

hyh. 83-06

Onderlinge vergelijkbaarheid van
geohydrologische
modelberekeningen
(tekst)
G. van Ee.

HyTh - Ee 83



hyh. 83-06

Onderlinge vergelijkbaarheid van
geohydrologische
modelberekeningen
(tekst)
G. van Ee.

HyTh_Ee83

februari 1983



rijksinstituut voor drinkwatervoorziening
hydrologische hoofdafdeling



inhoud

	blz.
1. Inleiding	1
2. Modellen	2
2.1. Inleiding	2
2.2. Analytische modellen	3
2.2.1. De Glee	3
2.2.2. Dietz	4
2.2.3. Dupuit-Thiem	5
2.2.4. Ernst	6
2.2.5. Bruggeman	7
2.3. Numerieke, stationaire model "Statrect"	9
2.4. Numerieke, niet-stationaire model "Statrect"	9
2.5. Numerieke, niet-stationaire model "Gelgam"	10
2.6. Pompproeven	13
3. Modelgebieden en uitgevoerde berekeningen	15
3.1. Inleiding	15
3.2. 't Klooster	15
3.2.1. Gebiedsbeschrijving	15
3.2.2. Berekeningen	16
3.2.3. Samenvatting van de berekeningen	23
3.3. Sleen	25
3.3.1. Gebiedsbeschrijving	25
3.3.2. Berekeningen	27
3.3.4. Samenvatting van de berekeningen	29
3.4. Gelderse Vallei	30
3.4.1. Gebiedsbeschrijving	30
3.4.2. Berekeningen	32
3.4.3. Samenvatting	36
3.5. Over-Betuwe	37
3.5.1. Gebiedsbeschrijving	37
3.5.2. Berekeningen	39
3.5.3. Samenvatting van de berekeningen	43

4. Samenvatting en conclusies	46
-------------------------------	----

- Literatuur	49
--------------	----



1.

inleiding

Door het beschikbaar komen van snelle en betrouwbare rekenautomaten omstreeks de zestiger jaren zijn de mogelijkheden tot het uitvoeren van geohydrologische berekeningen aanzienlijk toegenomen. Alvorens echter tot een optimaal gebruik van deze hulpmiddelen kon worden overgegaan diende eerst op het vakgebied toegesneden programmatuur ontwikkeld te worden. Hieraan is de laatste tien jaar met grote voortvarendheid gewerkt, hetgeen geresulteerd heeft in een uitgebreide hoeveelheid programma's voor uiteenlopende vraagstukken op geohydrologisch gebied. Het kan nu voorkomen dat voor het oplossen van een bepaald probleem verschillende programma's ter beschikking staan zodat een keuze gemaakt moet worden welk programma of welke combinatie van programma's het meest geschikt is voor het beoogde doel. Het verschil zit daarbij meestal in de mate van schematisering die toegepast kan worden.

Om meer inzicht in de mogelijkheden van de verschillende programma's te krijgen is de studie "Onderlinge vergelijkbaarheid van geohydrologische modelberekeningen" gestart. Terwille van de beschikbare tijd is besloten om de vergelijking alleen betrekking te laten hebben op de door de diverse modellen berekende verlagingen ten gevolge van een permanente en geconcentreerde grondwateronttrekking. Het onderzoek is zo opgezet dat voor vier min of meer representatieve gebieden in Nederland de gevolgen van een grondwaterwinning op de grondwaterstand worden berekend, dit dan in termen van optredende verlagingen ten gevolge van deze winningen. Deze verlagingen worden met behulp van een aantal modellen berekend en onderling vergeleken. Bij de keuze van de locaties is gekeken naar gebieden waar de berekeningen met het qua invoerverzorging meeste tijd vergende model (Gelgam) voorhanden waren of althans op korte termijn beschikbaar zouden komen.

Naast de resultaten van numerieke berekeningen zijn ook de resultaten van analytische berekeningen en indien beschikbaar de resultaten van langdurig uitgevoerde pompproeven in de vergelijking betrokken.

De vier gebieden waarvoor de berekeningen zijn uitgevoerd zijn: 't Klooster, Sleen, Gelderse Vallei en Over-Betuwe.

Hoofdstuk 2. geeft enkele achtergronden bij de gebruikte berekeningsmethoden terwijl hoofdstuk 3. een overzicht van de deelgebieden en de resultaten van de uitgevoerde berekeningen geeft. Hoofdstuk 4. geeft de samenvatting en de conclusies.



2. modellen

2.1. Inleiding

In dit hoofdstuk wordt een korte beschrijving van de toegepaste modellen gegeven. Naast de analytische en numerieke modellen worden ook de pompproeven beschreven. De analytische modellen worden in hoofdstuk 2.2. behandeld, waarbij achtereenvolgens de formules van De Glee, Dietz, Dupuit-Thiem, Ernst en Bruggeman aan de orde komen. Deze analytische berekeningen hebben betrekking op een stationaire stromingstoestand.

De numerieke modellen zijn onder te verdelen in stationaire- en niet-stationaire modellen. Bij de stationaire berekeningen is gebruik gemaakt van één programma namelijk Statrect. Het programma Statrect wordt in hoofdstuk 2.3. beschreven. De numerieke niet-stationaire berekeningen zijn met twee modellen uitgevoerd namelijk Transrect en Gelgam. Transrect is de niet-stationaire versie van Statrect en wordt in hoofdstuk 2.4. besproken. Statrect en Transrect beschrijven het gedrag van de grondwaterstroming in de verzadigde zone. Het Gelgam-model beschouwt naast de stroming in de verzadigde zone ook de stroming in de onverzadigde zone en is gekoppeld aan een verdampingsmodel. Het Gelgam-model wordt in hoofdstuk 2.5. beschreven.

Hoofdstuk 2.6. geeft enkele bijzonderheden omtrent pompproeven.

Het is niet de bedoeling om bovengenoemde modellen uitvoerig te behandelen, maar uitsluitend om achtergrondinformatie over deze modellen te verschaffen waarop in de volgende hoofdstukken kan worden teruggevallen. Zo zal aandacht worden geschonken aan de mogelijkheden die de modellen hebben (of missen) om bepaalde hydrologische interacties in de berekening op te nemen.



2.2. Analytische modellen

2.2.1. De Glee

Uitgaande van een watervoerende laag aan de bovenkant afgedekt door een semi-permeabele laag en aan de onderkant begrensd door een ondoorlatende basis, waarbij aan het pakket door middel van een volkomen pompput een constante volume-stroom Q wordt onttrokken, heeft De Glee een formule voor de te verwachten potentiaaldalingen in het watervoerende pakket ontwikkeld. De afgeleide formule geldt onder de volgende aannamen:

- het watervoerende pakket heeft een oneindige uitgestrektheid, is homogeen, isotroop en van uniforme dikte;
- het stijghoogtevlak van het watervoerende pakket is zonder onttrekking nagevoeg horizontaal;
- door het pompen verandert de potentiaal boven de semi-permeabele laag niet;
- er wordt met een constant debiet onttrokken;
- de pompput is volkomen;
- de scheidende laag is semi-permeabel;
- de stroming is stationair;
- $\lambda > 3D$.

De formule luidt:

$$\phi_r = \frac{Q}{2 \pi kD} K_0 \left(\frac{r}{\lambda} \right) \quad (1)$$

met:

ϕ_r = verlaging stijghoogte in watervoerende pakket op afstand r van de pompput (m)

Q = grootte onttrekking (m^3/dag)

kD = doorlaatvermogen watervoerende pakket (m^2/dag)

K_0 = gemodificeerde Bessel funktie van de 2^e soort en de 0^e orde

r = afstand pompput tot beschouwde punt (m)

c = weerstand semi-permeabele laag (dagen)

λ = spreidingslengte ($\lambda = \sqrt{kDc}$) (m)

D = dikte watervoerende pakket (m)

Figuur 1 geeft een overzicht van de schematisering volgens De Glee.*

*

Figuren en tabellen in aparte bijlage.



2.2.2. Dietz

Door Dietz zijn formules afgeleid die de verlagingen in een watervoerend pakket ten gevolge van een onttrekking in de nabijheid van een waterloop berekenen. Hierbij worden de randcondities (bijvoorbeeld invloed van de waterloop) verdisconteerd door zogenaamde Green's functies.

De formules zijn onder de volgende aannamen geldig:

- het watervoerende pakket is homogeen, isotroop en van uniforme dikte over het door de onttrekking beïnvloede gebied;
- het piëzometrisch nivo en/of het freatisch vlak is voor de onttrekking min of meer horizontaal;
- de onttrekking vindt plaats met een constant debiet;
- de put is volkomen;
- het watervoerende pakket mag spanningswater of freatisch water bevatten;
- het gebied mag door één of meerdere waterlopen doorsneden worden, die echter wel volledig moeten insnijden, d.w.z. het watervoerend pakket voeden zonder radiale- en/of uittreeweerstand. Tevens moeten deze waterlopen een constant peil hebben dat niet door de onttrekking wordt beïnvloed.

Wordt aan deze voorwaarden voldaan dan is de verlaging in een piëzometer met coördinaten x_1, y_1 , veroorzaakt door een onttrekking in punt x_w, y_w :

$$\phi_{x_1, y_1} = \frac{Q}{2\pi kD} G(x, y) \quad (2)$$

met:

- ϕ_{x_1, y_1} = verlaging stijghoogte in watervoerend pakket in punt x_1, y_1 (m)
- Q = grootte onttrekking (m^3/dag)
- kD = doorlaatvermogen watervoerend pakket (m^2/dag)
- $G(x, y)$ = Green-functie voor een door de hydrologische situatie bepaalde randvoorwaarde
- D = dikte watervoerend pakket (m)
- x_w, y_w = coördinaten onttrekkingspunt (m)

Voor een onttrekking temidden van twee evenwijdige waterlopen gelegen luidt de Green-functie:



$$G(x,y) = \frac{1}{2} \ln \frac{\cosh \frac{\pi(y_1 - y_w)}{2a} + \cos \frac{\pi(x_1 + x_w)}{2a}}{\cosh \frac{\pi(y_1 - y_w)}{2a} - \cos \frac{\pi(x_1 - x_w)}{2a}}$$

waarbij $2a$ de afstand tussen de waterlopen is.

Opm.: ϕ is de verlaging die optreedt bij spanningswater, bij freatisch water dient ϕ vervangen te worden door ϕ' , waarbij $\phi' = \phi - \frac{\phi^2}{2D}$. Onder Nederlandse omstandigheden is $\frac{\phi^2}{2D}$ meestal klein t.o.v. ϕ , zodat ϕ' dan ongeveer gelijk is aan ϕ .

2.2.3. Dupuit-Thiem

Uitgaande van een watervoerend pakket met zowel aan de onder- als aan de bovenkant een ondoorlatende laag, waaraan door middel van een volkomen pompput een constant debiet Q wordt onttrokken is door Thiem een formule voor de te verwachten potentiaaldalingen in het watervoerende pakket gegeven. De formule geldt onder de volgende aannamen:

- het watervoerende pakket heeft een oneindige uitgestrektheid, is homogeen, isotroop en van uniforme dikte;
- het potentiaal vlak van het watervoerende pakket is zonder onttrekking nagenoeg horizontaal;
- er wordt met een constant debiet onttrokken;
- de pompput is volkomen;
- de stroming is stationair.

De formule luidt:

$$\phi_1 - \phi_2 = \frac{Q}{2\pi kD} \ln \frac{r_2}{r_1} \quad (3)$$

met:

ϕ_i = verlaging stijghoogte in watervoerende pakket ter plaatse van r_i ;
 $i = 1, 2$ (m)

Q = grootte onttrekking ($\frac{m^3}{dag}$)

kD = doorlaatvermogen watervoerende pakket ($\frac{m^2}{dag}$)

r_i = afstand pompput tot beschouwde punt; $i = 1, 2$ (m)

D = dikte watervoerende pakket (m)



Deze oplossing geldt ook voor freatisch grondwater, dus bij ontbreken van de ondoorlatende toplaag, indien $\phi_1 \ll D$.

Figuur 2 geeft een overzicht van de schematisering volgens Dupuit-Thiem.

2.2.4. Ernst

Ernst heeft voor de situatie van een watervoerend pakket afgedekt door een semi-permeabele laag, waarboven nog een freatisch pakket met een drainage systeem is gelegen, een formule afgeleid voor de berekening van de potentiaaldalingen ten gevolge van een waterwinning in het onderste (diepe) watervoerende pakket. Bij de afleiding is uitgegaan van de veronderstelling dat de potentiaal in het diepe watervoerende pakket aanvankelijk gelijk is aan de potentiaal in het freatisch pakket zodat er geen infiltratie of kwel plaats vindt door de semi-permeabele laag en de afvoer door de drainage middelen (A) gelijk is aan het neerslagoverschot (N). Wordt nu grondwater aan het diepe pakket onttrokken dan zal de potentiaal in dat pakket dalen waardoor een potentiaalverschil over de semipermeabele laag ontstaat. Dit heeft een infiltratie door deze laag tot gevolg en daardoor een vermindering van de afvoer door de drainagemiddelen. In de naaste omgeving van het onttrekkingspunt kunnen de drainagemiddelen (drains en sloten) zelfs droog komen te staan. Hier infiltreert het totale neerslagoverschot naar het diepe watervoerende pakket en is er geen afvoer door de drainagemiddelen meer ($A=0$). De afstand waarover de drainagemiddelen ten gevolge van de grondwaterwinning droog vallen bedraagt R_1 . Voor $r > R_1$ zal een reductie van de afvoer A optreden.

Figuur 3 geeft een overzicht van de schematisering volgens Ernst.

Er dienen 2 gebieden te worden onderscheiden:

- 1^e. het gebied rondom het onttrekkingspunt waar ten gevolge van de onttrekking de drainage middelen droog vallen, $A = 0$. De straal van dit gebied is R_1 . Binnen dit gebied is de infiltratie gelijk aan N.
- 2^e. het gebied waar de drainage middelen minder afvoeren dan N, dit gebied loopt van $r = R_1$ tot $r = R$.

