

32/446(3744) 1^e ex.

BIBLIOTHEEK
STARINGGEBOUW

**Onderzoek naar maatregelen ter vermindering van de
fosfaatuitspoeling uit landbouwgronden**

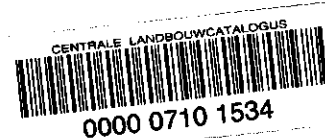
Ontwikkeling en toepassing van een- en tweedimensionale modellen

**R. Kruijne
J.G. Wesseling
O.F. Schoumans**

Rapport 374.4

DLO-Staring Centrum, Wageningen, 1996

24 APR. 1996



ism 2035308

REFERAAT

Kruijne, R., J.G. Wesseling en O.F. Schoumans, 1996. *Onderzoek naar maatregelen ter vermindering van de fosfaatuitspoeling uit landbouwgronden; ontwikkeling en toepassing van een- en tweedimensionale modellen* Wageningen, DLO-Staring Centrum. Rapport 374.4 160 blz.; 32 fig.; 18 tab.; 47 ref.; 18 aanh.

Met een- en tweedimensionale modellen is het effect onderzocht van bemestings-, bodemchemische en hydrologische maatregelen ter vermindering van de fosfaatuitspoeling uit landbouwgronden. De nieuwe beschrijving van de abiotische fosfaatreacties in het waterkwaliteitsmodel ANIMO is voor het eerst gecalibreerd en gevalideerd op perceelsschaal. Voor de tweedimensionale hydrologische modellering is het meerdimensionale model MOISHE3 gebruikt. De sluitende waterbalansen van de elementen in het tweedimensionale netwerk vormen de hydrologische invoergegevens voor de tweedimensionale fosfaatmodellering. Validaties wijzen uit dat het tweedimensionale model een goed beeld geeft van het effect van de onderzochte maatregelen op de fosfaatconcentratie in het bodemwater en op de fosfaatuitspoeling naar het oppervlaktewater.

Trefwoorden: bemestingsmaatregel, bodemchemische maatregel, hydrologische maatregel, fosfaatbelasting, fosfaatconcentratie, fosfaatmodellering, oppervlaktewater, waterkwaliteit

ISSN 0927-4499

©1996 DLO-Staring Centrum, Instituut voor Onderzoek van het Landelijk Gebied (SC-DLO),
Postbus 125, 6700 AC Wageningen.
Tel.: (0317) 474200; fax: (0317) 424812.

DLO-Staring Centrum is een voortzetting van: het Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding (ICW), het Instituut voor Onderzoek van Bestrijdingsmiddelen, afd. Milieu (IOB), de Afd. Landschapsbouw van het Rijksinstituut voor Onderzoek in de Bos- en Landschapsbouw 'De Dorschkamp' (LB), en de Stichting voor Bodemkartering (STIBOKA).

DLO-Staring Centrum aanvaardt geen aansprakelijkheid voor eventuele schade voortvloeiend uit het gebruik van de resultaten van dit onderzoek of de toepassing van de adviezen.

Niets uit deze uitgave mag worden veelevoudigd en/of openbaar gemaakt door middel van druk, fotokopie, microfilm of op welke andere wijze ook zonder voorafgaande schriftelijke toestemming van DLO-Staring Centrum.

Inhoud

	blz.
Woord vooraf	11
Samenvatting	13
1 Inleiding	19
2 Beschrijving van de modellen	23
2.1 Hydrologische modellen	23
2.1.1 Eendimensionaal model SWATRE	23
2.1.2 Tweedimensionaal	28
2.1.2.1 Meerdimensionale grondwaterstroming	28
2.1.2.2 Numerieke oplossing van de partiële differentiaalvergelijking	34
2.2 Fosfaatmodellering	39
2.2.1 Eendimensionaal	40
2.2.2 Tweedimensionaal	42
3 Opzet van de simulaties	47
3.1 Hydrologische modellering	47
3.1.1 Eendimensionaal	47
3.1.2 Tweedimensionaal	48
3.1.2.1 Interne tijdstap en iteratieprodedure	49
3.1.2.2 Externe tijdstap en sommatieprocedure voor de fluxen	49
3.1.2.3 Ruimtelijke discretisatie	50
3.1.2.4 Randvoorwaarden	53
3.1.2.5 Modeluitvoer	55
3.2 Fosfaatmodellering	55
3.2.1 Eendimensionaal	55
3.2.1.1 Initialisatie	56
3.2.1.2 Hydrologische invoergegevens	59
3.2.1.3 Bemesting	59
3.2.2 Tweedimensionaal	60
4 Modelcalibratie	63
4.1 Hydrologische modellering	63
4.1.1 Eendimensionaal	63
4.1.2 Tweedimensionaal	70
4.2 Fosfaatmodellering	77
4.2.1 Eendimensionaal	77
4.2.2 Tweedimensionaal	79
5 Modelvalidatie en -toepassing	81
5.1 Hydrologische modellering	81
5.1.1 Eendimensionaal	81
5.1.2 Tweedimensionaal	82
5.2 Fosfaatmodellering	83

5.2.1 Eendimensionaal	83
5.2.2 Tweedimensionaal	89
6 Effecten bij invoering van de hydrologische maatregel op regionale schaal	95
6.1 Methode	95
6.2 Resultaten	97
7 Kosten bij invoering op regionale schaal	101
7.1 Uitgangspunten	101
7.1.2 Diep drainagestelsel	103
7.1.2 Egalisatie- en herinrichtingswerkzaamheden	108
7.2 Kostenbegroting	109
8 Conclusies	115
Literatuur	117

Tabellen

1 De waarden waarvoor de functie geëvalueerd moet worden en de bijbehorende gewichtsfuncties voor de driepunts Gauss-integratie	37
2 Geometrie van het modelprofiel op beide percelen	48
3 Geometrie van het modelprofiel op beide percelen, met acht bodemlagen	58
4 Gemeten fosfaathoeveelheid en initiële hoeveelheid fosfaat in ANIMO in de laag van 0 tot 0,60 m diepte ($\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1} \text{P}_2\text{O}_5$)	58
5 Waarden voor de drainageparameters bij de simulaties op perceel 2 en 3, met respectievelijk 1 en 2 drainagesystemen (m)	65
6 Het modelprofiel op perceel 3 met een aantal bodemfysische parameters	67
7 Het modelprofiel op perceel 2 met een aantal bodemfysische parameters	67
8 Regressie van de berekende op de gemeten grondwaterstanden voor de tweedimensionale simulaties	74
9 De waarden van drie statistische parameters (aanhangel 4) voor de simulatie van de grondwaterstand op twee percelen.	81
10 De uitspoeling naar het oppervlaktewater vanuit twee percelen in de periode van 20 februari 1991 tot eind 1993 ($\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1} \text{P}$)	88
11 Het grondwaterregime in een aantal deelgebieden	97
12 Gemiddelde waterbalans ($\text{mm}\cdot\text{j}^{-1}$ invoer positief, uitvoer negatief) van het onverzadigde deel van het freatisch pakket in de huidige situatie, en het verschil tussen de huidige situatie en de situatie met hydrologische maatregel (cursief ¹)	100
13 Gemiddelde waterbalans ($\text{mm}\cdot\text{j}^{-1}$; invoer positief, uitvoer negatief) van het verzadigde deel van het freatisch pakket in de huidige situatie, en het verschil tussen de huidige situatie en de situatie met hydrologische maatregel (cursief ¹)	100
14 Drie varianten voor het diepe drainagestelsel	107
15 Kwalitatieve vergelijking van twee alternatieven voor de egalisatie en herinrichting van de percelen	109
16 Begroting van de kosten per hectare van drie varianten voor het diepe drainagesysteem (prijzen in guldens, exclusief staartkosten) (van Zeijts,	

<i>persoonlijke mededeling</i>	111
17 Begroting van de kosten per hectare voor twee varianten van de egalisatie- en herinrichtingswerkzaamheden (prijzen in guldens, exclusief staartkosten) (van Zeijts, <i>persoonlijke mededeling</i>)	112
18 Totale kosten voor verschillende varianten voor de hydrologische maatregel (in gulden per hectare)	113

Figuren

1 Reductiefactor voor de gewasverdamping als functie van de matrix-potentiaal van het bodemwater (matrix-potentiaal)	26
2 Een grafische weergave van anisotropie in drie dimensies: a) de richting van de anisotropie en van het normale assenstelsel; b) de projectie van de x_1' -as; c) de projectie van de x_2' -as; d) de projectie van de x_3' -as	34
3 Het gebruik van het driedimensionale systeem voor een eenvoudig profiel in een, twee en drie dimensies (a, b en c)	35
4 De elementen in: a) het globale assenstelsel; b) het locale assenstelsel	38
5 In ANIMO gebruikte optimale groeicurve van gras bij een fosfaatopname van $110 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{j}^{-1} \text{ P}_2\text{O}_5$	44
6 Berekening van de hoeveelheid water die gedurende een tijdstap over de randen van een element stroomt. De flux, q_c , wordt berekend als het gemiddelde van de fluxen in de knooppunten 1 en 2 (onderlinge afstand L). De hoeveelheid water is nu gelijk aan qL	50
7 Het netwerk van knooppunten: a) nabij de sloot; b) rond de diepe drain	51
8 Waterretentiekarakteristiek ($\Psi(\Theta)$ -relatie) voor drie bodemlagen (a: boven, c: midden, e: onder) en doorlatendheidskarakteristiek ($K(\Psi)$ -relatie) voor drie bodemlagen (b: boven, d: midden, f: onder)	52
9 Profielen van de initiële fosfaatbezettingsfractie in het model ANIMO en de perceelsgemiddelde fosfaatbezettingsfractie op de proeflocatie	57
10 Verloop van de jaarlijkse fosfaatbemesting tijdens de initialisatieperiode (jaar 1 t/m 40) en het bemestingsscenario (jaar 41 t/m 60)	60
11 Kwelflux als functie van de grondwaterstand	64
12 Calibratie SWATRE op de afvoer van sloot 2 en de grondwaterstand in perceel 3	68
13 Calibratie SWATRE op de afvoer van sloot 1 en de grondwaterstand in perceel 2	69
14 Verdeling van de afvoer naar het oppervlaktewater over het modelprofiel bij de calibratie van SWATRE op twee percelen (sommatie van fluxen over 1992; mm)	70
15 Het grondwaterstandsverloop berekend met MOISHE3 en de grondwaterstand gemeten in 1991 in het midden van perceel 1 en 2 (m - mv.)	72
16 De slootafvoer berekend met MOISHE3 (met lage kwelflux en Makkink) en de gemeten slootafvoer in 1991 (mm)	76
17 Het profiel van de fosfaatbezettingsfractie in ANIMO op een aantal tijdstippen (jaren) in: a) de initialisatieperiode (jaar 1 t/m 40); b) het bemestingsscenario (jaar 41 t/m 60)	78
18 Het gemodelleerde verloop van de fosfaatconcentratie in de bovenste drie bodemcompartimenten van perceel 3 ($\text{mg} \cdot \text{l}^{-1} \text{ P}$)	79

19 Validatie SWATRE op de afvoer van sloot 2 en de grondwaterstand in perceel 3	82
20 Validatie SWATRE op de afvoer van sloot 1 en de grondwaterstand in perceel 2	83
21 De berekende oppervlaktewaterbelasting vanuit perceel 3 en de gemeten fosfaatvrucht in sloot 2 in de periode van 20 februari 1991 tot eind 1993 (kg.ha ⁻¹ P)	85
22 De berekende oppervlaktewaterbelasting vanuit perceel 2 en de gemeten fosfaatvrucht in sloot 1 in de periode van 20 februari 1991 tot eind 1993 (kg.ha ⁻¹ P)	86
23 De berekende afspoeling en uitspoeling naar het oppervlaktewater vanuit twee percelen in de periode van 20 februari 1991 tot eind 1993 (kg.ha ⁻¹ P)	87
24 Verdeling over het modelprofiel van de berekende uitspoeling naar het oppervlaktewater in de periode van 20 februari 1991 tot eind 1993 (kg.ha ⁻¹ P): a) perceel 3 (ondiepe drainage); b) perceel 3 (diepe drainage); c) perceel 2 (een drainagesysteem)	88
25 Fosfaatbelasting van het oppervlaktewater gesimuleerd met behulp van het tweedimensionale fosfaatmodel voor een periode van zes jaar (kg.ha ⁻¹ ortho-P)	90
26 Verloop van de gemeten concentratie orthofosfaat (cups en gecentrifugeerd) en de gemodelleerde concentratie orthofosfaat als functie van de diepte, bij nulbemesting	91
27 Fosfaatbelasting van het oppervlaktewater na inwerking van ijzerhoudend materiaal, gesimuleerd met behulp van het tweedimensionale fosfaatmodel voor een periode van zes jaar (mg.l ⁻¹ ortho-P)	92
28 Maaiveldshoogte in de deelgebieden van het Schuitenbeekgebied (m+NAP)	96
29 Drainageweerstand als functie van de drainafstand bij vier waarden voor de natte omtrek, u	97
30 Berekende vernatting (m) als gevolg van invoering van de hydrologische maatregel: a) de gemiddelde laagste grondwaterstand (GLG); en b) de gemiddelde hoogste grondwaterstand (GHG)	98
31 Drie varianten voor de layout van het diepe drainagesysteem	104
32 Put met uitstroomopening van de drainbuis en instroomopening van de transportleiding	106

Aanhangsels

1 Invoergegevens voor het gehalte aluminium en ijzer (mmol kg ⁻¹)	121
2 Invoergegevens voor het initiële fosfaatgehalte (mmol kg ⁻¹)	123
3 Samenstelling van varkensdrijfmest	125
4 Statistische parameters	127
5 Doorsnede proeflocatie 1 ter hoogte van raai a	129
6 Waterbalanstermen van de eendimensionale berekeningen	131
7 Regressies van de berekende grondwaterstanden (MOISHE3) op de gemeten grondwaterstanden	135
8 Waterbalanstermen berekend met MOISHE3	139

9 Duurlijnen van de grondwaterstand berekend met MOISHE3	141
10 Cumulatieve slootafvoer berekend met MOISHE3	143
11 Bodemwater- en drukprofielen op 1, 3 en 32 m afstand van de sloot (MOISHE3)	145
12 Grondwaterspiegel berekend met MOISHE3 (11 juni t/m 4 juli 1991)	147
13 Berekende orthofosfaatconcentraties (mg.l^{-1} P)	149
14 Gemeten orthofosfaatconcentraties (mg.l^{-1} P)	151
15 Orthofosfaatconcentraties op drie afstanden van de sloot en langs het sloottalud (mg.l^{-1} P)	153
16 Grondwaterstanden en slootafvoer vergeleken met de berekeningen met SWATRE (20 feb. t/m 31 dec. 1991)	155
17 Lange-termijneffect van twee bemestingmaatregelen op de fosfaatuitspoeling	157
18 Orthofosfaatconcentraties na toediening van ijzerhoudend materiaal in een 10 m brede strook aan weerszijde van de sloot, inclusief het sloottalud (mg.l^{-1} P)	159

Woord vooraf

Dit rapport beschrijft de ontwikkeling van een- en tweedimensionale modellen en de toepassing van deze modellen voor de berekening van het effect van een aantal maatregelen ter vermindering van de fosfaathuishouding. Het rapport is een onderdeel van het onderzoek naar de mogelijkheden van bemestingsmaatregelen, bodemchemische- en hydrologische maatregelen, om de fosfaatuitspoeling uit landbouwgronden te verminderen (project 7163), dat in de periode 1989-1994 is uitgevoerd door DLO-Staring Centrum in samenwerking met IMAG-DLO, in opdracht van de projectgroep BOVAR (Bestrijding Overmatige Algengroei in de Randmeren). Het onderzoek is gefinancierd door het Ministerie van LNV, de Provincie Gelderland, Rijkswaterstaat Directie IJsselmeergebied, het Ministerie van VROM (ROM-project Gelderse Vallei) en het FOMA (Financieringsoverleg Mest- en Ammoniakonderzoek). Het onderzoek is onderverdeeld in twee fasen. Het doel van de eerste fase (1989-1991) is selectie van effectieve bodemchemische en hydrologische maatregelen. In de tweede fase (1991-1994) zijn de geselecteerde maatregelen op een onderzoekslocatie uitgetest en is aanvullend laboratoriumonderzoek verricht.

Het project is begeleid door BOVAR-deelprojectgroep 3 waarin zitting hebben:

- drs E.M. Blaauw, Rijkswaterstaat Directie IJsselmeergebied;
- ir C. Buddingh, Dienst Landinrichting en Beheer Landbouwgronden, Gelderland;
- ir Y. Geelen, Provincie Gelderland, Dienst RWG, voorzitter;
- ing. A. Griffioen, Rijkswaterstaat, RIZA;
- ir J. van Kempen, Zuiveringsschap Veluwe;
- J. Koornberg, Waterschap Noord-Veluwe;
- drs P. Meeuwissen, RIMH Gelderland;
- ir D.T. van der Molen, Rijkswaterstaat, RIZA;
- ing. W.J.A. Tjeenk Willink, Rijkswaterstaat, Directie IJsselmeergebied, secretaris.

Het onderzoek bestaat uit een aantal deelstudies, welke in deelrapporten verschijnen, met als subtitel:

- Meting van de fosfaatuitspoeling uit fosfaatverzadigde zandgrond met en zonder een hydrologische maatregel (SC-DLO-rapport 374.1);
- Mogelijkheden van toediening van aluminium- en ijzerverbindingen aan de bodem (SC-DLO-rapport 374.2);
- Toedieningsmethoden voor ijzerhydroxiden op fosfaatverzadigde zandgronden (SC-DLO-rapport 374.3);
- Ontwikkeling en toepassing van een- en tweedimensionale modellen (SC-DLO-rapport 374.4).

De resultaten van de deelonderzoeken zullen worden samengevat in het eindrapport, getiteld: *Onderzoek naar maatregelen ter vermindering van de fosfaatuitspoeling uit landbouwgronden* (SC-DLO-rapport 374).

De auteurs bedanken hun collegae J. Peeters, W.H.B. Aarnink en E.P. Querner voor

de modellering van het effect van een hydrologische maatregel op regionale schaal, en J.C. Voogd voor de ontwikkeling van programma's ter ondersteuning van de tweedimensionale fosfaatmodellering. Tevens is dank verschuldigd aan T.E.J. van Zeijts van de Dienst Landinrichting en Beheer Landbouwgronden, voor zijn inbreng bij het bepalen van de kosten van invoering van de hydrologische maatregel.

Samenvatting

Als gevolg van de hoge fosfaatbemesting van de landbouwgronden in het Schuitenbeekgebied vanaf de jaren 50, is een groot areaal van deze gronden zodanig fosfaatverzaaid, dat gedurende een groot aantal decennia nog verhoogde fosfaatsuitleiding zal optreden naar het grond- en oppervlaktewater. Deze fosfaatbelasting wordt via perceelssloten afgevoerd naar de Schuitenbeek, die uitmondt in de randmeren. Vanwege de noodzaak tot verbetering van de waterkwaliteit van de randmeren, is in opdracht van de projectgroep BOVAR in de periode 1989-1994 door DLO-Staring Centrum in samenwerking met IMAG-DLO een onderzoek uitgevoerd naar de mogelijkheden van maatregelen ter vermindering van de fosfaatsuitleiding uit landbouwgronden. Het onderzoek werd gefinancierd door het Ministerie van LNV, de Provincie Gelderland, Rijkswaterstaat Directie IJsselmeergebied, Ministerie van VROM (in het kader van ROM-project Gelderse Vallei) en het FOMA (Financieringsoverleg Mest- en Ammoniakonderzoek).

In het onderzoek zijn een aantal perspectiefrijke maatregelen geselecteerd om de fosfaatsuitleiding te reduceren. Er wordt onderscheid gemaakt tussen bemestings-, hydrologische- en bodemchemische maatregelen. Om de lange-termijneffecten op de fosfaatsuitleiding van deze maatregelen vast te stellen en om de maatregelen voor praktijksituaties te optimaliseren, zijn berekeningen uitgevoerd met een- en tweedimensionale modellen.

De nieuwe, verbeterde beschrijving van de abiotische fosfaatreacties, die recentelijk in het waterkwaliteitsmodel ANIMO is ingebouwd, is in dit onderzoek voor het eerst op perceelsschaal gecalibreerd en gevalideerd. Hierbij is de waterbalans berekend met het model SWATRE. Deze eendimensionale berekeningen met SWATRE en ANIMO zijn uitgevoerd om inzicht te krijgen in de belangrijkste processen die op de onderzoekslocatie een rol spelen. Omdat de onderzochte maatregelen dienen te worden uitgevoerd op het gedeelte van het perceel langs de sloot, kan het effect op de fosfaatsuitleiding alleen met behulp van een tweedimensionale schematisering goed gemodelleerd worden. Ook voor deze tweedimensionale berekeningen van de water- en fosfaathuishouding is een nieuw modelinstrumentarium toegepast, waarbij gebruik is gemaakt van de resultaten van het eendimensionale model. Voor de tweedimensionale fosfaatmodellering zijn alleen de abiotische fosfaatreacties en de gewasopname als processen gemodelleerd. Hiervoor is dezelfde proces-formulering gebruikt als voor de eendimensionale fosfaatmodellering, in combinatie met een eenvoudige beschrijving van de fosfaatopname door gras. Voor de tweedimensionale modellering van de waterbalans is gebruik gemaakt van het model MOISHE3.

In dit rapport wordt in kort bestek beschreven hoe met het eendimensionale model SWATRE de termen van de waterbalans zijn berekend. Omdat de verdeling met de diepte van de ontwatering uit het bodemprofiel van grote invloed is op de berekening van de fosfaatbelasting van het oppervlaktewater, wordt de methode toegelicht die voor deze verdeling is gebruikt. De theoretische achtergrond en de toepassing van

het model MOISHE3 worden meer uitgebreid besproken, aangezien het hier een eerste toepassing van een nieuw model betreft. Het model MOISHE3 gebruikt de eindig-elementenmethode volgens Galerkin voor het oplossen van de Richards vergelijking.

Een- en tweedimensionale schematisatie

In het model SWATRE wordt een verticale kolom grond onderverdeeld in een aantal bodemcompartimenten. Voor de ruimtelijke schematisatie bij de tweedimensionale berekeningen met MOISHE3 is een netwerk van knooppunten en elementen gebruikt, dat zich in horizontale richting uitstrekt over twee perceelshelften, loodrecht op de richting van de perceelssloot. De bovenrand in het model volgt het niveau van het maaiveld, dat vanaf de zijranden van het netwerk afloopt in de richting van de perceelssloot, waar het overgaat in het sloottalud en de slootbodem. Om de hydrologische maatregel te kunnen simuleren is er een knooppunt van het netwerk gedefinieerd van waaruit onttrekking kan plaatsvinden. De uitvoer van de tweedimensionale berekeningen omvat onder meer de sluitende waterbalansen van de afzonderlijke elementen van het netwerk.

Calibratie

Het eendimensionale hydrologische model SWATRE is op twee percelen van de onderzoekslocatie gecalibreerd op de grondwaterstand en de slootafvoer die in 1992 zijn gemeten. Hierbij zijn achtereenvolgens de modelparameters vastgesteld voor de beschrijving van de onderrandvoorwaarde, de drainagesystemen en de bodemfysische parameters. In SWATRE kunnen meerdere drainagesystemen worden gedefinieerd als randvoorwaarde voor de berekening van de afvoer naar het oppervlaktewater. Op perceelsschaal zijn de toepassingsmogelijkheden van dit concept voor de modellering van de fosfaatuitspoeling echter beperkt door de voorwaarde dat alleen de oppervlaktewaterbelasting via het ondiepe drainagesysteem getoetst kan worden aan de gemeten fosfaatvracht. Dit heeft ertoe geleid dat op een van beide percelen een minder goede calibratie is geaccepteerd. Voor het tweedimensionale model MOISHE3 zijn de bodemfysische karakteristieken gekozen op basis van de resultaten van de calibratie van het model SWATRE. Het model MOISHE3 is gecalibreerd op de grondwaterstand in twee percelen en de slootafvoer in 1991. Berekeningen zijn uitgevoerd met verschillende onder- en bovenrandvoorwaarden en een aantal instellingen van het slootpeil, zowel met als zonder afvoer via een diepe drainbuis. Omdat tijdens de calibratieperiode op een van de percelen een hydrologische maatregel is aangelegd, dienen een aantal van deze doorgerekende varianten als scenariostudies te worden beschouwd. De resultaten zijn zowel met de calibratie van het eendimensionale hydrologische model SWATRE als onderling vergeleken. Een belangrijk onderscheid tussen MOISHE3 en SWATRE is dat in het tweedimensionale model geen drainageweerstand zijn gedefinieerd, zodat de stroming naar de sloot het resultaat is van de potentiaalverschillen in het bodemwater.

Het model ANIMO is op twee percelen van de onderzoekslocatie gecalibreerd op het verloop met de diepte van de fosfaatbezettingsfractie en de concentraties orthofosfaat in het bodemwater. De fosfaatbezettingsfractie in het model vertoont een goede overeenkomst met het perceelsgemiddelde profiel van de gemeten fosfaatbezettingsfracties. Het jaargemiddelde van de berekende fosfaatconcentraties komt goed overeen met de mediaan van de gemeten fosfaatconcentraties in het

bodemwater op 15 m afstand van de perceelssloot. De calibratie van ANIMO is verricht met de perceelsgemiddelde gehalten aluminium en ijzer als invoergegevens en de fosfaatsorptieparameters die in het kader van een andere studie in het laboratorium zijn vastgesteld.

Validatie

Het eendimensionale hydrologische model SWATRE is op twee percelen van de onderzoekslocatie gevalideerd op de grondwaterstand en slootafvoer die in 1993 zijn gemeten. Het model ANIMO is op twee percelen gevalideerd op de (cumulatieve) fosfaatvracht gemeten in twee perceelssloten op de onderzoekslocatie in de periode 1991 t/m 1993. In een hydrologisch representatieve periode komt de gemodelleerde (cumulatieve) oppervlaktewaterbelasting goed overeen met de gemeten fosfaatvracht, terwijl in een zeer natte periode de gemeten fosfaatvracht ongeveer 33% wordt onderschat. De verklaring voor deze onderschatting ligt deels in de lagere concentraties en de lagere ontwatering ten opzichte van de meetwaarden. De betrouwbaarheid van een aantal metingen in deze periode, die voor een groot deel bijdragen aan de gemeten fosfaatvracht, is echter beperkt ten opzichte van de betrouwbaarheid van de meetreeks als geheel.

Met de tweedimensionale berekeningen is het verloop van de fosfaatbelasting van het oppervlaktewater gesimuleerd voor een periode van 6 jaar. Hiervoor is een reeks hydrologische invoergegevens van 1991 tot en met 1993 tweemaal herhaald. De jaarlijkse bemesting bedraagt $110 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \text{ P}_2\text{O}_5$ en is verdeeld over drie addities. Het tweedimensionale fosfaatmodel is uitsluitend gevalideerd en wel op het gemeten verloop met de diepte van de fosfaatconcentraties als functie van de afstand tot de sloot. Het effect van bemesting op de gemodelleerde fosfaatconcentratie in de bovengrond is gevalideerd, waarbij de daling van de fosfaatconcentratie in de bovengrond nabij de sloten in overeenstemming is met de waarnemingen op de onderzoekslocatie. Tevens is het effect van ijzertoediening op de daling van de fosfaatconcentratie in het bodemwater gemodelleerd.

Resultaten

Om het lange-termijneffect van aanvullende bemestingsmaatregelen op de fosfaatuitspoeling naar het oppervlaktewater te voorspellen zijn twee bemestingsscenario's van veertig jaar geformuleerd. Het betreft een vergelijking tussen een scenario met een jaarlijkse mestgift van $110 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \text{ P}_2\text{O}_5$ (bemesting gelijk aan de fosfaatbehoefte van gras) en een scenario met fosfaatnulbemesting. Bij fosfaatbemesting gelijk aan de fosfaatbehoefte van het gewas vertoont de fosfaatuitspoeling naar het oppervlaktewater geen daling, terwijl bij nulbemesting een lichte daling wordt gemodelleerd. De oorzaak ligt in de verplaatsing van het fosfaatfront naar diepere bodemlagen, waarvan het grootste deel van de ontwatering afkomstig is. Hierdoor wordt het effect van afnemende fosfaatconcentraties in de bouwvoor teniet gedaan.

Het tweedimensionale fosfaatmodel is gebruikt om de doorstroming van de ondergrond na te bootsen, met een reeks hydrologische invoergegevens waarbij de ontwatering volledig via de diepe drain plaatsvindt. Er wordt geen toename van de fosfaatconcentratie gesimuleerd. Dit is niet in overeenstemming met de gemeten

concentratie van de drainafvoer, die een licht stijgende trend vertoont. Door middel van scenarioberekeningen met verschillende bodemchemische omstandigheden is onderzocht of een stijgende trend in de fosfaatconcentratie van de drainafvoer verklaard kan worden. Er zijn echter geen aanwijzingen gevonden dat de gebruikte chemische procesformulering niet voor de diepe ondergrond zou gelden. Dit betekent dat de stijging van de fosfaatconcentratie in de drainafvoer te maken heeft met processen die niet in het model zitten, zoals bijvoorbeeld preferente stroming.

Op basis van deze resultaten wordt geconcludeerd dat met het tweedimensionale fosfaatmodel een goed beeld verkregen wordt van het effect van bemestings-, bodemchemische- en hydrologische maatregelen op de fosfaatconcentratie in het bodemwater en op de fosfaatuitspoeling naar het oppervlaktewater.

Mogelijkheden van toepassing van de hydrologische maatregel

Invoering van de hydrologische maatregel op regionale schaal vormt een ingreep in de waterhuishouding van de natte delen van het studiegebied. Door een effect op de regionale grondwaterstroming kan deze ingreep ook de waterhuishouding in andere delen van het studiegebied beïnvloeden. Met een toepassing voor het Schuitenbeekgebied van het grondwaterstromingsmodel SIMGRO zijn deze veranderingen in de regionale waterhuishouding onderzocht. Deze berekeningen zijn tevens uitgevoerd om een beschrijving van de onderrandvoorwaarde te genereren voor het tweedimensionale model MOISHE3.

Voor een aantal varianten van de hydrologische maatregel is geanalyseerd wat de kosten zijn van invoering op grote schaal, waarbij een aantal uitgangspunten zijn geformuleerd die ten grondslag liggen aan het ontwerp en de aanleg van een dergelijk systeem. Uit deze analyse is gebleken welke onderdelen van het drainagesysteem het meest van invloed zijn op de totale kosten van de hydrologische maatregel. Door extrapoleren is aangegeven wat de kosten zouden zijn voor het areaal aan natte gronden in het Schuitenbeekgebied (2000 ha met grondwatertrap III, III*, V, of V*).

Bij een eventuele invoering van de hydrologische maatregel dient een nieuw drainagesysteem te worden aangelegd, dat bestaat uit een stelsel van drainbuizen op grote diepte (2,5 m) die via een put op een transportbuis zijn aangesloten. De drainafvoer wordt dus niet in de perceelssloot geloosd, zoals dat op de onderzoekslocatie is gebeurd, maar direct afgevoerd. De perceelsontwatering komt geheel via deze diepe drains tot stand, waarmee de ontwateringsfunctie van de open watergangen vervalt. Voor de layout van dit diepe drainagesysteem zijn drie varianten met sterk uiteenlopende drainafstanden uitgewerkt. Het aantal meters drainlengte per hectare blijkt bepalend voor de kosten. Op grond van een analyse van het stromingspatroon naar de drains is de voorlopige conclusie, dat, gegeven een bepaalde afvoerintensiteit en drainafstand, de benodigde gradiënt voor stroming naar de diepe drain kleiner is dan bij een conventioneel drainagesysteem. Dit betekent, dat bij dezelfde afvoerintensiteit, gradiënt en ontwateringsdiepte, met een grotere drainafstand kan worden volstaan.

De werking van de hydrologische maatregel berust op een volledige uitschakeling van de perceelsontwatering via open watergangen. Dit brengt uitvoerige egalisatie-

en herinrichtingswerkzaamheden met zich mee, waarvoor twee varianten zijn geformuleerd. De voorkeur wordt gegeven aan een variant waarbij met relatief lichte egalisaties kan worden volstaan. Volgens deze variant wordt een stelsel van begroeide, ondiepe sloten aangelegd langs de (geëgaliseerde) percelen, dat alleen in situaties met piekafvoer een afvoerfunctie heeft. Deze ondiepe, begroeide sloten zijn een voorziening voor dat deel van de neerslag dat niet kan infiltreren in de bodem en dus niet voor de afvoer van het grondwater. Bij de aanleg kan worden uitgegaan van het bestaande stelsel van perceelssloten en wordt de dwarsdoorsnede van de sloten aangepast. Wanneer een klein deel van het jaarlijkse netto-neerslagoverschot wordt afgevoerd (gemiddeld 5% of 10%) via dit stelsel van ondiepe, begroeide sloten en de rest via het stelsel van diepe drains, zal het reductiepercentage van de fosfaatuitspoeling naar het oppervlaktewater iets lager liggen dan het percentage dat is vastgesteld op basis van de metingen op de onderzoekslocatie.

De kosten van de hydrologische maatregel worden geschat op f 6.100,- tot f 10.100,- per hectare, afhankelijk van de layout van het diepe drainagesysteem. De investeringskosten voor het areaal aan natte gronden in het Schuitenbeekgebied worden geschat op 12 à 20 miljoen gulden.

1 Inleiding

In opdracht van het ministerie van LNV, de Provincie Gelderland, Rijkswaterstaat Directie IJsselmeergebied, het Ministerie van VROM (ROM-project Gelderse Vallei) en het FOMA (Financieringsoverleg Mest- en Ammoniakonderzoek) is in de periode 1989-1994 door het DLO-Staring Centrum in samenwerking met het IMAG-DLO een onderzoek uitgevoerd naar de mogelijkheden van maatregelen ter vermindering van de fosfaatuitspoeling van landbouwgronden. Dit zijn maatregelen in aanvulling op het nationale beleid op het gebied van de mestwetgeving. Het onderzoek is verdeeld over twee fasen. Het doel van de eerste fase (1989-1991) is de selectie van maatregelen die geen nadelige gevolgen hebben voor het landbouwbedrijfsleven. In de tweede fase (1993-1994) zijn de geselecteerde maatregelen op een onderzoekslocatie uitgetest.

Het onderzoek is toegespitst op drie soorten maatregelen; bemestingsmaatregelen, bodemchemische maatregelen en hydrologische maatregelen. Teneinde de effecten van maatregelen te kunnen evalueren zijn op twee onderzoekslocaties de bodemchemische, bodemfysische en hydrologische situaties vastgesteld, en is de fosfaatuitspoeling door de bodem naar het oppervlaktewater gemeten. Vervolgens zijn op een van deze onderzoekslocaties de effecten van bemestings-, bodemchemische - en hydrologische maatregelen gemeten (Schoumans en Kruijne, 1995a).

Een relatief eenvoudige maatregel is het reduceren van het bemestingsniveau tot een niveau beneden de fosfaatbehoefte van het gewas. Het effect van nulbemesting, bemesting gelijk aan de gewasopname en overbemesting op de fosfaatuitspoeling naar het grondwater is op de onderzoekslocatie gemeten. Tevens zijn modelberekeningen uitgevoerd om de lange-termijneffecten op de fosfaatbelasting naar het oppervlaktewater te simuleren.

De tweede soort maatregelen om de fosfaatuitspoeling te reduceren is erop gericht om door toediening van aluminium- en ijzerhoudend materiaal de potentiële hoeveelheid desorbbaar fosfaat die in de bodem aanwezig is te binden, zodanig dat de fosfaatconcentratie in de bodemoplossing en het grondwater sterk daalt. Op grond van laboratoriumonderzoek naar de effectiviteit van verschillende aluminium- en ijzermaterialen om fosfaat te binden, is het materiaal met de beste eigenschappen geselecteerd en zijn veldproeven uitgevoerd (Schoumans en Köhlenberg, 1995 374.2). Tevens is een methode ontwikkeld om een ijzerhydroxide-suspensie door de bovengrond te mengen (Hendriks en Huijsmans, 1995 374.3). Met behulp van een tweedimensionale modellen is vervolgens de wijze van toediening voor praktijksituaties geoptimaliseerd en zijn de lange-termijneffecten doorgerekend.

In de eerste fase van het onderzoek zijn in een studie met behulp van eendimensionale modellen acht mogelijke hydrologische maatregelen op perceelsniveau onderzocht op hun effect op de fosfaatuitspoeling. Deze maatregelen zijn erop gericht om de

ondiepe uitspoeling uit fosfaatverzadigde lagen naar het oppervlaktewater te verminderen. Als meest perspectiefrijk is een maatregel naar voren gekomen, waarbij de ontwatering van het perceel vrijwel geheel via diepe drains wordt verzorgd en de greppels worden gedicht (Jeurissen, 1993). Deze maatregel is op de onderzoekslocatie uitgevoerd. Met behulp van een tweedimensionaal model zijn de lange-termijneffecten doorgerekend.

In dit rapport wordt een onderbouwing gegeven van de modelberekeningen. Hiervoor zijn de gebruikte een- en tweedimensionale modellen zowel gecalibreerd als gevalideerd.

In studies naar de fosfaatsuitspoeling is tot op heden alleen gebruik gemaakt van modellen met een ééndimensionale, verticale schematisering (Kroes et al., 1990; Schoumans en Kruijne, 1995c). Bij dit soort studies wordt verondersteld dat voor het hele perceel dezelfde randvoorwaarden gelden. De onderzochte bodemchemische en hydrologische maatregelen worden echter uitgevoerd op een gedeelte van het perceel langs de sloten. Alleen met behulp van een tweedimensionale schematisering kan het effect van deze maatregelen gemodelleerd worden, waarbij de tweede dimensie loodrecht op het ontwateringsmiddel is gericht. Met bestaande tweedimensionale hydrologische modellen, die zijn uitgerust met een module voor stoftransport-berekeningen (bijvoorbeeld SWM-II), kan alleen het transport van conservatieve stoffen gemodelleerd worden. Hierbij wordt in principe de stofconcentratie gemodelleerd en wordt een sluitende water- en stofbalans gegenereerd voor het hele systeem. Voor het modelleren van niet-conservatieve stoffen, zoals fosfaat, zijn sluitende waterbalansen op compartimentniveau noodzakelijk. Daarom is voor deze studie een hydrologisch model ontwikkeld dat sluitende waterbalansen berekent op compartimentniveau en op tijdstapbasis. Deze waterbalansen vormen de hydrologische invoergegevens voor de tweedimensionale modellering van de fosfaathuishouding.

Bij de calibratie en validatie van het eendimensionale hydrologisch model is gebruik gemaakt van de gegevens van de onderzoekslocatie. Bij de calibratie van het tweedimensionale hydrologische model is tevens gebruik gemaakt van de inzichten die zijn verkregen uit een groot aantal simulaties met het eendimensionale model.

Voor de modellering van de fosfaathuishouding is een nieuwe procesformulering voor de abiotische fosfaatreacties afgeleid en op grond van laboratoriumexperimenten geparameteriseerd (Schoumans, 1995). Voor de eendimensionale modellering van de fosfaathuishouding is deze nieuwe beschrijving in het waterkwaliteitsmodel ANIMO geïmplementeerd. Deze is in het kader van deze studie gecalibreerd op het verloop met de diepte van de fosfaatbezettingsfractie en daarmee ook op de fosfaatconcentratie in het bodemwater. Deze gegevens zijn afkomstig van de onderzoekslocatie (Schoumans en Kruijne, 1995a). De gemeten fosfaatvrachten zijn gebruikt voor de validatie. Dezelfde fosfaatmodule is gebruikt voor de tweedimensionale modellering van de fosfaathuishouding. Hierbij is deels gebruik gemaakt van dezelfde invoergegevens als bij de eendimensionale fosfaatmodellering. Het tweedimensionale fosfaatmodel is uitsluitend gevalideerd en wel op de gemeten fosfaatconcentraties als functie van de afstand tot de sloot en voor de toepassing

van de bodemchemische maatregel ook op de reductie van de fosfaatconcentratie in het bodemwater na toediening van ijzerhoudend materiaal. Invoering van de hydrologische maatregel op regionale schaal vormt een ingreep in de waterhuishouding van de natte delen van het studiegebied. Door een effect op de regionale grondwaterstroming kan deze ingreep ook de waterhuishouding in andere delen van het studiegebied beïnvloeden. Met het grondwaterstromingsmodel SIMGRO zijn deze veranderingen in de regionale waterhuishouding onderzocht.

Dit rapport behandelt de calibratie en validatie van de een- en tweedimensionale modellen, die gebruikt zijn voor de evaluatie van de effectiviteit van bemestings-, bodemchemische- en hydrologische maatregelen. Daarnaast worden de gesimuleerde effecten op de waterhuishouding besproken bij toepassing van de hydrologische maatregel op regionale schaal en wordt een analyse gemaakt van de kosten van deze maatregel. In hoofdstuk 2 worden de gebruikte hydrologische modellen en waterkwaliteitsmodellen besproken. Voor de een- en tweedimensionale modellering van de hydrologie zijn dat respectievelijk SWATRE en MOISHE3. De gebruikte modelparameters en invoergegevens worden besproken in hoofdstuk 3. Zowel de theorie als de toepassingen van MOISHE3 worden in deze twee hoofdstukken uitgebreid besproken. De reden hiervoor is dat er over dit model nog geen andere literatuur bestaat waarnaar verwezen kan worden. De calibratie van de modellen wordt behandeld in hoofdstuk 4. In hoofdstuk 5 worden zowel de validatie als enkele toepassingen van de modellen besproken. Hoofdstuk 6 bespreekt de modellering op regionale schaal van de geselecteerde hydrologische maatregel met het regionale grondwaterstromingsmodel SIMGRO. In hoofdstuk 7 wordt een kostenanalyse van de hydrologische maatregel gegeven, op basis van een aantal alternatieve uitvoeringen van het nieuwe drainagesysteem, dat bij invoering van de hydrologische maatregel op grote schaal moet worden aangelegd. Hoofdstuk 8 bevat de conclusies.

2 Beschrijving van de modellen

2.1 Hydrologische modellen

Een waterkwaliteitsmodel gebruikt als modelinvoer onder meer een volledige beschrijving van de waterhuishouding. Voor de eendimensionale modellering is deze beschrijving met het model SWATRE gegenereerd en voor de tweedimensionale modellering met het model MOISHE3.

2.1.1 Eendimensionaal model SWATRE

Het hydrologisch model SWATRE is een recente versie van het model dat beschreven is door Feddes et al. (1978). Van de uitbreidingen en verbeteringen die in de loop der jaren in dit model zijn aangebracht (Belmans et al., 1983; Elbers, 1990; Van den Broek et al., 1994), is de verdeling van de drainagefluxen over het modelprofiel en over de onderscheiden oppervlaktewatersystemen het meest relevant voor de berekening van de fosfaatuitspoeling. In deze paragraaf wordt eerst een beknopte beschrijving van het model gegeven. Vervolgens worden een aantal waterbalanstermen besproken; de potentiële evapotranspiratie, de potentiële bodemevaporatie, de potentiële transpiratie, de interceptieverdamping, de actuele bodemevaporatie, de actuele transpiratie, de oppervlakte-afvoer, de drainage en de kwel. Tenslotte wordt de verdeling van de drainagefluxen over het profiel besproken.

Het model SWATRE beschrijft de eendimensionale, verzadigde- en onverzadigde waterstroming in een heterogeen bodem-wortelsysteem. De onverzadigde stroming wordt gemodelleerd op basis van de wet van Darcy en de continuïteitsvergelijking, leidend tot de Richards vergelijking. De combinatie van deze vergelijkingen wordt numeriek opgelost door het bodemprofiel in te delen in compartimenten en gebruik te maken van de methode van eindige differenties. De gewasopname is als een sink-term of put aan het oplossingsschema toegevoegd. De (verticale) fluxen tussen de bodemcompartimenten worden berekend op basis van de vochtgehalten en de gewasopname.

Het model gebruikt de volgende invoergegevens; de indeling van het profiel in bodemlagen en de onderverdeling van bodemlagen in bodemcompartimenten, de waterretentie- en doorlatendheidskarakteristiek van elke bodemlaag, de bovenrandvoorwaarde in de vorm van neerslag en potentiële evapotranspiratie, een aantal karakteristieken van het gewas, de definitie van de oppervlaktewatersystemen, en de onderrandvoorwaarde in de vorm van een berekende, dan wel opgelegde flux of drukhoogte.

De stroming in het profiel wordt gemodelleerd op basis van een aantal randvoorwaarden voor de laterale stroming en voor de stroming door de onderrand

van het profiel. De laterale stroming wordt berekend met de drainageformules van Ernst en vervolgens aan het oplossingschema toegevoegd in de vorm van fluxen naar/van de verschillende oppervlaktewatersystemen.

Berekening van de bodemevaporatie en de transpiratie

De potentiële evapotranspiratie wordt berekend als:

$$ET_p = f E \tag{1}$$

- f = gewasfactor (-)
- E = referentiegewasverdamping (mm.d⁻¹)

Volgens de methode van Makkink wordt de referentiegewasverdamping berekend uit de gemiddelde temperatuur en de globale straling (inkomende, kortgolvlige straling):

$$\lambda E = C \frac{s}{s + \gamma} K_g \tag{2}$$

- λ = verdampingswarmte van water (= 2,45 x 10⁶ bij 20 °C) (J.kg⁻¹)
- E = verdamping (kg.m⁻².s⁻¹)
- C = constante (0,65) (-)
- γ = psychrometerconstante (≈ 0,66) (mbar.°K⁻¹)
- s = helling van de verzadigingsdampdrukcurve (deze wordt berekend uit de temperatuur) (mbar.°K⁻¹)
- K_g = globale straling (kortgolvlige straling) (W.m⁻²)

De potentiële bodemevaporatie wordt volgens een empirisch verband berekend uit de potentiële evapotranspiratie en een index voor het relatieve bladoppervlak (het bladoppervlak per eenheid van bodemoppervlak):

$$E_p = ET_p e^{-0,6I} \tag{3}$$

De potentiële transpiratie volgt uit het verschil tussen de potentiële evapotranspiratie en de potentiële bodemevaporatie:

$$T_p = ET_p - E_p \tag{4}$$

Het model berekent interceptieverdamping volgens een standaardfunctie van de neerslaghoeveelheid en de bodembedekkingsgraad van het gewas. Er is gerekend met een constante en volledige bodembedekking met gras. De hoeveelheid interceptiewater verdampt aan het maaiveld.

De actuele bodemevaporatie wordt gereduceerd met de methode van Black (1969). Deze reductie van de potentiële bodemevaporatie naar de actuele bodemevaporatie wordt met name bepaald door de tijd die is verstreken sinds de laatst voorgekomen

neerslag. De actuele bodemevaporatie is een flux door de bovenrand van het modelprofiel.

De actuele transpiratie wordt als put aan de bodemcompartimenten in de wortelzone toegevoegd, volgens een verdeling die lineair afneemt met de diepte. Deze wijze van verdeling is gekozen omdat wordt aangenomen dat de fosfaatopname door gras het grootst is in de toplaag van de bodem. De dikte van de wortelzone is constant 0,25 m. De actuele transpiratie wordt berekend met een functie van de drukhoogte van het bodemwater en de potentiële transpiratie:

$$E_a = \int_{-d_w}^0 S(\Psi_m, T_p) dz \quad (5)$$

- d_w = dikte van de wortelzone (m)
 S = bodemwateronttrekking door de wortels per volume-eenheid grond (d^{-1})
 Ψ_m = matrix potentiaal van het bodemwater (m)
 z = afstand beneden maaiveld (negatief) (m)

De bodemwateronttrekking, S , is beschreven met een aantal grenswaarden voor de drukhoogte, welke zijn ontleend aan de Jong en Kabat (1990). De reductie van de potentiële transpiratie tot de actuele transpiratie wordt uitgedrukt als een factor:

$$\alpha = \frac{S}{S_{\max}} \quad (6)$$

De gebruikte reductiefactor (figuur 1) stijgt lineair van nul tot het maximum in het natte traject tussen $\Psi_{m1} = -0,10$ m en $\Psi_{m2} = -0,25$ m, en blijft constant in het traject tussen Ψ_{m2} en de grens van het droge traject ($\Psi_{m3} = -8,0$ m). In het droge traject tussen Ψ_{m3} en het verwelkingspunt ($\Psi_{m3} = -16,0$ m) daalt de reductiefactor lineair tot nul. Met deze beschrijving is de actuele transpiratie gelijk aan nul bij drukhoogten groter dan -0,10 m en is de actuele transpiratie gelijk aan de potentiële transpiratie bij drukhoogten tussen -0,25 en -8,0 m.

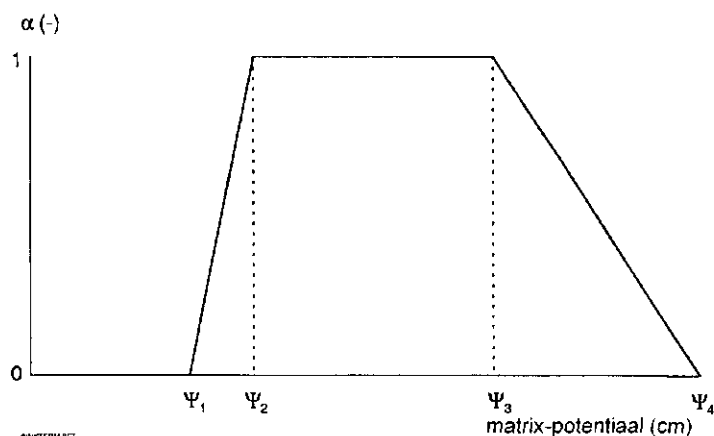


Fig. 1 Reductiefactor voor de gewasverdamming als functie van de matrix-potentiaal van het bodemwater (matrix-potentiaal)

Oppervlakte-afvoer kan gesimuleerd worden wanneer de maximale infiltratie (deze is gelijk aan de neerslag verminderd met de interceptieverdamping) groter is dan de berekende infiltratie (deze afhankelijk van de waterdoorlatendeid en de gradiënt). Met de gekozen bodemschematisatie treedt deze situatie alleen op wanneer het modelprofiel volledig is verzadigd met water. Onder deze condities is de oppervlakte-afvoer de sluitpost van de waterbalans van het bovenste bodemcompartiment. Berging aan het maaiveld (plasvorming) kan in mindering gebracht worden op deze sluitpost, door een gedeelte van het water dat niet infiltreert te bergen in een denkbeeldig reservoir aan het oppervlak. Het water in dit reservoir kan infiltreren tijdens de volgende tijdstap. De maximale diepte van dit reservoir kan van grote invloed zijn op de berekende hoeveelheid oppervlakte-afvoer. Op de percelen van de proeflocatie treedt plasvorming op met name langs de meetsloten, en in mindere mate op het midden van de percelen.

De drainage wordt berekend met de formules van Ernst. Hierbij wordt er vanuit gegaan dat het modelprofiel zich bevindt in het midden tussen evenwijdige drainagemiddelen van gelijke afmeting. Drainage vindt plaats als de grondwaterstand in het modelprofiel hoger is dan het slootpeil van het systeem. De natte omtrek van de sloot volgt uit het dwarsprofiel en de waterdiepte in de sloot (drainagebasis – drooglegging). De waarde van de natte omtrek is van invloed op de radiale weerstand voor grondwaterstroming nabij de sloot en op de gradiënt.

Het model berekent de kwelintensiteit voor iedere tijdstap als een functie van de grondwaterstand aan het einde van de vorige tijdstap. De parameters van deze functie zijn gecalibreerd op de gemeten grondwaterstand in perceel 3 (zie paragraaf 4.1.1).

