

Bijlage 7 LESA Geohydrologische bijlage Lemselermaten

Notitie: 1. Interne geohydrologische processen (theorie)	2
Notitie: 2. Wisselwerking met de omgeving (theorie)	15
Vragen	31
- Is het nodig om de sloot ten westen van de Lemselermate te dempen (M25) - Wat is het effect van het verwijderen van de detailontwatering op een dekzandrug en wat is het effect van ondiep afgraven van de top laag? - Is verondiepen van beken beter dan stuwen? - Hoeveel werkt het effect van verondiepen door op de aangrenzende landbouwgronden bij de Weerseler beek en de Dollandbeek? - Wat valt er te zeggen van de drinkwaterwinning Weerselo? - Hoe effectief is de geplande bufferzone in het herstellen van de diepe kwel?	

1 Interne geohydrologische processen

<i>1.1 Inleiding</i>	<i>3</i>
<i>1.2 Een kwelhelling met diepe kwel; één watervoerende laag</i>	<i>3</i>
1.2.1 Schema	3
1.2.2 Het bovenste deel van de kwelhelling	3
1.2.3 De afscherpende werking van een kwelhelling	7
1.2.4 De slenk; één watervoerende laag	7
1.2.5 Intreeweerstand en anisotropie	8
1.2.6 Verondiepen of peil verhogen?	9
<i>1.3 Een kwelhelling met diepe kwel; twee watervoerende lagen</i>	<i>10</i>
1.3.1 Schema	10
1.3.2 Verschil met één watervoerende laag	10
1.3.3 De slenk; twee watervoerende lagen	11
<i>1.4 Literatuur</i>	<i>14</i>

1.1 Inleiding

De zogenaamde PAS-maatregelen die aangegeven zijn voor de Natura 2000-gebieden in Dinkelland (Provincie Overijssel 2015, RVO 2015) zijn opgesteld op basis van de best beschikbare kennis. Dat brengt mee dat van sommige voorgestelde maatregelen weliswaar met vrij grote zekerheid is te zeggen dat ze zullen bijdragen aan de instandhoudings- of uitbreidingsdoelstellingen van de natuurgebieden, maar dat nog niet erg nauwkeurig bekend is hoe effectief ze daarin zullen zijn.

Eén van de onzekerheden die zich tijdens het formuleren van de PAS-maatregelen aandienen heeft te maken met de vraag hoe kwel (uittredend grondwater) die met een grondwatermodel berekend wordt vertaald moet worden naar "kwel aan maaiveld", waar vegetatie op reageert (Gebiedsanalyse Lemselermaten, p33). Grondwatermodellen zijn niet goed in het simuleren van dit fenomeen, omdat daarin geen grondwater kan uittreden zonder dat er overdruk bestaat, en dat is juist wat er gebeurt op de flanken van dekzandruggen in de natuurgebieden van Dinkelland.

In deze notitie behandelen we de geohydrologie van dekzandruggen en de aangrenzende slenken.

De flanken van dekzandruggen - althans de zones daarvan waar grondwater uittreedt - worden *kwelhelling* genoemd. Voor een analyse van de processen langs een kwelhelling zonder zogenaamde *diepe* kwel verwijzen we naar [Jansen en Maas, 1993]. In de situatie die zij behandelen is alle kwel aan te merken als lokale kwel. In de huidige notitie breiden we de analyse uit voor de situatie waarin tevens kwel vanuit een diepere watervoerende laag, die gevoed wordt door een wijdere omgeving - ook wel *diepe* kwel genoemd - optreedt. De bedoeling is om inzicht te verwerven in het proces, en hopelijk volgen er richtlijnen uit voor het detailleren van maatregelen. Na de kwelhelling beschouwen we de invloed van ontwateringsmiddelen in de slenken op het kwelproces. De resultaten in deze notitie zullen niet rechtstreeks gekoppeld kunnen worden aan een grondwatermodel, omdat de huidige grondwatermodellen nog niet geschikt zijn om ze te incorporeren.

We behandelen eerst de situatie met één watervoerende laag, om daarna het geval te beschouwen waarin er ondiep scheidende lagen voorkomen, zodat er sprake is van twee watervoerende lagen waarvan de bovenste naar verhouding een klein doorlaatvermogen heeft. Dit laatste is geïnspireerd op de Lemselermaten, waar de bovenste meters van de ondergrond een stapeling van zand, klei en veenlaagjes bevatten¹.

1.2. Een kwelhelling met diepe kwel; één watervoerende laag

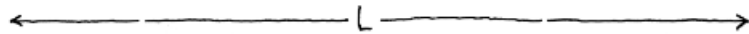
1.2.1 Schema

Figuur 1 geeft het rekenschema. We hanteren de volgende symbolen:

x	plaatsvariabele (m)
ϕ	freatische grondwaterstand (m)
k	doorlatendheid van de freatische aquifer (m/d)
c	weerstand van de scheidende laag (d)
α	hellingshoek (-)
N	grondwateraanvulling (m/d)
u	uittreding van grondwater langs de helling (m/d)
K	diepe kwelflux (m/d)
Q	uittreding van grondwater aan de rand van een ven (m ² /d)

¹ Toen we aan dit onderzoek begonnen was dat nog niet duidelijk, maar inmiddels zijn waarnemingsreeksen beschikbaar gekomen van een zestal diepere filters, die allemaal een overdruk laten zien van enkele decimeters laten zien.

- ℓ'



Figuur 1: Flank van een dekzandrug met diepe kwel en kwelhelling.

wandelaar zou zich in een vlak gebied wanen.)

keerzijde: als het grondwater vermist is wordt deze plek relatief goed van voedingsstoffen voorzien.

1.2.2 Het bovenste deel van de kwelhellings

Zoals we zullen zien isoleert een kwelhelling de hoger liggende infiltratiezone hydrologisch van de wijdere omgeving. We kunnen dit deel van de helling dus afzonderlijk analyseren.

Links van A bedraagt de gesommeerde grondwateraanvulling van de aquifer $q = (N + K)\ell$. Ter plaatse van A is volgens Darcy de ondergrondse afstroming gelijk aan $q = kD \tan \alpha$. Deze twee termen moeten aan elkaar gelijk zijn, zodat we tot de volgende regel komen:

De lengte van de (rechte) helling waarover in het winterhalfjaar géén kwel aan het maaiveld optreedt is

$$\ell = \frac{kD \tan \alpha}{N + K} \quad (1)$$

Liever zouden we een regel geven voor de lengte waarover wél kwel optreedt, maar de plaats van het punt B is in de praktijk vaag. Merk op dat $\tan \alpha$ de helling is van het gedeelte waar kwel optreedt, hoewel ℓ juist op het deel van de dekzandrug slaat waar regenwater infiltreert.

In (1) is D de pakketdikte ter plaatse van A. Omdat die plaats afhangt van N en K is het eigenlijk beter om D te relateren aan de lengte L van het systeem, die dat nadeel niet heeft: $D = (L - \ell) \tan \alpha$.

Invullen in (1) en ℓ vrijspelen geeft

$$\ell = \frac{k \tan^2 \alpha}{N + K + k \tan^2 \alpha} \quad (2)$$

Voorbeeld: $L = 1000$ m, $\tan \alpha = 1:100$, $N = 2$ mm/d, $K = 1$ mm/d, $k = 10$ m/d $\rightarrow \ell = 250$ m
Zonder de diepe kwel zou dit 333 m zijn.

Het is maar een getallenvoorbeeld, maar het laat zien diepe kwel de bovengrens van de kwelhelling aardig de flank van de dekzandrug kan opdrukken. Dit werkt natuurlijk door in de grondwaterstand in de infiltratiezone, die navenant hoger zal zijn. Overigens is N in werkelijkheid erg variabel, dus de bovengrens beweegt zich op en neer langs de flank van de dekzandrug. Als men denkt aan maatregelen om de wintergrondwaterstand in het intrekgebied (c.q. de dekzandrug) te beïnvloeden komen alleen N en K in aanmerking. Hun effect is uitwisselbaar. N is te verhogen door ontwatering in de infiltratiezone - indien aanwezig - te verminderen. Om K te verhogen zijn externe maatregelen nodig, wat in het algemeen ingrijpender (zo niet onhaalbaar) zal zijn. Voor de waterkwaliteit maakt het niet uit: kwel bereikt het infiltratiegebied toch niet.

Op het oog is ℓ in (2) afhankelijk van vijf parameters: N, K, ℓ, k en α . Wiskundig gezien is er maar één vrijheidsgraad. Dat is in te zien door (2) "dimensieloos" te schrijven:

$$\frac{\ell}{L} = \frac{1}{\frac{N + K}{k \tan^2 \alpha} + 1} \quad (3)$$

De fractie van de helling die uit intrekgebied bestaat (dat is ℓ / L) hangt alleen af van de cluster $(N + K) / \tan^2 \alpha$. Als binnen die cluster parameters gevarieerd worden zonder dat de numerieke waarde van de cluster verandert, blijft de uitkomst dezelfde. Aanvulling en diepe kwel hebben een inwisselbare invloed. De sterkte daarvan hangt af van de schaalfactor $1 / k \tan^2 \alpha$: hoe groter de doorlatendheid en hoe steiler de helling, hoe zwakker de invloed van aanvulling en diepe kwel. Relatief grote infiltratiezones zijn te vinden in gebieden met een flauwe helling en een lage doorlatendheid. In de praktijk is de helling α goed bekend, en de aanvulling N in het algemeen redelijk goed. Als een grondwatermodel een te groot of te klein infiltratiegebied berekent zal dat aan de diepe kwel of aan de doorlatendheid liggen. Als

een grondwatermodel een correct infiltratiegebied berekent kan daaruit nog niet geconcludeerd worden dat kwel en de doorlatendheid kloppen: het is alleen zeker dat de cluster $(N+K)/\tan^2 \alpha$ de juiste waarde heeft.

In de praktijk zal het gemakkelijker zijn om met (1) te werken, omdat men anders eerst l moet construeren. Omdat de helling erg flauw is zal men geen grote fout maken met het schatten van de pakketdikte D die in (1) ingevuld moet worden. We hebben daarom (2) een stippelkader gegeven.

Om de sterkte van de uittreding u langs de helling te vinden moeten we eerst nogmaals een beroep doen op de wet van Darcy: $q = kD \tan \alpha$. De hoeveelheid water die uit het systeem verdwijnt is $dq/dx = d(kD \tan \alpha)/dx = k \tan \alpha dD/dx = k \tan^2 \alpha$. Dit is de uitstroming langs het maaiveld als er geen diepe kwel zou zijn. Met diepe kwel erbij wordt de regel:

De uitstroming van grondwater langs de kwelhelling bedraagt

$$u = K + k \tan \alpha \quad (4)$$

Deze uitkomst hangt niet af van de plaats x (maar dat komt doordat we de helling recht genomen hebben). In [Jansen en Maas, 1993] is deze term over het hoofd gezien, op grond van de intuïtieve (maar foute) redenering dat $\tan^2 \alpha$ een piepklein getal is. Zelfs als er geen diepe kwelflux is kan u toch wel wat voorstellen. Als bijvoorbeeld $\tan \alpha = 1/100$ en k 10 m/d, dan is $k \tan^2 \alpha = 1$ mm/d. Zo'n flux kan aan het begin van het groeiseizoen nog lange tijd de gewasverdamping overtreffen, waardoor het grondwater nog aan het maaiveld blijft staan terwijl hoger op de dekzandrug al lang een daling optreedt.

In werkelijkheid is de helling niet kaarsrecht. Er geldt

$$u = \frac{d}{dx} k \tan \alpha = \frac{d}{dx} k D \frac{dD}{dx} + K = \frac{1}{2} k \frac{d^2 D^2}{dx^2} + K \quad (5)$$

Afgezien van K is u dus evenredig met de kromming van (het kwadraat van) de helling. Bij een holling treedt er meer uit dan K en bij een bolling treedt er minder uit. Als de bolling zo sterk is dat er minder uittreedt dan $K+N$, dan treedt er infiltratie van regenwater op, zodat er op heel kleine schaal lokale systeempjes zullen bestaan met hun eigen infiltratie- en kwelzone. u kan niet kleiner worden dan $-N$. Als de uitkomst van (5) plaatselijk toch kleiner is, dan gaat (5) niet meer op en daalt de grondwaterspiegel daar beneden het maaiveld.

Een interessante vraag is wáár langs de helling de grens ligt tussen lokale en diepe kwel.

Vanzelfsprekend treedt - gaande van A naar rechts - eerst lokaal grondwater uit. Noemen we de breedte van de zone met lokale kwel ℓ' , dan moet $N\ell = u\ell'$, wat leidt tot de volgende regel:

De lengte van het hellinggedeelte waarover lokale kwel optreedt is

$$\ell' = \frac{N}{K + k \tan^2 \alpha} \ell \quad (6)$$

Dit is dus het bovenste gedeelte van de kwelhelling, maar het kan wel een goed deel van de kwelhelling in beslag nemen. Als ℓ' volgens (6) zo groot is dat het punt B wordt gepasseerd gaat de formule niet meer op.

Voorbeeld:

met dezelfde getallen vinden we $\ell' = \ell$ (wat geen regel is maar toevallig zo uitpakt).

1.2.3 De afscherpende werking van een kwelhelling

Merk op dat we tot nu toe geen gebruik gemaakt hebben van benedenstroomse informatie! Die doet er voor deze beschouwing dus niet toe: de kwelhelling schermt het systeem dat er boven ligt hydrologisch af van dingen die in de slenk gebeuren. In de zomer, als er geen kwelhelling is, is die beschermende invloed er niet. Het blijkt daardoor vaak dat de dynamiek van de grondwaterspiegel boven de kwelhelling 's winters nog in tact is maar dat de grondwaterspiegel 's zomers te diep weg zakt, doordat de omgeving een rol gaat spelen. Zoals we zagen heeft echter de sterkte van de diepe kwel ook invloed op de omvang van het infiltratiegebied, en dat is per definitie een invloed van buitenaf, dus de beschermende werking van de kwelhelling is niet perfect.