Wordt een lineaire relatie tussen de grondwaterstand en de drainageafvoer aangenomen dan vindt Ernst voor de verlaging ten gevolge van een winning:



$$\Delta\phi_2 = -N(a+c) + \frac{N(R_1^2 - r^2)}{4kD} + \frac{Q_0}{2\pi kD} \cdot \ln \frac{r}{R_1} \quad 0 < r < R_1 \quad (4)$$

$$\Delta\phi_2 = -N(a+c) \cdot \frac{K_0(r/\lambda_s)}{K_0(R_1/\lambda_s)} \quad R_1 < r < R \quad (5)$$

$$\Delta\phi_1 = \Delta\phi_2 + N \cdot c \quad 0 < r < R_1 \quad (6)$$

$$\Delta\phi_1 = \Delta\phi_2 \cdot \frac{a}{a+c} \quad R_1 < r < R \quad (7)$$

met:

$\Delta\phi_{1,2}$ = verlagingen in het 1^e resp. 2^e watervoerende pakket (m)

N = neerslagoverschot (nuttige neerslag + opwaartse kwel) (m/dag)

a = drainageweerstand (dagen)

c = weerstand semi-permeabele laag (dagen)

r = plaatscoördinaat (m)

Q_0 = onttrokken debiet (m³/dag)

kD = doorlaatvermogen diepe watervoerende pakket (m²/dag)

λ_s = spreidingslengte: $\sqrt{kD(a+c)}$ (m)

De ligging van punt R_1 wordt bepaald door het verhang in het diepe watervoerende pakket, volgend uit formule (4) en (6), aan elkaar gelijk te stellen; dit geeft dan:

$$\frac{-NR_1}{2kD} + \frac{Q_0}{2\pi kDR_1} = \frac{N(a+c)}{\lambda_s} \cdot \frac{K_1(R_1/\lambda_s)}{K_0(R_1/\lambda_s)} \quad (8)$$

waaruit R_1 is op te lossen.

2.2.5. Bruggeman

Uitgaande van een onttrekking uit één van twee boven elkaar gelegen watervoerende pakketten met semi-spanningswater waarboven een freatisch pakket met constant peil is gelegen, zijn door Bruggeman formules voor de te verwachten potentiaal-dalingen ontwikkeld.

De formules zijn geldig onder de volgende aannamen:



- de bodemconstanten van de onderscheidende lagen zijn in elk punt van het stromingsveld gelijk;
- het freatisch vlak is horizontaal en wordt door de onttrekking niet beïnvloed, $\phi_0 = 0$;
- het stromingsveld is oneindig; de potentiaal in het oneindige verandert door de onttrekking niet.

De formules luiden:

$$\phi_1(r) = - \frac{A_2 \cdot b_1}{p_1 - p_2} K_0(r/\sqrt{p_1}) - K_0(r/\sqrt{p_2}) \quad (9)$$

$$\phi_2(r) = - \frac{A_2}{p_1 - p_2} \cdot (a_1 + b_1 - p_1) K_0(r/\sqrt{p_1}) - (a_1 + b_1 - p_2) \cdot K_0(r/\sqrt{p_2}) \quad (10)$$

met:

$\phi_1(r)$ = potentiaaldaling in 1^e watervoerende pakket (m)

$\phi_2(r)$ = potentiaaldaling in 2^e watervoerende pakket (m)

$$A_2 = \frac{Q_2}{2\pi(kD)_2} \quad (\text{m})$$

Q_2 = onttrekking in 2^e watervoerende pakket (m³/dag)

r = afstand tot onttrekkingspunt (m)

$$a_1 = \frac{1}{(kD)_1 c_1} \quad (\text{m}^{-2})$$

$$b_1 = \frac{1}{(kD)_1 c_2} \quad (\text{m}^{-2})$$

$$a_2 = \frac{1}{(kD)_2 c_2} \quad (\text{m}^{-2})$$

$$b = a_1 + b_1 + a_2 \quad (\text{m}^{-2})$$

$$e = a_1 \cdot a_2 \quad (\text{m}^{-4})$$

$(kD)_1$ = doorlaatvermogen 1^e watervoerende pakket (m²/dag)

$(kD)_2$ = doorlaatvermogen 2^e watervoerende pakket (m²/dag)

c_1 = weerstand afdekkende laag (dagen)

c_2 = weerstand scheidende laag (dagen)

p_1 en p_2 zijn parameters bepaald door de vergelijkingen:

$$p_1 + p_2 = b$$

$$p_1 \cdot p_2 = e$$

Figuur 4 geeft een overzicht van de schematisering volgens Bruggeman.



2.3. Numerieke, stationaire model 'Statrect'

Het numerieke, stationaire model Statrect is binnen het Rijksinstituut voor Drinkwatervoorziening ontwikkeld en operationeel. Het programma is gebaseerd op de eindige elementen methode en berekent stationaire grondwaterstromingssituaties. Het modelgebied moet vierkant of rechthoekig gekozen worden en wordt dan weer onderverdeeld in rechthoeken en/of vierkanten. In verticale zin kunnen maximaal twee watervoerende pakketten onderscheiden worden, welke gescheiden en/of afgedekt kunnen zijn door semi-permeabele lagen. De basis van het model wordt als ondoorlatend beschouwd. In de knooppunten van het modelrooster worden de volgende grootheden berekend:

- stijghoogten in de watervoerende pakketten;
- flux door de semi-permeabele lagen;
- flux tussen het watervoerende pakket en de waterlopen (rivieren);
- flux tussen het watervoerende pakket en een stelsel van ondiepe waterlopen (sloten).

Bij de voeding uit de waterlopen aan het watervoerende pakket kan een uittreeweerstand worden ingevoerd. De voeding vanuit het stelsel ondiepe waterlopen wordt gegeven door een grondwaterstand/afvoer-relatie.

Voor de randknooppunten zijn er twee mogelijkheden:

- 1^e. een vaste potentiaal wordt gehandhaafd op de rand en de randstroming wordt berekend;
- 2^e. de rand is ondoorlatend verondersteld waarbij de potentiaal op de rand berekend wordt.

2.4. Numerieke, niet-stationaire model 'Transrect'

Het numerieke, niet stationaire model Transrect is te beschouwen als een uitbreiding van het model Statrect en wel zodanig dat er niet-stationair mee gerekend kan worden. Hiertoe wordt de rekenperiode in een aantal tijdstappen verdeeld.

De grondwaterstroming wordt in iedere tijdstap als stationair beschouwd. Na iedere tijdstap wordt de grondwaterstand/afvoer-relatie, afhankelijk van de opgegeven grondwaterstand, aangepast. Tevens wordt de verandering van de grondwaterberging in de berekening betrokken. De onttrokken hoeveelheid water kan per tijdstap worden aangepast.



2.5. Numerieke. niet-stationaire model 'Gelgam'

Binnen het samenwerkingsverband van de Commissie Bestudering Waterhuishouding Gelderland is in de periode 1971-1979 het Gelderland Grondwater Analysis Model (Gelgam) ontwikkeld. Gelgam is een quasi-driedimensionaal model voor het op regionale schaal in de tijd simuleren van grondwaterstroming en verdamping. Quasi drie-dimensionaal houdt in dat de verzadigde grondwaterstroming in de watervoerende pakketten horizontaal wordt verondersteld terwijl de stroming door de semi-permeabele lagen vertikaal wordt aangenomen. De stroming in de onverzadigde zone wordt één-dimensionaal (vertikaal) verondersteld en is interactief aan het verzadigde grondwatersysteem gekoppeld.

Het Gelgam model is op te splitsen in drie deelmodellen, te weten:

- 1^e. een verdampingsmodel; dit model berekent de evapotranspiratie van de grond en het gewas;
- 2^e. een model voor de stroming in de onverzadigde zone;
- 3^e. een model voor de stroming in de verzadigde zone.

De eerste versie van het Gelgam model, één watervoerend pakket met waterlopen en één detail ontwateringsstelsel, is ontwikkeld door De Laat en Van Den Akker en toegepast in 't Klooster. Vervolgens is het model uitgebreid tot twee watervoerende pakketten en is een gedifferentieerd ontwateringsstelsel ingevoerd. Deze versie staat te boek onder de naam SUM-2 (saturated-unsaturated model, 2 lagen systeem) en is door Van Lanen toegepast in de Gelderse Vallei (Glindhorst). In de derde versie (SUM-3), gemodificeerd door Kovar en De Laat, is vooral aandacht besteed aan de onverzadigde grondwaterstroming in kleigebieden en de relatie tussen het grondwater en het oppervlaktewater. Deze versie is toegepast in de Over-Betuwe.

In deze studie zal echter steeds over het Gelgam model worden gesproken.

Verdampingsmodel

Van de neerslag die valt zal een gedeelte door de begroeiing worden opgevangen (interceptie) en daarna weer verdampen. Van de neerslag die het maaiveld bereikt zal een gedeelte aan het maaiveld verdampen (evaporatie), een gedeelte zal via het oppervlak afstromen en de rest van de neerslag zal infiltreren. Dit gefiltreerde water dient ter aanvulling van het bodemvocht. Via de planten, die hun benodigde water uit het bodemvocht betrekken, verdampt het gedeeltelijk weer (transpiratie). Na doorstroming van de onverzadigde zone zal het niet verdampte water deel uit gaan maken van de verzadigde grondwaterstroming. Aan het maaiveld vindt dus een uitwisseling plaats tussen de atmosfeer en de onverzadigde zone.



Binnen het Gelgam-model wordt deze flux beschreven door het verdampingsmodel. De optredende verdamping is afhankelijk van meteorologische factoren (temperatuur, neerslag, windsnelheid, bewolgingsgraad en zonneschijn), van het bodemgebruik en van de vochtkondities in de onverzadigde zone.

Voor het verdampingsmodel van Gelgam geldt:

- alle neerslag wordt als regen verwerkt;
- voor wat betreft het type bodemgebruik is er keuze uit 7 typen: gras, granen, aardappelen, loofbos, naaldbos, stedelijke gebieden en mais;
- verandering van het bodemgebruik is per tijdstap mogelijk;
- de hydrologie van stedelijk gebied wordt als grasland behandeld.

Model voor stroming in de onverzadigde zone

De onverzadigde zone strekt zich uit vanaf het maaiveld tot het freatisch vlak. Aangezien de grens tussen verzadigde en onverzadigde zone niet vast ligt in de tijd wordt in het Gelgam-model de diepste grondwaterstand als de onderrand van de onverzadigde zone aangehouden. De onverzadigde zone bestaat uit:

- een zone waarin de plantenwortels zich bevinden, de zogenaamde wortelzone;
- een zone waar de poriën gedeeltelijk met water en gedeeltelijk met lucht gevuld zijn;
- een zone waar de poriën geheel gevuld zijn met water.

Stroming in de onverzadigde zone is uitsluitend vertikaal verondersteld en is positief in geval van verdampingsoverschot ($q_s \uparrow$) en in geval van opwaartse kwel ($q_w \uparrow$). Gedurende het jaar zal de grootte van q_s en q_w niet constant zijn. Ook de richting van de stroming zal zich gedurende het jaar kunnen wijzigen. In de wintermaanden zullen q_s en q_w in het algemeen negatief zijn ten gevolge van een neerslagoverschot terwijl in de zomermaanden, als er een verdampingsoverschot optreedt, q_s en soms q_w positief zijn.

Figuur 5 geeft een overzicht van de onverzadigde zone.

Voor het onverzadigde deelsysteem van Gelgam geldt:

- de stroming is vertikaal verondersteld;
- er wordt een onderverdeling gemaakt in wortelzone en onverzadigde ondergrond;
- het aantal te onderscheiden typen wortelzones is onbeperkt;
- het aantal te onderscheiden typen ondergrond is onbeperkt;
- elk type ondergrond kan in maximaal 20 verschillende lagen met een verschillende vochtkarakteristiek worden verdeeld.

Model voor stroming in de verzadigde zone

Dit deelmodel simuleert de grondwaterstroming in maximaal 2 watervoerende pakketten. In deze watervoerende pakketten wordt twee-dimensionale stroming verondersteld. De scheiding tussen de watervoerende pakketten en de afdekking van het bovenste watervoerende pakket bestaat uit semi-permeabele lagen, waarin een-dimensionale (verticale) stroming wordt aangenomen.

De twee-dimensionale horizontale niet-stationaire grondwaterstroming in een watervoerend pakket kan door de volgende differentiaalvergelijking worden beschreven:

$$\frac{\partial}{\partial x} [(kD)_{(x,y)} \frac{\partial h}{\partial x}] + \frac{\partial}{\partial y} [(kD)_{(x,y)} \frac{\partial h}{\partial y}] = S_{(x,y)} \frac{\partial h}{\partial t} + q_{\text{uns}}(x,y,t) + q_d(x,y,h,t) + q_e(x,y,t) \quad (10)$$

waarin:

kD = doorlaatvermogen watervoerende pakket (m^2/dag)

h = stijghoogte (m)

x, y = plaatscoördinaten (m)

S = bergingscoëfficiënt

q_{uns} = flux verzadigde-onverzadigde zone ($\text{m}^3/\text{m}^2.\text{dag}$)

q_d = flux verzadigde zone-oppervlaktewaterstelsel ($\text{m}^3/\text{m}^2.\text{dag}$)

q_e = grondwateronttrekking ($\text{m}^3/\text{m}^2.\text{dag}$)

voor: $q_w(x,y,h,t) = S_{(x,y)} \frac{\partial h}{\partial t} + q_{\text{uns}}(x,y,t)$

met:

q_w = de flux door het scheidingsvlak tussen de deelmodellen voor de verzadigde en onverzadigde zone, gaat vergelijking (10) over in:

$$\frac{\partial}{\partial x} [(kD)_{(x,y)} \frac{\partial h}{\partial x}] + \frac{\partial}{\partial y} [(kD)_{(x,y)} \frac{\partial h}{\partial y}] = q_w(x,y,h,t) + q_d(x,y,h,t) + q_e(x,y,t) \quad (11)$$



Vergelijking (11) wordt nu numeriek opgelost, waarbij de tijd wordt gediscrèteerd in tijdstappen van een aantal dagen (Δt). De relatie tussen q_w en h wordt voor iedere tijdstap Δt per knooppunt door het model berekend en is op de volgende aannamen gebaseerd:

- elastische berging in de verzadigde zone wordt verwaarloosd;
- de bergingsverandering in de onverzadigde zone kan gedurende een tijdstap uit het verschil tussen twee stationaire stromingssituaties worden bepaald.

De relatie tussen q_d en h wordt door de gebruiker vooraf opgegeven, waarna het model q_d in ieder tijdstap berekent, $q_d = q_d(h)$. De onttrekkingen worden eveneens per tijdstap opgegeven. De te berekenen fluxen q_w en q_d en de opgegeven onttrekking q_e worden constant verondersteld gedurende de tijdstap Δt . Vergelijking (11) wordt numeriek benaderd door middel van de eindige elementen methode. Hierbij wordt het modelgebied in een aantal rechthoeken, elementen genaamd, opgedeeld. Voor ieder knooppunt van het aldus gevormde netwerk wordt vergelijking (11) opgesteld. Zo ontstaan N -vergelijkingen met N -onbekendeⁿ, waarbij N het aantal knooppunten van het netwerk is. De onbekende in ieder knooppunt is de stijghoogte of de randstroming. Het stelsel vergelijkingen wordt vervolgens iteratief opgelost.

