

V

Berging, afvoer en verdamping in de
Gelderse Achterhoek volgens
Grondwaterstandsanalyse

G. W. Bloemen

Nota's van het Instituut zijn in principe interne communicatiemid-
delen, dus geen officiële publikaties.

Hun inhoud varieert sterk en kan zowel betrekking hebben op een
eenvoudige weergave van cijferreeksen, als op een concluderende
discussie van onderzoeksresultaten. In de meeste gevallen zullen
de conclusies echter van voorlopige aard zijn omdat het onder-
zoek nog niet is afgesloten.

Bepaalde nota's komen niet voor verspreiding buiten het Instituut
in aanmerking.

Handwritten text or markings, possibly a signature or initials, located in the upper left quadrant of the page.

Vertical text or markings along the right edge of the page, possibly indicating page number or a margin note.

1. Inleiding

De grafische bewerkingstechniek die wordt toegepast om vast te stellen welk gedeelte van de neerslag, die in gegeven tijdvakken valt, in dezelfde tijdvakken in de grond wordt geborgen en welk gedeelte tot afstroming komt of verdampt, is bij herhaling besproken (VISSER, 1960; VISSER en BLOEMEN, 1965; BLOEMEN, 1966).

Met deze techniek kan 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 worden berekend.

Bij een voldoende groot aantal waarnemingspunten in een gebied kan men door de grondwaterstandsanalyse een belangrijke kennis van de hydrologie in ruimere zin van het gebied verkrijgen. De grondwaterstandsanalyse is van een elementaire eenvoud maar zeer tijdrovend wanneer niet van mechanische hulpmiddelen gebruik wordt gemaakt. In het kader van regionaal onderzoek zal men dan ook door mechanische verwerking van de gegevens op grotere schaal grondwaterstandsanalyses moeten doen.

In de volgende hoofdstukken worden de resultaten gegeven van een analyse van de grondwaterbeweging in 21 buizen in de Gelderse Achterhoek, waar bij de noodzakelijke vereffeningen niet grafisch maar mechanisch zijn uitgevoerd. Aangezien de grootte van de verdamping ook nog afhangt van gewasinvloeden en misschien van uitdrogingsverschijnselen in de bovengrond, die nog slechts een verwijderd verband met de grondwaterdiepte hebben, is de berekening van de verdamping uit parameters het moeilijkst. Daarom is na berekening van afstroming en berging uit de grondwaterdiepte de verdamping berekend als sluitpost op de waterbalans.

Het gaat hier om stambuizen van de voormalige Commissie Onderzoek Landbouwhuishouding Nederland, die meer of minder regelmatig sinds eind 1952 zijn opgemeten. De gegevens uit de jaren 1953 tot en met 1964 zijn gebruikt. Over 1956 zijn geen gegevens beschikbaar.

2. De grondwaterstandsanalyse

2.1. Voornaamste beginsel van de analyse

De grondwaterstandsanalyse steunt in belangrijke mate op de samenhang,

die bestaat tussen de in gegeven perioden optredende neerslagsaldo's en grondwaterstandsveranderingen (BLOEMEN, 1966, 1967 en 1968). Bij ontbreken van andere direct gemeten waterbalanstermen dan de neerslag worden deze saldo's indirect bepaald door 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 afstroming Q en werkelijke verdamping gE_o . Met bedoelde indeling wordt dan bereikt dat de waterbalanstermen afstroming en werkelijke verdamping worden gefixeerd op bepaalde maar voeralsnog 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 ΔV in de grond veroorzaakt. Dit blijkt uit het optreden van grondwaterstandsveranderingen ΔW . De grootte hiervan is gelijk aan $\frac{\Delta V}{\mu}$, waarin μ de bergingscoëfficiënt voorstelt.

De samenhang tussen vochtvoorraadveranderingen en gelijktijdig optredende grondwaterstandsveranderingen 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 figuur 1 is dit aangegeven. Aangezien grondwaterstandsveranderingen in korte perioden bij een gemiddelde diepte slechts een geringe spreiding in grondwaterstandsdiepte zal opleveren zal de samenhang tussen grondwaterstandsverandering en vochtvoorraadverandering altijd goed kunnen worden weergegeven door een rechte lijn. Deze lijn kan worden beschreven als

$$y = ax + b$$

of

$$N = \mu \Delta W + (Q + gE_o)$$

Wanneer dus de neerslaghoeveelheden in de perioden binnen de eerder omschreven groepen worden uitgezet tegen de grondwaterstandsveranderingen in dezelfde perioden dan kunnen de regressiecoëfficiënten a en b worden bere-

kend.

De coëfficiënt a geeft de bergingscoëfficiënt, waarmee een bekende grondwaterstandsverandering 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 $N = Q + gE_0$.

2.2. De mechanische bewerking

In tabel 1 zijn voor één van de grondwaterstandsbuizen 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 2.1. gegeven functie, berekend volgens de methode van de kleinste kwadraten met behulp van de computer. De berekeningen werden ingevoerd door de Afdeling Bewerking Waarnemingsuitkomsten van T.N.O. te Wageningen.

In de functie vertegenwoordigt N de gemiddelde dagelijkse neerslag in half-maandelijkse perioden; ΔW geeft de grondwaterstandsverandering tussen begin en eind der half-maandelijkse perioden weer, maar omgerekend in centimeters per etmaal.

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 wordt in tabel 2 opgegeven.

Verder zijn in tabel 1 de waarden van a en b gegeven voor de functie

$$y = ax + b$$

of

$$N - gE_0 = \mu \Delta W + Q$$

De coëfficiënt b vertegenwoordigt nu dus niet de som van verdamping en afstroming maar alleen de afstroming.

Alleen de gegevens uit de maanden november, december, januari en februari werden gebruikt, zodat de open-water verdamping E_0 zeer geringe waarden heeft en niet belangrijk van de werkelijke verdamping kan verschillen.

len. 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 grondwaterdiepte. De gemiddelde grondwaterdiepte per groep is in tabel 1 opgegeven.

Tabel 1. Waarden van regressie-coëfficiënten a en b (met standaardafwijkingen) in de functie $N = \mu\Delta W + (Q + gE_0)$ voor de maanden van het jaar (links) en in de functie $N - gE_0 = \mu\Delta W + Q$ voor verschillende grondwaterdiepte W in de maanden november, december en januari en februari (rechts)

Maand	a	S _a	b	S _b	W	a	S _a	b	S _b
1	0.022	0.020	0.0021	0.00033	0.23	0.01	0.019	0.00156	
2	0.042	0.019	0.0020	0.00031	0.37	0.023	0.025	0.00156	0.00044
3	0.022	0.012	0.0012	0.00018	0.50	0.036	0.018	0.00179	0.00042
4	0.080	0.021	0.0023	0.00029	0.63	0.032	0.010	0.00096	0.00021
5	0.069	0.018	0.0020	0.00019	1.15	0.067	0.035	0.00044	0.00039
6	0.051	0.011	0.0021	0.00023					
7	0.075	0.012	0.0022	0.00024					
8	0.068	0.018	0.0028	0.00033					
9	0.061	0.018	0.0024	0.00031					
10	0.079	0.015	0.0018	0.00028					
11	0.023	0.022	0.0019	0.00034					
12	0.032	0.023	0.0023	0.00038					

3. De berging

3.1. Bergingsconstanten als functie van de grondwaterdiepte

De coëfficiënt a in tabel 1 geeft direct in procenten van de laagdikte aan hoeveel ruimte voor de berging beschikbaar is. Bij een coëfficiënt van 0.08 en een laagdikte van 0.10 meter is dit $0.08 \times 0.10 = 0.008$ meter.

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). Bij een grotere grondwaterdiepte zal een grotere bergingscoëfficiënt behoren terwijl bij gelijke grondwaterdiepte de bergings-

coëfficiënt zal toenemen naarmate een grotere opstijgende vochtstroom optreedt.

In de wintermaanden zal in het half-maandelijkse gemiddelde van richting en grootte van de vochtstroom weinig verschil bestaan. De bergingscoëfficiënten in tabel 1, die gelden voor verschillende grondwaterdiepten in de wintermaanden, zouden dus met de grondwaterdiepte W kunnen samenhangen. Wanneer aangenomen wordt dat deze samenhang kan worden weergegeven als $a = f W^m$ 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 figuur 2 zijn de betreffende cijfers uit tabel 1 tegen elkaar uitgezet evenals de logaritmen van a en van de grondwaterdiepten voor de afzonderlijke maanden. Het blijkt dat beide groepen punten ongeveer samenvallen. Ook 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. Er is echter een duidelijke samenhang met de grondwaterdiepte. Ook voor de andere waarnemingspunten geldt deze conclusie. Er kunnen verschillende verklaringen voor worden gegeven.

In de eerste plaats is er in de over de elf gegeven jaren berekende maandgemiddelden voor richting en grootte van de vochtstroom niet zo veel verschil. Dit blijkt wanneer de in par. 5 geschatte maandcijfers voor de werkelijke verdamping van de neerslag wordt afgetrokken.

In de tweede plaats is de aard van de gronden in de Gelderse Achterhoek door een groot capillair geleidingsvermogen zodanig dat de lijnen die voor betrekkelijk geringe verschillen in richting en grootte van de vochtstroom de samenhang tussen grondwaterdiepte en vochtgehalte weergeven, onderling niet veel verschillen. Het vochtgehalte zal ongeacht de intensiteit van de verdamping ook op grotere hoogte boven het grondwater niet veel van het evenwichtsvochtgehalte afwijken.

