

nota 1111 I da maer 1983 111

NN31545.0040

Waterbalans van een zavelgrond, afgeleid uit
grondwaterstandsgegevens.

Droevenlaan
Postbus 100
6700 AE Wageningen

door G.W. Bloemen

**BIBLIOTHEEK
STARINGGEBOUW**

1. Inleiding

De neerslagintensiteit vertoont in ons land een jaarschommeling. Wanneer men de neerslag over een voldoende groot aantal jaren middelt, dan ziet men, dat de grote lijn in de variatie van de gemiddelde dagelijkse hoeveelheden belooft volgens een golfbeweging, waarbij in april de minste regen valt, terwijl in augustus een top wordt bereikt.

Tegengesteld aan deze tendentie is het beloop in de grondwaterstanden van onze landbouwgronden, voorzover althans in de natuurlijke verhoudingen niet te sterk is ingegrepen. Over de loop van het jaar meet men immers een aanzienlijke fluctuatie in de grondwaterstanden met dieptepunten in nazomer en herfst en hoogtepunten in de wintermaanden.

De jaarlijkse gang in de verdamping van de al of niet begroeide grond is van de tegengestelde ^egeweging van neerslagintensiteit en grondwaterdiepte de oorzaak. De stijging van de grondwaterstand, die in het najaar optreedt, compenseert min of meer volledig het geheel of gedeeltelijk wegvallen van het waterverlies door verdamping. Door deze stijging immers wordt enerzijds water in de grond geborgen, anderzijds de drukhoogte tot stand gebracht, die nodig is om het niet verdampte water tot afvoer te brengen. Wanneer in het voorjaar het waterverlies door verdamping weer van betekenis wordt, dan daalt de grondwaterstand. Bij een gegeven neerslagintensiteit moet daarom de verdamping van de grond op één of andere wijze samenhangen met grondwaterdiepte en -beweging. Kent men deze grootheden en de neerslagintensiteit, dan zou de grootte van deze verdamping hieruit moeten kunnen worden gereconstrueerd. Voorwaarde hiertoe is dat men erin slaagt om de grondwaterstandsverandering om te rekenen in mm geborgen neerslag en de grondwaterdiepte in mm afgevoerde neerslag. De verdamping van de grond kan dan worden berekend als de sluitpost op de waterbalans.

Wanneer bijkomstige omstandigheden niet tot complicaties leiden dan kan deze worden geschreven als de volgende vergelijking:

$$N - A - E = \pm V$$

112/0559/20/1

1786754

11 FEB. 1998



0000 0672 1357

Het verschil tussen de neerslaghoeveelheden (N) en de som van afvoer (A) en verdamping (E), die in een bepaalde periode worden gemeten, moet even groot zijn als de positieve of negatieve veranderingen in de vochtvoorraad (V) van de grond in deze perioden.

Het realiseren van de hierboven aangegeven mogelijkheden is van grote praktische betekenis, omdat op een groot aantal plaatsen in Nederland de beweging van het grondwater gedurende een aantal jaren is geregistreerd, terwijl neerslagcijfers overal worden verzameld. In beginsel bestaat de mogelijkheid om op al deze punten de waterbalans te leren kennen, zonder dat het nodig is ter plaatse nog waarnemingen te gaan doen.

Hierna worden de resultaten van een bestudering van de gegevens, die verzameld zijn op een perceel grasland op zavel in de Nieuwe Kraaiertpolder in Zeeland, besproken. Het betreft hier de vanaf 22 mei 1951 dagelijks opgenomen grondwaterstandsbuis nr 539 van de Commissie voor Waterbeheersing en Ontziltling in Zeeland. Bij deze buis staat een regenmeter opgesteld.

De mogelijkheden van de bedoelde vorm van studie van het diagram van de grondwaterdiepte worden in de volgende paragrafen aangetoond.

2. De afvoer

Dat de grondwaterdiepte nauw samenhangt met de afvoer staat wel bij voorbaat vast in gevallen waarin de slootpeilen weinig fluctuaties vertonen. De grondwaterdiepte zal dan sterk samenhangen met de drukhoogte, die volgens de formule voor de grondwaterstroming maatgevend is voor de afvoer naar de sloot. Deze afvoer wordt gevormd door het gedeelte van de neerslag, dat niet verdampt en niet wordt geborgen.

In perioden, waarin de verdamping van een vrij wateroppervlak zeer gering is, zal men deze voor de verdamping van het grondoppervlak in de plaats kunnen stellen, zonder dat dit een fout van betekenis geeft. Wanneer men dan bovendien aanneemt, dat de onbeweeglijkheid van het grondwater er op wijst dat de vochtvoorraad in het profiel weinig of niet verandert, dan zou in perioden, waarin ook deze voorwaarde vervuld is, alle gevallen neerslag, op een klein bekend bedrag voor de nog aanwezige verdamping na, moeten worden afgevoerd. Wanneer men voor een aantal van deze

perioden van niet te korte duur de grondwaterdiepte uitzet tegen de gemiddeld per dag gevallen neerslag, dan blijkt een samenhang te bestaan. In figuur 1 wordt dit aangetoond.

De afzonderlijke waarnemingen in figuur 1 vertonen een spreiding, waaraan het feit dat de grondwaterdiepte slechts een gedeeltelijke beschrijving van het verval is, schuld heeft. De slootwaterstand zal immers variaties vertonen, waardoor de correlatie tussen grondwaterdiepte en drukhoogte niet volkomen kan zijn. Bovendien zal de grondwaterstandsverandering als maatstaf voor de vochtvoorraadveranderingen alleen bij wijze van benadering kunnen dienen.

Het beloop van de gemiddelde lijn, die in figuur 1 kan worden berekend, wijst uit dat in de betreffende perioden de slootstand gemiddeld ongeveer 120 cm onder maaiveld stond. Een grondwaterdiepte van 120 cm treedt op, wanneer neerslag en verdamping in evenwicht zijn. Er is dan geen afvoer en bijgevolg bestaat er geen drukhoogte.

De samenhang tussen afgevoerde neerslag en drukhoogte in figuur 1 geldt bij benadering voor een stationaire stroming. Dit houdt in, dat de gevonden afvoercurve het eenvoudigst moet kunnen worden beschreven door de formule van Hooghoudt, hoewel men elke andere formule natuurlijk ook zou kunnen gebruiken.

De formule luidt:

$$S = \left(\frac{8 K_o D h}{1^2} \right) + \left(\frac{4 K_b h^2}{1^2} \right)$$

of $S = Ah + Bh^2$

S = afvoer

h = drukhoogte

K_o = doorlatendheid ondergrond

K_b = doorlatendheid bovengrond

D = dikte doorstroomde laag

Wanneer men beide leden van de vergelijking deelt door de drukhoogte dan ontstaat:

$$\frac{S}{h} = A + Bh$$

Zet men $\frac{S}{h}$, uitgedrukt in meters, uit tegen h dan moet de gebogen afvoercurve veranderen in een rechte lijn, omdat de kwadratische component uit de formule is verdwenen.

7
 Uit figuur 2 blijkt, dat de curve in figuur 1 met de formule van Hooghoudt kan worden beschreven. De curve is echter theoretisch ongeschikt om ermee voor perioden, waarin de stroming niet stationair is, uit de grondwaterdiepte de afvoer af te leiden. Dat desondanks in de praktijk een redelijke schatting van de afvoer in zulke perioden mogelijk is, blijkt uit figuur 3. Hierin is voor 82 decaden, waarvan slechts in 13 gevallen de stroming stationair was, vergelijking getrokken tussen de afvoer volgens de grondwaterdiepte en die volgens maalgegevens van het poldergebied, waarin de bestudeerde grondwaterstandsbuis stond opgesteld.

Hu M polder

De gemiddelde lijn, die in figuur 3 de samenhang weergeeft, valt vrijwel samen met de 45° -lijn. In de afzonderlijke decaden is de overeenkomst tussen geschatte en gemeten afvoer niet altijd even groot. De standaardafwijking bedraagt ± 7 mm. Hierbij is geen rekening gehouden met de decaden, waarin zowel volgens de grondwaterdiepte als volgens de maalgegevens van de polder geen afvoer optrad. In deze decaden, die 51% van het totaal aantal in de bestudeerde jaren uitmaken, was de overeenkomst dus totaal. Wanneer men met deze decaden wel rekening houdt, dan bedraagt de standaardafwijking $\pm 4^5$ mm.