Voor het verzadigde deelsysteem van Gelgam geldt:

- het maximale aantal watervoerende pakketten is twee;
- de watervoerende pakketten zijn isotroop en homogeen;
- verandering van de berging in de watervoerende pakketten en de slechtdoorlatende lagen wordt verwaarloosd;
- slechtdoorlatende lagen mogen plaatselijk ontbreken.

2.6. Pompproeven

Om inzicht te krijgen in de te verwachten verlagingen van de grondwaterpotentialen ten gevolge van een grondwaterwinning kan behalve aan analytische- en numerieke berekeningen ook gedacht worden aan het houden van pompproeven. Bij een pompproef wordt door middel van een pompput een bepaalde hoeveelheid grondwater aan een watervoerend pakket onttrokken terwijl de stijghoogten in een aantal waarnemingsputten worden geregistreerd. Afhankelijk van het geohydrologische systeem waaraan onttrokken wordt kunnen uit de waargenomen stijghoogten een aantal bodemparameters worden bepaald.

Bij pompproeven kan nog een onderscheid gemaakt worden in: kortdurende- en langdurende pompproeven.



- Onder een kortdurende pompproef wordt een pompproef verstaan die in het algemeen één of meerdere dagen tot hooguit enkele weken duurt. Hiermee kunnen de volgende bodemparameters worden bepaald:

doorlaatvermogen van het watervoerende pakket (kD),

weerstand van semi-permeabele laag (c),

bergend vermogen (S).

De grootte van de onttrekking ligt in de buurt van de $60 \text{ m}^3/\text{uur}$.

- Onder een langdurende pompproef, ook wel praktijkproef of proefonttrekking genoemd, wordt een pompproef verstaan waarbij het onttrokken debiet in dezelfde orde van grootte ligt als de uiteindelijke winningshoeveelheid. Tevens is de duur van de pompproef langer, in de orde van grootte van enkele maanden tot een halfjaar. Naast de gegevens die bij een kortdurende pompproef kunnen worden verkregen, zoals de kD, c en S, geeft een langdurende pompproef ook inzicht in de grootte van de te verwachten verlagingen gezien in de tijd alsmede in de uitgestrektheid van het gebied waarbinnen de invloed van de onttrekking merkbaar is.

Een moeilijkheid met pompproeven is dat de gemeten stijghoogten beïnvloed kunnen zijn door meteorologische omstandigheden zoals neerslag, verdamping, barometrische schommelingen alsmede door de natuurlijke fluctuaties van het grondwater. Hiervoor dienen de gemeten stijghoogten in voorkomende gevallen gecorrigeerd te worden. Ook worden geen verlagingen gemeten dus er dient een niet door de onttrekking beïnvloed referentiepunt te zijn om de verlagingen ten gevolge van de grondwaterwinning te bepalen.



3.

modelgebieden en uitgevoerde berekeningen

3.1. Inleiding

In dit hoofdstuk wordt een overzicht van de modelgebieden en de uitgevoerde berekeningen gegeven. Voor vier gebieden zijn berekeningen uitgevoerd, te weten:

- 't Klooster, hoofdstuk 3.2.;
- Sleen, hoofdstuk 3.3.;
- Gelderse Vallei, hoofdstuk 3.4.;
- Over-Betuwe, hoofdstuk 3.5.

Na de gebiedsbeschrijving, waarbij aandacht aan de situering, de geologie en de geohydrologie wordt gegeven, volgen de uitgevoerde berekeningen en tot slot een samenvatting van de berekeningsresultaten.

3.2. 't Klooster

3.2.1. Gebiedsbeschrijving

Situering

Het onderzoeksgebied 't Klooster (figuur 6) is gelegen in de provincie Gelderland en wel in de Achterhoek, ten noorden van Doetinchem en ten oosten van Doesburg. Het is een relatief vlak gebied waarbij de hoogteligging van het maaiveld varieert van 12 - 18 m +N.A.P. Het gebied heeft een overwegend agrarische bestemming en bestaat voor 65% uit weiland, voor 20% uit akkerbouw en voor 15% uit naaldbos. De grootte van het modelgebied zoals dit in eerste instantie in de numerieke berekening is aangehouden bedraagt 6 x 6 km² en is onderverdeeld in 144 vierkanten met een maaswijdte van 500 m. Een tweetal waterlopen, die in de zomermaanden droog kunnen vallen, liggen binnen het modelgebied. In het noord-oosten stroomt de Lindense Laak en in het zuidwesten de Oosterwijkse Vloed. Het pompstation is centraal in het modelgebied gelegen.

Geohydrologie

De geohydrologische opbouw van het gebied ziet er gerekend vanaf maaiveld als volgt uit:



- een enkele meters dikke laag zwak lemig dekzand;
- een matig grofzandig pakket tot ongeveer 35 m beneden maaiveld;
- een laag slibhoudend fijn zand.

Aangezien de weerstand tegen indringing van het neerslagoverschot van de afdek-kende laag gering is, wordt het grondwater in het matig grofzandig pakket als freatisch water beschouwd.

De ontwateringsdiepte ligt voor het hele modelgebied ongeveer 1.50 m beneden maaiveld. Het horizontale doorlaatvermogen van het watervoerende pakket varieert van 1700 - 3500 m²/dag. De slibhoudende laag fijn zand op 35 m.v. wordt als de ondoorlatende basis van het geohydrologische systeem opgevat.

3.2.2. Berekeningen

Dietz

Voor de analytische berekeningen is de formule van Dietz (2) gebruikt waarbij het onderzoeksgebied 't Klooster als volgt is te schematiseren (figuur 7): 2 evenwijdige waterlopen (Lindense Laak en Oosterwijkse Vloed) met het pompsta-tion hier midden tussen in.

Daar de coördinaten van het pompstation (x_w , y_w) samenvallen met de oor-sprong van het assenstelsel gaat formule (2) over in:

$$\phi_{x_1, y_1} = \frac{Q}{2 \pi \cdot kD} \cdot \frac{1}{2} \ln \frac{\cosh(\pi \cdot y_1 / 2a) + \cos(\pi \cdot x_1 / 2a)}{\cosh(\pi \cdot y_1 / 2a) - \cos(\pi \cdot x_1 / 2a)}$$

voor modelgebied 't Klooster gelden als gemiddelde waarden:

$$a = 2500 \text{ m}$$

$$kD = 2500 \text{ m}^2/\text{dag}$$

$$Q = 5830 \text{ m}^3/\text{dag} \text{ (1 april 1973)}$$

$$Q = 6240 \text{ m}^3/\text{dag} \text{ (1 oktober 1973)}$$

De verlagingen berekend volgens methode Dietz zijn weergegeven in tabel 1. De verlagingen zijn ook met de formule van Dupuit-Thiem berekend. Alhoewel deze formule in eerste instantie afgeleid is voor een watervoerend pakket, dat zowel aan de boven- als aan de onderkant begrensd wordt door een ondoorlatende laag, is de oplossing ook geldig voor freatisch grondwater indien de verlagingen klein zijn ten opzichte van de dikte van het watervoerende pakket. Voor 't Klooster



bedragen de maximale verlagingen plus minus 2 meter terwijl de dikte van het watervoerende pakket ongeveer 35 m bedraagt. Met de aannamen van $\phi_2 = 0$, voor $r_2 = 3000$ m, gaat formule (3) over in:

$$\phi_1 = \frac{Q}{2\pi \cdot KD} \cdot \ln \frac{3000}{r_1}$$

De verlagingen berekend volgens methode Dupuit-Thiem zijn weergegeven in tabel 2.

Uit vergelijking van tabel 1 en tabel 2 blijkt dat de verlagingen berekend volgens de methode Dietz en de methode Dupuit-Thiem in dezelfde orde van grootte liggen.

Statrect

Met de methode Statrect zijn in eerste instantie een tweetal berekeningen uitgevoerd te weten: één voor de zomer- en één voor de wintersituatie. In de zomermaanden ligt de natuurlijke grondwaterstand onder het niveau waarop nog ontwatering door sloten en dergelijke plaats vindt, namelijk dieper dan 1.50 m beneden maaiveld. Hierdoor zal geen grondwater worden afgevoerd en kan van een eventuele afvoervermindering ten gevolge van de onttrekking geen sprake zijn. Deze situatie wordt aangeduid als de zomersituatie. In de wintermaanden vindt wel afvoer van grondwater via de sloten plaats. Deze afvoer zal door de onttrekking beïnvloed worden en wel gaan verminderen door de onttrekking. Deze situatie wordt als de wintersituatie aangemerkt. Figuur 8 geeft een overzicht van de grondwaterstand/afvoer-relatie zoals die in het gebied 't Klooster is ingevoerd voor zowel de methoden Statrect, Transrect als Gelgam.

Bij de methode Statrect is voor de wintersituatie uitgegaan van een gemiddeld peil in de watergangen van 75 cm beneden maaiveld, zodat de afvoervermindering in de wintermaanden maximaal 1 mm/dag bedraagt. Dit is gedaan omdat bij de methode Statrect geen rekening wordt gehouden met de hoogteligging van de natuurlijke grondwaterstand.

De Statrect berekeningen hebben betrekking op een onttrekking van 5540 m³/dag, dit is ruim 2 miljoen m³ per jaar. Figuur 9 geeft een overzicht van de verlagingen in de zomermaanden en figuur 10 geeft de verlagingen in de wintersituatie weer.

De veranderingen in de waterbalans bedragen in m³/dag:



	zomersituatie	wintersituatie
onttrekkingen	5540	5540
randstroming	3141	1320
vermindering oppervlakteafvoer via:		
detailontwatering	-	3083
grotere waterlopen	2386	1127
	5527	5530
	5540	5540

Uit de waterbalans blijkt dat een groot deel van de onttrokken hoeveelheid afkomstig is van randstroming. Bij de keuze van de grootte van het modelgebied is ervan uitgegaan dat de randen van het modelgebied zover weg liggen dat de potentiaal op de randen niet door de onttrekking wordt beïnvloed. Gezien het hoge percentage randstroming, in de zomersituatie 56,6% van de onttrokken hoeveelheid, is de vraag of de potentiaal op de randen onbeïnvloed blijft door de onttrekking gerechtvaardigd. De berekening is daarom nogmaals uitgevoerd maar nu met een vergroot modelgebied van $12 \times 12 \text{ km}^2$. Hiertoe is het oorspronkelijke modelgebied aan de randen met 3 km vergroot. Naast de oorspronkelijke 2 waterlopen vallen nu nog drie waterlopen binnen het modelgebied en wel: de Groote Beek in het zuidwesten en de Veengoot en de Baakse Beek in het noorden en oosten van het modelgebied. Figuur 6 geeft een overzicht van zowel het oorspronkelijke als het vergrote modelgebied.

De verlagingen verkregen met het modelgebied van $12 \times 12 \text{ km}^2$ wijken maar weinig af van de verlagingen berekend met het modelgebied van $6 \times 6 \text{ km}^2$. De verschillen zijn klein, zie tabel 3, in de zomersituatie 0 - 5 cm en in de wintersituatie 0 - 1 cm.

De veranderingen in de waterbalans zijn in m^3/dag :

	zomersituatie	wintersituatie
onttrekkingen	5540	5540
randstroming	337	55
vermindering oppervlakteafvoer via:		
detailontwatering	-	3544
grotere waterlopen	5205	1942
	5542	5541
	5540	5540



De randstroming in procenten van de onttrokken hoeveelheid bedraagt nu 6% in de zomersituatie en 1% in de wintersituatie.

De verlagingen zoals die berekend zijn in het grote modelgebied ter plaatse van de randen van het kleine modelgebied bedragen in cm:

	zomer	winter
noordzijde	0 - 3	0 - 1
oostzijde	0 - 7	0 - 2
zuidzijde	1 - 5	0 - 1
westzijde	0 - 5	0 - 2

Voor de wintersituatie voldoet de grootte van het kleine modelgebied goed, de verlagingen op de randen zijn praktisch nul. Voor de zomersituatie is de aanname: geen potentiaalveranderingen op de randen van het model ten gevolge van de onttrekking minder juist. Er treden op de randen verlagingen op die variëren van 0 tot 7 cm.

De verlagingen berekend in de zomersituatie zijn te beschouwen als maximale verlagingen, door het droogvallen van het tertiaire ontwateringssysteem kan er geen afvoervermindering optreden. De verlagingen berekend in de wintersituatie zijn te beschouwen als de minimale verlagingen, er treedt dan wel een afvoervermindering van de tertiaire ontwateringsmiddelen op.

Uit tabel 3 volgt dat de gemiddelde verlagingen, berekend met de methode Statrect, in de wintersituatie ongeveer 30% lager zijn dan de verlagingen in de zomersituatie.

De verhouding tussen de maximale en minimale verlagingen bedragen namelijk voor het modelgebied van $6 \times 6 \text{ km}^2$.

raai A-A: 269 : 187 oftewel 1 : 0,70 en

raai B-B: 289 : 193 oftewel 1 : 0,67.

Om een vergelijking met de andere berekeningsmethoden mogelijk te maken zijn vervolgens nog een tweetal berekeningen met de methode Statrect uitgevoerd; één voor de situatie per 1 april 1973 en één voor de situatie per 1 oktober 1973. De onttrokken hoeveelheid per 1 april 1973 bedroeg $5830 \text{ m}^3/\text{dag}$ en per 1 oktober 1973 werd $6240 \text{ m}^3/\text{dag}$ onttrokken. Voor de situatie per 1 april geldt voor de grondwaterstand/afvoer-relatie de wintersituatie en voor de situatie per 1 oktober is de zomersituatie aangehouden.



Transrect

Met de methode Transrect zijn de onttrekkingen over de periode begin april 1971 tot eind december 1976 doorgerekend. De onttrokken hoeveelheid grondwater vertoonde in die periode een nogal grillig verloop (zie figuur 11). Per tijdstap van 10 dagen is de daadwerkelijke onttrokken hoeveelheid grondwater in Transrect ingevoerd. Voor de natuurlijk grondwaterstand is voor het gehele gebied één sinusvormig verloop aangenomen en wel:

$$\text{grondwaterstand} = \{90 - 65 \sin (2\pi T/365)\} \text{ m.v. (cm)}$$

Hierbij is T uitgedrukt in dagen, met $T = 0$ op 1 januari.

Figuur 12 geeft een overzicht van het aangenomen verloop van de natuurlijke grondwaterstand zonder onttrekking. Dit grondwaterstandsverloop is bepaald uit het verloop van de grondwaterstand in de directe omgeving van het onttrekkingspunt en als maatgevend voor het gehele modelgebied beschouwd. Als bergingscoëfficiënt is een waarde van 0,1 ingevoerd.