Tenslotte is de nauwkeurigheid van de gevonden a -waarden niet groot. 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. Met de afhankelijkheid van a van de grondwaterdiepte werd rekening gehouden. Een foute waarneming heeft bij deze eenzijdige

vereffening een grote invloed op de waarde van a , veel minder op die van S_a .

Uit figuur 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.

In bijlage 1 is voor de bestudeerde grondwaterstandsbuizen 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. Voor de indeling in drie groepen op Bijlage 1 en volgende wordt verwezen naar par. 4.6.

3.2. De gemiddelde bergingscapaciteit

De vraag hoeveel water in de berging betrokken is bij bepaalde veranderingen van de grondwaterdiepte moet, omdat de bergingscoëfficiënt met de grondwaterdiepte verandert, door integratie worden opgelost.

De oplossing luidt:

$$\int_{W_1}^{W_2} \Delta B = \int_{W_1}^{W_2} f W^m dW = \left[\frac{f W^{m+1}}{m+1} \right]_{W_1}^{W_2}$$

$$B = \frac{f}{m+1} \cdot \left[W_2^{m+1} - W_1^{m+1} \right]$$

Hierin is B de bergingsverandering bij een grondwaterstandsverandering van W_1 naar W_2 .

In Bijlage 1 is opgegeven hoe groot de bergingscapaciteit in de 21 bestudeerde gronden is, berekend voor een stijging van het grondwater vanaf de laagste gemiddelde maandstand tot aan het maaiveld. De laagste gemiddelde maandstand, die meestal in augustus valt, werd berekend over de jaren 1953 tot en met 1964, 1956 uitgezonderd, en is eveneens in Bijlage 1 gegeven.

Er is een vrij grote spreiding in de op aangegeven wijze berekende berging, die gemiddeld 90 mm bedraagt.

Nauwelijks kan worden gesteld dat het aantal waarnemingspunten in een

waterschap 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. In tabel 2 blijkt dit.

Tabel 2. Gemiddelde bergingscapaciteit met (kolom a) en zonder (kolom b) punten in geologisch afwijkend oostelijk deel

Waterschap	a	b
Berkel	96	106
Baakse beek	100	100
Oude IJssel	82	105

Voor de in Bijlage 1 met x gemerkte punten in het oostelijk deel van de Achterhoek, dat wordt gekemerkt 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 millimeter. Voor de overige punten is dit gemiddelde 100 millimeter.

3.3. De berging als functie van de grondwaterdiepte

Bijlage 2 laat zien hoe de invloed van de grondwaterdiepte op de bergingscoëfficiënt doorwerkt in de bergingscapaciteit. Gegeven is voor met trappen van 20 centimeter opklimmende grondwaterdiepten hoeveel millimeters water wordt geborgen wanneer het grondwater tot maaiveld stijgt. De bergingscapaciteit neemt met stijgende grondwaterstand versneld af. Bij een grondwaterdiepte van 20 centimeter 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 berging 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 desorptie-krommen van het profiel beschikbaar zijn. De samenhang tussen de grondwaterdiepte en de bergingscapaciteit zou volgens hetgeen in 3.1. is opgemerkt voor een belangrijk deel worden bepaald door de vorm van de desorptie-krommen van het be-

treffende 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 desorptie-krommen bekend zijn dan zou de samenhang tussen bergingscapaciteit en grondwaterdiepte, die in Bijlage 2 in cijfers is weergegeven, daarmee kunnen worden berekend. In Bijlage 3 is voor het punt 1179, dat tot op een diepte van 110 centimeter onder maaiveld vrij volledig is bemonsterd, de vochtinhoud van het profiel berekend bij grondwaterdiepten van 0,60, 100 en 140 centimeter onder maaiveld. De desorptie-krommen voor de lagen beneden 20 centimeter zijn gemiddeld omdat er niet veel verschil meer tussen bestond. Aangenomen is dat deze gemiddelde kromme geldt tot 140 centimeter onder maaiveld. Het blijkt dat de verschillen in vochtinhoud bij evenwichtstoestand voor de gegeven grondwaterstanden goed overeenkomen met die volgens Bijlage 2. In figuur 3 zijn voor de punten, waarvan desorptie-krommen beschikbaar waren, de vochtinhoudsveranderingen bij stijging van het grondwater van 60 cm en 100 centimeter tot maaiveld en bij handhaving van de evenwichtstoestand vergeleken met die volgens Bijlage 2. De overeenkomst is goed. Bij hoge grondwaterstanden valt de uit de grondwaterstandsanalyse afgeleide berging 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 desorptie-krommen tot uitdrukking komt. Overigens lijkt hetgeen in 3.1. is besproken, door figuur 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 1 opgegeven coëfficiënten b voor verschillende grondwaterdiepten in de wintermaanden geven aan bij welke waarde van $N - gE_0$ de grondwaterstand onveranderlijk is, en dus geen bergingsveranderingen optreden. $N - gE_0$ is in dit geval per definitie gelijk aan de afstroming wanneer zou gelden dat $g = 1$. In 2.2. werd al opgemerkt dat dit in de wintermaanden het

geval zal zijn. De waarden van b in tabel 1 voor de wintermaanden kunnen daarom worden beschouwd als schattingen van de afstroming, die optreedt bij de groepsgemiddelden voor de 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 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

$$b = N - \bar{E}_0 - f \bar{W}^m \Delta \bar{W}$$

Hierin zijn $N - \bar{E}_0$, \bar{W} en $\Delta \bar{W}$ de gemiddelden voor neerslag minus openwater verdamping, grondwaterdiepte en grondwaterstandsverandering, die zijn berekend voor de in tabel 1 onderscheiden grondwaterdiepte-groepen.

In figuur 4 zijn de verbeterde schattingen van b voor de grondwaterdiepte-groepen uit tabel 1 uitgezet tegen de daarbij behorende gemiddelde grondwaterdiepte. De twee eerste 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) als $q = ah + \beta h^2$ 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 ontwateringsétages als $q = ah$ wordt beschreven, dan is de totale afstroming naar alle voor een bepaald punt van belang zijnde ontwateringsmiddelen te omschrijven als

$$\sum q = \alpha_1 h_1 + \alpha_2 h_2 + \dots + \alpha_n h_n ; h_i \leq 0 \rightarrow h_i = 0$$

Aangezien de ontwateringsétages 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, dat in figuur 4 is weergegeven, lijkt het of in hoofdzaak twee stromingen op elkaar gesuperponeerd zijn. Er is 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 modern onderzoek van het afvoerverschijnsel een algemeen aanvaard uitgangspunt dat de grootte van de grondwaterberging 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 in grote leidingen werd het eveneens met succes toegepast (DE JAGER, 1965)

In Nederlandse omstandigheden blijkt de transformatie van regen in afvoer in hoofdzaak door grondwaterberging te worden bepaald. De verhouding tussen de door de grondse afstroming q en de grondwaterberging R bij stationaire stroming wordt uitgedrukt als $q = \frac{12}{\pi^2} \frac{R}{j}$ (KRAYENHOFF V.D. LEUR, 1958).

De grondwaterberging 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 $a = f W^m$ zou dit betekenen dat $m = 0$, immers $W^0 = 1$. In hoofdstuk 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^{*)}, is in dit hoofdstuk ook van deze vereenvoudiging gebruik gemaakt.

*) Hierop wordt in een afzonderlijke note ingegaan

Aangezien in figuur 4 een schatting is gedaan van de afstroming bij onveranderlijke grondwaterstanden, is hier sprake van een gesimuleerde stationaire stroming. Wanneer nu eenvoudigheidshalve $\frac{\pi^2}{12} \cdot j$ wordt aangeduid als j' dan geeft de eenvoudige rechtlijnige samenhang

$$q = \frac{R}{j'}$$

aan dat de waarden van de afstroming, die zoals in 4.1. bleek als regressie-coëfficiënten 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

$$R = \int \Delta B = \int_{W_0}^{W_q} f W^m dW$$

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 figuur 5 is dit voor de langzame afstroming uit figuur 4 gedemonstreerd. Het blijkt dat in het geval, dat tot nu toe steeds ten opzichte van een grondwaterdiepte van 123 cm onder maaiveld. Een afstroming van 1 mm per dag treedt op bij een afvoerbare watervoorraad van 45 millimeter. Dus $j' = 45$.

De snelle afstroming begint bij een grondwaterdiepte van 53 centimeter. Voor deze afstroming geldt dat $j' = 3.5$.

In bijlage 4 zijn voor de 21 bestudeerde waarnemingspunten 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 eenvoudigste manier om de afstroming vanuit de grondwaterstandswaarnemingspunten in de wintermaanden te berekenen is het op de neerslag in mindering brengen van de berekende open-water verdamping en het verrekenen van de bergingsveranderingen, dus als $Q = N - gE_0 - f_2 W^m \Delta W$. Voor de 21 waarnemingspunten in de Achterhoek is op deze manier voor de maanden januari, februari, november en december de gemiddelde maandelijkse afstroming berekend over de jaren 1953 tot en met 1964 - 1965 uitgezonderd - De gemiddelde neerslagsommen en verdampingstotalen zijn berekend uit de cijfers van het K.N.M.I. voor het gebied Winterswijk. De bergingsveranderingen zijn berekend uit de gemiddelde grondwaterstanden aan begin en eind van de maanden op de manier die in 3.2. is aangegeven. Aangezien dit, zoals in 3.3. werd opgemerkt, de stationaire berging betreft, zal bij de gevonden afstroming eventueel optredende niet-stationaire berging inbegrepen zijn.

