



ALTERRA

WAGENINGEN UR

Grondwater in perspectief

Een overzicht van hydrochemische watertypen in Nederland

M.P.C.P. Paulissen
R.C. Nijboer
P.F.M. Verdonschot



Alterra-rapport 1447, ISSN 1566-7197



Grondwater in perspectief

Grondwater in perspectief

Een overzicht van hydrochemische watertypen in Nederland

M.P.C.P. Paulissen

R.C. Nijboer

P.F.M. Verdonschot

Alterra-rapport 1447

Alterra, Wageningen, 2007

REFERAAT

Paulissen, M.P.C.P., Nijboer, R.C. & Verdonshot P.F.M., 2007. *Grondwater in perspectief; een overzicht van hydrochemische watertypen in Nederland*. Wageningen, Alterra, Alterra-rapport 1447. 71 blz.; 13 fig.; 3 tab.; 65 ref.

Dit rapport beschrijft de belangrijkste hydrochemische watertypen in Nederland. De hydrologische kringloop en de opbouw van de Nederlandse ondergrond, met de belangrijkste watervoerende en waterscheidende lagen, worden kort toegelicht. De belangrijkste fysische, chemische en biologische factoren die de samenstelling van regenwater, grondwater en oppervlaktewater in ruimte en tijd beïnvloeden, worden besproken. Er is bijzondere aandacht voor de sterke invloed van menselijke activiteiten op de hydrologische kringloop in Nederland. Aan bod komen ecohydrologische veranderingen in polders, verdroging, inlaat van gebiedsvreemd water, vermesting en verzuring. Tenslotte wordt een overzicht gegeven van systemen voor classificatie en grafische weergave van hydrochemische watertypen.

Trefwoorden: grondwater, oppervlaktewater, regenwater, inzijging, kwel, hydrochemie, hydrologie, verdroging, vermesting, verzuring, classificatiesystemen.

ISSN 1566-7197

Dit rapport is digitaal beschikbaar via www.alterra.wur.nl. Een gedrukte versie van dit rapport, evenals van alle andere Alterra-rapporten, kunt u verkrijgen bij Uitgeverij Cereales te Wageningen (0317 46 66 66). Voor informatie over voorwaarden, prijzen en snelste bestelwijze zie www.boomblad.nl/rapportenservice

© 2007 Alterra

Postbus 47; 6700 AA Wageningen; Nederland

Tel.: (0317) 474700; fax: (0317) 419000; e-mail: info.alterra@wur.nl

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

Alterra aanvaardt geen aansprakelijkheid voor eventuele schade voortvloeiend uit het gebruik van de resultaten van dit onderzoek of de toepassing van de adviezen.

Inhoud

Woord vooraf	7
Samenvatting	9
1 De hydrologische kringloop in Nederland	11
2 Hydrogeologie van Nederland	13
2.1 Belangrijke watervoerende en waterscheidende lagen	13
2.2 Transgressies en het zoet/brakgrensvlak in grondwater	15
3 Hydrochemische watertypen in Nederland	17
3.1 Regenwater	17
3.2 Grondwater	20
3.2.1 Koolstof	20
3.2.2 pH	21
3.2.3 Zuurstof	22
3.2.4 Stikstof	22
3.2.5 Zwavel	23
3.2.6 Fosfor	24
3.2.7 Calcium en magnesium: de waterhardheid	24
3.2.8 Chloride, kalium en natrium	25
3.2.9 Ijzer	26
3.3 Oppervlaktewater	27
3.3.1 Kwaliteitsbepalende factoren	27
3.3.2 Trofiegraad	27
3.3.3 Alkaliniteit	28
4 Variatie in de hydrochemie van grondwater in ruimte en tijd	31
4.1 Vegetatie in het inzijsgebied: invloedsfactor voor de grondwaterkwaliteit	32
4.2 De onverzadigde zone	32
4.3 De verzadigde zone	33
4.4 De kwelzone	35
4.5 Infiltratie van rivierwater	36
5 Ecohydrologisch overzicht van Nederland	39
5.1 De natuurlijke situatie	39
5.1.1 Grondwaterstromingspatronen: drie schalen	39
5.1.2 Veenvorming in kwelgebieden	41
5.2 Antropogene beïnvloeding	42
5.2.1 Polders	42
5.2.2 Verdroging	43
5.2.3 Inlaat gebiedsvreemd water	45
5.2.4 Vermesting en verzuring	47

6	Classificatiesystemen en grafische weergave van hydrochemische watertypen, in het bijzonder grondwater	51
6.1	Collins, Stiff, Maucha en Piper	51
6.2	Geirnaert	54
6.3	Van Wirdum	54
6.4	Stuyfzand	56
6.5	Overige ratio's en indelingen	57
	Literatuur	59
	Bijlage 1 Begrippenlijst	65
	Bijlage 2 Chemische verbindingen en hun molecuulformules	71

Woord vooraf

De kwantiteit en kwaliteit van instromend grondwater is mede bepalend voor de kwaliteit van aquatische ecosystemen. Veel oppervlaktewateren en moerasgebieden in Nederland hebben te kampen met verslechtering van de waterkwaliteit en, dientengevolge, ook van een verslechterde kwaliteit van het ecosysteem als geheel. Belangrijke oorzaken hiervan zijn verdroging, het aanvoeren van gebiedsvreemd water en eutrofiëring als gevolg van de vermessingsproblematiek.

Grondwater kan een belangrijke rol spelen bij het ontstaan van deze problematiek indien sprake is van verminderde aanvoer, of van aanvoer van vervuild grondwater. Anderzijds lijkt herstel van grondwaterstromen, zowel in kwantitatief als kwalitatief opzicht, een sleutelfactor voor succesvol herstel van de kwaliteit van aquatische en semi-aquatische ecosystemen.

Dit rapport geeft een overzicht van hydrochemische watertypen in Nederland, met bijzondere aandacht voor grondwater en in relatie tot de kwaliteit van aquatische ecosystemen. Deze literatuurstudie is uitgevoerd als onderdeel van het onderzoeksprogramma “Effecten van grondwaterkwantiteit en kwaliteit op aquatische ecosystemen” (Cluster Ecologische Hoofdstructuur, Thema BO-02-007 Ecologische doelen en maatlatten waterbeheer), in opdracht van de Directie Wetenschap en Kennisoverdracht van het Ministerie van Landbouw, Natuur en Voedselkwaliteit.

Samenvatting

Het grootste deel van het zoete water in Nederland bevindt zich in de ondergrond, als bodemvocht en grondwater. De grondwatervoorraad wordt aangevuld door inzijging van neerslagwater en infiltratie van oppervlaktewater, terwijl grondwater afwatert naar oppervlaktewateren in kwelgebieden.

De ondergrond van Nederland is te beschouwen als een halfcirkelvormig grondwaterbekken dat open is in noordelijke en westelijke richting. In het zuiden en oosten komen slecht doorlatende Tertiaire afzettingen aan het oppervlak. In de overige delen van het land worden ze bedekt door een tot 250 m dik pakket goed doorlatende fluviatiele zanden (de Plio-Pleistocene aquifer). In het laaggelegen westen en noorden van Nederland wordt deze aquifer op zijn beurt afgedekt door slecht doorlatende Holocene klei- en veenafzettingen.

Grote delen van Nederland worden gekenmerkt door een hoge grondwaterstand. In de hoogste delen van het land ligt de grondwaterspiegel soms echter tientallen meters onder het maaiveld. De lokale topografie is van grote invloed op de grondwaterstroming. Het grootste deel van het neerslagoverschot wordt in de aquifer afgevoerd in een richting loodrecht op het drainagesysteem (sloten, beken en rivieren).

De chemische samenstelling van water verandert sterk tijdens het doorlopen van de hydrologische kringloop. Dit hangt samen met fysische, chemische en biologische processen in de atmosfeer, het oppervlaktewater en de ondergrond. Regenwater is zwak zuur en heeft relatief lage ionenconcentraties. De zeezouten natrium, kalium, chloride en sulfaat zijn dominant.

De samenstelling van in de bodem infiltrerend neerslagwater verandert door processen op maaiveldhoogte (in de vegetatie) en in de ondergrond. Het resultaat is dat inzijgend grondwater harder en minder zuur wordt dan regenwater. Ook kationuitwisseling kan de samenstelling van grondwater sterk beïnvloeden. In zandige inzijgebieden is het grondwater vaak tot op grote diepte aëroob, terwijl het in minder doorlatende bodems die rijk zijn aan organisch materiaal vaak op geringe diepte al anaëroob is.

De waterkwantiteit en kwaliteit van de kleinere oppervlaktewateren wordt van nature bepaald door de aanvoer van neerslagwater en grondwater en de verhouding tussen deze twee bronnen. In droge perioden voeren rivieren en beken vooral uittredend grondwater af. Ook levende organismen beïnvloeden de oppervlaktewaterkwaliteit. Omgekeerd wordt de activiteit van aquatische organismen sterk gestuurd door de waterkwaliteit. Daarnaast beïnvloedt de mens de kwantiteit en kwaliteit van veel oppervlaktewateren.

Op ruimtelijk niveau kunnen lokale, subregionale en regionale grondwaterstromingen worden onderscheiden. De verblijftijd van grondwater varieert van dagen of jaren (lokale stromen) tot vele eeuwen (regionale stromen). Hierdoor is regionaal

kwelwater doorgaans beter gebufferd en ijzerrijker dan lokale kwel. Lokale grondwaterstromen zijn vooral van belang in reliëfrijke gebieden, terwijl op landelijke schaal vooral (sub)regionale grondwatersystemen een grote rol spelen.

De instroom van grondwater naar oppervlaktewater is van invloed op de nutriëntenhuishouding en op de (bodembewonende) organismen. Zowel de kwantiteit als de kwaliteit van het grondwater wordt al decennia lang sterk door de mens beïnvloed. De hydrologie van laag Nederland is drastisch veranderd door de aanleg van polders en dijken. Door maaiveldafval als gevolg van inklinkingsprocessen en door het droogmalen van omringende diepe polders zijn kwelgebieden vaak veranderd in inzijgebieden. Zonder polderbemaling zou het Holocene deel van Nederland onder water komen te staan.

Sinds circa 1950 kampen veel Nederlandse natuurgebieden met verdroging als gevolg van grondwateronttrekking door landbouw, industrie en drinkwaterbedrijven. Verdroging verhoogt de kans op verzuring of eutrofiëring van aquatische en moerasesystemen.

In de afgelopen decennia is de kwaliteit van veel regionale oppervlaktewateren sterk gaan lijken op die van de grote rivieren, in het bijzonder de Rijn. Dit is het gevolg van de inlaat van rivierwater in (laag gelegen) gebieden, onder meer om verdroging te bestrijden. Sinds de jaren '80 van de vorige eeuw is duidelijk geworden dat gebiedsvreemd water desastreuze gevolgen kan hebben voor de kwaliteit van natuurgebieden waarin het wordt binnengelaten. De ecologische effecten van de inlaat van gebiedsvreemd water verschillen doorgaans tussen organismegroepen. Er is echter nog weinig bekend over de effecten van inlaatwater op macrofauna- en diatomeeëngemeenschappen. Dit zijn belangrijke organismegroepen binnen biologische kwaliteitsbeoordelingssystemen.

Als gevolg van vermesting spoelen vooral nitraat en sulfaat uit naar het grondwater. Verzuring van grondwater heeft de afgelopen decennia vooral gespeeld in het ondiepe grondwater. De laatste jaren is de zure atmosferische depositie sterk afgenomen. Verzuring van het diepere grondwater lijkt daarmee geen reëel probleem voor de toekomst.

Er bestaan diverse hydrochemische classificatiesystemen voor watertypen. De saliniteit en de alkaliniteit spelen meestal een belangrijke rol in deze systemen. Classificatie en grafische weergave vereenvoudigen de interpretatie en vergelijking van wateranalyses en zorgen voor een overzichtelijke presentatie van de resultaten. De meeste systemen zijn grafisch en geven de relatieve (en soms ook absolute) concentraties van de belangrijkste ionen weer. Voorbeelden zijn de diagrammen van Collins, Stiff en Maucha (voor individuele watermonsters) en Piper en Van Wirdum (voor meerdere monsters).

Het classificatiesysteem van Stuyfzand is een niet-grafisch systeem gebaseerd op absolute ionenconcentraties. Het hydrochemische watertype wordt bepaald op basis van het chloridegehalte, de totale hardheid, het belangrijkste kat- en anion en indicatoren voor kationuitwisselingsprocessen. Ook op kleinere schaal zijn er diagnostische tools ontwikkeld voor de kwaliteitsbeoordeling van Nederlandse aquatische en semi-aquatische ecosystemen.

1 De hydrologische kringloop in Nederland

Van de totale hoeveelheid water op aarde is slechts 2.5 % zoet. Hiervan is bijna 70 % aanwezig in de vorm van ijs, 30 % als grondwater en minder dan 1 % van het zoete water is oppervlaktewater (Shiklomanov 1991). De hydrologische kringloop omvat, zowel op wereldschaal als op de schaal van Nederland, vier basisprocessen (Dufour 1998): (1) verdamping (zowel op zee als op land), (2) verplaatsing (in de vorm van waterdamp in de atmosfeer), (3) neerslag en (4) afstroming (in de vorm van ijs, oppervlaktewater of grondwater). Deze processen worden gaande gehouden door de zon als primaire energiebron, in combinatie met de zwaartekracht en de rotatie van de aarde (Dufour 1998).

Het ligt voor de hand dat deze vier basisprocessen grote invloed hebben op zowel absolute als relatieve concentraties van ionen, gassen en andere deeltjes in het water. Bijgevolg verandert de chemische samenstelling van water in sterke mate tijdens het doorlopen van de hydrologische kringloop. Zo treedt tijdens de verdamping van (zee)water een destillatie-effect op, waardoor de ionenconcentraties in waterdamp in de atmosfeer en in de neerslag relatief laag zijn. Tijdens en na de tocht van de atmosfeer naar het grondwater neemt de ionenconcentratie weer toe als gevolg van (1) het onderscheppen van deeltjes door de neerslag, (2) indamping (een deel van het neerslagwater keert door *evapotranspiratie* als zuiver water terug naar de atmosfeer), (3) biologische processen in de bovenste bodemlagen en (4) contact met het dieper liggende geologische substraat (Geirnaert 1972; Meinardi 1980). Bij het uitstroom van grondwater naar oppervlaktewateren (in bronnen of kwelzones), treden wederom absolute en relatieve concentratieveranderingen op. Dit is het gevolg van zowel chemische factoren (bijvoorbeeld contact met zuurstof uit de atmosfeer) als biologische factoren (bijvoorbeeld microbiële activiteit en opname van ionen door waterplanten).

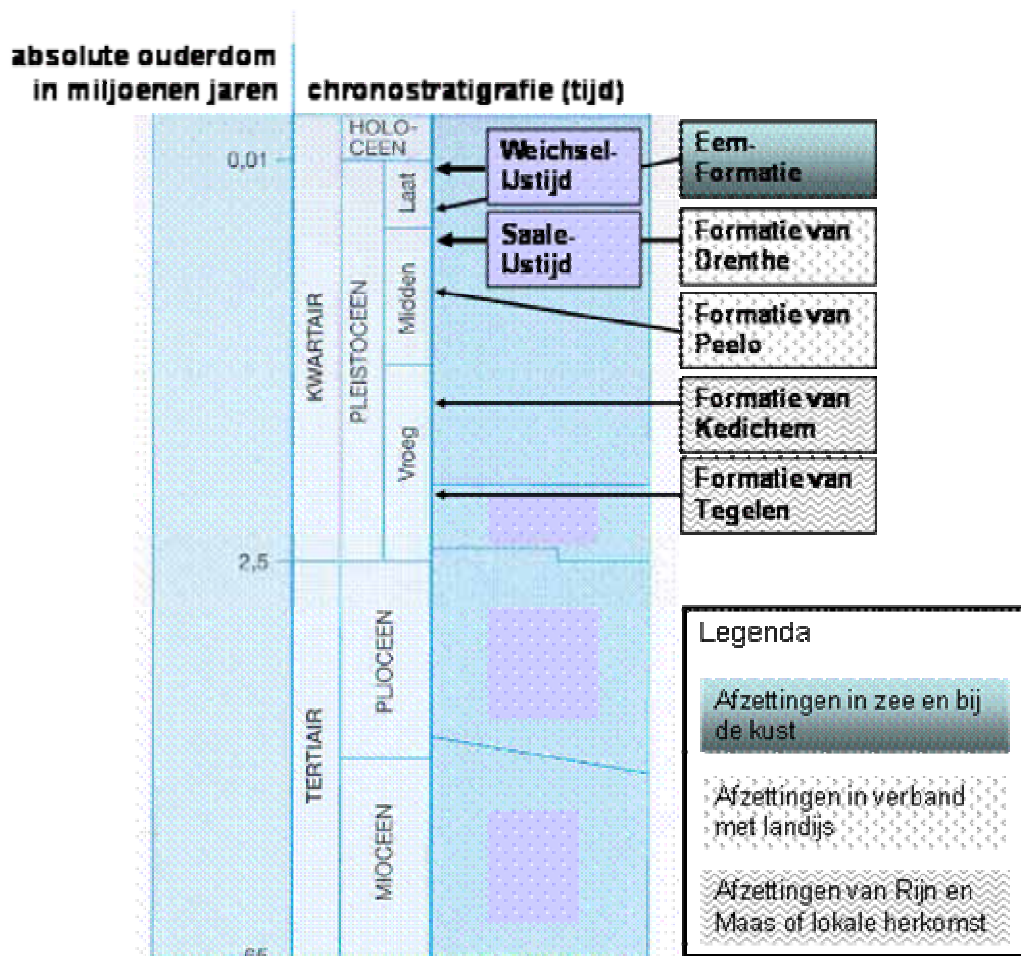
Tabel 1 Schatting van de hoeveelheid water in de hydrologische kringloop in Nederland (Dufour 1998).

Proces	Hoeveelheid per jaar		
	in 10 ⁶ m ³	in mm (liter m ⁻²)	% van totaal
Neerslag	29591	792	13
Instroming van oppervlaktewater via rivieren	86787	2322	37
Verdamping	18719	501	8
Uitstroming naar zee (als oppervlaktewater)	95828	2564	41
Restterm (gebruik)	1831	49	1

Dufour (1998) heeft een schatting gegeven van de hoeveelheid water in de hydrologische kringloop in Nederland (Tabel 1). Hierbij is de in- en uitstroom van grondwater onder de landsgrenzen, niet geheel terecht, buiten beschouwing gelaten. Uit de getallen blijkt dat een kwart van de totale aanvoer van water in Nederland via neerslag is; de rest komt het land binnen via rivieren. Het aandeel van de verdamping in de totale afvoer van water uit Nederland bedraagt 16 %; de rest stroomt uit naar zee via het oppervlaktewater. In de door Dufour (1998) gepresenteerde balans komt een restterm voor ter grootte van 2 % van de totale aanvoer. Deze wordt beschouwd als water dat wordt gebruikt door de mens (Tabel 1).

2 Hydrogeologie van Nederland

Het vakgebied van de *hydrogeologie* bestudeert grondwater, met bijzondere aandacht voor waterchemie, grondwaterbewegingen en de relatie met de geologische omgeving (Davis & DeWiest 1966). Het onderstaande is grotendeels ontleend aan De Vries (1980). Figuur 1 toont de opeenvolgende geologische tijdvakken en formaties die in de tekst genoemd worden.

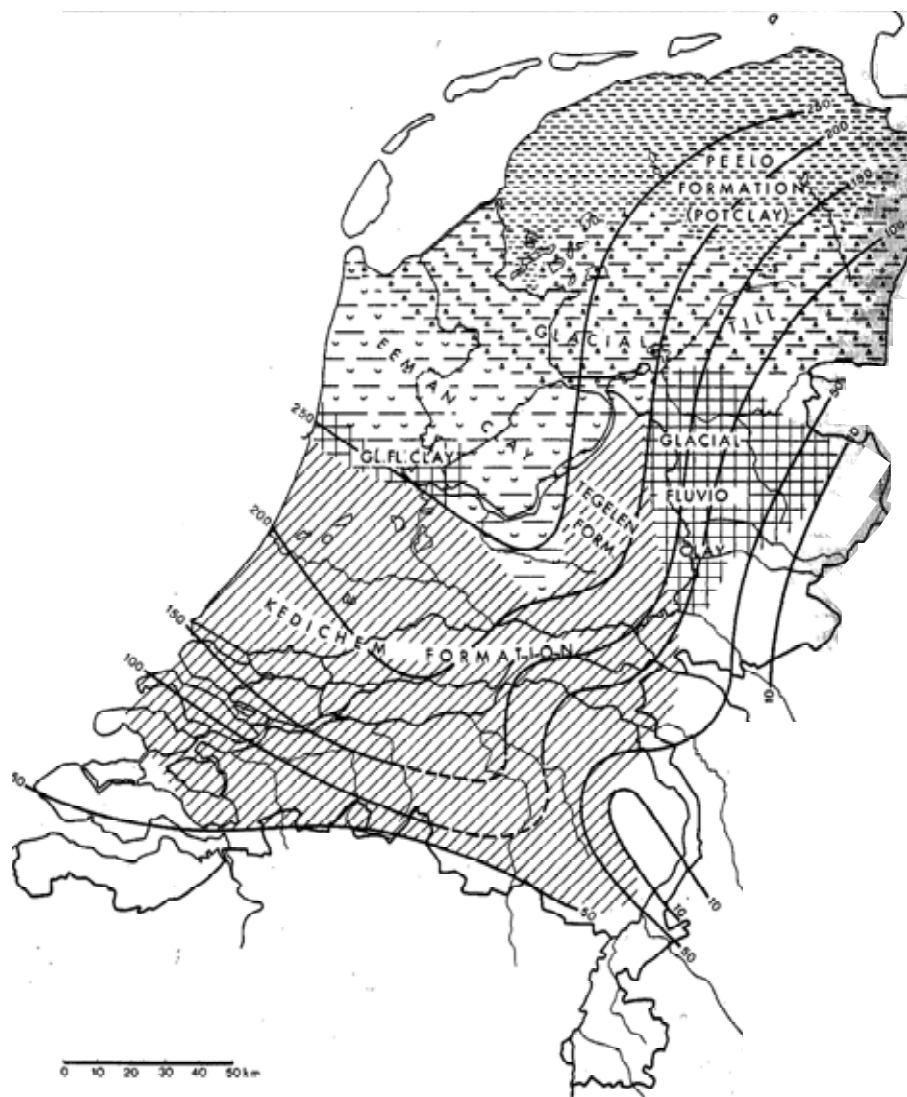


Figuur 1 Geologische tijdsschaal van het Tertiair en Kwartair, met daarop aangegeven de aard en ouderdom van enkele formaties (Dufour 1998).

2.1 Belangrijke watervoerende en waterscheidende lagen

De ondergrond van Nederland is te beschouwen als een halfcirkelvormig grondwaterbekken dat open is in noordelijke en westelijke richting (Figuur 2). Langs de zuid- en oostgrens van het land liggen slecht doorlatende Tertiaire afzettingen van mariene oorsprong dichtbij of aan het oppervlak. Deze afzettingen vormen, in het

oostelijk deel van Nederland, de slecht doorlatende basis van het grondwaterbekken. In noordwestelijke richting komen deze Tertiaire afzettingen steeds dieper te liggen en worden ze bedekt door een laag Oud-Pleistocene mariene afzettingen, doorspekt met ondoorlatende kleilagen. In het noorden en westen van Nederland zijn deze kleilagen te beschouwen als de basis van het grondwaterbekken.



Figuur 2 Dikte (in m) van de Plio-Pleistocene watervoerende laag en aard van de voornaamste slecht doorlatende lagen die daarin zijn aangetroffen (De Vries 1980).