Laterale fluxen naar het oppervlaktewater

De laterale stroming uit het modelprofiel kan worden verdeeld over maximaal vier oppervlaktewatersystemen, hier aangeduid als drainagesystemen. Deze systemen zijn gedefinieerd door de drainafstand, de drainagebasis (de verticale afstand tussen het maaiveld in het midden van het perceel en de slootbodem), de drooglegging (de

verticale afstand tussen het maaiveld en het slootpeil), de natte omtrek, en het type ontwateringsmiddel (een sloot of een drainbuis). Bij elk systeem kan infiltratie toegestaan worden: de weerstand bij drainage en infiltratie zijn gelijk. De afvoer naar een drainagesysteem vindt plaats vanuit een bepaalde subsectie van de totale afvoersectie (zie hieronder). De methode van bepaling van de hoogte en de positie van deze subsecties in het modelprofiel wordt hieronder beschreven voor een homogeen profiel en twee drainagesystemen. De vorming van schijngrondwaterspiegels blijft in deze beschrijving buiten beschouwing.

Voor elk drainagesysteem afzonderlijk is de afvoer gelijk aan het product van de berekende drainageflux en de drainafstand:

$$Q_1 = q_1 L_1 \quad \text{en} \quad Q_2 = q_2 L_2 \quad (7)$$

Q	= debiet per meter drainlengte	(m ² .d ⁻¹)
q	= drainageflux	(m.d ⁻¹)
L	= drainafstand	(m)

De totale drainafvoer is gelijk aan de som van de afvoer van de onderscheiden drainagesystemen:

$$Q = Q_1 + Q_2 \quad (8)$$

De totale afvoersectie is gedefinieerd als de verticale afstand tussen de bovenkant van de bodemcompartiment waarin zich de grondwaterspiegel bevindt en de onderrand van het modelprofiel. De verhouding tussen de subsecties van de drainagesystemen wordt nu gelijk gesteld aan de verhouding tussen de afvoer naar de drainagesystemen:

$$\frac{D_1}{D_2} = \frac{Q_1}{Q_2} \quad (9)$$

D	= dikte afvoersectie drainagesysteem	(m)
---	--------------------------------------	-----

De drainagesystemen zijn genummerd in volgorde van afnemende drainafstand en een drainagesysteem van een lage orde moet een grotere drainagebasis hebben dan een drainagesysteem van een hogere orde. De subsectie van een drainagesysteem van een hoge orde (ondiepe greppel) bevindt zich boven de subsectie van een drainagesysteem van lagere orde (diepe sloot). Hiermee is van elke subsectie de dikte en de positie in het profiel bepaald. Per subsectie wordt de afvoer over de bodemcompartimenten verdeeld evenredig met de transmissiviteit van de compartimenten (de transmissiviteit van een compartiment is gelijk aan het product van de verzadigde doorlatendheid voor horizontale stroming en de dikte van het compartiment):

$$\frac{Q_{1,i}}{Q_{1,i+1}} = \frac{K_i d_i}{K_{i+1} d_{i+1}} \quad (10)$$

K = verzadigde waterdoorlatendheid (m.d⁻¹)
d = dikte bodemcompartiment (m)

Bij een homogeen profiel is de verdeling dus evenredig met de dikte van de compartimenten. In een bodemcompartiment waar de grens tussen twee subsecties ligt, wordt de afvoer over twee drainagesystemen verdeeld. Tenslotte worden laterale fluxen verkregen door de afvoeren te delen door de bijbehorende drainafstanden. De drainageflux per compartiment wordt als put toegevoegd aan het numerieke oplossingschema. Bij infiltratie worden de laterale fluxen op overeenkomstige wijze verdeeld over de bodemcompartimenten en als source-term of bron toegevoegd aan het oplossingschema.

Dit concept om de laterale fluxen naar de drainagesystemen over de bodemcompartimenten te verdelen is eerder toegepast in regionale studies (Kroes et al., 1990), waar de stroming naar (diepe) drainagesystemen met grote drainafstand vanuit onderliggende bodemcompartimenten plaatsvindt, en de stroming naar (ondiepe) drainagesystemen met kleinere drainafstand vanuit bovenliggende bodemcompartimenten plaatsvindt.

2.1.2 Tweedimensionaal

In deze paragraaf wordt uitgebreid ingegaan op de meerdimensionale grondwaterstroming, waarbij het accent ligt op de theoretische achtergrond. De toepassing zal worden besproken in hoofdstuk 3. In paragraaf 2.1.2.1 wordt de theorie van de meerdimensionale grondwaterstand uitvoerig besproken. In paragraaf 2.1.2.2 worden de partiële differentiaalvergelijkingen, die in paragraaf 2.1.2.1 zijn afgeleid, numeriek opgelost.

2.1.2.1 Meerdimensionale grondwaterstroming

Bodemwaterpotentiaal is een maat die de hoeveelheid energie aangeeft die zich op een bepaalde tijd en plaats in een bodem bevindt (Warrick, 1990). Dit is in tegenstelling tot de hoeveelheid water in het profiel. Hierbij speelt slechts het vochtgehalte een rol. De bodemwaterpotentiaal is bijzonder bruikbaar voor het beschrijven van grondwaterstroming. Er vindt altijd stroming plaats van een punt met hoge potentiaal naar een punt met lage potentiaal. Dit is niet alleen waar in een geïsoleerd bodemprofiel, maar ook met betrekking tot de wortelzone en de atmosfeer. Waterstroming in het gehele bodem-plant-atmosfeer systeem kan worden geformuleerd op basis van potentialen, met water dat stroomt van de bodem naar de plantewortel en vandaar naar de atmosfeer.

De bodemwaterpotentiaal is formeel gedefinieerd als de hoeveelheid werk die nodig is om de toestand van een eenheid water om te vormen van een referentie-toestand naar de toestand die in beschouwing dient te worden genomen. Deze referentie-toestand mag gemakshalve worden genomen als de toestand van zuiver water onder een standaard druk en op een gegeven hoogte. Factoren die de hoeveelheid werk beïnvloeden die nodig is voor de (virtuele) omvorming zijn hoogte, bodemmatrix, vloeistofdruk, dampdruk, aanwezigheid van opgeloste stoffen en temperatuur. Gewoonlijk wordt elke factor apart bekeken en elke potentiaal onafhankelijk berekend. De eenheden van bodemwaterpotentiaal zijn afhankelijk van de eenheden in de basis-eenheid definitie. Logische en veelgebruikte eenheden zijn massa, volume en gewicht. Deze basis-eenheden leiden tot de eenheden Joules per kilo, Pascals en meters respectievelijk. In de volgende hoofdstukken wordt potentiaal altijd beschouwd op basis van gewicht en heeft dus de eenheid meters.

De totale bodemwaterpotentiaal is gedefinieerd als de som van een aantal deelpotentialen:

$$\Psi_t = \Psi_g + \Psi_p + \Psi_m + \Psi_o + \Psi_T \quad (11)$$

Ψ_t	=	totale potentiaal	(m)
Ψ_g	=	zwaartekracht-potentiaal	(m)
Ψ_p	=	druk-potentiaal	(m)
Ψ_m	=	matrix-potentiaal	(m)
Ψ_o	=	osmotische potentiaal	(m)
Ψ_T	=	temperatuur-potentiaal	(m)

Het vochtgehalte van de bodem wordt gedefinieerd als de hoeveelheid water per eenheid bodem. Deze hoeveelheid kan worden bescheven op een van de volgende manieren: op basis van massa:

$$\theta_{massa} = \frac{\text{massa van het water}}{\text{massa van de droge bodem}} \quad (12)$$

en op basis van volume:

$$\theta_{vol} = \frac{\text{Volume van water}}{\text{Totaal volume}} \quad (13)$$

De eerste methode wordt gewoonlijk gebruikt in de Verenigde Staten (Warrick, 1990), het vochtgehalte wordt dan vaak gravimetrisch vochtgehalte genoemd. De tweede definitie wordt meestal in Europa gehanteerd. Dit vochtgehalte wordt dan het volumetrisch vochtgehalte genoemd. Als 'vochtgehalte' wordt gebruikt in de volgende paragrafen, zal steeds het volumetrisch vochtgehalte worden bedoeld. In plaats van θ_{vol} zal alleen θ worden gebruikt.

Een overzicht van methoden om potentialen te meten is gegeven door Campbell (1988). Meetmethoden voor zowel Ψ als θ , samen met hun voor- en nadelen, zijn beschreven door o.a. Campbell and Mulla (1990) en door Cuenca and Noilhan (1991).

Het vochtgehalte en de potentiaal zijn aan elkaar gerelateerd door een relatie die uniek is voor ieder bodemtype. Deze relatie kan worden gemeten in het veld of in het laboratorium. Er bestaan ook methoden om ze te bepalen uit de granulaire samenstelling (Haverkamp en Parlange, 1986; Ahuja and Nielsen, 1990).

De n-dimensionale grondwaterstroming ($n = 1, 2$ of 3) wordt gewoonlijk beschreven door de wet van Darcy:

$$\underline{q} = \underline{K}(\Psi_m) \nabla \Psi_t \quad (14)$$

Ψ_t = totale potentiaal (m)

\underline{q} = flux dichtheidsvector, gegeven als

$$\underline{q} = \begin{pmatrix} q_1 \\ \cdot \\ \cdot \\ q_{N_d} \end{pmatrix} \quad (15)$$

q_i = fluxdichtheid in dimensie i ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)

N_d = aantal dimensies dat in beschouwing wordt genomen

$\underline{K}(\Psi_m)$ = hydraulische geleidbaarheids matrix ($N_d \times N_d$)

Deze hydraulische geleidbaarheids matrix is gegeven als een functie van Ψ_m , waarbij:

$$\underline{K} = \begin{pmatrix} K_{11} & \cdot & \cdot & K_{1N_d} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ K_{N_d 1} & \cdot & \cdot & K_{N_d N_d} \end{pmatrix} \quad (16)$$

K_{ij} = hydraulische geleidbaarheid ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)

i = richting van de flux

j = richting van de gradiënt

Als de bodem eenzelfde hydraulische geleidbaarheid heeft in alle richtingen (isotropie), dan kan vergelijking (14) worden vereenvoudigd tot

$$\underline{q} = -K(\Psi_m) \nabla \Psi_t \quad (17)$$

$K(\Psi_m)$ = hydraulische geleidbaarheid als een functie van Ψ_m ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)

Beschouw nu een gesloten volume, V . De Darcy-snelheid, q , is verondersteld op een willekeurig punt op het oppervlak. De snelheid wordt weergegeven door een vector, \underline{q} , in het beschouwde punt (Warrick, 1990), loodrecht op het oppervlak, S . Als er behoud van massa optreedt en er zijn geen bronnen of putten binnen het volume,

dan is de totale component van de naar buiten gerichte flux gelijk aan de snelheid waarmee het vochtgehalte binnen het volume vermindert:

$$\int_S \underline{q} dS = - \frac{\partial}{\partial t} \int_V \theta dV \quad (18)$$

waarin het 'vectorproduct' de loodrechte component oplevert van de naar buiten gerichte fluxdichtheidsvector. Door toepassing van de stelling van Gauss, mag de oppervlakte-integraal worden vervangen door de volume-integraal van de divergentie van \underline{q} . Dit leidt tot

$$\int_V \nabla \underline{q} dV = - \frac{\partial}{\partial t} \int_V \theta dV \quad (19)$$

Daar bovenstaande vergelijking geldig is voor alle gesloten oppervlakken, mag de afgeleide naar de tijd binnen de integraal worden gehaald en mogen de termen onder de integratietekens worden gelijkgesteld. Dit leidt tot de continuïteitsvergelijking voor meer-dimensionale waterstroming

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \nabla \underline{q} \quad (20)$$

Substitutie van de wet van Darcy leidt nu tot

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla (\underline{K}(\Psi_m) \nabla \Psi_t) \quad (21)$$

hetgeen geldig is voor een, twee en drie dimensies. De relatie tussen de potentiaal, Ψ_m , en het vochtgehalte, θ , werd gegeven door de bodemfysische karakteristieken. Nemen we nu aan dat deze relatie niet afhankelijk is van bijvoorbeeld druk, temperatuur of zoutgehalte, dan kan de linkerkant van deze vergelijking worden geschreven als

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{d\theta}{d\Psi_t} \frac{\partial \Psi_t}{\partial t} = \frac{d\theta}{d\Psi_m} \frac{\partial \Psi_t}{\partial t} = C_m(\Psi_m) \frac{\partial \Psi_t}{\partial t} \quad (22)$$

waarin $C_m(\Psi_m)$ de vochtcapaciteit (m^{-1}) is, die wordt berekend als de helling van de pF-curve bij matrix-potentiaal Ψ_m . Vergelijking (22) wordt vaak geschreven als

$$C_m(\Psi_m) \frac{\partial \Psi_t}{\partial t} = \nabla (\underline{K}(\Psi_m) \nabla \Psi_t) \quad (23)$$

Zowel vergelijking (22) als (23) worden de Richards vergelijking genoemd. Richards leidde een dergelijke vergelijking af in 1931. Het zijn de vergelijkingen voor het wiskundig beschrijven van grondwaterstroming in zowel verzadigde als onverzadigde bodems. Deze vergelijkingen vormen de basis voor de beschrijving van grondwaterstroming gekoppeld met andere bodemfysische verschijnselen zoals zwellende en krimpende gronden, hysteresis enz. (Feddes et al., 1993). Er zijn enkele

aanvechtbare punten in de theorie van Richards (zie bijvoorbeeld Gray and Hassanizadeh, 1991). Deze auteurs beschrijven nieuwe vergelijkingen voor grondwaterstroming. Het probleem is echter dat de parameters die nodig zijn in hun vergelijkingen, in het laboratorium moeten worden bepaald, hetgeen tot nogtoe niet is gedaan.

Een van de voordelen van de op het vochtgehalte, θ , gebaseerde vergelijking is dat de discrete benadering ervan, zoals dat met behulp van de eindige-elementenmethode of de eindige-differentiemethoden gebeurt, zodanig kan worden geformuleerd dat zij een volledig behoud van massa kunnen garanderen (Celia et al., 1990). Tegenwoordig wordt algemeen erkend dat dit een ongewenste benadering is in numerieke simulaties, daar het beschouwen van heterogeniteit en waterverzadiging erdoor wordt belemmerd (Milly, 1988).

De Richards vergelijking, zoals hij hierboven is afgeleid, is alleen geldig als we aannemen dat de bodemmatrix vast is, dat wil zeggen niet vervormt in de tijd. Introduceren we nu de specifieke berging, S_s , om rekening te houden met de samendrukbaarheid van water, dan ontstaat de volgende vergelijking (Neuman, 1973; Hampton, 1989):

$$\left(C_m(\Psi_m) + \frac{\theta_l S_s}{\mu} \right) \frac{\partial \Psi_t}{\partial t} = \nabla \left(\underline{K}(\Psi_m) \nabla \Psi_t \right) \quad (24)$$

μ = porositeit ($m^3 \cdot m^{-3}$)
 S_s = specifieke berging (m^{-1})

De relatie tussen de potentiaal, Ψ , en de hydraulische geleidbaarheid, K , kan ofwel worden gemeten in veld of laboratorium ofwel worden bepaald uit andere factoren, zoals bijvoorbeeld de korrelgrootteverdeling (Bloemen, 1980). Een beschrijving van de meestgebruikte methoden om de hydraulische geleidbaarheid van de bodem te bepalen kan worden gevonden in o.a. Dirksen (1990).

De meest algemene manier om de bodemfysische gegevens van een bepaalde grond te beschrijven is nog altijd de tabel. Het maken van dergelijke tabellen is echter zeer arbeidsintensief. Ook is interpolatie tussen de waarden in de tabellen vaak tijdrovend. Daarom wordt al jarenlang getracht de eigenschappen van bodems te beschrijven met behulp van analytische functies. Er zijn al veel verschillende vormen gebruikt. Zie bijvoorbeeld Brandyk (1990) of Wesseling (1991) voor een lijst van de meestgebruikte methoden. In deze studie is uitgegaan van de beschrijving volgens Van Genuchten (1980) zoals ook beschreven in (Schoumans en Kruijne, 1995a). Ten behoeve van de simulaties met MOISHE3 zijn de Van Genuchten-parameters met behulp van desbetreffende formules weer omgezet naar tabelwaarden.

De relatie tussen de hydraulische geleidbaarheid, K , en de matrixpotentiaal, Ψ_m , kan worden geschreven als het product van twee andere waarden: de verzadigde doorlatendheid, K_s ($m \cdot s^{-1}$), en de relatieve doorlatendheid, K_r (dimensieloos). De eerste is alleen afhankelijk van het bodemtype, terwijl de laatste afhangt van het

bodemtype en de matrixpotentiaal. In formulevorm:

$$\underline{K}(\Psi) = \underline{K}_s K_r(\Psi) \quad (25)$$

Introduceren we nu ook nog een wortelopnamefunctie, S (d^{-1}), dan kan de Richards vergelijking worden geschreven als

$$\left(C_m(\Psi_m) + \frac{\theta_i}{\mu} S_s \right) \frac{\partial \Psi_i}{\partial t} = \nabla \left(\underline{K}_s(\Psi_m) \nabla \Psi_i \right) - S \quad (26)$$

In het geval van driedimensionale grondwaterstroming wordt de matrix \underline{K}_s geschreven als

$$\underline{K}_s = \begin{pmatrix} K_{11}^s & K_{12}^s & K_{13}^s \\ K_{21}^s & K_{22}^s & K_{23}^s \\ K_{31}^s & K_{32}^s & K_{33}^s \end{pmatrix} \quad (27)$$

waarbij K_{ij}^s de verzadigde doorlatendheid is voor een flux in richting i die wordt veroorzaakt door een gradient in de richting j ($i, j \in \{1, 2, 3\}$). In het geval van isotrope media zijn de termen die niet op de diagonaal liggen gelijk aan 0. Als er anisotropie optreedt en de richting van de geleidbaarheid valt niet samen met die van het coördinatenstelsel, dan wordt de \underline{K}_s -matrix als volgt berekend:

$$\underline{K}_s = \underline{R}^{-1} \underline{K}_s^l \underline{R} \quad (28)$$

Hierbij is \underline{K}_s^l de vector die de waarden voor de geleidbaarheid bevat en \underline{R} is een matrix die als volgt is gedefinieerd:

$$\underline{R} = \begin{pmatrix} -\sin\beta_1 \cos\alpha_1 & -\sin\beta_1 \sin\alpha_1 & \cos\beta_1 \\ -\sin\beta_2 \cos\alpha_2 & -\sin\beta_2 \sin\alpha_2 & \cos\beta_2 \\ -\sin\beta_3 \cos\alpha_3 & -\sin\beta_3 \sin\alpha_3 & \cos\beta_3 \end{pmatrix} \quad (29)$$

hierin is: α_i de hoek van de positieve x -as en de projectie van de as met index i van het anisotrope systeem op het positieve (x, y) -vlak, beginnend bij de positieve x -as en tegen de klok in draaiend; β_i de hoek tussen de positieve z -as en de projectie van de as met index i op het positieve (y, z) -vlak, beginnend bij de positieve z -as, tegen de klok in draaiend (figuur 2).

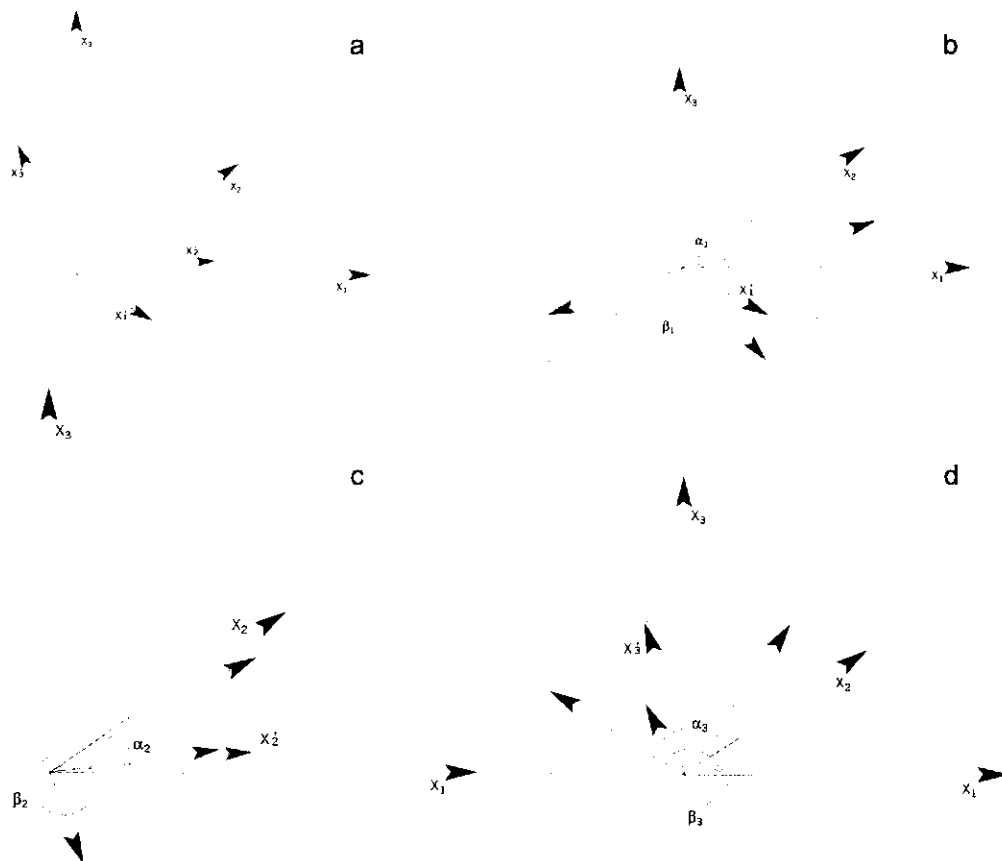


Fig. 2 Een grafische weergave van anisotropie in drie dimensies: a) de richting van de anisotropie en van het normale assenstelsel; b) de projectie van de x_1' -as; c) de projectie van de x_2' -as; d) de projectie van de x_3' -as

2.1.2.2 Numerieke oplossing van de partiële differentiaalvergelijking

Numerieke schema's voor het oplossen van de Richards vergelijking maken onder andere gebruik van de eindige-differentiemethode (Freeze, 1971; Feddes et al., 1978; Watson et al., 1992), de geïntegreerde eindige-differentiemethode (Narasimhan et al., 1978; Hanks, 1991), de Galerkin eindige elementen (Huyakorn et al., 1984), de collocatie eindige-elementenmethode (Pinder et al., 1978), de subgebied eindige-elementenmethode (Cooley, 1983) en de spectrale elementen-methode (Goblet en Cordier, 1993). Al deze methoden verschillen essentieel in hun ruimtelijke discretisatie en interpolatie.

De numerieke oplossing van de differentiaalvergelijking (26) gebeurt volgens de eindige-elementenmethode volgens Galerkin (zie bijvoorbeeld Hughes, 1993). Hierbij wordt het beschouwde gebied ingedeeld in een aantal kleinere gebiedjes, elementen genaamd. Elk element wordt begrensd door een aantal hoekpunten (ook wel knooppunten genaamd). Voor een driedimensionaal geval worden dit verondersteld kubussen te zijn. In het gunstigste geval zullen dit mooie rechthoekige kubussen zijn. Aan de rand van een gebied kunnen de kubussen schuine zijden hebben of zelfs gedeformeerd zijn tot pyramide-achtige figuren. Een voordeel van deze methode is

wel dat onregelmatig gevormde oppervlakken goed kunnen worden gevolgd en dat zowel een-, twee- als driedimensionale stroming op dezelfde wijze kan worden gesimuleerd (figuur 3).

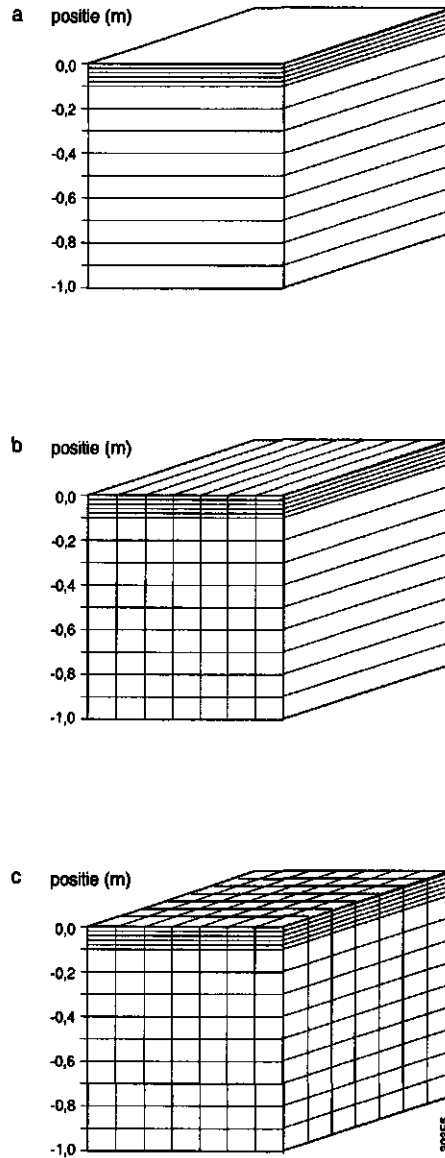


Fig. 3 Het gebruik van het driedimensionale systeem voor een eenvoudig profiel in een, twee en drie dimensies (a, b en c)

Herschrijven we nu vergelijking (26) tot een functie die we L noemen:

$$L = \nabla \left(\frac{K_s}{\mu} K_r(\Psi_m) \nabla \Psi_t \right) - S - \left(C_m(\Psi_m) + \frac{\theta}{\mu} S_s \right) \frac{\partial \Psi_t}{\partial t} = 0 \quad (30)$$

In deze studie zal worden uitgegaan van de zogenaamde 'dakjesfunctie' als basisfunctie w , een functie met de waarde 1 in punt i en de waarde 0 in alle eromheen liggende punten. Tussen het punt en de omliggende punten verloopt de waarde van w lineair.

$$\int_V L w dV = \int_V \left[\nabla \left(\underline{K}_s K_r(\Psi_m) \nabla \Psi_t \right) - S - \left(C_m(\Psi_m) + \frac{\theta}{\mu} S_s \right) \frac{\partial \Psi_t}{\partial t} \right] w dV = 0 \quad (31)$$

Of, geschreven in sommatie-vorm:

$$\int_V L w dV = \int_V \left[\sum_{i=1}^{N_d} \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\sum_{j=1}^{N_d} K_{s,ij} K_r(\Psi_m) \frac{\partial \Psi_t}{\partial x_j} \right) - S - \left(C_m(\Psi_m) + \frac{\theta}{\mu} S_s \right) \frac{\partial \Psi_t}{\partial t} \right] w dV = 0 \quad (32)$$

De integraal over het totale volume mag nu worden geschreven als de som van de integralen van de elementen:

$$\int_V L w dV = \sum_{e=1}^{N_e} \int_{V_e} L w dV_e \quad (33)$$

Uitwerken hiervan levert voor een willekeurige basisfunctie w_k :

$$\int_V L w_k dV = \int_V \left[\sum_{i=1}^{N_d} \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\sum_{j=1}^{N_d} K_{s,ij} K_r(\Psi_m) \frac{\partial \Psi_t}{\partial x_j} \right) w_k - S w_k - \left(C_m(\Psi_m) + \frac{\theta}{\mu} S_s \right) w_k \frac{\partial \Psi_t}{\partial t} \right] dV = 0 \quad (34)$$

De eerste term onder de integraal mag worden geschreven als

$$w_k \frac{\partial}{\partial x_i} \left(K_{ij} \frac{\partial \Psi_t}{\partial x_j} \right) = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(w_k K_{ij} \frac{\partial \Psi_t}{\partial x_j} \right) - K_{ij} \frac{\partial \Psi_t}{\partial x_i} \frac{\partial w_k}{\partial x_j} \quad (35)$$

De potentiaal, Ψ_v , in dit hoofdstuk afgekort tot Ψ , in een willekeurig punt (x_1, x_2, x_3) wordt nu benaderd door

$$\Psi \approx \sum_{i=1}^{N_n} w_i \phi_i \quad (36)$$

waarin w_i de waarde is van basisfunctie i in het beschouwde punt. Er kan nu worden aangetoond dat de functie w uit vergelijking (31) mag worden vervangen door dezelfde dakjesfunctie. Invullen van vergelijking (36) en gebruik makend van de Stelling van Green, kan vergelijking (34) nu worden geschreven als:

$$\forall_{k \in \{1..N_e\}}: \sum_{l=1}^{N_n} \Phi_l \left[\int_{V_e} \left[\sum_{i=1}^{N_d} \left(\sum_{j=1}^{N_d} K_{s,ij} K_r(\Psi_m) \frac{\partial w_k}{\partial x_i} \frac{\partial w_l}{\partial x_j} \right) \right] dV_e \right] - \int_{V_e} S w_k dV_e - \sum_{l=1}^{N_n} \int_{V_e} \left(C_m(\Psi_m) + \frac{\theta}{\mu} S_s \right) w_k \frac{\partial \Phi_l}{\partial t} dV_e = 0 \quad (37)$$

Uitschrijven van de vergelijkingen leidt nu tot het volgende stelsel:

$$\forall_{k \in \{1..N_n\}}: \sum_{l=1}^{N_n} U_{kl} + \sum_{l=1}^{N_n} V_{kl} \frac{d\phi_l}{dt} + W_k - X_k + Y_k = 0 \quad (38)$$

Aan elk knooppunt kan nu, buiten de normale (globale) coördinaten (x_1 , x_2 en x_3), ook een aantal coördinaten worden toegekend die binnen het element bepaald zijn (ξ_1 , ξ_2 , en ξ_3 ; figuur 4). Hierbij ligt het nulpunt van het (locale) assenstelsel in het centrum van het element en hebben de hoekpunten altijd de waarden -1 of 1.

Numeriek integreren in het lokale coördinatenstelsel is eenvoudig door het toepassen van de integratiemethode volgens Gauss. Deze luidt (in een dimensie) voor een functie f die moet worden geïntegreerd tussen -1 en 1:

$$\int_{-1}^1 f(x) dx = \sum_{i=1}^3 f(\alpha_i) \beta_i \quad (39)$$

waarbij α_i de punten zijn waarin de functiewaarde bepaald moet worden en β_i de zogenaamde gewichtsfactoren. De functiewaarden en bijbehorende gewichtsfactoren voor de driepunts Gauss-integratiemethode zijn gegeven in tabel 1.

Tabel 1 De waarden waarvoor de functie geëvalueerd moet worden en de bijbehorende gewichtsfuncties voor de driepunts Gauss-integratie

α_i	β_i
$-\sqrt{3/5}$	5/9
0	8/9
$\sqrt{3/5}$	5/9

Uitbreiden van deze vergelijking naar drie dimensies leidt tot

$$\int_{-1}^1 \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 f(\xi) d\xi = \sum_{i=1}^3 \sum_{j=1}^3 \sum_{k=1}^3 f(\alpha_i, \alpha_j, \alpha_k) \beta_i \beta_j \beta_k \quad (40)$$

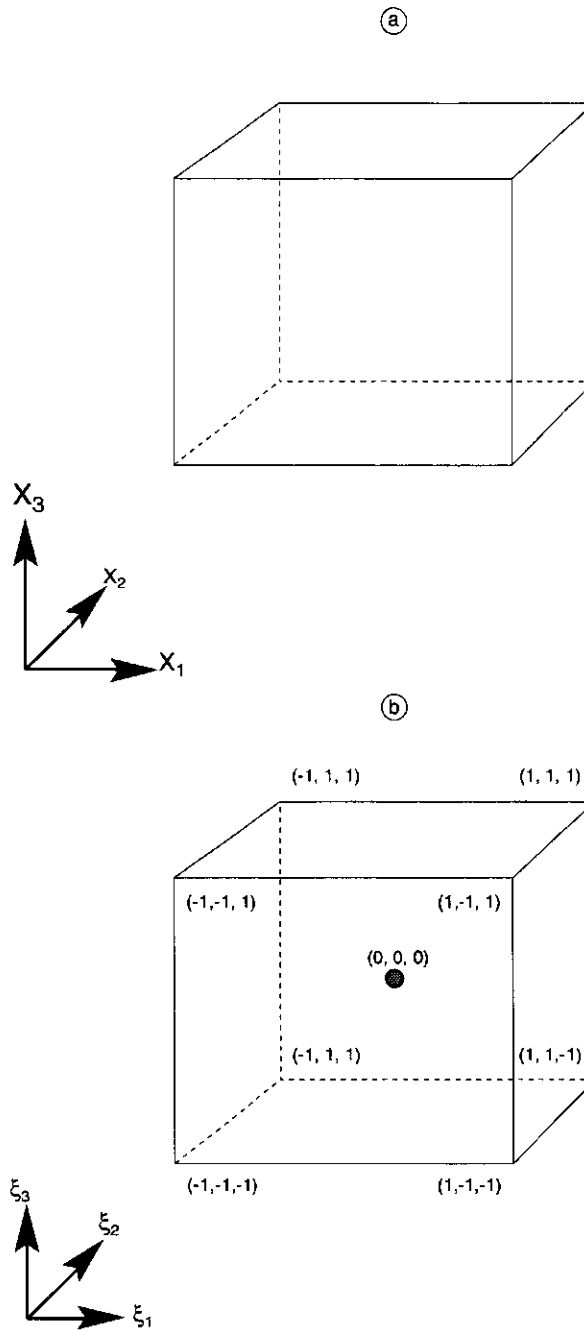


Fig. 4 De elementen in: a) het globale assenstelsel; b) het locale assenstelsel

Integratie in het globale stelsel gaat nu als volgt

$$\int_{V_e} f(\underline{x}) d\underline{x} = \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 f(x_1(\underline{\xi}), x_2(\underline{\xi}), x_3(\underline{\xi})) j(\underline{\xi}) d\underline{\xi} \quad (41)$$

waarin j de determinant van de matrix van afgeleiden van globale naar locale coördinaten is, ofwel

$$j = \det \begin{bmatrix} \frac{\partial x_1}{\partial \xi_1} & \frac{\partial x_1}{\partial \xi_2} & \frac{\partial x_1}{\partial \xi_3} \\ \frac{\partial x_2}{\partial \xi_1} & \frac{\partial x_2}{\partial \xi_2} & \frac{\partial x_2}{\partial \xi_3} \\ \frac{\partial x_3}{\partial \xi_1} & \frac{\partial x_3}{\partial \xi_2} & \frac{\partial x_3}{\partial \xi_3} \end{bmatrix} \quad (42)$$

De term in vergelijking (38) met de afgeleide naar de tijd wordt nu geschreven als

$$\frac{d\phi_l}{dt} = \frac{\phi_l^j - \phi_l^{j-1}}{\Delta t^j} \quad (43)$$

Om te kunnen integreren moeten eerst alle waarden van de functies in de integratiepunten worden bepaald. Vervolgens kan de integraal over het (globale) element worden bepaald met behulp van de vergelijkingen 41 en (42). Dit gebeurt voor alle elementen.

2.2 Fosfaatmodellering

De modellering van de fosfaatuitspoeling is uitgevoerd met een nieuwe procesformulering van de abiotische fosfaatreacties in de bodem, die aansluit bij de formulering die is gehanteerd bij het protocol fosfaatverzadigde gronden (van der Zee et al., 1990a en 1990b). De fosfaatsorptie- en -desorptieparameters voor deze procesformulering zijn in het laboratorium uit batch-experimenten afgeleid en gevalideerd op kolomproeven (Schoumans, 1995). De parameterwaarden voor de abiotische reacties zijn overgenomen van Schoumans (1995). Voor de modellering van het tweedimensionale fosfaattransport is het niet noodzakelijk om ANIMO als geheel uit te breiden naar een tweedimensionaal model. De fosfaatuitspoeling uit landbouwgronden bestaat voor 86% uit anorganisch fosfaat (Schoumans en Kruijne, 1995a) en de onderzochte maatregelen zijn gericht op de uitspoeling van anorganisch fosfaat. Om deze redenen zijn alleen de abiotische reacties van fosfaat (inclusief de fosfaatopname door gras) tweedimensionaal gemodelleerd. Dit betekent dat de kringloop van organisch fosfaat bij de tweedimensionale modellering buiten beschouwing is gelaten.

Dezelfde procesformulering en parameters zijn met tweedimensionale modellen toegepast om het effect van aanvullende maatregelen ter vermindering van de fosfaatuitspoeling te onderzoeken.

2.2.1 Eendimensionaal

Het waterkwaliteitsmodel ANIMO (Agricultural Nitrogen MOdel) is een dynamisch simulatiemodel dat de koolstof-, stikstof- en fosforkringloop en hun interacties beschrijft, waarmee onder andere de stikstof- en fosfaatbelasting van het grond- en oppervlaktewater gesimuleerd kan worden. Het model rekent met een eendimensionaal bodemprofiel, dat is onderverdeeld in een aantal horizontale lagen, maar rekent ook met laterale fluxen van of naar het oppervlaktewater. Een volledige beschrijving van de processen in ANIMO is te vinden in Kroes et al. (1990).

De volgende processen zijn van invloed op het transport van fosfaat door de bodem en zijn in ANIMO kwantitatief beschreven:

- waterbeweging;
- toediening via meststoffen;
- gewasopname;
- mineralisatie en immobilisatie;
- sorptie en desorptie aan het bodemcomplex;
- neerslag van fosfaat-zouten.

De uitspoeling van fosfaat wordt bepaald door de verdeling over het modelprofiel van de laterale fluxen uit de bodemcompartimenten (paragraaf 2.1.1) en de berekende fosfaatconcentraties in de bodemcompartimenten. De afspoeling van fosfaat wordt bepaald door de oppervlakte-afvoer (paragraaf 2.1.1) en de fosfaatconcentratie in het reservoir aan het maaiveld. Deze concentratie wordt in ANIMO gelijk gesteld aan het gemiddelde van de fosfaatconcentratie in de toegediende mest, de fosfaatconcentratie in het bodemwater van het bovenste compartiment, en de fosfaatconcentratie in de neerslag. Het water dat via de bovenrand van het model in het bovenste compartiment infiltreert, is eveneens uit dit reservoir afkomstig. De waterbeweging komt verder aan de orde bij de koppeling tussen het hydrologische model SWATRE en ANIMO (paragraaf 3.2.1.2). De toediening van fosfaat via meststoffen komt aan de orde in paragraaf 3.2.1.3. De gewasopname is op dezelfde manier gesimuleerd als in de P-desk studie (Van der Salm et al., 1995). Voor de beschrijving van de mineralisatie en immobilisatie wordt verwezen naar Hendriks (1992). Aangezien de sorptie- en desorptiereacties van groot belang zijn voor de fosfaatuitspoeling, wordt in dit hoofdstuk in kort bestek ingegaan op de gebruikte formulering voor de adsorptie-, diffusie- en precipitatiereacties. Deze nieuwe procesformulering van de abiotische fosfaatreacties in ANIMO is uitvoerig beschreven door Schoumans (1995). Tevens worden de parameterwaarden gegeven; dit zijn de gemiddelde waarden voor de procesparameters, die uit laboratoriumexperimenten met een groot aantal bodemmonsters zijn afgeleid (Schoumans, 1995).

Met betrekking tot de reactiemechanismen van fosfaat in de bodem (zandgronden) wordt onderscheid gemaakt tussen een adsorptiereactie aan het oppervlak van Al- en Fe-(hydr)oxiden en een diffusiereactie in de aggregaten van deze Al- en Fe-hydroxiden.

De oppervlaktereactie is een snel verlopende reactie, met reactietijden in de orde van uren tot enkele dagen. De hoeveelheid fosfaat die geadsorbeerd is aan het

oppervlak van Al- en Fe-(hydr)oxiden, wordt beschouwd als volledig reversibel gebonden en is dus desorbeerbaar. Deze oppervlakteractie is een evenwichtsreactie met de fosfaatconcentratie in de bodemoplossing. In de fosfaatmodule van ANIMO zijn drie opties ingebouwd voor de procesformulering van de oppervlakteractie. Men kan gebruik maken van een formulering volgens een lineair model, een Langmuirvergelijking, of een Freundlichvergelijking. De oppervlakteractie van fosfaat wordt in deze studie beschreven met een Langmuirvergelijking:

$$Q_f = \frac{K c Q_m}{1 + K c} \quad (44)$$

Q_f	= hoeveelheid desorbeerbaar fosfaat	$(\text{kg} \cdot \text{m}^{-3} \text{ P})$
c	= fosfaatconcentratie	$(\text{kg} \cdot \text{m}_w^{-3} \text{ P})$
K	= Langmuir adsorptie coëfficiënt	$(\text{m}_w^3 \cdot \text{kg}^{-1} \text{ P})$
Q_m	= Langmuir adsorptie maximum	$(\text{kg} \cdot \text{m}_g^{-3} \text{ P})$

In de notatie van de eenheden verwijzen de onderschriften g en w respectievelijk naar volumens grond en water.

De parameter Q_m is vastgesteld op:

$$Q_m = 5,167 \cdot 10^{-6} [Al+Fe] \quad (45)$$

Invullen van (45) met de overige parameterwaarden geeft:

$$Q_f = \frac{1129,0 c 5,167 \cdot 10^{-6} \rho [Al+Fe]}{1 + 1129,0 c} \quad (46)$$

ρ	= bulkdichtheid	$(\text{kg} \cdot \text{m}_g^{-3})$
$[Al+Fe]$	= gehalte oxalaat-extraheerbaar Al en Fe	$(\text{mmol} \cdot \text{kg}^{-1})$

De diffusiereactie is een langzaam verlopende reactie, waarbij de diffusiesnelheid afneemt naarmate de hoeveelheid gediffundeerd fosfaat toeneemt. Het gediffundeerde fosfaat kan zeer moeilijk weer vrijkomen, namelijk alleen nadat nagenoeg al het geadsorbeerde fosfaat weer is uitgespoeld. Dit betekent dat diffusie van fosfaat in de aggregaten van deze Al- en Fe-hydroxiden als 'irreversibele' binding kan worden beschouwd. In de fosfaatmodule van ANIMO zijn voor de procesformulering van de diffusiereactie dezelfde opties ingebouwd als voor de oppervlakteractie. Voor de procesformulering van de diffusiereactie is gebruik gemaakt van een Freundlichvergelijking:

$$\frac{\partial Q_s}{\partial t} = \alpha (K_F c^N - Q_s) \quad (47)$$

Q_s	= tijdsafhankelijke hoeveelheid gesorbeerd fosfaat	(kg P m_s^{-3})
c	= fosfaatconcentratie	(kg P m_w^{-3})
N	= Freundlich sorptie-exponent	$(-)$

α = snelheidsconstante (d⁻¹)
 K_F = Freundlich sorptieconstante (kg.m_g⁻³ P (kg.m_w⁻³ P)^{-N})

Deze formulering bestaat uit een sommatie van drie tijdsafhankelijke componenten:

$$\frac{\delta Q_s}{\delta t} = \sum_{i=1}^3 \alpha_i (K_{F,i} c^{N_i} - Q_{s,i}) \quad (48)$$

met de volgende parameterwaarden:

$\alpha_1 = 1,1755$ (d⁻¹)
 $N_1 = 0,5357$ (-)
 $K_{F1} = 11,87 \cdot 10^{-6} \rho [Al+Fe]$ (kg.m_g⁻³ P. (kg.m_w⁻³ P)^{-0,5357})
 $\alpha_2 = 0,03340$ (d⁻¹)
 $N_2 = 0,1995$ (-)
 $K_{F2} = 4,667 \cdot 10^{-6} \rho [Al+Fe]$ (kg.m_g⁻³ P. (kg.m_w⁻³ P)^{-0,1995})
 $\alpha_3 = 0,0014382$ (d⁻¹)
 $N_3 = 0,2604$ (-)
 $K_{F3} = 9,711 \cdot 10^{-6} \rho [Al+Fe]$ (kg.m_g⁻³ P. (kg.m_w⁻³ P)^{-0,2604})

Precipitatie van fosfaat-zouten treedt op wanneer, bij een volledige bezetting van het bodemcomplex met fosfaat, de fosfaatconcentratie in de bodemplossing stijgt tot de bufferconcentratie. De bufferconcentratie van de op de onderzoekslocatie gebruikte varkensdrijfmest is 50 mg.l⁻¹ P.

In deze studie is precipitatie van fosfaat-zouten gemodelleerd als een proces dat onafhankelijk is van de tijd (momentane precipitatie).

2.2.2 Tweedimensionaal

Indien in de bodem geen fosfaatprecipitaten aanwezig zijn en dispersie wordt gemodelleerd als numerieke dispersie, is de conserveringsvergelijking van fosfaattransport door een compartiment als volgt weer te geven:

$$\frac{\partial \theta c}{\partial t} + \frac{\partial Q_f}{\partial t} + \sum \frac{\partial Q_{s,i}}{\partial t} = \frac{\partial qc}{\partial A} - S_{opn} \quad (49)$$

θ = volumetrisch vochtgehalte (m_w³.m_g⁻³)
 c = fosfaatconcentratie (kg.m_w⁻³ P)
 t = tijd (d)
 Q_f = hoeveelheid geadsorbeerd fosfaat (kg.m_g⁻³ P)
 $Q_{s,i}$ = hoeveelheid gediffundeerd fosfaat in term i (kg.m_g⁻³ P)
 q = waterstroming per meter slootlengte (m_w³.m_g⁻³.d⁻¹)
 A = specifiek oppervlak van het bodemcompartiment (m_g³.m⁻¹)
 S = fosfaatopname (kg.m_g⁻³.d⁻¹)

In het kort zullen de afzonderlijke termen in (49) besproken worden.

bergingsverandering in de waterfase ($\delta\theta c/\delta t$)

Uit de hydrologische invoergegevens volgt de vochtverandering gedurende de tijdstap van de modelinvoer (5 dagen). Aangenomen wordt dat gedurende de tijdstap de verandering lineair toe- of afneemt:

$$\theta(t) = \theta(t_o) + \omega \Delta t \quad (50)$$

zodat ω voor elke (interne) deeltijdstap vooraf berekend kan worden.

Aangezien verder geldt:

$$\frac{\partial \theta c}{\partial t} = \theta \frac{\partial c}{\partial t} + c \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (51)$$

volgt hieruit

$$\frac{\partial \theta c}{\partial t} = (\theta(t_o) + \omega t) \frac{\partial c}{\partial t} + \omega c \quad (52)$$

fosfaatadsorptiereactie ($\delta Q_f/\delta t$)

Voor de fosfaatadsorptie reactie wordt direct evenwicht verondersteld gedurende de tijdstap (5 dagen). Algemeen geldt:

$$\frac{\partial Q_f}{\partial t} = \frac{\partial Q_f}{\partial c} \frac{\partial c}{\partial t} = k_a(c) \frac{\partial c}{\partial t} \quad (53)$$

De waarde van $k_a(c)$ wordt benaderd met de gemiddelde waarde van $k_a(c)$ gedurende de tijdstap welke berekend kan worden uit de koorde van de adsorptie isotherm:

$$\frac{Q_f(t) - Q_f(t_o)}{c(t) - c(t_o)} \quad (54)$$

Voor de beschrijving van de adsorptie-isotherm wordt uitgegaan van vergelijking (46), die ook eendimensionaal is gebruikt.

fosfaatdiffusioreactie ($\delta Q_f/\delta t$)

Voor de fosfaatdiffusioreactie wordt uitgegaan van vergelijking (47), die eveneens eendimensionaal is gebruikt.

ingaaende en uitgaande debieten ($\delta q_c/\delta t$)

De ingaande (q_{in}) en uitgaande (q_{uit}) debieten per meter slootlengte over alle randen van de compartimenten worden door het hydrologische model MOISHE3 aangeleverd. Het bestand met deze invoergegevens is per tijdstap zodanig gesorteerd dat de compartimentsberekeningen plaatsvinden in de volgorde van de stromingsrichting. Hierdoor zijn ook de gemiddelde fosfaatconcentraties die gedurende de tijdstip van

de omliggende compartimenten binnenkomen (c_{in}) bekend. Gegeven het specifieke oppervlak (ΔA) van het compartiment geldt nu:

$$\frac{\partial qc}{\partial A} = \frac{q_{in}c_{in}}{\Delta A} - \frac{q_{out}c}{\Delta A} \quad (55)$$

fosfaatopname (S_{opn})

De fosfaatopname wordt gereguleerd via de transpiratie:

$$S_{opn} = \tau \frac{\partial q_{tr}}{\partial t} c \quad (56)$$

Deze formulering sluit aan bij de formulering die in ANIMO wordt gehanteerd, net als de berekening van de selectiviteitsconstante (τ):

$$\tau = \frac{(P \text{ behoefte plant})}{\sum_{i=1}^n \frac{\partial q_{tr,i}}{\partial t} c_{i,t_0}} = \frac{P_{opn,\Delta t}}{\sum_{i=1}^n \frac{\partial q_{tr,i}}{\partial t} c_{i,t_0}} \quad (57)$$

Aangezien op deze fosfaatverzadigde gronden geen fosfaattekorten zijn te verwachten, is de fosfaatbehoefte van de plant gedurende de tijdstap (van jaardagnummer t_1 naar t_2) op eenvoudige wijze berekend uit de optimale groeicurve $GC(t)$:

$$P_{opn,\Delta t}^{optimaal} = GC(t_2) - GC(t_1) \quad (58)$$

met

$$GC(t) = 110e^{-6(t - 135) / 365} \quad (59)$$

In (59) is een fosfaatopname van $110 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{j}^{-1} \text{ P}_2\text{O}_5$ ingevuld. Figuur 5 geeft het verloop van deze curve weer.

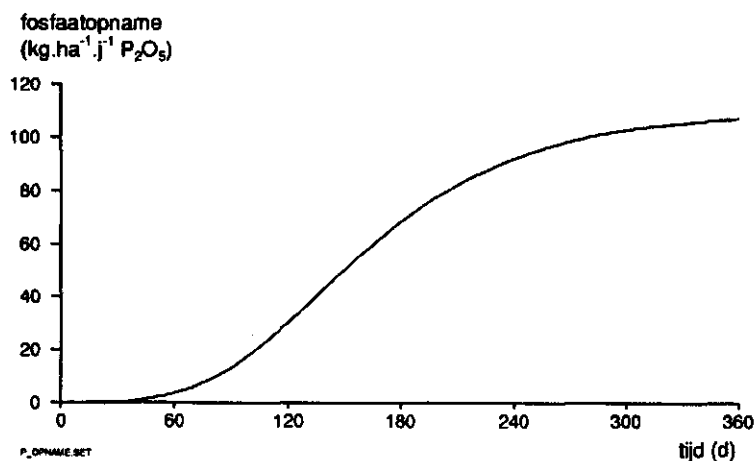


Fig. 5 In ANIMO gebruikte optimale groeicurve van gras bij een fosfaatopname van $110 \text{ kg.ha}^{-1}.\text{j}^{-1} \text{ P}_2\text{O}_5$

Uitgaande van de hiervoor beschreven formulering van de afzonderlijke processen ontstaat een conserveringsvergelijking voor een bodemcompartiment die kan worden opgelost op de wijze zoals dat in ANIMO voor de afzonderlijke compartimenten gebeurt (Groenendijk, *in voorbereiding*). Om deze reden is de fosfaatmodule van ANIMO gebruikt voor de numerieke oplossing van de fosfaatconcentratieverandering en de gemiddelde fosfaatconcentratie gedurende de tijdstap.

Bovenstaande overeenkomst geldt ook voor situaties waarin fosfaat-zouten in de bodem aanwezig zijn. Aangezien uitgegaan wordt van momentane precipitatie en momentane oplossing van fosfaat-zouten, geldt voor de situatie waarbij precipitaat in het compartiment aanwezig is dat zowel de eindconcentratie als de gemiddelde concentratie gelijk is aan de bufferconcentratie. De verandering van de hoeveelheid precipitaat gedurende de tijdstap kan dan rechtstreeks berekend worden aangezien de overige termen van de conserveringsvergelijking (49) bekend zijn.