In bijlage 5 is voor de vier wintermaanden het resultaat van deze berekening gegeven. Ter vergelijking is eveneens het resultaat gegeven van een andere manier om de gemiddelde maandsom voor de afstroming te berekenen. In 4.2. blijkt dat voor gegeven grondwaterdiepten W_q de daarbij behorende afstroming kan worden berekend als

$$q_w = \frac{R_{1w}}{j_1^i} + \frac{R_{2w}}{j_2^i}$$

Hierin heeft $\frac{R_{1w}}{j_1^i}$ betrekking op de afstroming naar de diepste ontwateringsbasis W_{01} en $\frac{R_{2w}}{j_2^i}$ op die naar de ondiepe ontwateringsbasis W_{02} . R_{1w} en R_{2w} kunnen volgens par. 3.2. worden berekend als

$$R_{1w} = \frac{f}{m+1} (W_q^{m+1} - W_{01}^{m+1}) \quad \text{en} \quad R_{2w} = \frac{f}{m+1} (W_q^{m+1} - W_{02}^{m+1})$$

Voor de afzonderlijke buizen is nu op grond van de beschikbare grondwaterstandsgegevens voor de vier wintermaanden de gemiddelde maandafvoer berekend als

$$Q = \frac{t}{n} \cdot \sum \left(\frac{R_{1w}}{j_1'} + \frac{R_{2w}}{j_2'} \right) ; R_{iw} \leq 0 \rightarrow R_{iw} = 0$$

of

$$Q = \frac{t}{n} \cdot \sum \left[\frac{f}{m+1} \frac{(W_q^{m+1} - W_{01}^{m+1})}{j_1'} + \frac{f}{m+1} \frac{(W_q^{m+1} - W_{02}^{m+1})}{j_2'} \right] ; W_q^{m+1} - W_{0i}^{m+1} \leq 0 \rightarrow W_q^{m+1} - W_{0i}^{m+1} = 0$$

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} , j_1' en j_2' zijn in de bijlagen 1 en 4 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 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 aanmerkelijk 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 grondwaterstandsval, die in het voorjaar van grote betekenis wordt. In de uit de waterbalans berekende af-

stroming 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 grondwaterstandsverandering in de betreffende maanden. In tabel 3 is deze voor de op bijlage 5 met A, B en C aangegeven groepen als gemiddelde opgegeven.

Tabel 3. Gemiddelde grondwaterstandsverandering in cm/etm.

Maand	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Groep A	0,20	- 0,03	- 0,30	- 0,58	- 0,52	- 0,53	0,19	0,38	0,05	0,58	0,33	0,46
Groep B	0,20	0,00	- 0,23	- 0,60	- 0,56	- 0,66	0,00	0,23	- 0,15	0,70	0,58	0,40
Groep C	0,33	0,12	0,07	- 0,73	- 0,46	- 0,55	- 0,05	0,22	0,04	0,66	0,47	0,31

In figuur 6 is als voorbeeld voor groep B de gemiddelde grondwaterstandsverandering in de vier wintermaanden uitgezet tegen de verhouding ($= \frac{Q_1}{Q_2}$) tussen de afstroming berekend als $Q = N - gE_0 - f W^m \Delta W (= Q_1)$ en die berekend als $Q = \frac{t}{n} \left[\frac{R_{1w}}{j_1} + \frac{R_{2w}}{j_2} \right]$, ($= Q_2$)

Er is een duidelijke samenhang in figuur 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 omrekeningsfactor groter dan 1, bij een daling kleiner dan 1. Hierbij geldt echter dat de factor niet kleiner kan zijn dan $\frac{\pi^2}{12} = 0,82$. 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 op bijlage 5 is in figuur 6 de correctielijn voor de stationaire afstroming ingetekend. Op Bijlage 5 zijn de groepsgemiddelen van de uit de grondwaterstand berekende afstroming herleid op niet-stationaire stroming. De omrekenfactoren zijn op grond van de gemiddelde grondwaterstandsveranderingen in tabel 3 in figuur 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 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 op bijlage 5 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 afstroming in de zomermaanden kan niet uit de waterbalans worden berekend zonder een juiste schatting van de werkelijke verdamping.

De berekening van de afstroming in de zomermaanden als functie van de grondwaterdiepte, zoals in 4.3. is aangegeven, zal eveneens de grootte van de stationaire afstroming geven. Correcties hierop voor de afwijkingen van de stationaire stroming, die zich in de afzonderlijke maanden voordoen, kunnen op grond van de cijfers in tabel 3 in figuur 6 worden uitgemeten.

Volgens tabel 3 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 Bijlage 6 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 3 en figuur 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 drainage-voorwaarden 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 beek 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 bijlage b met x gemerkte punten in dit geologisch afwijkende deel bedraagt de jaarlijkse afstroming gemiddeld 347 mm. Dit is 15 millimeter meer dan het gemiddelde van de overige punten in groep A en C tezamen. De oorzaak hiervan zal liggen in het in 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 Waterbeweging 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, waarin eveneens de bewerkte grondwaterstandsgegevens werden vermeld.

In figuur 6 is de uit de beekstand berekende afvoer vergeleken met de afvoer, berekend als gemiddelde van de op een aantal punten uit de grondwaterstand berekende afstroming op Bijlage 6.

Van de groep A op Bijlage 6 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 maandafvoeren gemiddeld en in figuur 6A uitgezet tegen de voor het genoemde meetpunt uit de beekstanden berekende afvoer.

In figuur 6B is de afvoer van de Baakse beek boven de Wiersse uitgezet tegen de afvoer, gemiddeld voor de punten in groep B op Bijlage 6. 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 op Bijlage 6 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. Weliswaar liggen niet alle overige punten van groep C in het betreffende afvoergebied, maar wel in de directe omgeving.

In tabel 4 zijn voor de relaties in figuur 7 de regressie-coëfficiënten in $y = a x + b$ gegeven, evenals de correlatie-coëfficiënt r .

Tabel 4. Regressie- en correlatie-coëfficiënt voor figuur 7

Figuur	a	b	r	Afvoergebied
7a	1,21	- 11,53	0,9804	Groenlose Slinge
7b	0,84	+ 3,89	0,9826	Baakse beek
7c	0,86	+ 5,81	0,9858	Aaltense Slinge

Het blijkt dat hoewel in de samenhang tussen beide afvoeren weinig spreiding optreedt, en 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 vijf of zes waarnemingspunten natuurlijk niet nauwkeurig wordt beschreven dan mag op figuur 7 wel de verwachting worden gebaseerd dat de grondwaterstandsanalyse 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 berekend uit de waterbalans

Nu zo zorgvuldig mogelijk is getracht om de beste schattingen van afstroming en bergingsveranderingen te maken, kan de werkelijke verdamping als restpost op een waterbalans worden berekend. De gemiddelde stationaire bergingsverandering voor de afzonderlijke maanden is berekend uit de gemiddelde grondwaterstand aan het begin van de maanden. In 3.2. is aangegeven hoe de bergingsveranderingen berekend worden. In 4.3. is de berekening van de ge-

middelste maandelijkse afstroming besproken. De gemiddelde maandelijkse neerslaghoeveelheden zijn voor de onder A en C aangeduide groepen berekend uit de voor Winterswijk door het K.N.M.I. gegeven neerslagcijfers. Dit station is ook in de in 2.2. bedoelde berekeningen gekozen op grond van de ligging van de stroomgebieden die door de waarnemingspunten voornamelijk worden beschreven (STOL, 1967). Voor de met B aangeduide groep 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. Aangezien de grondwaterstandswaarnemingen meestal op de veertiende en de achtentwintigste van de maand werden verricht, werden de maanden gerekend van de achtentwintigste tot de volgende achtentwintigste.

In de vier wintermaanden is de in 4.4. gegeven beste schatting van de niet-stationaire bergingsveranderingen eveneens verrekend met de neerslag.

Op Bijlage 7 is de verdamping, berekend als restpost op de waterbalans, gegeven. Behalve de uitkomsten voor de afzonderlijke meetpunten zijn ook de gemiddelden voor de drie groepen gegeven.

De uitkomsten voor de afzonderlijke meetpunten vertonen een spreiding S_x , die is berekend als

$$S_x = \sqrt{\frac{\sum (\Delta E)^2}{n - 1}}$$

Hierin is ΔE het verschil van de uitkomsten voor de afzonderlijke meetpunten met het groepsgemiddelde en n is het aantal meetpunten. Op Bijlage 7 is de waarde van S_x gegeven. Het blijkt dat deze spreiding in de wintermaanden groot is; tot 250% van x . In de zomermaanden echter neemt de spreiding sterk af en daalt tot 10% van x .

De spreiding van de totale jaarverdamping om het gemiddelde bedraagt bij de groepen A en C ongeveer 10% van x , bij groep B echter slechts 4%.

