

NOTA 1180

maart 1980

ALTERRA

Wageningen Universiteit & Research centre
Omgevingswetenschappen
Centrum Water & Klimaat
Team Integraal Waterbeheer

RELATIES TUSSEN HYDROLOGISCHE PARAMETERS EN ENKELE VEGETATIETYPEN
VAN HET C.R.M. RESERVAAT 'GROOT ZANDBRINK'

ing. P.C. Jansen en drs. R.H. Kemmers

Nota's van het Instituut zijn in principe interne communicatiemiddelen, dus geen officiële publicaties.

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 onderzoek nog niet is afgesloten.

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

INHOUD

	blz.
1. INLEIDING	1
2. BESCHRIJVING VAN HET GEBIED	2
2.1. Situering en historie van de streek	3
2.2. Het reservaat	3
3. OPBOUW VAN HET GEBIED	6
3.1. Geologische en geohydrologische opbouw	7
3.2. Geomorfologische opbouw	8
3.3. Bodemgesteldheid en grondwatertrappen	9
4. OPZET VAN HET HYDROLOGISCH ONDERZOEK	12
4.1. Opzet van het hydrologisch meetnet	12
4.2. Gamma-transmissiemetingen	14
4.3. Neerslag en verdamping	15
5. GRONDWATER	19
5.1. Verandering van de grondwaterstand tussen 1956 en 1977	19
5.2. Grondwaterstanden	23
5.3. Grondwaterstroming	27
5.4. Het afvoerverloop	30
6. BODEMVOCHT	34
6.1. pF-gegevens	34
6.2. Beschikbare hoeveelheid vocht	36
6.3. Capillair water	38

	blz.
6.4. Het verband tussen het vochtdeficiet en de grondwaterstand.	40
6.5. Vochtveranderingen tijdens de balansperiode	42
6.6. Berging	44
7. SAMENVATTING	46
8. LITERATUUR	49

ALTERRA
Wageningen Universiteit & Research centre
Omgevingswetenschappen
Centrum Water & Klimaat
Team Integraal Waterbeheer

1. INLEIDING

Eén van de gebieden waar onderzoek naar de relatie tussen half-natuurlijke vegetaties en waterhuishouding plaatsvindt is het natuurreserveaat 'Groot Zandbrink'.

Naast de waterhuishouding zijn ook andere factoren zoals de ontstaanswijze, de bodem en de waterkwaliteit bij het onderzoek betrokken.

Nagenoeg alle milieufactoren ondergaan in de loop der tijd zekere veranderingen, wat het moeilijk maakt deze te relateren aan de huidige vegetatie en de veranderingen hierin. Echter, pas als deze relaties bekend zijn, kunnen toleranties van vegetaties aangegeven worden, waarna voorwaarden kunnen worden gesteld om vegetaties veilig te stellen. Vaak zullen deze eisen tegengesteld zijn aan de belangen van de landbouw en moet er naar een compromis gezocht worden, bijvoorbeeld in de vorm van bufferzones.

In deze deelnota wordt naast de ontstaanswijze van de streek en in het bijzonder van het reserveaat, verslag gedaan van onderzoek naar de bodemeigenschappen en de hydrologie van het gebied. Hierbij worden relaties gelegd met voorkomende vegetatietypen.

De vegetatie is op grond van de fysiognomie in typen onderscheiden. Gezien de schaal waarop het bodemkundig en hydrologisch onderzoek in deze studie wordt verricht, is deze indeling toereikend om inzicht te verkrijgen in de afhankelijkheid van dergelijke vegetatietypen van een aantal hydrologische parameters.

2. BESCHRIJVING VAN HET GEBIED

Op grond van de historie en de ligging van de streek kunnen de omstandigheden waardoor juist op die plaats een natuurgebied met een waardevolle vegetatie is ontstaan en behouden is gebleven, verduidelijkt worden.

Het reservaat is gelegen in de Gelderse Vallei, $1\frac{1}{2}$ kilometer ten zuidwesten van het dorp Achterveld. In fig. 1 is het reservaat aangegeven. Dit figuur is een kopie van het noordoostelijk deel van kaart 32 G, schaal 1 : 25 000.

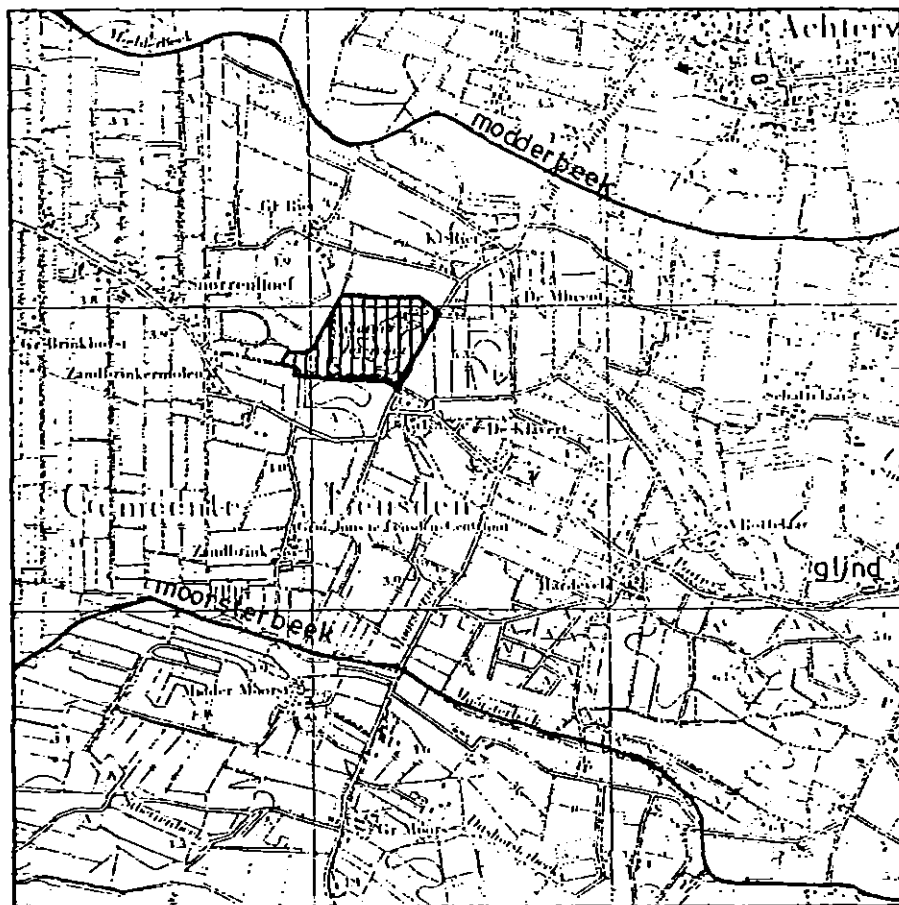


Fig. 1. Geografische ligging van het reservaat

2.1. Sit u e r i n g e n h i s t o r i e v a n d e s t r e e k

Reeds voor het jaar 1000 waren enkele hogere ruggen in dit deel van de Gelderse Vallei bewoond (SCHOTANUS, 1966). Daar de ruggen over het algemeen klein van omvang zijn, vond ontginning en bebouwing in de loop der eeuwen verspreid over het hele gebied plaats. De hoogste delen werden als bouwland gebruikt, de lagere delen als weiland, hooiland, heide- en plagveld. De akkers werden verrijkt met de in de potstallen door schapen bemeste plaggen. Veel percelen werden omringd door een houtwal. Het type landschap dat zo is ontstaan wordt hoeven- of ook wel Twents landschap genoemd.

In de eerste helft van de 14e eeuw was nagenoeg het gehele gebied geoccupeerd, hoewel grote delen van de natte tot vochtige hooilanden, heide- en plagvelden slechts zeer extensief gebruikt werden. Fig. 2a is een kaartje met het areaal heide- en plagvelden rond 1850. De topografische ondergrond is die van 1885 daar in 1850 nog geen kaarten met een schaal 1 : 25 000 van deze streek gemaakt werden. De situatie van 1885 staat in fig. 2 weergegeven. Een zeer groot gedeelte van de heide- en plagvelden is in de tussenliggende 35 jaar ontgonnen tot weide- en hooilanden. De oorzaak hiervan is waarschijnlijk de ontdekking en het gebruik van kunstmest. Het zuidelijk gedeelte van het reservaat staat op de kaart van 1885 ook als grasland aangegeven. Op een kaart van 1905 staat dit grasland weer als heide aangegeven. In 1926 is de strook heide ten noorden van het reservaat als grasland aangegeven en begon het noordoostelijk gedeelte dicht te groeien.

2.2. H e t r e s e r v a a t

Het huidige reservaat bestaat uit een centraal open gedeelte met een heide- en molinia vegetaties, omzoomd door bosvegetaties en houtwallen. Op een tweetal plaatsen gaat het open heide gedeelte over in een laaggelegen schraal graslandje.

In 1869 waren er houtwallen rond het grootste gedeelte van het huidige reservaat aangelegd. Het bosgedeelte aan de westkant ervan was in die tijd al aanwezig. Het gedeelte tussen de wallen en de



A



B

Fig. 2 Verandering van het areaal tussen $\pm$ 1850 en 1885 A $\pm$ 1850 B $\pm$ 1885

weg stond als een natte heide aangegeven. Waarschijnlijk zijn de huidige natte hooilandjes ontstaan door het afplaggen van de lagere gedeeltes van het reservaat. Op het westelijke gedeelte van de rug die door het reservaat loopt is aan het einde van de vorige eeuw boekweit geteeld. Daartoe zijn een aantal ontwateringsgreppels gegraven die nu ten dele nog terug te vinden zijn. Waarschijnlijk door uitputting van de bodem is men gestopt met deze teelt. Van het gedeelte waar humuspodzolgronden voorkomen (zie de bodemkaart, fig. 7) is een deel van de humeuze bovengrond afgegraven om als brandstof te dienen. Hierdoor is het vennetje aan de noordzijde ontstaan. Op kleine schaal is er in de 2e wereldoorlog ook nog humus afgegraven.

Daar het reservaat reeds vroeg deel uitmaakte van de landerijen van grondbezitters is het terrein nooit geheel ontgonnen.

Het niet meer maaien van de laaggelegen moerasachtige vegetaties resulteerde in een voortschrijdende successie. Dit had tot gevolg dat zich op deze plaatsen een elzenbroekstruweel kon ontwikkelen. Daar dopheide vegetaties het eindstadium vormen van een successie duidt de opslag van molinia en van houtige gewassen in de oorspronkelijk aanwezige dopheidevegetatie op het wat hoger gelegen middengedeelte van het reservaat op een storing in het milieu.

Eind 1960 ging het reservaat over naar een Stichting waarna Staatsbosbeheer het gebied in beheer kreeg. Door het kappen van boomopslag en een regelmatig maaibeheer konden de natte hooilandjes behouden blijven. Verder werd ook de heide gezuiverd van opslag. De huidige vegetatietypes staan in fig. 3 aangegeven.

Het reservaat wordt doorsneden en omgeven door een aantal sloten die zomers droog staan. Deze zijn eveneens in fig. 3 aangegeven.

Het beheersplan (Staatsbosbeheer, 1977) heeft als doelstelling de grote botanische waarde van de natte hooilandjes, door deze jaarlijks te maaien, te handhaven of te vergroten. Daartoe wordt ook af en toe een klein gedeelte afgeplagd en de aangrenzende struweel begroeiing teruggedrongen. Op het open terreingedeelte wordt de houtopslag regelmatig weggekapt en afgevoerd. Verder bestaan er plannen om een deel bij het vennetje af te plaggen. De houtwallen, het bos en de sloten binnen het reservaat zijn niet aan een bepaald beheer onderworpen.

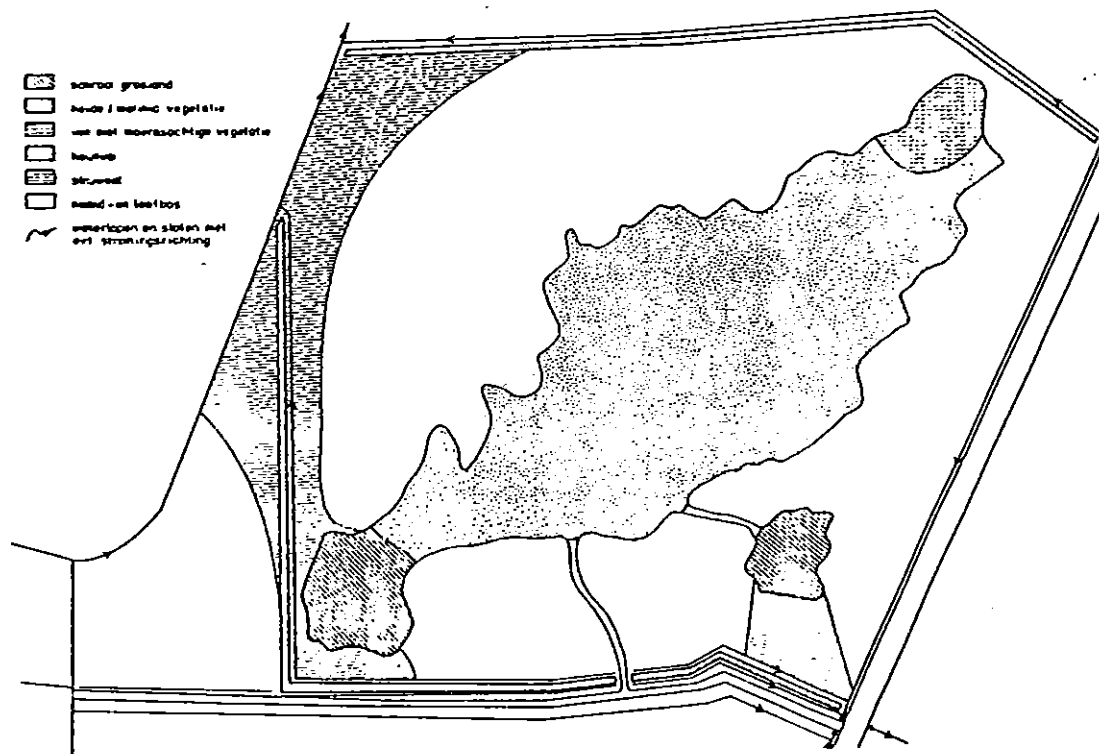


Fig. 3. Vegetatietypen en waterlopen in het reservaat 'Groot Zandbrink'

Beïnvloeding door de (avi-)fauna is, gezien het geringe aantal dat er voorkomt, klein. Daar het reservaat afgesloten is voor het publiek is er alleen menselijke beïnvloeding via het beheer en het onderzoek.

3. OPBOUW VAN HET GEBIED

Met behulp van de geologie en de geohydrologie kan een inzicht in de opbouw en de hydrologische eigenschappen van de ondergrond verkregen worden, terwijl met behulp van de bodem- en grondwater-trappenkaart inzicht in deze eigenschappen van de bovengrond verkregen wordt. De geomorfologische kaart geeft inzicht in de vorm en het reliëf van het oppervlak.

1.1. Geologische en geohydrologische opbouw

In het begin van de jaren zeventig is er in het centrale deel van de Gelderse Vallei uitgebreid onderzoek gedaan naar de eventuele mogelijkheden van grondwateronttrekking ten behoeve van de drinkwatervoorziening. De gegevens uit dit hoofdstuk zijn afkomstig uit literatuur over dit onderzoek (WERKGROEP WATERONTTREKKING GELDERSE VALLEI, 1976 en 1977; W.M.G., 1977; MEINARDI, 1976).

Tot een diepte van ongeveer 185 m. beneden N.A.P. behoren alle afzettingen tot het Pleistoceen (zie fig. 4). De basis wordt gevormd door mariene afzettingen van fijn zand en klei van de formatie van Maassluis. Deze formatie gaat over in de formatie van Tegelen, bestaande uit klei- en zandlagen. Daarboven komt de formatie van Sterksel en Enschede. Daarboven komt de formatie van Drente, eemlagen en de formatie van Twente.