Figuur 13 geeft een overzicht van de verlagingen volgens Transrect en Gelgam over de periode van begin april 1971 tot eind december 1976 voor de knooppunten 71, 85 en 99.

Voor 1973 geeft figuur 14 een overzicht in % van de veranderingen die ten gevolge van de onttrekking in de waterbalans optreden voor zowel het modelgebied van $6 \times 6 \text{ km}^2$ als het gebied van $12 \times 12 \text{ km}^2$. De percentages hebben betrekking op de hoeveelheid daadwerkelijk onttrokken grondwater per tijdstap. Als voorbeeld de berekening van de situatie per 1 april 1973 en 1 januari 1974 voor het kleine modelgebied.

Verandering in de waterbalans per 1 april 1973 in m^3/dag :

onttrekkingen	5820
randstroming	1298 d.i. 22% van de onttrekking
vermindering oppervlakteafvoer via:	
detailontwatering	3064 d.i. 53% van de onttrekking
grotere waterlopen	1108 d.i. 19% van de onttrekking
berging	349 d.i. 6% van de onttrekking



Verandering in de waterbalans per 1 januari 1974 in m³/dag:

onttrekkingen	6264
randstroming	1916 d.i. 31% van de onttrekking
vermindering oppervlakteafvoer via:	
detailontwatering	3896 d.i. 62% van de onttrekking
grotere waterlopen	1596 d.i. 25% van de onttrekking
berging	-1114 d.i. -18% van de onttrekking

Uit figuur 14 volgt dat van de onttrokken hoeveelheid grondwater in 1973 gemiddeld 47% afkomstig is uit een vermindering van oppervlakteafvoer via de detailontwatering, 23% uit een vermindering van de oppervlakteafvoer via de grotere waterlopen, 28% uit randstroming en 2% uit de berging.

Deze percentages gelden voor het kleine modelgebied. Daalt de natuurlijke grondwaterstand tot onder de ontwateringsdiepte dan vindt geen vermindering van oppervlaktewaterafvoer meer plaats en zullen de andere posten van de waterbalans een grotere bijdrage moeten leveren. Vooral de bijdrage van de berging zal dan toenemen. Ook het aandeel van de grotere waterlopen zal toenemen. Dit houdt in dat de grote waterlopen, willen zij een constant peil blijven houden, hetgeen verondersteld is, een grotere hoeveelheid water moeten kunnen aanvoeren. Dit lijkt vooral in de zomer en de herfst moeilijk te realiseren. Er zal dan ook eerder op een verlaging, misschien wel op het droogvallen, dan op het constant blijven van het peil van de grotere waterlopen gerekend dienen te worden.

Vallen nu naast de tertiaire waterlopen, zoals de sloten en de greppels, ook de grotere waterlopen in de zomer droog, dan zal de gewonnen hoeveelheid grondwater hoofdzakelijk uit de berging moeten komen. Dit heeft grotere dalingen van de grondwaterstand tot gevolg. Om meer inzicht te krijgen in de gevoeligheid van het model voor een verandering in de grondwaterstands/afvoer-relatie, het al of niet voeden door de waterlopen en een variatie in de bergingscoëfficiënt zijn een vijftal berekeningen uitgevoerd waarbij deze relaties worden gevarieerd.

Tabel 4 geeft de verlagingen in cm weer van deze berekeningen per 1 januari,

1 april, 1 juli en 1 oktober 1973, waarbij achtereenvolgens is uitgegaan van de varianten:



Variant	grote waterlopen wel/niet aanwezig	$Q_{\max}$ mm/dag	ontwateringsdiepte cm -m.v.	bergingscoëfficiënt
1	wel	2	150	0,1
2	wel	1	150	0,1
3	wel	0	-	0,1
4	niet	2	150	0,1
5	wel	2	150	0,15

Deze varianten zijn doorgererekend voor het modelgebied van $6 \times 6 \text{ km}^2$ en hebben betrekking op $Q = 4920 \text{ m}^3/\text{dag}$ op 1 januari, $Q = 5830 \text{ m}^3/\text{dag}$ op 1 april, $Q = 7300 \text{ m}^3/\text{dag}$ op 1 juli en $Q = 6240 \text{ m}^3/\text{dag}$ op 1 oktober 1973.

Tabel 5 geeft een overzicht van de verlagingen van variant 2, 3, 4 en 5 uitgedrukt in procenten van de verlagingen van variant 1 als gemiddelde voor raai A-A en raai B-B voor de tijdstippen: 1 januari, 1 april, 1 juli en 1 oktober 1973.

Hieruit blijkt dat naarmate de maximale afvoervermindering ($Q_{\max}$) kleiner wordt de gemiddelde verlagingen groter worden. Zo bedraagt het gemiddelde verschil (gemiddelde van raai A-A en raai B-B uit tabel 5) tussen $Q_{\max} = 2 \text{ mm/dag}$ en $Q_{\max} = 1 \text{ mm/dag}$ (0 mm/dag), 14% (resp. 35%).

Het al of niet meenemen in de berekening van de grote waterlopen geeft echter een klein verschil in de uitkomsten te zien. De grootste verschillen (max. 4 cm) treden op ter plaatse van de waterlopen, terwijl zij in de andere punten lager zijn. Het gemiddelde verschil in de verlagingen over het jaar 1973 tussen het al of niet aanwezig zijn van de waterlopen bedraagt 6%. Ook de variatie in de nuttige bergingscoëfficiënt van 0,1 naar 0,15 geeft maar een kleine afwijking (max. 2 cm) te zien. Het gemiddelde verschil in de verlagingen over het jaar 1973 met betrekking tot een bergingscoëfficiënt van 0,10 of 0,15 bedraagt slechts 1%.

Figuur 15 geeft van bovengenoemde 5 varianten een afbeelding van de verlagingen zoals die in het onttrekkingspunt berekend zijn te zien voor de periode 1 april 1971 t/m 1 januari 1974. Tevens zijn de verlagingen over deze periode berekend volgens het Gelgam model hierin aangegeven.

Gelgam

De berekeningen met het Gelgam model zijn uitgevoerd door Awater en De Laat en gerapporteerd in: Groundwater flow and evapotranspiration a simulation model, part 1 and part 2. Figuur 13 geeft een overzicht van de verlagingen zoals die met het Gelgam model zijn berekend over de periode begin april 1971 tot eind december 1976 voor de knooppunten 71, 85 en 99. De verlagingen hebben betrekking op de daadwerkelijk onttrokken hoeveelheid grondwater in de beschouwde periode.



Daar met het Gelgam model geen superpositieberekeningen uitgevoerd kunnen worden moeten om de invloed van de onttrekking te vinden een tweetal runs gedraaid worden; één waarbij geen onttrekking plaatsvindt en één waarbij de onttrekking is ingevoerd. Door de stijghoogten van beide runs van elkaar af te trekken wordt de invloed van de onttrekking verkregen.

3.2.3. Samenvatting van de berekeningen

Tabel 6 en tabel 7 geven de resultaten van de verschillende berekeningen langs 2 raaien, raai A-A en raai B-B, weer. Raai B-B is gelegen tussen de beide waterlopen, terwijl raai A-A hier loodrecht opstaat. Het onttrekkingspunt ligt op het snijpunt van beide raaien, zie figuur 6. Daar de hoeveelheden onttrokken grondwater niet constant zijn over de beschouwde periode, begin april 1971 tot eind december 1976 zijn de verlagingen op een tweetal tijdstappen met elkaar vergeleken. De onderlinge vergelijking heeft betrekking op de situatie per 1 april 1973 en per 1 oktober 1973. De winningen bedroegen toen respectievelijk 5830 en 6240 m³/dag. Beide tabellen geven een overzicht van de resultaten verkregen met de methode Dietz (analytisch), methode Statrect (numeriek, stationair), methode Transrect (numeriek, niet-stationair) en methode Gelgam (numeriek, niet-stationair). De resultaten volgens de methode Transrect hebben betrekking op de situatie waarbij voor de grondwaterstand/afvoer-relatie waarbij $Q_{\max} = 2$ mm/dag, een ontwateringsdiepte van 1,50 m en een bergingscoëfficiënt van 0,1.

Naast de verlagingen zijn in tabel 6 en tabel 7 de onderlinge verschillen in de verlagingen berekend volgens de methode Gelgam en respectievelijk Transrect, Statrect en Dietz en wel in cm en in %.

De figuren 16 en 17 geven een beeld van de verlagingen volgens raai A-A en raai B-B, voor de tijdstippen 1 april en 1 oktober 1973. Omdat de onttrokken hoeveelheid grondwater gedurende de beschouwde periode niet constant was, is de vergelijking uitgevoerd voor een tweetal tijdstippen, welke representatief verondersteld worden te zijn voor een winter- (minimale verlagingen) en een zomersituatie (maximale verlagingen). Tabel 8 geeft een overzicht van de gesommeerde verlagingen over beide raaien, alsmede de gesommeerde absolute verschillen in cm en in % voor de methoden Transrect, Statrect en Dietz t.o.v. de methode Gelgam.

Hieruit blijkt dat de resultaten verkregen met de niet-stationaire methode Transrect en Gelgam goed met elkaar overeenstemmen. De gemiddelde verschillen tussen Gelgam en Transrect bedragen:



per 1 april 1973:	voor raai A-A	18%
	voor raai B-B	14%
per 1 oktober 1973:	voor raai A-A	14%
	voor raai B-B	6%

Voor de wintersituatie bedraagt dus het gemiddelde verschil ongeveer 15% en voor de zomersituatie plus minus 10%. De verlagingen berekend met de methode Gelgam zijn groter dan de verlagingen berekend volgens de methode Transrect.

De gemiddelde verlagingen berekend over de periode begin april 1973 tot eind december 1976 (figuur 13 en tabel 9) geven eveneens verschillen te zien in de orde van grootte van 10 - 20%, waarbij de verlagingen volgens Gelgam berekend gemiddeld ook weer groter zijn.

Dat de verlagingen berekend volgens de methode Transrect gemiddeld lager zijn dan de verlagingen volgens de methode Gelgam is waarschijnlijk gelegen in het feit dat aan de oppervlakteafvoervermindering in het Transrect-model een te groot gewicht wordt toegekend. Uit tabel 4 blijkt dat naarmate de maximale afvoervermindering ($Q_{\max}$) in de grondwaterstand/afvoer-relatie minder wordt, de verlagingen toenemen.

De verlagingen berekend volgens de stationaire methode Statrect zijn ten opzichte van de verlagingen verkregen met de methode Gelgam voor de situatie per 1 april 1973 lager, voor de situatie per 1 oktober komen zowel grotere als lagere verlagingen voor. Het gemiddelde absolute verschil tussen Gelgam en Statrect bedraagt voor de situatie per 1 april 1973: 15% voor raai A-A en 10% voor raai B-B; voor de situatie per 1 oktober 1973: 10% voor zowel raai A-A als raai B-B. De analytische berekeningen volgens de methode Dietz, waarbij rekening is gehouden met de aanwezige waterlopen, geven over het algemeen grotere verlagingen te zien dan de numerieke methoden. Zo zijn de gemiddelde absolute verlagingen voor de situatie per 1 april: voor raai A-A 74% en voor raai B-B 106% hoger dan de verlagingen volgens Gelgam en voor de situatie per 1 oktober: voor raai A-A 48% en voor raai B-B 63% hoger dan de verlagingen met Gelgam.



3.3. Sleen

3.3.1. Gebiedsbeschrijving

Situering

Het onderzoeksgebied Sleen (figuur 18) is gelegen in de provincie Drenthe, ten westen van Emmen en ten oosten van Sleen. Het gebied wordt in het midden, van noord naar zuid, doorsneden door de Sleenerstroom; een waterloop die voor de afwatering van het gebied zorgt. Het beekdal van de Sleenerstroom wordt in het westen door de rug Schoonloo-Veenoord en in het oosten door de Hondsrug begrensd. De detaillafwatering in het beekdal vindt plaats door middel van sloten en drains. In de zomermaanden dienen deze ontwateringsmiddelen tevens voor de aanvoer van infiltratiewater. De hoger gelegen ruggen hebben geen afwateringsstelsel. De hoogteligging van het beekdal bedraagt 15-16 m +N.A.P., terwijl de heuvelruggen tot 20 m +N.A.P. reiken.

Het gebied heeft een overwegend agrarische bestemming en bestaat voor 50% uit weiland, voor 40% uit akkerbouwgebied en voor 10% uit bos.

De grootte van het modelgebied zoals dit voor de numerieke berekening is aangehouden bedraagt 10 km (noord-zuid) bij 6,5 km (oost-west) en is onderverdeeld in vierkanten met een maaswijdte van 500 m. Een deel van het modelgebied is ineffektief, het effectieve deel (het eigenlijke modelgebied) bedraagt 42 km².

Naast de Sleenerstroom zijn nog enkele grotere waterlopen, gelegen in het noordelijk deel van het modelgebied, als primaire waterloop in de numerieke berekening opgenomen.

Aangezien met het Gelgam model nog geen onttrekkingen in het gebied Sleen waren doorgerekend, diende een locatie voor de grondwaterwinning vastgesteld te worden. Hiervoor is een knooppunt gekozen dat min of meer centraal in het modelgebied is gelegen en dat ingesloten wordt door primaire waterlopen.

Geologie

In het onderzoeksgebied Sleen zijn door het Rijksinstituut voor Drinkwatervoorziening en de Rijks Geologische Dienst boringen in de ondergrond verricht. Aan de hand van deze boringen is het volgende beeld ontstaan:

- de oudste aangeboorde lagen dateren uit het Mioceen. Het zijn kleilagen behorende tot de Formatie van Breda, die liggen op een diepte van 100 à 150 m



onder maaiveld;

- hierboven ligt een dik zandpakket daterend uit het Plioceen, dat tot de Formatie van Scheemda gerekend wordt. Het is van fluviatiele afkomst, heeft een wisselende korrelgrootte en een niet constant slibgehalte. De bovenkant van dit pakket reikt tot 30 à 50 m onder N.A.P., met een opduiking tot 20 m onder N.A.P. ten noorden van Emmen;
- op deze tertiaire sedimenten ligt een 20 à 30 m dik pakket met overwegend slecht gesorteerd, matig grof en grof, slibarm zand dat is afgezet in het Pleistoceen. Deze afzettingen worden gerekend tot de Formaties van Urk en Enschede;
- de grove afzettingen gaan aan de bovenzijde van het goed doorlatende pakket over in matig grove tot fijne afzettingen van de Formatie van Urk, die plaatselijk dunne klei- en leemlagen bevatten. Indien aanwezig liggen deze lagen op een diepte van 20-30 m onder maaiveld. In het zuiden van het gebied komt op deze diepte een enkele meters dikke leemlaag, de zogenaamde Cromerklei, voor. Hierboven ligt een matig tot goed gesorteerd, vaak zwak slibhoudend matig fijn zand, met een dikte van 20 à 40 m. Deze fijne zanden worden tot de Formaties van Eindhoven, Peelo en Urk gerekend. In de Saale-ijstijd was dit pakket met landijs bedekt. Na het afsmelten van het ijs bleef een grondmorene met onder andere keileem achter. Resten van deze keileem bevinden zich nu nog op de hooggelegen ruggen aan of nabij het oppervlak. In de beekdalen is de keileem vrijwel geheel geërodeerd. In de laatste ijstijd (Weichsel) werd hier bovenop dekzand afgezet, waarvan de dikste pakketten in de toenmalige beekdalen en depressies liggen. Deze dekzandlagen worden gerekend tot de Formatie van Twente en bevatten in hoofdzaak zwak lemig fijn zand. Door een na de ijstijd optredende grondwaterstandsstijging ontwikkelden zich op de laaggelegen plekken veenlagen van soms enige meters dikte.

