De beschrijving van fosfaatuitwisselingsprocessen tussen meersedimenten en oppervlaktewater

1. Inleiding

Veel beheerders van stagnant oppervlaktewater zien zich gesteld voor de vraag of het effect van fosfaatsaneringsmaatregelen niet wordt vertraagd of zelfs teniet gedaan wordt door nalevering van P uit het sediment. Er is een duidelijke behoefte aan een methode om de huidige en de te verwachten fosfaatuitwisseling tussen onderwaterbodem en oppervlaktewater vast te stellen.
Vanuit de Universiteit Twente is van 1980 tot 1985 een breed opgezet onderzoek uitgevoerd naar de fosfaathuishouding in het Veluwe- en het Drontermeer (afb. 1)



A. G. BRINKMAN
Universiteit Twente, Vakgroep Procesbeheersing en Milieubeheer



L. LIJKLEMA
Landbouwuniversiteit Wageningen, Vakgroep Waterzuivering



W. VAN RAAPHORST
Universiteit Twente, Vakgroep Procesbeheersing en Milieubeheer*)



G. VAN STRATEN
Universiteit Twente, Vakgroep Procesbeheersing en Milieubeheer*)

[Brinkman en Van Raaphorst, 1986], met als voornaamste doel een beter inzicht te verkrijgen in het mechanisme van de uitwisseling van fosfaat tussen water en bodem.

Dit onderzoek werd gedeeltelijk gefinancierd door het Rijksinstituut voor Zuivering van Afvalwater (Rijkswaterstaat, Dienst Binnenwateren) te Lelystad en het werd ondersteund door de Rijksdienst voor de IJsselmeerpolders en de Directie Zuiderzeewerken van Rijkswaterstaat.

Over het onderzoek is in H_2O een inleiding verschenen [Van Raaphorst e.a., 1985].
Voor een uitgebreide beschrijving van de eutrofiëringsproblematiek in het Veluwemeer wordt verwezen naar Hosper [1981] en Hosper e.a. [1986].

In een drietal artikelen geven wij een samenvatting van de belangrijkste resultaten van dit onderzoek, waarbij de nadruk ligt op die bevindingen die ook in andere soortgelijke situaties van nut zijn.

In dit eerste artikel gaan we in op de fysische grondslagen. In de twee volgende komen de experimentele technieken aan bod [Brinkman e.a., 1987] en de resultaten van de toepassing van theorie en praktijk op de actuele fosfaatuitwisselingsprocessen in het Veluwemeer [Van Raaphorst e.a., 1987].

*) tegenwoordig Ned. Instituut voor Onderzoek der Zee, Texel.

2. Een eerste, eenvoudige beschrijving van de bodem-water uitwisseling

Een eenvoudige weergave van de P-huishouding is te vinden in afb. 2. Wanneer we niet weten welke processen van belang zijn bij de bodem/water-uitwisseling kan alleen een sterk vereenvoudigde vergelijking gebruikt worden om de afgiftesnelheid te beschrijven:

$$J = \mu \cdot k_m \cdot (C_o - C_{ev}) \qquad (1)$$

waarin:

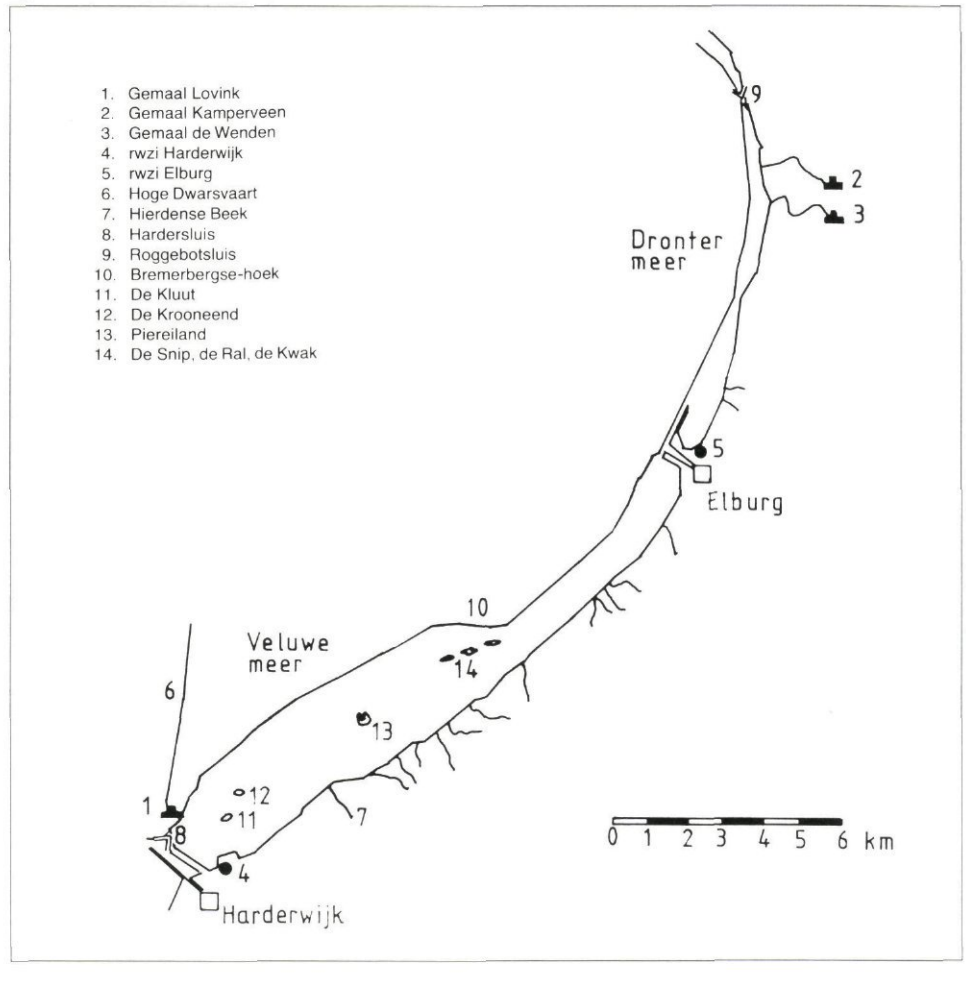
J = massaflux door het grensvlak (mol · m^{-2} · s^{-1})
μ = porositeit
k_m = overdrachtscoëfficiënt (m · s^{-1})
C_o = concentratie van het meerwater (mol (P) · m^{-3})
C_{ev} = een maatgevende concentratie in het poriewater.
Een positieve flux is naar de bodem gericht.