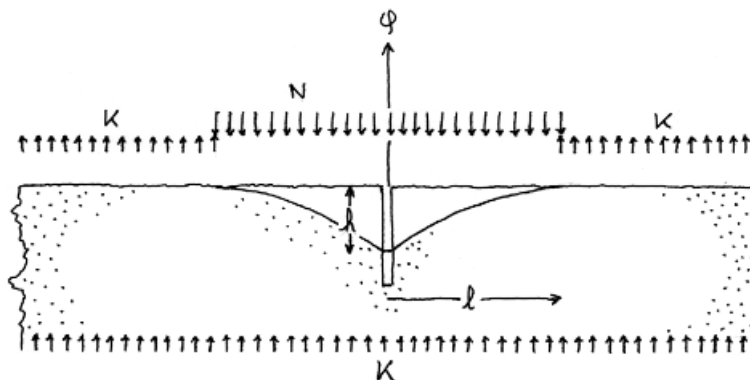
1.2.4 De slenk; één watervoerende laag

In het schema van figuur 1 treedt de diepe kwel met intensiteit K uit langs de bodem de slenk, die horizontaal gedacht is. Dat zal ook zo zijn als er een plas of ven ligt. Lokaal grondwater kan zover niet komen, dus als er geen diepe kwel is, is er in het dal of langs de venbodem helemaal geen kwel. Alle lokale kwel treedt dan uit langs de kwelhelling, met een voorkeur voor punt B .

Basenrijk grondwater in de slenk kan dus *diepe* kwel indiceren. Maar het is uitkijken! Het van de helling afstromende water - dat ook basenrijk kan zijn, ook als er geen diepe kwel is - kan natuurlijk wel oppervlakkig in de slenk of in het ven uitvloeien. Om diepe kwel aan te tonen moet men dus op enige diepte bemonsteren. Zelfs dan moet men voorzichtig zijn, want plassen en vennen dragen actief bij aan het verspreiden van water in de bodem.

In de praktijk liggen er in de slenk vaak ontwateringsmiddelen, zoals sloten en greppels of zelfs drainbuizen. Natuurlijk is de slenk ook de plek waar een beek kan stromen. Hoe beïnvloeden zulke middelen het voorkomen van kwel aan maaiveld?

Ten eerste zij opgemerkt dat in het natte seizoen de ruimtelijke werking van al zulke middelen beperkt wordt door de aanwezigheid van een kwelhelling. Dat is precies de isolerende werking waar we het al over hadden. Maar als er sprake is van diepe kwel, dan kunnen deze middelen de ambitie van dit kwelwater om het maaiveld te bereiken effectief frustreren. Ze trekken de grondwaterspiegel omlaag, waardoor zich regenwaterlenzen kunnen vormen. Om er grip op te krijgen beschouwen we een sloot (het mag ook een greppel zijn) in een vlak kweldal (figuur 2):



Figuur 2: Een sloot in een vlak kweldal

We gebruiken de volgende symbolen:

N	grondwateraanvulling (m/d)
K	diepe kwel (m/d)
h	slootpeil tov maaiveld (m)
ℓ	breedte van de invloedzone (m)
A	rand van de invloedzone (m)
B	breedte van het ontwateringsmiddel (m)

Dat de sloot in het plaatje eerder een sleuf lijkt komt door de overdrijving van de verticale schaal. Volgens de formule van Hooghoudt is

$$h = \frac{(N+K)\ell^2}{2kD} \quad (7)$$

zodat de regel luidt:

Aan weerskanten van sloten of greppels in de slenk treedt geen kwel op over een strookbreedte

$$\ell = \sqrt{\frac{2kDh}{N+K}} \quad (8)$$

ook al is er diepe kwel aanwezig.

Voorbeeld:

Ten opzichte van de vorige formules is er een parameter bij gekomen: slootpeil h . We kiezen $D=10$ m en $h = 1$ m. Verder houden we dezelfde getallen aan als bij de vorige voorbeelden, nl $N=2$ mm/d, $K=1$ mm/d, $k=10$ m/d. Daarmee volgt dat $\ell=158$ m, en dat is dan nog maar eenzijdig. Zo'n sloot zou dus in een goed deel van een slenk de diepe kwel afvangen. Het *peil* van de sloot heeft natuurlijk veel invloed: halvering ($h=0,5$ m) levert $\ell=182$ m op. Voor greppels zal wellicht h in de orde van een decimeter liggen, waarmee ℓ toch nog 82 m is.

De pakketdikte speelt ook een belangrijke rol: in een dun pakket zijn sloten veel minder effectief. Maar als men denkt aan maatregelen valt er natuurlijk alleen aan het slootpeil iets te doen.

Een praktische conclusie is de volgende:

Om kwel aan het maaiveld te behouden of te herstellen doet de diepte van het slootpeil t.o.v. maaiveld(!) er erg veel toe, maar de breedte is nauwelijks van belang.

1.2.5 Intreeweerstand en anisotropie

Het is overigens bekend dat Hooghoudt te optimistisch is (of in ons geval te pessimistisch), omdat hij geen rekening houdt met de intreeweerstand (ook wel: radiale weerstand) van de sloot. Om een correctie toe te passen op h gebruiken we de radiale weerstand van Ernst:

$$W = \frac{1}{\pi k} \ln \frac{4D}{\pi B} \quad (9)$$

of, als men rekening wil houden met anisotropie:

$$W = \frac{1}{\pi \sqrt{k_h k_v}} \ln \frac{4D \sqrt{k_h}}{\pi B \sqrt{k_v}} \quad (10)$$

Anisotropie is het verschijnsel dat de horizontale doorlatendheid (k_h) afwijkt van de verticale (k_v), wat in sedimenten vaak het geval is. Jammer genoeg zijn daar zelden gegevens over voorhanden, maar het is goed om erop bedacht te zijn.

Voorbeeld:

$B = 1 \text{ m}$, $k_h = 10 \text{ m/d}$, $k_v = 1 \text{ m/d}$; verder dezelfde getallen $\rightarrow w = 0,08 \text{ d/m}$ (isotroop) en $W = 0,37 \text{ m/d}$ (anisotroop). Anisotropie doet er dus toe. Maar laten we bezien wat het effect is op ℓ .

Door de aanwezigheid van een radiale weerstand moet (7) uitgebreid worden tot

$$h = \frac{(N + K)\ell^2}{2kD} + 2(N + K)\ell w \quad (11)$$

Oplossen van ℓ geeft

$$\ell = \sqrt{\frac{2kDh}{N + K} + (2kDW)^2} - 2kDW \quad (12)$$

Voorbeeld:

$W = 0,05 \text{ d/m}$ (isotroop) geeft $\ell = 242 \text{ m}$ en $W = 0,37 \text{ d/m}$ (anisotroop) geeft $\ell = 195 \text{ m}$. Deze uitkomsten moeten vergeleken worden met de eerdere uitkomst die gebaseerd was op Hooghoudt (zie(8)), nl. $\ell = 258 \text{ m}$. In het isotrope geval (en bij deze getallen) doet de radiale weerstand er dus niet zo toe, maar als er anisotropie is (en dat is altijd het geval) maakt het toch wel uit. Helaas is de grootte van de anisotropie in het algemeen onbekend.

We kunnen echter veilig concluderen dat anisotropie ervoor zorgt dat een sloot minder effectief is in het afvangen van diepe kwel; dwz: minder effectief dan we zouden denken op grond van (8).

1.2.6 Verondiepen of peil verhogen?

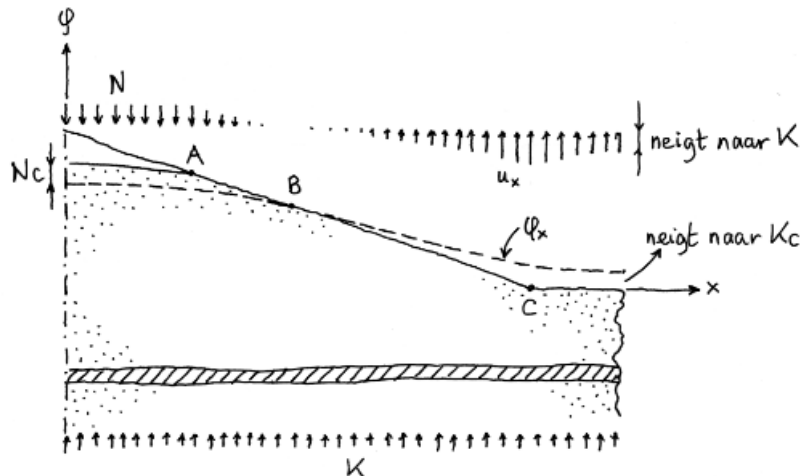
Als oppervlakkig water uit een slenk afgevoerd moet worden is uit een oogpunt van kwelbehoud aan maaiveld een brede sloot met het waterpeil dicht onder maaiveld véél beter dan een smalle sloot met een diep waterpeil. Het valt overigens op dat in (8) de *waterdiepte* in de sloot er niet toe doet. *Een smalle diepe sloot is dus ook niet slecht, als het water maar bijna tot aan het maaiveld reikt. Als de sloot landbouwwater doorvoert is het zelfs beter om hem smal en diep te houden, maar wel met een hoog peil.*

Het verschil tussen verondiepen of peil verhogen is wel wezenlijk als in het voorjaar het slootpeil niet op niveau gehouden kan worden. Hij zal water afvoeren totdat het grondwaterniveau onder de slootbodem zakt. In het algemeen staat het grondwater op enige afstand van de sloot dan nog behoorlijk wat hoger dan de slootbodem, maar verondiepen is in dit geval toch beter.

1.3 Een kwelhelling met diepe kwel; twee watervoerende lagen

1.3.1 Schema

We beschouwen hetzelfde probleem, maar nu met twee watervoerende lagen waarvan de bovenste dun is, zodat de horizontale stroming daarin verwaarloosd mag worden. Figuur 3 geeft het schema.



Figuur 3: Flank van een dekzandrug, twee lagen.

We hebben de verticale weerstand ondergebracht in een discrete laag, zoals dat in grondwatermodellen gebruikelijk is. Hij mag echter ook verspreid over de hoogte van de bovenste laag voorkomen; dat maakt voor de formules niet uit.

1.3.2 Verschil met één watervoerende laag

Er verschijnt een nieuwe parameter,

c weerstand van de scheidende laag (d) c.q. de verticale weerstand van de bovenste laag.

Het blijkt dat in dit geval de (halve) breedte ℓ van het intrekgebied iteratief opgelost moet worden uit een transcendente vergelijking (een vergelijking waarin wiskundige functies voorkomen), wat niet strookt met het doel van deze notitie. Toch valt er kwalitatief wel iets te zeggen over het effect van een ondiep voorkomende weerstandslaag:

(1) In de eerste plaats is duidelijk dat de weerstandslaag de afstroming van grondwater uit de dekzandrug moeilijker maakt, waardoor de bovengrens van de zone waarin het grondwater tot aan het maaiveld reikt hoger op de flank komt te liggen (dan zonder weerstandslaag maar wel bij dezelfde kD -waarde het geval zou zijn).

(2) Langs het bovenste deel van de kwelhelling treedt niet meteen kwel op; gaande van het gebied met een vrije grondwaterspiegel naar de slenk is er eerst nog een strook $\overline{AB}$ waar regenwater infiltreert. Daarna neemt de kwelflux $u(x)$ slechts geleidelijk toe. u is dus niet meer één getal. Als de

helling lang is neigt u naar een eindsterkte (waarvoor we overigens geen uitdrukking hebben), maar in het algemeen zal hij die waarde al snel overschrijden, onder invloed van de omstandigheden in de slenk.

(3) Als er een scheidende laag is, hebben omstandigheden in de slenk dus invloed op de kwelhelling. Alleen als de helling duidelijk langer is dan de spreidingslengte is de isolerende werking van de kwelhelling nog geheel in tact.

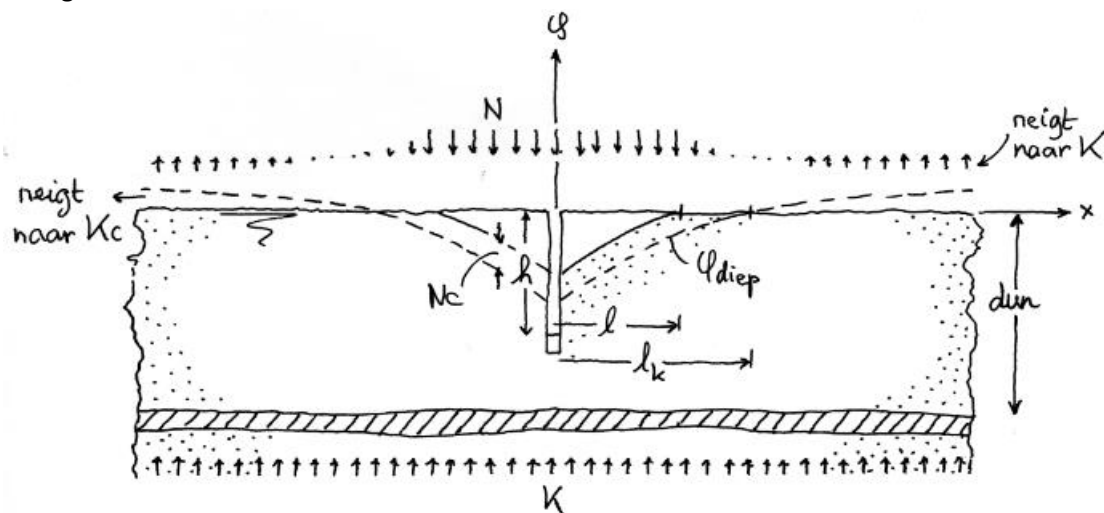
(4) De flux Q , die in figuur 1 geconcentreerd was in punt B , raakt over een zeker gebied verspreid. Dit is wat overdreven voorgesteld, doordat we geen rekening houden met het (horizontale) doorlaatvermogen van de bovenste watervoerende laag. In werkelijkheid zal er in de omgeving van C een toch wel meer geprononceerde kwelflux aan de dag treden.

(5) Als de slenkbodem zeer breed is heeft de kwel - verder naar rechts gaand - de neiging om af te nemen tot K , maar voor het zover is zal veelal (weer afhankelijk van de spreidingslengte) de invloed van de aangrenzende dekzandrug zich al laten gelden. Bij aanwezigheid van een ondiepe weerstandslaag zal de kwelsterkte in de slenk dus vaak groter zijn dan K .