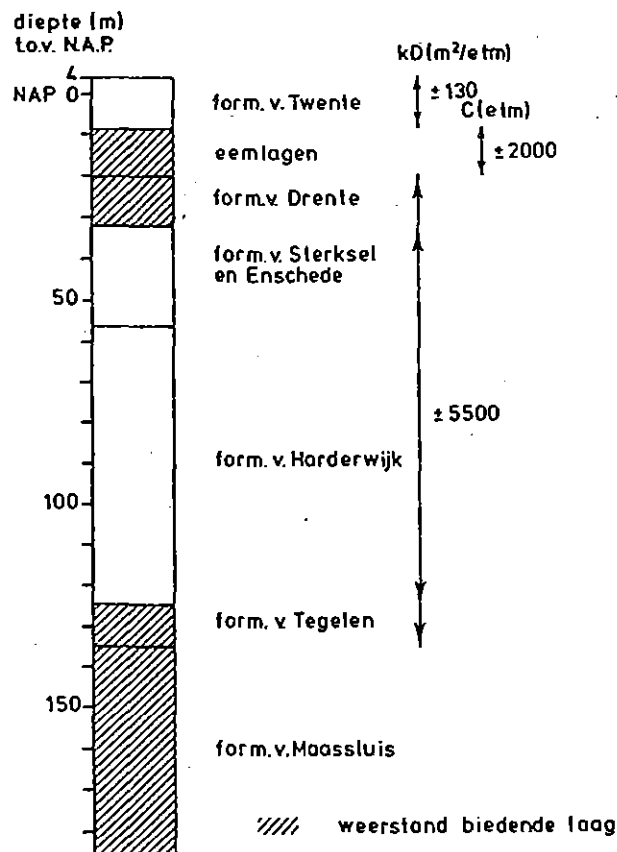


Fig. 4. Geologisch profiel van de Gelderse Vallei nabij Achterveld

van grote rivieren en bestaan voornamelijk uit grof zand en grind. De hierboven gelegen formatie van Drente bestaat uit kleiïge en lemige afzettingen, gevolgd door mariene kleiafzettingen van de Eemlaag. De bovenste laag bestaat uit fijne dekzanden met zo nu en dan een veen- of leemlaag. Deze afzettingen worden gerekend tot de formatie van Twente. In fig. 4 staan deze formaties met hun geschatte dikte voor het gebied waarin het reservaat is gelegen.

De grofzandige formaties van Harderwijk, Sterksel en Enschede vormen een watervoerende laag welke in het vervolg het diepe watervoerende pakket wordt genoemd. De formaties van Drente en Tegelen kunnen hier ook nog toe gerekend worden, omdat de kleilagen in deze formaties over het algemeen niet afsluitend zijn. De formatie van Maassluis onder en de Eemlagen boven dit pakket zijn wel slecht doorlatend.

Het ondiepe watervoerende pakket bestaat uit de formatie van Twente. Hierin bevindt zich het freatisch vlak. De kD -waarde hiervan bedraagt ongeveer $130 \text{ m}^2/\text{etm}$. Met een dikte (D) van ruim 12 m betekent dit een $k_{(\text{hor.})}$ van $\pm 10 \text{ m}/\text{etm}$. Voor het diepe watervoerende pakket met een kD -waarde van ongeveer $5500 \text{ m}^2/\text{etm}$ en een D van 100 m is $k_{(\text{hor.})}$ $50 \text{ m}/\text{etm}$. Voor de tussenliggende Eemlagen wordt een verticale weerstand (c) van 2000 dagen aangehouden. Deze waarden staan ook in fig. 4 aangegeven.

De diepte van het grensvlak tussen zoet en brak ($\text{Cl} > 150 \text{ mg/l}$) grondwater bedraagt ter hoogte van het reservaat ruim 200 m, ver beneden het diepe watervoerende pakket.

3.2. G e o m o r f o l o g i s c h e o p b o u w

Volgens de geomorfologische kaart van Nederland, schaal 1 : 50 000 (STIBOKA, 1974), bestaat het deel van de Gelderse Vallei waarin het reservaat gelegen is uit dekzandruggen, al dan niet met een bouwlanddek en met een maximaal hoogteverschil variërend tussen 0,5 en 1,5 meter. Rond deze ruggen bevinden zich vlaktes met ten dele verspoelde dekzanden. Verder komen er een aantal al dan niet moerassige, min of meer ronde, vrij kleine depressies voor. Het betreft hier vrij kleinschalige terreinvormen. Ten noorden en ten zuiden van het

reservaat bevinden zich dalvormige laagtes waarin de Modder- en Moorsterbeek gelegen zijn. Van de geomorfologische kaart is het gedeelte rond het reservaat in fig. 5 afgebeeld.

De dekzandruggen zijn tijdens de Würm-ijstijd door verstuing ontstaan. De vlaktes van ten dele verspoelde dekzanden en de dalvormige laagtes zijn door erosie ontstaan. Dit alles speelde zich tijdens het Laat-Pleistoceen en het begin van het Holoceen af. Pas vanaf de Late Middeleeuwen is de mens vormbepalend in het landschap gaan optreden, zie ook hoofdstuk 2.2.

Op de hoogtekkaart, fig. 6, is de morfologische structuur door het geringe reliëf minder duidelijk te herkennen. De dalvormige laagtes van beide beken maken dat het reservaat als het ware op een wat hogere tussenliggende rug is gelegen.

3.3. Bodemgesteldheid en grondwatertrappen

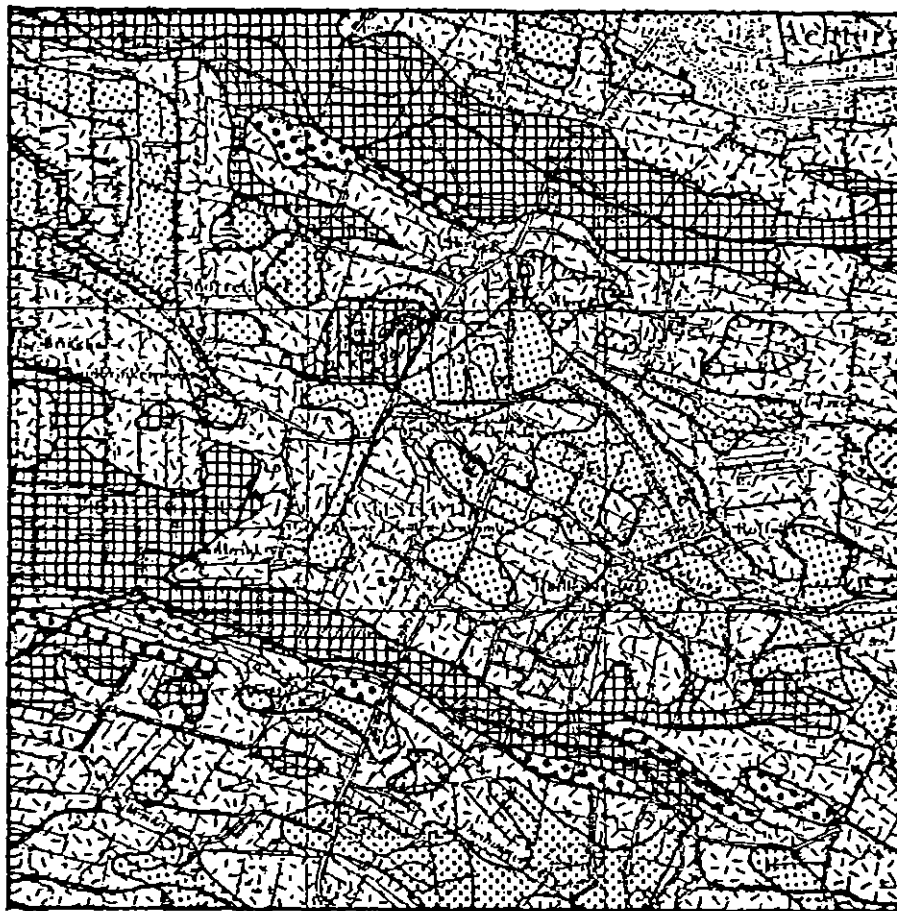
Naast de bodemkaart van Nederland, schaal 1 : 50 000 bestaan er twee globale bodemkaarten van het reservaat (STIBOKA, 1974 en STAATSBOSBEHEER, 1977).

De benaming van de bodemprofielen op het niveau van subgroepen verschilt grotendeels. De grenzen van de verschillende eenheden op orde-niveau komen redelijk overeen. Met aanvullende eigen boorgegevens is de bodemkaart zoals in fig. 7 afgebeeld samengesteld.

Zowel de humuspodzolgronden als de beekeerdgronden vertonen hydromorfe kenmerken.

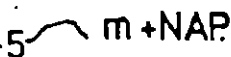
De beekeerdgronden zijn lemig tot zwak lemig en komen langs de laaggelegen randen van het reservaat voor. Bij buis 12 komt echter een sterk lemige beekeerdgrond voor. Al deze gronden zijn min of meer duidelijk afgegraven of vergraven.

De humuspodzolen komen op de hogere delen voor. Deze zijn opgesplitst naar veldpodzolen en moerpodzolen. De moerpodzolgronden komen langs de minst steile helling van de dekzandrug voor. Plaatselijk is de moerige laag afgegraven om als brandstof te dienen. Vooral in de noord-oosthoek is dit gebeurd. De vennetjes danken hun bestaan hieraan. De zandondergrond is fijn en zwak lemig.



		relatief max. hoogte- verschil tussen 1,5-0,5
	dekzandwieling al dan niet met oud bouwland	1,5-0,5
	min of meer ronde vrij kleine depressie al dan niet moerassig	1,5-0,5
	geulvormige laagte zonder veen	0,5-0,25
	geulrand dekzandrug al dan niet met oud bouwland	1,5-0,5
	vlakke van ten dele verspoelde dek- zanden	0,5-0,25
	uitblazingsbekken	1,5-0,5
	dijk of soortgelijk	

Fig. 5. Geomorfologische kaart van de directe omgeving van het
natuurreservaat 'Groot Zandbrink'



'Groot Zandbrink'

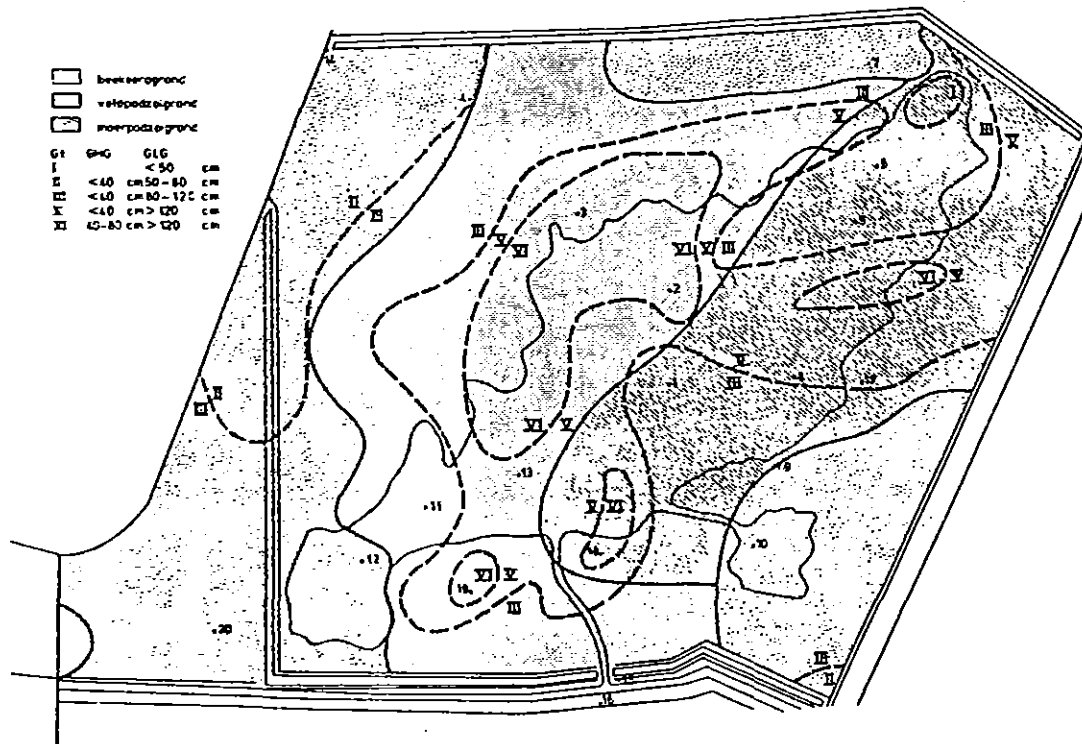


Fig. 7. Bodem- en grondwatertrappenkaart van het reservaat

De veldpodzolgronden hebben een dunne A_1 of A_2 direct onder de strooisellaag. Deze gronden komen voornamelijk op en langs de dekzandrug voor. De veldpodzolgronden bestaan uit leemarm en zwak lemig fijn zand.

Op de plekken 1, 11 en 12, waar volgens de bodemkaart respectievelijk een moerpodzol-, veldpodzol- en een beekerd voorkomen, zijn van bodemonmonsters gewichtspercentages organische stof bepaald. Deze staan in tabel 1 (zie 4.2) vermeld.

Op een aantal plaatsen werd op een diepte van ongeveer 2,3 m +NAP een slecht doorlatende leemlaag aangetroffen. De dikte ervan bedraagt hooguit 10 centimeter.

Met als uitgangspunt de door STIBOKA (1974) aan de hand van hydromorfe kenmerken gevonden grondwatertrappen, is met behulp van eigen grondwaterstandswaarnemingen, de grondwatertrappenkaart van het reservaat samengesteld (fig. 7).

De hoogste delen van de dekzandrug hebben een Gt VI. Het vennetje, dat zomers uitdroogt, heeft een GT I terwijl de beekeerdgronden een Gt II of Gt III hebben. Bij het zuidwestelijke schraallandje komt niet (meer) een Gt II voor, zoals Stiboka in 1974 karteerde, maar een Gt III.

4. OPZET VAN HET HYDROLOGISCH ONDERZOEK

Bij de opzet van het hydrologisch onderzoek dient de intensiteit van het verzamelen van gegevens evenredig te zijn aan het doel van het onderzoek en de praktische haalbaarheid ervan. Hiertoe is afstemming op de fysiognomie, de topografie en de bodemgesteldheid van het terrein een goede ingang voor dit type onderzoek.

4.1. O p z e t v a n h e t h y d r o l o g i s c h m e e t n e t

Op grond van verschillen in bodem (fig. 7), in vegetatietype (fig. 3) en in hoogte (fig. 8) zijn 20 grondwaterstandsbuizen met een filterdiepte van ongeveer 1,70 - 2,20 m beneden maaiveld geplaatst. Met deze filterdiepte kunnen de diepste standen gemeten worden. De plaats en het nummer van deze buizen staan eveneens in fig. 8 aangegeven. De buizen 14, 15 en 16 staan aan de rand van een sloot. Langs de buitenkant van deze buizen kunnen de slootpeilen gemeten worden.

Op de locaties 1, 2, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12 en 13 zijn eveneens buisjes met een lengte van 0,5 m geplaatst. Het doel hiervan is onder andere om tijdens hoge grondwaterstanden lokale kwel- en wegzijgingsplekken aan te kunnen tonen. De bovenkant van alle buizen is door hoogtemeting in meters ten opzichte van NAP bekend. Alle buizen hebben een diameter van 1½ inch zodat grondwatermonsters ten behoeve van waterkwaliteitsonderzoek uit de buizen kunnen worden genomen.

Sinds het voorjaar van 1978 worden de grondwaterstanden en slootpeilen, behalve 's winters, in principe 1x per week opgenomen. 's Winters gebeurt dit 1 x per 2 weken.