3 Opzet van de simulaties

In dit hoofdstuk wordt in algemene zin de ruimtelijke (horizontale en verticale) discretisatie voor de onderzoekslocatie uitgewerkt. Daarnaast wordt ingegaan op de temporele discretisatie (interne tijdstap) en op de uitvoer voor de fosfaatberekeningen. Tot slot worden de randvoorwaarden van het systeem gedefinieerd.

3.1 Hydrologische modellering

In deze paragraaf wordt de opzet van de een- en tweedimensionale hydrologische berekeningen besproken. Vervolgens wordt de indeling van het modelprofiel in bodemlagen besproken. Ook in deze paragraaf geldt dat het tweedimensionale model uitgebreider wordt besproken in verband met het ontbreken van een referentie.

3.1.1 Eendimensionaal

Uit de vijf profielbeschrijvingen van perceel 2 en 3 is een modelprofiel afgeleid met drie bodemfysische lagen of horizonten: de bouwvoor of de A-horizont van 0,25 m dikte, de verwerkte bodemlaag of de A/C-horizont van 0,25 tot 0,60 m diepte, en de ongestoorde ondergrond of C-horizont van 0,60 m diepte tot de onderrand van het modelprofiel. Op grond van een aantal profielkenmerken zijn de bijbehorende bodemfysische karakteristieken vastgesteld. Deze profielkenmerken zijn een met de diepte afnemende porositeit, verzadigde waterdoorlatendheid en lössgehalte, en een toenemende bulkdichtheid (Schoumans en Kruijne, 1995a). Op beide percelen is een modelprofiel gebruikt met gelijke afmetingen van de bodemcompartimenten (tabel 2). De onderrand van het modelprofiel bevindt zich op 2,5 m diepte. De keuze van de bodemfysische karakteristieken in dit modelprofiel wordt besproken in paragraaf 4.1.1.

Eerste berekeningen zijn uitgevoerd met een gedetailleerde indeling in bodemcompartimenten, die gelijk is aan de bemonsteringslagen op de proeflocatie (acht lagen van 0,05 m en daaronder acht lagen van 0,1 m dikte). Met deze indeling zijn de resultaten met het waterkwaliteitsmodel ANIMO echter niet optimaal. Doordat in ANIMO numerieke dispersie wordt gemodelleerd, is de dikte van de bodemcompartimenten van invloed op het stoftransport en dus ook op de vorm van het fosfaatfront. Met deze meer gedetailleerde indeling wordt een te hoge fosfaatbezettingsfractie in de bovengrond (0-0,2 m) gemodelleerd en een scherp begrensd fosfaatfront op 0,2-0,25 m diepte (een zogenaamd blokfront).

Tabel 2 Geometrie van het modelprofiel op beide percelen

bodem- compartiment	bodemlaag	horizont	dikte (m)
1	1	A11	0,10
2	2	A12	0,15
3	3	A/C	0,15
4	3	A/C	0,20
5 t/m 12	4	C	0,20
13	4	C	0,30

De neerslaggegevens zijn afkomstig van de proeflocatie (Schoumans en Kruijne, 1995a) en de overige meteorologische gegevens van het weerstation de Bilt (KNMI). De gewasfactor varieert van 0,8 in de maanden januari, november en december, tot 1,0 in de periode van april tot en met juli. In de tussenliggende maanden wordt de gewasfactor berekend door middel van lineaire interpolatie tussen deze twee waarden. De index voor het relatieve bladoppervlak is constant ($I = 4 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$) en is ontleend aan de Jong en Kabat (1990). Invullen in vergelijking (3) geeft:

$$E_p = ET_p e^{-0,6 \cdot 4} = 0,09 ET_p \quad (60)$$

zodat

$$T_p = 0,91 ET_p \quad (61)$$

De grens van het watervoerend pakket en de ondoorlatende laag bevindt zich (buiten het modelprofiel) op 12 m diepte (Schoumans en Kruijne, 1995a). De drainafstand, drainagebasis, drooglegging en natte omtrek van de sloot zijn in eerste instantie geschat op basis van veldmetingen op de proeflocatie. Een aantal van deze parameters zijn bij de calibratie aangepast, omdat op de proeflocatie geen sprake is van sloten van gelijke afmetingen (paragraaf 4.1.1). Er wordt met een constant slootpeil gerekend. Infiltratie is niet mogelijk.

3.1.2 Tweedimensionaal

In deze paragraaf worden eerst de interne tijdstap en de iteratieprocedure besproken, waarmee het model MOISHE3 het stelsel vergelijkingen oplost dat is beschreven in paragraaf 2.1.2.2. Vervolgens wordt de uitvoer van MOISHE3 besproken die als invoer dient voor de tweedimensionale modellering van de fosfaathuishouding (paragraaf 3.1.2.2). De ruimtelijke discretisatie van de proeflocatie wordt behandeld in paragraaf 3.1.2.3. Voor het oplossen dan de vergelijkingen zijn een aantal randvoorwaarden nodig. Deze randvoorwaarden zijn gegeven in paragraaf 3.1.2.4. De modeluitvoer wordt besproken in paragraaf 3.1.2.5.

3.1.2.1 Interne tijdstap en iteratieprocedure

Het stelsel vergelijkingen, dat is ontstaan zoals in paragraaf 2.1.2.2 is beschreven, wordt opgelost door middel van Gauss-eliminatie. Daar waarden voor de hydraulische geleidbaarheid, K , en de vochtcapaciteit, C , niet lineair afhangen van de potentialen, moet de procedure worden herhaald met gecorrigeerde waarden. Gedurende deze zogenaamde iteratieprocedure wordt gecontroleerd of de laatst verkregen oplossing dicht genoeg ligt bij de oplossing uit de vorige iteratiestap. Als criterium wordt in deze studie het vochtgehalte in de knooppunten gebruikt. Als het verschil in vochtgehalte tussen twee iteraties kleiner is dan 0,0025 (een door de gebruiker op te geven waarde) in elk knooppunt, wordt aangenomen dat de uiteindelijke oplossing is bereikt en kan aan de volgende tijdstap worden begonnen. Als niet aan dit criterium wordt voldaan binnen een maximum aantal (voor deze studie 25) iteraties, zal de tijdstap worden gehalveerd en de procedure opnieuw beginnen. Dit kan vijf keer gebeuren. Als dan nog geen convergentie is bereikt, zal er een foutmelding volgen en de berekeningen worden gestopt. De grootte van een volgende tijdstap wordt bepaald aan de hand van het aantal iteraties in de vorige tijdstap. Als dit aantal kleiner is dan 0,4 maal het maximum aantal, zal de tijdstap met 1,5 worden vermenigvuldigd. Als het aantal groter is dan 0,6 maal het maximum, zal de tijdstap met 0,75 worden vermenigvuldigd. De grootte van de tijdstap wordt begrensd door een minimum (1 s) en een maximum dat de gebruiker kan opgeven (in deze studie 0,05 d).

3.1.2.2 Externe tijdstap en sommatieprocedure voor de fluxen

Om een goede stoffenbalans te kunnen simuleren is een eerste vereiste dat exact bekend is hoeveel water van het ene element naar het andere stroomt. Ook de balans van het element moet exact sluitend zijn. Een ander probleem bij deze studie is het verschil in tijdseenheden: MOISHE3 werkt op secondenbasis, terwijl het waterkwaliteitsmodel ANIMO werkt op dagbasis (of een veelvoud daarvan), en dus ook de waterfluxen of hoeveelheden op dagbasis nodig heeft. In MOISHE3 wordt de fluxdichtheid in ieder knooppunt na elke doorgerekende tijdstap bepaald met behulp van de vergelijking van Darcy (14). Hierdoor ontstaat een flux die kan worden weergegeven als een vector, namelijk door een richting en een grootte. De grootte is dan een maat voor de totale hoeveelheid water die in die richting gaat gedurende een tijdseenheid. Stel nu dat gedurende een periode Δt_1 een fluxvector \underline{q}_1 optreedt, terwijl daaropvolgend gedurende periode Δt_2 de fluxvector \underline{q}_2 optreedt. Dan mag niet worden gesteld dat de totale hoeveelheid die binnen is gekomen gelijk is aan

$$\|q\| = \|\underline{q}_1 \delta t_1\| + \|\underline{q}_2 \delta t_2\|$$

Daarom is hier voor een andere benadering gekozen. Deze kan als volgt worden weergegeven:

1. Bereken in alle knooppunten de flux volgens Darcy.
2. Neem aan dat deze fluxdichtheid lineair verloopt langs de rand van een element tussen twee hoekpunten (figuur 6).
3. Bereken de fluxdichtheid (richting en grootte) in het midden van de zijde van

- het element.
4. Aan de hand van de richting van de flux en de richting van de zijde van het element kan nu worden bepaald of de flux het element in- of uitgaat.
 5. De hoeveelheid water die door de rand stroomt is de grootte van de flux vermenigvuldigd met de lengte van de zijde van het element.
 6. Gedurende de tijdstap is nu over de rand gestroomd de in stap 5 berekende hoeveelheid, vermenigvuldigd met Δt .
 7. Tel deze hoeveelheid op bij de hoeveelheid van de beschouwde dag.
 8. Daar deze benadering altijd kleine foutjes in de waterbalans op zal leveren (discretisatie), worden de hoeveelheden die over de randen stromen nog gecorrigeerd aan de hand van de verandering van het vochtvolume van het element.

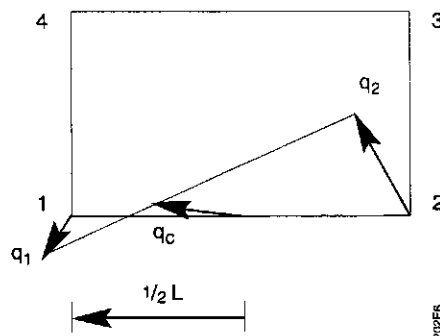


Fig. 6 Berekening van de hoeveelheid water die gedurende een tijdstap over de randen van een element stroomt. De flux, q_c , wordt berekend als het gemiddelde van de fluxen in de knooppunten 1 en 2 (onderlinge afstand L). De hoeveelheid water is nu gelijk aan qL .

3.1.2.3 Ruimtelijke discretisatie

In deze studie wordt het driedimensionale model MOISHE3 toegepast op een tweedimensionale profiel op de proeflocatie waar de hydrologische maatregel is uitgevoerd (Schoumans en Kruijne, 1995a). Omdat in deze studie in twee dimensies wordt gerekend, zal in het vervolg van het rapport de notatie voor de assen x_1 , x_3 worden gewijzigd in x , z . Er worden berekeningen uitgevoerd voor de twee percelen aan weerszijde van sloot 1, ter hoogte van raai A. Ten behoeve van de simulaties is het nulpunt van de z -as in het midden van perceel 2 gelegd. Het midden van perceel 1 ligt dan op 0,1 m beneden maaiveld. Er wordt gerekend tussen het midden van perceel 1 en het midden van perceel 2. Dit houdt in dat de doorgerekende breedte 68,5 m is. De hoogte van het maaiveld verloopt min of meer lineair tussen het midden van de percelen en de bovenzijde van het talud van de sloot, dat op -0,2 m ligt. Het talud van de sloot heeft een helling van 1:1. De slootbodem is 0,5 m breed en ligt tussen $x = 33$ en $x = 33,5$ m. Het niveau van de slootbodem is -0,7 m. Het doorgerekende profiel heeft een dikte van 12 m.

De twee percelen zijn nu gediscetiseerd door een aantal elementen te definiëren. Voor eenvoudige profielen kan het model MOISHE3 zelf een netwerk genereren, dat geheel uit rechthoekige elementen bestaat. Voor een profiel zoals hier is toegepast

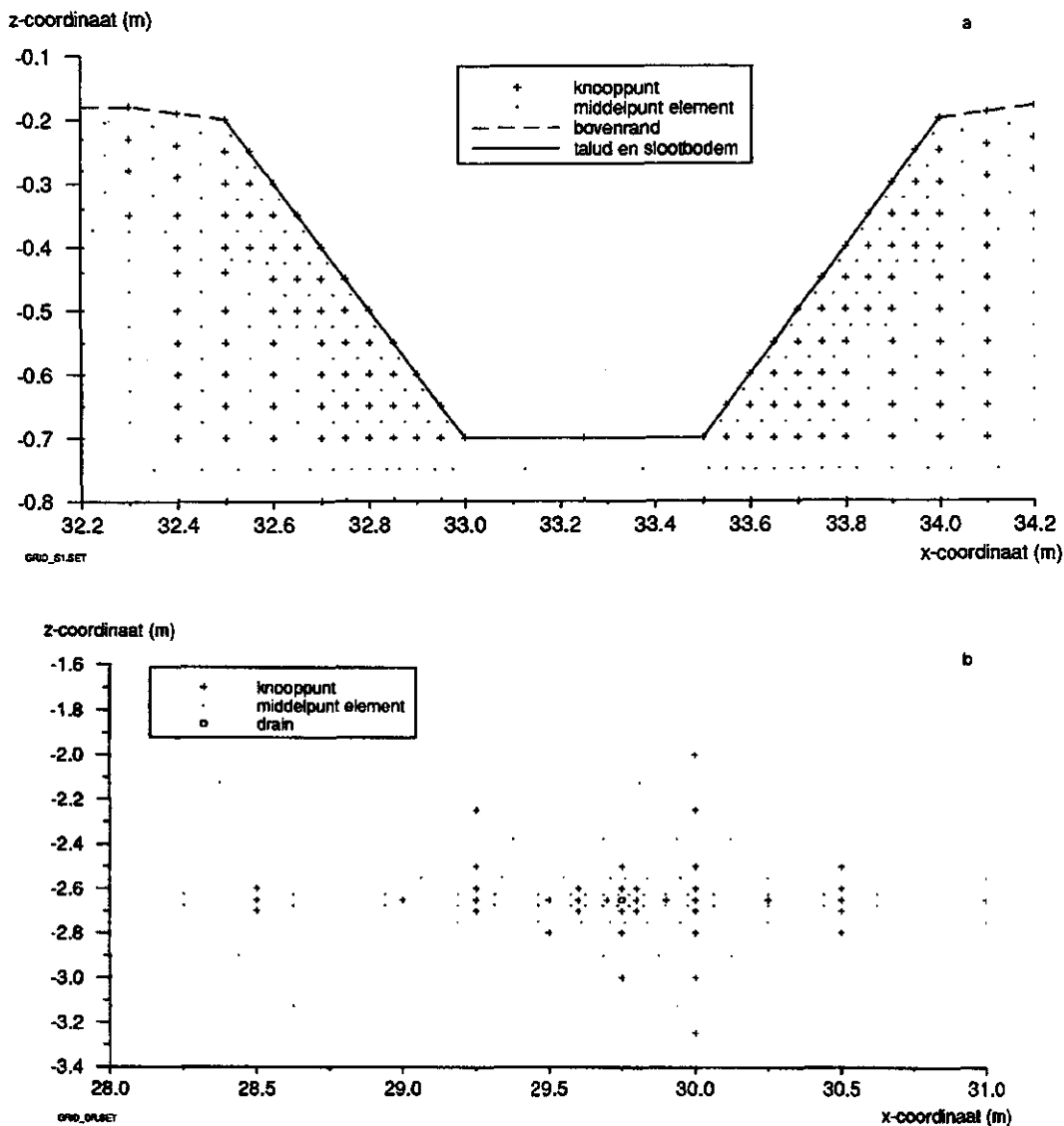


Fig. 7 Het netwerk van knooppunten: a) nabij de sloot; b) rond de diepe drain

moet het netwerk van elementen met de hand worden gemaakt. Dit netwerk bestaat uit 842 elementen, zowel rechthoeken als driehoeken. Het aantal knooppunten is 749. De driehoeken zijn geïntroduceerd om het sloottalud te kunnen simuleren en om de overgang tussen dichte en minder dichte stukken netwerk mogelijk te maken.

Om ook de hydrologische maatregel te kunnen simuleren is er een knooppunt gedefinieerd waaruit onttrekking plaats kan vinden en de diepe drain voorstelt. De coördinaten van dit knooppunt zijn $(x; z) = (29,75; -2,65)$ en de onttrekking in dit knooppunt is als een put aan het oplossingschema toegevoegd.

De elementen in het netwerk zijn het kleinst in die gebieden waar de grootste potentiaalverschillen of fluxdichtheden worden verwacht, zoals aan het oppervlak en rond de drain. Figuur 7a geeft een gedetailleerd beeld van netwerk rond de sloot.

In figuur 7b is het netwerk rond de drain weergegeven.

Voor de bodemfysische eenheden is uitgegaan van de bouwstenen die ook voor de calibratie en validatie van SWATRE zijn gebruikt (paragraaf 4.1.1). Bij de calibratie is echter gebleken dat met deze bouwstenen iteratieproblemen kunnen ontstaan bij drukhoogten waar de pF-curve een knik vertoont (het verschil tussen de afgeleiden van de vochtcapaciteit aan weerszijden van zo'n punt is te groot). Daarom zijn zowel de potentiaal als de doorlatendheid enigszins aangepast in het natte traject. Het resultaat is weergegeven in figuur 8.

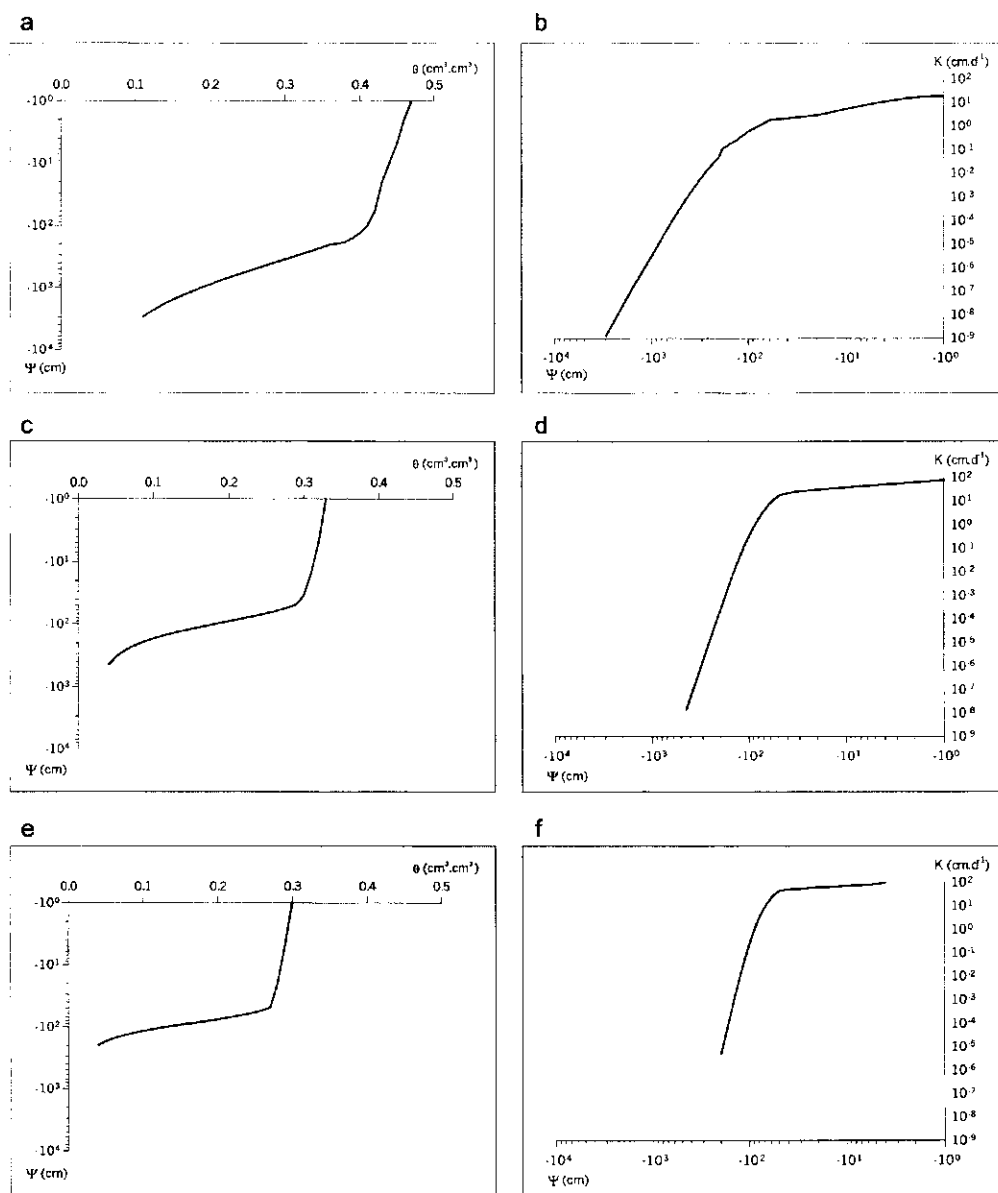


Fig. 8 Waterretentiekarakteristiek ($\Psi(\Theta)$ -relatie) voor drie bodemlagen (a: boven, c: midden, e: onder) en doorlatendheidskarakteristiek ($K(\Psi)$ -relatie) voor drie bodemlagen (b: boven, d: midden, f: onder)

Om een simulatie te krijgen die met de werkelijkheid overeenkomt is aangenomen

dat de eerste bodemlaag (A-horizont) parallel loopt met het maaiveld. De overgang tussen de diepere lagen (de A/C-horizont en de C-horizont) verloopt volledig horizontaal. Er is geen rekening gehouden met de ruimtelijke heterogeniteit van de bodem.

3.1.2.4 Randvoorwaarden

Bovenzijde van het profiel

Ten behoeve van de simulaties met het programma MOISHE3 wordt aan de bovenrand van het profiel de atmosferische toestand aangenomen. Dit houdt in dat de randvoorwaarde wordt bepaald aan de hand van neerslag en evapotranspiratie. Allereerst wordt de potentiële flux bepaald. De potentiële evapotranspiratie kan op twee manieren worden bepaald:

- berekend volgens Makkink uit luchttemperatuur en straling, in combinatie met een gewasfactor;
- ingelezen vanuit een bestand. Hierbij kan de potentiële evapotranspiratie ook op een andere manier berekend zijn, bijvoorbeeld met de vergelijking van Monteith-Rijtema.

Een van de nadelen van de vergelijking van Makkink is dat hij minder nauwkeurig is in het zomerseizoen. In het winterseizoen geeft hij een onderschatting van de potentiële evapotranspiratie. Vooral bij het doorrekenen van een aantal jaren kan dit tekort behoorlijk oplopen. In beide gevallen wordt een hoeveelheid per dag per eenheid van oppervlak gebruikt, leidend tot de veelgebruikte eenheden cm.d^{-1} . Deze eenheid wordt intern in MOISHE3 omgerekend naar m.s^{-1} , daar dit de eenheden zijn waarmee het model werkt.

De gewasfactor is gelijk aan 1 gesteld, waardoor de potentiële evapotranspiratie gelijk is aan de referentiegewasverdamping volgens Makkink (2).

De potentiële evapotranspiratie wordt vervolgens opgesplitst in potentiële transpiratie en potentiële bodemevaporatie. Hiervoor is een vaste factor 0,8 ingevoerd, zodat

$$T_p = 0,8 ET_p \quad (63)$$

en

$$E_p = ET_p - T_p = 0,2ET_p \quad (64)$$

De wortelonttrekking, S , wordt nu bepaald aan de hand van de potentiaal in de knooppunten in de wortelzone en de potentiële onttrekking zoals ook in SWATRE gebeurt. De totale hoeveelheid water die door transpiratie uit het profiel verdwijnt is dan

$$V_t = \sum_{i=1}^{N_r} S_i V_i^r dt \quad (65)$$

De actuele bodemevaporatie en de infiltratie worden eventueel beperkt door de hoeveelheid water die de bodem aan de atmosfeer kan leveren of die de bodem op kan nemen. Deze actuele waarde wordt berekend in ieder knooppunt dat aan maaiveld ligt, waarna de totale hoeveelheid water die door de bovenrand stroomt dan wordt berekend volgens

$$V_{top} = \sum_{i=1}^{N_n^{top}} q_i A_i dt$$

A_i	= oppervlak vertegenwoordigd door knooppunt i	(m ²)
N_n^{top}	= aantal knooppunten dat aan maaiveld ligt	(-)
q_i	= fluxdichtheid in knooppunt i	(m.s ⁻¹)
dt	= tijdstap	(s)

Onderzijde van het profiel

Als randvoorwaarde aan de onderzijde van het profiel kent MOISHE3 twee opties: 1) De flux door de onderrand is extern berekend en wordt op dagbasis ingevoerd (eenheden cm.d⁻¹), en 2) MOISHE3 berekent de flux door de onderrand per tijdstap uit de gemiddelde grondwaterstand in het midden van beide percelen.

Met beide opties wordt ervan uitgegaan dat de ingevoerde waarde voor het hele profiel hetzelfde is. In deze studie zijn beide opties gebruikt.

De verticale fluxen door de onderrand van het watervoerend pakket zijn ontleend aan de berekeningen met SIMGRO voor het deelgebied waar de proeflocatie zich bevindt (hoofdstuk 6). Uit de eerder gedane berekeningen met SWATRE bleek dat deze waarden te laag zijn om de grondwaterstand goed te kunnen simuleren. Dit komt doordat in SIMGRO onderscheid wordt gemaakt tussen deze verticale flux en de laterale flux die door het verzadigde deel van het watervoerend pakket stroomt. Daarom zijn de berekeningen uitgevoerd met fluxdichtheden die een factor drie of zes keer zo hoog zijn als de verticale fluxen uit SIMGRO.

Bij de berekeningen met de tweede optie is de fluxdichtheid bepaald met

$$q_{bot} = \zeta e^{\tau Z} \quad (67)$$

waarbij ζ en τ constanten zijn en Z de gemiddelde grondwaterstand op de twee percelen is. Hierbij is Z gegeven in m en q in m.s⁻¹. De waarden van de constanten zijn $\zeta = 1,157 \times 10^{-9}$ m.s⁻¹ en $\tau = -2,3$ m⁻¹. Vergelijking (67) heeft andere eenheden maar is verder gelijk aan de kwelflux-grondwaterstandrelatie waarmee SWATRE is gecalibreerd op de grondwaterstanden in perceel 3 (vergelijking (68)).

De zijkanten van het profiel

Ondanks het feit dat er uit de berekeningen met SIMGRO horizontale fluxdichtheden bekend waren, is er voor gekozen om deze waarden op nul te stellen. Deze reeks met horizontale fluxdichtheden vertoont sterke fluctuaties en is om deze reden niet gebruikt.

De sloot

De sloot ligt op de scheidingslijn tussen de twee percelen. Er is hier aangenomen dat de sloot een diepte heeft van 0,50 m, een bodembreedte van 0,50 m en een talud met een helling van 1:1. Tijdens het testen van het model is gebleken dat de aan- of afwezigheid van water in de sloot een grote invloed heeft op het verloop van de grondwaterstand (infiltratie). Er zijn enkele berekeningen gemaakt waarbij het slootpeil van tevoren is vastgelegd. Na het interpreteren van de resultaten is echter van deze methode afgezien. Het slootpeil wordt nu bepaald aan de hand van de potentiaal in een aantal knooppunten met plaatshoogte $z = -0,6$ m, in het midden van beide percelen ($x = 0,0$ en $x = 68,5$ m) en naast beide stoottaluds ($x = 32,5$ en $x = 34,0$ m). Als al deze knooppunten verzadigd zijn, wordt er aangenomen dat er water in de sloot staat. Zo gauw een van deze knooppunten onverzadigd raakt, valt de sloot weer droog.

De drain

Om de drain te kunnen simuleren volgens de uitvoering van de hydrologische maatregel op de onderzoekslocatie, is er aangenomen dat een pomp in een van de knooppunten water onttrekt. In een speciaal invoerbestand wordt nu aangegeven:

- of de pomp ingeschakeld moet worden of niet,
- de coördinaten van het knooppunt waar de onttrekking plaatsvindt (29,75, -2,65)
- de capaciteit van de pomp ($0,3333 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$)
- de potentiaal in het knooppunt van de drain, waarboven de pomp aan moet slaan (-0,5 m)

3.1.2.5 Modeluitvoer

De uitvoer van MOISHE3 is verdeeld over een groot aantal bestanden. Ze omvat de termen van de waterbalans voor iedere doorgerekende dag, de matrixpotentiaal in ieder knooppunt voor iedere dag, het vochtgehalte voor ieder knooppunt voor iedere dag, en enkele bestanden met meer gedetailleerde informatie over de berekeningen (aantal iteraties, verbruikte rekentijd voor de simulatie van een dag, etc.). De bestanden met de fluxen over de rand van de elementen, de vochtvolumen, en de gewasonttrekking worden weer ingelezen in een verwerkingsprogramma dat deze modeluitvoer combineert en per tijdstap van vijf dagen wegschrijft naar een bestand. Dit bestand bevat de hydrologische invoer voor de tweedimensionale fosfaatmodellering.

3.2 Fosfaatmodellering

3.2.1 Eendimensionaal

In deze paragraaf worden eerst de initiële invoergegevens en de opzet van de berekeningen besproken. Vervolgens komen de koppeling tussen SWATRE en ANIMO, de bemesting en de gewasopname aan de orde.

3.2.1.1 Initialisatie

De berekeningen zijn uitgevoerd voor een simulatieperiode die bestaat uit een initialisatieperiode en een calibratieperiode. De initialisatieperiode dient om de fosfaatgehalten die op de proeflocatie zijn aangetroffen, modelmatig via bemesting toe te dienen. Op deze wijze wordt de koolstofkringloop in evenwicht gebracht en kan ook de uitspoeling van organisch fosfaat worden gemodelleerd. De initialisatieperiode wordt gestart met de gehalten aluminium en ijzer die op de proeflocatie zijn vastgesteld, en met het deel van de hoeveelheid fosfaat in de bodem dat *niet* aan bemesting tijdens de initialisatieperiode wordt toegeschreven (paragraaf 3.2.1.3). De lengte van de initialisatieperiode is veertig jaar en beslaat de periode van 1947 tot en met 1986. In de calibratieperiode wordt een bemestingsscenario doorgerkend, dat betrekking heeft op de jaren 1987 tot en met 2006.

Op de proeflocatie is de bodem bemonsterd per 0,05 m in de laag van 0 tot 0,4 m diepte, en per 0,1 m in de laag van 0,4 tot 1,2 m diepte. Van deze monsterlagen zijn onder meer de gehalten oxalaat-extraheerbaar aluminium, -ijzer en -fosfaat bepaald. Deze bemonstering is meer gedetailleerd dan de indeling van het modelprofiel in bodemlagen, die op bodemfysische kenmerken (horizonten) is gebaseerd. Om tevens een onderscheid in bodemchemische eigenschappen mogelijk te maken, is de indeling van het modelprofiel (tabel 2) verfijnd tot acht bodemlagen, door het bestand met de hydrologische invoergegevens aan te passen. Nu vallen de zeven bovenste bodemlagen samen met de zeven bovenste bodemcompartimenten en valt de achtste bodemlaag samen met de onderliggende compartimenten (tabel 3). Aanhangsel 1 bevat een overzicht van de invoergegevens voor de gehalten aluminium en ijzer in deze bodemlagen. Voor de gehalten in de ondergrond (bodemlaag 8) zijn de gemiddelde gehalten in de bemonsterde lagen van 0,8 tot 1,2 m diepte genomen.

De berekeningen zijn uitgevoerd voor twee percelen. De gemiddelde hoeveelheid fosfaat in de bovengrond (0-0,6 m) bedraagt voor perceel 2 en 3 respectievelijk 14,4 en 13,4 kg.ha⁻¹ P₂O₅. Omdat wordt aangenomen dat beide percelen dezelfde cumulatieve bemesting hebben gekregen (paragraaf 3.2.1.3), wordt het verschil in fosfaathoeveelheid verwerkt in de initiële fosfaatgehalten van het modelprofiel. Figuur 9 bevat voor beide percelen de profielen van de initiële fosfaatbezettingsfractie in het model en de perceelsgemiddelde fosfaatbezettingsfractie op de proeflocatie. De corresponderende waarden voor het initiële fosfaatgehalte zijn in aanhangsel 2 gegeven.

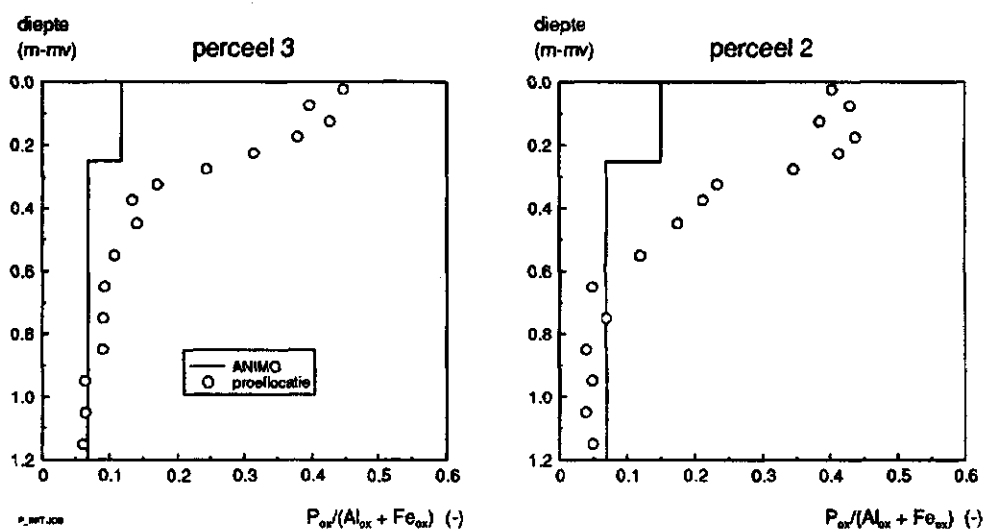


Fig. 9 Profielen van de initiële fosfaatbezettingsfractie in het model ANIMO en de perceelsgemiddelde fosfaatbezettingsfractie op de proeflocatie

De methode voor het bepalen van het profiel van de initiële fosfaatbezettingsfractie wordt hier toegelicht. In het model wordt de initiële evenwichtsconcentratie berekend uit de sorptieparameters, de gehalten aluminium en ijzer en het initieel fosfaatgehalte. Voor de ondergrond (vanaf 1,2 m diepte) is een fosfaatbezettingsfractie van 0,07 ingevoerd, omdat, gegeven de waarden voor de sorptieparameters (paragraaf 2.2.1.3), een achtergrondconcentratie geldt van $0,08 \text{ mg.l}^{-1} \text{ P}$. Vervolgens is voor de bodemlagen tussen 0,6 en 1,2 m diepte (bodemlaag 4 tot en met 7) een hoger initieel fosfaatgehalte ingevoerd, indien de gemeten fosfaatbezettingsfractie in deze bodemlagen hoger is dan in de ondergrond (bodemlaag 8). Voor de bodemlagen in de bovengrond (0-0,6 m) is het initieel fosfaatgehalte ingevoerd dat correspondeert met de waarde van de fosfaatbezettingsfractie van bodemlaag 4. Op deze wijze wordt een modelprofiel verkregen waarin het initieel fosfaatgehalte varieert met het gehalte aluminium en ijzer, en waarin de fosfaatbezettingsfractie afneemt met de diepte. Op basis van bemestingsadviezen uit de periode voordat de percelen zijn gediëpploegd, is aangenomen dat bij de start van de initialisatieperiode ruim voldoende fosfaat in de bouwvoor (0-0,25 m) aanwezig is (Schoumans en Kruijne, 1995a). Daarom is als maximumwaarde voor de initiële fosfaatbezettingsfractie in de bouwvoor een waarde van 0,15 gekozen. De initiële hoeveelheid fosfaat in de bovengrond (0-0,6 m) bedraagt voor perceel 2 en 3 respectievelijk 5,0 en $4,4 \text{ kg.ha}^{-1} \text{ P}_2\text{O}_5$. Dit resulteert in een netto fosfaatophoping tijdens de initialisatieperiode van respectievelijk 9,4 en $8,9 \text{ t.ha}^{-1} \text{ P}_2\text{O}_5$.

Om inzicht te krijgen in de mogelijke spreiding binnen een perceel van de diepte van het fosfaatfront, zijn naast de berekeningen met de perceelsgemiddelde gehalten aluminium en ijzer tevens berekeningen uitgevoerd met de gehalten aluminium en ijzer van de vijf afzonderlijke bemonsteringslocaties als invoergegevens (aanhangsel 1). De initiële fosfaatprofielen zijn bepaald volgens dezelfde methode als voor de perceelsgemiddelde gehalten is gedaan, aan de hand van de gehalten aluminium- en ijzer van de betreffende locatie. Alleen de gehalten in de ondergrond

zijn voor alle locaties gelijk gesteld aan de perceelsgemiddelde gehalten. In tabel 4 is te zien dat de gemeten fosfaathoeveelheid in de bovengrond (0-0,6 m) per locatie sterk varieert. Voor de afzonderlijke locaties is gerekend met hetzelfde verloop van de bemesting als voor de perceelsgemiddelde berekeningen.

Tabel 3 Geometrie van het modelprofiel op beide percelen, met acht bodemlagen

bodem-compartiment	bodem-fysische laagindeling	horizont	bodem-chemische laagindeling	dikte (m)	diepte onderrand (m)
1	1	A11	1	0,10	0,10
2	2	A12	2	0,15	0,25
3	3	A/C	3	0,15	0,40
4	3	A/C	4	0,20	0,60
5	4	C	5	0,20	0,80
6	4	C	6	0,20	1,00
7	4	C	7	0,20	1,20
8 t/m 12	4	C	8	0,20	-
13	4	C	8	0,30	2,50

Tabel 4 Gemeten fosfaathoeveelheid en initiële hoeveelheid fosfaat in ANIMO in de laag van 0 tot 0,60 m diepte ($\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1} \text{P}_2\text{O}_5$)

perceel	locatie	gemeten gehalte (1)	initieel gehalte (2)	(2-1)
2	-	14404	5011	9393
2	6	6516	2496	4020
2	7	13137	3196	9941
2	8	7549	2606	4943
2	9	29135	10814	18321
2	10	8310	2441	5870
3	-	13382	4444	8938
3	11	8214	2465	5749
3	12	14054	4226	9828
3	13	18309	9275	9034
3	14	12319	3375	8944
3	15	11195	2515	8680

De initialisatieperiode wordt gestart met een fractie organische stof die afneemt van 0,044 in de bovengrond tot 0,002 in de ondergrond. Deze hoeveelheid organische stof is verdeeld over humus en vers organisch materiaal volgens de verhouding 9:1.

Voor de fosfaatconcentratie in de neerslag is uitgegaan van een gemiddelde jaarlijkse

depositie van $1 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \text{ P}$. Omrekenen met een gemiddelde jaarlijkse hoeveelheid neerslag van 820 mm, geeft een fosfaatconcentratie in de neerslag van $0,122 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1} \text{ P}$. De concentratie orthofosfaat in het kwelwater is gelijk aan $0,08 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1} \text{ P}$.

3.2.1.2 Hydrologische invoergegevens

Het hydrologisch model SWATRE en het waterkwaliteitsmodel ANIMO zijn op afstand gekoppeld via een bestand met uitvoergegevens van SWATRE, die door ANIMO worden ingelezen. Dit bestand bevat dat de volgende gegevens:

- de geometrie van het modelprofiel;
 - een aantal bodemfysische parameters;
 - een aantal initiële condities;
- en per tijdstap:
- de waterbalanstermen;
 - de drukhoogte in de bodemcompartimenten;
 - het vochtgehalte in de bodemcompartimenten;
 - de verticale fluxen tussen de bodemcompartimenten;
 - de gewasopname uit de bodemcompartimenten;
 - per drainagesysteem de laterale fluxen uit de bodemcompartimenten.

De lengte van de tijdstap is vijf dagen. De balanstermen en de fluxen zijn de gemiddelde waarden gedurende de tijdstap (uitgedrukt in $\text{m} \cdot \text{d}^{-1}$) en de vochtgehalten (-) en de drukhoogten (m) zijn de waarden aan het einde van de tijdstap.

Voor de initialisatieperiode zijn de hydrologische invoergegevens gegenereerd met een reeks van twintig jaar meteorologische gegevens van het KNMI-weerstation in de Bilt (1971 t/m 1990). Het bestand met deze gegevens wordt tweemaal ingelezen tijdens de initialisatieperiode van veertig jaar. Voor de calibratieperiode zijn de hydrologische invoergegevens gegenereerd met een meteorologische reeks die als volgt is samengesteld:

- vier jaren met gegevens van de Bilt (1987 t/m 1990);
- drie jaren met de neerslaggegevens van de proeflocatie en de overige gegevens van de Bilt (1991 t/m 1993);
- dertien jaren gegevens van de Bilt (1974 t/m 1986).

3.2.1.3 Bemesting

Aan de hand van een aantal oriënterende berekeningen is een schatting gemaakt van de fosfaatopname door gras en de mineralisatie uit organische stof tijdens de initialisatieperiode van veertig jaar. Op basis van de schattingen van deze twee fosfaatbalanstermen en de netto fosfaatophoping (paragraaf 3.2.1.1) is de cumulatieve bemesting gesteld op $12,0 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \text{ P}_2\text{O}_5$. De verdeling van de mestgiften neemt lineair toe met de tijd, van $225 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \text{ P}_2\text{O}_5$ in het eerste jaar tot een maximumgift van $375 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \text{ P}_2\text{O}_5$ in het laatste jaar (figuur 10). Deze jaarlijkse mestgiften zijn verdeeld over addities op 14 februari, 10 april en 30 mei. De mest is toegediend in

de vorm van varkensdrijfmest: de samenstelling van deze mestsoort is in aanhangsel 3 uitgewerkt. In overeenstemming met de praktijk op de proeflocatie, is de mest in het model bovengronds toegediend.

Voor de berekeningen met ANIMO in de calibratieperiode is een scenario voor de fosfaatbemesting geformuleerd, dat bestaat uit achtereenvolgens vier jaren met bemesting volgens de Mestwetgeving, drie jaren met bemesting die gelijk is aan de fosfaatbehoefte van het gewas, en dertien jaren waarin geen fosfaatbemesting plaatsvindt (nulbemesting). Om verschraving in de bouwvoor te voorkomen, wordt in deze dertien jaar een kunstmestgift van $240 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{j}^{-1} \text{ N}$ toegediend. Deze jaarlijkse kunstmestgift is op dezelfde wijze als de fosfaatgiften over drie addities verdeeld.

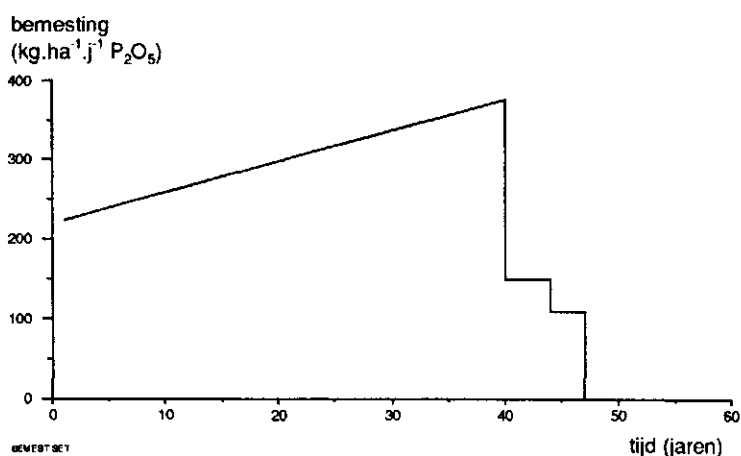


Fig. 10 Verloop van de jaarlijkse fosfaatbemesting tijdens de initialisatieperiode (jaar 1 t/m 40) en het bemestingsscenario (jaar 41 t/m 60)

3.2.2 Tweedimensionaal

Voor de aansturing van de fosfaatmodule van ANIMO, die op compartimentniveau de fosfaatconcentraties berekend, is een FORTRAN-programma geschreven. Dit programma regelt de in- en uitvoer voor het hele ruimtelijke systeem (paragraaf 3.1.2.3). De invoergegevens bestaan uit:

- schematisatie in bodemcompartimenten (per compartiment het nummer, de coördinaten van het centrum, de nummers van de omliggende compartimenten, het volume, de lengte van de randen van het compartiment, codes met betrekking tot de randvoorwaarden);
- algemene gegevens (simulatieperiode, aantal tijdstappen, opties met betrekking tot de uitvoer);
- chemische parameters (procesconstanten van de abiotische reacties van fosfaat);
- moment en plaats(en) van inwerken van ijzermateriaal (indien van toepassing);
- bemestingstijdstippen en bijbehorende hoogte van de fosfaatgift;
- per compartiment de initiële fosfaattoestand;

- per compartiment de initiële vochtinhoud (m^3);
- per compartiment en per tijdstap de debieten over de randen, het volume gewasonttrekking, de vochtinhoud aan het einde van de tijdstap (alles in m^3).

De simulaties zijn uitgevoerd voor een periode van 20 jaar, waarbij de weerjaren 1991 tot en met 1993 telkens zijn herhaald. Voor de bodemchemische parameters zijn dezelfde waarden gehanteerd die ook bij de eendimensionale modellering zijn gebruikt (paragraaf 2.3.1). De schematisatie in bodemcompartimenten is beschreven in paragraaf 3.1.2.3. Voor drie weerjaren is een bestand aanwezig dat de hydrologische gegevens per compartiment bevat (paragraaf 3.1.2.5). Dit bestand bevat de initiële vochtinhoud van de compartimenten en per tijdstap van vijf dagen de vochtinhoud en de debieten over de randen van de compartimenten. Voor de initiële fosfaattoestand van de dwarsdoorsnede is gebruik gemaakt van de gemiddelde gehalten fosfaat-, aluminium- en ijzer die in de percelen zijn aangetroffen (Schoumans en Kruijne, 1995a). Deze gemiddelde gehalten zijn homogeen verdeeld over de breedte van de percelen, omdat de vijf bemonsteringslocaties verspreid liggen over het perceel. In het bemestingsscenario wordt een fosfaatgift toegepast die gelijk is aan de fosfaatbehoefte van het gewas à $110 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{j}^{-1} \text{ P}_2\text{O}_5$. De jaarlijkse fosfaatgift wordt toegediend aan het maaiveld en verdeeld over drie gelijke addities (dagnummer 45, 90 en 145). Het inwerken van ijzermateriaal gebeurt, indien van toepassing, in het eerste jaar van de simulatie op dagnummer 20. De eerste drie tijdstappen van de simulatie zijn nodig om het model op evenwicht te laten komen.

4 Modelcalibratie

4.1 Hydrologische modellering

De simulatie van de waterbeweging in een nat perceel (grondwaterstrap III) wordt in sterke mate bepaald door de definitie van de regionale stroming en de ontwatering. De regionale stroming wordt in het model als onderrandvoorwaarde gedefinieerd, terwijl de ontwatering wordt verdeeld over het verzadigde deel van het modelprofiel. Het model wordt steeds gecalibreerd op het oostelijke perceel, omdat op de proeflocatie de ontwatering van het perceel ten oosten van de meetsloot een grotere bijdrage levert aan de slootafvoer dan het perceel ten westen van de meetsloot.

4.1.1 Eendimensionaal

Het eendimensionale hydrologische model SWATRE is eerst gecalibreerd op de grondwaterstand in perceel 3 en de afvoer van sloot 2, omdat de situatie op dit perceel het minst gecompliceerd is. Hierbij is aangenomen dat de hydrologische maatregel, die is uitgevoerd op perceel 1, geen noemenswaardige invloed heeft op de ontwatering van perceel 3. Vervolgens is het model gecalibreerd op de grondwaterstand in perceel 2 en de afvoer van sloot 1, waarbij zoveel mogelijk van de calibratiegegevens van perceel 3 is overgenomen. Het calibratiejaar is 1992.

Eerst zijn de parameters, die de stroming via de onderrand van het model beschrijven, gecalibreerd op de grondwaterstand. Vervolgens zijn de drainageparameters gecalibreerd op de grondwaterstand en de slootafvoer. Tot slot zijn een aantal bodemfysische parameters gecalibreerd.

Onderrandvoorwaarde

Op de onderzoekslocatie is gedurende het hele jaar sprake van een kwelsituatie. Bovendien is vastgesteld dat het verloop van de kwelintensiteit van jaar tot jaar kan verschillen. Het freatisch pakket is homogeen van samenstelling en de hydrologische basis bevindt zich op 12 m diepte (Schoumans en Kruijne, 1995a). In het model zijn drie opties beschikbaar om de regionale stroming als (kwel)flux aan de onderrand op te leggen:

- invoer van dagelijkse waarden voor de flux aan de onderrand;
- een sinusoïde die het verloop van de flux met de tijd beschrijft;
- een relatie tussen de flux en de grondwaterstand.

Met de eerste optie is de simulatie van de grondwaterstand beoordeeld bij diverse constante waarden voor de kwelflux. Met constante waarden voor de kwelflux blijkt het niet mogelijk te zijn om zowel de hoge als de lage grondwaterstanden (tot 1,25 m diepte) goed te simuleren. Voor de invoer van variabele fluxen aan de onderrand ontbreken de gegevens. De tweede optie is niet gebruikt omdat uit de gemeten

grondwaterstanden geen aanwijzingen zijn af te leiden voor een seizoensgebonden fluctuatie van de kwelintensiteit. De grondwaterstand op de proeflocatie fluctueert min of meer met de grootte van het netto neerslagoverschot, wat de mogelijkheid biedt om een relatie tussen de kwelintensiteit en de grondwaterstand toe te passen. Met de derde optie berekent het model de kwelintensiteit, q , uit een functie van de grondwaterstand, h , aan het einde van de vorige tijdstap:

$$q = a e^{-bh} \quad (68)$$

Bij de calibratie van het model is in eerste instantie het verschil geoptimaliseerd tussen de grondwaterstanden die gemeten zijn in perceel 3 (grondwaterstandsbuis nummer 19) en de grondwaterstanden die berekend zijn met een groot aantal combinaties van de parameters a en b . De waarde van de exponent b is vooral van invloed op de simulatie van de diepe grondwaterstanden, dat wil zeggen beneden de drainagebasis van het diepe drainagesysteem. Om deze reden is het model het eerst gecalibreerd op deze onderrandvoorwaarde. Voor de calibratie (1992) zijn 51 observaties van de grondwaterstand op perceel 3 beschikbaar. De beste resultaten zijn verkregen met de waarden $a = 0,01 \text{ cm.d}^{-1}$ en $b = 0,023 \text{ cm}^{-1}$. Figuur 11 bevat de kwelflux die met deze waarden wordt berekend uit de grondwaterstand aan het einde van de vorige tijdstap.

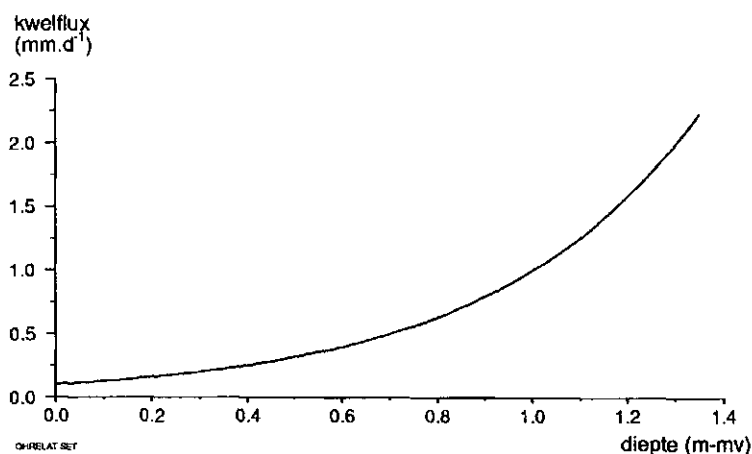


Fig. 11 Kwelflux als functie van de grondwaterstand

De beoordeling van de simulaties is onder meer verricht aan de hand van een aantal statistische parameters (aanhangel 4). Dergelijke parameters kunnen gebruikt worden om simulaties met verschillende waarden voor dezelfde parameter, of simulaties met dezelfde parameterwaarden voor verschillende jaren, met elkaar te vergelijken (hoofdstuk 5). Verder hangt de beoordeling samen met het doel van de berekeningen en de aard van de betreffende parameter. Ter verduidelijking volgt een voorbeeld. Met twee simulaties met verschillende relaties tussen de kwelflux en de grondwaterstand (combinaties van de parameters a en b) kunnen vrijwel dezelfde grondwaterstanden berekend worden, zodat de statistische parameters gelijk zijn. De nauwkeurigheid van de modellering van de fosfaatuitspoeling daalt echter als de verhouding tussen de oppervlakte-afvoer en de afvoer via het modelprofiel toeneemt

(paragraaf 4.2.1). Oppervlakte-afvoer treedt op wanneer de grondwaterstand in het modelprofiel gelijk staat aan maaiveld. De kwelflux is dan gelijk aan de waarde van de coëfficiënt a (figuur 11) en van invloed op de grootte van de oppervlakte-afvoer. In deze situatie is de voorkeur gegeven aan de combinatie met de laagste waarde voor de coëfficiënt, omdat deze resulteert in een lagere verhouding tussen de oppervlakte-afvoer en de afvoer via het modelprofiel.