De parameters k_m en C_{ev} moeten experimenteel bepaald worden. De grote moeilijkheid hierbij is dat de parameterwaarden variëren van plaats tot plaats, en ook in de tijd. Vgl. (1) lijkt wel eenvoudig, maar omdat een directe relatie met relevante processen ontbreekt, is het gebruik ervan juist vrij ingewikkeld.
Het is daarom nodig dat in een beschrijving de belangrijkste chemische, fysische en biologische eigenschappen van het sediment en poriewater verdisconteerd zijn.
In de volgende paragrafen wordt een dergelijke, meer algemeen geldende beschrijving uitgelegd.

3. Enkele karakteristieken van bodem/wateruitwisselingsprocessen

In ondiepe systemen wordt de bodem/wateruitwisseling in belangrijke mate bepaald door de processen die zich *in* de bodem afspelen.

Afb. 1 - Veluwemeer.



De transportprocessen in de waterfase zijn nauwelijks van belang. Dit is een gevolg van de goede, door de wind veroorzaakte, verticale menging; het transport in het oppervlaktewater is dan snel vergeleken met het transport in de bodem, dat zich op de schaal van moleculaire diffusie afspeelt. Alleen in gestratificeerde systemen (diepe putten, of bij langdurig windloze perioden in ondiepe systemen) gaat dit niet op, en moeten ook de transportprocessen in de waterfase beschouwd worden. In meren als het Veluwemeer komen dergelijke toestanden maar zelden voor, en zijn ze voor een algemeen beeld van weinig belang.

Alvorens in te gaan op de (mathematische) beschrijving van de overdracht zal eerst een aantal mogelijk belangrijke processen worden besproken.

Processen die zich in de sedimentfase afspelen, en welke van invloed zijn op de bodem/water-uitwisseling zijn:

I – transportprocessen:
diffusie (a), kwel/wegzijging (b)

II – mengprocessen:
door de golfbeweging van het wateroppervlak ontstaan horizontale drukverschillen in de bodem, met als gevolg horizontale heen-en-weer-stromingen.
Die veroorzaken een extra verticale menging in het poriewater (c).

III – bioturbatie:
extra transport van opgelost en/of vast materiaal door bodemfauna (d) of fouragerende vissen (e).

IV – chemische processen:
binding of oplossen van componenten (f).

V – biochemische processen:
produktie of opname van componenten (g).

VI – resuspensie/sedimentatie:
door turbulentie in de waterfase kan er opwerveling van lichte bodemdeeltjes plaatsvinden, gevolgd door bezinking (h). Tevens vindt bezinking van organisch, mineraliseerbaar materiaal plaats en van allochtoon materiaal.

VII – verstoringen:
met name door golven kunnen slappe bodems losgeslagen worden (i).

Al deze processen zijn niet alleen van belang voor de fosfaatuitwisseling, maar gelden in principe eveneens voor allerlei andere componenten. In dit artikel beperken we ons tot orthofosfaat (en silicaat, dat een vrijwel gelijk gedrag vertoont). De indringing van zuurstof in een meerbodem wordt kort besproken wanneer de dikte van de aërobe sedimentlaag aan de orde is.

4. Enkele belangrijke aannamen en randvoorwaarden

Wanneer de bovengenoemde processen kwantitatief beschreven worden, moeten er direct al enkele aannamen worden gedaan. Dit is op zich niet bijzonder: dat gebeurt *altijd* wanneer een proces wiskundig beschreven wordt. Zo wordt om vooral praktische redenen (c) buiten beschouwing gelaten, zij het met de aantekening dat een ruwe schatting voor het Veluwemeer opleverde, dat dit deelproces vrij zeker van minder belang is. Ook is aangenomen dat er een scherpe grens tussen water en sediment te onderscheiden valt, wat in werkelijkheid meestal niet het geval is. De grenslaag is met name in slibrijke delen van het meer (het sediment heeft een hoog watergehalte) niet alleen vaag, maar ze is ook niet stabiel: onder invloed van wind-geïnduceerde advectieve en/of turbulente waterbewegingen gaat ook de 'grenslaag' op en neer, of laat soms gewoon los (opwervelingen). Dit proces resulteert in een extra overdracht van opgelost en vast materiaal, maar is niet goed te beschrijven. We komen hier later in § 11 op terug.

5. De concentratieverdeling in het sediment

De snelheid waarmee de concentratie C van een opgeloste stof in het poriewater verandert, wordt gegeven door de massabalans:

$$\frac{dC}{dt} = D_{eff} \cdot \frac{d^2C}{dz^2} - v_e \cdot \frac{dC}{dz} + k_1 \cdot (C_\infty - C) + R_0 \quad (2)$$