Geohydrologie

Het onderzoeksgebied Sleen kan tot het volgende geohydrologische systeem worden geschematiseerd: een tweetal watervoerende pakketten, gescheiden en afgedekt door semi-permeabele lagen met aan de onderkant een ondoorlatende basis.

De ondoorlatende basis wordt gevormd door de kleilagen van de Formatie van Breda. Het tweede watervoerende pakket bestaat uit een dik zandpakket, behorende tot de Formaties van Scheemda, Urk en Enschede. De zanden uit de Formatie van Scheemda hebben een matig doorlaatvermogen in vergelijking met de hierop afge-



zette zanden uit de Formaties van Urk en Enschede. De weerstandbiedende laag boven dit pakket wordt gevormd door de fijne afzettingen van de Formatie van Urk, die plaatselijk dunne klei- en leemlagen bevatten, met in het zuiden een dikte van enige meters. Daar waar de klei- en leemlagen ontbreken wordt de scheiding gelegd op de overgang van grof naar fijn zand.

Het 1^e watervoerende pakket wordt gevormd door de zanden die gerekend worden tot de Formaties van Eindhoven, Peel en Urk, alsmede de smeltwaterafzettingen en de dekzanden. De bovenste afdekkende laag wordt gevormd door de dekzandlagen uit de Formatie van Twente, waarbij vooral de dunne leemlagen een stagnerende werking op de verticale grondwaterstroming hebben. Ook de op de laaggelegen plekken ontstane veenlagen zorgen voor de nodige weerstand in verticale richting. Figuur 19 geeft een overzicht van de geohydrologische schematisering waarop de berekeningen met de methode Gelgam zijn gebaseerd. Het Gelgam model kan naast de stroming in maximaal twee watervoerende pakketten, met stijghoogten ϕ_1 en ϕ_2 ook de ligging van het freatisch vlak, met stijghoogte ϕ_0 , berekenen. Het berekent dus in feite de potentiaal in drie watervoerende pakketten. De methode Statrect en Transrect berekenen de stijghoogten in maximaal twee watervoerende pakketten, waarbij het bovenste pakket het freatisch pakket mag zijn. Om bovenstaande reden is in de methoden Statrect en Transrect de weerstand van de beide semi-permeabele lagen samengetrokken tot één weerstandbiedende laag. Deze schematisering is ook bij de berekening volgens Ernst aangehouden. De onttrekking vindt plaats in het 2^e watervoerende pakket.

3.3.2. Berekeningen

Ernst

Voor de analytische berekening zijn de formules van Ernst (4 t/m 8) gebruikt waarbij als gemiddelde waarden zijn aangehouden:

- neerslagoverschot: $N = 2 \text{ mm/dag}$;
- doorlaatvermogen diepe pakket: $kD = 2300 \text{ m}^2/\text{dag}$;
- grootte van de onttrekking: $Q = 8220 \text{ m}^3/\text{dag}$;
- drainageweerstand: $a = 150 \text{ dagen}$;
- weerstand semi-permeabele laag: $c = 50 \text{ dagen}$.

De schijnbare spreidingslengte bedraagt dan: $\lambda_s = \sqrt{kD(a + c)} = 678 \text{ m}$.

Formule (8) gaat met deze gegevens dan over in:

$$\frac{-2.10^{-3} \cdot R_1}{2.2300} + \frac{8220}{2\pi \cdot 2300 \cdot R_1} = \frac{2.10^{-3}(150 + 50)}{678} - \frac{K_1 (R_1/678)}{K_0 (R_1/678)}$$



hieruit wordt voor R_1 een waarde van 498 m gevonden.

Tabel 10 geeft de verlagingen berekend volgens de methode Ernst.

Statrect

Voor het modelgebied Sleen zijn een tweetal stationaire situaties met de methode Statrect doorgerekend. Hierbij zijn de verlagingen berekend ten gevolge van een constante onttrekking van 8220 m³/dag oftewel 3 miljoen m³ op jaarbasis. Een berekening heeft betrekking op de situatie waarbij afvoer door het drainagesysteem plaatsvindt, namelijk de wintersituatie ($Q_{\max} = 1$ mm/dag), terwijl de andere berekening uitgaat van het niet in gebruik zijn van het drainagesysteem; ofwel de zomerwintersituatie ($Q_{\max} = 0$ mm/dag). Tabel 11 geeft de verlagingen langs raai A-A en raai B-B voor zowel het eerste als het tweede watervoerende pakket.

De veranderingen in de waterbalans bedragen in m³/dag:

	wintersituatie	zomersituatie
onttrekkingen	8220	8220
randstroming	2063	4321
vermindering oppervlakteafvoer via:		
detailontwatering	3835	-
grotere waterlopen	2316	3877
	8214 8220	8198 8220

Uit de waterbalans blijkt dat een groot deel van de onttrokken hoeveelheid grondwater afkomstig is van de grotere waterlopen; in de wintersituatie 28% en in de zomersituatie 47%.

De verlagingen berekend met de methode Statrect zijn in de zomersituatie groter dan de verlagingen in de wintersituatie; gemiddeld 42% hoger voor ϕ_1 en 32% voor ϕ_2 .

Transrect

Met het niet-stationaire model Transrect zijn onttrekkingen ter grootte van 3 miljoen m³/jaar over de periode 1 oktober 1976 t/m 29 december 1978 doorgerekend. De onttrekkingshoeveelheid is gedurende deze periode constant en wordt aan het tweede watervoerende pakket onttrokken en wel in knooppunt 132. Voor de grondwaterstand/afvoer-relatie is aangehouden: $Q_{\max} = 2$ mm/dag bij een



ligging van de grondwaterstand aan maaiveld en een $Q_{\max} = 0$ mm/dag bij een grondwaterstand van 1 meter beneden maaiveld. Hiertussen is een lineair verloop aangenomen. Als natuurlijke grondwaterstand is ingevoerd:

$$\text{grondwaterstand} = \left\{ 80 + 30 \cos \frac{2\pi T}{365} \right\} \text{ m.v. (cm)}$$

Hierbij is T uitgedrukt in dagen, met $T = 0$ op 1 oktober.

Dit verloop is tot stand gekomen na een analyse van de ligging van het freatisch vlak in punt 132, het onttrekkingspunt, van de Gelgam uitvoer zonder onttrekking. Deze ligging van de grondwaterstand is als representatief aangehouden voor het hele gebied waar sprake is van drainage. Voor de bergingscoëfficiënt is een waarde van 0,1 aangehouden. De tijdstapgrootte bedraagt steeds 1/3 maand.

Tabel 12 geeft de verlagingen berekend volgens de methode Transrect voor de situatie per 1 januari, 1 april, 1 juli en 1 oktober voor raai A-A en raai B-B voor zowel ϕ_1 als ϕ_2 .

Gelgam

De berekeningen met het Gelgam model zijn uitgevoerd door Van Drecht in het kader van zijn werkzaamheden voor de Studiegroep Sleen. Hiervan is uitgebreid gerapporteerd in: Hydrologische modelstudie in het kader van het vooronderzoek in het studiegebied Sleen (Drenthe); deel I en II, 1982. Daar bovengenoemde studie betrekking had op een vooronderzoek was in het model nog geen onttrekking opgenomen. Ten behoeve van de studie "Onderlinge vergelijkbaarheid van geo-hydrologische modelberekeningen" is besloten alsnog een berekening met het Gelgam model uit te voeren waarbij in knooppunt 132 een onttrekking in het 2^e watervoerende pakket is gesitueerd met een debiet van 8220 m³/dag, oftewel 3 miljoen m³ per jaar.

Tabel 13 geeft de verlagingen voor de tijdstippen 1 april '77 en '78, 1 juli '77 en '78, 1 oktober '77 en '78 en 1 januari '78 en '79 alsmede het gemiddelde per 1 januari, 1 april, 1 juli en 1 oktober voor raai A-A en raai B-B.

3.3.3. Samenvatting van de berekeningen

Tabel 14 en tabel 15 geven de verlagingen in het 1^e watervoerende pakket berekend volgens de verschillende methoden over twee raaien, raai A-A en raai B-B. Het onttrekkingspunt is gelegen in het snijpunt van beide raaien, zie figuur 18. De verlagingen zijn berekend voor een onttrekkingshoeveelheid van 8220 m³/dag,



oftewel 3 miljoen m³ per jaar. Onttrokken wordt aan het 2^e watervoerende pakket. De verlagingen berekend volgens de verschillende methoden zijn in een tweetal situaties met elkaar vergeleken namelijk een wintersituatie, waarin de verlagingen minimaal zijn verondersteld en een zomersituatie waarin de verlagingen maximaal zijn. Hierbij zijn 1 april en 1 oktober als representant voor respectievelijk de winter- en de zomersituatie aangenomen. Beide tabellen geven een overzicht van de verlagingen verkregen volgens de methode Ernst (analytisch), Statrect (numeriek, stationair), Transrect (numeriek, niet-stationair) en Gelgam (numeriek, niet-stationair). Naast de verlagingen zijn de verschillen in de verlagingen berekend volgens de methode Gelgam en respectievelijk Transrect, Statrect en Ernst en wel in cm en in %.

Figuur 20 en figuur 21 geven een beeld van de verlagingen volgens raai A-A en raai B-B voor de situatie per 1 april en 1 oktober. Tabel 16 geeft een overzicht van de gesommeerde verlagingen over beide raaien alsmede de absolute verschillen in cm en in % voor de methoden Transrect, Statrect en Ernst t.o.v. de methode Gelgam. Hieruit blijkt dat de verlagingen berekend met de methode Transrect voor raai A-A gemiddeld 22% en voor raai B-B gemiddeld 14% verschillen met de resultaten verkregen met de methode Gelgam. Figuur 22 geeft de verlagingen voor een drietal veldknooppunten, knooppunt 132, 146 en 168.

Uit figuur 22 blijkt dat het verlagingspatroon berekend volgens Transrect een periodiek karakter vertoont, waarbij de periode 1 jaar bedraagt.

Bij een vergelijking van de verlagingen berekend met de methode Transrect en Statrect blijken de verschillen klein te zijn. Het gemiddelde verschil tussen de maximale verlagingen (de zomersituatie) en de minimale verlagingen (wintersituatie) bedragen bij de methode Transrect 33% en bij de methode Statrect 42%.

De verlagingen berekend met de methode Ernst geven gemiddeld 50% hogere waarden voor de verlagingen te zien dan de methode Gelgam.

3.4. Gelderse Vallei

3.4.1. Gebiedsbeschrijving

Situering

Het onderzoeksgebied Gelderse Vallei is voor een deel gelegen in de provincie Gelderland en voor een deel in de provincie Utrecht. Het is een laaggelegen vallei, ingesloten door de Utrechtse Heuvelrug in het westen en de heuvelrijen van de Veluwe in het oosten. De grootte van het modelgebied bedraagt 12 x 13 km²



en de begrenzing is globaal:

in het noorden; de lijn Amersfoort-Barneveld;

in het oosten; de lijn Barneveld-Ederveen;

in het zuiden; de lijn Ederveen-Maarsbergen;

in het westen; de lijn Maarsbergen-Amersfoort.

De hoogteligging van het maaiveld varieert van 3 tot 11 m +N.A.P. Het gebied wordt van oost naar west doorsneden door een aantal beken welke voor de afvoer van het drainagewater zorgen. De beken komen uit in het Valleikanaal. Dit kanaal loopt van zuid naar noord en voert het water buiten het modelgebied naar de randmeren. In de Gelderse Vallei komt een uitgebreid drainagesysteem van greppels, sloten en beken voor. Wat betreft de hiërarchische indeling van het drainagesysteem worden de greppels en sloten tot de tertiaire, de kleinere beken tot de secundaire en de grote beken, Barneveldse- en Lunterse Beek en het Valleikanaal tot de primaire ontwateringsmiddelen gerekend. In de wintermaanden zijn de drainagemiddelen op alle drie de niveaus in werking. De capaciteit van het drainagestelsel is nogal wisselend; zo is het drainagesysteem in het midden van het modelgebied berekend op een afvoer van 2 mm/dag bij een ontwateringsniveau van 70 cm beneden maaiveld, terwijl het drainagesysteem aan de westkant van het gebied berekend is op een afvoer van 11 mm/dag bij een ontwateringsniveau van 90 cm beneden maaiveld.

Tegen het einde van de winter vallen de tertiaire ontwateringsmiddelen droog terwijl de secundaire ontwateringsmiddelen soms in de loop van de zomer droog vallen. In droge zomers bestaat zelfs de kans dat een deel van de grote beken droog vallen. Om nu vooral het droogvallen van de beken in de zomermaanden tegen te gaan zijn de beken voorzien van stuwen om het water zo lang mogelijk in het gebied te houden.

Figuur 23 geeft een overzicht van het modelgebied Gelderse Vallei.

Geologie

De Gelderse Vallei in zijn huidige vorm is ontstaan tijdens en na de Saale ijs-tijd. IJslobben drongen in de Saale ijstijd het centrum van ons land binnen en stuwden het aanwezige zand op tot heuvels. Zo zijn de Utrechtse Heuvelrug en de heuvels op de Veluwe ontstaan. Tussen deze heuvelrijen bevond zich toen een ijstong, welke geleidelijk aan is gesmolten en een diepe vallei achterliet. Deze vallei is opgevuld door jongere sedimenten. Zo heeft zich onder andere een dikke kleilaag (de Eemklei) afgezet en vervolgens boven deze Eemklei een zandig pakket (dekzand).



Geohydrologie

Het gebied kan in geohydrologisch opzicht opgevat worden als een tweetal watervoerende pakketten gescheiden door een semi-permeabele laag. Het onderste watervoerende pakket bestaat uit smeltwaterafzettingen en zanden welke voor de Saale ijstijd al aanwezig waren. De semi-permeabele laag wordt gevormd door de Eemklei en gedeeltelijk door fluvioglaciale kleilagen. Het bovenste watervoerende pakket (freatische pakket) bestaat uit het boven de Eemklei liggende dekzand.

