenomen wordt dat het berekende optimum in de praktijk niet op alle gronden in het gebied geheel zal worden bereikt is hierop een correctie van 20 % toegepast, zodat het realiseerbare waterbeheersingseffect is begroot op ca. f 70 per ha.

Om dit te bereiken zal op de grondwatertappen II en III de beheersing van de grondwaterstand moeten worden verbeterd, terwijl op de grondwatertrappen VI en VII beregening moet worden toegepast. Op grondwatertrap V zal zowel een betere grondwaterstands-

beheersing als beregening moeten worden toegepast.

Het berekende gemiddelde waterbeheersingseffect van f 70 per ha kan als volgt worden gespecificeerd: grondwatertrap II en III (46 % van de oppervlakte): gemiddeld effect f 44 per ha; grondwatertrap V (32 % van de oppervlakte): gemiddeld effect f 49 per ha; grondwatertrappen VI en VII (22 % van de oppervlakte): gemiddeld effect f 154 per ha.

In verband met geringere mogelijkheden tot rationele aanwending van de extra benodigde arbeid levert de waterbeheersing voor bedrijven kleiner dan ongeveer 8 ha bij de gekozen uitgangspunten vrijwel geen netto voordelen op. Worden deze kleine bedrijven buiten beschouwing gelaten dan stijgt het gemiddelde waterbeheersingseffect van ongeveer f 70 per ha tot f 80 per ha.

Indien voor de gronden in de omgeving van het pompstation rekening wordt gehouden met de wateronttrekkende werking hiervan, kan hier - bedrijven kleiner dan 8 ha buiten beschouwing gelaten - een reëel waterbeheersingseffect van gemiddeld f 100 per ha worden begroot.

Een technisch verbeteringsplan zal moeten aantonen in hoeverre de berekende waterbeheersingseffecten met zo laag mogelijke kosten kunnen worden gerealiseerd. In ieder geval zullen deze kosten de berekende effecten niet mogen overschrijden.

## LITERATUUR

- ELDIK, J. VAN. 1964. De economische structuur van de landbouwbedrijven in het Leerinkbeekgebied. Proefstat. voor de Akker- en Weideb., Rapp. 165.
- GARMING, R. W. 1967. Handleiding voor het opstellen van begrotingen voor gemengde bedrijven op zandgrond. Proefstat. voor de Akker- en Weideb., Publ. 31.

# Overwegingen ten aanzien van de grondslagen van een toekomstplan voor de waterhuishouding in de Gelderse Achterhoek

*W. C. Visser*

## 1. DE NOODZAAK VAN TOEKOMSTPLANNEN VOOR DE WATERHUISHOUDING

De Gelderse Achterhoek is, over het geheel genomen, een wat nat gebied. Het vele grasland dat men er aantreft wijst hier reeds op. In de waterschappen is men druk bezig met plannen voor verbetering van de afvoer, urgenter geworden na enkele perioden van hoog water en overstroming. Over waterbehoefte in droge tijden hoort men weinig. Nu zijn verdrogingen minder spectaculair dan overstromingen, zodat via pers en radio geen klankbord voor de noden van waterbehoefte gevonden wordt.

Een krachtige steun voor de inzichten en plannen met betrekking tot de wateraanvoer ontwikkelt zich in de laatste jaren buiten het landbouwmilieu en wel in verband met de drinkwatervoorziening. Men maakt schattingen omtrent een toekomstig waterverbruik die er op wijzen, dat over een aantal jaren een moment te verwachten is, waarop de helft van het regenwater dat na verdamping door het gewas overblijft, voor gebruik als drink- en bedrijfswater uit het gebied zal worden weggepompt. Dit wordt een formidabele ingreep in de waterhuishouding van het gebied en op vele plaatsen wordt reeds gewerkt aan plannen ter voorkoming van de dreigende bezwaren.

Vraagt men zich af wat het nut van deze toekomstplannen zal zijn, dan zou men goed doen zich de consequenties van een aanzienlijke verlaging van de grondwaterspiegel in te denken. Het gebied zou een aanmerkelijk droger karakter krijgen, de landbouw zou veel meer op bouwland moeten omschakelen zonder daardoor de dreigende droogteschade geheel te kunnen ontgaan. Voor veedrenking en scheiding zou men naar andere oplossingen dan thans moeten omzien, de verbeterde beken zouden het water niet meer ontvangen, waarvoor zij thans worden ontworpen. Door de beken zou 's zomers alleen nog afvalwater stromen dat, de grond indringende, het grondwater zou kunnen verontreinigen en het drinkwater in kwaliteit zou kunnen verminderen.

Een oplossing lijkt voor de hand te liggen, en wel het gebruik van rivierwater. De argumentatie zou dan voor een deel omdraaien. In dit geval zouden althans de beekdalen natter worden en alle beken zouden wat

vergroot moeten worden om het aangevoerde water, dat als afvalwater terugkomt, weer af te voeren. De vraag is echter, of het water van de IJssel wel een betrouwbare bron van drinkwater is. Kan men, zo moet men zich afvragen, wel steeds zeker zijn van een voldoende reinigbare waterkwaliteit.

Het zal duidelijk zijn dat alleen een evenwichtig plan dat ontstaan is door alle methoden tot regeling van de waterhuishouding in de beschouwing te betrekken, de goede oplossing zal kunnen brengen. De in de waterhuishouding geïnteresseerde groepen hebben veel belangen gemeen. Men zal er naar moeten streven het plan een zodanige vorm te geven, dat het beschikbaarstellen van water aan landbouw en industrie, waterleidingbedrijven en recreatie en het op de juiste wijze weer kwijtraken van het afvalwater voor de samenleving zo gering mogelijke kosten meebrengt. Daarbij zal de verdeling van kosten en baten over de geïnteresseerde groepen zo aanvaardbaar mogelijk moeten zijn.

## 2. DOEL VAN HET TE MAKEN PLAN

Waterwinning, landbouw en waterafvoer hebben een aantal belangen gemeen, maar daarnaast bestaan tegenstellingen. Onttrekking van water door landbouw en waterwinning vergemakkelijkt de afvoer, onttrekking door waterwinning en afvoer verbetert voor de landbouw de waterhuishouding in natte perioden. Het spaarzaam wateronttrekken door afvoer en landbouw tenslotte, zal meer water voor de waterwinning overlaten. Wordt de onttrekking ten behoeve van een van de drie belangen te groot, dan zal voor de andere twee een reductie van het beschikbare water optreden. Wanneer dit tekort zich bij de afvoer manifesteert, dan zal dit weinig hinder veroorzaken, maar een tekort aan water voor waterwinning of landbouw zal men graag willen voorkomen.

Het afwegen van de belangen van de landbouw bij het vaststellen van de capaciteit van de afvoer is als vraagstuk reeds lang in overweging genomen. Het gaat hier om het vaststellen van een gemiddelde afvoer, die voorkomt dat in de loop van enkele weken of maanden zich een te hoge grondwaterstand opbouwt. Daarnaast moet echter ook een heftige, kort-

durende regenbui afgevoerd kunnen worden. Met de diepte en afstand van de ontwaterende leidingen kan men aan deze beide doelstellingen tegemoetkomen.

Wanneer de wateronttrekking voor waterwinning nu echter zo in omvang toeneemt, dat een belangrijke invloed op de waterhuishouding ontstaat, dan zullen de te nemen maatregelen van afvoerregeling zich op de invloed van de pompputten moeten afstemmen. Maar tevens zal men zich moeten afvragen hoe de waterwinning moet worden uitgevoerd om een zo gemakkelijk mogelijke inpassing in het waterbeheersingssysteem mogelijk te maken.

Wanneer met de kosten niet gerekend zou behoeven te worden dan was dit eenvoudig. Wanneer men het net van putten zo dicht zou maken dat overal een voor die plek berekende verlaging van het grondwaterpeil zou optreden, dan zou dit overal een gelijke gunstige of ongunstige invloed op de groei van de gewassen uitoefenen. Wanneer overal de schade gelijk zou zijn, dan zou dit met het onttrekkingspatroon overeenkomen waarbij de hoeveelheid gewonnen water maximaal is. Dit zou een probleemstelling zijn die veel lijkt op de berekening van de optimale drainage-intensiteit, maar deze berekening dan echter uitgevoerd voor het geval dat de drainafvoer het gehele jaar constant zou zijn. Dit vraagstuk zou met de huidige kennis op te lossen zijn.

Het probleem is in werkelijkheid echter gecompliceerder. De economisch gunstigste oplossing zal wel neerkomen op een systeem van een niet te groot aantal pompstations, elk met een flinke capaciteit. Deze zullen vlak om de putten een waterstandsvaling veroorzaken die forse verdrogingen zal teweegbrengen. Bij toenemende afstand tot de put nemen deze dalingen en de er door veroorzaakte verdrogingen af. De droogteschade zal afhangen van de grootte van de afzuigtrechter en de diepte van de daling van de grondwaterspiegel. Men zal nu moeten streven naar een zodanige omvang, diepte en verdeling over het gebied van deze afzuigtrechters, dat de schade per put en per oppervlakte-eenheid van het onttrekkingsgebied voor alle putten gelijk is.

Uit een dergelijke berekening zal een stelsel van putten met een bepaalde dichtheid en debiet per put volgen. Onder de huidige omstandigheden zal een dergelijk plan echter niet te realiseren zijn. De waterleidingmaatschappijen ontbreekt het aan de mogelijkheid zich die gronden te verschaffen waar de pompput de gunstigste plaats inneemt, zowel ten aanzien van de landbouw als ten aanzien van de toekomstige waterwinning.

Men zou er naar kunnen streven, plannen op te stellen omtrent de optimale lokalisatie van de waterwinningsputten en spaarbekkens en het vastleggen van de bestemming van de gronden die de realisatie van die plannen in de toekomst verzekert. Daarnaast moet uit dezelfde berekeningen blijken wat de con-

sequenties voor de landbouw en het afvoersysteem zullen zijn, zodat bij verbeteringsplannen met de toekomstige situatie rekening zal kunnen worden gehouden met de sterke beïnvloeding van de regionale waterhuishouding, die van een toenemende waterwinning het gevolg zal zijn.

### 3. AARD VAN EEN PLAN MET BREDE DOELSTELLING

Stond vroeger ten aanzien van de waterhuishouding de landbouw in het centrum van de belangstelling, voor de toekomst zou die centrale positie wel eens de waterwinning kunnen toevallen. Wel is de wateronttrekking door de gewassen vele malen groter dan die voor de waterwinning, maar het onregelmatiger patroon van waterstandsvaling door pompputten maakt dat de bezwaren daarvan veel groter kunnen zijn.

In de volgende beschouwing zal daarom worden uitgegaan van een stelsel van waterwinning dat zo breed mogelijk is opgezet. In een dergelijke opzet komen zes mogelijkheden van waterwinning voor, en wel:

- waterwinning met putten in terreinen zonder voeding uit open water;
- waterwinning met putten in lage gebieden met voeding door beken en door kwel;
- watervoorraad-vorming in spaarbekkens;
- wateronttrekking direct aan het open water van de beek;
- voeding van de beek met recirculerend afvalwater;
- waterwinning uit de grote waterwegen.

In fig. 15.1 vindt men deze opzet in tekening weergegeven. De taak van de ontwerper is nu, voor elk middel van waterwinning zich af te vragen hoeveel water men zich op deze wijze op elk moment gedurende het jaar zal kunnen verschaffen, welke nadelen en kosten elke vorm van waterwinning heeft, of er nog voordelen met een waterwinningsmethode in andere opzichten te behalen zijn en hoeveel water volgens elke techniek gewonnen moet worden om voor alle winningsmethoden tezamen de laagste waterprijs te bereiken. Daarbij dient elke eventuele schade in rekening te worden gebracht.

Het zal duidelijk zijn, dat aan de wateronttrekking bij de eerste vier methoden een begrenzing gesteld wordt. De hoeveelheid beschikbaar water is bij deze technieken beperkt.

Aan de onttrekking door middel van elk stelsel van waterwinning zal eveneens een grens gesteld worden, wanneer de som van de kosten en vooral de omvang van de verdrogingsschade voor de landbouw zo hoog wordt dat een andere methode van waterwinnen aantrekkelijker wordt. Wateronttrekking aan beken en spaarbekkens vindt zijn grens in de afvoer van de

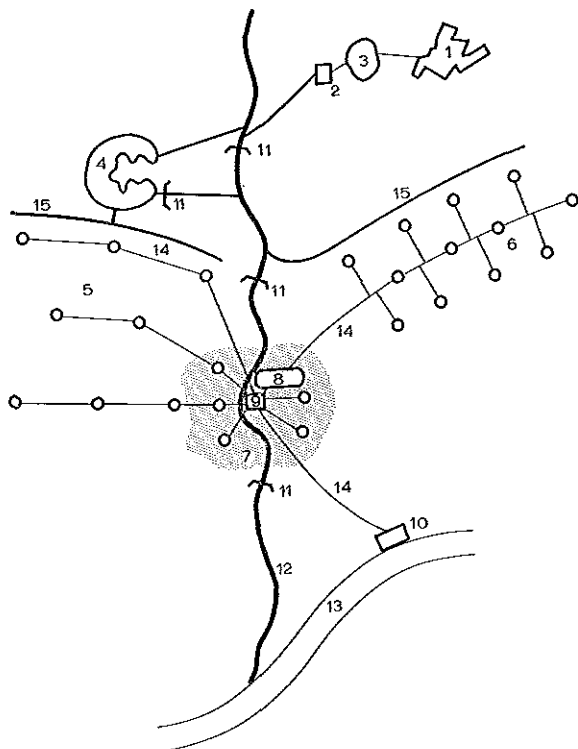


Fig. 15.1. Principeschets betreffende de bronnen voor drinkwatervoorziening in een landbouwgebied, in de vorm van onttrekking aan grondwaterputten, zuivering van rivier- en afvalwater of ontleend aan spaarbekkens. 1 dorp; 2 afvalwaterzuivering; 3, 8 spaarbekkens; 4 recreatiemeer; 5, 6 systeem van putten; 7 laaggelegen terrein; 9 centraal pompstation; 10 rivierwaterzuivering; 11 stuw; 12 beek; 13 grote rivier; 14 transportbuisleiding; 15 infiltratieleiding

*Sketch in principle of the sources of water available in an agricultural area, derived from groundwater wells, purification of river- and sewage water or from storage basins. 1 village; 2 sewage treatment plant; 3, 8 storage basin; 4 recreative basin; 5, 6 system of wells; 7 low lying terrain; 9 main pumping station; 10 riverwater purification plant; 11 weir; 12 rivulet; 13 main river; 14 transport pipeline; 15 infiltration canal*

beek, waarbij in het eerste geval de lage afvoeren veel invloed hebben en in het tweede geval de hoge afvoeren vooral de waarde van de methode van voorraadvorming bepalen.

Veel minder begrensd zijn de waterwinningsmogelijkheden volgens de laatste twee methoden. Bij volledige recirculatie is de hoeveelheid water die verloren gaat zeer gering, zodat uit de rivier de IJssel, waar elke week even veel water door stroomt als de toekomstige waterwinning in een jaar moet leveren, in principe de behoefte te voldoen zou zijn zonder dat de waterhoeveelheid daarbij tekort schiet. Zoals hierna uiteengezet zal worden, is een onbegrensde mogelijkheid van leveren van water niet een zo groot voordeel, dat dit de definitieve oplossing zal beheersen, noch is de beperkte winningsmogelijkheid bij de eerste vier methoden zo belangrijk dat daartegenover hun

andere voordelen reeds bij voorbaat in het niet vallen. Deze voor- en nadelen verdienen een afzonderlijke bespreking.

### 3.1. WATERWINNING MET PUTTEN ZONDER VOEDING UIT OPEN WATER

Het winnen van diep grondwater heeft het grote voordeel water van de meest betrouwbare kwaliteit te leveren. Het water kan niet door ongeluk of onzorgvuldigheid plotseling onbruikbaar worden, ongewenste invloeden hebben eerst na lange tijd een schadelijk effect en men heeft ruimschoots tijd om tegenmaatregelen te treffen of uit te wijken. Dit voordeel is in tijden van epidemieën en oorlog zo groot, dat dit alleen de doorslag zou kunnen geven. Het grondwater zal hierom steeds een grote voorkeur genieten. Deze voorkeur zal nog ondersteund worden door de lagere reinigingskosten en dus door een lage waterprijs.

Wateronttrekking met putten had tot dusverre veelal op hoge gronden plaats met het oog op de tolerantie voor diepe waterstanden die men bij bos veronderstelt. Deze keuze van onttrekkingspunt zal, wanneer grote waterhoeveelheden moeten worden gewonnen, in een snel tempo zijn betekenis gaan verliezen. De hoge gronden liggen veelal op de waterscheiding en hebben geen ondergrondse voeding, terwijl de hogere bosgronden niet voldoende regelmatig verdeeld liggen om een grote onttrekking over een geheel stroomgebied mogelijk te maken. Daardoor zal een deel van het beschikbare water voor de waterwinning verloren gaan. Bovendien zullen de gunstige plekken geleidelijk alle in gebruik worden genomen. Men zal zich wel moeten instellen op een stelsel van putten met een dichtheid en een vorm van het net die aangepast zijn aan de hoeveelheden water die men per put kan oppompen. De dichtheid zal dus afhankelijk zijn van doorlatendheid en dikte van de afgepompte grondlaag, de bergingscoëfficiënt waar scheidende lagen ontbreken, de onder- of bovengrondse voeding van het afgepompte gebied en de beschikbaarheid van vocht in de bouwvoor.

Het is bij het laatste punt van de beschikbaarheid van vocht, dat men het grote bezwaar zowel als een voordeel van de pompput ontmoet. De wateronttrekking zal schade doen aan de landbouwgewassen op alle plaatsen waar de waterstand oorspronkelijk niet te diep was en het bodemprofiel droogte-gevoelig. Het bos rondom het waterwinningspunt heeft veelal als taak voor een eerste cirkel met grote waterstandsverlagingen deze landbouwkundige bezwaren binnen eigen grenzen te houden, maar gewoonlijk zijn de afzuigtrechters zo groot dat nog een niet onbelangrijke gevarencans buiten de aan het waterwinningsbedrijf toebehorende grond optreedt. Deze gevaren zijn groot bij gronden met een geringe droogteresistentie, terwijl bij een grote droogteresistentie de na-

delen zelfs geheel afwezig kunnen zijn. Zou men echter toekomstige pompstations stichten in een gebied waar de grondwaterstand te hoog en het bodemvochtgehalte te groot is, dan zou onttrekking van een zekere hoeveelheid water de aanwezige vochtovermaat kunnen verminderen. Dit zou de produktiviteit van de gronden kunnen verbeteren of het maken van onkosten voor een verbetering van de drainage overbodig kunnen maken. Een goede kaart van de opneembare voorraad aan bodemvocht en de daaruit voortspruitende vochtbeschikbaarheid is daarom een waardevol hulpmiddel bij de keuze van de plaats van een pompstation. Opgemerkt mag worden dat de hoge gronden die men thans graag kiest aan deze eis van goede beschikbaarheid van vocht veelal juist in het geheel niet voldoen.

### 3.2. WATERWINNING UIT PUTTEN IN NATTE BEEKDALEN

Een aantrekkelijke vorm van waterwinning lijkt het afpompen van putten in natte gebieden waar een zekere mate van verlaging van het grondwaterpeil voor de landbouw een voordeel zal zijn. Dit voordeel kan tot vrij diepe grondwaterpeilen blijven bestaan wanneer de grond uit een beekleem bestaat, die een goed vochthoudend vermogen en een goede capillaire opstijging bezit. Verder is het aantrekkelijk wanneer het water van een groot gebied via de beek of via de ondergrond het gebied van de afpompingsbinnenstroomt. Dit water zou dan door de wanden van het net van sloten, dat in zo'n nat gebied aanwezig is, in de aanliggende gronden kunnen binnendringen. Hierdoor wordt de daling door afpompen tegengegaan. Nu zijn deze lage gronden steeds zeer ruim van sloten voorzien. De hoeveelheid in de grond dringend water zal dus aanzienlijk kunnen zijn. Over de snelheid van indringen van het water in de grond bestaat echter nog onzekerheid, omdat op dit punt nog geen grote ervaring bestaat. Men weet, dat de slootwanden door slib kunnen dichtslaan en de indringingssnelheid van water dan tot lage waarden kan dalen. Er kan hieromtrent wel een berekening worden opgezet waaruit de minimale waarde van de infiltratiesnelheid  $K$  in mm per etm wordt afgeleid. Deze volgt uit de waterwinning  $W$  in mm/jr, de lengte aan sloten in het gebied  $L$  in m/ha en de natte omtrek van de sloot  $N$  in m. Deze samenhang is:

$$\frac{10\,000\ W}{365 \times L \times N} = K$$

Voor  $W = 100$  mm per jaar,  $L = 150$  m/ha en  $N = 3$  m<sup>2</sup> per strekkende meter van de sloot vindt men voor  $K$  7 mm per etmaal, een waarde voor de doorlatendheid van de grond die laag lijkt te zijn. Door het grote slootoppervlak dat in deze natte gronden ten behoeve van de ontwatering voorkomt en dat

ook voor de infiltratie bruikbaar zal zijn, blijkt het onttrekken van water in lage beekdalen een voordeel te hebben dat men zich tot dusverre, door de hoge gronden als plaats van onttrekking de voorkeur te geven, niet of niet voldoende ten nutte heeft gemaakt.

Ook de kwel dient hier genoemd te worden, de ondergrondse waterstroom die om een of andere reden op bepaalde plaatsen aan de dag treedt. Deze hoeveelheid kwelwater kan soms het dubbele bedragen van het overschot van regen boven verdamping en heeft het voordeel, ook in droge zomers een belangrijke bron van water te blijven. Wat de kwelplek verder voor de waterwinning zo belangrijk maakt is, dat deze natte plekken meestal schaars bewoond zijn en zich dus voor aanwijzing tot beschermd waterwingebied lenen. Verder zijn de kwelplekken beperkt in oppervlak, zodat de waterwinning er kan worden geconcentreerd, en er leidingen door gelegd kunnen worden die in geval van te grote waterwinning infiltratie met water van buiten het gebied toestaan. Tenslotte maakt juist het beperkte oppervlak het mogelijk, dat in die gebieden de waterwinning een voorrangpositie krijgt. Zou men niet over criteria van voorkeur voor waterwinning beschikken en de gehele provincie als potentieel onttrekkingsgebied aanmerken, dan zou een voorkeurspositie onmogelijk zijn.

### 3.3. DE VOORRAADVORMING IN SPAARBEEKKENS

Men mag wel van de veronderstelling uitgaan, dat waterwinningsintensiteiten van de orde van 100 mm per jaar zonder wateraanvoer van buiten of zonder spaarbekkens niet mogelijk zullen zijn dan bij aanvaarding van aanzienlijke landbouwschade. Het opsparen van winterwater zal dan ook in een plan van waterbeheersing een goede kans hebben.

Wanneer in de Achterhoek het gebruik tot 100 miljoen m<sup>3</sup> per jaar zou stijgen, dan zal men in droge jaren als 1959 - 1960 voor een aanzienlijk tekort aan water staan. De grootte daarvan zal afhangen van wat op andere wijze aan water te onttrekken valt. Stellen wij dit tekort en de daarmee overeenkomende noodzakelijke inhoud van het spaarbekken eens op 30 miljoen m<sup>3</sup> en neemt men aan dat de werkzame diepte van het spaarbekken 2 m zou zijn, dan zou de totale oppervlakte aan bekkens 1500 ha moeten zijn en dus een zeer aanzienlijke oppervlakte beslaan.

Het is een onvermijdbare toekomstsituatie dat de waterwinning niet alleen aanspraak zal maken op het water in de grond, maar ook op een deel van het areaal zelf. Het is thans reeds gebruik een oppervlakte van enkele ha rondom een onttrekkingspunt in eigen bezit te nemen om de lasten en schaden van de diepste waterstanden en van hygiënische maatregelen niet op de landbouw te laten rusten. Met een toekomst van bijvoorbeeld 20 onttrekkingspunten zou dit een

areaal van een 100 tot 500 ha betekenen. Maar bij voortdurend pompen, ook in droge zomers, zal de waterstandsverlaging zich aanmerkelijk verder uitstrekken en oppervlakten van honderden ha beïnvloeden. Zou men spaarbekkens tot een oppervlak van 1500 ha construeren of 75 ha per pompput, dan zouden de honderden ha met schaden variërende van nul in natte jaren tot bijvoorbeeld 20 % in droge jaren - en dus een gemiddelde schade van bijvoorbeeld 10 % - moeten worden afgewogen tegen elk jaar op 75 ha een schade van 100 %. Berekeningen zullen kunnen leren wat de juiste verhoudingen zullen zijn en welk systeem het benodigde water met de geringste kosten en landbouwschaden kan leveren. Zou men zich aan een voorspelling willen wagen, dan zou deze zijn dat de verschillen in kosten en schaden niet groot genoeg zullen zijn om de doorslag te kunnen leveren, zodat de beslissing op grond van neven voor- en nadelen zal moeten worden genomen. Deze voor- en nadelen zijn er ongetwijfeld. Als voordelen kan men noemen, dat bekkens van deze omvang een aanzienlijke recreatieve waarde hebben. Verder kunnen deze bekkens de toppen van de afvoergolven van de beekafvoer opvangen, zodat bij beekverbetering het vergroten van het beekprofiel beneden het bekken veel minder ver zal behoeven te gaan. Eveneens van groot belang bij het afwegen van de voor- en nadelen van de toekomstige grote waterhuishoudkundige projecten is het behoud van het natuurschoon. Zowel bij de creatie van nieuwe natuurterreinen als bij de bescherming van bestaande natuurgebieden zullen bij de inrichting van gebieden eisen worden gesteld aan een regeling van de waterhuishouding. Veelal zijn dit eisen die sterk de natte kant uit gaan en niet zo eenvoudig in het overige samenspel van belangen zal zijn in te passen. Wellicht kunnen ze nog het beste worden aangepast aan de spaarbekkens.

Omdat spaarbekkens voor de toekomstige waterbehoefte een zeer grote capaciteit moeten hebben, zal er vrijwel steeds voldoende ruimte beschikbaar zijn om de afvoergolven op te vangen. De gedachte dat de spaarbekkenfunctie niet kan samenvallen met de bergboezemfunctie geldt alleen, indien de beide volumina ongeveer even groot zijn. Dat zal hier echter niet het geval zijn. De hoeveelheid water in een afvoertop is klein tegenover de totale hoeveelheid aan afvoer van de beek waarmede men het spaarbekken zal willen vullen.

De grootte van het spaarbekken zal afhangen van de hoeveelheid water die de beek ter plaatse aanvoert met een zodanige frequentie, dat de kansen op niet gevuld raken van het bekken en de kans op het niet meer kunnen opnemen van het water in een onderling goede relatie tot elkander staan.

### 3.4. ONTTREKKING AAN OPEN WATER

Het ligt voor de hand een waterwinstation in de

nabijheid van een beek te kiezen en de afvoer van de beek of wel na een intensieve zuivering en ontsmetting direct in de leiding te pompen, dan wel dit water te infiltreren en na een passage door de grond te gebruiken. Het voordeel van de tussenschakeling van de infiltratie is, dat de zuivering betrouwbaar is en de watervoorraad in de grond een goede buffer vormt bij tijdelijke lage afvoeren. Het gebruik van het beekwater wordt van dat van het rivierwater onderscheiden, omdat voor een beek men zich gemakkelijker het uitvaardigen van wettelijke maatregelen tegen het vervuilen van het water kan voorstellen dan voor een grote rivier. Voor beken die geheel binnen eigen grenzen liggen kan men alle gewenste voorzorgen treffen. Speciaal de afvalwaterzuivering is daarbij van belang. Voor de grote rivieren - in feite dus de Rijn - lijkt het heel wat minder waarschijnlijk, dat men bindende voorschriften die transport en industrie kunnen hinderen, zal willen geven en rigoreus handhaven. De grote rivier is voor vele gebieden de enige mogelijke vergaarplaats voor toevallig of georganiseerd geloosde afvalstoffen. De waterkwaliteit zal - ook bij de meest stringente zorg - steeds in gevaar verkeren.

Het onttrekken aan open water heeft echter een groot bezwaar en wel de onregelmatigheid van de afvoer van de kleine beken. In fig. 15.2 wordt een

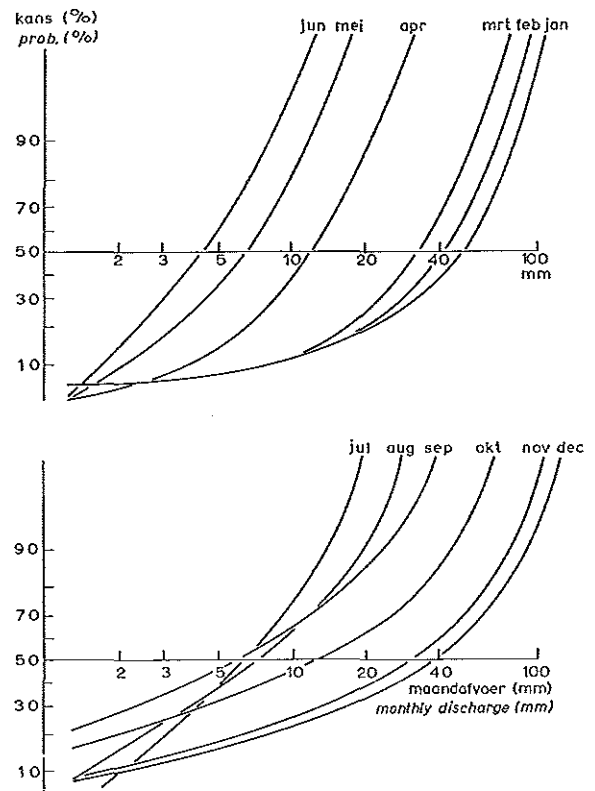


Fig. 15.2. Kansverdeling van de maandelijkse afvoer van de Baakse Beek  
Probability distribution (vertical axis) in per cent of the monthly discharge (horizontal axis) in mm, of the Baakse Beek

beeld van de afvoer gegeven van de Baakse Beek, waaruit blijkt dat een aanzienlijke kans op een vrijwel tot nul dalen van de beekafvoer bestaat. Men zal naast de onttrekking aan de beken dus steeds over andere waterwinmiddelen moeten beschikken. De vraag doet zich daarbij voor of de mogelijkheid van wateronttrekking aan de beek niet zo zeer samenvalt met de mogelijkheid van onttrekken aan de ondergrond, dat een onttrekking aan de beek die alleen toch niet voldoende is, wel recht van bestaan heeft. De onttrekking direct aan de beek zal dan ook vooral afhangen van het gebruik van spaarbekkens of van recirculatie van afvalwater.

### 3.5. HET GEBRUIK VAN GEREINIGD AFVALWATER

Afvalwater kan in een samenhangend watergebruiksplan voor aanvulling van landbouwwater worden gebruikt. Het kan ook als uitgangsmateriaal voor drinkwaterbereiding dienen. Dit laatste lijkt misschien onaantrekkelijk, maar men moet het bezwaar in zijn ware grootte zien. Eeuwenlang hebben de waterput en de zakput op hetzelfde erf gestaan, miljoenen mensen zijn aangesloten op rivierwaterwinningen, die in ons land in hoofdzaak gevoed worden met wat moeilijk anders dan als het verdunde afvalwater van het Ruhrgebied kan worden beschouwd.

Een punt van belang is echter, dat de grote bevolkingskernen meestal langs de grote rivieren liggen en dat in de verre toekomst het afvalwater van driekwart van de bevolking van de Achterhoek vlakbij de rivieren beschikbaar komt. Zou men het water in het binnenland van de Achterhoek winnen, dan lijkt het zeer onwaarschijnlijk dat dit als afvalwater in het kader van een recirculatieproject weer het gebied zal worden ingepompt. Het zal al of niet na reiniging op de rivier worden afgevoerd. Stelt men zich bij onttrekking in het binnenland voor dat driekwart van dit water als afvalwater op de rivieren zal worden afgevoerd, dan zal slechts één kwart voor recirculatie in aanmerking komen. De omvang van het herhaald gebruik zal dus niet groot zijn, temeer omdat het afvalwater dat in de regenrijke tijdvakken vrijkomt niet gebruikt hoeft te worden. Het afvalwater zal alleen van belang zijn voor de droogste tijden.

Wat bij het gebruik van afvalwater van belang zal zijn, is vooral de wijze van bergen van het water dat bij heftige regens uit het riolenstelsel wordt weggespoeld en in zo grote hoeveelheden op de reinigingsinrichting komt, dat men het niet baas kan. Een groot deel van deze afvoergolven zou ongereinigd op de beek komen, tenzij dit in bekkens, tussen riool en reiniging geschakeld, wordt vastgehouden totdat dit water geleidelijk de reinigingsinrichting zal hebben kunnen passeren.

Men kan nu drie punten noemen die de berekening

omtrent de grootte van deze bergboezems bepalen. Zou men als eerste punt een reiniging van 95 % als eis stellen voor al het water dat uit de reiniging afvloeit, dan zou voor elke eenheid ongereinigd water 19 eenheden schoon water beschikbaar moeten zijn. Bevat het riolenstelsel 4 mm afvalwater, dan zal 80 mm regen nodig zijn om door vermenging deze reinheidsgraad te bereiken. Bij kleinere regenbuien zal het gemengde water te vuil zijn. Het bekken zal dus 80 mm maal het oppervlak van het gerioleerde gebied aan m<sup>3</sup> inhoud moeten hebben en zelfs nog iets meer, omdat, wanneer bij te geringe regenval onvoldoende verdunning te verkrijgen is, in de verblijftijd nog verder afvalwater toevloeit. De capaciteit van de bergboezem moet berekend worden via de regenkanssen.

Een tweede punt is, dat de bergboezems een aanmerkelijk reinigend effect hebben wanneer ze als vlakke ondiepe bekkens worden uitgevoerd, zodat de reiniging niet in zijn geheel in de reinigingsinrichting behoeft plaats te vinden. Bij enige voor-reiniging zal het afvalwater sneller de reinigingsinstallatie kunnen passeren. Dit zou een kleinere bergingscapaciteit mogelijk maken.

Als derde punt moet echter genoemd worden dat bij lage temperaturen het water in de boezems sterk kan afkoelen en de reinigingssnelheid zeer klein zal worden. Het afvalwater, voor zoverre het niet direct uit de riolen komt met de 9 à 10° C van de bodemtemperatuur, zal moeilijk te reinigen zijn en ongereinigd op de beek geloosd moeten worden. De recirculatie zal typisch tot de zomer beperkt moeten blijven en dit houdt in dat het direct uit de beek onttrekken van water dus ook tot de periode van goede reinigingsmogelijkheid zal moeten worden beperkt. Maar deze periode zal samenvallen met het tijdvak van kleinere afvoeren, waarin weinig water uit de beek te winnen valt. Ook hier ontmoeten wij dus weer een punt dat ten ongunste van het gebruik van beekwater uitvalt.