Het meest opvallende effect van een weerstandslaag is toch wel dat het geprononceerde patroon van uittreden van grondwater langs de flank van de dekzandrug, zoals dat in het geval van één laag optrad (figuur 1), sterk wordt afgevlakt.

1.3.3 De slenk (twee watervoerende lagen)

Figuur 4 geeft het schema.



Figuur 4: Een sloot in een vlak kweldal, twee lagen

Er komt weer een nieuwe parameter bij:

W slootweerstand (d/m)

De aanname is weer dat het doorlaatvermogen van de bovenste watervoerende laag relatief erg klein is. Kwalitatief valt al het één en ander te zeggen over het verschil met het geval zonder weerstandslaag. De weerstandslaag bemoeilijkt de afstroming naar de sloot, waardoor de grondwaterspiegel omhoog komt (als tenminste alle parameters op de weerstand van de kleilaag na hetzelfde gekozen worden). In de zone waarin de grondwaterspiegel niet tot aan het maaiveld reikt moet de diepe stijghoogte Nc lager zijn dan de freatische grondwaterstand, want als het doorlaatvermogen van de bovenste watervoerende laag nul gesteld wordt moet alle neerslag de weerstandslaag passeren. Nabij de sloot moet de diepe stijghoogte natuurlijk juist weer hoger zijn dan het slootpeil, of beter gezegd: het slootpeil moet lager zijn dan de diepe stijghoogte. Dit leidt tot een merkwaardig sprongsgewijs hoogteverschil tussen het slootpeil en de aangrenzende ondiepe grondwaterspiegel, maar dat is een artefact van de aannamen; in werkelijkheid moet er een overgang zijn, hoewel die bij een klein doorlaatvermogen van de bovenste watervoerende laag toch vrij abrupt zal verlopen.

Net als op de flank van de dekzandrug moet er een strook zijn waar het grondwater wel aan het maaiveld staat, maar waar nog steeds infiltratie optreedt omdat de diepe stijghoogte nog niet tot aan het maaiveld reikt. Daarna (nog verder van de sloot af) komt de kwel slechts geleidelijk op gang, om pas op een afstand $2 \text{ à } 3 \lambda$ verder naar rechts zijn volle sterkte te bereiken, die gelijk is aan de diepe kwelflux. In het algemeen zal dit zover weg zijn dat de flank van de slenk bereikt is, waardoor het schema niet meer opgaat.

Net als bij de kwelhelling is het meest opvallende effect dat het geprononceerde patroon van uittreden van grondwater dat we in het geval zonder weerstandslaag zagen sterk wordt afgevlakt.

We kiezen het maaiveld als referentieniveau. In de zone $0 < x < \ell$ gaat Hooghoudt op, en in de zone $x > \ell$ de formule van Mazure:

$$\begin{cases} \varphi_x = -\frac{Nx(x-\ell)}{2kD} + \varphi_0 \frac{x}{\ell} & (0 < x < \ell) \\ \varphi_x = (\varphi_\ell - \varphi_\infty) \exp\left(-\frac{\ell-x}{\lambda}\right) + \varphi_\infty & (x > \ell) \end{cases} \quad (13)$$

De twee termen in het rechterlid van de eerste vergelijking zijn toegevoegd omdat we nog niet weten waar de top van de parabool ligt. We weten dat

$$\varphi_\ell = -Nc \text{ en } \varphi_\infty = Kc \quad (14)$$

We hebben nu als extra voorwaarde

$$\frac{h + \varphi_0}{W} = Q \quad (15)$$

waarin W de weerstand is tussen de diepere aquifer en de sloot (d/m). (Meer gebruikelijk is $Q = (\varphi_0 - h)/W$, dus op het eerste gezicht lijkt (15) een tekenfout te bevatten, maar we behandelen het slootpeil h als een positief getal, terwijl het in feite een negatief getal is, omdat het slootpeil beneden het referentieniveau staat). Hoe we W bepalen laten we nog even in het midden, maar het is duidelijk dat er een weerstand moet zijn, tenzij de sloot door de scheidende laag heen gegraven is. Het is niet zo moeilijk om uit te zoeken dat

$$Q = (N + K)\ell + N\lambda \quad (16)$$

Door op $X = \ell$ continuïteit van stroming te eisen vinden we op de inmiddels bekende manier tenslotte

$$\begin{cases} \ell = \sqrt{\frac{2kDh}{N+K} + (2kDW + \lambda)^2 - 2kDw\lambda \frac{N}{N+K}} - (2kDW + \lambda) \\ \varphi_0 = 2W(N+K)\ell + 2WN\lambda - h \end{cases} \quad (17)$$

Als $c=0$ gaat de uitdrukking voor ℓ over in (8), zoals het moet.

Gaande vanaf de sloot naar rechts treedt er na $X = \ell$ nu niet meer onmiddellijk kwel op. Er is eerst nog een zone met afnemende infiltratie van regenwater. Kwel komt daarna geleidelijk op gang vanaf

$$\ell_k = \lambda \ln \frac{N+K}{K} + \ell \quad (18)$$

om pas zijn volle sterkte te bereiken op $\ell_k + 2\lambda$.

Eén en ander laat zich samenvatten in de volgende regels:

Aan weerskanten van sloten of greppels in de slenk treedt bij aanwezigheid van een ondiepe weerstandslaag infiltratie van regenwater op over een strookbreedte

$$\ell = \sqrt{\frac{2kDh}{N+K} + (2kDW + \lambda)^2 - 2kDw\lambda \frac{N}{N+K}} - (2kDW + \lambda) \quad (19)$$

Aan weerskanten van sloten of greppels treedt géén kwel op over een strookbreedte

$$\ell_k = \lambda \ln \frac{N+K}{K} + \ell \quad (20)$$

Kwel aan het maaiveld bereikt pas zijn volle sterkte op een afstand van

$$\ell_k + 2\lambda \quad (21)$$

van de sloot.

Voorbeeld:

$c=200$ d, $W=2$ d/m, verder dezelfde getallen $\rightarrow \ell=28$ m, $\ell_k=77$ m, $\ell_k + 2\lambda = 278$ à 378 m.

Dit resultaat is overigens erg gevoelig voor de waarde van W , waarvoor we in de praktijk vaak geen goede aanwijzing hebben, dus het realiteitsgehalte van dit voorbeeld is onduidelijk. Het is opvallend dat bij toenemende waarde van W er een moment aanbreekt waarop $\ell = 0$, wat wil zeggen dat het grondwater tot aan de sloot toe aan het maaiveld staat. Vanuit het rekenschema is dat gemakkelijk te begrijpen, maar of dat schema in zo'n geval realistisch is overzien we niet.

1.4 Literatuur

C. Maas en A.J.M. Jansen, 1993: Ecohydrological processes in almost flat wetlands, Proceedings van het symposium Engineering Hydrology, ASCE, San Francisco, Chin Y. Kuo.

Provincie Overijssel, 2015: Natura 2000 Gebiedsanalyse voor de Programmatische aanpak Stikstof (PAS) Lemselermaten

Provincie Overijssel, 2015: Natura 2000 Gebiedsanalyse voor de Programmatische aanpak Stikstof (PAS) Bergvennen en Brecklenkampse Veld

RVO Nederland, 2015: Gebiedsanalyse Achter de Voort, Agelerbroek & Volterbroek, Versie 1.7

2. Wisselwerking met de omgeving

2.1 Inleiding	16
2.2 De wintersituatie, één watervoerende laag	17
2.2.1 <i>Theoretische breedte van een bufferzone om in een systeem met één watervoerende laag grondwater aan maaiveld te herstellen</i>	
2.2.2 <i>Verhoging van de GHG in het landbouwgebied in het geval van één watervoerende laag</i>	
2.3 Wintersituatie, twee watervoerende lagen	20
2.3.1 <i>Theoretische breedte van een bufferzone om in een systeem met twee watervoerende lagen grondwater aan maaiveld te herstellen</i>	
2.3.2 <i>Theoretische breedte van de bufferzone om in een systeem met twee watervoerende lagen diepe kwel aan maaiveld te herstellen</i>	
2.3.3 <i>Verhoging van de GHG in het landbouwgebied in het geval van twee watervoerende lagen</i>	
2.4 Zomerhalfjaar, één watervoerende laag	24
2.4.1 <i>Theoretische breedte van een bufferzone om in een systeem met één watervoerende laag het oude grondwaterregime (de oude GLG) te herstellen</i>	
2.4.2 <i>Verhoging van de GLG in het landbouwgebied in het geval van één watervoerende laag</i>	
2.5. Zomerhalfjaar, twee watervoerende lagen	2
7	
2.5.1 <i>Theoretische breedte van een bufferzone om in een systeem met twee watervoerende lagen het oude grondwaterregime (de oude GLG) te herstellen</i>	
2.5.2 <i>Verhoging van de GLG in het landbouwgebied in het geval van twee watervoerende lagen</i>	
3. Slotopmerkingen	29
4. Literatuur	30

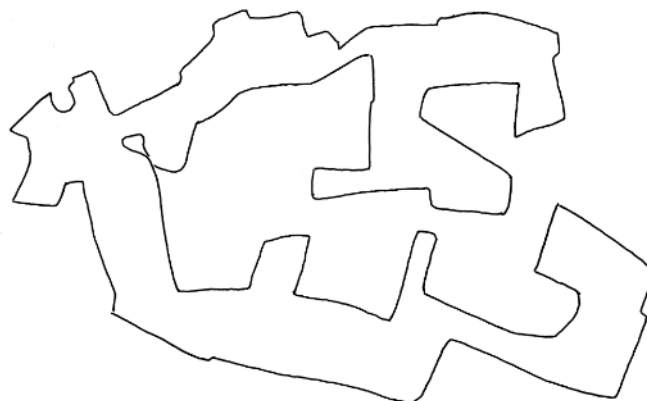
2.1 Inleiding

Tot de herstelmaatregelen die aangegeven zijn voor de Natura 2000-gebieden in Dinkelland behoort het verwijderen van alle ontwateringsmiddelen (sloten en drains) uit een strook land rondom de natuurgebieden. Figuur 1 geeft *als voorbeeld* de voorgestelde bufferzone rondom de Lemselermaten, die gemiddeld een breedte heeft van ruwweg 250 m. De hoop is dat deze *bufferzones* breed genoeg zijn om de verdroging van het eigenlijke natuurgebied tot staan te brengen en mogelijk weer om te keren, zodat het oude grondwaterregime daar weer min of meer terugkeert. Op voorhand is te zeggen dat volledig herstel van diep kwelwater in de wortelzone een moeilijke kwestie zal worden; veel van wat er ook nu nog uit de wijde omgeving toestroomt zal in gedraineerde gebieden blijven eindigen.

Zonder ons te bekommeren om praktische en bestuurlijke bezwaren gaan we in deze notitie theoretisch na hoe breed een ideale bufferzone zou moeten zijn om in het eigenlijke natuurgebied grondwater aan maaiveld te herstellen en diepe kwel in de wortelzone terug te brengen.

Een bufferzone heeft ook een vernattende werking op de omgeving, die vaak grotendeels agrarisch in gebruik is. Die invloed zullen we ook kwantificeren, zodat over passende maatregelen nagedacht kan worden. In deze notitie blijft het overigens allemaal theorie; de uitkomsten zijn in termen van wiskundige uitdrukkingen waarin gegevens ingevuld moeten worden die alleen uit veldwerk af te leiden zijn. De notitie is zo geschreven dat hij door vakgenoten gelezen en geverifieerd kan worden. Hopelijk zijn de resultaten echter ook te gebruiken door lezers die minder goed in de klassieke geohydrologie thuis zijn. We hebben ze daartoe omlijst, zodat ze snel te vinden zijn. De wiskundige functies die erin voorkomen zijn in de meeste gevallen op een smartphone en in Excel beschikbaar. Voor een enkel geval dat lastiger is voegen we een Matlab-script toe.

We zullen eerst een wintersituatie beschouwen, die we stationair nemen, om daarna het uitzakken van de grondwaterspiegel in de zomer te analyseren. Voor beide situaties analyseren we eerst een geval met één watervoerende laag en daarna een geval met twee watervoerende lagen waarvan de bovenste een relatief gering doorlaatvermogen heeft. Het tweede geval is geïnspireerd op de Lemselermaten, waar in de bovenste meters van de ondergrond weerstandslaagjes aangetroffen waar de beken ondiep in liggen. De wintersituatie is vooral van belang voor het herstel van grondwater en zo mogelijk diepe kwel aan maaiveld; de zomersituatie is belangrijk voor het herstel van de gemiddeld laagste grondwaterstand. Dat laatste is geen doel op zich, maar heeft alles te maken met het herstel van de duur van de periode waarin grondwater om en nabij het maaiveld staat.



Figuur 1: Zone rondom het Natura 2000-gebied Lemselermaten, waarvoor is aangegeven dat de ontwateringsmiddelen verwijderd zullen worden.

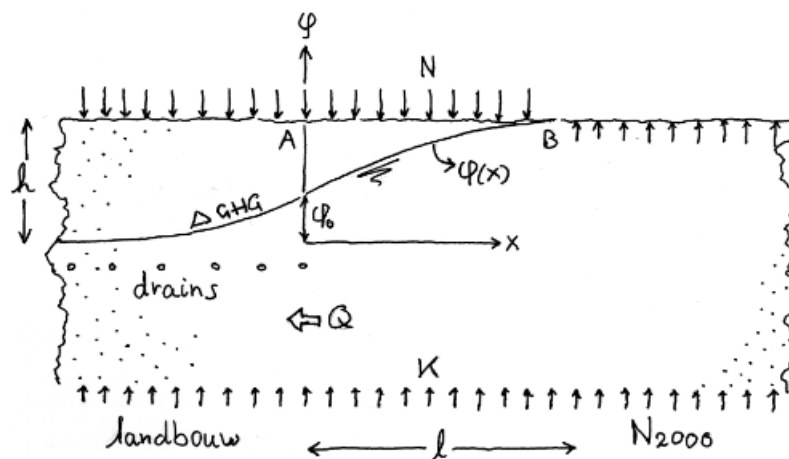
Omdat we uit zijn op het afleiden van relatief eenvoudige formules en vuistregels zijn we bereid om wat fysische en wiskundige nauwkeurigheid op te offeren aan de praktische bruikbaarheid van onze resultaten.