De neerslag die op de heuvelruggen valt en aldaar infiltreert, wordt afgevoerd naar de lager gelegen Vallei en voedt op deze manier het onderste watervoerende pakket. Vanuit dit pakket kwelt het water door de Eemklei op en voedt het bovenste pakket. Naast de optredende kwel wordt het bovenste pakket ook nog gevoed door neerslag. Vooral in de wintermaanden trad nogal wat wateroverlast op hetgeen geleid heeft tot een uitgebreid drainagesysteem, bestaande uit greppels, sloten en beken.

Figuur 24 geeft een overzicht van de vertikale opbouw van de Gelderse Vallei.

3.4.2. Berekeningen

De Glee

Wordt het onderzoeksgebied de Gelderse Vallei opgevat als een tweetal watervoerende pakketten, gescheiden door een semi-permeabele laag, dan kunnen de verlagingen in het onderste (diepe) watervoerende pakket berekend worden met de formule van De Glee. Hierbij wordt verondersteld dat de grondwaterstand in het bovenste (freatische) pakket niet wordt beïnvloed door de onttrekking. Alhoewel deze aanname voor de Gelderse Vallei niet helemaal opgaat wordt met de formule van De Glee wel een indruk van de verlagingen in het onderste watervoerende pakket verkregen. Wordt voor de doorlatendheid van het diepe watervoerende pakket een waarde van $5300 \text{ m}^2/\text{dag}$ en een weerstand van 2250 dagen voor de semi-permeabele laag aangehouden dan geeft tabel 17 de verlagingen ten gevolge van een onttrekking van 15 miljoen m^3/jaar , verdeeld over de knooppunten 92 en 93 (zie figuur 23) voor de punten gelegen op raai A-A en raai B-B.

Uitgaande van een bekende verlaging in het diepe watervoerende pakket zijn door Van Lanen (1978) formules afgeleid waarmee de verlagingen in het bovenste pakket kunnen worden berekend. De verlagingen bedragen dan:



in de winter:

$$\Delta\phi_o = \frac{\Delta\phi_d}{\frac{c}{\gamma} + 1}$$

in het voorjaar en de zomer:

$$\Delta\phi_{o,t} = \Delta\phi_{o,t-1} + \frac{\Delta\phi_d - \Delta\phi_{o,t-1}}{\frac{\mu(\Delta t) \cdot c}{\Delta t} + 0,5}$$

waarin: $\Delta\phi_o$ = verlaging in het ondiepe watervoerende pakketten (cm)

$\Delta\phi_d$ = verlaging in het diepe watervoerende pakket (cm)

c = weerstand semi-permeabele laag (dagen)

γ = drainageweerstand van het ondiepe watervoerende pakket (dagen)

Δt = tijdstap (dagen)

De verlagingen voor het bovenste watervoerende pakket zijn voor de wintersituatie en de zomersituatie berekend en vermeld in tabel 17, hierbij is aangehouden:

$c = 2250$ dagen, $\gamma = 250$ dagen, $\Delta t = 10$ dagen, $t = 180$ dagen en $\mu = 0,15$, terwijl voor $\Delta\phi_d$ de verlagingen berekend volgens De Glee zijn genomen.

Statrect

Met de methode Statrect zijn een tweetal situaties doorgerekend, te weten: een winter- en een zomersituatie. Aldus is ingespeeld op het feit dat delen van het drainagesysteem in de loop van het jaar droogvallen en vanaf het moment van droogvallen geen afvoervermindering meer kan plaats vinden. In de wintersituatie zijn alle drainagemiddelen, zoals de drains, greppels, sloten en beken in werking en zullen in een situatie zonder onttrekkingen het overtollige water in de Gelderse Vallei, afkomstig van neerslag en opwaartse kwel, buiten het gebied brengen. In de situatie waarbij water aan het diepe pakket wordt onttrokken zal de opwaartse kwel ten gevolge van een potentiaaldaling in het diepe pakket verminderen, waardoor de af te voeren hoeveelheid drainagewater zal verminderen. Door de daling van de potentiaal in het diepe pakket zal in delen van het modelgebied zelfs water (neerslagoverschot), dat anders afgevoerd zou worden, kunnen gaan infiltreren. Er zal dus een afvoervermindering gaan optreden ten gevolge van de winning.



Uit de waterlopen zal ten gevolge van de onttrekking water infiltreren, waarbij aangenomen is dat het peil in de waterlopen constant blijft, dus niet door de onttrekking wordt beïnvloed. In de wintersituatie zal dus een groot deel van de onttrokken hoeveelheid grondwater afkomstig zijn uit vermindering van oppervlakteafvoer via detailontwatering en grotere waterlopen. De totale waterbalans voor de wintersituatie ziet er als volgt uit in m^3/dag :

onttrekkingen		41000
randstroming	12822	
vermindering oppervlakteafvoer via:		
detailontwatering	24718	
grotere waterlopen	3382	
	40922	41000

Hieruit blijkt dat $\pm 60\%$ van de onttrokken hoeveelheid afkomstig is uit vermindering van oppervlakteafvoer via detailontwatering, $\pm 8\%$ uit vermindering van afvoer via de grotere waterlopen en $\pm 31\%$ uit randstroming.

In de zomersituatie wordt er van uitgegaan dat de tertiaire drainagemiddelen niet meer actief zijn, anders gezegd de sloten, greppels en drains staan droog. Wel wordt nog gerekend met een afvoervermindering naar of het infiltreren vanuit alle beken (secundaire ontwateringsmiddelen) waarbij er vanuit wordt gegaan dat de peilen in deze beken niet door de onttrekkingen worden beïnvloed.

De waterbalans voor de zomersituatie ziet er dan als volgt uit in m^3/dag :

onttrekkingen		41000
randstroming	24224	
vermindering oppervlakteafvoer via:		
grotere waterlopen	16620	
	40844	41000

Er komt nu 41% van de onttrokken hoeveelheid uit afvoervermindering via grotere waterlopen en 59% uit randstroming.

Tabel 18 geeft een overzicht van de verlagingen zoals die voor raai A-A en raai B-B in de winter- en zomersituatie gevonden worden.



Transrect

Voor het onderzoeksgebied Gelderse Vallei is een niet-stationaire berekening uitgevoerd met de methode Transrect. De rekenperiode loopt hierbij van 6 november 1973 t/m 30 december 1978. De ingevoerde bodemconstanten zijn gelijk aan die welke ingevoerd zijn bij het Gelgam model. Ook zijn dezelfde grondwaterstands-afvoerrelaties als bij Gelgam aangehouden. Het verloop van de grondwaterstand in de tijd is een gemiddelde waarde van de natuurlijke grondwaterstand in het onttrekkingspunt 92 en de vier daaromheen liggende punten. De op deze manier berekende grondwaterstand wordt als representatief beschouwd voor alle knooppunten in het modelgebied.

Voor de bergingscoëfficiënt is een waarde van 0,15 aangehouden.

Tabel 19 geeft een overzicht van de optredende verlagingen voor de tijdstippen: 1 januari, 1 april, 1 juli en 1 oktober 1976.

Gelgam

De berekeningen met het Gelgam model voor het gebied de Gelderse Vallei zijn uitgevoerd door Van Lanen in het kader van zijn werkzaamheden voor de werkgroep wateronttrekking Gelderse Vallei en gerapporteerd in: Enige ervaringen opgedaan met een niet-stationair model voor grondwaterstroming en verdamping (SUM-2 in de Gelderse Vallei, 1980). Hierbij is uitgegaan van een grootte van het modelgebied van $12 \times 13 \text{ km}^2$ en een knooppuntsafstand van 1000 m. De invoergegevens zoals doorlatendheid (kD) en weerstand door de semi-permeabele laag (c) laten een nogal grote variatie zien. Zo varieert de waarde van het doorlaatvermogen van het freatisch pakket van $30\text{--}300 \text{ m}^2/\text{dag}$ en die van het diepe watervoerende pakket van $3200\text{--}6500 \text{ m}^2/\text{dag}$. De waarde van de weerstand van de semi-permeabele laag is evenredig verondersteld met de dikte van de Eemkleilaag en varieert van 150–4500 dagen. Ook de grondwaterstand/afvoer-relatie vertoont een grote variatie. Verder wordt het gebied door een aantal beken doorsneden die geschematiseerd worden in de knooppunten en waar een relatie met het freatisch pakket kan worden aangenomen. De geohydrologische opbouw vertoont dus een per knooppunt nogal wisselend beeld.

Tabel 20 geeft de resultaten van de Gelgam-berekeningen voor de situatie per: 1 januari, 1 april, 1 juli en 1 oktober 1976, voor een onttrekking van 15 miljoen m^3/jaar .

De pompproef

In 1974 is door de Werkgroep Wateronttrekking Gelderse Vallei het besluit genomen om een langdurige pompproef te houden om zo te kunnen beschikken over meet-



gegevens welke betrekking hebben op een werkelijke ingreep in het hydrologische systeem. Binnen de werkgroep was namelijk verschil van inzicht gerezen omtrent de juistheid en de interpretatie van de resultaten van eerder uitgevoerd modelonderzoek. Tevens had de pompproef tot doel om het model van De Laat en Van Den Akker met deze gegevens te verifiëren, om daarna met dit model een zo goed mogelijke voorspelling te kunnen maken van de gevolgen van onttrekkingen die in grootte afwijken van die van de pompproef. In de zomer van 1975 is een pompproef uitgevoerd op de lokatie Glindhorst, waarbij gedurende 6 maanden in totaal 3 miljoen m^3 water aan het tweede watervoerende pakket werd onttrokken. De pompproef werd gevolgd door een stopproef. Door middel van regressieanalyse en korrelatieberekeningen zijn de uiteindelijke verlagingen ten gevolge van de onttrekking bepaald. Daar de pompproefresultaten betrekking hebben op een gemiddelde onttrekkingshoeveelheid van 16667 m^3/dag en de andere berekeningen gebaseerd zijn op een debiet van 41100 m^3/dag zijn de gemeten verlagingen volgens de pompproef verkregen met een faktor 2,5 vermenigvuldigd.

Tabel 21 geeft voor raai A-A en raai B-B hiervan de resultaten.

3.4.3. Samenvatting

Tabel 22 en tabel 23 geven de resultaten van de verschillende berekeningen langs 2 raaien, raai A-A en raai B-B, terwijl figuur 25 hiervan een beeld geeft. In knooppunt 92 (punt 7 van raai A-A) en knooppunt 93 zijn de onttrekkingen gesitueerd. Per dag wordt 41100 m^3 grondwater aan het 2^e watervoerende pakket onttrokken wat neer komt op 15 miljoen m^3 per jaar.

Tabel 24 geeft een overzicht van de gesommeerde verlagingen volgens raai A-A en raai B-B alsmede de verschillen van Transrect, Statrect en De Glee/Van Lanen ten opzichte van Gelgam, in cm en in %. Hieruit blijkt dat de gesommeerde verschillen voor de verschillende berekeningsmethoden langs raai A-A en raai B-B nogal grote verschillen vertonen. Deze verschillen zijn voor een belangrijk deel toe te schrijven aan de hydrologische schematisering zoals die is toegepast. Zo wordt met het Gelgam model het verloop van de grondwaterstand in de tijd per knooppunt berekend terwijl het verloop van de grondwaterstand in de Transrect-berekeningen als een gemiddelde voor het hele gebied wordt ingevoerd. Dit kan tot verschillen leiden. Gelgam geeft bijvoorbeeld voor knooppunt 106, zie figuur 26, een verlaging ten gevolge van de onttrekking van 0 cm per 1-1-75. De grondwaterstand ligt namelijk voor zowel de situatie met als zonder onttrekking aan maaiveld. De ingevoerde gemiddelde waterstand in het Transrect model bedraagt op die datum echter 20 cm beneden maaiveld.



De verlagingen volgens Gelgam in tabel 22 en tabel 23 zijn de gemiddelde verlagingen voor de jaren 1974/1976. Per jaar vertonen deze een nogal grote spreiding, (tabel 20).

De verlagingen berekend met Transrect (tabel 19) vertonen daarentegen een regelmatig verloop in de tijd. Figuur 26 toont voor een aantal knooppunten het verloop in de tijd van de verlagingen berekend volgens de methode Gelgam en Transrect. Hieruit blijkt afgezien van knooppunt 106 een redelijke overeenstemming te bestaan tussen Gelgam en Transrect, waarbij de verschillen in het najaar wat groter zijn dan in het voorjaar.

Ook bij de analytische berekening is erg geschematiseerd; zo is voor alle knooppunten één gemiddelde waarde van de weerstand van de semi-permeabele laag, één waarde voor de drainageweerstand en één waarde voor de bergingscoëfficiënt ingevoerd. Deze kunnen echter per knooppunt sterk verschillen. Tabel 17 geeft voor raai A-A de verlagingen berekend uitgaande van de gemiddelde gebiedseigenschappen alsmede de verlagingen waarbij rekening is gehouden met de per invloedsoppervlak variërende gebiedseigenschappen.

3.5. Over-Betuwe

3.5.1. Gebiedsbeschrijving

Situering

Het onderzoeksgebied Over-Betuwe, zoals dat in het onderzoek van de Commissie Waterhuishouding Gelderland is aangehouden, is gelegen in de provincie Gelderland; voor het grootste gedeelte in de Betuwe en voor een kleiner deel op de Veluwe.

Globaal gelden de volgende begrenzingen:

- in het noorden; de lijn Wageningen-Arnhem
- in het oosten; de lijn Arnhem-Nijmegen
- in het zuiden; de lijn Nijmegen-Dodewaard (de rivier de Waal)
- in het oosten; de lijn Dodewaard-Wageningen.

Het gebied wordt doorsneden door de rivieren de Nederrijn in het noorden en de Waal in het zuiden. Midden door het gebied loopt de Linge; dit is een waterloop die vrijwel voor de gehele ontwatering van de Over-Betuwe zorgt. Ten noorden van de Nederrijn liggen twee heuvelachtige gebieden; in het westen een uitloper van de stuwwal Lunteren-Wageningen en in het oosten de Zuidelijke Velwezoon. De



Nederrijn vormt een nogal abrupte overgang tussen het heuvelachtige noordelijke deel, met verhogingen tot 60 m +N.A.P. en het vlakke zuidelijke deel, met een hoogteligging van 8-10 m +N.A.P. Het pompstation Fikkersdries is centraal in het modelgebied gelegen, tussen de Linge en de Nederrijn. Het gebied Over-Betuwe is grotendeels met kleigronden bedekt en heeft een fijnmazig oppervlaktewaterstelsel. In deze kleigronden bestaat echter een grote variatie. In de kommen zijn zware komkleien afgezet en in de stroomruggen veel zandiger kleien.