De berekende spreiding geeft een indruk van de nauwkeurigheid van een gemiddeld verdampingscijfer wanneer geen rekening wordt gehouden met verschillen in de vochttoestand van de grond of in het gewas. Wanneer rekening zou kunnen worden gehouden met plaatselijke verschillen in de omstandigheden die de verdamping beïnvloeden, dan zou de spreiding kleiner zijn.

Literatuur

- BLOEMEN, G.W., The calculation of evapotranspiration from groundwater-depth observations. Commissie voor Hydrologisch Onderzoek T.N.O. Verslagen en Mededelingen no. 12, 's-Gravenhage 1966.
-
- De grondwaterstandsanalyse als middel om de verdamping te leren kennen.
I.C.W. nota 382, 1967.
-
- Determination of constant rate deep recharge or discharge from groundwaterleveldata
Journ. of Hydrology. Vol. 6 n^o 1, 1968.
- GRUNDY, F. The groundwaterdepletioncurve, its construction and uses.
In: Assemblée Générale de Bruxelles 1951 Tome II (Gentbrugge); Publication no. 53 de l'Association Internationale d'Hydrologie Scientifique, p. 213-217.
- JAGER, A.W. DE, Hoge afvoeren van enige Nederlandse stroomgebieden.
Proefschrift Landbouwhogeschool Wageningen, 1965.
- KRAYENHOFF VAN DE LEUR, D.A., A study of non-steady flow with special reference to a reservoircoefficient. De Ingenieur 70, 1958, p. B87 - 94.
- RIDDER, N.A. DE, De geo-hydrologische gesteldheid van de Gelderse Achterhoek. Nota 344 I.C.W., 1966.
- STOL, Ph.Th., Verschillen in dagelijkse neerslaghoeveelheden tussen regenstations in de Gelderse Achterhoek.
Nota 308 I.C.W., 1967.
- VISSER, W.C., 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, 13^e jaarverslag, 1960.
-
- Het bergend vermogen in het afvoeronderzoek. I.C.W. nota nr. 168, 1963.

VISSER, W.C. en G.W. BLOEMEN, 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, 15^e jaarverslag, 1965.

ZEEUW, J.W. DE en F. HELLINGA, Neerslag en afvoer. Landbouwkundig Tijdschrift 70, 1958, no. 5, blz. 405 - 422.

Bijlage 1. Constanten voor de berekening van de bergingscapaciteit als functie van de grondwaterdiepte; berging tussen laagste gemiddelde maandstand en maaiveld

	Buis nr.	f	m	W/cm	B/mm
A.	<u>Groenlose Slinge</u>				
	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.	<u>Baakse beek</u>				
	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

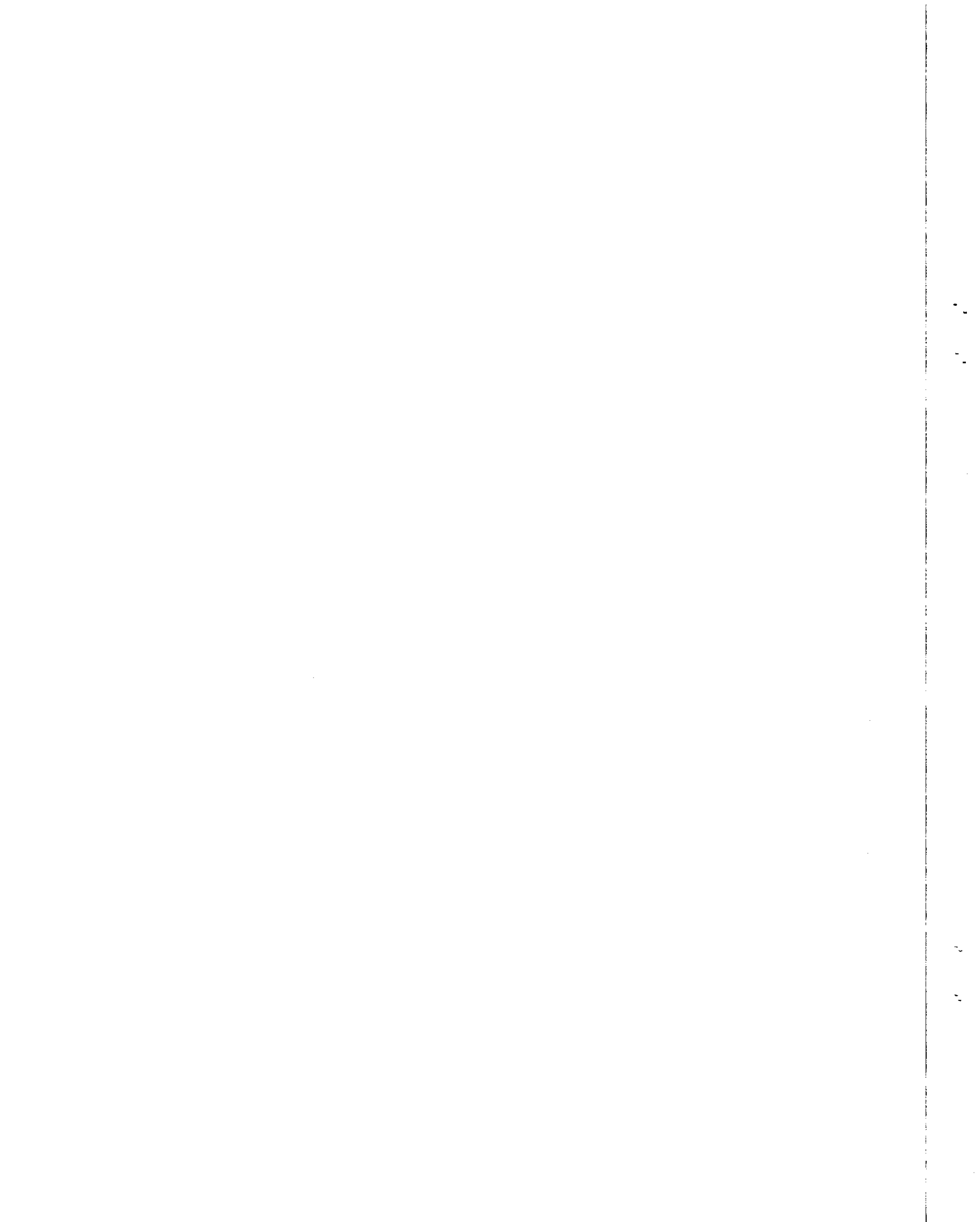
C.	<u>Aaltense Slinge</u>				
	1991	0,118	1,1	- 126	91
	2622	0,151	0,9	- 152	108
x	2040	0,104	1,7	- 121	63
	2652	0,132	0,85	- 145	98
x	2661	0,174	1,6	- 110	85
	2563	0,105	0,80	- 152	124
x	2074	0,185	1,3	- 78	46
x	2678	0,166	1,5	- 83	40

f } constanten uit $b = f W^m$
m }

W = laagste gemiddelde maandstand in meters ten opzichte van maaiveld

B = berging bij grondwaterstijging van W tot maaiveld

x = punten in geologisch afwijkend oostelijk deel



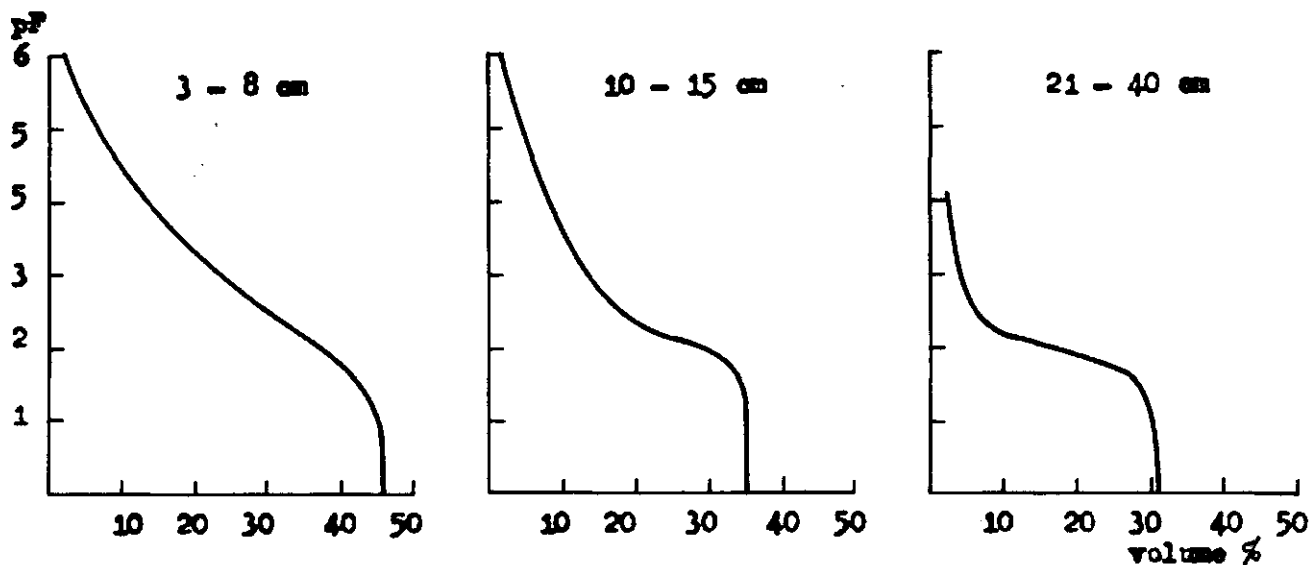
Bijlage 2. Berging in millimeters bij stijging van het grondwater van de aangegeven diepte tot maaiveld