2.2 De wintersituatie, één watervoerende laag

Hoewel de ruimtelijke werking van een bufferzone in het algemeen afhangt van de grondwateraanvulling (neerslag minus verdamping minus oppervlakkige afstroming) die in de tijd sterk variabel is, kan voor ons doel een gemiddelde wintersituatie wel stationair genomen worden; de werkelijkheid fluctueert daar omheen.

Schema

Figuur 2 geeft het rekenschema voor het geval dat er sprake is van één watervoerende laag. De verticale schaal is zéér sterk overdreven; denk aan een meter of twee tegenover een horizontale afmeting van een paar honderd meter. Op schaal getekend zou dit plaatje ongeveer een millimeter hoog zijn. We nemen aan dat regen die op plaatsen valt waar grondwater aan het maaiveld staat oppervlakkig afgevoerd wordt uit het gebied, omdat het anders zou infiltreren op andere plaatsen, waar het grondwater nog niet tot aan het maaiveld reikt, en daar zou bijdragen aan ongewenste vorming van regenwaterlenzen.



Figuur 2: Bufferzone, winterhalfjaar.

Links van A ligt landbouwgebied met een beheerste grondwaterstand; het natuurgebied ligt rechts van B. De zone die er tussenin getekend is en die zich uitstrekt over lengte l , is niet de bufferzone die voor de N2000-gebieden zijn voorgesteld, maar de ideale, die ervoor zorgt dat in (de lage delen van) het natuurgebied de grondwaterstand in het winterhalfjaar tot aan het maaiveld komt en de nu nog resterende diepe kwel in de wortelzone wordt gebracht.

We hanteren de volgende symbolen:

- x plaatsvariabele (m)
- φ_x grondwaterstand, gerekend ten opzichte van het oorspronkelijke niveau in het landbouwgebied (m)
- φ_0 verhoging van de grondwaterstand (= vernatting) op de grens van bufferzone en het landbouwgebied (m)
- k doorlatendheid van de aquifer (m/d)
- D dikte van de aquifer (m)
- c_d drainageweerstand van de drains c.q. de sloten (d)

$\lambda = \sqrt{kDc_d}$ spreidingslengte (m)

N grondwateraanvulling (m/d)

K diepe kwelflux (m/d)

h oorspronkelijke grondwaterstand t.ov. maaiveld in het landbouwgebied (m)

ℓ afstand van het oorspronkelijke natuurgebied tot het landbouwgebied na aanleg van de bufferzone (m)

Q afstroming van grondwater naar het landbouwgebied (m²/d)

2.2.1 Theoretische breedte van een bufferzone om in een systeem met één watervoerende laag grondwater aan maaiveld te herstellen

Rechts van de grens tussen de bufferzone en het landbouwgebied (punt A) gaat de formule van Hooghoudt (1940) op, volgens welke de grondwaterstand parabolische verloopt. De top van de parabool moet in punt B liggen, waar het grondwater juist tot aan het maaiveld komt. Op dat punt treedt geen horizontale afstroming van grondwater meer op, omdat er rechts van B geen gradiënt is. Afgaande op Hooghoudt wordt de grootste "opbolling" $h - \varphi_0$ wordt gegeven door

$$h - \varphi_0 = \frac{(N + K)\ell^2}{2kD} \quad (22)$$

Hierin zijn φ_0 en ℓ vooralsnog onbekenden.

In zijn oorspronkelijke toepassing beschrijft de formule van Hooghoudt de opbolling van de grondwaterspiegel tussen twee lange, diepe, evenwijdig lopende sloten onder invloed van een gelijkmatig over het perceel verdeelde grondwateraanvulling die niet afhangt van de tijd. Hooghoudts doel was om richtlijnen te geven voor het berekenen van drainafstanden. Hij werkte destijds bij het Bodemkundig Instituut in Groningen.

Links van A is de formule van Mazure (1932) toepasbaar, die zegt dat

$$\varphi(x) = \varphi_0 \exp(-|x|/\lambda) \quad (x < 0) \quad (23)$$

Het modulus-teken is nodig omdat we de x -as naar rechts wijzend gekozen hebben. In zijn oorspronkelijke toepassing beschrijft de formule van Mazure het verloop van de diepe stijghoogte in een droogmakerij waarin het polderpeil lager is dan het peil van het buitenwater. Mazures doel was om de zoute kwel in de voorgenomen Wieringermeerpolder te kwantificeren.

Om φ_0 en ℓ die in (22) voorkomen op te kunnen lossen is een tweede betrekking nodig, die we vinden in de eis dat er continuïteit van stroming moet zijn op de overgang van de buffer op het landbouwgebied. De flux Q vanuit de bufferzone naar het landbouwgebied bedraagt

$$Q = (N + K)\ell \quad (24)$$

Volgens Darcy is Q óók gelijk aan $-kDd\varphi/dx$ op $x=0$. Passen we dit toe op (23) dan volgt

$$Q = kD \frac{\varphi_0}{\ell} \quad (25)$$

Door nu Q te elimineren uit (24) en (25) vinden we - na (22) - een tweede betrekking tussen de onbekenden φ_0 en ℓ :

$$\varphi_0 = \lambda \frac{(N+K)\ell}{kD} \quad (26)$$

zodat we ℓ en φ_0 kunnen oplossen. De nodige algebra geeft het volgende resultaat:

$$\ell = \lambda \left\{ \sqrt{\frac{2h}{(N+K)c_d} + 1} - 1 \right\} \text{ en } \varphi_0 = h - \frac{(N+K)\ell^2}{2kD} \quad (27)$$

De tweede uitdrukking is een herschikking van (22). Dit levert de volgende ontwerpregel op:

Om in een natuurgebied met één watervoerende laag grondwater aan maaiveld volledig te herstellen moet de bufferzone de volgende breedte hebben:

$$\ell = \sqrt{\frac{2kDh}{N+K} + \lambda^2} - \lambda \quad (28)$$

Als de geprojecteerde bufferzone niet zo breed is kan ℓ gezien worden als de afstand vanaf de grens met het landbouwgebied waarop in het natuurgebied de grondwaterstand 's winters aan het maaiveld komt. Of er ook diepe kwel aan het maaiveld komt hangt af van de vraag of er überhaupt sprake is van diepe kwel. Maar als hij er is, dan komt hij in dit geval rechts van B aan het maaiveld.

Voorbeeld 1:

$k = 10 \text{ m/d}$, $D = 10 \text{ m}$, $c_d = 20 \text{ d}$, $\lambda = \sqrt{kDc_d} = \sqrt{10 \times 10 \times 20} = 45 \text{ m}$, $h = 0,8 \text{ m}$, $N = 2 \text{ mm/d}$, $K = 1 \text{ mm/d} \rightarrow \ell = 190 \text{ m}$.

Een drainageweerstand van om en nabij 20 d past bij buisdrainage. Als er alleen sloten zijn kan c_d gemakkelijk bijvoorbeeld 250 d bedragen. (Een vuistregel zegt: drainageweerstand = slootafstand.) In dat geval wordt de bufferzone smaller (nl $\ell = 122 \text{ m}$). De pakketdikte D doet er toe voor de breedte van de buffer: het eerste voorbeeld, met $c_d = 20 \text{ d}$ maar met $D = 20 \text{ m}$ geeft $\ell = 269 \text{ m}$.

(Als er geen diepe kwel is moet in (28) $K=0$ gekozen worden.)

2.2.2 Verhoging van de GHG in het landbouwgebied in het geval van één watervoerende laag

De verhoging van de grondwaterstand in het landbouwgebied wordt gegeven door (23). Dit kan tevens opgevat worden als de verhoging van de GHG, dus

$$\Delta GHG = \varphi_0 \exp\left(-\frac{|x|}{\lambda}\right) \quad (29)$$

waarin Δ staat voor "verandering". φ_0 is gegeven door de tweede vergelijking van (27).

Voorbeeld 2:

$k = 10 \text{ m/d}$, $D = 10 \text{ m}$, $c_d = 20 \text{ d}$, $\lambda = \sqrt{10 \times 10 \times 20} = 45 \text{ m}$, $h = 0,8 \text{ m}$, $N = 2 \text{ mm/d}$, $K = 1 \text{ mm/d}$
 $\rightarrow \ell = 190 \text{ m} \rightarrow \varphi_0 = 0,26 \text{ m}$.

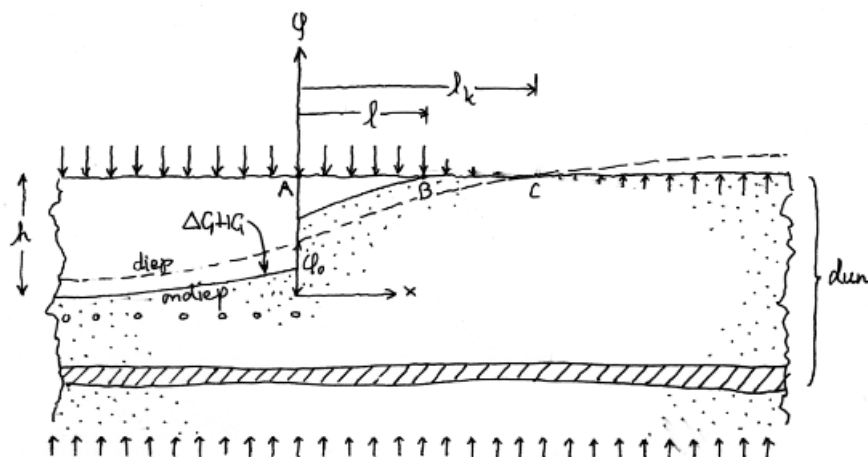
Volgens een vuistregel strekt de vernatting van het landbouwgebied zich uit over een strook van 2 à 3 $\lambda = 90$ à 135 m. Gaande naar links vanaf de grens van de bufferzone neemt de vernatting snel af; op 30 m is hij (in dit voorbeeld) al gehalveerd, en daarna halveert hij met iedere 30 m naar links steeds opnieuw.

Zoals we zagen kan bij een drainageweerstand van 250 d de bufferzone smaller blijven, maar de vernatting op de grens neemt daardoor toe ($\varphi_0 = 0,58 \text{ m}$) en breidt zich over een veel grotere afstand uit ($\ell = 158 \text{ m}$). Een landbouwperceel dat door sloten ontwaterd wordt is dus gevoeliger voor vernatting dan een perceel met buisdrainage. Let wel: het gaat om landbouwgebied *buiten* de ideale bufferzone

2.3 Wintersituatie, twee watervoerende lagen

We beschouwen hetzelfde probleem, maar nu met twee watervoerende lagen waarvan de bovenste naar verhouding een laag doorlaatvermogen (kD) heeft, zodat we in die laag de horizontale stroming mogen verwaarlozen.

Schema



Figuur 3: Wintersituatie in een gelaagd systeem

Figuur 3 geeft het schema. In dit plaatje is de verticale weerstand van de bovenste laag op de bodem van die laag geconcentreerd, maar hij mag ook gelijkmatig over de hoogte van de bovenste laag verspreid gedacht worden. Er verschijnen drie nieuwe symbolen:

c weerstand van de scheidende laag (d)

$\lambda^* = \sqrt{kD(c+c_d)}$ spreidingslengte in het landbouwgebied (m)

$\varphi_f(x)$ grondwaterstand in de bovenste watervoerende laag (m)

Bovendien is nu kD het doorlaatvermogen van de diepere watervoerende laag, en φ is de stijghoogte in die laag. Om alles (relatief) eenvoudig te houden verwaarlozen we de horizontale stroming boven de scheidende laag. De flux over de scheidende laag is niet gelijkmatig verdeeld,

want behalve de diepe kwelflux K - die we wel gelijkmatig nemen - moet ook de afstroming vanuit het natuurgebied die laag passeren, om in het landbouwgebied weer boven te komen. We hebben immers het (horizontale) doorlaatvermogen van de bovenste aquifer verwaarloosbaar klein genomen. Deze lokaal gegenereerde flux, die een ruimtelijk verloop kent, moet gesuperponeerd gedacht worden op de gelijkmatig verdeelde diepe kwelflux om de flux over de scheidende laag te vinden. Als dus een peilbuis met filters onder en boven de scheidende laag een drukverschil laat zien met de hoogste waterstand in het diepste filter, dan duidt dit op kwel, maar niet automatisch op diepe kwel van buiten het natuurgebied.