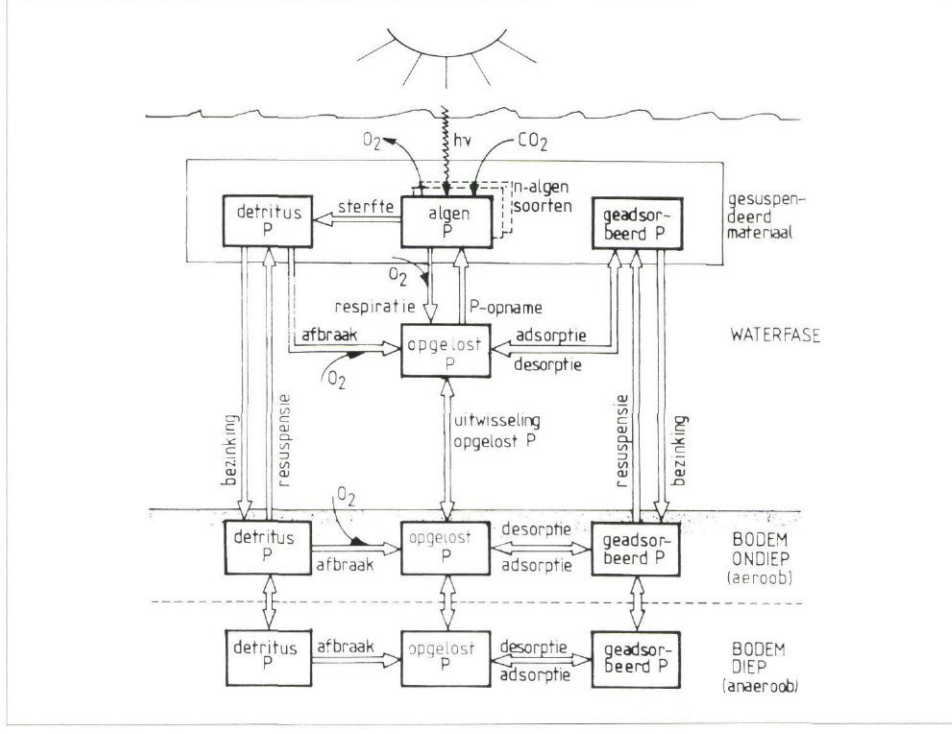
$$= (a) \quad + (b) \quad + (f) \quad + (g)$$
$$= \text{diffusie} \quad + \text{kwel} \quad + \text{reactie} \quad + \text{produktie}$$

D_{eff} = effectieve diffusiecoëfficiënt van C ($m^2 \cdot s^{-1}$),
v_e = effectieve wegzijgsnelheid ($m \cdot s^{-1}$),
k_1 = 1e-orde reactiesnelheidsconstante voor adsorptie/desorptie (s^{-1}),
C_∞ = evenwichtsconcentratie voor adsorptie ($mol \cdot m^{-3}$),
R_0 = produktiesnelheid van C ($mol \cdot m^{-3} \cdot s^{-1}$),
z = de diepte vanaf het grensvlak bodem/water (m).

De invloed van bioturbatie, die niet expliciet genoemd is in deze vergelijking, komt in § 10 aan de orde.

Wanneer de uitdrukkingen voor reactie en produktie eenvoudig zijn, zoals hier in dit voorbeeld onder (f) en (g), dan is deze vergelijking (2) goed op te lossen. Hier is verondersteld dat de reactieterm 1e orde is in C (een adsorptie-desorptie reactie is in het algemeen op deze manier te beschrijven) en dat de produktieterm 0e orde is in C (dit is bij de produktie van fosfaat uit organisch materiaal door mineralisatie een redelijke aanname). Echter, er zijn voor andere componenten andere procesbeschrijvingen denkbaar. Hoe de oplossing er uitziet is dus afhankelijk van de vorm van (f) en (g). Chemische reacties zijn vaak van de 1e-orde, en min of meer reversibel, wanneer het adsorptie-desorptie reacties betreft. Dit type reacties is juist op korte termijn van groot belang voor het waterbeheer, omdat ze in eerste instantie het chemische 'antwoord' op beheersmaatregelen geeft.

Afb. 2 - Schets van de fosfaathuishouding in een ondiep meer.



Oplos- of precipitatiereacties zijn in het algemeen *niet* van de 1e-orde, en wanneer dit soort omzettingen wordt meegenomen is vgl. (2) vaak niet meer analytisch oplosbaar. Hiervoor kan wel met een benadering volstaan worden, maar een nadere uitleg voert hier te ver. Omdat oplos- of precipitatiereacties vaak niet reversibel zijn is de beschrijving een hachelijke zaak. Als een beschrijving toch gewenst is, zal de betrouwbaarheid vaak niet al te groot zijn.

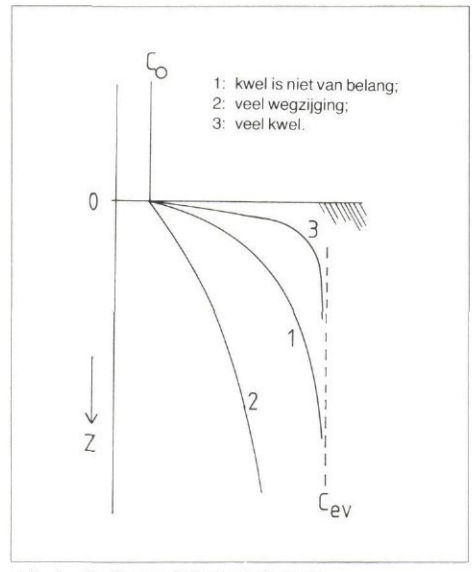
6. Oplossing van de massabalans

Belangrijk voor de oplossing van vgl. (2) is dat bij het onderzoek in het Veluwemeer werd gevonden, dat over een periode van enkele uren de waarde dC/dt gelijk 0 gesteld mag worden. Brinkman en Van Raaphorst [1986] vonden voor het fosfaatgedrag in de aërobe grenslaag dat de tijdconstante daar in de orde van seconden was. Met andere woorden: er mag een quasi-stationaire toestand worden aangenomen, wat prettig is bij het oplossen van vergelijking (2).
De dynamische oplossing beslaat al gauw een A4'tje.
Wanneer gemakshalve wordt aangenomen dat de sediment-eigenschappen in de diepte niet veranderen, kan vergelijking (2) zonder veel problemen opgelost worden voor $dC/dt = 0$.
In de oplossing zijn twee randvoorwaarden verwerkt. De eerste is dat op $z = 0$ (het bodem/water grensvlak) de concentratie $C = C_o$, de concentratie in het bovenstaande water. De tweede is dat op $z = \infty$ de concentratie een eindige waarde heeft.
Er volgt dan voor de concentratie van de desbetreffende component op diepte z:

$$C_z = C_\infty + R_o/k_1 + (C_o - C_\infty - R_o/k_1) \cdot \exp(\alpha \cdot z) \qquad (3)$$

waarin:
C_o = concentratie C in de waterfase;
$\alpha = v_e/2 \cdot D_{eff} - ((v_e/2 \cdot D_{eff})^2 + k_1/D_{eff})^{0.5}$ (4)