### 3.6. WATERWINNING UIT DE RIVIEREN

Hoewel langs de Rijn op vele plaatsen het rivierwater uitgangspunt voor reiniging is, blijft de vraag bestaan of dit water voor de omstandigheden in oostelijk Nederland de aangewezen bron van drinkwater kan zijn. Veel hangt van de omstandigheden af. Is grondwater niet voldoende te verkrijgen, dan kan men al niet veel anders doen dan het rivierwater gebruiken. De voorzorgen tegen de gevolgen van ongelukken als aanvaringen, ontsnappen van giftige stoffen, optreden van nieuwe smaakbedervende stoffen, enz. moeten dan echter zeer intensief zijn en worden daardoor kostbaar.

Tevens dient men aan de transportafstanden van het water te denken, die voor grondwateronttrekking door de vrijere keuze van het onttrekkingspunt kleiner



zijn. Het gebruik van rivierwater zal dus vooral van belang zijn voor de grotere woongebieden langs de rivier, waar echter de moeilijkheden in geval het rivierwater ernstig in kwaliteit wordt geschaad, zeer groot zullen zijn. Men zal naast rivierwaterwinning dus wel andere winningsmogelijkheden achter de hand moeten hebben, zonder daarbij echter aan de hoge kosten voor het betrouwbaar houden van het afgeleverde water te kunnen ontkomen. Hoge winningskosten - als in Duitsland - en smaakbezwaren - als in Nederland - zijn bewijzen voor de moeilijkheden die aan de rivierwaterwinning blijken te kleven.

### 3.7. ONDERLINGE VERGELIJKING VAN WATERWINNINGSMAATREGELEN

Het winnen van water is, zoals hiervoor bleek, op verschillende wijzen mogelijk en de kosten van elke afzonderlijke winningsmethode zullen afwijken van die van de andere. De vraag is nu hoe men zal vaststellen wat het beste samenstel van de verschillende methoden is, die het water met de grootste zekerheid, met de laagste kosten, met de grootste nevenvoordelen en met de geringste schaden aan de landbouw en andere belangen kan leveren op elke willekeurige datum van het jaar. Tot dusverre was er een enkele methode, die een voorsprong had op alle andere, en wel de grondwaterwinning op terreinen met diepe grondwaterstand die landbouwschade uitsloot. Het ogenblik nadert echter, waarop volgens deze manier alle geschikte plekken in gebruik zullen zijn genomen.

Men is niet ver meer van het tijdstip waarop alle methoden door elkaar een kans maken. Elke methode heeft voor- en nadelen, elke methode steunt de andere methoden of hindert ze in hun ongestoorde werking. Wat hierbij vooral van belang is, is de omstandigheid dat voor elke bron van water de kosten per m<sup>3</sup> met de tijd variëren of wanneer ze constant zijn de kosten gedurende een deel van het jaar hoger zijn dan de kosten bij andere methoden.

Voor de meeste waterwinningsmiddelen zal men moeten nagaan wat hun kosten per m<sup>3</sup> zullen zijn bij intermitterend gebruik, waarbij de tijd gedurende het jaar dat de winningsmethode niet wordt gebruikt de waterprijs aanzienlijk zal verhogen.

Het dure water is in droge tijden een welkome aanvulling, maar kan in natte tijden niet concurreren tegen de goedkopere vormen van waterwinning. Het water dat met putten wordt gewonnen is weinig kostbaar, maar kan door landbouwschade in de zomer per m<sup>3</sup> vrij hoge offers van de samenleving vragen. De onttrekking van water aan de grond in natte gebieden heeft voor de landbouw voordelen. Maatregelen tot verbetering van de ontwatering door beekregulering en intensivering van de detail-ontwatering worden minder nodig en minder kostbaar. De afnemende afvoer maakt beekverbetering en beekonder-

houd minder nodig en vermindert de lasten die de landbouw voor deze doeleinden moet opbrengen. Er bestaat, wanneer men het samenspel van effecten zorgvuldig overweegt, een goede mogelijkheid werk met werk te maken. Men mag dus naast kosten en schaden voor de goede watertoedeling ook directe voordelen opvoeren.

### 4. DE LANDBOUW EN DE REGELING VAN DE WATERHUISHOUDING

In de voorgaande bladzijden heeft de nadruk wat sterk gelegen op de invloed, die waterwinning, als nieuwkomer in het samenspel van belanghebbenden bij het water, uitoefent. Al verdient zo'n nieuwe gegadigde voor de toedeling van grote hoeveelheden water alle aandacht, toch zal men niet moeten vergeten, dat de belangen van de landbouw groot zijn en deze zullen de toekomstplannen voor de verbetering van de waterhuishouding dus in belangrijke mate mede bepalen.

Vergeleken met de geschatte omvang van de waterwinning aan het einde van deze eeuw, zal de landbouw nog steeds 5 maal meer water gebruiken dan de waterwinning en zullen de geldelijke belangen van de landbouw bij de waterhuishouding het 20-voudige zijn van die van het civiel en industrieel watergebruik.

De sterke kant van de eisen aan water van de landbouw is, dat ongeacht het grondgebruik steeds een grote hoeveelheid water zal verdampen. De natuur met zijn vermogen tot het begroeien van elk grondoppervlak is tot dusverre niet zo aan banden te leggen, dat de verdamping wordt uitgeschakeld. Dit zou het blijvend weghouden van het plantendeck vorderen. Alle regen die onderweg is van het maaiveld naar de grondwaterspiegel is alleen voor het plantenbestand toegankelijk. De landbouw kan zich er op beroepen dat het water steeds door verdamping in grote hoeveelheden verloren zal gaan en dat het er niet toe doet welke planten die verdamping tot stand doen komen. Verder is het in Nederland nog mogelijk op eigen grond water voor beregening op te pompen. De landbouw kan zich steeds zelf helpen, maar de kunstmatig aangevoerde kubieke meters zijn wel duur.

De zwakke kant van de positie van de landbouw vindt zijn oorzaak in het onvoldoende bekend en geaccepteerd zijn van de eisen die de landbouw aan water moet stellen. Daarnaast ontbreekt het voortdurend in het oog houden van de waterhuishoudkundige toestand die in het landbouwareaal zich in de loop van de tijd voordoet. Door dit gebrek aan betrouwbare grondslagen ontbreekt de basis voor regelingen en overwegingen die de landbouw kunnen beschermen tegen ingrepen in de waterhuishouding die - zelfs wanneer ze ten dienste van de landbouw werden genomen - onder bepaalde omstandigheden niet het gedachte

gunstige of althans onschadelijke gevolg hebben.

#### 4.1. DE GEWASREACTIE

Van belang is, dat de grondslag tot beoordelen van de eisen die het gewas aan de waterhuishouding stelt, wat zwakker is dan men zou wensen. De ter beschikking staande curven houden maar wat grof rekening met de grondsoort en de profielbouw en houden alleen rekening met de gemiddelde regenval en verdamping en met het gemiddelde bedrijfstype en de bedrijfsvoering. Het valt te voorzien dat een ieder, die de belangen van de landbouw wil verdedigen, binnen enkele jaren hiertoe de grondslagen ter beschikking zullen staan. Men zal een in de praktijk passend en met de gevolgen na uitvoering overeenkomend advies kunnen geven, indien men het nodige werk daartoe wil doen.

Om een zodanig advies uit te brengen zijn opnamen van de diepte van het grondwater op veel meer plaatsen dan thans verricht worden, zeer gewenst. Men zou zich kunnen voorstellen, dat de waterschappen zich op veel grotere schaal dan thans met het eens per week waarnemen van grondwaterstandsbuizen op bouw- en grasland en met het vastleggen van de bijbehorende beekpeilen zullen gaan bezighouden. Op deze wijze kunnen voor elk jaar en voor vele plekken de momenten van de landbouwkundig nagestreefde - zowel als de te hoge of te diepe waterstanden - vast worden gelegd. Uit deze gegevens zou men de noodzaak van betere ontwatering of het nut van stellen van stuwen kunnen vaststellen en deze noodzaak na enige jaren kunnen voorspellen, de verbeteringsplannen kunnen uitwerken en de economische doelmatigheid kunnen berekenen. Reeds thans kan men voorspellen in welke richting de toekomstplannen zullen uitvallen, welke uit de betere kennis van de waterhuishouding alsmede uit die omtrent de eisen van de gewassen zullen volgen.

#### 4.2. MAATREGELEN TER VERHOOGING VAN DE BODEMPRODUKTIVITEIT

Het zal blijken dat niet overal de verbouwde gewassen goed zijn aangepast aan de waterhuishouding. Niet steeds zijn de diepst ontwaterde gronden met bos beplant en de natste gronden in gras gelegd. Door een niet aangepast grondgebruik ontstaat een schade aan de landbouwopbrengst, die men had kunnen voorkomen, terwijl kostbare aspecten van een plan om de vochthuishouding aan het gewas aan te passen achterwege zullen kunnen blijven. Van belang is nu, dat gronden meer of minder opdrachtig of door de plant als vochthoudend ervaren kunnen worden bij gelijke ontwateringsdiepte. Anders gezegd kunnen gronden gelijk opdrachtig zijn bij verschillende ontwateringsdiepte. Het profiel bepaalt, welke grondwaterdiepte

men groot en welke men klein moet noemen. Een meer verfijnde kennis van de vochthoudendheid van de grond is thans binnen het bereik van de maker van de verbeteringsprojecten. Deze kennis is van belang voor het bepalen van de meest gewenste ontwateringsdiepte, de schade tengevolge van peilsverhoging of -verlaging of de noodzaak van beregning. Tevens zal deze verfijnde kennis van het profiel aantonen in welke mate de natuurlijke verdamping zich zal laten reduceren door grondwaterstandsverlagingen zonder dat dit op de opbrengst van invloed is, indien de plannen ook met waterwinning rekening moeten houden.

#### 4.3. MAATREGELEN TER VERBETERING VAN DE AFVOER

Een tweede onderwerp van zinvoller regeling en terugdringen van de kosten van plannen is gelegen in de betere beheersing van de afvoer. Gewoonlijk worden de perceelssloten niet geschouwd en soms goed, soms matig onderhouden. Als gevolg van onvoldoende onderhoud staat in de winter in grote gebieden het grondwater hoog. Er kan slechts een kleiner deel van een regenbui tijdelijk in de grond worden geborgen. Een groter deel zal daardoor direct op de beek afstromen. Een intensievere en vooral diepere ontwatering zal via de invloed van het bergend vermogen de hoogte van de topafvoeren verminderen en daarmee of wel de noodzaak van beekverbetering verkleinen dan wel een mindere frequentie van het onderhoud toelaten en daardoor een goedkopere uitvoering en eenvoudiger onderhoud mogelijk maken. Een betere winterontwatering in het gehele gebied door beter onderhoud van perceelssloten, zal de gronden minder koud en laat maken en ook door betere opbrengsten een deel van de kosten terugverdienen die door de minder hoge uitgaven voor verbetering van het hoofdwatgangenstelsel reeds gunstiger zullen uitvallen.

#### 4.4. WATERHUISHOUDING EN BEDRIJFSVOERING

De inzichten van de invloed van de waterhuishouding op de opbrengst van het gewas zijn zo ver voortgeschreden, dat men de zo gevonden effecten kon gaan vergelijken met de effecten die op het bedrijfsinkomen in zijn totaliteit worden waargenomen. Dit heeft aanleiding gegeven tot de opvatting dat de hinder die men bij hoge grondwaterstanden in de bedrijfsvoering ondervindt, wel eens van meer belang zou kunnen blijken te zijn dan de schade die de opbrengst wordt aangedaan.

Nu is het ongetwijfeld juist, dat deze moeilijkheden in de bedrijfsvoering aanzienlijk kunnen zijn, maar daar staat tegenover, dat naarmate de moeilijkheden ernstiger zijn, ze minder vaak zullen optreden. Zou

men als maatstaf voor de betekenis van de bedrijfs-schade het produkt van het geldelijk nadeel en de veelvuldigheid van voorkomen nemen, dan zal blijken dat de wat vaker voorkomende matige schaden de meeste aandacht verdienen.

Nu is de moeilijkheid bij de studie van de bedrijfs-schaden, dat men deze alleen in de praktijk zelf, dus bij heftige regenval, bij hoge grondwaterstanden of bij werkelijk optredende overstromingen kan bestuderen. Omdat deze toestanden zelden voorkomen, moet men eigenlijk voortdurend klaarstaan om het onderzoek naar deze bedrijfsschaden aan te pakken. Zodra de wateroverlast zich voordoet, en bedenkende dat de heftigste regenbuien vaak maar een klein oppervlak beslaan, moet het verzamelen van gegevens beginnen. Men moet reeds van tevoren een dichter net van regenmeters en grondwaterstandsbuizen hebben aangelegd, die de grenzen van, en de omstandigheden in het wateroverlastgebied voldoende nauwkeurig kunnen aangeven.

Het laat zich voorzien, dat het gewenste diepere inzicht in de bedrijfsschade nog wel even op zich zal laten wachten gezien deze moeilijkheden. Daarnaast moet wel bedacht worden, dat onderzoek naar een enkel verschijnsel binnen het totaal van schaden vaak weinig gelegenheid laat om de grote regeneratieve kracht van een bedrijfsvoering goed in de beschouwing te betrekken. Soms treft men op een bepaald tijdstip verschijnselen aan die men als zeer schadelijk aanmerkt, terwijl enkele maanden later een deel van de voorspelde schade zich niet blijkt te hebben gerealiseerd. De gewassen en de bedrijfsvoering zijn dan blijkbaar in staat geweest de achterstand in te halen en de schade te compenseren.

Wanneer dit herstel niet mogelijk is, bijvoorbeeld aan het einde van het groeiseizoen wanneer er geen tijd voor is, kan men dan ook de ernstigste schaden verwachten, zoals schot in de granen of het niet meer kunnen rooien van aardappelen. Daarbij is het nog niet voor de regenperiode beëindigen van deze werkzaamheden of het niet meer gereedkomen de oorzaak van grote verschillen in schade bij gelijke tekortkomingen in de waterafvoer. Ook deze laatstgenoemde omstandigheid - dus het niet bestaan van een direct verband tussen afvoercapaciteit en schade - mag duidelijk maken hoe men, ook ten aanzien van de bedrijfsvoering, moet klaarstaan om het onderzoek en de enquêtes direct aan te laten vangen wanneer de wateroverlast geconstateerd wordt. Op het punt van de bedrijfsschade is nog veel onbekend, wat soms aanleiding is, deze bron van schade al dan niet als zeer ernstig te beschouwen. Een evenwichtig oordeel kan bereiken dat aan de schade de juiste hoeveelheid geld wordt besteed.

#### 4.5. MAATREGELLEN TOT AANVOER VAN WATER

Tenslotte kan men zich afvragen of de landbouw nog voordelen zal kunnen hebben van wateraanvoer. Wanneer men ziet, hoe gering de verdroging in het gebied van studie in het algemeen is, en hoe regenrijk de jaren in de laatste tijd zijn, dan kan men zich minder goed voorstellen dat de kunstmatige beregening in de toekomst een grote omvang zal aannemen. Dat de landbouwkundige voordelen alleen voldoende zullen zijn om water van verre aan te voeren, lijkt dan ook niet voor de hand te liggen. De positie verandert echter geheel, indien ook voor de waterwinning een wateraanvoer van buiten het gebied en een kunstmatige infiltratie in de onttrekkingsgebieden wenselijk zou zijn. Men zou daartoe door samenwerking en door een doelmatige kostenverdeling er naar moeten streven, het wateraanvoersysteem voor beide partijen nuttiger en voordeliger te maken dan voor elk vakgebied afzonderlijk uitvoerbaar zou zijn. Het is voldoende bekend, dat voor werkelijk droge jaren de grondslag reeds in de droge voorafgaande winter wordt gelegd, waardoor dan de voorjaarswaterstand reeds laag is. Voor een dergelijke verhoging van de grondwaterstand zal in het algemeen het water in droge winters door het tegenhouden van elke afvoer, nog wel beschikbaar zijn. Het opvullen van het watertekort in het profiel in de winter is een maatregel die aan de droogte in de zomer reeds een belangrijk deel van zijn scherpte zal ontnemen.

Voor een toekomstplan van waterbeheersing zullen - zolang de omstandigheden niet wezenlijk veranderen - de wensen van de landbouw alleen zich wel beperken tot een intensivering en doelmatiger maken van de afvoer en zal de wateraanvoer maar beperkte eisen stellen. Bij een verweven van de belangen van landbouw en waterwinning echter zullen interessante nieuwe mogelijkheden ontstaan. Beide vakgebieden zullen er goed aan doen niet na te laten aan de belangen van het samengaan de grootste aandacht te schenken.

#### 5. HET DEFINITIEVE SAMENSTEL VAN MAATREGELLEN

Uit het voorgaande zal duidelijk zijn geworden dat men geen goed plan krijgt op grond van een beoordeling van de waterwinningsmogelijkheden alleen. Men zal zich moeten afvragen welke omstandigheden van waterhuishoudkundige aard de landbouw zal stellen of nog redelijkerwijze kan tolereren. Dit zullen vooral in de winter drogere omstandigheden zijn dan thans optreden. Zou waterwinning deze wat drogere toestanden doen ontstaan, dan zal daardoor een groter bergend vermogen en daarmee samenhangende lagere topafvoer van de beken samengaan. Een goed

ontwerp van waterwinning zal bij beekverbetering kostenbesparend werken.

Men zal evenmin een bruikbaar plan krijgen, wanneer men alleen de landbouweisen en beekafvoeren als maatstaf neemt. De huidige opzet van zulke waterbeheersingsplannen loopt gevaar, binnen enkele jaren te verouderen en overmatig te worden als gevolg van de te verwachten snel toenemende waterwinning.

Het ontwerp zal zich nu moeten richten op een plan, waarin rekening wordt gehouden met de eigenaardigheden van de landbouw ten opzichte van de grondwaterdiepte. Daarnaast moeten de noden van de waterwinning richtlijnen geven voor de plaats waar de wateronttrekkingspunten het beste kunnen worden gekozen en voor de capaciteit die deze pompputten gegeven kan worden.

Deze doelstellingen zullen dan een grondslag vormen voor de verbeteringen aan de afvoercapaciteit van de beken en voor de infiltratiemaatregelen waarmee de beekafvoeren tot opvullen van de rondom de putten optredende waterstandsverlagingen kunnen worden gebruikt. Tenslotte zullen in dit systeem de wateraanvoerkanalen moeten worden ingepast, die zowel de landbouw als de waterwinningswerken van water zullen moeten kunnen voorzien.

Als eigenaardigheden van de landbouw kunnen genoemd worden het verschil in reactie van culturen als grasland tegenover de rogge-aardappelverbouw op de ontwateringsdiepte. Hiermede kan een aanpassing aan ongelijkheid in de vochttoestanden worden verkregen, die - mits goed overwogen - het landbouwbedrijf geen schade doet. Een verder punt is, dat de waterhuishouding in winter en het zeer vroege voorjaar voor de landbouw veel minder betekenis heeft dan in de zomer. De maatregelen tegen wateroverlast en droogte zijn het meest rendabel in de groeiperiode, terwijl ook wateroverlast tijdens de oogst zeer schadelijk kan zijn. In de winter is de landbouw voor wateroverlast of watertekort zeer ongevoelig. Voor de waterwinning zal van belang zijn de capaciteit van de putten zo groot te maken als de landbouwschade toelaat. Verder zullen de gebieden met optimale onttrekkingsmogelijkheden tegen bewoning en verontreiniging reeds thans beschermd moeten worden. Dit brengt met zich, dat deze gebieden zo omgrensd moeten worden dat het te beschermen areaal een aanvaardbaar, niet te groot deel van het totale gebied inneemt en als een zo veel mogelijk aaneengesloten, de lijnen van gelijke grondwaterdiepte volgend areaal wordt begrensd. Dit zal de aanvoer van water van buiten het gebied zowel als het van boven komende beekwater via een kanaal, bekkens en infiltratiesloten vereenvoudigen. Ook dit systeem van aanvoer, infiltratie en spaarbekkens, zal reeds thans moeten worden ontworpen, zodat het via beschermende maatregelen ook in de toekomst realiseerbaar zal blijven.

De geografische indicaties van dit systeem worden

nu vooral geleverd door de hoogte van de  $kD$ -waarde en het inzicht in de plaats van optreden van kwel tezamen met de plaats van de lijnen van gelijke grondwaterstand boven een nulpeil. Het in dit onderzoek naar voren gekomen inzicht in de betekenis van de kwel mag nog enige extra aandacht worden gegeven.

## 6. DE BETEKENIS VAN DE KWEL

In hellende gebieden vindt een deel van de waterafvoer plaats door de diepere ondergrond, om tenslotte af te vloeien op de grote rivieren. Het blijkt echter dat het transportvermogen van de grond niet overal even groot is, zodat plekken met kleine transportcapaciteit volgen op gebieden met grote capaciteit of andersom. Neemt de transportcapaciteit toe, dan zal regenwater infiltreren. De daardoor afnemende afvoer van de open leidingen zal blijken uit een gering aantal sloten. Neemt de transportcapaciteit af, dan zal water uit de grond uit treden in de open waterlopen. Het optreden van kwel zal zich uiten in een ontwateringsstelsel van grotere capaciteit. Het is in deze kwelgebieden, dat een aanzienlijk grotere hoeveelheid water ter beschikking staat. Zo is de gemiddelde jaarafvoer van regenwater van de orde van 0,8 mm per etm, terwijl in de Achterhoek kwelgebieden met 1,5 mm per etm aan kwelwater voorkomen.

Van deze gebieden, de beken die als voeding gebruikt kunnen worden en de lijnen van gelijke grondwaterstand die het tracé van eventuele voedingskanalen aangeven, geeft fig. 15.3 een indruk. Ter vereenvoudiging - een gedetailleerder figuur geven ERNST, DE RIDDER en DE VRIES - is van kwel en infiltratie slechts de grens gegeven, waarbinnen meer dan 0,5 mm per etm opstijgt of indringt. De kaart moet worden opgevat als een principe-schema en is niet bedoeld als een eerste aanwijzing voor werkelijke uitvoering van werken. De daartoe benodigde omvangrijke berekeningen zouden nog uitgevoerd moeten worden.

Het doel van de kaart is, aan te tonen dat in de Achterhoek de kwel naast de  $kD$ -waarde een verdere waardevolle richtlijn voor het ontwerp van een gecombineerde ontwaterings-, afvoer- en waterwinningsplan blijkt te leveren. In dit gebied snijden de beken het kwelgebied en maken infiltratie met beekwater uit de bovenloop goed mogelijk. De hoofdkwelzone ligt vrij dicht bij de monding van de beek, terwijl de beekafvoer uit het bovenliggend stroomgebied groot is. Het oostelijke kwelgebied is minder waardevol, zowel wegens de geringe grootte van het bovenstrooms gebied als wel de geringe waarde daar ter plaatse van de  $kD$ -waarde. Ook in dit opzicht is de westelijke kwelzone gunstig. Tenslotte is een gunstige omstandigheid dat de kwelzone zich zo nauw aanpast aan de grondwaterstandslijnen van 12 en 14 m boven N.A.P.

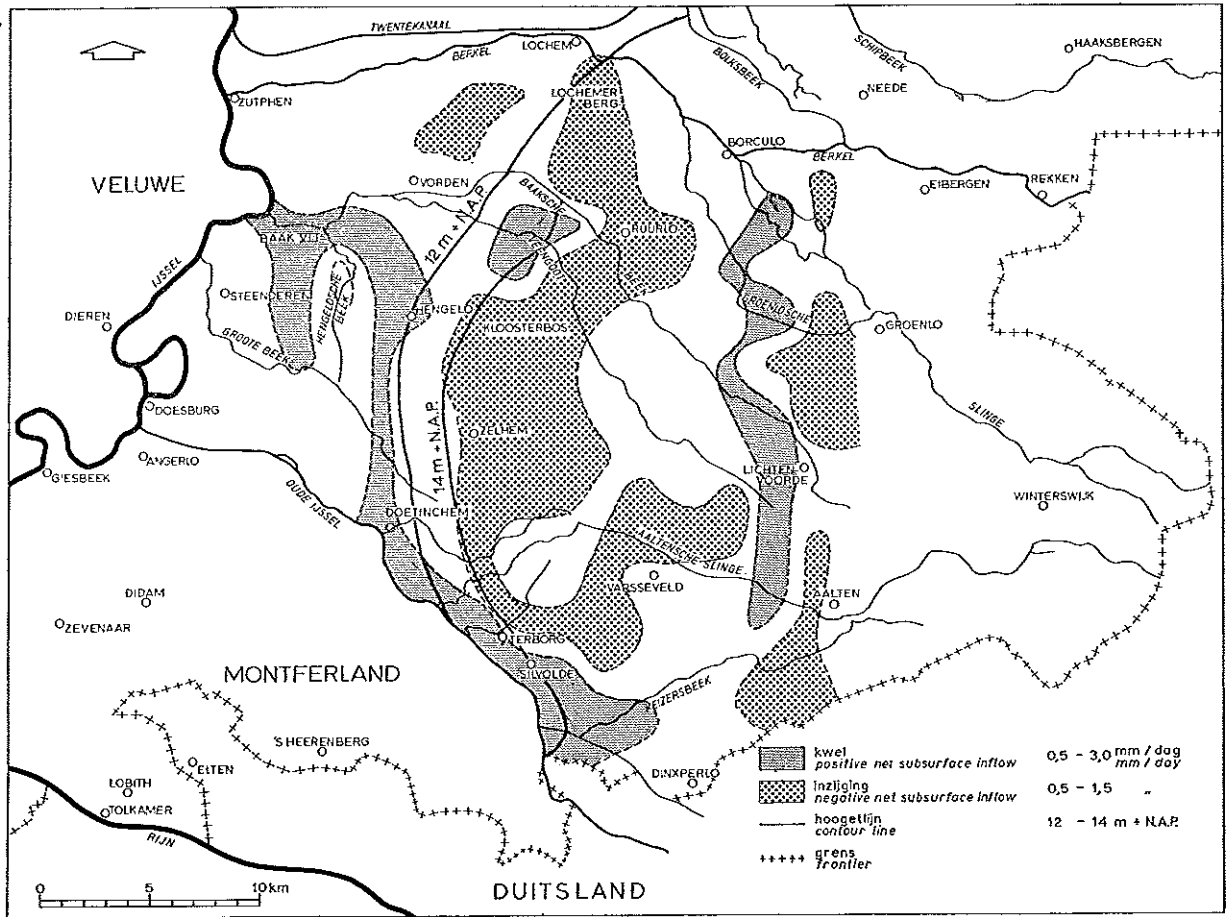


Fig. 15.3. Kaart van de Achterhoek met gebieden van inzijging en kwel, de loop van de beken en de hoogtelijnen die het mogelijke tracé van kanalen aangeven, die het beekwater over de onttrekkingspunten distribueren  
 Map of the Achterhoek region, indicating the position of the areas with negative - between 0.5 and 1.5 mm/24 h - or positive net subsurface inflow - between 0.5 and 3.0 mm/24 h -, the location of the rivulets and the contour lines indicating the possible situation of canals for distribution of the riverwater over the points of extraction in the seepage area

Ook de wateraanvoer zal in dit opzicht geen overwegende moeilijkheden van kanaaltracering met zich brengen. Of deze gunstige combinatie van geografische en topografische eigenschappen gebruikelijk is, dan wel zelden voorkomt zal moeten blijken uit het onderzoek aan andere, bij voorkeur grote gebieden. Voor de Achterhoek is de gunstige situatie in ieder geval een feit dat bij de ontwikkeling van de waterhuishouding met goed gevolg gebruikt zal kunnen worden.

## 7. DE TAAK VAN DE COMMISSIE ZOETWATERBEHOEFTE

De taak van de Commissie was bij haar oprichting sterk gericht op de waterbehoefte van de landbouw en de toewijzing van een deel van het Rijnwater aan de waterbehoefte gronden in de provincie. De betekenis van dit onderwerp hangt af van de regenrijkheid van de opeenvolgende jaren en de prijzen van de

landbouwprodukten. Geen van beide was de laatste jaren zodanig, dat een grote waterbehoefte te voorspellen viel. Nieuwe economische verhoudingen in samenhang met inter-Europese samenwerking kunnen tot andere oplossingen van waterhuishoudkundige problemen dwingen, evenals regenarmere jaren die volgens de kansberekening te verwachten zijn. In de Achterhoek wordt in 10 % van de tijd een regensom over 10 jaar van 8000 mm of gemiddeld 800 mm per jaar overschreden en met eenzelfde kans wordt een regensom van 6800 mm niet bereikt. Een gemiddelde regenval over 10 jaar van 680 mm per jaar beschrijft een klimaat, waarbij verdroging van gewassen veelvuldiger zal optreden dan in het afgelopen decennium. Het onderzoek naar de waterbehoefte van de landbouw blijft ook in verband met deze te verwachten drogere decennia van belang. Maar het gaat geleidelijk een onderdeel uitmaken van een groter geheel, waarin de waterwinning een vermoedelijk steeds belangrijker plaats in de waterhuishouding gaat innemen. Het onderzoek zal steeds meer deze waterwinnings-

aspecten in zijn beschouwingen moeten betrekken. Waterbalansen, waterafvoer en beekreguleringsvragen blijven van belang, maar spaarbekkens, kwelonderzoek, afvalwaterproblemen en wateronttrekking komen erbij. Het zal van belang blijven, aandacht te geven aan de invloed van de waterhuishouding op opbrengst en bedrijfsvoering. Daarnaast zullen geohydrologische verkenningen belangrijker worden terwijl beekafvoerproblemen in betekenis wat zullen achterblijven. Verder zal de schaal waarop het onderzoek wordt verricht moeten toenemen. Eerst bij gebieden van omstreeks enkele tienduizenden ha mag men verwachten dat alle waterbeheersingsmogelijkheden, die elkaar nog kunnen beïnvloeden, aanwezig

zullen zijn. In een te klein gebied zullen de mogelijkheden, die voor het gunstigste ontwerp moeten worden gecombineerd, niet meer binnen de gebiedsgrens worden aangetroffen. Vragen van toekomstplanning zullen de basis moeten worden van vragen van huidig beleid, plannen voor de naaste toekomst zullen getoetst moeten worden aan ontwikkelingen op lange termijn. Een belangrijk arbeidsterrein opent zich, dat zich nauw aansluit aan het veld van onderzoek dat de Commissie in voorafgaande jaren reeds heeft ontsloten. Dit meest doelmatige onderzoek zal zich uit het huidige steeds verder moeten ontwikkelen in de richting die de visie op de maatschappij van de toekomst thans als meest waarschijnlijk aanwijst.



## SUMMARIES OF ALL SUB-REPORTS

# Hydrologic research in the Leerinkbeek area (Netherlands)

### INTRODUCTION

Within the scope of a reevaluation of the water management in the Province of Gelderland a detailed hydrologic study is being carried out in the basin of the small river Leerinkbeek, as it is fairly representative for the sandy areas in the eastern part of the Province. The research is done by a committee of scientists from the Provincial Water Board of Gelderland, the Institute for Land and Water Management Research, the Government Service for Water Management Works, the Institute for Biological and Chemical Research on Field Crops and Herbage, the Research and Advising Institute for Field Crop and Grassland Husbandry, the Soil Survey Institute, the Government Service for Land and Water Use, the Royal Netherlands Meteorologic Institute, the Netherlands Geologic Survey, the Department of Irrigation and Civil Engineering of the Agricultural University and the Soil Fertility Institute.

The present report gives information on the collecting, processing and initial analysis of the basic data and a survey of the present situation, by means of various sub-reports. A second report dealing with the relationship of all the aspects related with the water management, will try to give an evaluation of the present situation and recommendations for improving it.

The hydrographic situation of the eastern part of the province is described in sub-report 1, and a general description of the Leerinkbeek area has been given in sub-report 2. In this report the hydrometeorological network is discussed and the measurements carried out have been summarized. The hydrogeological conditions of the basin are discussed in sub-report 3 and a soil survey in sub-report 4. The rainfall measurements and a detailed study of rainfall distribution are given in sub-report 5 while in sub-report 6 the measurements of streamflow by artificial structures are discussed. The runoff and the total-flow hydrographs of the various basins have been considered in sub-report 7. In sub-report 8 the aspects of the water table fluctuations and the variations in soil moisture content have been examined and the mean basin values of groundwater depth and soil moisture content are calculated.

The main object of the study was the estimation of the water deficit of agricultural crops by means of the actual and potential evapotranspiration. To this end various

computing techniques have been applied, e.g. an evaluation of data of groundwater observation wells in relation to meteorological data (sub-report 9), a dynamic digital simulation technique (sub-report 10) and the water budget method (sub-report 11). In sub-report 12, after testing the basic variables for reliability and systematic deviations, the frequency distributions of moisture deficits and the difference between potential and actual evapotranspiration are given.

In sub-reports 13 and 14 the benefits of a better water management have been considered. Finally in sub-report 15 the various means to improve the water management are discussed and some remarks are made on a possible future course of the committees research.

### SUB-REPORT 1

#### THE HYDROGRAPHIC SITUATION IN THE ACHTERHOEK

T. BLOK

The Achterhoek is the part of the Province of Gelderland, situated east of the main rivers Rhine and IJssel with an area of about 145.000 ha (1 ha = 2.47 acre) (annex 1). The excess water in this area is discharged to the mentioned rivers by a number of small rivers and brooks, as the Berkel, the Baakse Beek, the Grote Beek, the Oude IJssel and the Oude Rijn. The Berkel, the Oude IJssel and the Oude Rijn also convey the surplus water of an area of 135.000 ha in the adjacent West-German territory. The total catchment area of the water courses in the Achterhoek amounts therefore to about 280.000 ha.

The western part of the Achterhoek along the rivers Rhine and IJssel lies below their highest water level. Up to 1946 the discharge of the brooks was impeded during high river levels and then the lower part of the Achterhoek was partly and temporarily flooded. The two spillways in the river dikes, south of Zutphen (Baakse Overlaat) and near Lobith (Spijkse Overlaat), came regularly into operation and then much larger areas were inundated. At that time only four pumping plants, of which three small ones were discharging surplus water from the lower region. An insufficient capacity of the brooks in the higher part of the Achterhoek caused smaller inundations.