Buis nr.	Grondwaterdiepte in meters ten opzichte van maaiveld						
	- 0,2	- 0,4	- 0,6	- 0,8	- 1,0	- 1,2	- 1,4
A. Groenlose Slinge							
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. Baakse beek							
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

C. Aaltense Slinge							
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





laag	Grondwaterdiepte in meters							
	-0,00		-0,60		-1,00		-1,40	
	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 ^s	1.93	30 ^s	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 ^s	1.74	24	1.98	15
50 - 60		31	0.7	30 ^s	1.65	26	1.93	18
60 - 70		31	0.0	31	1.54	28	1.87	20
70 - 80		31	ens.	31	1.40	29	1.81	22
80 - 90		31		31	1.17	29 ^s	1.74	24
90 - 100		31		31	0.70	30 ^s	1.65	26
100 - 110		31		31	0.0	31	1.54	28
110 - 120		31		31	0.0	31	1.40	29
120 - 130		31		31	0.0	31	1.17	29 ^s
130 - 140		31		31	0.0	31	0.70	30 ^s
totaal		<u>453</u>		<u>438</u>		<u>401</u>		<u>330</u>
verschil				-15		-52		-123
verschil volgens bijlage 2				-12		-47		-113

Bijlage 3. Berekening van de vochtinhoud van het profiel bij evenwichtsvochtgehalten en verschillende grondwaterdiepten



Bijlage 4. Constanten voor de verhouding tussen afstroming en
grondwaterberging

Buis nr.	j_1'	j_2'	W_{01}	W_{02}
A. Groenlose Slinge				
832	367	78	- 2,24	- 1,17
894	139	8	- 1,80	- 0,51
1179	278	10	- 1,90	- 0,65
1226	200	5,5	- 1,89	- 0,47
1271	206	15	- 1,95	- 1,07
1546	35	7,5	- 0,84	- 0,29
1624	118	8	- 1,40	- 0,58
1629	45	3,5	- 1,25	- 0,51

B. Baakse beek				
1105	130	12	- 1,65	- 0,84
1172	260	9,5	- 1,72	- 0,62
1496	222	26	- 1,96	- 0,92
1519	173	35	- 1,90	- 0,66
1568	119	6	- 1,33	- 0,39

C. Aaltense Slinge				
1991	106	8	- 1,41	- 0,45
2622	154	36	- 1,82	- 0,64
2040	126	7	- 1,60	- 0,65
2652	169	20	- 1,85	- 0,63
2661	300	11,5	- 1,35	- 0,62
2563	1440	17	- 2,90	- 1,00
2074	30	3,5	- 0,77	- 0,35
2678	86	17,5	- 1,25	- 0,26

j_1' = coëfficiënt voor de langzame afstroming } $j' = \frac{\pi^2}{12} j$

j_2' = coëfficiënt voor de snelle afstroming

W_{01} = grondwaterdiepte waarop de langzame afstroming begint, in meters
ten opzichte van maasveld

W_{02} = grondwaterdiepte waarop de snelle afstroming begint, in meters ten
opzichte van maasveld



Bijlage 5. Gemiddelde maandelijkse afstroming in vier wintermaanden in millimeters

a = volgens waterbalans

b = als functie van gegeven grondwaterdiepten

gecorr.gen. = gemiddelde herleid op niet-stationaire berging

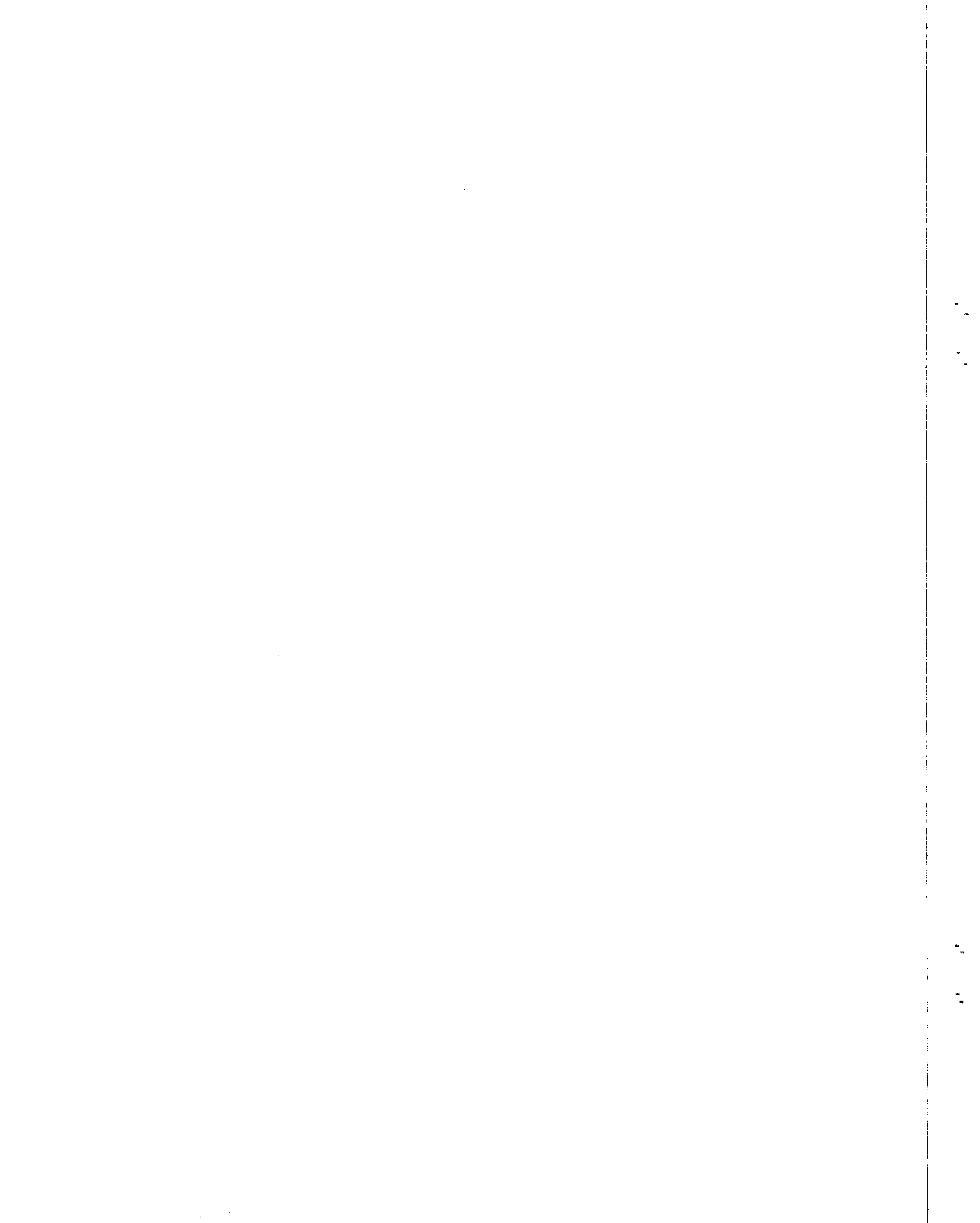
Buis nr.	Januari		Februari		November		December		Totaal	
	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b
A. Berkel										
832	36	40	36	39	31	23	40	30	143	132
894	53	44	36	42	37	28	60	32	186	150
1179	47	41	34	42	21	23	59	30	161	136
1226	53	50	38	43	36	30	59	39	186	162
1271	38	41	41	48	25	32	54	40	158	161
1546	53	46	36	55	30	32	60	40	179	173
1627	54	42	37	47	31	31	61	49	183	169
1629	55	58	37	55	36	36	64	38	192	187
gen. gecorr. genidd.	48	45	37	46	31	30	56	38	172	159
		50		45		33		44		172
B. Baakse beek										
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
gen. gecorr. genidd.	52	42	38	47	26	23	53	34	169	146
		46		47		29		45		169
C. Oude IJssel										
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
gen. gecorr. genidd.	50	40	33	41	28	30	56	35	167	146
niet stationaire berging	+ 4		- 9	43		36		40		167



Bijlage 6. Gemiddelde maandelijks afstromingstotalen in millimeters

Buis nr.	Jan.	Febr.	Mrt.	Apr.	Mei	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dec.	Totaal
<u>A. Groenlose Slinge</u>													
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
gen.	50	45	36	23	17	13	14	18	18	29	33	44	330
<u>B. Baakse beek</u>													
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
gen.	46	47	25	17	8	7	9	11	9	20	29	45	273
<u>C. Aaltense Slinge</u>													
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
gen.	46	43	38	22	20	14	15	19	19	27	36	40	339

x = punten in geologisch afwijkend oostelijk deel



Bijlage 7. Gemiddelde maandelijks verdamping in millimeters
 Spreiding S om gemiddelde in millimeters