Naarmate men de geschatte afvoer over langere perioden sommeert, neemt de afwijking ten opzichte van de gemeten afvoer af. In figuur 4 is de geschatte en de gemeten totaalafvoer voor de achtereenvolgende winterperioden vergeleken. In vier winters bestaat een nauwkeurige overeenkomst. In de winter 1951/1952 is de afvoer op grond van de grondwaterdiepte overschat, in de winter 1956/1957 echter onderschat. De afwijkingen heffen elkaar echter op. Dit blijkt hieruit, dat in totaal in de bestudeerde jaren volgens de maalgegevens 1 751 mm werd uitgemaal. De geschatte totaalafvoer bedroeg 1 755 mm.

De conclusie uit het voorgaande is, dat de afwijkingen van de voor de afzonderlijke decaden geschatte afvoer een sterk toevallig karakter dragen. Bovendien hebben de maalgegevens betrekking op een oppervlak van 650 ha en de afvoer hiervan zal niet gelijk behoeven te zijn aan de afvoer van het perceel, waarin de grondwaterstandsbuis is geplaatst. De grondwaterdiepte in dit perceel is immers alleen een maat voor de afstroming van het water uit het perceel naar de sloten.

112/0559/20/4

*Hu M mogelijk van
 perceel met polder in?*

Het blijkt mogelijk te zijn om een ijkingscurve te construeren, die de grondwaterdiepte omzet in millimeters afstromende regen. Toepassing van deze curven betekent een eerste stap in de berekening van een benaderde waarde voor de verdamping van de grond.

3. De vochtvoorraadveranderingen

Wanneer lang genoeg geen regen is gevallen in een tijd waarin de verdamping van geen betekenis is, dan komt een tijdstip waarop ook geen afvoer meer optreedt. Het water, dat dan in de grond aanwezig is, wordt vastgehouden door de vochtspanning, die toeneemt met toenemende hoogte boven het grondwater. Bij de gegeven vochthoudende eigenschappen van het profiel wordt het vochtgehalte op een bepaalde hoogte boven het grondwater door de vochtspanning bepaald. De grondwaterdiepte is willekeurig en hangt af van de slootstand.

In figuur 5 is voor verschillende lagen in het bestudeerde profiel het verband aangegeven tussen de bij evenwichtstoestand in de laag aanwezige hoeveelheid water en de hoogte van de laag boven het grondwater. Deze figuur werd afgeleid uit pF-curven, die in ter plaatse genomen monsters waren bepaald.

Wanneer bij evenwichtstoestand regenwater in de grond binnendringt, dan wordt hierdoor eerst in een dun laagje het vochtgehalte sterk verhoogd. Het water verdeelt zich over een steeds dikker wordende laag, waarin dus de vochtspanning afneemt en lager wordt dan in overeenstemming is met de hoogte boven het grondwater. Deze verstoring van het evenwicht zet zich naar beneden toe voort tot over het gehele profiel de vochtspanning is afgenomen, ten gevolge waarvan het grondwater stijgt. Als gevolg van het hierdoor ontstane hoogteverschil met het slootwater ontstaat een afstroming van het water uit de grond naar de sloot.

Op welke wijze een schatting van de grootte van deze afstroming wordt verkregen, werd in paragraaf 2 besproken. Door de geschatte afvoer in mindering te brengen op de neerslag in perioden, waarin de verdamping van geen betekenis is, vindt men het aantal millimeters water, dat nodig was om de gemeten grondwaterstijging tot stand te brengen.

Wanneer een grondwaterdaling optreedt, doordat de afvoer de neerslag overtreft, dan daalt het vochtgehalte over het gehele profiel. Het afvoeroverschot geeft het aantal millimeters water aan, dat uit het profiel moet worden afgevoerd om de gemeten grondwaterstands daling tot stand te brengen.

De verhouding tussen het aantal millimeters water van de vochtvoorraadverandering in het profiel - dit is in perioden zonder verdamping van betekenis het neerslag- of afvoeroverschot - en het aantal centimeters grondwaterstandsverandering, dat erbij behoort, geeft het bergend vermogen van de grond aan, uitgedrukt in procenten. Figuur 6 geeft voor het bestudeerde geval een voorbeeld van de samenhang tussen beide grootheden. Het bergend vermogen in de in deze figuur samengebrachte perioden bedraagt gemiddeld 8%.

Figuur 7 laat zien, dat het bergend vermogen niet constant is. Omdat het vochtgehalte met toenemende hoogte boven het grondwater afneemt, neemt het bergend vermogen met grotere grondwaterdiepte toe. Deze toename is in sterkere mate progressief naarmate de verdamping de neerslag in sterkere mate overtreft. Dat komt doordat, wanneer de verdamping de neerslag overtreft, water aan het profiel wordt onttrokken. Het vochtgehalte daalt tot beneden dat wat behoort bij de hoogte boven het grondwater. Hierdoor ontstaat een vochtspanningsgradient, waardoor water capillair opstijgt. De vochtvoorraadverandering die behoort bij een bepaalde grondwaterdaling als gevolg van capillaire opstijging is groter naarmate deze sterker bij de vochtonttrekking achter blijft. Het bergend vermogen is dan eveneens groter en neemt toe naarmate het verdampingsoverschot toeneemt.

De samenhang in figuur 6 geldt voor perioden zonder verdamping van betekenis waarin de neerslag de verdamping met gemiddeld 15 mm per etmaal overtreft en met een grondwaterdiepte van gemiddeld 65 cm. De spreiding van de afzonderlijke waarnemingen is een gevolg van variaties om deze gemiddelden.

De evenwichtstoestand tussen de hoogte boven het grondwater en het vochtgehalte zal zelden optreden, omdat regenloze perioden over het algemeen van te korte duur zijn. Er zal altijd wel ergens in het profiel een hoeveelheid water op doortocht aanwezig zijn, die het evenwicht tussen vochtgehalte en hoogte boven het grondwater verstoort. Het bergend vermogen bij evenwichtstoestand zal men dan ook door interpolatie uit het totaal van gegevens moeten leren kennen. Het wordt in figuur 7 aangegeven

door de lijn, die geldt voor evenwicht tussen neerslag en verdamping. Uit figuur 5 kan men het theoretisch bergend vermogen voor de evenwichtstoestand berekenen. In figuur 8 is het vergeleken met het effectieve bergend vermogen, dat uit de grondwaterstandsgegevens is afgeleid. Zoals verwacht kan worden, valt het theoretisch bergend vermogen hoger uit dan het effectieve. Insluiting van lucht in de poriën is hiervan de oorzaak. Wanneer men hiermee rekening houdt, dan kan de overeenkomst tussen geschat en berekend bergend vermogen alleszins bevredigend geacht worden.

De grote waarden, die het bergend vermogen volgens figuur 7 kan bereiken, wijst erop dat bij neerslagtekorten tegenover een grote vochtonttrekking aan het profiel een geringe grondwaterdaling als gevolg van capillaire opstijging staat. Deze blijft sterk achter bij het verdampingsoverschot. Dit wijst er in de eerste plaats op, dat in het bestudeerde profiel een aanzienlijke hoeveelheid water voor de plant beschikbaar is. Dit punt wordt in paragraaf 6 aan een nader onderzoek onderworpen.

In de tweede plaats volgt eruit, dat de capillaire opstijging in het bestudeerde profiel niet groot zal zijn. Deze conclusie wordt bevestigd door figuur 9. Hierin is de samenhang tussen de hoogte boven het grondwater, de vochtspanning op deze hoogte en de tot deze hoogte opstijgende capillaire vochtstroom weergegeven. Figuur 9 is gebaseerd op de formules voor de capillaire opstijging van Wind en Wesseling; de hierin in te vullen waarde voor de doorlatendheid werd in het veld bepaald.

Het blijkt, dat bij de grondwaterdiepten, die in het bestudeerde geval in perioden van neerslagtekort optreden - 90 à 150 cm -, de capillaire opstijging voor het op peil houden van de verdamping inderdaad van weinig betekenis is. De verschillen tussen het beloop der lijnen in de figuren 7 en 8 worden veroorzaakt door de onttrekking van water aan het profiel dat niet wordt aangevuld.

4. De kwel

Men kan op de neerslagtotalen, die in de balansperioden werden gemeten, behalve de uit de grondwaterdiepte afgeleide afvoer ook de uit grondwaterstandsveranderingen afgeleide vochtvoorraadveranderingen in mindering brengen. Men vindt dan als sluitpost op de afzonderlijke waterbalansen benaderde waarden voor de verdamping van het bestudeerde perceel, tenzij dat positieve of negatieve kwel optreedt. Dat dit niet het geval is, blijkt uit

figuur 1. Hierin spelen immers vochtvoorraadveranderingen geen rol en de open-watervedamping kan gelijk gesteld worden aan de verdamping van het bestudeerde perceel, zonder dat dit een fout van betekenis zal opleveren. Het blijkt nu, dat bij evenwicht tussen verdamping en **neerslag volgens de afvoercurve** geen afvoer meer optreedt. Zou er positieve kwel zijn, dan zou er onder de gegeven omstandigheden nog een drukhoogte bestaan, waarvoor dan de afvoer van de kwel verantwoordelijk zou zijn. Bij negatieve kwel daarentegen zou het ondergrondse waterverlies er de oorzaak van zijn, dat al geen drukhoogte meer bestond wanneer nog een neerslagoverschot ter grootte van de kwel optrad. Het bestudeerde perceel vertoont dus geen kwelverschijnselen.