De tweede randvoorwaarde houdt in dat het teken van $\alpha < 0$ moet zijn.
Alle parameters in vgl. (3) en (4) zijn betrokken op de waterfase; de porositeit en tortuositeit zijn dus al verrekend.
Lijklema [1986] geeft een oplossing van vgl. (2) waarin het gehalte aan afbreekbaar organisch materiaal exponentieel in de diepte afneemt. Een uitgebreid overzicht van mogelijke oplossingen wordt gegeven door Berner [1980].
Belangrijk in vergelijking (3) is vooral dat de bijdrage van de mineralisatie R_o te beschouwen is als een extra bijdrage aan de poriewaterconcentratie. Er is dus een *schijnbare* evenwichtsconcentratie $C_{ev} = C_\infty + R_o/k_1$, welke veel groter is dan de chemische evenwichtsconcentratie C_∞ wanneer de mineralisatie groot, en de snelheid van adsorptie klein is (vergelijk ook vgl. (1)).



Afb. 3 - Fosfaatprofielen in poriewater.

De invloed van de wegzijging staat in de exponent, en het is illustratief om drie grensgevallen te bekijken: v_e is klein, v_e = groot (wegzijging) en v_e is groot, maar negatief (kwel). Wanneer v_e klein is valt in vgl. (4) de term $(v_e/2 \cdot D_{eff})^2$ onder het wortelteken weg tegen k_1/D_{eff}, en hetzelfde geldt dan natuurlijk voor het quotiënt vóór de wortel. Er blijft dan staan:

$$\alpha = \sqrt{(k_1/D_{eff})} \qquad (v_e \text{ klein}) \qquad (5)$$

Deze situatie werd in het Veluwemeer aangetroffen (afb. 3, lijn 1); voor de ontwikkeling van de P-concentraties in de bodem is de kwel dan niet van wezenlijk belang.

Wanneer v_e groot is, wordt α klein, en wordt het concentratieprofiel uitgerekt. In het uiterste (theoretische) geval is $C_z \approx C_o$: op elke diepte is de concentratie c bijna gelijk aan die aan het bodem/water grensvlak (afb. 3, lijn 2). Is v_e groot, maar negatief, dan wordt α groot, en negatief en wordt het profiel 'ineengedrukt' (afb. 3, lijn 3).
Met vgl. (3) kan men ook eenvoudig berekenen op welke diepte z C_z 90% van de waarde van $(C_\infty + R_o/k_1)$ bereikt heeft. Dat is het punt waarop $\exp(\alpha \cdot z) = 0{,}9$, dus

$$z_{(90\%)} = \ln(0{,}9) \cdot \alpha^{-1} \qquad (6)$$

In het Veluwemeer was α $2 \cdot 10^3$ à 10^4 (m^{-1}), dus lag de 90% grens bij 0,1 à 0,5 mm.
Het profiel is dus al over zeer kleine diepte ingesteld.
Een dergelijke situatie is vrij normaal, wat betekent dat (uitgaande van alle aannamen) er dus vaak sprake is van een afgifteproces dat zich vrijwel *aan* het grensvlak bodem/water afspeelt.

7. De flux door het grensvlak bodem/water

Omdat het concentratieprofiel in het poriewater bekend is, kan ook de flux J door het bodem/water grensvlak berekend worden. Er geldt immers:

$$J = -D_{eff} \cdot \mu \cdot dC/dz_{(z=o)} + C_o \cdot v_e \cdot \mu \qquad (7)$$

waarin μ de porositeit van het sediment is (de volumefractie water). Deze factor verschijnt in deze vergelijking omdat dC/dz betrokken is op de waterfase *in* het sediment, en hier de overgang van sediment (met een volumefractie vloeistof gelijk aan μ) naar het bovenstaande water (met een volumefractie = 1) verdisconteerd moet worden. Het eerste deel van vgl. (7) beschrijft de diffusieve flux, het tweede deel de advectieve flux. Met vgl. (3) volgt dan:

$$J = -D_{eff} \cdot \mu \cdot \alpha \cdot (C_o - C_\infty - R_o/k_1) + C_o \cdot v_e \cdot \mu \qquad (8)$$

De exponentiële term uit vgl. (3) is verdwenen omdat $z = 0$. Zoals gezegd hangt het van de grootte van de kwel en van k_1 af of de factor α door vgl. (4) of door vgl. (5) wordt beschreven.
Om de concentratieverandering in het oppervlaktewater, die veroorzaakt wordt door deze flux van opgelost materiaal, te berekenen moet naar de massabalans voor het oppervlaktewater gekeken worden. Deze wordt gegeven door:

$$\frac{dM}{dt} = \frac{d(V \cdot C_o)}{dt} = V \cdot \frac{dC_o}{dt} + C_o \cdot \frac{dV}{dt} = J \cdot A \qquad (9)$$

waarin M de massa van de opgeloste component (mol), en A de grootte van het uitwisselend oppervlak (m^2) is.

Na deling door A geeft vgl. (9):

$$H \cdot \frac{dC_o}{dt} + C_o \cdot \frac{dH}{dt} = J \qquad (10)$$

waarin H de gemiddelde diepte is (m).