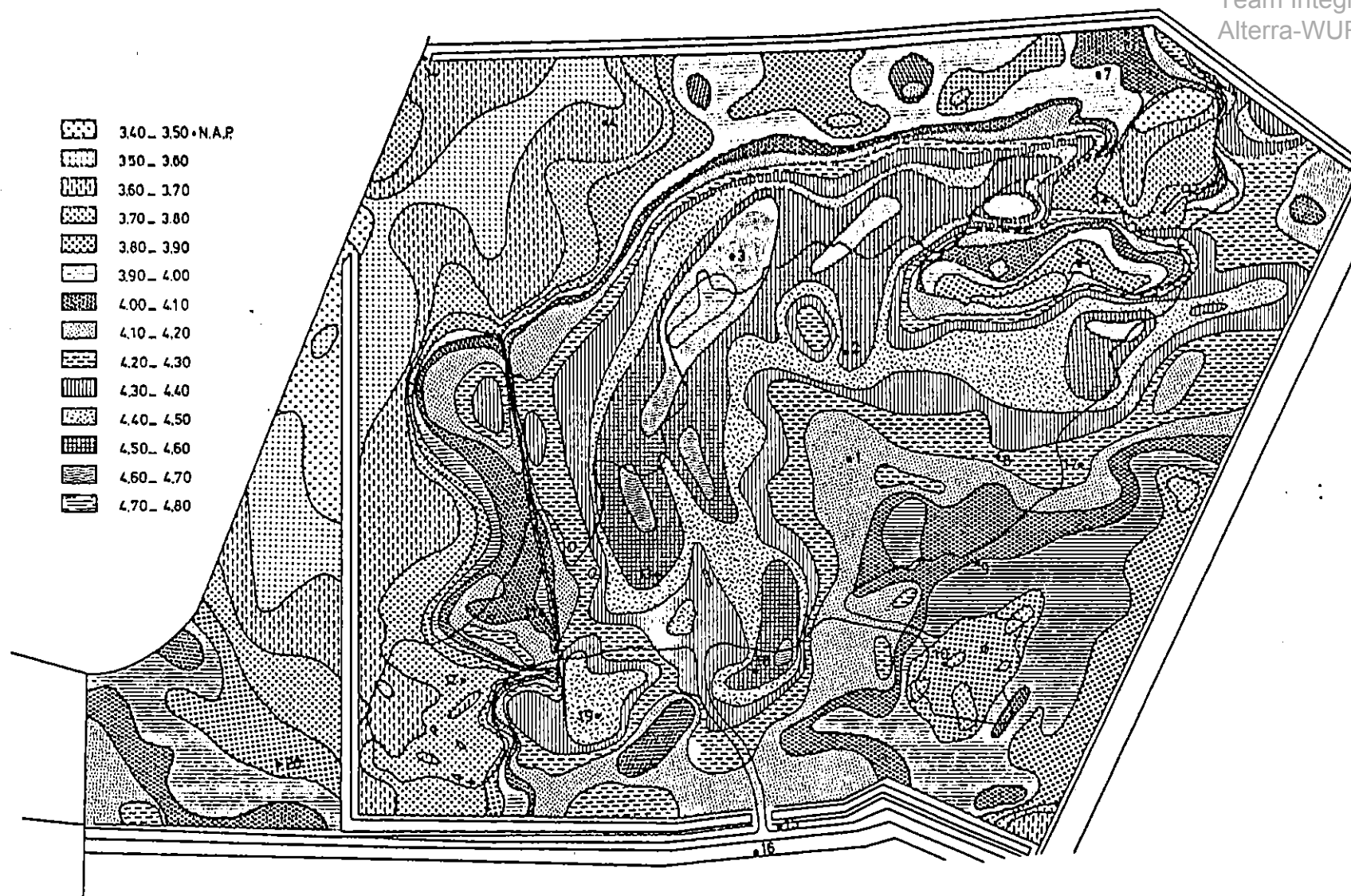


Fig. 8 Hoogtekaart en situering van de grondwaterstandsbuizen

De neerslag en de verdamping worden niet in het gebied gemeten maar aan cijfers van het KNMI ontleend, zie hoofdstuk 4.3.

De γ -transmissie metingen ter bepaling van de vochtinhoud van het profiel (hoofdstuk 4.2) vinden zoveel mogelijk wekelijks tijdens het groeiseizoen plaats. Het groeiseizoen loopt van 1 april tot 1 november. Door onder andere te hoge grondwaterstanden vallen er metingen af. Met deze metingen is in 1979 begonnen en wel bij de plekken 1, 11 en 12. Bij plek 1 komt een dopheide vegetatie voor op een moerpodzolgrond, bij plek 11 een molinia vegetatie op een veldpodzolgrond en bij plek 12 een blauwgraslandvegetatie op een beekeerdgrond. Alle drie de plekken hebben een Gt III (zie fig. 7).

De potentialen van het grondwater in het diepe watervoerende pakket wordt niet in het reservaat gemeten maar zijn ontleend aan gegevens van TNO.

4.2. Gamma - t r a n s m i s s i e m e t i n g e n

RYHINER en PANKOW (1969) geven een beschrijving van de techniek van dichtheids- en vochtmetingen met behulp van de gamma-transmissie methode. In het kort komt deze methode hierop neer dat in één van de twee, op 40 centimeter van elkaar evenwijdig opgestelde, buizen een radioactieve bron en in de andere buis op gelijke diepte een detector wordt neergelaten. De hoeveelheid doorgelaten straling is afhankelijk van de totale tussenliggende massa. Wanneer aangenomen wordt, dat de massa van de minerale delen (ρ_m) en van de organische stof (ρ_o) niet veranderen is het verschil tussen twee metingen het gevolg van de verandering van de massa van water (ρ_w). Dit kan per bodemlaag waarover de meting wordt verricht met behulp van een ijk-meting omgerekend worden tot een vochtverandering in millimeters. De metingen worden om de 10 centimeter tot een diepte van 1,30 m beneden maaiveld verricht. Referentiemetingen in de permanent verzadigde zone zijn altijd mogelijk geweest, zodat kleine spanningsverschillen in de apparatuur konden worden gecorrigeerd. Tijdens de eerste meting zijn bodemonsters genomen om de gewichtspercentages organische stof en water te bepalen. Omgerekend tot laagjes van 10 centimeter zijn de waarden in tabel 1 weergegeven.

Tabel 1. Gewichtspercentages organische stof en water tijdens de eerste y-meting voor de plekken 1, 11 en 12

Plek	1 (moerpodzol)		11 (veldpodzol)		12 (beekkeerd)	
grondw.st. tijdens monstername (m-mv)	+ 0,02		0,20		0,08	
Gewichtsporc.	water	org.stof	water	org.stof	water	org.stof
diepte (m -mv)						
0,0 - 0,1	220,4	85,7	27,4	8,5	43,9	5,8
0,1 - 0,2	202,2	80,6	17,1	4,0	21,2	3,3
0,2 - 0,3	55,5	27,0	10,6	1,6	16,4	0,9
0,3 - 0,4	24,5	4,8	10,5	0,9	17,4	0,8
0,4 - 0,5	16,4	2,4	11,6	0,6	19,2	0,7
0,5 - 0,6	15,5	1,7	12,7	0,5	19,8	0,7
0,6 - 0,7	16,2	1,4	13,5	0,5	20,2	0,5
0,7 - 0,8	16,8	1,3	15,0	0,4	20,7	0,5
0,8 - 0,9	18,1	1,0	16,5	0,6	22,4	0,4
0,9 - 1,0	19,7	0,8	17,7	0,4	22,8	0,3
1,0 - 1,1	20,8	0,7	18,6	0,5	23,3	0,4
1,1 - 1,2	22,8	0,6	19,7	0,4	23,7	0,4
1,2 - 1,3	22,9	0,6				

Het verschil tussen een moerpodzol-, een veldpodzol en een beek-eerdgrond blijkt duidelijk uit de gewichtspercentages organische stof.

4.3. Neerslag en verdamping

De neerslagcijfers voor het reservaat zijn ontleend aan gegevens van het KNMI (1978 en 1979). Indien geen neerslagcijfers van het meetstation Woudenberg bekend waren, zijn die van De Bildt gebruikt. De normale hoeveelheden maandelijks neerslag van beide stations

komen namelijk goed overeen. De hoeveelheden neerslag in 1978 en 1979 en de normale hoeveelheden neerslag staan in fig. 9.

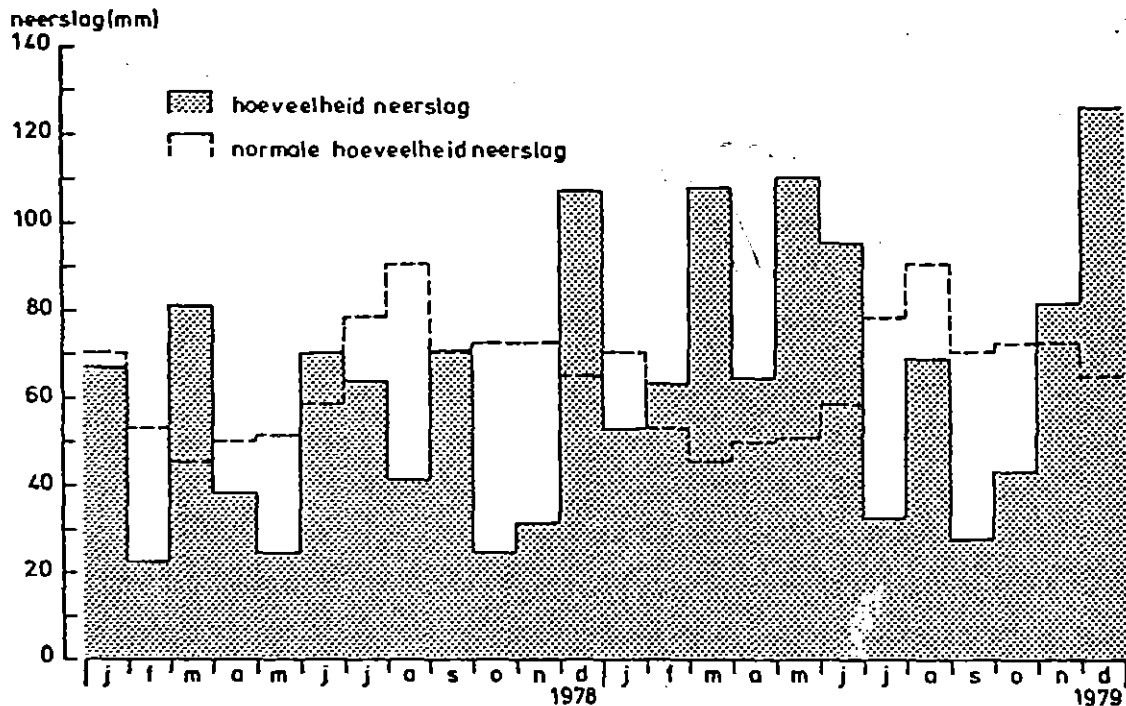


Fig. 9. Maandelijkse neerslag en normale hoeveelheid maandelijkse neerslag in 1978 en 1979

Uit dit figuur blijkt, dat de hoeveelheid neerslag in het voorjaar van 1979 boven het gemiddelde en de nazomer van 1978 en 1979 onder het gemiddelde heeft gelegen.

Voor de berekening van de verdamping van de in het reservaat voorkomende (half)natuurlijke vegetaties zijn de empirische verdampingsformules (o.a. RIJTEMA, 1965) minder geschikt omdat deze voor landbouwgewassen ontwikkeld zijn. Meer mogelijkheden lijkt de methode te bieden waarbij uit de verhouding van het chloride-gehalte in het regenwater en in het bovenste grondwater de verdamping bepaald kan worden (OOSTEROM en VAN SCHIJNDEL, 1979). Bij deze methode wordt ervan uitgegaan dat het inerte chloride-ion met dezelfde snelheid als het regenwater door de bodem percoleert. Als de opname van chloride door de vegetatie verwaarloosd wordt, zal door verdamping het chloride-gehalte in het bovenste grondwater door indikking toenemen. Bij een neerslag-overschot neemt dit

chloride-gehalte weer af. Voor een lange periode, bijvoorbeeld een jaar, geldt:

$$(Cl) \text{ regenw.} \times N = (Cl) \text{ grondw.} \times NN$$

hierin is:

(Cl) regenw. = chloridegehalte van het regenwater (mg/l)

N = neerslag (mm)

(Cl) grondw. = gemiddelde chloridegehalte van het bovenste
grondwater (mg/l)

NN = nuttige neerslag (mm)

Hieruit kan de hoeveelheid nuttige neerslag en dus ook de verdamping bepaald worden.

Als de verdamping van een vrij wateroppervlak (E.) bekend is, kan voor de verschillende vegetatie-eenheden de reductiefactor f uit $E_p = f \cdot E_o$ berekend worden. Hierin is E_p de maximale verdamping. In de beschouwde periode moet de watervoorziening dan optimaal zijn.

Voor plekken in het reservaat waar regelmatig grondwateranalyses zijn verricht, zijn voor de bijbehorende vegetatie-eenheden de reductiefactoren met behulp van bovengenoemde methode bepaald (tabel 2). Hiervoor is gebruik gemaakt van het gemiddelde van een zestal bepalingen van het chloridegehalte, verspreid over de jaren 1978 en 1979. Verder zijn de gemiddelde jaarneerslag en open waterverdamping van deze twee jaren gebruikt. Deze bedroegen respectievelijk 730 en 614 mm. Voor de neerslag is een chloridegehalte van 5 mg/l aangehouden (DE RIDDER, 1978). De beschikbare hoeveelheid water is voor de droogste periode van 1979 voor drie plekken berekend. Deze hoeveelheid was ruim voldoende om de vegetatie maximaal te laten verdampen. Gezien de neerslagverdeling en grondwaterstanden in 1978 lijkt het onwaarschijnlijk dat er in dat jaar vochttekorten zijn opgetreden. Ook erg hoge grondwaterstanden hebben bij deze vegetatie-eenheden geen nadelige invloed op de verdamping (JANSEN en KEMMERS, 1979).

Tabel 2. Overzicht van het gemiddelde chloride-gehalte, de verdamping en de reductiefactor voor verschillende vegetatie-eenheden

Vegetatie-eenheid	Plek	Gt	gem.Cl ⁻ (mg/l)	E (mm/jr)	f
dopheidevegetatie	1,2,8	III,V,VI	9,6	349	0,55
moliniavegetatie	11,13	III,V	8,5	301	0,50
molinia-/zeggevegetatie	5	III	11,1	403	0,65
blauwgraslandvegetatie	10,12	III	15,2	491	0,80
natte heide vegetatie, kort, 50 bedekking	6	III	13,6	462	0,75
eiken (+ 60 jaar)	15,16,20	III	43,1	645	1,05
loof- + naaldbomen (+ 50 jaar)	3,18,19	VI	52,1	660	1,05
naaldbomen (+ 30 jaar)	17	V	22,6	568	0,95
elzenbroekbos (< 20 jaar)	4,9	III	13,3	456	0,75
loofbomen (+ 30 jaar)	7	III	37,5	633	1,05

OOSTEROM en VAN SCHIJNDEL (1979) vonden voor een molinia vegetatie in de gemeente Asten een jaarverdamping van 350 mm. Voor een normaal jaar bedraagt E₀ voor de Bilt 691 mm. Met een reductiefactor 0,50 voor de molinia vegetatie in het reservaat wordt E_p 345 mm, wat goed overeenkomt met de bovengenoemde 350 mm. De reductiefactoren voor de gedeeltes met naaldbos komen redelijk overeen met de in de literatuur gevonden waarden (CULTUURTECHNISCH VADEMECUM; II 2, 1974). Alleen de reductiefactor voor de gedeeltes met een eikenbegroeiing is hoog. Mogelijk zijn de sloten bij de plekken 15 en 16 hier de oorzaak van. Voor de blauwgraslanden bij 10 en 12 kan eenzelfde reductiefactor gehanteerd worden als voor cultuurgraslanden, namelijk 0,80.

5. GRONDWATER

Grondwaterstanden kunnen op veel manieren bewerkt worden. Met een grondwatertrappenkaart (fig.7) kan al een goede indruk van het grondwaterregime verkregen worden. Voor een studie naar de veranderingen in de vegetatie is het onder andere van belang te weten in hoeverre de grondwaterstanden in de loop der tijden veranderd zijn.

De grondwaterstroming en het afvoerverloop zijn vooral van belang om een indruk te krijgen van de snelheid en richting van de stroming van het grondwater en van de daarin opgeloste nutriënten.

5.1. V e r a n d e r i n g v a n d e g r o n d w a t e r s t a n d t u s s e n 1956 e n 1977

Binnen 700 meter van het reservaat bevinden zich 3 buizen met een lengte van $\pm 4,7$ meter die 2 x per week vanaf november 1973 worden opgenomen en één buis van 2,20 meter aan de oostkant van de weg vlak langs het natuurreservaat, welke vanaf februari 1975 wordt opgenomen. Ongeveer de laatste 50 centimeter van iedere buis is geperforeerd (TNO, 1979). De situering van deze buizen staat in fig. 10 aangegeven. In fig. 10 staan eveneens de tijd-stijghoogtelijnen van deze buizen. Zoals uit dit figuur al blijkt, kunnen er geen blijvende afwijkingen worden aangetoond. De tijdsduur, ruim 4 jaar, is te kort om uitspraken eraan te kunnen verbinden.