Buis nr.	Jan.	Febr.	Mrt.	Apr.	Mei	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dec.	Totaal
A. Groenlose Slinge													
832	- 2	14	11	29	57	64	75	49	42	22	16	- 5	372
894	- 4	10	17	38	61	60	61	57	36	29	23	4	392
1179	3	18	21	41	61	67	78	74	54	22	21	8	468
1226	- 3	20	17	40	56	57	72	64	47	26	18	2	414
1271	- 8	22	39	55	72	86	79	64	26	13	10	10	469
1546	1	5	3	20	54	64	89	76	47	37	7	6	409
1624	6	10	8	31	62	71	84	75	44	25	10	7	433
1629	- 8	6	6	24	49	66	61	65	54	22	10	11	368
gem. S	- 2 5,1	13 6,6	15 11,4	36 11,2	59 6,8	67 8,8	75 10,0	65 9,4	44 9,3	24 6,9	14 5,8	- 5 5,1	415 39,6
B. Baakse beek													
1105	5	9	19	34	65	69	76	75	54	32	9	3	450
1172	4	18	25	44	69	69	83	80	54	34	18	3	493
1496	5	18	14	43	59	78	90	76	60	37	22	- 7	495
1519	- 3	12	26	40	68	87	86	72	48	22	8	10	476
1568	7	17	35	45	64	63	73	79	56	33	6	- 2	476
gem. S	2 5,1	15 4,5	24 7,9	41 4,5	65 3,9	73 9,4	82 7,1	72 5,9	54 4,4	32 5,3	13 7	1 6,4	474 18
C. Aaltense Slinge													
1991	- 1	15	18	49	64	87	74	67	42	25	1	- 19	423
2622	- 6	14	6	42	66	66	84	65	28	2	- 2	- 10	355
2040	3	11	9	34	50	62	69	64	36	18	4	- 5	355
3632	20	18	20	28	60	63	64	74	65	22	18	18	471
2661	- 4	15	18	43	62	64	84	63	49	22	15	11	402
2563	3	14	14	41	61	71	82	74	40	24	3	5	433
2074	1	6	- 3	32	43	73	84	70	51	19	12	81	396
2678	12	18	8	28	41	50	67	63	38	23	10	23	381
gem. S	4 8,6	14 3,9	11 7,8	37 7,8	56 9,8	67 10,6	76 8,5	67 4,9	43 11,3	20 7,4	8 7,1	4 14,3	402 40



vochtinhoud
v/h profiel

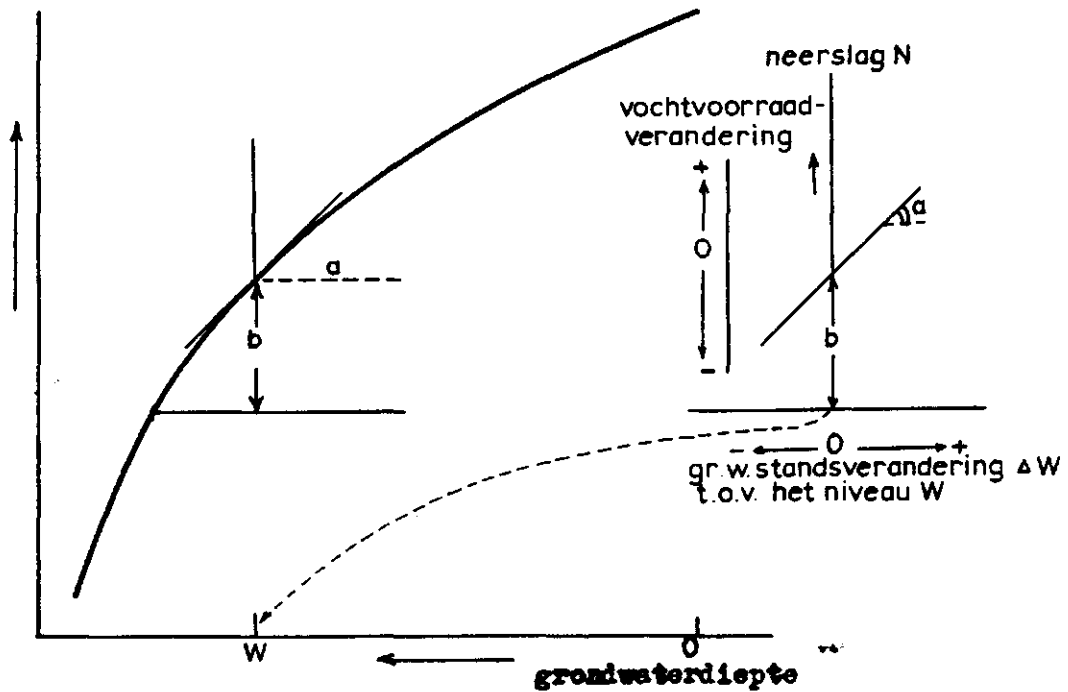


fig 1
schematische aanduiding hoe de samenhang tussen grondwaterstands-
verandering en neerslagintensiteit past bij de samenhang tussen
grondwaterdiepte en vochttoestand van het profiel. De rechte in
het rechtse figuurtje voldoet aan de vergelijking

$$y = ax + b$$

$$\text{of } N = \mu \Delta W + (q + gE_0)$$

dus a is de bergingscoëfficiënt μ en b is de som van afstroming
en verdamping, $\mu \Delta W$ zijn vochtvoorraadveranderingen.

Het figuurtje kan in de linkse figuur worden overgebracht,
zodat $\Delta W = 0$ samenvalt met grondwaterdiepte w en dan met evenwijdige
 y -assen worden verschoven tot de rechte vrijwel samenvalt met
de kromme

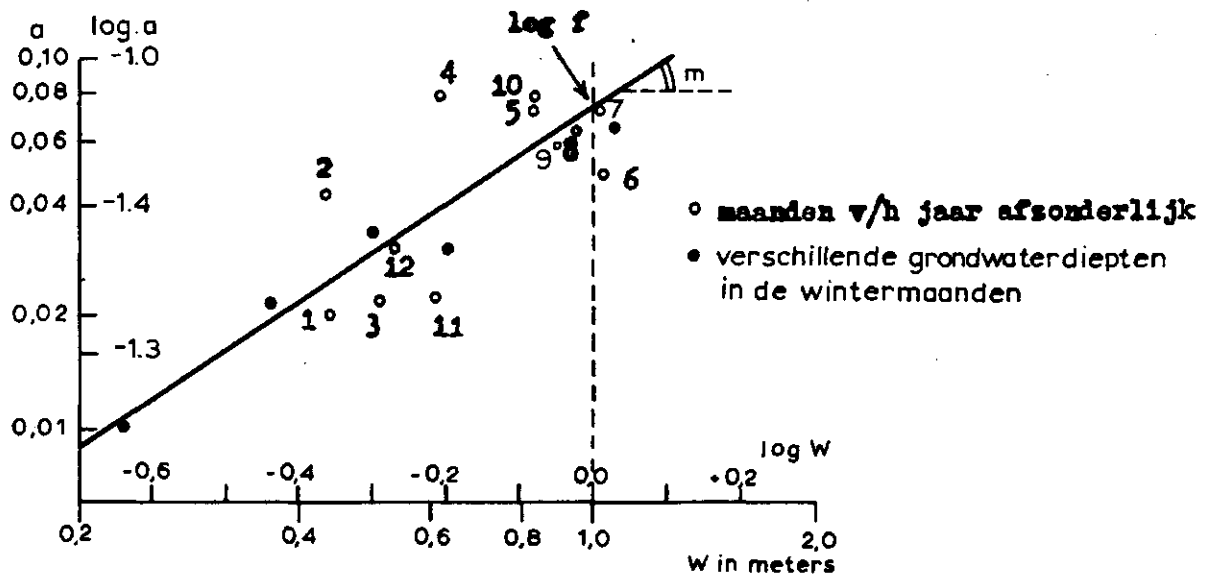
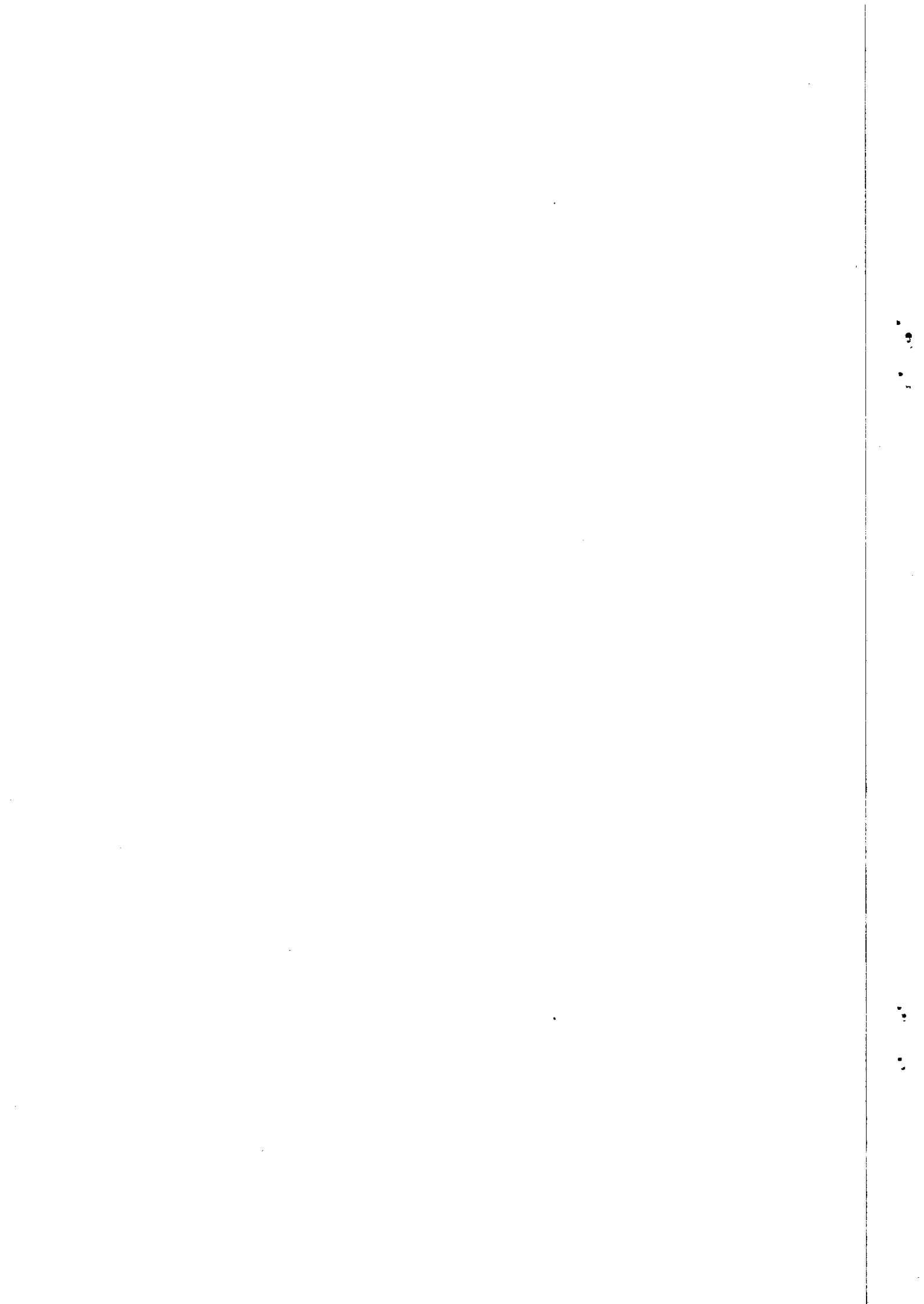