Op hun beurt worden de slecht doorlatende Tertiaire en Oud-Pleistocene afzettingen bedekt door een tot 250 m dik pakket goed doorlatende fluviale zanden van Pliocene en Pleistocene ouderdom (de Plio-Pleistocene *aquifer* of watervoerende laag; Figuur 2). De doorlatendheid van deze aquifer neemt globaal genomen toe in noordwestelijke richting. Deze Plio-Pleistocene afzettingen worden in de meeste

gebieden doorsneden door een klein aantal kleirijke lagen (*aquitard* of slecht doorlatende laag). In Zuid-Nederland zijn dit de formaties van Kedichem en Tegelen, in het noorden zijn het *glaciale* kleiafzettingen (Eemien-klei en Formatie van Peelo).

In hoog Nederland wordt de Plio-Pleistocene aquifer grotendeels afgedekt door Pleistocene dekzandlagen tot 20 m dik. In deze fijne zandafzettingen komen plaatselijk leem- en veenformaties voor. In westelijk Noord-Brabant en Drenthe is de situatie anders. Hier wordt de Plio-Pleistocene aquifer afgedekt door respectievelijk leem en (glaciale) *keileem*. In laag Nederland wordt de Plio-Pleistocene aquifer afgedekt door slecht doorlatende Holocene klei- en veenafzettingen.

Beneden de slecht doorlatende Tertiaire en Oud-Pleistocene afzettingen komen tot op grote diepte nog andere aquifers voor. Deze zijn echter zo goed als geïsoleerd van de hydrologische kringloop en zijn daarom van weinig belang voor dit rapport. Zuid-Limburg vormt een uitzondering, omdat Pre-Tertiaire afzettingen (voornamelijk kalksteen) hier wel een rol spelen in de afvoer van het neerslagoverschot en dus deelnemen aan de hydrologische kringloop (Dufour 1998).

Grote delen van Nederland worden gekenmerkt door een hoge grondwaterstand. Dit betekent dat de gemiddelde *stijghoogte* (de hoogte, vaak uitgedrukt in m boven N.A.P., tot waar grondwater opstijgt in een buis die in open verbinding staat met atmosfeer en aquifer) meestal dicht bij het maaiveld ligt. De hoogste delen van het land (Zuid-Limburg, de stuwwallen en de duinen) vormen hierop een uitzondering: hier ligt de grondwaterspiegel soms tientallen meters onder het maaiveld. Aangezien de opeenvolgende aardlagen in de Nederlandse ondergrond wegduiken in noordwestelijke richting, zou dus verwacht kunnen worden dat de grondwaterstroming in de Plio-Pleistocene aquifer overwegend in noordwestelijke richting is (d.w.z. in de richting waarin de stijghoogte ten opzichte van N.A.P.) globaal afneemt). Het blijkt echter dat de lokale topografie van grotere invloed is op de grondwaterstroming. Het grootste deel van het neerslagoverschot in de aquifer wordt namelijk afgevoerd in een richting loodrecht op de globale stijghoogtegradiënt, naar sloten, beken en rivieren.

Een interessant hydrogeologisch verschil tussen hoog en laag Nederland is dat rivieren en beken in het hoge Pleistocene deel van het land doorgaans drainerend werken, terwijl uit de grote watergangen van het meer kunstmatige drainagenetwerk in laag Nederland doorgaans water inzijgt naar de ondergrond (Meinardi 1980).

2.2 Transgressies en het zoet/brakgrensvlak in grondwater

In de geologische geschiedenis zijn vele *transgressies* (zeespiegelstijgingen) voorgekomen. In door de zee overstroomde gebieden verziltte de bodem en het grondwater. Het verzilte grondwater werd later vaak weer vervangen door infiltrerend regen- of rivierwater, waardoor plaatselijk een grillig verticaal patroon van zoet, brak en zout grondwater is ontstaan (Dufour 1998).

De zoet-brak grens in de Plio-Pleistocene aquifer valt tegenwoordig ongeveer samen met de grens tussen Pleistocene en Holocene afzettingen aan het aardoppervlak (De Vries 1980).

In de Middeleeuwen vond een relatief bescheiden transgressie plaats, waarbij de Zuiderzee ontstond uit het zoete “Almere” (De Vries 1980). Deze transgressie heeft de Pleistocene aquifer niet verzilt, waardoor in delen van het huidige IJsselmeergebied een situatie met *inversie* bestaat, d.w.z. dat brak of zout grondwater hier boven het zoete grondwater (dat een lager soortelijk gewicht heeft) voorkomt (Dufour 1998).

Een aantal geologische en topografische factoren is bepalend voor de diepte van het zoet/brakgrensvlak in het grondwater (Dufour 1998). Onder de Holocene kustvlakte (Zeeland, Holland en het noorden van Friesland en Groningen) ligt de zoet/brakgrens op minder dan 100 m diepte. Vanuit de Noordzee dringt zout grondwater de bodem onder Nederland binnen. Door bemaling en drinkwaterwinning treedt in poldergebieden in West-Nederland soms brakke of zoute kwel op (Dufour 1998). Om landbouwschade door zilte kwel te voorkomen, wordt in droge perioden rivierwater aangevoerd (zie paragraaf 5.2.3).

In het kustduingebied zijn door infiltratie van regenwater zoetwaterbellen ontstaan, die het zwaardere zoute water naar beneden drukken. Hierdoor ligt de zoet/zoutgrens in de duinen plaatselijk op 100-200 m diepte. Een soortgelijke situatie komt voor op de hoge Pleistocene zandgronden. Dit zijn infiltratiegebieden met doorgaans goed doorlatende bodems. Het zoet/brakgrensvlak ligt dan ook diep (meestal > 300 m). Dit geldt ook voor de Centrale Slenk in Midden-Limburg en een deel van Oost-Brabant. De bodem van dit gebied was al tijdens het Pleistoceen aan het dalen en is zonder onderbreking opgevuld met fluviatiele sedimenten.

De Achterhoek en Twente nemen een aparte positie in. Hier ligt het grensvlak op minder dan 100 m diepte; plaatselijk in Twente zelfs op slechts enkele meters diepte (De Vries 1980). In dit deel van Nederland komen steenzoutafzettingen voor uit het Laat-Perm (<http://www.natuurinformatie.nl>).

3 Hydrochemische watertypen in Nederland

Watertypen kunnen onderscheiden worden op basis van hun concentraties opgeloste ionen en gassen. Hieronder wordt, in algemene termen, een chemische typering van een aantal watertypen gegeven. Hierbij wordt vooral aandacht besteed aan de voor biologische processen relevante ionen en gassen: kooldioxide (CO_2), bicarbonaat (HCO_3^-), protonen (H^+ ; pH), zuurstof (O_2), nitraat (NO_3^-), ammonium (NH_4^+), sulfaat (SO_4^{2-}), fosfaat (PO_4^{3-}), kalium (K^+), calcium (Ca^{2+}), magnesium (Mg^{2+}), ijzer ($\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$) (Tabel 2).

3.1 Regenwater

In theorie heeft het water dat verdampt vanaf het aardoppervlak de samenstelling van gedestilleerd (d.w.z. zeer zuiver) water. In de praktijk neemt waterdamp tijdens het verblijf in de atmosfeer en tijdens de terugkeer naar het aardoppervlak (neerslag) allerlei stoffen op, in de vorm van gassen, ionen en onopgeloste deeltjes. Deze stoffen hebben deels een natuurlijke, deels een antropogene herkomst. Bovendien is er, in gebieden dichtbij zee, sprake van verhoogde aanvoer van zeezouten via de neerslag.

In schone gebieden wordt de pH van regenwater vooral bepaald door opgelost kooldioxide; de pH van de neerslag ligt hierdoor van nature rond 5.5 (zwak-zuur). Van nature lossen kleine hoeveelheden stikstof op in neerslag als gevolg van de omzetting van stikstofgas (N_2) naar stikstofoxiden (NO_x) door elektrische ontladingen (bliksem). Natuurlijke emissie van ammoniak (NH_3) vindt plaats vanuit dierlijke mest en (dode) organismen (Stumm & Morgan 1996). Dit leidt tot zeer lage natuurlijke achtergrondconcentraties van ammonium in de neerslag. De natuurlijke bron van sulfaat in regenwater is vulkanisme. Bijgevolg is de sulfaatconcentratie van nature meestal gering. Aangezien de kringlopen van fosfor en ijzer geen atmosferische component hebben, zijn de concentraties van deze elementen in neerslag zeer gering.

In Nederland wordt de samenstelling van de neerslag al sinds het begin van de 20^e eeuw sterk beïnvloed door menselijke activiteiten. Door de emissies van met name NO_x , NH_y en SO_x is de pH gedaald tot gemiddeld 4 in de jaren '70 en '80 (Tabel 2), terwijl de stikstof- en zwavelconcentraties sterk toenamen sinds de Tweede Wereldoorlog. Sinds 1965 is de emissie van SO_x sterk afgenomen, terwijl aan het eind van de jaren '90 de extreem hoge stikstofemissies licht begonnen af te nemen (Eerens et al. 2001). Hierdoor heeft de regenwater-pH in Nederland tegenwoordig op de meeste meetpunten weer zijn natuurlijke waarde bereikt (Tabel 2; Stolk 2001). Interessant is verder dat calciumconcentraties in regenwater in Europa sterk zijn afgenomen sinds het begin van de 20^e eeuw. Dit is te verklaren door het verharderen van wegen en verminderde uitstoot van calcium door de zware industrie, waardoor minder stof in de atmosfeer terechtkomt (Hedin et al. 1994). De ecologische relevantie van calcium in neerslag ligt in de bijdrage aan de zuurbuffering van de aquatische of terrestrische systemen waarop de neerslag terechtkomt.

Tabel 2 Gemiddelde concentraties (mg l⁻¹) van belangrijke ionen en gasen in enkele Nederlandse grondwater-, regen- en oppervlaktewatermonsters.

Stof	“Lithotroop” referentiemonster Van Wirdum	± Anaëroob ondiep rivierinfiltraat onder zand/kleibedding	Anaëroob ondiep oppervlaktewaterin- filtr. onder veenlaag	Aëroob diep regenwaterinfiltraat in arme zandgrond	Aëroob diep regenwaterinfiltraat in kalksteen
CO ₂	geen data	18	206	9	31
HCO ₃ ⁻	403*	274	623	88	338
pH	7.3	7.6	6.7	7.5	7.5
O ₂	geen data	geen data	geen data	geen data	geen data
NO ₃ ⁻	geen data	0	0	0.8	11
NH ₄ ⁺	geen data	6.2	27.1	0.2	0.3
SO ₄ ²⁻	13	47.5	1.5	8	22
PO ₄ ³⁻	geen data	geen data	geen data	geen data	geen data
Ca ²⁺	115	83	146	25	104
Mg ²⁺	8	16.3	17.8	2.1	13
K ⁺	2	geen data	geen data	geen data	geen data
Na ⁺	12	geen data	geen data	geen data	geen data
Cl ⁻	11	141	53	11	22
Fe (Fe ²⁺ + Fe ³⁺)	geen data	2.4	16.3	0.4	0
Mn	geen data	0.9	0.75	0.05	0
Hardheid (mmol _l l ⁻¹)	6.4	5.5	8.8	1.4	6.3
EC ₂₅ (mS m ⁻¹)	65	geen data	geen data	geen data	geen data
COD (mg l ⁻¹ KMnO ₄)	geen data	20	geen data	geen data	geen data
Plaats monstername	onbekend	Drechtunnel (Oude Maas)	Merwelanden bij Dordrecht	Veluwe	Plateau van Margraten
Periode monstername	1980	1970-1971	1974	1953-1973	1930-1975
Diepte (m onder maaiveld)	onbekend	6-25	15-25	30-149	13-85
Aantal monsters	onbekend	10	3	6	8
Bron	Van Wirdum (1991)	Meinardi (1980)	Meinardi (1980)	Meinardi (1980)	Meinardi (1980)

*Van Wirdum (1991) heeft de *alkaliniteit* (uitgedrukt in mmol_l l⁻¹) gemeten. In de hier genoemde hydrochemische watertypen is dit een betrouwbare maat voor de concentratie HCO₃⁻.

Tabel 2 (vervolg).

Stof	± Anaëroob diep regenwaterinfiltraat in duinzand	Anaëroob diep infiltraat onder ontgonnen hoogveen	“Atmotroof” referentiemonster Van Wirdum	Regenwater jaargemiddelde 2004	Rijnwater referentiemonster Van Wirdum
CO ₂	12	118	geen data	geen data	3.5****
HCO ₃ ⁻	288	398	0*	geen data	159*
pH	7.8	6.9	4.2	5.1	7.8
O ₂	geen data	geen data	geen data	geen data	geen data
NO ₃ ⁻	0	0	3.41	2.4	geen data
NH ₄ ⁺	1.6	4	1.70	1	geen data
SO ₄ ²⁻	7.3	14	5.79	2.6	80
PO ₄ ³⁻	geen data	geen data	geen data	0.03	geen data
Ca ²⁺	88	108	0.42	0.3	82
Mg ²⁺	5.6	9	0.20	0.2	10
K ⁺	geen data	geen data	0.23	0.2	7
Na ⁺	geen data	geen data	1.60	1.9	96
Cl ⁻	41	29	2.97	3.4	178
Fe (Fe ²⁺ + Fe ³⁺)	2.6	22	geen data**	0.03	geen data**
Mn	0.4	0.4	geen data	geen data	geen data
Hardheid (mmol _l l ⁻¹)	4.5	6.1	0.0	0.0	4.9
EC ₂₅ (mS m ⁻¹)	45	geen data	5	3	100
COD (mg l ⁻¹ KMnO ₄)	19	geen data	geen data	geen data	geen data
Plaats monsternamen	Katwijkse duinen	Veendam	onbekend	15 locaties in Nederland	Lobith
Periode monsternamen	1932	1928-1976	1980	2004	1975
Diepte (m onder maaiveld)	30-78	24-128	n.v.t.	n.v.t.	n.v.t.
Aantal monsters	10	6	onbekend	204	onbekend
Bron	Meinardi (1980)	Meinardi (1980)	Van Wirdum (1991)	RIVM (2005)***	Van Wirdum (1991)

**In regenwater of oppervlaktewater (tenzij in het sediment) komt geen vrij Fe²⁺ voor;

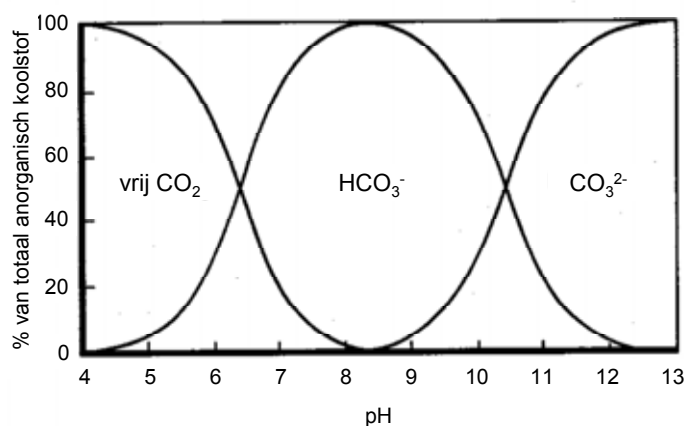
Data afkomstig van: http://www.lml.rivm.nl/data_val/index.html; *Geschat uit de concentratie HCO₃⁻ en de pH.

3.2 Grondwater

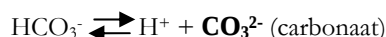
De belangrijkste factoren die de samenstelling van grondwater (inclusief bronwater en kwelwater) bepalen, zijn (1) kenmerken van het voedingsgebied, zoals topografie, bodemtype en begroeiing en (2) in mindere mate het verblijf (duur, stromingspatroon) van het water in de diepere ondergrond (Meinardi 1980). De samenstelling van in de bodem infiltrerend neerslagwater verandert door toedoen van zowel biologische processen (vooral in de toplaag van de bodem) als chemische uitwisselingsprocessen met bodemdeeltjes c.q. het gesteente.

3.2.1 Koolstof

Inziingend regenwater neemt, tijdens zijn transformatie naar grondwater, vooral calcium en anorganisch koolstof (bicarbonaat en kooldioxide) op (Roelofs & Cals 1989). Dit is te verklaren doordat de ondergrond van Nederland vrijwel overal calciumcarbonaat (calciet; CaCO_3) bevat, zij het in wisselende hoeveelheden. Wanneer dit calciumcarbonaat in oplossing gaat, komen calciumionen en anorganisch koolstof vrij. Doordat de pH van het Nederlandse grondwater doorgaans tussen 5.5 en 9 ligt (De Vries 1980), wordt de fractie anorganisch koolstof gedomineerd door kooldioxide en/of bicarbonaat (Figuur 3). De aanwezigheid van kooldioxide in het grondwater is een voorwaarde voor het oplossen van calciumcarbonaat (Tabel 3); hoe meer kooldioxide het inziigende neerslagwater opneemt, hoe “agressiever” het wordt en hoe meer calciumcarbonaat het kan oplossen.



Het gevormde koolzuur is een instabiel zwak zuur, dat snel dissocieert:



Figuur 3 Het koolstofevenwicht in natuurlijke wateren, in relatie tot de pH (Bloemendaal & Roelofs 1988a).

Verskillende processen zijn verantwoordelijk voor de aanwezigheid van kooldioxide in grondwater c.q. kwelwater (Roelofs & Cals 1989). Een belangrijke bron is (microbiële) respiratie in de bovenste bodemlagen (Stumm & Morgan 1996). Verder zijn er in bodems diverse zuurproducerende processen. Hierbij kan gedacht worden aan (1) het oplossen van (oxi)hydroxiden of (2) contact tussen grondwater en een veenlaag, waarin kationen worden uitgewisseld tegen protonen (H^+). De vrijgekomen protonen kunnen vervolgens door bicarbonaatbuffering worden geneutraliseerd, waarbij kooldioxide ontstaat. Omdat dit niet kan ontsnappen zolang het grondwater niet is uitgetreden, kunnen de kooldioxideconcentraties in grondwater hoog oplopen.

Naast oplossing van calciumcarbonaat uit sedimenten, vormen *reductieprocessen* in de *anaërobe, verzadigde zone* van de ondergrond een belangrijke bron van bicarbonaat (Tabel 3; Meinardi 1980; Roelofs & Cals 1989).

Tenslotte dient vermeld te worden, dat het Nederlandse grondwater vaak methaan (CH_4) bevat. Dit is overigens geen anorganische koolstofverbinding. Methaan komt vrij bij de anaërobe afbraak van organisch materiaal door methaanvormende bacteriën (*methanogenese*). Vooral in Oost-Nederland wordt in veel grondwaterwinningen methaan gemeten (Dufour 1998). Methaanproductie komt echter ook in West-Nederlandse polders voor, voornamelijk waar sprake is van infiltratie van water door veenlagen (zie paragraaf 5.2).

3.2.2 pH

De zuurgraad van natuurlijke wateren (zowel grondwater als oppervlaktewater) hangt sterk samen met de biologische en chemische processen die er plaatsvinden, en kan zowel oorzaak als gevolg van het verloop van deze processen zijn. Zo zijn *oxidatiereacties* (die vooral plaatsvinden in aërobe milieus) zuurproducerend (d.w.z. netto komen er protonen vrij), terwijl bij reductiereacties (in anaërobe milieus) juist zuur geconsumeerd wordt (Tabel 3).

De pH kan binnen een waterlichaam in ruimte en tijd sterk variëren (Bloemendaal & Roelofs 1988a). Infiltrerend grondwater is hiervan een goed voorbeeld. Aanvankelijk wordt een pH-stijging voorkomen doordat protonen en kooldioxide, die vrijkomen tijdens allerlei biologische processen in de bovenste bodemlagen, oplossen in het inzijgende regenwater. Naarmate er echter meer calcium- of magnesiumcarbonaat in oplossing gaat, wordt kooldioxide uit het grondwater geconsumeerd en komt er bicarbonaat voor in de plaats. Dit leidt tot een stijging, doorgaans tot rond de pH 7 à 8 (Meinardi 1980).

De relatie tussen de pH van het grondwater en het verlopen van diverse chemische en biologische processen zal verder worden besproken in de subparagrafen over specifieke elementen.

3.2.3 Zuurstof

Er kunnen grote verschillen in zuurstofconcentratie optreden tussen verschillende aquifers. *Freatisch* grondwater (d.w.z. grondwater in de bovenste aquifer, die in open verbinding staat met de atmosfeer) is relatief zuurstofrijk, terwijl water uit diepere lagen doorgaans uitgesproken zuurstofarm is (Dufour 1998). Hierbij moet worden aangetekend dat de lokale topografie en bodemopbouw ook van invloed zijn op de zuurstofconcentratie van het grondwater. Zo is het grondwater in zandige inzijsgebieden (bijvoorbeeld de Veluwe) vaak tot op grote diepte *aëroob*, terwijl grondwater in minder doorlatende bodems die rijk zijn aan organisch materiaal vaak op geringe diepte al volledig anaëroob is (Meinardi 1980).

Dat de zuurstofconcentratie globaal gezien afneemt met een toenemende ouderdom van het grondwater (ofwel: verder van het inzijsgebied en dichter bij de kwelzone) komt doordat zuurstof energetisch de meest efficiënte *elektronacceptor* is. Dit betekent dat microbiële omzettingen waarbij zuurstof wordt *gereduceerd* tot H_2O (en tegelijkertijd organisch materiaal wordt *geoxideerd* tot kooldioxide) de meeste energie opleveren voor de betrokken micro-organismen (Brock & Madigan 1991). Wanneer alle zuurstof geconsumeerd is, moeten micro-organismen echter andere elektronacceptoren gaan gebruiken, die minder energie opleveren. De belangrijkste elektronacceptoren na zuurstof zijn, in volgorde van afnemende “energie-efficiëntie” (ofwel: afnemende *reductiepotentiaal*) achtereenvolgens nitraat (denitrificatie), driewaardig ijzer (ijzerreductie), sulfaat (sulfaatreductie) en kooldioxide (methanogenese) (Stumm & Morgan 1996). Tabel 3 toont de reactieschema’s bij deze processen. Hoewel bodems doorgaans zeer heterogeen zijn en er microsites met afwijkende *redoxpotentiaal* kunnen bestaan, geldt in het algemeen dat de aanwezigheid van een elektronacceptor met een hogere reductiepotentiaal het gebruik van een elektronacceptor met lagere reductiepotentiaal uitsluit. Zolang er bijvoorbeeld voldoende sulfaat aanwezig is in het grondwater zal er geen methanogenese optreden, maar sulfaatreductie (tenzij er bijvoorbeeld nog nitraat aanwezig is).

3.2.4 Stikstof

Stikstof is, net als koolstof, zuurstof, zwavel en ijzer, een belangrijk participierend element in redoxreacties in het grondwater en andere aquatische milieus (Stumm & Morgan 1996; zie ook Tabel 3). In Nederland worden significante hoeveelheden stikstof via de neerslag aangevoerd naar de bodem, waar opname door planten en micro-organismen plaatsvindt, maar waar ook stikstofverbindingen vrijkomen uit decompositieprocessen. Ammonium dat vrijkomt uit *mineralisatieprocessen* (of dat aangevoerd wordt via atmosferische depositie) bindt vrij sterk aan het *kationadsorptiecomplex* van bodemdeeltjes. Dientengevolge spoelt relatief weinig ammonium uit naar het diepere grondwater.

In niet-zure aërobe bodems wordt ammonium microbiel omgezet in nitraat. Dit proces heet *nitrificatie*. Nitraat hecht nauwelijks aan bodemdeeltjes en spoelt zeer gemakkelijk uit naar het diepere grondwater. Zodra echter de anaërobe zone bereikt

wordt, zal nitraat als preferente elektronacceptor gaan fungeren, waardoor *denitrificatie* zal optreden (Tabel 3). Bij dit microbiëel gestuurde proces verdwijnt stikstof uit het ecosysteem, doordat de eindproducten gasvormig zijn (N_2O en N_2). Dit betekent dat de nitraatconcentratie in anaëroob grondwater zal afnemen. Omdat N_2 echter niet altijd makkelijk kan ontsnappen uit een grondwatersysteem, draagt het vaak bij aan gasophoping. Dit wordt in veel poldergebieden in laag Nederland waargenomen (Meinardi 1980). Ook in kwelmilieus met nitraatrijk grondwater kan denitrificatie optreden.