Bij Achterveld, op 2 kilometer van het reservaat, wordt de grondwaterpotentiaal in een diepe buis sinds juni 1956 opgenomen. Met uitzondering van een aantal onderbrekingen van 1962 tot 1965 vinden de opnames hier ook 2 x per week plaats. De onderkant van het filter eindigt op een diepte van 78 meter. Het is niet bekend hoelang het filter is. In eerste instantie is er gekeken naar de relatie tussen het diepe peil bij Achterveld en het ondiepe peil vlak naast het reservaat in de periode van 1975 tot 1978. De regressielijn welke werd berekend luidt: $y = 1,83 x - 477,87$, met $r^2 = 0,89$.

Hierin is: y = stand bij het reservaat, cm t.o.v. NAP

en x = stand bij Achterveld, cm t.o.v. NAP

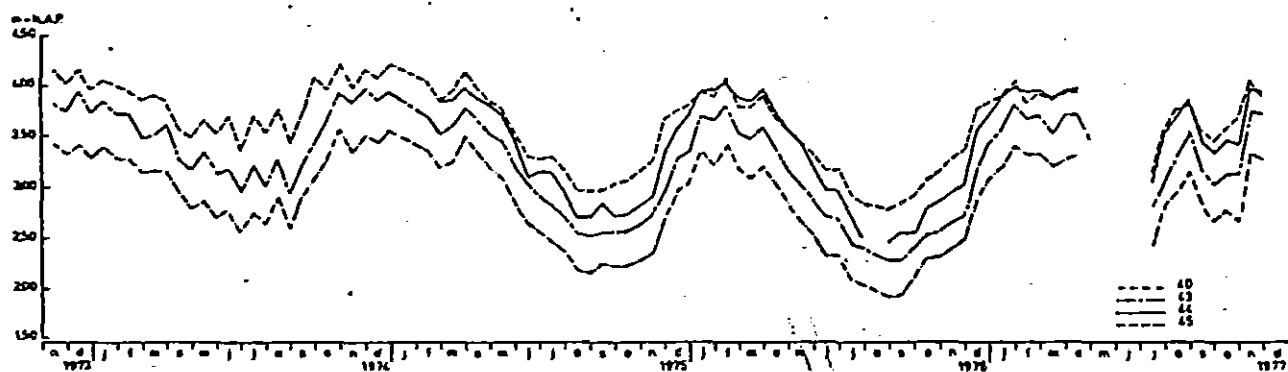


Fig. 10. Tijdstijghoogtelijnen van een 4-tal buizen in de omgeving van het reservaat

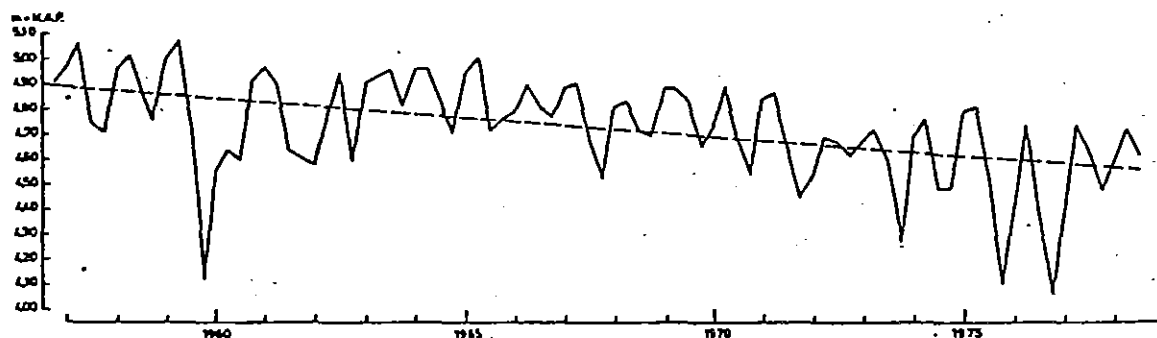


Fig. 11. Tijdstijghoogtelijn van het diepe grondwater bij Achterveld



Nu bekend is dat hiertussen een goede correlatie bestaat, kan gekeken worden naar een mogelijke verandering van de stijghoogte in de buis bij Achterveld. Nadat alle gegevens tot kwartaalcijfers zijn gemiddeld, kan er een lichte daling worden geconstateerd (fig. 11). De droge jaren 1959, 1975 en 1976 zijn duidelijk te herkennen.

Door de jaargemiddelden is een lijn berekend:

$$y = -1,59 x + 579,55 \text{ met } r^2 = 0,55 \text{ waarin}$$

y = gemiddelde stijghoogte per jaar (cm t.o.v. NAP)
 x = het jaar waarin de stijghoogte optrad

De waarneming van 1962 t/m 1965 zijn, indien bekend, bij deze berekening betrokken. Voor een relatie van deze daling met een verandering van het neerslagoverschot sinds 1956 zijn de cijfers van Eerbeek aangehouden, zoals berekend werd door BOTH (1979). Er bleek geen afname van het neerslagoverschot op te treden ($r^2 = 0,003$). De daling is dus niet het gevolg van een verminderde aanvoer via de neerslag maar door een grotere afvoer. Oorzaken hiervan kunnen grondwateronttrekkingen zijn ten behoeve van de drinkwaterindustrie en voor beregeningsdoeleinden en een verbeterde afwatering van de streek.

Het blijkt dat tot 1970 nauwelijks een daling optreedt. De gemiddelde stijghoogte bedroeg 4,82 m + NAP. Na 1970 bedraagt de stijghoogte gemiddeld 4,59 m +NAP, wat een daling van 23 centimeter betekent. Worden de jaren 1959, 1975 en 1976 niet meegerekend, dan bedraagt de daling 20 centimeter. Voor de plek bij het reservaat betekent dit, dat er een daling van 36,6 centimeter moet hebben plaatsgevonden. Wordt uit de bestaande gegevens van deze buis de gemiddelde curve van het grondwaterstandsverloop getekend, dan heeft vroeger het niveau hier 36,6 centimeter boven gelegen. Dit is in fig. 12 aangegeven. Het maaiveld zou dan van ongeveer 20 december tot 8 mei onder water hebben gestaan, indien aangenomen wordt dat de curve een gemiddeld beeld vertoont. Door een aantal droge nazomers en herfstten die bij de berekening van het verloop van de curve mee hebben geteld, stijgt deze pas vrij laat in de herfst. Tot hoe hoog het water boven het maaiveld uit zou zijn gestegen valt moeilijk te schatten, omdat oppervlakte afvoer een rol kan gaan spelen.

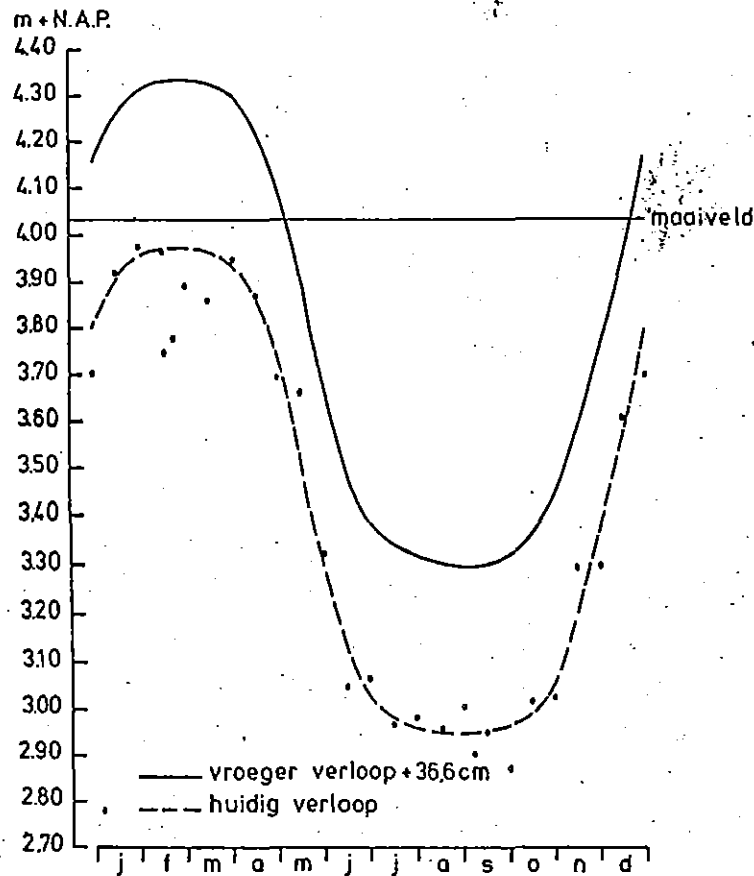


Fig. 12. Huidig en vroeger verloop van de grondwaterstand bij het reservaat

Als aangenomen wordt, dat ook aan de andere kant van de weg een even grote daling heeft plaatsgevonden, dan betekent dit, dat 's winters zeker de helft van het reservaat blank heeft gestaan. Deze daling is echter een gemiddelde. De exacte daling zal afhankelijk zijn geweest van de berging en de situering en functionering van aangelegde ont- en afwateringsmiddelen.

Als de grondwaterstand via een zelfde sinus als in fig. 12 verloopt, valt hieruit direkt af te lezen welke tijdsduur een bepaalde maaiveldshoogte gemiddeld onder water heeft gestaan. Zo zou plek 12 van ongeveer 1 december tot 25 mei blank hebben gestaan. Boven 4,03 m +NAP is het bepalen van zo'n tijdsduur in verband met bovengenoemde oppervlakteafvoer minder nauwkeurig. Aangenomen mag worden, mede naar aanleiding van verklaringen van oudere bewoners uit deze streek, dat het open waterpeil 's winters minstens standen

van 4,20 meter +NAP heeft bereikt. Hogere delen zullen dan natuurlijk hogere grondwaterstanden ten opzichte van het open peil hebben gehad.

5.2. Grondwaterstanden

Grondwaterstandswaarnemingen kunnen niet alleen als tijdstijg-hoogtelijnen grafisch weergegeven worden, maar ook als grondwaterstandsduurlijnen (KEMMERS en JANSEN, 1979; BUYS, 1979). Door het cumulatieve karakter van een duurlijn worden veel onregelmatigheden en toevalligheden vereffend. Bovendien kunnen hoogste, laagste en gemiddelde grondwaterstanden eenvoudig worden afgelezen. Verder kunnen meerdere lijnen in één figuur afgebeeld worden zonder dat de overzichtelijkheid verloren gaat. Volgens NIEMAN (1973) geven grondwaterstandsduurlijnen veelal een zo goede karakteristiek van het grondwaterregime, dat relaties met de vegetatie tot op associatieniveau kunnen worden aangegeven. Daar gebleken is dat veelal geen essentieel verschil aanwezig is in de karakteristiek van een duurlijn op jaarbasis dan wel op zomerhalfjaar basis, zijn voor het onderzoek naar de relatie met de vegetatie de duurlijnen van 1978 en 1979 gebaseerd op grondwaterstanden uit het zomerhalfjaar. Door de aanvang van de metingen is in 1978 deze periode gelegen tussen 20-4 en 20-11. In 1979 is de periode van 1-4 tot 1-11 aangehouden. In beide gevallen bedraagt dit een periode van 214 dagen.

In de figuren 13 a en b zijn de lijnen van de buizen met een filterdiepte van $\pm 2,0$ tot $2,2$ m beneden maaiveld afgebeeld. De lijnen van de buizen 14, 15 en 16 zijn niet weergegeven, omdat deze buizen aan de rand van een sloot geplaatst zijn en een wat afwijkend beeld geven.

Opvallend is, dat de standen in 1979 langer hoog zijn gebleven als gevolg van het natte voorjaar. In 1978 geven de lijnen een uniformer beeld dan in 1979.

Gezien de geringe hoeveelheid buizen ten opzichte van de verschillende vegetatietypen zijn geen duidelijke relaties aantoonbaar tussen duurlijntypes en vegetatietypes. Bij de buizen 1 en 8 komt bijvoorbeeld een dopheide vegetatie voor. Dit komt niet tot uiting in de duurlijnen.

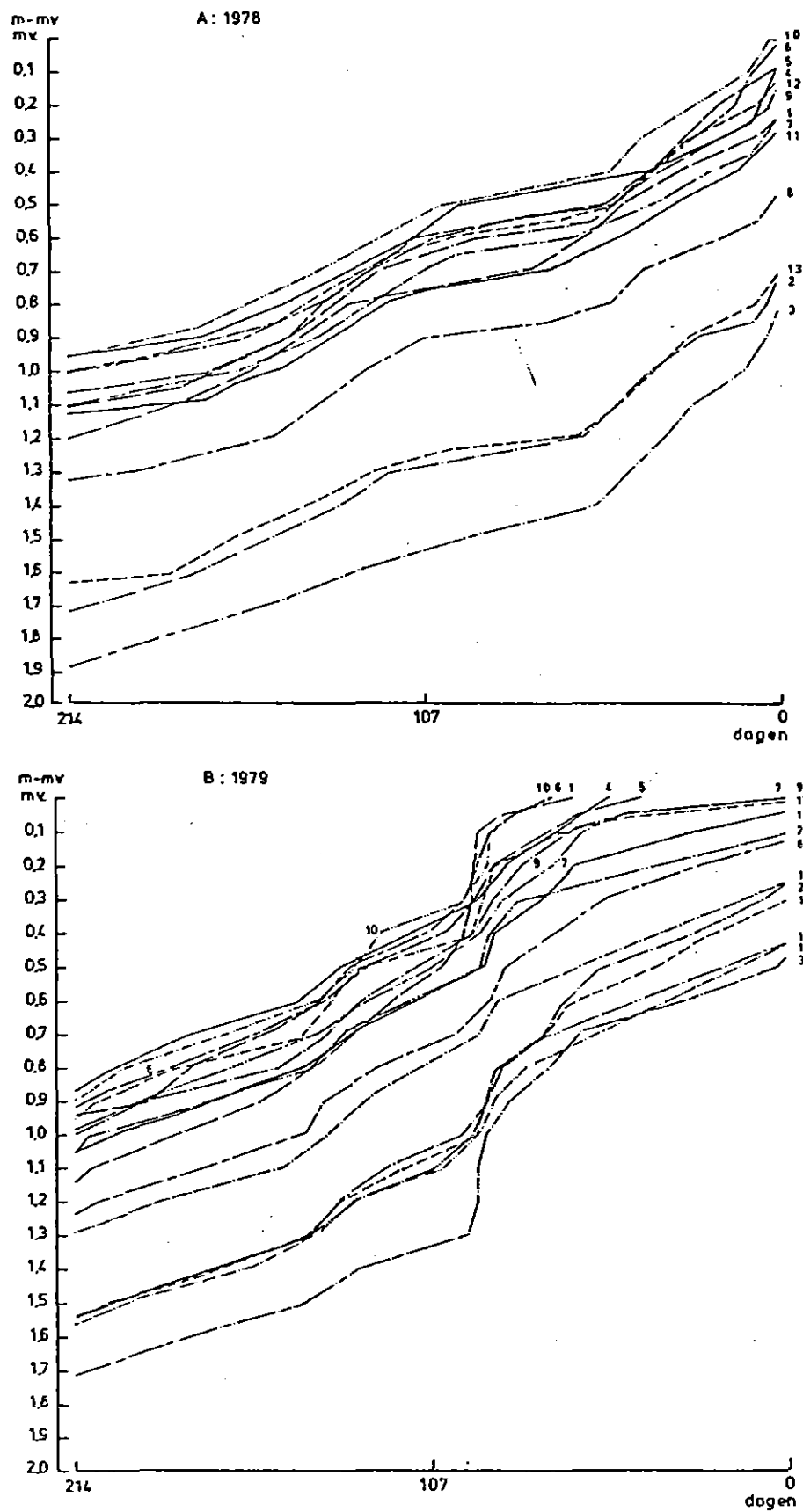


Fig. 13. Overschrijdingsduurlijnen van grondwaterstanden in een aantal buizen in het reservaat. A: 1978 B: 1979

De lengte van de periodes waarin hoge grondwaterstanden optreden verschilt tussen 1978 en 1979 sterk, zodat hier eveneens geen conclusies ten aanzien van de relaties met vegetatietypes aan verbonden kunnen worden.

De 'natte' schrale graslandjes bij de buizen 10 en 12 behoren tot een groep duurlijnen welke als 'het natst' getypeerd kunnen worden. Hier horen echter ook nog bij: 1, 4, 5, 6, 7, 11 en 20. Hier komen echter verschillende vegetatietypes voor. Tot de 'droogste' duurlijnen kunnen gerekend worden: 2, 3, 13, 18 en 19. De buizen 17, 18, 19 en 20 zijn pas in 1979 bij het onderzoek betrokken.