fig 2

rechtlijnige samenhang tussen de logaritme van de bergingscoëfficiënt
 a en de bijbehorende grondwaterdiepte W
 f en $w = \text{constanten in } a = fW^m$



bergings als functie van grondwaterdiepte

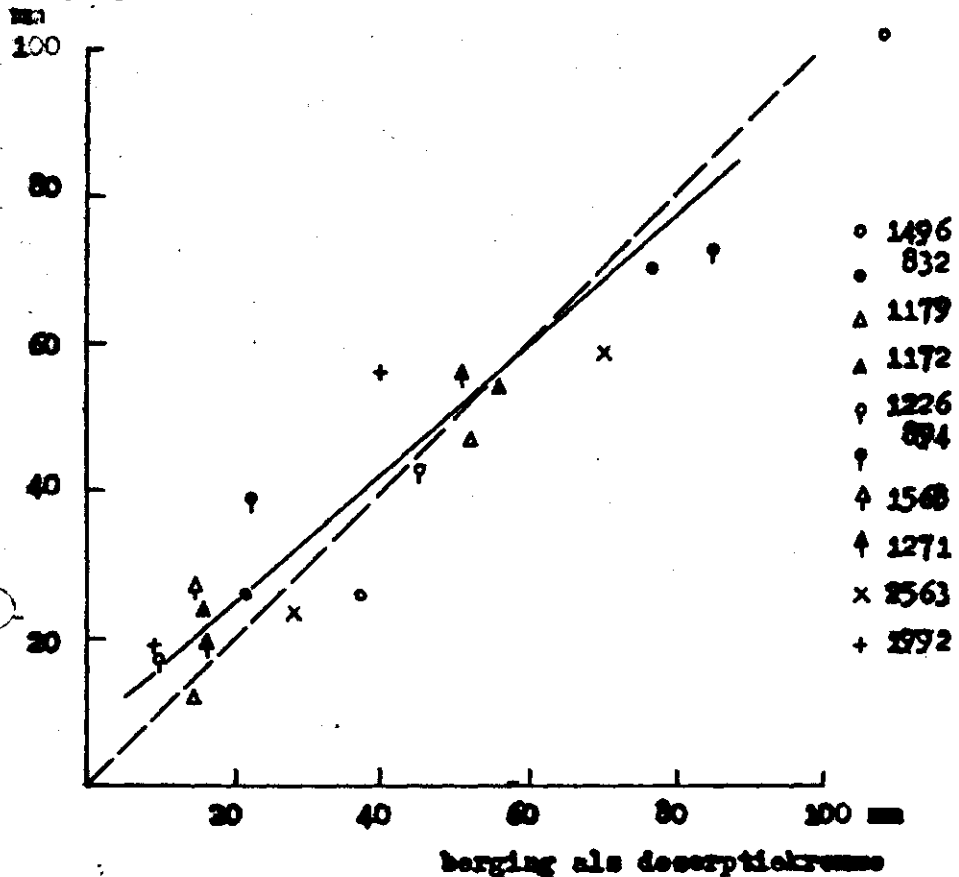


fig 3 Vergelijking van vochtvoorraadverandering berekend met de bergingscoëfficiënt als functie van de grondwaterdiepte met de vochtvoorraadverandering berekend uit descriptiecurven voor grondwaterstijging van 60 cm tot maaiveld (laagste waarde) en van 100 cm tot maaiveld. (hoogste waarde)

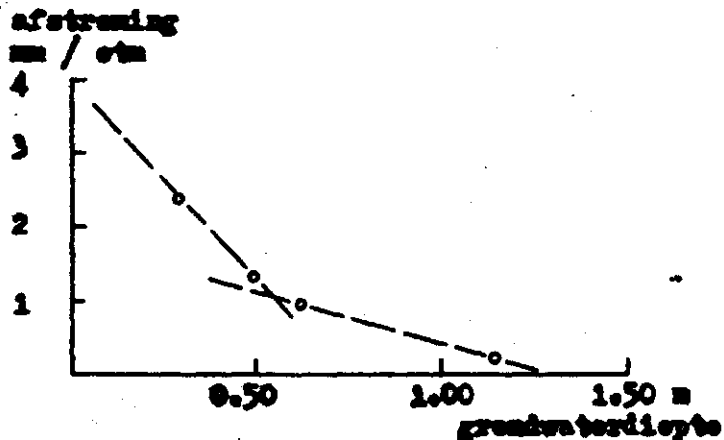
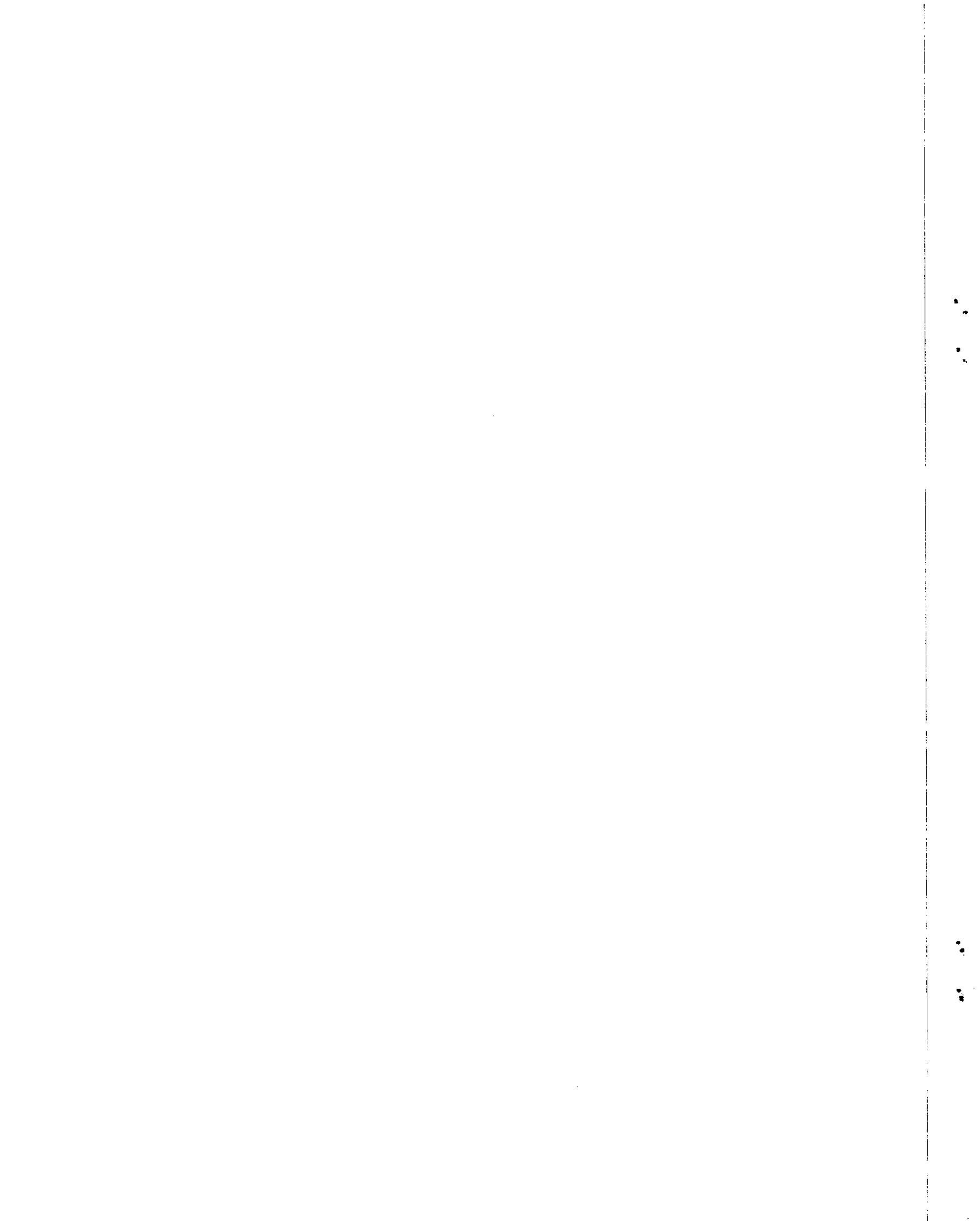


fig 4 Schatting van de bij vier verschillende gemiddelde grondwaterdiepten behorende afstroming