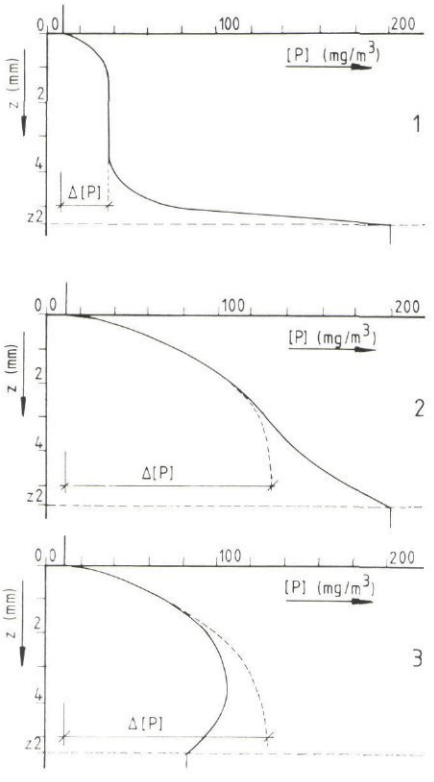
Nu kan vgl. (8) ingevuld worden:

$$H \cdot \frac{dC_o}{dt} + C_o \cdot \frac{dH}{dt} = -D_{eff} \cdot \mu \cdot \alpha \cdot (C_o - C_\infty - R_o/k_1) + C_o \cdot v_e \cdot \mu \qquad (11)$$

Deze uitwerking is getoond om aan te geven dat de invloed van de kwel op de waarde van C_o gelijk aan 0 is, want in vgl. 11 is dH/dt in het linkerlid gelijk aan $v_e \cdot \mu$ in het rechterlid.
Dit betekent dat de snelheid, waarmee de concentratie in het oppervlaktewater verandert, beschreven kan worden met:

$$\frac{dC_o}{dt} = \frac{1}{H} \cdot -D_{eff} \cdot \mu \cdot \alpha \cdot (C_o - C_\infty - R_o/k_1) \quad (\text{mol} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{s}^{-1}) \qquad (12)$$

Wanneer we vgl. (8) vergelijken met vgl. (1), dan is duidelijk dat de overdrachtscoëfficiënt



Veronderstelling:

C_o = 10 mg · m^{-3}
C_e laag 1) = 30 mg · m^{-3}
D_{eff} = 10^{-9} $m^2 \cdot s^{-1}$
kwel = 0 m · s^{-1}
z_2 = 5,5 mm
k_1 (laag 2) –> ∞
1: k_1 (laag 1) groot (10^{-2} s^{-1})
R_o/k_1 = 5 mg · m^{-3}
A klein (4.6 10^{-6} mg · m^{-3})
C_∞ (laag 2) = 200 mg · m^{-3}
2: k_1 (laag 1) klein (5 · 10^{-4} s^{-1})
R_o/k_1 = 100 mg · m^{-3}
A groot (1.5 mg · m^{-3})
C_∞ (laag 2) = 200 mg · m^{-3}
3: k_1 (laag 1) klein (5 · 10^{-4} s^{-1})
R_o/k_1 = 100 mg · m^{-3}
A klein (–1.0 mg · m^{-3})
C_∞ (laag 2) = 80 mg · m^{-3}

Afb. 4 - Fosfaatprofielen in poriewater wanneer een anaërobe laag aanwezig is.

k_m uit de laatstgenoemde uiteindelijk gegeven wordt door de uitdrukking:

$$k_m = (k_1 \cdot D_{eff})^{0,5} \quad (m \cdot s^{-1}) \qquad (13)$$

Hiermee is bekend wat er gebeurt, en met welke snelheid, met de concentratie van component C in het oppervlaktewater als gevolg van de processen die zich in de bodem van een meer afspelen.
In het tweede artikel in deze reeks zal worden ingegaan op de experimenten die moeten worden uitgevoerd om de waarden van de parameters k_m, etc. te kunnen bepalen [Brinkman e.a., 1987].

8. De dikte van de aërobe laag

In de bovenstaande afleiding is aangenomen dat het sediment in de diepte niet van samenstelling verandert. In werkelijkheid is er een overgang van een aërobe naar een anaërobe sedimentlaag. De dikte van de aërobe laag wordt in hoofdzaak bepaald door de microbiële afbraak van organisch materiaal en de daarmee gepaard gaande consumptie van zuurstof. In het algemeen wordt aangenomen dat de snelheid waarmee organisch materiaal wordt afgebroken onafhankelijk is van de O_2-concentratie ter plekke. Alleen bij lage $[O_2]$ gaat dit niet op, maar de invloed daarvan is slechts marginaal [Brinkman & Van Raaphorst, 1986].
Het zuurstofverbruik door de bodem J_o wordt dan gegeven door [zie onder meer Brinkman en Van Raaphorst, 1986]:

$$J_o = \mu \cdot (2 \cdot D_{eff}(O_2) \cdot [O_2]_o \cdot RO_o)^{0,5} \qquad (14)$$

$[O_2]_o$ = $[O_2]$ in bovenstaande water (mol · s^{-3})
$D_{eff}(O_2)$ = effectieve diffusiecoëfficiënt in water ($m^2 \cdot s^{-1}$)
J_o = O_2-flux door het grensvlak bodem/water (mol · $m^{-2} \cdot s^{-1}$)
RO_o = zuurstofverbruikssnelheid in het poriewater (mol(O_2) · m^{-3} (poriewater) · s^{-1}).

Door J_o te meten kan met deze vergelijking RO_o gevonden worden. Met behulp van dat gegeven kan de indringdiepte z_{O_2} van O_2 berekend worden. Er geldt:

$$z_{O_2} = (2 \cdot D_{eff}(O_2) \cdot [O_2]_o / RO_o)^{0,5} \quad (m) \qquad (15)$$

In het algemeen is deze indringdiepte in de orde van millimeters of hooguit centimeters. In perioden met een lage microbiële activiteit ('s winters) is de aërobe laag relatief dik, in zomermaanden in sedimenten rijk aan vers organisch bezinksel is de indringdiepte vaak nog kleiner dan 1 mm.
Omdat de fosfaatbindingseigenschappen voor anaëroob sediment nogal verschillen van die voor aëroob sediment gaat de aanname niet meer op dat de samenstelling van het sediment gelijk is op elke diepte. Dit is een complicatie voor de beschrijving die hierboven gegeven is.