Door de grondwaterstand na de helft van de beschouwde periode (z) te delen door de gemiddelde stand van de hele periode (x) wordt een coëfficiënt ($\frac{z}{x}$) verkregen waarmee de vorm van de duurlijn kan worden vastgelegd (NIEMAN, 1973). Een waarde $\frac{z}{x} < 1$ betekent een convexe vorm, wat inhoudt dat 's winters en in het voorjaar de aanvoer van water groter is dan de afvoer. Afhankelijk van het voorkomen van kwel of infiltratie is de daling van de grondwaterstand in de zomer gering, respectievelijk groot. Bij een concave duurlijn ($\frac{z}{x} > 1$) daalt de grondwaterstand zomers tot een bepaalde basis welke door toestroming in stand gehouden wordt. Een concave vorm duidt in het algemeen op infiltratie. In tabel 3 staan de waarden $\frac{z}{x}$ voor 1978, 1979 en het gemiddelde van deze twee jaren weergegeven.

Gezien het verschil tussen de waarden $\frac{z}{x}$ van 1978 en 1979 blijkt de vorm van de duurlijn voor een deel gebonden te zijn aan incidentele invloeden van bijvoorbeeld het natte voorjaar van 1979 (zie ook BUYS, 1979).

De gemiddelde waarde van $\frac{z}{x}$ van 1978 en 1979 laat de verschillen tussen de buizen wat duidelijker zien. Vaak zijn deze verschillen echter klein. Op grond van de eerder gedane veronderstelling vindt bij 4, 5, 8, 9 en 10 in ieder geval in de winter en in het voorjaar een grotere toestroming van grondwater plaats dan bij bijvoorbeeld 1, 2, 3, 6, 11 en 13. Op grond van waarnemingen in een aantal buisjes met een filterdiepte tot 0,5 m beneden maaiveld kan bovenstaande veronderstelling over het algemeen worden bevestigd voor de gevallen dat de grondwaterstand ook in de korte buizen te meten was.

Tabel 3. Grondwaterstanden die de helft van het vegetatie seizoen
overschreden worden (z) gedeeld door de gemiddelde stand
tijdens dat seizoen (x) in cm.

Buis- nr.	1978			1979			Gem. 1978 + 1979
	Gr.w.st. na 107 dgn(z)	Gem.gr.w. st. t.o.v. mv.(x)	$\frac{z}{x}$	Gr.w.st. na 107 dgn (z)	Gem.gr.w. st. t.o.v. mv (x)	$\frac{z}{x}$	$\frac{z}{x}$
1	76,0	77,2	0,98	52,0	47,3	1,10	1,04
2	129,0	129,9	0,99	104,0	97,0	1,07	1,03
3	154,0	151,3	1,02	134,0	117,0	1,15	1,09
4	58,0	63,4	0,92	37,5	36,7	1,02	0,97
5	60,0	66,4	0,90	42,0	40,7	1,03	0,97
6	62,0	64,9	0,96	40,0	35,8	1,12	1,04
7	70,5	75,1	0,94	51,0	47,9	1,06	1,00
8	90,5	97,0	0,93	73,0	70,2	1,04	0,99
9	65,5	70,3	0,93	48,0	46,6	1,03	0,98
10	53,5	55,8	0,96	34,0	34,9	0,97	0,97
11	76,5	80,7	0,95	58,0	54,4	1,07	1,01
12	63,0	65,5	0,96	44,0	42,6	1,03	1,00
13	125,5	128,0	0,98	106,5	98,7	1,08	1,03
17				78,0	80,1	0,97	
18				111,5	104,6	1,07	
19				110,5	101,4	1,09	
20				57,0	55,0	1,04	

Door vergelijking van deze stand met de stijghoogte in de buis met de filterdiepte van 2,0 tot 2,2 m.-mv kon infiltratie, respectievelijk kwel worden aangetoond. Dit is het gevolg van stroming in het ondiepe watervoerende pakket en grotendeels boven de in 3,3 genoemde slecht doorlatende laag. Alleen bleek bij 6 de infiltratie minder duidelijk en bij 12 de kwel duidelijker dan op grond van de vergelijking van de coëfficiënten uit tabel 3 zou kunnen worden verondersteld.

Door de grondwaterstandsduurlijnen aan de NAP schaal te relateren, blijkt dat de duurlijnen convergeren naarmate de standen dieper worden. Dit betekent, dat als de diepste grondwaterstanden ongeveer gelijktijdig optreden, de grondwaterspiegel vrij vlak is en er weinig stroming optreedt.

Bij de hoogste standen is juist het tegenovergestelde het geval.

5.3. G r o n d w a t e r s t r o m i n g

Op grond van periodieke waarnemingen van grondwaterstanden vanaf april 1978 tot begin 1980 konden isohypsenkaarten van de gemiddelde stijghoogte van het ondiepe grondwater worden geconstrueerd. Dit is gedaan voor driemaandelijke periodes. De isohypsen voor de maanden december, januari, februari; maart, april, mei; juni, juli, augustus en september, oktober, november zijn in fig. 14 a t/m d afgebeeld.

De vrij droge herfst van zowel 1978 als van 1979 maken, dat het isohypsenbeeld van die periode niet veel van het zomerbeeld verschilt.

Volgens alle kaartjes lijkt het onwaarschijnlijk dat er invloed van allogeen water te verwachten zal zijn. Alleen de hoge rug welke aan de zuidzijde van het reservaat grenst heeft mogelijk wel enige invloed. De isohypsen zullen daar, vooral in de winter, min of meer de hoogtelijnen volgen, zodat ze gedeeltelijk evenwijdig aan het reservaat zullen lopen. Dit dient verder te worden onderzocht.

Bij gemiddeld hogere grondwaterstanden, zoals vroeger het geval is geweest, zie hoofdstuk 5.1, zullen vooral de winterisohypsen de hoogtelijnen nauwkeurig hebben gevolgd. Dit betekent dat de invloed van de afvoer van grondwater van het bouwland vooral op de plek van het blauwgraslandje groter zal zijn geweest. Het is de vraag in hoeverre de toegenomen bemesting ten behoeve van de maiscultuur funest zou zijn (geweest) indien de hoge standen nog regelmatig voor zouden komen. De afvoerende functie van het tussenliggende slootje is slechts een enkele maal 's winters aantoonbaar geweest. De bufferende functie ervan lijkt gering.

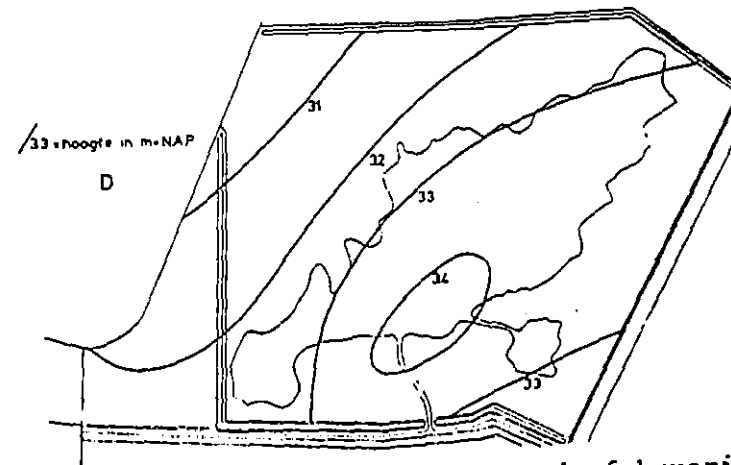
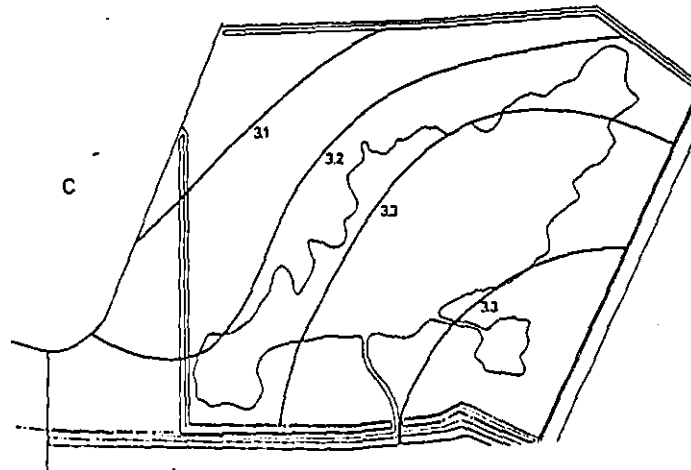
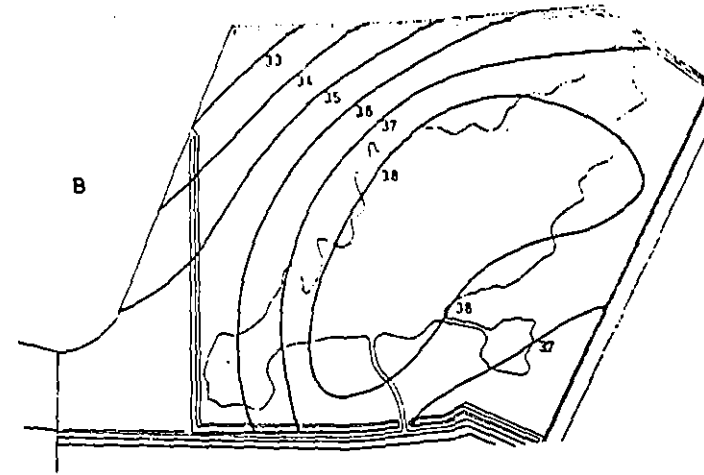
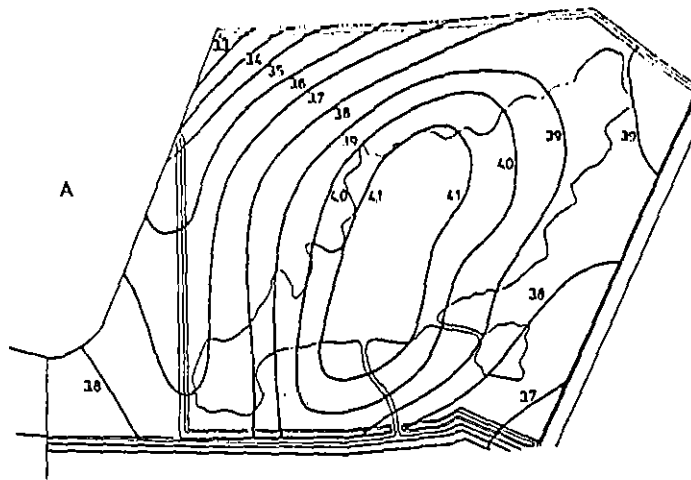


Fig. 14. Seizoensgemiddelde isohypsenbeelden van 1978 en 1979 van het ondiepe grondwater in het reservaat

A: december, januari, februari
B: maart, april, mei
C: juni, juli augustus
D: september, oktober, november

In de loop van deze eeuw is het karakter van het reservaat veranderd. De randen van het gebied zijn dichtgegroeid met houtige gewassen. Behalve het elzenbroekbos, dat een graslandvegetatie met eenzelfde reductiefactor voor de open waterverdamping (tabel 2) vervangen heeft, hebben deze bosvegetaties een invloed op de grondwaterstand door een grotere verdamping.

De afvoer van grondwater vindt vooral in noordwestelijke richting plaats. Dit is er dan ook de oorzaak van dat de waterscheiding niet over het midden van de in het reservaat aanwezige rug loopt, maar iets ten zuidoosten ervan.

Het grondwater stroomt van hoog naar laag, loodrecht op de isohypsen. Het debiet van deze stroming kan berekend worden met behulp van de wet van Darcy

$$Q = kD \cdot B \cdot \frac{dH}{ds} \quad (1)$$

waarin:

$$Q = \text{debiet} \quad (\text{m}^3/\text{etm})$$

$$kD = \text{doorlatend vermogen van het pakket} \quad (\text{m}^2/\text{etm})$$

$$B = \text{breedte} \quad (\text{m})$$

$$\frac{dH}{ds} = \text{verhang van de isohypsen} \quad (-)$$

De kD-waarde die voor het bovenste pakket met een dikte van ± 13 meter in hoofdstuk 3.1 gegeven is, bedraagt $130 \text{ m}^2/\text{etm}$. Op enkele laaggelegen plekken kan op $\pm 2,3 \text{ m} + \text{NAP}$ een ongeveer 10 centimeter dikke, slecht doorlatende leemlaag worden aangetoond. Het is niet bekend of deze laag onder het hele reservaat doorloopt en wat de invloed ervan is.

De gemiddelde dagafvoer kan met behulp van de waterbalansformule berekend worden uit:

$$N - \frac{f \cdot E_o}{365} + K = q \quad (2)$$

hierin is

$$N = \text{jaarneerslag} \quad (\text{mm/jaar})$$

f = reductiefactor

E_o = open waterverdamping (mm/jr)

K = kwel (mm/etm)

q = afvoer (mm/etm)

Gemiddeld viel er in 1978 en 1979 729 mm neerslag en bedroeg E_o 614 mm. De hoeveelheid kwel is in 5.4 berekend en bedroeg 0,35 mm/etm.

Met een gemiddelde reductiefactor van 0,8 bedroeg de afvoer:

$$\frac{729 - 0,8 \times 614}{365} + 0,35 = 1,00 \text{ mm/etm.}$$

Uit (1) kan nu de kD -waarde berekend worden indien een gebiedje gekozen wordt dat aan de waterscheiding is gelegen. In zo'n gebiedje wordt namelijk geen water van hoger gelegen gebieden aangevoerd. Voor de oppervlakte van het gebiedje is 40 m^2 met $B = 1 \text{ m}$ gekozen, zodat $Q = 40 \times 1,0 \times 10^{-3} = 0,04 \text{ m}^3/\text{etm}$.

Voor $\frac{dH}{ds}$ is een gemiddelde berekend van 0,0040, gebaseerd op de isohypsenkaarten uit fig. 14.

$$\text{De } kD\text{-waarde wordt dan: } \frac{0,04}{1 \times 0,0040} = 10 \text{ m}^2/\text{etm.}$$

Volgens MEINARDI (1978) bedraagt de kD -waarde voor het bovenste watervoerende pakket $130 \text{ m}^2/\text{etm}$. Blijkbaar heeft het aangeboorde, slecht doorlatende laagje invloed op de stroming. Zoals uit het hoofdstuk over geologische opbouw (3.1) blijkt, kunnen er in het bovenste pakket, de Formatie van Twente, nog meer storende veen- of leemlaagjes voorkomen. Deze kunnen hier ook invloed op uitoefenen.

5.4. H e t a f v o e r v e r l o o p

Binnen het gebied komen hoogteverschillen tot 1,4 m voor. Verder is het gebied onregelmatig van vorm en wordt het omgeven door een aantal slootjes waarvan de afvoerende functie zomers totaal afwezig en 's winters onduidelijk is. Slechts een ondiep waterloopje langs de noordwestkant van het reservaat voert in het winterhalfjaar water af. Om toch een idee van het afvoerverloop van het grondwater te krijgen is het reservaat als een reservoir voorgesteld waarvoor geldt:

$$q = q_0 e^{-\alpha t} + p(1 - e^{-\alpha t}) \quad (1) \quad (\text{DE ZEEUW en HELLINGA, 1972})$$

Hierin is:

q = de afvoer (m/etm)

q_0 = de afvoer aan het einde van de voorafgaande periode (m/etm)

t = de lengte van de periodes (etm)

p = neerslag + kwel - verdamping (m/etm)

α = de reaktiefactor (etm^{-1})

$$\alpha = \frac{q}{\mu m}$$

met μ = de berging (-)

m = de opbolling (m)

Binnen een hydrologisch jaar (april-april) moet het neerslag-overschot en de kwel afgevoerd worden.

Voor 1978/1979 zijn de neerslag (N) en de openwaterverdamping (E_o) bekend (KNMI, 1979). Gezien de oppervlaktes van de verschillende vegetatie-types is voor het hele reservaat een gemiddelde reductiefactor f voor $E_p = f \cdot E_o$ (zie 4.3) van 0,8 berekend.