Since 1946 works were carried out to improve the hydrologic situation in the Achterhoek (annex 2). For the drainage of the western part seven pumping plants were built. Four canals (with dikes) were dug to convey the water from the higher part of the Achterhoek to the river IJssel. The two mentioned spillways were closed off and the height of the dike between Doesburg and the Twente kanaal was raised. In addition many water courses were reconstructed by the drainage district authorities. The improvement of the Oude IJssel (catchment area: 120.000 ha) has been finished, while the reconstruction of the Berkel (catchment area: 75.000 ha) will be completed in 1970. In this river a storage basin was created upstream of Eibergen to reduce high floods. Other improvements were, or will be made in connection with a number of land consolidation schemes (annex 3). A revision of the division of the Achterhoek into drainage districts was executed in accordance with the mentioned works (annexes 1 and 2). However, still much remains to be done to ensure a good water control in the region. This is evident from annex 4 where the floods are registered, which occurred in the December months of 1960 and of 1965. During these months the rainfall was twice to three times normal. As a result of the works carried out since 1965, the situation is already improved and it is expected that after the execution of all planned projects no more floods will occur.

Since 1950 data about discharges have been gathered daily of most of the brooks and of some pumping plants in the Achterhoek. The discharges of six measuring points (fig. 1.1 and table 1.1) and of the pumping plant Baakse Beek (annex 2) have been analyzed for the period 1956 through 1965. In connection with various problems as the improvement of the brooks, the discharge of waste water, the water supply for agricultural use and the withdrawal of groundwater for drinking water and for industrial use, the frequency of exceedance of the daily discharges was determined. The discharges over longer periods (months, summer, winter, year) were also calculated.

The frequency of exceedance of the daily discharges was plotted on half logarithmic paper (fig. 1.2) giving a straight line. By linear extrapolation it then was possible to approximate the frequency of discharges higher than those that have been measured. In table 1.2 the daily discharges which will be equaled or exceeded with a frequency of



once in 1, 10 or 100 years ( $Q_1$ ,  $Q_{10}$  and  $Q_{100}$ ) have been given. In addition to the discharges over years ( $Q_1$ -year,  $Q_{10}$ -year and  $Q_{100}$ -year), those over the summer periods ( $Q$ -summer) have also been listed. As appears from table 1.3 the ratio of  $Q_{100}$ -year and  $Q_1$ -year and of  $Q_{100}$ -summer and  $Q_1$ -summer is almost constant (about 2) at the several measuring points. The ratio of  $Q_{100}$ -summer and  $Q_{100}$ -winter varies strongly (from 0.44 to 0.65) but the data on the summer discharges of the Groenlose Slings are probably too high. This to be attributed to the strongly deviating summer discharges (see also table 1.7). This deviation mainly to be ascribed to the manner in which the discharges have been determined, namely with the aid of rating curves. The influence of weed growth can then give considerable errors, when calculating these discharges (see sub-report 6). It is possible to eliminate the influence of weed growth on discharge data by measuring discharges with calibrated weirs or other structures.

For the frequency of occurrence of the low discharges, for the discharge of waste water for example, see table 1.4.

Besides the frequency of daily discharges also the frequency of the peak flows has been determined (fig. 1.2 and table 1.5). The frequency of the peak flows gives a better insight into the general flow conditions than daily discharges can give. When both frequency curves are available, it is possible to calculate for the peaks the mean duration of exceedance (table 1.5). Table 1.6 shows that the ratio of  $Q_{100}$  and  $Q_1$ , ranges from 2.1 to 2.35.

Fig. 1.3 is a diagram of the monthly runoff of the Aaltense Slings over the period 1956 through 1965.

In table 1.7 the mean yearly winter and summer runoff at the measuring sites have been listed. As already mentioned the data on the yearly runoff of the Groenlose Slings are probably too high. The yearly runoff of the Oude IJssel has to be increased with 20 to 30 mm as a result of losses by locking and negative subsurface inflow, as this river is used as a waterway and the water level over the last 5 to 6 kilometers is kept above soil surface.

From table 1.7 can be derived, that the mean yearly runoff in the Achterhoek is about 340 mm. The average precipitation in this area is 790 mm per year taking the region as a closed basin the evaporation would amount to about 450 mm per year. As already shown in fig. 1.3 the runoff varies strongly from year to year (see also table 1.8). This is caused by the irregular rainfall distribution (fig. 1.4). Fig. 1.3 also gives the highest and lowest daily discharges per month. At all measuring sites the highest daily discharge occurred in December of 1960, in which month at station Winterswijk a two-day rainfall of 90 mm was measured. The resulting discharges were twice the other highest monthly discharges in the period

1956 through 1965.

To examine if the flow conditions over the period 1956 through 1965 were representative for a longer period, the frequencies of the daily precipitation rates at Winterswijk during these years were compared with those over the period 1880 through 1965. As appears from fig. 1.5 the frequency curves show only a small difference.

In tables 1.9 and 1.10 and in fig. 1.6 data have been given on the number of pumping days and on the frequencies of the daily discharges of the pumping plant Baakse Beek.

Finally in table 1.11 a comparison is given of the design discharge rates for the reconstruction works with the actual rates over the period 1956 through 1965. It should be mentioned, that according the specifications  $Q_1$  could be discharged with a free board of 0.50 to 0.60 m and that  $Q_{100}$  could be conveyed with the water level at soil surface. As can be seen the design and the actual discharge rates correspond fairly well.

## SUB-REPORT 2

### DESCRIPTION OF THE LEERINKBEEK AREA, THE HYDROMETEOROLOGICAL NETWORK AND THE RESEARCH PLAN

H. J. COLENBRANDER

Within the scope of the water management research in the Province of Gelderland a detailed hydrological study has been carried out in the river basin of the Leerinkbeek. This area is fairly representative for the sandy region in the eastern part of the province. The main object of the present study is to determine the need of water supply for agriculture by calculating the actual and potential evapotranspiration. This was achieved by applying various calculation techniques e.g. the water balance method, a dynamic digital simulation technique and the elaboration of data of groundwater observation wells in relation to some meteorological data. In addition to this economic benefits which may be expected from supplemental irrigation have been considered.

It is evident that from the beginning the water management should be considered in its entirety. Therefore other hydrological aspects have been taken into account, such as the effect of the extraction of groundwater for drinking water supply. A study of the rainfall-runoff relationship has been made, especially in connection with the storage capacity of the soil and some other characteristics of the catchment area.

The Leerinkbeek basin covers an area of 5200 ha and forms a part of the catchment area of the river Berkel. Near Borculo the

Leerinkbeek area discharges into the Berkel. Normally free flow conditions occur but when the river Berkel is in spate backwater effects hamper drainage and frequently the downstream part of the Leerinkbeek catchment is flooded. Also in other parts of the basin the drainage conditions are bad and during wet periods the groundwater tables are too high. The poor drainage conditions exist already for many years, as is demonstrated on the maps given in fig. 2.1 and annex 5. From these maps it becomes clear that in former years the rainfall excess was stored temporarily in depressions. Annex 5 illustrates that in 1880 especially in the upstream part of the basin only a small portion was under cultivation. After 1900, however, land reclamation works have made a great progress (annex 6) and the land use map of 1964 (annex 7) shows only a small area (5 %) of waste land and forest. The largest part of the cultivated land is used as grassland (65 %) and the area under arable crops amounts to 30 % of the total. As a consequence of the land reclamation works the storage capacity in depressions was decreasing and the peak discharge increasing. This caused great inconvenience in the downstream part of the basin and it was therefore that various drainage improvement works were carried out. During the period of the present investigations, however, no considerable changes of the drainage system have taken place.

The elevation of the slightly undulating Leerinkbeek area varies from 15 m to 34 m above mean sea level (M.S.L.), with a mean of 21.30 m above M.S.L. as shown on the hypsometric curve (fig. 2.2). The upper part of the basin has relatively steep slopes (average 5 ‰), the lower part is gently sloping (average 2 ‰). The contour map (annex 8) shows the differences in elevation and slope, as does the longitudinal section of the Leerinkbeek (fig. 2.3).

The soil profile in the basin consists for the major part of a pleistocene sandy layer overlying impermeable tertiary clay. The main soils are humus podzol soils, limeless sandy earth soils and black plaggen soils, while small patches of alluvial soils occur (annex 12). In the upstream part of the basin the aquifer is very thin (2 to 6 m) whereas in the downstream part the thickness of this layer amounts to 20 to 40 m (fig. 2.4 and annex 10).

In accordance with these conditions the transmissivity in the upstream part of the basin is much lower than in the downstream part (annex 11). The depth of the groundwater table strongly depends on the relative elevation of the land surface. In parts of the area groundwater depth varies between soil surface in winter and 1 m minus soil surface in summer. In the other parts it varies from 0.30 m in winter to 2 m in summer (annex 13 and 14). In a few parts the lowest groundwater tables are in the range of 2.50 to 4.50 m minus soil surface. In accordance

with the geohydrological conditions the storage capacity of the soil is smaller in the upstream part of the basin than in the downstream part. These differences together with the difference in slope of the land surface will notably influence the hydrological processes in this region.

Finally it should be mentioned that in the central part of the basin yearly  $1.5 \times 10^6 \text{ m}^3$  of groundwater is extracted for drinking water supply. To obtain areas of a sufficiently homogeneous character the Leerinkbeek area has been divided into five sub-basins. Three of these sub-basins have been split up again. In each of the sub-basins detailed discharge, precipitation, groundwater table and soil moisture measurements have been carried out. The hydrometeorological network is presented in annex 9 and detailed information on the period of observation, frequency of observation, type of measuring equipment etc. is given in table 2.1.

### SUB-REPORT 3

#### HYDROGEOLOGY OF THE LEERINKBEEK CATCHMENT AREA

N. A. DE RIDDER

As a basis for analyzing the groundwater flow within the Leerinkbeek area all available geological and hydrological information was used. In addition 21 deep exploration borings and 35 shallow bore holes were made to obtain a better knowledge of the subsurface geological conditions (for location of the borings see fig. 3.1). Two landscapes can be distinguished: the Tertiary plateau in the eastern part of the area, and the Pleistocene basin in the western part, the boundary being formed by the meridian of Groenlo.

The Oligocene is represented by a marine heavy clay. On the Tertiary plateau this clay is found at shallow depth but it dips towards the west and in the Pleistocene basin it lies at great depth. The Oligocene clay is covered by marine, glauconite-bearing fine sandy clay and heavy clay of Middle Miocene age. The Miocene surface is dipping from east to west (25 m above to 30 m below sea level) but it has been heavily eroded by rivers and melt water from the ice sheets. This erosion is probably also the cause that hardly any Pliocene, Old Pleistocene and Middle Pleistocene sediments are found in the area. The only Middle Pleistocene sediments present, belong to the Sterksel-Enschede formation of which the occurrence is restricted to the Tertiary plateau. It consists of coarse, gravel-bearing sands from the Rhine and eastern rivers. It may have covered the entire area but in a later stage the Rhine eroded it away within the Pleistocene basin, thus leaving a terrace on the Tertiary plateau.

Prior to the covering of the area by ice

sheets the Rhine deposited the Urk-Vianen formation in some of the deep erosion channels. It consists of very coarse sand, rich in gravel, and with a characteristic mineralogical composition (fig. 3.2).

During the Saalian Ice age the initial drainage pattern was entirely disturbed by the advancing ice, and deep melt water channels were formed. In a later stage these channels were filled and overflowed by coarse melt water deposits (fluvioglacial deposits). During the next interglacial, fine clayey sands and clay were laid down by small rivers in local depressions. These Eemian deposits are chiefly found in the western part of the basin. During the last glacial period the ice did not reach the Netherlands and the Rhine deposited the Kreftenheye formation. This formation, which is not found on the Tertiary plateau, consists of coarse, gravel-bearing sands which fill the basin. During the Late Glacial the Rhine had vanished from this region and the Twente formation was deposited. This formation is made up of wind-blown sands and loamy sands, deposited in low ridges.

For lithological reasons the Miocene may be considered as the impervious basis layer. Structure lines of this Miocene surface are shown in fig. 3.4. From a hydrogeological viewpoint, the Sterksel-Enschede formation, the Urk-Vianen formation, the fluvioglacial deposits and the Kreftenheye formation may be considered as water-bearing layers. Since continuous clay beds are absent these formations are interconnected, thus forming a water table aquifer. The total thickness of this aquifer varies from 0 to more than 40 m in some deep glacial channels (annex 10).

The transmissivity of the aquifer was estimated from the driller's logs, assigning a  $k$ -factor to the described materials. As a check a pumping test was performed near Haarlo, at well site M 74, located in the Pleistocene basin, and at four sites on the Tertiary plateau, near the wells M 56 and M 57. The geological section of the well pumped at test site M 74 and of the observation wells is shown in fig. 3.5. The time-drawdown curves are given in fig. 3.6. De Glee's steady state formula for leaky aquifers was applied to calculate the transmissivity as well as the leakage coefficient of the dividing clay bed (fig. 3.7). A transmissivity map of the entire area is presented in annex 11, showing very low values on the Tertiary plateau and high values (1000 to 2000  $\text{m}^2/24 \text{ h}$ ) in the basin.

The Dutch term 'kwel' designates the net subsurface inflow per unit of time and per unit of horizontal area. When the subsurface inflow of water is larger than the subsurface outflow, we speak of positive kwel; the opposite situation is called negative kwel. The intensity of the net subsurface inflow  $v_k$ , occurring in an area  $A$ , is expressed by equation (3.1) where  $s$  is the length coordinate of boundary of the area  $A$ , and  $q_{ns}$  is the flow component horizontal and

normal to  $s$  per unit time and per unit length of  $s$ , and taken positive when directed outwards.

Application of Darcy's law for horizontal inflow and outflow across the boundaries gives equation (3.2). The calculation by means of contour integrals over a rather large number of conveniently chosen not too small areas is rather awkward when compared with the possibilities offered by a finite difference method in a regular grid. For an orthogonal grid, forming squares with sides  $a$ , the difference equation (3.3) can be applied, for annotation see fig. 3.8. Each term on the left side of this equation can be considered as a first approximation of the groundwater flow through one of the sides of the square shaded in fig. 3.8. The sum of these terms corresponds to the contour integral of equation (3.2).

An orthogonal grid, comprising squares with sides  $a = 500 \text{ m}$ , was used. The  $kD$  or transmissivity values around each nodal point were derived from annex 11 and the water table elevations of each nodal point were taken from fig. 8.12 in report 8. Application of equation (3.3) for each square resulted in a kwel intensity map, presented in fig. 3.9. In general, the areas of positive kwel (positive net subsurface inflow) correspond to the lower parts of the region, where water tables are shallow and do not fluctuate much. The areas of negative kwel (negative net subsurface inflow) correspond to the higher parts where the water table is fairly deep and is changing rather much during the course of the year (compare figs. 8.14 and 8.15 of report 8). The area around the pumping station Olden Eibergen shows up as an area of strong positive kwel (artificial, caused by pumping). Fig. 3.10 shows the hydrographs of the shallow and the deep groundwater of well M 72, which is located in an area of positive net subsurface inflow.

### SUB-REPORT 4

#### SOIL CONDITIONS IN THE LEERINKBEEK AREA

J. C. PAPE and G. EBBERS

The Leerinkbeek area is divided into two geologically different parts by the 25 m contour line, running approximately from Groenlo to Eibergen (annex 10). East of this contour line the subsoil at a shallow depth consists of a marine, Miocene clay, with shark teeth and shells (fig. 4.1). The clay is rich in glauconite and pyrite. Weathering of the pyrite may result in extremely acid products (POELMAN, 1968; WIND en STEEGHS, 1964). The clay is compact, with a low permeability and a high cation exchange capacity (fig. 4.2).

In many places the Miocene clay is covered by terrace material, coarse sand and

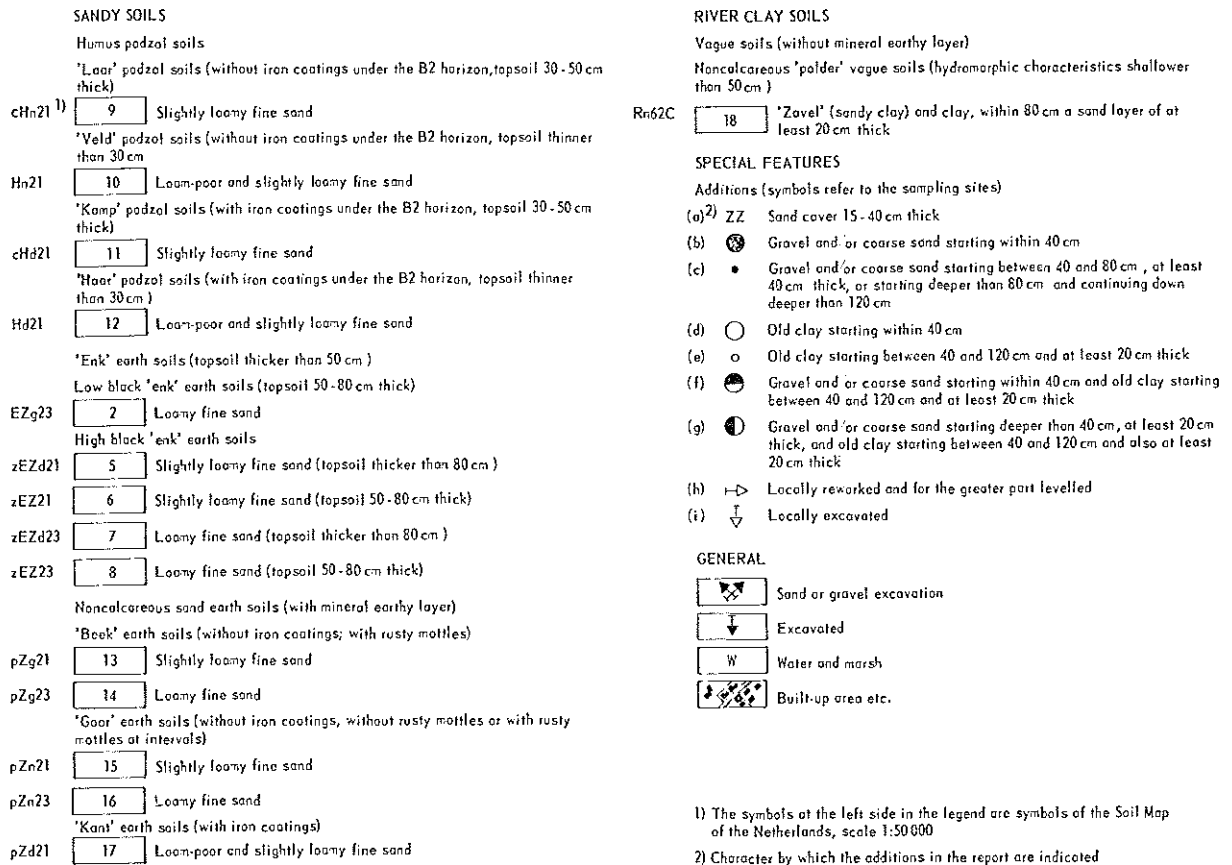


Fig. 4.9. Legend of the soil map of the Leerinkbeek area (see annex 12)

gravel, deposited by the river Rhine during the early Pleistocene (MAARLEVELD, 1956). This landscape was covered by inland ice during the Risz glaciation. As a consequence, erratic blocks generally are found on top of the terrace material and in some places also boulder clay (BURCK e.a., 1956; STICHTING VOOR BODEMKARTERING, 1965).

During the Würm glaciation, in the whole area west and east of the 25 m contour line, cover sands were deposited under periglacial conditions. In the western part to a considerable depth, in the eastern part as a thin to very thin cover. The cover sand was deposited by strong, mainly westerly winds, during various periods of the Würm glaciation (fig. 4.3). As a result of its aeolian origin, the sand is well-sorted, uniformly graded with a mean grain size of approximately 180 micron. In many places the sand accumulated as parabolic dunes, giving the landscape a typical micro relief (MAARLEVELD en VAN DER SCHANS, 1961). Fig. 4.4 shows the so-called 'Usselo layer', a formation of the Allerød period. It is a strongly bleached layer, rich in charcoal, with typical animal holes, the so-called 'fingers', and with traces of the formation of a podzol soil.

Northwest of Groenlo a fan shaped sand deposit occurs, cut into various parts. It

was deposited by the brook Slinge, where it drops from a higher level to a much lower one. Due to the decreased speed of the water a great quantity of sand was deposited and periodically blown eastward and then eroded again by the water of the brook. Farther to the northwest, where the water had lost its sand, heavier material was deposited, the so-called brook clay.

Soil formation gave rise to various soils. They were classified according to the System of Soil Classification for the Netherlands (DE BAKKER en SCHELLING, 1966), in which also the humus and textural classes are explained. Fig. 4.9 shows the legend of the soil map (annex 12) with the translation of the terms used.

The humus podzol soils have a prominent humus-B horizon. In this horizon Fe and Al compounds have accumulated (fig. 4.5) (PAPE, 1965), together with mainly amorphous organic material. The B horizon usually has a brown color. A bleached A2 horizon may be present, but in many cases it is absent. The soils have been formed in the fine cover sands and in the coarse terrace deposits. The humus podzol soils are subdivided into hydropodzol soils and xeropodzol soils.

The hydropodzol soils were developed under the influence of groundwater. This

has caused a considerable loss of iron compounds (fig. 4.5) throughout the profile. Under the B2 horizon the thin iron coatings of the sand grains which give the subsoil of the higher grounds, the xeropodzol soils, a typical yellowish blond color, are lacking. The hydropodzol soils with an A1 horizon of less than 30 cm are called 'veld' podzol soils, those with an A1 horizon of 30-50 cm are called 'laar' podzol soils.

The xeropodzol soils are subdivided in the same way. Those with an A1 horizon of less than 30 cm are named 'haar' podzol soils, for those with an A1 horizon of 30-50 cm the name 'kamp' podzol soils is used. The A1 horizons of 30-50 cm of the haar podzol soils are of the same origin as the Aan horizon in the 'enk' earth soils, next to be described.

The enk earth soils are generally known as 'plaggen' soils. In the area here described the farmers formerly used great quantities of heather sods as litter in their stables. With the sods some sand was also taken. A few times a year the stables were cleaned and the manure with the sand it contained, was brought on the land. By this practice the land was gradually raised with organic material. This resulted in Aan horizons which are sometimes up to 120 cm thick. In one place radiocarbonating showed that

reclamation of the soil started between  $316 \pm 65$  and  $660 \pm 65$  A.D. (PAPPE, 1966). Soils with Aan horizons of more than 50 cm are called enk earth soils. When the Aan horizon is 20-50 cm thick, the soils generally are named laar podzol soils and kamp podzol soils. The enk earth soils are subdivided into low and high enk earth soils according to their elevation in relation to the groundwater table. The high enk earth soils which all are black, in this area, are subdivided according to the dimensions of the Aan layer and the textural class. The high enk earth soils are good arable soils and are generally suitable for grassland too.

The limeless 'sandy-earth' soils are sandy-soils with an earthy layer overlying a sandy subsoil without a prominent podzol-B horizon. The earthy layer is less than 50 cm thick. They are subdivided into hydro-earth soils and xero-earth soils according to the absence or presence of iron coatings on the sand grains immediately below the A1 horizon.

The sandy hydro-earth soils are subdivided into black 'beek' earth soils and 'goor' earth soils. The black beek earth soils show prominent gley phenomena e.g. rust spots and bleached mottles, beginning at a shallow depth and continuing down till the G horizon. These soils are generally found in the valleys of recent or former brooks. They often follow the drainage pattern. Most of the soils are moist or wet and used as grassland. The goor earth soils differ from the beek earth soils in the gley phenomena. Often rust spots are absent, if present they start at a considerable depth or they do not make contact with the G horizon. Mostly these soils are weak podzols with insufficiently developed B horizons. They occur in many places in the wet parts of the terrace material. Compared with the beek earth soils they have been developing under more oligotrophic conditions. These soils are used as grassland too. In the extreme northwestern part of the mapped area 'kant' earth soils occur. These are xero-earth soils with an A1 horizon of less than 30 cm.

Along the brooks a clay layer was deposited. If it is more than 40 cm thick the soil is called a river clay soil. Soil formation has not resulted in prominent soil horizons. The top soil does not meet the requirements of an earthy layer. These soils with vague soil horizons are called 'vaag' soils. As they all are wet they are placed in the category of the 'polder' vaag soils. The clay layer varies from 40-120 cm, the clay content from 8-25 %. The main part of these soils is in grass, for which they are well suited.

Some soil features have such a random distribution that it is not possible to draw reasonably accurate boundaries around them. These features are noted on the map at the sites where they were found. In some places within the area of the river clay soils the farmers did carry sand on top of the clay to improve the drainage conditions. General-

ly this has not been a success. On the map it is noted with the sign (a). Coarse sand and gravel often occur east of the line Groenlo-Eibergen. In general, soils with coarse sand at a slight depth are alternately too wet and too dry. At most sites in the same area, old clay is present in the subsoil at various depths. The old clay may be boulder clay or Miocene clay. Both have a low permeability for water. The old clay enhances the alternately too dry and too wet conditions. Coarse sand and old clay are denoted with the symbols as indicated on the soil map (b)-(g). In some places the soil has been reworked and levelled afterwards (h). There boulders were found. At some sites the soil has been dug off for various purposes (i).

On the soil map some groundwater characteristics are given by means of groundwater classes (table 4.1). The mean highest groundwater table can be described as the mean of the three highest levels per year over a long range of years. The mean lowest groundwater table is found in a similar way. The data are obtained from groundwater gauges in or near the area and estimated and interpolated in the field by means of several soil characteristics associated with water movement.

On the soil map an area is hatched with blue lines. There the estimated water table depths do not coincide with the present ones, as a pumping station for drinking water has lowered the water table artificially. As the estimates are based on soil characteristics, the groundwater classes indicate the situation before the pumping activities started.

## SUB-REPORT 5

### RAINFALL MEASUREMENTS AND RAINFALL DISTRIBUTION

H. J. COLENBRANDER and PH. TH. STOL

For studies on catchment areas one of the main problems is the estimation of a reliable rainfall mean over the area. In this respect the accuracy of the point rainfall measurements and the variation in rainfall within the area are important. This has been studied in the Leerinkbeek area by means of the data of a network of 13 rainfall stations (fig. 5.1 and table 5.1).

Various types of rain gauges have been used (fig. 5.2 and 5.6). The catch of gauges at standard height (40 cm above surface) is smaller than the catch of ground level gauges (fig. 5.3). The deviations in catch were different at the various stations and mainly due to the influence of wind. The mean difference of the annual totals for three stations are found to be 6.6 % for the period 1964 through 1967. Monthly totals were varying with the season. A summer minimum and a winter maximum is apparent

(fig. 5.4). These results agree with other investigations (e.g. RODDA, 1967), and it could be concluded that also in this area the use of ground level rain gauges is preferable. Especially in winter considerable differences occurred between the catches of standard daily and recording gauges (table 5.2). In case of detailed hydrological studies, the records of rainfall recorders, generally used in the Netherlands, must therefore be handled with care. The data of a new type recorder on ground level (fig. 5.5) seems to be more reliable.

As regards the variation in rainfall within the area under investigation it appeared that in the Netherlands, although a flat country in the temperate climate zone, local rain storms occur. Especially in summertime a considerable variation occurred (fig. 5.7 and table 5.2). This irregular distribution of rainfall over an area persists for longer periods (fig. 5.8). In wintertime rainfall is distributed far more regularly, although especially during the heaviest storms it can be irregular too (fig. 5.9 and table 5.3).

Rainfall does not only have an irregular distribution over the area, but also an irregular duration. Especially in summer heavy rain storms of short duration and high intensities occur (fig. 5.10). Although this phenomenon is in our case less important than the variation in distribution over the area, it still was necessary to make rather detailed hyetograms.

The relationship between precipitation amounts measured at two or more stations did strongly depend on the season under consideration. For this reason the data were split up into four groups, defined as: Spring: March, April, May; Summer: June, July, August; Autumn: September, October, November; Winter: December, January, February.

In order to investigate relationships between rainfall at the various stations, calculations have been performed with observations exceeding daily totals of 0.1 mm. Correlation and multiple correlation coefficients were used as a measure of the degree of association as illustrated in fig. 5.11. The scatter diagrams show the influence of the distance between the stations and of the season. Increasing distances give decreasing correlation coefficients. Topographically, this effect is shown in fig. 5.12, where correlation coefficients and standard deviations are represented by contour lines. For the summer period the reliability of the relationships between station data shows a fast decrease within short distances. Numerical values of these types of relationships for winter periods can be read from tables 5.4 and 5.5, which give the results for daily and pentade sums respectively. Each column shows the effect of distance, each row in the last mentioned table the effect of the season.

Regression and correlation techniques can be used to optimize the rain gauge network. That means that precipitation stations can

be chosen from a dense network in such a way that certain conditions of reliability are met. The conditions in our case were, that the standard series were determined according to the Thiessen method and the derived series should have a correlation coefficient with the standard of at least  $R \geq 0.985$ .

With weights  $g$  and series of observations indicated by  $S$ , equation (5.1) produces the Thiessen mean. Equation (5.2) gives another expression requiring an as large as possible number of the weights  $f_i$  to be 0 and still (5.3) to be met. This procedure was followed for the four seasons mentioned. The results are given in table 5.6. It appears that when using the equation (5.2) for autumn and winter months, one single station can produce values of precipitation amounts that equal those obtained with the more laborious Thiessen mean. In order to satisfy equation (5.3) the spring and summer months need data of two stations instead of one. Using data of stations  $W_n$  and  $Se$  as an optimum set, the Thiessen mean is approximated by (5.5) where the weights  $f$  depend on time (season). In case one wishes to use the long-term data of stations of the Royal Netherlands Meteorologic Institute (K.N.M.I.) to describe rainfall situations as they might have occurred in the area under consideration, one can relate the data of these stations to the Thiessen mean values with this procedure. Table 5.7 indicates two stations to be optimum ( $Bo$  and  $R_n$ ) but the distance from the centre of the watershed appears to be too large as (5.3) is not fulfilled.

Finally arithmetic means were compared with Thiessen means. All weights must then be equal and time-independent, which implies that the reliability will be smaller than before. Table 5.8 shows the best combination then to be  $Bo$  and  $Hl$ . An indication of the simultaneous occurrence of large amounts of rainfall at different stations can be obtained by correlating observations beyond a fixed level at least exceeded at one of the stations. The population of data defined in this manner is a rather complicated one, but sample correlation coefficients and sample standard deviations of the regression lines can be calculated. For the summer, fig. 5.13 shows that precipitation amounts exceeding the level of 5 mm per day for two stations 15 km apart were hardly correlated. Fig. 5.13c and d indicate the exceeded precipitation amounts against the percentage of precipitation and the total number of days respectively, as given in the fig. 5.13a and b.

Apart from these relationships, for station Winterswijk precipitation frequencies were compared for various groups of years. The alternatives taken were the first 71 years of observations (1881 through 1951) and the last 15, 5 and 3 years (table 5.10). Large precipitation totals for winter months, during the recent years mentioned in fig. 5.14 were formed by a frequent occurrence of non-excessive rainfall amounts per storm. From fig. 5.14 it becomes clear that particularly

the years 1965/1966 and 1966/1967 were extremely wet. Fig. 5.15 gives the frequency lines of rainfall totals derived for station Winterswijk for periods of various length observed during 1965 and 1966.

Daily precipitation amounts will vary from one location to another in the area under consideration, frequencies not, however. An example of this is given for ten-day totals from the stations Rekken, Borculo and Winterswijk of which frequencies of occurrence for the period of observation (April 1942 through September 1966) were derived. Critical values according to the Kolmogorov-Smirnov statistic for these cases are given in table 5.11. Table 5.12 shows that no exceedances of critical values had taken place as the differences between the frequencies should be attributed to sample fluctuations.

## SUB-REPORT 6

### DISCHARGE MEASUREMENTS IN SMALL RIVERS

T. BLOK and H. J. COLENBRANDER

Discharge measurements in open conduits usually encounter many difficulties. During floods high flow velocities occur and may cause changes in the river bed. The determination of the low discharges is difficult because current meter measurements cannot be carried out at very low water levels and during small flow velocities occur. Moreover floating debris may disturb the current meter measurements. When the river downstream of a gauging site is in spate, backwater influence is troubling the computation of the discharge from rating curves.

The main problem, however, is that the water level is strongly influenced by the weed growth in the conduit. The difference between a water level affected and one not affected by weed growth is demonstrated in fig. 6.1. From this figure the effect of cutting the weed growth and the effect of a high flood (decrease in flow resistance) are apparent. The influence of weed growth does not exist only in summer but sometimes also in autumn and winter (fig. 6.2). When the actual stage of weed growth is ignored, errors in the calculated discharge can be considerable (an example is given in table 6.1). For this reason the discharge can only be calculated accurately if the actual stage of weed growth is taken into account. The judgement of the stage of weed growth, however, is strongly subjective. An objective measure for the stage of weed growth is the ratio between a water level affected and one not affected by the aquatic vegetation in the conduit. These levels must be observed more or less simultaneously at observation sites not too far away from each other. For instance the water levels directly up and

downstream of a weir will do.

The above arguments imply that for exact discharge measurements in small rivers measuring structures are necessary. For a broad-crested and a sharp-crested weir schematic drawings have been given in fig. 6.3a and 6.3b, while the discharge can be derived with formula (6.3). For V-notch and trapezoidal weirs rating curves have been presented in fig. 6.4.

The most prominent differences between the various types of measuring structures are concerned with the degree of ponding, the flow range, the accuracy for low and high flows, the sensitivity for backwater influence and the chance of blockage of the weir opening by floating debris.

For some structures flow characteristics have been given in fig. 6.5 and the sensitivity for backwater influence in fig. 6.6. The types of structures adequate for measuring streamflow in rivers with different features are mentioned in table 6.2. Finally a construction drawing for the installation of an H-flume is presented in fig. 6.7.

The selection of a proper measuring location is as important as the choice of a suitable measuring structure. Both choices are not independent and before starting a measuring site selection it must be roughly known which device can produce the desired data. When selecting a proper measuring site the following factors should be considered:

- the approach channel should be as straight as possible and should have a regular cross section;
- the bed slope of the river downstream should be as steep as possible;
- the ponding must be acceptable with respect to leakage and the influence on the water table in the adjacent soils;
- the basin divide upstream of the proposed site must be well defined;
- for calibration and check ratings a suitable crossing (e.g. foot bridge) should be available;
- the measuring site must be within easy reach.

For a reliable determination of the discharge an accurate measurement of the river stage is essential. Infrequent readings (e.g. daily) often permit only a rough calculation of the discharge, so for detailed studies it will be necessary to have a continuous stage record. An example of the differences between discharge hydrographs derived from daily and continuous records is given in fig. 6.8. It can be seen that especially peak flows are not always detected in daily measurements. Obviously this will be more important when a river has a quick response to rainfall. For longer periods the differences between the runoff derived from daily and continuous records are of course smaller (table 6.3).