9. De invloed van de anaërobe sedimentlaag

Een belangrijk verschil tussen de aërobe toplaag van het sediment en de daaronder gelegen anaërobe laag is dat in de laatstgenoemde ijzer als Fe(II) voorkomt in plaats van als Fe(III). In veel aërobe sedimenten is fosfaat voor een belangrijk deel gebonden aan ijzer(III)hydroxide-colloïden. De fosfaatbindingseigenschappen van P aan Fe(II) zijn wezenlijk anders, en vrijwel altijd is de P-evenwichtsconcentratie onder anaërobe omstandigheden hoger. Die verschillen kunnen nogal fors oplopen: een factor 10 of meer is vrij normaal. Hierdoor diffundeert er P vanuit de anaërobe sedimentlaag naar boven.
Dit extra aangevoerde P zal weer adsorberen aan sedimentmateriaal in de toplaag.
Is deze toplaag dun, dan is deze bijdrage aan de P-balans in dit laagje relatief groot, en zal ook het effect op de bodem/water-flux aanzienlijk kunnen zijn.
Om de effecten van de anaërobe sedimentlaag in rekening te brengen, moet voor beide lagen vgl. (2) worden opgelost, waarbij er op het scheidingsvlak aan enkele overgangsvoorwaarden moet worden voldaan.
Het voert te ver om daar diep op in te gaan; kort gezegd komt het erop neer dat aan de oplossing van vgl. (2) twee extra termen worden toegevoegd (zie vgl. (16) in de box op deze pagina). De extra parameter A in vgl. (16) staat voor de invloed van de anaërobe

De toestandsvergelijking voor de situatie met een aërobe én een anaërobe laag.

De concentratie $C_z = C_o + R_o/K_1 + A \cdot \exp(\beta 1 \cdot z) + B \cdot \exp(\beta 2 \cdot z)$ (16)

met

β_1 = $+\sqrt{(k_1 * D_{eff})}$
β_2 = $-\sqrt{(k_1 * D_{eff})}$
B = $C_o - C_\infty - R_o/K_1 - A$
A = uitgebreide uitdrukking waarin ook de waarden voor K_1, R_o, D_{eff}, C_∞, voor de anaërobe laag voorkomen [zie Brinkman en Van Raaphorst, 1986].

De flux J wordt beschreven met:

$J = \mu \cdot \sqrt{(K_1 * D_{eff})} \cdot (C_o - C_\infty - R_o/K_1 - 2 \cdot A)$ (17)

De drijvende kracht is een term 2 · A groter dan in vgl. (8)

Voor de eenheden zie vgl. (2).

laag op de concentraties in de aërobe laag, en ze wordt gegeven door een uitdrukking waarin onder meer de bindingseigenschappen van het anaërobe sediment voorkomen.
De eenheid van A is die van een concentratie ($mol \cdot m^{-3}$).
Het zal duidelijk zijn dat de invloed van het anaërobe sediment groot gaat worden wanneer de dikte van de aërobe laag (z_{O_2}) van dezelfde grootte wordt als de diepte waarover het concentratieprofiel voor P zich stelt ($z_{(90\%)}$ uit vgl. (6)). Deze situatie kan zich met name voordoen wanneer de algengroei-activiteit – en dus ook de fosfaatbehoefte – in het bovenstaande water groot is; immers dàn is ook de bezinking van organisch materiaal groot èn zal de temperatuur relatief hoog zijn.

In afb. 4 is een drietal mogelijke profielen geschetst.
Om de bijdrage goed te kwantificeren moeten al die bindingseigenschappen die ook voor de aërobe laag zijn bepaald, ook voor de anaërobe laag worden bepaald. Om hieraan te ontkomen kan men ook – bij benadering – de gemeten concentratie van de component in de anaërobe laag gebruiken. De manier waarop dit in de vergelijkingen verwerkt moet worden zal hier niet nader beschreven worden.

10. Bioturbatie

De bodemfauna is in veel Nederlandse meren voornamelijk een mengeling van 0,5 à 2,5 cm grote muggelarven (*Chironimidae*) en 1 à 4 cm grote wormpjes (*Oligochaeta*).
De larven oefenen invloed uit omdat ze voor hun eigen voedselvoorziening oppervlaktewater (mèt het daarin aanwezige fytoplankton) door hun gangen pompen, en daardoor een extra contact tussen sediment en meerwater bewerkstelligen. Hun invloed is goed te beschrijven door het oppervlak van de gangen als extra uitwisselend oppervlak te beschouwen [Brinkman en Van Raaphorst, 1986]. Hierbij is de grootte van de larven en hun activiteit (vooral afhankelijk van de omgevingstemperatuur) van belang.
De dichtheid van de larven kan enkele honderden tot enkele duizenden exemplaren per m^2 bedragen.

De invloed van de wormen is als een extra menging van de bovenste sedimentlaag te beschrijven. De wormen fourageren vooral 2 à 5 cm diep in het sediment, en deponeren verwerkt vast materiaal op het sedimentoppervlak. Ze bepalen daarmee voor een belangrijk deel de diepte tot waarop het sediment als gemengd kan worden beschouwd. In de koude wintermaanden is deze materiaalverplaatsing veel geringer.
Het gedrag van fouragerende vissen is moeilijker te kwantificeren, vooral omdat ze weer samenhangt met onder meer het voedselaanbod in de waterfase (zoöplankton). Met name de Brasem, waarvan er ongeveer 550 $kg \cdot ha^{-1}$ aanwezig is in het Veluwemeer [med. Hosper] (dat is 1 exemplaar van 1 kg per $\approx 20\ m^2$) is gespecialiseerd op de chironomidenjacht [zie onder meer Lammens, 1986]. Hierbij 'hapt' de vis sediment om dat even verder weer te deponeren; aanwezige larven zijn daarna gemakkelijk te vangen. De Brasem is hierdoor in staat de chironomiden-populatie in omvang te beperken, èn om een aanzienlijke extra menging tussen sediment en water te bewerkstellingen. Een schatting van het effect van die extra menging op de fosfaatuitwisseling is echter minder moeilijk te maken, zoals in de volgende § wordt uitgelegd.