Ontwatering

Met de relatie tussen de kwelflux aan de onderrand en de grondwaterstand, die is uitgezet in figuur 11, is het model met verschillende definities van de laterale stroming naar de drainagemiddelen gecalibreerd op de grondwaterstand en de slootafvoer. Voor de calibratie op de grondwaterstand in perceel 3 en de afvoer van sloot 2 zijn twee drainagesystemen gedefinieerd. Het model is gecalibreerd met waarden voor de drainafstand van het diepe systeem tussen 175 en 350 m. Vervolgens is het model gecalibreerd op de drainagebasis van het diepe (eerste) drainagesysteem met waarden om en nabij het bodemniveau van sloot 1. Deze sloot ligt ten westen van sloot 2. De drooglegging volgt uit (de som van) de drainagebasis en de diepte van het water in de sloot. Het model is gecalibreerd op de drooglegging en de natte omtrek van beide drainagesystemen, met waarden die zijn afgeleid uit metingen van de waterdiepte in sloot 1 en 2. Het slootpeil wordt verondersteld constant te blijven. Het model is niet gecalibreerd op de drainafstand van het ondiepe systeem: deze is gelijk gesteld aan de perceelsbreedte van 100 m. Aanhangel 5 toont een doorsnede van de proeflocatie ter hoogte van raai A, met het modelprofiel in het midden van perceel 3 en een schematische weergave van de drainagesystemen met de afmetingen die gegeven zijn in tabel 5.

Tabel 5 Waarden voor de drainageparameters bij de simulaties op perceel 2 en 3, met respectievelijk 1 en 2 drainagesystemen (m)

drainagesysteem	perceel 2	perceel 3	
		diep	ondiep
drainafstand	85	235	100
drainagebasis	0,87	0,94	0,65
drooglegging	0,81	0,88	0,53
natte omtrek	0,67	0,67	0,63

De meetsloot heeft een drainagebasis van 0,65 m en valt onder het ondiepe (tweede) drainagesysteem. Bij ondiepe grondwaterstanden (hoger dan 0,65 m) wordt de stroming naar de drains over beide systemen verdeeld (paragraaf 2.1.1), en bij grondwaterstanden tussen 0,65 en 0,94 m diepte is er alleen stroming naar het diepe drainagesysteem. Bij grondwaterstanden lager dan de drainagebasis van het diepe systeem (0,94 m) vindt er geen drainage plaats en wordt de grondwaterstand bepaald door de onder- en bovenrandvoorwaarde.

Bij de calibratie op perceel 2 is gebleken dat ook hier de grondwaterstand en de afvoer van sloot 1 goed gesimuleerd kunnen worden met twee drainagesystemen. Hierbij valt de meetsloot (sloot 1) onder het diepe drainagesysteem, en de sloot ten oosten van perceel 2 onder het ondiepe drainagesysteem (met een drainagebasis van 0,58 m). Echter, voor de modellering van de fosfaatuitspoeling naar het

oppervlaktewater is deze schematisatie niet bruikbaar, omdat de afvoer naar de meetsloot alleen vanuit de ondergrond wordt gesimuleerd. Daarom is bij de calibratie op perceel 2 en sloot 1 de laterale stroming met één drainagesysteem geschematiseerd en wordt een minder goede calibratie geaccepteerd. Nu is de drainafstand niet gelijk aan de perceelsbreedte (67 m), maar is het model gecalibreerd met waarden voor de drainafstand tussen 65 en 100 m. Aanhangsel 5 toont een doorsnede van de proeflocatie ter hoogte van raai A, met de positie van het modelprofiel op perceel 2 en een schematische weergave van het drainagesysteem met de afmetingen die gegeven zijn in tabel 5.

Bodemfysische parameters

Mogelijk is de ongestoorde laag (C-horizont) anisotroop door een overwegend horizontale oriëntatie van de bodemdeeltjes in het sediment. Dit betekent dat de verzadigde doorlatendheid in horizontale richting een factor groter is dan in verticale richting. Echter, omdat gegevens over anisotropie ontbreken, is een isotrope ondergrond aangenomen.

De weerstand van een drainagesysteem voor stroming naar de drain (sloot of drainbuis) is omgekeerd evenredig met de verzadigde waterdoorlatendheid van het modelprofiel. De verzadigde waterdoorlatendheid van de ondergrond is in grote mate bepalend voor de berekende drainage, omdat de stroming naar de drains grotendeels in deze laag wordt gemodelleerd. Het model is gecalibreerd op de diverse bodemfysische karakteristieken voor de ongestoorde laag (C-horizont) met een verzadigde waterdoorlatendheid tussen 0,65 en 2,07 $\text{m}\cdot\text{d}^{-1}$ en een porositeit tussen 0,30 en 0,41 (Schoumans en Kruijne, 1995a). Het model is verder gecalibreerd op een aantal bodemfysische karakteristieken voor de verwerkte laag (A/C-horizont). Hieronder vallen alleen de bodemfysische karakteristieken met lagere waarden voor de verzadigde waterdoorlatendheid en hogere waarden voor de porositeit, ten opzichte van de C-horizont. Hierbij is de berekende, cumulatieve drainage naar het ondiepe drainagesysteem gecalibreerd op de cumulatieve afvoer van sloot 1. De bouwvoor (A-horizont) is opgedeeld in twee lagen, waarbij het model is gecalibreerd met verschillende bodemfysische karakteristieken voor de laag van 0,1 tot 0,25 m diepte (A12-horizont) en de gemiddelde bodemfysische karakteristieken van 6 monsters van de bouwvoor voor de laag tot 0,1 m diepte (A11-horizont).

Bij de calibratie op perceel 2 is in eerste instantie uitgegaan van het modelprofiel op perceel 3. Alleen de bodemfysische karakteristieken van de laag van 0,1 tot 0,25 m diepte zijn veranderd omdat dit leidt tot een beter resultaat. De modelprofielen voor beide percelen zijn in tabel 6 en 7 gegeven.

Tot slot is de waterbalans van 1992 berekend met diverse waarden voor de maximale diepte van het reservoir aan het maaiveld. Bij waarden van 12,5, 11, 10, en 7,5 mm bedraagt de oppervlakte-afvoer op perceel 3 respectievelijk 1, 2, 4 en 14 mm. Bij de calibratie is een maximale diepte van het oppervlaktereservoir van 10 mm gebruikt.

Figuur 12 toont de resultaten van de calibratie op perceel 3 (1992). In het bovenste deel van figuur 12 is som van de cumulatieve afvoer naar het ondiepe drainagesysteem en de cumulatieve oppervlakte-afvoer uitgezet tegen de tijd. De

Tabel 6 Het modelprofiel op perceel 3 met een aantal bodemfysische parameters

grenzen bodemlaag	laagdikte	horizont	code bodemonster	verzadigde doorlatendheid	porositeit	bulk-dichtheid
m	m			m.d ⁻¹	-	kg.m ⁻³
0,00-0,10	0,10	A11	6boven	0,15	0,49	1306
0,10-0,25	0,15	A12	60212	0,34	0,41	1504
0,25-0,60	0,35	A/C	44353	0,77	0,33	1674
0,60-2,50	1,90	C	14858	1,07	0,30	1744

Tabel 7 Het modelprofiel op perceel 2 met een aantal bodemfysische parameters

grenzen bodemlaag	laagdikte	horizont	code bodemonster	verzadigde doorlatendheid	porositeit	bulk-dichtheid
m	m			m.d ⁻¹	-	kg.m ⁻³
0,00-0,10	0,10	A11	6boven	0,15	0,49	1306
0,10-0,25	0,15	A12	21525b	0,27	0,45	1400
0,25-0,60	0,35	A/C	44353	0,77	0,33	1674
0,60-2,50	1,90	C	14858	1,07	0,30	1744

specifieke afvoer van de meetsloot is ook uitgezet tegen de tijd: deze is berekend uit het gemeten afvoervolume en een schatting voor het ontwaterend oppervlak van 1,0 ha. Beide afvoerlijnen komen goed overeen. Op 3 juni, 9 juni en 7 september is de cumulatieve slootafvoer aangevuld met schattingen (in totaal 17,9% van de gemeten cumulatieve afvoer in 1992). Verder zijn de oppervlakte-afvoer, de afvoer naar het diepe drainagesysteem en de kwelflux uitgezet tegen de tijd. De complete waterbalans is vermeld in aanhangsel 6.

In het onderste deel van figuur 12 zijn de berekende grondwaterstand en de gegevens die gebruikt zijn voor de calibratie uitgezet tegen de tijd (regressie peilbuis 19, +). Deze gegevens zijn door middel van regressie afgeleid uit de metingen van de grondwaterstand (Schoumans en Kruijne, 1995a). Deze metingen zijn ook uitgezet tegen de tijd (peilbuis 19, X). In het vervolg wordt met 'gemeten grondwaterstand' verwezen naar de gegevens die gebruikt zijn voor de calibratie. In het algemeen benaderen de berekende grondwaterstanden de gemeten grondwaterstanden goed. Een uitzondering vormen zeer ondiepe grondwaterstanden (minder dan 0,2 m beneden maaiveld). Het modelprofiel is dan geheel met water verzadigd.

Figuur 13 toont de resultaten van de calibratie op perceel 2 (1992). Hier is slechts een drainagesysteem gedefinieerd. In het bovenste deel van figuur 13 is som van de cumulatieve afvoer uit het modelprofiel en de cumulatieve oppervlakte-afvoer uitgezet tegen de tijd. De specifieke afvoer is berekend uit het gemeten afvoervolume en een schatting voor het ontwaterend oppervlakte van 1,5 ha. In 1992 wordt op dit perceel geen oppervlakte-afvoer berekend. De complete waterbalans is vermeld in aanhangsel 6. De gemeten en berekende afvoer komen niet overeen. Het verschil

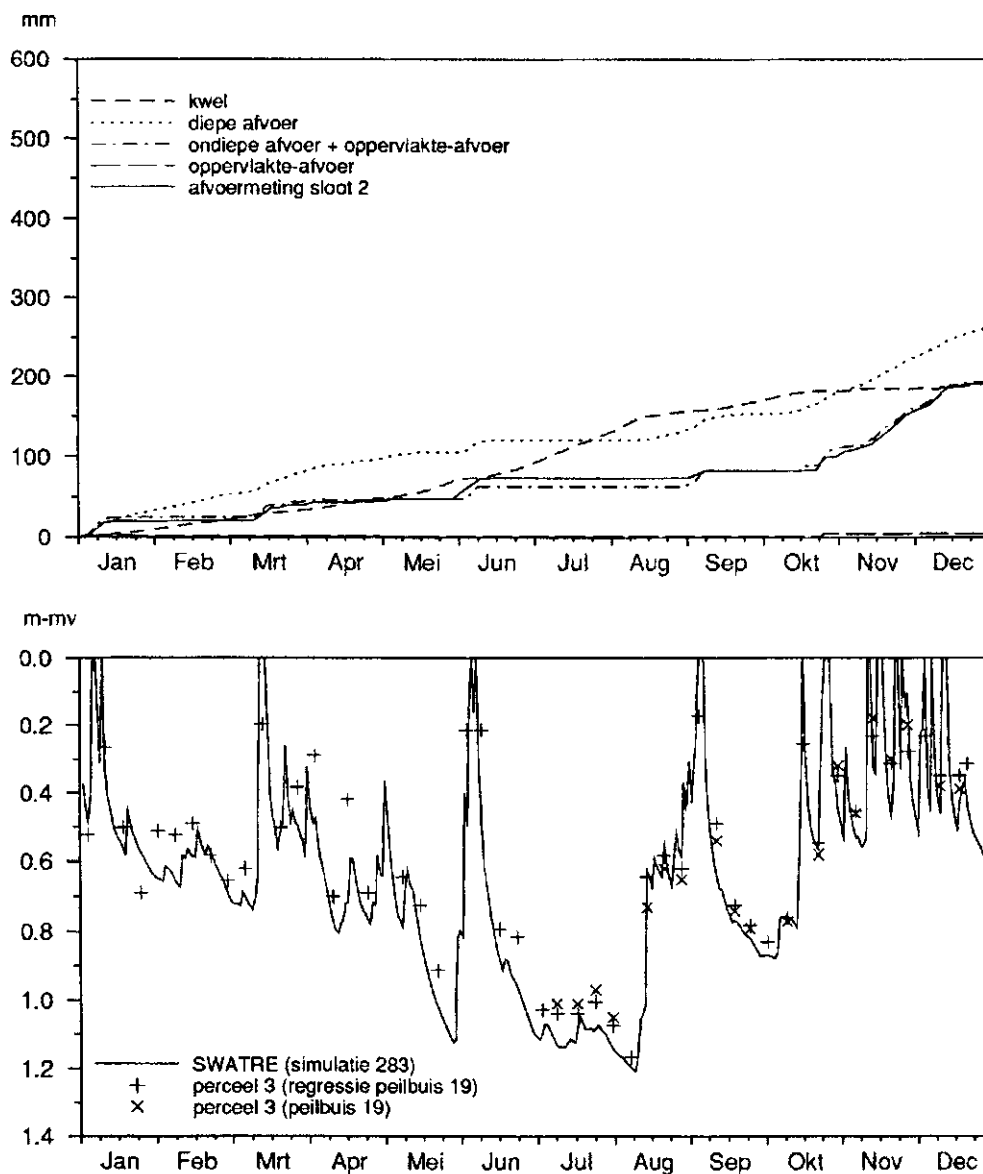


Fig. 12 Calibratie SWATRE op de afvoer van sloot 2 en de grondwaterstand in perceel 3

tussen de berekende cumulatieve afvoer en de gemeten cumulatieve slootafvoer neemt toe in de eerste vijf maanden. In perioden met lage afvoerintensiteit (grondwaterstand van 0,6 tot 0,8 m) is de berekende afvoer meestal lager dan de gemeten afvoer. In de rest van 1992 blijft dit verschil min of meer gelijk. Beide afvoerlijnen stijgen vrijwel even snel in perioden met hoge afvoerintensiteit (hoge grondwaterstanden vanaf oktober). Voor deze verschillen zijn een aantal oorzaken aan te wijzen.

- 1: De gemeten slootafvoer bestaat uit twee componenten: 1) grondwater dat via ondiepe stroombanen naar de perceelssloot stroomt, en 2) grondwater dat via diepe stroombanen naar de drain op 2,5 m diepte stroomt, en vervolgens in de sloot is geloosd. Deze twee drainagemiddelen hebben een verschillend ontwaterend oppervlak en bovendien varieert de verhouding tussen beide afvoercomponenten met de tijd.

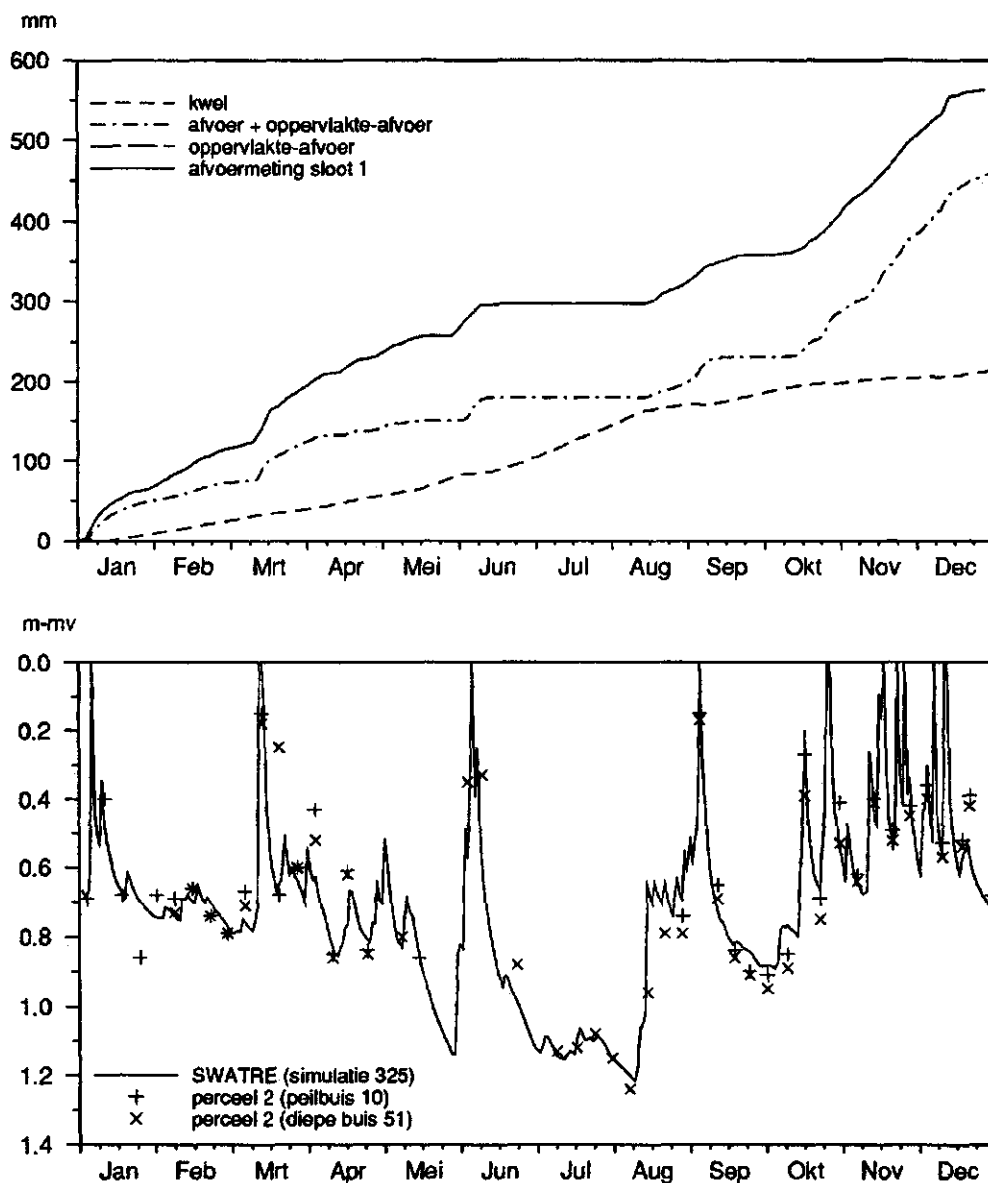


Fig. 13 Calibratie SWATRE op de afvoer van sloot 1 en de grondwaterstand in perceel 2

- 2: De drainagebasis van sloot 1 is voor perceel 2 gemiddeld 0,14 m hoger dan voor perceel 1 (Schoumans en Kruijne, 1995a).
- 3: Van de cumulatieve slootafvoer is 14,4% geschat op basis van de meting van de verzamelingsloot (op 3 juni, 9 juni, 18 augustus en 7 september).

In het onderste deel van figuur 13 zijn de berekende grondwaterstand en twee meetreeksen uitgezet tegen de tijd. De grondwaterstandsmetingen van peilbuis 10 (+) zijn gebruikt voor de calibratie. Omdat deze peilbuis in de zomer is drooggevallen, is een tweede meetreeks uitgezet (diepe buis nummer 51: X). Deze buis staat eveneens in het midden van perceel 2, op 10 m afstand van peilbuis 10. In het algemeen benaderen de berekende grondwaterstanden de gemeten grondwaterstanden goed.

Laterale fluxen

De verdeling van de laterale fluxen over de bodemcompartimenten van het modelprofiel is van grote invloed op de berekening van de fosfaatuitspoeling, omdat hoge fosfaatconcentraties in fosfaatverzadigde percelen alleen in de bovengrond voorkomen. In figuur 14 is voor beide percelen het resultaat van deze verdeling uitgezet tegen de diepte. De fluxen zijn per compartiment gesommeerd over het calibratiejaar (1992). Op perceel 3 bedraagt de afvoer naar het diepe en het ondiepe drainagesysteem respectievelijk 180 en 260 mm, op perceel 2 is de afvoer naar het drainagesysteem 475 mm.

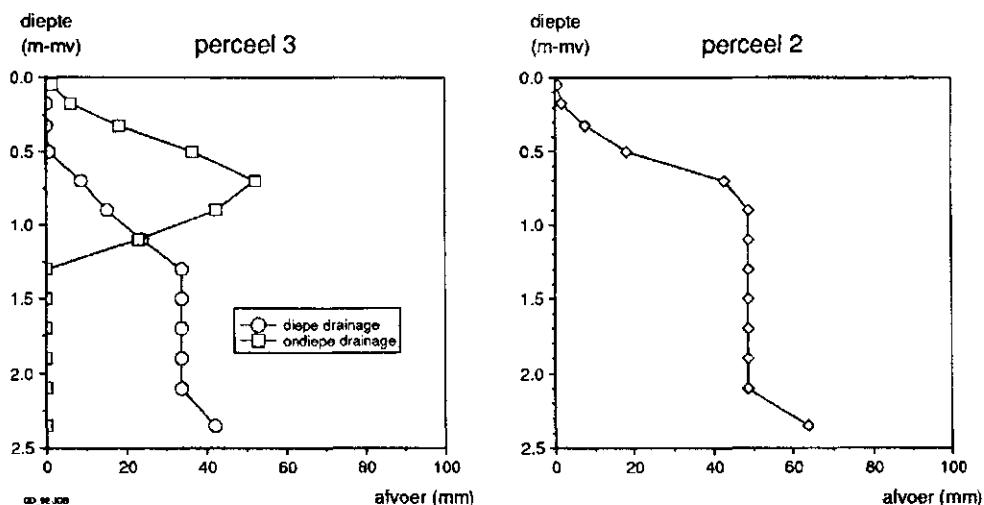


Fig. 14 Verdeling van de afvoer naar het oppervlaktewater over het modelprofiel bij de calibratie van SWATRE op twee percelen (sommatie van fluxen over 1992; mm)

4.1.2 Tweedimensionaal

Voor de calibratie van het model MOISHE3 zijn een aantal alternatieven doorgerekend. Het betreft hier de bovenrandvoorwaarde, de onderrandvoorwaarde en het slootpeil. Als calibratie-criterium is gekeken naar het verloop van de grondwaterstand in het midden van de percelen en naar de afvoer naar de sloot. Gedurende de simulaties is gebleken dat het programma een enkele keer geen convergentie bereikt in zijn iteraties. Daar MOISHE3 met tabelinvoer werkt, kan het voorkomen dat de helling van de waterretentiekarakteristiek zodanig verschilt aan weerszijde van een opgegeven vochtgehalte, dat er oscillaties optreden in de berekeningen. Teneinde dit te voorkomen zijn de waterretentiekarakteristiek en de hydraulische geleidbaarheidsfunctie enigszins aangepast. Ook is de verzadigde doorlatendheid iets vergroot teneinde een beter verloop van de slootafvoer te verkrijgen. Uiteindelijk zijn alle hier genoemde berekeningen uitgevoerd met de bodemfysische karakteristieken van de eerste, derde en vierde horizont in tabel 6.

De onderrandvoorwaarde

Uit de calibratie van SWATRE kan worden afgeleid dat de onderrand, zoals deze

is bepaald met het model SIMGRO, te droge situaties zal opleveren. De verhouding tussen de aanvoer via de onderrand op perceel 2 (aanhangel 8) en de flux door de onderrand van het watervoerend pakket is op jaarbasis ongeveer 6:1 en daarom zijn de berekeningen gedaan met waarden voor de kwelflux die een factor drie en een factor zes hoger zijn dan de kwelfluxen uit SIMGRO. Ook zijn berekeningen uitgevoerd met als onderrandvoorwaarde de $q(h)$ -relatie zoals deze is bepaald voor de simulaties met SWATRE (vergelijking (67)). In het vervolg worden deze drie varianten in de onderrandvoorwaarde aangeduid met lage kwelflux, hoge kwelflux en $q(h)$ -relatie.

Bovenrandvoorwaarde

Bij de meeste simulaties is gebruik gemaakt van de formule van Makkink om de potentiële evapotranspiratie te berekenen. Het is bekend dat deze formule in het winterseizoen (te) lage waarden voor de verdamping oplevert. Omdat juist gedurende deze perioden vaak te hoge grondwaterstanden berekend worden, zijn ook enkele simulaties uitgevoerd waarbij de potentiële evapotranspiratie wordt berekend volgens Monteith-Rijtema. In het vervolg worden deze twee varianten in de bovenrandvoorwaarde aangeduid met Makkink en Monteith-Rijtema.

Slootpeil

Bij de eerste simulaties met het model is gebruik gemaakt van een opgelegd slootpeil als randvoorwaarde. Met deze randvoorwaarde zijn echter geen bevredigende resultaten geboekt omdat het model infiltratie vanuit de sloot berekent zodra de grondwaterstand beneden het slootpeil zakt, wat op de onderzoekslocatie niet is voorgekomen. Daarom bepaalt het model nu zelf of er water in de sloot staat of niet. Dit gebeurt zoals beschreven in paragraaf 3.1.2.4.

Bij de bespreking van de resultaten in deze paragraaf zal hoofdzakelijk worden gekeken naar het verloop van de grondwaterstand in het midden van de twee percelen. De berekende grondwaterstanden zullen worden vergeleken met de gemeten grondwaterstanden van de peilbuizen 1 (voor perceel 1) en 10 (voor perceel 2). Deze bespreking is gebaseerd op de resultaten van regressie van de berekende grondwaterstanden op de gemeten grondwaterstanden op perceel 2 (vergelijking (69)). De regressielijnen en de punten zijn gepresenteerd in aanhangsel 7, de vergelijkingen in tabel 8. De termen van de waterbalans zijn gepresenteerd in aanhangsel 8 en de grondwaterstandsduurlijnen in aanhangsel 9.

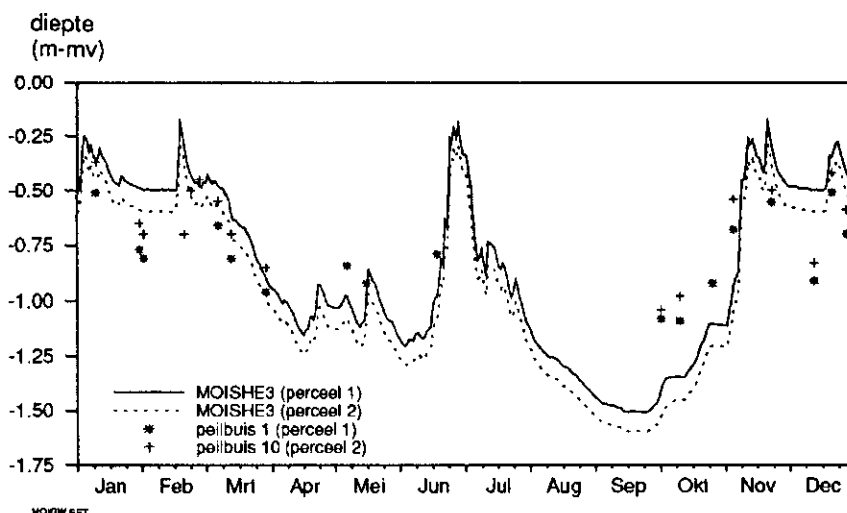


Fig. 15 Het grondwaterstandsverloop berekend met MOISHE3 en de grondwaterstand gemeten in 1991 in het midden van perceel 1 en 2 (m - mv.)

Figuur 15 laat de berekende en gemeten grondwaterstanden zien voor 1991 met een lage kwelflux en Makkink. Met betrekking tot alle simulaties voor 1991 kan worden gesteld dat de gemeten grondwaterstanden in eind januari en begin februari afwijken van de berekende grondwaterstanden daar er gedurende deze periode flink vorst in de grond heeft gezeten. Hierdoor zijn mogelijk te lage grondwaterstanden gemeten. Zoals te zien in figuur 15 is in dit geval de grondwaterstand in de zomerperiode te laag. Het duurt bij deze modelsimulatie te lang voordat de grondwaterstand weer op hetzelfde niveau zit als de gemeten waarde. Gaan we nu de kwelflux verhogen, dan benadert de grondwaterstand gedurende de zomerperiode wel goed de gemeten waarden maar blijft deze gedurende de natte periode veel te hoog. Na het uitzetten van de berekende grondwaterstanden tegen de gemeten grondwaterstanden blijkt dat er toch een vrij goed lineair verband is (aanhangel 7). Uit de resultaten met de $q(h)$ -relatie blijkt dat het grondwaterstandsverloop goed wordt gevolgd, zij het dat de fluctuaties in het najaar slechter worden gevolgd. Tenslotte is nog een simulatie gedaan met de $q(h)$ -relatie en Monteith-Rijtema. Voor de nutriëntenberekeningen zijn de resultaten gebruikt van de simulaties met de lage kwelflux en Makkink. De reden hiervoor is dat dit de eerste combinatie met acceptabele resultaten is die beschikbaar is gekomen. In verband met een achterstand in de werkzaamheden en de noodzakelijke voortgang van het project is niet gewacht totdat de resultaten van alle combinaties beschikbaar waren.

Na deze berekeningen is gekeken hoe de gekozen randvoorwaarden de grondwaterstand in de andere twee jaren beïnvloeden. Met de lage kwelflux blijkt dat de grondwaterstand ook in 1992 tijdens het zomerseizoen te laag uitkomt. Ook voor dit jaar zijn de gemeten en berekende waarden tegen elkaar uitgezet (aanhangel 7) en blijkt dat deze waarden in het traject tussen -0.4 en -0.8 m aardig overeenkomen. Zodra de grondwaterstand hoog wordt, blijft de gemeten waarde achter. In het diepe traject gebeurt juist het omgekeerde: de berekende grondwaterstanden komen veel dieper uit. Bij de simulaties met hoge kwelflux blijkt dat de grondwaterstand vrijwel permanent 0,1 tot 0,15 m te hoog zit, behalve in droge

perioden, als de grondwaterstand nog altijd onder de gemeten waarde zit. Een en ander leidt tot een redelijk goede correlatie. Bij simulaties met $q(h)$ -relatie is dan weer te zien dat de berekende grondwaterstand in de natte periode te hoog blijft, terwijl in het droge stuk het gemeten grondwaterstandsverloop goed wordt gevolgd. Dankzij het feit dat het verschil tussen gemeten en berekende waarden vrijwel constant is, liggen de punten in de figuur waarin beide waarden tegen elkaar zijn uitgezet vrijwel op een rechte lijn (aanhangsel 7). Met Monteith-Rijtema krijgen we ook hier weer de betere fit. Alleen de lagere grondwaterstanden worden weer te laag gesimuleerd.

Een ander beeld zien we voor 1993. Bij de lage kwelflux wordt de grondwaterstand goed gesimuleerd. In dit natte jaar worden zelfs in de zomerperiode de meeste grondwaterstanden te hoog berekend, hetgeen leidt tot een waarde voor de regressiecoëfficiënt, die groter is dan 1 (vergelijking (69), tabel 4.4). Simulatie met de hoge kwelflux leidt tot hogere grondwaterstanden, hoewel het effect hier minder groot is dan in de twee voorgaande jaren. Dit kan veroorzaakt worden doordat de grondwaterstand een groot deel van de tijd vrij hoog blijft, waardoor het meeste water onmiddellijk wordt afgevoerd via de sloot. De berekende waarden met de $q(h)$ -relatie zijn alweer een stuk beter. De waarden berekend met de $q(h)$ -relatie en Monteith-Rijtema leveren ook hier relatief goede resultaten op.

Bij de berekeningen met de pomp is uitgegaan van een pompcapaciteit van $0,15 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$ en een maximum waterdiepte in de sloot van 0,10 m. De pomp slaat aan zodra de grondwaterstand ter hoogte van de pomp boven het slootpeil stijgt, dat is boven -0,6 m. Per gesimuleerde tijdstap wordt dan gecontroleerd of het nog nodig is om de pomp aan te laten. Berekeningen met de pomp zijn gedaan met de hoge kwelflux en de $q(h)$ -relatie. Met de hoge kwelflux blijft het grondwater in de eerste helft van 1991 te hoog. Pas eind mei kan het berekende verloop de gemeten waarden gaan volgen. Gedurende de zomermaanden gaat, ondanks het feit dat de pomp niet aanslaat, de grondwaterstand te diep wegzakken, waardoor het in het najaar weer te lang duurt alvorens de tijdens de zomermaanden verloren hoeveelheid water is aangevuld door kwel en neerslag. Dit leidt tot een grote spreiding in de berekende waarden ten opzichte van de gemeten waarden. Er is dan ook een slechte regressie: $r^2 = 0,38$. In 1992 (een natter jaar), blijkt de grondwaterstand de gemeten waarden aanzienlijk beter te volgen en is het uitdrogingseffect gedurende de zomer veel kleiner, waardoor het verloop in het najaar ook beter is. Hieruit volgt ook een veel betere regressie: $r^2 = 0,85$. Hetzelfde geldt voor 1993, hoewel daar de grondwaterstand veel te hoog blijft in voor- en najaar ($r^2 = 0,65$). Met de $q(h)$ -relatie zien we dat de grondwaterstand in 1991 goed kan worden gevolgd, zij het dat gedurende het najaar de berekende waarden boven de gemeten waarden blijven. Mede door de veel te lage berekende grondwaterstanden in de zomer zien we hier een matige regressie: $r^2 = 0,59$. De berekeningen voor 1992 laten een grondwaterstandsverloop zien dat gedurende voor- en najaar weer te hoog blijft, maar gedurende de zomer zeer aannemelijke waarden aanneemt. Dit leidt tot een goede regressie ($r^2 = 0,83$). In 1993 zien we weer dat de grondwaterstand in het voorjaar nog te hoog blijft, in de zomer veel te ver uitzakt en vervolgens weer te hoog blijft gedurende najaar en winter ($r^2 = 0,59$).

Een samenvatting van de regressieberekeningen tussen gemeten en berekende waarden is gegeven in tabel 8, waarbij geldt:

$$Z_b = b_0 + b_1 Z_m \quad (69)$$

Z_b = berekende grondwaterstand (m)

Z_m = gemeten grondwaterstand (m)

b_0 = regressieconstante (m)

b_1 = regressiecoëfficiënt (-)

Tabel 8 Regressie van de berekende op de gemeten grondwaterstanden voor de tweedimensionale simulaties

jaar	onderrand	bovenrand	pomp	b_0	b_1	r^2
1991	lage kwelflux	Makkink	uit	0,19	1,38	0,59
	hoge kwelflux	Makkink	uit	0,27	1,14	0,69
	hoge kwelflux	Makkink	aan	0,13	1,27	0,38
	q(h)-relatie	Makkink	uit	-0,41	0,20	0,08
	q(h)-relatie	Makkink	aan	-0,41	0,19	0,07
	q(h)-relatie	Monteith-Rijtema	uit	-0,30	0,41	0,22
1992	lage kwelflux	Makkink	uit	-0,12	0,79	0,63
	hoge kwelflux	Makkink	uit	-0,11	0,72	0,83
	hoge kwelflux	Makkink	aan	-0,13	0,67	0,85
	q(h)-relatie	Makkink	uit	-0,12	0,69	0,83
	q(h)-relatie	Makkink	aan	-0,11	0,72	0,83
	q(h)-relatie	Monteith-Rijtema	uit	-0,04	0,84	0,82
1993	lage kwelflux	Makkink	uit	-0,02	1,27	0,74
	hoge kwelflux	Makkink	uit	-0,11	0,85	0,75
	hoge kwelflux	Makkink	aan	-0,16	0,61	0,65
	q(h)-relatie	Makkink	uit	-0,21	0,64	0,69
	q(h)-relatie	Makkink	aan	0,07	1,00	0,59
	q(h)-relatie	Monteith-Rijtema	uit	-0,15	0,77	0,73
	hoge kwelflux	Makkink	bak ¹	-0,42	0,91	0,64

1) paragraaf 5.1.2

Ondanks de soms slechte correlatie-coëfficiënt blijkt dat de beste oplossingen zijn verkregen door de combinaties van de hoge kwelflux met Makkink en van de q(h)-relatie met Monteith-Rijtema.

In aanhangsel 9 zijn de grondwaterstandsduurlijnen per jaar uitgezet voor de verschillende simulaties. Dit geeft de tijd (in maanden) waarin de grondwaterstand boven een bepaald niveau zit. Uit de duurlijnen voor 1991 kan worden afgeleid dat de verschillende randvoorwaarden geen of weinig invloed hebben voor de natte periode. De duur dat de grondwaterstand boven de 0,55 m zit is in alle gevallen

vrijwel gelijk en wel circa vier maanden. Alleen de berekeningen met de hoge kwelflux vallen hier uit de toon. Zoals al eerder gezegd leidt deze waarde tot hoge grondwaterstanden. De duur dat de grondwaterstand boven de 0,55 m zit is circa zes maanden. In het droge traject gaan de lijnen dan wat meer verspreid lopen. Vooral de simulatie met Monteith-Rijtema levert een andere vorm van de lijn op. Hierbij is de duur dat de grondwaterspiegel boven de waarden in het traject tussen 0,55 en 1,2 m zit aanzienlijk korter dan in de andere gevallen. Dit kan worden verklaard door de lagere grondwaterstanden in het voorjaar, waardoor gedurende het gehele jaar wat lagere grondwaterstanden optreden. De effecten van de verschillende randvoorwaarden zijn het meest duidelijk aan de rechterzijde van de grafiek. Hieruit kan al worden afgeleid dat de diepste grondwaterstanden die zijn berekend variëren van 1,3 tot 1,7 m beneden maaiveld. Ook de duur waarin een bepaalde grondwaterstand optreedt varieert enorm: de duur waarin een grondwaterstand van -1,25 m of lager optreedt varieert van 0,5 tot 3 maanden. In het veel nattere jaar 1992 liggen de grondwaterstandsduurlijnen veel dichter bij elkaar. Hier blijken alleen in het stuk met de diepe grondwaterstanden enige verschillen op te treden, hoewel deze pas echt duidelijk worden bij grondwaterstanden beneden de 1,2 m. Voor 1993 zien we weer een totaal ander beeld. Dat de simulatie met lage kwelflux ook laag uitkomt wordt veroorzaakt doordat deze kwelflux gedurende de zomermaanden te laag is, waardoor het grondwaterpeil lang laag blijft. De vochtvoorraad in de bodem kan in dit geval slechts langzaam worden aangevuld. Opvallend is nog de lijn met de $q(h)$ -relatie waarbij ook de pomp is ingeschakeld. Hierbij zien we dat de grondwaterstand tussen 0,6 en 1 m beneden maaiveld weinig voorkomt (de lijn loopt vrijwel horizontaal). In de vorige paragraaf is al getoond dat de grondwaterstand in dit geval grote schommelingen vertoont, die dit effect veroorzaken.

Het verloop van de slootafvoer in de tijd is voor alle doorgerekende situaties weergegeven in aanhangsel 10. In figuur 16 zijn voor 1991 de berekende slootafvoer en de gemeten afvoer van sloot 1 (ontwaterend oppervlak 1,5 ha) uitgezet tegen de tijd. Over de gemeten slootafvoer is al het een en ander gezegd in paragraaf 4.1.1. De lijn is uitgezet vanaf het begin van de meetperiode (19 februari 1991) en de doorgetrokken lijn gaat over in een stippellijn op het moment van invoering van de hydrologische maatregel (23 augustus 1991).

Slootafvoer wordt berekend als de grondwaterstand boven het slootpeil zit. In figuur 16 is goed te zien dat de slootafvoer in bepaalde perioden plaatsvindt. Dit zijn de eerste 2 maanden van het jaar, dan is er een afvoerpiek in juni, en vervolgens begint de afvoer in oktober weer. In de tussentijd kunnen nog wel kleine hoeveelheden worden afgevoerd als de grondwaterstand incidenteel boven het slootpeil komt, maar de hoofdperiodes zijn zojuist genoemd. Vooral aan het eind van de zomerperiode verschilt het tijdstip waarop de sloot weer begint af te voeren sterk. Dit houdt verband met het tijdstip waarop de watervoorraad in het profiel weer voldoende is aangevuld om de grondwaterstand omhoog te brengen. De simulatie die het eerst weer gaat afvoeren is die met de $q(h)$ -relatie met pomp en de simulatie is die het laatst gaat afvoeren is die met de hoge kwelflux en Monteith-Rijtema. Tussen deze twee simulaties zit een verschil van bijna twee maanden. De simulatie met de hoge kwelflux met pomp levert nog een negatieve afvoer op (infiltratie). Deze blijft even buiten beschouwing. De hoeveelheden water die zijn afgevoerd variëren

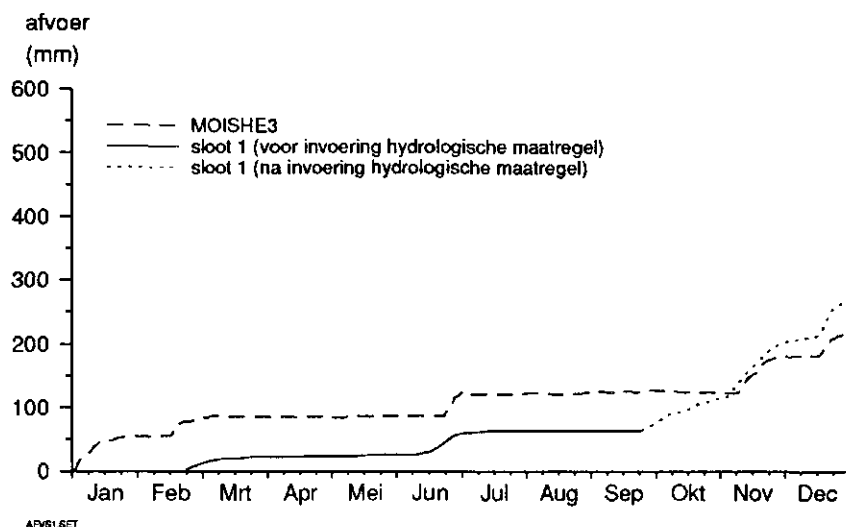


Fig. 16 De slootafvoer berekend met MOISHE3 (met lage kwelflux en Makkink) en de gemeten slootafvoer in 1991 (mm)

tussen de 250 en 375 mm. Aan de afvoerlijnen voor 1992 is te zien dat het een natter jaar was langere afvoerperioden dan in 1991. Ook in 1992 is het effect van de verschillende simulaties duidelijk: de een begint eerder af te voeren, de ander later. De afvoerlijnen voor 1992 liggen vrij dicht bij elkaar, alleen de lijn voor de lage kwelflux ligt ver beneden de andere lijnen. Dit toont weer aan dat in dit geval de grondwateraanvulling door kwel onvoldoende was. De afvoerwaarden voor dit jaar variëren tussen de 390 en 540 mm. In 1993 zien we een lange periode waarin vrijwel geen afvoer plaatsvindt. Deze periode loopt van begin maart tot juli, augustus of september, afhankelijk van de simulatie. Hierbij speelt het verloop van de grondwaterstand weer een belangrijke rol. In het geval van de simulaties met de lage kwelflux en met de $q(h)$ -relatie met pomp vindt in juli en augustus geen afvoer plaats. Hierbij komt de grondwaterstand dus niet zo hoog dat er afvoer kan optreden. Mede hierdoor geven deze twee simulaties veel lagere afvoeren (circa 350 mm.j^{-1}) dan de overige simulaties (510 tot 570 mm.j^{-1}). Ook in dit jaar is er toch nog een simulatie waarbij infiltratie vanuit de sloot optreedt: die met de $q(h)$ -relatie en de pomp aan.

Tenslotte is de toestand in het model voor een aantal dagen in de periode van 16 juni tot 2 juli 1991 weergegeven. De profielen van de drukhoogte en het vochtgehalte zijn op enkele posities in perceel 2 gegeven in aanhangsel 11. De gekozen posities zijn $x = 34 \text{ m}$, $x = 40 \text{ m}$ en $x = 65 \text{ m}$, ofwel op $0,75 \text{ m}$ afstand van de sloot (de rand van het talud), op $6,75 \text{ m}$ afstand van de sloot en nabij het midden van perceel 2. Hieraan kan men zien dat op de dagen waarop neerslag valt, het profiel inderdaad vochtiger wordt. De diepte is gegeven in globale waarden, wat inhoudt dat de drukhoogte- en vochtprofielen van de positie $x = 34 \text{ m}$ in de bovenste $0,2 \text{ m}$ geen waarden hebben, daar het maaiveld hier op $z = -0,2 \text{ m}$ ligt. Het niveau van het maaiveld in het model is ook af te lezen aanhangsel 11, waar voor dezelfde dagen de grondwaterspiegel in het model wordt getoond.

Conclusies en opmerkingen

Bekijken we de resultaten van de simulaties zoals zij zijn gegeven in dit hoofdstuk,

dan leveren de simulaties met de $q(h)$ -relatie en Makkink en die met de hoge kwelflux en Monteith-Rijtema de beste resultaten op.

Door het kiezen van de eindige elementen benadering wordt er geen gebruik meer gemaakt van het verschijnsel 'drainageweerstand'. Er wordt nu aan de randen van de sloot een vaste potentiaal gegeven, gelijk aan het slootpeil.

In werkelijkheid wordt het water dat naar de drain stroomt in de sloot geloosd waardoor afgevoerd drainwater weer kan gaan infiltreren. Bij deze simulaties is hierbij geen rekening gehouden. Het drainwater wordt 'weggepompt'.

Een exacte simulatie van gemeten grondwaterstanden is vrijwel onmogelijk. Er zijn vele factoren die dit verhinderen, waaronder de heterogeniteit en de anisotropie van het bodemprofiel, de discretisatie in het model, en het middelen van randvoorwaarden voor het model tot dagwaarden.

Er is slechts gekeken naar het globale verloop van de grondwaterstand. Er bestaan voor 1991 geen grondwaterstandsgegevens waarbij de pomp is ingeschakeld. Zo zijn er voor de andere jaren ook geen gegevens bekend waarbij de pomp niet was ingeschakeld. De doorgerekende varianten moeten beschouwd worden als scenario-studies die hier modelmatig zijn uitgevoerd.

4.2 Fosfaatmodellering

4.2.1 Eendimensionaal

Het model ANIMO is gecalibreerd op het verloop met de diepte van de fosfaat-bezettingsfractie en de fosfaatconcentratie in het bodemwater.

De ontwikkeling van de fosfaatbezettingsfractie wordt in figuur 17 getoond voor perceel 3. Het tijdstip waarop de fosfaatbezettingsfractie in het model is uitgezet tegen de diepte, is in de legenda aangegeven als het jaarnummer (1 t/m 60) en ligt steeds in de eerste helft van juli (40 tot 55 dagen na de derde mestgift). Het linker deel van figuur 17 heeft betrekking op de initialisatieperiode. Tijdens deze periode vindt overbemesting plaats. Het fosfaat, dat met de mest aan het oppervlak wordt toegediend, infiltreert in het bovenste bodemcompartiment. Hier wordt het fosfaat, afhankelijk van het gehalte aluminium en ijzer, aan het complex gebonden. De fosfaatverzadigingsgraad (en ook de fosfaatconcentratie in het bodemwater) van dit bodemcompartiment gaat het eerst stijgen. Vervolgens wordt het fosfaat door middel van percolatie van het bodemwater naar het tweede bodemcompartiment getransporteerd. De concentratie van deze verticale, naar beneden gerichte flux is gelijk aan de concentratie in het bovenliggende bodemcompartiment. Aan het einde van de initialisatieperiode breekt het fosfaatfront door naar het vierde bodemcompartiment (0,4-0,6 m diepte).

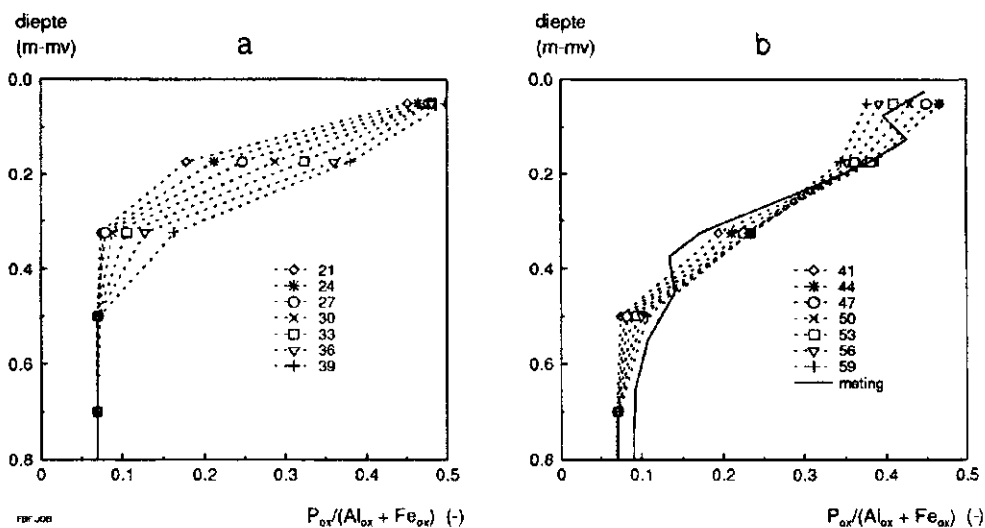


Fig. 17 Het profiel van de fosfaatbezettingsfractie in ANIMO op een aantal tijdstippen (jaren) in: a) de initialisatieperiode (jaar 1 t/m 40); b) het bemestingsscenario (jaar 41 t/m 60)

Het rechter deel van figuur 17 heeft betrekking op de periode met het bemestingsscenario (paragraaf 3.2.1.3). In dit deel van de figuur is tevens de perceelsgemiddelde fosfaatbezettingsfractie uitgezet, die in 1990 is gemeten (jaar 44). De meetperiode (1991 t/m 1993) valt samen met de jaren 45 t/m 47. Uit vergelijking van de fosfaatbezettingsfractie in het model in de jaren 44 en 47 met het perceelsgemiddelde profiel blijkt een goede overeenkomst. In de figuur te zien dat de fosfaatbezettingsfractie in het bovenste bodemcompartiment tijdens de meetperiode gaat dalen. In de daarop volgende jaren (nulbemesting) zet deze daling zich voort in de bovenste twee bodemcompartimenten. Tegelijkertijd neemt de fosfaatbezettingsfractie in het vierde bodemcompartiment toe. De fosfaatconcentratie in dit bodemcompartiment is veel lager dan in de bovenste bodemcompartimenten, maar de afvoer uit deze laag veel groter dan uit de bovenste lagen (figuur 14). Daarom zal in dit scenario de daling van de fosfaatconcentratie in de bovengrond niet direct leiden tot een vermindering van de berekende fosfaatuitspoeling naar het oppervlaktewater.

Bij de bespreking van het profiel van de fosfaatconcentratie worden de jaargemiddelde gemodelleerde fosfaatconcentraties vergeleken met de gemiddelde fosfaatconcentraties voor de gehele meetperiode. De redenen hiervoor zijn dat de gemodelleerde fosfaatconcentratie in het bovenste bodemcompartiment sterk fluctueert onder invloed van de hydrologie en de toediening van mest (figuur 18) en dat uit de meetgegevens geen concentratieveranderingen met de tijd zijn af te leiden, aangezien de bovenste cups op 0,2 m diepte zitten.