In the Leerinkbeek area various types of water level recorders have been used and among them chart drum recorders and punched tape recorders. The advantage of

the last type of recorder is that data processing can be done fully automatically, when an electronic computer is available. By calculating the discharge for an H-flume difficulties arise, because often submerged flow occurs (fig. 6.9). To calculate in this case the discharge with a reasonable accuracy, the downstream level ( $h_2$ ) must be taken into account. To achieve this without installing a second water level recorder downstream of the flume, the relationships between the up and downstream levels ( $h_1$  and  $h_2$ ) have for different stages of weed growth been analyzed (fig. 6.10). After the establishment of these relationships the downstream levels ( $h_2$ ) can always be derived from the continuously recorded upstream levels ( $h_1$ ), if the stage of weed growth is determined regularly. This can be achieved by carrying out staff gauge readings of  $h_1$  and  $h_2$  for instance once or twice a week. With the calculated  $h_2$ -figures, the computer calculates the submergence ratios ( $h_2/h_1$ ) and afterwards the increase of  $h_1$  due to the submergence ( $\Delta h_1$  see fig. 6.6). With this figure a corrected stage is calculated for each punched upstream level ( $h_1^* = h_1 - \Delta h_1$ ) and  $h_1^*$  is translated into a discharge with the rating curve for the free flow condition. This calculation technique is described in more detail by COLENBRANDER (1967). In the Leerinkbeek area 12 measuring structures were installed (annex 9) and one already existing weir was also used for the discharge measurements. The types of structures used were 2 sharp crested rectangular weirs, 4 V-notch/Cipolletti weirs, 3 compound weirs, 3 H-flumes and 1 Parshall flume. Pictures of some of these structures are given in fig. 6.11.

## SUB-REPORT 7

### ANALYSIS OF STREAMFLOW

H. J. COLENBRANDER

#### 1. INTRODUCTION

The water management of an area depends, and will remain to depend on an adequate discharge of subsurface inflow and the surplus precipitation (mostly in winter) and an adequate distribution of the available water when precipitation is low (mostly in summer). In this context flow analyses have been made to gain a better insight in the runoff process.

The flood routing problem has only been shortly dealt with as sufficient data are lacking at this moment but, as regards the water supply problem, the flow distribution during dry periods has been examined.

Special attention has been given to the low flow and peak flow frequencies and the influence of the length of the observation interval is discussed as well as the effect of autocorrelation on flow frequency curves.

It is evident that this sub-report does not give a complete evaluation of the existing flow problems as the relationship of flow with other elements of water management has been neglected.

This will be one of the main objects of future study and will be treated in a subsequent report of the Commission.

#### 2. HYDROGRAPH ANALYSIS

For hydrograph analyses DE ZEEUW and HELLINGA (1958) and DE ZEEUW (1966) have used a linear model according to equation (7.1) where  $q_t$  is discharge at time  $t$ ,  $p_t$  rainfall during the time interval  $(t-1)$  to  $t$  and  $a$  the reaction coefficient. KRAYENHOFF VAN DE LEUR (1958) derived formula (7.2) for groundwater inflow into a channel, where  $q$  is rate of groundwater flow,  $b$  is duration of steady percolation,  $p$  rate of percolation,  $j$  the reservoir coefficient ( $= 1/a$ ),  $\mu$  volume fraction of pores,  $L$  distance between two channels,  $k$  hydraulic conductivity and  $D$  the mean depth of the impermeable layer below the phreatic level.

DE JAGER (1965) did apply equation (7.2) on hydrograph analyses with success, but only for very wet periods in the winter. COLENBRANDER and KRAYENHOFF VAN DE LEUR (report in preparation) are constructing a model starting from eq. (7.2) which will also be applicable during periods having a considerable variation in storage. In the present sub-report two examples (figs. 7.1 and 7.7) have been given of hydrographs calculated with the aid of this model. In the graphs the effect of the observation interval is evident, but it could be concluded that in the given case an observation interval of 3 hours could give hydrographs of a satisfactory accuracy.

A detailed separation of the flow hydrograph was not carried out as this was not of primary importance in the present study. Yet in fig. 7.2 the hydrographs of some basins have been compared. Basins 10 and 12 show a relatively quick response to rainfall this in contrast to basin 14 and gauging site  $F_c$ . The flashy hydrograph of basin 12 is caused by direct runoff from some 10 % of the area considered having a very low storage capacity. The rest of the basin has a large storage capacity and contributes mainly to the base flow. Basin 10 shows a uniform low storage capacity and very high peak flows occur (up to 6 to 7 l/sec.ha). In accordance with the geohydrological conditions, the base flow in this basin is of less importance than in basin 12. The hydrograph of basin 14 is relatively smooth because in this area deep groundwater flow is contributing most of the total discharge. The hydrograph at gauging site  $F_c$  is smooth too but this is mainly caused by the size of this basin (5200 ha) which is 8 to 20 times the size of any of the other basins (table 7.1). Consequently the soil storage capacity as well as that of the channels is larger, to

which the influence of an unequal distribution of precipitation must be added.

In table 7.1 some main basin characteristics are given and in general these are corresponding well with the mentioned hydrograph characteristics (time lag, time to peak and the reservoir coefficient of the base flow). The effect of each basin characteristic separately cannot be determined since adequate data were not available.

Nevertheless it could be concluded that the storage capacity is one of the main factors regulating runoff even in winter when the variation in storage is small (fig. 7.3).

The relationships between the peak flows as well as between the minimum flows of some basins have been studied (figs. 7.4 and 7.5 give examples). In winter, the correlation coefficients are relatively high but in summer they are low, especially for the peak flows. It could be shown that in winter the peak flows of other stations can be derived from the data of one or two main gauging stations, provided the actual rainfall distribution is rather homogeneous. Next to the amount of flows exceeding certain magnitudes, the duration that the flows exceed a certain magnitude is of importance. In fig. 7.8 some typical flow hydrographs are therefore given and in table 7.2 the number of times and the duration that given flow magnitudes have been exceeded over the period 1964 through 1967 are summarized.

Because no adequate data were available for a study on the flood routing problem, only a few aspects could be discussed. In table 7.3 the mean interval in occurrence of the peak flows at station 10 and at some other stations are indicated. For some stations a fairly constant time interval seems to exist. The data of one such station can then be used for peak flow forecasting of the area considered. In cases of a very quick response of flow to rainfall or a short travel time of the peak flow it would probably be more suitable, however, to use the groundwater hydrograph or the rainfall record for peak flow forecasting (table 7.4).

#### 3. RUNOFF

For the Leerinkbeek area as a whole the accumulated monthly runoff is presented in fig. 7.9 from which the differences between the various years are evident. The mean runoff in summer and winter amounts to respectively 105 and 229 mm, this being equal to 25 % and 65 % of total rainfall. When comparing the rainfall/runoff ratios for various periods the differences in groundwater storage at the beginning and the end of a period must be taken into account. Following KRAYENHOFF VAN DE LEUR (1958), these differences were derived by using formula (7.3) where  $j$  is the reservoir coefficient of the base flows and  $(q_e - q_b)$  the difference in flow rate at beginning and end of a period. To carry out this calcula-



tion with an acceptable reproducibility, the discharges on the days taken must be comparatively small, however, and the periods must be chosen in accordance with the precipitation pattern.

In fig. 7.10 the course of the ratio  $(Q + \Delta R)/N$  is presented, where  $Q$  is runoff and  $N$  rainfall during half monthly periods. In general the course of the ratio follows that of the phreatic level. When, however, an equilibrium moisture condition does not exist in the soil discrepancies occur (for example during very dry and frost periods). In figs. 7.11 and 7.12 the relationships between the mean depth to water table ( $\bar{W}$ ) and the total runoff ( $Q + \Delta R$ ) are given. The correlation coefficient is low for monthly totals but higher for summer and winter half yearly totals. For the basins 10 and 12, figs. 7.13 and 7.14 show the accumulated runoff. The differences between the basins and the various years are evident.

Differences in net subsurface inflow are neglected, however. Fig. 7.15 gives for the basins 10 and 12 the same relationship as presented in fig. 7.10 for the total Leerinkbeek area. Due to its smaller storage capacity discharge starts after a dry period first in basin 10.

Mean runoff and precipitation totals and runoff/precipitation ratios of summer and winter half years are given in table 7.5. The differences between the basins 10 and 13 on the one hand and the basins 12 and 14 on the other hand are mainly due to differences in storage capacity and net subsurface inflow (see sub-report 11).

As is the case for the Leerinkbeek basin as a whole, for basin 10 the mean depth to water table ( $\bar{W}$ ) is during short periods not closely related with the runoff ( $Q + \Delta R$ ). For half yearly totals the relationship is far better (fig. 7.16).

In table 7.6 the runoff measured for the Leerinkbeek area as a whole (gauging site  $F_0$ ) has been compared with the sum of runoffs measured at the outlets of the various sub basins. The figures agree very well. In basin 3 the extraction of groundwater by a pumping plant is influencing the runoff (table 7.7).

Fig. 7.17 shows the relationship between the half monthly runoff totals ( $Q + \Delta R$ ) of basin 10 versus 13, respectively 10 versus 14. The relationship is closer in winter than in summer, due to smaller differences in storage capacity and a more equal rainfall distribution in winter. As a consequence of the lower storage capacity of basin 10 the discharge of this basin is first to start after a dry period (fig. 7.18). Also it can be seen that the base flow is less important for basin 10 than for basin 12, because discharge ceases first for basin 10. Figs. 7.19 and 7.20 demonstrate a good correlation between depth to water table and the moment flow ceases. Just after a dry period this relationship is less close as river flow may occur after a heavy rainstorm causing the surface

runoff to be large while a rise of the phreatic level is still lagging behind.

#### 4. FLOW FREQUENCIES

Before starting the frequency analysis the flow record was inspected to be sure that it was a homogeneous one. This is no problem in the Leerinkbeek area as no important change in drainage condition or in land use has taken place during the present research. Only the stage-discharge relationship did change during the period 1952 to 1960. This will be discussed in sub-report 12. Because most of the available flow records were too short for a reliable extrapolation of the frequency curves, it was important to check how far the meteorological conditions during the study period were representative for the long term conditions. For such a check in winter the frequency distributions of daily precipitation can be taken though an extreme wet or a dry period just before a study period makes such a check less valid. To test the representativeness of summer periods the frequency distributions of rainfall minus evapotranspiration, depth to water table or soil moisture content can be used. As these data are not available also in summer the frequency distributions of daily precipitation have been used. It could be concluded (table 7.8 and fig. 7.21) that the conditions during the period 1962 to 1966 were fairly representative for the long term conditions. The period 1964 to 1967 appeared to be far too wet and the data of this period can be used only for a mutual comparison of the various basins. In first instance the frequency distributions of peak flow and daily runoff have been determined and presented on normal logarithmic paper. In fig. 7.22 the distribution of peak flow and daily runoff are being compared. The difference between both distributions is the more pronounced the more rapid the response to rainfall (gauging site 10 versus  $F_0$ ). In general the return periods of high daily runoff are longer the larger the storage capacity of a basin and the lesser the surface runoff (table 7.10; basin 10 versus 12, 13 and 14). For the peak flows return periods show less differences, because although a basin can have a high storage capacity, a small area with a very quick response to rainfall may cause high peak flows (fig. 7.23; basin 12). Fig. 7.24 shows that for basin 10 a peak flow of 4.8 l/sec.ha has a return period of about 10 winters. In table 7.9 of various basins the return periods of discharge and precipitation have been indicated as well as the discharge-precipitation ratios.

Table 7.10 gives the average number of days per six winter and summer months on which the given runoff values were not reached. In basins with a low storage capacity more days with very low flows occur than in basins with a large storage capacity (basin 10 versus 12). However, if in the last case a considerable subsurface outflow occurs,

then on many days the flow will be very low too (basin 14). In figs. 7.25 and 7.26 the frequency distributions derived from daily and continuous observations were drawn. Particularly for basins with a quick response to rainfall (basin 10) especially for the peak flows the differences in the graphs are evident.

Finally fig. 7.27 deals with the autocorrelation of daily flow data. The autocorrelation coefficient ( $R$ ) is decreasing if the time series comprise not all the daily flows but for example one observation per 2, 3, 5 or 10 days (fig. 7.27). Although the daily flow data are showing an autocorrelation the frequency distributions derived from all the data and from one observation per 2, 3, 5 and 10 days are nearly the same. This means that in this case the autocorrelation affects not the location of frequency curves but only the reliability of the extrapolations from these curves.

#### 5. CONCLUSIONS

This report deals with the analysis of flow data collected in the Leerinkbeek area of which the most important conclusions can be summarized as follows. The geohydrological characteristics of the several sub basins are reflected in the flow hydrographs, as well as in the frequency distributions of peak flow and daily runoff. During winter periods the peak flows of the several sub basins show a good mutual correlation while for not too short periods (say a fortnight) the runoff of all the sub basins can be derived from one or two stations. Still corrections for differences in groundwater storage are necessary. In basins with a quick response to rainfall the relationship between peak flow and total rainfall during a storm is fairly close. Because for such areas the hydrographs are flashy the use of retarding reservoirs to store temporarily the discharge exceeding a given magnitude will be advisable.

The flow hydrographs observed at some stations in the upstream part of the area can be used for peak flow forecasting. In some cases it may be advisable however to use a rainfall record or a groundwater hydrograph to this end.

In the investigated areas on the average 20 to 30 % of the total rainfall is discharged in summer and 40 to 80 % in winter. The differences between the various areas are mainly due to differences in storage capacity and subsurface outflow. For one basin the influence of groundwater extraction by means of a pumping plant has been determined.

The runoff of the six summer as well as that of the six winter months shows a good correlation with mean depth to water table, this in contrast to the monthly totals. The length of periods with very low flows also shows a good correlation with depth to water table. The frequencies of such low flows have been discussed in short.

## SUB-REPORT 8

### WATER TABLE AND SOIL MOISTURE MEASUREMENTS AND THEIR ANALYSIS

H. J. COLENBRANDER

#### 1. INTRODUCTION

As in the Leerinkbeek area shallow water tables prevail a division of the profile above the phreatic surface into a soil water and an intermediate zone is not appropriate. Instead of such a division all the water stored above the phreatic surface has been defined as soil moisture and the water stored in the zone below this level as groundwater.

In hydrological studies water table data are of great importance to determine for example the phreatic water divides, the mean depth to water table, the groundwater gradient, the capillary rise, the drainage conditions, the effect on the general hydrology of changes in land use and drainage conditions, etc. The moisture content of the soil plays an almost equal important role in hydrology as, to mention only a few aspects, a water balance of an area can only be determined when the changes in moisture content are known and as it affects the runoff process. Furthermore from soil moisture data the actual storage capacity of the soil can be determined. The storage capacity of the soil has been defined as the volume of water which will cause a given water table to rise to the land surface. Moreover, such physical properties of the soil as the hydraulic conductivity, the capillary rise and the infiltration rate are related with it and as known it affects evapotranspiration too. In this sub-report the measurement and the analysis of the water table and soil moisture data will be discussed. The maps made and the storage capacities calculated have been used in the evaluations given in some of the other sub-reports.

#### 2. WATER TABLE AND SOIL MOISTURE MEASUREMENTS

In the Leerinkbeek area about 370 groundwater observation wells (shallow bore holes cased with a 1" diameter pipe and screened over the lower 1 to 2 m) were installed, as well as 16 access tubes that permitted the soil moisture content to be measured by means of the neutron scattering technique. Most of the wells were observed bimonthly, while on three of them water table recorders were installed. One of these is connected with a rainfall recorder the combination giving an absolute synchronic recording of water table and rainfall (fig. 8.1).

Soil moisture measurements were also taken bimonthly. The neutron scattering technique is well-known and its main

principle is that the volume of soil, which is traversed by neutrons before they reach the detector, decreases with increasing moisture content. The radius of this volume, called the sensitive volume, or the sphere of influence, varies between 20 to 40 cm. Hence in very thin layers differences in soil moisture cannot be measured. Nevertheless deviations in the soil moisture profile show up clearly (fig. 8.2). For measurements of the soil moisture in the top layer (0 to 20 cm) a surface moisture gauge can be used but in the field some difficulties are encountered as for example in the establishment of a good contact between probe and soil and when a heterogeneous moisture distribution exists. For these reasons the efficiency of the measurements with a surface probe is disputable and it was therefore decided to take the measurements at a depth of 20 cm with the subsurface probe to be representative for the top layer. The calibration curve of the probe used (Chicago P 19) is nearly linear (fig. 8.3), and even below the phreatic level a high accuracy can be obtained. After checking in the field the calibration curve supplied by the manufacturer, it was found that this calibration curve could be used for most soils in the Leerinkbeek area (fig. 8.4). In the beginning the moisture content was measured in two tubes per gauging site. As these measurements did show a good correlation (fig. 8.8), the measurements were later on continued in only one tube per site at various depths below surface (20, 30, 40, 60, 80 cm, etc.). Before and after each series of measurements a shield test ( $S_{act}$ ) was made, the result of which was checked against the standard shield test ( $S_{st}$ ) supplied by the manufacturer. All count rates of such a series were corrected by multiplying them by the  $S_{st}/S_{act}$ -ratio. As a final check, the water content of the layers permanently below the phreatic level ( $M_d$ ) were compared with the long term average for the same layers ( $\bar{M}_d$ ) and all the moisture contents were corrected according the  $\bar{M}_d/M_d$ -ratio. All necessary calculations were carried out with a digital computer; an example of the computer output is shown in the tables 8.4a and 8.4b.

#### 3. SUPPLEMENTS TO THE WATER TABLE AND SOIL MOISTURE RECORDS

The records of groundwater observation wells are often discontinuous, which is highly inconvenient as for example frequency analyses and calculations on mean groundwater storage of an area become more complicated. Getting the missing data can be achieved by using a linear regression technique. To arrive at reliable regression analyses the related wells must be located in areas with approximately similar hydrological conditions. In our case the wells were divided into six groups each having nearly the same fluctuation range of the phreatic level (table 8.2). The fluctuation

ranges of the various groups were quite different, as is demonstrated by fig. 8.9. In fig. 8.10 the course of the mean depth to water table of three of the groups is presented. The missing data of a certain observation well were calculated with the aid of data of the other wells in the same group, with the following restrictions:

- twenty simultaneous observations from wet and dry periods had to be available;
- the correlation coefficient for ( $X$ ) versus ( $Y$ ) had to be at least 0.85;
- a missing value was calculated as the mean value of at least 4 check wells to eliminate a scatter effect. When 4 appropriate wells were not available in the same group, the missing datum was calculated from the wells of the groups having the nearest water table fluctuation ranges. If in that case 4 wells could not be found the calculations were, as a last resort, made with 3, 2 or 1 well.

Table 8.3 gives a number of regression parameters and correlation coefficients for a series of observation wells. The computer program to obtain them was made with co-operation of the Mathematical and Physical Division of the Rijkswaterstaat. The soil moisture records were also completed by such a regression technique. In this case, however, not only the hydrological properties but also the soil type and the type of vegetation had to be taken into account.

It should be noted that the homogeneous character of a time series is of importance too. This means that the hydrological conditions of an area must remain the same during an observation period. In the Leerinkbeek area no important changes did take place during the present study period.

#### 4. MEAN MOISTURE CONTENT

Because of the quite different soil moisture distributions of the various soils (figs. 8.19 and 8.20), the estimation of a mean soil moisture content of an area is often a problem. The differences in soil moisture distribution are mainly due to differences in physical properties of the soil, in depth to water table and in land use (fig. 8.20). Generally speaking it is often not necessary to know the real soil moisture content, since for example in rainfall-runoff studies a parameter for the moisture content will do and in water balance studies the changes in moisture content are more important than the absolute values.

Nevertheless a careful selection of sites to measure soil moisture is a prerequisite and the site must be representative for areas as large as possible. It is advisable to distribute the sites all over the investigated region in accordance with soil types, depth to water table and land use. In the Leerinkbeek area these factors were accounted for as well as possible. The simplified soil map (fig. 8.5) gives information on the soil type at the gauging sites, while table 8.1 and figs. 8.6



and 8.7 illustrate the differences in soil properties, depth to water table, etc. These factors form such intricate combinations that an exact weighting of the factors for a specific area is hardly possible. When calculating the mean moisture content of the various areas, due attention was paid to two main factors: the fluctuation of the phreatic level and the land use. As a basis for dividing an area into different groundwater classes, a map prepared during the soil survey was used. This map was based on field observations of several soil characteristics associated with the degree of wetness (see sub-report 4 and appendix 12). The data of land use were taken from the map given in annex 7.

For the basins 10 and 12, the mean moisture contents calculated in accordance with the above mentioned considerations are given in fig. 8.21.

#### 5. WATER TABLE CONTOUR MAPS

To determine the direction of the groundwater flow and to calculate its intensity, accurate contour maps of the water table are necessary. These maps provide information on the location of the phreatic divides, the direction of flow and the gradient of the phreatic surface. They also give an indication of the differences in geohydrological conditions of the area and of the character of the various rivulets (effluent, influent). Water table contour maps of the Leerinkbeek area were made for the average conditions at the beginning of the growing season (fig. 8.11) and for a dry situation (fig. 8.12). The drainage situations during these periods are quite different from each other. During a wet period nearly all the rivulets are carrying water and the contour lines are strongly flexed in an upstream direction, especially in the higher part of the area where relatively steep gradients exist. During dry periods on the other hand, most of the rivulets fall partly dry and the contour lines are smoother, especially in the downstream parts. From these maps it could be concluded that the basin divides are relatively tight with the exception of some parts of the northern and southern divide and the divides of some sub basins. For basin 12 the location of the divides varies in dry and wet periods.

In figs. 8.11 and 8.12 the influence on the phreatic surface of the extraction of groundwater by a pumping plant in the middle of the Leerinkbeek area shows up clearly.

#### 6. DEPTH TO WATER TABLE

The depth to water table provides information on the drainage conditions of an area and with knowledge on some physical properties of the soil, makes it possible to calculate the capillary rise. Depth to water table maps of the Leerinkbeek area were

compiled for a very wet situation (annex 13) and very dry one (annex 14). The map given in fig. 8.13 shows the difference between the depth to water in both situations. The range of fluctuation of the water table differs substantially from one site to another. Relatively deep water tables generally show relatively large fluctuation ranges, whereas small fluctuation ranges generally coincide with areas of shallow water tables. In the latter areas net subsurface inflow is positive, whereas in areas with a deep water table it is negative (see sub-report 3).

#### 7. MEAN DEPTH TO WATER TABLE

The mean depth to water table of an area can be derived from the maps given in the annexes 13 and 14. The preparation and the processing of such maps for each observation date is a tedious work, however. Another possibility is the calculation of the arithmetic mean of the observed data as the observation wells are fairly regularly distributed over the basin. Use can also be made of the calculation technique used for the determination of mean basin rainfall (the Thiessen method). The Thiessen polygons have however, just as the arithmetic means no relationship with soil type or topography. The most appropriate computation method in our case seemed to be to divide the region into areas with fairly similar hydrological characteristics and to calculate the weighted mean depth to water table of each area, using the data of all wells of that area. As mentioned in section 4 a map was available showing various groundwater classes based on the hydromorphological features of the soil (see sub-report 4).

A groundwater class is characterized by a specific variation around a certain depth to water table (table 8.8a). Of each class and of each observation date the mean depth to the water table was computed using the data from the wells belonging to that class. Then the mean depth to water table of an area was acquired by calculating the weighted mean values of each class in accordance with the percentage of the area in that class (table 8.8b). The course of the mean depth to water table of the basins 10 and 12 is given in fig. 8.21.

Because the map giving the groundwater classes is of great importance, some criteria on which this map is based had to be checked. These criteria are the mean of the highest three, respectively lowest three groundwater levels per hydrological year ( $HG_3$  and  $LG_3$ ), and the annual mean of all observations (AG).

The mean of various  $HG_3$ ,  $LG_3$  and AG values is designated as GHG, GLG and GAG. Questions which may arise are how many years of observation should be available in order to obtain a reliable estimate of GHG, GLG and GAG, what is the effect of the observation interval and what is the relation of these figures to the complete fre-

quency distribution. In fig. 8.14 the course of  $HG_3$ ,  $LG_3$  and AG of three observation wells is given, while fig. 8.15 presents GHG, GLG and GAG values as derived from the data of periods of various length. The influence of the period length becomes quite clear. Since the observation interval also affects GHG and GLG (fig. 8.16) it is necessary to mention the length of the observation interval of the time series from which GHG and GLG are derived. In fig. 8.17 the GHG, GLG and GAG of two observation wells are compared with the course of the groundwater level calculated as the mean per observation date and per season respectively. In fig. 8.18 GHG, GLG and GAG are compared with the frequency distributions. Table 8.5 presents for periods of various length the percentage of observations respectively higher and lower than GHG and GLG. Table 8.6 shows GHG, GLG and GAG calculated for different periods. As GHG is under the prevailing climatic conditions in the Netherlands mainly determined from the winter observations, it does not provide direct information on the highest water tables during summer. Similarly, GLG is mainly determined from summer data, hence this value does not give information on the lowest water tables in winter. It is therefore advisable to calculate the GHG and GLG values for winter and summer seasons separately where  $(GHG + GLG)/2$  is regarded to correspond to the mean depth to water table during these seasons (table 8.6). Finally, table 8.7 shows the differences between the mean depth to water table calculated from respectively daily observations and from less frequently observed water tables. It is evident that the number of available data affects the calculated means and that the differences are the greater the quicker the response to rainfall.

#### 8. FREQUENCY ANALYSIS

Frequency distributions of depth to water table data and soil moisture contents can be used to characterize for example the drainage conditions of an area and the amount of water available for plant growth. Dealing with frequency studies of this type similar problems as mentioned in sub-report 7 are encountered, namely the discontinuity and the inhomogeneity of the time series and the too short periods of which data are available. Much attention has been paid to the completion of the records in a manner as discussed in section 3. As during the study period no important changes in the hydrological situation and the land use had taken place, the records can be considered as being homogeneous.

In sub-report 5 the frequencies of daily precipitation of some periods have been compared and in table 8.9 the cumulative frequency of exceedance of depth to water table is given. Daily precipitation and depth

to water table have respectively been taken to check the representativeness of the hydrological situation during different periods. It can be concluded that from 1962 through 1966 the hydrological situation is fairly comparable with the long term average. In fig. 8.22 the percentage of days per year with a water table lower than the given depths is shown for different groups of wells during the period 1962 through 1966. The same is given for summer and winter periods separately in fig. 8.23. Table 3.10 shows the depths to water table exceeded in the various seasons on 90, 50 and 10 % of the days. These figures can be used to determine for example the average capillary rise and to study the relationship between depth to water table and crop yield. Also, the figures may be of help to estimate the design flood of an area.

In fig. 8.24 the average number of days in summer and winter with a mean storage capacity of the soil exceeding different specific levels is given for the basins 10 and 12.

Finally in table 8.11 the depths to water table observed during the period of study are compared with those observed during the COLN-period (1952 through 1955). During the COLN-period, all over the Netherlands a detailed study of depth to water table was carried out. With the COLN-observations two maps were prepared showing the mean depth to water table during wet and dry periods respectively. It can be seen from annex 15 that the COLN-data on the mean depth to water table in winter are somewhat higher and in summer somewhat lower than the corresponding data taken during the present research. It is likely that the maps from the present research give a fair representation of the mean winter and mean summer situation. The COLN-maps on the other hand correspond in fact with the GHG and GLG levels respectively.

## SUB-REPORT 9

### STORAGE, DISCHARGE AND EVAPOTRANSPIRATION IN THE GELDERSE ACHTERHOEK, DETERMINED FROM GROUNDWATER LEVEL DATA

G. W. BLOEMEN

#### 1. INTRODUCTION

When the number of data from groundwater test wells is sufficient, the magnitude of storage, discharge and evapotranspiration can be determined with a graphical technique. This technique is very time consuming, however, when done by hand and when a large number of test wells is involved a computer will have to be used. This is very

well possible because a main feature of the technique is the determination of a relationship between changes in groundwater level and in storage within the same time intervals. Rainfall is the only term of the water balance which is directly measured. Changes in storage are indirectly measured by means of a division of the time intervals in groups with approximately equal values for groundwater depth  $W$  and open water evaporation  $E_o$ .  $W$  and  $E_o$  are reference values for discharge  $Q$  and evapotranspiration  $E_{tr}$ . In each group the sum of discharge and evapotranspiration will for all time intervals be approximately the same, though still unknown. Differences between precipitation  $N$  within time intervals in one group are now equal to changes in storage  $\Delta V$ . These cause changes in groundwater level  $\Delta W$ , which become reference values for  $\Delta V$ .

It holds that  $\Delta V = \mu \Delta W$ , in which  $\mu$  is a storage coefficient. This relationship is part of a curvilinear relationship between groundwater depth and moisture content of the profile down to a constant depth (see fig. 9.1). In short time intervals with the same mean groundwater levels, representation of the relationship between  $\Delta V$  and  $\Delta W$  will be possible by a straight line like (9.1) or if (9.2) is valid as (9.3).

The regression coefficients  $a$  and  $b$  can be calculated by a computer. In table 9.1 they are given with their standard deviations for an arbitrary test well and separate months. In table 9.2 the coefficients  $a$  and  $b$  in (9.4) or (9.5) are given for groups of time intervals in November, December, January and February with different mean groundwater levels. It was assumed that for these months the Penman-factor  $g = 1$ .

#### 2. STORAGE

The storage coefficients  $\mu$  called  $a$  in table 9.1 are related to the depth of the groundwater table, according to  $a = fW^m$  (fig. 9.2). Where  $f$  is the percentage of storage when  $W = 1$  meter. There is no apparent difference between winter and summer. This is perhaps a matter of accuracy, but may also be due to the high capillary conductivities of the soils concerned. As high groundwater levels also occur regularly in summer, the moisture condition over a number of years will not change much in the course of the average year. In table 9.3  $f$  and  $m$  are given for 21 test wells in the Gelderse Achterhoek from data over the years 1953 through 1964 (1956 excluded).

As the storage coefficient is related to the groundwater depth the quantity of water  $B$ , involved in changes in storage can be calculated with the equations (9.6) and (9.7).

Table 9.3 gives the magnitudes of  $B$  when calculated for a rise in groundwater from the mean lowest groundwater levels to the soil surface for a month  $W$  which is in August.

In table 9.4 it is shown that the storage capacity  $B$  in the average profile is very much the same in the three catchment-areas covered by the studied test wells. When the test wells in the eastern parts of the first and the last catchment-area in table 9.4, which have another geology than the western parts (see sub-report 3), are not taken into account, differences occur because the average storage capacity  $B$  of these test wells is 59 mm, to 100 mm for the other test wells.

In table 9.5 the relationship has been given between groundwater depth and storage capacity, which decreases rapidly when the groundwater level rises. It appears from fig. 9.3 that the storage capacity between groundwater depths of 100 or 60 cm minus soil surface, as given in table 9.5 agrees with those calculated on the basis of pF-curves, as given in table 9.6. As non-capillary storage, which is important when the groundwater levels are high, is not accounted for in pF-curves, this is considered to explain the deviation from a 45° reference line of the mean storage for a groundwater depth of 60 cm.

#### 3. DISCHARGE

The coefficients  $b$  ( $= Q$ ) in table 9.2 for different groundwater depths in winter give those values of  $N - gE_o$  which do not cause changes in the groundwater level. In that case no changes in storage occur. If  $gE_o = E_{tr}$ , which in winter will not be far from the truth,  $b$  may be considered to be an estimation of the steady discharge occurring at groundwater levels  $\bar{W}$ , the latter ( $\bar{W}$ ) also given in table 9.2. In fig. 9.4  $b$  and  $\bar{W}$  are plotted against each other. The first two groups of points have been averaged. With a rising groundwater table the discharge of the high sandy soils in the Gelderse Achterhoek will be governed by an increasing number of drainage levels. In the example in fig. 9.4 this is simplified to the discharge by two drainage levels, like  $Q = q_1 + q_2 = a_1 h_1 + a_2 h_2$ , if  $h_1 < 0 \rightarrow q_1 = 0$ , where  $h_1$  and  $h_2$  are pressure heads of the groundwater over the drainage levels of which the approximate depth has still to be determined.

With respect to drainage problems it is convenient to assume linearity between  $q_i$  and storage above drainage level  $R_i$ . This is only possible, however, if the storage coefficient  $\mu$  is not changing with groundwater depth. In  $a = fW^m$  this would mean that  $m = 0$ , for  $W^0 = 1$ . In table 9.3  $m$  appeared to range from 0.2 to 1.9, so the assumption of linearity between  $q_i$  and  $R_i$  is not correct. Nevertheless it has been applied successfully elsewhere and has also been used here. The starting point is that under stationary conditions  $q = 12 R / \pi^2 j$ , in which  $j$  implies constants for storage, permeability and density of drainage (KRAYENHOFF VAN DE LEUR, 1958). When  $\pi j / 12 = j'$  it holds

that  $q = R/j$ . As in fig. 9.4 no changes in storage are involved, stationary conditions are simulated. For both discharges in fig. 9.4 a depth of the drainage level  $W_o$  and of  $j$  can be determined which fits the combinations of  $\bar{W}$  and  $b$  of table 9.2. In fig. 9.5 this is shown with the value of  $b$  within the groups 4 and 5 of table 9.2 which apply to the discharge by the deeper of two drainage levels. When for some estimations of  $W_o$  for this discharge the magnitude of  $R$  is calculated by means of (9.11), the correct value for  $W_o$  is the one that brings  $q$  and  $R$  on a straight line through the origin. The value  $j$  is the tangent to this line. In table 9.7 the values of  $j$  and  $j_2$  for deep and shallow runoff are given for the studied test wells, together with the depths of the respective drainage levels.

In table 9.8 the discharge  $Q$  in January, February, November and December is given, calculated as precipitation minus the sum of evaporation and changes in storage. It is the mean monthly total over the years 1953 through 1964 (1956 excluded). These amounts include non-stationary storage, for the storage calculated as explained in par. 2 is only the stationary part of it. In table 9.8 also the mean monthly discharge for the same months is given, calculated as a function of groundwater depth. For known groundwater depths  $W_n$ , storage  $R_{1w}$  and  $R_{2w}$  above the two drainage levels  $W_{o1}$  and  $W_{o2}$  can be calculated via (9.13) and (9.14).

With the data in table 9.7 for the separate test wells, mean monthly discharges  $Q$  can be calculated with (9.15) or (9.16). Here  $n$  is the number of known groundwater depths per month and  $t$  is the number of days of the month. It was obvious that the discharges given in table 9.8 and calculated in the two different ways do not agree. An explanation of this is that the discharge is calculated as a function of the groundwater depth with functions for stationary conditions. It is well-known, however, that at the same groundwater depth the discharge is higher when the groundwater table rises than when it falls. Table 9.9 gives mean monthly changes in groundwater level. In fig. 9.6 an estimation is given of the relationship between these changes in four winter months and the ratio between the discharge, calculated in two ways. This ratio is assumed to be 1 when the mean monthly change in groundwater level is zero for in that case flow has been steady and there is no need for correction. The ratio cannot be smaller than 0.82, this being the constant ratio between stationary discharge and tail discharge. In table 9.8 the means of the three catchment areas are corrected for non-steady flow on the basis of the data in table 9.9. With the data available this is the best possible estimation of discharge. The same holds for the estimation of non-stationary storage. In table 9.8 this is the difference between the mean discharge of all test wells according to the water balance and that cal-

culated as a function of groundwater depth.