5. De verdamping

De benaderde waarden van de verdamping van het bestudeerde perceel vertonen nogal wat variatie. Deze zal voor een deel door toevalligheden worden veroorzaakt en oncontroleerbare oorzaken hebben maar voor een ander deel ontstaan doordat deze verdamping een functie is van grootheden, die gedurende de tijd waarin de gegevens werden verzameld, eveneens een min of meer aanzienlijke variatie vertonen.

De meest voor de hand liggende van deze grootheden is het verdampend vermogen van de atmosfeer. De samenhang tussen deze grootheid en de verdamping van het bestudeerde perceel wordt weergegeven door gebogen curven. Deze zullen door de oorsprong lopen, omdat geen verdamping mogelijk is, wanneer in de atmosfeer het verdampend vermogen ontbreekt. Als gevolg van een toenemende weerstand, die de vochtstroom in plant en grond ondervindt zal, naarmate deze groter is, het verdampend vermogen van de plant een grens naderen. Dus zal de curve eerst een helling hebben van 45° om later af te buigen en ergens een maximum te bereiken. Hierboven veroorzaakt een hoger verdampend vermogen van de atmosfeer geen stijging in de verdamping van het perceel.

In figuur 10 is een voorbeeld van de bedoelde samenhang gegeven. Hieruit blijkt, dat onder de gegeven omstandigheden van grondwaterdiepte en neerslagintensiteit een maximale verdamping van 25 mm per decade bereikt wordt bij een verdampend vermogen van de atmosfeer van ongeveer 50 mm per decade.

De bij opklimmende waarde van het verdampend vermogen van de atmosfeer maximaal bereikbare verdamping van het perceel is niet constant, maar afhankelijk van de omstandigheden. Duidelijk komt dit uit voor de neerslagintensiteit. In figuur 11 is de samenhang tussen de verdamping van het perceel en het verdampend vermogen van de atmosfeer voor verschillende constante waarden van de neerslagintensiteit weergegeven. Naarmate deze neerslag toeneemt, stijgt de maximale verdamping van het perceel en eveneens de waarde van het verdampend vermogen van de atmosfeer, waarbij deze wordt bereikt. Deze toeneming belooft eveneens volgens een kromme.

Figuur 12 geeft van de samenhang tussen de verdamping van het perceel en de neerslagintensiteit een voorbeeld. Deze samenhang ontstaat, doordat de neerslagintensiteit de vochtspanning in de wortelzone beïnvloedt en een deel van de gevallen neerslag van het bladerdek verdampt zonder via grond of gewas te verdampen. Wanneer de verdamping van het perceel een bepaald niveau heeft bereikt, dan heeft een toenemende neerslagintensiteit geen effect meer op de verdamping. In figuur 13 komt tot uiting, dat de hoogte van dit niveau door het verdampend vermogen van de atmosfeer wordt bepaald.

De curven, die de samenhang tussen neerslagintensiteit en verdamping van het perceel weergeven, lopen niet door de oorsprong. Bij ontbreken van neerslag vindt dus toch verdamping plaats. De grootte hiervan geeft aan hoeveel water door vochtonttrekking aan het profiel en door capillaire opstijging uit het grondwater beschikbaar komt. Men zou er, voorzover de capillaire opstijging van betekenis is, een samenhang met de grondwaterdiepte van verwachten. De mate, waarin capillair opstijgend water in het neerslagtekort kan voorzien, zou hiervan immers moeten afhangen, want de vochtspanning in de wortelzone is behalve van de neerslagintensiteit ook van de grondwaterdiepte afhankelijk. Bedoelde samenhang met de grondwaterdiepte treedt echter niet op. Men moet daarom aannemen, dat de capillaire opstijging van zo geringe betekenis is, dat er bij grondwaterdiepten, die optreden in de tijd dat de verdamping van belang is, geen toeneming van de verdamping bij afnemende grondwaterdiepte door ontstaat. In figuur 9 is al aangetoond, dat deze veronderstelling correct is, ook wanneer men aanneemt, dat de capillaire opstijging slechts tot de onderkant van de wortelzone, die hoogstens 40 cm dik zal zijn, behoeft te reiken.

Of bij hogere grondwaterstanden wel effect van capillaire nalevering te merken zal zijn, kan niet worden vastgesteld. De grondwaterdiepte in het bestudeerde perceel blijkt sterk gecorreleerd te zijn met de verdamping.

Het blijkt mogelijk te zijn om de verdamping van het bestudeerde perceel te leren kennen als een functie van het verdampend vermogen van de atmosfeer en van de neerslagintensiteit. De variaties, die als gevolg van toevallige en niet controleerbare oorzaken optreden, kunnen worden ver-effend. Op de gemiddelde lijnen in de figuren 11 en 13 kunnen de vereffende waarden voor de verdamping van het perceel worden afgelezen. De standaardafwijking van de benaderde waarde voor de verdamping in de afzonderlijke decaden bedraagt ± 6 mm.

6. De waterbalans

Men kan nu voor het bestudeerde perceel de afvoer, de vochtvoorraadveranderingen en de verdamping uit bekende grootheden afleiden. De neerslaghoeveelheden zijn bekend en er werd aangetoond, dat geen kwel optreedt. Wanneer men voor de achtereenvolgende decaden in de bestudeerde periode deze berekening uitvoert dan krijgt men een overzicht van het beloop van de grootte van de verschillende posten van de waterbalans. Aangezien de grootte van deze posten onafhankelijk van elkaar wordt vastgesteld en hierbij fouten optreden, zullen de waterbalansen van de afzonderlijke decaden restposten opleveren. Wanneer bij sommatie van deze restpost cumulatie optreedt, dan wijst dit erop, dat een systematische fout is gemaakt bij het berekenen van één of meer posten op de waterbalans.

In de periode van 23 mei 1951 tot en met 20 september 1957 werd de totale afvoer berekend op 1 755 mm en de verdamping op 2 746 mm. Er viel 4 521 mm neerslag en er blijft dus 20 mm over die verantwoord moet worden door vochtvoorraadverandering. Sommering van de berekende vochtvoorraadverandering levert over deze periode een stijging op van 28 mm. De restpost bedraagt dus 8 mm en er treedt dus geen cumulatie op.

In figuur 14 is het jaarlijks beloop weergegeven van de neerslagintensiteit, van het verdampend vermogen van de atmosfeer en van de verdamping van het bestudeerde perceel, gemiddeld over de bestudeerde periode,

die liep van 23 mei 1951 tot 21 september 1957.

De periodiciteit in de neerslagintensiteit, waarover in paragraaf 1 werd gesproken, komt duidelijk tot uiting, ondanks het feit dat de gemiddelden over 6 jaar nog een aanzienlijke variatie van decade tot decade vertonen.

Tussen beide verdampingen is een duidelijk verschil te zien. Dit begint al gauw te ontstaan, wanneer de verdamping van enige betekenis wordt. Men ziet, dat het toppunt in de verdamping van het perceel verschuift ten opzichte van die in het verdampend vermogen van de atmosfeer naar een later tijdstip. Dit is ongetwijfeld een gevolg van de depressie in de neerslagintensiteit in de voorjaarsmaanden. Er moet dan water aan het profiel worden onttrokken en omdat voor aanvulling door capillaire opstijging het grondwater blijkbaar al gauw te diep staat, wordt de verdamping bemoeilijkt. Dit effect verdwijnt goeddeels, wanneer de regenval de verdamping gaat overtreffen.

In figuur 14 is te zien, dat in de voorjaarsmaanden de verdamping van het perceel de neerslag overtreft. Het verdampingsoverschot bedraagt in totaal 107 mm. Dit moet aan het profiel worden onttrokken.