Figuur 27 geeft een overzicht van het onderzoeksgebied Over-Betuwe.

Figuur 28 geeft een verticale doorsnede van het gebied Over-Betuwe.

Geologie

In het onderzoeksgebied Over-Betuwe is zowel door de Rijks Geologische Dienst als door de Dienst Grondwaterverkenning-TNO onderzoek verricht naar de opbouw van de bodem. Deze onderzoeken bestonden uit boringen en geo-elektrisch onderzoek en geven de volgende opbouw te zien:

- de oudste aangeboorde laag dateert uit het Boven Mioceen en wordt aangetroffen op een diepte van 190 m -N.A.P.;
 - hierboven liggen afzettingen uit het Onder Pliocene, bestaande uit klei en slibhoudend zand;
 - tussen 110 en 150 m -N.A.P. worden afzettingen uit het Boven Pliocene aangetroffen, bestaande uit matig fijn tot matig grof zand;
 - tussen 90 en 110 m -N.A.P. ligt de Formatie van Maassluis, een afzetting uit het Onder Pleistoceen; deze formatie bestaat afwisselend uit zand- en kleilagen;
 - de hierboven gelegen Formatie van Tegelen bestaat uit zand- en kleilagen;
 - boven 75 m -N.A.P. wordt de Formatie van Harderwijk aangetroffen. Deze bestaat uit matig grof tot grof zand;
 - hierboven ligt de Formatie van Kedichem, waarvan de onderste lagen bestaan uit matig grof tot grof zand en de bovenste lagen uit klei. Door stuwingsverschijnselen is de overgang tussen de Formatie van Harderwijk en de Formatie van Kedichem niet goed te bepalen; terwijl de Kedichem-klei door stuwing een sterk wisselende dikte heeft en soms zelfs geheel ontbreekt.
- Plaatselijk gaat bovengenoemde formatie over in de Formatie van Drente en vormt daarmee soms een geheel. Waar dan ook over de Formatie van Kedichem wordt gesproken wordt het samenstel van lagen bestaande uit deze formatie en/of de Formatie van Drente bedoeld;
- boven 25 m -N.A.P. wordt de Formatie van Kreftenheye aangetroffen, bestaande uit grof, grindhoudend zand;



- deze laatste formatie wordt aan de bovenkant begrensd door Holocene afzettingen. Deze bestaan soms uit veen of zand, maar voornamelijk uit klei. De Holocene kleilaag heeft een wisselende dikte en varieert van 1 tot 5 meter.

Figuur 29 geeft een overzicht van de geologische opbouw van het gebied Over-Betuwe.

Geohydrologie

Het onderzoeksgebied Over-Betuwe kan, voor het deel gelegen in de Betuwe, tot het volgende geohydrologische systeem geschematiseerd worden: een drietal watervoerende pakketten, afgedekt en gescheiden door semi-permeabele lagen. De holocene kleilaag vormt hierbij de 1^e semi-permeabele laag en het 1^e watervoerende pakket wordt gevormd door de Formatie van Kreftenheye.

De 2^e semi-permeabele laag is de Kedichem-klei, welke plaatselijk ontbreekt. Het 2^e watervoerende pakket is opgebouwd uit het grof korrelige gedeelte van de Formaties van Kedichem en Harderwijk. De overgang tussen het 2^e en 3^e watervoerende pakket wordt gevormd door de Formaties van Tegelen en Maassluis. Het 3^e watervoerende pakket, het diepe pakket, bestaat uit afzettingen uit het Boven Pliocene. De basis van dit pakket is uit boringen niet aangetoond, maar zal waarschijnlijk worden gevormd door Miocene kleilagen op meer dan 250 m diepte.

Voor het deel van de Zuid-Veluwe geldt dezelfde opbouw, alleen ontbreekt hier de Holocene kleilaag. Een bijzonderheid is hier dat de lagen boven de Formatie van Kedichem gestuwd zijn waardoor de doorlatendheid plaatselijk sterk kan afnemen. Figuur 30 geeft een overzicht van de geohydrologische schematisering van het onderzoeksgebied Over-Betuwe.

In de berekeningen is uitgegaan van een tweetal watervoerende pakketten, met doorlatendheden $(kD)_1$ en $(kD)_2$, gescheiden door een semi-permeabele laag met weerstand c_2 . Aan de bovenkant is het systeem begrensd door een afdekkende laag met weerstand c_1 , terwijl aan de onderzijde de weerstandbiedende laag c_3 als de ondoorlatende basis van het systeem wordt opgevat.

3.5.2. Berekeningen

Bruggeman

Voor de analytische berekening is gebruik gemaakt van de formules van Bruggeman (9 en 10), waarbij als gemiddelde waarden zijn aangehouden:



$$\begin{aligned}(kD)_1 &= 500 \text{ m}^2/\text{dag} \\(kD)_2 &= 2000 \text{ m}^2/\text{dag} \\c_1 &= 300 \text{ dagen} \\c_2 &= 1000 \text{ dagen} \\c_3 &= 10000 \text{ dagen} \\Q_1 &= 0 \text{ m}^3/\text{dag} \\Q_2 &= 27400 \text{ m}^3/\text{dag}\end{aligned}$$

Tabel 25 geeft de berekende verlagingen in het 1^e en 2^e watervoerende pakket terwijl figuur 31 hiervan een afbeelding geeft.

Statrect

Voor het pompstation Fikkersdries zijn in het begin van de jaren zeventig berekeningen uitgevoerd door het RID om inzicht te krijgen in de verlagingen van de stijghoogten tengevolge van een toekomstige winning van 20 miljoen m³/jaar. Hierbij wordt het gebied als een twee-lagen systeem beschouwd, dat wil zeggen twee watervoerende pakketten gescheiden en afgedekt door slechtdoorlatende lagen en een ondoorlatende basis. De grootte van het modelgebied bedraagt 8 x 10 km², terwijl op de randen een vaste potentiaal wordt gehandhaafd. Een viertal waterlopen worden ingevoerd te weten: Rijn, Linge, Drielsche- en Elderse zeeg. De Rijn wordt opgevat als een volkomen voedende grens zonder intreeweerstand naar het eerste watervoerende pakket. Voor de Linge en beide zegen is een geschatte weerstand van 50 dagen aangehouden. Er zijn berekeningen uitgevoerd voor een onttrekking van 20 miljoen m³/jaar, opgepompt uit het 2^e watervoerende pakket door middel van 27 pompputten. De volgende twee extreme situaties zijn bekeken:

- het freatisch vlak ligt vast; dat wil zeggen de ligging van het freatisch vlak wordt niet beïnvloed door de onttrekking. De verlagingen in het 1^e watervoerende pakket zijn dan minimaal.
- het freatisch vlak ligt niet vast; dat wil zeggen de verlagingen in het freatisch vlak worden gelijk verondersteld aan de verlagingen in het 1^e watervoerende pakket. De verlagingen in het 1^e watervoerende pakket zijn dan maximaal.

Bij de berekening is aangenomen dat de veroorzaakte debietvermindering in de in het model ingevoerde watergangen geen peilverlaging in deze watergangen tot gevolg heeft. Daar deze berekening betrekking heeft op een onttrekking van 20 miljoen m³/jaar en de vergelijkende studie Over-Betuwe uitgaat van een onttrekking van 10 miljoen m³/jaar, zijn de berekende verlagingen gehalveerd en weer-



gegeven in de figuren 32 en 33. Dit halveren is veroorloofd omdat in het numerieke model uitgegaan is van lineaire relaties.

Figuur 32 geeft de verlagingen in het 1^e watervoerende pakket ten gevolge van een onttrekking van 10 miljoen m³/jaar, waarbij het freatisch vlak vast is gedacht.

Figuur 33 geeft de verlagingen in het 1^e watervoerende pakket ten gevolge van een onttrekking van 10 miljoen m³/jaar, waarbij het freatisch vlak niet vast wordt gehouden. Tabel 26 geeft de verlagingen voor beide situaties voor raai A-A en raai B-B, waaruit blijkt dat de minimale verlagingen (FD_{vast}) gemiddeld 41% lager zijn dan de maximale verlagingen ($FD_{\text{niet-vast}}$).

In 1974 en 1975 is in de Over-Betuwe uitgebreid aanvullend onderzoek verricht te weten: 65 geo-elektrische oppervlaktetmetingen en twee diepe verkenningsboringen. Verder is geohydrologisch onderzoek verricht ten behoeve van de ontwikkeling van een grondwaterkwaliteitsmodel voor een deel van de Over-Betuwe en de aangrenzende Veluwezoom. Daarnaast is aanvullend geohydrologisch veldonderzoek verricht, zoals put- en pompproeven ter bepaling van bodemconstanten. Door deze onderzoekingen is onder andere het plaatselijk ontbreken van de Kedichem-kleien oosten van het pompstation Fikkersdries vast komen te staan.

Deze verbeterde inzichten in de geohydrologische bodemconstanten zijn in de invoer van het Gelgam model verwerkt. Ook met het Statrect model zijn nog een tweetal berekeningen, gebaseerd op dezelfde invoer als bij Gelgam uitgevoerd. Hierbij is uitgegaan van een grootte van het modelgebied van 6 x 6 km². De potentialen op de randen van het modelgebied worden vastgehouden, dat wil zeggen er treden ten gevolge van de ingrepen in het modelgebied geen verlagingen op de randen op. De waterlopen Rijn en Linge worden tot rechte lijnstukken geschematiseerd en als volledig insnijdend in het 1^e watervoerende pakket beschouwd, terwijl zij verder een vaste potentiaal hebben. De onttrekking (10 miljoen m³/jaar) wordt in een vijftal knooppunten geconcentreerd.

Figuur 34 geeft een overzicht van het modelgebied Over-Betuwe.

De twee berekeningen uitgevoerd met Statrect hebben betrekking op een wintersituatie en een zomersituatie. Het verschil hiertussen is vooral gelegen in de waarde van " c_1 "; de weerstand van de afdekkende laag. Hierin wordt het al of niet droogvallen van de tertiaire waterlopen verdisconteerd door middel van het aanpassen van de waarde van c_1 .

c_1 is als volgt samengesteld:

$$c_1 = c_h + \left(\frac{1}{A} + \frac{1}{UR} + \frac{1}{\alpha} \right)^{-1} \quad (\text{dagen})$$



met: c_1 = totale weerstand van de bovenste afdekkende laag (dagen)
 c_h = weerstand van de holocene kleilaag (dagen)
 A = verdampingsreduktiefaktor; met A winter = 10000, A zomer = 1400 (dagen)
 UR = weerstand hoofdwatervangsten (dagen)
 α = weerstand kleinere watervangsten (dagen).

Per knooppunt wordt de waarde van c_1 bepaald en ingevoerd in Statrect.

Tabel 27 geeft de berekende verlagingen volgens de methode Statrect, voorzowel de zomer- als de wintersituatie. De verlagingen in de winterperiode zijn gemiddeld 8% lager dan de verlagingen in de zomerperiode, dit dan voor het 1^e watervoerende pakket. Voor het 2^e watervoerende pakket zijn de verlagingen in de winter gemiddeld 2% lager dan in de zomer.

Omdat bij de Gelgam-berekening dezelfde parameterwaarden als bij de Statrect berekeningen zijn gebruikt zullen de resultaten van deze berekeningen bij de onderlinge vergelijkbaarheid worden gebruikt en niet de resultaten van de eerder uitgevoerde berekeningen (FD_{vast} en $FD_{\text{niet-vast}}$).

Gelgam

Voor het gebied Over-Betuwe zijn door Kovar en Rolf in het kader van hun werkzaamheden voor de Commissie Bestudering Waterhuishouding Gelderland berekeningen uitgevoerd met het Gelgam model. Naast aspecten zoals de onverzadigde grondwaterstroming in kleigebieden en de relatie tussen het grondwater en het oppervlaktewater, welke beide uitvoerig bestudeerd zijn, is een berekening uitgevoerd die de verlagingen ten gevolge van een grondwateronttrekking van 10 miljoen m^3 /jaar berekent.

Voor wat betreft de resultaten verkregen met de methode Gelgam wordt korthedshalve naar de studie van Kovar en Rolf verwezen: Model Study Over-Betuwe, volume 1, 2 en 3. De volgende figuren zijn aan bovenstaande studie ontleend.

Figuur 35 geeft een overzicht van de verlagingen ten gevolge van een onttrekking van 10 miljoen m^3 /jaar per augustus 1974.

Figuur 36 geeft een beeld van de verlagingen in knooppunt 146 gedurende de jaren 1974 en 1975.

Pompproef

In het onderzoeksgebied Over-Betuwe zijn twee pompproeven van grote omvang en lange duur uitgevoerd namelijk:



- één met een onttrekking van 7.10^6 m^3 op jaarbasis gedurende de periode van 15 oktober 1974 tot en met 10 februari 1975;
- één met een onttrekking van $7.5.10^6 \text{ m}^3$ op jaarbasis gedurende de periode van 13 juli 1975 tot en met 28 oktober 1975.

Beide onttrekkingen vonden plaats in het 2^e watervoerende pakket. Bij de interpretatie van de verlagingen gemeten tijdens een pompproef moet goed in de gaten worden gehouden waaraan de verlagingen toegeschreven moeten worden. Zeker in een gebied met een kleine berging boven het freatisch vlak, zoals het geval is in Over-Betuwe, kunnen onder andere de neerslag en de verdamping een grote invloed hebben op de optredende verlagingen. Tijdens de uitvoering van de pompproef moet de neerslag en verdamping dan ook zo gering mogelijk zijn. Bij de stopproef in oktober 1975 was er geen neerslag en verdamping van betekenis, zodat de verlagingen bij benadering geheel aan de onttrekkingen mogen worden toegeschreven.

Ook tijdens de stopproef in februari 1975 waren de weersomstandigheden gunstig. Bij deze pompproef waren er echter te weinig waarnemingsfilters geplaatst, vooral ten zuiden van de Elderzeeg. De resultaten van deze pompproef zullen dan ook verder buiten beschouwing worden gelaten.

Bij de 2^e pompproef van 13 juli tot en met 28 oktober 1975 is het aantal waarnemingsfilters uitgebreid zodat een beter beeld van de verlagingen in het bovenste pakket en de verlagingen van het freatisch vlak kon worden verkregen. De capaciteit van de pompproef bedroeg 7,5 miljoen m^3 op jaarbasis. Om een juiste vergelijking met de resultaten van de andere berekeningen, welke gebaseerd zijn op een onttrekking van 10 miljoen m^3 /jaar, mogelijk te maken zijn de verlagingen verkregen uit de pompproef vermenigvuldigd met een faktor $10/7,5$. Verwacht mag worden dat hiermee een redelijke benadering wordt verkregen voor het geval inderdaad 10 miljoen m^3 /jaar zou zijn onttrokken.