In table 9.10 monthly totals of discharge in the average year, calculated as a function of groundwater depth, are given. In fig. 9.7 they are compared with those, calculated from water levels of various rivulets by means of discharge curves. In table 9.11 the regression and correlation coefficients of fig. 9.7 are given. It appears that in the separate diagrams scatter is of less importance than systematical error. Only in case of the Baakse Beek the deviation of the regression line from the  $45^\circ$  reference line is not significant. This may be due to the fact that only for this rivulet discharge curves were available covering different seasons. In the other catchment areas only one curve had to do for the whole year. Although for an area of several thousands of hectares 5 or 6 wells are not many to calculate discharges from, a fairly good agreement exists in the winter months for all three catchment areas as is shown in fig. 9.7. This proves that it is likely that, although the assumption of linearity between storage and discharge is not correct, it does not involve large inaccuracies in the calculated discharges.

#### 4. EVAPOTRANSPIRATION

With the best estimation of discharge and storage, the real evapotranspiration  $E_w$  can be calculated as an item of the water balance. In table 9.12 monthly totals of evapotranspiration in the average year are given as means of the 21 test wells involved in this study. Separate test wells show varying totals of evapotranspiration, a result of local conditions such as moisture content of the soil and development of the crops. As there were no data available about these properties, the groundwater level per month of the year can be considered to be the best available parameter for the moisture content. The month of the year may also serve as a parameter for crop development. For one test well a regression coefficient for different groundwater levels in different months cannot be calculated with sufficient accuracy, however, as one test well in 11 years with 2 soundings per month did not yet give enough data. Lumping together of the data of a number of test wells was therefore necessary. Soil constants and groundwater regime of such sites should then be essentially the same. In fig. 9.8 the values of  $b (= Q)$  as in eq. 9.5 and in table 9.2), separately calculated for the test wells 894, 1546, 1172, 1568, 1991 and 2974, are plotted against the respective average groundwater levels. Estimation of a joint relationship between groundwater level and discharge by curve fitting is possible. Greater accuracy is attained, however, when the regression coefficients  $a$  and  $b (= Q)$  are calculated, as in table 9.2, after the initial data of the separate test wells are lumped together. In fig. 9.10 the coefficients  $b (= Q)$ , calculated

for nine groups of time intervals with the same average groundwater level, are plotted against these averages. Apart from discharge by drains at two shallow levels there appears to be a very slow discharge at a drainage level of which the depth cannot be determined. Greater accuracy is attained than in fig. 9.8. In fig. 9.9 the coefficients  $a (= \mu)$  for the nine groups, used in fig. 9.10, were plotted against the average groundwater levels. It appears that for the six test wells  $a = 0.99 W^{0.87}$  which agrees quite well with the means of  $f$  and  $m$  of these test wells given in table 9.3. The technique of lumping the test well data was proved to work. To this end the data of the six test wells pertaining to the separate months were divided into 5 groups of time intervals with different groundwater levels  $\bar{W}$  and the coefficients  $a (= \mu)$  and  $b (= Q + E_w)$  were calculated as in table 9.1. It appears in fig. 9.11 that for low groundwater levels in June, July, August and September the storage coefficients were higher than those calculated from the moisture equilibrium as given in fig. 9.9. Higher storage coefficients are an indication of lower moisture contents and higher moisture tensions, especially in the upper soil layer. It is accepted that such conditions decrease evapotranspiration. However, after subtraction of  $Q$  proportionate to  $\bar{W}$  after the relationship in fig. 9.10, from the values of  $b (= Q + E_w)$ , the value of  $E_w$  is increasing. This apparent increase of evapotranspiration is coinciding with decreasing moisture contents, due to an over-estimation of evapotranspiration, which can be corrected by writing the water balance equation as (9.21).

Here the meaning of  $\mu$  is restricted to the percentage of storage at moisture equilibrium and ( $\Delta V$ ) represents the changes in moisture content of the soil without effect on the groundwater level. When coefficient  $a$  exceeds  $\mu = f\bar{W}^m$  this means that  $N - Q - \mu(\Delta W) > E_w$  so ( $\Delta V$ ) must be an increase of moisture content. However, when  $N = 0$  it holds that  $\Delta V = 0$  so  $E_w$  can be written as in (9.22).

In fig. 9.12 the principle of this estimation of evapotranspiration is shown. The difference between  $b$  and  $-\mu(\Delta W)$  is an estimation of  $\Delta V$ .

In fig. 9.13 the logarithms of the rates of evapotranspiration are plotted against the respective average groundwater levels in the separate months. When two data which do not fit in the picture are excepted, smoothed out values of evapotranspiration can be calculated in a simple manner. In a range of groundwater depth, becoming wider as  $gE_o$  decreases, it holds that  $E_w = gE_o$ . Values of  $g$  are given in table 9.13. It was assumed that  $g = 1$  for the months not mentioned in table 9.13. If evapotranspiration falls below  $gE_o$  when the groundwater depth increases, it can be calculated as  $E_w = -2.13 - 0.4675 W$  for 24 hours. Without considering any physical explana-

tion, evapotranspiration has been calculated for a succession of years on the basis of the course of evaporation and of groundwater depth in two test wells. In fig. 9.14 the result is shown. Test well number 2074 is the one with the highest groundwater levels of all 21 test wells involved in this study, but number 894 gives a good representation of average conditions in the Gelderse Achterhoek. The monthly totals of the last mentioned test well in the average year agree very well with those given in table 9.12, as is shown in table 9.14. Fig. 9.15 shows the course of evapotranspiration in the average year with its standard deviation.

## SUB-REPORT 10

### COMPUTATION OF THE WATER BALANCE SHEET OF A FIELD BY MEANS OF DIGITAL SIMULATION

G. F. MAKKINK and H. D. J. VAN HEEMST

A program was written in FORTRAN for a synthesis of the processes which control the water balance of an experimental field on a sandy soil. The computation comprised two years, the field first being fallow and then under oats and rye in succession in 1964, and under rye and turnips in 1965. The time element was 24 hours for which the complete cycle was calculated.

The water content of three soil layers was calculated, e.g. the layer from which water evapotranspired, the layer between the phreatic level and a lower reference level, and the intermediate layer. The contents were calculated at time  $t$  from the water contents at time  $(t-1)$ , accounting for all rates of the items of the balance sheet taking part in the changes of the contents (eq. 10.1 through 10.3 and fig. 10.1). The various rates were calculated separately. At moment  $t = 0$  the contents were put in, including the depth of the water table. The input consisted moreover of routine weather data, the height of the crop and depth of the effective root zone, all as a function of time. Also constants and functions of soil and crops were put in (e.g. the  $pF$  curves and the fresh weight/height relationship of the crops).

Actual transpiration ( $E$ , mm/24 h) was based on an empirical relationship  $E = f(E_p, vV_o)$  ( $E_p$  potential transpiration, mm/24 h,  $vV_o$  relative available water content of evapotranspiration zone, mm/mm). Percolation ( $P$ , mm/24 h) was taken to be the surplus ( $S$ , mm) above field capacity (eq. 10.10a,  $vU$  deficit at field capacity in evapotranspiration zone,  $k$  conductivity of the soil, mm/24 h). Capillary rise ( $C$ , mm/24 h) was calculated with  $C = c \cdot H^{-a}$  ( $c$  and  $a$  con-

stants,  $H$  distance between water table and the bottom of the layer in which the whole deficit in the profile below  $pF$  4.2 could be packed together. This fictive packing was done (MAKKINK, 1962, p. 115) since the computation does not inform about the distribution of the water in the profile, so that the potential gradient is unknown).

Underground discharge ( $A$ , mm/24 h) was calculated with the formula of Hooghoudt, and was applied for 4 bases of drainage, for which the necessary constants were given.

It was assumed that the changes of the water content in the profile at the end of each day had led to a new hydrostatic equilibrium. The relationship between the equilibrium moisture deficit and depth of the water table was put in and made it possible to find the new depth of the water table. If this relationship was calculated from  $pF$  curves of the profile, no satisfying results were obtained; therefore the empirical relationship was used (fig. 10.2).

Frost influence was roughly approximated by means of the eq. 10.22, 10.23, 10.24 and a number of decisions concerning presence of snow on and ice in the soil ( $Y_o$  = rate of forming or melting of ice, mm/24 h;  $T$  = temperature at +2 m, °C;  $u$  = wind velocity, m/sec;  $w_s$  = latent heat of fusion of water, cal/g;  $Y_s$  = rate of forming ice with presence of snow, mm/24 h;  $S$  = amount of snow, mm water;  $S_i$  = minimal amount of snow which completely isolates the soil against freezing, mm water;  $W_s$  = melting rate of snow and ice due to heat from the subsoil, mm/24 h;  $\Delta T/\Delta Z$  temperature gradient between -5 and -100 cm, °C/cm;  $\lambda$  specific conductivity of heat in the soil, cal/cm.sec.°C).

Many complications were accounted for. A survey of the procedure is given in fig. 10.4.

The results are given in fig. 10.5 through fig. 10.8. The fluctuations of the groundwater table were computed satisfactorily in both years. The amplitude of the yearly course of the phreatic level was computed too narrow, probably as a consequence of the conception for the computation of the groundwater table. This is based on the assumption that the hydrostatic equilibrium is established each day. In the dryer year 1964 this was obviously not the case.

Agreement for 1965 could not be judged properly, because data on height of crops and date of beginning of ripening were lacking completely and had to be estimated. The course of the computed moisture deficit in the profile since the beginning of the computation each year in general showed the same discrepancies with the observations as the computed course of the phreatic level.

The curves of fig. 10.9 show the great influence of the data of the crops. For their computation the curves of fig. 10.10 were used in combination with curves of actual crops (curve A') or with curves of irrelevant crops (curves A and B) from fig. 10.3.

Daily actual evapotranspiration (included evaporation from interception water) and potential evaporation ( $E_o$ ) are depicted in fig. 10.11 and 10.12.

The method was developed in order to reduce expensive field moisture measurements in future and to restrict them to those on one day only.

## SUB-REPORT 11

### WATER BALANCE RESEARCH IN SMALL RIVER BASINS

H. J. COLENBRANDER

#### 1. INTRODUCTION

In hydrologic investigations water balance studies play an important role. Based on a simple principle, they can give useful information on the physical characteristics of an area and the hydrological processes involved. Although the techniques are rather simple, their implementation is not without complications. Some of these will be discussed in this report.

Various methods are available for estimating potential evaporation from meteorological data. The estimation of actual evapotranspiration of an area is, however, far more complicated and remains relatively inaccurate. It is therefore worthwhile to determine the actual evapotranspiration by balancing the other terms of the water balance equation. In water balance studies of river basins one of the difficulties encountered is the exact location of the divides. Their accurate assessment can be particularly difficult in flat regions and in areas where the topographic divides do not coincide with the phreatic ones. Difficulties also arise if the location of the basin divides is changing as a function of water table depth.

When setting up a water balance equation for a basin other inaccuracies can occur which are mainly due to an incorrect estimation of the mean basin values for rainfall and water storage. To decrease the error in water storage the items are usually balanced over relatively long periods (as the growing season or a hydrological year) or the balance equations are made for periods with small changes in water storage (in the Netherlands the winter periods). For the Leerinkbeek area the water balance equations were set up for relatively short periods (two weeks, one month) over the year, which means that the change in water storage had to be measured with accuracy.

In this sub-report the evapotranspiration derived from the water balance equations for various sub basins in the Leerinkbeek area is being compared with the results of other calculation methods.

#### 2. SELECTION OF BALANCE PERIODS

In general the balance periods were

determined by the days of measurement of soil moisture and water table (14th and 28th of each month). However, in case a rain storm occurred just before the day of observation the beginning and the end of the balance period were shifted over some days to avoid that rainfall and subsequent runoff would appear in different periods. In the case of shifted periods the storage of water at the beginning and the end of the balance periods was interpolated by means of continuous records of groundwater hydrographs and by means of the course of daily figures of precipitation minus evaporation.

If a water balance has to be made over a whole year the calendar year is less suitable. Under the hydrometeorological conditions prevailing in the Netherlands, the soil is usually at field capacity around April 1st and during the months March and April the differences in water table height are small in the various years (table 11.1). The water year in the Leerinkbeek area was therefore taken from April 1st to March 31st.

It is also important to know to what extent the hydrological conditions during a short study period are comparable with the average conditions over a long period. As a parameter for such a comparison the frequencies of daily precipitation can be taken (sub-reports 5 and 7) or the frequencies of depth to groundwater (sub-report 8). Still better is the use of frequencies of soil moisture contents, but they are seldomly available over a long period. From such comparisons of frequency distributions it was clear that hydrological conditions during the period of 1962 till 1966 are fairly representative for the long term average.

### 3. THE ELEMENTS OF THE WATER BALANCE

#### 3.1. The water balance equation

In accordance with the systems under consideration and the questions asked the water balance equations will be written in a slightly different form. For river basin studies the equation was written as (11.1) where:

$E_n$  = actual evapotranspiration ( $n$  indicates the basin number  $E_{10}$ ,  $E_{12}$ , etc.);  $N$  = precipitation;  $Q$  = streamflow;  $(S_b - S_e)$  = change in total water storage;  $U$  = underground inflow minus outflow (net subsurface flow);  $I$  = imported water minus exported water. The various elements are discussed in the next sections.

#### 3.2. Precipitation

For river basin studies the determination of a reliable mean areal precipitation is very important. The accuracy of point rainfall measurements and the areal variation of rainfall are discussed in detail in sub-report 5. It is shown in that report that the catch of gauges of standard height (40 cm above ground surface) is smaller than the catch of ground level gauges. The mean differences of the annual totals for three stations are

found to be 6.6 % for the period 1964 till 1967. The differences between the catch at ground level ( $P_g$ ) and at standard height ( $P_s$ ) vary with the season. There is a summer minimum (3 to 4 %) and a winter maximum (8 to 10 %). Ground level gauges were installed at only 4 stations. For these stations the ratio  $P_g/P_s$  has been calculated for every balance period. With this factor the data of the other 7 stations, where only a standard gauge was present, were multiplied. Then for each sub basin the mean precipitation was determined using Thiessen polygons.

From table 11.2 it is clear that for basins located closely together the mean amounts may vary considerably. In fig. 11.1 the monthly totals of precipitation for basin 10 and 12 are presented. Finally it must be mentioned that in sub-report 5 other aspects related with the rainfall are discussed as frequency distributions over periods of different length.

#### 3.3. Streamflow

For water balance studies an accurate measurement of the peak flows is generally less important than that of medium and low flows. In the Leerinkbeek area discharge measurements were carried out by means of weirs and flumes in various rivulets and the whole flow range could be measured accurately. Sub-report 6 deals with the problems of discharge measurement. In annex 9 the locations of the various gauging stations are given. In general the basin divides in the Leerinkbeek area are groundwater divides, except in cases where these are crossed by rivulets. In these cases the basin divides were located by using a topographic map and subsurface inflow and outflow have to be calculated (section 3.5). The fluctuation in streamflow in the different years as well as the differences in runoff between the various areas are discussed in sub-report 7. In fig. 11.1 the monthly runoff of basin 10 and 12 is given. In sub-report 12 (fig. 12.11) the flow data for the Leerinkbeek area as a whole can be found.

#### 3.4. Water storage

The amount of water ( $S$ ) stored in an area is usually an important item of the water balance. The two main storage components are storage on the land surface and storage in the soil. The first component can be subdivided into retention storage (which includes interception storage and depression storage) and detention storage (surface and channel detention). Surface retention and detention storage are in our case of less importance because the balance periods were adapted to the precipitation pattern and the discharge hydrographs. The storage in the soil ( $V$ ) can be subdivided in the storage in the unsaturated zone and in the saturated zone. The water stored in the zone above the phreatic level will be called soil moisture storage. No subdivision of this zone into a

soil water zone and an intermediate zone is used because in the Leerinkbeek area very high water tables are prevailing. Under these conditions a subdivision would be less appropriate.

In connection with soil moisture storage the term storage capacity ( $O$ ) is used and defined as the volume of water which causes a given water table to rise to the land surface. Accordingly the maximum storage capacity ( $O_{max}$ ) is the amount of water needed to raise the water table from the lowest level up to the land surface when starting with a soil at minimum equilibrium soil moisture conditions. Sometimes in the field the maximum capacity cannot be used for the storage of water, because in some areas the water table will never reach land surface. In that case the practical limit of the maximum storage capacity is the amount of water which raises the water table from the lowest to the highest level. When studying the relationship between rainfall and runoff, especially in winter,  $O_{max}$  is not an adequate parameter to characterize the storage capacity of the soil. In this respect the mean storage capacity at the beginning of the growing season, called the initial storage capacity  $O_i$ , is more suitable. Storage capacity is related with the physical characteristics of the soil and with the depth to water table (fig. 11.4).

For the various gauging sites the  $O_{max}$  and  $O_i$  values are given in table 11.3, while the course of the storage capacity is shown in fig. 11.5. Further the term storage coefficient ( $\mu = \Delta V / \Delta W$ ) is used and defined as the change in soil moisture content ( $\Delta V$ ) divided by the change in water table ( $\Delta W$ ). The storage coefficient at equilibrium soil moisture conditions ( $\mu_e$ ) varies in general between 0.05 and 0.15. A change in phreatic level will mostly be accompanied by a change in moisture content. Therefore  $\Delta W$  is frequently used for the estimation of  $\Delta V$  assuming a constant storage coefficient  $\mu = 0.1$ . It was proved, however, that for most soils  $\mu$  is not a constant but varies with the depth to water table (fig. 11.4). In fig. 11.2 the relationship between depth to water table and soil moisture content is presented. This relationship can be established by means of data from a neutron gauge and simultaneously observed water tables, or can be calculated from pF-curves. In the last case it is assumed that the equilibrium moisture conditions exist. The moisture contents calculated from the pF-curves are higher than those established from data of a neutron gauge. The calculated values are for layers at shallow depth too high as there is air usually present in the soil even just below a fluctuating phreatic level. Measurements with a neutron gauge automatically account for air trapped within the soil. For the deeper layers discrepancies between the calculated and measured moisture contents are far smaller because in layers permanently below phreatic level entrapped air is of little

importance (figs. 11.2 and 11.3). In general no pF-curves are available for layers below 110 cm minus soil surface. In those cases pF-curves determined for the layers of 50 to 110 cm are used for the data with respect to the layers below 110 cm. If the physical soil characteristics above and below 110 cm are more or less equal the moisture contents can be calculated with fair accuracy from the estimated pF-curves (fig. 11.3). This is impossible when the physical conditions below and above 110 cm are different, however (sites 10 and 11 in fig. 11.3).

Hysteresis occurs especially in dry periods (figs. 11.6 and 11.7). During frost periods also frequently equilibrium moisture conditions do not exist (figs. 11.2 and 11.6).

Discrepancies between changes in moisture content and depth to water table are shown in table 11.4. The figs. 11.8 and 11.9 show the irregularities in the courses of moisture content and of depth to water table during and direct after frost periods. The fluctuation in water table depth consequent on evapotranspiration and frost is given in fig. 11.10.

It can be concluded that a direct measurement of soil moisture content is preferable above the calculations of it from pF-curves. The calculation of the mean soil moisture content of an area is discussed in sub-report 8, section 4.4.

### 3.5. Net subsurface inflow

In case the topographic and phreatic divides of a catchment area do not coincide, an accurate determination of the net subsurface inflow, taken positive when underground inflow exceeds underground outflow, is very important. As stated before, in the Leerinkbeek area the basin divides were generally taken to follow the phreatic divides except if these are crossed by a significant number of rivulets. In those cases the topographic divides were chosen as basin divides as for sub basin 12 (fig. 11.11). Subsurface flow was determined by using equation (11.2) where  $q$  is subsurface flow per unit length ( $m^3/24h$ ),  $k$  the permeability ( $m/24h$ ) and  $D$  the thickness of the aquifer ( $m$ ) and  $h/l$  the phreatic gradient. Subsurface flow occurs over a distance  $a$ , where  $\alpha$  is the angle between flow direction and topographic divide. This means that subsurface flow amounts to  $U = q \sin \alpha$ . This calculation was done for each contour line (interval 1 m) and then net subsurface inflow of the total area was calculated. For basin 12 as a whole the net subsurface flow is negative and amounts to  $-0.22$  mm/24h during periods with high water tables and  $-0.18$  mm/24h in case of low water tables. For basin 14 and for the Leerinkbeek area as a whole these figures are also negative and amount to  $-0.29$  and  $-0.26$  mm/24h resp.  $-0.18$  mm/24h and  $-0.06$  mm/24h.

### 3.6. Imported minus exported water

The amounts of water transported by man-made means out of or into a basin are

often small compared to other items of the water balance. For the Leerinkbeek area two sources of imported water must be mentioned. Firstly at two sites, mainly for drinking water supply of cattle, water is taken from the river Berkel. Another import of water is the sewage water from two dairy factories situated just outside the area. This industrial water ( $18 \times 10^3$  m<sup>3</sup>/year) is discharged via the drainage system of the Leerinkbeek area, but was in first instance for the greatest part extracted from the groundwater of this area. Water is not imported to the basins 10 and 12. The water of one dairy factory is discharged via the drainage network of basin 13, but as mentioned this industrial water is of little importance to the water balance as the total amount is relatively small and for the greater part extracted from the groundwater of the same area. The only example of export of water from the Leerinkbeek area is the water pumped for domestic water supply and distributed outside the basin. The pumping plant is located in the central part of the area. Yearly about 1.5 mil. m<sup>3</sup> of groundwater is extracted. Detailed data on the amount of groundwater extracted are available. In our water balance studies the amounts of exported water had to be taken into account both for basin 3 and for the Leerinkbeek area as a whole.

The water balances of the basins 10 and 12 are not affected by groundwater extraction.

### 3.7. Evapotranspiration

In this study evapotranspiration was determined by balancing the other elements of the water balance. Direct measurements of evapotranspiration in the field for large areas cannot be taken. The actual evapotranspiration will differ from site to site due to variations in meteorological conditions, vegetation, soil properties and depth to water table.

These factors can be combined in such an intricate way that the reliability of the mean basin evapotranspiration derived from point measurements is rather uncertain. An advantage of determining actual evapotranspiration as a rest term of a water balance equation is that it is directly determined as a mean for the investigated area. This implies, however, that within the area differences in evapotranspiration cannot be established.

It remains worthwhile, however, to compare the evapotranspiration following from the water balance with the evaporation figures determined with other methods. To this end the evaporation of a free water surface ( $E_o$ ) calculated according to Penman can be taken, as well as the potential ( $gE_o$ ) and actual ( $E_w$ ) evapotranspiration determined according to Bloemen and the potential evapotranspiration of short grass ( $E_{\pi}$ ) determined according to Makkink.

A difficulty arose as  $E_o$  figures were only

available for monthly periods. Hence for the meteorological station Winterswijk (located 10 km outside the Leerinkbeek area) daily  $E_o$  figures were calculated using equation (11.3), where  $e_s$  is saturated vapour pressure,  $T$  temperature,  $\gamma$  the psychrometer constant and  $Q_s$  the global radiation.  $Q_s$  can be derived from equation (11.4) where  $Q_o$  is solar radiation at the top of the atmosphere and  $P$  relative hours of sunshine. The sum of daily totals derived according to eq. (11.3) agreed very well with the monthly figures of  $E_o$ .

## 4. DISCUSSION OF THE RESULTS

In fig. 11.12 the relationships between the precipitation totals ( $N$ ) and the sum of river flow plus change in storage plus net subsurface inflow ( $Q + \Delta V + U$ ) are given. The intercept on the abscis equals the average evapotranspiration of basin 10. In table 11.5 the evapotranspiration totals of the basins 10, 12, 13, 14 ( $E_{10}$ ,  $E_{12}$ , etc.) and of the total Leerinkbeek area ( $E_{FC}$ ) are given as well as the  $E_o$ ,  $E_{\pi}$ ,  $gE_o^*$  and  $E_w^*$  figures. The average evapotranspiration derived from the water balance varies between 375 and 395 mm in summer and between 80 and 100 mm in winter. The results of the water balance calculations agree fairly well for the several basins, although for basin 10 the evapotranspiration is somewhat lower than that of the other basins. This is perhaps caused by surface inflow during periods with extremely high water tables.

Table 11.5 shows that in summer  $E_w^*$  is about 45 mm lower than the water balance results, but in winter the agreement is very good. During the summer periods of 1964 through 1966 the evapotranspiration derived from the water balance agrees fairly well with  $gE_o^*$  and  $E_{\pi}$ . From this it could be concluded that during these summers the actual evapotranspiration was nearly potential. This is also clear in fig. 11.13, which shows that the relationship between actual and potential evapotranspiration is nearly linear, even for high evaporation rates. Between the several basins differences in evapotranspiration due to deficiencies of water can therefore not be determined. It can be concluded from table 11.5 that in winter the  $E_{\pi}$  calculated according to Makkink is unlikely low.

In fig. 11.14 the relationships between the accumulated evapotranspiration determined with different methods are shown. No discontinuities are evident. For the Leerinkbeek area as a whole fig. 11.15 gives the relationships between precipitation ( $N$ ) and the sum of river flow plus change in storage plus net subsurface inflow plus imported minus exported water ( $Q + \Delta V + U + I$ ). The intercept on the abscis gives the mean basin evapotranspiration  $E_{FC}$ .

In sub-report 12 10-day totals of several elements of the water balance for the period May 1952 through April 1966 are given for



the Leerinkbeek area as a whole (fig. 12.11). For the same area and the same elements, table 11.6 gives for three different periods the summer, winter and annual totals, as well as the values of  $E_o$ ,  $E_{\pi}$ ,  $gE_o^*$  and  $E_{iv}^*$ . Between the several periods considerable differences occur only for summer  $E_{\pi}$ -values calculated according to Makkink. Table 11.7 shows the ratios between  $E_o$  and several evapotranspiration totals.

In sub-report 12 the frequency distribution of evapotranspiration is discussed.

The courses of  $E_o$ ,  $E_{10}$  and  $E_{12}$  have been drawn in fig. 11.16 and they show a fair agreement. The differences between  $E_o$  and  $E_{10}$  resp.  $E_{12}$  are greater in relatively dry summers (1962 and 1964) than in relatively wet ones (1965 and 1966).

The correlation coefficients of the relationships between evapotranspiration totals derived respectively from the water balance and in the manner of Bloemen are relatively low (fig. 11.13 and table 11.8). The same is true for  $E_{\pi}$  versus  $gE_o$  and  $E_{iv}$ . The evapotranspiration of the different basins following from the water balance shows a fair correlation (fig. 11.17 and table 11.8).

It can be concluded that the water balance method is still a reliable way of estimating the actual evapotranspiration and that it has several advantages over other methods. The evapotranspiration derived from the water balance seems to give the best representation of the actual evapotranspiration for the basins 10 and 13. However, the accuracy is not of such a degree that for the relatively wet period of study the effect of a water shortage could be determined.

It must be stressed that it is desirable to measure the factors needed for the calculation of  $E_o$  according to Penman at more stations than was done. A greater use of recording instruments for net radiation, humidity, wind run, air temperature, etc. is also advisable in future studies.

## SUB-REPORT 12

### DETERMINATION OF FREQUENCIES OF EXCEEDANCE OF MOISTURE BALANCE AND WATER SUPPLY MAGNITUDES

PH. TH. STOL

#### 1. INTRODUCTION

Frequency analyses can be used to describe the hydrologic properties of an area. Analysis of situations that happened in the past serves to produce the material with which probabilities on forthcoming situations can be derived. Combined with considerations of economic kind of analysis it will provide a basis to lay down depreciative terms for improvement activities.

The frequency distribution of rainfall is decisive for the dimensions of constructions

for the conveyance of water discharges, provided that all the water has to pass through them. The influence of evapotranspiration must be taken into account in summer periods when one asks for the frequencies of moisture amounts that at least remain available in the profile in connection with crop production. In catchment areas water losses by the influences of gravity cause a further decrease of available water. Frequency distributions of rainfall minus both evapotranspiration and runoff are needed to describe this hydrologic situation. This sub-report discusses the frequency analysis carried out with results treated in several of the previous sub-reports.

Two variables are of interest. The first is the moisture balance  $S^o$  obtained from the basic variables according to (12.1), where  $N$  = precipitation (sub-report 5),  $Q$  = runoff, withdrawal of groundwater for domestic water supply included (sub-reports 6 and 7),  $U$  = subsurface outflow out of the area (sub-report 11) and  $E_{iv}$  = actual evapotranspiration over the whole area (sub-report 9).

All magnitudes are expressed as mean depth over the whole Leerinkbeek area in mm water (or moisture). In case  $S^o > 0$  it is called an increase of water in storage, in case  $S^o < 0$  a decrease of water in storage.

The variable  $S^o$  gives a description of the actual situation. On the other hand a policy must be based upon a requirement that has to be satisfied. Such a requirement can be the non-allowance of a certain shortage of moisture to raise beyond a fixed value. Here  $V_a$  is chosen to represent this requirement, see (12.16), where  $\lambda$  = factor, depending on economic considerations, in the present case taken to be 1,  $E_o$  = Penman evaporation,  $g$  = crop-factor to transform  $E_o$  to potential evapotranspiration (sub-report 9) and  $E_{iv}$  = actual evapotranspiration (sub-report 9).

Two time-parameters are of interest: the period length or duration  $k$  and the initial date  $t$ . Because of the evapotranspiration term, involved in all elaborations,  $k = 10$  days is taken as the shortest period length. Parameter values are

$t = 1$  January, 1 February, . . . , 1 December

$k = 10, 20, 30, 60, 90, 120, 180, 360$  days, starting at  $t$

Combination of parameter-values produce 96 frequency distributions for both the variables  $S^o$  and  $V_a$ . As observations are from May 1, 1952 to May 1, 1966 a number of 14 complete hydrologic years (sometimes designated by years<sub>5</sub> as they begin on the first day of the 5th month of the year) are available, each producing a single value to be included in the frequency distribution. Before proceeding to the frequency analysis, the basic variables have been tested for reliability and systematic deviations.

#### 2. DESCRIPTION OF THE BASIC VARIABLES

The water balance is expressed in units

of mm water depth over the whole area. Runoff is measured as a volume of water passing a weir. Runoff produces a mean value over the hydrologic situations occurring upstream of the weir and for this reason the rainfall data are expressed as the Thiessen mean values over the whole catchment area (sub-report 5). The evaporation, obtained from groundwater level analyses (sub-report 9), was transformed to an areal mean obtained from test wells 1226, 1271 and 57a, weighting them with factors 2, 1 and 2 respectively (sub-report 8).

Equation (12.1) is required to meet the condition as expressed in (12.2), where  $O$  = storage capacity at time  $t$  and  $\Delta$  = difference operator, as well as (12.3) where  $\mu$  = storage coefficient,  $w_1$  = groundwater level at time  $t_1$  and  $\Delta w = w_2 - w_1$ .

Numerical values of  $\mu$  are given in fig. 12.1. These values are based upon the results obtained in sub-report 9; they are in good agreement with those given in sub-report 11.

The Thiessen means of the rainfall data have been transformed to data for ground level gauges with factors given in table 12.1, derived from fig. 5.4 (sub-report 5). Rainfall data have been considered to be equally reliable over the entire 14-year period of investigation. Runoff data from station F<sub>0</sub> (sub-reports 6 and 7) have been produced with two methods. Before August 1960 runoff was determined with stage/discharge curves, but up to that date continuous series of observations of stages were not available. In order to allow for the influence of the varying flow resistance caused by aquatic vegetation, two curves were used. The summer curve covered the period from April 15 to October 15.

The discharge amounts were derived from the daily observations of the stages, using the appropriate rating curves. After August 1960 the discharge measurements were carried out more carefully using a weir and now water level recorders are used. The used evapotranspiration magnitudes are  $gE_o$  and  $E_{iv}$ . The analysis was carried out with rainfall data from standard gauges as described in sub-report 9. The maximum level of evapotranspiration is given by  $gE_o$ . The actual evapotranspiration is mostly only part of it at least during the growing season (May through August). There were no differences in reliability of the evapotranspiration values during the 14-year period, as is illustrated by fig. 12.5 which gives double-mass curves for three pairs of months.

The subsurface flow of the area was derived in sub-report 11, using groundwater level contour maps and transmissivity maps. The values of this term of the water balance in mm/day are given in table 12.2 and were taken to be constant over the period of research. Groundwater levels necessary to check the result of (12.2) and (12.3) were taken from test wells 1226, 1271 and 57a using the mean of all observations of the 28th of every even numbered month.

In section 2.7 formulas are derived to calculate mean values of groundwater level observations. For the  $i$ th well,  $S_i \rho$  is given by (12.3). Next formula produces the mean, weighted with the appropriate area  $a_i$ . In connection with (12.2), equaling corresponding terms,  $O(t_i)$  is given by (12.4). The same procedure applied on (12.3) produces a formula for the mean groundwater level  $\bar{w}$  at time  $t_i$ . This mean value appears to be a mean weighted according to both area as well as effect on the hydrological situation represented by  $\mu$ . With (12.4) this results in (12.5). Equation (12.6) is of more practical use. The argument of  $\mu$  contains the mean groundwater level. The median of the groundwater levels (fig. 12.6) does not produce the correct slope. In autumn the mean value has to be taken parallel to the time-axis (STOL, 1960, English summary). This procedure has been applied to obtain the mean trend (fig. 12.7).

### 3. FITTING BASIC VARIABLES IN THE WATER BALANCE EQUATION

It was required that 14-year means of bimonthly sums of hydrologic variables should satisfy the water balance equation

over a hydrologic year. This will not be true automatically (STOL, 1969). All basic variables to be inserted in the expressions (12.1) and (12.3) need to be fitted in order to obtain equality between both equations. The entire system, involving all procedures from the appropriate sub-reports, is too complex to do so. A practical solution is to apply linear transformations based upon further conditions:

- After each year the hydrologic situation will approximately have returned to the initial situation, in that no systematic deviations are allowed.
- In winter periods, after full storage capacity has been achieved, equality is obtained between rainfall, runoff and evaporation. This must be true even in case a time lag between the processes occurs. It is assumed that bimonthly periods are of such a long duration that equation (12.7) holds.