Uit de grondwaterstandsveranderingen kan bij benadering worden berekend hoe groot de vermindering in de vochtvoorraad van het profiel is. In figuur 15 is het gemiddeld beloop hiervan weergegeven. Wanneer men aanneemt dat op het tijdstip, waarop in het voorjaar het neerslagoverschot in een tekort overgaat - d.i. in de tweede decade van maart -, de evenwichtstoestand tussen grondwaterdiepte en vochtgehalte het dichtst benaderd is, dan blijkt, dat volgens deze berekening maximaal gemiddeld 100 mm vocht aan het profiel onttrokken wordt. Deze uitkomst valt wat te laag uit, omdat in perioden waarin de grondwaterstand niet daalt toch wel vochtonttrekking kan plaatsvinden. Wanneer men hiermede rekening houdt, dan is het verschil met het berekende verdampingsoverschot zo gering, dat de conclusie mag worden getrokken, dat de resultaten van het onderzoek elkaar niet tegenspreken. Uit figuur 15 blijkt tevens dat in de maanden januari en februari meer water dan bij de evenwichtstoestand in het profiel aanwezig is tot een maximum van gemiddeld ± 15 mm.

Al eerder werd er op gewezen, dat in het neerslagtekort grotendeels door onttrekking aan de vochtvoorraad in het profiel zal moeten worden voorzien, zonder dat aanvulling door capillaire opstijging van veel betekenis is. Uit

figuur 16, waarin het gemiddelde beloop van de grondwaterdiepte over het jaar is weergegeven, blijkt dat op het tijdstip waarop het neerslagtekort begint, het grondwater al een diepte heeft bereikt van 95 cm en daarna snel daalt. Op grond van het beloop van de lijnen in figuur 9 is het duidelijk, dat de betekenis van capillaire opstijging voor de verdamping wel zeer gering is. Een indruk hiervan zou men met behulp van figuur 9 kunnen krijgen, wanneer men van de veronderstelling uitgaat, dat wanneer de periode met verdampingsoverschot begint, de vochtspanning boven in het profiel nog in overeenstemming is met de uit figuur 16 af te lezen grondwaterdiepte. Men komt dan tot de conclusie, dat alleen in de eerste decaden, waarin een verdampingsoverschot optreedt, capillair opstijgend water wordt verdampt tot een totaal van minimaal 24 mm. In feite zal dit bedrag wat hoger zijn, omdat de evenwichtstoestand tussen grondwaterdiepte en vochtspanning gauw verbroken zal zijn. Men kan op grond van deze globale berekening van de capillaire nalevering de conclusie trekken, dat er in de loop van de zomer gemiddeld ongeveer 80 mm water aan het profiel zal worden onttrokken.

Of de grootte van dit getal van de goede orde is, kan met behulp van de beschikbare pF-curven worden beoordeeld. Uitgaande van de veronderstelling, dat wanneer de verdamping van het perceel de neerslag gaat overtreffen, de vochtspanning nog in evenwicht is met de hoogte boven het grondwater kan men berekenen dat in de bovenste 40 cm van het profiel 92 mm water kan worden onttrokken, voordat het verwelkingspunt is bereikt. Rekening ermee houdende, dat enerzijds deze hoge pF onder gemiddelde omstandigheden niet bereikt wordt, maar anderzijds de vochtonttrekking wel dieper zal gaan dan tot 40 cm, kan men concluderen, dat de grootte van het berekend verdampingsoverschot - bij benadering gelijk aan de berekende vochtonttrekking aan het profiel - minus de geschatte capillaire nalevering van de goede orde moet zijn.

Het verdampend vermogen van de atmosfeer is berekend met de formules van Penman. In figuur 18 is het beloop van de voor het bestudeerde perceel geldende reductiefactor van deze Penmanverdamping weergegeven. Het blijkt, dat deze factor lager dan 1,0 wordt, wanneer in het voorjaar de Penmanverdamping de neerslag gaat overtreffen. De laagste waarde, die bereikt wordt is $\pm 0,6$.

Vergelijking van figuur 18 met de figuren 14, 15 en 16 levert nog stof voor enige opmerkingen. Er blijkt uit, dat de reductiefactor de laagste waarden bereikt aan het eind van de periode, waarin het neerslagtekort optreedt. De gesommeerde vochtonttrekking aan het profiel heeft dan ook een hoogtepunt bereikt en de grondwaterdiepte een dieptepunt. Na dit tijdstip stijgt de reductiefactor en het blijkt, dat dan de verdamping ongeveer het niveau van de neerslagintensiteit heeft. Daarna komt een periode, waarin de neerslag de verdamping van het perceel - die dan overigens het peil van de Penman-verdamping heeft - sterk overtreft. Men ziet dan de vochtonttrekking afnemen en de grondwaterstand stijgen. Merkwaardigerwijs begint blijkens figuur 17 de afvoer tegelijkertijd op bescheiden schaal, hoewel het vochtgehalte in het profiel nog lang niet in evenwicht zal zijn met de grondwaterdiepte. Dit zou kunnen wijzen op het door niet-capillaire ruimten afstromen van water op grotere schaal dan men verwachten zou.

Uit de diagrammen die het jaarlijkse beloop van de grootte van verschillende posten op de waterbalans weergeven kan men voor willekeurige tijdvakken aflezen hoe veel de gemiddelde waarde voor de betreffende grootheid bedraagt. Dat het jaarlijks gemiddelde uit niet meer dan 7 waarnemingen is berekend zal aan de betrouwbaarheid ervan niet veel afdoen.

Als algemeen overzicht van de waterhuishoudkundige toestand van het bestudeerde perceel zijn de figuren 14 tot en met 17 van belang. In verband met bepaalde cultuurtechnische en landbouwkundige problemen echter zal een overzicht van variaties, die van jaar tot jaar kunnen optreden, van betekenis zijn. Duidelijk blijkt dit bijvoorbeeld voor de uit de grondwaterdiepte afgeleide afvoer, dit is de afstroming uit het perceel naar de sloot. In figuur 19 is voor de eerste helft van februari voor opklimmende dagelijks afstromende hoeveelheden neerslag de overschrijdingskans uitgezet. De gemiddelde afstroming in deze periode bedraagt 2,6 mm per etmaal. Het blijkt echter dat variaties optreden van 0 tot 8 mm per dag.

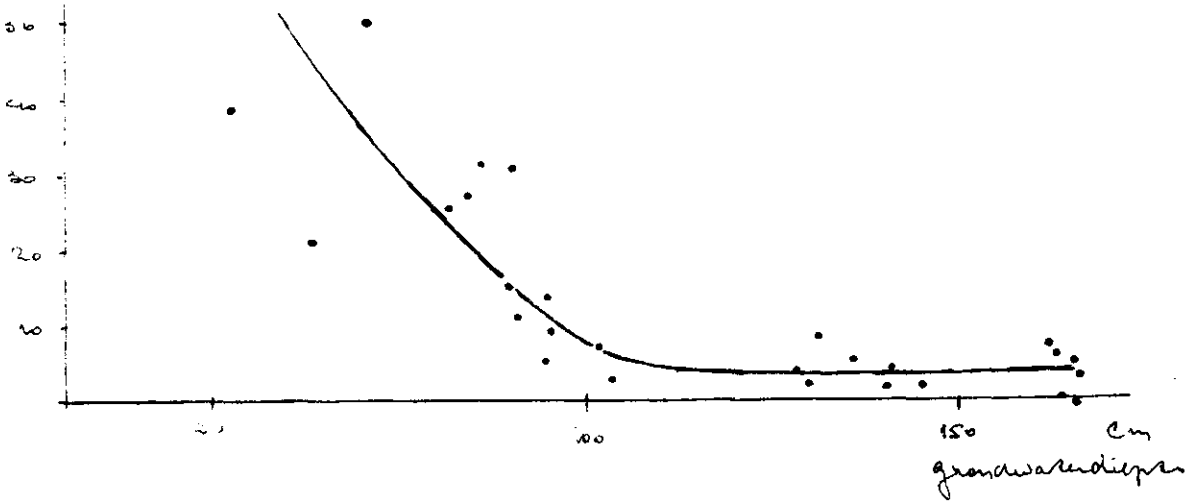
Het is duidelijk dat voor afvoer- en drainageproblemen het getal van de gemiddelde afstroming van weinig betekenis is.

Het is mogelijk om uit de waterbalans verschillende grootheden te berekenen die cultuurtechnische en landbouwkundig van belang zijn. Men kan hier behalve aan de afstroming denken aan de afvoerbehoefte, aan het tekort

of overschot van de neerslag ten opzichte van de verdamping of aan het tekort of overschot van de verdamping onder de huidige voorwaarden ten opzichte van de verdamping die behoort bij optimale opbrengsten.