11. Invloed van wind, resuspensie, bodemomwoeling) en vissen op de fosfaatnalevering

Wind veroorzaakt circulatiestromingen en golven in een meer, waardoor opwerveling van bodemdeeltjes kan plaatsvinden. Naderhand vindt weer bezinking plaats, zodat een opgewerveld deeltje niet continu in de waterfase aanwezig is, maar steeds weer vervangen wordt door nieuw opgewerveld materiaal. Ook kan sediment door golven worden losgeslagen zodat niet een 'net' laagje sediment wordt gesuspendeerd, maar een hap bodemmateriaal, vergelijkbaar met de effecten van de fouragerende brasems.
In dit artikel zal geen aandacht besteed worden aan het resuspensieproces zelf, maar wèl aan de invloed van dit gesuspendeerde materiaal op de fosfaatnalevering. Er kan immers in de waterfase weer adsorptie of desorptie van bijvoorbeeld fosfaat plaatsvinden.
Op vrij simpele wijze kan een schatting worden gemaakt van de bijdrage van opgewerveld materiaal aan de vast/vloeistofuitwisseling.

De snelheid van adsorptie aan (of: desorptie van) gesuspendeerd materiaal is evenredig met de hoeveelheid (gesuspendeerd) materiaal per volume-eenheid. Wanneer nu de concentratie van vaste deeltjes in de waterfase bekend is, kan een schatting verkregen worden van de invloed van het gesuspendeerde materiaal op de P-overdracht snelheid.
Wanneer er een forse bodemomwoeling plaatsvindt ten gevolge van een harde wind, dan lijkt het er in eerste instantie op dat dit de bodem/water-overdracht enorm zal gaan versterken: er komt immers veel materiaal de waterfase in.
Echter, een klein gedachtenexperiment leert anders. In de benadering die in de paragrafen 2-6 is gegeven is ervan uitgegaan dat er een zeker bodem/water-grensvlak te definiëren is waarboven de vloeistof goed gemengd is, en waarónder diffusie het belangrijkste transportmechanisme is. Het is niet moeilijk voor te stellen dat bij opwerveling de uitwisseling maximaal is wanneer de beladingsgraad van het gesuspendeerde materiaal gelijk is aan die van het sediment: elke andere toestand zal betekenen dat het materiaal zich al enigszins heeft 'aangepast' aan de [P] die in het oppervlaktewater heerst. Door het contact met het oppervlaktewater zal de beladingsgraad van het materiaal zich wijzigen. Hoe groot deze wijziging is, hangt af van de adsorptie/desorptiesnelheidsconstante en van de tijd die het deeltje in het water verblijft. Deze wijziging zal minimaal zijn wanneer dit gesuspendeerde materiaal relatief kort in de waterfase verblijft, of anders gezegd: wanneer het gesuspendeerde materiaal weer gauw bezinkt en wordt vervangen door nieuw opgewerveld materiaal.

Het bezonken materiaal krijgt door diffusie weer dezelfde beladingsgraad als de rest van het sediment. Tijdens dit herbeladen zal de diffusieve P-afgifte, zoals deze in de voorgaande §§ is beschreven, aanvankelijk ook wat lager zijn dan anders vanwege deze lagere beladingsgraad. Een versnelde afgifte in de gesuspendeerde toestand wordt dus altijd gevolgd door een vertraagde afgifte na het bezinken. Het effect van opwerveling is dus altijd kleiner dan wat men berekent wanneer men naar het gesuspendeerde materiaal alleen kijkt.
Wanneer men een schatting wil maken van de maximale invloed van de wind op de bodem/water-uitwisseling, dan moet men de gemiddelde waarde voor het gehalte aan gesuspendeerd materiaal in de waterfase goed kennen of kunnen beschrijven (als functie van de wind, bijvoorbeeld). Alleen wanneer de verblijftijd van opgewerveld materiaal in de waterkolom lang is, zal men op deze manier de maximale invloed overschatten. Echter, in het Veluwemeer werd gevonden dat deze overschatting niet (of nauwelijks) voorkomt. De invloed van de Brasem is op dezelfde manier te berekenen. Een schatting van de invloed van deze vis op het gehalte aan zwevend materiaal is voldoende voor een schatting van zijn invloed op de P-nalevering.

12. Slot

Hiermee is de beschrijving van de fysische en chemisch/biochemische achtergronden van de bodem/water uitwisseling in ondiepe meren afgerond. Hierin zijn de meest belangrijke processen en mechanismen opgenomen.
Natuurlijk zijn de aannamen die zijn gedaan voor discussie vatbaar. De (in-)homogeniteit van het sediment is al genoemd, maar ook het 1e-orde karakter van de adsorptie/desorptie-

reactie, de chemische variabiliteit van het sediment, de verandering van de porositeit en van het organisch stofgehalte met de diepte zijn punten waar men feitelijk rekening mee moet houden. Daarnaast zal men bij het hanteren van het model voor lange termijn-voorspellingen rekening moeten houden met de wijziging van de sedimentsamenstelling. Een belangrijk probleem voor het bepalen van de tijdconstante van dit soort veranderingen is dat niet goed bekend is over welke diepte het sediment als goed gemengd moet worden beschouwd.
Toch biedt deze beschrijving een goed handvat voor het modelleren van het bodem/water-uitwisselingsproces. Ondanks de hier geschetste tekortkomingen blijkt dit concept te werken [Brinkman & Van Raaphorst, 1986; Van Straten, 1986] èn levert het het nodige inzicht in wat er nu eigenlijk gebeurt in het sediment.
Wel is er een aantal metingen en experimenten nodig om de relevante parameters te bepalen; deze worden in het tweede artikel uit deze reeks toegelicht [Brinkman e.a., 1987].