Naast microbiële denitrificatie komt ook chemische denitrificatie voor. Deze redoxreactie treedt op in gebieden waar veel nitraat uitspoelt naar het grondwater en daarbij pyrietafzettingen in de ondergrond passeert. Hierop wordt nader ingegaan in paragraaf 3.2.5.

3.2.5 Zwavel

De toevoer van zwavel (in de vorm van sulfaat) naar het grondwater vindt plaats vanuit de volgende bronnen: (1) atmosferische depositie, (2) bemesting, (3) mineralisatieprocessen in de bodem en (4) verwerking van zwavelhoudende mineralen in de bodem. Dit laatste proces omvat onder meer de oxidatie van ijzersulfiden (FeS_x), zoals pyrietafzettingen (FeS_2) (Lucassen 2004).

In Nederland zijn twee verschillende processen, veelal in combinatie, verantwoordelijk voor het uitspoelen van sulfaat naar het grondwater als gevolg van pyrietoxidatie. Ten eerste verdroging: sinds 1950 is de gemiddelde grondwaterstand in Nederland met meer dan 30 cm gedaald (<http://www.mnp.nl/mnc/index-nl.html>). Ten tweede *chemische denitrificatie*: wanneer inzijsend nitraatrijk grondwater pyrietafzettingen doorstroomt, vindt een reactie plaats waarbij nitraat gereduceerd wordt tot een gasvormig eindproduct, terwijl pyriet tegelijkertijd wordt geoxideerd (Lucassen 2004). Pyriet komt niet overal in de ondergrond voor; in infiltratiegebieden met dekzanden (grote delen van Pleistoceen Nederland) zijn pyrietbanken afwezig (<http://www.dow.wau.nl/inleidingwater/grondwaterkwaliteit/vraag6.html>).

Bij pyrietoxidatie en de microbiële afbraak van zwavelhoudende organische verbindingen in veengebieden kunnen grote hoeveelheden sulfaat vrijkomen en uitspoelen naar het grondwater. Doorgaans is dit in de vorm van verdund zwavelzuur (Bloemendaal et al. 1988).

Wanneer het grondwater de anaërobe zone bereikt, kan sulfaatreductie optreden (Tabel 3), hoewel dit proces om thermodynamische redenen niet zal plaatsvinden voordat de voorraad van enkele alternatieve elektronacceptoren (nitraat en driewaardig ijzer) is uitgeput. Eén van de eindproducten van sulfaatreductie (een zuurconsumerend proces), is het giftige sulfide (S^{2-} of HS^-). Dit ontwijkt vaak uit anaërobe, zwavelrijke bodems in de vorm van het gas waterstofsulfide (H_2S ; verantwoordelijk voor de rotte-eierenlucht in veel kwelzones en moerasgebieden).

In kwelgebieden vindt op het anaëroob/aëroob-grensvlak sulfideoxidatie plaats (Tabel 3). Hier kunnen tevens interacties met de ijzer- en fosforkringloop plaatsvinden. Zo kunnen ijzerfosfaatcomplexen “opengebroken” worden door sulfiden, waarbij een ijzersulfideneerslag ontstaat. Daarnaast wordt fosfaat gemobiliseerd, wat tot *eutrofiëring* van een kwelgebied of oppervlaktewaterlichaam kan leiden (Smolders 1995; Lamers 2001).

3.2.6 Fosfor

De fosforkringloop heeft geen atmosferische component van betekenis en ook het transport van fosfaat via het grondwater is beperkt, althans in gebieden die weinig verstoord zijn door menselijke activiteiten. Dit hangt samen met het feit dat fosfaat dat vrijkomt uit mineralisatie of dat uitspoelt uit landbouwgronden sterk hecht aan bodemdeeltjes (Dufour 1998).

Als gevolg van de intensieve landbouw spoelen in Nederland toch significante hoeveelheden fosfaat uit naar het grondwater (Koerselman et al. 1990). Ook infiltrerend rivierwater voert fosfaat aan. In 1991 lag de fosfaatconcentratie in het ondiepe grondwater (5-17 m beneden maaiveld) in laag Nederland en langs de grote rivieren gemiddeld boven de 0.4 mg l^{-1} . In de Pleistocene delen van het land was de fosfaatconcentratie in het ondiepe grondwater meestal $< 0.4 \text{ mg l}^{-1}$ (Dufour 1998). In tegenstelling tot de stikstof- en zwavelkringloop, bestaat binnen de fosforcyclus geen reductieproces waarbij gasvormige verbindingen verdwijnen uit het ecosysteem en de fosforconcentratie in het grondwater dus afneemt. Wel kan fosfaat binden met driewaardig ijzer, zolang dit aanwezig is in het grondwater (zie paragraaf 3.2.9).

Zodra anaëroob fosfaathoudend grondwater een kwelzone bereikt, kunnen er allerlei interacties tussen de fosforcyclus en andere elementen (vooral calcium, ijzer en zwavel) plaatsvinden. De precieze aard van deze interacties hangt af van de relatieve concentraties van de verschillende elementen en deze is nauw verbonden met het trofieniveau van het kwelmoeras of het oppervlaktewater dat gevoed wordt. In paragraaf 3.3 zal nader worden ingegaan op deze interacties.

3.2.7 Calcium en magnesium: de waterhardheid

De *hardheid* van grondwater wordt bepaald door de concentraties van calcium en magnesium (Dufour 1998). Bij concentraties lager dan $2 \text{ mmol}_c \text{ l}^{-1}$ is sprake van zacht water, bij concentraties hoger dan $5 \text{ mmol}_c \text{ l}^{-1}$ van hard water (vergelijk Tabel 2). De hardheid wordt ook wel uitgedrukt in Duitse graden (Geirnaert 1972):

$$\text{Hardheid} = 2.8 \times \{[\text{Ca}^{2+}] + [\text{Mg}^{2+}]\}$$

waarbij de concentraties van Ca^{2+} en Mg^{2+} uitgedrukt worden in $\text{mmol}_e \text{ l}^{-1}$ en de hardheid in $^\circ\text{D}^1$

De hardheid van het water wordt beïnvloed door verschillen in kalkgehalte tussen geologische afzettingen en door topografische hoogteverschillen (Dufour 1998). Dit betekent dat zacht grondwater vooral wordt aangetroffen in aquifers die worden gevoed vanuit hoger gelegen kalkarme Pleistocene zandgronden, terwijl de lagere Pleistocene gronden en de Holocene delen van Nederland veelal worden gekenmerkt door hard grondwater. Daarnaast hebben mariene afzettingen doorgaans een hoger kalkgehalte dan fluviale en is brak, zout of verontreinigd grondwater meestal relatief hard (Dufour 1998).

Overigens is de biologische activiteit in de bodem mede bepalend voor de hardheid van het infiltrerende water. In bodems met relatief weinig biologische activiteit, zoals de arme zandgronden op de Veluwe, wordt naar verhouding weinig kooldioxide geproduceerd, waardoor slechts een klein deel van de aanwezige calcium- en magnesiumzouten in oplossing gaat. In bodems met een veenlaag wordt juist relatief veel kooldioxide geproduceerd (Meinardi 1980).

Omdat de Nederlandse ondergrond relatief arm is aan magnesiumzouten, en er tijdens de vorming van grondwater uit geïnfiltreerd regenwater vooral calciumzouten oplossen, kan de calcium/magnesium-ratio gebruikt worden als relatieve maat voor de ouderdom van het grondwater (Geirnaert 1972).

3.2.8 Chloride, kalium en natrium

Deze ionen bereiken het grondwater via inziende neerslag, hoewel in de Nederlandse situatie ook de intensieve landbouw een belangrijke bron is voor kalium (Dufour 1998). Daarnaast kunnen significante hoeveelheden chloride (Cl^-), kalium (K^+) en natrium (Na^+) in oplossing gaan wanneer grondwater mariene afzettingen passeert (Bloemendaal et al. 1988). De zoutconcentraties die hiervan het gevolg zijn, kunnen zo hoog oplopen, dat sprake is van brak of zout grondwater. Dergelijk zout grondwater kan echter ook een rechtstreeks mariene oorsprong hebben (De Vries 1980).

De chlorideconcentratie van grondwater is, naast de hardheid, een zeer belangrijk criterium voor drinkwaterkwaliteit (Dufour 1998). Van zoet water is sprake bij een chlorideconcentratie $< 150 \text{ mg l}^{-1}$, van zout water bij een concentratie $> 1000 \text{ mg l}^{-1}$. Bij tussenliggende chlorideconcentraties spreekt men van brak water (Dufour 1998).

Natrium en vooral kalium accumuleren ten dele in de toplaag van de bodem, als gevolg van adsorptie aan het kationadsorptiecomplex. Een deel van deze kationen spoelt echter uit naar het grondwater, net als vrijwel al het aangevoerde chloride (Dufour 1998). De chlorideconcentratie in de bodem en het grondwater is één van

¹ 1 $^\circ\text{D}$ is ook wel gedefinieerd als het equivalent van $10 \text{ mg l}^{-1} \text{ CaO}$ (Dufour 1998).

de belangrijkste factoren die het voorkomen van planten en dieren verklaart. Dit hangt samen met het feit dat soorten verschillen in hun tolerantie voor een hoog zoutgehalte.

3.2.9 IJzer

IJzer kan in de bodem in twee oxidatietoestanden voorkomen: tweewaardig ijzer (Fe^{2+} ; ferro-ion) of driewaardig ijzer (Fe^{3+} ; ferri-ion). Het bij neutrale pH slecht oplosbare driewaardig ijzer is gebonden aan het geologische substraat, maar kan ook in oplossing gaan in het grondwater. Dit gebeurt in anaëroob grondwater, waar het (in aanwezigheid van organisch materiaal als *elektron donor*) door ijzerreducerende bacteriën wordt omgezet in tweewaardig ijzer (Brock & Madigan 1991; Dufour 1998). Tweewaardig ijzer is giftig voor veel aquatische organismen, doordat het kan leiden tot de vorming van schadelijke zuurstofradicalen (Vuori 1995; Olaveson & Nalewajko 2000; <http://de.wikipedia.org>; http://www.knowledgebank.irri.org/rice-Doctor_MX/Fact_Sheets/DeficienciesToxicities/Iron_Toxicity.htm). Zodra dit (diepe) grondwater echter in contact komt met zuurstof, uit ondieper freatisch grondwater, ofwel pas tijdens het uitstreden in kwelzones, worden de ferro-ionen geoxideerd (vaak onder invloed van ijzeroxiderende bacteriën), een zuurproducerende reactie waarbij $\text{Fe}(\text{OH})_3$ (ijzerhydroxide) wordt gevormd (Tabel 3). Dit $\text{Fe}(\text{OH})_3$ is onoplosbaar bij een $\text{pH} > 5$ en is herkenbaar als een rode neerslag op de bodem van veel kwelgebieden. Een andere indicator voor zoete kwel is de aanwezigheid van een olieachtige film van ijzerbacteriën.

De ijzerkringloop is nauw verweven met andere biogeochemische cycli, zoals de stikstof-, fosfor- en zwavelkringloop. Stikstof en fosfor zijn belangrijke limiterende elementen voor de *primaire productie* in aquatische ecosystemen. De concentratie tweewaardig ijzer in voedend kwelwater kan dus van groot belang zijn voor het functioneren van deze ecosystemen. Hieronder wordt de interactie van ijzer in grondwater met andere biogeochemische cycli toegelicht.

De aanwezigheid van tweewaardig ijzer en basische kationen (calcium en magnesium) in het grondwater heeft een verlagende invloed op de beschikbaarheid van de belangrijke nutriënten stikstof en fosfaat (Lucassen 2004). Tweewaardig ijzer, calcium en magnesium binden namelijk sterker aan het kationadsorptiecomplex dan ammonium. Bijgevolg wordt ammonium continu afgevoerd uit het systeem, waardoor de beschikbaarheid van dit ion voor primaire producenten gering is (aan bodemdeeltjes geadsorbeerde kationen zijn doorgaans wel beschikbaar voor planten).

Aanvoer van tweewaardig ijzer via het grondwater verhoogt tevens de concentratie ijzer(hydr)oxiden in de bovenste, aërobe bodemlaag. Deze ijzer(hydr)oxiden vergroten de capaciteit van de bodem om fosfaat vast te leggen. Dit zorgt er op zijn beurt voor dat mobilisatie van fosfaat naar het oppervlaktewater in een kwelzone beperkt blijft (Lucassen 2004).

Indien anaëroob grondwater naast sulfiden (S^{2-} of HS^-) ook hoge concentraties tweewaardig ijzer bevat, kan ijzer deze sulfiden binden, wat leidt tot de vorming van troiliet (FeS) en pyriet (FeS_2). Dit proces voorkomt dat de sulfiden een interactie aangaan met ijzer uit ijzerfosfaatcomplexen, wat zou leiden tot fosfaatmobilisatie.

3.3 Oppervlaktewater

3.3.1 Kwaliteitsbepalende factoren

De chemische samenstelling van de Nederlandse oppervlaktewateren is zeer divers. De waterkwantiteit en kwaliteit van de kleinere oppervlaktewateren wordt van nature bepaald door de aanvoer van neerslagwater en grondwater en de verhouding tussen deze twee bronnen. Deze verhouding wisselt naar gelang de weersomstandigheden. Zo voeren rivieren en beken in tijden van droogte vooral uittredend grondwater af (Allan 1995). In zeer natte perioden kan de waterkwaliteit echter sterk die van regenwater benaderen, in het bijzonder in waterlopen die in droge tijden geen grondwater afvoeren. Naast meteorologische factoren bepaalt ook de lokale hydrologie het aandeel van neerslagwater en grondwater in de voeding van oppervlaktewateren. Zo worden hoogveenplassen nagenoeg uitsluitend gevoed door neerslagwater, terwijl in bronmilieus de aanvoer van grondwater vaak zeer constant en bepalend is voor de waterkwaliteit.

De waterkwantiteit en waterkwaliteit van de grote rivieren wordt daarentegen van nature grotendeels bepaald door de hydrogeologische en meteorologische omstandigheden in het bovenstroomse deel van het stroomgebied, d.w.z. in het buitenland. Ook de mens beïnvloedt door zijn activiteiten de kwantiteit en kwaliteit van veel oppervlaktewateren.

Tenslotte kunnen ook levende organismen een significante invloed hebben op de samenstelling van het oppervlaktewater, maar deze activiteit wordt op zijn beurt weer sterk gestuurd door de waterkwaliteit. Een voorbeeld hiervan (bicarbonaatgebruikende waterplanten) zal worden besproken in paragraaf 3.3.3.

In de afgelopen decennia is de kwaliteit van veel Nederlandse oppervlaktewateren sterk gaan lijken op dat van de (vervuilde) grote rivieren, in het bijzonder de Rijn (zie ook paragraaf 5.2.3). Dit is het gevolg van de inlaat van rivierwater in (laag gelegen) gebieden, onder meer om verdroging te bestrijden. Sinds de jaren '80 van de vorige eeuw is duidelijk geworden dat *gebiedsvreemd water* desastreuze gevolgen kan hebben op de kwaliteit van natuurgebieden waarin het wordt toegelaten (zie paragraaf 5.2).

3.3.2 Trofiegraad

Een zestiental elementen zijn essentieel voor de groei van primaire producenten (in aquatische milieus algen en *macrofyten*). Dit zijn koolstof, waterstof, zuurstof, stikstof, zwavel, fosfor en kalium, calcium, magnesium, natrium, chloor en een aantal

sporenelementen (waaronder ijzer en mangaan). In oppervlaktewateren zijn waterstof, zuurstof, zwavel en kalium zelden groei limiterend. Daarentegen bepaalt de beschikbaarheid van anorganisch koolstof, stikstof of fosfor vaak de productiviteit van het aquatische ecosysteem; één van deze elementen is doorgaans limiterend (Roelofs & Bloemendaal 1988a).

In de aquatische ecologie wordt het trofiebegrip van Naumann (1932) vaak gebruikt. Naumann noemde wateren die meestal door fytoplankton worden gekleurd *eutroof* (voedselrijk) en wateren waarin zelden of nooit fytoplanktonbloei optreedt *oligotroof* (voedselarm). Een tussencategorie wordt als *mesotroof* (matig voedselrijk) omschreven. Later heeft men deze trofieklassen expliciet proberen te koppelen aan concentraties van fosfor, stikstof en koolstof, de belangrijkste groeibeperkende elementen in zoetwaterecosystemen (bijvoorbeeld Vollenweider 1968). Roelofs & Bloemendaal (1988a) hebben een trofie-indeling gemaakt op basis van de fosfaatconcentratie van oppervlaktewateren, waarbij alleen wateren beschouwd zijn die niet stikstof- of koolstofgelimiteerd zijn.

3.3.3 Alkaliniteit

De *alkaliniteit*, ofwel *biologische hardheid*, is het zuurbufferende vermogen van water. Dit wordt in de meeste oppervlaktewateren vrijwel geheel bepaald door het (bi)carbonaatbuffersysteem: het koolstofevenwicht tussen kooldioxide, bicarbonaat en carbonaat (Figuur 3; Bloemendaal & Roelofs 1988a). In veenwateren dragen humuszuren vaak ook bij aan de zuurbuffering. Deze wateren zijn door Thienemann (1921) gedefinieerd als *dystroof*. Ze zijn vaak sterk geelbruin gekleurd dankzij de hoge concentratie opgeloste humuszuren.

Tegenover de alkaliniteit staat de *aciditeit* van een watermonster; dit is een maat voor het vermogen om basen te neutraliseren. De aciditeit wordt in natuurlijke wateren doorgaans vooral door de kooldioxideconcentratie bepaald. Wanneer in het water meer protonen aanwezig zijn dan kunnen worden geneutraliseerd door het koolstofbuffersysteem, blijven deze protonen “vrij” aanwezig in het water (waardoor de pH daalt). Er is dan sprake van *minerale aciditeit*, omdat ook protonen basen kunnen neutraliseren (Stumm & Morgan 1996).

De alkaliniteit is, in aquatisch-ecologisch opzicht, om een aantal redenen een zeer belangrijke variabele. Allereerst levert het koolstofbuffersysteem anorganisch koolstof (kooldioxide en/of bicarbonaat) dat primaire producenten kunnen gebruiken als koolstofbron. Bicarbonaat komt alleen voor in wateren met een pH hoger dan 4.2; pas boven pH 6.5 is er meer bicarbonaat dan kooldioxide aanwezig (Figuur 3). Samen met het feit dat niet alle macrofyten bicarbonaat kunnen gebruiken, zorgt dit ervoor dat de alkaliniteit mede bepalend is voor de verspreiding van macrofytensoorten over de Nederlandse oppervlaktewateren. Bicarbonaatgebruik door waterplanten gaat gepaard met afgifte van hydroxide-ionen (OH⁻) (Bloemendaal & Roelofs 1988a):



Doordat de primaire producenten het vrijgekomen kooldioxide opnemen, verschuift het evenwicht naar rechts (De Vries 1980) en stijgt de pH door het vrijkomen van OH^- . In harde wateren met algenbloei worden overdag binnen de vegetatie soms pH-waarden tot boven 11 gemeten. Doordat respiratieprocessen (waarbij kooldioxide vrijkomt) 's nachts overheersen, daalt de pH dan weer (Bloemendaal & Roelofs 1988a).

Daarnaast stimuleert bicarbonaat (waarschijnlijk door zijn zuurneutraliserende werking) microbiële afbraakprocessen in waterbodems (Roelofs & Cals 1989).

De alkaliniteit is tevens een maat voor de gevoeligheid van wateren voor verzuring door atmosferische depositie (vroeger door codepositie van zwavel en stikstof, tegenwoordig vooral door stikstofdepositie). Hoe beter gebufferd een oppervlaktewaterlichaam is, hoe minder gevoelig voor verzuring het is (Roelofs & Bloemendaal 1988c). Hierdoor zijn vooral regenwater-gedomineerde of grondwaterafhankelijke systemen op kalkarme zandgronden (bijvoorbeeld heidevennen) gevoelig voor verzuring, terwijl wateren die kalkrijke sedimenten doorstromen of gevoed worden vanuit de grote rivieren ongevoelig zijn voor verzuring.

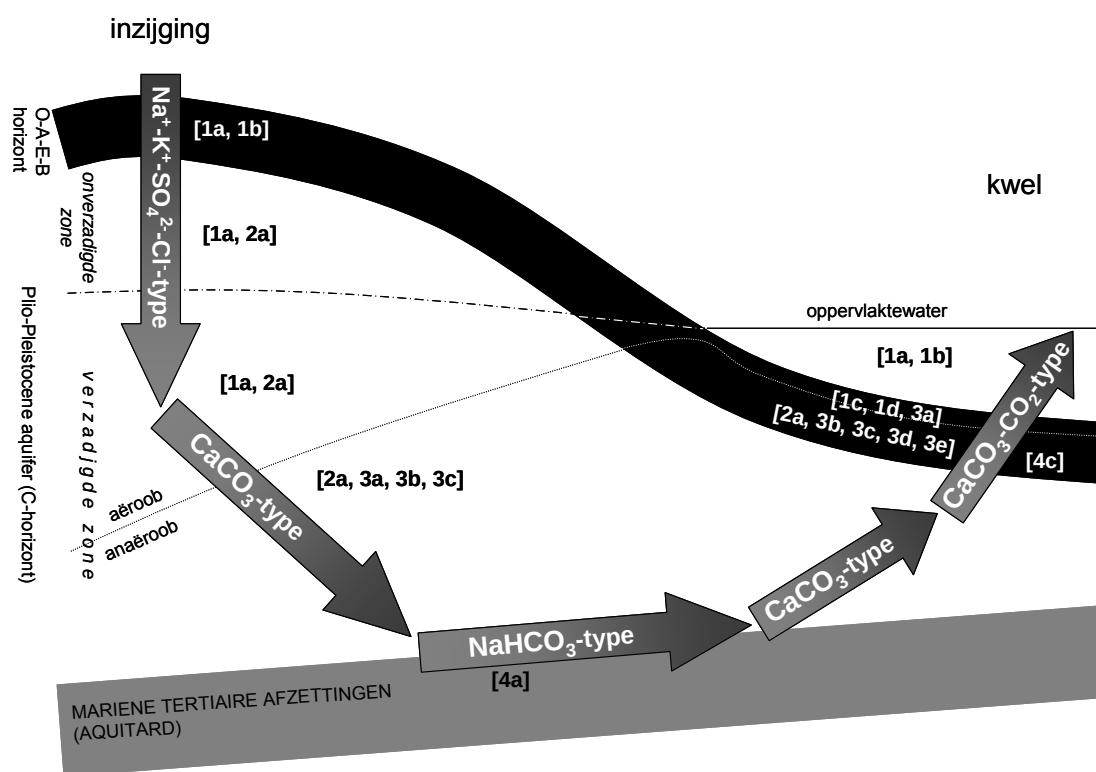
Ook het optreden van kwel heeft consequenties voor de alkaliniteit en aciditeit van (vooral kleinere) oppervlaktewateren. Kwel is doorgaans rijk aan kooldioxide en/of bicarbonaat. In het eerste geval heeft het kwelwater een hoge aciditeit; in het tweede geval een hoge alkaliniteit. Doorgaans is de chemische samenstelling van kwelwater evenwichtig in de zin dat zowel de alkaliniteit als de aciditeit hoog is. Hierdoor werkt de invloed van kwelwater niet verstoring op de nutriëntenhuishouding van aquatische ecosystemen; dit in tegenstelling tot de invloed van sulfaatrijk gebiedsvreemd oppervlaktewater, dat wel een hoge alkaliniteit, maar geen hoge aciditeit heeft (Roelofs & Cals 1989; zie ook paragraaf 5.2.3).