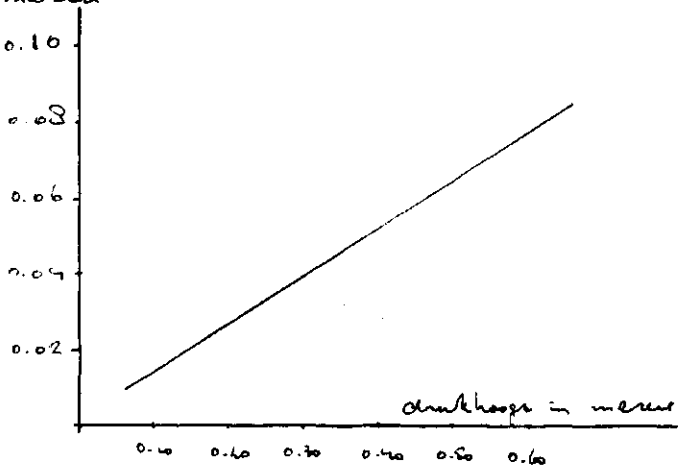
Het weergeven van de variaties in de waarde voor deze grootheden als kansverdeling heeft grote voordelen. Men zal immers bij het beramen van cultuurtechnische of landbouwkundige maatregelen met toleranties van wateroverlast of vochttekort in één of andere vorm rekening moeten houden. Deze toleranties worden omschreven door de grootte van de toelaatbare afwijkingen en de frequentie van het voorkomen hiervan. Kansverdelingen, waarvan figuur 19 een voorbeeld geeft, zijn hierbij een onmisbaar hulpmiddel.

verdampingssnelheid
mm/decade



Figuur 1. De samenhang tussen grondwaterdiepte en verdampingssnelheid in decaden naar een gemiddeld 3° mm per decade verdampst. Alle gevallen verdampst op dit bedrag voor de verdamping na, moet worden afgewerd. Bij een grondwaterdiepte van ± 120 cm was de drukhoogte nihil.

Afvoer
drukhoogte
in meter



Figuur 2. De afvoercurve in figuur 1 geldt voor stationnaire stroming en kan met de formule van Stegmann worden beschreven;

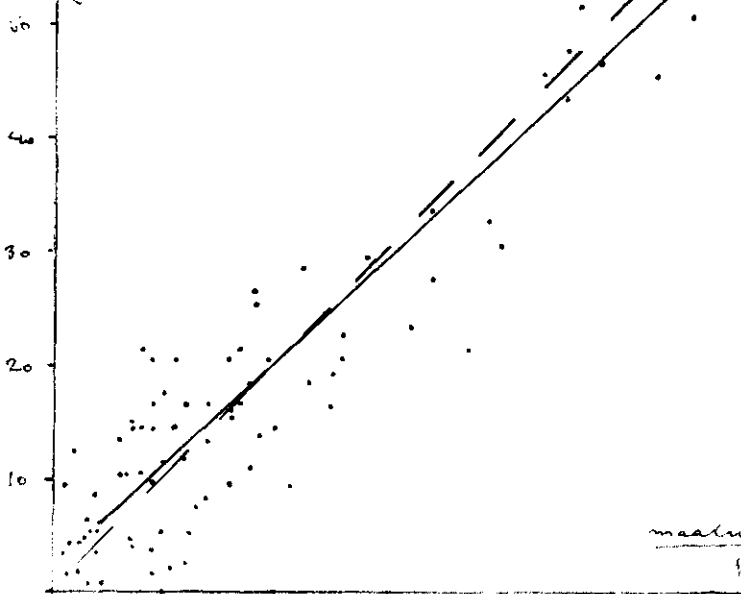
$$afvoer = \frac{8K_0 a h}{l^2} + \frac{4K_0 b h^2}{l^2}$$

$$afvoer = a h + b h^2$$

$$h = \text{drukhoogte}$$

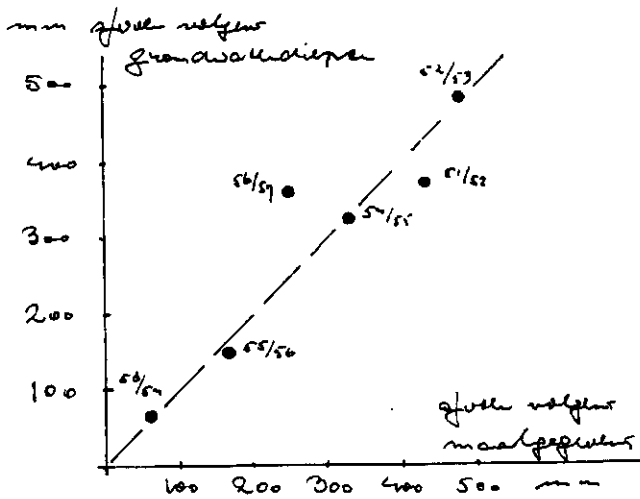
$$\frac{afvoer}{drukhoogte} = a + b h$$

mm/decade
afvoer volgens
grondwaterdiepte



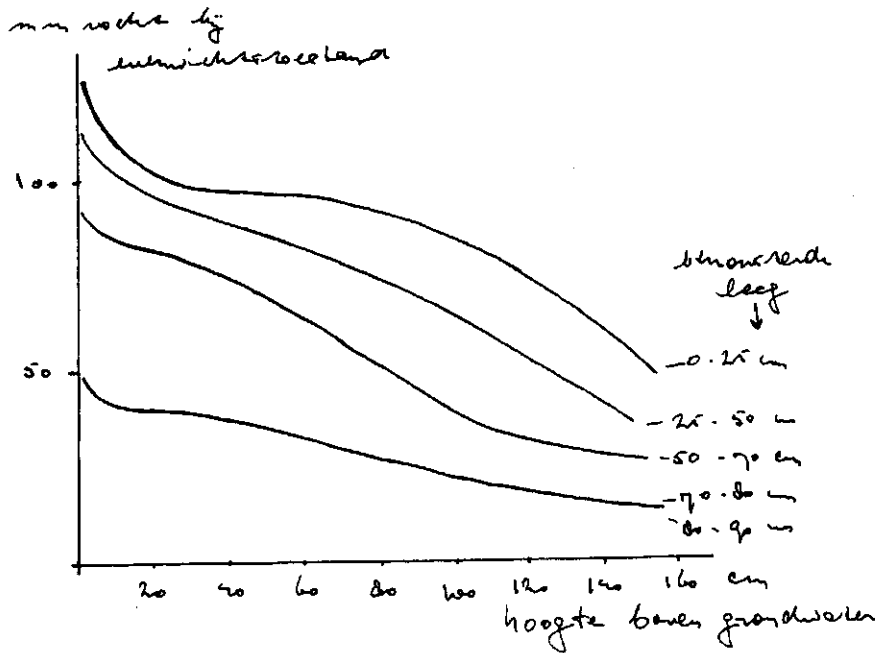
Figuur 3

De samenhang tussen de gechoort en de gemeten afvoer. De standaardafwijking bedraagt ± 7 mm



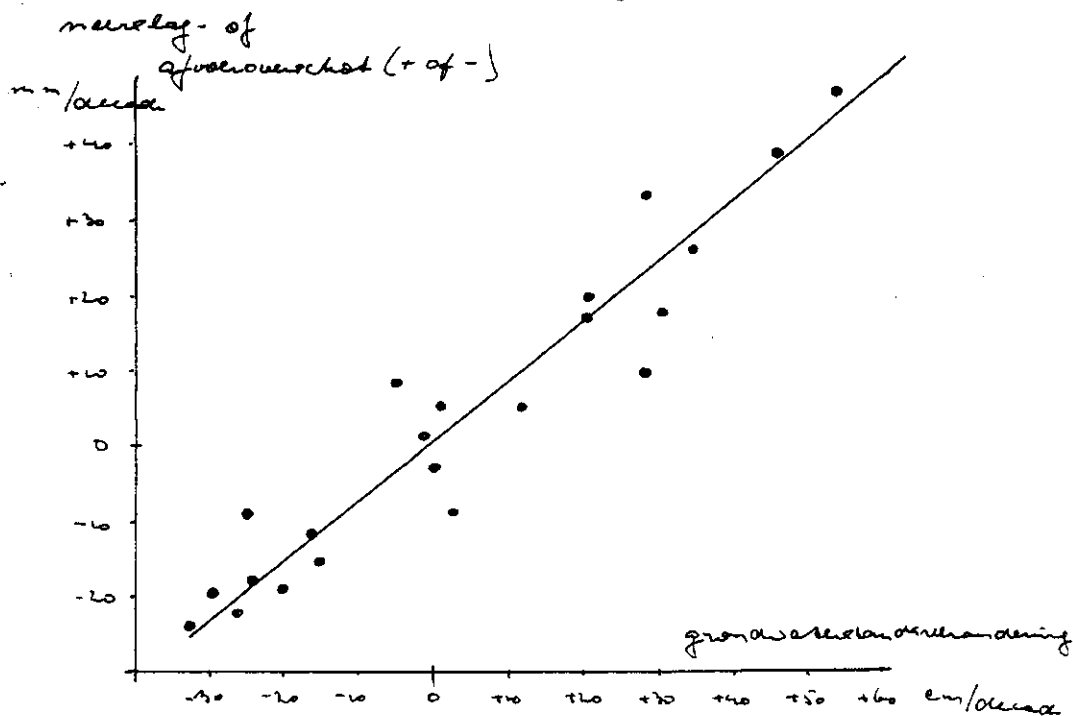
Figuur 4

Overeenkomst tussen de geschieden in de gemeten totaal-afvoer in de aangegeven winters.