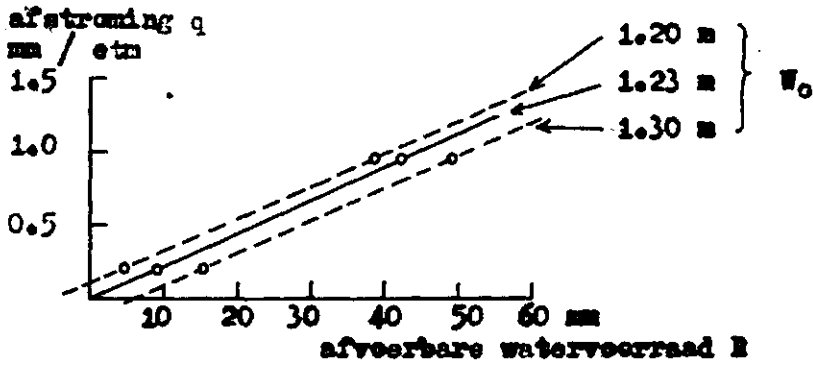


Fig 5 Schatting van de bij de langzame afstroming in fig 4 behorende grondwaterdiepte W_0 , waarbij geen afstroming meer optreedt

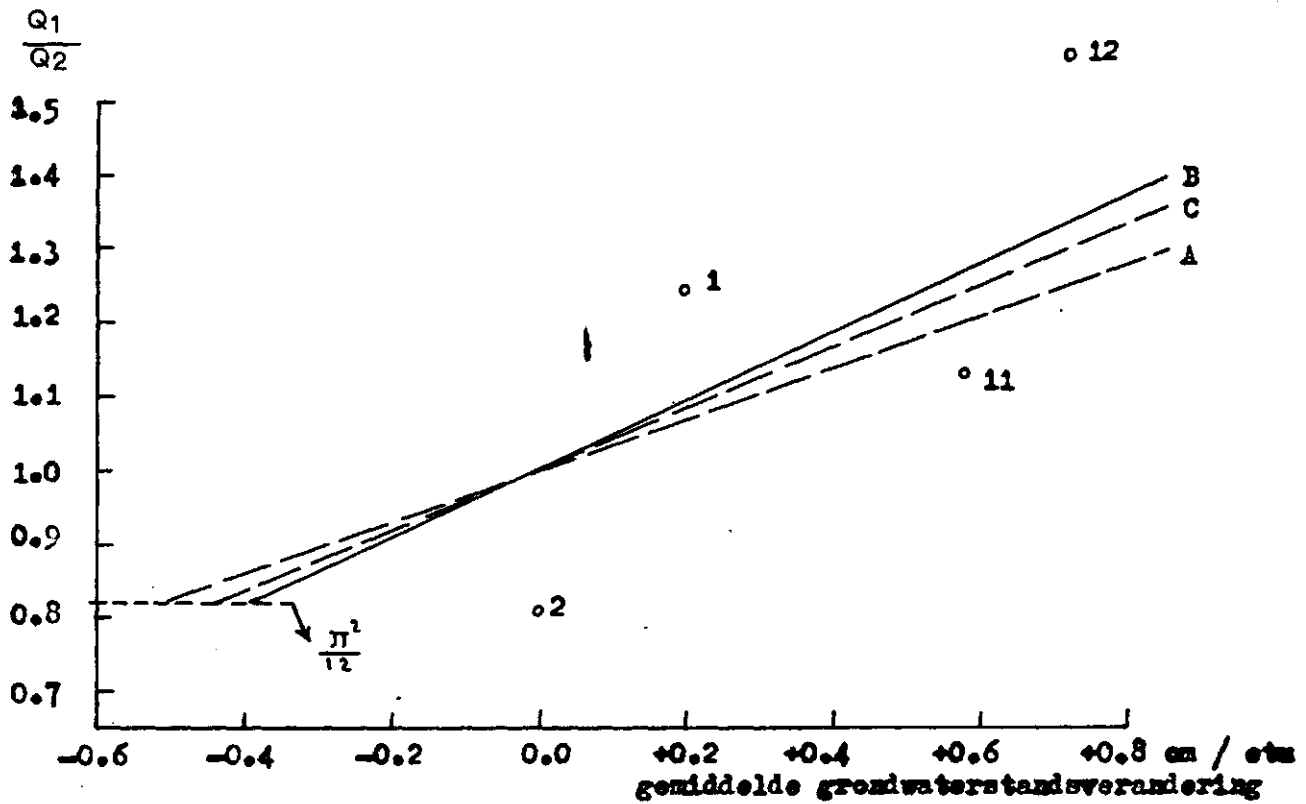


fig 6 Gemiddelde grondwaterstandsverandering in vier wintermaanden uitgezet tegen de verhouding $(\frac{Q_1}{Q_2})$ tussen de afstroming berekend als

$$Q_1 = N - gE_0 - fw^m \Delta W$$

en die berekend als $Q_2 = \frac{t}{n} \left(\frac{R_1 w}{j_1} + \frac{R_2 w}{j_2} \right)$



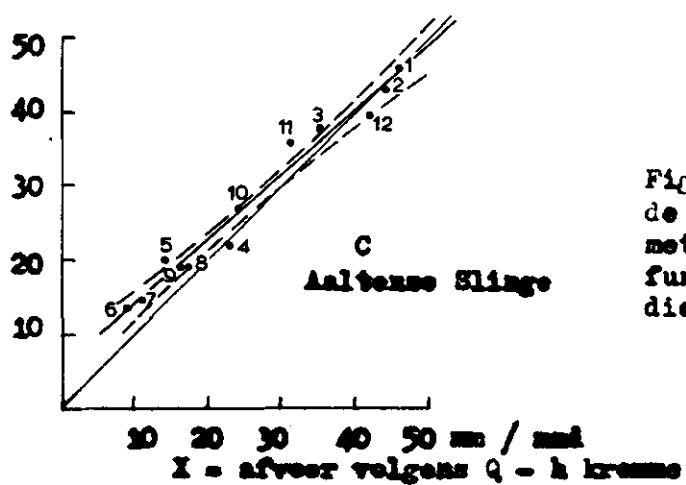
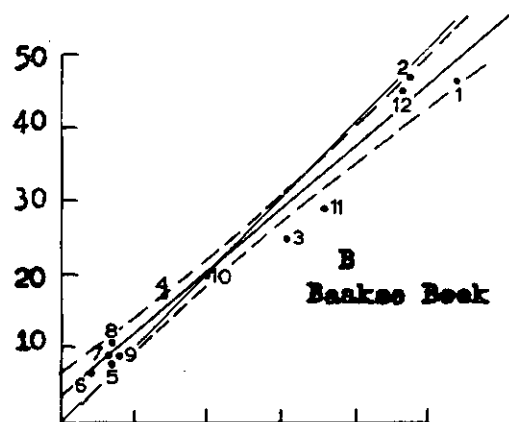
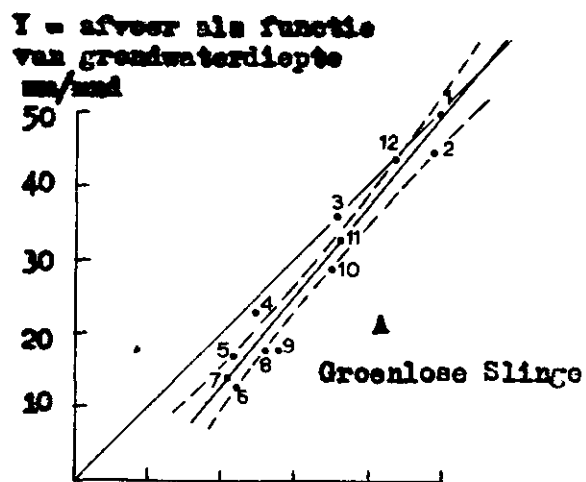
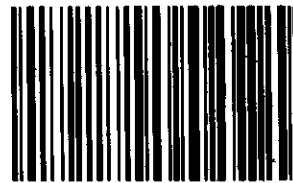


Fig. 7. De afvoer volgens de Q-h kromme vergeleken met de afvoer berekend als functie van de grondwaterdiepten.



Wageningen UR library
P.O.Box 9100
6700 HA Wageningen
the Netherlands
library.wur.nl



10001022568552