In het verleden zijn, op basis van hydrochemische kenmerken, verschillende classificatiesystemen ontwikkeld voor zoete oppervlaktewateren (zie Bloemendaal et al. 1988). Naast trofiegraad en alkaliniteit zijn indelingen van oppervlaktewateren op basis van nog andere criteria, zoals *saliniteit* (totale ionenconcentratie) mogelijk (zie ook hoofdstuk 6).

4 Variatie in de hydrochemie van grondwater in ruimte en tijd

De samenstelling van het grondwater in Nederland is in ruimte en tijd zeer variabel. Zij wordt beïnvloed door zowel de eigenschappen van het geologische substraat als de ouderdom (ofwel de ondergronds afgelegde route) van het geïnfiltreerde water (Tabel 2). Volgens De Vries (1980) zijn ondanks deze heterogeniteit “[...] een aantal hydrochemische facies te onderscheiden die, ten gevolge van enkele dominerende processen, een zekere zonering te zien geven”.

In paragraaf 3.2 is een algemene karakterisering van de grondwatersamenstelling gegeven. Dit hoofdstuk beschrijft de globale veranderingen die optreden tijdens de tocht van infiltrerend regenwater door de Nederlandse ondergrond, tot aan het moment van uittreden in de vorm van kwel naar oppervlaktewater (Figuur 4, Tabel 3). Hierbij moet worden bedacht, dat niet alle beschreven processen op elke willekeurige plek in de ondergrond plaatsvinden. Het onderstaande is ontleend aan Geirnaert (1972), De Vries (1980), Meinardi (1980), Roelofs & Cals (1989) en Dufour (1998).



Figuur 4 Schematisch overzicht van een regionale grondwaterstroom van inziggebied naar kwelzone, de belangrijkste chemische veranderingen die het grondwater hierbij ondergaat en de verantwoordelijke processen. De getal-lettercodes verwijzen naar de biogeochemische processen in Tabel 3.

Uitgangspunt van het ontwikkelingsproces van grondwater is het voedende neerslag- of oppervlaktewater. Door alle latere processen die betrokken zijn bij de grondwatervorming, wijkt het eindproduct doorgaans sterk af van de samenstelling van dit infiltrerende water. Hierbij benadrukt Meinardi (1980) de rol van kenmerken van het maaiveld en de bovenste bodemlagen bij de grondwaterontwikkeling. Echter, ook biologische en chemische processen in de diepere ondergrond, waar het grondwater doorgaans tientallen tot honderden jaren verblijft, drukken hun stempel op de samenstelling ervan.

4.1 Vegetatie in het inzijsgebied: invloedsfactor voor de grondwaterkwaliteit

Op jaarbasis gerekend verdampt meer dan de helft van de neerslag voordat deze in de bodem kan doordringen. Meestal wordt gesproken over *evapotranspiratie*. Hiermee wordt de gezamenlijke verdamping van water aangeduid die het gevolg is van de aanwezigheid van planten en dieren (*transpiratie*) en de resterende verdamping, die plaatsvindt vanaf open water of onbegroeide bodem (*evaporatie*). Het water dat niet via evapotranspiratie terugkeert naar de atmosfeer, infiltreert in eerste instantie naar de ondiepe bodem. Doordat een deel van de neerslag verdampt, is het water dat inzijs geteerd geconcentreerder dan de oorspronkelijke neerslagoplossing (Meinardi 1980).

Naast een concentratieproces, dat in principe alle opgeloste stoffen in gelijke mate beïnvloedt, vindt ook ionuitwisseling plaats door de vegetatie op het aardoppervlak. De mate van uitwisseling verschilt tussen ionen en dit proces leidt dus tot veranderingen in de relatieve ionenconcentratie van het inzijsende water. Aangetoond is, dat bovengrondse delen van planten in staat zijn bijvoorbeeld ammonium en nitraat op te nemen uit neerslag. In ruil voor deze ionen geven ze andere ionen af, bijvoorbeeld kalium, calcium of magnesium. Natrium, chloride en meestal ook sulfaat worden slechts in geringe mate uitgewisseld (Tukey 1970; Bobbink et al. 1992). De ruwheid van het depositieoppervlak wordt bepaald door de vegetatiestructuur en deze beïnvloedt in belangrijke mate de totale atmosferische depositie van nutriënten (Bobbink et al. 1992). Zo is bij een gelijke neerslaghoeveelheid en stikstofconcentratie in de neerslag de totale stikstofdepositie op een bosgebied hoger dan op open water, doordat de aanwezigheid van een kronendak (ruw oppervlak) leidt tot turbulentie en het invangen van deeltjes vanuit de turbulente lucht. Bij de actieve opname van kationen uit de bodemoplossing via het wortelstelsel worden vooral protonen door de plant afgegeven aan het milieu. Hierdoor kan verzuring van de bodemoplossing optreden. Voor een deel keren deze protonen echter terug in de wortelcellen, doordat ze via co-transport de opname van essentiële anionen (zoals fosfaat) mogelijk maken (Marschner 2002).

4.2 De onverzadigde zone

Het regenwater dat daadwerkelijk infiltreert, bereikt in eerste instantie de bovenste bodemhorizonten, die rijk zijn aan organisch materiaal en waarin het grootste deel

van het bodemleven zich afspeelt. Dit is de *onverzadigde zone* (Figuur 5). In de bovenste bodemlaag speelt aërobe respiratie (waaronder aërobe mineralisatie door micro-organismen) een belangrijke rol. Hierbij wordt zuurstof geconsumeerd en komt kooldioxide vrij. Mineralisatie resulteert daarnaast in verhoogde concentraties van nutriënten zoals ammonium, sulfaat en fosfaat. In niet-zure bodems wordt het ammonium grotendeels omgezet in nitraat (nitrificatie). Plantenwortels en micro-organismen scheiden daarnaast protonen uit. Naast deze biologische processen vindt in de bovenste bodemlaag ook *kationuitwisseling* plaats. Verantwoordelijk hiervoor is het negatief geladen kationadsorptiecomplex van oxiden en hydroxiden, kleimineralen en organische verbindingen zoals humuszuren (Roelofs & Cals 1989). Aan bodemdeeltjes geadsorbeerd calcium wordt uitgewisseld tegen protonen uit het infiltrerende water. In Nederland, waar via de neerslag vrij veel ammonium wordt aangevoerd, vindt daarnaast ook uitwisseling van gebonden protonen tegen ammonium uit de neerslag plaats. Dit proces heeft in de afgelopen decennia bijgedragen aan grootschalige bodemverzuring, vooral in zandbodems die niet af en toe opnieuw worden “opgeladen” door calciumrijk grondwater (Dorland 2004; Lucassen 2004).

Een deel van het geïnfiltreerde neerslagwater zal in korte tijd (uren of dagen) via het oppervlak of de ondiepe ondergrond afvloeien naar het oppervlaktewater. Daarbij kan de samenstelling van het geïnfiltreerde water veranderen door toedoen van bovenbeschreven processen. Doordat de verblijftijd en de afgelegde weg door de bodem veel korter is dan die van het grondwater dat dieper infiltreert, heeft het ondiepe grondwater (met een korte verblijftijd) doorgaans nog steeds kenmerken van neerslagwater ($\text{Na}^+ - \text{K}^+ - \text{SO}_4^{2-} - \text{Cl}^-$ -type).

Meinardi (1980) concludeert dat “de begroeiing van de inzijsgebieden van het grondwater [...] een belangrijke rol speelt. Hierbij zijn twee aspecten van belang, namelijk de verdamping en de mate van biologische activiteit. In spaarzaam begroeide inzijsgebieden zal grondwater ontstaan dat nog aëroob is en dat lage gehalten aan de diverse bestanddelen bevat. In gebieden met intense biologische activiteit in de bodem zullen vooral de gehalten aan calcium, bicarbonaat, ammonium, ijzer en mangaan toenemen”.

4.3 De verzadigde zone

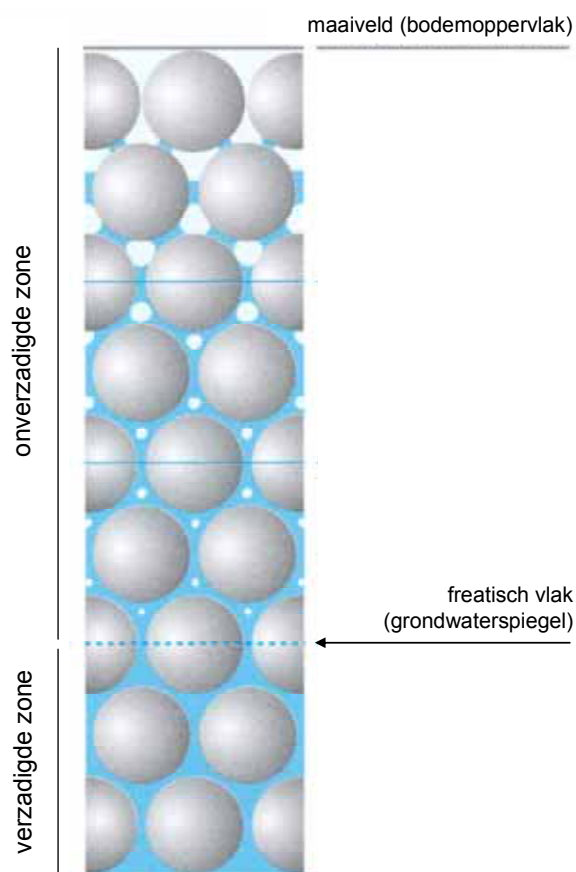
Het resterende deel van het water zijgt dieper in en bereikt de *verzadigde zone*, beneden de grondwaterspiegel (Figuur 5). Door toedoen van de respiratieprocessen in de ondiepe ondergrond daalt de zuurstofconcentratie van het inzijsende grondwater sterk, terwijl de concentraties van kooldioxide, protonen, nitraat en sulfaat toenemen.

Voor de verhoogde kooldioxideconcentraties maken het infiltrerende water agressief. Wanneer het calciumcarbonaathoudende Plio-Pleistocene afzettingen bereikt, zal dit calciumcarbonaat dan ook in oplossing gaan, waarbij het nog jonge grondwater harder wordt door de toegenomen concentratie calcium. Ook de bicarbonaatconcentratie neemt toe, ten koste van het kooldioxidegehalte. Hierdoor

zal de pH van het water stijgen (Figuur 4; Tabel 3). Er is nu sprake van een CaCO_3 -type grondwater. Geirnaert (1972) spreekt van een $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ -type grondwater zodra meer dan 80 % van de totale anionconcentratie uit bicarbonaat bestaat.

In grote delen van Nederland vormen mariene Tertiaire kleilagen de slecht doorlatende basis van de Plio-Pleistocene aquifer. Wanneer hard (calciumrijk) grondwater in contact komt met deze mariene afzettingen, treedt kationuitwisseling op, waarbij aan de kleideeltjes gebonden natriumionen worden uitgewisseld tegen calcium- of magnesiumionen uit het grondwater. Hierdoor verandert het grondwater van een CaCO_3 -type in een zachter NaHCO_3 -type water.

Er komen in de Nederlandse ondergrond ook situaties voor waarbij zout grondwater binnendringt in een zoete aquifer. In zulke situaties treedt een ander type kationuitwisseling op, waarbij natrium uit het zoute water calcium van het kationadsorptiecomplex verdringt en een CaCl_2 -type grondwater ontstaat.



Figuur 5 Ruimtelijke verdeling van bodemvocht (in de onverzadigde zone boven de grondwaterspiegel) en grondwater (in de verzadigde zone beneden de grondwaterspiegel). In de onverzadigde zone is sprake van capillair water (Dufour 1998).

Door consumptie door micro-organismen neemt het zuurstofgehalte op grotere diepte in de Plio-Pleistocene aquifer af, totdat tenslotte sprake is van anaërobe condities. Deze anaërobiegrens ligt onder de hoger gelegen zandgronden soms tientallen meters diep. Om microbiële afbraakprocessen te laten verlopen moeten nu andere elektronacceptoren dan zuurstof worden gebruikt. De belangrijkste zijn achtereenvolgens nitraat, driewaardig ijzer, sulfaat en kooldioxide (Tabel 3; zie ook paragraaf 3.2.3). Door deze processen neemt de nitraat- respectievelijk sulfaatconcentratie van het grondwater af, terwijl metalen als ijzer en mangaan in oplossing gaan. De eindproducten van deze reductieprocessen zijn veelal gasvormig (N_2O , N_2 , H_2S) en soms uiterst toxisch (H_2S , HS^- , S^{2-} , Fe^{2+}) voor macrofyten, algen en macrofauna (Smolders 1995; Vuori 1995; Olaveson & Nalewajko 2000; Lahav et al. 2004; Miller & Bebout 2004). Indien voldoende tweewaardig ijzer voorhanden is in het grondwater, reageren sulfiden meestal snel hiermee tot troiliet en pyriet.

In sommige delen van Nederland passeert het inzijgende grondwater een veenlaag in de ondergrond. Dit is bijvoorbeeld het geval in delen van de voormalige hoogveengebieden De Peel en de Groninger Veenkoloniën, evenals in de polders in laag Nederland waar de hydrologische situatie is omgekeerd van kwel naar inzijging. Volgens Meinardi (1980) wordt zulk grondwater na het passeren van de veenlaag gekenmerkt door hoge concentraties bicarbonaat, kooldioxide, calcium (hardheid), ammonium, ijzer en mangaan.

Uit het voorgaande kan, in algemene termen, een interessant verschil worden waargenomen tussen het diepe grondwater in hoog en laag Nederland (Meinardi 1980). In de goed doorlatende zandige ondergrond van de hoge delen van het land treden doorgaans geen grote veranderingen meer op in de samenstelling van het grondwater (anders dan door indamping van neerslagwater). In laag Nederland, waar ondiep grondwater doorgaans klei- en veenlagen passeert, vinden echter wel veranderingen plaats. Hierbij moet gedacht worden aan intensieve kationuitwisseling en reductieprocessen zoals denitrificatie en sulfaatreductie. Deze processen kunnen de samenstelling van het infiltrerend grondwater sterk wijzigen (Meinardi 1980).

4.4 De kwelzone

Waar het anaërobe grondwater een kwelzone nadert, ligt de anaërobiegrens meestal zeer ondiep, doordat de grondwaterstand hier permanent zeer hoog is en zuurstof, door de stroomrichting van het grondwater, nauwelijks in de bodem kan penetreren. Bovendien wordt zuurstof snel door micro-organismen geconsumeerd in de vaak zeer organische bodems.

In veel Nederlandse kwelgebieden, zeker in het Holocene deel van het land, passeert het grondwater (opnieuw) een veenlaag voor het uittreedt. Hier vindt wederom kationuitwisseling plaats, waarbij kationen worden uitgewisseld tegen aan het kationadsorptiecomplex gebonden protonen. Onder invloed van de vrijgekomen protonen wordt een deel van het bicarbonaat omgezet in kooldioxide, dat moeilijk of niet kan ontsnappen. Dit proces verklaart waarom kwelwater vaak zowel hoge

bicarbonaat- als hoge kooldioxideconcentraties heeft (Roelofs & Cals 1989). In door kwel gevoede oppervlaktewateren is de waterlaag net boven de bodem, net als het bodemvocht, vaak oververzadigd aan kooldioxide. Hierdoor schuift het evenwicht tussen kooldioxide en carbonaat (CO_3^{2-}) in de richting van laatstgenoemde verbinding. Het gevolg is dat dit carbonaat in deze situaties neerslaat met calcium en magnesium uit de waterlaag (Roelofs & Cals 1989).

Het diepe grondwater in Nederland heeft meestal een ouderdom van honderden jaren (Schaafsma 2003; Meinardi et al. 2005). Dit betekent dat de periode tussen inzijging van neerslagwater en uittreding als regionale kwel (dus uit het diepere grondwater) doorgaans een periode van eeuwen beslaat. Dit betekent verder dat uittredende regionale kwel niet alleen vaak hard (rijk aan o.a. calcium en bicarbonaat) is, maar doorgaans ook nog weinig tot niet vervuild met nutriënten of landbouwgifstoffen.

Het in het grondwater aanwezige bicarbonaat versnelt de decompositie in het sediment van de kwelzone en dit lijkt te berusten op neutralisatie van zuren waardoor het ontstaan van zure microniches (waar de afbraak geremd wordt) in het detritus wordt verhinderd (Roelofs & Cals 1989).

4.5 Infiltratie van rivierwater

In het bovenstaande is uitgegaan van neerslagwater als enige voedingsbron voor het grondwater. Op lokale en regionale schaal kan de rol van infiltrerend oppervlaktewater echter van groot belang zijn, bijvoorbeeld in het Rivierengebied (Geirnaert 1972; Meinardi 1980) en in grote inzijggebieden in laag Nederland, zoals Noordwest-Overijssel (Van Wirdum 1991). Daarnaast vindt kunstmatige infiltratie van rivierwater plaats op enkele plaatsen in de kustduinen. Gedurende het infiltratieproces wordt dit water op een natuurlijke manier gezuiverd, waardoor het geschikt wordt voor drinkwaterwinning. Dufour (1998) geeft een voorbeeld van gemeten concentratieveranderingen tijdens duininfiltratie. Er werden afnamen gevonden van de concentraties nitraat (> 94 %), zuurstof (> 90 %), en xenobiotische organische verbindingen (> 61 %, waaronder het pesticide atrazine > 79 %). De concentraties sulfaat, calcium en magnesium namen echter toe (met respectievelijk 14, 29 en 44 %), terwijl de ijzerconcentratie in het onttrokken grondwater $100 \times$ hoger was dan in het aangevoerde rivierwater. De kalium- en natriumconcentraties veranderden nauwelijks tijdens duininfiltratie (Dufour 1998).

De absolute ionenconcentraties in rivierwater zijn hoger dan in regenwater; dit geldt in zeer sterke mate voor calcium en bicarbonaat. Het zal duidelijk zijn dat deze verschillen in uitgangspunt de kwaliteit van het grondwatereindproduct kan beïnvloeden. Zo zal grondwater dat ontstaat uit infiltratie van rivierwater doorgaans relatief hard zijn.

Tabel 3 Reactievergelijkingen van belangrijke processen die de samenstelling van het Nederlandse grondwater beïnvloeden (ads = (aan bodemdeeltjes) geadsorbeerde fase).

Proces	Belangrijkste plaatsen waar proces plaatsvindt	Consequenties voor samenstelling grondwater
<u>[1] Reacties in oxidatieve (aërobe) milieus (zuurproducerend)</u>		
[1a] Respiratie/mineralisatie (aëroob)		-O ₂ daalt
$\text{CH}_2\text{O} \sim \text{N} \sim \text{P} \sim \text{S} (\text{s}) + \text{O}_2 (\text{aq/g}) \rightarrow \text{H}_2\text{O} (\text{l}) + \text{CO}_2 (\text{aq/g}) + \text{NH}_4^+ (\text{aq}) + \text{PO}_4^{3-} (\text{aq}) + \text{SO}_4^{2-} (\text{aq})$		-CO ₂ stijgt
-bodems in inzijggebied		-pH daalt door CO ₂ productie
-aërobe zone in Plio-Pleistocene aquifer		
[1b] Nitrificatie (netto reactie)		-pH daalt door vrijgekomen H ⁺
$\text{NH}_4^+ (\text{aq}) + 2 \text{O}_2 (\text{aq/g}) \rightarrow \text{NO}_3^- (\text{aq}) + 2 \text{H}^+ (\text{aq}) + \text{H}_2\text{O} (\text{l})$		-O ₂ daalt
-aërobe, niet verzuurde bodems in inzijggebied		
-waterlaag in niet-zure oppervlaktewateren		
[1c] IJzeroxidatie/ijzerneerslag (doorgaans o.i.v. ijzeroxiderende bacteriën)		-pH daalt door vrijgekomen H ⁺
$4 \text{Fe}^{2+} (\text{aq}) + \text{O}_2 (\text{aq/g}) + 10 \text{H}_2\text{O} (\text{l}) \rightarrow 4 \text{Fe}(\text{OH})_3 (\text{s}) + 8 \text{H}^+ (\text{aq})$		-O ₂ daalt
-kwelzones waar O ₂ -arm grondwater uittreedt (in dat geval slaat ook PO ₄ ³⁻ neer met Fe ³⁺)		-PO ₄ ³⁻ (aq) kan neerslaan met Fe(OH) ₃
-contactzone freatisch, relatief O ₂ -rijk grondwater en dieper, O ₂ -arm grondwater dat Fe ²⁺ -ionen bevat		
[1d] Sulfideoxidatie (waaronder troiliet- of pyrietoxidatie)		-pH daalt door vrijgekomen H ⁺
$4 \text{FeS}_2 (\text{s}) + 15 \text{O}_2 (\text{aq/g}) + 14 \text{H}_2\text{O} (\text{l}) \rightarrow 4 \text{Fe}(\text{OH})_3 (\text{s}) + 8 \text{SO}_4^{2-} (\text{aq}) + 16 \text{H}^+ (\text{aq})$		-O ₂ daalt
-pyrietoxidatie is doorgaans het gevolg van verdroging van kwelgebieden,		-PO ₄ ³⁻ (aq) kan neerslaan met Fe(OH) ₃
waardoor O ₂ FeS _x -afzettingen kan bereiken		
<u>[2] Verweringsreacties (zuurconsumerend)</u>		
[2a] Oplossing CaCO ₃ (calciet) en CaMg(CO ₃) ₂ (dolomiet)		-CO ₂ daalt
$\text{CaCO}_3 (\text{s}) + \text{H}_2\text{O} (\text{l}) + \text{CO}_2 (\text{aq/g}) \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} (\text{aq}) + 2 \text{HCO}_3^- (\text{aq})$		-water wordt harder door vrijkomen Ca ²⁺ en/of Mg ²⁺
$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + 2 \text{H}_2\text{O} (\text{l}) + 2 \text{CO}_2 (\text{aq/g}) \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} (\text{aq}) + \text{Mg}^{2+} (\text{aq}) + 4 \text{HCO}_3^- (\text{aq})$		-pH stijgt door CO ₂ consumptie
-bodem in inzijggebied		
-Plio-Pleistocene aquifer		
-bodem in kwelgebied		

Tabel 3 (vervolg)

Proces	Belangrijkste plaatsen waar proces plaatsvindt	Consequenties voor samenstelling grondwater
<u>[3] Reacties in reductieve (anaërobe) milieus (zuurconsumerend)</u>		
[3a] IJzerreductie/oplossing van ijzer(III)(hydr)oxiden $\text{Fe}(\text{OH})_3 (\text{s}) + \frac{1}{4} \text{CH}_2\text{O} (\text{s}) + 2 \text{H}^+ \text{-ads} \rightarrow \text{Fe}^{2+} (\text{aq}) + \frac{1}{4} \text{CO}_2 (\text{aq/g}) + \frac{11}{4} \text{H}_2\text{O} (\text{l})$		
[3b] Denitrificatie (dissimilatieve nitraatreductie) $4 \text{NO}_3^- (\text{aq}) + 5 \text{CH}_2\text{O} (\text{s}) \rightarrow 2 \text{N}_2 (\text{g}) + \text{CO}_2 (\text{aq/g}) + 4 \text{HCO}_3^- (\text{aq}) + 3 \text{H}_2\text{O} (\text{l})$ -anaërobe zone in aquifer of bodems van kwelgebieden		-pH stijgt door HCO_3^- productie -het grondwater wordt stikstofarmer
[3c] Sulfaatreductie (netto reactie) $2 \text{SO}_4^{2-} (\text{aq}) + 4 \text{CH}_2\text{O} (\text{s}) + \text{H}^+ (\text{aq}) \rightarrow \text{H}_2\text{S} (\text{aq/g}) + \text{HS}^- (\text{aq}) + 2 \text{HCO}_3^- (\text{aq}) + 2 \text{H}_2\text{O} (\text{l}) + 2 \text{CO}_2 (\text{aq/g})$ -anaërobe bodems in inzijsgebieden (diepe groundwater) of kwelgebieden met toevoer van SO_4^{2-} -rijk grondwater naar anaërobe sedimenten		-pH stijgt door H^+ consumptie/ HCO_3^- productie
[3d] Acetoclastische methanogenese (gekoppeld aan ethanolfermentatie) $\text{C}_2\text{H}_4\text{O}_2 (\text{aq}) \rightarrow \text{CH}_4 (\text{g}) + \text{CO}_2 (\text{aq/g})$		
[3e] Reductieve methanogenese (gekoppeld aan waterstofproductie) $\text{CO}_2 (\text{aq/g}) + 4 \text{H}_2 (\text{g}) \rightarrow \text{CH}_4 (\text{g}) + \text{H}_2\text{O} (\text{l})$ -beide vormen van methanogenese vinden plaats in strikt anaërobe bodems in kwelgebieden of in de anaërobe zone in de Plio-Pleistocene aquifer, mits SO_4^{2-} -concentraties laag zijn		
<u>[4] Kationuitwisseling</u>		
[4a] $\text{Ca}^{2+} (\text{aq}) + \text{Na}^+ \text{-ads} (\text{s}) \rightleftharpoons \text{Na}^+ (\text{aq}) + \text{Ca}^{2+} \text{-ads} (\text{s})$ -contactzone hard grondwater met mariene (Tertiaire) afzettingen		-water wordt zachter door onttrekking Ca^{2+}
[4b] $\text{Na}^+ (\text{aq}) + \text{Ca}^{2+} \text{-ads} (\text{s}) \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} (\text{aq}) + \text{Na}^+ \text{-ads} (\text{s})$ -contactzone zout grondwater met fluviale sedimenten Plio-Pleistocene aquifer		-water wordt harder door vrijkomen Ca^{2+}
[4c] $\text{Kat}^+ (\text{aq}) + \text{H}^+ \text{-ads} (\text{s}) \rightleftharpoons \text{H}^+ (\text{aq}) + \text{Kat}^+ \text{-ads} (\text{s})$ -contactzone HCO_3^- -houdend water met veenlaag		-pH daalt door vrijkomen H^+ -deel HCO_3^- in grondwater wordt omgezet in CO_2 als gevolg van pH-daling -hardheid water daalt t.g.v. kationadsorptie

5 Ecohydrologisch overzicht van Nederland

5.1 De natuurlijke situatie

Ecohydrologie is “een interdisciplinair onderzoeksgebied, dat zich richt op het vergroten en toepasbaar maken van kennis over de waterhuishouding in relatie tot landgebruik, bodem, vegetatie en fauna in hun onderlinge samenhang, en de veranderingen in de tijd. Het richt zich op de toepassing van hydrologische kennis in de landschapsecologie” (<http://www.verdroging.nl/>).