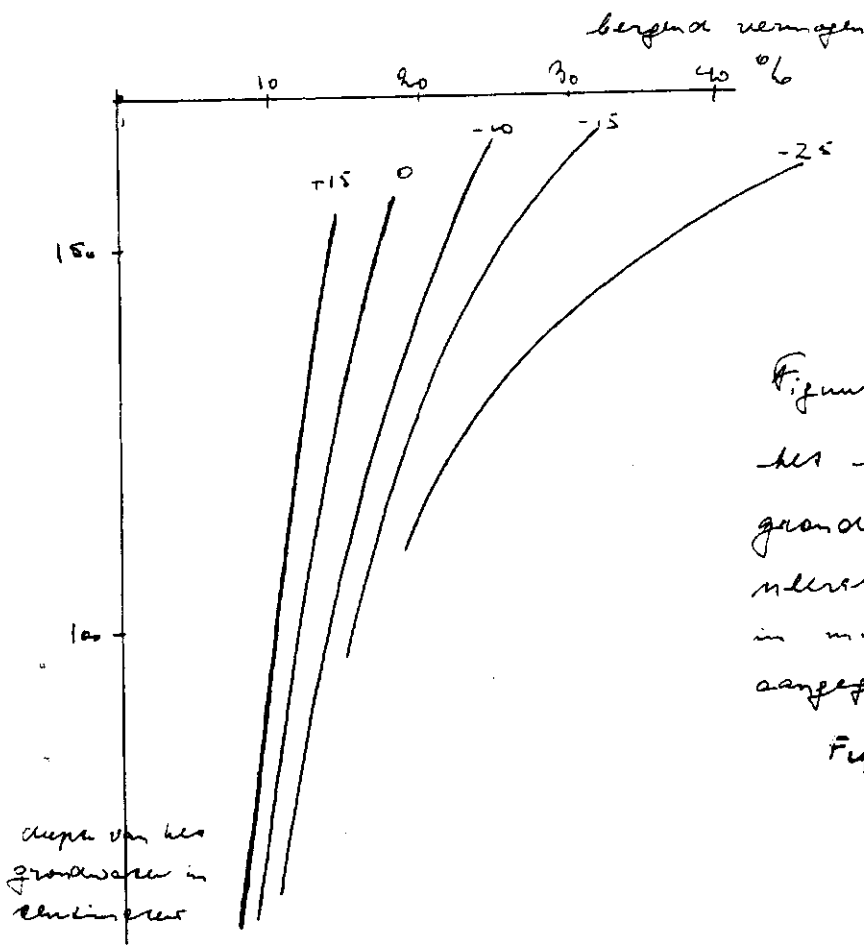


Figuur 5. Verband tussen de bij zenuwichtsoverland in de laag aan weerszijde hoeverte van de laag boven het grondwater.

Afgeleid uit p.F. curves die in de plaats gemeten worden met de bepaalde

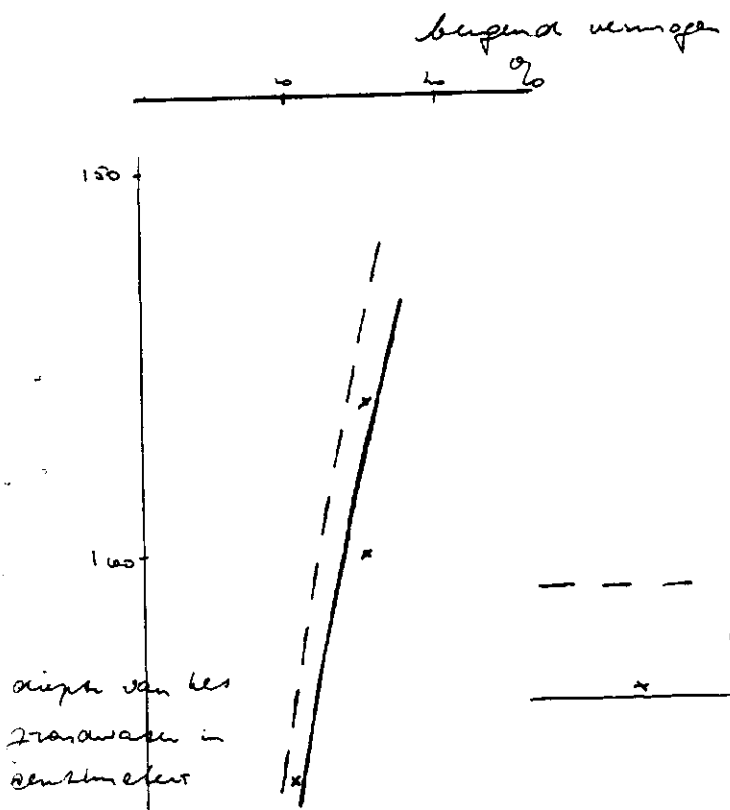


Figuur 6 De samenhang tussen het neerslag- of afvoeroverschot en de grondwateraanveranderingen in decaden zonder verdamping van berekening. Het berekend vermogen is 8%.
 mm/decade
 grondwateraanverandering



Figuur 7. De afhankelijkheid van het bergend vermogen van de grondwaterdiepte en van het netto- of verdampingsoverschot, dat in een per decade bij de lippen staat aangegeven.

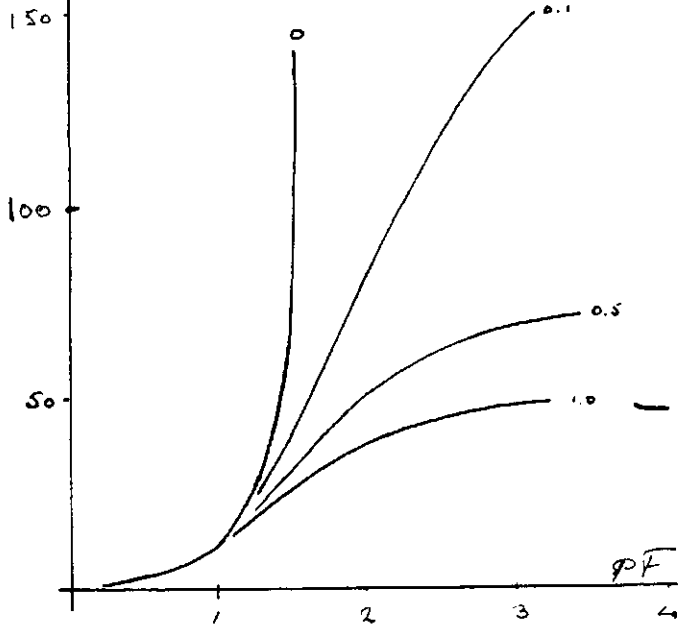
Figuur is door interpolatie ontrokken.



Figuur 8. Vergelijking tussen het effectief en het theoretisch bergend vermogen bij evenwicht tussen de laagst boven het grondwater en het voorgekakte

--- effectief bergend vermogen, afgeleid uit grondwaterstandsveranderingen
 — x — theoretisch bergend vermogen, berekend uit p F-curve, bepaald in een paarde gemiddelde maten.

hoogte boven het
grawwater

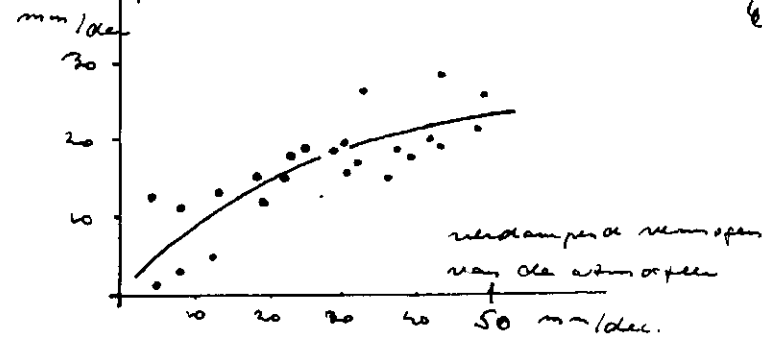


Figuur 9

De samenhang tussen de
hoogte boven het grawwater,
de vochtspanning van deze laag
en de het diep laagte op
geen capillaire wijze over

— eenheid? per...?

benaderde waarde
voor de verdamping
van het perceel

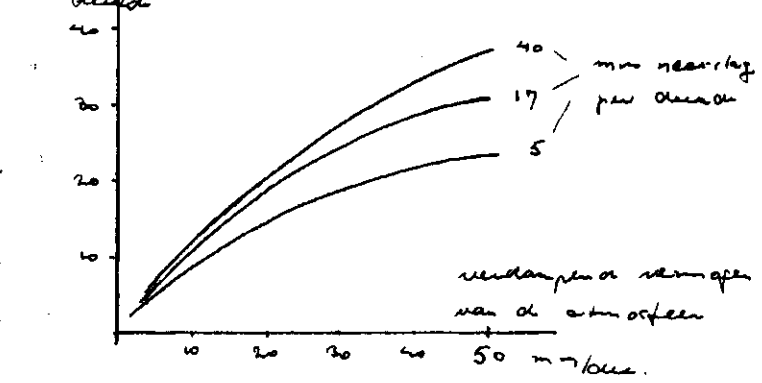


Figuur 10

Een voorbeeld van de samenhang tussen het
verdampend vermogen van de atmosfeer en
de verdamping van het betreffende
perceel.