Aanhangsel 13 bevat voor twee percelen de jaargemiddelde fosfaatconcentraties, berekend met ANIMO met als invoergegevens de perceelsgemiddelde gehalten aluminium en ijzer en ook de gehalten aluminium en ijzer van de vijf afzonderlijke bemonsteringslocaties. Tevens is de mediaan van de gemeten fosfaatconcentraties op 15 m afstand van de sloot uitgezet. Aanhangsel 14 bevat meer details over de gemeten fosfaatconcentraties, namelijk de perceelsgemiddelde fosfaatconcentraties

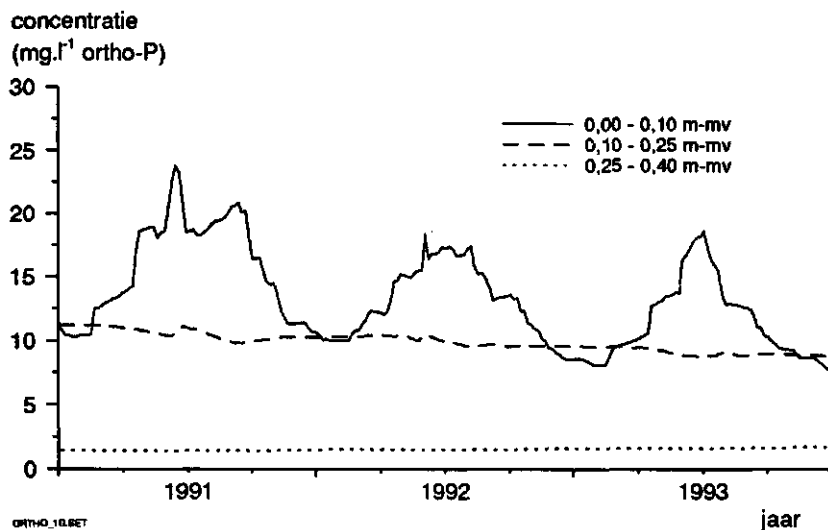


Fig. 18 Het gemodelleerde verloop van de fosfaatconcentratie in de bovenste drie bodemcompartimenten van perceel 3 ($\text{mg.l}^{-1} \text{P}$)

met standaardafwijking en voor drie afstanden tot de sloot de gemiddelde fosfaatconcentraties met standaardafwijking en mediaan. Vanwege de scheve verdeling in de gemeten fosfaatconcentraties komt het profiel van de gemeten fosfaatconcentraties beter tot uiting in de mediaan op 15 m afstand van de sloot dan in het gemiddelde op dezelfde afstand. De berekende fosfaatconcentratie in het bovenste bodemcompartiment (0-0,10 m) kan alleen vergeleken worden met de fosfaatconcentraties van de centrifugemonsters (Schoumans en Kruijne, 1995a). De fosfaatconcentratie in het bovenste bodemcompartiment is op beide percelen hoger dan de gemeten fosfaatconcentraties van 9 en 3 $\text{mg.l}^{-1} \text{P}$ (het gemiddelde voor drie percelen, op respectievelijk 0,02 en 0,06 m diepte). De berekende fosfaatconcentratie in het tweede bodemcompartiment (0,10-0,25 m) komt op perceel 3 beter overeen met de gemeten fosfaatconcentratie op 0,2 m diepte dan op perceel 2. De verschillen zijn kleiner op grotere diepte. Samenvattend kan worden gezegd dat de jaargemiddelde concentraties, die zijn berekend met perceelsgemiddelde gehalten aluminium en ijzer, vrij goed overeenkomen met de mediaan van de gemeten fosfaatconcentraties op 15 m afstand van de sloot.

4.2.2 Tweedimensionaal

Aangezien de procesformulering en parameterisatie van de abiotische fosfaatreacties blijkt te voldoen op laboratoriumschaal (Schoumans, 1995), op perceelsschaal (paragraaf 4.2.1) en op regionale schaal (Schoumans en Kruijne, 1995c), is de calibratie van de fosfaatuitspoeling met het tweedimensionale model beperkt tot een hydrologische calibratie (paragraaf 4.1.2). Het enige proces waarop eventueel gecalibreerd zou kunnen worden betreft het verloop van de fosfaatopname door gras (tot een maximum van $110 \text{ kg.ha}^{-1}.\text{j}^{-1} \text{P}_2\text{O}_5$). Er wordt echter verondersteld dat de fosfaatopname op deze fosfaatverzadigde gronden optimaal kan verlopen, zoals weergegeven in figuur 5. Een en ander betekent dat, gegeven de procesparameterisatie

en uitgaande van de gemeten fosfaatconcentraties en de oxalaat-extraheerbare gehalten aluminium, ijzer en fosfaat in de bodem, ook de initiële complexbezetting bekend is. Hierdoor blijven er geen vrijheidsgraden over voor calibratie en wordt de berekende fosfaatbelasting van het oppervlaktewater hoofdzakelijk bepaald door het verloop met de diepte van de laterale waterafvoer uit de bodemcompartimenten.

5 Modelvalidatie en -toepassing

5.1 Hydrologische modellering

5.1.1 Eendimensionaal

In het validatiejaar 1993 is vrijwel dezelfde hoeveelheid neerslag gemeten als in het calibratiejaar 1992, maar de tweede helft van 1993 is erg nat geweest. Het verschil tussen de berekende en gemeten grondwaterstanden is op perceel 3 vrijwel even groot als in 1992 (tabel 9). In de eerste week van januari is afvoer naar het ondiepe drainagesysteem berekend, maar is door ijsvorming geen afvoer gemeten (figuur 19). Het verschil tussen de cumulatieve afvoer naar het ondiepe drainagesysteem en de cumulatieve slootafvoer blijft gelijk tot de eerste week van december. Echter, in december bedraagt de afvoer naar het ondiepe drainagesysteem 50 mm en de gemeten slootafvoer 125 mm (ontwaterend oppervlak 1,0 ha). Een dergelijk verschil treedt ook op in de eerste twee weken van januari 1994, waarna de berekende afvoer weer goed overeenkomt met de gemeten slootafvoer. In 1991 is evenmin sprake van een onderschatting van de gemeten slootafvoer. Voor dit grote verschil is geen verklaring gevonden.

De grondwaterstand wordt op perceel 2 in 1993 minder goed gesimuleerd dan in 1992 (tabel 9). Over heel 1993 beschouwd zijn de berekende grondwaterstanden lager dan de gemeten grondwaterstanden ($CRM = -0,01$) en bovendien is de spreiding in de berekende grondwaterstanden kleiner dan de spreiding in de gemeten grondwaterstanden ($CD = 1,66$). Dit komt met name doordat de drie hoogste gemeten grondwaterstanden niet goed gesimuleerd worden (januari, december; figuur 20). Ten aanzien van de berekende afvoer naar het drainagesysteem en de gemeten afvoer van sloot 1 zijn reeds een aantal opmerkingen gemaakt in paragraaf 4.1.1. Ook vanuit dit perceel is in de eerste helft van januari afvoer naar het ondiepe drainagesysteem berekend, terwijl in sloot 1 geen afvoer is gemeten. De afvoer wordt in 1993 met ca. 10% overschat. In december zijn de berekende afvoer naar het drainagesysteem en de gemeten slootafvoer vrijwel gelijk.

Tabel 9 De waarden van drie statistische parameters (aansluitend 4) voor de simulatie van de grondwaterstand op twee percelen.

simulatie nummer	jaar	perceel	aantal observaties	RMSE	CD	CRM
301	1991	2	13	-29,3	1,78	0,03
325	1992	2	37	-14,1	0,86	-0,01
300	1993	2	33	-21,3	1,66	-0,10
365	1991	3	14	-23,0	1,23	-0,04
283	1992	3	51	-23,5	0,71	-0,07
284	1993	3	47	-24,8	0,70	-0,11

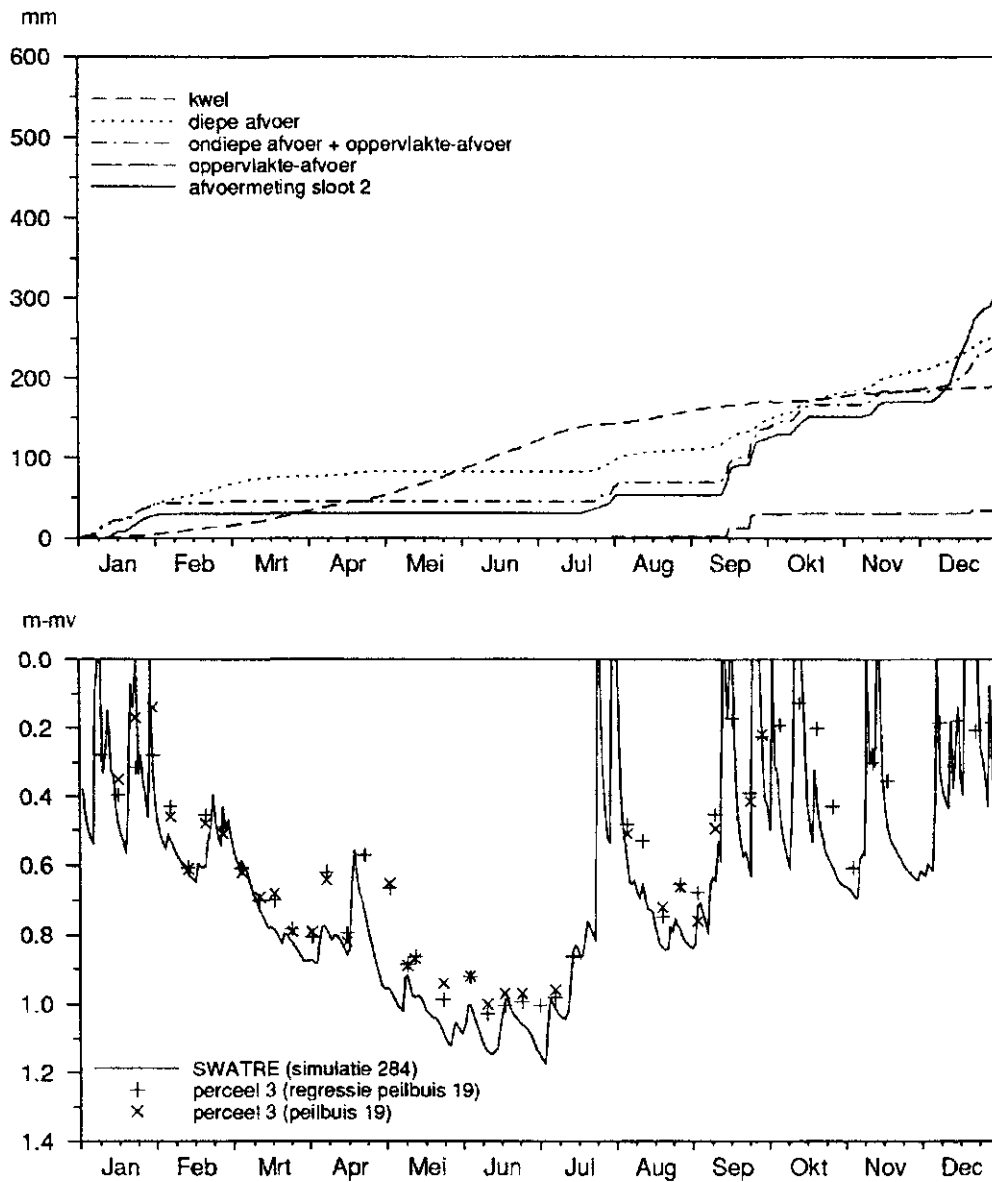


Fig. 19 Validatie SWATRE op de afvoer van sloot 2 en de grondwaterstand in perceel 3

5.1.2 Tweedimensionaal

Met het tweedimensionale model is nagegaan of op termijn fosfaatdoorslag naar de drain optreedt. Hiervoor zijn met MOISHE3 hydrologische invoergegevens gegenereerd voor de situatie waarbij de functie van de sloot volledig is uitgeschakeld. De slootwanden en -bodem zijn als het ware met een ondoorlatende laag bedekt. De capaciteit van de pomp is opgevoerd tot $0,667 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$.

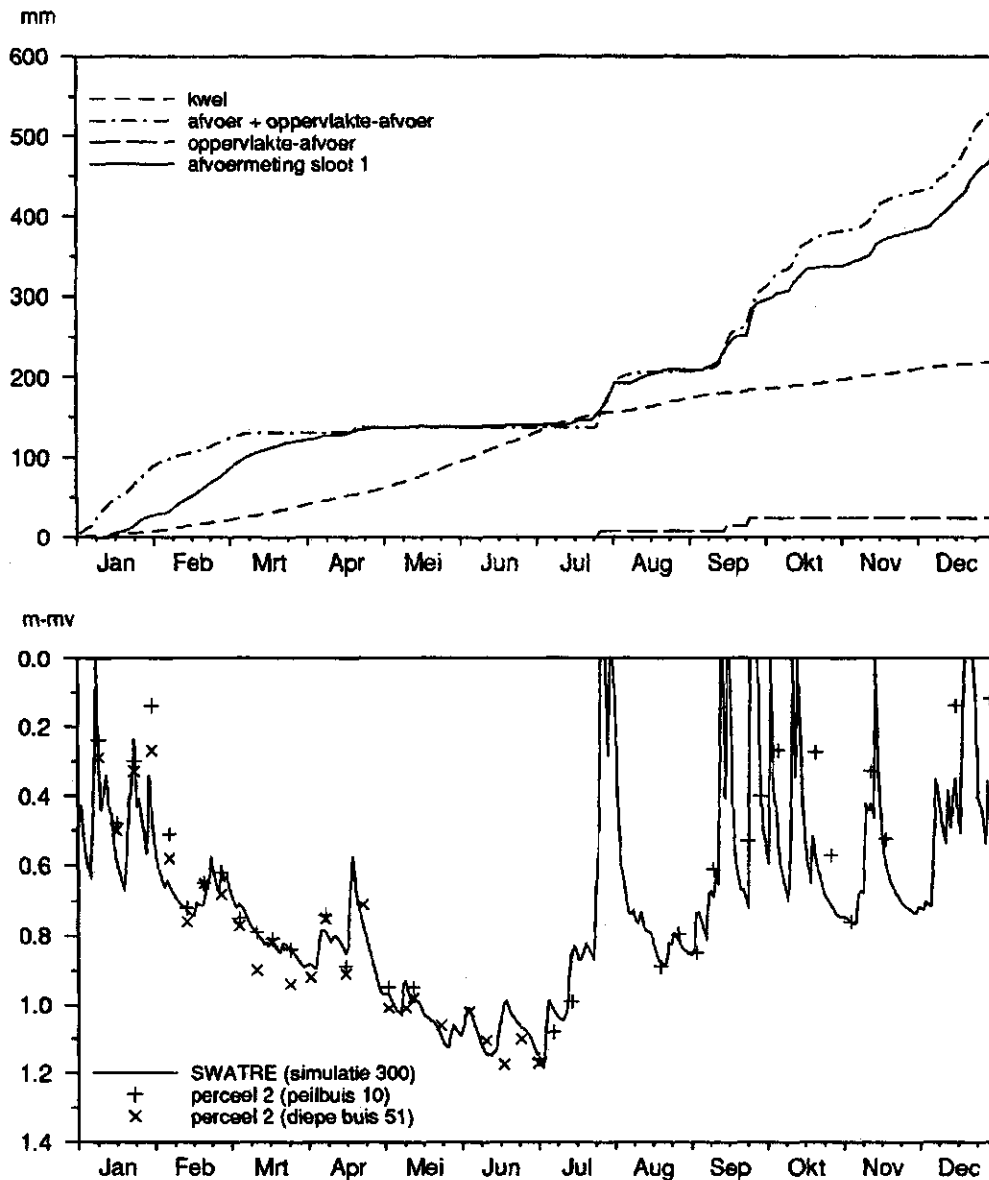


Fig. 20 Validatie SWATRE op de afvoer van sloot 1 en de grondwaterstand in perceel 2

5.2 Fosfaatmodellering

5.2.1 Eendimensionaal

Het model ANIMO is gevalideerd op de fosfaatuitspoeling naar het oppervlaktewater in de periode 1991 t/m 1993. De uitspoeling van het modelprofiel op perceel 3 is gevalideerd op de fosfaatvrachten van sloot 2 en de uitspoeling van het profiel op perceel 2 op de fosfaatvrachten van sloot 1.

De bovenste helft van figuur 21 bevat, voor de periode van het begin van de afvoermetingen (20 februari 1991) tot en met 1993, de berekende

oppervlaktewaterbelasting (ortho-P) vanuit perceel 3. De onderste helft van figuur 21 bevat, voor dezelfde periode, de gemeten fosfaatvracht (ortho-P) in sloot 2 op proeflocatie 1 (Schoumans en Kruijne, 1995a). In deze figuur zijn zowel de afzonderlijke metingen als de cumulatieve meting van de fosfaatvracht uitgezet. De slootafvoer is debietproportioneel bemonsterd en het aantal slootwatermonsters per week varieert met het afvoervolume. De fosfaatvracht is berekend op basis van de weekgemiddelde concentraties van de slootwatermonsters (Schoumans en Kruijne, 1995a). In de periode tot de tweede helft van 1993 is de cumulatieve oppervlaktewaterbelasting wat hoger dan de cumulatieve fosfaatvracht. In deze periode is de som van de berekende ontwatering naar het ondiepe drainagesysteem en de oppervlakte-afvoer vrijwel gelijk aan de gemeten slootafvoer (de schatting van het ontwaterend oppervlak van deze meetsloot is 1,0 ha). In deze periode zijn er twee pieken in de oppervlaktewaterbelasting berekend (juni 1991, juni 1992) terwijl de fosfaatvracht in de meetsloot veel lager is. Deze pieken liggen kort na de derde mestadditie (eind mei) en worden veroorzaakt door de hoge fosfaatconcentratie in het bodemwater van het bovenste bodemcompartiment. Omgekeerd wordt de piek in de fosfaatvracht à $1,5 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \text{ P}$ op oktober 1992 (de weekgemiddelde concentratie is $2,22 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ortho-P) niet berekend met het model. Beide afwijkingen zijn een concentratie-effect omdat de som van de berekende ontwatering naar het ondiepe drainagesysteem en de oppervlakte-afvoer goed overeenkomt met de gemeten slootafvoer (figuur 12, figuur 19). In de tweede helft van 1993 is de cumulatieve oppervlaktewaterbelasting die ANIMO berekent ongeveer 33% van de cumulatieve fosfaatvracht in de meetsloot. Hiervoor zijn een aantal oorzaken aan te wijzen. Ten eerste ontbreekt de weekgemiddelde concentratie van de slootafvoer van 2 augustus 1993 en is voor deze datum alleen de concentratie van een steekmonster beschikbaar ($5,19 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ortho-P). Voor deze datum is de fosfaatvracht berekend met deze concentratie. Ten tweede is in december de berekende ontwatering naar het ondiepe drainagesysteem ongeveer 50 mm en de gemeten slootafvoer ongeveer 125 mm (paragraaf 5.1.1). Ten derde is de berekende oppervlaktewaterbelasting lager dan de gemeten fosfaatvracht omdat in de periode van eind september tot eind december 1993 vaak hoge (weekgemiddelde) fosfaatconcentraties gemeten. De conclusie is hier dat de oppervlaktewaterbelasting in deze natte periode wordt onderschat. De verklaring ligt deels in de lagere concentraties en de lagere ontwatering ten opzichte van de meetwaarden. De betrouwbaarheid van een aantal metingen in deze periode, die voor een groot deel bijdragen aan de gemeten fosfaatvracht, is echter beperkt.

Bij de vergelijking van de oppervlaktewaterbelasting vanuit perceel 2 en de gemeten fosfaatvracht in sloot 1 (figuur 22) worden twee kanttekeningen geplaatst. Ten eerste is de uitspoeling naar het oppervlaktewater afkomstig uit het hele modelprofiel, terwijl de uitspoeling van perceel 2 afkomstig is uit de bovenste afvoersectie van het modelprofiel. Ten tweede bestaat de fosfaatvracht van sloot 1 uit een component van ondiepe afvoer met hoge fosfaatconcentraties en een component van diepe afvoer met lage fosfaatconcentraties, die via de drain in de meetsloot is geloosd (Schoumans en Kruijne, 1995a). Deze componenten zijn in één drainageniveau gedefinieerd. In de periode tot de tweede helft van 1993 is de cumulatieve oppervlaktewater-belasting vrijwel gelijk aan de cumulatieve fosfaatvracht. Het verloop van beide lijnen lijkt meer op elkaar omdat piekconcentraties en piekafvoeren een kleinere bijdrage aan de cumulatieve fosfaatvracht leveren dan bij sloot 2 het geval is. In deze periode

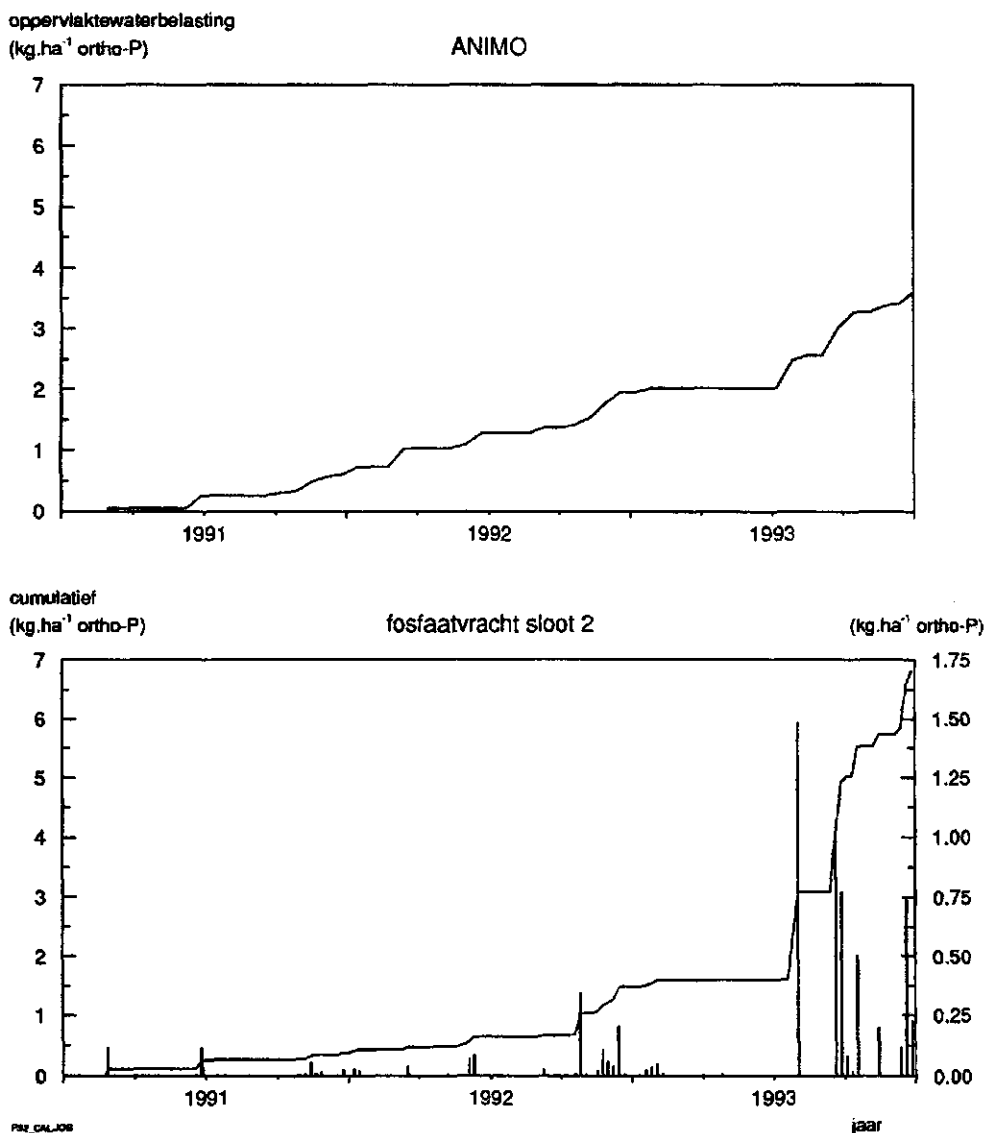


Fig. 21 De berekende oppervlaktewaterbelasting vanuit perceel 3 en de gemeten fosfaatvrucht in sloot 2 in de periode van 20 februari 1991 tot eind 1993 ($\text{kg.ha}^{-1} \text{P}$)

is de som van de berekende ontwatering en de oppervlakte-afvoer ongeveer 88% van de gemeten slootafvoer (de schatting van het ontwaterend oppervlak van deze meetsloot is 1,5 ha). In de tweede helft van 1993 is de cumulatieve oppervlaktewaterbelasting die ANIMO berekent ongeveer 67% van de cumulatieve fosfaatvrucht in sloot 1. In deze periode is de som van de berekende ontwatering en de oppervlakte-afvoer vrijwel gelijk aan de gemeten slootafvoer.

De conclusie luidt dat de oppervlaktewaterbelasting vanuit beide percelen goed wordt voorspeld in de periode van 1991 tot de tweede helft van 1993. Gegeven de calibratie van het waterkwaliteitsmodel ANIMO in een hydrologisch representatieve periode, is het niet mogelijk om de oppervlaktewaterbelasting in zeer natte perioden nauwkeurig te modelleren. In de zeer natte periode van de tweede helft van 1993 is de onderschatting van de oppervlaktewaterbelasting op beide percelen ongeveer 33%.

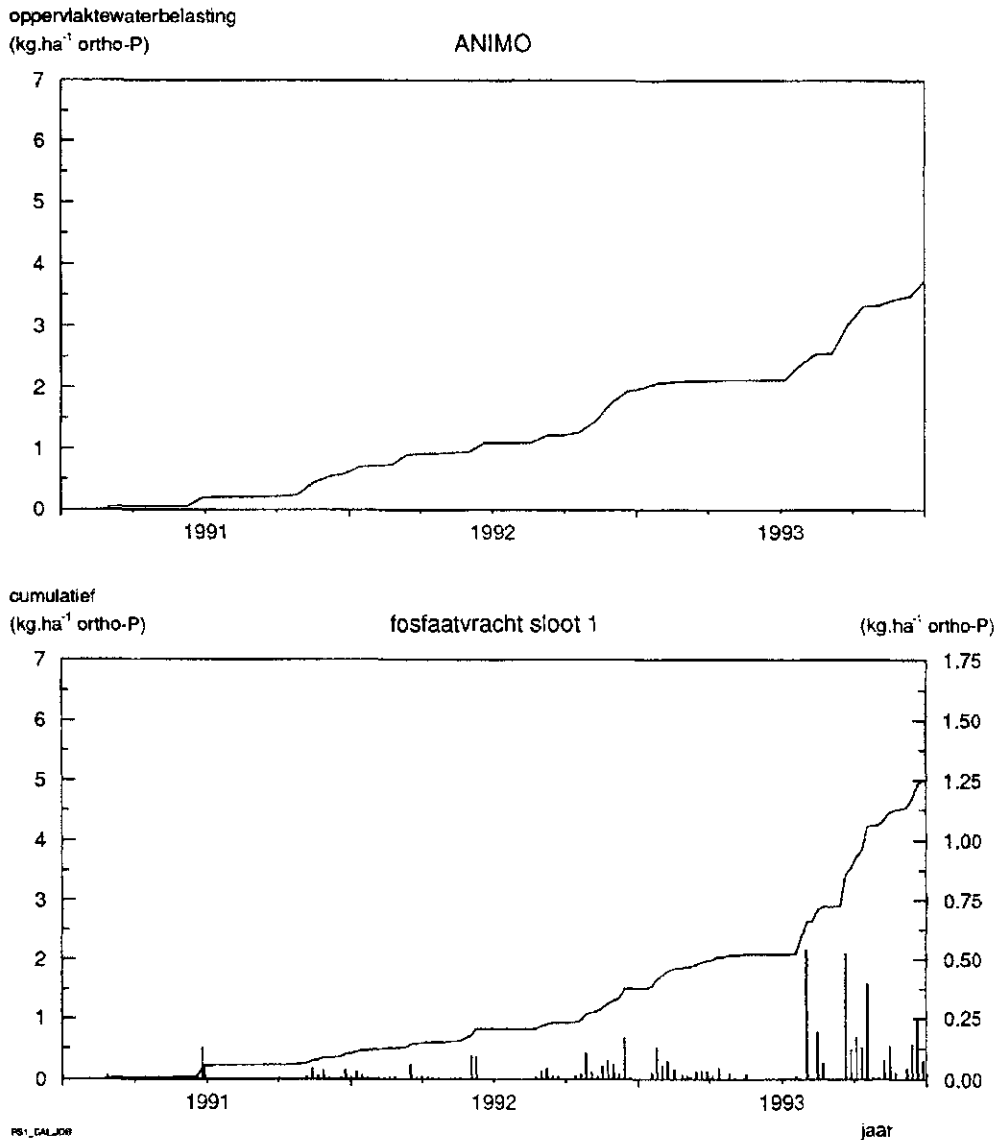


Fig. 22 De berekende oppervlaktewaterbelasting vanuit perceel 2 en de gemeten fosfaatvrucht in sloot 1 in de periode van 20 februari 1991 tot eind 1993 (kg.ha⁻¹ P)

De oppervlaktewaterbelasting is gelijk aan de som van de fosfaatuitspoeling uit het profiel en de fosfaatafspoeling over het maaiveld. In figuur 23 zijn deze componenten voor beide percelen uitgezet tegen de tijd. De afspoeling levert op perceel 3 een grotere bijdrage aan de berekende oppervlaktewaterbelasting dan op perceel 2, waar de oppervlakte-afvoer lager is. De aanvoer van fosfaat via kwelstroming bedraagt in deze periode voor beide percelen ongeveer 0,8 kg.ha⁻¹ P.

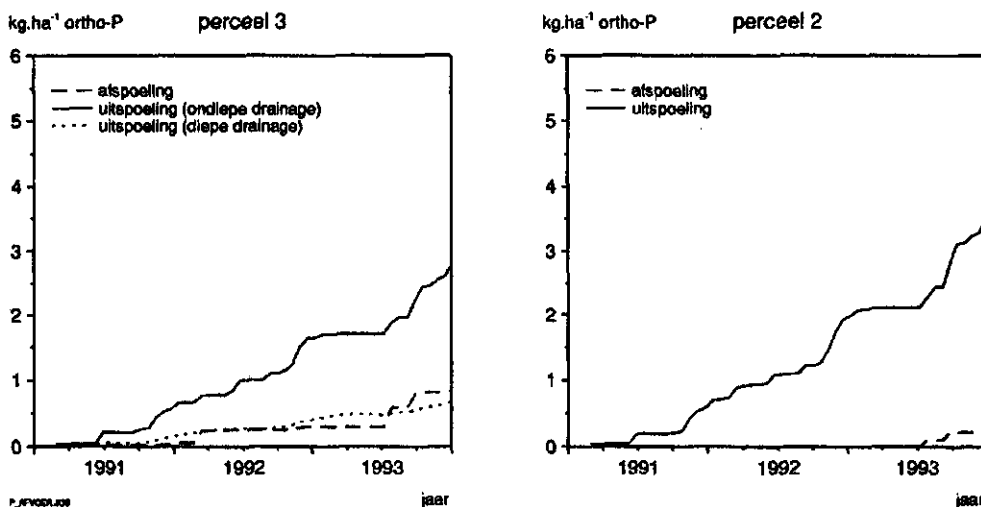


Fig. 23 De berekende afspoeling en uitspoeling naar het oppervlaktewater vanuit twee percelen in de periode van 20 februari 1991 tot eind 1993 ($\text{kg.ha}^{-1} \text{P}$)

De verdeling over het modelprofiel van de uitspoeling naar het oppervlaktewater in de periode van 20 februari 1991 tot eind 1993 is voor beide percelen gegeven in figuur 24. De uitspoeling vanuit perceel 3 naar het ondiepe drainagesysteem (figuur 24a) is het grootst in de tweede bodemlaag. De uitspoeling naar het diepe drainagesysteem (figuur 24b) is meer gelijkmatig over de afvoersectie verdeeld. De uitspoeling vanuit perceel 2 (figuur 24c) is het grootst in de derde bodemlaag en strekt zich uit over het gehele profiel. De totale uitspoeling is gegeven in tabel 10. Voor perceel 3 is de uitspoeling van orthofosfaat naar het ondiepe- en het diepe drainagesysteem respectievelijk 77 en 64% van de uitspoeling van totaal-P. Voor perceel 2 is de uitspoeling van orthofosfaat naar het drainagesysteem 64% van de uitspoeling van totaal-P. Dit percentage is lager dan het gemiddelde van 83% dat in de monsters van sloot 2 is gemeten (Schoumans en Kruijne, 1995a). Het organisch fosfaat in oplossing is tijdens de initialisatieperiode aan het maaiveld toegediend met de mest en tot op grotere diepte in het profiel gedrongen dan het fosfaatfront. Dit organisch fosfaat levert een relatief grote bijdrage aan de uitspoeling van totaalfosfaat in de diepe ondergrond, waar de laterale fluxen groot zijn. Het deel van het organisch fosfaat in varkensdrijfmest dat in oplossing gaat is verlaagd door de verdeling van het organisch fosfaat over de fracties 1 t/m 3 in varkensdrijfmest te wijzigen. Hierbij is het gehalte organisch fosfaat (0,0003024) in deze mestsoort ongewijzigd gebleven (aanhangsel 3).

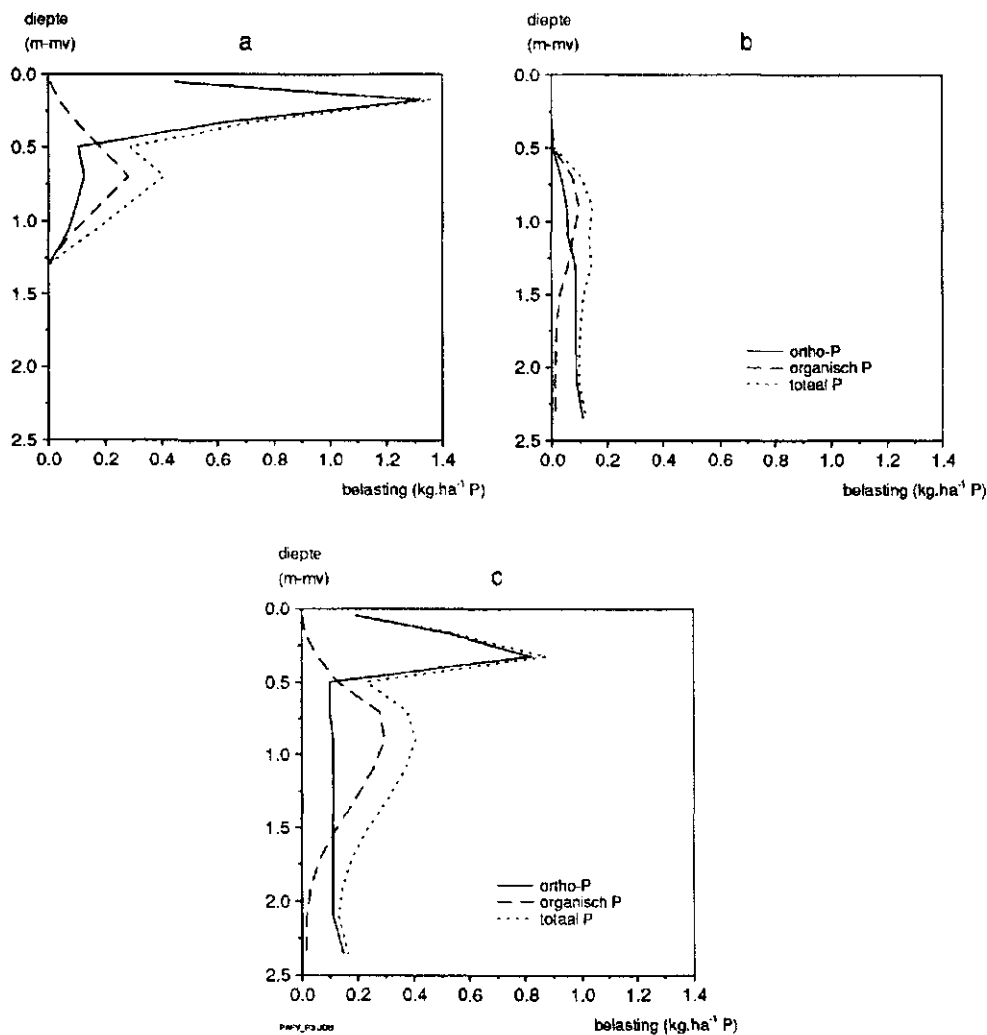


Fig. 24 Verdeling over het modelprofiel van de berekende uitspoeling naar het oppervlaktewater in de periode van 20 februari 1991 tot eind 1993 ($\text{kg.ha}^{-1} \text{P}$): a) perceel 3 (ondiepe drainage); b) perceel 3 (diepe drainage); c) perceel 2 (een drainagesysteem)

Tabel 10 De uitspoeling naar het oppervlaktewater vanuit twee percelen in de periode van 20 februari 1991 tot eind 1993 ($\text{kg.ha}^{-1} \text{P}$)

	perceel 3		perceel 2
	ondiepe drainage	diepe drainage	
ortho-P	2,80	0,68	2,69
organisch P	0,86	0,38	1,49
totaal P	3,66	1,06	4,18

Om het lange-termijneffect van aanvullende bemestingsmaatregelen op de fosfaatuitspoeling naar het oppervlaktewater beter te kunnen demonstreren zijn twee bemestingsscenario's van veertig jaar geformuleerd. Beide scenario's beginnen met vier jaar bemesting volgens de Mestwetgeving. Het ene scenario vervolgt met

zesendertig jaar bemesting met $110 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{j}^{-1} \text{ P}_2\text{O}_5$ (bemesting gelijk aan de fosfaatbehoefte van gras) en het andere scenario met drie jaar bemesting met $110 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{j}^{-1} \text{ P}_2\text{O}_5$ en 33 jaar nulbemesting. Het blijkt dat door de verplaatsing van het fosfaatfront naar diepere bodemlagen de fosfaatuitspoeling naar het oppervlaktewater niet zal dalen bij fosfaatbemesting gelijk aan de fosfaatbehoefte van het gewas en licht zal dalen bij nulbemesting. De jaarlijkse fosfaatuitspoeling en het voortschrijdend gemiddelde zijn voor beide scenario's uitgezet tegen de tijd (aanhangel 17).

5.2.2 Tweedimensionaal

In deze paragraaf wordt de nulsituatie beschreven die met het tweedimensionale model is doorgerekend (validatie). Ten opzichte van deze nulsituatie is de effectiviteit van de hydrologische- en bodemchemische maatregel bepaald. Tevens wordt de effectiviteit van de bodemchemische maatregel gevalideerd.

nulsituatie

Het verloop van de fosfaatbelasting van het oppervlaktewater is met het tweedimensionale model gesimuleerd voor een periode van 6 jaar. Hiervoor zijn de hydrologische invoergegevens gebruikt van de combinatie met lage kwelflux en Makkink (zonder pomp; paragraaf 4.1.2). Deze reeks van 1991 tot en met 1993 is tweemaal herhaald. De bemesting bedraagt $110 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{j}^{-1} \text{ P}_2\text{O}_5$ en is evenredig verdeeld over drie addities (paragraaf 3.2.1.3).

Figuur 25 geeft het verloop van de fosfaatbelasting van het oppervlaktewater vanuit het hele profiel (figuur 25a) en vanuit beide percelen afzonderlijk. Voor elk element dat grenst aan een sloottalud of aan de slootbodem is de fosfaatbelasting gelijk aan de som van het debiet en de fosfaatconcentratie in het bodemwater. De gemiddelde cumulatieve fosfaatafvoer bedraagt $19,1 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \text{ P}$, dat is gemiddeld ca. $3,2 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \text{ P}$ per jaar. Hiervan is ongeveer $\frac{2}{3}$ -deel afkomstig van perceel 1. Deze berekende fosfaatafvoer kan niet vergeleken worden met de fosfaatvrucht van de meetsloot, aangezien de hydrologische invoergegevens een beschrijving geven van de stroming naar de sloot zonder hydrologische maatregel.

Door de beperkte ondiepe waterafvoer uit de laag 0-0,30 m – mv., is de fosfaatbelasting van de perceelssloot hoofdzakelijk afkomstig uit de laag 0,45-0,60 m – mv. (figuur 25b en c). De fosfaatuitspoeling uit perceel 1 is groter dan die vanuit perceel 2, omdat in perceel 1 hogere fosfaatgehalten (en daardoor ook fosfaatconcentraties) in de ondergrond zijn gemeten dan in perceel 2 (Schoumans en Kruijne, 1995a).

Aanhangel 14 toont het verloop van de fosfaatconcentratie op verschillende diepten als functie van de afstand van de sloot (voor perceel 2 en 3). Opvallend hierbij is dat als gevolg van de intensievere doorstroming van de randen van de percelen de fosfaatconcentratie nabij de sloot veel sneller daalt dan die op grotere afstand van de sloot (30 m). Dit is in overeenstemming met de lagere fosfaatconcentraties die

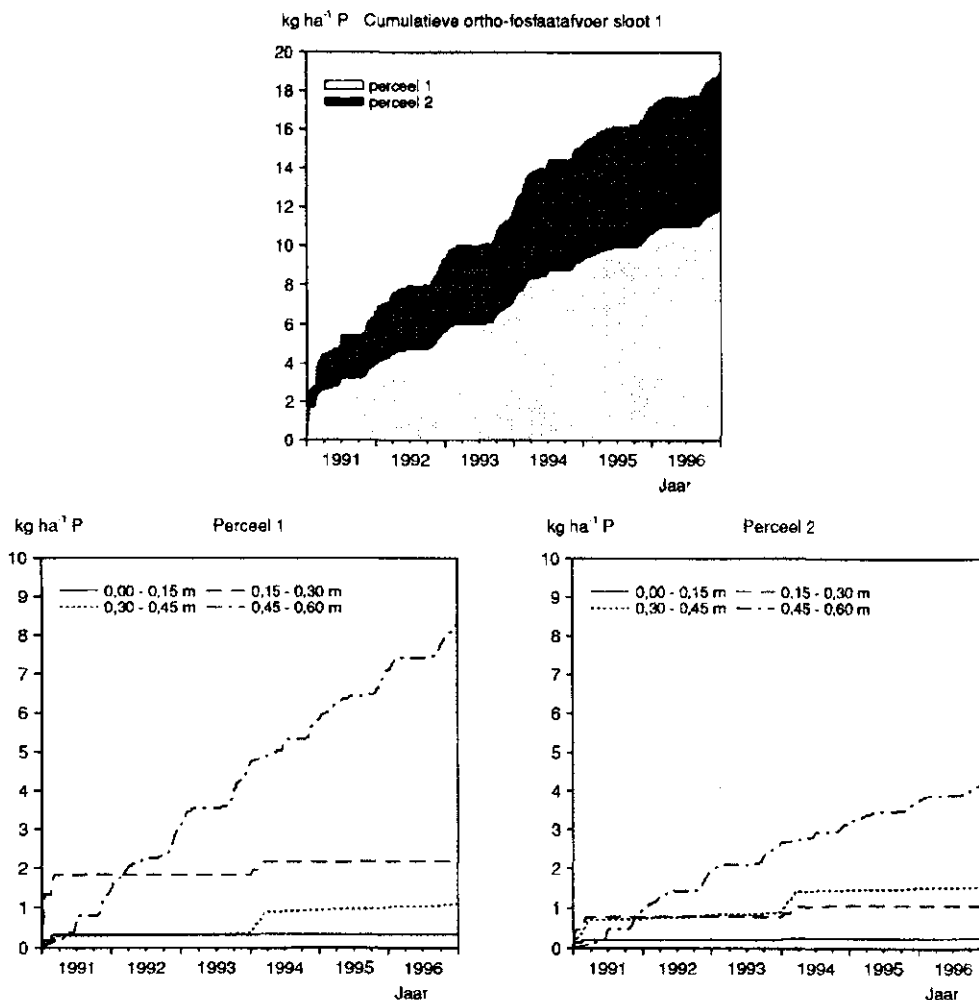


Fig. 25 Fosfaatbelasting van het oppervlaktewater gesimuleerd met behulp van het tweedimensionale fosfaatmodel voor een periode van zes jaar ($\text{kg} \cdot \text{ha}^{-1}$ ortho-P)

dicht bij de sloot worden waargenomen (aanhangel 14). Ook Boersbroek (1993) heeft bij de bemestingsplots die op perceel 1 zijn gelegen, dit 'concentratie-effect' als functie van de afstand gemeten. De fosfaatconcentraties op 0,2 en 0,3 m beneden maaiveld op de bemestingsplots variëren op 20 m afstand van de sloot van 1,5 tot 5 $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$ P en op 5 m afstand van de sloot van 0,5 tot 2 $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$ P. Bij de tweedimensionale modelberekeningen daalt de fosfaatconcentratie in de bovengrond (0-0,30 m – mv.) van 4 tot 6 $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$ P op 30 m afstand van de sloot naar 1,5 tot 2 $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$ P ter hoogte van het talud.

Boersbroek (1993) en Reinen (1993) tonen aan dat ná een gift van $110 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{j}^{-1}$ P_2O_5 op drie plots, de gemiddelde concentratie (5 weken) in de bovengrond (0-0,4 m), afhankelijk van de plot, 3 tot 8 $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$ P bedraagt. Dit komt goed overeen met de fosfaatconcentraties die met het tweedimensionale model in de bovengrond (0-0,30 m – mv.) worden gemodelleerd na bemesting (aanhangel 15).

Hieruit blijkt dat de concentraties die in het veld worden waargenomen, ook met het tweedimensionale model goed gesimuleerd worden. Ook het transport van fosfaat

in de bodem, dat via de elementen die aan de sloot grenzen tot afvoer komt, wordt als proces goed gemodelleerd. Ten opzichte van deze gesimuleerde fosfaatbelasting van het oppervlaktewater is onder andere de effectiviteit van de bodemchemische maatregel afgeleid. Hiervoor is het van belang dat de reductie van de fosfaatconcentratie in de bodemoplossing goed gemodelleerd wordt, zodat de relatieve effecten aangegeven kunnen worden. Deze validatie wordt besproken in paragraaf 5.2.2.

chemische maatregel

Met behulp van het hydrologische model MOISHE3 en de fosfaatsorptiemodule van ANIMO, waaraan een eenvoudige routine is gekoppeld voor de beschrijving van de fosfaatopname door gras, is de reductie van de fosfaatuitspoeling naar het grondwater gevalideerd. Als uitgangspunt voor de modelsimulaties is gekozen de gemeten fosfaatverzadigingstoestand van de bodem van de plot waarin ijzer met de spitgraafmachine is ingewerkt en geen bemesting heeft plaats gevonden. Allereerst is uit de gemeten fosfaattoestand van de bodem en de gemeten orthofosfaatconcentratie in het bodemwater (zonder de bodemchemische maatregel), de initiële complexbezetting berekend. Na deze initialisatie is de gemeten gedoseerde ijzergift (0,17%) modelmatig ingewerkt over een diepte van 0,50 m. De sorptieparameters zoals deze in het laboratoriumonderzoek zijn afgeleid (verouderd gesynthetiseerd ijzerhydroxide) zijn vervolgens gebruikt voor de simulatie van de concentratieverandering. Figuur 26 geeft als functie van de diepte het verloop van de gemeten (cups en centrifuge) en gemodelleerde concentratie orthofosfaat.

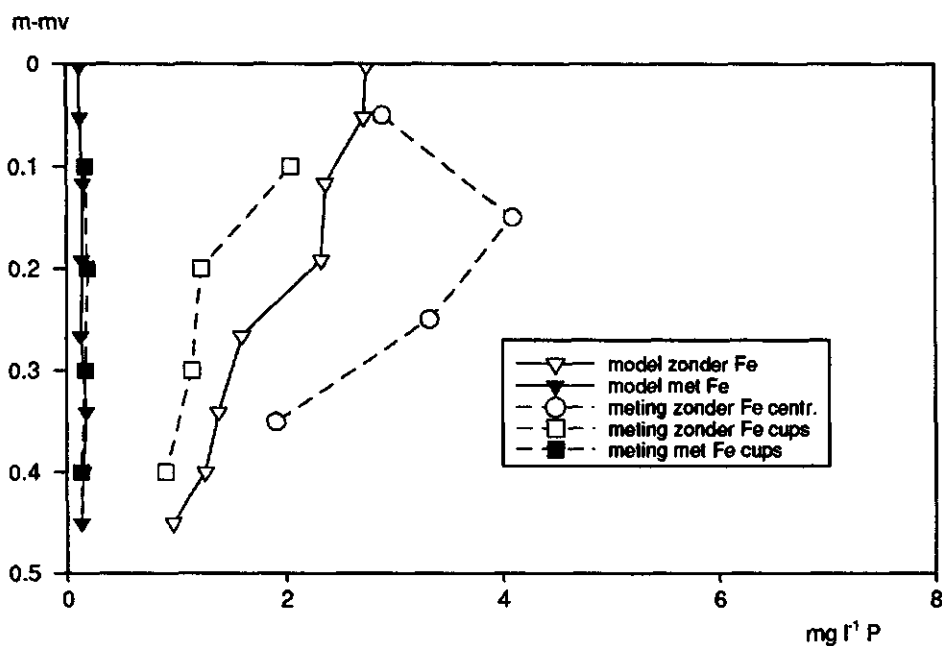


Fig. 26 Verloop van de gemeten concentratie orthofosfaat (cups en gecentrifugeerd) en de gemodelleerde concentratie orthofosfaat als functie van de diepte, bij nulbemesting

Uit figuur 26 blijkt dat het effect van ijzertoediening op de reductie van de fosfaatuitspoeling goed gemodelleerd wordt. Dit betekent dat met de gehanteerde

procesformulering en parameters in het model een goede voorspelling kan worden verkregen van de reductie van de fosfaatuitspoeling naar het oppervlaktewater. Figuur 27a geeft een voorbeeld van het verloop van de fosfaatbelasting van het oppervlaktewater als een strook van 10 m aan weerszijde van de sloot met de ijzerhydroxyde-suspensie wordt behandeld over een diepte van 0,85 m (inclusief het talud). Tevens is aangegeven uit welke lagen de fosfaatbelasting afkomstig is (figuur 27b en c). Uit deze berekening blijkt dat de fosfaatbelasting met ongeveer 65% gereduceerd kan worden ten opzichte van de huidige situatie (figuur 25). Het concentratieverloop met de diepte op vier plaatsen in beide percelen is opgenomen in aanhangsel 18.