2.3.1 Theoretische breedte van een bufferzone om in een systeem met twee watervoerende lagen grondwater aan maaiveld te herstellen

Rechts van B gaat Masure op, met $\lambda = \sqrt{kDC}$, tussen A en B geldt Hooghoudt - al weten we nu niet van tevoren waar de top van Hooghoudts parabool ligt; links van A gaat Masure weer op, maar nu met $\lambda^* = \sqrt{kD(c+c_d)}$. Er geldt dus

$$\begin{cases} \varphi_x = (\varphi_0 - \varphi_{-\infty}) \exp\left(-\frac{|x|}{\lambda^*}\right) + \varphi_{-\infty} & (x < 0) \\ \varphi_x = -\frac{N+K}{2kD} x(x-\ell) + \varphi_0\left(1-\frac{x}{\ell}\right) + \varphi_\ell \frac{x}{\ell} & (0 < x < \ell) \\ \varphi_x = (\varphi_\ell - \varphi_{\infty}) \exp\left(-\frac{x-\ell}{\lambda}\right) + \varphi_{\infty} & (x > \ell) \end{cases} \quad (30)$$

(De laatste twee termen in het rechterlid van de middelste vergelijking zijn toegevoegd omdat we nu niet bij voorbaat weten waar de top van de parabool van Hooghoudt ligt.)

$$\text{De randvoorwaarden luiden} \quad \varphi_{-\infty} = Kc \text{ en } \varphi_{\infty} = h + Kc \quad (31)$$

$$\text{We stellen bovendien vast dat} \quad \varphi_\ell = h - Nc \quad (32)$$

want op deze plek is de ondiepe grondwaterstand h en de wegzijging Nc (omdat er in de bovenste laag geen horizontaal transport plaatsvindt; alles moet door de scheidende laag). Dit ingevuld in (30) geeft

$$\begin{cases} \varphi_x = (\varphi_0 - Kc) \exp\frac{x}{\lambda^*} + Kc & (x < 0) \\ \varphi_x = \frac{N+K}{2kD} x(\ell-x) + \varphi_0\left(1-\frac{x}{\ell}\right) + (h-Nc)\frac{x}{\ell} & (0 < x < \ell) \\ \varphi_x = -(N+K)c \exp\frac{\ell-x}{\lambda} + h + Kc & (x > \ell) \end{cases} \quad (33)$$

Om ℓ en φ_0 op te kunnen lossen stellen we weer de eis van continuïteit van stroming; deze keer op zowel de overgang van de buffer op het landbouwgebied als die van de buffer op het natuurgebied. Daartoe moeten de gradiënten van φ_x links en rechts van de overgangen gelijk gesteld worden. Na het nodige rekenwerk volgt

$$\begin{cases} \frac{\varphi_0 - Kc}{\lambda^*} = \frac{N+K}{2kD} \ell - \frac{\varphi_0}{\ell} + \frac{h-Nc}{\ell} & (x=0) \\ -\frac{N+K}{2kD} \ell - \frac{\varphi_0}{\ell} + \frac{h-Nc}{\ell} = \frac{(N+K)c}{\lambda} & (x=\ell) \end{cases} \quad (34)$$

waar tenslotte ℓ en φ_0 uit gevonden kunnen worden. Het resultaat is

$$\begin{aligned} \ell &= \sqrt{\frac{2kDh}{N+K} + \lambda^{*2} - \lambda^2} - (\lambda^* + \lambda) \\ \varphi_0 &= Kc + \frac{N+K}{kD} (\ell + \lambda) \lambda^* \end{aligned} \quad (35)$$

Dit levert de volgende ontwerpregel op:

Om in een natuurgebied met twee watervoerende lagen 's winters de grondwaterstand aan maaiveld geheel te herstellen moet de bufferzone de volgende breedte hebben:

$$\ell = \sqrt{\frac{2kDh}{N+K} + \lambda^{*2} - \lambda^2} - (\lambda^* + \lambda) \quad (36)$$

Als de weerstand c van de scheidende laag nul gesteld wordt gaat (35) over in (27), zoals het moet.

Voorbeeld 3

$$k = 10 \text{ m/d}, D = 10 \text{ m}, c_d = 20 \text{ d}, c = 100 \text{ d}, \lambda = \sqrt{10 \times 10 \times 100} = 100 \text{ m},$$

$$\lambda^* = \sqrt{kD(c+c_d)} = \sqrt{10 \times 10 \times (100+20)} = 110 \text{ m}, h = 0,8 \text{ m}, N = 2 \text{ mm/d}, K = 1 \text{ mm/d} \rightarrow \ell = 26 \text{ m}.$$

De ondiepe weerstandslaag heeft dus een *zeer* gunstig effect op de benodigde breedte van de bufferzone (bij voorbeeld 1 vonden we met overigens dezelfde getallen $\ell = 190 \text{ m}$). Omdat een watervoerende laag - ook al is er geen scheidende laagje te bekennen - altijd wel wat verticale weerstand heeft, concluderen we dat de eerdere ontwerpregel (28), die voor één laag is afgeleid, aan de veilige kant is.

2.3.2 Theoretische breedte van de bufferzone om in een systeem met twee watervoerende lagen diepe kwel aan maaiveld te herstellen

Op afstand ℓ vanaf de grens met het landbouwgebied reikt de grondwaterstand 's winters dus aan het maaiveld. Dit is echter nog niet voldoende om ook diepe kwel aan het maaiveld te krijgen; over een zekere afstand rechts van de bufferzone, tussen B en C , vindt nog steeds infiltratie van regenwater plaats. Pas rechts van punt C waar de diepe stijghoogte juist gelijk is aan het maaiveld, begint diepe kwel (indien aanwezig) uit te treden, om pas op 2 à 3 λ vanaf C zijn volle sterkte te bereiken. De vraag is dus: waar ligt punt C ? Volgens de laatste vergelijking van (33) is in deze zone

$$\varphi_x = -(N+K)c \exp \frac{\ell-x}{\lambda} + h + Kc \quad (37)$$

In C is $\varphi_x = mv = h$. Hiermee volgt dat

$$x_c = \ell + \lambda \ln \frac{N+K}{K} \quad (38)$$

Daarna heeft volgens de bekende vuistregel de stijghoogte nog een afstand 2 à 3 λ nodig om praktisch gesproken zijn eindwaarde $h+Kc$ te bereiken. Laten we deze afstand ℓ_K noemen (dat is gerekend vanaf de grens met het landbouwgebied, zie figuur 3). Dan levert dit de volgende ontwerpregel op:

Om in een natuurgebied met twee watervoerende lagen 's winters diepe kwel aan het maaiveld zo goed mogelijk te herstellen moet de bufferzone breder zijn dan

$$\ell + \left(\ln \frac{N+K}{K} + 2 \text{ à } 3 \right) \lambda \quad (39)$$

Voorbeeld 4:

$k = 10 \text{ m/d}$, $D = 10 \text{ m}$, $c = 200 \text{ d}$, $c_d = 20 \text{ d} \rightarrow \lambda = 100 \text{ m}$, $\ell = 68 \text{ m}$, $x_c = 135 \text{ m}$ en $\ell = 335 \text{ à } 435 \text{ m}$.

Voor de Lemselermaten moeten de ingevulde getallen nog geverifieerd worden, het ziet er echter naar uit dat de voorgenenomen bufferzone van de Lemselermaten niet breed genoeg is om diepe kwel *optimaal* te herstellen, maar dat toch in goed deel van het gebied de diepe kwel zijn best haalbare sterkte zal kunnen terugkrijgen.

2.3.3 Verhoging van de GHG in het landbouwgebied in het geval van twee watervoerende lagen

We kennen nu de diepe stijghoogte φ_0 op de grens met het landbouwgebied, maar om de verhoging van de GLG te berekenen moeten we de freatische grondwaterstand $\varphi_{f,0}$ kennen. Links van A is

$$\frac{\varphi_x - \varphi_f(x)}{c} + \frac{\varphi_d - \varphi_f(x)}{c_d} = -N \quad (40)$$

waarin φ_d het drainniveau c.q. slootniveau is. Om φ_d te vinden realiseren we ons dat $\varphi_{-\infty} = Kc$ en $\varphi_f(-\infty) = 0$. Dit in (40) geeft

$$\varphi_d = -(N+K)c_d \quad (41)$$

(wat we eigenlijk ook wel direct hadden kunnen inzien). Op $x=0$ (maar links van A) vinden we nu met (40)

$$\varphi_f(0) = \frac{c_d}{c+c_d} (\varphi_0 + Kc) \quad (42)$$

De verhoging van de GHG in het landbouwgebied wordt dus gegeven door

$$\Delta GHG = \varphi_f(0) \exp\left(-\frac{|x|}{\lambda^*}\right) \quad (43)$$

waarin $\varphi_f(0)$ gegeven wordt door (42), φ_0 die daarin voorkomt door de tweede vergelijking van (35) en ℓ (die daar weer in voorkomt) door de eerste vergelijking van (35). Dit is helaas een beetje omslachtig, maar het is nog te doen.

Voorbeeld 5:

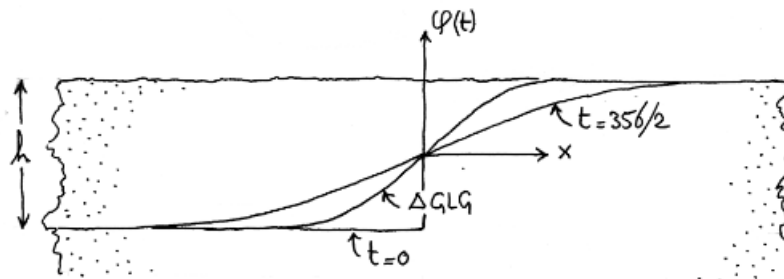
$$k = 10 \text{ m/d}, D = 10 \text{ m}, c_d = 20 \text{ d}, c = 200 \text{ d} \rightarrow \lambda = \sqrt{10 \times 10 \times 100}, \lambda^* = \sqrt{10 \times 10 \times (100 + 20)} = 110 \text{ m}, \\ h = 0,8 \text{ m}, N = 2 \text{ mm/d}, K = 1 \text{ mm/d} \rightarrow \ell = 68 \text{ m} \rightarrow \varphi_0 = 0,67 \text{ m}, \varphi_f(0) = 0,13 \text{ m}.$$

In het geval van één laag vonden we met dezelfde getallen (maar zonder c) op de grens van het landbouwgebied een grondwaterstand van 0,26 m (zie voorbeeld 2), dus de weerstandslaag heeft ook een gunstig effect op de uitstraling naar het landbouwgebied. Aan de andere kant is λ^* wel veel groter dan de spreidingslengte die we in voorbeeld 2 vonden. Dus: kleinere amplitude maar grotere spreiding.

2.4 Zomerhalfjaar, één watervoerende laag

Vanaf het moment dat de verdamping de aanvulling overtreft begint de grondwaterspiegel te dalen. Het peilverschil tussen het natuurgebied en het landbouwgebied verstrijkt in de loop van het zomerhalfjaar, waardoor in het natuurgebied de grondwaterstand dieper wegzakt dan vóór de ontginning van de streek het geval was. Bijgevolg duurt het tegenwoordig in het najaar langer voordat het grondwater het maaiveld weer bereikt. De duur van de periode waarin het grondwater aan maaiveld staat is dus korter geworden. Omgekeerd kan men ook beredeneren dat het grondwater eerder in het jaar begint weg te zakken dan vroeger. Zo wordt er dus van twee kanten wat afgeknabbeld van de periode met grondwater aan maaiveld. We willen nu kijken hoe breed een bufferzone zou moeten zijn om de oude grondwaterdynamiek (zeg de oude GLG) te herstellen. Het antwoord is natuurlijk: zo breed dat in het natuurgebied aan het einde van het zomerhalfjaar nog zo goed als niets te merken is van het verstrijken.

Schema



Figuur 4: Verstrijken van de grondwaterspiegel in het zomerhalfjaar

Figuur 4 geeft het rekenschema.

x	plaatsvariabele (m)
t	tijd (d)
h	verschil in grondwaterstand tussen het natuurgebied en het landbouwgebied aan het begin van het zomerhalfjaar (m)
$\phi(x,t)$	grondwaterstand gerekend t.o.v. het maaiveld in het natuurgebied (m)
S	freatische bergingscoëfficiënt (-)
kD	doorlaatvermogen van de aquifer (m ² /d)

We schematiseren het verloop van de grondwaterspiegel op het moment dat de daling inzet rücksichtslos tot een stapfunctie. Feitelijk zou het verloop dat in de wintersituatie optrad het uitgangspunt moeten zijn, maar dat maakt het rekenwerk erg veel omslachtiger terwijl de plotselinge sprong in de grondwaterstand die we nu aannemen in het begin al heel snel afvlakt, dus veel zal het niet uitmaken. Het dalen en het verstrijken treden simultaan op, met als gevolg dat de grondwaterstand in het natuurgebied sneller daalt (en in het landbouwgebied trager), maar we nemen aan dat het superpositiebeginsel opgaat, zodat we het verstrijken apart mogen analyseren. In dat geval blijft het kantelpunt op zijn plaats. De linker tak stijgt (om in het landbouwgebied vernatting te veroorzaken) en de rechter tak daalt (met als gevolg dat in het natuurgebied de grondwaterstand 's zomers te diep wegzakt). Wegens anti-symmetrie hoeven we alleen de rechtertak te beschouwen.

2.4.1 Theoretische breedte van een bufferzone om in een systeem met één watervoerende laag het oude grondwaterregime (de oude GLG) te herstellen

De bufferzone moet bij voorkeur zo breed gekozen worden dat aan het einde van het zomerhalfjaar in het natuurgebied nog geen noemenswaardige (extra) daling is opgetreden.

Het proces van het verstrijken van de grondwaterstand wordt heel goed beschreven door de formule van Edelman (1947), die - toegepast op dit specifieke geval - als volgt luidt:

$$\phi(x,t) = \frac{1}{2} h \operatorname{erf}\left(x \sqrt{\frac{S}{4kDt}}\right) \quad (44)$$

De functie erf is de zgn. error function, die beschikbaar is in bijvoorbeeld Excel. In zijn oorspronkelijke toepassing beschrijft de formule van Edelman het tijdsafhankelijke verloop van de grondwaterstand in de Amsterdamse waterleidingduinen na een plotselinge daling van het peil in een lang, recht winningskanaal. "De" formule van Edelman behelst één van een aantal gevallen die hij in zijn proefschrift behandelde.

Het is wel aardig om te zien dat we nu drie formules bij elkaar brengen die afkomstig zijn uit de drie bakermatten van de geohydrologie in Nederland: de cultuurtechniek (Hooghoudt), de weg- en waterbouwkunde (Mazure) en nu dus de waterleidingtechniek.

De functie erf is - op een constante na - de cumulatieve normale verdeling uit de statistiek met standaardafwijking

$$\sigma = \sqrt{\frac{2kDt}{S}} \quad (45)$$

Net als bij de formule van Mazure is het een beetje arbitrair om te bepalen waar de uiterste grens ligt, maar met een beroep op de statistiek lijkt het redelijk om daarvoor 2σ te kiezen, dus

$$\ell = 2\sigma = 2\sqrt{\frac{2kDt}{S}} \quad (46)$$

waarin de tijd t gerekend moet worden vanaf het begin van het groeiseizoen. De "invloeds lengte" neemt dus toe met de tijd. Kiezen we $S = 0,15$ dan is aan het eind van het groeiseizoen (zeg na een half jaar)

$$\ell \approx 100\sqrt{kD} \quad (47)$$

Let op: de dimensies kloppen niet, of beter: ze zijn niet meer te zien doordat we concrete getallen ingevuld hebben. Bij gebruik van deze vuistregel is het belangrijk om kD in m^2/d uit te drukken.