### 4. RESULTS OF FITTING THE BASIC VARIABLES IN THE WATER BALANCE EQUATION (TABLE 12.12)

The following corrections have to be applied. Rainfall data ( $N$ ) have been trans-

formed to ground level gauge values (section 2). The runoff data ( $Q$ ) are influenced by measuring methods. Double-mass curves for rainfall and runoff data, for several bimonthly sums, show a systematic change of slope (figs. 12.2 and 12.3), indicating that before 1960 higher stages, caused by vegetation in the conduit, had been observed without producing higher discharge amounts. Correction factors have to be applied to reduce the runoff measured in the years before 1960 to its after 1960 ratio to rainfall amounts. These factors are plotted in fig. 12.4 according to  $(1 - C_Q) \cdot 100\%$ . Passing to the following stage/discharge curve the results improve because of a change in season followed by a breakdown after some weeks. The appropriate correction factors were obtained from table 12.3 for bimonthly sums, according to the expression  $Q/N = q$ . So the more reliable after-August-1960 observations were used as reference level.

The ratio was applied to the years before 1959 producing the estimate  $\hat{Q} = qN$ , which results in the ratio between measured and estimated runoff  $\hat{Q}/Q_o = C_Q$  (table 12.4). The hydrologic year 1959 was extremely dry even during autumn and winter months so

Table 12.12. Synopsis of transformations used to fit hydrologic data to the water balance and of symbols

No.	Variable	Symbol	Aim of transformation	Correction factor $P_i$		Time interval of application	Remarks on correction factors	New symbol*
				How obtained	Symbol			
1	Precipitation		Transformation of rainfall from standard gauges to those measured with ground level gauges	From fig. 5.4 of sub-report 5 for monthly totals		1952-1965	With rainfall 10-day totals transformed to 10-day factors	$N$
2	Runoff	$Q$	Transformation of runoff data determined with discharge curves to weir-measured data	From mean ratio of $Q/N$ for bimonthly totals covering 1961-1965	$q$	1952-1958	Application of $q$ on $N$ gives estimated mean bimonthly runoff values	$\hat{Q}$
	Measured runoff 1952-1960	$Q_o$		Ratio between estimated and observed runoff ( $\hat{Q}/Q_o$ )	$C_Q$	1952-1960	With 10-day runoff totals transformed to 10-day factors	$\bar{Q}$
3	Evapo-transpiration Potential Actual	$gE_o$ $E_w$	Fitting groundwater level analysis results to precipitation data measured with ground level gauges	From 1 calculated for bimonthly totals	$f_N$	1952-1965	With 10-day evapo-transpiration totals transformed to 10-day factors	$(gE_o)^*$ $E_w^*$
4	Actual evapo-transpiration	$E_w^*$	Fitting the actual evapo-transpiration of 3 to the bimonthly totals of $\hat{E}_w$ derived from the water balance	By analysis of cumulative moisture balance values of bimonthly totals $E_w/E_w^*$ is obtained	$C_E$	1952-1965	With 10-day evapo-transpiration totals transformed to 10-day factors	$\hat{E}_w$
5	Potential evapo-transpiration	$(gE_o)^*$	Application of the same ratios between potential and actual evapo-transpiration	See 4	$C_E$	1952-1965	The same 10-day factors as in 4 are applied to keep the mutual ratios constant	$(g\hat{E}_o)$

\*) For simplicity sake these symbols are used without primes in next sections



this year was left out of consideration in calculating  $C_Q$ . The results finally gave the 14-year mean of  $Q$  (table 12.5).

The results of the evapotranspiration investigation (sub-report 9) have been corrected for rainfall measurements with ground level gauge values. This was done with a factor  $f_N$ , for example  $f_N = 109.49$  for January plus February (table 12.1). This enlargement of the rainfall-scale enforces an adjustment of the values of  $gE_o$  and  $E_w$ . The result is designated by  $(gE_o)^*$  and  $(E_w)^*$  (table 12.6). The next step was to substitute the new 14-year mean values of the variables in equation (12.1), giving table 12.7. The moisture balance now amounts to 39 mm for every year, indicating that systematic errors had occurred. In order to keep the water balance closed, mean groundwater levels were taken into account (fig. 12.6, see remarks in section 2) transforming them into storage capacity amounts (fig. 12.7). With an iterative procedure of successive approximations a new table was obtained (table 12.8) producing differences between storage at bimonthly time intervals in agreement with (12.2). All results have been collected in table 12.9 where the water balance is a closed system now. Estimated values of the actual 14-year mean of bimonthly sums of the evaporation were designated by  $\hat{E}_w$ . From these values the correction factor  $C_E = \hat{E}_w/E_w^*$  was derived. To preserve the relationship between the initial variables  $gE_o$  and  $E_w$ , the correction factor  $C_E$  was also applied to  $(gE_o)^*$ , producing  $(gE_o)$ . The Penman-evaporation has been added to table 12.9 in the last column.

Fig. 12.7 depicts all results. It illustrates the fact that the water balance is a closed system. Change in values of any of the terms, when new investigations are carried out, inevitable causes an alteration of other terms, leaving it an open question which ones have to be corrected to fit. In these cases new adjustments will have to be done along the lines described above.

## 5. INTERPOLATING CORRECTION FACTORS

Let  $S_1$  be a bimonthly sum (14-year mean). Then  $S_1$  is composed of 6 10-day totals (12.8). Let  $P_1$  be the appropriate correction factor for the period under investigation,  $P_o$  that for the previous period,  $P_2$  for the following period.

The corrected bimonthly sum is given by (12.9) as  $S_1^* = P_1 S_1$ . Now it is asked how to partition  $S_1^*$  into corrected 10-day totals. Let  $\pi_i$  be linearly interpolated correction factors between  $P_o$  and  $P_1$  and  $P_2$  respectively which must satisfy (12.10). On the whole this equation will not be satisfied, as is the case with (12.11). To solve the system five further conditions have to be added to the last equation. They are chosen in such a manner that the mutual ratios between the  $\pi_i$ -values remain the same. The solution is obtained by using equations 12.12 through

12.14. This procedure can be applied to each hydrologic year separately. For simplicity 14-year mean factors were calculated, however. An example is given in fig. 12.8. It illustrates that linear interpolation would have produced inaccurate results. An example of the necessary calculations is given in tables 12.10 and 12.11. In table 12.4 the column of  $C_Q$  gives values for  $P_1$ . Values of the 10-day totals were produced from the basic data by partitioning the bimonthly sums  $Q_o$  (table 12.4) which play the role of  $S_1$ . The transformed sum  $S_1^*$  from table 12.11 now satisfies  $Q$  from table 12.4.

In the next sections all variables are designated by symbols without specific distinctions, as they represent hydrologic variables adjusted to the water balance equation.

## 6. THE WATER BALANCE VARYING WITH TIME

The applied corrections will produce the most reliable results, which are used in the present sections. First the variables are considered to be a function of time. The term  $(Q + U)$  will be treated as a single one (see 12.15).

Two tables illustrate the relationship with time. Table 12.13 records sums of hydrologic years, table 12.14 records 10-day totals as 14-year mean values. So the first table depicts fluctuations of the moisture balance  $S^o$  over the years, the second table illustrates fluctuations within a year. They partition the data listed in tables 12.7 and 12.9. The 10-day totals are depicted in a graph (fig. 12.11). It can be seen that the pattern of the evapotranspiration is quite regular. However, differences between wet and dry years occur as is shown in fig. 12.12.

For table 12.13 a graph can be derived (fig. 12.9) where precipitation ( $N$ ) is plotted versus the sum of the terms  $(Q + U + E_w)$ ,  $Q$  and  $E_w$  respectively. Precipitation amounts exceeding the mean annual value (over 800 mm) produce a slope of approximately 1, where on the average 500 mm evaporates and 45 mm runs out of the area by subsurface outflow. The actual evapotranspiration is only slightly related to the annual amount of precipitation and takes on values between 400 and 500 mm. A similar graph for sums over the growing season is given in fig. 12.10. A weak positive correlation is now found between  $E_w$  and  $N$ . The runoff is a fraction of the precipitation except for rainfall data greater than 350 mm. In the last case the amount above 350 mm is discharged out of the area with only a slight decrease of evapotranspiration.

Finally fig. 12.13 illustrates the course with time of  $\Sigma S^o$  and of two test wells from May 1, 1952 through May 1, 1966. The trends of the curves are closely related also in many of their details. In fig. 12.14 the moisture balance  $S^o$  itself is given and the difference  $(-\Delta w)$  of groundwater levels over 10-day time intervals. The correlation

with test well 1226 is relatively high ( $r = 0.75$ ).

## 7. INTRODUCTION TO THE FREQUENCY ANALYSIS

The frequency distribution of the moisture balance  $S^o$  can be approximated by a normal distribution because  $S^o$  is a sum of stochastic variables. The frequency distribution of the moisture shortage  $V_a$  is essentially skew, because  $V_a \geq 0$  and, in general, it takes only small values close to zero.

Examples of the fitted normal distribution are shown in figs. 12.15 and 12.16. The coordinates of the  $i$ th point in these graphs are  $x_i$  and  $f_i$ , the steps are of size  $f_i - f_{i-1}$ ,  $i = 2, 3, \dots, n$ . Fig. 12.15B is with respect to the goodness of fit, one of the worst of the entire series. Most of the curves are of the type illustrated by fig. 12.16B. During the 14 years of investigation some exceptional situations have taken place belonging to a much longer return period  $T$ . However, by chance they have occurred recently. These cases are listed in table 12.15. They were left out of consideration in estimating the parameters  $\bar{x}$  and  $s$  of the normal distribution.

The parameters are functions of time, namely  $\bar{x}(t, k)$  and  $s(t, k)$ . Taking  $t$  and  $k$  as new variables the parameters can be adjusted which was done partly numerically (harmonic analysis), partly graphically, see figs. 12.17 and 12.19. The first figure mentioned illustrates the original data and the fitted curve for  $P_{<} = 50\%$ .

The return period is defined for probabilities of non-exceedance ( $P_{<}$ ) by eq. 12.17. Confidence intervals in case the distribution is normal (HALD, 1967) are sketched in figs. 12.15 and 12.16 and so are the wider intervals belonging to the Kolmogorov-Smirnov statistic. Numerical values are listed in table 12.16. Inside the confidence belt room is found to adjust the frequency distribution according to the time variables  $t$  and  $k$  (STOL, 1966).

## 8. NON-EXCEEDANCE PROBABILITIES OF MOISTURE BALANCE VALUES

For both positive and negative values of  $S^o$  a value of 3 mm/day will be exceeded only once in 20-year periods. Durations of three months decrease the critical values to less than  $1\frac{1}{2}$  mm/day, see fig. 12.18. A summary of the results obtained with  $t$  and  $k$  as variables is given in fig. 12.19A for  $P_{<} = 5\%$  and in fig. 12.19B for  $P_{>} = 5\%$ . For durations of 30 days, intensities greater than 2 mm/day will on the average be exceeded once in periods of 20 years ( $P_{<} = 5\%$ ).

## 9. EXCEEDANCE PROBABILITIES OF MOISTURE SHORTAGES

The previous section was based on what happens in the soil. Moisture demands that

cannot be satisfied by the profile have been called shortages. In case  $P_s$  ( $V_a > v_a$ ) = 5 %, where  $v_a$  is called the critical value, crop deficits caused by non-optimum moisture conditions will occur on the average once in 20 years. Accepting this risk, a moisture supply of  $v_a$  mm will be the maximum amount to be considered. In order to run a risk not greater than that mentioned before, each year the same amount of water has to be preserved. During the course of the growing season the amount to be preserved can be taken less according to the new initial dates. With the present relatively small number of observations it is not possible to derive conditional probabilities. In not taking into account the initial conditions the water management policy will not be optimum. With only 14 years of data available no details can be furnished. The probability distributions given therefore can merely serve to describe average situations.

The pattern of critical values of  $V_a$  is more regular than that of  $S_0$ . This is illustrated in fig. 12.20 for the relationship  $V_a = f(t; k = 30, P_s)$  and fig. 12.21 for the relationship  $V_a = f(t; k, P_s = 5 \%)$ . The last figure shows a moisture supply of 200 mm to be necessary for a growing season of 120 days starting at May 1.

The variables  $V_a$  and  $k$  are suitable in depicting mean intensities (figs. 12.22 and 12.23). Families of curves can be obtained choosing varying levels of parameter values, which makes it possible to illustrate the same relationship from different points of view. Examples are given in fig. 12.22 for  $V_a = f(k; t = \text{May } 1; P_s)$  and  $V_a = f(k; t = \text{July } 1; P_s)$ , and fig. 12.23 for  $V_a = f(k; t, P_s = 25 \%)$  and  $V_a = f(k; t, P_s = 5 \%)$ .

The maximum amount of intensities appears to be 3 mm/day. This value is also obtained from the distribution of extreme values of 10-day periods out of the growing season (fig. 12.24). The return period for a shortage of 30 mm in 10 days is approximately 30 years. For practical purposes the maximum intensity of water supply can be considered to be 3 mm/day over short durations.

The last graph focuses attention to the growing season taking the duration  $k$  such as to end at September 1. So fig. 12.25  $V_a = f(t; k = (\text{Sept. } 1 - t); T)$ .

On the average ( $T = 2$ ) 50 mm of water supply starting at May 1 will be sufficient. For  $T = 10$  this amount increases to 150 mm and to 210 mm for return periods of  $T = 20$  years. In the last case 150 mm of water supply is needed from July 1 onwards to achieve the same security. All magnitudes are less than the average rate of 3 mm/day that was determined to be a safe practical maximum value.

## SUB-REPORT 13

### WATER MANAGEMENT AND NET REVENUE IN THE LEERINKBEEK AREA

J. H. SNIJDERS

The feasibility of water management practices has to be judged by the increase in net revenue. In case the water management of a region as a whole is under discussion, measures to be taken imply both drainage of sodden fields and irrigation of desiccating areas together with abstaining from doing anything in cases where drainage conditions either stay or become optimum as a sub-result of the activities mentioned. The effect of integral water management projects may be computed primarily as the sum of the effects of the separate operations.

Soil maps and maps on the hydrological properties of the soil as composed by the Netherlands Soil Survey Institute (Stiboka) procure data for grouping the various farming conditions into a number of (mapping) units, known by a definite combination of soil type and drainage conditions. The lots of almost any holding within this region lie scattered over several of these agro-hydrological units and consequently each holding is grouped in a number of mapping units.

Now farming results under these separate agro-hydrological conditions can be determined as the sum of the differences between all expenses and revenues which can be attributed to each unit. Subtraction of a fixed amount per ha (1 ha = 2.47 acre) for overhead costs results in a net revenue per unit. Hydrological conditions of units with the highest share in net revenue as compared with less profitable units can give an indication of the nature and the probable effect of planned improvements.

Drainage conditions were indicated by hydrological classes based on mean groundwater depth in summer and in winter as read from the hydromorphological features of the soils involved. Information on yield depressions was obtained from isocarp-diagrams showing lines of equal depression within a system of varying combinations of mean groundwater levels in winter and in summer, while the cropping pattern was derived for various drainage conditions in the growing season only. Classes of mean groundwater depth pertaining to the hydrological classes of the Stiboka-maps therefore had to be correlated with an average groundwater depth in summer and in winter (table 13.1). Moreover, five groups of related soil types were chosen: relatively level sandy soils (Stiboka nos. 2 and 9 through 17), elevated humous sandy soils with either a thick (5 and 7) or a thin (6 and 8) top layer respectively, river clay soils (18) and as a special group the soils occurring within the

extraction area of the pumping plant for drinking water Olden Eibergen.

For each of these groups the influence of drainage conditions on the cropping pattern was analysed. The frequency of occurrence of any crop is related with the hydrological conditions of the soil. This reaction was believed to be represented best by a probability distribution which passes into a parabola when crop frequencies are plotted logarithmically. This is shown in the figs. 13.1, 13.2 and 13.3 for rye, for potatoes and for fodder beets, for oats and barley sown separately or as mixed crop, and for pastures. The joint cropping parabola of fig. 13.4 is composed of the separate crop frequency curves of figs. 13.1 through 13.3. By the position in fig. 13.4 of the abscissae copied from the separate diagrams an impression is obtained of both the economic significance of each separate crop in the cropping system of these soils and the farmers preference for definite hydrological conditions for each crop.

Table 13.2 gives a synopsis of crop frequencies of the relatively level sandy soils as derived from the cropping parabola of fig. 13.4. In table 13.3 these frequencies have been converted to crop acreages, taking into account differences in mean size of lots when growing these crops.

The cropping pattern of the elevated humous sandy soils was found in a similar way. The subdivision in table 13.4 is based on thickness of the top layer. The classes V and VI concern a soil with a thin humous top layer, while class VII has a thick one.

River clay soils proved in this region to be used almost exclusively as pastures.

Water extraction by the pumping plant for drinking water causes the farmer's conception on availability of moisture to move up one whole class into the direction of dryer conditions. This is illustrated in table 13.5 and fig. 13.5. Both crop frequencies under local conditions and corresponding crop acreages are to be found in table 13.6.

Next to the cropping pattern, knowledge of yield levels is essential when computing the share in net revenue of agro-hydrological units. These have been derived from isocarp-diagrams of the former Committee of Agro-hydrological Research in the Netherlands (COLN, table 13.7). In table 13.8 the yield depressions applied when determining these levels are given.

As crop acreages as well as yield levels were now known for each separate unit, the output of arable land could be calculated both from mean crop yields of the past 5 to 10 years (data taken from the Agro-Economic Institute and the Central Census Bureau) and from actual prices of the agricultural products involved. These data are given in table 13.9. Crop yields averaged for a certain number of years (time parameter), have then been weighted according to the mean regional yield depression (location parameter) in order to bring the yield de-

pression percentages of each unit to a more correct amount.

Grassland production under various hydrological conditions has been approached by way of livestock units. Introduction of the grassland production into the calculations on both fodder requirements of the present stock and N-consumption per agro-hydrological unit was executed along the lines given by the Research and Advisory Institute for Field Crop and Grassland Husbandry (P.A.W.).

Under some conditions a surplus of starch exists, under other conditions there may be a starch deficit. In analogy phosphorus and potassium deficits may occur which are to be compensated by additional fertilizing. The quantities needed followed from fertilization balances which were drawn for each unit separately. In the area under investigation surpluses of mineral nutrients never occur.

Since in actual farming the available land will always consist of several agro-hydrological units, starch deficits and surpluses mostly will neutralize each other. Allotment of current values of starch surpluses and starch suppletions to the units concerned, makes the differences in productiveness of the soils of each unit under various drainage conditions show up, however.

The same applies to labour, as under actual farming conditions there can often be spoken of a balance between labour deficits and surpluses of the separate agro-hydrological units within the holdings. Costs, as far as being tied to the activities within each unit, will then follow from the analysis described above.

In tables 13.10 through 13.14 a synopsis is given of the calculation of the share in net revenue of the various agro-hydrological units and several alternatives for optimization have been specified in separate columns.

Fig. 13.6 shows the course of net revenue on relatively level sandy soils over the whole range of hydrological conditions from sogging to desiccation.

Since the acreage of each unit within the region is known, the mean net revenue of the region as a whole can easily be computed. This revenue amounts to approximately 855 Dutch guilders per ha coming from both dairy and arable farming (see table 13.15). The all-over annual labour surplus of 25 man hours per ha is spent on activities not tied to soil and water bound conditions such as pig fattening and poultry keeping. As regards starch values, only a very small deficit shows up.

Integral optimizing of the hydrological conditions in the area as a whole can cause an increase of net revenue of up to a 1000 to 1050 guilders per ha in dependence of the intensity of the exploitation.

As is shown in table 13.16 a small labour deficit remains, which is supposed to lie within the flexible limits of the actual labour potential (family labour). The counter-value

of the calculated starch deficit was already subtracted as suppletion costs when computing the net revenue per unit.

The results of all these calculations do not yet define the costs allowed for an integral hydrological improvement of the area. They do form, however, a basis for computing the feasibility of such measures. The reason that no concrete figure can be given is that the creation of optimum drainage conditions in each and any field of this area will never be practicable. Within any area improved, fields or parts of fields will remain which are, within the bounds of the measures taken, either too deeply or too shallowly drained. A calculated justification of this, causing the curve of fig. 13.6 to flatten and broaden with the optimum moving up to deeper drainage conditions, could not yet be achieved in the present stage of the research of this area. Calculation of an optimum combination of water management practices for this agro-hydrologically heterogeneous area as a whole will be considered to be the finishing stage of the research at hand, for which the materials needed have been given in present chapter.

#### SUB-REPORT 14

### ECONOMIC PROSPECTS OF FARMS AFTER IMPROVING THE LEERINKBEEK AREA WATER MANAGEMENT

J. VAN ELDIK

In assessing the advantages of water control works, the financial profits to be expected in agriculture form a special difficulty. The complexity of this problem or the relevant data not being available are often considered reasons for just sufficing with a few rough estimations. However, since the investments are very high, as a rule, an accurate calculation of the profits to be expected is justified. With respect to this, calculations were made for the catchment area of the Leerinkbeek, based on the actual situation of the holdings in that area.

The holding structure in the area was analysed by data collected by the Central Bureau of Statistics (par. 3). Thus an outline was obtained of factors like holding size, available labour, cropping pattern and stocking rate.

Then, the area of cultivated land per profile type and per groundwater class was calculated (tables 14.2 and 14.3). Based on earlier work, the average yield depression in agricultural crops, due to imperfections in the water control, was determined per profile type and per groundwater class (table 14.4). With yield estimations for a series of years the yield level per crop, without depression, could be approximated (table 14.5).

Based on a sample of 33 farms with known cropping patterns, profile types and groundwater classes per lot, eight holding models were formed, representative for the area under investigation and subdivided into four size classes (tables 14.8, 14.9 and 14.10).

After determining a few basic points as fertilization, food consumption, labour demand and prices, the effect of a complete elimination of yield depressions could be calculated for the holding models. In this way the effect of water control was calculated per holding model (table 14.12). The results of these calculations are strongly affected by the size of the yield depressions (table 14.13).

After separately adapting the water control to an optimum for each groundwater class on each holding model, the effect per groundwater class could be calculated (table 14.15). In this case it was assumed that wet soils were improved by drainage and dry soils by sprinkler irrigation.

The average effect of water control throughout the area, given per ha cultivated soil (1 ha = 2.47 acre), was determined by substituting the effects found per ha on the holding models for the investigated area (tables 14.16 and 14.17). It was assumed that only 80 % of the calculated effect will actually be realized.

For part of the area, where the groundwater level was drawn down by a pumping plant, a separate calculation was made in the same way (table 14.14).

#### SUB-REPORT 15

### SOME PRIMARY IDEAS CONCERNING A FUTURE WATER MANAGEMENT IN THE GELDERSE ACHTERHOEK AREA

W. C. VISSER

The gradual increase of the quantity of water extracted from the subsoil for domestic and industrial water supply purposes will within a decade or so influence the water balance of the soil to such an extent, that pertinent measures regarding the allocation of extractive capacities will have to be taken.

Without such measures damage to agricultural productivity might become larger than necessary. It therefore is imperative that hydrological research includes water extraction for water supply into water balance studies. Such comprehensive studies of water balance and crop response will undoubtedly be stimulated by the fact that the situation of today where agriculture is generally not compensated for the decrease in income due to non-agricultural extractions of groundwater, it can hardly prevail if this extraction increases more and more. Up to recently the water extraction for civil water supply is

mostly situated at sites where the level of the groundwater was deep and the availability of moisture for agriculture was dependent on rain. The area of high land available for non-agricultural water extraction is practically exhausted and the area of wet land where extraction of water might now be profitable will not be sufficient to cope with the expected future need of water for civil and industrial use, however. In the end new ways will have to be found, as using storage basins for winter discharges, river water purification, treatment of sewage water and desalination of sea water. In the near future it will be advisable to extract water for non-agricultural use in wet areas where rivulets can replenish the extracted water by using the system of drainage conduits as a means for infiltration, and where a high groundwater table can be lowered to some extent without causing reduction in crop growth.

One way to increase the available amount of water is to reduce the discharge and drainage by proper technical means. The drainage systems are these days subject to a process of improvement that is not in harmony with the expected future water management situation. The larger conduits, of which the maintenance is carried out by the drainage districts, are usually being enlarged considerably while the smaller conduits, maintained by the farmers, are very often being neglected. This results in a local drainage which remains unsatisfactory and which leads to high water tables and large peak discharges. The main water courses now constructed for this increased runoff, quickly collect this water and convey it to lower lying areas, where the transport capacity of the main rivers is taxed to the utmost. If extraction from wells for civil water supply purposes could reduce this part of the discharge and resulting in a somewhat lower water table and an increased storage capacity, the effects of neglected farm drainage would diminish. The peak discharge would be reduced and enlarged carrying capacities of the main conduits would be needed to a lesser extent. Civil water extraction, agricultural water needs, water for recreation and preservation of nature will together with technical drainage systems have to be considered as a comprehensive problem, which will have to be studied and solved as a multiple purpose project.

A number of solutions for the procure-

ment of water is discussed in the present sub-report (see fig. 15.1) with the suggestion that purified sewage water and water from the river Rhine and Meuse might best be reserved for agricultural or industrial use. Expensive methods as industrial water production processes will in the very near future not yet be economically feasible.

The use of water from the little rivulets, entirely situated within the national domain and therefore more easily open to water quality control, will, due to their discharge regime (see fig. 15.2), only be possible in combination with storage basins.

Emphasis is to be laid more than now on the reservation of water supply areas in the sense of protecting these areas by means of law against those kinds of land use, which might endanger the water quality. This reservation is only possible if it concerns a restricted part of the total area. For future needs such reserved terrains should be indicated already now, as otherwise no place might be left if the need arises. For this planning of future water extraction areas, functional indications will be needed, to give the needs of agricultural, recreational, conservational, civil and industrial land use their due.

Three criteria for such land reservations can be mentioned.

Firstly wet areas, with a dense drainage system and a supply of water by inflowing rivulets might be of importance. The drainage system could be used as infiltration system when the water extraction has lowered the groundwater level below the water level in the ditches.

A second criterion is the transmissivity of the water bearing strata. A high transmissivity will at a maximum acceptable lowering of the water table, allow a pumping station with a larger capacity and a smaller number of stations per unit area.

A third criterion is the presence of lateral subsurface inflow of water appearing at the surface in springs or as inflow (kwel)\* into the drainage system. This criterion is stressed here, because these kwel (positive net subsurface inflow) areas are of a restricted size which allows their reservation. The amount of extra available water is considerable and is only slightly affected by the climate or the time of the year. Finally, this criterion of kwel (subsurface in- or outflow) deserves attention because the practical expert will,

in the flat topography of the Netherlands, only seldomly know where kwel (positive net subsurface inflow) areas are situated. The diffuse nature of kwel (subsurface in- or outflow) makes this part of the water balance more mysterious in a flat sandy country than in a mountainous area with its far more easy to locate springs. In fig. 15.3 three aspects of the, in the author's opinion, to be reserved kwel (positive net subsurface inflow) areas are given: the location of the areas, of the rivulets which may be used for supply of water to these areas, and finally the contour lines of 12 and 14 m which approximately represent a future location of possible distribution canals, which could collect water where it is present and transport it to the sites where the extraction by some future pumping stations has caused a deficit.

The Committee on Fresh Water Supply in the Province of Gelderland did start with assessing the water needs of agriculture. The high rainfall in the latter years may temporarily have given rise to some doubts whether this purpose is as important as was thought in the years following the dry year of 1959. However, the realization that in a few decades the extraction of groundwater for civil water supply may change fundamentally the water budget of the Netherlands, has given the Committee a continued task. In the author's opinion this will consist of formulating measures which will now have to be taken and of indicating the technical means which will allow new lines of development of the water management within the Province. At this moment, a further study of the kwel (subsurface in- and outflow) pattern as a regional phenomenon which is of great value for locating water extraction systems, will deserve some extra attention in the continued research.

\* The present author prefers the use of the term 'kwel', which he defines as the groundwater flow and drain discharge in a certain area when it is caused by a higher level of the open water as well as often of the groundwater in the outer area. When the underground inflow of water is greater than the underground outflow he speaks of 'positive kwel' (identical with the term positive net subsurface inflow used in the papers of the other authors), in the opposite situation of 'negative kwel' (negative net subsurface inflow).



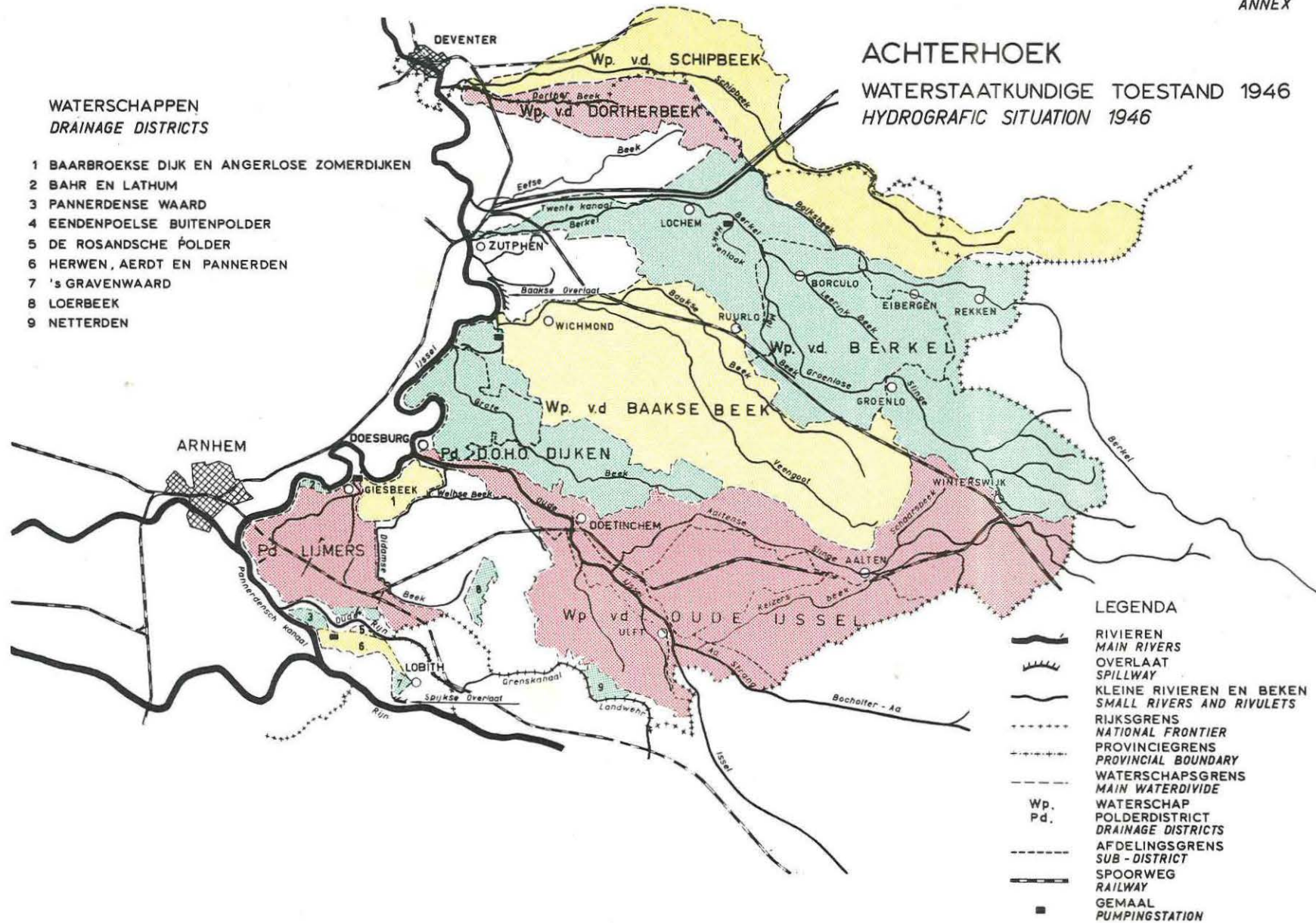


# ACHTERHOEK

WATERSTAATKUNDIGE TOESTAND 1946  
HYDROGRAFIC SITUATION 1946

## WATERSCHAPPEN DRAINAGE DISTRICTS

- 1 BAARBROEKSE DIJK EN ANGERLOSE ZOMERDIJKEN
- 2 BAHR EN LATHUM
- 3 PANNERDENSE WAARD
- 4 EENDENPOELSE BUITENPOLDER
- 5 DE ROSANDSCHE POLDER
- 6 HERWEN, AERDT EN PANNERDEN
- 7 's GRAVENWAARD
- 8 LOERBEEK
- 9 NETTERDEN

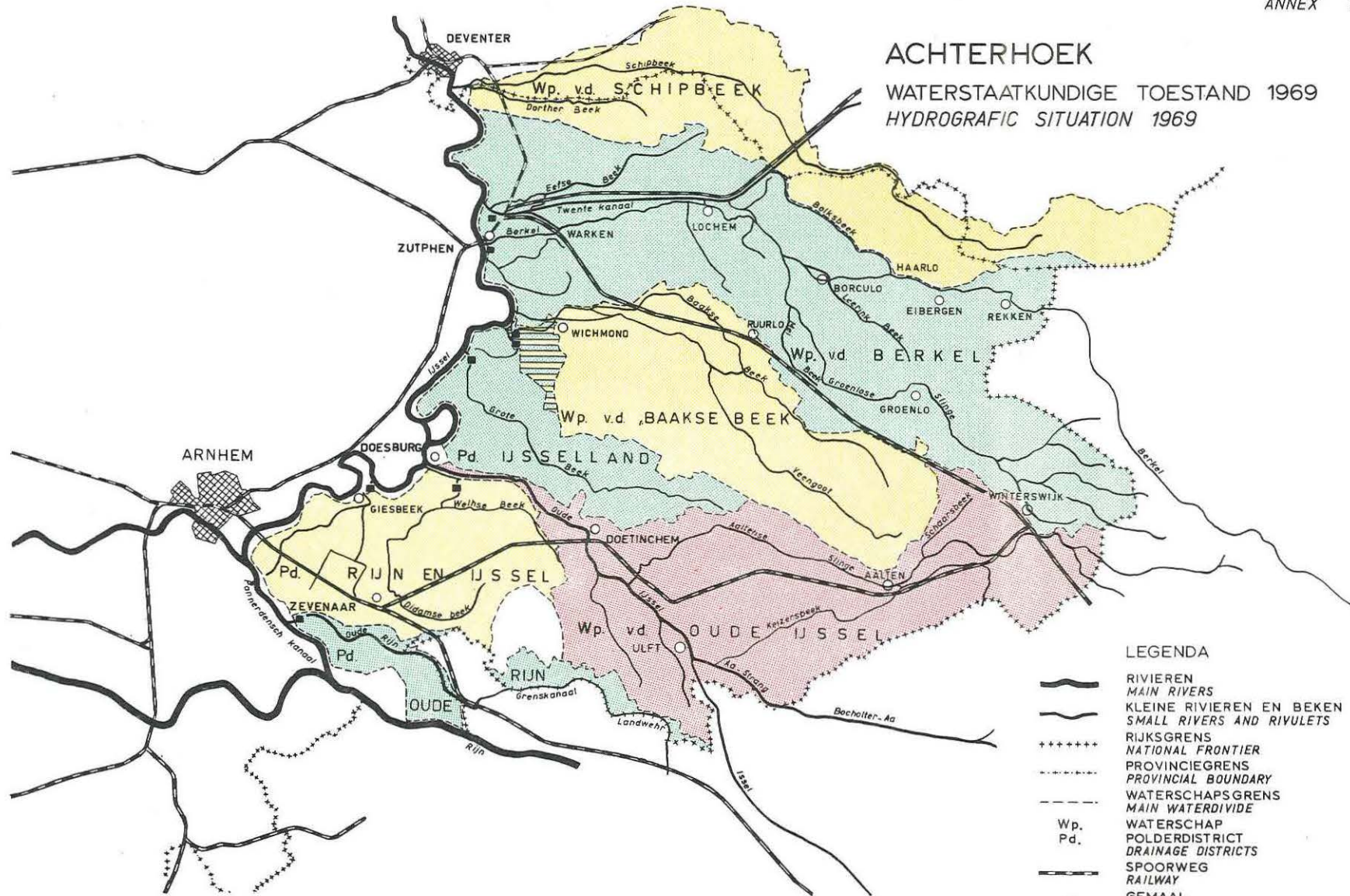


## LEGENDA

- RIVIEREN  
MAIN RIVERS
- OVERLAAT  
SPILLWAY
- KLEINE RIVIEREN EN BEKEN  
SMALL RIVERS AND RIVULETS
- RIJKSGRENS  
NATIONAL FRONTIER
- PROVINCIEGRENS  
PROVINCIAL BOUNDARY
- WATERSCHAPSGRENS  
MAIN WATERDIVIDE
- Wp.  
POLDERDISTRICT
- Pd.  
DRAINAGE DISTRICTS
- AFDELINGSGRENS  
SUB-DISTRICT
- SPOORWEG  
RAILWAY
- GEMAAL  
PUMPINGSTATION