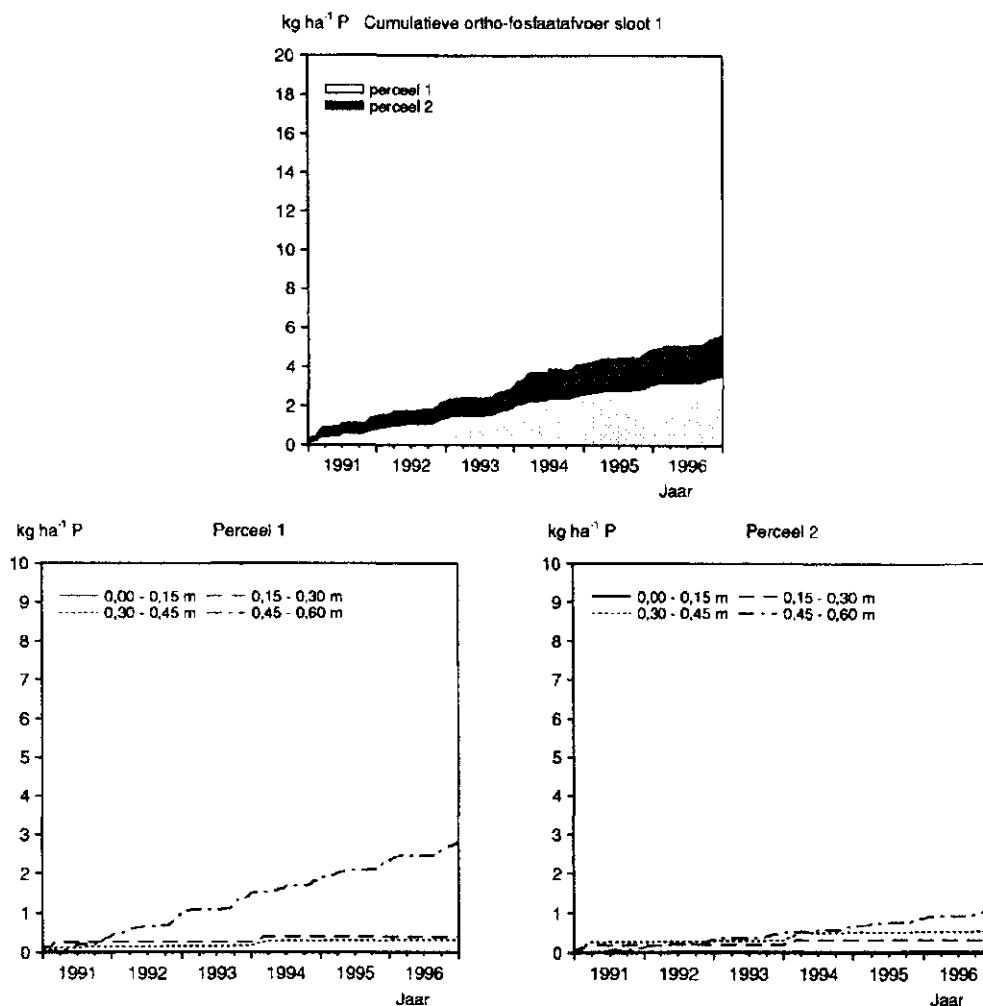


Fig. 27 Fosfaatbelasting van het oppervlaktewater na inwerking van ijzerhoudend materiaal, gesimuleerd met behulp van het tweedimensionale fosfaatmodel voor een periode van zes jaar (mg.l⁻¹ ortho-P)

hydrologische maatregel

De hydrologische invoer met de beschrijving van de ontwatering die volledig via de diepe drain plaatsvindt, is in het tweedimensionale fosfaatmodel 100 maal herhaald om de doorstroming van de ondergrond na te bootsen. In deze periode bedraagt de gemiddelde jaarlijkse fosfaatafvoer $0,7 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{j}^{-1}$ P. Er wordt geen toename van de fosfaatconcentratie van de drainafvoer gesimuleerd. Dit is niet in overeenstemming met de gemeten concentratie van de drainafvoer, die een licht stijgende trend vertoont (Schoumans en Kruijne, 1995a). Daarom is met deze hydrologische beschrijving nagegaan onder welke bodemchemische omstandigheden een stijgende trend in de fosfaatconcentratie van de drainafvoer gemodelleerd kan worden. Hiervoor zijn een aantal varianten doorgerekend, te weten:

- 1) in de percelen zijn *plaatselijk* ijzerrijke lagen bemonsterd, die een grote bijdrage leveren aan het perceelsgemiddelde ijzergehalte. Het gemodelleerde ijzergehalte, in de betreffende laag van 0,30 tot 0,50 m beneden maaiveld, is verlaagd van het perceelsgemiddelde gemeten gehalte tot het gehalte dat in niet-ijzerrijke lagen is gemeten ($64,2 \text{ mmol} \cdot \text{kg}^{-1}$). Het aluminiumgehalte en het initiële fosfaatgehalte zijn onveranderd;
- 2) er wordt vanuit gegaan dat het ijzerhydroxyde in de ondergrond niet reactief is. In de bodemlaag vanaf 1 m beneden maaiveld is het ijzergehalte gelijk aan nul gesteld;
- 3) de ijzergehalten in het model zijn verlaagd volgens variant 1 en bovendien geldt de aanname dat er geen langzame diffusiereactie optreedt. Er wordt gemodelleerd met alleen een fosfaatadsorptiereactie;
- 4) de ijzergehalten in het model zijn verlaagd volgens variant 1 en bovendien is in de laag vanaf 1 m beneden maaiveld de fosfaatevenwichtsconcentratie verlaagd van 0,10 tot $0,05 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ P.

Bij de oorspronkelijke berekening wordt een gemiddelde fosfaatconcentratie in de drainafvoer gemodelleerd van $0,15 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ P. Bij variant 1 wijzigt deze concentratie vrijwel niet. Dit betekent dat de bijdrage van hoge ijzergehalten aan de perceelsgemiddelde ijzergehalten van de ondergrond niet leiden tot een te grote fosfaatbindingscapaciteit. Bij variant 2 ontstaat in de drainafvoer direct een fosfaatconcentratie van $2 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ P. Deze concentratie verloopt niet meer. Dit betekent dat het ijzer in de diepe ondergrond wel reactief is, aangezien anders in de ondergrond van het hele gebied deze fosfaatconcentratie zou moeten heersen. Bij variant 3 is de gemiddelde fosfaatconcentratie $1 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ P. Omdat ook deze concentratie beduidend hoger is dan de fosfaatachtergrondconcentratie van het gebied, duidt dit erop dat er ook een langzame fosfaatreactie in de ondergrond optreedt. Ook bij een verlaging van de fosfaatachtergrondconcentratie (variant 4) blijft de fosfaatconcentratie van de drainafvoer op de waarde van $1 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ P.

Geconcludeerd wordt dan ook dat er geen aanwijzingen zijn dat de reguliere chemische procesformulering niet voor de diepe ondergrond zou gelden. Dit betekent dat de gemeten stijging van de fosfaatconcentratie in de drain te maken heeft met de meetreeks, waar relatief veel steekmonsters zijn genomen in het laatste jaar van de meetperiode, dan wel met processen die niet in het model zitten, zoals het optreden van preferente stroombanen.

6 Effecten bij invoering van de hydrologische maatregel op regionale schaal

Invoering van de hydrologische maatregel op regionale schaal vormt een ingreep in de waterhuishouding in het gebied. Het installeren van diepe drains betekent een uitbreiding van de beschikbare drainagecapaciteit, terwijl door het stuwen van het slootpeil de gradiënt voor stroming naar bestaande drainagemiddelen vermindert. Ingrepen in de waterhuishouding van de natte delen van het studiegebied kunnen door hun effect op de regionale grondwaterstroming ook de waterhuishouding in andere delen van het studiegebied beïnvloeden. Het effect van de hydrologische maatregel op de grondwaterstandsverandering mag maximaal 0,05 m bedragen in verband met ongewenste vernatting of verdroging van landbouwpercelen. Als randvoorwaarde voor de hydrologische maatregel geldt een maximale verandering van de grondwaterstand van 0,05 m. Om de effecten op de waterhuishouding (afvoervolume, grondwaterregime) te beoordelen is een toepassing van het grondwaterstromingsmodel SIMGRO voor het Schuitenbeekgebied gebruikt, met een netwerk dat voor dit onderzoek in de omgeving van de proeflocatie is verfijnd (Peeters, 1993). Deze berekeningen zijn tevens uitgevoerd om een beschrijving van de onderrandvoorwaarde te genereren voor het tweedimensionale model MOISHE3.

6.1 Methode

In SIMGRO wordt het modelgebied aan de hand van bepaalde combinaties van maaiveldshoogte, bodemtype en drainagesysteem opgedeeld in deelgebieden (Querner en van Bakel, 1989). Per deelgebied kunnen maximaal vier drainagesystemen gedefinieerd worden. Het eerste systeem wordt gebruikt om grote kanalen te schematiseren; in dit gebied is dat de Schuitenbeek. De overige systemen worden gebruikt om de stelsels van sloten en greppels te schematiseren. Het eerste systeem wordt gedefinieerd per eenheid kanaallengte, en de overige systemen door de drainagedichtheid (de verhouding tussen het gedraineerd oppervlak en de lengte van het ontwateringsmiddel per deelgebied). Sloten, greppels, en drainbuizen zijn dus uniform over het deelgebied verspreid aanwezig. De kenmerken van de drainagestelsels in het gebied komen in het model tot uiting in de opdeling van het gebied in deelgebieden en in het onderscheid in drainagesystemen dat binnen de deelgebieden gemaakt is.

De berekeningen zijn uitgevoerd voor de jaren 1991, 1992 en 1993, voor de huidige situatie en voor de situatie met hydrologische maatregel. Als meteorologische invoergegevens zijn gebruikt de neerslag op de proeflocatie en de gewasverdamping, berekend met de referentiegwasverdamping voor de Bilt.

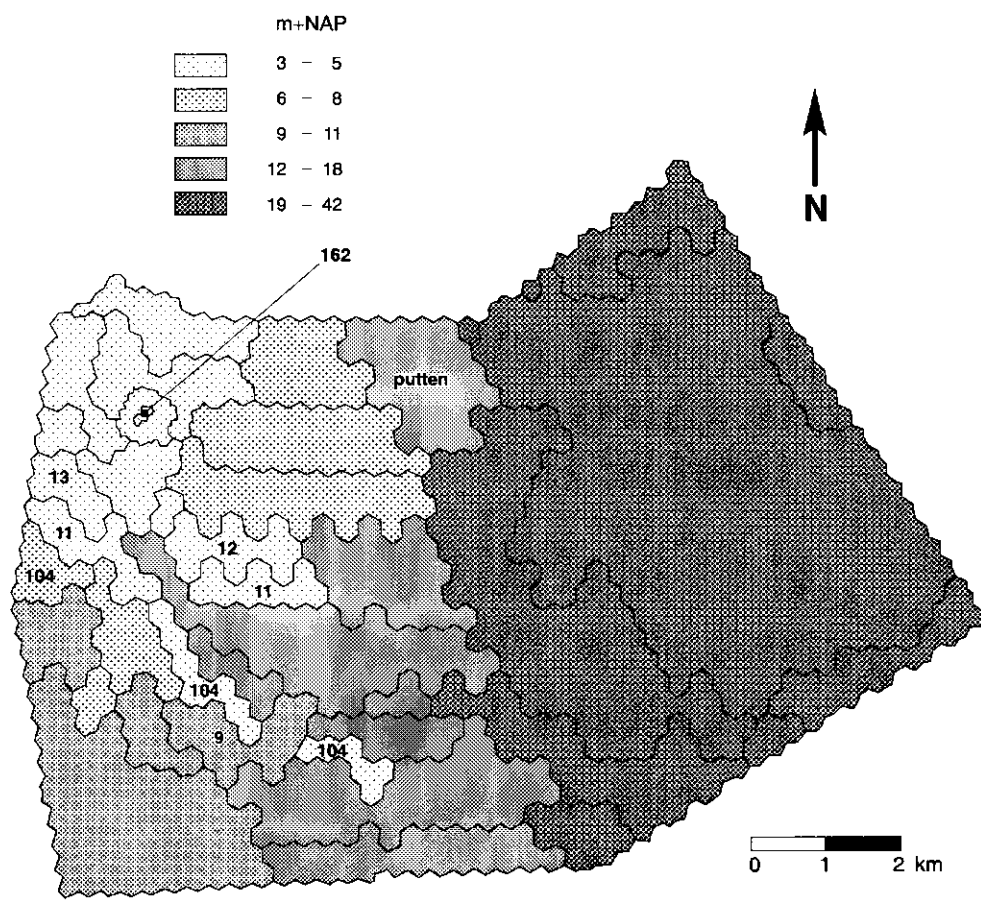


Fig. 28 Maaiveldshoogte in de deelgebieden van het Schuitembeekgebied (m+NAP)

Voor de huidige situatie wordt het stelsel van bermsloten gedefinieerd als het tweede drainagesysteem, en het stelsel van perceelssloten en greppels als het derde drainagesysteem. Voor de situatie met hydrologische maatregel wordt bovendien het vierde drainagesysteem gedefinieerd, in de deelgebieden met het maaiveld beneden 19 m+NAP (figuur 28). In deze deelgebieden wordt een buisdrain gelegd langs alle perceelssloten en greppels. Deze buisdrain ligt op 2 m beneden slootbodem. Via een standbuis wordt het drainwater afgevoerd, waarbij wordt aangenomen dat de drukhoogte in de buisdrain gelijk is aan het peil in de perceelssloot of greppel. Wanneer de grondwaterspiegel zich boven het niveau van de slootbodem bevindt, geldt in de sloot een constant stuwpeil van 0,25 m boven de slootbodem.

In SIMGRO worden de drainageweerstand per drainagesysteem en per deelgebied ingevoerd. Voor de simulatie van de hydrologische maatregel is het van belang om de drainageweerstand van de buisdrain goed in te schatten. Deze schatting is gemaakt op basis van de weerstand van het derde drainagesysteem, dat het stelsel van perceelssloten en greppels voorstelt. De drainageweerstand wordt berekend met de drainageformule van Ernst, en is een functie van de doorlatendheid en de waterverzadigde dikte van het watervoerend pakket, de drainafstand, de natte omtrek van de drain, en de intreeweerstand van de drain. De drainafstand van de perceelssloten en greppels varieert in het modelgebied tussen de 100 en 400 m. Bij

deze drainafstanden blijkt de verhouding tussen de drainageweerstand van de perceelssloot of greppel enerzijds en die van de buisdrain anderzijds ongeveer 1:2,5 bedragen. Deze verhouding geldt als aangenomen wordt dat de natte omtrek van perceelssloten en greppels 0,75 m is en de natte omtrek van de drain 0,25 m is. In figuur 29 is de drainageweerstand uitgezet tegen de drainafstand, voor een aantal waarden van de natte omtrek. De waarde voor de drainageweerstand van de buisdrain is gelijk gesteld aan de drainageweerstand van de perceelssloot of greppel, vermenigvuldigd met een factor 2,5.

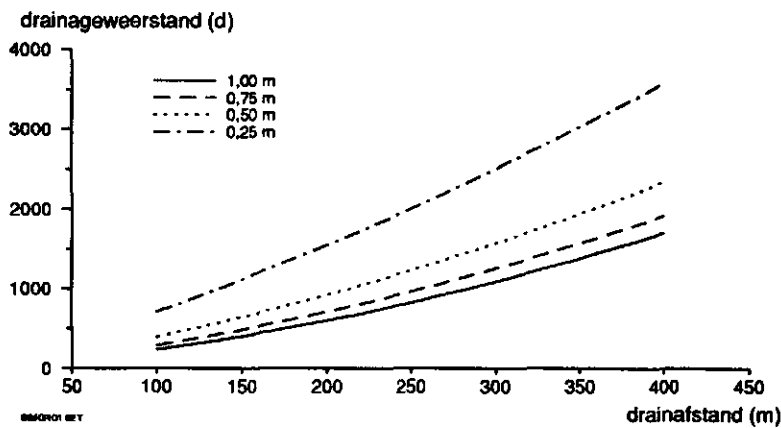


Fig. 29 Drainageweerstand als functie van de drainafstand bij vier waarden voor de natte omtrek, u

6.2 Resultaten

Voor een aantal deelgebieden is de waterbalans van het freatisch pakket gepresenteerd in de vorm van deelwaterbalansen van de onverzadigde en verzadigde zone (tabel 12 en 13). Deze deelgebieden zijn representatief voor de verschillende grondwaterregimes in het studiegebied (tabel 11, figuur 28). De waterbalans is het gemiddelde over de drie doorgerkende jaren.

Tabel 11 Het grondwaterregime in een aantal deelgebieden

knooppunt	deelgebied	maaiveld m+NAP	Gt	GLG cm-maaiveld	GHG
715	11	9,10	III	< 40	80-120
977	13	3,30	IV	> 40	80-120
713	12	9,90	V	< 40	> 120
837	9	9,30	VI	40-80	> 120
811	104	8,70	VII	80-140	> 120
2059	162	4,05	III	< 40	80-120

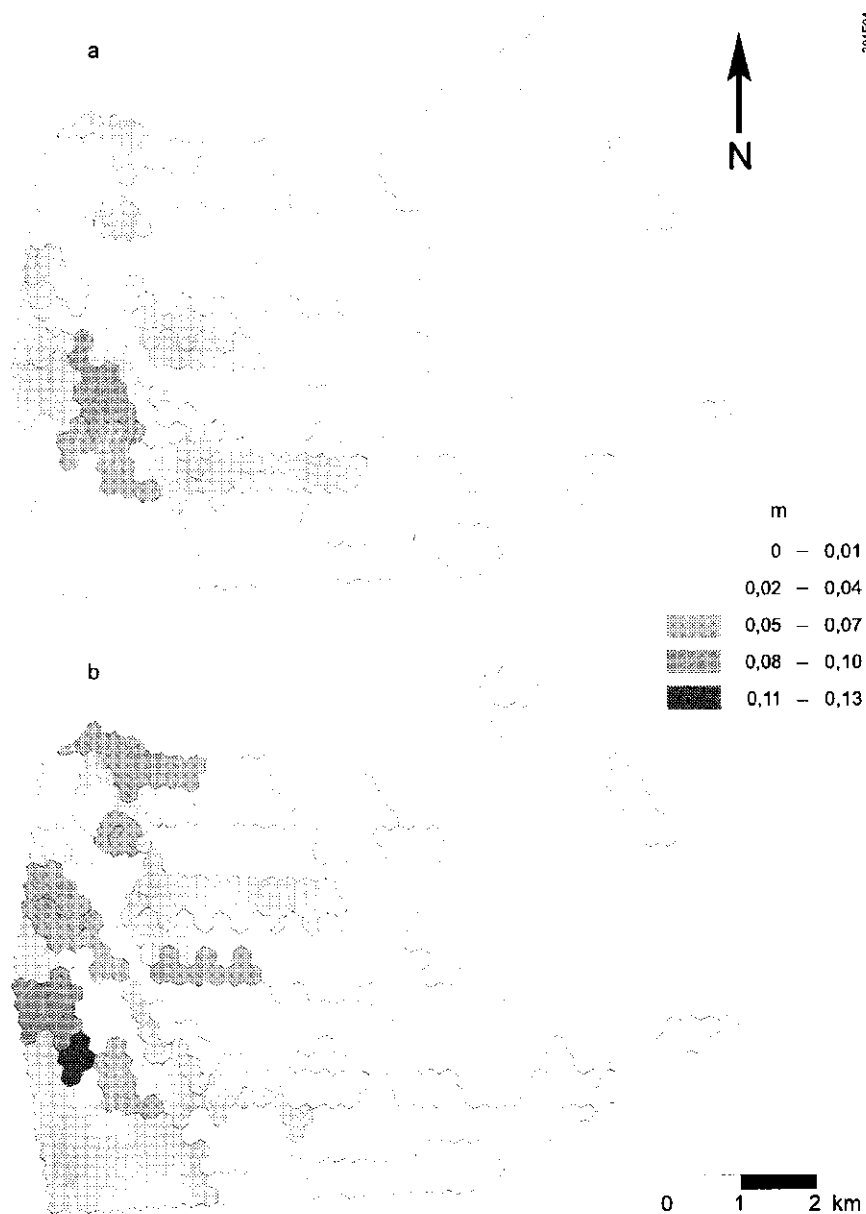


Fig. 30 Berekende vernatting (m) als gevolg van invoering van de hydrologische maatregel: a) de gemiddelde laagste grondwaterstand (GLG); en b) de gemiddelde hoogste grondwaterstand (GHG)

Door een trend van vernatting als gevolg van de weersomstandigheden gedurende de berekeningsperiode is de berging in de verzadigde zone toegenomen (tabel 6.3). Deze toename is het kleinst in de deelgebieden met een ondiepe GHG (Gt III en Gt V). Op jaarbasis gesproken, is er in deelgebied 11 (Gt III) en 12 (Gt V) sprake van kwel en in de vier andere deelgebieden van wegzijging. De kwelstroming in tabel 6.3 is gepresenteerd als de som van twee waterbalanstermen die in SIMGRO apart worden berekend; de laterale stroming door de verzadigde dikte van het freatisch pakket en de verticale stroming door de onderrand van het freatisch pakket. Wanneer de situatie met hydrologische maatregel vergeleken wordt met de huidige situatie, dan blijkt dat de aanvulling van het grondwater (percolatie) uit de

onverzadigde zone in beide situaties gelijk is. In deelgebied nr. 162 (dat is het deelgebied ter hoogte van de proeflocaties) is de (netto) wegzijging in de situatie met hydrologische maatregel toegenomen. Deze toename wordt veroorzaakt door een geringe vernatting in dit deelgebied. In de andere deelgebieden is de kwel/wegzijging vrijwel gelijk gebleven. Bij invoering van de hydrologische maatregel blijft de totale afvoer via de vier drainagesystemen vrijwel gelijk. Perceelsafvoer, die in de huidige situatie via sloten wordt afgevoerd, wordt in de situatie met hydrologische maatregel via de drainbuizen afgevoerd.

De grondwaterstand is in een aantal deelgebieden enigszins gestegen door het opgevoerd peil in de perceelssloten en de greppels. De grootste toename van de GLG is 0,08 á 0,10 m. De grootste toename van de GLG is 0,10 á 0,12 m. De grondwaterkaart van het modelgebied is in de situatie met hydrologische maatregel hetzelfde gebleven als in de huidige situatie. De verdeling van de stijging van de GLG en de GHG over het modelgebied is in kaart gebracht met figuur 30. In het modelgebied is nergens sprake van verdroging als gevolg van invoering van de hydrologische maatregel.

Op grond van deze resultaten wordt geconcludeerd dat er bij invoering van de hydrologische maatregel op regionale schaal geringe effecten op de regionale grondwaterstroming zijn. Vernatting ten gevolge van stuwning van het slootpeil vindt slechts op zeer beperkte schaal plaats. Van verdroging ten gevolge van een uitbreiding van de beschikbare drainagecapaciteit is geen sprake.

Bij de hydrologische maatregel die met behulp van SIMGRO is gemodelleerd is sprake van stuwning van het peil in de perceelssloten. De maatregel wijkt in dit opzicht af van de definitieve uitvoering van de hydrologische maatregel, waarvan de contouren in een later stadium van het onderzoek duidelijk zijn geworden. Een verschil in de waterbalans volgens deze beide varianten zal hoofdzakelijk betrekking hebben op de oppervlakte-afvoer. De berekeningen zijn echter niet herhaald omdat de vorming van oppervlakte-afvoer niet als proces in het regionale grondwaterstromingsmodel SIMGRO wordt gemodelleerd. Daarom wordt verwacht dat de conclusies ten aanzien van de regionale grondwaterstroming voor beide varianten gelijk zullen zijn.

Tabel 12 Gemiddelde waterbalans (mm.j^{-1} invoer positief, uitvoer negatief) van het onverzadigde deel van het freatisch pakket in de huidige situatie, en het verschil tussen de huidige situatie en de situatie met hydrologische maatregel (cursief¹)

Gt	deelgebied	infiltratie	evapotranspiratie	percolatie naar de verzadigde zone
VI	9	753	-451	-302
		0	-1	1
III	11	733	-526	-207
		0	1	-1
V	12	753	-534	-219
		0	0	0
IV	13	736	-518	-218
		0	0	0
VII	104	733	-523	-210
		0	0	0
III	162	746	-537	-209
		0	0	0

1) huidige situatie – situatie met hydrologische maatregel

Tabel 13 Gemiddelde waterbalans (mm.j^{-1} ; invoer positief, uitvoer negatief) van het verzadigde deel van het freatisch pakket in de huidige situatie, en het verschil tussen de huidige situatie en de situatie met hydrologische maatregel (cursief¹)

Gt	deelgebied	percolatie	drainagesysteem				totaal	bergings-toename	kwel/weg-zijging
			1	2	3	4			
VI	9	302	0	-5	-13	0	-18	52	-232
		-1	0	-1	8	-6	1	-1	1
III	11	207	0	-42	-231	0	-273	27	93
		1	0	-4	98	-103	-9	7	1
V	12	219	3	-343	-85	0	-425	-8	214
		0	-1	-36	88	-45	6	-1	-5
IV	13	218	0	-58	-68	0	-126	61	-31
		0	0	-3	34	-29	2	-1	-1
VII	104	210	0	-26	-105	0	-131	39	-40
		0	0	-1	43	-43	-1	1	0
III	162	209	0	-56	-102	0	158	20	-31
		0	0	-6	76	-50	20	-2	-18

1) huidige situatie – situatie met hydrologische maatregel

7 Kosten bij invoering op regionale schaal

In dit hoofdstuk wordt aandacht besteed aan een aantal (kosten)aspecten van het drainagesysteem, dat bij invoering van de hydrologische maatregel dient te worden aangelegd. In paragraaf 7.1 worden een aantal uitgangspunten geformuleerd, die ten grondslag liggen aan het ontwerp en de aanleg van een dergelijk systeem. Tevens wordt voor een aantal varianten een kostenberekening gemaakt. Uit onderlinge vergelijking blijkt welke onderdelen van het drainagesysteem het meest van invloed zijn op de totale kosten van de hydrologische maatregel (paragraaf 7.2). Door extrapoleren kan globaal aangegeven worden, wat de kosten zouden zijn voor het areaal aan natte gronden (met een grondwatertrap III, III*, V, of V*) in het Schuitenbeekgebied (2000 ha).

7.1 Uitgangspunten

Uit het hydrologisch onderzoek is gebleken dat de fosfaatconcentratie van het drainwater laag is (gemiddeld $0,14 \text{ mg.l}^{-1}$ ortho-P) en dat de drain zodoende fosfaatarm water afvoert. Echter, onder natte omstandigheden zoals in de periode van medio 1993 tot medio 1994, is de combinatie van deze ingreep in de perceelontwatering met beperkte stuwning van het slootpeil niet effectief gebleken. De belangrijkste oorzaak is de helling van het gebied in combinatie met het verschil in maaiveldshoogte tussen het midden en de rand van de percelen. De andere oorzaak is het lozen van het drainwater vóór de damwand in de perceelssloot, waardoor berging van fosfaatrijk water, dat via ontwatering van de percelen uit de fosfaatverzadigde lagen in de sloot terecht komt, niet mogelijk is. Vanwege de geringe bergingscapaciteit van de perceelssloot in dit hellende gebied, is dit aspect bij langdurig natte perioden echter van weinig betekenis geweest voor de effectiviteit van de hydrologische maatregel op de onderzoekslocatie (Schoumans en Kruijne, 1995a). Niettemin dient ook in relatief vlakke gebieden het drainwater direct afgevoerd te worden.

Voor een ontwerp met kostenberekening is informatie nodig over de locale topografie en over de dichtheid en afmetingen van de bestaande drainagemiddelen in het gebied. Zowel met het oog op het ontwerp als op de uitvoering (het transport van zware machines) is de spreiding over het gebied van het te behandelen areaal van belang. De (geo)hydrologische gegevens die verzameld moeten worden, hebben betrekking op de laagindeling, de doorlatendheid en de anisotropie van het freatisch pakket, op de diepte van de eerste scheidende laag en op het optreden van kwel. Uit geohydrologische kaarten van Midden-Nederland valt af te leiden dat de diepte van de eerste scheidende laag in het Schuitenbeekgebied varieert van circa 20 m – mv. in het noordwesten tot circa 5 m – mv. in het zuidoosten (GMN). Het doorlaatvermogen van het bovenste watervoerend pakket in het studiegebied zal naar verwachting sterk variëren.

Voor de analyse van de kosten van de hydrologische maatregel wordt uitgegaan van een gebied waarin het drainagestelsel geheel bestaat uit open watergangen. Voor de ontwatering is een nieuw stelsel van diepe drains nodig, dat bestaat uit drainbuizen op grote diepte (2,5 m), die via een put op een transportbuis zijn aangesloten. In paragraaf 7.1.1 worden drie varianten voor dit diepe drainagestelsel uitgewerkt. De ontwatering via bestaande open waterlopen dient (vrijwel) geheel te worden uitgeschakeld, aangezien stuwings in dit gebied onvoldoende functioneert. Dit brengt uitvoerige egalisatie- en herinrichtingswerkzaamheden met zich mee, waarvoor twee varianten worden geformuleerd (paragraaf 7.1.2). De ene variant betreft het volledig uitschakelen van ondiepe ontwatering en oppervlakte-afvoer; de andere voorziet in een stelsel van begroeide, ondiepe sloten, dat alleen in situaties met piekafvoer een afvoerfunctie heeft.

In het algemeen is verstopping van drainbuizen door fysische, chemische en biologische processen de belangrijkste factor die de levensduur van conventionele systemen met drainbuizen bepaalt. In theorie zijn in grofzandige ondergrond geen problemen met het dichtslibben met bodemdeeltjes van drainbuizen te verwachten, maar in materiaal van een andere textuur (leemarm-, zwak lemig- en lemig zand) is toepassing van een omhullingsmateriaal met de juiste specificaties essentieel. Enerzijds zal verstopping door oxydatie en/of bacteriëngroei niet optreden in drains die in de permanent verzadigde zone zijn gelegd. Anderzijds is het bij dit soort drainagesystemen niet mogelijk om onderhoud te verrichten aan de drainbuizen. De levensduur van conventionele systemen met drainbuizen wordt vaak gesteld op 25-30 jaar.

Aangezien de bindingscapaciteit van de ondergrond voldoende is om het overgrote deel van het fosfaat dat uit de bovengrond spoelt vast te leggen, kan bij de hydrologische maatregel volstaan worden met fosfaatgiften gelijk aan de gewasopname. Daarom zijn aan deze maatregel geen jaarlijkse extra kosten verbonden voor de afvoer van dierlijke mest en vervanging door kunstmestgiften. Belangrijke operationele kosten zouden de pompkosten kunnen zijn. Om twee redenen zijn de pompkosten, die bij de hydrologische maatregel op de onderzoekslocatie zijn gemaakt, niet representatief voor invoering van de hydrologische maatregel op regionale schaal. Ten eerste wordt de drainafvoer niet in een perceelssloot geloosd. Ten tweede kan in bepaalde delen van het gebied gebruik worden gemaakt van de natuurlijke helling. Dit brengt echter extra kosten voor transportbuizen met zich mee. In de overige delen kunnen één of meerdere pompstations noodzakelijk zijn. Pompkosten worden in deze studie niet geschat.

Aan de drainagesystemen die in dit hoofdstuk worden besproken worden een aantal andere ontwerpcriteria verbonden dan aan de conventionele drainagesystemen in Nederland. Ook ten aanzien van de uitvoering op grotere schaal gelden een aantal belangrijke eisen. Het verdient daarom aanbeveling om eerst een proefgebied van enige tientallen hectare in te richten.

7.1.2 Diep drainagesstelsel

Drainafstand

Het ontwerp van een drainagesysteem met een stelsel van diepe drains in de permanent verzadigde zone als belangrijkste onderdeel, wijkt af van de procedures die bij het ontwerp van een conventioneel drainagesysteem gevolgd worden (met een conventioneel drainagesysteem wordt hier bedoeld een stelsel van evenwijdige drainbuizen, waarin atmosferische druk heerst en die vrij ontwateren op een open watergang). Een van de aspecten van het ontwerp van een drainagesysteem is de berekening van de benodigde drainafstand bij een bepaalde combinatie van afvoerintensiteit en ontwateringsdiepte (de grondwaterstand in het middel van het perceel). Voor conventionele drainagesystemen kan dit vraagstuk opgelost worden met een stationaire drainageformule (Ernst, Hooghoudt) of een niet-stationaire drainageformule (Glover-Dumm) (Ritzema, 1994). De formule van Ernst is gebaseerd op een schematisering van de grondwaterstroming naar de drain in horizontale-, radiale- en verticale componenten, waarvoor de gradiënt afzonderlijk wordt berekend. Om de benodigde gradiënt te berekenen dient men bij de weerstand voor stroming naar de drain de intree weerstand van de drain op te tellen. Bij deze hydrologische maatregel is het stromingspatroon naar de diepe drain echter wezenlijk anders:

- Tijdens afvoersituaties zal het freatisch vlak zich ter hoogte van de drain altijd 1,5 tot 2,0 m boven het niveau van de drain bevinden. Horizontale stroming vindt zowel boven als onder het niveau van de drains plaats.
- Er is sprake van alzijdige toestroming van het grondwater naar de drain, waarbij minder contractie van de stroombanen optreedt en minder potentiaalverlies. De dikte voor radiale stroming is onbekend.
- Ook de dikte voor verticale stroming is onbekend. Deze stromingscomponent is bij conventionele drainagesystemen vaak te verwaarlozen ten opzichte van de horizontale- en radiale component.
- De intree weerstand die men aan een drain met bepaalde specificaties toeschrijft mag gehalveerd worden. In plaats van de halve natte omtrek van een drainbuis in een conventioneel systeem heeft de diepe drain een hele natte omtrek, waardoor dezelfde hoeveelheid water passeert.

Door het afwijkende stromingspatroon zal de grondwaterspiegel een andere vorm aannemen. Bij conventionele drainagesystemen neemt de helling van het freatisch vlak toe in de richting van de drain. Bij de diepe drain neemt de helling van het freatisch vlak vanuit het midden van het perceel gezien eerst toe en dichterbij de drain weer af.

Op grond van deze analyse van het stromingspatroon is de voorlopige conclusie, dat, gegeven een bepaalde afvoerintensiteit en drainafstand, de benodigde gradiënt voor stroming naar de diepe drain kleiner is dan bij een conventioneel drainagesysteem. Dit betekent, dat bij dezelfde afvoerintensiteit, opbolling (gradiënt) en ontwateringsdiepte, met een grotere drainafstand kan worden volstaan. Berekening van de benodigde gradiënt bij dit stelsel van diepe drains met een formule die is bedoeld voor conventionele drainagesystemen kan leiden tot sterke overdimensionering en is derhalve onjuist. Wel geldt voor beide typen drainagesystemen dat het aandeel van de radiale component in de totale

stromingsweerstand toeneemt bij een grotere dikte van het freatisch pakket. De weerstand voor radiale stroming is een functie van de draindiameter, de drainafstand en de doorlatendheid van het doorstroomde deel van het freatisch pakket. Omgekeerd neemt het aandeel van de horizontale component in de totale stromingsweerstand toe bij een kleinere dikte van het freatisch pakket. De weerstand voor horizontale stroming is een functie van de drainafstand en het doorlaatvermogen van het doorstroomde deel van het freatisch pakket.

Voor drie varianten met sterk verschillende drainafstanden van 25, 150 en 100 m, is de layout van het diepe drainagesysteem in figuur 31 geschetst. Gegeven de variatie in bodemfysische eigenschappen in het studiegebied, zijn dit drie varianten met realistische dimensies, die verondersteld worden de ontwateringstoestand ongewijzigd te laten ten opzichte van de uitgangssituatie. De benodigde gradiënt voor stroming naar de drains is niet berekend.

Aansluiting van de drainbuizen

Ter hoogte van de aansluiting van de drainbuis op een transportleiding wordt een put geplaatst. In deze put wordt de ontwateringsdiepte van de drain ingesteld met

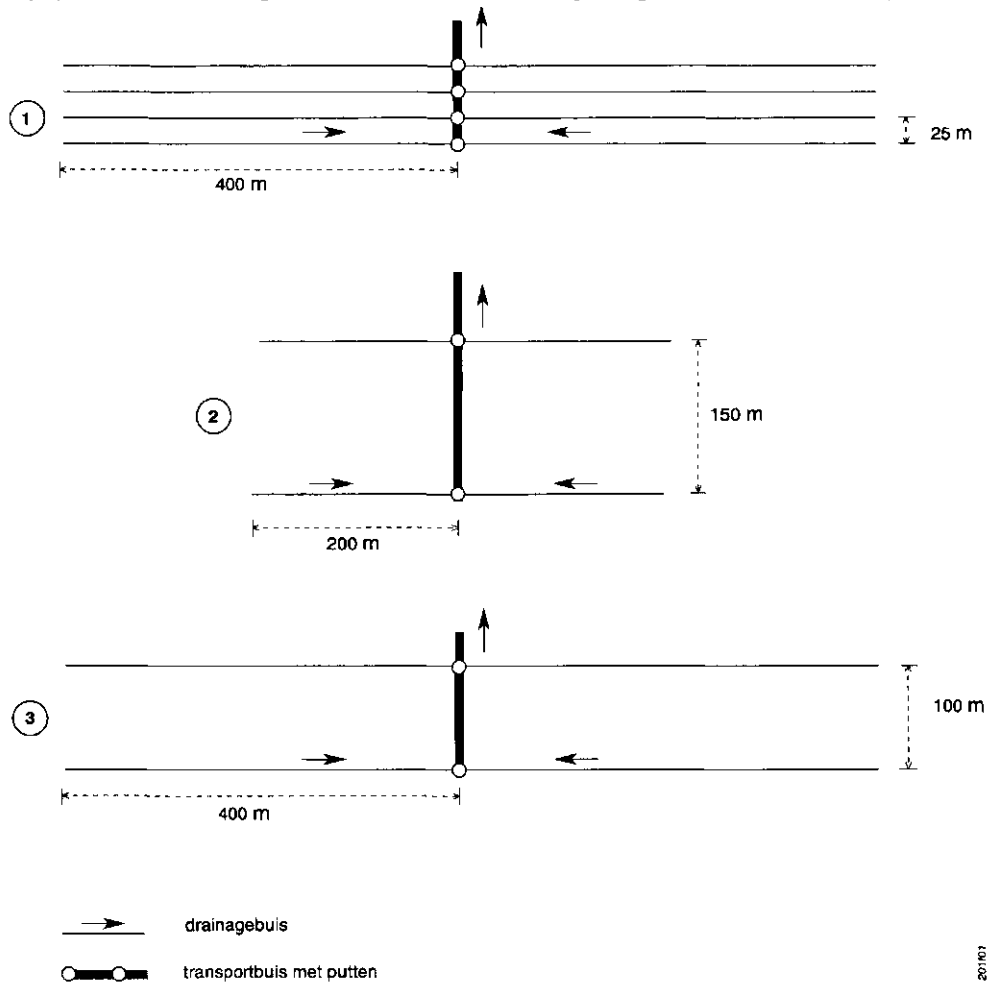


Fig. 31 Drie varianten voor de layout van het diepe drainagesysteem

het eindstuk, dat op de drainbuis wordt gemonteerd. De ontwateringsdiepte van de drain is gelijk aan het niveau van de bovenkant van het eindstuk (een mof). De drainbuis zelf is flexibel en kan door een opening in de wand (of de bodem) van de put gestoken worden. In de put geldt een andere drukhoogte dan in het grondwater, zodat een ongeperforeerd eindstuk gebruikt moet worden. Bij de onderzochte varianten zijn twee drains aangesloten op dezelfde put (figuur 31). Figuur 32 is een schets voor een put met een enkele drainbuis. De plaatsingsdiepte is minder kritisch omdat de eindmof na plaatsing op de juiste hoogte afgezaagd kan worden. Wellicht is met deze tolerantie tijdens het installeren geen bronbemaling noodzakelijk, maar vooralsnog wordt ervan uitgegaan dat plaatsing van de put wél plaatsvindt met bronbemaling. Voor de afmetingen van de put wordt uitgegaan van een diameter van 0,6 meter en een diepte van 1,5 meter.

Oriëntatie van de drainbuizen

Het uitgangspunt, dat het ontwateringsniveau van een peilvak wordt ingesteld in de put aan de uitstroomopening van de drainbuis, is onder meer van betekenis voor de (maximale) drainlengte. Het verval in de drain (het drukverschil tussen het begin van de drainbuis en de put) mag namelijk niet te groot zijn. De helling in het gebied kan beter *niet* gebruikt worden om drains onder een hoek met de hoogtelijnen naar beneden te laten lopen, omdat delen van het peilvak dan te diep ontwaterd zullen worden. Bij ontwerpafvoer zal de drainbuis dan weliswaar goed functioneren over de gehele drainlengte, maar bij lagere afvoerintensiteit zal ter hoogte van het begin van de drainbuis de ontwateringsdiepte te groot zijn. Om deze reden wordt de voorkeur gegeven aan een oriëntatie van de drains die parallel is ten opzichte van de hoogtelijnen in het gebied.

Drainlengte en -diameter

Bij de drainafstanden van 25, 150 en 100 m is een drainlengte van 400, 200 en 400 m gekozen, respectievelijk. Het maximaal drukverlies in de drainbuis is berekend volgens:

$$h_l = 3,36 \cdot 10^{-5} a d^{-4,5} Q^{1,5} l \quad (70)$$

met

$$Q = \frac{lLq}{86400} \quad (71)$$

- h_l = drukverlies in de drainbuis (m)
- a = constante voor de hydraulische kenmerken van de drainbuis ($a = 7$) (-)
- d = draindiameter (m)
- Q = draindebiet ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)
- l = drainlengte (m)
- L = drainafstand (m)
- q = specifieke afvoer ($q = 0,008$) ($\text{m} \cdot \text{d}^{-1}$)

Met vergelijking (70) is een drukverlies in de drainbuis berekend van 0,11 à 0,12 m met een draindiameter van 0,100, 0,125 en 0,160 m (Cultuurtechnische vereniging,

1988). De combinaties van drainafstand, -lengte en -diameter zijn in tabel 14 gegeven.

Transportleiding

De drainafvoer verlaat de put via een transportleiding. De opening van de transportbuis moet zich onder het ontwateringsniveau van het peilvak bevinden, maar de transportbuizen kunnen wel op geringere diepte dan de drainagebuizen geplaatst worden. Bij conventionele, gesloten drainagesystemen is het niet ongebruikelijk om de transportfunctie van verzamelleidingen te combineren met een drainagefunctie. In de uitvoering voor de hydrologische maatregel biedt deze combinatie van functies minder voordelen, vanwege de vereiste diepte van drainerende buizen. Ook is de wandruwheid van buizen met een geribbeld profiel groter dan van drainbuizen met een glad profiel, wat grotere drukverliezen in de leiding geeft, of tot het gebruik van grotere buisdiameters leidt. In deze analyse wordt uitgegaan van gesloten transportleidingen met een glad profiel, omdat dit uit hydraulisch oogpunt gunstiger is. Bij de keuze van de diameter van de transportbuizen is ervan uitgegaan dat er tijdens afvoersituaties sprake is van stroming door de volledige dwarsdoorsnede van de buis. Bij een volledig doorstroomde buisdoorsnede kan meestal met een kleinere diameter volstaan worden dan bij gedeeltelijke doorstroming. Er wordt van uitgegaan dat bronbemaling wordt toegepast bij het plaatsen van de transportleidingen, omdat dit soort buizen niet op een rol geleverd kan worden. Het is niet onderzocht of geribbelde transportleidingen (zonder perforaties) eenvoudiger geïnstalleerd kunnen worden.

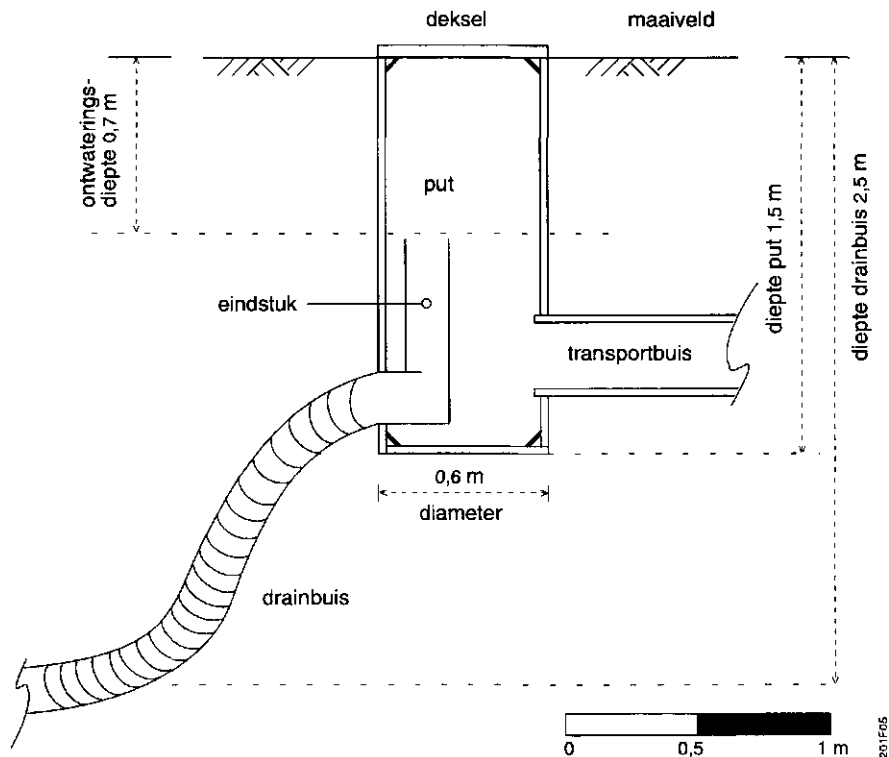


Fig. 32 Put met uitstroomopening van de drainbuis en instroomopening van de transportleiding

Tabel 14 Drie varianten voor het diepe drainagestelsel

	drainagebuizen				transportleidingen		aantal putten (ha ⁻¹)
	diameter	afstand	drainlengte		diameter	lengte	
	(mm)	(m)	(m)	(m.ha ⁻¹)	(m)	(m.ha ⁻¹)	
1	100/92	25	400	400	0,3	12,5	1/2
2	125/115	150	200	67	0,2	25,0	1/6
3	160/148	100	400	100	0,3	12,5	1/8

toelichting:

- buitendiameter/binnendiameter ontleend aan een lijst van fabrikant WAVIN
- de drainafstanden zijn gekozen en niet berekend. In vergelijking met conventionele drainbuizen (waarbij de draindiepte gelijk is aan de ontwateringsdiepte) is de benodigde gradiënt voor stroming naar de drains kleiner.
- bij de gekozen drainafmetingen is het drukverlies in de drain maximaal 0,12 m, bij een ontwerpafvoer van 0,008 m.d⁻¹.
- de lengte transportleiding en het aantal putten per hectare gelden bij een aantal van twee drains per aansluiting, waarbij de transportleiding met de putten in het midden van het stelsel drainbuizen ligt.
- de diameter van de transportleiding wordt constant verondersteld

Afmeting van een drainage-eenheid

Het toelaatbaar energieverlies in de transportleiding zal met name afhangen van het verhang in het gebied. Het is mogelijk om een groter aantal drains te koppelen, waarbij de transportleiding wordt samengesteld uit secties van toenemende buisdiameter. Een toename van de buisdiameter doet de kosten van de transportleiding al snel stijgen, zodat het maximum oppervlak van een dergelijke drainage-eenheid waarschijnlijk tot enige tientallen hectaren beperkt zal blijven. Bij de varianten met een drainlengte van 400 meter (1, 3) zal een kortere transportleiding toegepast worden dan bij de variant met een drainlengte van 200 m. Bij variant 2 kan bovendien een kleinere buisdiameter gebruikt worden (tabel 14). Ofschoon uit berekening van het drukverlies in de samengestelde transportleiding is gebleken, dat bij variant 1 wat kleinere leidingdiameters gebruikt kunnen worden dan bij variant 3, is toch dezelfde diameter aangehouden voor de kostenberekening.

Hoofdsysteem

Er zijn twee voorzieningen mogelijk aan de benedenstroomse kant van de transportleiding:

- Bemaling d.m.v. aansluiting op een pomp. Het is niet onderzocht welk oppervlakte een inrichting voor bemaling kan bedienen.
- Vrije uitstroming ter hoogte van een (bestaande) open waterloop. Bij vrije uitstroming wordt gebruik gemaakt van de natuurlijke helling van het gebied. Het is niet onderzocht wat de optimale leidinglengten zijn.

Los van de vraag, in welke delen van het gebied voldoende verval beschikbaar is om gebruik te maken van vrije uitstroming aan het einde van de transportleiding, dient bij elk ontwerp een afweging te worden gemaakt tegen drainage via bemaling.

De kosten voor een eventuele bemaling zijn niet onderzocht.

7.1.2 Egalisatie- en herinrichtingswerkzaamheden

Een belangrijk aspect van de aanleg van de hydrologische maatregel zijn de uit te voeren egalisatie- en/of herinrichtingswerkzaamheden. Het dempen van greppels vormt een noodzakelijk onderdeel van deze maatregel. In delen van het gebied met een helling van gemiddeld 0,25% komt de afvoer snel tot stand. Om een maximale reductie van de fosfaatbelasting van het oppervlaktewater te bereiken, dienen de ondiepe ontwatering en oppervlakte-afvoer van de percelen geheel te worden uitgeschakeld. In hellende gebieden, waar de perceelssloten vaak samenvallen met laagten in het terrein, is het dempen van deze open ontwateringsmiddelen alleen mogelijk in combinatie met een volledige egalisatie van de percelen.

Het voordeel van deze variant is dat de reductie van de fosfaatbelasting van het oppervlaktewater uit sterk fosfaatverzadigde gronden gelijk is aan de reductie die op de onderzoekslocatie is vastgesteld. Echter, alleen als de infiltratiecapaciteit aan het maaiveld voldoende is, kan stagnatie van water en vorming van natte plekken tijdens zeer natte perioden worden voorkomen. Indien de doorlatendheid van de bovengrond verslechtert (bijvoorbeeld door beweiding en/of berijding onder natte omstandigheden), zijn nadelige gevolgen voor de bedrijfsvoering ten gevolge van langdurige stagnatie van water aan het maaiveld niet uit te sluiten. Een ander nadeel van deze variant is de ernstige aantasting aan het landschap door (zware) egalisaties, door verwijdering van kavelbeplanting en door het dempen van perceelssloten.

In verband met deze nadelen is een tweede variant uitgewerkt. In die gebieden waar de infiltratiecapaciteit aan het maaiveld onvoldoende is, zal plasvorming optreden, ongeacht de werking van het diepe drainagestelsel. In hellend gebied of op bollende percelen worden processen als plasvorming en oppervlakte-afvoer bepaald door de neerslag, de infiltratiekarakteristiek van de bodem, de karakteristiek van het maaiveld, de kritieke helling en de hellingslengte. Om bij grote neerslaghoeveelheden het deel van de neerslag af te voeren dat niet in de bodem kan infiltreren, wordt een stelsel van ondiepe, begroeide sloten aangelegd. Het ligt voor de hand om voor deze ondiepe, groene sloten het reeds bestaande stelsel van perceelssloten aan te passen. Deze sloten kunnen zodanig gedimensioneerd worden dat zij relatieve laagten in het landschap vormen. In graslandgebieden kunnen deze ondiepe, begroeide sloten gedurende grote delen van het seizoen normaal bewerkt en beweid worden.

Een voordeel van deze uitvoering is dat een aantal waardevolle kenmerken van het landschap (beplantingen, reliëf) gespaard kunnen blijven en dat met een lichte egalisatie van de percelen kan worden volstaan. Bovendien zal de bedrijfsvoering niet beperkt worden door natte omstandigheden. Een nadeel is echter dat de reductie van de fosfaatbelasting van het oppervlaktewater lager zal zijn. In (Schoumans en Kruijne, 1995b) zijn volgens deze variant reductiepercentages berekend voor de natte, sterk fosfaatverzadigde gronden in het Schuitembeekgebied, door onderscheid te maken tussen twee afvoercomponenten met bijbehorende fosfaatconcentraties. In deze

berekeningen bedraagt de afvoer via diepe drains op jaarbasis gemiddeld 95% danwel 90% van het totale netto-neerslagoverschot. De tweede component bestaat uit oppervlakte-afvoer en ondiepe afvoer en omvat de resterende 5% en 10% van het totale netto-neerslagoverschot.

De voor- en nadelen van de twee alternatieven voor de egalisatie- en herinrichtingswerkzaamheden zijn in tabel 15 weergegeven.

Tabel 15 Kwalitatieve vergelijking van twee alternatieven voor de egalisatie en herinrichting van de percelen

	volledige egalisatie en demping van perceelssloten en greppels	lichte egalisatie en aanleg van ondiepe, begroeide sloten
aantasting landschap	-	+
landbouwkundige gevolgen	-	+
reductie van de fosfaatbelasting	+	-

De ondiepe, begroeide sloten langs de (geëgaliseerde) percelen voorzien in een extra drainagecapaciteit, die alleen wordt benut wanneer de neerslagintensiteit bepaalde hoeveelheden overschrijdt. Deze ondiepe, begroeide sloten zijn een voorziening voor dat deel van de neerslag dat niet kan infiltreren in de bodem en dus niet voor de afvoer van het grondwater.