Figuur 37 geeft de verlagingen in het 1^e watervoerende pakket ten gevolge van een onttrekking van 10 miljoen m^3 /jaar.

3.5.3. Samenvatting van de berekeningen

Tabel 28 geeft de berekende verlagingen volgens een aantal methoden weer langs een tweetal raaien, raai A-A en raai B-B (figuur 34). De verlagingen zijn het gevolg van een onttrokken hoeveelheid grondwater van $27400 \text{ m}^3/\text{dag}$, oftewel 10 miljoen m^3 /jaar. De tabel geeft de verlagingen berekend volgens de methoden Gelgam, Statrect (zomer- en wintersituatie) en Bruggeman weer alsmede de gemeten



verlagingen tijdens de pompproef. De resultaten van de Statrect-berekeningen, waarbij het freatisch vlak vast (FD_{vast}) respectievelijk niet vast ($FD_{\text{niet-vast}}$) wordt verondersteld, zijn niet in de tabel opgenomen. Deze berekeningen zijn namelijk op andere geohydrologische invoergegevens gebaseerd waardoor de onderlinge vergelijkbaarheid van de resultaten enigszins geweld kan worden aangedaan. Naast de verlagingen in de punten van raai A-A en raai B-B worden ook de verschillen in cm en in % ten opzichte van de verlagingen volgens de methode Gelgam gegeven. Tabel 29 geeft een résumé van tabel 28, waarbij de gemiddelde verlagingen in cm en de som van hun absolute verschillen in cm en in % ten opzichte van Gelgam worden gegeven.

Figuur 38 geeft de verlagingen langs raai A-A en raai B-B voor de methoden Gelgam, Statrect (FD_{vast} , $FD_{\text{niet-vast}}$, zomer en winter), Bruggeman en de pompproef. Duidelijk komt de invloed van het plaatselijk ontbreken van de semi-permeabele laag (c_2 -laag) ten oosten van het pompstation Fikkersdries naar voren (raai B-B). Bij de berekening volgens FD_{vast} en $FD_{\text{niet-vast}}$ is geen rekening gehouden met dit "gat", waardoor de grootste verlagingen onder het pompstation optreden. Bij de berekening met de methoden Gelgam en Statrect_{zomer, winter} verschuift de grootste verlaging in de richting van het "gat", de maximale verlagingen in het 1^e watervoerende pakket worden tevens groter. Ook de resultaten van de pompproef tonen dit zelfde beeld: een grootste verlaging in het 1^e watervoerende pakket daar waar de c_2 -laag ontbreekt. Raai A-A laat deze verschuiving richting "gat" wat minder geprononceerd zien, hetgeen te verklaren is doordat deze raai min of meer evenwijdig aan het "gat" is gelegen. Toch is hier ook een verschuiving van de grootste verlaging te zien en wel van punt 5 naar punt 6.

De verlagingen in raai A-A berekend volgens FD_{vast} , $FD_{\text{niet-vast}}$ zijn groter dan de verlagingen berekend volgens Statrect_{zomer, winter} en Gelgam. Het plaatselijk ontbreken van de c_2 -laag ten oosten van het pompstation heeft dus aanzienlijke gevolgen voor de berekende verlagingen binnen het modelgebied: grotere verlagingen in het gebied waar de c_2 -laag ontbreekt en minder grote verlagingen daar waar de c_2 -laag wel aanwezig is. Ook zijn de maximale verlagingen groter.



c-laag continue aanwezig: FD vast	$\cong$ 40 cm
FD niet-vast	$\approx$ 50 cm
c-laag met "gat": Statrect zomer	= 81 cm
Statrect winter	= 77 cm
Gelgam	= 83 cm

In vergelijking met de numeriek verkregen verlagingen verschillen de verlagingen berekend met de methode Bruggeman in absolute zin gemiddeld 74%. Omdat bij deze analytische methode is uitgegaan van een homogene pakketopbouw komt de invloed van het plaatselijk ontbreken van de c₂-laag niet in de berekende verlagingen tot uiting. Evenmin is de invloed van de rivieren bij deze methoden verdisconteerd. De verlagingen gegeven bij de methode Gelgam zijn de verlagingen berekend voor de situatie per augustus 1974. Uit figuur 36 blijkt dat de verlagingen berekend volgens Gelgam min of meer constant in de tijd mogen worden beschouwd.

Uit tabel 28 blijkt dat de verlagingen berekend volgens FD zomer gemiddeld 6% afwijken van de verlagingen volgens de methode Gelgam, waarbij met de methode Statrect zowel hogere verlagingen (raai A-A) als lagere verlagingen (raai B-B) worden gevonden.



4.

samenvatting en conclusies

Wordt in een geohydrologische systeem een ingreep gepleegd, bijvoorbeeld een grondwateronttrekking, dan zal dit tot een verandering in de grondwaterstroming leiden. Tevens zullen ten gevolge van deze winning verlagingen van de grondwaterstanden optreden. Hoe groot deze verlagingen zijn en over welk gebied zij op zullen treden is zowel afhankelijk van de grootte van de onttrekking als van de configuratie van het geohydrologische systeem. Van belang hierbij zijn:

- het aantal semi-permeabele lagen en de grootte van de weerstand tegen verticale stroming door deze lagen;
- het ontwateringsstelsel, zowel het primaire, secundaire als het tertiaire stelsel.

Of de verlagingen in het jaar gezien konstant zijn hangt behalve van de geohydrologische opbouw ook voor een belangrijk deel af van de kenmerken van het oppervlaktewaterstelsel (periodiek of gedeeltelijk droogvallend).

Ten gevolge van een onttrekking zullen veranderingen in de waterbalans van het beschouwde gebied optreden. Door de onttrekking wordt water uit het systeem verwijderd en dit zal gecompenseerd moeten worden. Hierdoor zullen veranderingen in de waterbalansposten optreden waarbij gedacht kan worden aan:

- wijziging in de horizontale stroming in de watervoerende pakketten, hetgeen kan leiden tot een verandering van de stroming over de modelranden (randstroming);
- verandering in de verticale stroming, waarbij gedacht kan worden aan een verminderde kwelstroming, aan inzijging of aan toename van de inzijging;
- vermindering van de oppervlakte afvoer;
- vermindering van de afvoer door de grotere waterlopen of voeding vanuit grote waterlopen;
- verandering in de berging;
- vermindering van de verdamping.

Welk van deze factoren nu een bijdrage aan de waterbalans zullen leveren hangt in sterke mate af van het beschouwde gebied. Naarmate deze factoren beter in de modelschematisatie zijn verdisconteerd zullen de berekende verlagingen betrouwbaarder zijn.



Naar aanleiding van de uitgevoerde berekeningen kan een tweedeling in de onderzochte gebieden worden gemaakt:

- gebieden waar het bovenste watervoerende pakket is afgedekt door een semi-permeabele laag;
- gebieden waar het bovenste watervoerende pakket niet door een semi-permeabele laag wordt afgedekt.

Is het watervoerende pakket afgedekt door een semi-permeabele laag dan verschillen de berekende verlagingen volgens de numerieke methoden Gelgam en Transrect en/of Statrect maar weinig. Naarmate de weerstand van de semi-permeabele laag groter is worden de verschillen kleiner. Zo zijn de absolute verschillen tussen Gelgam en Statrect voor de Over Betuwe gemiddeld ³10% en voor Sleen ²¹20%. Hierbij zijn de verschillen tussen Transrect en Statrect gering.

Voor beide gebieden kan dan ook geconcludeerd worden dat een stationaire benadering waarbij een onderscheid wordt gemaakt in een zomer- en een wintersituatie verlagingen worden berekend die weinig afwijken van de verlagingen berekend met een niet stationair model.

In vergelijking met de numerieke modellen zijn de berekende verlagingen met de analytische formules hoger.

redn?

Is het watervoerende pakket niet afgedekt door een semi-permeabele laag (of is de weerstand van deze laag gering), er is dan sprake van een freatisch pakket, dan speelt het doorlaatvermogen van dit freatisch pakket een belangrijke rol. Hierbij dient onderscheid gemaakt te worden tussen gebieden met een groot- en een klein doorlaatvermogen (horizontale stroming). Voor een gebied met een groot doorlaatvermogen, 't Klooster, zijn de absolute verschillen tussen de berekende verlagingen volgens de niet stationaire methoden Gelgam en Transrect gering gemiddeld 10 - 15%. Het verschil tussen Transrect en Statrect is te verwaarlozen.

De analytische formule geeft in vergelijking met de numerieke modellen grotere verlagingen te zien.

Is het doorlaatvermogen van het freatisch pakket klein dan worden de onderlinge verschillen tussen de niet stationaire modellen groter. Zo bedraagt voor de Gelderse Vallei het absolute gemiddelde verschil tussen Gelgam en Transrect 45%, waarbij vooral in de zomer en het najaar grote verschillen ontstaan. Dit komt omdat het systeem nogal gevoelig is voor de seizoensvariaties die optreden. De grondwaterwinning uit het diepe watervoerende pakket heeft een potentiaaldaling in dit pakket tot gevolg. Hierdoor zal de opwaartse kwel, die van nature plaats



vindt naar het bovenste watervoerende pakket, verminderen en in de loop van het jaar zelfs nul worden. Vervolgens zal een neerwaartse kwel (wegzijging) optreden. Voor het freatisch pakket heeft dit de volgende consequenties. In eerste instantie zal een vermindering van de oppervlaktewaterafvoer plaatsvinden.

Vallen nu in de loop van het voorjaar de tertiaire waterlopen droog dan zal het wegzijgende water voor een groot deel afkomstig zijn uit berging, hetgeen aanleiding geeft tot grote verlagingen vooral in een droge zomer en een droog najaar. Omdat de grondwaterstand dieper komt te liggen zullen er in de zomer en het najaar verdampingsreducties kunnen optreden.

Uit bovenstaande moge blijken dat het geohydrologisch systeem in de tijd gezien nogal verschillend zal reageren op een grondwateronttrekking waarbij een verandering in de berging, het optreden van verdampingsreducties en oppervlaktewaterafvoervermindering belangrijke factoren zijn. Hier zal dan ook met een niet-stationair model gerekend dienen te worden.

Ook de analytische formules geven in vergelijking met Gelgam een hogere verlaging te zien.

reden?



Literatuur

AKKER, C. van den en MEINARDI, C.R.

Interim-nota inzake hydrologische konsekventies van de geprojecteerde grondwaterwinning te Glindhorst (Gelderse Vallei).

RID rapport, 1973.

AWATER, R.H.C.M. en LAAT, P.J.M. de

Groundwater flow and evapotranspiration, a simulation model part 2.

Basisrapport ten behoeve van de Commissie Bestudering Waterhuishouding Gelderland, 1980.

BON, J.

Afvoer en berging in verband met beekverbetering, toegelicht aan het stroomgebied van de Lunterse Beek.

ICW Mededeling, 1968.

CRAMER, W.

Nota inzake geohydrologische berekeningen ten behoeve van het onderzoek Fikkersdries.

RID rapport, 1973.

DRECHT, G. van

Hydrologische modelstudie in het kader van het vooronderzoek in het studiegebied Sleen (Drenthe); deel I en II.

RID rapport, 1982.

HUISMAN, L.

Ground-water recovery

MacMillan, 1972

Hydrologisch onderzoek in het Leerinkbeekgebied.

Commissie ter bestudering van de waterbehoefte van de Gelderse Landbouwgronden, 1970.

KOVAR, K.

Model Study Over-Betuwe, a model for groundwaterflow and evapotranspiration, volume II.

Basisrapport ten behoeve van de Commissie Bestudering Waterhuishouding Gelderland, 1981.



KOVAR, K. en ROLF, H.L.M.

Application of the model Over-Betuwe; complexity of the model in relation to the objective of the hydrological study.

In: Water resources management on a regional scale.

CHO-TNO; Verslagen en Mededelingen no. 27, 1981.

KRUSEMAN G.P. and RIDDER, N.A. de

Analysis and evaluation of pumping test data.

ILRI, 1979

LAAT, P.J.M. de

Model for unsaturated flow above a shallow water-table, applied to a regional sub-surface flow problem.

Pudoc, 1980.

LANEN, H.A.J. van

Enige ervaringen opgedaan met een niet stationair model voor grondwaterstroming en verdamping (SUM-2) in de Gelderse Vallei.

RID rapport, 1980.

LANEN, H.A.J. van en HEIJ, G.J.

De tijdsafhankelijkheid van de verlagingen als gevolg van grondwaterwinning nabij Glindhorst (Gelderse Vallei).

RID mededeling, 1978.

MEINARDI, C.R.

Geohydrologische gegevens van Zuidelijk Flevoland en de Gelderse Vallei.

RID mededeling, 1978.

MEINARDI, C.R.

Notitie inzake de opzet van de hydrologische modellen die in gebruik zijn bij het onderzoek in de Gelderse Vallei.

RID, 1976.

MEINARDI, C.R. and AKKER, C. van den

Hydrological models to forecast environmental consequences of groundwater development in the Netherlands. Paper presented at the ECE Seminar on Long-Term Planning of Water Management, 17-22 May, 1976, Bulgaria.

Modelonderzoek 1971-1974, ten behoeve van de waterhuishouding in Gelderland, deel I en II.

Commissie Bestudering Waterhuishouding Gelderland, 1976.



Onderzoek "Fikkersdries" 1972-1977.

Rapport inzake het onderzoek naar de mogelijkheden en de eventuele gevolgen voor de omgeving van grondwaterwinning bij pompstation "Fikkersdries".

Werkgroep Uitbreiding Waterwinning Pompstation Fikkersdries, 1978.

Onderzoek Glindhorst 1974-1979.

Rapport van de Werkgroep Wateronttrekking Gelderse Vallei, 1979.

ROLF, H.L.M.

Modelonderzoek Over-Betuwe, een model voor grondwaterstroming en verdamping; deel I.

Basisrapport ten behoeve van de Commissie Bestudering Waterhuishouding Gelderland, 1981.

Rijksinstituut voor Drinkwatervoorziening.

Discussie-nota Glindhorst

RID, 1977

Steady flow of groundwater towards wells.

CHO-TNO Verslagen en Mededelingen no. 10, 1964.

Syllabus introductiecursus Gelgam.

DIV Rijkswaterstaat, 1982

Verslag van de uitvoering van een aanvullend geohydrologisch onderzoek in de Over-Betuwe.

Commissie Bestudering Waterhuishouding Gelderland, 1977.