De instroom van grondwater naar oppervlaktewater is van invloed op de nutriëntenhuishouding en op de (bodembewonende) organismen (Allan 1995). Dit hoofdstuk gaat nader in op de verschillende typen grondwaterstroming in de Nederlandse ondergrond, op de effecten van menselijk handelen hierop, en op enkele gevolgen van verdrogingsbestrijding door inlaat van gebiedsvreemd water voor aquatische ecosystemen.

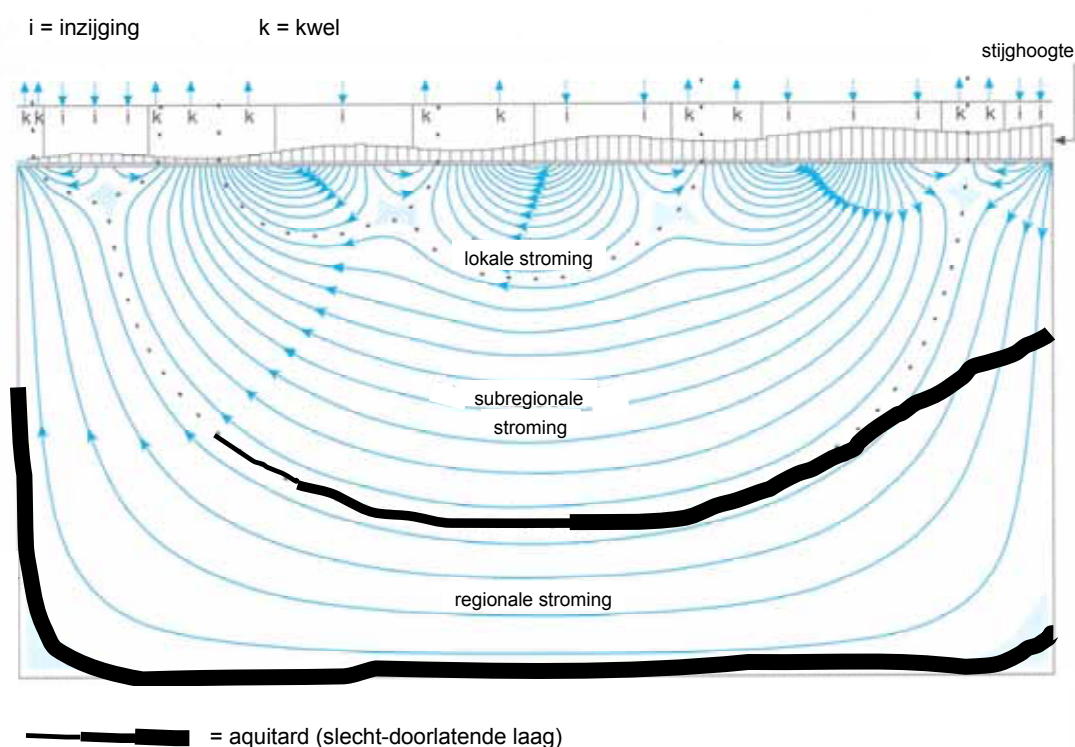
5.1.1 Grondwaterstromingspatronen: drie schalen

De hoogste delen van Nederland (de plateaus in Zuid-Limburg, de stuwwallen in Midden-Nederland, de kustduinen, maar ook de hogere dekzandgronden) zijn inzijsgebieden waar de grondwatervoorraad wordt aangevuld met infiltrerend regenwater. De grondwaterspiegel lag en ligt hier vaak tot tientallen meters diep onder het maaiveld (afhankelijk van de topografie en de aard van het geologisch substraat). De hoogst gelegen delen van Nederland hebben daarom veelal geen uitgebreid natuurlijk ontwateringssysteem aan het oppervlak; ze zijn arm aan beken en rivieren. De meeste hoog gelegen natuurlijke waterlopen ondervinden in deze situatie inzijsing vanuit de bedding, die daardoor in sommige gevallen in droge tijden geen water voert (bijvoorbeeld droogdalen in Zuid-Limburg).

Op ruimtelijk niveau kunnen drie grondwaterstromingspatronen worden onderscheiden (Dufour 1998): lokale, subregionale (of intermediaire), en regionale stroming (Figuur 6). Lokale grondwaterstromingen verbinden inzijsgebieden met (zeer) dichtbij gelegen kwelgebieden. De verblijftijd van het grondwater, d.w.z. de tijd tussen inzijsing en kwel, is in de ordegrootte van dagen tot jaren. Een voorbeeld van een lokaal systeem is grondwaterstroming van een es (hoog gelegen inzijsgebied) naar een brontak in een lokale terreindepressie in Springendal (Twente).

Subregionale grondwaterstromingen bevinden zich per definitie onder lokale stromingspatronen (Figuur 6). Typisch voor deze stromingen is dat grondwater van één infiltratiegebied over een periode van (doorgaans) eeuwen naar meerdere kwelzones stroomt.

Regionale grondwaterstromingen liggen altijd dieper dan lokale en subregionale stromen (Figuur 6). Deze stromingen verbinden de regionaal hoogst gelegen infiltratiegebieden met de regionaal laagst gelegen kwelgebieden. De reis van regionaal grondwater door de ondergrond kan tientallen eeuwen duren. Een voorbeeld van een gebied dat oorspronkelijk gekenmerkt werd door regionale kwel is het veengebied in Noordwest-Overijssel. Dit gebied ontving grondwater afkomstig van het Drents keileemplateau. De hydrologische situatie is hier echter veranderd van kwel naar inzijging, doordat de resterende venen omgeven werden door intensief bemalen landbouwpolders (Van Wirdum 1991). Een tweede voorbeeld van regionale kwel vinden we op de laagste Maasterrassen in Noord-Limburg, waar broekbossen in oude rivierarmen kwel ontvangen vanuit de hoog gelegen gebieden in oostelijk Noord-Brabant en tussen Maas en Rijn (Lucassen 2004).



Figuur 6 Drie typen grondwaterstroming. De verticale schaal is sterk overdreven (Dufour 1998).

Doordat het water bij regionale grondwaterstromingen zeer veel langer in de ondergrond verblijft dan bij lokale grondwaterstromingen, is regionaal kwelwater doorgaans harder (beter gebufferd) en ijzerrijker dan lokale kwel (zie ook hoofdstuk 3 en 4). Doordat slecht doorlatende lagen in de Nederlandse ondergrond zelden of nooit volledig ondoorlatend zijn, neemt de waterkerende invloed van aquitards af met de verblijftijd: regionale grondwaterstromingen zijn vaak in staat aquitards te passeren (Figuur 6).

Lokale grondwaterstromingspatronen zijn vooral van belang in reliëfrijke gebieden zoals Zuid-Limburg en Noordoost-Twente, terwijl op landelijke schaal vooral (sub)regionale grondwatersystemen een grote rol spelen (Dufour 1998).

5.1.2 Veenvorming in kwelgebieden

De laagst gelegen delen van het land, d.w.z. de Holocene kustvlakte en in Zuid- en Oost-Nederland de beek- en rivierdalen, zijn de gebieden waar van oudsher regionale kwel optreedt. Door toedoen van uittredend gebufferd grondwater hebben zich tijdens het Holoceen op deze kwelplekken vaak basenrijke *laagvenen* gevormd, zoals in het latere Vechtplassengebied, in de laaggelegen delen van Overijssel, Friesland en Groningen grenzend aan het Drents keileemplateau en op de overgang van het Kempisch plateau naar de overstromingsvlakte van de Maas in Noord-Brabant (Lamers et al. 2001). Ook in Zuid-Limburgse beekdalen en in oude Maasarmen komen laagveenafzettingen voor (Jalink et al. 2003; Lucassen 2004). De aanwezigheid van basenrijke laagveenafzettingen in het landschap zijn een indicator voor de (vroegere) invloed van kwel, dan wel van gebufferd oppervlaktewater (bijvoorbeeld door overstromingen vanuit de grote rivieren in West-Nederland).

In veel gevallen hebben deze laagvenen zich in de loop van het Holoceen ontwikkeld tot *hoogvenen*. Van hoogvenen is sprake zodra er zoveel organisch materiaal is geaccumuleerd, dat de interne grondwaterstand in het veenlichaam hoger komt te liggen dan de grondwaterstand in de omliggende minerale ondergrond. In goed ontwikkelde hoogvenen zal daarom inzijging van water vanuit het veenlichaam naar de minerale aquifer optreden (Meinardi 1980). De inzijgingssnelheid is meestal echter gering, omdat de permeabiliteit van het hoogveenlichaam zeer beperkt is (Schouwenaars et al. 2002) en omdat de minerale ondergrond ter plekke doorgaans op geringe diepte slecht doorlatende lagen bevat. Ook in depressies in dekzandgebieden hebben zich hoogvenen gevormd gedurende het Holoceen, vooral op plekken met een gebrekkige drainage, bijvoorbeeld door de aanwezigheid van ondiepe keileemlagen. In de loop van de tijd zijn deze venen vaak sterk uitgebreid en zijn ze de omringende minerale gronden gaan bedekken (Meinardi 1980).

Tot in de Middeleeuwen was een aanzienlijk deel van Nederland bedekt met hoogvenen (Zagwijn 1986; Pons 1992). Talrijke plaats- en veldnamen verwijzen hiernaar (Schouwenaars et al. 2002). Op de Hollandse kustvlakte is een deel van het hoogveen al in prehistorische tijden door toedoen van erosie door de binnendringende zee verdwenen. Van de overgebleven hoogvenen in dit gebied lag het maaiveld in de eerste eeuwen van onze jaartelling enkele meters boven zeeniveau (Kwaad 1961; Kwaad et al. 1965). Op andere plekken in laag Nederland werd het veen sinds de 12^e eeuw oppervlakkig gedraineerd ten behoeve van kleinschalige akkerbouw (Borger 1992). Aanhoudende drainage sinds het ontstaan van de eerste polders heeft geleid tot sterke inklinking van het veen. Opgeteld bij een absolute zeespiegelstijging heeft dit er toe geleid dat het maaiveld in veel West- en Noord-Nederlandse polders beneden zeeniveau is komen te liggen (Kwaad 1961; Kwaad et

al. 1965). Ook in hoog Nederland zijn de grote hoogveengebieden, vooral in Noord-Brabant en Drenthe, stuk voor stuk verdwenen door ontginning (Borger 1992).

5.2 Antropogene beïnvloeding

In het dichtbevolkte Nederland wordt zowel de kwantiteit als de kwaliteit van het grondwater al decennia lang sterk beïnvloed. De belangrijkste door de mens veroorzaakte veranderingen worden hieronder besproken. Naast de bekende ver-thema's (verdroging, vermesting, verzuring, etc.) komt ook de kunstmatige hydrologie van polders en droogmakerijen aan bod.

5.2.1 Polders

De hydrologie van laag Nederland (de Holocene kustvlakte en het rivierengebied) is sinds de Middeleeuwen drastisch beïnvloed door de aanleg van polders en dijken. Dit heeft enorme consequenties gehad voor lokale en regionale grondwaterstromen. Door het dalen van het maaiveld als gevolg van inklinkingsprocessen en door het droogmalen van meren zijn deze stromen niet zelden volledig omgekeerd. Zonder polderbemaling zou het Holocene deel van Nederland onder water komen te staan (Wijmer 1990).

Een citaat uit Meinardi (1980): "Door verschillen in polderpeil kunnen relatief krachtige grondwaterstromingen zijn ontstaan waarbij bijvoorbeeld voeding vanuit een hoge polder met een kleidek kan optreden. Het water dat inzijgt naar het grondwater zal gedeeltelijk bestaan uit lokale neerslag, maar gedeeltelijk ook uit het in de polder aanwezige oppervlaktewater dat van elders (grote rivieren) afkomstig kan zijn. Een groot gedeelte van de neerslag wordt via het oppervlaktewater afgevoerd". Ook voor polders met een (laag)veendek geldt, dat ze in de loop van de tijd vaak veranderd zijn van kwelgebied (oorspronkelijke situatie waarin veenvorming is opgetreden) naar inzijggebied. Deze verandering is doorgaans het resultaat van de ontwikkeling van diepe droogmakerijen naast de veenpolders, maar kan ook als gevolg van door inklinking veroorzaakte hoogteverschillen tussen polders zijn ontstaan.

Inzijging in polders met een veenlaag is dus meestal niet-natuurlijk en heeft doorgaans de volgende consequenties voor de samenstelling van het infiltrerende grondwater (Meinardi 1980). Doordat de grondwaterstand in de organische bodems hoog is en er allerlei zuurstofconsumerende (afbraak)processen plaatsvinden, is de bodem al op geringe diepte anaëroob. Anaërobe afbraakprocessen spelen hierdoor een belangrijke rol. Zowel elektronacceptoren (vooral nitraat en sulfaat) als elektrondonoren (organisch materiaal) voor anaërobe afbraakprocessen zijn doorgaans in ruime mate aanwezig. Deze verbindingen bereiken het grondwater via inzijging van geëutrofeerd oppervlaktewater en vervuild regenwater. Nitraat verdwijnt uit het grondwater door denitrificatie op het grensvlak van de aërobe en anaërobe zone, terwijl sulfaat verdwijnt (tot $< 10 \text{ mg l}^{-1}$) door sulfaatreductie in de

anaërobe zone. Door afbraak van organisch materiaal in de veenlaag ontstaat veel kooldioxide. Dit leidt, via oplossing van carbonaten in het sediment, tot hoge hardheden (oplopend tot > 30 °D). Verder is het grondwater vaak rijk aan ammonium ($10\text{--}20\text{ mg l}^{-1}$). Dit komt vrij uit de afbraak van organisch materiaal en kan, bij gebrek aan zuurstof, niet genitrificeerd worden. Onder de reducerende condities in de aquifer gaan ijzer en mangaan in oplossing ($> 20\text{ mg l}^{-1}\text{ Fe}$). Tenslotte treedt gasontwikkeling op (vooral methaan en stikstofgas), wat geleid heeft tot het ontstaan van “gaswellen” in de ondergrond van laag Nederland.

Niet alleen de grootschalige grondwaterstroming in polderlandschappen is sterk beïnvloed door menselijk ingrijpen, ook het waterpeil in de kleine oppervlaktewateren tussen landbouwpercelen worden nauwgezet gereguleerd. Ook hierbij treedt in de meeste polders een tegennatuurlijke situatie op (Wijmer 1990). Waar van nature het waterpeil in oppervlaktewateren in het winterhalfjaar het hoogst is, wordt in de polders juist 's winters een laag waterpeil aangehouden. Hierdoor zijn de percelen al vroeg in het voorjaar toegankelijk voor trekkers en vee en kan optimaal gebruik worden gemaakt van het groeiseizoen. Van nature is het waterpeil 's zomers relatief laag. Om droogteschade te voorkomen wordt het oppervlaktewaterpeil in de meeste polders in het zomerhalfjaar kunstmatig verhoogd door de aanvoer van oppervlaktewater dat indirect afkomstig is uit de grote rivieren of het IJsselmeer (Bloemendaal & Roelofs 1988b). De effecten van dit *gebiedsvreemd water* op aquatische ecosystemen worden nader toegelicht in paragraaf 5.2.3.

5.2.2 Verdroging

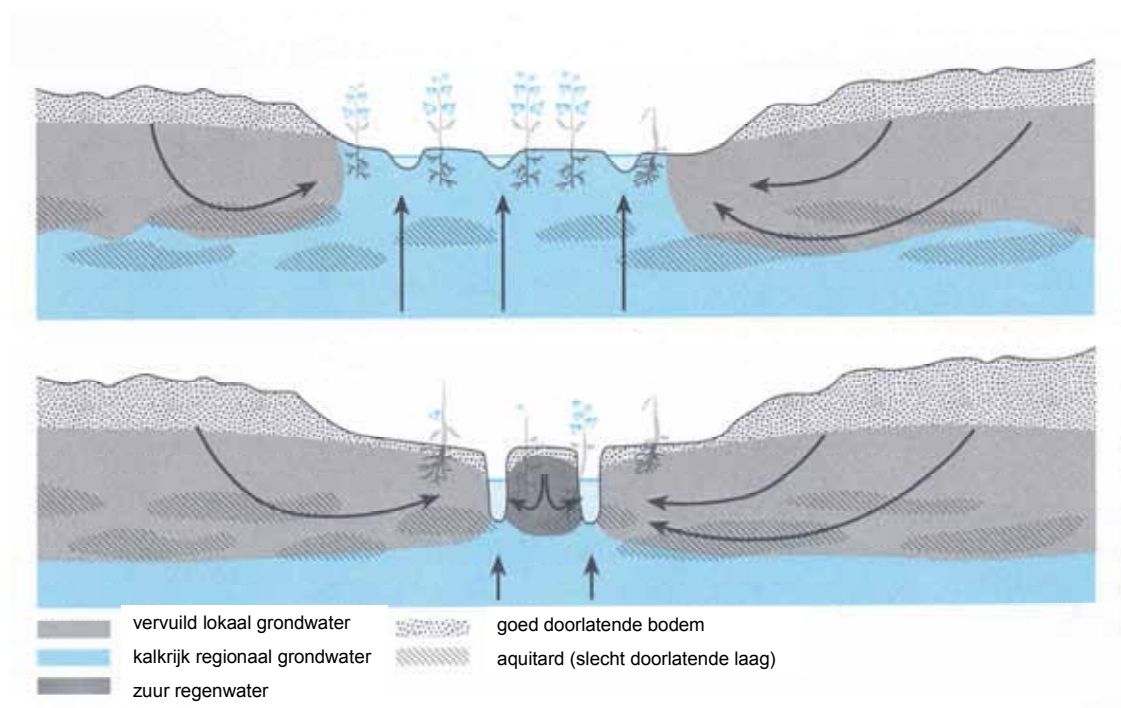
Sinds 1950 is de gemiddelde grondwaterstand in Nederland met 20 tot 40 cm gedaald, met lokale uitschieters tot 3 m (<http://www.mnp.nl/mnc/index-nl.html>; Wijmer 1990). Halverwege de jaren '70 van de 20^e eeuw was het fenomeen verdroging nog nauwelijks bekend in bredere kringen. Wel werd toen al in veel natte natuurgebieden een afname van ondiep wortelende, grondwaterafhankelijke vaatplanten waargenomen. Op landelijk niveau schonk de overheid in 1984 voor het eerst aandacht aan de verdrogingsproblematiek (Wijmer 1990).

De belangrijkste veroorzakers van verdroging zijn enerzijds de landbouwsector en anderzijds grondwateronttrekking door de industrie en door drinkwaterbedrijven. Sinds de Tweede Wereldoorlog is de Nederlandse landbouw ingrijpend rationaliseerd. Als gevolg van ruilverkavelings- en landinrichtingsprojecten zijn drainagestelsels aangelegd, die natte gronden beschikbaar hebben gemaakt voor landbouwkundig gebruik. De drainagemaatregelen leidden tot versnelde afvoer van regenwater en een kleinere waterbergingscapaciteit van de bodem. Hierdoor trad 's zomers vaker dan voorheen droogteschade aan gewassen op. Om dit tegen te gaan wordt in het groeiseizoen kunstmatige beregening toegepast. Soms is het beregeningswater afkomstig uit oppervlaktewater, vaak echter is het opgepompt grondwater. In 1990 naar werd naar schatting $230 \times 10^6\text{ m}^3$ grondwater opgepompt door de landbouwsector. Dit heeft geleid tot een neerwaartse spiraal van toenemende verdroging en toenemende grondwaterconsumptie (Wijmer 1990).

Anders dan in de landbouwsector heeft de grondwateronttrekking door de industrie- en drinkwatersector een permanent karakter. In 1990 onttrok de industrie circa $200 \times 10^6 \text{ m}^3$ grondwater, terwijl drinkwaterbedrijven $811 \times 10^6 \text{ m}^3$ grondwater (70 % van de drinkwaterbehoefte) oppompten.

Ook in laag Nederland zijn in veel natte natuurgebieden kwelstromen “opgedroogd”. De oorzaak hiervan is vaak dat deze natuurterreinen worden omgeven door sterk bemalen (en vaak dieper gelegen) landbouwpolders, waardoor wegzijging optreedt vanuit het natuurgebied naar deze landbouwpolders (Bloemendaal & Roelofs 1988b; Van Wirdum 1991).

Verdroging verhoogt de kans op verzuring of eutrofiëring van aquatische en moerasescosystemen (Lamers 2001; Dorland 2004; Lucassen 2004). Als gevolg van dalende grondwaterstanden kan een habitat letterlijk verdrogen. Hierdoor gaan oxidatieve, zuurvormende processen in de bodem overheersen (Tabel 3). Zeker wanneer de verdroogde bodem rijk is aan sulfiden, kunnen deze sterk verzuren, doordat bij de sulfideoxidatie verdund zwavelzuur vrijkomt (Lucassen 2004). De verzuring wordt verder in de hand gewerkt doordat de aanvoer van bufferstoffen (bicarbonaat, calcium, magnesium) via het grondwater naar de bodem stagneert (Roelofs et al. 1993). Door het wegvallen van kwelstromen valt ook de aanvoer van tweewaardig ijzer weg, wat sulfidotoxiciteit en eutrofiëring tot gevolg kan hebben (Smolders 1995; Lucassen 2004). Ook de inlaat van gebufferd, sulfaatrijk gebiedsvreemd water heeft vaak een eutrofiërende invloed op verdroogde aquatische ecosystemen (zie paragraaf 5.2.3).



Figuur 7 Toename van de invloed van vervuild, ondiep kwelwater door verminderde kweldruk van schoon, diep grondwater. Situatie bij Ossendrecht, Noord-Brabant (Dufour 1998).