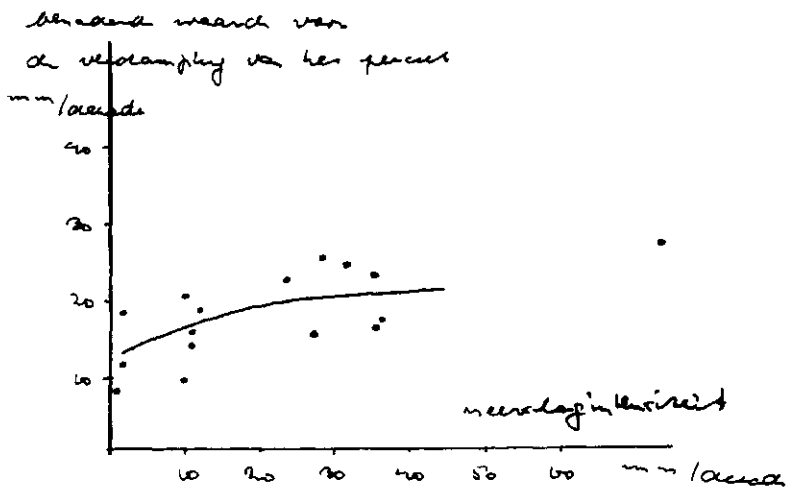
In de samenbrechte periodes
varieert de nevelafdekking van 0 tot
10 mm per dag, de grondalendiepte
varieert van 95 tot ?

de verdamping van het
perceel



Figuur 11

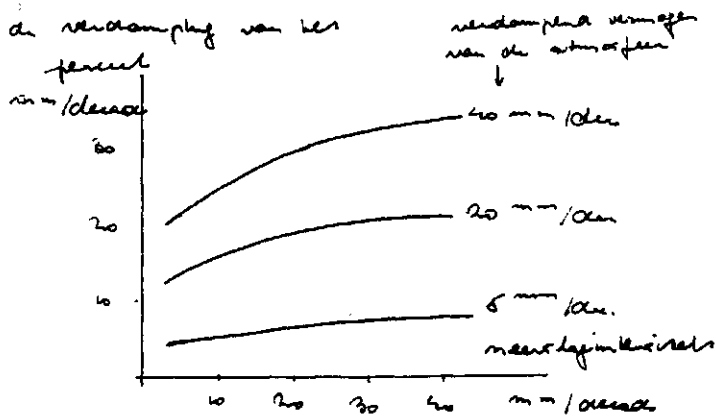
De samenhang tussen het
verdampend vermogen van de atmosfeer
en de verdamping van het perceel
voor verschillende gemiddelde
waarden voor de nevelafdekking



Figuur 12

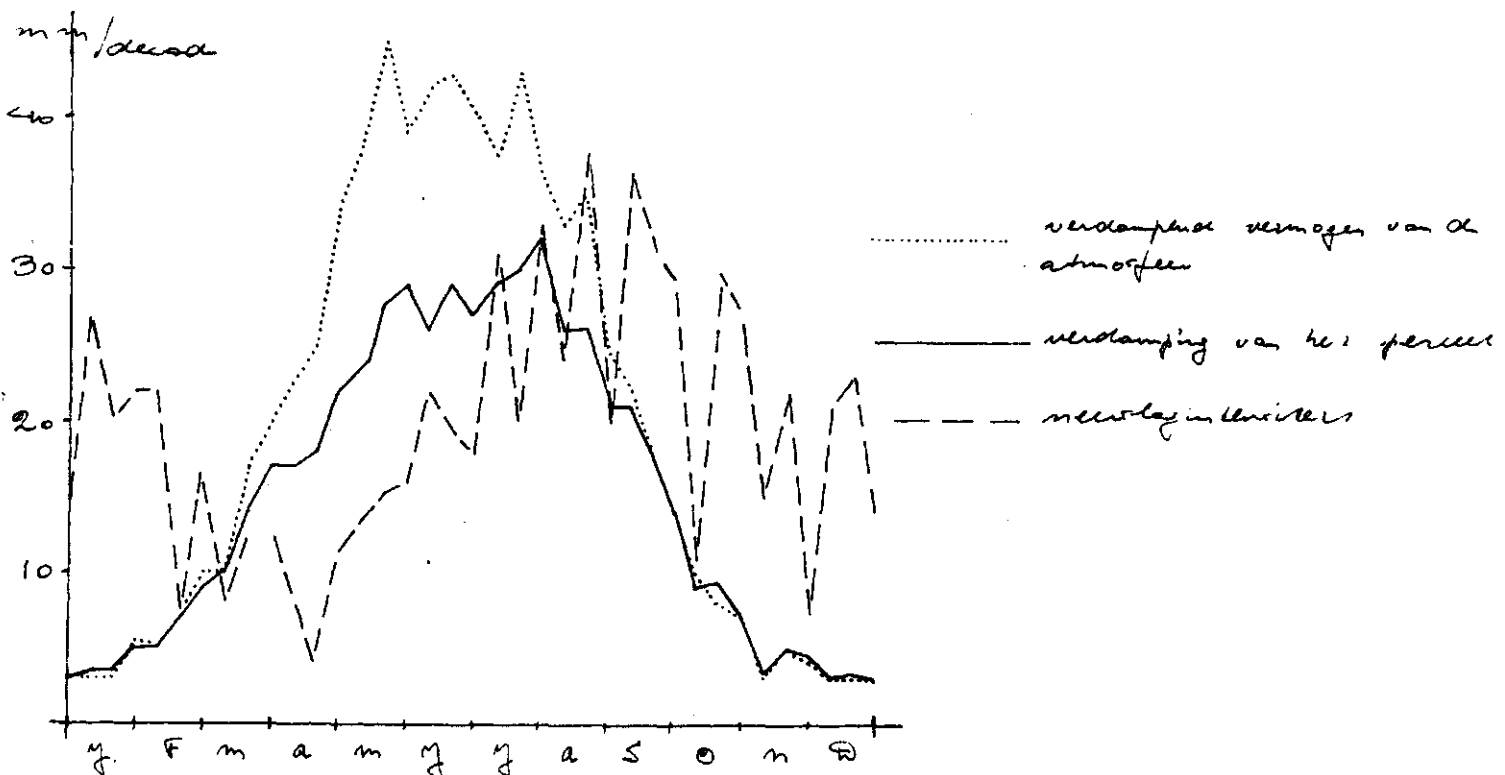
Beeld van de samenhang tussen de blanke waarden van de verdamping van het perceel en de nevelogintendities.

Als de samenhang tussen de verdampingsvermogen van de atmosfeer van 10 tot 30 mm per dag, de grondwaterdiepte varieert van 9 tot ?