# ACHTERHOEK

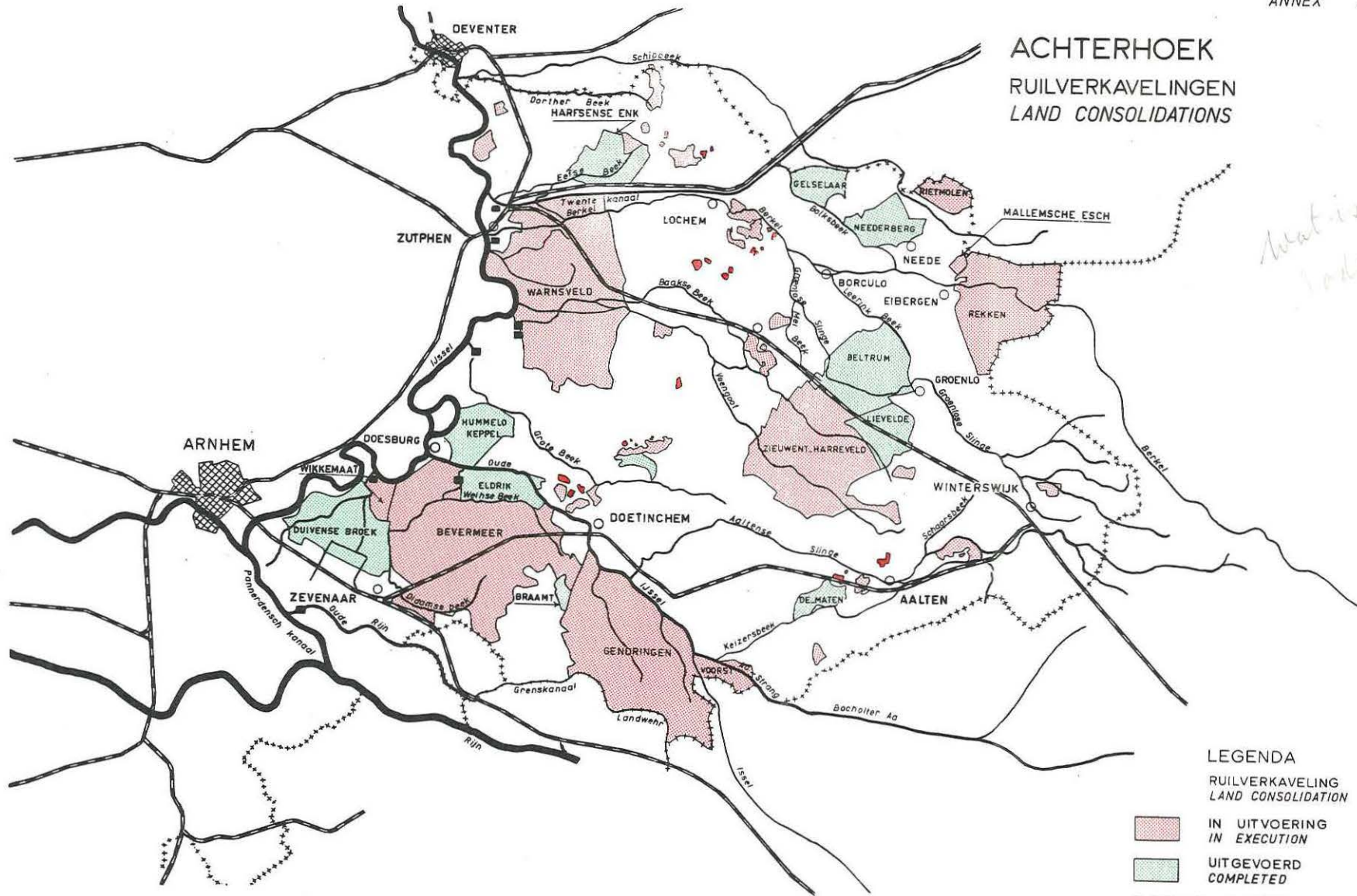
WATERSTAATKUNDIGE TOESTAND 1969  
HYDROGRAFIC SITUATION 1969





ACHTERHOEK  
RUILVERKAVELINGEN  
LAND CONSOLIDATIONS

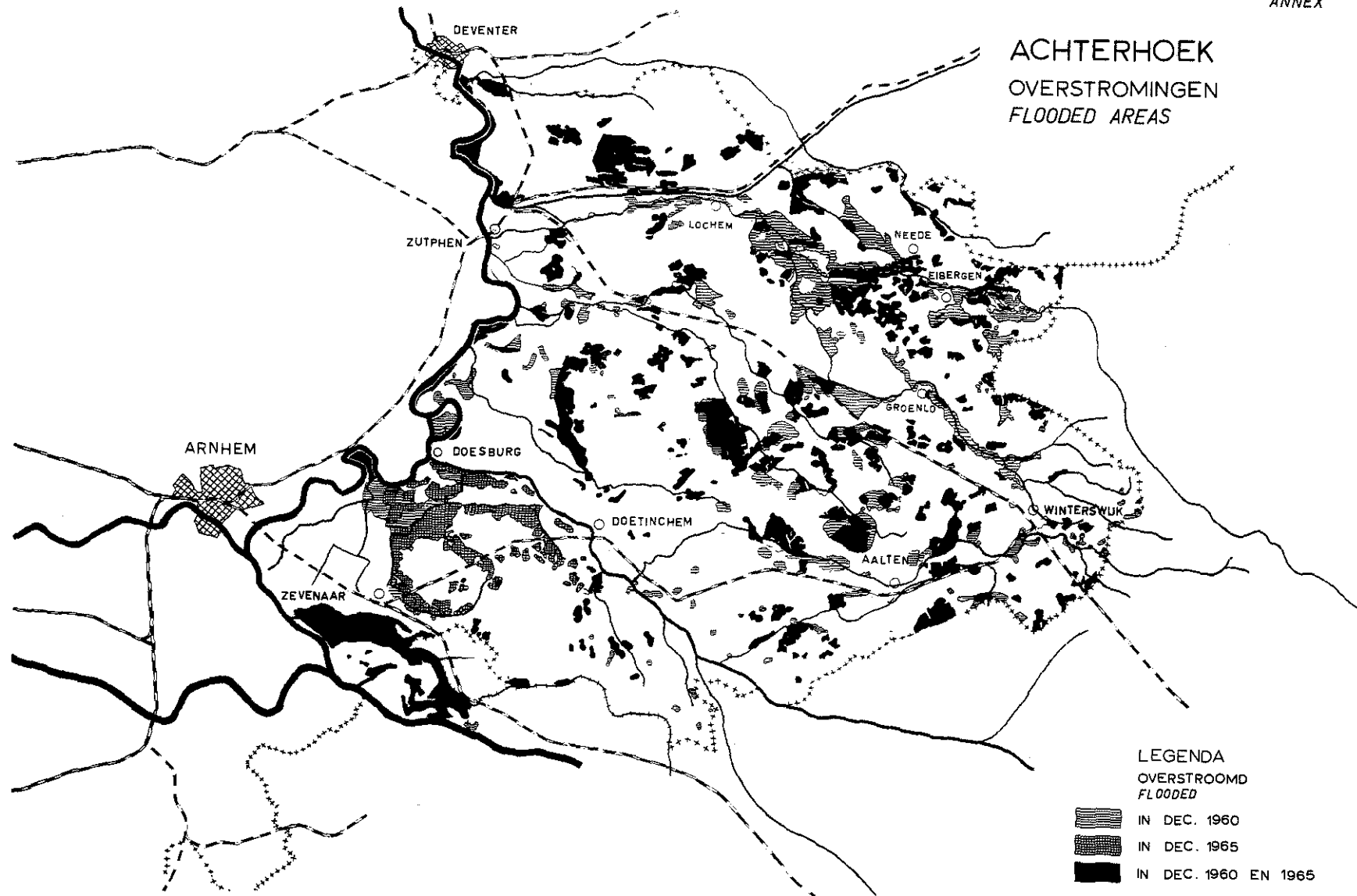
*Wat is dat  
code*



- LEGENDA
- RUILVERKAVELING  
LAND CONSOLIDATION
- IN UITVOERING  
IN EXECUTION
  - UITGEVOERD  
COMPLETED
- TOESTAND 1-1-1969  
SITUATION 1-1-1969

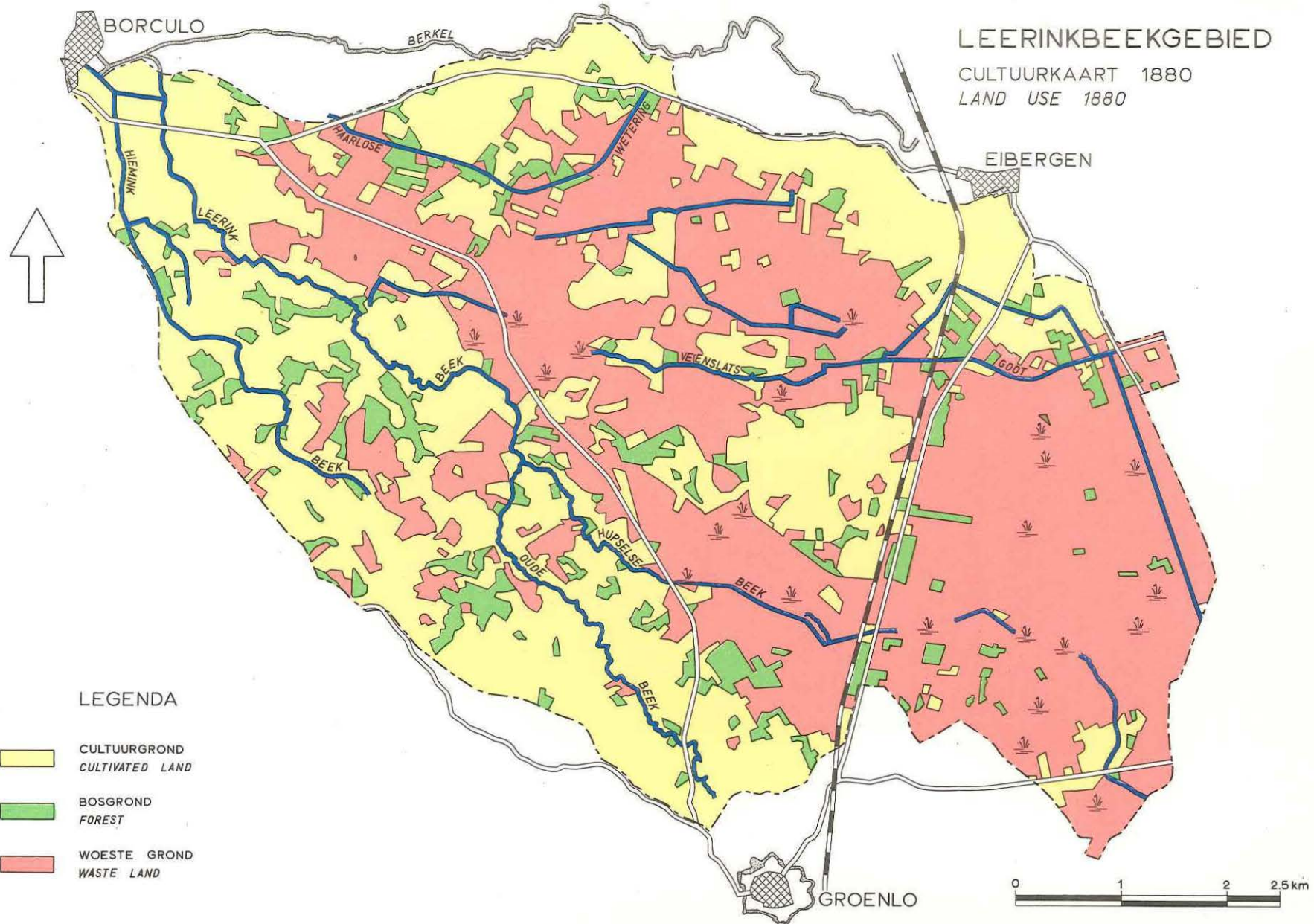


# ACHTERHOEK OVERSTROMINGEN FLOODED AREAS



# LEERINKBEEKGEBIED

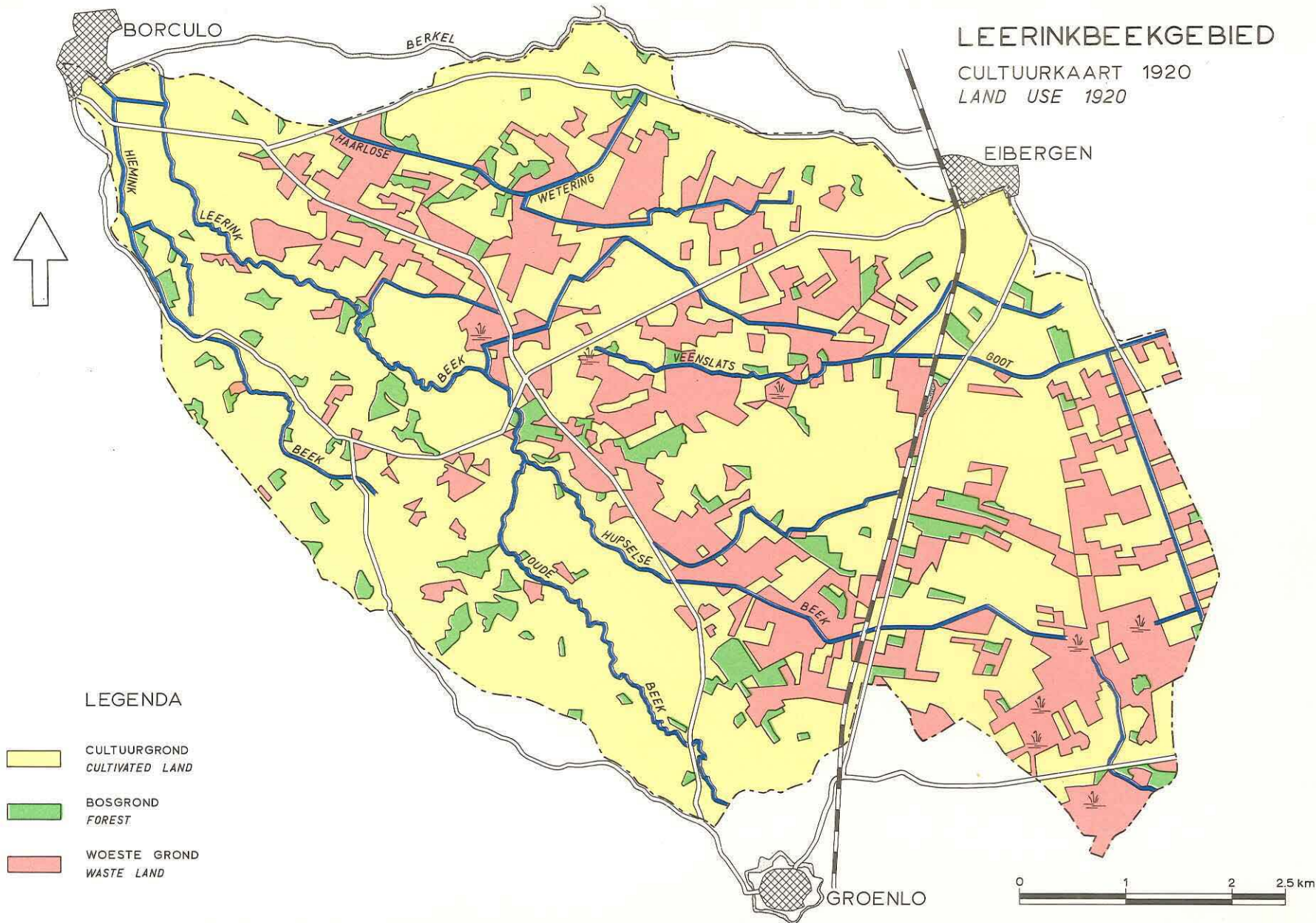
CULTUURKAART 1880  
LAND USE 1880



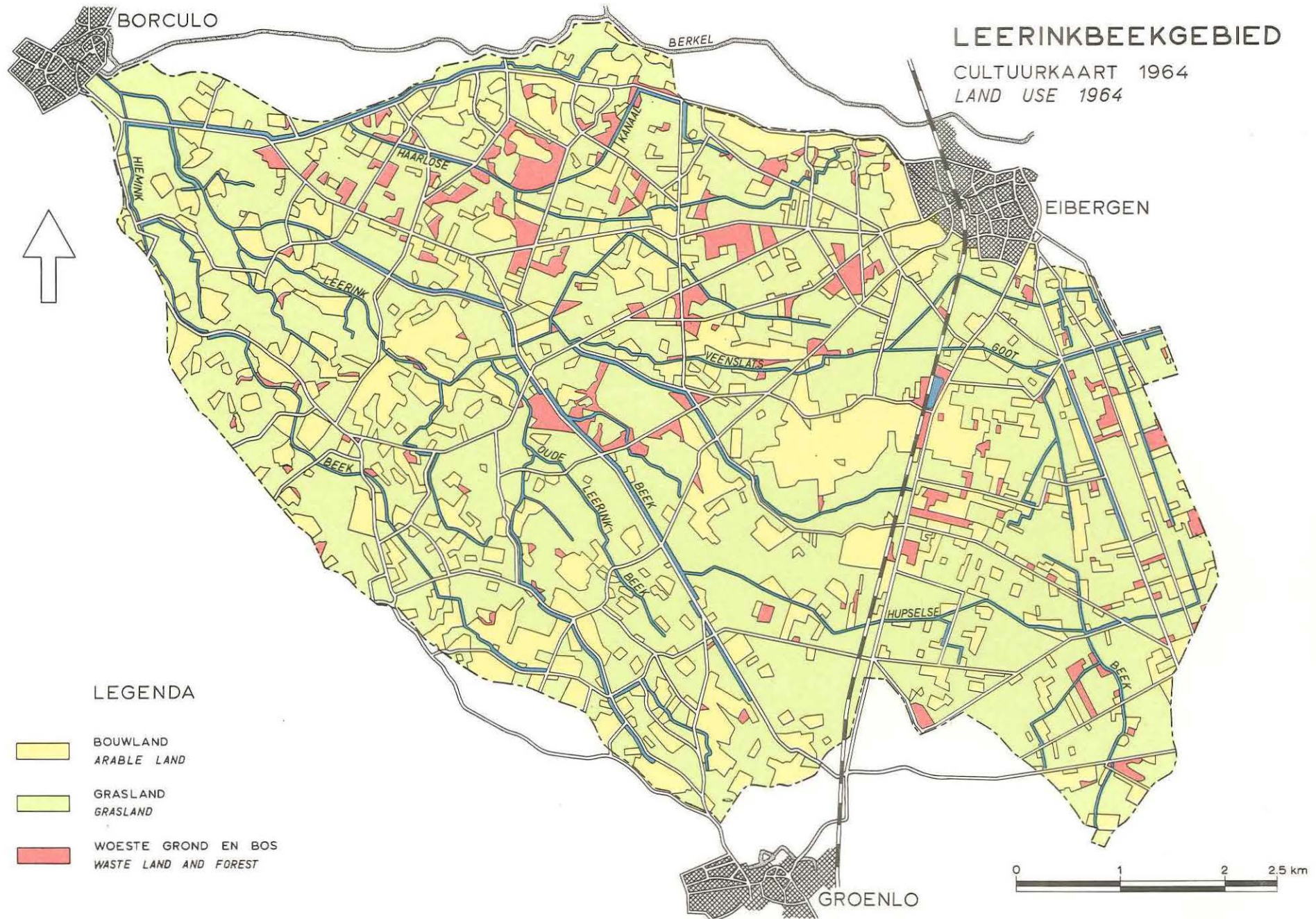


# LEERINKBEEKGEBIED

CULTUURKAART 1920  
LAND USE 1920







LEGENDA

-  BOUWLAND  
ARABLE LAND
-  GRASLAND  
GRASLAND
-  WOESTE GROND EN BOS  
WASTE LAND AND FOREST



BORCULO

### LEERINKBEEKGEBIED

HOOGTEKAART  
CONTOUR MAP









EIBERGEN

GROENLO

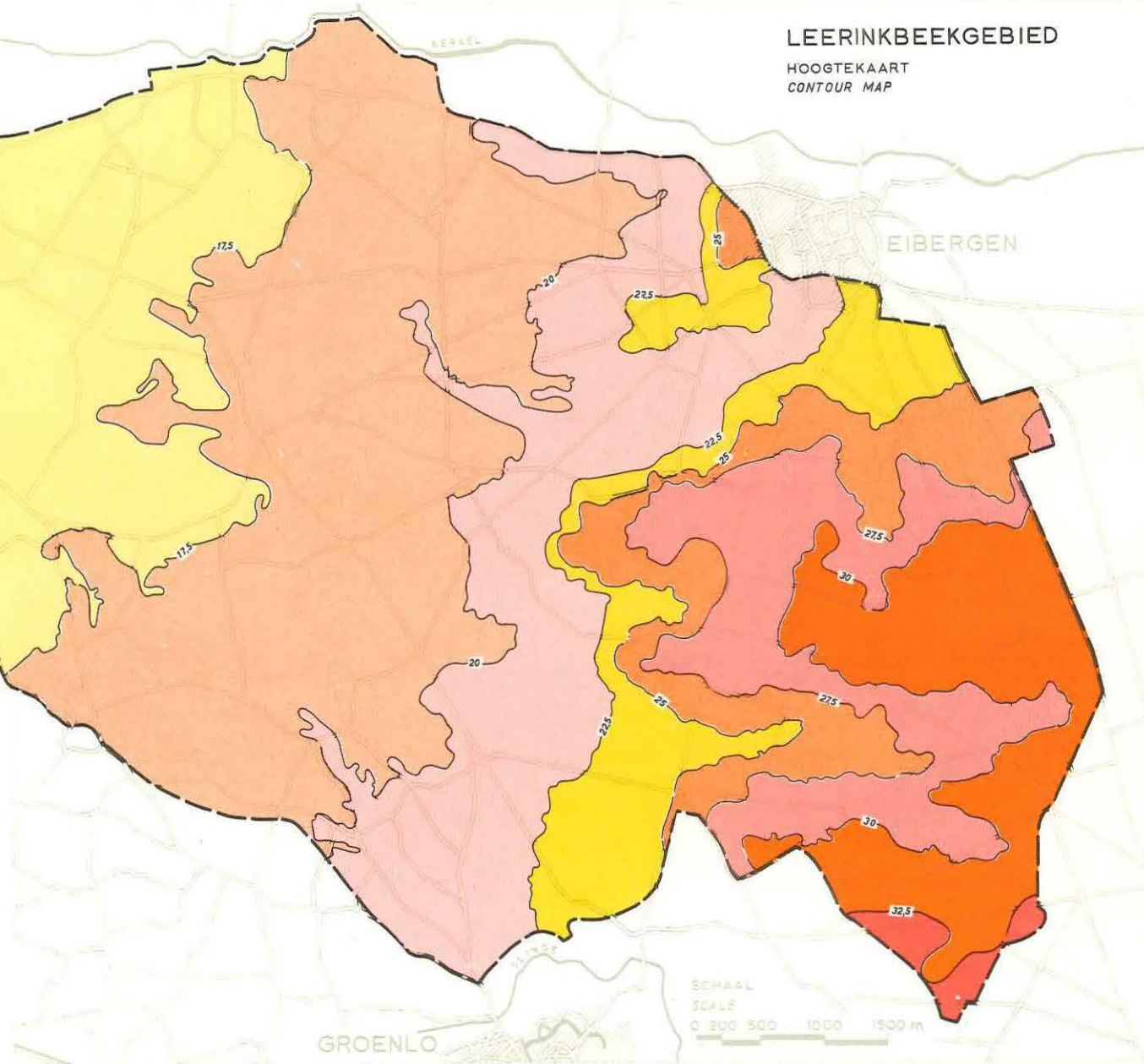


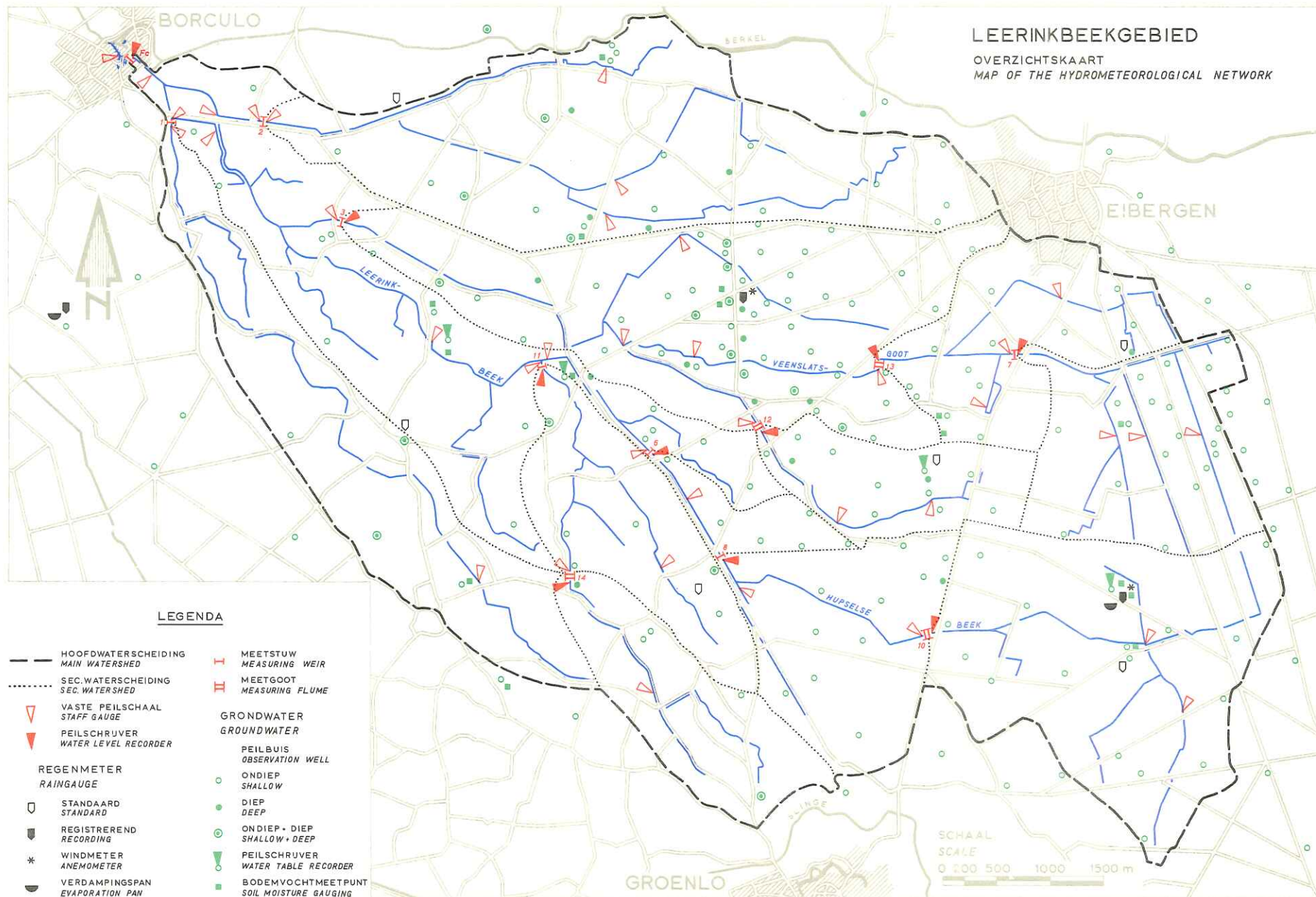
#### LEGENDA

HOOGTE IN m + N.A.P.  
ALTITUDE IN m ABOVE M.S.L.