7.2 Kostenbegroting

Bij de begroting van de kosten van de drie varianten voor het diepe drainagesysteem is ervan uitgegaan, dat er geen grote voorzieningen nodig zijn aan de benedenstroomse kant van de transportleiding(en). De kosten per hectare van het stelsel van diepe drains zijn door drie factoren bepaald:

- het aantal meters drainbuis per hectare en de benodigde buisdiameter;
- het aantal meters transportleiding per hectare;
- het aantal putten per hectare.

De berekeningen zijn opgezet voor uitvoering in grotere eenheden (circa 50 km drainlengte per werkeenheid). In tabel 16 zijn kale eenheidsprijzen vermeld (van Zeijts, *persoonlijke mededeling*). De codes in deze tabel verwijzen naar de prijslijsten (LBL, 1995). Eventuele milieuhygiënische gevolgen van het opheffen van open ontwateringsmiddelen zijn niet in de beschouwing betrokken. De prijzen voor de drainbuizen zijn van toepassing op het gebruik van een kettinggraver. De verwachting is, dat de drainsleuf achter de kettinggraver vanzelf zal dichtgaan. De wijze waarop dit gebeurt (schuifvlak, afstand achter de machine) is echter niet te voorspellen. Dit is een belangrijke aanname, omdat er tijdens de installatie geen fosfaatverzaadigd materiaal uit de bovengrond onderin de drainsleuf mag belanden.

Uit de begroting voor de diepe drainage (tabel 16) blijkt dat de kosten van de

transportleidingen voor de drie varianten in dezelfde orde van grootte liggen. De kosten van de putten bedragen bij een drainafstand van 25 meter 25% van de totale kosten, maar bij grotere drainafstanden daalt dit aandeel tot 10% van de totale kosten. De drainbuizen vormen de belangrijkste kostenpost. Het grote aantal meters drainlengte per hectare is bepalend voor de hoge kosten van variant 1.

De begroting voor de egalisatie- en herinrichtingswerkzaamheden zijn opgezet voor uitvoering in grotere eenheden (circa 500 ha). In tabel 17 zijn de kosten voor de twee varianten uitgewerkt in guldens per hectare. Bij volledige egalisatie (variant a) worden grote delen volledig horizontaal gemaakt. Overgangen tussen dergelijke vakken kunnen alleen worden gelegd bij wegen, waterlopen en kavelscheidingen. De egalisaties zullen kostbaar zijn; niet alleen door de grote hoeveelheden grondverzet maar ook door de grote transportafstanden. In deze variant zijn geen kosten opgenomen voor herstel van kavelbeplanting. Om inzicht te geven in de kostenopbouw is een differentiatie van de werkzaamheden naar toenemend grondverzet ingeschat. Aangenomen is dat 75% van het gebied moet worden geëgaliseerd. Op 10% van het oppervlak wordt alleen de bovengrond geëgaliseerd. Op 50% wordt geëgaliseerd met de ondergrond, waarvan de helft met maximaal $1000 \text{ m}^3 \cdot \text{ha}^{-1}$ en de andere helft met maximaal $2000 \text{ m}^3 \cdot \text{ha}^{-1}$ grondverzet. Op 15% zijn zeer zware egalisaties noodzakelijk, met grondtransport over afstanden tussen 100 en 600 meter. Hiervoor is geen standaardeenheidsprijs beschikbaar en is een specificatie uitgewerkt.

Variant b is erop gericht om het landschap minder zwaar aan te tasten. Bestaande perceelssloten worden vervangen door relatieve laagten, die nauw aansluiten bij het bestaande reliëf. Er is rekening gehouden met de aanleg van een aantal duikers, om deze groene sloten systematisch met de A-watergangen in het gebied te verbinden. Ten aanzien van de noodzakelijke bewerkingen is aangenomen dat 50% van het oppervlak niet hoeft te worden bewerkt, dat op 30% de bovengrond wordt geëgaliseerd en dat de overige 20% wordt geëgaliseerd, inclusief ploegen en afschuiven van de bovengrond.

Tabel 16 Begroting van de kosten per hectare van drie varianten voor het diepe drainagesysteem (prijzen in gulden, exclusief staartkosten) (van Zeijts, persoonlijke mededeling)

	omschrijving	eenheids- prijs	kosten
1	12,5 m transportleiding PVC-glad diameter 0,315 m (SEP ¹ 33*10*30 verhoogd met f 15,- voor horizontale bronbemaling)	127,50	1594,-
	0,5 stuks put inclusief bronnering	2500,-	1250,-
	400 m drainagebuizen diameter 100/92 mm; PP 450, diepte 2,5 m	7,50	3000,-
	totaal		5844,-
2	25 m transportleiding PVC-glad diameter 0,200 m (SEP 33*10*28 verhoogd met f 10,- voor horizontale bronbemaling)	68,-	1700,-
	0,167 stuks put inclusief bronnering	2500,-	417,-
	67 m drainagebuizen diameter 125/115 mm; PP 450, diepte 2,5 m	11,-	733,-
	totaal		2854,-
3	12,5 m transportleiding PVC-glad diameter 0,315 m (SEP 33*10*30 verhoogd met f 10,- voor horizontale bronbemaling)	122,50	1531,-
	0,125 stuks put inclusief bronnering	2500,-	312,50
	100 m drainagebuizen diameter 160/148 mm; PP 450, diepte 2,5 m	13,50	1350,-
	totaal		3194,-

1) standaardeenheidsprijs (LBL, 1995)

Tabel 17 Begroting van de kosten per hectare voor twee varianten van de egalisatie- en herinrichtingswerkzaamheden (prijzen in guldens, exclusief staartkosten) (van Zeijts, persoonlijke mededeling)

	omschrijving	eenheidsprijs	kosten
a	10% egalisatie met bovengrond (SEP 23C40*02) ¹	700,-	70,-
	25% egalisatie met ondergrond 1000 m ³ .ha ⁻¹ (ploegen en afschuiven)	2800,-	700,-
	25% egalisatie met ondergrond 2000 m ³ .ha ⁻¹ (ploegen en afschuiven)	4875,-	1219,-
	15% egalisatie volgens onderstaande specificatie:		
	4000 m ³ spitten bovengrond met hydraulische dieplepel		
	2000 m ³ laden ondergrond	0,60	2400,-
	1000 m ³ vervoeren (200 tot 400 m) SEP 22A01*04	1,20	2400,-
	1000 m ³ vervoeren (400 tot 600 m) SEP 22A01*06	1,70	1700,-
	2000 m ³ verwerken ondergrond in ophoging	2,30	2300,-
	subtotaal	0,50	1000,-
			9800,-
	opruimingswerk ²		200,-
	voorbewerking (bijv. frezen SEP 25*15*02)		170,-
	nabewerking (bijv. ploegen: SEP 25*10*04)		205,-
	zaaiklaar maken en inzaaien ²		300,-
	200 m afrastering ²	2,50	500,-
	maatregelen t.b.v. instandhouding wegontwatering		500,-
	totaal		5334,-
b	30% egalisatie met bovengrond (SEP 23C40*02)	700,-	210,-
	20% egalisatie met ondergrond 1000 m ³ .ha ⁻¹ (ploegen en afschuiven: SEP 23C45*06)	2800,-	560,-
	1 ha opruimingswerk		50,-
	0,5 ha voorbewerking (bijv. frezen SEP 25*15*02)	170,-	85,-
	0,25 ha nabewerking (bijv. ploegen: SEP 25*10*04)	205,-	51,-
	0,5 ha zaaiklaar maken en inzaaien ²	300,-	150,-
	1 m duiker in sloten, diameter 0,3 m (SEP32*01*02)		112,50
	1 m duiker onder weg, diameter 0,4 m (SEP32*01*04)		135,50
	2 m ² herstel wegverharding	75,-	150,-
	100 m afrastering ²	2,50	250,-
	totaal		1754,-

1) standaardeenheidsprijs (LBL, 1995)

2) (gedeeltelijk) afkopen bij de boer

Uit tabel 17 blijkt dat het verschil in totale kosten tussen beide varianten bepaald wordt door de kosten van de egalisatiewerkzaamheden. De verdeling van het grondverzet over het te behandelen oppervlak is ingeschat aan de hand van observaties in het ruilverkavelingsgebied de Steenen Kamer in het Schuitenbeekgebied.

In tabel 18 zijn de totale kosten samengevat voor zes combinaties van een diep drainagesysteem en een uitvoering van de egalisaties en herinrichting. De bedragen in deze tabel zijn verhoogd met 15% voor de overhead van de aannemer en 17,5% BTW. De bedragen in tabel 18 zijn dus exclusief directiekosten.

Tabel 18 Totale kosten voor verschillende varianten voor de hydrologische maatregel (in gulden per hectare)

diep drainagesysteem (tabel 16)	egalisatie en herinrichting (tabel 17)	
	volledige egalisatie en demping van perceels- sloten en greppels	lichte egalisatie en aanleg van ondiepe, begroeide sloten
1	14800	10100
2	10800	6100
3	11300	6600

Bij de beschrijving van de varianten is gesteld dat de maximale reductie van de fosfaatbelasting alleen gerealiseerd kan worden met zware egalisaties en volledige afstopping van de open ontwateringsmiddelen in het gebied. Dit zou een ernstige aantasting van landschappelijke waarden betekenen en het kan bovendien tot nadelige gevolgen voor de landbouw leiden, als gevolg van stagnatie van water op het maaiveld. Om deze reden gaat de voorkeur uit naar de variant met lichte egalisaties en de aanleg van een stelsel van ondiepe, groene sloten. Bovendien blijkt uit de kostenbegroting dat de variant met een stelsel van ondiepe, groene sloten aanzienlijk goedkoper is. Met betrekking tot de layout van het diepe drainagesysteem luidt de conclusie, dat het aantal meters drainlengte, ofwel de toelaatbare drainafstand, van doorslaggevende betekenis is voor de kosten. De kosten van de hydrologische maatregel worden op grond van deze bevindingen geschat op f 6.100,- tot f 10.100,- per hectare, afhankelijk van de layout van het diepe drainagesysteem. De investeringskosten voor het areaal aan natte gronden (2000 ha) in het Schuitenbeekgebied worden geschat op 12 à 20 miljoen gulden.

8 Conclusies

Het eendimensionale hydrologisch model SWATRE is voor twee graslandpercelen met grondwatertrap III gecalibreerd en gevalideerd op de grondwaterstand en de slootafvoer. Hierbij is de kwelflux aan de onderrand gedefinieerd als functie van de grondwaterstand.

Bij het definiëren van de randvoorwaarden in het model SWATRE met betrekking tot de ontwatering is rekening gehouden met de te modelleren fosfaatuitspoeling. Om een verdeling van de ontwatering over het profiel te krijgen, die geschikt is met het oog op de modellering van de fosfaatuitspoeling, is voor een van de percelen een minder goede calibratie op de slootafvoer geaccepteerd.

Het eendimensionale waterkwaliteitsmodel ANIMO is met een recent ontwikkelde fosfaatsorptiemodule voor het eerst gecalibreerd op meetgegevens van twee fosfaatverzadigde percelen. Deze gegevens betreffen het verloop met de diepte van de perceelsgemiddelde fosfaatbezettingsfractie en de mediaan van de orthofosfaatconcentratie in het bodemwater op 15 m afstand van de perceelssloot. Deze calibratie is verricht met fosfaatsorptieparameters die in het kader van een andere studie in het laboratorium zijn vastgesteld.

Het model ANIMO is gevalideerd op de fosfaatvrucht van perceelssloten. In een hydrologisch representatieve periode komt de gemodelleerde oppervlaktewaterbelasting goed overeen met de gemeten fosfaatvrucht, terwijl in een zeer natte periode de gemeten fosfaatvrucht ongeveer 33% wordt onderschat.

Bij de calibratie van het tweedimensionale model MOISHE3 is gekeken naar het globale verloop van de grondwaterstand in twee percelen die ontwateren naar de sloot waar de hydrologische maatregel is ingevoerd. Voor deze percelen zijn van 1991 alleen gegevens beschikbaar over de situatie zonder hydrologische maatregel. Hierdoor is calibratie en validatie, zoals dat met de eendimensionale modellen is gedaan, niet mogelijk. De doorgerekende varianten moeten beschouwd worden als scenario-studies die modelmatig zijn uitgevoerd.

Het tweedimensionale hydrologische model is gekoppeld met de fosfaatmodule van ANIMO en gebruikt met dezelfde fosfaatsorptieparameters van ANIMO. Dit tweedimensionale fosfaatmodel is gevalideerd op het gemeten verloop met de diepte van de fosfaatconcentratie als functie van de afstand tot de sloot. Het tweedimensionale model is tevens gevalideerd op het effect van bemesting op de fosfaatconcentratie in de bovengrond en op de daling van de fosfaatconcentratie in de bovengrond na toediening van ijzerhoudend materiaal (bodemchemische maatregel).

Op basis van de resultaten van de validatie wordt geconcludeerd dat met het tweedimensionale fosfaatmodel een goed beeld verkregen wordt van het effect van

bemestings-, bodemchemische- en hydrologische maatregelen op de fosfaatconcentratie in het bodemwater en de fosfaatuitspoeling naar het oppervlaktewater.

Bij eventuele invoering van de hydrologische maatregel op regionale schaal verdient een variant met beperkte egalisatie- en herinrichtingswerkzaamheden vanuit landschappelijk en landbouwkundig oogpunt de voorkeur. Bij deze variant wordt een stelsel van diepe drains aangelegd, in combinatie met een voorziening voor het deel van de neerslag dat niet kan infiltreren in de bodem.

Met betrekking tot de layout van het diepe drainagesysteem luidt de conclusie, dat de toelaatbare drainafstand van doorslaggevende betekenis is voor de kosten. De stroming van het grondwater naar de diepe drains vertoont een beeld dat sterk afwijkt van de situatie bij een conventioneel drainagesysteem.

De kosten van de hydrologische maatregel worden geschat op f 6.100,- tot f 10.100,- per hectare, afhankelijk van de layout van het diepe drainagesysteem. De investeringskosten voor het areaal aan natte gronden (2000 ha) in het Schuitenbeekgebied worden geschat op 12 à 20 miljoen gulden.

Literatuur

Ahuja, L.R. and D.R. Nielsen, 1990. *Field soil-water relations*. p. 143-190. In: Stewart, B.A. and D.R. Nielsen (eds.), 1990. *Irrigation of agricultural crops*. Agronomy nr. 30. 1218 pp.

Belmans, C., J.G. Wesseling and R.A. Feddes, 1983. 'Simulation model of the water balance of a cropped soil: SWATRE'. *Journal of Hydrology* 63: 271-286.

Brandyk, T., 1990. *Podstawy regulowania uwilgotnienia gleb dolinowych*. Warsaw Agricultural University SGGW-Ar. Treatises and Monographs. 119 pp.

Campbell, G.S., 1988. *Soil water potential measurement: An overview*. *Irrig.Sci.*, 9 (1988) 4, 265-273.

Campbell, G.S. and D.J. Mulla, 1990. *Measurement of soil water content and potential*. p. 127-142. In: Stewart, B.A. and D.R. Nielsen (eds), 1990. *Irrigation of agricultural crops*. Agronomy nr. 30. 1218 pp.

Celia, M.A., E.T. Bouloutas and R.L. Zarba, 1990. *A general mass- conservative numerical solution for the unsaturated flow equation*. *Water Resour. Res.*, 26 (1990) 7, 1483-1496.

Cooley, R.L., 1983. *Some new procedures for numerical solution of variably saturated flow problems*. *Water Resour. Res.*, 19 (1983) 5, 1271-1285.

Cuenca, R.H. and J. Noilhan, 1991. *Use of soil moisture measurements in hydrologic balance studies*. pp. 287-299. In: Schmugge, T.J. and J.-C. Andre (eds.), 1991. 'Land surface evaporation: measurement and parameterization.' Springer Verlag, New York. 424 pp.

Cultuurtechnische vereniging, 1988. *Cultuurtechnisch Vademecum*. Werkgroep Herziening Cultuurtechnische Vademecum, Utrecht.

De Jong, R. en P. Kabat, 1990. *Modeling Water Balance and Grass Production*. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54: 1725-1732.

Dirksen, C., 1990. *Unsaturated hydraulic conductivity*. Department of hydrology, soil physics and hydraulics. Agric. Univ. Wageningen. The Netherlands. Report 5. 69 pp.

Feddes, R.A., P.J. Kowalik and H. Zaradny, 1978. *Simulation of field water use and crop yield*. Pudoc, Wageningen, The Netherlands. Simulation Monographs. 189 pp.

Feddes, R.A., P. Kabat, P. van Bakel, J. Bronswijk, J. Halbertsma en T.Rientjes,

1993. *Watertransport in de onverzadigde zone*. p.9-41. In: Veranderingen in het hydrologisch klimaat. Symposium t.g.v. het afscheid van Prof. Van Dam.

Freeze, R.A., 1971. *Three-dimensional, transient, saturated-unsaturated flow in a groundwater basin*. Water Resour. Res., 7 (1971) 2, 347-366.

Goblet, P. and E. Cordier, 1993. *Solution of the flow and mass transport equations by means of spectral elements*. Water Resour. Res. 29 (1993) 9, 3135-3144.

Gray, W.G. and S.M. Hassanizadeh, 1991. *Paradoxes and realities in unsaturated flow theory*. Water Resour. Res. 27 (1991) 8, 1847-1854.

Hampton, D.R., 1989. *Coupled heat and fluid flow in saturated-unsaturated compressible porous media*. Ph.D.-thesis, Colorado State University, Fort Collins. Colorado. U.S.A. 293 pp.

Hanks, R.J., 1991. *Infiltration and redistribution*. p. 181-204. In: Hanks, J. and J.T. Ritchie, 1991. *Modeling plant and soil systems*. Agronomy, no. 31. 545 pp.

Haverkamp, R. and J.-Y. Parlange, 1986. *Predicting the water-retention curve from particle-size distribution: 1. sandy soils without organic matter*. Soil Science, 142 (1986) 6, 325-339.

Hendriks, R.F.A., 1992. *Afbraak en mineralisatie van veen; literatuuronderzoek*. Wageningen, DLO-Staring Centrum, Rapport 199.

Hughes, T.J.R., 1987. *The finite element method: Linear static and dynamic finite element analysis*. Prentice Hall Inc., New Jersey, U.S.A. 803 pp.

Huyakorn, P.S., S.D. Thomas and B.M. Thompson, 1984. *Techniques for making finite elements competitive in modeling flow in variably saturated porous media*. Water Resour. Res., 20 (1984) 8, 1099-1115.

Kroes, J.G., C.W.J. Roest, P.E.-Rijtema en L.J. Locht, 1990. *De invloed van enige bemestingsscenario's op de afvoer van stikstof en fosfor naar het oppervlaktewater in Nederland*. Wageningen, DLO-Staring Centrum, Rapport 55.

Milly, P.C.D., 1988. *Advances in modeling of water in the unsaturated zone*. Transport in Porous Media, 3 (1988), 491-514.

Narasimhan, T.N., P.A. Witherspoon and A.L. Edwards, 1978. *Numerical model for saturated-unsaturated flow in deformable porous media. 2. The algorithm*. Water Resour. Res., 14 (1978) 2, 255-261.

Neuman, S.P., 1973. *Saturated-unsaturated seepage by finite elements*. J. Hydraul. Div. A.S.C.E., 99 (1973) HY12, 2233-2250.

Pinder, G.F., E.O. Frind and M.A. Celia, 1978. *Groundwater flow simulation using*

collocation finite elements. p. 1.171-1.185. In: Brebbia, C.A., W.G. Gray and G.F. Pinder (Eds.). *Finite elements in water resources*. Pentech Press, London, U.K.

Querner, E.P., en P.J.T. van Bakel, 1989. *Description of the regional groundwater flow model SIMGRO*. Wageningen, DLO-Staring Centrum, Rapport 7.

Ritzema, H.P. (Ed.), 1994. *Drainage Principles and Applications*. Wageningen, ILRI Publicatie 16 (2^e editie).

Schoumans, O.F., 1995. *Beschrijving en validatie van de procesformulering van de abiotische fosfaatreacties in de bodem*. Wageningen, DLO-Staring Centrum, Rapport 381.

Schoumans, O.F., en R. Kruijne, 1995a. *Onderzoek naar maatregelen ter vermindering van de fosfaatuitspoeling uit landbouwgronden. Deel I: Meting van de fosfaatuitspoeling uit fosfaatverzadigde zandgrond met en zonder een hydrologische maatregel*. Wageningen, DLO-Staring Centrum. Rapport 374.1.

Schoumans, O.F., en R. Kruijne, 1995b. *Onderzoek naar maatregelen ter vermindering van de fosfaatuitspoeling uit landbouwgronden. Eindrapport*. Wageningen, DLO-Staring Centrum. Rapport 374.

Schoumans, O.F., en R. Kruijne, 1995c. *Voorspelling van de fosfaatuitspoeling naar het grond- en oppervlaktewater in het stroomgebied van de Schuitenbeek*. Wageningen, DLO-Staring Centrum, rapport 386.

Van der Salm, C., A. Breeuwsma, J.G.A. Reijerink, R.F.A. Hendriks en J.G. Wesseling, 1995. *Fosfaatverliezen door uitspoeling in relatie tot het fosfaat-overschot en de bemestingsgraad; Een onderzoek in het kader van de P-desk studie*. Wageningen, DLO-Staring Centrum, Rapport 389.

Van der Zee, S.E.A.T.M., W.H. van Riemsdijk en F.A.M. de Haan, 1990. *Het protocol fosfaatverzadigde gronden. Deel II: Technische uitwerking*. Wageningen, Landbouwniversiteit.

Van Genuchten, M.Th., 1980. *A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils*. Soil Sci.Soc. Am.J., 44 (1980) 5, 892-898.

Warrick, A.W., 1990. *Nature and dynamics of soil water*. p. 69-92. In: Stewart, B.A. and D.R. Nielsen (eds.). *Irrigation of agricultural crops*. Agronomy nr. 30. 1218 pp.

Watson, K.K., V.A. Sardana, A.A. Curtis and M.J. Jones, 1992. *Numerical analysis of one-dimensional soil water systems*. The University of New South Wales Water Research Laboratory, Manly Vale, N.S.W., Australia. Res. Rep. 179. 70 pp.

Wesseling, J.G., 1991. *CAPSEV: Steady state moisture flow theory; Program description; User manual*. Report 37. Staring Centre, Wageningen, The Netherlands. 51 pp.

Niet gepubliceerde bronnen

Boersbroek, R.F.J., 1993. *Effect van fosfaatbemesting op de fosfaatuitspoeling uit een fosfaatverzadigde grond*. Stageverslag IAH-Larenstein.

Elbers, J.A., 1990. *Wijzigingen SWACROP*. Wageningen, DLO-Staring Centrum, Interne Mededeling 96.

GMN, 1992. *Een nieuw evenwicht - Rapport van de stuurgroep Grondwaterbeheer Midden Nederland - Deelrapport hydrologie en geochemie*. Lelystad.

Groenendijk, in voorbereiding. *Modelling the influence of sorption and precipitation processes on the availability and leaching of chemical substances in soil*. Wageningen, DLO-Staring Centrum, Rapport 76.

LBL, 1995. *Overzicht Standaard-eenhedsprijzen voor Nederland (exclusief West) — Prijspeil januari 1995*, Dienst Landinrichting en Beheer Landbouwgronden/LBL, Utrecht.

Reinen, J., 1993. *Vaststellen van het effect van de hoogte van fosfaatbemesting op de mate van fosfaatuitspoeling uit een sterk fosfaatverzadigde grond*. Stageverslag IAH-Larenstein.

Rijterma, P.E., C.W.J. Roest and J.G. Kroes, in voorbereiding. *Formulation of the nitrogen and phosphate behaviour in agricultural soils, the ANIMO model*. Wageningen, DLO-Staring Centrum, Rapport 30.

Van den Broek, B.J., J.A. Elbers, J. Huygen, P. Kabat, J.G. Wesseling, J.C. van Dam and R.A. Feddes, 1994. *SWAP 1993 Input instructions manual*. Wageningen, DLO-Staring Centrum, Interne Mededeling 291.

Aanhangsel 1 Invoergegevens voor het gehalte aluminium en ijzer ($\text{mmol} \cdot \text{kg}^{-1}$)

bodemiaag	perceel		locatie			
	3	11	12	13	14	15
1	97,3	107,5	63,3	134,0	77,1	104,5
2	109,8	89,3	89,8	187,3	96,9	85,4
3	66,9	48,6	47,5	135,8	41,6	61,1
4	29,0	16,8	14,5	86,4	15,6	11,7
5	12,0	17,4	7,6	14,9	9,5	10,8
6	8,0	6,7	4,8	15,5	5,3	7,8
7	10,4	5,6	18,5	7,4	16,8	3,7
8	9,2	6,1	11,6	11,4	11,0	5,7

bodemiaag	perceel		locatie			
	2	6	7	8	9	10
1	80,8	70,4	71,3	53,8	156,3	52,4
2	101,1	66,7	73,5	70,2	224,2	71,1
3	80,0	59,8	58,0	77,1	129,9	75,4
4	38,5	38,5	28,6	35,6	64,7	25,0
5	14,8	14,6	23,7	15,1	9,8	10,6
6	23,3	24,4	71,4	9,1	4,5	7,4
7	30,0	5,3	114,6	17,4	5,9	6,9
8	26,6	14,8	93,0	13,3	5,2	7,1

Aanhangsel 2 Invoergegevens voor het initiële fosfaatgehalte (mmol·kg⁻¹)

bodem- laag	perceel 3	locatie					gemiddelde
		11	12	13	14	15	
1	11,50	7,10	9,50	19,50	9,00	7,10	10,44
2	13,00	6,00	13,50	27,25	11,10	5,80	12,73
3	4,60	3,25	5,30	9,40	2,85	4,15	4,99
4	2,00	1,12	1,00	6,00	1,07	0,79	2,00
5	0,83	1,16	0,53	1,03	0,65	0,73	0,82
6	0,55	0,45	0,33	1,05	0,37	0,53	0,55
7	0,71	0,37	1,28	0,50	1,15	0,25	0,71
8	0,63	0,63	0,63	0,63	0,63	0,63	0,63

bodem- laag	perceel 2	locatie					gemiddelde
		6	7	8	9	10	
1	12,10	4,85	8,30	3,75	23,50	3,70	8,82
2	15,20	4,60	8,30	4,90	34,00	5,00	11,36
3	5,50	4,10	4,00	5,30	14,00	5,25	6,53
4	2,70	2,65	2,00	2,45	4,50	1,75	2,67
5	1,00	1,00	1,65	1,05	0,69	0,74	1,03
6	1,60	1,68	5,00	0,64	0,31	0,51	1,63
7	2,10	0,37	8,00	1,20	1,85	0,47	2,38
8	1,85	1,85	1,85	1,85	1,85	1,85	1,85

Aanhangsel 3 Samenstelling van varkensdrijfmest

De samenstelling van varkensdrijfmest is gedefinieerd door het gehalte ammonium, nitraat, anorganisch fosfaat (ortho-P) en organische stof. De organische stof in varkensdrijfmest is verdeeld over drie fracties met de volgende specifieke eigenschappen:

- de afbraaksnelheid,
- het deel van de fractie in oplossing,
- het deel van de fractie in de vaste fase (in suspensie),
- de stofgehalten (organisch fosfaat, organisch stikstof).

In de onderstaande tabel is de samenstelling van de organische stof en het fosfaat in varkensdrijfmest uiteengezet.

gehalte organische stof in varkensdrijfmest				0,063
fractienummer	1	2	3	
fractie van de organische stof	0,1	0,8	0,1	
deel van de fractie in oplossing	0,1	0,05	0,0	
deel van de fractie in vaste fase	0,9	0,95	1,0	
gehalte organisch P in de fractie	0,0001	0,002	0,0318	
gehalte organisch P in de org. stof	0,00001	0,0016	0,00318	
totale gehalte organisch P in de organische stof				0,0048
gehalte organisch P in varkensdrijfmest				$0,3024 \times 10^{-3}$
gehalte ortho-P in varkensdrijfmest				$1,7500 \times 10^{-3}$
gehalte totaal P in varkensdrijfmest				$2,0540 \times 10^{-3}$

Aanhangsel 4 Statistische parameters

Voor de beoordeling van het verschil tussen de berekende grondwaterstanden en de gemeten grondwaterstanden is onder meer gebruik gemaakt van een aantal statistische parameters. Onderstaande parameters zijn gebruikt om de simulaties onderling te vergelijken.

$$RMSE = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{(b_i - m_i)^2}{n}} \cdot \frac{100}{\bar{m}} \quad (72)$$

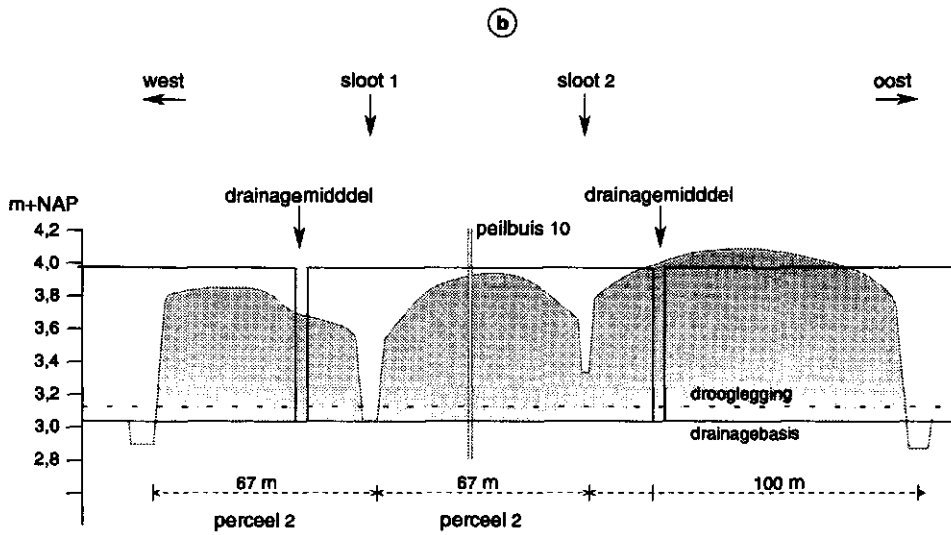
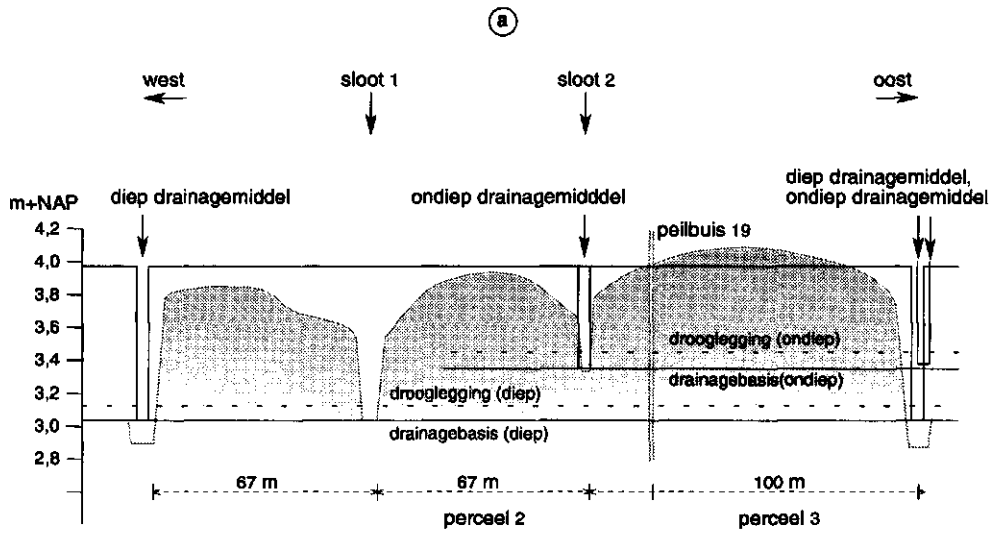
$$CD = \frac{\sum_{i=1}^n (m_i - \bar{m})^2}{\sum_{i=1}^n (b_i - \bar{m})^2} \quad (73)$$

$$CRM = \frac{\sum_{i=1}^n m_i - \sum_{i=1}^n b_i}{\sum_{i=1}^n m_i} \quad (74)$$

- n = aantal metingen (-)
 m = gemeten grondwaterstand (m - mv.)
 b = berekende grondwaterstand (m - mv.)

Vergelijking (72) geeft het gemiddelde van de som van de kwadraten van de afwijkingen tussen berekende en gemeten waarden, uitgedrukt in procenten van het gemiddelde van de gemeten grondwaterstanden. Het optimum van deze vergelijking is gelijk aan nul. Vergelijking (73) geeft een uitdrukking voor de verhouding tussen de spreiding in de gemeten grondwaterstanden en de spreiding in de berekende grondwaterstanden. Het optimum van deze vergelijking is gelijk aan 1. Een kleinere waarde betekent dat de spreiding in de berekeningen groter is dan de spreiding in de metingen, en omgekeerd betekent een grotere waarde dat de spreiding in de berekeningen groter is dan de spreiding in de metingen. Vergelijking (74) geeft een negatieve waarde als de berekende grondwaterstanden lager zijn dan de gemeten grondwaterstanden en een positieve waarde als de berekende grondwaterstanden hoger zijn dan de gemeten grondwaterstanden. Het optimum van deze vergelijking is gelijk aan nul.

Aanhangsel 5 Doorsnede proeflocatie 1 ter hoogte van raai a



201102

Aanhangsel 6 Waterbalanstermen van de eendimensionale berekeningen

Legenda (alle waterbalanstermen in mm.j^{-1})

N	= neerslag
I	= infiltratie
E_o	= interceptieverdamping
R	= oppervlakte-afvoer
E_a	= actuele bodemevaporatie
T_a	= actuele transpiratie
Q_b	= kwelflux door de onderrand
T_p	= potentiële transpiratie
E_p	= potentiële bodemevaporatie
Q_d	= ontwatering (laterale fluxen)
1, 2	= index drainagesysteem
x	= gemiddelde 1971 t/m 1990
s	= standaardafwijking

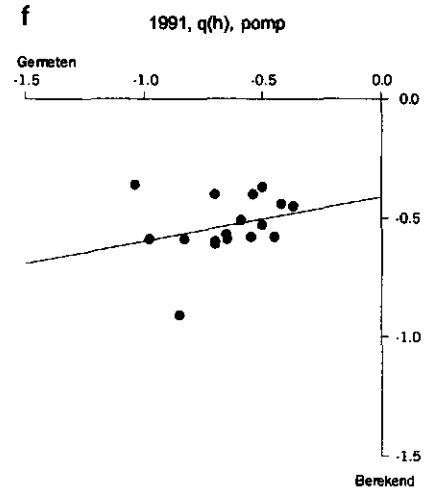
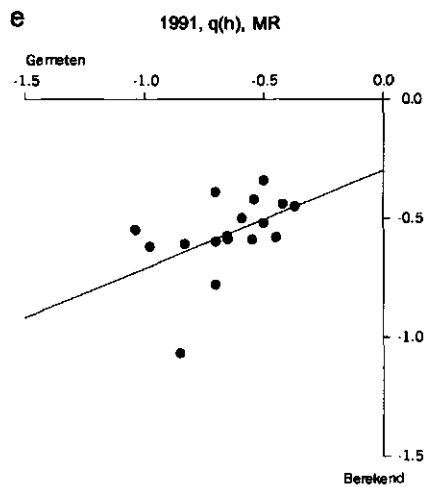
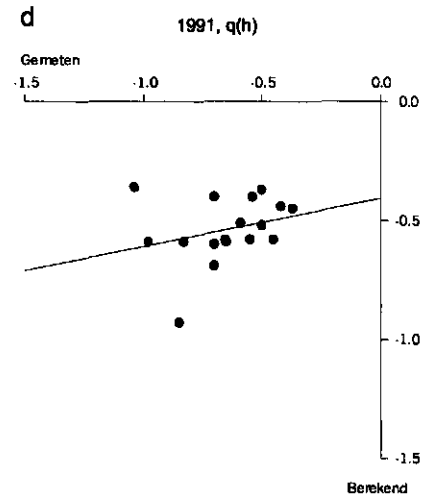
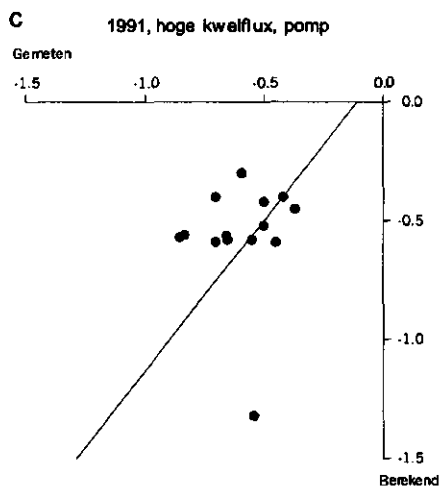
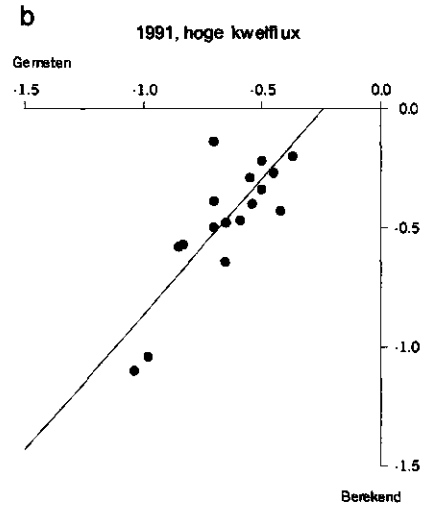
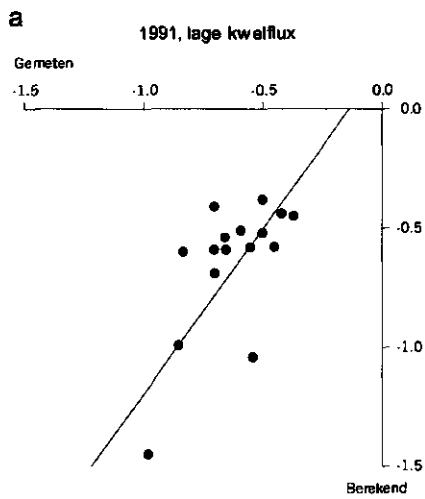
Perceel 3

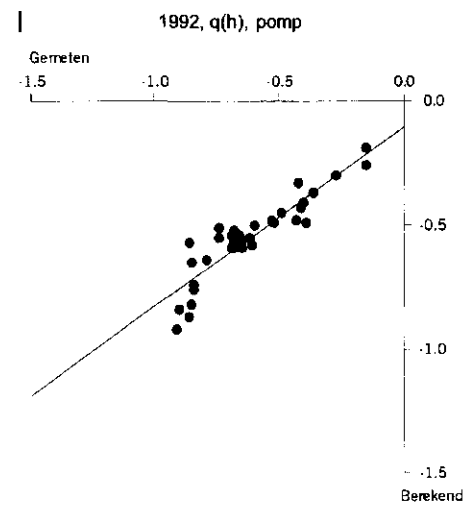
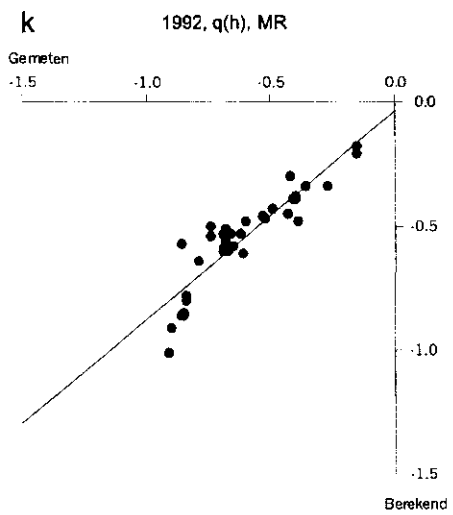
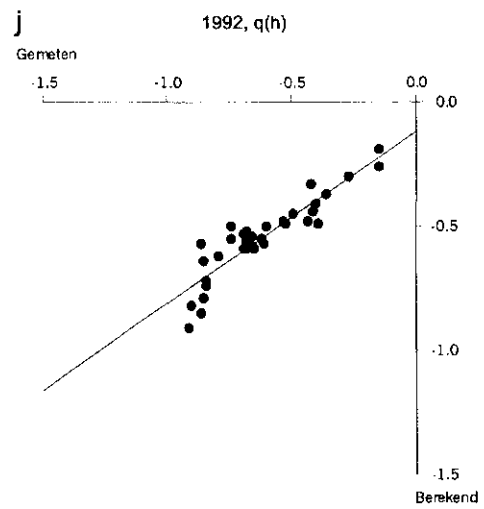
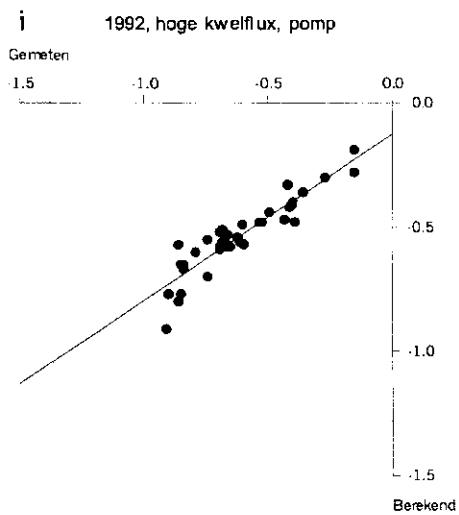
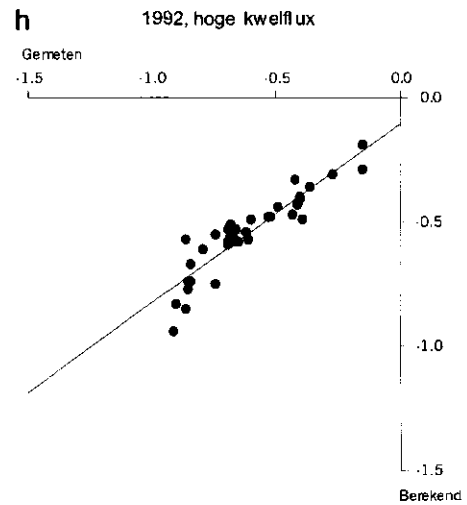
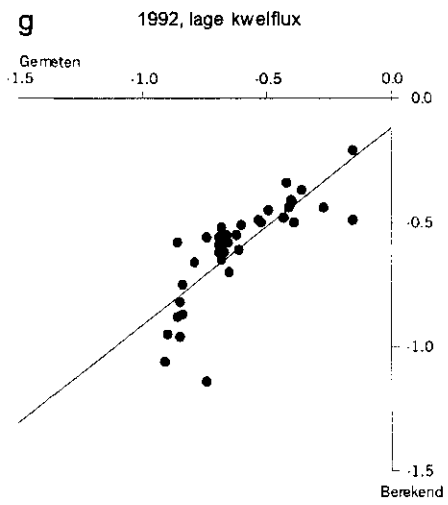
jaar	N	I	E _o	R	E _a	T _a	Q _b	T _p	E _p	Q _{d1}	Q _{d2}
1971	560	475	90	0	75	395	240	400	130	165	80
1972	655	550	105	0	90	360	175	365	120	205	75
1973	780	650	105	25	100	400	220	410	130	225	140
1974	995	845	115	35	95	380	175	400	130	280	250
1975	630	530	95	5	95	415	255	420	135	185	100
1976	540	465	70	5	80	445	320	450	145	155	100
1977	815	675	115	25	80	355	200	370	120	240	185
1978	645	535	100	10	80	360	225	365	115	195	115
1979	875	735	120	20	85	325	170	355	115	265	215
1980	865	720	105	35	80	340	190	370	115	265	230
1981	990	805	105	80	85	340	155	365	115	275	250
1982	635	525	100	15	80	440	280	450	145	175	115
1983	890	725	110	55	85	365	235	400	125	275	230
1984	890	755	95	40	75	335	175	360	115	280	240
1985	725	590	110	30	90	355	190	365	115	215	105
1986	715	585	75	50	90	400	260	410	130	195	145
1987	925	770	115	45	90	335	145	360	115	300	195
1988	875	760	100	15	75	345	175	365	115	275	240
1989	660	570	85	5	90	425	285	435	140	210	130
1990	715	610	90	10	85	415	245	425	135	205	150
x	769	644	100	25	85	377	216	392	125	229	165
s	133	111	12	21	7	35	44	30	10	43	58
1991	610	515	90	0	80	375	230	390	125	180	115
1992	850	745	100	5	95	400	190	420	135	260	180
1993	840	710	90	40	90	355	195	375	120	250	200

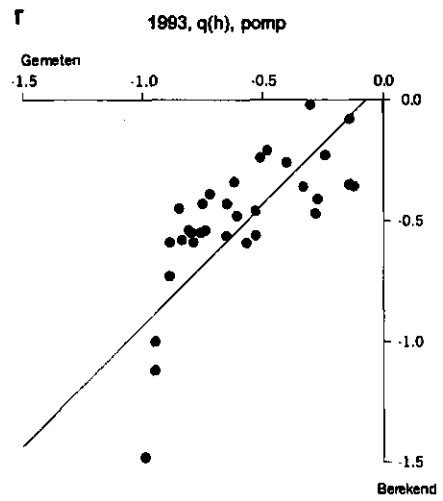
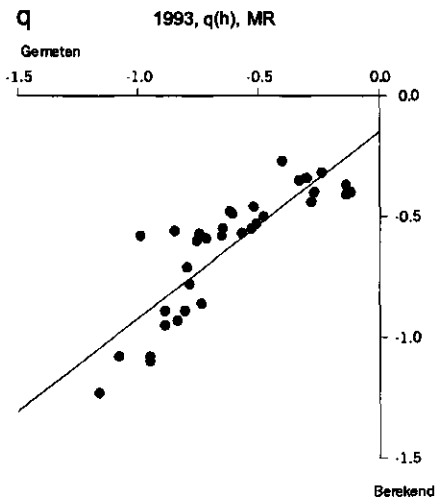
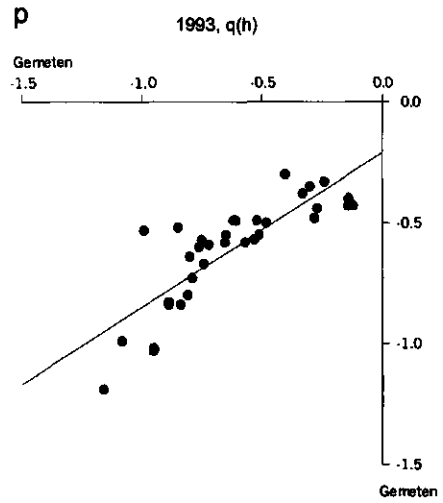
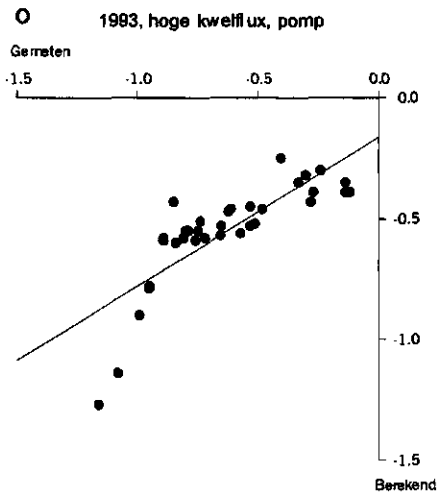
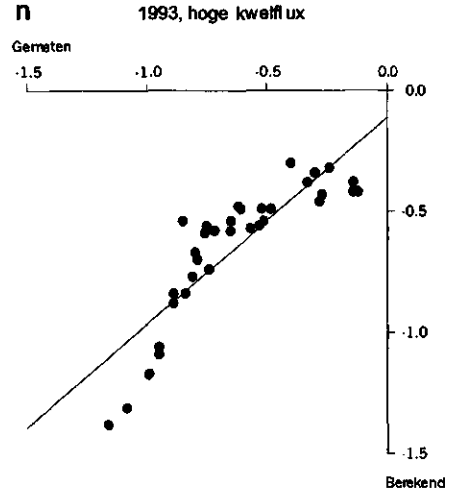
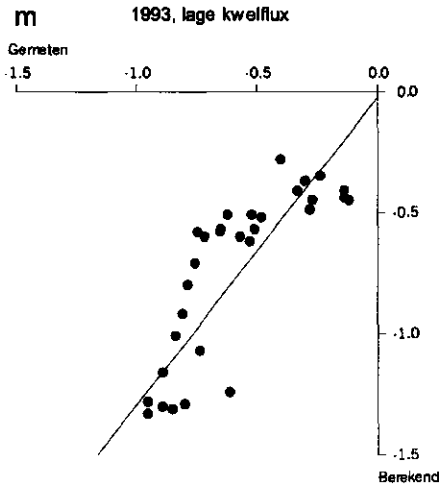
Perceel 2

jaar	N	I	E _o	R	E _a	T _a	Q _b	T _p	E _a	Q _d
1971	560	475	90	0	75	400	275	400	130	280
1972	655	550	105	0	90	365	215	365	120	315
1973	780	660	105	15	100	405	250	410	130	400
1974	995	865	115	15	100	390	220	400	130	585
1975	630	535	95	0	100	415	280	420	135	310
1976	540	470	70	0	80	445	335	450	145	275
1977	815	685	115	15	85	360	230	370	120	455
1978	645	540	100	5	80	365	260	365	115	355
1979	875	745	120	10	85	340	200	355	115	510
1980	865	750	105	5	85	345	220	370	115	555
1981	990	830	105	55	90	345	200	365	115	580
1982	635	525	100	10	80	445	305	450	145	310
1983	890	740	110	40	90	380	265	400	125	530
1984	890	780	95	15	75	345	210	360	115	570
1985	725	595	110	20	90	360	215	365	115	355
1986	715	595	75	45	90	405	280	410	130	365
1987	925	790	115	25	95	345	180	360	115	540
1988	875	775	100	0	80	355	210	365	115	555
1989	660	580	85	0	90	430	315	435	140	370
1990	715	620	90	0	85	415	270	425	135	380
x	769	655	100	14	87	383	247	392	125	430
s	133	118	12	16	7	33	40	30	10	105
1991	610	515	90	0	80	385	255	390	125	315
1992	850	750	100	0	95	410	225	420	135	475
1993	850	735	90	30	90	360	225	375	120	485

Aanhangsel 7 Regressies van de berekende grondwaterstanden (MOISHE3) op de gemeten grondwaterstanden







Aanhangsel 8 Waterbalanstermen berekend met MOISHE3

Legenda

onderrandvoorwaarde:

3x = lage kwelflux

6x = hoge kwelflux

q(h) = kwelflux-grondwaterstandsrelatie

bovenrandvoorwaarde:

M = berekend volgens Makkink

MR = berekend volgens Monteith-Rijtema

waterbalanstermen (in $\text{mm}\cdot\text{j}^{-1}$):