Verdroging kan leiden tot een veranderde verhouding tussen verschillende kwelstromen. Figuur 7 illustreert dit aan de hand van de situatie ten westen van Ossendrecht (Noord-Brabant), waar de kweldruk van diep regionaal grondwater door waterwinning is afgenomen ten gunste van de invloed van ondiep lokaal grondwater (Dufour 1998). (Sub)regionale kwel is eeuwenoud en daardoor meestal schoon, ijzerrijk en gebufferd. In de casus beschreven in Figuur 7, heeft vervuild lokaal grondwater (dat dus relatief recent is geïnfilteerd) de overhand gekregen in de voeding van een moerasgebied, ten opzichte van de oorspronkelijk dominante diepe regionale kwelstroom. Het uitdiepen van sloten heeft dit proces bevorderd (Figuur 7). Paragraaf 5.2.3 gaat verder in op de ecologische gevolgen die dit kan hebben voor aquatische ecosystemen.

Als gevolg van de verdrogingsproblematiek is vooral de onttrekking door de industrie en de landbouw teruggedrongen, terwijl bij de drinkwaterbereiding het aandeel van rivierwater (duin- of oeverinfiltratie) ten opzichte van “echt” grondwater is toegenomen (Dufour 1998). Toch verloopt het terugdringen van verdroging van Nederlandse natuur langzaam. Meer dan 50 % van het areaal beken, vennen en moerassen is verdroogd en van de gestelde beleidsopgave “herstel hydrologisch regime in natuurgebieden” was in 2000 pas 7.5 % gehaald (RIVM-MNP 2005).

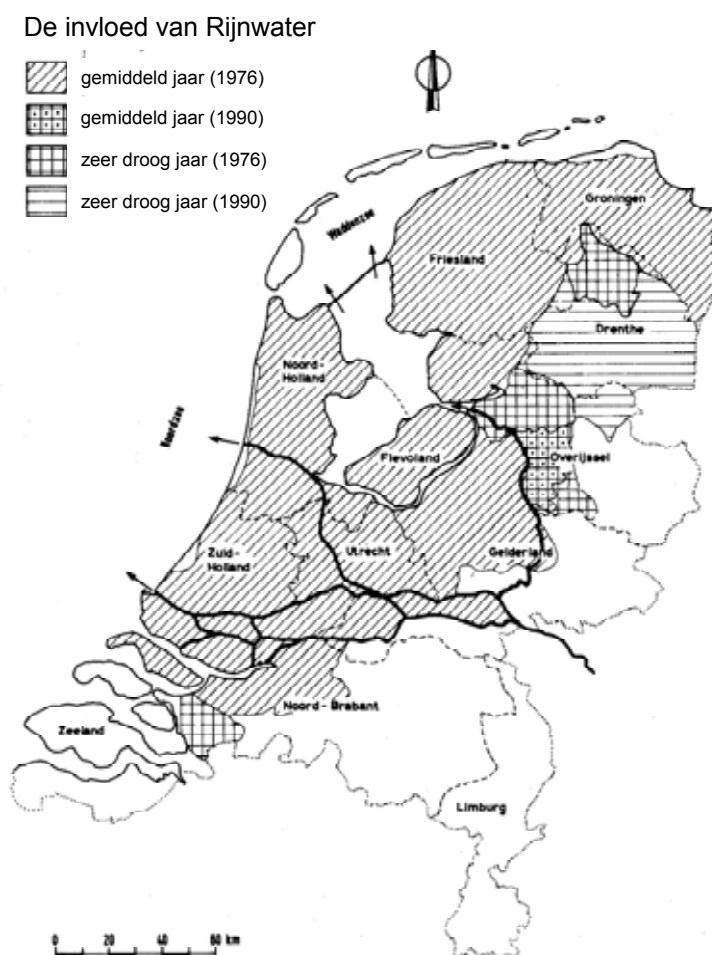
5.2.3 Inlaat gebiedsvreemd water

Met uitzondering van de hoge gronden in het zuiden en oosten van Nederland, wordt in grote delen van het land oppervlaktewater van elders aangevoerd. De motieven hiervoor zijn onder meer: (1) peilbeheer in polders, (2) het tegengaan van zoute kwel, (3) wateraanvoer voor landbouwkundig gebruik, (4) het op diepte houden van vaarwegen en (5) het bestrijden van verdroging van natuurgebieden door aanvoer van water naar het gebied zelf of naar een omringende bufferzone (Bloemendaal & Roelofs 1988b; Worm et al. 1996). Dit *gebiedsvreemd water* is in de meeste gevallen direct of indirect afkomstig uit de grote rivieren (Figuur 8; Bloemendaal & Roelofs 1988b), maar in ruimere zin kan het ook gaan om effluent van rioolwaterzuiveringsinstallaties of om overstortwater (Worm et al. 1996).

De aanvoer van gebiedsvreemd water kan zowel fysische als chemische effecten hebben op de aquatische ecosystemen waarin het terechtkomt. Fysische effecten omvatten bijvoorbeeld een wijziging van de stromingsrichting, stroomsnelheid, peilen en peilfluctuaties in de betreffende watergangen (Worm et al. 1996). Chemische effecten van gebiedsvreemd water worden veroorzaakt door een afwijkende samenstelling ten opzichte van het gebiedseigen water. De verschillen kunnen liggen op het vlak van de ionensamenstelling (absoluut en/of relatief; inclusief nutriëntenconcentraties) en de concentratie slibdeeltjes, zware metalen of organische (micro)verontreinigingen. Aanvoer van gebiedsvreemd water hoeft niet per definitie tot kwaliteitsverlies binnen een aquatisch ecosysteem te leiden: soms is gebiedsvreemd water “schoner” dan het gebiedseigen water (Bloemendaal & Roelofs 1988b; Worm et al. 1996).

De ecologische effecten van de inlaat van gebiedsvreemd water verschillen doorgaans tussen organismegroepen (Worm et al. 1996). Aangezien de aanvoer van organische verontreinigingen, zware metalen en bestrijdingsmiddelen via gebiedsvreemd water in de meeste aquatische milieus gering is, zullen hier alleen de ecologische effecten van een gewijzigde ionensamenstelling van het water besproken worden.

Het aquatisch-ecologisch onderzoek naar de effecten van gebiedsvreemd water heeft zich in het verleden vooral gericht op macrofyten en vegetatiegemeenschappen. Soms is dit gedaan in relatie tot algenbloei, echter zonder de respons van individuele genera of soorten algen te beschouwen (Bloemendaal & Roelofs 1988b; Van Wirdum 1991; Barendregt 1993; Smolders 1995; Lamers 2001). Er is zeer weinig bekend over de effecten van inlaatwater op macrofauna- en diatomeeëngemeenschappen (Nijboer 2004; P.F.M. Verdonschot, persoonlijke mededeling), terwijl juist deze groepen een belangrijk onderdeel behoren te zijn van de biologische kwaliteitsbeoordelingssystemen van waterbeheerders (Europese Commissie 2000).



Figuur 8 Delen van Nederland waar het oppervlaktewater wordt beïnvloed door inlaatwater uit de Rijn. Situatie in 1976 en in 1990 (Bloemendaal & Roelofs 1988b).

Meer dan driekwart van het totale zoetwateroppervlak in Nederland wordt ingenomen door het IJsselmeer, de randmeren en de grote rivieren, inclusief hun delta (Verdonschot et al. 1997). Deze wateren vormen de belangrijkste bron van inlaatwater in de kleinere, regionale wateren. Binnen de regionale wateren wordt ongeveer driekwart van het oppervlak ingenomen door sloten, kanalen en laagveenwateren (Verdonschot et al. 1997). Een aanzienlijk deel van deze wateren ligt ofwel op laagveenbodems (in laag Nederland) ofwel op zandbodems (in hoog Nederland). In situaties zonder inlaat van gebiedsvreemd water (d.w.z. de toestand voor circa 1950; Roelofs & Cals 1989) worden deze watergangen doorgaans gekarakteriseerd door een relatief nutriëntarme waterlaag en nutriëntarme tot (matig) nutriëntrijke bodems. Het ingelaten riviertype water is vrijwel altijd harder (d.w.z. heeft een hogere bicarbonaatconcentratie). Tevens zijn de chloride- en sulfaatconcentraties vrijwel altijd hoger in rivierwater dan in het gebiedseigen water. Een gevolg van het inlaten van gebiedsvreemd water in deze regionale wateren is dan ook alkaliserings- en eutrofiëring van de bodem en waterlaag (Bloemendaal & Roelofs 1988b; Beltman et al. 2000).

Er kan onderscheid worden gemaakt tussen *externe* en *interne eutrofiëring* (Roelofs & Bloemendaal 1988b). Externe eutrofiëring betekent dat een aquatisch ecosysteem wordt verrijkt door de aanvoer van nutriënten via het inlaatwater. De Nederlandse oppervlaktewateren zijn globaal gezien schoner geworden door schoner effluent vanuit waterzuiveringsinstallaties (Toet 2003) en een verminderde aanvoer van nutriënten vanuit de grote rivieren (<http://www.waterbase.nl>). Hoewel de belasting van aquatische ecosystemen door externe eutrofiëring hierdoor is afgenomen, zijn de stikstof- en fosforconcentraties op lokale schaal, in landbouwsloten, vaak nog aanzienlijk (Beije et al. 1994; Nijboer 2000).

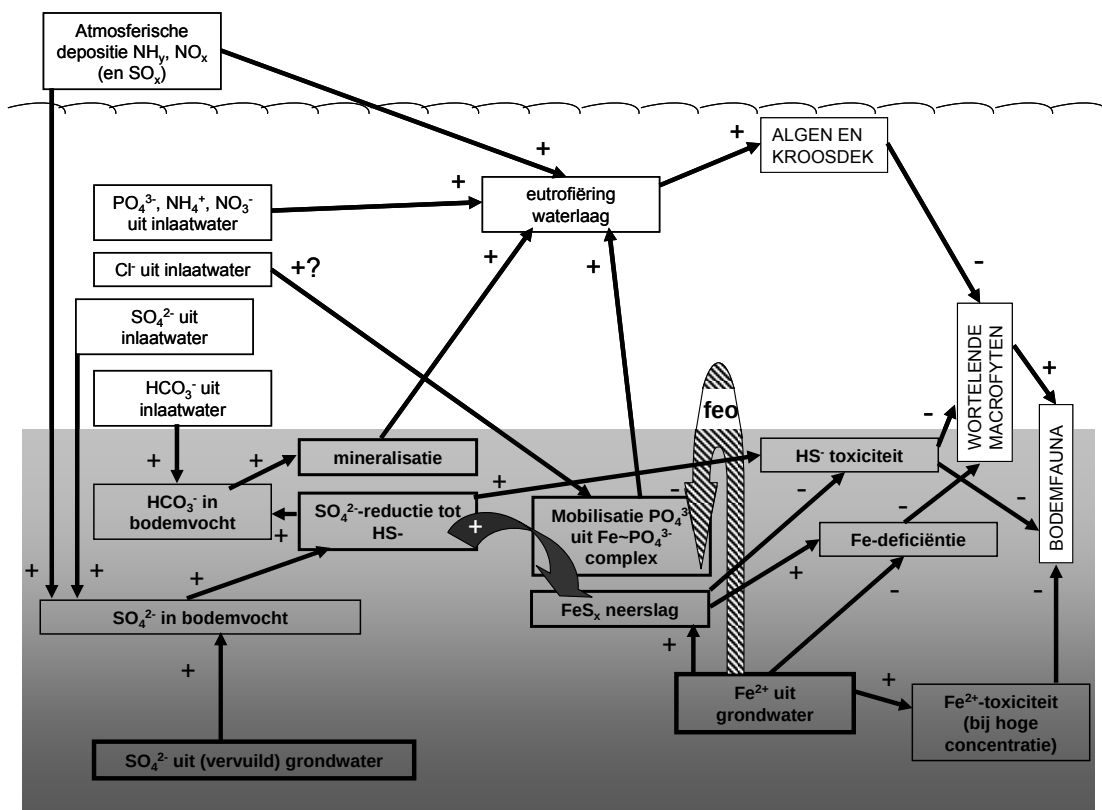
Ondanks inspanningen op het vlak van de stikstof- en fosforconcentraties, is inlaatwater uit de grote rivieren of het IJsselmeer (dat ook gevoed wordt met Rijnwater) onverminderd rijk aan sulfaat en bicarbonaat. Juist deze twee ionen zetten het proces van *interne eutrofiëring* in laagveenwateren en zwak gebufferde wateren in gang (Figuur 9). Hoewel Beltman et al. (2000) in een kasexperiment hebben aangetoond dat ook chloride de fosforbeschikbaarheid voor planten kan verhogen, is de rol van chloride volgens Schouwenberg & Van Wirdum (1998) beperkt tot het verhogen van de saliniteit.

5.2.4 Vermesting en verzuring

Op veel plaatsen in Nederland is niet alleen de kwantiteit (verdroging), maar ook de kwaliteit van het (bovenste) grondwater door menselijk handelen beïnvloed. Op lokale schaal komt dit voor onder vuilstortplaatsen of als gevolg van industriële activiteiten in het verleden. Een dergelijke verontreiniging vanuit een puntbron kan lokaal ernstige gevolgen hebben, maar de gevolgen van diffuse verontreiniging zijn op grote schaal vaak ingrijpender voor de kwaliteit van bodem en grondwater (Meinardi 1994). Hierbij moet in Nederland vooral gedacht worden aan de vermestings- en verzuringsproblematiek: “ondanks de afnemende agrarische

bedrijvigheid, is de landbouw nog altijd de grootste ruimtegebruiker op het platteland en daarmee een belangrijke beheerder van het Nederlandse landschap. De intensieve vormen van de Nederlandse landbouw leiden, ondanks de toegenomen eco-efficiency [...], tot de grootste stikstof- en fosfaatoverschotten in de Europese Unie, tot verdroging, en tot een intensief gebruik van bestrijdingsmiddelen” (RIVM-MNP 2005). Als gevolg van vermessing en atmosferische depositie spoelt vooral nitraat en sulfaat uit naar het grondwater. In 2002 bedroeg de nitraatconcentratie in het bovenste grondwater op de Nederlandse zandgronden gemiddeld circa 90 mg l⁻¹. In de klei- en veengebieden lag de gemiddelde nitraatconcentratie in de periode 2000-2002 beneden de EU-norm van 50 mg l⁻¹ nitraat hoewel ook in deze gebieden normoverschrijding vaak voorkomt (RIVM-MNP 2005). Ammonium en fosfaat hechten veel sterker aan bodemdeeltjes en spoelen daarom nauwelijks uit naar het grondwater. Ook de vervuiling van het grondwater met bestrijdingsmiddelen kan opgevat worden als diffuse verontreiniging. (Dufour 1998).

Zandgronden reageren anders op (diffuse) bodemverontreiniging dan klei- of veenbodems. In zandlagen stroomt het grondwater doorgaans sneller dan in de overige bodemtypen, waardoor er minder natuurlijke verwijdering plaatsvindt in zandbodems. Bovendien is juist op zandgronden de belasting van de bodem met meststoffen gemiddeld het hoogst (Meinardi 1994).



Figuur 9 Overzicht van belangrijke biogeochemische processen in de bodem en waterlaag van Nederlandse kwelgebieden. feo = ijzeroxidatie (naar Lamers 2001).

Verzuring van grondwater heeft de afgelopen decennia vooral gespeeld in het ondiepe grondwater. Mulder et al. (1990) hebben onderzoek gedaan aan de samenstelling van het ondiepe grondwater in een aantal beboste gebieden op zandgronden in Oost-Nederland. Hun conclusie was dat het bovenste grondwater sterk verzuurd was onder invloed van zure atmosferische depositie, maar dat zuurconsumerende processen (denitrificatie en het oplossen van calciumcarbonaat; zie ook Tabel 3) op grotere diepte verzuring voorkwamen. Hun conclusie was dat snelle, diepreikende verzuring van het grondwater onwaarschijnlijk is, hoewel nitraatuitspoeling naar dieper grondwater wel een probleem vormt (Mulder et al. 1990). De laatste jaren is de atmosferische depositie van verzurende stoffen (vooral SO_x) sterk afgenomen. Verzuring van het diepere grondwater onder kalkarme zandgronden lijkt daarmee geen reëel probleem voor de toekomst.

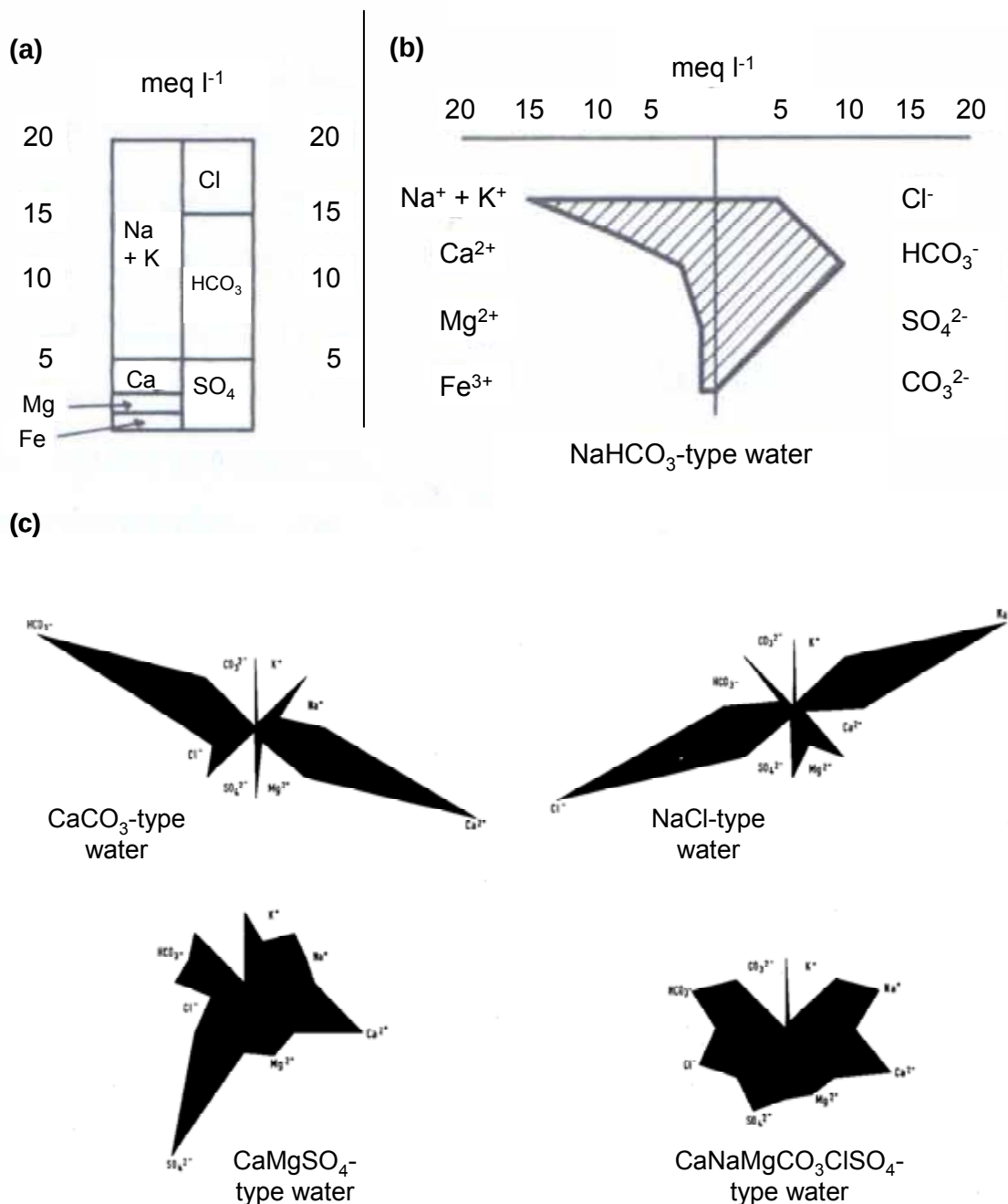
6 Classificatiesystemen en grafische weergave van hydrochemische watertypen, in het bijzonder grondwater

Uit het bovenstaande is duidelijk geworden dat de hydrochemische variatie tussen natuurlijke wateren niet willekeurig is, maar dat er systematische verschillen bestaan, afhankelijk van de plaats in de hydrologische kringloop (bijvoorbeeld regenwater versus grondwater) en afhankelijk van lokale topografische, geologische en biologische omstandigheden (bijvoorbeeld hard versus zacht grondwater). Dit gegeven ligt ten grondslag aan hydrochemische classificatiesystemen. Stuyfzand (1986) omschrijft de voordelen van classificatie van hydrochemische watertypen als volgt: “[Dit] kan grote voordelen bieden, vooral bij regionaal hydrochemisch onderzoek. Het levert een snelle verwerking en interpretatie van een grote brij complete wateranalyses op en een korte, bondige presentatie van de resultaten. Eén kaart met de ruimtelijke verbreiding van watertypen geeft dikwijls meer in- en overzicht en een dunner rapport dan 15 single-valuekaartjes van chloride, sulfaat, bicarbonaat, etc.”.

Sinds het begin van de 20^e eeuw zijn vele classificatiesystemen ontwikkeld. Eén van de oudste is ontwikkeld door Palmer (1911, geciteerd in De Vries 1980). Zijn systeem is gebaseerd op de *saliniteit* en de *alkaliniteit* van een watermonster. Typering vindt plaats op basis van de verhouding tussen deze twee variabelen. Palmers indeling zal hier verder niet worden besproken, maar ze ligt ten grondslag aan veel van de latere classificaties (De Vries 1980). Slechts de in Nederland meest gangbare systemen (zowel systemen met classificatiecriteria als systemen voor grafische weergave) worden hier besproken. Voor een beknopt overzicht van andere classificatiesystemen wordt verwezen naar Bloemendaal et al. (1988).

6.1 Collins, Stiff, Maucha en Piper

Collins- en Stiff-diagrammen geven de ionensamenstelling van een individueel watermonster grafisch weer (Figuur 10a en b). In een Collins-diagram is de lengte van de staaf een maat voor de ionenconcentratie, terwijl de concentraties van individuele anionen en kationen wordt aangegeven door de segmenten binnen de staaf (Figuur 10a). Het principe van een Stiff-diagram is hetzelfde als dat van het Collins-diagram; alleen de grafische weergave verschilt (Figuur 10b). Stiff-diagrammen zijn “visueler” dan Collins-diagrammen, waardoor het bij eerstgenoemde in principe in één oogopslag duidelijk is met welk hydrochemisch watertype (bijvoorbeeld $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, NaHCO_3 of NaCl) men te maken heeft. Dit is onder meer handig bij het plotten van meerdere monsters op een topografische kaart. Hierbij moet wel worden aangetekend dat verschillende varianten van de Stiff-diagrammen in omloop zijn, waarbij de indeling van de horizontale assen kan verschillen. Het is daarom belangrijk de asindeling te bestuderen alvorens op basis van de vorm van het diagram conclusies te trekken over het hydrochemische watertype (vergelijk De Vries 1980 en Stuyfzand 1986).