Voor de berekening van de kwel (K) is gebruik gemaakt van de door MEINARDI (1978) gevonden gemiddelde stijghoogte van het diepe grondwater (h_d) van 4,2 m +NAP en de weerstand (c) van 2000 etmalen voor het slecht doorlatende pakket tussen het diepe en ondiepe watervoerende pakket. Voor de stijghoogte van het ondiepe grondwater zijn de driemaandelijke gemiddelden uit de figuren 14 a t/m d gebruikt. Uit $\frac{h_d - h_o}{c} = K$ kan de kwel berekend worden. Op deze wijze berekend bedroeg de kwel in de maanden

maart, april, mei	: $\frac{4,2-3,6}{2000} = 0,3 \times 10^{-3}$ m/etm
juni, juli, augustus	: $\frac{4,2-3,2}{2000} = 0,5 \times 10^{-3}$
september, oktober, november	: $\frac{4,2-3,2}{2000} = 0,5 \times 10^{-3}$
december, januari, februari	: $\frac{4,2-3,8}{2000} = 0,2 \times 10^{-3}$

Voor het hydrologisch jaar 1978/1979 met een gemiddelde stijghoogte h_o van 3,5 m +NAP bedraagt de kwel $\frac{4,2-3,5}{2000} = 0,35 \times 10^{-3}$ m/etm.

De gemiddelde af te voeren hoeveelheid q is volgens (2) uit hoofdstuk 5.3 berekend en bedraagt 0,93 mm/etm.

Voor m is het verschil genomen tussen de gemiddelde grondwaterstand in het midden en aan de rand van het gebied. Dit bedroeg voor 1978/1979: 0,3 m. De opbolling (m) gedeeld door de afvoer (q) is gelijk aan de drainageweerstand (y): $\frac{m}{q} = y$. Deze bedraagt $\frac{0,3}{0,00093} = 323$ etmalen. Voor de berekening van het afvoerverloop is aangenomen dat de opbolling voor het grootste deel het gevolg is van radiale weerstand.

In hoofdstuk 6.2 is een gemiddelde bergingsfactor (μ) van 0,055 voor het reservaat bepaald. De reductiefactor α wordt nu $\frac{0,93 \times 10^{-3}}{0,3 \times 0,055} = 0,056 \text{ etm.}^{-1}$. Deze waarde is klein genoeg om het afvoerverloop per decade te mogen berekenen. Dit is vanaf april 1978 gedaan. Vanaf deze maand zijn ook periodiek grondwaterstandsmetingen gedaan. Voor p (neerslag - $0,8 \times E_o$ + kwel) zijn steeds waarden >0 ingevoerd. Uit hoofdstuk 6.1 blijkt dat er geen reducties in de verdamping in 1979 zijn opgetreden. Daar 1978 wat neerslag, verdamping en grondwaterstanden betreft niet veel van 1979 afweek, is aangenomen dat er toen ook geen reducties in de verdamping optraden en dat in tijden met een verdampingsoverschot het profiel indroogde. Met een neerslagoverschot in een volgende beschouwde periode is eerst dit tekort aangevuld voordat p positief werd. Het resultaat van deze berekeningen staat in fig. 15. Hierin zijn ter illustratie ook de grondwaterstanden van een hooggelegen plek (13) en een laaggelegen plek (4) opgenomen, evenals de som van het neerslagoverschot en de kwel.

Duidelijk valt in fig. 15 te zien dat de afvoer toeneemt als de grondwaterstanden tussen de hoge en de lage plek veel verschillen of als beide hoog zijn.

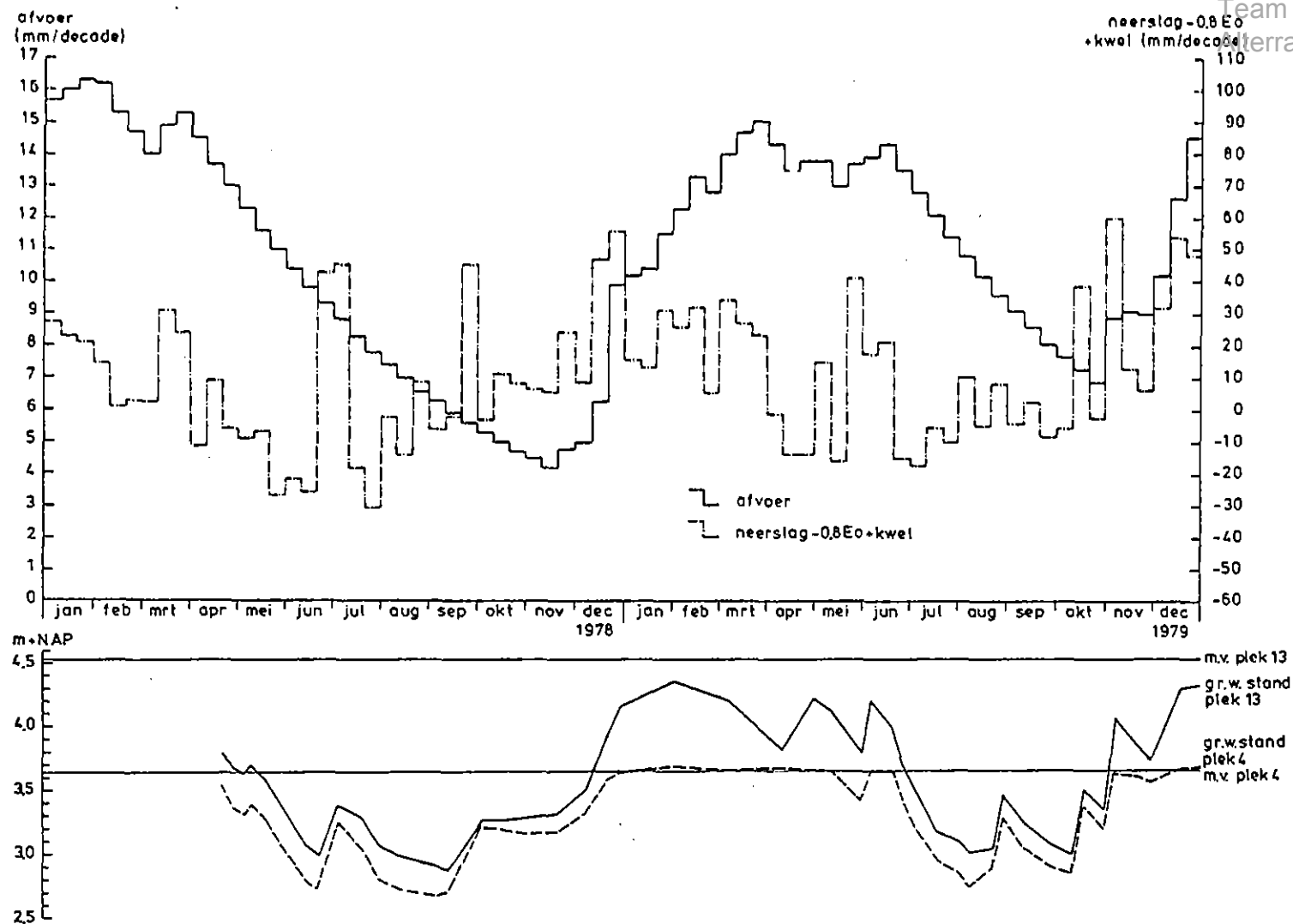


Fig. 15 Afvoer, neerslagoverschot en kwel voor het gehele reservaat in vergelijking tot het grondwaterstandsverloop op een hoog (13) en een laag (4) terreingedeelte

6. BODEMVOCHT

Voor planten heeft grondwater naast een direkte ook een indirecte betekenis. Zo wordt bijvoorbeeld de mineralisatie en de bewortelingsdiepte erdoor beïnvloed.

De herkomst en de verblijftijd van het grondwater zoals tot uiting kan komen in stromingsrichting en -snelheid is van belang voor de chemische samenstelling ervan. Het opnemen van vocht door de planten zal meestal via de onverzadigde zone geschieden. De eigenschappen van deze zone zijn dan ook belangrijk voor de watervoorziening van de vegetatie. De vegetatie zal meestal afgestemd zijn op de mogelijkheden van watervoorziening.

6.1. pF-g e g e v e n s

De pF-curven voor de boven- en ondergrond van de plekken 1, 11 en 12, welke eveneens als representatief beschouwd worden voor respectievelijk de moerpodzol-, veldpodzol- en beekerdgronden, zijn bepaald door aanpassing van curven van standaardgronden van RIJTEMA (1969).

Uit y-transmissie metingen tijdens een periode waarin het hele profiel volledig verzadigd is, kan het poriën-volume worden bepaald (zie de hoofdstukken 4.2 en 6.5). Bij plek 1 is van 0,4 tot 1,2 meter beneden maaiveld het poriënvolume voor elke laag van 10 cm vrijwel gelijk. Bij plek 11 en 12 is dit het geval van respectievelijk 0,2 en 0,1 tot 1,2 meter.

De y-transmissie metingen van 2 en 9 oktober 1979 vonden plaats na een neerslagarme periode, waarin de gewasverdamping nihil was. Beide metingen komen goed met elkaar overeen. Bij plek 1 was de grondwaterstand in deze periode tot ongeveer 1,10 weggezakt, plek 11 tot ongeveer 1,00 en bij plek 12 tot ongeveer 0,90 meter beneden maaiveld. Daarom is aangenomen, dat de hoeveelheid vocht in de bodem, per laag van 10 centimeter, overeenkomt met de evenwichtsvochtsituatie. Het poriënvolume en deze vochtsituatie zijn voor de plekken 1, 11 en 12 in fig. 16 weergegeven. De berekende volumepercentages vocht zijn per laag gecorrigeerd voor het gemiddelde poriënvolume.

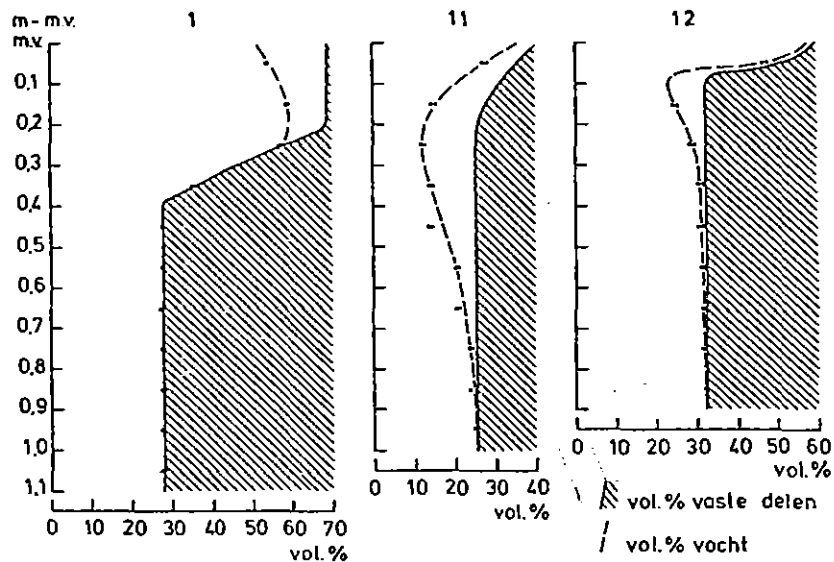


Fig. 16. Evenwichtsvochtsituatie en poriënvolume van een drietal bodemtypen met verschillende begroeiïngstypen:

1. moerpodzol (dopheide)
2. veldpodzol (molinia)
3. beekeerdgrond (blauwgrasland)

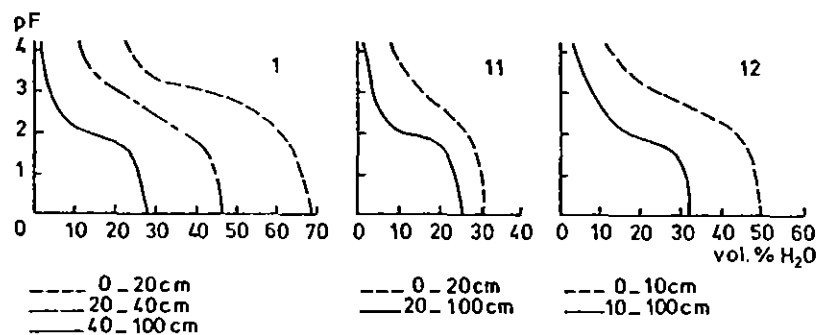


Fig. 17. pF-curven van een drietal bodemtypen met verschillende begroeiïngstypen:

1. moerpodzol (dopheide)
2. veldpodzol (molinia)
3. beekeerdgrond (blauwgrasland)

De drie figuren tonen een duidelijk verschil. Van plek 1 is alleen de humeuze bovengrond enigszins uitgedroogd. De evenwichtsvochtsituatie is bij de plekken 11 en 12 duidelijker.

Voor de standaardgrond 1 (coarse sand) tot en met 8 (loamy fine sand) van RIJTEMA kunnen ook dergelijke lijnen getekend worden.

Uitgaande van een grondwaterstand van 1 meter beneden maaiveld kunnen de bij de pF-waarden 0 tot 2 behorende volumepercentages vocht gebruikt worden. Vervolgens kunnen de lijnen van de standaardgronden vergeleken worden met de lijnen van fig. 16.

Het blijkt dat de ondergrond van plek 12 een soortgelijke evenwichtsvochtsituatie te zien geeft als standaardgrond 4 (fine sand) en plek 11 als standaardgrond 3 (medium fine sand). Omdat de ondergrond van plek 1 overeenkomt met die van plek 11 is hiervoor ook standaardgrond 3 gebruikt.

Van de ondergronden zijn de pF-curven, na correctie aan de hand van de met de y-transmissie metingen bepaalde poriënvolumes gebruikt. Voor de bovengrond is standaardgrond 5, humous loamy medium coarse sand, gebruikt. Alleen voor plek 1 is, gezien de hoeveelheid organische stof, standaardgrond 20, peat, gebruikt. Ook de pF-curven van de bovengronden zijn aangepast aan de bepaalde poriënvolumes.

De op deze wijze bepaalde pF-curven zijn in fig. 17 weergegeven. Het valt op dat de ondergrond van de plekken 1 en 11 bij veldcapaciteit pF 2,0, minder vocht bevatten dan de ondergrond bij plek 12. De humeuze bovengrond van plek 1 bevat daarentegen bij pF 2,0 de grootste hoeveelheid vocht, gevolgd door de 10 centimeter dikke bovengrond bij plek 12.

6.2. B e s c h i k b a r e h o e v e e l h e i d v o c h t

Afgezien van de hoeveelheid neerslag en de aanvoer van capillair water kan de vegetatie beschikken over het verschil in volumeprocenten vocht bij veldcapaciteit (pF 2,0) en verwelkingspunt (pF 4,2) in de effectieve wortelzone. De effectieve wortelzone is de laag waarin zich 80% van de wortels bevinden. Aangenomen is, dat voor de drie onderzochte plekken diktes van wortelzones gelden van 10 centimeter voor de dopheidevegetatie bij plek 1, 20 centimeter voor de moliniavegetatie bij plek 11 en 10 centimeter voor de blauwgrasland vegetatie bij plek 12.

De hoeveelheden beschikbaar vocht in de wortelzone kunnen uit de pF-curven (fig. 17) worden afgelezen. Deze hoeveelheden zijn ook in tabelvorm weergegeven (tabel 4). Hierin staan ook de hoeveelheden

vocht welke tot pF 3,1 beschikbaar zijn. Boven pF 3,1 treedt er reductie in de gewasverdamping op (JANSEN en KEMMERS, 1979).

Tabel 4. Beschikbare hoeveelheid vocht in de wortelzone

	Grondwater-stand cm -mv.	pF in het midden van de wortelzone	Beschikbare hoeveelheid vocht (mm)	
			tot pF 3,1	tot pF 4,2
Plek 1	0	-	-	-
	15	1,0	29,0	44,0
	25	1,3	28,0	43,0
	45	1,6	26,5	41,5
	65	1,8	25,5	40,5
	85	1,9	24,5	39,5
	105	2,0	23,5	38,5
		2,5	16,5	31,5
		3,0	5,0	20,0
		3,5	-	4,5
Plek 11	0	-	-	-
	20	1,0	31,0	45,0
	30	1,3	29,0	43,0
	50	1,6	27,0	41,0
	70	1,8	25,0	39,0
	90	1,9	24,0	38,0
	110	2,0	22,0	36,0
		2,5	14,0	28,0
		3,0	2,0	16,0
		3,5	-	6,0
Plek 12	0	-	-	-
	15	1	25,0	36,0
	25	1,3	24,0	35,0
	45	1,6	23,5	34,5
	65	1,8	22,5	33,5
	85	1,9	22,0	33,0
	105	2,0	21,0	32,0
		2,5	12,0	23,0
		3,0	2,0	13,0
		3,5	-	5,0

De hoeveelheden vocht blijken niet veel te verschillen. Als echter de wortelzone van de molinia vegetatie bij plek 11 ook 10 centimeter zou bedragen, zou de hoeveelheid beschikbaar vocht de helft bedragen.