Literatuur

Berner, R. A. (1980). *Early diagenesis, a theoretical approach.* Princeton Univ. Press, USA.
Brinkman, A. G. en Raaphorst, W. van (1986). *De fosfaathuishouding in het Veluwemeer.* Diss. TH Twente.
Brinkman, A. G., Raaphorst, W. van, Lijklema, L. en Straten, G. van (1987). *Enkele experimentele technieken bij de bestudering van uitwisselingsprocessen tussen meersediment en oppervlaktewater.* Subm. H_2O (1987).
Hosper, S. H. (1980). *Resultaten doorspoeling Veluwemeer in het winterhalfjaar 1979-1980.* RIZA-nota 80.400, pp. 1-35.
Hosper, S. H. (1983). *Herstel van het Veluwemeer en het Drontermeer door aanpak van fosfaatbelasting en doorspoeling met polderwater.* H_2O (16) 1983, pp. 172-177.
Hosper, S. H. (1984). *Restoration of Lake Veluwe, the Netherlands, by reduction of phosphorus loading and flushing.* Water Sci. Techn. *17*, pp. 757-768.
Hosper, S. H., Meijer, M. L. en Eulen, J. R. (1986). *Herstel van het Veluwemeer, recente ontwikkelingen.* H_2O (19) 1986, pp. 416-420.
Lammens, E. (1986). *Interactions between fishes and the structure of fish communities in Dutch shallow, eutrophic lakes.* Diss. LU Wageningen.
Lijklema, L. (1986). *Phosphorus accumulation in sediments and internal loading.* Hydrobiological Bulletin *20*, pp. 213-224.
Raaphorst, W. van, Brinkman, A. G. en Lijklema L. (1985). *Onderzoek naar de fosfaatuitwisseling tussen water en bodem in het Veluwemeer/Drontermeer.* H_2O (18) 1985, pp. 16-20.
Raaphorst, W. van, Brinkman, A. G., Lijklema L. en Straten, G. van (1987). *De interne fosforbelasting in het Veluwemeer.* Subm. H_2O (1987).
Straten, G. van (1986). *Identification, uncertainty assessment and prediction in lake eutrophication.* Diss. TH Twente.

● ● ●

Minister Smit-Kroes bezorgd over Franse reductieplannen zoutlozingen

Minister Smit-Kroes is bezorgd over de Franse aanpak van de zoutlozingen van de kalimijnen in de Elzas. De Fransen moeten voor het einde van het jaar rapporteren welke maatregelen zij nemen om de zoutlozingen verder te beperken. Thans ligt er een discussienota met elf ideeën, die nog in de regio moet worden besproken.

De minister denkt dat deze veelheid van ideeën mogelijkerwijs een 'alibi' zal blijken voor uitstel van een verdere reductie van zoutlozingen. Er ligt weer een nieuw studierondje in het verschiet, zo vreest Smit-Kroes. Daarbij komt dat er in Frankrijk verkiezingen aankomen, wat bepaald een ongunstig klimaat schept voor besluitvorming, zo signaleerde de minister eind november in een overleg met de vaste kamercommissies voor Milieu en Waterstaat.

De Kamer kreeg de gelegenheid om zich uit te spreken over het Rijn-Actieprogramma. Naast waardering was er met name bij PvdA en CDA kritiek op het feit dat de afspraken van de Rijnoeverstaten om in 1995 de lozingen van een dertigtal stoffen met 50% te beperken niet bindend zijn. Daarnaast zijn er geen sancties tegen landen die deze norm zullen overschrijden.

Minister Nijpels (Milieubeheer) zal eind van het jaar een werkplan indienen bij de *Internationale Rijn Commissie (IRC)* met Nederlandse eisen aan de veiligheid van industrieën die aan de Rijn gevestigd zijn. Half 1988 zal de IRC daarop een concreet uitvoeringsplan vaststellen.
Minister Smit-Kroes bekijkt nog een eventuele claim op de Baselse vestiging van het chemische concern Sandoz wegens ecologische schade. Om welk bedrag het gaat werd nog niet duidelijk. Wel staat vast dat claims op Sandoz niet al na een jaar zullen verjaren.

Rectificatie

In H_2O nr. 22/87 stond een CBS-bericht afgedrukt over industrieel waterverbruik. In de bij dat bericht behorende tabel zijn echter enkele fouten geslopen. Daarom volgt hieronder nogmaals het gehele bericht.

Waterverbruik industrie gestegen

In 1986 was het totale waterverbruik van de industrie 4.247 miljoen m^3. Dit blijkt uit resultaten van de enquête watervoorziening van bedrijven 1986 van het Centraal Bureau voor de Statistiek.
Ten opzichte van 1981 (in tussenliggende jaren werd niet door het CBS geënquêteerd) betekent dit een stijging van 13%.
Het totale waterverbruik in 1986 van de industrie is als volgt verdeeld: 189 miljoen m^3 leidingwater (11% meer dan in 1981), 314 miljoen m^3 grondwater (5% meer) en 3.745 miljoen m^3 oppervlaktewater (14% meer).
Het waterverbruik is onderverdeeld in verbruik voor koeling en ander verbruik (w.o. verbruik als proceswater).
Het verbruikspatroon loopt voor de verschillende soorten water sterk uiteen: Van het leidingwater wordt 27% voor koeling gebruikt, van het grondwater 61% en van het oppervlaktewater 97%.
Deze percentages lagen in 1981 nagenoeg op hetzelfde niveau.
Oppervlaktewater wordt voor het overgrote deel (89% van het industrieel verbruik) in de chemische en aardolie-industrie verbruikt. Grondwater wordt hoofdzakelijk verbruikt in de voedingsmiddelenindustrie (38% van het industrieel verbruik) en in de metaalindustrie (23%).
Koplopers bij het leidingwaterverbruik zijn de chemische industrie (46% van het industrieel verbruik) en de metaalindustrie (29%).

Waterverbruik van de industrie 1986 (in miljoenen m^3)[1].

Waterverbruik					
				Zelfgewonnen	
	Totaal	w.v. voor koeling	Leiding-water	grond-water	oppervlakte-water
Voedings- en genotmiddelenindustrie	282	210	34	118	130
Papierindustrie	79	37	4	37	39
Chemische- en aardolie-industrie	3.465	3.293	86	58	3.322
Bouwmaterialenindustrie	19	8	3	11	6
Metaalindustrie	367	289	54	72	241
Resterende industrietakken	34	21	8	19	7
Totaal waterverbruik industrie 1986	4.247	3.857	189	314	3.745
(idem 1981)	(3.754)	(3.388)	(170)	(299)	(3.285)

[1] Voorlopige cijfers