N = neerslag

I = infiltratie

T_p = potentiële transpiratie

T_a = actuele transpiratie

E_a = actuele bodemevaporatie

E_p = potentiële bodemevaporatie

Q_b = kwelflux door de onderrand

Q_d = drainafvoer

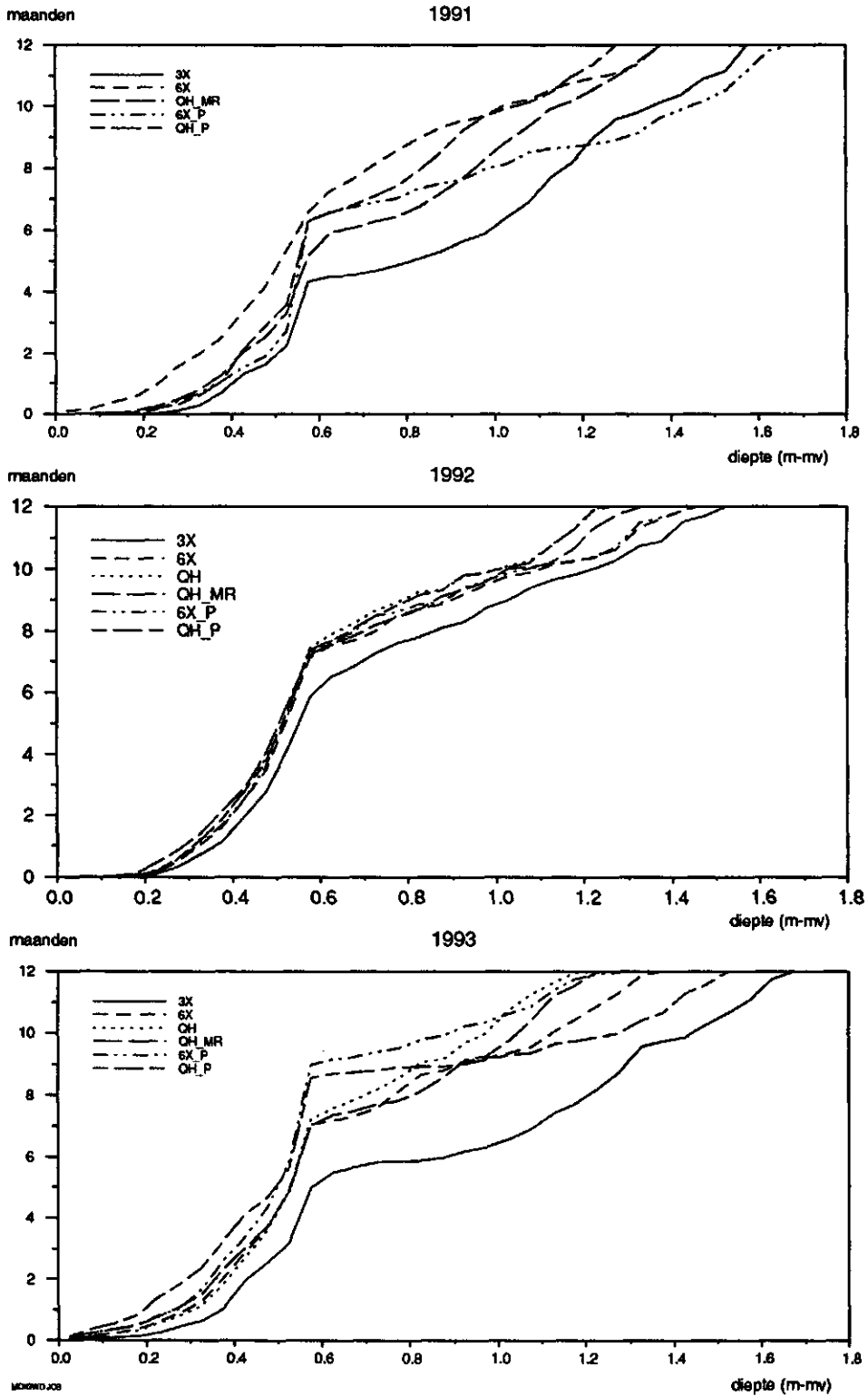
Q_s = slootafvoer

Q_{in} = som van de ingaande fluxen

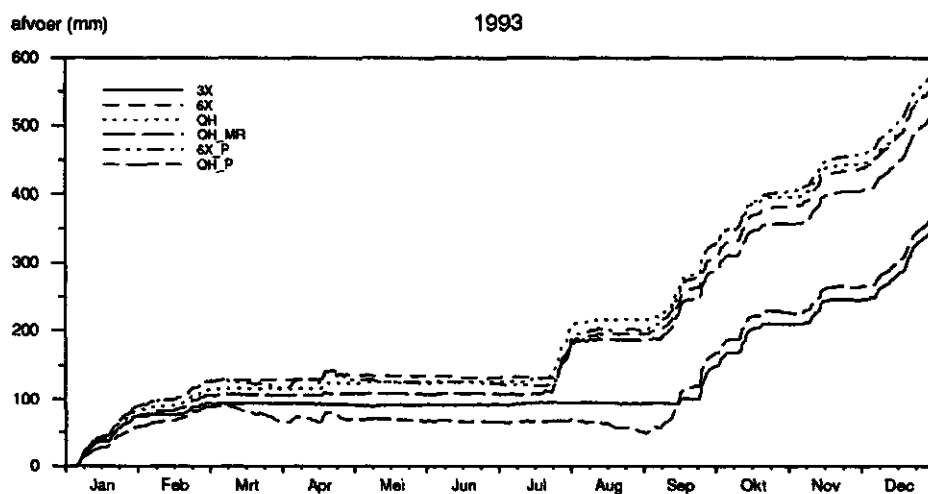
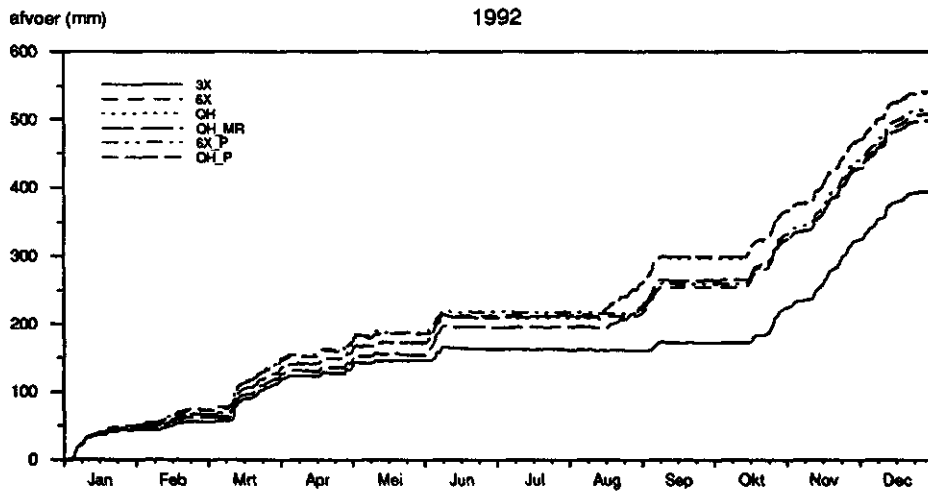
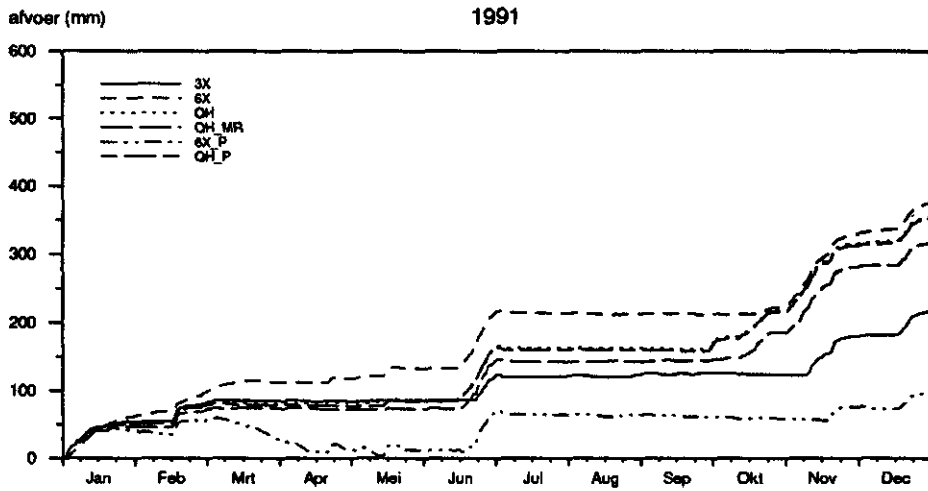
Q_{uit} = som van de uitgaande fluxen

jaar	onderrand	bovenrand	pomp	N	I	T _p	T _a	E _a	E _p	Q _b	Q _d	Q _s	Q _{in}	Q _{uit}
1991	3x	M	uit	608	608	426	413	107	107	131	0	163	739	683
	6x	M	uit	608	601	426	376	107	107	260	0	342	861	825
	6x	M	aan	608	608	426	395	107	107	0	457	164	608	1123
1992	q(h)	M	uit	608	608	426	396	107	107	252	0	277	859	780
	q(h)	M	aan	608	608	426	396	107	107	249	422	276	857	1201
	q(h)	MR	uit	608	608	497	471	125	125	307	0	230	914	826
	3x	M	uit	887	858	460	434	121	130	100	0	288	958	852
1993	6x	M	uit	885	857	460	423	121	125	200	0	364	1057	912
	6x	M	aan	853	853	460	421	115	115	200	322	377	1053	1235
	q(h)	M	uit	853	853	460	412	115	115	215	0	384	1068	912
	q(h)	M	aan	853	853	460	413	115	115	218	497	374	1071	1399
	q(h)	MR	uit	853	853	510	463	128	128	237	0	359	1090	950
	3x	M	uit	851	842	411	395	103	103	9	0	257	851	756
	6x	M	uit	886	847	411	374	108	112	202	0	413	1050	899
1994	6x	M	aan	851	839	411	356	103	103	202	628	434	1040	1521
	q(h)	M	uit	855	836	411	370	103	103	202	0	407	1038	880
	q(h)	M	aan	851	838	411	364	103	103	2	595	413	840	1475
1995	q(h)	MR	uit	851	823	457	414	115	115	225	0	380	1049	908

Aanhangsel 9 Duurlijnen van de grondwaterstand berekend met MOISHE3

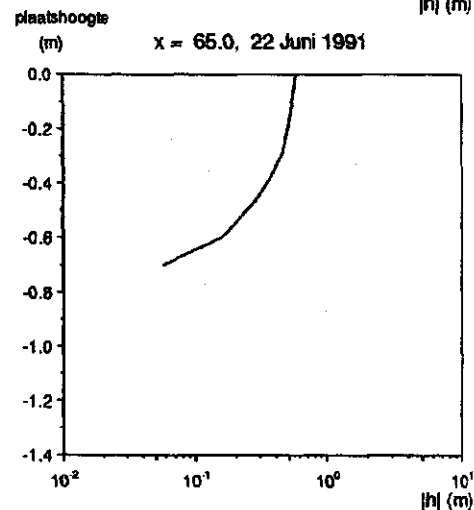
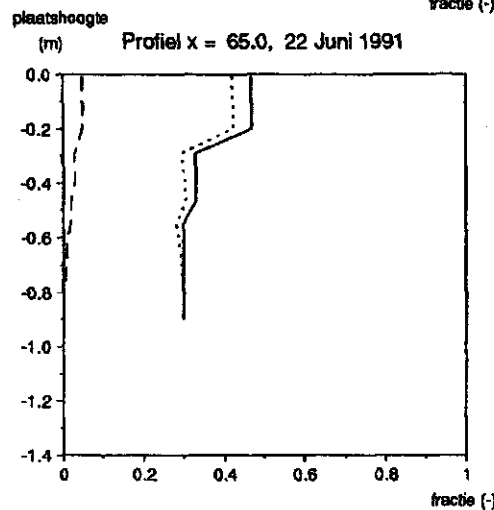
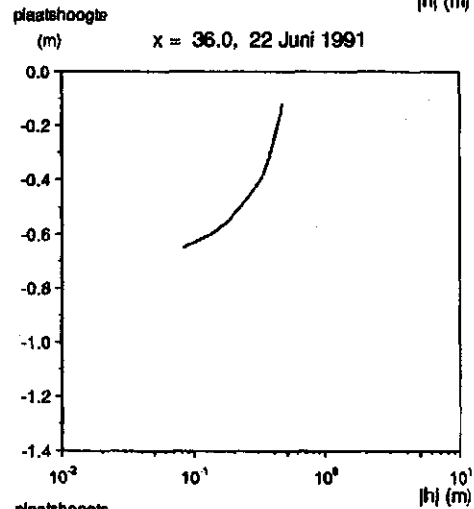
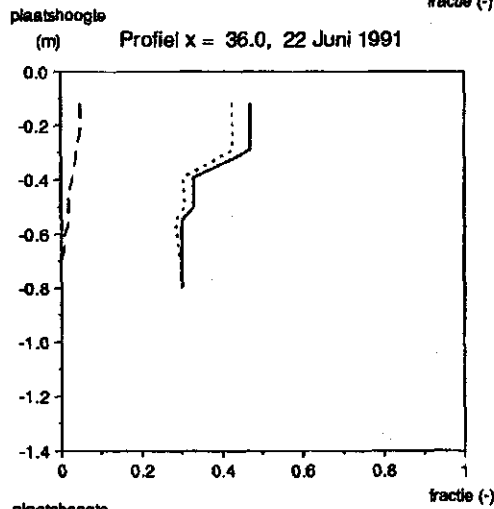
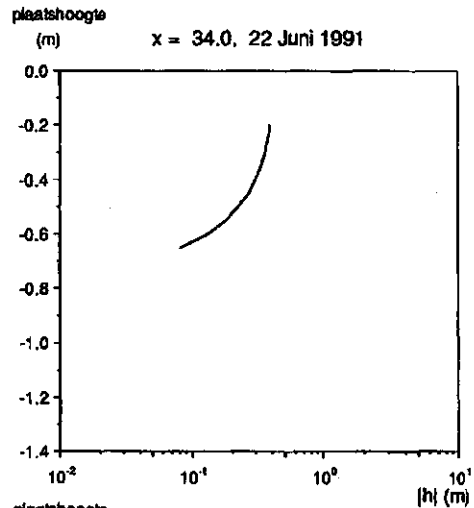
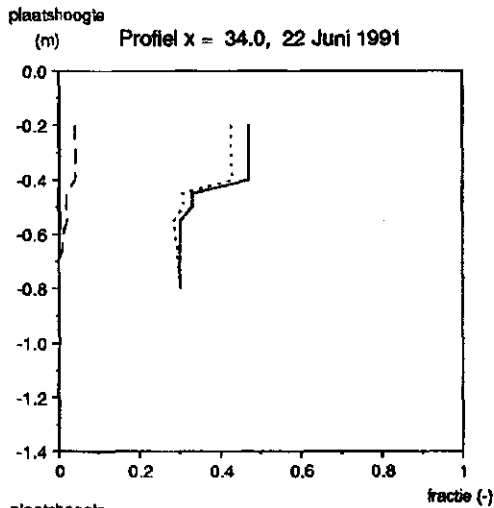


Aanhangsel 10 Cumulatieve slootafvoer berekend met MOISHE3

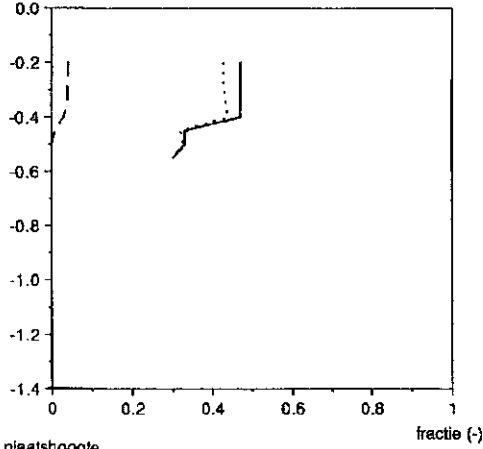


rvv.08

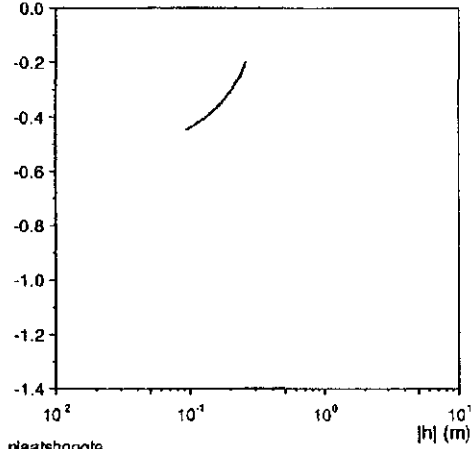
Aanhangsel 11 Bodemwater- en drukprofielen op 1, 3 en 32 m afstand van de sloot (MOISHE3)



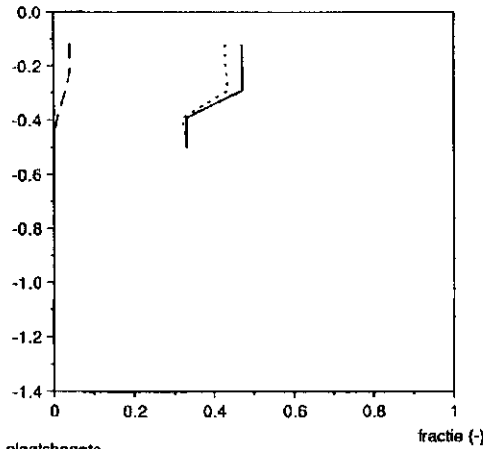
plaatshoogte
(m) Profiel x = 34.0, 28 Juni 1991



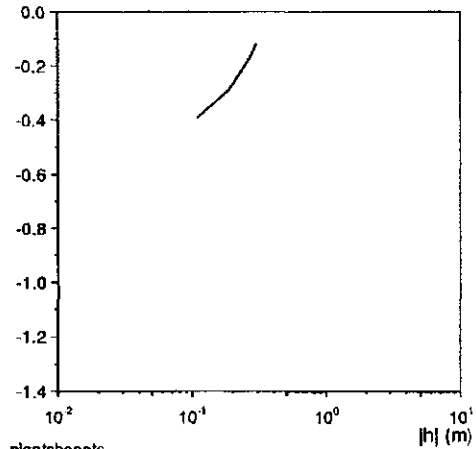
plaatshoogte
(m) x = 34.0, 28 Juni 1991



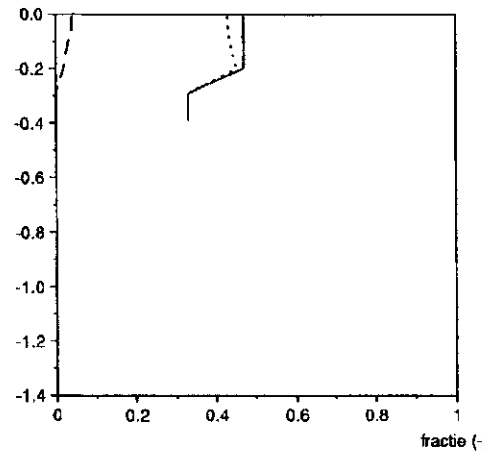
plaatshoogte
(m) Profiel x = 36.0, 28 Juni 1991



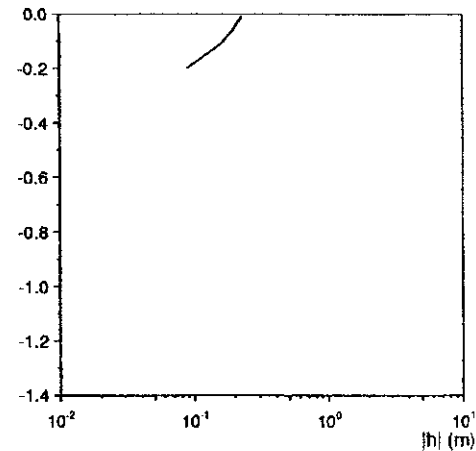
plaatshoogte
(m) x = 36.0, 28 Juni 1991



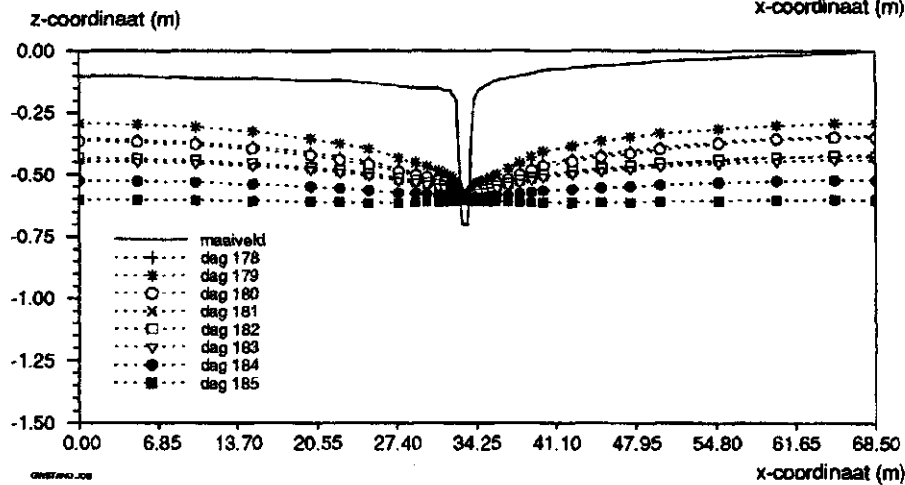
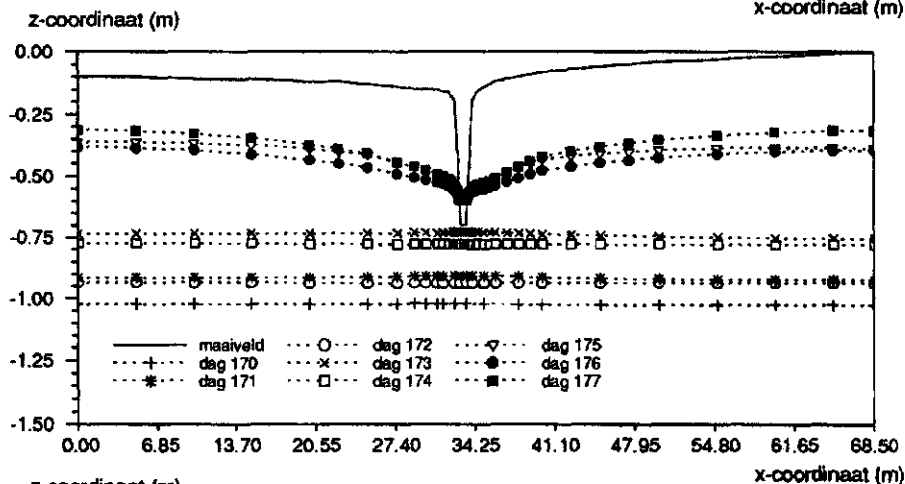
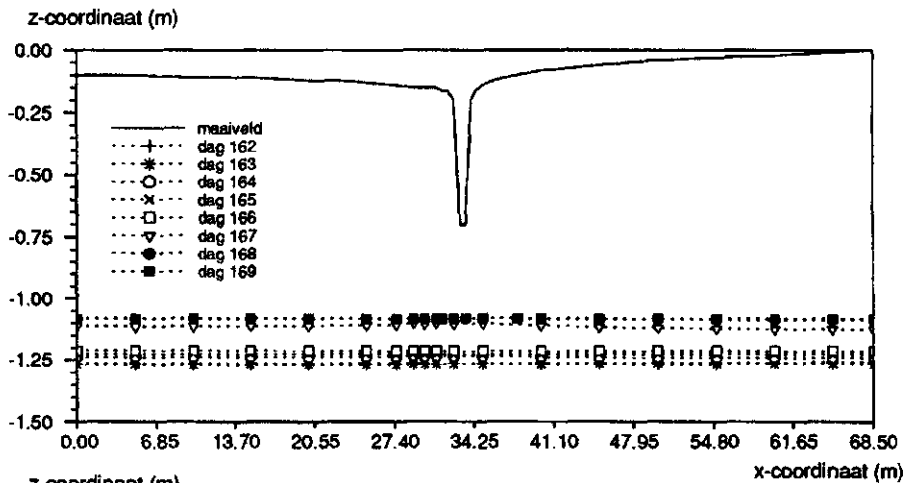
plaatshoogte
(m) Profiel x = 65.0, 28 Juni 1991



plaatshoogte
(m) x = 65.0, 28 Juni 1991

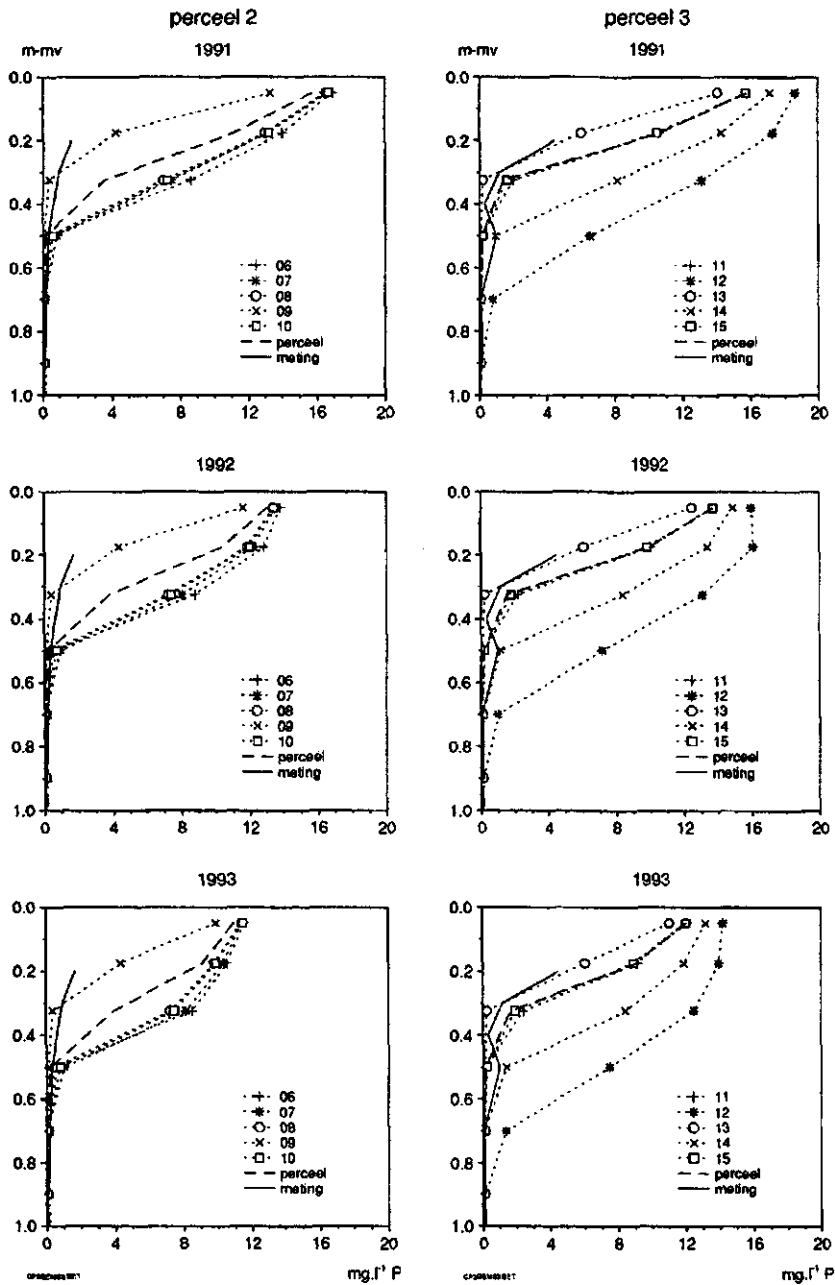


Aanhangsel 12 Grondwaterspiegel berekend met MOISHE3 (11 juni t/m 4 juli 1991)



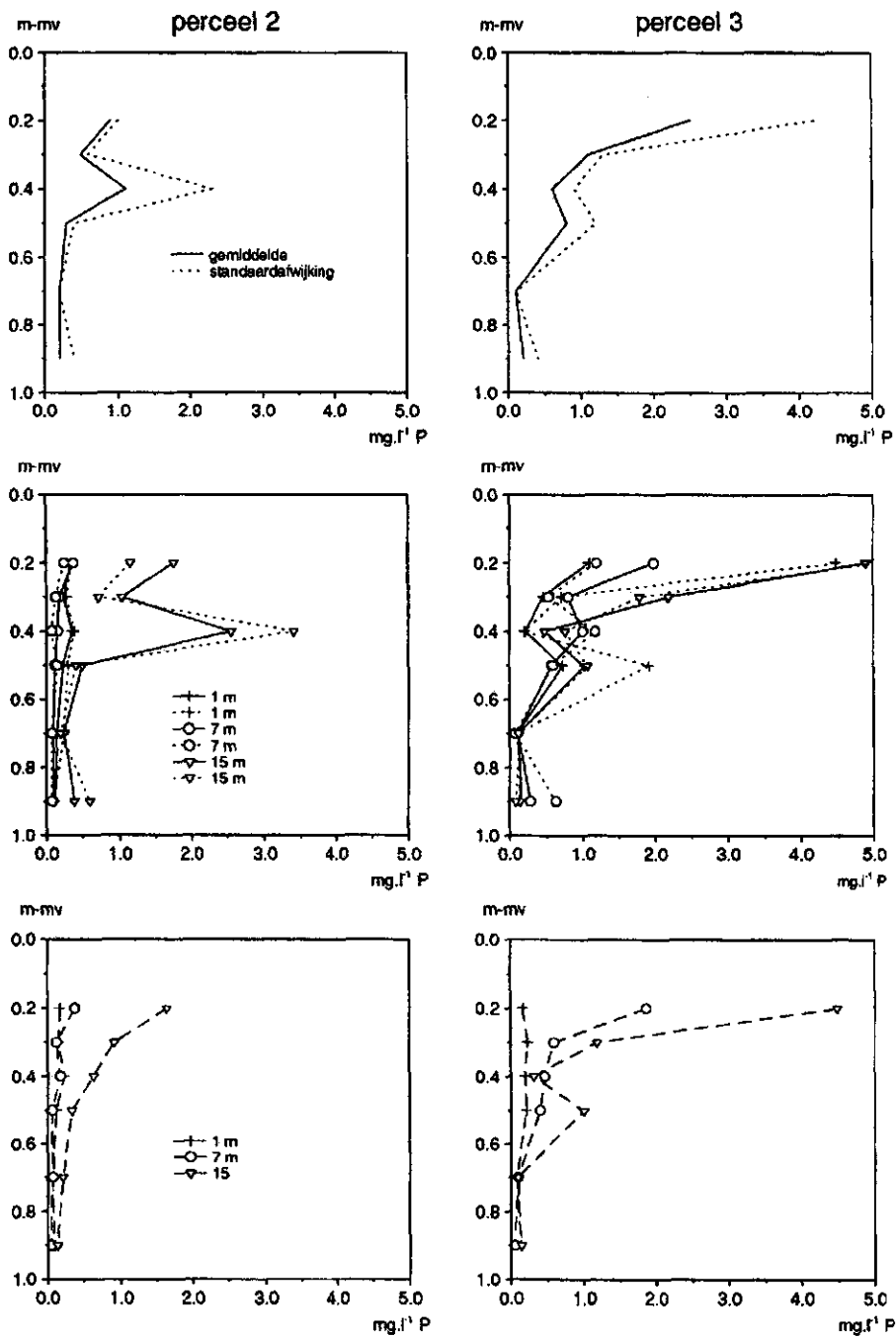
Aanhangsel 13 Berekende orthofosfaatconcentraties (mg.l^{-1} P)

Jaargemiddelde fosfaatconcentraties met ANIMO berekend, met perceelsgemiddelde gehalten aluminium en ijzer en met de gehalten aluminium en ijzer van de afzonderlijke bemonsteringslocaties als invoergegevens. Ook is uitgezet de mediaan van de fosfaatconcentraties op 15 m afstand van de sloot, gemiddeld over de gehele meetperiode.

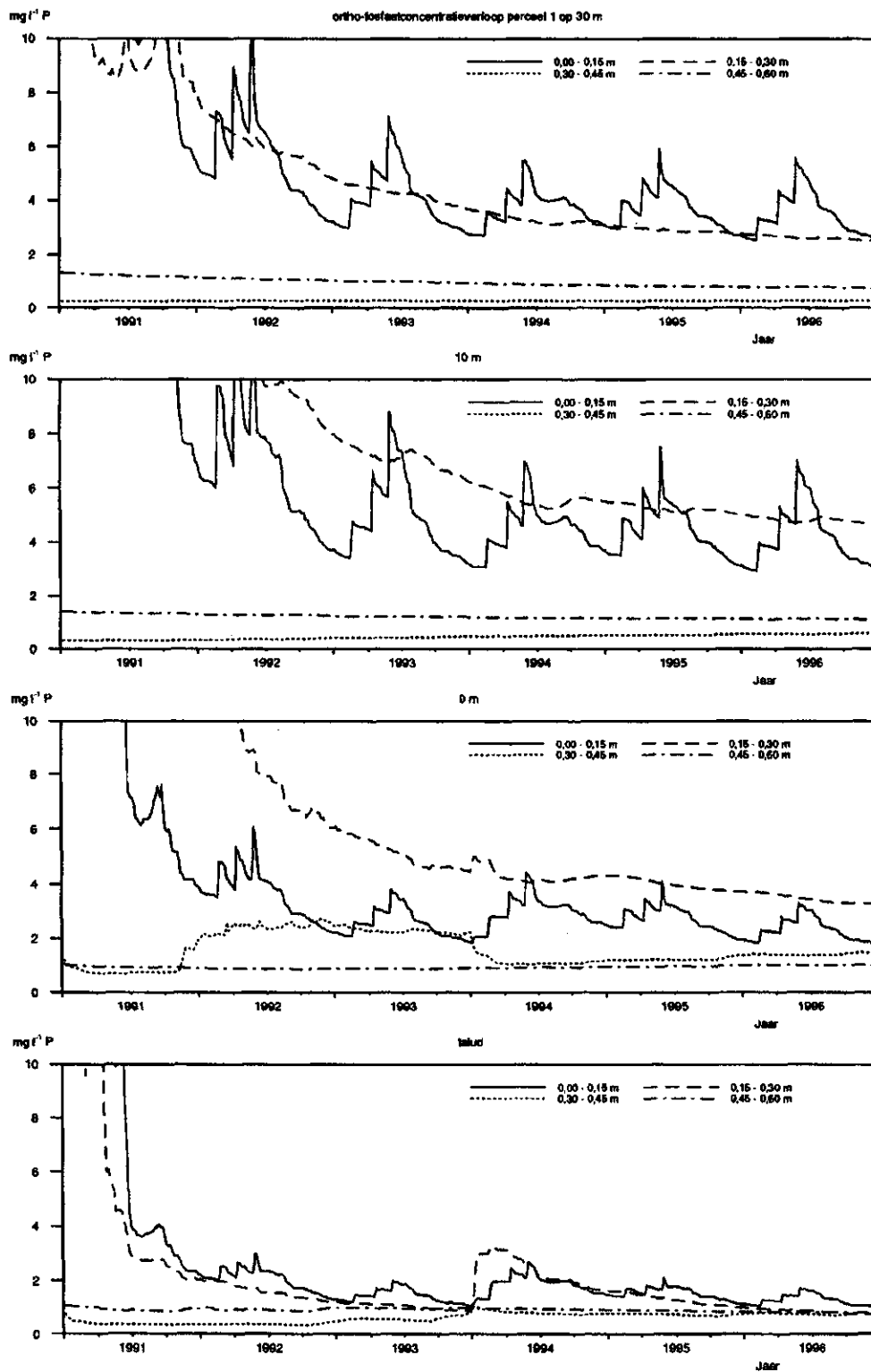


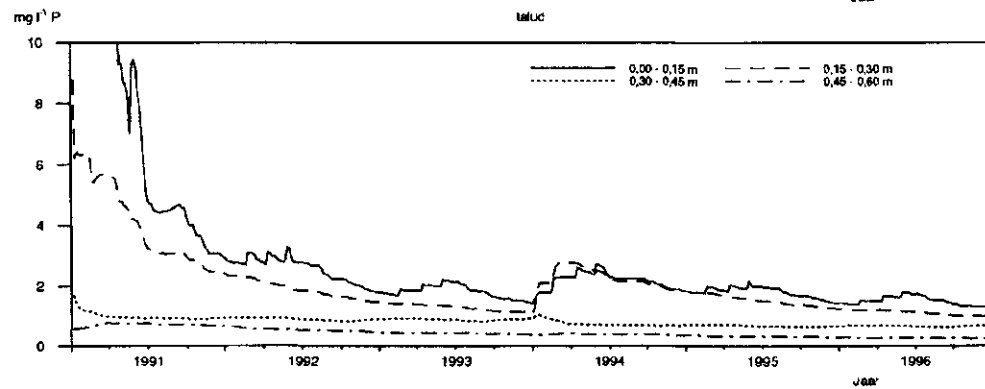
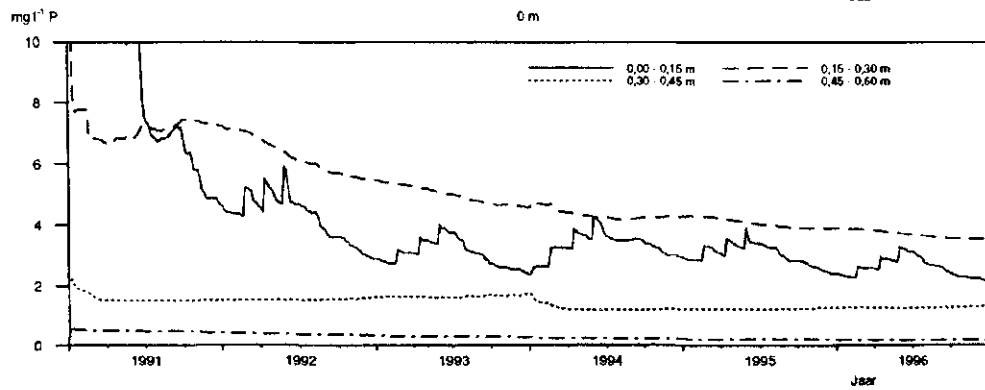
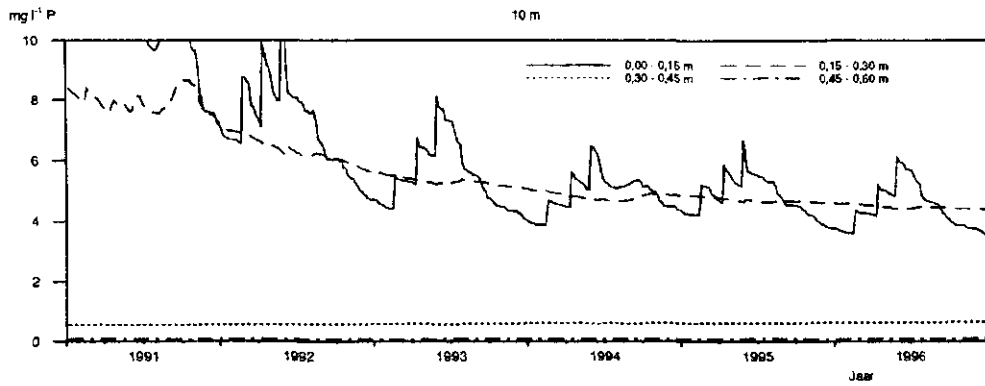
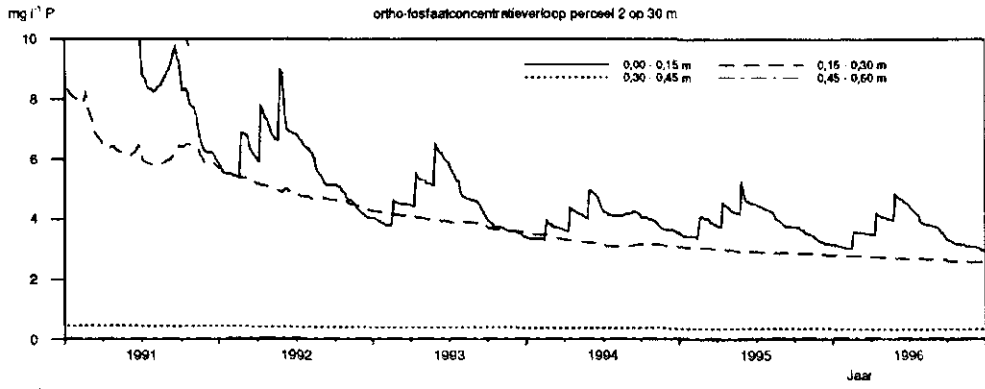
Aanhangsel 14 Gemeten orthofosfaatconcentraties ($\text{mg.l}^{-1} \text{P}$)

Gemiddelde fosfaatconcentraties over de gehele meetperiode, uitgezet tegen de diepte; boven: perceelsgemiddelde en standaardafwijking; midden: gemiddelde en standaardafwijking voor drie afstanden tot de sloot; en onder: de mediaanwaarde voor drie afstanden tot de sloot.

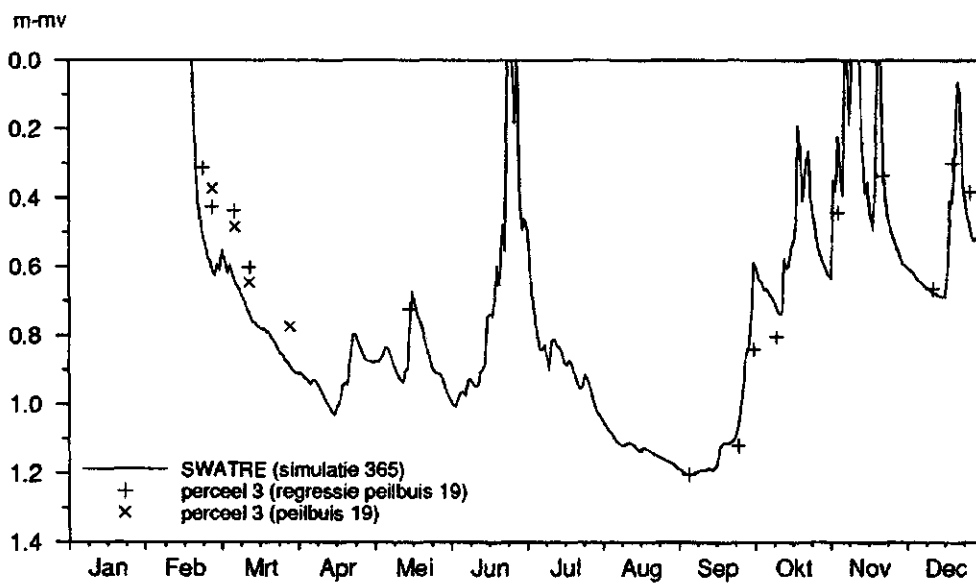
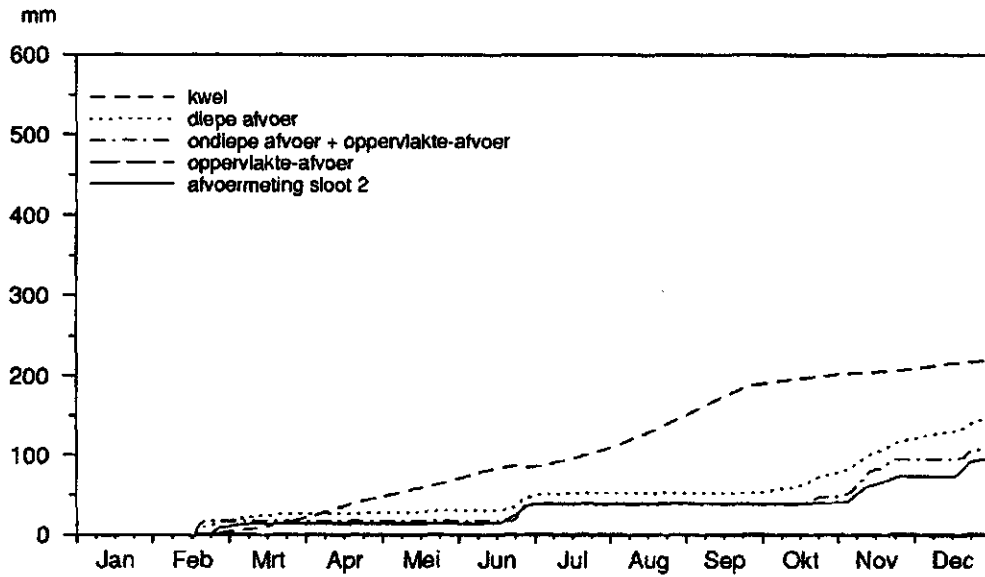


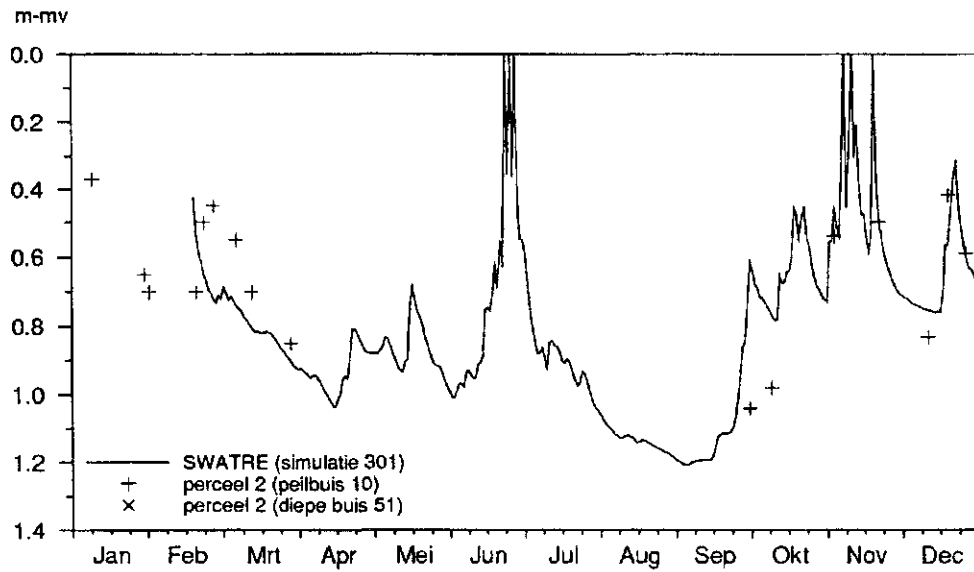
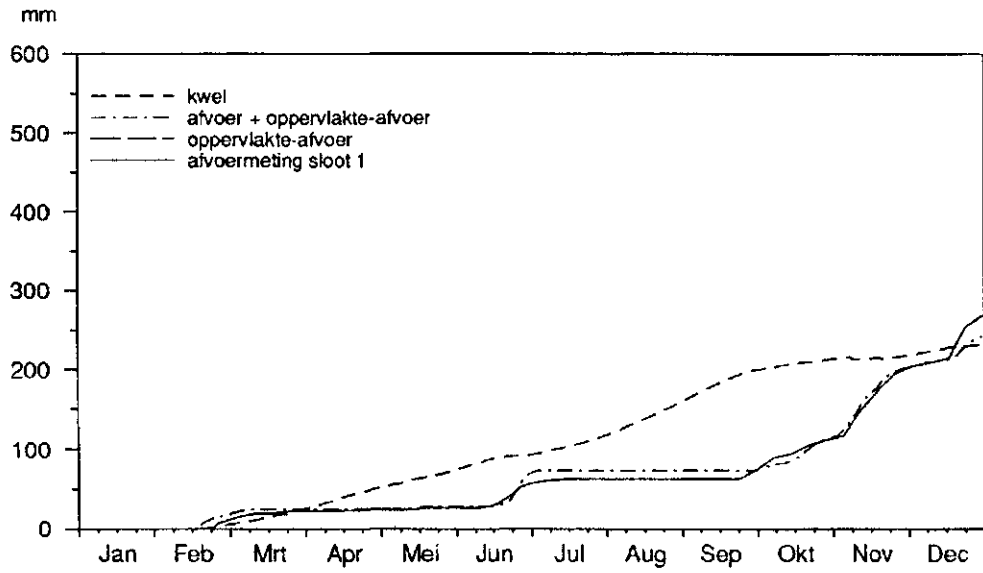
Aanhangsel 15 Orthofosfaatconcentraties op drie afstanden van de sloot en langs het sloottalud (mg.l⁻¹ P)





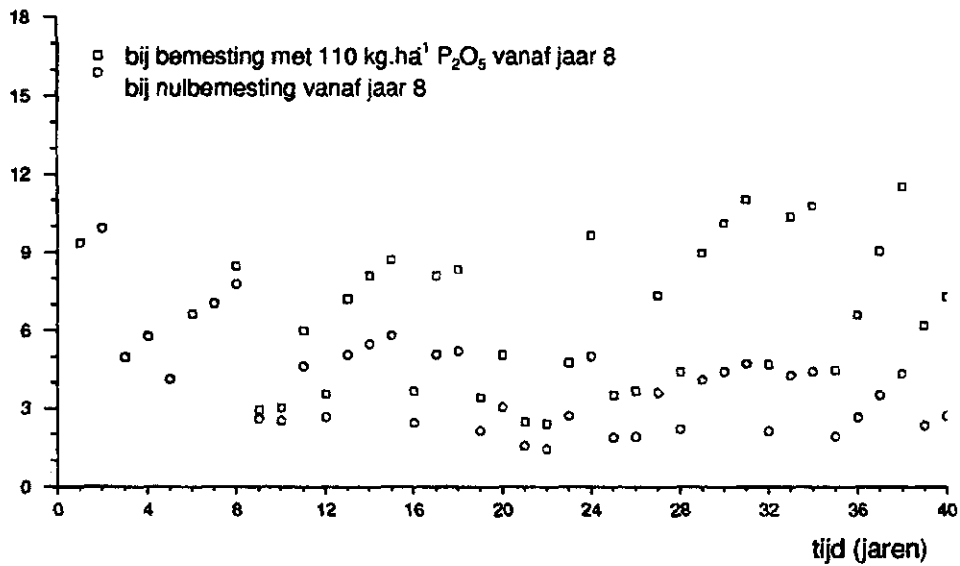
Aanhangsel 16 Grondwaterstanden en slootafvoer vergeleken met de berekeningen met SWATRE (20 feb. t/m 31 dec. 1991)



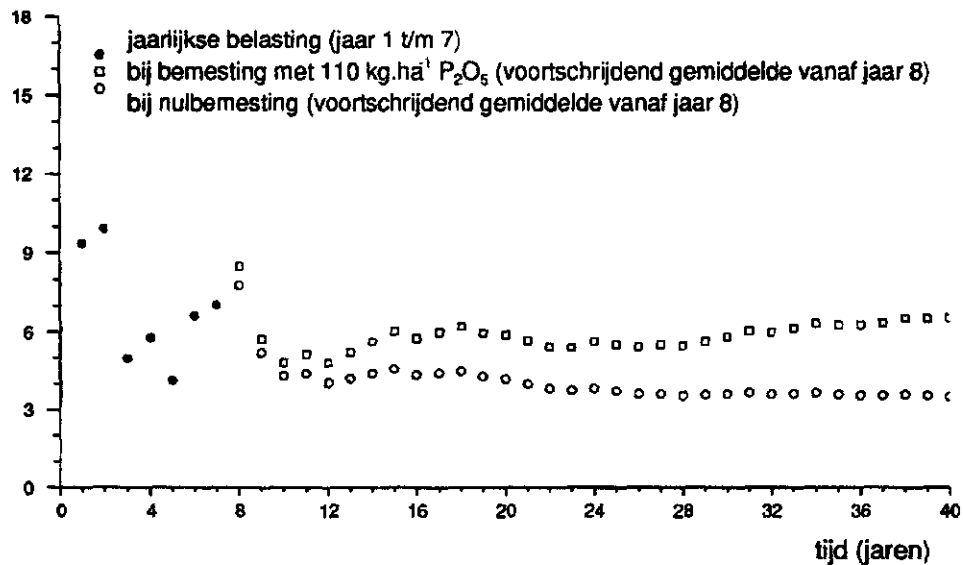


Aanhangsel 17 Lange-termijneffect van twee bemestingmaatregelen op de fosfaatspoeling

jaarlijkse fosfaatbelasting
(kg.ha⁻¹ ortho-P)



fosfaatbelasting
(kg.ha⁻¹ ortho-P)



Aanhangsel 18 Orthofosfaatconcentraties na toediening van ijzerhoudend materiaal in een 10 m brede strook aan weerszijde van de sloot, inclusief het sloottalud (mg.l⁻¹ P)