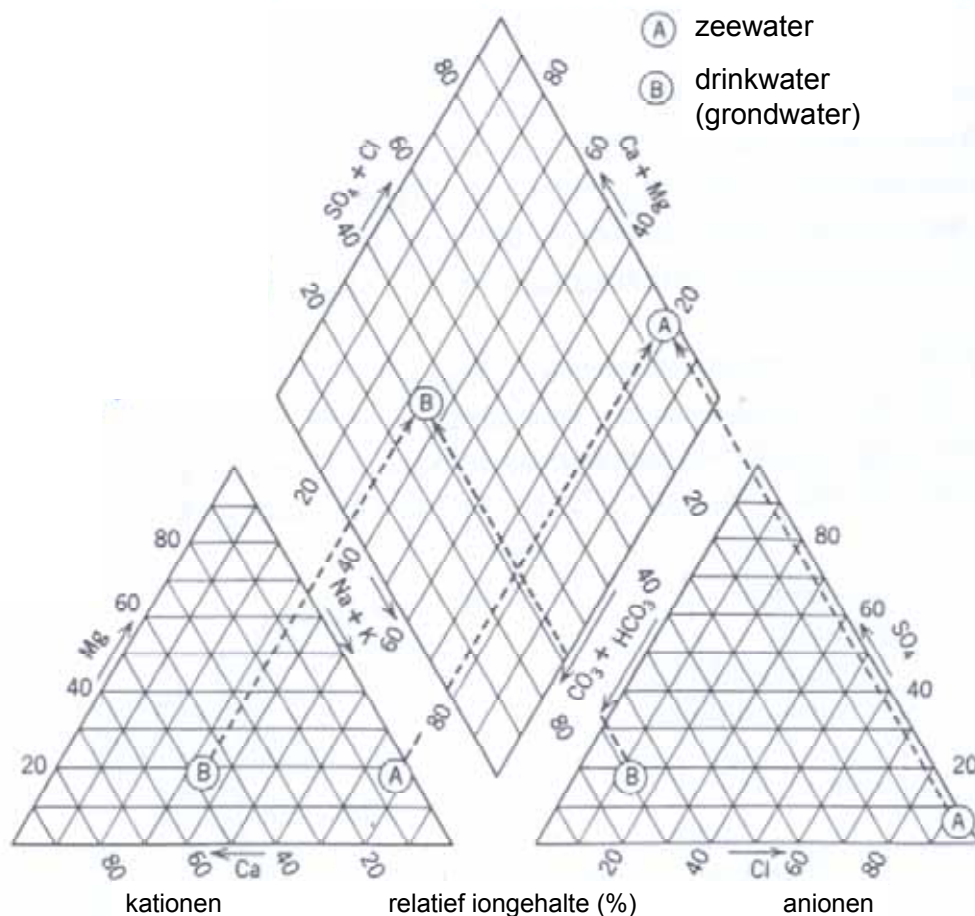


Figuur 10a Collins-diagram, b Stiff-diagram en c Maucha's ionenvelddiagram (De Vries 1980 en Bloemendaal et al. 1988).

Verwant aan het Stiff-diagram is het ionenvelddiagram van Maucha (Figuur 10c). In dit diagram stelt ieder van de acht vlakken een relatief ionenaandeel van 12.5 % van de totale ionensom voor. Als het werkelijke aandeel groter of kleiner is, wordt het vlak evenredig groter of kleiner weergegeven. Kufferath (1951) heeft Maucha's diagram vereenvoudigd door enerzijds natrium en kalium en anderzijds bicarbonaat en carbonaat samen te voegen, waardoor zes velden overblijven (Bloemendaal et al. 1988). Naast de relatieve ionaandelen, kan men het totale oppervlak van Maucha's

ionenvelddiagram ook laten variëren evenredig met de totale ionenconcentratie in het watermonster (Van Wirdum 1991).

Een voordeel van het Piper-diagram (Figuur 11), ten opzichte van Collins-, Stiff- of Maucha-diagrammen, is dat meerdere watermonsters in één diagram geplot kunnen worden, waardoor de mate waarin watermonsters gerelateerd zijn duidelijk zichtbaar is. Het Piper-diagram bestaat gewoonlijk uit drie delen: een driehoek voor de kationen, een driehoek voor de anionen, en een ruit voor beide iontypen samen. Op de zijden van de driehoeken en de ruit staat het aandeel (in %) van ionen c.q. ioncombinaties weergegeven. De drie onderdelen kunnen ook los van elkaar worden gebruikt (Bloemendaal et al. 1988; Van Wirdum 1991). Hoewel in het Piper-diagram relatieve ionaandelen worden weergegeven, kan de totale ionenconcentratie van een watermonster worden aangegeven door de grootte van het symbool te laten variëren. Wanneer veel watermonsters geplot worden, komt dit de leesbaarheid echter niet ten goede (Van Wirdum 1991).



Figuur 11 Piper-diagram (De Vries 1980).

6.2 Geirnaert

De classificatie van Geirnaert (1972) is gebaseerd op grondwatermonsters afkomstig uit de “Lower Rhine fluvial plain”; d.w.z. het rivierengebied van de Duitse grens tot de Noordzee. De auteur baseert zijn indeling vooral op de $[\text{Na}^+]/([\text{Ca}^{2+}] + [\text{Mg}^{2+}])$ ratio en op de $([\text{Cl}^-] + [\text{SO}_4^{2-}])/[\text{HCO}_3^-]$ ratio. Daarnaast weegt hij ook de totale ionenconcentratie, de hardheid en de chlorideconcentratie mee in zijn classificatie, hoewel de details van deze weegprocedure niet vermeld worden. In grote lijnen onderscheidt Geirnaert de volgende grondwatertypen: “infiltratiewater” (met nog sterke regenwaterkenmerken), $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ -water, NaCl -water, NaHCO_3 -water, CaCl_2 -water, en vervuilings- en mengtypen hiervan. Dit komt grotendeels overeen met de typologie van andere auteurs, bijvoorbeeld de hydrochemische zonering in zoet grondwater beschreven door De Vries (1980) en de Stiff-diagrammen van Witt & Wit (1982).

6.3 Van Wirdum

Naar analogie van het Piper-diagram heeft Van Wirdum (1980, 1991) een diagram ontworpen dat plaatsing van vele watermonsters in één grafiek mogelijk maakt (Figuur 12). Van Wirdums diagram maakt een snelle vergelijking van watermonsters mogelijk, op basis van zowel relatieve als absolute ionenconcentraties.

Op de x-as staat, op een logaritmische schaal, het elektrisch geleidingsvermogen (EGV, in mS m^{-1} , bij 25°C). Dit is een maat voor de totale ionenconcentratie van het watermonster. Door de totale concentratie bij het diagram te betrekken, heeft Van Wirdum een probleem van het Piper-diagram opgelost: in laatstgenoemd diagram liggen zeewater- en regenwatermonsters verwarrend dicht bij elkaar (behalve in de aniondriehoek). In Van Wirdums diagram vinden we aan het lage eind van de EGV-schaal (circa 5 mS m^{-1}) regenwater (*atmotroof* water = AT); aan het hoge eind (circa 5000 mS m^{-1}) staat zeewater (*thalassotroof* water = TH). *Lithotroof* water (LI; een grondwaterreferentiemonster van Van Wirdum) neemt met 60 à 70 mS m^{-1} een tussenpositie in. Hetzelfde geldt voor Rijnwater (RH; bemonsterd bij Lobith in 1975), dat een EGV van circa 100 mS m^{-1} heeft.

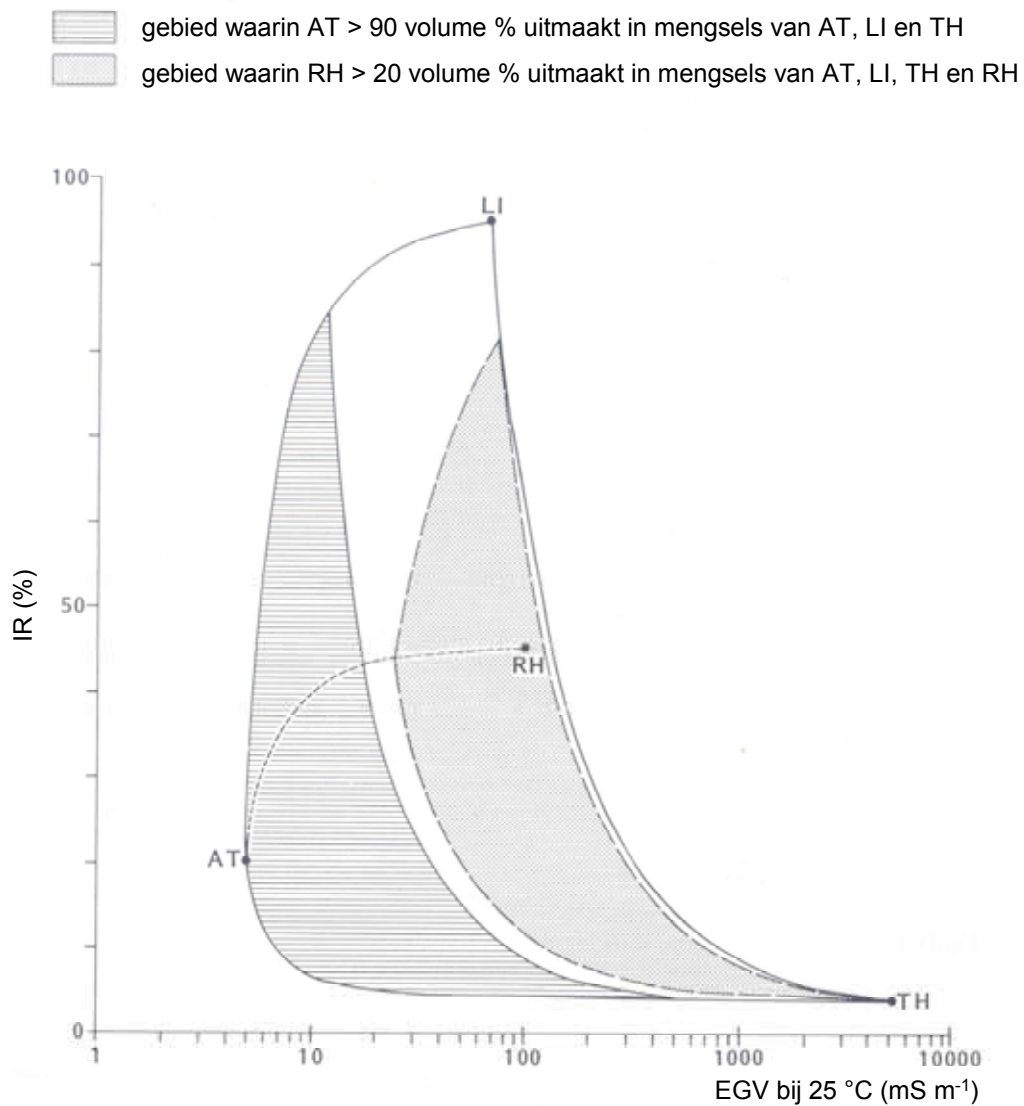
De ionenratio IR, weergegeven op de y-as, is een maat voor de ionensamenstelling van het watermonster. De IR is als volgt gedefinieerd (Van Wirdum 1991):

$$\text{IR} = 100 \times [\text{1/2Ca}^{2+}] / \{ [\text{1/2Ca}^{2+}] + [\text{Cl}^-] \}$$

waarbij de concentraties uitgedrukt worden in $\text{mmol}_e \text{ l}^{-1}$ en IR in %.

Een hoge IR betekent een relatief groot aandeel calcium (ten opzichte van chloride) in het watermonster. Dit is kenmerkend voor het grondwaterreferentiemonster (LI) en in mindere mate voor het Rijnwaterreferentiemonster (RH). Omgekeerd worden zowel regenwater (AT) als zeewater (TH) gekenmerkt door een lage IR: in deze referentiemonsters is chloride dominant ten opzichte van calcium (Figuur 12).

De referentiemonsters die Van Wirdum (1980, 1991) gebruikt, zijn enigszins arbitrair en vormen bovendien een momentopname: het Rijnwater, bijvoorbeeld, is bemonsterd in 1975. Sindsdien is de samenstelling van Rijnwater, dat in droge perioden indirect in veel Nederlandse natuurgebieden wordt ingelaten (Roelofs & Cals 1989; Van Wirdum 1991), veranderd. Het is echter mogelijk recentere referentiemonsters in te voeren in het diagram. Van Wirdums diagram biedt de mogelijkheid te bepalen wat het volumeaandeel is van grondwater, regenwater, rivierwater, of een ander hydrochemisch watertype in een bepaald watermonster.



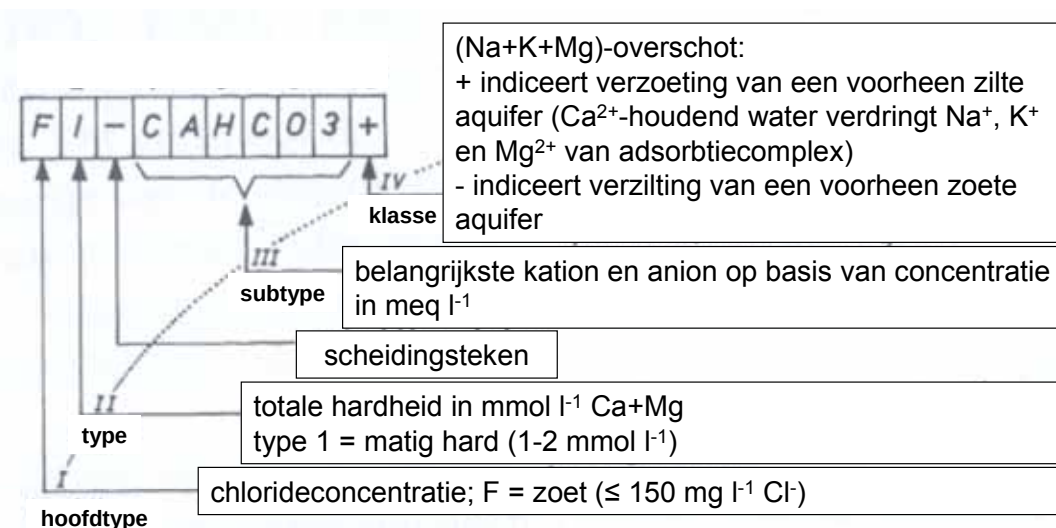
Figuur 12 Van Wirdums EGV-IR-diagram (Van Wirdum 1991).

In principe is het EGV-IR-diagram bruikbaar voor alle hydrochemische watertypen. Echter, omdat calcium en chloride de enige ionen zijn die bij de classificatie betrokken worden, is het onderscheidend vermogen beperkt als het gaat om de gevolgen van bijvoorbeeld SO_x^- , NO_x^- of NH_4^- -belasting van regenwater voor de classificatie.

De beperkte ionenanalyse die vereist is voor Van Wirdums classificatie wordt door de auteur zelf als één van de voordelen (kostenefficiëntie) opgevoerd. Dit moet worden afgewogen tegen het grotere inzicht in de watersamenstelling die verkregen kan worden bij een volledige analyse.

6.4 Stuyfzand

Stuyfzand (1986) heeft een classificatiesysteem ontwikkeld, naar eigen zeggen “omdat bestaande methoden: [1] kationuitwisseling [en de effecten van verzuring en vermesting] onvoldoende scherp aantonen, [2] niet verfijnd genoeg zijn om in een breed spectrum hydrochemische milieus toepasbaar te zijn en [3] een logische, hiërarchische structuur en codering met flexibiliteit missen”. Stuyfzands indeling is bruikbaar voor alle hydrochemische watertypen (inclusief regenwater). Het is een absolute classificatie, dat wil zeggen dat concentraties de grenzen van discrete klassen bepalen; dit in tegenstelling tot het Piper-diagram of Van Wirdums EGV-IR-diagram, waaraan een (relatief) continuümprincipe ten grondslag ligt. Ook is het een flexibel systeem, dat naar wens meer of minder gedetailleerd gemaakt kan worden. Het hydrochemische watertype wordt bepaald op basis van, achtereenvolgens, het chloridegehalte (hoofdtype), de totale hardheid (type), het belangrijkste kat- en anion (subtype) en $(\text{Na}+\text{K}+\text{Mg})$, gecorrigeerd voor zeezout (klasse). De hiërarchische structuur en de codering worden toegelicht in Figuur 13.



Figuur 13 Toelichting op Stuyfzands classificatiesysteem (Stuyfzand 1986).

6.5 Overige ratio's en indelingen

Op kleinere schaal zijn er diagnostische tools ontwikkeld voor de beoordeling van de kwaliteit van Nederlandse aquatische en semi-aquatische ecosystemen. Twee voorbeelden uit recent onderzoek (Lucassen 2004) worden hier besproken.

Nederlandse broekbossen staan vaak bloot aan zowel verdroging als aanvoer van grote hoeveelheden sulfaat via kwelwater. Onder normale, natte, omstandigheden worden door sulfaatreductie en ijzeraanvoer via grondwater grote hoeveelheden ijzersulfiden geproduceerd. Tijdens droge zomers kunnen deze ijzersulfiden echter weer geoxideerd worden, waarbij verdund zwavelzuur gevormd wordt. Om de gevoeligheid van dergelijke broekbossen voor verzuring in te schatten, heeft Lucassen (2004) de “sediment S/(Ca+Mg) ratio” ontwikkeld. De kationen calcium en magnesium fungeren als bufferstof die verzuring van de bodem kunnen tegengaan. Uit beschrijvend en experimenteel onderzoek bleek dat wanneer de ratio $> 2/3$ is, er sterke verzuring en uitspoeling van zware metalen optreedt tijdens droogval van de broekbosbodem. Waarschijnlijk is deze ratio ook valide voor aquatische ecosystemen met een geïsoleerde, zwakgebufferde waterlaag, zoals grondwatergevoede vennen of sloten.

Lucassen (2004) heeft verder de nitraat/sulfaat-ratio, gemeten in grondwater, onderzocht. Deze ratio bepaalt, samen met de retentietijd van stagnant water in vernatte broekbossen, hoeveel fosfaat gemobiliseerd wordt naar de waterlaag vanuit ijzerfosfaatcomplexen in het sediment. De ratio zelf wordt enerzijds bepaald door de hoeveelheid nitraat die uitspoelt vanuit landbouwgronden en anderzijds door de eventuele aanwezigheid van ijzersulfidehoudende sedimenten (pyrietbanken) in de ondiepe ondergrond. Wanneer deze pyrietbanken doorstroomd worden door inzijgend nitraathoudend water, vindt chemische denitrificatie plaats, waarbij sulfaat wordt gevormd. Dit sulfaat komt terecht in het (diepere) grondwater en kan, na opnieuw te zijn gereduceerd, interacteren met ijzerfosfaatcomplexen in kwelzones. In kwelgebieden geldt dat bij een nitraat/sulfaat-ratio < 1 in het grondwater, eutrofiëring van de waterlaag door fosfaاتمobilisatie kan optreden. Bij een ratio > 1 komt voldoende nitraat (energetisch een gunstiger elektronacceptor dan sulfaat; zie paragraaf 3.2.3) de kwelzone binnen om sulfaatreductie en fosfaاتمobilisatie te beperken of verhinderen. Zolang de kweldruk voldoende hoog is en de retentietijd van het oppervlaktewater laag is (zodat voldoende doorstroming plaatsvindt), voldoet ook een ratio met waarde 1 om het systeem niet te laten eutrofiëren (Lucassen 2004). Deze nitraat/sulfaat-ratio is in principe bruikbaar als kwaliteitsvoorspeller voor alle oligotrofe of mesotrofe aquatische ecosystemen die kwel ontvangen en waarvan het sediment rijk is aan organisch materiaal en fosfaatcomplexen.

Literatuur

- Allan J.D. 1995. Stream ecology. Structure and function of running waters. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Barendregt A. 1993. Hydro-ecology of the Dutch polder landscape. Proefschrift, Universiteit Utrecht.
- Beltman B., Rouwenhorst T.G., Van Kerkhoven M.B., Van der Krift T. & Verhoeven J.T.A. 2000. Internal eutrophication in peat soils through competition between chloride and sulphate with phosphate for binding sites. *Biogeochemistry* 50: 183-194.
- Beije H.M., Higler L.W.G. & Opdam P.F.M. 1994. Levensgemeenschappen. Backhuys, Leiden.
- Bloemendaal F.H.J.L. & Roelofs J.G.M. 1988a. Anorganische koolstof. In: Bloemendaal F.H.J.L. & Roelofs J.G.M. (red.). *Waterplanten en waterkwaliteit*. KNNV, Utrecht.
- Bloemendaal F.H.J.L. & Roelofs J.G.M. 1988b. Waterverharding. In: Bloemendaal F.H.J.L. & Roelofs J.G.M. (red.). *Waterplanten en waterkwaliteit*. KNNV, Utrecht.
- Bloemendaal F.H.J.L., Roelofs J.G.M. & De Lyon M.J.H. 1988. Saliniteit en chemische typologie. In: Bloemendaal F.H.J.L. & Roelofs J.G.M. (red.). *Waterplanten en waterkwaliteit*. KNNV, Utrecht.
- Bobbink R., Heil G.W. & Raessen M.B.A.G. 1992. Atmospheric deposition and canopy exchange processes in heathland ecosystems. *Environmental Pollution* 75: 29-37.
- Borger G.J. 1992. Draining – digging – dredging; the creation of a new landscape in the peat areas of the low countries. In: Verhoeven J.T.A. (red.). *Fens and bogs in the Netherlands: vegetation, history, nutrient dynamics and conservation*. Kluwer, Dordrecht.
- Brock T.D. & Madigan M.T. 1991. *Biology of microorganisms*. Prentice-Hall International, London.
- Davis S.N. & DeWiest R.J.M. 1966. *Hydrogeology*. Wiley & Sons, New York.
- De Vries J.J. 1980. *Inleiding tot de hydrologie van Nederland*. Rodopi, Amsterdam.
- Dorland E. 2004. Ecological restoration of wet heaths and matgrass swards. Bottlenecks and solutions. Proefschrift, Universiteit Utrecht.

Dufour F.C. 1998. Grondwater in Nederland. Onzichtbaar water waarop wij lopen. Geologie van Nederland, deel 3. TNO-NITG, Delft.

Eerens H.C., Van Dam J.D., Beck J.P., Dolmans J.H.J., Van Pul W.A.J., Sluyter R.B.C., Van Velze K. & Vissenberg H.A. 2001. Grootschalige luchtverontreiniging en depositie in de Nationale Milieuverkenning 5. RIVM rapport 408129 016/2001. RIVM, Bilthoven.

Europese Commissie. 2000. Directive 2000/60/EC of the European Parliament and of the Council – Establishing a framework for Community action in the field of water policy. Brussel, 23 oktober 2000.

Geirnaert W. 1972. The hydrogeology and hydrochemistry of the lower Rhine fluvial plain. Leidse Geologische Mededelingen 49: 59-84.

Hedin L.O., Granat L., Likens G.E., Buishand T.A., Galloway J.N., Butler T.J. & Rodhe H. 1994. Steep declines in atmospheric base cations in regions of Europe and North-America. Nature 367: 351-354.

Jalink M.H., Grijpstra J. & Zuidhoff A.C. 2003. Hydro-ecologische systeemtypen met natte schraallanden in Pleistoceen Nederland. Expertisecentrum LNV, Ede.

Koerselman W., Bakker S.A., Blom M. 1990. Nitrogen, phosphorus and potassium budgets for two small fens surrounded by heavily fertilized pastures. Journal of Ecology 78: 428-442.

Kufferath J. 1951. Représentation graphique et classification chimique rationnelle en types des eaux naturelles. Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique 27.

Kwaad F.J.P.M. 1961. Een onderzoek naar de morfogenese van midden West-Friesland. West-Frieslands Oud en Nieuw 28: 1-50.

Kwaad F.J.P.M., Riezebos P.A. & Slotboom R.T. 1965. Een bijdrage tot de datering van het oppervlakteveen in Noord-Holland. West-Frieslands Oud en Nieuw 32: 144-152.

Lahav O., Ritvo G., Slijper I., Hearne G. & Cochva M. 2004. The potential of using iron-oxide-rich soils for minimizing the detrimental effects of H₂S in freshwater aquaculture systems. Aquaculture 238: 263-281.

Lamers L.P.M. 2001. Tackling biogeochemical questions in peatlands. Proefschrift, Katholieke Universiteit Nijmegen.

Lamers L., Klinge M. & Verhoeven J. 2001. OBN Preadvies laagveenwateren. Op weg naar systeemherstel. Expertisecentrum LNV, Wageningen.

Lucassen E.C.H.E.T. 2004. Biogeochemical constraints for restoration of sulphate-rich fens. Proefschrift, Katholieke Universiteit Nijmegen.

Marschner H. 2002. Mineral nutrition of higher plants. Second edition. Academic Press, London.