	< 17.5		25 - 27.5
	17.5 - 20		27.6 - 30
	20 - 22.5		30 - 32.5
	22.5 - 25		> 32.5

BEHAAL  
SCALE  
0 200 500 1000 1500 m





**LEGENDA**

- |   |   |
|---|---|
| — HOOFDWATERSCHIEDING<br>MAIN WATERSHED     | T MEETSTUW<br>MEASURING WEIR                  |
| ..... SEC. WATERSCHIEDING<br>SEC. WATERSHED | H MEETGOOT<br>MEASURING FLUME                 |
| ▽ VASTE PEILSCHAAL<br>STAFF GAUGE           | GRONDWATER<br>GROUNDWATER                     |
| ▽ PEILSCHRIJVER<br>WATER LEVEL RECORDER     | PEILBUIS<br>OBSERVATION WELL                  |
| REGENMETER<br>RAINGAUGE                     | ○ ONDIEP<br>SHALLOW                           |
| □ STANDAARD<br>STANDARD                     | ● DIEP<br>DEEP                                |
| ◻ REGISTREREND<br>RECORDING                 | ○ ONDIEP • DIEP<br>SHALLOW • DEEP             |
| * WINDMETER<br>ANEMOMETER                   | ▽ PEILSCHRIJVER<br>WATER TABLE RECORDER       |
| ◐ VERDAMPINGSPAN<br>EVAPORATION PAN         | ■ BODEMVOCHTMEETPUNT<br>SOIL MOISTURE GAUGING |

SCHAAL  
SCALE  
0 200 500 1000 1500 m



BORCULO

### LEERINKBEEKGEBIED

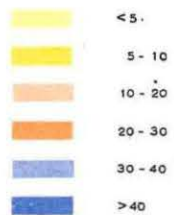
DIKTEKAART KWARTAIRE AFZETTINGEN  
ISOPACH MAP OF THE QUATERNARY LAYERS


EIBERGEN

GROENLO

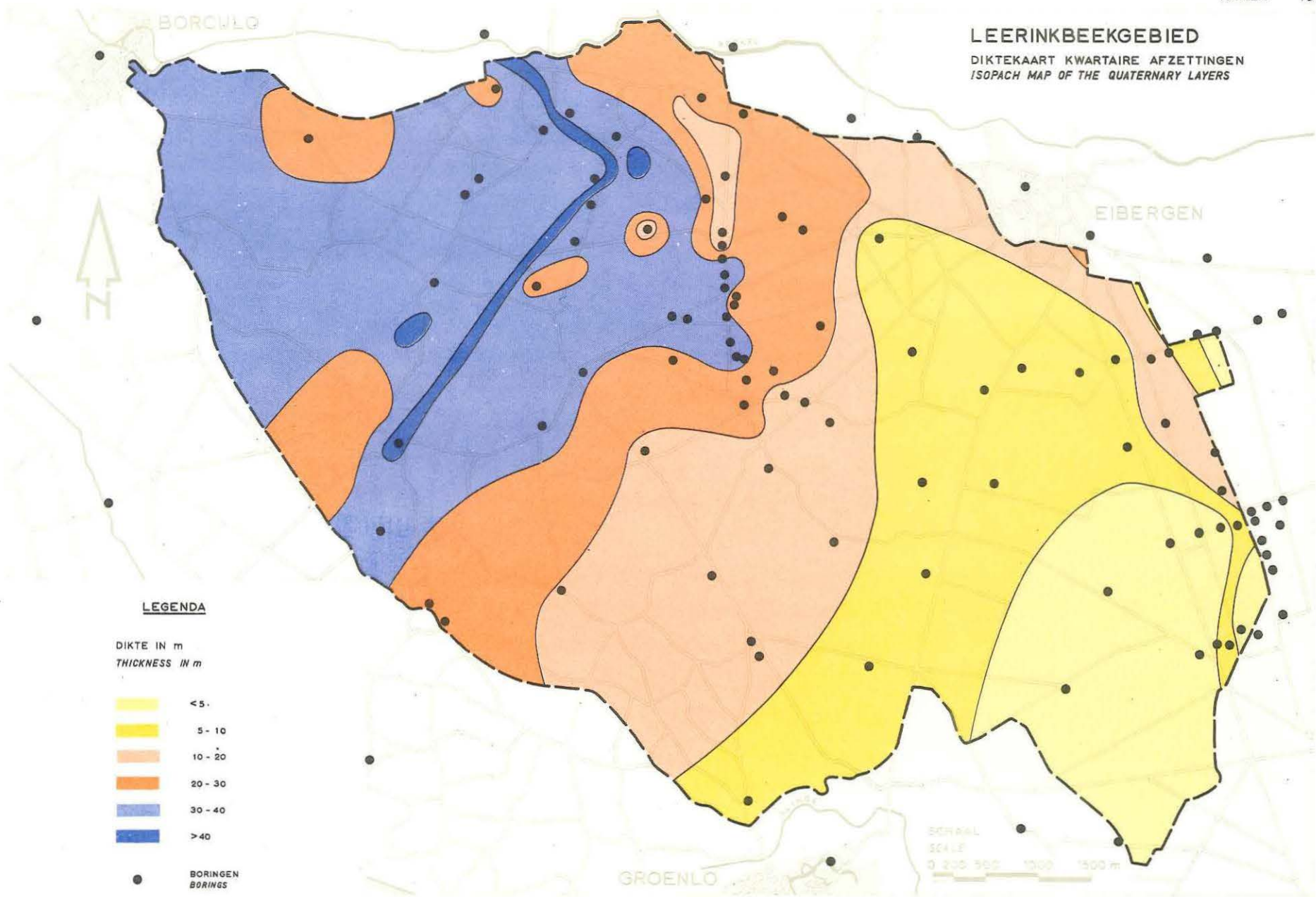
#### LEGENDA

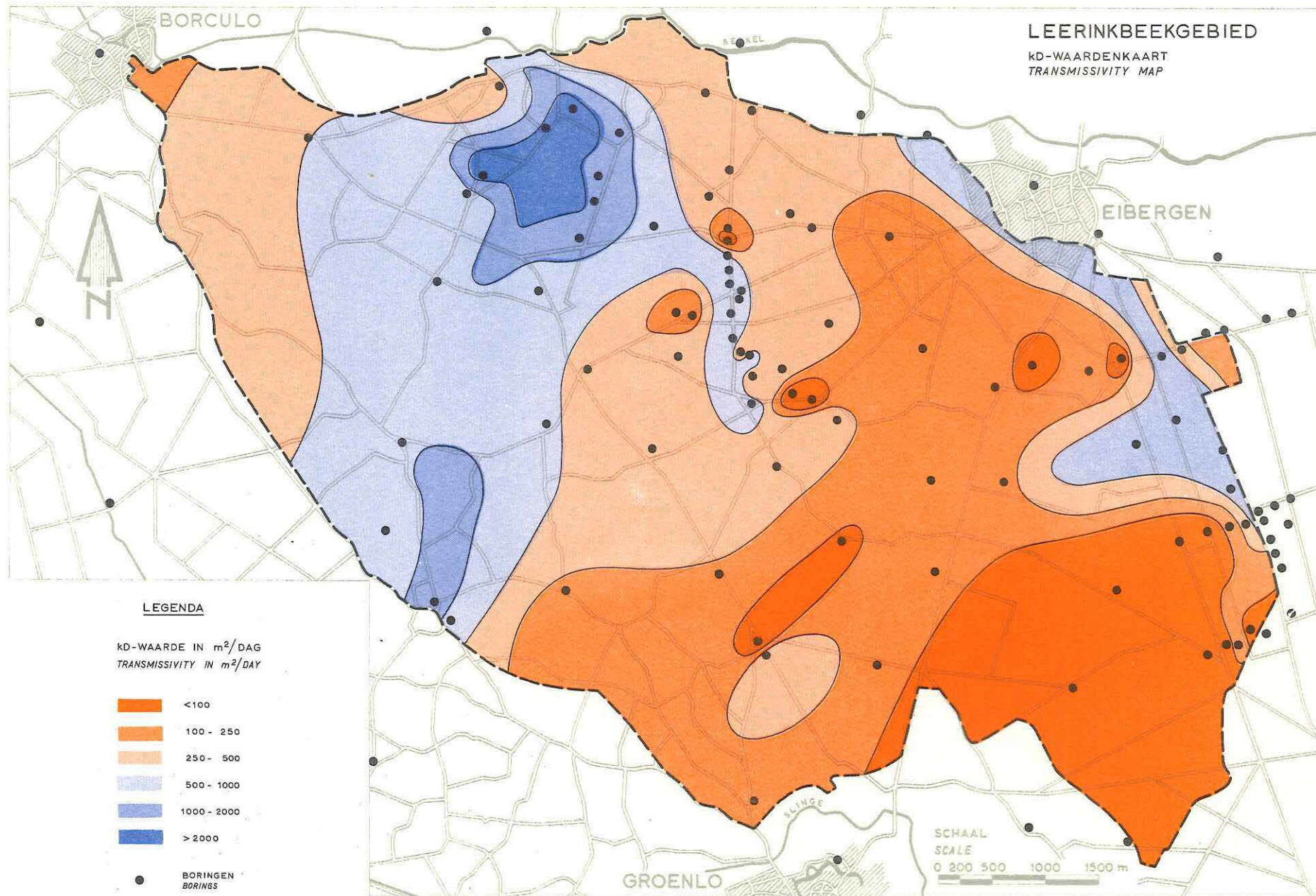
DIKTE IN m  
THICKNESS IN m



 BORINGEN  
BORINGS

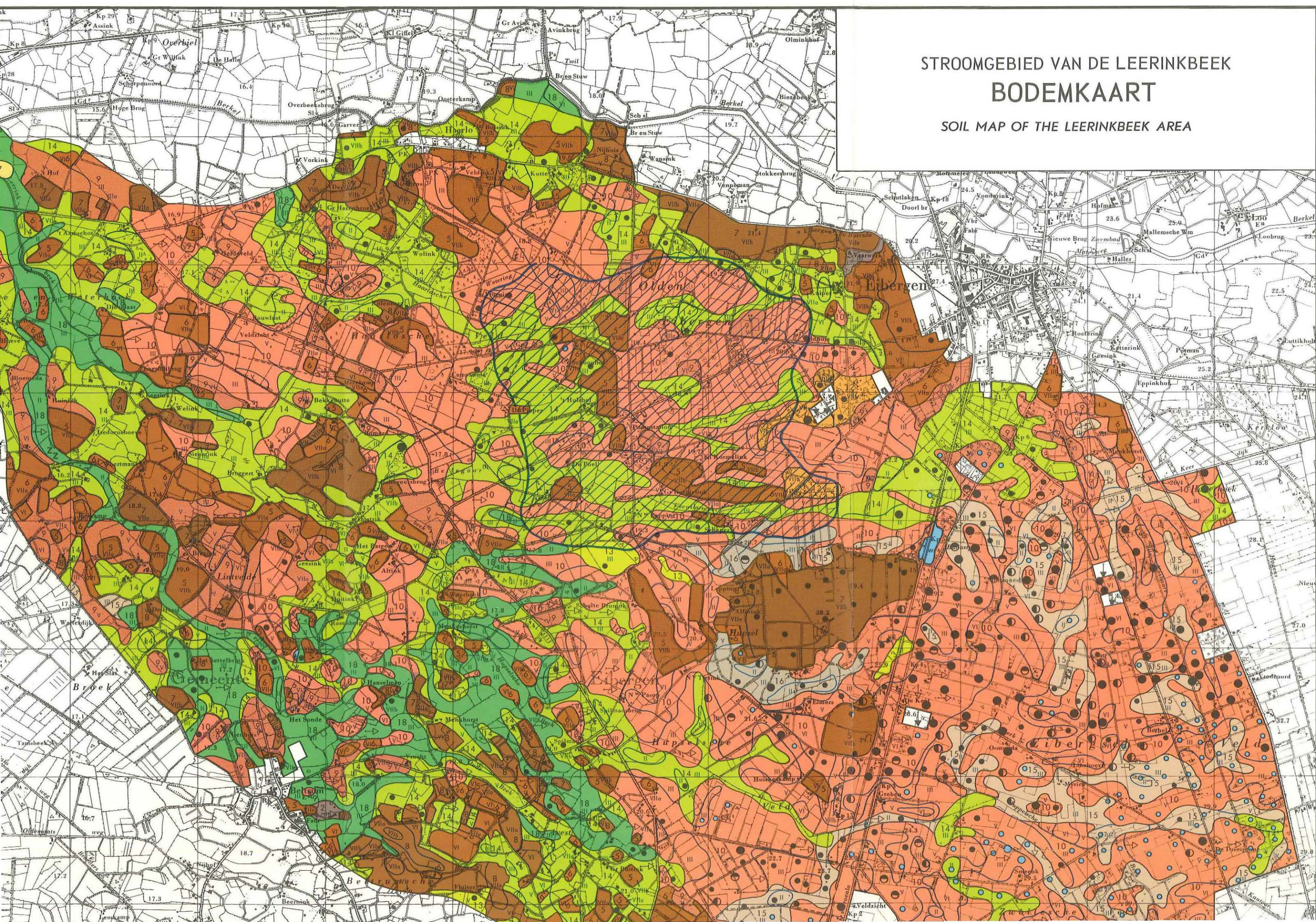
SCHAAL  
SCALE  
0 200 500 1000 1500 m







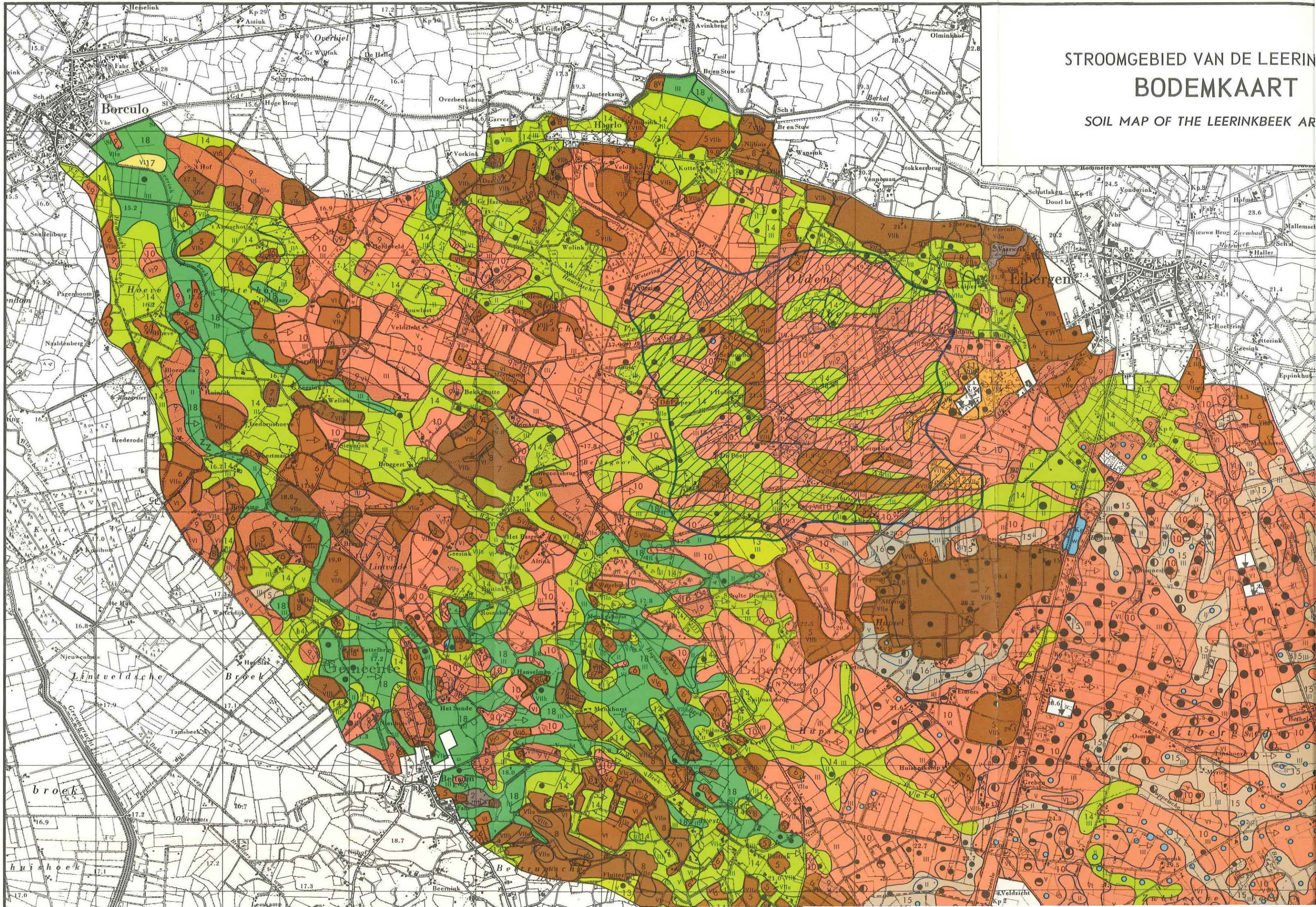
STROOMGEBIED VAN DE LEERINKBEEK  
**BODEMKAART**  
SOIL MAP OF THE LEERINKBEEK AREA



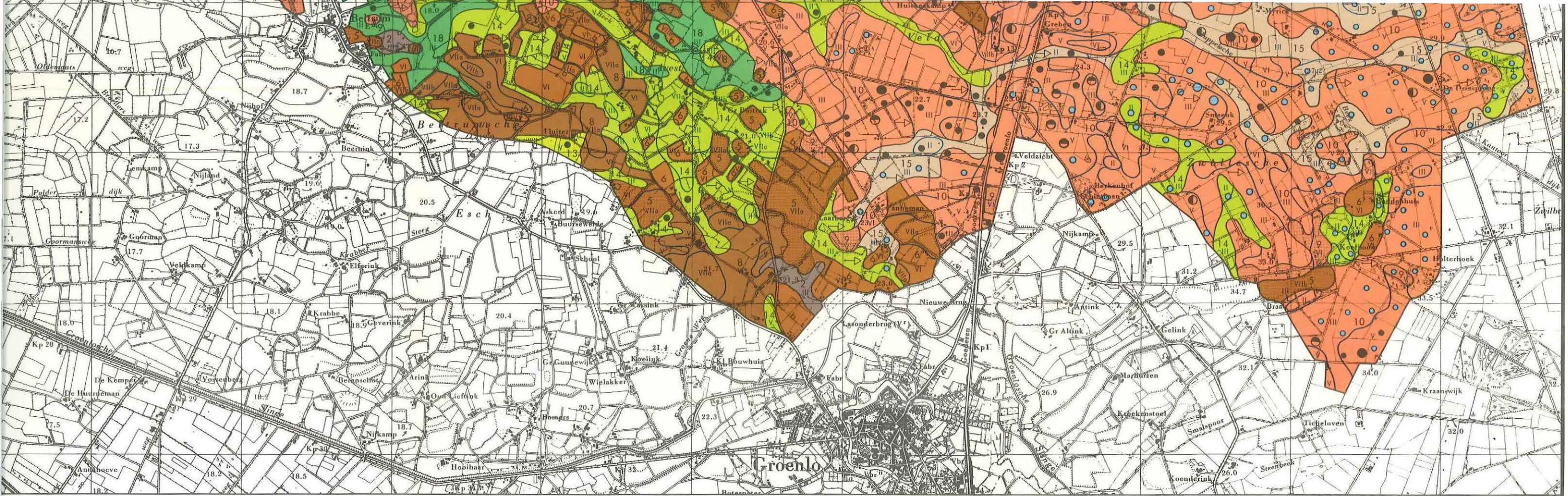


STROOMGEBIED VAN DE LEERINK  
BODEMKAART

SOIL MAP OF THE LEERINKBEEK AREA







#### RIVIERKLEIGRONDEN

Vaaggronden (zonder minerale eerdlaag)  
kalkloze poldervaaggronden (hydromorfe kenmerken ondieper dan 50 cm)

Rn62C **18** zavel en klei, profiel verloop 2

#### TOEVOEGINGEN (codering per boorpunt)

- 2) (a) ZZ zanddek 15 à 40 cm dik
- (b) ● grind en/of grof zand ondieper dan 40 cm beginnend
- (c) ● grind en/of grof zand beginnend tussen 40 en 80 cm en minstens 40 cm dik of beginnend dieper dan 80 cm en doorgaand tot dieper dan 120 cm
- (d) ● oude klei ondieper dan 40 cm beginnend
- (e) ● oude klei beginnend tussen 40 en 120 cm en minstens 20 cm dik
- (f) ● grind en/of grof zand ondieper dan 40 cm beginnend en oude klei beginnend tussen 40 en 120 cm en minstens 20 cm dik
- (g) ● grind en/of grof zand beginnend dieper dan 40 cm en minstens 20 cm dik en oude klei beginnend tussen 40 en 120 cm en minstens 20 cm dik
- (h) ⇨ plaatselijk verwerkt en grotendeels geëgaliseerd
- (i) ↓ plaatselijk afgegraven

- 1) De symbolen vóór de legendahokjes hebben betrekking op de codering van de landelijke 1:50.000 kartering
- 2) letter waarmee de toevoegingen in het rapport worden aangeduid

#### ALGEMENE AANDUIDINGEN

- zand of grindgroeve
- afgegraven
- open water en moeras
- bebouwde kom enz.

#### GRONDWATERTRAPPENINDELING

grondwatertrap	Gt	II	III	V	VI	VIIa	VIIb
gemiddeld hoogste grondwaterstand in cm beneden maaiveld	GHG	-	< 40	< 40	40 - 80	80-120	>120
gemiddeld laagste grondwaterstand in cm beneden maaiveld	GLG	50 - 80	80-120	>120	>120	>120	>120

gebied waar tengevolge van wateronttrekking de grondwaterstanden afwijken van de aangegeven Gt

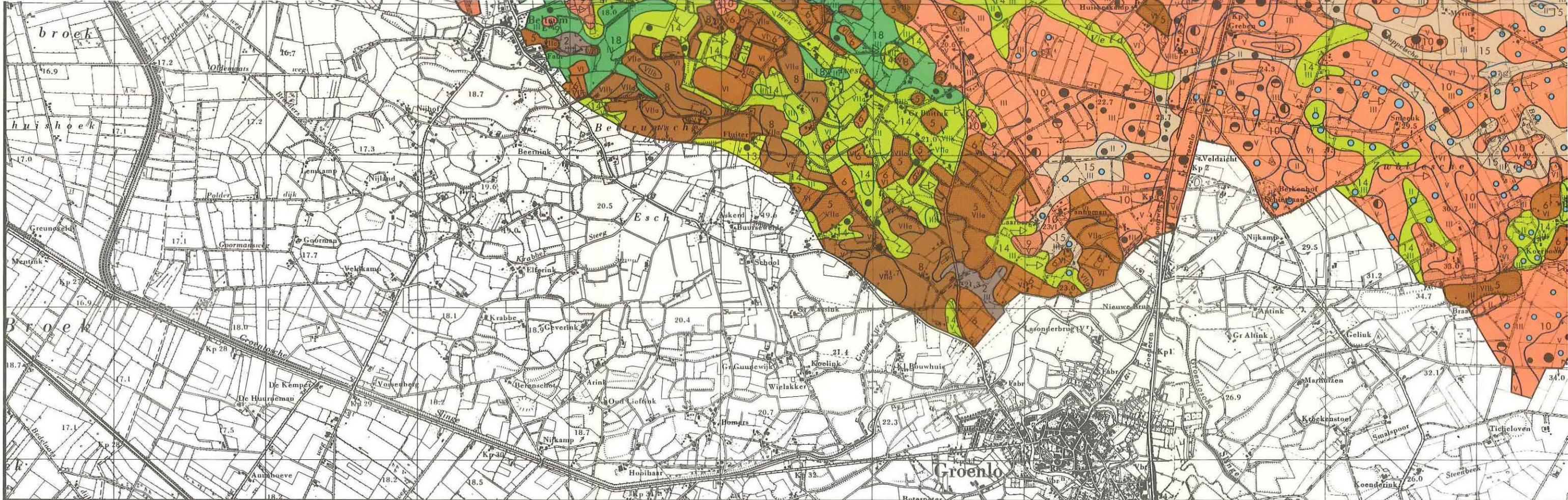
For legend see fig. 4-9

SCHAAL 1:25 000



STICHTING VOOR BODEMKARTERING  
WAGENINGEN  
RAYON OOST, OPNAME 1963  
ALLE RECHTEN VOORBEHOUDEN





### ZANDGRONDEN

Humuspodzolgronden

1) Laarpodzolgronden (zonder ijzerhuidjes onder de B2, bovengrond 30-50 cm dik)

cHn21 **9** zwak lemig fijn zand

Veldpodzolgronden (zonder ijzerhuidjes onder de B2, bovengrond dunner dan 30 cm)

Hn21 **10** leemarm en zwak lemig fijn zand

Kamppodzolgronden (met ijzerhuidjes onder de B2, bovengrond 30-50 cm dik)

cHd21 **11** zwak lemig fijn zand

Haarpodzolgronden (met ijzerhuidjes onder de B2, bovengrond dunner dan 30 cm)

Hd21 **12** leemarm en zwak lemig fijn zand

Enkeerdgronden (bovengrond dikker dan 50 cm)

Lage enkeerdgronden (bovengrond 50-80 cm dik)

EZg23 **2** lemig fijn zand

Hoge zwarte enkeerdgronden

zEZd21 **5** zwak lemig fijn zand (bovengrond dikker dan 80 cm)

zEZ21 **6** zwak lemig fijn zand (bovengrond 50-80 cm dik)

zEZd23 **7** lemig fijn zand (bovengrond dikker dan 80 cm)

zEZ23 **8** lemig fijn zand (bovengrond 50-80 cm dik)

Kalkloze zandeerdgronden (met minerale eerdlaag)

Beekeerdgronden (zonder ijzerhuidjes, met roest)

pZg21 **13** zwak lemig fijn zand

pZg23 **14** lemig fijn zand

Gooreerdgronden (zonder ijzerhuidjes, zonder roest of met onderbroken roest)

pZn21 **15** zwak lemig fijn zand

pZn23 **16** lemig fijn zand

Kanteerdgronden (met ijzerhuidjes)

pZd21 **17** leemarm en zwak lemig fijn zand

### RIVIERKLEIGRONDEN

Vaaggronden (zonder minerale eerdlaag)

kalkloze poldervaaggronden (hydromorfe kenmerken ondieper dan 50 cm)

Rn62C **18** zavel en klei, profiel verloop 2

### TOEVOEGINGEN (codering per boorpunt)

2) (a) ZZ zanddek 15 ÷ 40 cm dik

(b) ● grind en/of grof zand ondieper dan 40 cm beginnend

(c) ● grind en/of grof zand beginnend tussen 40 en 80 cm en minstens 40 cm dik of beginnend dieper dan 80 cm en doorgaand tot dieper dan 120 cm

(d) ● oude klei ondieper dan 40 cm beginnend

(e) ● oude klei beginnend tussen 40 en 120 cm en minstens 20 cm dik

(f) ● grind en/of grof zand ondieper dan 40 cm beginnend en oude klei beginnend tussen 40 en 120 cm en minstens 20 cm dik

(g) ● grind en/of grof zand beginnend dieper dan 40 cm en minstens 20 cm dik en oude klei beginnend tussen 40 en 120 cm en minstens 20 cm dik

(h) ⇨ plaatselijk verwerkt en grotendeels geëgaliseerd

(i) ↓ plaatselijk afgegraven

1) De symbolen vóór de legendahokjes hebben betrekking op de codering van de landelijke 1:50.000 kartering

2) letter waarmee de toevoegingen in het rapport worden aangeduid

### ALGEMENE AANDUIDINGEN

zand of grindgroeve

afgegraven

w open water en moeras

bebouwde kom enz.

### GRONDWATERTRAPPENINDELING

grondwatertrap	GI	II	III	V	VI
gemiddeld hoogste grondwaterstand in cm beneden maaiveld	-	< 40	< 40	40 - 80	
gemiddeld laagste grondwaterstand in cm beneden maaiveld	GHG	GLG	50 - 80	80-120	>120

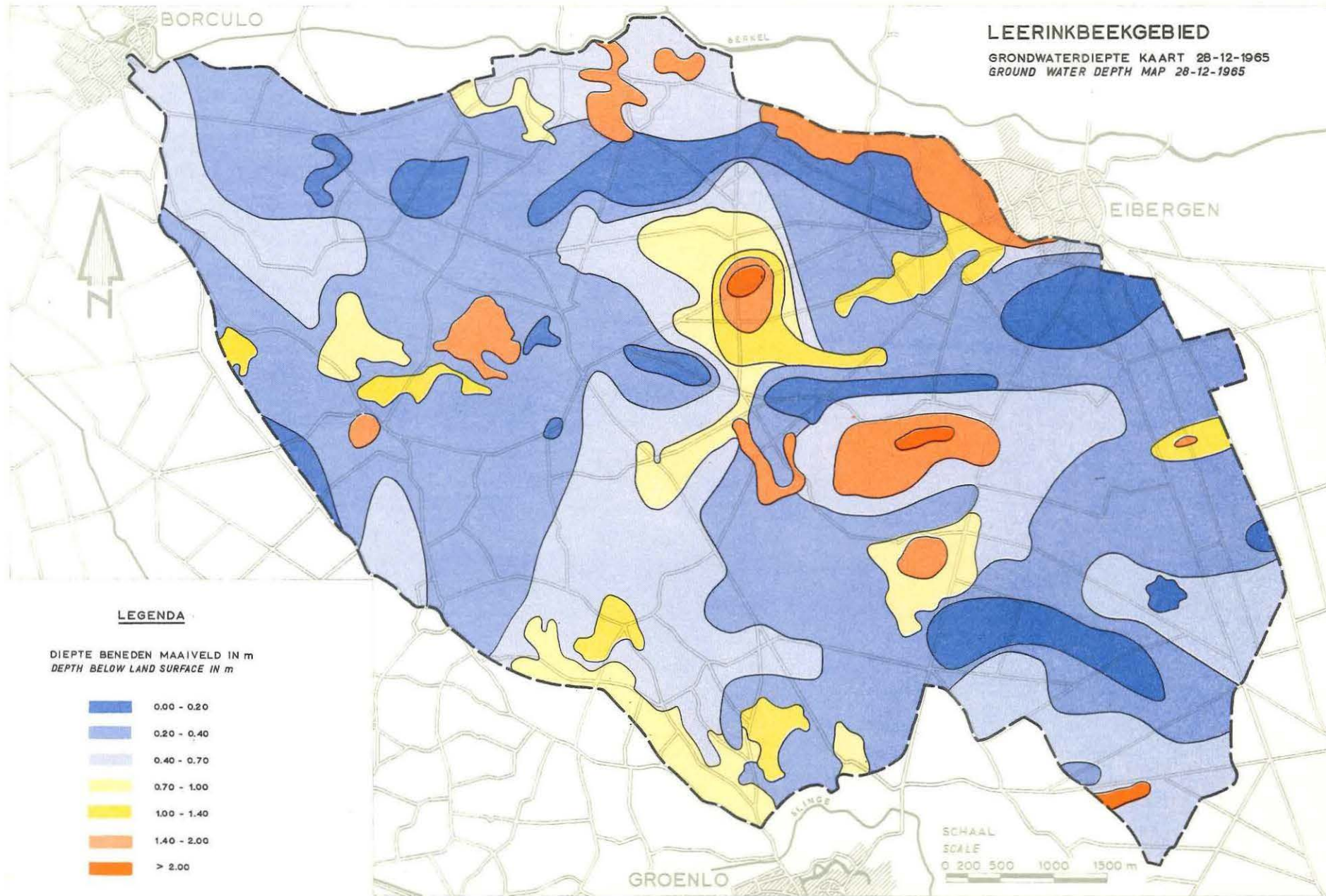
gebied waar tengevolge van water grondwaterstanden afwijken van de

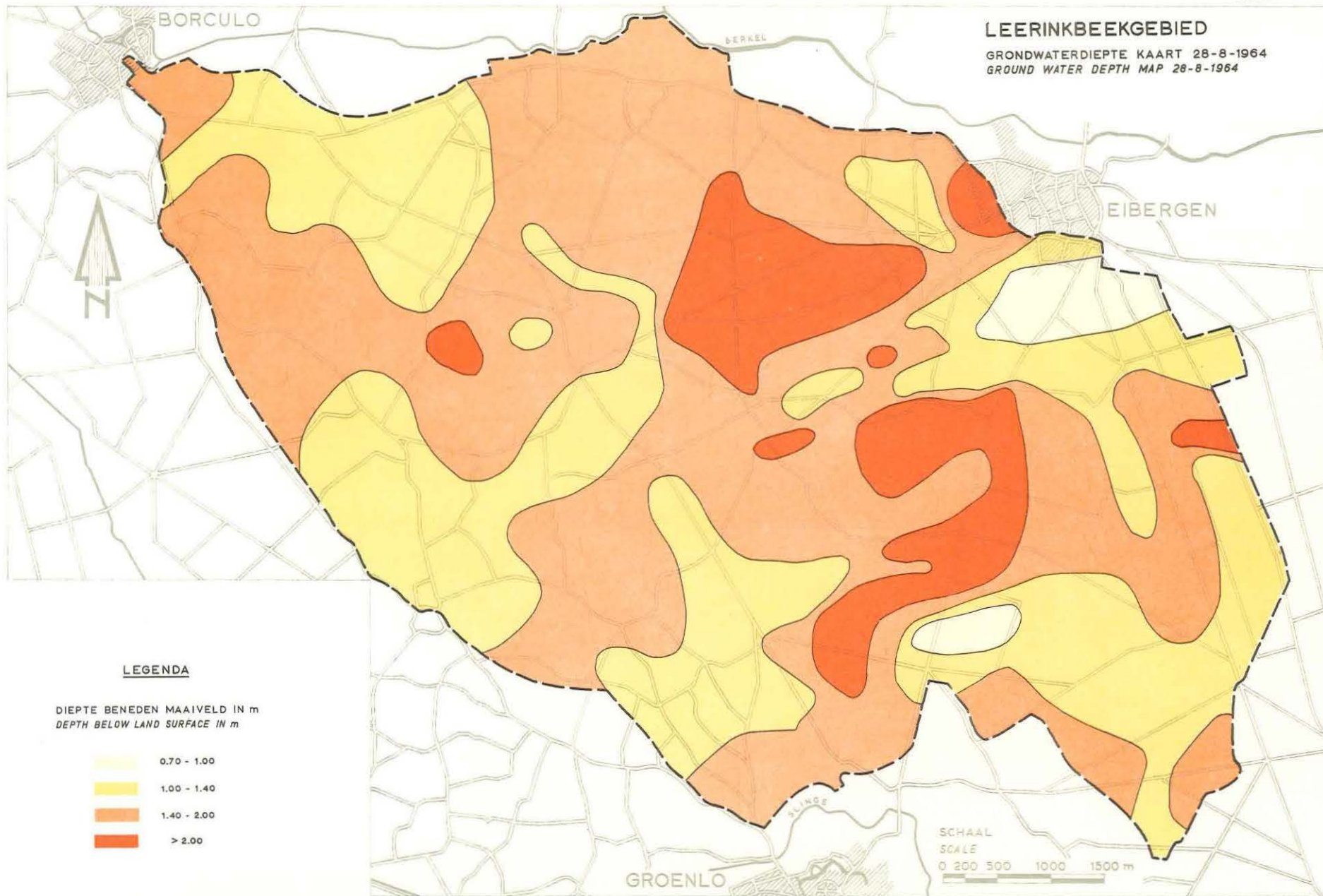
For legend see fig. 4-9

SCHAAL 1:25 000



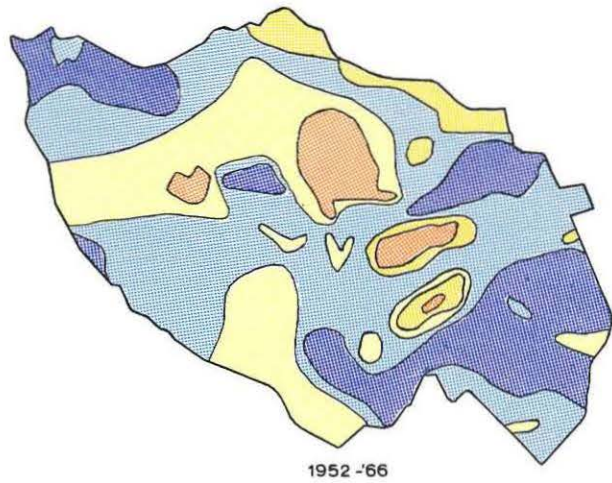






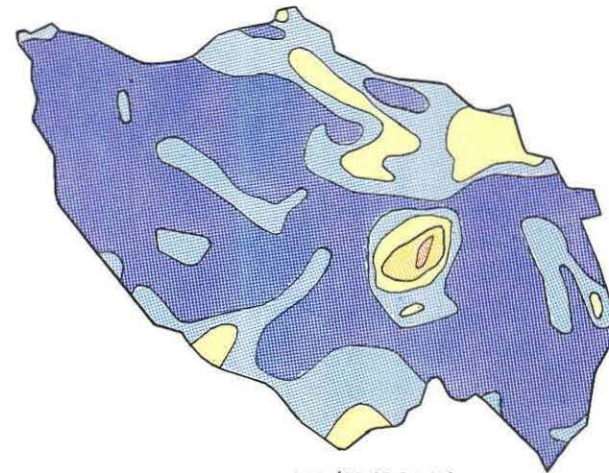


LEERINKBEEKGEBIED  
GEM. GRONDWATERDIEPTE KAARTEN  
MEAN GROUNDWATER DEPTH MAPS

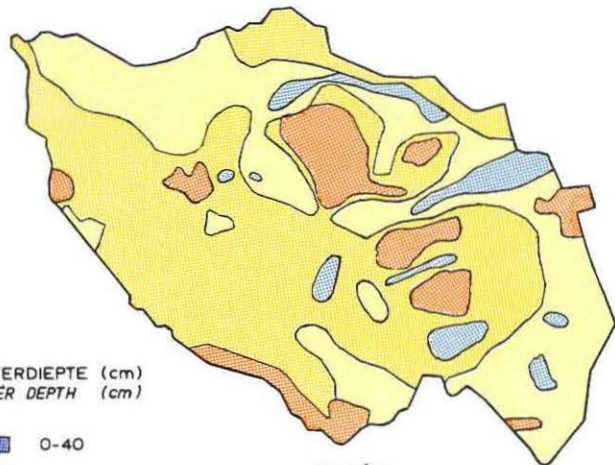


1952-'66

WINTER

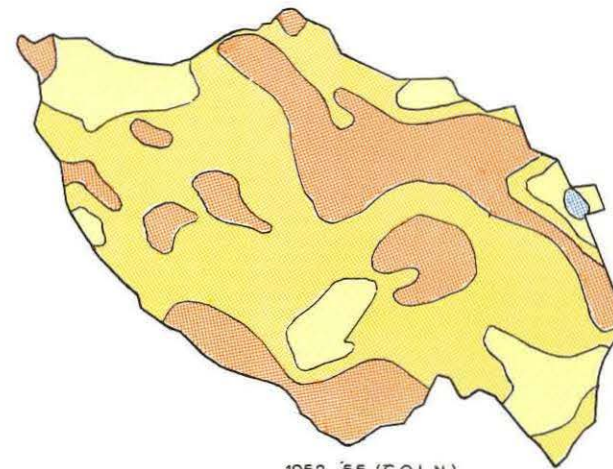


1952-'55 (C.O.L.N.)








1952-'66

ZOMER  
SUMMER



1952-'55 (C.O.L.N.)

GRONDWATERDIEPTE (cm)  
GROUNDWATER DEPTH (cm)

-  0-40
-  40-70
-  70-100
-  100-140
-  > 140