6.3. C a p i l l a i r w a t e r

Naast neerslag en de beschikbare vochtvoorraad van de wortelzone kan de vegetatie beschikken over capillair opgestegen water dat de onderzijde van de wortelzone bereikt. De hoeveelheid hiervan is afhankelijk van het type grond, de grootte van zuigspanning aan de onderzijde van de wortelzone en diepte van de grondwaterspiegel. RIJTEMA (1969) heeft deze relatie voor een aantal standaardgronden berekend. Van enkele van deze gronden zijn voor de plekken 1, 11 en 12 de pF-curven gebruikt (fig. 17). Van deze gronden zijn ook tabellen met capillaire stijgsnelheden beschikbaar. Hiervan is voor de berekening van de capillaire stijgsnelheden van de plekken 1, 11 en 12 gebruik gemaakt.

Daar de moerige bovengrond van plek 1 dikker is dan de wortelzone, is de tabel voor deze plek samengesteld uit de standaardtabel welke van toepassing is voor de moerige lagen van 10 tot 40 centimeter en uit de standaardtabel voor de ondergrond. De dikte van de humeuze bovenlaag van de plekken 11 en 12 is gelijk aan de dikte van de wortelzone, zodat hiervoor alleen de standaardtabellen van de ondergrond van belang zijn. De dikte van de wortelzone bij plek 1 bedraagt: 10 cm, bij plek 11: 20 cm en bij plek 12: 10 cm.

De dikte van de wortelzone, plus de waarde voor z uit tabel 5 geeft de diepte van de grondwaterspiegel aan. De zuigspanning aan de onderzijde van de wortelzone kan met behulp van de y -transmissie metingen worden bepaald.

Bij eenzelfde waarde voor de zuigspanning (ψ) en de grondwaterstand (z) is de capillaire flux (V_c) aan de onderzijde van de wortelzone bij 12 veel groter dan bij 1 en 11. Bij een voor 12 diepe grondwaterstand van 100 centimeter beneden maaiveld, wat betekent dat z 90 centimeter bedraagt, is V_c ruim 5 mm/etm, wat vaak ruim voldoende is om het gewas optimaal te laten verdampen. De capillaire fluxen van 1 en 11 komen bij grotere waarden voor z en bij een gelijke ψ redelijk overeen. Bij kleinere waarden van z blijkt als gevolg van de humeuze bovengrond bij plek 1 de capillaire flux kleiner te zijn.

Tabel 5. Relatie tussen de hoogte (z) van de capillaire stijgsnelheid (Vc) en de stijgs�anning (Ψ)

Plek 1	Vc (cm/etm)	0,5	0,4	0,3	0,2	0,15	0,1	0,06	0,02
	Ψ (cm) z(cm)								
	20	16,3	16,8	17,5	18,3	18,7	19,1	19,5	19,8
	50	29,6	32,0	34,8	38,1	40,0	42,4	44,7	47,8
	100	39,3	43,4	48,6	55,5	60,2	66,4	73,6	86,2
	250	41,8	46,4	52,1	60,2	66,0	74,1	84,9	110,6
	500	43,1	47,8	53,8	62,4	68,6	77,6	89,8	122,3
	1 000	43,9	48,9	55,0	63,9	70,4	79,9	93,5	131,0
	2 500	41,8	49,7	56,1	65,2	72,0	82,0	96,5	138,4
	5 000	45,2	50,2	56,6	66,0	72,9	83,2	98,2	142,6
	10 000	45,5	50,5	57,1	66,5	73,6	84,1	99,6	146,0
	16 000	45,6	50,8	57,2	66,9	74,0	84,6	100,3	147,7
Plek 11									
	Ψ (cm) z(cm)								
	20	19,8	19,8	19,9	19,9	19,9	19,9	20,0	20,0
	50	47,1	47,6	48,2	48,7	49,0	49,4	49,6	49,9
	100	65,0	67,5	70,7	75,1	78,1	82,0	86,5	93,7
	250	66,1	68,9	72,6	77,9	81,7	87,3	94,9	114,4
	500	66,5	69,4	73,2	78,9	83,0	89,3	98,1	123,9
	1 000	66,8	69,8	73,7	79,6	84,0	90,5	100,6	131,3
	2 500	67,1	70,1	74,2	80,2	84,8	91,8	102,7	137,7
	5 000	67,2	70,3	74,4	80,6	85,3	92,5	104,0	141,4
	10 000	67,3	70,4	74,6	80,9	85,7	93,1	105,0	144,4
	16 000	67,4	70,5	74,7	81,1	86,0	93,5	105,5	145,9
Plek 12									
	Ψ (cm) z(cm)								
	20	19,7	19,7	19,8	19,9	19,9	19,9	20,0	20,0
	50	47,9	48,3	48,7	49,1	49,3	49,6	49,7	49,9
	100	82,0	84,5	87,4	90,8	92,7	94,8	96,7	98,9
	250	92,8	97,3	103,3	111,7	117,9	126,7	138,3	165,8
	500	94,1	99,0	105,4	115,0	122,1	133,1	148,7	194,6
	1 000	95,1	100,2	107,1	117,4	125,4	138,0	156,8	218,1
	2 500	95,9	101,3	108,5	119,5	128,2	142,2	163,8	238,9
	5 000	96,4	101,9	109,3	120,7	129,9	144,6	167,9	251,0
	10 000	96,8	102,4	109,9	121,7	131,2	146,2	171,2	260,9
	16 000	97,0	102,6	110,3	122,3	131,9	147,6	172,9	266,1

Samen met de hoeveelheid beschikbaar vocht in de wortelzone (hoofdstuk 6.2) zijn de bovengenoemde verschillen voor een deel verantwoordelijk voor het in hoofdstuk 6.4 gevonden verband tussen de vocht-

deficieten en de grondwaterstanden van de plekken 1, 11 en 12.

6.4. Het verband tussen het vochtdeficiet en de grondwaterstand

Met behulp van y-transmissie metingen kan voor de plekken 1, 11 en 12 het verband tussen de gesommeerde vochtverandering in het profiel: het vochtdeficiet ($\Sigma \Delta V$) en de grondwaterstand ten opzichte van het maaiveld worden bepaald. Voor deze methode zijn referentiewaarden nodig welke ontleend kunnen worden aan y-transmissie metingen in een geheel verzadigd profiel. Onnauwkeurige metingen door onevenwichtige situaties in het profiel, zoals na de installering van de y-buizen en na neerslagrijke perioden, zijn niet in beschouwing genomen bij het vaststellen van de resultaten.

De gevonden relatie is weergegeven in fig. 18. De x- en y-as in dit figuur komen niet overeen met de voor de berekening gebruikte assen. Deze zijn 90° gedraaid en gespiegeld.

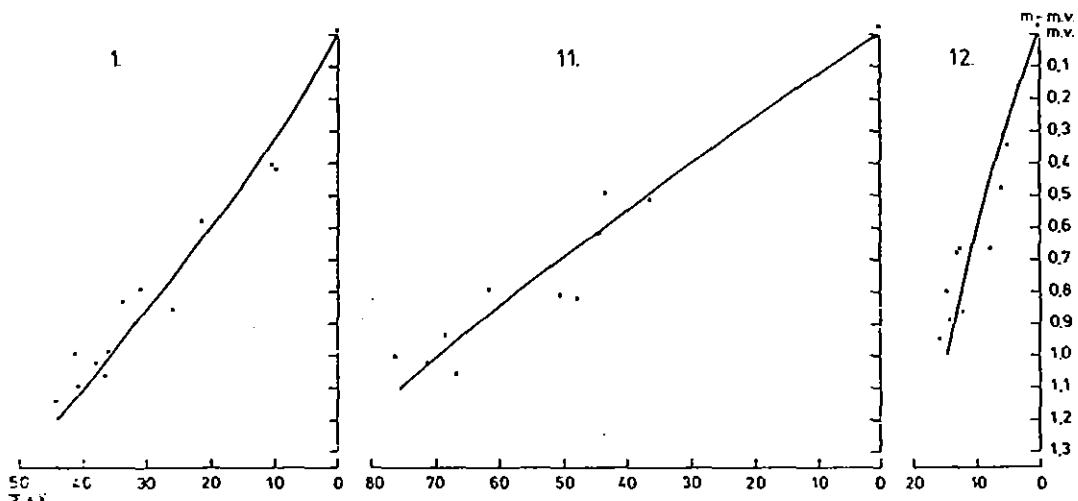


Fig. 18. Verband tussen het vochtdeficiet en de grondwaterstand van een drietal bodemtypen met verschillende begroeiingstypen:

1. moerpodzol (dopheide); 2. veldpodzol (molinia);
3. beekeerdgrond (blauwgrasland)

Daar dit verband in de meeste gevallen niet rechtlijnig is, is de regressielijn bepaald als $y = ax^b$ met x = grondwaterstand (positief) ten opzichte van het maaiveld en in meters en y = het vochtdeficiet (positief), eveneens in meters. Door $y = ax^b$ te schrijven als $\ln y = b \ln x + \ln a$ kan dit als een lineaire regressie opgelost worden,

$$b \text{ wordt dan: } \frac{\sum (\ln x_i)(\ln y_i) - \frac{(\sum \ln x_i)(\sum \ln y_i)}{n}}{\sum (\ln x_i)^2 - \frac{(\sum \ln x_i)^2}{n}}$$

$$\text{en } a = \exp. \left[\frac{\sum \ln y_i}{n} - b \frac{\sum \ln x_i}{n} \right]$$

De berekende lijnen zijn:

voor plek 1 : $y = 0,036 x^{1,143}$

plek 11: $y = 0,069 x^{0,9163}$

en plek 12: $y = 0,015 x^{0,8823}$

Ondanks het exponentiële karakter van de drie lijnen is hun verloop nagenoeg recht.

Voor de metingen waarbij de grondwaterstand boven het maaiveld uitsteeg met $\Delta v = 0$ is bij de berekeningen voor x 0,001 en voor y 0,0001 ingevoerd. Met deze x en y bedraagt r^2 in alle drie de gevallen 0,99, zonder deze x en y is r^2 voor plek 1 : 0,87 voor plek 11: 0,88 en voor plek 12: 0,90.

$$r^2 \text{ is berekend uit: } r^2 = \frac{\left[\sum (\ln x_i)(\ln y_i) - \frac{(\sum \ln x_i)(\sum \ln y_i)}{n} \right]^2}{\left[\sum (\ln x_i)^2 - \frac{(\sum \ln x_i)^2}{n} \right] \left[\sum (\ln y_i)^2 - \frac{(\sum \ln y_i)^2}{n} \right]}$$

Bij het vergelijken van de drie lijnen valt op dat de vochtafname bij eenzelfde daling van het grondwater voor plek 11 het grootst is en voor plek 12 het kleinst. Het verschil bedraagt bijna een factor 5. Dit verschil is te verklaren doordat bij plek 12 een sterk lemige beeekeerdgrond wordt aangetroffen. De capillaire nalevering is hier groot zie tabel 5. Door de vrij lage ligging vindt er bovendien het

hele jaar door een ondergrondse toestroming van water van hogere delen plaats. Plek 11 vertegenwoordigt een veel minder lemige veld-podzolgrond welke veel minder goed vocht vasthoudt. Plek 1 neemt een tussenpositie in. Hier wordt een moerpodzolgrond aangetroffen.

6.5. V o c h t v e r a n d e r i n g e n t i j d e n s d e b a l a n s p e r i o d e s

Met y-transmissie metingen kunnen vochtveranderingen in de bodem vrij nauwkeurig bepaald worden. De periode tussen twee metingen kan als een balansperiode beschouwd worden.

Uit hoofdstuk 6.4 blijkt dat er een goede relatie bestaat tussen de grondwaterstand en het vochtdeficiet van de plekken 1, 11 en 12. In fig. 19 zijn deze nogmaals uitgezet, maar nu ten opzichte van een tijdsas met de dagen waarop y-transmissiemetingen zijn verricht.

Ook uit deze figuren blijkt dat er een goede relatie bestaat tussen de vochtverandering en de grondwaterstand. De vochtverandering bij 12 is echter gering. Weliswaar daalt de grondwaterstand hier ook het minst, maar de verschillen met 1 en 11 zijn niet groot. Dit blijkt duidelijk uit de grondwaterstandsduurlijnen van fig. 13.

Voor de neerslag-verdamping zijn de neerslag en de openwater-verdamping van het KNMI (1979) en de reductiefactoren voor de open-waterverdamping uit tabel 2 aangehouden. Ondanks de geringe vochtverandering is deze term bij 12 steeds het kleinst. De oorzaken hiervan zijn de reeds eerder genoemde aanvoer van grondwater van hoger gelegen delen en de goede capillaire eigenschappen van de bodem. Hoewel er kwel vanuit het diepe watervoerende pakket optreedt, lijkt bij 12 de toestroming vanaf hoger gelegen delen door het ondiepe watervoerende pakket belangrijker.

De waterbalans voor een balansperiode voor de plekken 1, 11 en 12 zou voor een vast oppervlak van stel 1 m^2 als volgt kunnen luiden:

$$N - E - \Delta V = A - K$$

Hierin zijn $N - E - \Delta V$ voor iedere periode bekend. De berekende waarden voor A en K uit de hoofdstukken 5.3 en 5.4 geven slechts een gemiddeld driemaandelijks beeld voor het hele reservaat. Het is een

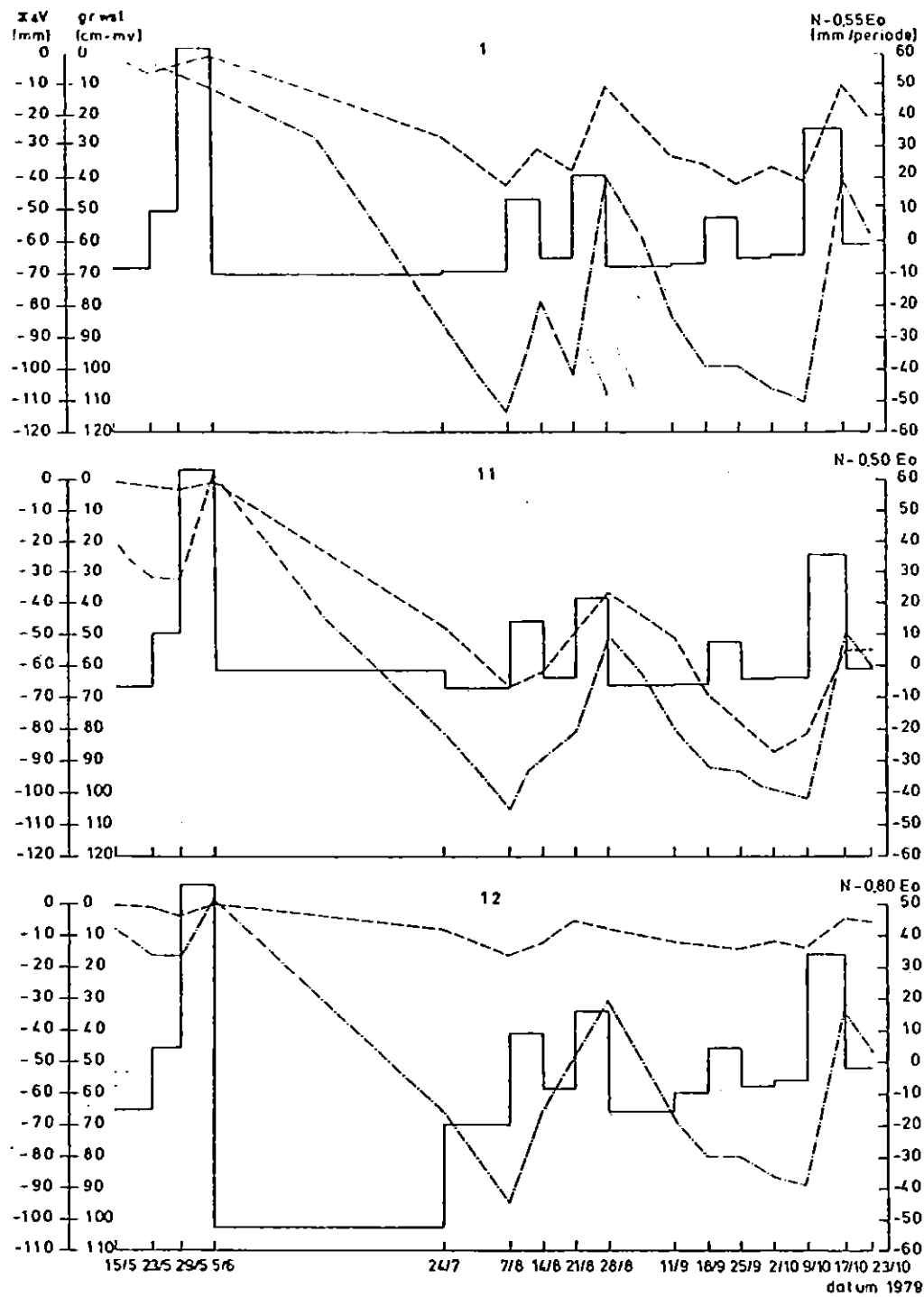


Fig. 19. Vochtverandering, neerslagoverschot en de grondwaterstand over balansperioden van 1978 en 1979 van een drietal verschillende bodemtypen met verschillende begroeiingstypen:

1. moerpodzol (dopheide)
2. veldpodzol (molinia)
3. beekeerdgrond (blauwgrasland)

nauwkeuriger methode om de waarde A-K gelijk te stellen aan V_c , als capillaire stijgsnelheid. Deze kan, bij een bekende zuigspanning (Ψ) en diepte van de grondwaterspiegel (2) uit tabel 5 afgeleid worden.