Meinardi C.R. 1980. Schets van de natuurlijke samenstelling van het zoete grondwater in Nederland. RID-mededeling 80-9. Rijksinstituut voor Drinkwatervoorziening, Voorburg.

Meinardi C.R. 1994. Groundwater recharge and travel times in the sandy regions of the Netherlands. RIVM report no. 715501004. RIVM, Bilthoven.

Meinardi K., Van Ek R. & Zaadnoordijk W.-J. 2005. Karakterisering van het grondwater in het deelstroomgebied Rijn-Noord. Ministeries VROM, VenW, Den Haag.

Miller S.R. & Bebout B.M. 2004. Variation in sulfide tolerance of photosystem II in phylogenetically diverse cyanobacteria from sulfidic habitats. *Applied and Environmental Microbiology* 70: 736-744.

Moors E., Van Ellen W., Mol J. & Swart B. 2002. Hydrologische woordenlijst. Nederlandse Hydrologische Vereniging, Utrecht.

Mulder J., Van Beek C.G.E.M. & Dierx H.A.L. 1990. Acidification of groundwater in forested sandy deposits in the Netherlands, due to acid atmospheric deposition. KIWA, Nieuwegein.

Naumann E. 1932. Grundzüge der regionalen Limnologie. Die Binnengewässer 11. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

Nijboer R.C. 2000. Natuurlijke levensgemeenschappen van de Nederlandse binnenwateren. Deel 6, Sloten. Achtergronddocument bij het "Handboek Natuurdoeltypen in Nederland". Rapport EC-LNV nr. AS-06. Expertisecentrum LNV, Wageningen.

Nijboer R.C. 2004. Een expertsysteem voor de keuze van hydrologische maatregelen. I. Literatuurstudie naar hydrologische maatregelen en de effecten op sloot- en beekecosystemen. Alterra-rapport 1066. Alterra, Wageningen.

Olaveson M.M. & Nalewajko C. 2000. Effects of acidity on the growth of two *Euglena* species. *Hydrobiologia* 433: 39-56.

Pons L.J. 1992. Holocene peat formation in the lower parts of the Netherlands. In: Verhoeven J.T.A. (red.). Fens and bogs in the Netherlands: vegetation, history, nutrient dynamics and conservation. Kluwer, Dordrecht.

- RIVM-MNP. 2005. Milieubalans 2005. Milieu- en Natuurplanbureau, Bilthoven.
- Roelofs J.G.M. & Bloemendaal F.H.J.L. 1988a. Trofie. In: Bloemendaal F.H.J.L. & Roelofs J.G.M. (red.). Waterplanten en waterkwaliteit. KNNV, Utrecht.
- Roelofs J.G.M. & Bloemendaal F.H.J.L. 1988b. Eutrofiëring en oligotrofiëring. In: Bloemendaal F.H.J.L. & Roelofs J.G.M. (red.). Waterplanten en waterkwaliteit. KNNV, Utrecht.
- Roelofs J.G.M. & Bloemendaal F.H.J.L. 1988c. Waterverzuring. In: Bloemendaal F.H.J.L. & Roelofs J.G.M. (red.). Waterplanten en waterkwaliteit. KNNV, Utrecht.
- Roelofs J.G.M. & Cals M.J.R. 1989. Effecten van de inlaat van gebiedsvreemd water op de waterkwaliteit en vegetatie-ontwikkeling in laag- en hoogveenplassen. In: Roelofs J.G.M. (red.). Aanvoer van gebiedsvreemd water: omvang en effecten op oecosystemen. Proceedings van een symposium gehouden op 21 december 1988. Katholieke Universiteit Nijmegen.
- Roelofs J.G.M., De Graaf M.C.C., Smolders A. & Verbeek P.J.M. 1993. De fragiele balans tussen verzuring en verbasing in blauwgraslanden. In: Weeda E.J. (red.). Blauwgraslanden in Twente: schatkamers van het natuurbehoud. Wetenschappelijke Mededeling KNNV nr. 209. KNNV, Utrecht.
- Schaafsma R. 2003. Cultuurhistorie van de beken op de Zuid-Veluwe. Voor hen die scheppend werk doen. Waterschap Vallei & Eem, Leusden.
- Schouwenaars J.M., Esselink H., Lamers L.P.M. & Van der Molen P.C. 2002. Ontwikkeling en herstel van hoogveensystemen. Bestaande kennis en benodigd onderzoek. Expertisecentrum LNV, Wageningen.
- Schouwenberg E.P.A.G. & Van Wirdum G. 1998. Basenverzadiging van natte schraallanden. Deterministisch onderzoek naar de relatie tussen hydrologie, bodem en vegetatie. NOV-rapport 8. Sdu Uitgeverij, Den Haag.
- Shiklomanov I.A. 1991. The world's water resources. In: Proceedings of the Unesco International Symposium to commemorate the 25 years of IHD/IHP, Paris, 15-17 March 1990.
- Smolders A.J.P. 1995. Mechanisms involved in the decline of aquatic macrophytes; in particular of *Stratiotes aloides* L. Proefschrift, Katholieke Universiteit Nijmegen.
- Stolk A.P. 2001. Landelijk meetnet regenwatersamenstelling. Meetresultaten 2000. RIVM Rapport 723101 057/2001.
- Stumm W. & Morgan J.J. 1996. Aquatic chemistry. Chemical equilibria and rates in natural waters. Wiley & Sons, New York.

Stuyfzand P.J. 1986. Een nieuwe hydrochemische classificatie van watertypen, met Nederlandse voorbeelden van toepassing. *H₂O* 19: 562-568.

Thienemann A. 1921. Seotypen. *Die Naturwissenschaften* 18: 343.

Toet S. 2003. A treatment wetland used for polishing tertiary effluent from a sewage treatment plant: performance and processes. Proefschrift, Universiteit Utrecht.

Tukey H.B. 1970. The leaching of substances from plants. *Annual Review of Plant Physiology* 21: 305-324.

Van Wirdum G. 1980. Eenvoudige beschrijving van de waterkwaliteitsverandering gedurende de hydrologische kringloop ten behoeve van de natuurbescherming. In: Hooghart J.C. (red.). *Waterkwaliteit in grondwaterstromingsstelsels. Rapporten en nota's nr. 5. Commissie voor hydrologisch onderzoek TNO, Den Haag.*

Van Wirdum G. 1991. Vegetation and hydrology of floating rich-fens. Proefschrift, Universiteit van Amsterdam. Datawyse, Maastricht.

Verdonschot P., Peeters E., Schot J., Arts G., Van der Straten J. & Van den Hoorn M. 1997. *Waternatuur in de regionale blauwe ruimte. Gemeenschapstypen in regionale oppervlaktewateren. IKC Natuurbeheer, Wageningen.*

Vollenweider R.A. 1968. Scientific Fundamentals of the eutrophication of lakes and flowing waters, with particular reference to nitrogen and phosphorus as factors in eutrophication. Technical Report DAS/CS 1/68.27. Organisation for Economic Co-operation and Development, Paris.

Vuori K.M. 1995. Direct and indirect effects of iron on river ecosystems. *Annales Zoologici Fennici* 32: 317-329.

Witt H. & Wit K.E. 1982. Het verziltingsproces in de ondergrond van Noord-Holland. ICW Nota 1323, Werkgroep Noord-Holland XXXV.

Worm P.B., Van Bakel P.J.T. & Jansen E.J. 1996. Effecten van systeemvreemd water. Een op bestaande kennis gebaseerde methodiek om risico's van het (wel of niet) inlaten van systeemvreemd water in te schatten voor het aquatische ecosysteem. Nationaal Onderzoekprogramma Verdroging – rapport 10. Tauw, Deventer.

Wijmer S. 1990. Grondwater beneden peil. Verdroging in Nederland. Sdu Uitgeverij, Den Haag.

Zagwijn W.H. 1986. Nederland in het Holoceen. Tien palaeogeographische kaarten, schaal 1 : 500,000. Staatsuitgeverij, Den Haag.

Bijlage 1 Begrippenlijst

Onderstaande definities zijn grotendeels ontleend aan Brock & Madigan (1991), Dufour (1998), Lamers et al. (2001), Moors et al. (2002) en Schouwenaaars et al. (2002).

Aciditeit

Een maat voor het vermogen om basen te neutraliseren. De aciditeit wordt in natuurlijke wateren doorgaans vooral door de kooldioxideconcentratie bepaald. Wanneer in het water meer protonen aanwezig zijn dan kunnen worden geneutraliseerd door het koolstofbuffersysteem, blijven deze protonen “vrij” aanwezig in het water (waardoor de pH daalt). Er is dan sprake van *minerale aciditeit*, omdat ook protonen basen kunnen neutraliseren.

Aëroob

(Voorkomend in) een omgeving waarin de zuurstofconcentratie (O_2) nagenoeg gelijk is aan die in de atmosfeer.

Alkaliniteit

Biologische hardheid. Het zuurbufferend vermogen van oppervlakte-, bodem- of grondwater, voornamelijk geleverd door (bi)carbonaat dat met zuur reageert tot kooldioxide.

Anaëroob

(Voorkomend in) een omgeving waarin de zuurstofconcentratie (O_2) zeer veel lager is dan in de atmosfeer. Indien helemaal geen zuurstof meer voorkomt, spreekt men ook wel van een *anoxisch* milieu.

Aquifer

Watervoerende laag; watervoerend pakket. Goed doorlatende geologische afzetting, (bijvoorbeeld grove zanden) waarin aanzienlijk transport van grondwater mogelijk is.

Aquitard

Slecht doorlatende laag. Geologische afzetting met een in vergelijking tot een *aquifer* lage doorlatendheid (bijvoorbeeld een kleipakket). De horizontale stroming in een aquitard is zeer gering, terwijl wel aanzienlijke verticale stroming mogelijk is.

Atmotroof

Letterlijk: door regenwater gevoed. Verwijst naar water van atmosferische oorsprong. Dit water is nauwelijks gebufferd, in tegenstelling tot *lithotroof* water.

Biogeochemie

De wetenschap die de kringloop van elementen (bijvoorbeeld koolstof, stikstof, fosfor, zwavel en ijzer) en de relaties tussen organismen en hun abiotische omgeving (bodem, water, lucht) bestudeert. In de biogeochemie worden (micro)biologisch, geologisch en chemisch onderzoek gecombineerd.

Biologische hardheid

Zie *alkaliniteit*.

Denitrificatie (chemisch)

De omzetting van nitraat naar gasvormig stikstof (N_2O en N_2) onder invloed van gereduceerde zwavelverbindingen. Chemische denitrificatie treedt op wanneer nitraathoudend grondwater in contact komt met pyrietafzettingen (FeS_2) in de ondergrond. Daarbij fungeert nitraat als *elektronacceptor* en pyriet als *elektrondonor*.

Denitrificatie (microbieel)

Anaërobe, microbieel gestuurde *redoxreactie* waarbij nitraat wordt omgezet in gasvormig stikstof (N_2O en N_2). Hierdoor verdwijnt stikstof uit de (water)bodem naar de atmosfeer. Bij microbiële denitrificatie fungeert nitraat als *elektronacceptor* en organisch materiaal als *elektrondonor*.

Dystroof

Oppervlaktewater dat sterk gekleurd is door opgeloste humuszuren en doorgaans ook voedselarm is. Dystrofe wateren worden aangetroffen in veengebieden.

Ecohydrologie

De wetenschap die zich richt op de relaties tussen hydrologie en ecologie, waarbij de ecologie als indicatie van de hydrologische karakteristiek wordt gebruikt en omgekeerd de hydrologische karakteristiek de potenties van de ecologie kan duiden. Tevens de wetenschap die de betekenis van hydrologische (en hydrochemische) processen voor het voorkomen van planten- en diersoorten onderzoekt.

Elektronacceptor

Oxidator. Ion of verbinding die, in aanwezigheid van een *elektrondonor* (een stof met een lagere reductiepotentiaal), in staat is elektronen op te nemen en die daardoor gereduceerd wordt. Zie ook *redoxpotentiaal* en *reductiepotentiaal*.

Elektrondonor

Reductor. Ion of verbinding die, in aanwezigheid van een *elektronacceptor* (een stof met een hogere reductiepotentiaal), in staat is elektronen af te staan en die daardoor geoxideerd wordt. Zie ook *redoxpotentiaal*.

Eutrofiëring

Toename van de beschikbaarheid van voor planten en algen groei limiterende nutriënten. In aquatische milieus zijn dit meestal fosfor, stikstof en/of koolstof.

Eutroof

Milieu dat rijk is aan voor planten (inclusief algen) groei limiterende nutriënten (voedingsstoffen). Door deze rijkdom is de primaire productie hoog en zijn eutrofe wateren vaak troebel door algenbloei. Oppervlaktewateren worden als eutroof beschouwd wanneer de fosfaatconcentratie hoger is dan $0.38 \text{ mg l}^{-1} \text{ PO}_4^{3-}$.

Evaporatie

De verdamping van water vanuit onbegroeide bodem naar de atmosfeer.

Evapotranspiratie

De totale waterverdamping vanaf een begroeid oppervlak naar de atmosfeer; de som van evaporatie en transpiratie.

Externe eutrofiëring

Deze vorm van eutrofiëring is het gevolg van de extra aanvoer van nutriënten van buiten het (aquatisch) ecosysteem, bijvoorbeeld via gebiedsvreemd inlaatwater.

Fluviatiel

Door een rivier afgezet of veroorzaakt (vaak in relatie tot sedimenten).

Freatisch grondwater

Grondwater in de bovenste *aquifer*, die in open verbinding staat met de atmosfeer.

Gebiedsvreemd water

Oppervlaktewater dat van buiten het beschouwde (natuur)gebied wordt aangevoerd, vaak met een duidelijk andere chemische samenstelling dan het gebiedseigen water.

Glaciaal

Door landijs afgezet of veroorzaakt (vaak in relatie tot sedimenten).

Hardheid

Chemische eigenschap van water die gelijk is aan de som van calcium en magnesium. De hardheid kan met verschillende eenheden worden weergegeven (zie paragraaf 3.2.7).

Hoogveen

Ombrotroof veen. Veen waarvan het oppervlak slechts door neerslag gevoed wordt. Hoogvenen zijn zeer oligotrofe ecosystemen.

Hydrogeologie

De tak binnen de geologie die (het voorkomen van) grondwater onderzoekt, met bijzondere aandacht voor waterchemie, grondwaterbewegingen en de relatie met de geologische omgeving.

Interne eutrofiëring

Deze vorm van eutrofiëring is het gevolg van de het versneld vrijkomen van nutriënten binnen het ecosysteem. Interne eutrofiëring treedt vaak op in veengebieden, waar de aanvoer van gebiedsvreemd water een verandering van de waterkwaliteit veroorzaakt.

Inversie

Term die aangeeft dat brak of zout grondwater op een bepaalde lokatie boven het zoete grondwater (dat een lager soortelijk gewicht heeft) voorkomt.

Kationadsorptiecomplex

De in een bodem aanwezige negatief geladen deeltjes die kationen kunnen adsorberen (binden) en desorberen (loslaten). Dit kunnen oxiden, hydroxiden, kleimineralen en organische verbindingen zoals humuszuren zijn.

Kationuitwisseling

Uitwisseling van kationen tussen een oplossing (bijvoorbeeld grondwater) en een vaste fase (bijvoorbeeld negatief geladen klei- of humusdeeltjes in de bodem). Kationuitwisseling heeft een zuurbufferende werking wanneer in het bodem- of grondwater opgeloste protonen worden uitgewisseld tegen geadsorbeerde kationen zoals calcium en magnesium.

Keileem

Ongesorteerd grondmorenemateriaal dat na een bedekking door landijs achterblijft. Keileem komt voor in de noordelijke helft van Nederland (bijvoorbeeld op het Drents Plateau en in Twente).

Laagveen

Minerotroof veen. Veen waarvan de toplaag onder invloed staat van grond- en/of oppervlaktewater en dat daardoor meestal gebufferd is tegen verzuring. Laagvenen kunnen mesotroof of eutroof zijn.

Lithotroof

Letterlijk: door gesteente gevoed. Verwijst naar water dat in contact is geweest met een kalkhoudende bodem of gesteente en door zijn rijkdom aan calcium en (bi)carbonaat gebufferd is, in tegenstelling tot *atmotroof* water.

Macrofyt

Grote (dat wil zeggen met het blote oog zichtbare) plant, inclusief kranswier. Deze term wordt gebruikt ter onderscheiding van microscopische algen (microfyten).

Mesotroof

Milieu dat matig rijk is aan voor planten (inclusief algen) groeilimiterende nutriënten (voedingsstoffen). In mesotrofe milieus zijn de nutriëntenconcentraties niet hoog genoeg om microalgen te laten domineren; macrofyten zijn dominant. Oppervlaktewateren worden als mesotroof beschouwd wanneer de fosfaatconcentratie ligt tussen 0.06 en 0.19 mg l⁻¹ PO₄³⁻.

Methanogenese

Microbiële productie van methaan (CH₄), het belangrijkste bestanddeel van aardgas.

Mineralisatie

De omzetting van een nutriënt (plantenvoedingsstof) van organisch gebonden vorm naar anorganische wateroplosbare vorm, als gevolg van biologische of chemische omzettingen.

mol_e l⁻¹ (moles of charge per litre)

Een concentratie-eenheid die de aantal eenheden lading per liter van een opgeloste stof weergeeft; 1 mol_e l⁻¹ = 1 eq l⁻¹ (equivalent per liter). Nota bene: 1 mol l⁻¹ H⁺ = 1 mol_e l⁻¹, maar 1 mol l⁻¹ Ca²⁺ = 2 mol_e l⁻¹. Concentraties worden doorgaans uitgedrukt op massabasis (mg l⁻¹) of op basis van het aantal opgeloste deeltjes (mol l⁻¹).

Nitrificatie

Omzetting van ammonium (NH₄⁺) in nitraat (NO₃⁻) onder *aërobe* omstandigheden door nitrificerende bacteriën.

Oligotroof

Milieu dat relatief arm is aan voor planten (inclusief algen) groeilimiterende nutriënten (voedingsstoffen). Oppervlaktewateren worden als oligotroof beschouwd wanneer de fosfaatconcentratie lager is dan 0.06 mg l⁻¹ PO₄³⁻. Een oligotroof milieu kan wel basenrijk zijn, omdat niet deze basen (calcium en magnesium), maar fosfor, stikstof of koolstof in de praktijk groeilimiterend zijn.

Onverzadigde zone

Deel van de bodem dat boven de grondwaterspiegel ligt en waarin de poriën niet of slechts gedeeltelijk met water zijn gevuld.

Oxidatie

Reactieproces waarbij een *elektron donor* (reductor) wordt geoxideerd door toedoen van een *elektron acceptor* (oxidator). Tijdens dit proces wordt de elektronacceptor *gereduceerd*. Hieruit volgt dat een oxidatiereactie altijd is gekoppeld aan een reductiereactie. Men spreekt van *redoxreacties* als beide reacties samen beschouwd worden.

Primaire productie

Biomassaproductie, grotendeels op basis van fotosynthese, door primaire producenten (groene planten en algen).

Redoxpotentiaal

Reductie-oxidatiepotentiaal. Een maat voor de neiging van een bepaald systeem om elektronen af te staan (elektron donor of reductor) of juist op te nemen (elektron acceptor of oxidator). In een bodem kan de gemiddelde redoxpotentiaal van alle optredende redoxreacties gemeten worden, die als een (grote) indicatie voor het belangrijkste optredende redoxproces gebruikt kan worden. De redoxpotentiaal wordt dus bepaald door biogeochemische processen, maar heeft zelf ook een grote invloed op (bodem)processen, zoals de oplosbaarheid van metalen en macronutriënten. De gemeten potentiaal wordt over het algemeen omgerekend naar de normaal-waterstofpotentiaal (E_H), waardoor de waarde onafhankelijk wordt van de gebruikte referentie-elektrode.

Redoxreactie

Reductie-oxidatiereactie. Een gekoppeld paar reacties, waarbij de ene reactie een *oxidatie* betreft en de andere een *reductie*. Een reductiereactie is altijd gekoppeld aan een oxidatiereactie en omgekeerd.

Reductie

Reactieproces waarbij een *elektronacceptor* (oxidator) wordt gereduceerd door toedoen van een *elektrondonor* (reductor). Tijdens dit proces wordt de elektrondonor *geoxideerd*. Hieruit volgt dat een reductiereactie altijd is gekoppeld aan een oxidatiereactie. Men spreekt van *redoxreacties* als beide reacties samen beschouwd worden.

Reductiepotentiaal (E_0')

De intrinsieke tendens van een ion of verbinding zich te gedragen als een *elektrondonor* of als een *elektronacceptor*. De reductiepotentiaal wordt uitgedrukt in volt (V).

Saliniteit

Totale ionenconcentratie van een watermonster. In de meeste natuurlijke wateren wordt de saliniteit vrijwel volledig bepaald door de som van de concentraties van de kationen Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ en K^+ en de anionen $\text{HCO}_3^-/\text{CO}_3^{2-}$, SO_4^{2-} en Cl^- .

Stijghoogte

De hoogte ten opzichte van een referentievlak (bijv. N.A.P.), tot waar het water opstijgt in een buis die in open verbinding staat met de atmosfeer aan de ene zijde en met het grondwater in een *aquifer* aan de andere zijde.

Thalassotroof

Letterlijk: door de zee gevoed. Verwijst naar zeewater of door zeewater beïnvloed water.

Transgressie

Zeespiegelstijging. In de geologische geschiedenis zijn vele transgressies en regressies (zeespiegeldalingen) opgetreden. Daarbij zijn delen van het huidige Nederland meermaals overstroomd door de zee.

Transpiratie

Het gedeelte van de totale waterverdamping (*evapotranspiratie*) dat via dieren of vanuit de bodem via de vegetatie (huidmondjes en cuticula) in de atmosfeer komt.

Verzadigde zone

Deel van de bodem dat onder de grondwaterspiegel ligt en waarin de poriën geheel met water zijn gevuld.

Bijlage 2 Chemische verbindingen en hun molecuulformules

Element	Verbinding	Molecuulformule
Calcium (Ca)	Calcium(ion)	Ca^{2+}
	Calciumcarbonaat	CaCO_3
Chloride (Cl)	Chloride(ion)	Cl^-
Fosfor (P)	Fosfaat	PO_4^{3-}
	Ijzerfosfaatcomplex	$\text{Fe} \sim \text{PO}_4^{3-}$
Kalium (K)	Kalium(ion)	K^+
Koolstof (C)	Bicarbonaat	HCO_3^-
	Carbonaat	CO_3^{2-}
	Kooldioxide	CO_2
	Methaan	CH_4
Magnesium (Mg)	Magnesium(ion)	Mg^{2+}
	Magnesiumcarbonaat	MgCO_3
Mangaan (Mn)	Mangaan(ion)	$\text{Mn}^{2+}/\text{Mn}^{4+}/\text{Mn}^{7+}$
Natrium (Na)	Natrium(ion)	Na^+
Stikstof (N)	Ammoniak	NH_3
	Ammonium	NH_4^+
	Lachgas	N_2O
	Nitraat	NO_3^-
	Stikstof(gas)	N_2
	Stikstofoxiden	NO_x
Waterstof (H)	Proton (waterstofion)	H^+
	Waterstofgas	H_2
Ijzer (Fe)	Driewaardig ijzer (ferri-ion)	Fe^{3+}
	Tweewaardig ijzer (ferro-ion)	Fe^{2+}
	Ijzerfosfaatcomplex	$\text{Fe} \sim \text{PO}_4^{3-}$
	Ijzersulfiden	FeS_x (troiliet $[\text{FeS}]$ en pyriet $[\text{FeS}_2]$)
Zuurstof (O)	Zuurstof(gas)	O_2
Zwavel (S)	Sulfaat	SO_4^{2-}
	Sulfide	$\text{S}^{2-}, \text{HS}^-$
	Waterstofsulfide	H_2S
	Ijzersulfiden	FeS_x (troiliet $[\text{FeS}]$ en pyriet $[\text{FeS}_2]$)