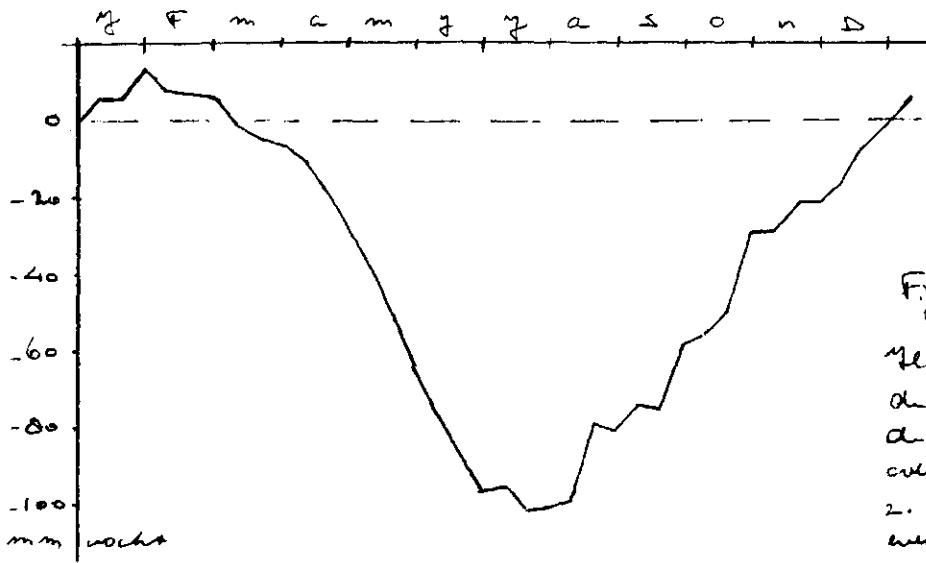


Figuur 13

De samenhang tussen de verdamping van het perceel en de nevelogintendities bij opklompende waarden voor het verdampend vermogen van de atmosfeer

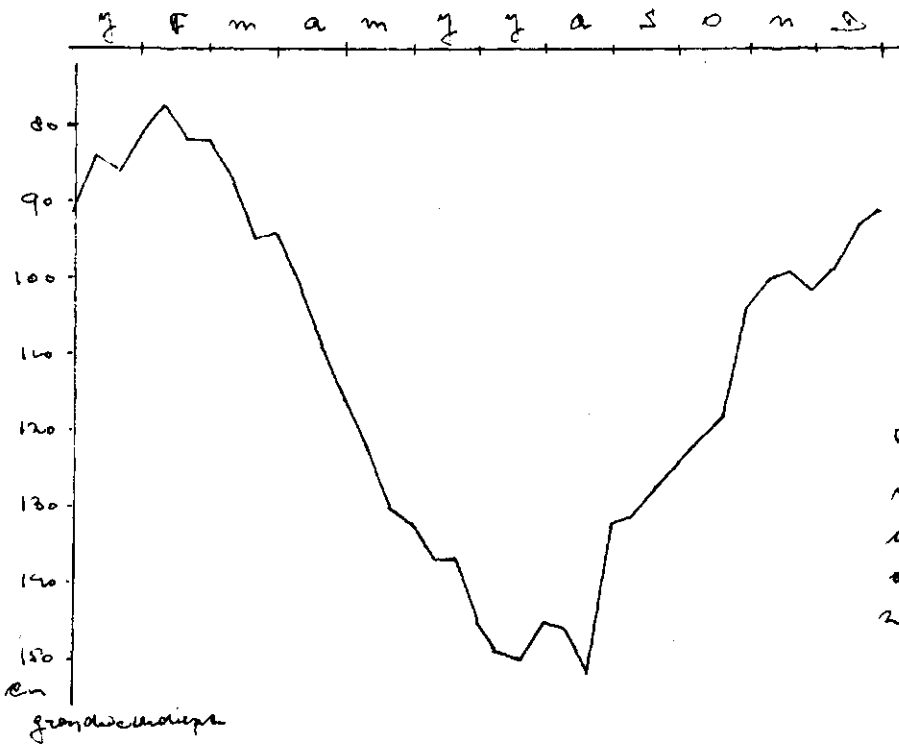


Figuur 14. Het beloop van de nevelogintendities, de verdamping van het beschadde perceel en het verdampend vermogen van de atmosfeer over de loop van het jaar, gemiddeld over de periode van 23 mei 1951 tot 21 Sept. 1957



Figuur 15

Maakt het loop in de grootte van de nachtvorstveranderingen over de loop van het jaar, gemiddeld over de periode van 23 mei 1951 tot 2. Sept. 1957, in gemidd. 1.0.0. van een verwilderd bosland, die geheet is.



Figuur 16

Maakt het loop in de grondwaterdiepte over de loop van het jaar, gemiddeld over de periode van 23 mei 1951 tot 2. Sept. 1957

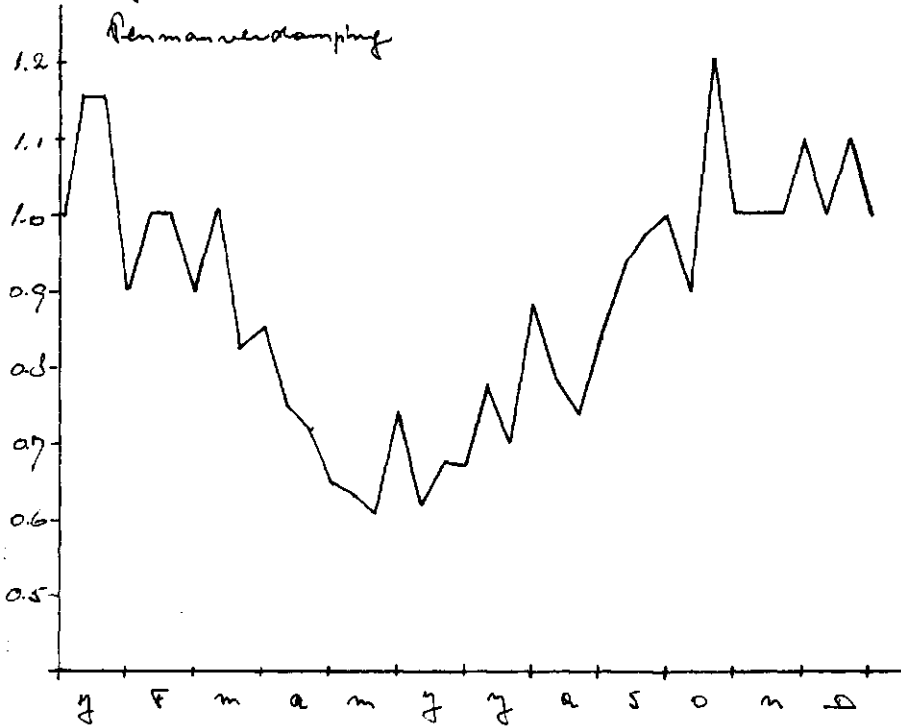


Fig 17

Maakt het loop van de grootte van de afvoer over de loop van het jaar, gemiddeld over de periode van 23 mei 1951 tot 2. Sept. 1957

reductiefactor voor de

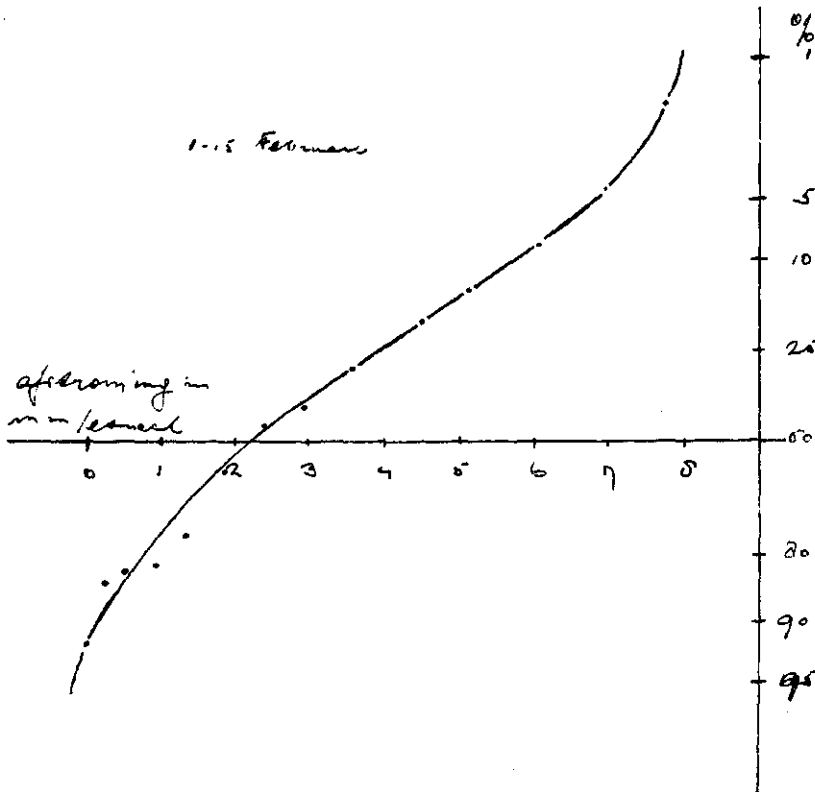
Benmanverdamping



Figuur 18

maakt jaarlijks bevoeg van de reductiefactor voor de Benmanverdamping, gemiddeld over de periode van 23 mei 1951 tot 21 September 1957

Overvochtigheidskans



Figuur 19

De kansverdeling van de grootte van de overvochtigheidskans is afgeleid van de grootte van de overvochtigheidskans afgeleid van de hoeveelheid neerslag, berekend voor de eerste helft van Februari.