Om in een natuurgebied met één watervoerende laag het oude grondwaterregime (de oude GLG) te herstellen moet de bufferzone breder zijn dan $100\sqrt{kD}$ (48)

Voorbeeld 5:

$$k = 10 \text{ /d}, D = 10 \text{ m} \rightarrow \ell > 1000 \text{ m.}$$

Het is maar getallenvoorbeeld, maar de suggestie die ervan uitgaat is dat de geplande bufferzones rond de N2000-gebieden van Dinkelland niet breed genoeg zijn om de oude GLG te herstellen.

2.4.2 Verhoging van de GLG in het landbouwgebied in het geval van één watervoerende laag
(44) geeft het verloop van de grondwaterstand zelf. De *verlaging* resp. *verhoging* ten opzichte van de oorspronkelijke grondwaterstand wordt gegeven door de *complementaire* error function erfc:

$$\begin{aligned} \Delta\phi(t) &= \frac{1}{2} \text{erfc}\left(x\sqrt{\frac{S}{4kDt}}\right) & (x > 0) \\ \Delta\phi(t) &= \frac{1}{2} \text{erfc}\left(-x\sqrt{\frac{S}{4kDt}}\right) & (x < 0) \end{aligned} \quad (49)$$

Kiezen we weer $S = 0,15$, dan is aan het einde van het groeiseizoen ($t = 365/2 \text{ d}$)

$$\Delta GHG \approx \frac{1}{2} \text{erfc}\left(-\frac{x}{70\sqrt{kD}}\right) \quad (x < 0) \quad (50)$$

(Het zou natuurlijk logischer zijn om het min-teken weg te laten en met $x > 0$ te rekenen, maar we hebben in figuur 4 nu eenmaal het landbouwgebied langs de negatieve x -as gekozen.)

Voorbeeld 6:

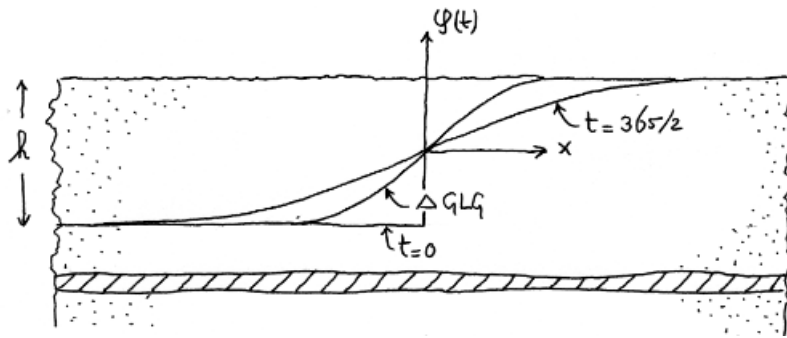
$$k = 10 \text{ m/d}, D = 10 \text{ m} \rightarrow kD = 100 \text{ m}^2/\text{d}, x = -100 \text{ m} \rightarrow \Delta GLG \approx 0,42 \text{ m.}$$

Opmerking:

Het begintijdstip voor de berekening is het vroege voorjaar, als de grondwaterspiegel nog juist het verloop van figuur 2 heeft. Dat verloop is in het algemeen niet antisymmetrisch. Voor het berekenen van het effect in het landbouwgebied zou de oorsprong van x (figuur 4) daarom niet op de grens van de bufferzone gekozen moeten worden, maar (in figuur 2) meer naar rechts, ongeveer op de plaats waar $\varphi = h/2$.

2.5. Zomerhalfjaar, twee watervoerende lagen

Schema



Figuur 5: Verstrijken van de grondwaterspiegel in het zomerhalfjaar, gelaagde bodemopbouw

Hierna is kD het doorlaatvermogen van de diepere watervoerende laag, maar S is nog steeds de bergingscoëfficiënt van de freatische laag.

2.5.1 Theoretische breedte van een bufferzone om in een systeem met twee watervoerende lagen het oude grondwaterregime (de oude GLG) te herstellen

Voor dit geval is bij benadering

$$h(x,t) \approx \frac{1}{2} \operatorname{erf}\left(x \sqrt{\frac{S}{2kDcS + 4kDt}}\right) \quad (51)$$

zodat nu

$$\sigma = \sqrt{\frac{2kDt}{S} + kDc} \quad (52)$$

Kiezen we weer $\ell = 2\sigma$, $S = 0,15$ en $t = 365/2$, dan volgt

Om in een natuurgebied met twee watervoerende lagen het oude grondwaterregime (de oude GLG) te herstellen moet de bufferzone breder zijn dan twee à drie keer de tijdsafhankelijke spreidingslengte:

$$\ell > 100 \sqrt{kD \left(1 + \frac{c}{2500}\right)} \quad (53)$$

met $t = 365/2 d$.

De weerstand van de bovenste laag moet dus wel erg groot worden om een duidelijk grotere invloedslengte ℓ te vinden. In de praktijk is (47) dus wel een bruikbare vuistregel.

2.5.2 Verhoging van de GLG in het landbouwgebied in het geval van twee watervoerende lagen

Op overeenkomstige wijze blijkt dat (50) ook vrijwel steeds bruikbaar is om de verandering van de GHG te schatten.

2.3 Slotopmerkingen

- a. In deze notitie is ervan uitgegaan dat er in de bufferzone voldoende water aanwezig is om het grondwaterpeil te verhogen.
- b. In deze notitie zijn we ervan uitgegaan dat de beken die in het natuurgebied lopen niet rechtstreeks insnijden in de watervoerende laag. Als dat wel het geval is, is de situatie gecompliceerder, vooral omdat beken in een vrij afwaterend gebied in de loop van een groeizoen kunnen droogvallen. In een bijlage bij het rapport over het deelgebieden Agelerbroek, Voltherbroek en Achter de Voort is op droogvallende beken ingegaan op. Vooralsnog denken we dat de schattingen van de invloeds lengte ℓ ook in dat geval geldig blijven, maar de invloed op de GHG en de GLG zal anders uitpakken.

2.4. Literatuur

Hooghoudt, S.B., 1940. Algemene beschouwing van het probleem van de detailontwatering en de infiltratie door middel van parallel loopende drains, greppels, slooten en kanalen. No. 7 in de serie: Bijdragen tot de kennis van eenige natuurkundige grootheden van den grond. Bodemkundig Instituut te Groningen. Rijksuitgeverij Dienst van de Nederlandse Staatscourant. 's-Gravenhage, Algemeene Landsdrukkerij.

Mazure, J.P., 1932. Invloed van een weinig doorlatende laag op de kwel onder een dijk; in: De Ingenieur, nr. 47, B41-B43.

Edelman, J.H., 1947: Over de berekening van grondwaterstromingen (proefschrift Technische Hoogeschool Delft).

Maas, C., 2007. Vechten om het water in de grond: een kleine geschiedenis van de geohydrologie in Nederland, in het bijzonder in relatie tot de drinkwatervoorziening en de TU Delft. Stromingen 13/3, p35-49.

Verruijt, A., 1970: Theory of Groundwater Flow, Macmillan

Bruggeman, G., 1999: Analytical Solutions of Geohydrologic Problems, Elsevier

3. Vragen

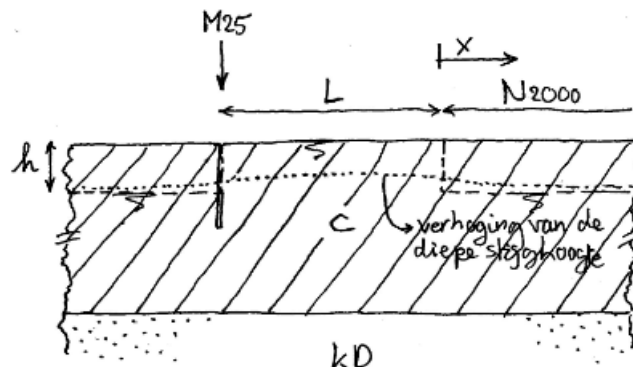
1. Vraag: Is het nodig om de sloot ten westen van de Lemselermaten te dempen? (M25)	32
2. Vraag: Wat is het effect van het verwijderen van detailontwatering op een dekzandrug en wat is het effect van ondiep afgraven van de toplaag?	35
3. Vraag: Is verondiepen van beken beter dan stuwen?	37
4. Vraag: Hoeveel werkt het effect van verondiepen door op de aangrenzende landbouwgronden bij de Weerseler beek en de Dollandbeek?	38
5. Vraag: Wat valt er te zeggen over de drinkwaterwinning Weerselo?	40
6. Hoe effectief is de geplande bufferzone in het herstellen van de diepe kwel?	41

Vragen

1. Vraag: Is het nodig om de sloot ten westen van de Lemselermaten te dempen? (M25)

Antwoord:

Maatregel M25 (veronderdiepen van de sloot nabij de Nijstadweg) is ondersteunend aan M16 (ophogen van landbouwgrond ten westen van de sloot) en M18 (verwijdering van sloten en buisdrainage uit het perceel ten oosten van de sloot, tot aan het N2000-gebied). Gezamenlijk zijn ze bedoeld om kwel in het N2000-gebied te herstellen. We beschouwen de situatie dat M16 en M18 zijn uitgevoerd, en stellen de vraag of eventueel handhaven van de sloot op zijn huidige peil het doel van deze maatregelen frustreert.



Geohydrologische gesteldheid

Recent is er een beschrijving beschikbaar gekomen van een boring (B28H1884) die op ca 300 m ten oosten van de sloot geplaatst is. Op die plek komt in de bovenste meters een gelaagdheid van zand en klei voor. Blijkens stijghoogtemetingen heerst er dieper dan een meter of acht 's winters een kweldruk van omstreeks 40 cm boven het maaiveld. 's Zomers is daar nog een centimeter of 20 van over (maar dan stijgt het natuurlijk niet meer boven het maaiveld uit.) De stijghoogte blijkt over de bovenste meters geleidelijk of trapsgewijs te vervallen. Dieper dan 8 m – MV tot minstens 20 m wordt matig fijn tot matig grof zand aangetroffen, waarvan de doorlatendheid wellicht geschat kan worden op 10 m/d. (Er is een onderbreking door een venige laag op ca 10 m diepte, maar waarnemingsfilters onder en boven die laag laten geen stijghoogteverschil zien, dus hij is misschien alleen lokaal aanwezig. In een boring meer naar het noorden, B28H0502, is deze laag inderdaad niet aangetroffen). Afgaande op deze informatie schatten we dat er sprake is van een watervoerende laag van minstens 12 m dik, die afgedekt wordt door een slecht doorlatend pakket dat uit een afwisseling van zand-, klei- en veenlaagjes bestaat. Om een idee van de orde van grootte van de weerstand van het afdekkende pakket te krijgen nemen we een kwelflux van $K = 1 \text{ mm/d}$ aan. (Dit is niet meer dan een gok om de gedachten te bepalen.) In dat geval is de weerstand van het afdekkende pakket $c = \text{kweldruk/kwelflux} = 0.4/0.001 = 400 \text{ d}$. Het doorlaatvermogen van het watervoerende pakket schatten we op $kD = k \times D > 10 \times 12 = 120 \text{ m}^2/\text{d}$. De spreidingslengte $\lambda = \sqrt{kDc}$ komt hiermee op 220 m. De breedte van het perceel waaruit de afwaterende middelen verwijderd zullen worden (M18) is $L = 200 \text{ m}$. Het perceel grenst aan het natuurgebied. Als alle sloten en drains verwijderd worden stijgt 's winters de grondwaterstand vermoedelijk tot aan het maaiveld, dat is wellicht $h = 0,4 \text{ m}$ hoger dan nu (we hebben te maken met GtIII*).

Dus:

$$\begin{aligned}
kD &> 120 \text{ m}^2/\text{d} \\
c &= 400 \text{ d} \\
\lambda &> 220 \text{ m} \\
L &= 200 \text{ m} \\
h &= 0,4 \text{ m}
\end{aligned}$$

Effectiviteit van maatregel M18

We beschouwen eerst de situatie dat de sloot M25 ook gedempt wordt. We kiezen een x -as dwars op de grens met het natuurgebied en leggen de oorsprong $x=0$ op die grens. Het effect van de verhoging van de grondwaterstand in perceel M18 op de stijghoogte in de watervoerende laag kan gevonden worden door tweemaal de formule van Mazure toe te passen (zie de notitie "Wisselwerking met de omgeving"):

$$\Delta\varphi = \frac{1}{2}h \left\{ \exp\left(-\frac{x}{\lambda}\right) - \exp\left(-\frac{x+L}{\lambda}\right) \right\}$$

Als de geschatte waarden van L en λ hout snijden neemt de diepe stijghoogte op de rand van het natuurgebied toe met $\Delta\varphi = 0,12 \text{ m}$ (maar het kan natuurlijk gemakkelijk wat meer of minder zijn). Ten opzichte van de huidige winterse kweldruk van $0,4 \text{ m}$ zou dat een redelijke verhoging zijn, maar het effect dempt verder in het natuurgebied negatief-exponentieel - dwz vrij snel - uit. Midden in perceel M18 ($x = -50 \text{ m}$) neemt met de geschatte waarden van L en λ de diepe stijghoogte met $0,15 \text{ m}$ toe.