6.6. B e r g i n g

De bergingscoëfficiënt (μ) kan worden gedefinieerd als:

$$\mu = \frac{\text{verandering van de vochtinhoud van het profiel (mm)}}{\text{verandering van de grondwaterstand (mm)}}$$

Deze coëfficiënt kan worden gebruikt bij de berekening van de hoeveelheid water die aan het profiel wordt toegevoegd of onttrokken door een verandering van de grondwaterstand.

In tabel 4 zijn voor de plekken 1, 11 en 12 aan de hand van de in fig. 17 gegeven pF-curven de bergingscoëfficiënten bepaald. Hierbij is voor plek 1 uitgegaan van een grondwaterstands daling van 0 t 1,1 m -mv. Voor de plekken 11 en 12 zijn dalingen van respectievelijk 0 tot 1,0 en van 0 to 0,9 m -mv aangehouden. Dit zijn grondwaterstanden die voor die plekken in het voor- en najaar regelmatig voorkomen. Verder is ervan uitgegaan dat het vochtgehalte overeenkomt met het evenwichtsvochtgehalte. Deze hoeveelheid, afgetrokken van de hoeveelheid in verzadigde toestand levert $\Delta\theta$ (zie tabel 6).

Voor fijne zandgronden zijn de bergingscoëfficiënten vrij klein, wat duidt op een dichte pakking. Alleen bij plek 1 is de bergingscoëfficiënt als gevolg van het hogere humusgehalte wat groter.

De bergingscoëfficiënt kan ook berekend worden uit

$$\mu = \frac{\text{neerslag (mm)}}{\text{grondwaterstands stijging (mm)}}$$

Dit moet gedurende zo kort mogelijke perioden in de winter, als er nagenoeg geen verdamping optreedt, gemeten worden. Het blijkt dat het wekelijks waarnemen van grondwaterstanden niet frequent genoeg is om een nauwkeurige bergingscoëfficiënt op deze wijze te berekenen. Er zijn te weinig geschikte weken om een verantwoord gemiddelde te kunnen bepalen. De orde van grootte komt wel overeen met de in de tabel gevonden waarden. Voor verdere berekeningen zijn voor de moerpodzolgronden de waarde 0,062, voor de veldpodzolgronden de waarde 0,051 en voor de beekerdgronden de waarde 0,053 aangehouden.

45 Tabel 6. Berekening van de bergingscoëfficiënten (μ) uit de pF-curven voor de plekken 1, 11 en 12 voor grondwaterstandsalingen van 0 tot respectievelijk 1,1, 1,0 en 0,9 m -mv. uitgaande van de evenwichtsvochtsituatie

Plek 1					Plek 11					Plek 12				
hoogte pF			$\Delta\theta$	$\overline{\Delta\theta}(\text{mm})$	hoogte pF			$\Delta\theta$	$\overline{\Delta\theta}(\text{mm})$	hoogte pF			$\Delta\theta$	$\overline{\Delta\theta}(\text{mm})$
boven					boven					boven				
gr.w.					gr.w.					gr.w.				
sp.van					sp.van					sp.van				
1,1(m)					1,0(m)					0,9(m)				
1,1	2,04	69,0-59,0 =	10,0	9,00	1,0	2,00	31,0-26,5 =	4,5	4,25	0,9	1,95	49,5-44,0 =	5,5	7,00
1,0	2,00	69,0-61,0 =	8,0	8,25	0,9	1,95	31,0-27,0 =	4,0	5,75	0,8	1,90	40,5-32,0 =	8,5	10,00
0,9	1,95	58,0-49,5 =	8,5	8,75	0,8	1,90	28,5-21,0 =	7,5	8,25	0,1	1,85	31,5-20,0 =	11,5	10,25
0,8	1,90	47,0-38,0 =	9,0	9,25	0,7	1,85	26,0-17,0 =	9,0	8,25	0,6	1,78	31,5-22,5 =	9,0	7,75
0,7	1,85	37,5-28,0 =	9,5	8,75	0,6	1,78	26,0-18,5 =	7,5	6,75	0,5	1,70	31,5-25,0 =	6,5	5,25
0,6	1,78	28,0-20,0 =	8,0	7,25	0,5	1,70	26,0-20,0 =	6,0	5,50	0,4	1,60	31,5-27,5 =	4,0	3,50
0,5	1,70	28,0-21,5 =	6,5	5,75	0,4	1,60	26,0-21,0 =	5,0	4,50	0,3	1,48	31,5-28,5 =	3,0	2,25
0,4	1,60	28,0-23,0 =	5,0	4,25	0,3	1,48	26,0-22,0 =	4,0	3,50	0,2	1,30	31,5-30,0 =	1,5	1,00
0,3	1,48	28,0-24,5 =	3,5	3,25	0,2	1,30	26,0-23,0 =	3,0	2,75	0,1	1,00	31,5-31,0 =	0,5	0,25
0,2	1,30	28,0-25,0 =	3,0	2,50	0,1	1,00	26,0-23,5 =	2,5	1,25	0	- ∞	31,5-31,5 =	0	
0,1	1,00	28,0-26,0 =	2,0	1,00	0	- ∞	26,0-26,0 =	0						
0	- ∞	28,0-28,0 =	0											
				68,00					50,75					47,25
$\mu = \frac{68,00}{1100} = 0,062$					$\mu = \frac{50,75}{1000} = 0,051$					$\mu = \frac{47,25}{900} = 0,053$				

7. SAMENVATTING

In de Gelderse Vallei, waar een deel van het in het Veluwemassief geïnfiltreerde water weer omhoog komt in de vorm van kwel, is het natuurreservaat 'Groot Zandbrink' gelegen.

Het natuurreservaat is van oorsprong een nat heide- en plagveld geweest met een eiken hakhout bosje. Het veld is omringd door een wal. Tegenwoordig is $\frac{2}{3}$ gedeelte van dit veld dichtgegroeid. Op het open gedeelte komt een molinia vegetatie voor, afgewisseld met een dopheide vegetatie. Verder komen er twee schrale hooilandjes voor waarvan er één een hoge botanische waarde heeft. In deze nota worden vooral verschillen in hydrologische parameters belicht en gerelateerd aan de in het reservaat voorkomende vegetatie formaties: grasland, heide en bossen.

Door het verzamelen en meten van onder andere grondwaterstanden, vochtveranderingen, neerslag, verdamping en kwel konden een aantal conclusies getrokken worden. De rug die door het reservaat loopt heeft tot gevolg dat er grondwatertrappen variërend van I tot en met VI voorkomen en dat de stroming van het grondwater radiaal gericht is. Vooral in zomerperioden overheerst een noordwestelijk gerichte stroming. Een leemlaagje op ruim 2 meter beneden maaiveld fungeert voor een deel als basis voor deze stroming.

De afvoer uit het gebied gaat het gehele jaar door. De reactiefactor (α) voor de afvoerformule van de Zeeuw Hellinga is klein, namelijk $0,056 \text{ etm.}^{-1}$. In de herfst van 1978 en 1979 was de afvoer klein als gevolg van de geringe hoeveelheid neerslag. Van januari 1978 t/m december 1979 varieerde de afvoer van 4 tot 16 mm/decade.

De hoge delen van het reservaat bestaan uit moerpodzol- en veldpodzolgronden. De hoeveelheid beschikbaar vocht is in de bodem met de moerige bovenlaag het grootst (tabel 4). De capillaire flux van de ondergrond is bij de moerpodzol- en veldpodzol veel kleiner dan bij de beekerdgronden langs de randen van het reservaat, waar bij een grondwaterstand van 100 cm beneden maaiveld een capillaire flux van 5 mm/etm. optreedt indien de zuigspanning aan de onderzijde van een 10 cm dikke wortelzone 250 cm bedraagt (tabel 5). Ondanks de dunne humeuze bovengrond kan de vegetatie op de beekerdgrond bij

de optredende diepste grondwaterstanden over ruim voldoende vocht beschikken.

Voor het onderzoek zijn vooral de veranderingen welke zich in het milieu voor hebben gedaan van belang voor de processen en patronen in de vegetatie. Samengevat zijn deze veranderingen als volgt: aan de hand van oude grondwaterstandsgegevens uit de omgeving van het reservaat kan worden vastgesteld dat de grondwaterspiegel met 36,6 cm gedaald is ten opzichte van 1956. Doordat de potentiaal in het diepe watervoerende pakket ongeveer met een gelijk bedrag is afgenomen, blijft de kwel evengroot. Deze daling van het ondiepe grondwater betekent dat vooral 's winters hoge grondwaterstanden minder langdurig optreden, waardoor de isohypsen de hoogtelijnen minder nauwkeurig zullen volgen. Plaatselijk kan de stromingsrichting zich gewijzigd hebben en de stroomsterkte afgenomen zijn. Vooral de stroming vanaf het bouwland aan de zuidzijde van het reservaat zal minder groot zijn en daarmee de nutriënten stroom, indien de bemestingsintensiteit ervan even groot zou zijn als vroeger.

Met name de goede capillaire eigenschappen van de lemige beekeerdgrond maakt, dat de vegetatie van de schraallandjes over voldoende vocht kan blijven beschikken. De seizoensvariatie in het vochtdeficiet is hier uiterst gering en gelegen tussen 0 en 15 mm. De bergingscoëfficiënt van deze gronden is 0,053.

Een dopheide vegetatie met een redelijke bedekking van Erica komt voor op plaatsen met moerige bovengronden met een relatief grote hoeveelheid beschikbaar vocht. De seizoensvariatie in het vochtdeficiet bedraagt 0 - 45 mm en de bergingscoëfficiënt voor deze moerpodzolgronden is 0,062. De oorspronkelijke dopheidevegetatie op plaatsen met slechts een geringe hoeveelheid beschikbaar vocht (veldpodzolgronden) is vervangen door uniforme molinia begroeiingen. De seizoensvariatie in het vochtdeficiet is op deze plaatsen vrij groot: 0-85 mm. De bergingscoëfficiënt voor deze veldpodzolgronden bedraagt 0,051.

Doordat ongeveer 2/3 gedeelte van het reservaat met loof- en naalddhout is dichtgegroeid, is de verdamping plaatselijk toegenomen. Aan de hand van de verhouding van het chloridegehalte van het regenwater en het bovenste grondwater kon worden vastgesteld dat de

potentiële verdamping van de naald- en loofbosvegetatie 2 x zo groot is als van de molinia en dopheidevegetatie. De verdamping van elzenbroekbos en moerasstruweel ligt in dezelfde grootte-orde als de verdamping van de graslandvegetatie en neemt een tussenpositie in tussen naald- en loofbos enerzijds en molinia en Erica anderszijds. Een grotere verdamping door de bosvegetatie betekent een kleinere afvoer en heeft eveneens consequenties voor de nutriëntenconcentratie in het grondwater.

8. LITERATUUR

- BOTH, J.C., 1979. Waterhuishouding, bodem en vegetatie van enkele Gelderse natuurgebieden. RIN Leersum
- BUYS, J., 1979. De invloed van het neerslagoverschot op de vorm van overschrijdingsduurlijnen. ICW nota 1130, Wageningen
- CULTUURTECHNISCHE VERENIGING, 1974. Cultuurtechnisch Vademecum
- DIENST GRONDWATERVERKENNING TNO, 1979. Grondwaterstanden in de omgeving van Achterveld. Archief grondwaterstanden Delft
- JANSEN, P.C. en R.H. KEMMERS, 1979. Onderzoek naar de relatie vegetatie-waterhuishouding in het kóngrondenreservaat Tielerwaard-West, deelrapport 1 (Beschrijving van het gebied en opzet van het onderzoek. ICW nota 1142, Wageningen
- idem, deelrapport 2: Berekening van enkele hydrologische grootheden. ICW nota 1143, Wageningen
- KEMMERS, R.H. en P.C. JANSEN, 1979. Idem, deelrapport 3: Overschrijdingsduurlijnen van grondwaterstanden en de invloed van het grondwaterregime op de vegetatie. ICW nota 1144, Wageningen
- De invloed van chemische factoren in grondwater en bodem op enkele vegetatietypen van het CRM reservaat Groot Zandbrink. ICW nota 1181, Wageningen
- KNMI, 1978 en 1979. Maandelijks Overzicht van de Weersgesteldheid KNMI, De Bilt
- MEINARDI, 1978. Geohydrologische gegevens van Zuidelijk Flevoland en de Gelderse Vallei. RID, 's-Gravenhage
- NIEMAN, E., 1973. Grundwasser und Vegetations gefüge. Nova Acta Leopoldina suppl. R.6, Band 38, Leipzig.
- OOSTEROM, H.P. en J.H.W.M. VAN SCHIJNDEL, 1979. De chemische samenstelling van het bovenste grondwater bij natuurlijke begroeiingen op kalkarme zandgrond. ICW nota 1075, Wageningen
- PANKOW, J. en P.E. RIJTEMA, 1970. De resultaten van het waterbalans-onderzoek in 1968 voor de objecten met een constant slootpeil in Hoenkoop. ICW nota 567, Wageningen
- RIDDER, T.B., 1978. Over de chemie van de neerslag. Wetenschappelijk Rapport 78-4, KNMI, de Bilt

- RYHINER, A.H. en J. PANKOW, 1969. Soil moisture measurement by the gamma transmission method. ICW Technical Bulletin 66, Wageningen
- RIJTEMA, P.E., 1965. Analysis of actual evapotranspiration Pudoc, Wageningen
- _____ Soil moisture forecasting. ICW nota 513, Wageningen
- SCHOTANUS, H.R.T., 1966. Een vegetatiekartering van het heiveld op Groot Zandbrink, buurtschap Zandbrink, gemeente Leusden. Scriptie afd. vegetatiekunde, Landbouwhogeschool, Wageningen
- STAATSBOSBEHEER, 1977. Beheersplan voor de periode 1976-1986 voor het reservaat Groot Zandbrink. SBB Utrecht
- STIBOKA, 1974. Een oriënterend onderzoek naar de bodemgesteldheid in enige natuurterreinen in het waterwingebied Glindhorst. Stiboka Rapport no. 1197, Wageningen
- _____ 1974. Gemorfologische kaart van Nederland. Blad 32. Stiboka Wageningen
- T.N.O. Dienst Grondwaterverkenning. Grondwaterstandswaarnemingen in de omgeving van Achterveld. Delft
- WATERLEIDING MIJ. GELDERLAND, 1977. Toelichting verlagingen pompproef Glindhorst. W.M.G. Velp
- WERKGROEP WATERONTTREKKING GELDERSE VALLEI, 1976. Bepaling van bodemconstanten met behulp van de langeduur-pompproef bij Glindhorst 1975. W.M.G., Velp
- _____ 1977. Eindrapport van de Commissie Wateronttrekking Gelderse Vallei, W.M.G. Velp
- ZEEUW, J.W. DE en F. HELLINGA. Het niet stationaire afvoerproces Diktaat Waterbeheersing, 1972, blz. IX,1 - IX,6. Landbouwhogeschool, Wageningen