Effect van de sloot M25

We beschouwen nu het effect van de sloot M25. We brengen dus het slootpeil terug op $h_s = 0,8 \text{ m}$ beneden het maaiveld. Afgaande op boring B28H1884 ligt de sloot in leemlaag, dus zou hij nauwelijks draineren (wat overeenkomt met veldwaarnemingen: er worden geen kwelkenmerken waargenomen; med. Fons Eijsink.) Gaan we af op boring B28H0502, die noordelijker ligt maar wel nabij de sloot, dan is er misschien een 2 meter dik pakketje van zeer fijn, zeer siltig zand, zeg $kD' = 1 \times 2 = 2 \text{ m}^2/\text{d}$ met daaronder een laagje klei. Als de invloed van de sloot op de stijghoogte in de diepere watervoerende laag in eerste instantie verwaarlozen is de invloedslengte van de sloot te schatten met formule basis van de formule (19) uit de notitie "Interne geohydrologische processen" met $W=0$:

$$\ell = \sqrt{\frac{2kD'h_s}{N+K} + \lambda'^2} - \lambda'$$

waarin

$$\begin{aligned}
kD' &= 2 \text{ m}^2/\text{d} \\
h_s &= 0,8 \text{ m} \\
N &= 0,002 \text{ m/d} \\
K &= 0,001 \text{ m/d} \\
\lambda' &= \sqrt{kD'c} = 28 \text{ m} \\
c &= 400 \text{ d}
\end{aligned}$$

(N de gemiddelde winterse neerslag is). Deze parameterwaarden leveren een winterse invloedslengte op van $\ell = 15 \text{ m}$. Hoe grof de schatting ook is, ℓ is zoveel kleiner dan perceelsbreedte $L = 200 \text{ m}$, dat we wel mogen concluderen dat de invloed van de sloot 's winters niet tot aan het

natuurgebied reikt. *Hij frustreert dus ook niet de toevoer van diep kwelwater naar het natuurgebied (die door maatregel M18 was opgepept). Eventuele kwel die de sloot afvangt gaat ten koste van de kwel naar perceel M18.*

Dit is wat kort door de bocht: we moeten eigenlijk eerst het effect dat de sloot heeft op de freatische grondwaterstand doorvertalen naar het effect op de diepe stijghoogte (want dat hebben we verwaarloosd) om te zien hoever de invloed van de sloot in de diepere watervoerende laag reikt. Hoe dat moet is beschreven in de hydrologische bijlage bij het rapport over AVAV, vgl (12) en bijbehorende tekst. Het zal iets meer zijn dan 15 m, maar het verschil tussen ℓ en L is echter zo groot dat we die bewerking maar achterwege kunnen laten.

In de zomer is de freatische (ondiepe) invloedslengte van de sloot te schatten met de vuistregel

$$\ell_z \approx 100\sqrt{kD'}$$

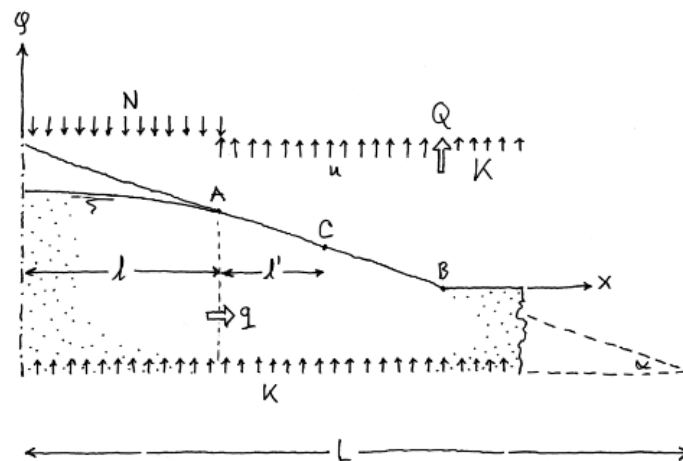
(zie de hydrologische bijlage bij het rapport over AVAV, vgl (8).) Bij de geschatte kD' waarde van 2 m²/d levert dit een zomerse invloedslengte op van $\ell_z = 141$ m. Dit is waarschijnlijk een *onderschatting*, want we hebben geen rekening gehouden met wisselwerking met de diepere aquifer. We concluderen niettemin dat ook 's zomers de invloed van de sloot op de kwelstroom naar het natuurgebied toe niet of nauwelijks aantast.

Conclusie: Handhaven van de sloot M25 frustreert het effect van maatregel M18 niet of nauwelijks. Eventuele kwel die hij afvangt gaat ten koste van kwel naar perceel M18; niet ten koste van kwel naar het natuurgebied.

2. Vraag: Wat is het effect van het verwijderen van detailontwatering op een dekzandrug en wat is het effect van ondiep afgraven van de toplaag?

Antwoord a: Verwijderen van de detailontwatering.

We onderscheiden weer de winter- en de zomersituatie. In de bijlage "Interne geohydrologische processen" zijn de processen beschreven die spelen langs een kwelhelling. We nemen daaruit figuur 1 over, zonder alle symbolen toe te lichten:



Flank van een dekzandrug met diepe kwel en kwelhelling

Als eventueel aanwezige detailontwatering uit de "onverzadigde zone" ℓ verwijderd wordt, zal de intensiteit van de aanvulling N toenemen. Daardoor stijgt de grondwaterstand in die zone en schuift het punt A de helling op, waardoor ℓ kleiner wordt. De totale infiltratie $N\ell$ blijft nagenoeg constant... Een belangrijk onderdeel van de kwelhelling: de flux Q in punt B die grondwater omhoog brengt, wordt niet aangetast. Er zal wel meer water oppervlakkig over de helling afstromen, dat zich in het dal verzamelt. Dit water zal ongeveer de kwaliteit van regenwater hebben.

In het voorjaar zakt punt A omhoog tot de helling uiteindelijk opdroogt. Dit proces zal door het verwijderen van de detailontwatering langer duren, waardoor de flux Q langer zijn werk kan blijven doen, dat is: basenrijk grondwater omhoog brengen. Ook zal in het dal de GVG-situatie langer bestaan.

In de zomer, als de kwelhelling er niet meer is, zal de "waterberg" in de dekzandrug verstrijken. Het gaat om een eindige hoeveelheid water, dus om een eindig proces. Door het verwijderen van detailontwatering zal het langer duren (wat zoals gezegd gunstig is voor de duur van GVG-omstandigheden) maar voor de GLG zal het niet veel meer uitmaken.

Dus:

Het verwijderen van detailontwatering leidt tot meer oppervlakkige afstroming, de sterkte van de flux Q wordt er niet door aangetast, maar hij zal langer zijn werk doen, de lengte van de helling neemt toe, waardoor hij ook langer in tact zal blijven, de GVG situatie zal er langer door bestaan,

op de GLG zal het weinig effect hebben.

Antwoord b: het effect van ondiep afgraven

Als het afgraven beperkt blijft tot het centrale deel van de "onverzadigde zone" ℓ heeft het geen hydrologische gevolgen. Als het afgraven in het bereik van A gebeurt wordt de kwelhelling korter. De sterkte van Q wordt daar niet door aangetast, maar de helling zal vroeger in het voorjaar opdrogen, waardoor de werkingsduur van Q afneemt. Het is ook nadelig voor de duur van de GVG-situatie. Op de GLG zal het weinig effect hebben.

3. Vraag: Is verondiepen van beken beter dan stuwen?

Het effect van stuwen verschilt van het effect van verondiepen in het feit dat gestuwde panden langs hun loop maar een gering verhang vertonen, terwijl verondiepte beken het verhang van de beekbodem - dus van het maaiveld - kunnen volgen. Aan het bovenstroomse einde van een stuwpand zal dus met verondiepen meer te bereiken zijn dan met stuwen. Als om één of andere reden de afvoercapaciteit van de beken na verondiepen behouden moet blijven moet de hydraulische straal behouden worden. Om dezelfde hydraulische straal te behouden zullen de beken sterk verbreed moeten worden, waarbij natuurlijk rekening gehouden moet worden met een hoge weerstand tegen stroming, wegens begroeiing van de verondiepte beek.

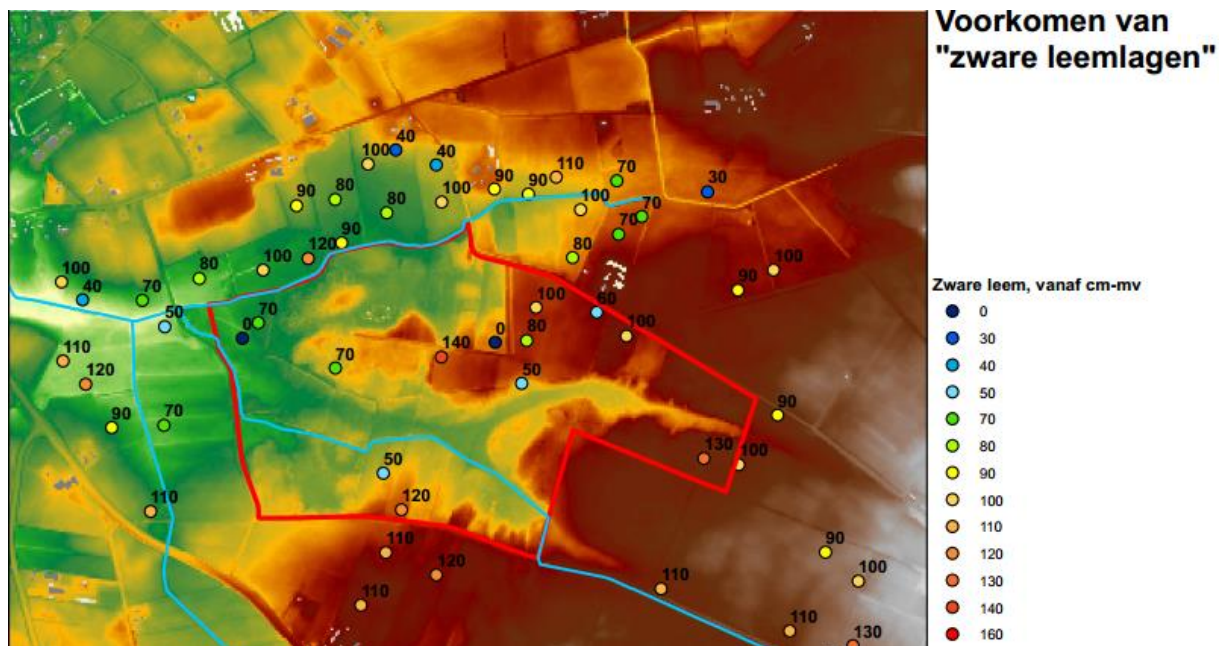
4. Vraag: Hoever werkt het effect van verondiepen door op de aangrenzende landbouwgronden bij de Weerseler beek en de Dollandbeek?

Antwoord:

Het gaat hier feitelijk om twee maatregelen, want als gevolg van het verondiepen van de beken zal uit aangrenzende landbouwgebieden de buisdrainage verwijderd worden. Dat laatste leidt tot een verhoging van de wintergrondwaterstand en valt als maatregel onder het aanleggen van bufferzones.

We beschouwen eerst de gevolgen van het verondiepen van de beken; de bufferzone komt daarna aan bod.

In de gehele Lemselermaten wordt op geringe diepte "zwarte leem" aangetroffen. De beken snijden een dunne watervoerende laag aan die in dikte varieert van enkele decimeters tot ca 1,5 m; zeg gemiddeld een meter, vooral bestaand uit matig grof zand waarvan de doorlatendheid voor ons doel wel te schatten is op $k = 20$ m/d. Het doorlaatvermogen komt daarmee uit op ruwweg $kD_1 = 10$ à 30 m²/d.

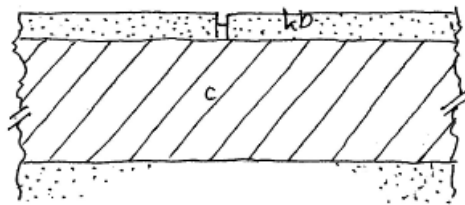


Onder de leemlaag komt een stapeling van zand-, leem- en veenlaagjes voor die we opvatten als een semipermeabele laag. In de vijf diepe boringen waarvan recent waarnemingsreeksen beschikbaar zijn gekomen wordt daaronder een watervoerend pakket aangetroffen waarin 's winters de stijghoogte 0,3 à 0,6 meter boven het maaiveld uitkomt. Nemen we - om de gedachten te bepalen - een winterse kwelflux van 1 mm/d aan, dan vinden we voor de semipermeabele laag een weerstand $c =$ kweldruk/kwelflux $= 0,3 \text{ à } 0,6 / 0,001 = 300 \text{ à } 600$ d. Toen we maatregel M25 behandelden (vraag 1) hebben we voor het diepe pakket een doorlaatvermogen van $kD_2 > 120$ m²/d geschat. Dat was ten westen van de Lemselermaten. Volgens het grondwatermodel van het waterschap neemt het doorlaatvermogen naar het oosten toe tot ca 300 m²/d. Laten we het midden kiezen: 200 m²/d. We hebben straks ook nog de weerstand nodig van buisdrains, waarvoor we $c_d = 20$ d kiezen. De

draindiepte is wellicht 0,6 m —MV. De huidige diepte van de beken varieert, afhankelijk van variaties van het maaiveld. We schatten hem voor ons doel op $h_{\text{voor}} = 1,0$ m —MV. Dus, zeg:

$$\begin{aligned} kD_1 &= 20 \text{ m}^2/\text{d} \\ c &= 450 \text{ d} \\ kD_2 &= 200 \text{ m}^2/\text{d} \\ c_d &= 20 \text{ d} \\ h_{\text{voor}} &= 1,0 \text{ m} \end{aligned}$$

Het geohydrologische schema zou er als volgt uit kunnen zien:



Weerselerbeek

Als 's winters de drains lopen kan de invloedslengte van de beek geschat worden met de regel $\ell = 2 \text{ à } 3 \lambda_d$ waarin $\lambda_d = \sqrt{kD_1 c_d}$. Met de gekozen waarden van kD en c_d vinden we

$$\ell_{w,\text{voor}} = 40 \text{ à } 60 \text{ m}$$

Eigenlijk moeten we er rekening mee houden dat er ook enige wisselwerking is met het diepere watervoerende pakket, maar c_d is zoveel kleiner dan c dat het de moeite niet waard is.

Het verschil tussen beekpeil en grondwaterpeil is in de huidige situatie $1,0 - 0,6 = 0,4$ m. In de winter trekt de beek een voor in het grondwatervlak die bij de beek 0,4 m diep is en vrij snel minder diep wordt, tot hij omstreeks $\ell_{w,\text{voor}}$ niet meer waarneembaar is.

In de toekomstige situatie zal het grondwater 's winters vaak tot aan het maaiveld reiken. Het beekpeil gaat 0,4 m omhoog, maar het grondwaterniveau gaat 0,6 m omhoog, dus het verschil tussen beekpeil en grondwaterniveau wordt groter, nl 0,6 m. Om de invloedslengte te schatten is voor deze situatie een andere formule nodig, die we in de notitie "Interne geohydrologische processen" (die deel uitmaakt van deze bijlage) hebben afgeleid. In de huidige termen luidt:

$$\ell_{w,\text{na}} = \sqrt{\frac{2kD \times 0,6}{N + K}} \approx 90 \text{ m}$$

Hierin is N het winterse neerslagoverschot (zeg 0,002 m/d) en K de winterse kwel (zeg 0,001 m/d). We hebben gelijk maar het antwoord ingevuld. In de nieuwe situatie reikt de invloed van de beek dus verder. Voor de kwel hadden we al tamelijk arbitrair 1 mm/d aangenomen. Variëren van K blijkt geen grote invloed op de uitkomst te hebben.

Ook hier hebben we de wisselwerking met de diepere watervoerende laag verwaarloosd.

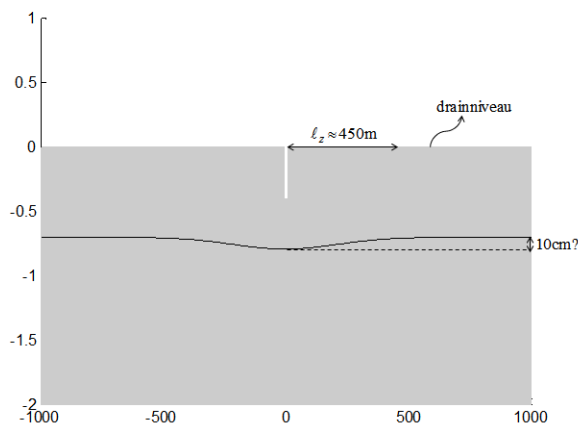
De voor die de beek in het grondwatervlak trekt loopt nu van 0,6 m bij de beek tot nul op afstand $\ell_{w,na}$. Hij heeft theoretisch wel een wat andere vorm dan in de huidige situatie, maar het is niet zinvol om daar formules voor te presenteren.

Voor de invloedslengte aan het eind van de zomer hebben we in de notitie "Wisselwerking met de omgeving" (die ook deel uitmaakt van deze bijlage) de volgende vuistregel afgeleid:

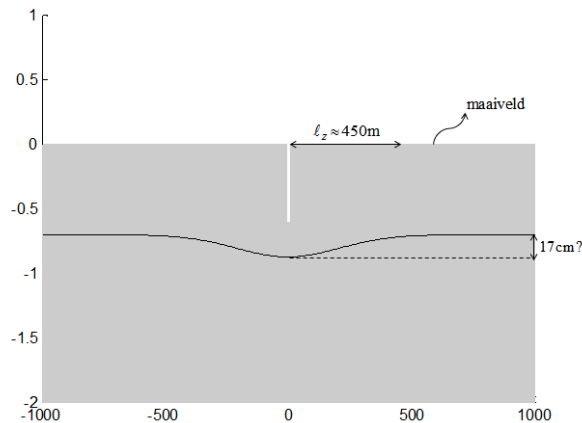
$$\ell_z \approx 100\sqrt{kD_1} \approx 450 \text{ m}$$

Dit is dus aanzienlijk verder, maar zoals gezegd pas aan het einde van de zomer. Hoe diep gaat het?

In principe is hiermee de vraag beantwoord, maar het is toch wel interessant om te weten welke verlaging hierbij hoort. Zolang de beek water afvoert daalt in het groeiseizoen de grondwaterstand ter plaatse van de beek nauwelijks. Het verschil met de grondwaterstand op grote afstand wordt dus steeds kleiner, en de scherpe voor die de beek in de winter in het grondwatervlak trok vervlakt; het wordt meer een kuil. Op het moment dat de beek stopt met afvoeren zal de kuil bij de beek nog minder dan de helft van de oorspronkelijke 0,4 m diep zijn, dus minder dan 0,2 m. (Dat het minder dan of hooguit de helft is, is theoretisch aantoonbaar.) Vanaf dat moment neemt het volume van de kuil niet meer toe, maar de kuil verstrijkt wel verder (dus hij wordt breder en ondieper); aan het eind van het groeiseizoen zal er bij de beek nog 0,1 m of minder van over zijn, maar er zijn veel factoren die daar invloed op hebben. In de hydrologische bijlage bij het rapport AVAV hebben we besproken hoe de vorm van de kuil berekend kan worden. Aan het eind van het zomerhalfjaar kan het er ongeveer zo uitzien:



De kuil is te zien als de huidige invloed van de beek op de GLG. Na uitvoering van de maatregelen zal 's winters in het landbouwgebied het grondwater vaak aan het maaiveld staan; dat is ca 0,6 m hoger dan nu. De beek gaat 0,4 m omhoog, dus het verschil met vroeger neemt 0,2 m toe. De invloedslengte verandert er niet door, want in de vuistregel komt alleen het doorlaatvermogen kD voor. De kuil wordt echter dieper:



Het verschil tussen voor en na de ingreep is - voor wat de GLG betreft - klein: bij de beek zo'n 0,07 m en dat afnemend tot nul op $\ell_z = 450$ m.

Een beperking van deze sommen is dat ze uitgaan van symmetrie ten opzichte van de beek. Dat is natuurlijk niet zo; in het natuurgebied liggen geen drains.

Dollandbeek

Aan de zuidzijde van de Dollandbeek komt veel minder drainage voor dan aan de noordzijde van de Weerseler beek. Er is ook niet voorgesteld om afwaterende middelen te verwijderen. In de winter moeten we dus voor en na de maatregelen met grondwater aan of nabij het maaiveld rekenen. De Dollandbeek is minder diep, zo'n 60 cm. Daarmee komt de winterse invloeds lengte (een beetje toevallig) weer uit op

$$\ell_{w,voor} = \sqrt{\frac{2kD \times 0,6}{N+K}} \approx 90 \text{ m}$$

alleen is het nu de invloeds lengte vóór de maatregel. Na de maatregel (verondiepen met 0,4 m) wordt het

$$\ell_{w,na} = \sqrt{\frac{2kD \times 0,2}{N+K}} \approx 60 \text{ m}$$

wat nu dus juist minder is dan eerst.

De invloeds lengte in de zomer hangt nog steeds alleen van kD_1 af, dus die is voor en na de maatregel hetzelfde als bij de Dollandbeek:

$$\ell_z \approx 100\sqrt{kD_1} \approx 450 \text{ m}$$

De kuil die de beek aan het einde van de zomer in het grondwatervlak trekt is vóór de maatregelen bij de beek mogelijk 0,17 m diep, en daarna nog slechts ca 0,03 m. Het verschil tussen voor en na (0,14 m) is dus wat groter dan bij de Weerselerbeek, en het neemt weer min of meer lineair af tot nul op $\ell_z = 450$ m. De invloedssferen van de twee beken overlappen elkaar, maar daar houden we maar geen rekening mee.

Gevolgen voor het natuurgebied van het verwijderen van drains ten noorden van de Weerseler beek

Als de drains op 0,6 m diepte liggen zal de grondwaterstand in het landbouwgebied ten noorden van de Weerseler beek 's winters zo'n 0,6 m hoger liggen. Dit geval is analoog aan wat we onder Vraag 1 behandelden voor het perceel tussen sloot M25 en het natuurgebied. We gebruiken daar de formule

$$\Delta\varphi = \frac{1}{2}h \left\{ \exp\left(-\frac{x}{\lambda}\right) - \exp\left(-\frac{x+L}{\lambda}\right) \right\}$$

om de invloed van het verwijderen van ontwateringsmiddelen op de stijghoogte in de diepe watervoerende laag te berekenen. x is de afstand vanaf de beek, in de richting van het natuurgebied. Op de grens, dus bij de beek, is $x=0$. Voor de breedte L van de zone waar drains (en andere ontwaterende middelen) verwijderd worden kiezen we de breedte uit de PAS-maatregelen: dat is zo'n 250 m. De spreidingslengte λ moeten we nu berekenen met $\lambda = \sqrt{kD_2c} = 300$ m. Hiermee vinden we

$$\Delta\varphi(x=0) = 0,17 \text{ m}$$

Dit neemt weer af naarmate we verder van de beek komen, maar niet heel snel, want 2 à 3 λ is nu 600 à 900 m. Bij een verhoging van de diepe stijghoogte met 0,17 m hoort een toename van de kwelflux met $\Delta\varphi/c = 0,17/450 \times 1000 = 0,38$ mm/d en dat neemt dus af in de richting van de Dollandbeek. Het is bescheiden (en bovendien een onzeker resultaat) maar alle beetjes helpen.

5. Vraag: Wat valt er te zeggen over de drinkwaterwinning Weerselo?

Antwoord:

De gevolgen van de winning Weerselo worden met hetzelfde model van het waterschap doorgerekend als de gevolgen van de maatregelen die voortkomen uit Gebiedsanalyse, dus in die zin worden beide op gelijke voet behandeld. Weliswaar kan op dit moment (2016) moeilijk beoordeeld worden hoe goed het model de effecten van de winning berekent, maar dat geldt evenzeer voor de effecten van de maatregelen.

Volgens een rapport van (destijds nog) WMO uit 1999 varieert de invloed van de winning op de Lemselermaten op de grondwaterstand van noord naar zuid tussen 5 en 25 cm, en de afname van de kwel varieert tussen 0,1 en 0,5 mm/d. Het onderzoek van WMO was een afstudeerwerk, maar het werd begeleid door een ervaren geohydroloog. Voor zijn tijd was het een geavanceerde studie, want het koppelde al een oppervlaktewatermodel aan een grondwatermodel. WMO trok de conclusie dat de invloed van de winning op de Lemselermaten groot is. De uitkomsten zijn niet meer of minder waard dan die van het waterschapsmodel; er zijn in de omgeving van De Lemselermaten nu eenmaal geen metingen om ze te verifiëren, anders dan hier en daar een diepe peilbuis die pas sinds de start van de winning waargenomen wordt. De aanpak bij het modelleren is dan om ervoor te zorgen dat het model de huidige grondwaterstand goed nabootst. Maar als dat naar het gevoel van de modelbouwer binnen op het oog acceptabele grenzen is gelukt, is niet gezegd dat het aandeel van de winning en het aandeel van neerslag, verdamping en peilbeheer correct gescheiden zijn. Als $a+b+c+d = e$ terwijl alleen e gemeten is, dan kunnen a t/m d nog vrijelijk variëren, zolang er e uitkomt. Het is dan verraderlijk om over het aandeel van a een uitspraak te doen. (Een beetje gechargeerd, men moet in het huidige grondwatervlak natuurlijk wel een verlagingskegel herkennen nabij het pompstation, maar hoe de winning op enige afstand doorwerkt blijft vaag.) De "fout" die gemaakt is bij het stichten van de winplaats is dat er geen uitgebreide voormetingen van de grondwaterstand gedaan zijn. Het is te hopen dat deze omissie niet begaan wordt bij het realiseren van de PAS-maatregelen. Om de gevolgen straks goed te kunnen beoordelen zijn meetreeksen van enkele jaren voorafgaande aan de ingrepen nodig. De metingen moeten tot een aantal jaren na de ingrepen doorgezet worden; pas dan zal het mogelijk zijn om op basis van tijdreeksanalyse uitspraken te doen over de effecten.

We denken dat er op dit moment geen fysische argumenten zijn om bij het zoeken naar maatregelen de winning buiten schot te laten. Zonder een grootscheepse proef, bijvoorbeeld door de winning langdurig te halveren of te verdubbelen, zal het naar onze mening echter moeilijk blijven om goede uitspraken te doen.

6. Hoe effectief is de geplande bufferzone in het herstellen van de diepe kwel?

Antwoord:

In de notitie "Wisselwerking met de omgeving" hebben we richtlijnen opgesteld voor het ontwerpen van een ideale bufferzone. De gedachte daarbij was dat in het natuurgebied en in de wijde omgeving vroeger het grondwater 's winters in grote gebieden tot aan het maaiveld gestaan zal hebben. Bij die situatie hoorde ook dat op geschikte plekken "diepe" kwel het maaiveld bereikte. Omtrent het begrip "diepe kwel" bestaan divergerende opvattingen; wij gaan ervan uit dat het om kwelwater gaat dat uit een diepere watervoerende laag afkomstig is.

In het natuurgebied zijn zowel de grondwaterstand als het verschijnen van "diepe kwel aan maaiveld" aangetast door ontwatering van de omgeving. De oude grondwaterstand en de oude kwelsituatie zijn in theorie weer terug te brengen door in een omgeving van het natuurgebied de winterse grondwaterstand weer aan het maaiveld te brengen, waartoe de ontwateringsmiddelen verwijderd zouden moeten worden. De vraag die we ons gesteld hebben is hoe breed die zone zou moeten zijn.

Het was nodig om een onderscheid te maken tussen de wintersituatie en de zomersituatie. De wintersituatie is van belang voor het herstellen van de kwelsituatie; de zomersituatie is van belang voor het herstellen van het grondwaterregime. In het algemeen blijkt de zomersituatie (dus het herstellen van het oude grondwaterregime) de maatgevende lengte op te leveren. De formule is

$$\ell > 100 \sqrt{kD \left(1 + \frac{c}{2500}\right)}$$

Laten we de waarden van kD en c uit vraag 1 nemen: $kD = 120 \text{ m}^2/\text{d}$, $c = 400 \text{ d}$, dan is $\ell = 1180 \text{ m}$. Het is een ruwe indicatie, maar het suggereert wel dat de huidige bufferzones veel te smal zijn om het oude grondwaterregime terug te laten keren. Het is wel zo dat de delen van de bufferzone die aan het natuurgebied grenzen het meest effectief zijn, dus dit resultaat is misschien minder alarmerend dan het lijkt.

Eén aanname is dat er in het gebied dat aan het natuurgebied grenst voldoende water aanwezig is om het grondwater aan het maaiveld te krijgen. In bufferzone M23 aan de zuidkant van De Lemselermaten lijkt dit niet het geval te zijn: de ontwaterende middelen komen uit in afvoerloze sloten. Verwijderen zou leiden tot een herverdeling van water binnen het gebied, zonder veel bij te dragen aan herstel van de grondwaterstand in het natuurgebied.

De situatie is gecompliceerder als de beken door de afdekkende laag heen reiken (of als er helemaal geen afdekkende laag is), maar we vermoeden dat ook in die gevallen de formule een goede indicatie geeft. Over beken die door de deklaag heen reiken hebben we in de hydrologische bijlage bij het rapport over AVAV het een en ander gezegd.