



Meten en interpreteren van grondwaterstanden

Analyse van methodieken en nauwkeurigheid

Alterra-rapport 2345
ISSN 1566-7197

Henk Ritzema, Gerard Heuvelink, Marius Heinen, Patrick Bogaart, Frank van der Bolt, Mirjam Hack-ten Broeke, Tom Hoogland, Martin Knotters, Harry Massop en Henk Vroon

Meten en interpreteren van grondwaterstanden

Dit onderzoek is uitgevoerd binnen het kader van KennisBasis 14 "Duurzame ontwikkeling van de groenblauwe ruimte"
Projectcode [KB-14-001-031]

Meten en interpreteren van grondwaterstanden

Analyse van methodieken en nauwkeurigheid

H.P. Ritzema, G.B.M. Heuvelink, M. Heinen, P.W. Bogaart, F.J.E. van der Bolt, M.J.D. Hack-ten Broeke, T. Hoogland, M. Knotters, H.T.L. Massop, H.R.J. Vroon

Alterra-rapport 2345

Alterra, onderdeel van Wageningen UR
Wageningen, 2012

Referaat

Ritzema, H.P., G.B.M. Heuvelink, M. Heinen, P.W. Bogaart, F.J.E. van der Bolt, M.J.D. Hack-ten Broeke, T. Hoogland, M. Knotters, H.T.L. Massop en H.R.J. Vroon, 2012. *Metten en interpreteren van grondwaterstanden. Analyse van methodieken en nauwkeurigheid*. Wageningen, Alterra, Alterra-rapport 2345. 122 blz.; 18 fig.; 15 tab.; 158 ref.

Bij het meten en interpreteren van grondwaterstanden spelen drie vragen: 1) Hoe kunnen we een grondwaterstand meten op één bepaalde locatie?; 2) Hoe kunnen we een tijdreeks van grondwaterstanden op een locatie in een samenvattende maat karakteriseren?; 3) Hoe kunnen we deze maat ruimtelijk interpoleren en opschalen naar een groter gebied? Dit rapport beschrijft de methoden en geeft aan wat voor soort fouten kunnen optreden en wat de grootteorde van deze fouten is. De studie wijst als foutenbronnen aan: 1) het hanteren van uiteenlopende definities voor de doelvariabele (grondwaterstandsdiepte) en doelparameters zoals gemiddeld hoogste en laagste grondwaterstanden; 2) fouten in het meten van de grondwaterstand op locaties, en 3) fouten door het gebruik van modellen of expertkennis bij het aggregeren van grondwaterstanden in tijd en ruimte. Een onafhankelijke validatiestudie waarbij de objectiviteit van het resultaat niet ter discussie staat verdient aanbeveling.

Trefwoorden: freatische grondwaterstand, ruimtelijke aggregatie, stijghoogte, temporele aggregatie

ISSN 1566-7197

Dit rapport is gratis te downloaden van www.alterra.wur.nl (ga naar 'Alterra-rapporten'). Alterra Wageningen UR verstrekt geen gedrukte exemplaren van rapporten. Gedrukte exemplaren zijn verkrijgbaar via een externe leverancier. Kijk hiervoor op www.rapportbestellen.nl.

© 2012 Alterra (instituut binnen de rechtspersoon Stichting Dienst Landbouwkundig Onderzoek)
Postbus 47; 6700 AA Wageningen; info.alterra@wur.nl

- Overname, verveelvoudiging of openbaarmaking van deze uitgave is toegestaan mits met duidelijke bronvermelding.
- Overname, verveelvoudiging of openbaarmaking is niet toegestaan voor commerciële doeleinden en/of geldelijk gewin.
- Overname, verveelvoudiging of openbaarmaking is niet toegestaan voor die gedeelten van deze uitgave waarvan duidelijk is dat de auteursrechten liggen bij derden en/of zijn voorbehouden.

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

Alterra-rapport 2345

Wageningen, juli 2012

Inhoud

Voorwoord	7
Samenvatting	9
1 Inleiding	15
1.1 Probleemstelling	15
1.2 Achtergrond	15
1.3 Doelstelling	17
1.4 Werkwijze en leeswijzer	17
2 Definities	19
2.1 Hydrologische grootheden	19
2.2 Fouten en onzekerheden bij puntmetingen van de grondwaterstand	21
2.3 Beoordelingscriteria	22
2.4 Synthese over het gebruik van definities	23
3 Meten van de grondwaterstand op één punt	25
3.1 Doel van dit hoofdstuk	25
3.2 Meetmethoden	25
3.2.1 Types van waarnemingen	25
3.2.2 Peilbuizen	26
3.2.3 Open boorgaten	27
3.2.4 Veldschattingen	28
3.2.5 Meetlocatie	28
3.2.6 Methode van waarneming	29
3.2.7 Lengte van de peilbuizen	30
3.2.8 Nauwkeurigheid van de metingen	30
3.2.9 Meetfrequentie	30
3.2.10 Maaiveldhoogte	31
3.2.11 Bodem	31
3.2.12 Topografie	31
3.2.13 Gegevensbestanden en opslag	32
3.2.14 Veranderingen sinds 1950	33
3.3 Procesbeschrijving: stroming naar een peilbuis	33
3.3.1 Hydrostatisch evenwicht	34
3.3.2 Niet-hydrostatisch evenwicht	34
3.3.3 Heterogeniteit en anisotropie	35
3.3.4 Stationaire en niet-stationaire situaties	36
3.4 Synthese over het meten van de grondwaterstand op één punt	36
4 Temporele aggregatie van grondwaterstanden	39
4.1 Doel en opzet van dit hoofdstuk	39
4.2 Grondwaterstandskarakteristieken	39
4.3 Berekening en schatting van de GWK uit tijdreeksen van grondwaterstandsmetingen	40

4.4	Inschatting van de GWK op basis van expertkennis	43
4.5	Synthese over de temporele aggregatie van grondwaterstanden	45
5	Ruimtelijke interpolatie en aggregatie van grondwaterstandskarakteristieken	49
5.1	Doel en opzet van dit hoofdstuk	49
5.2	Ruimtelijke interpolatie en aggregatie gebaseerd op expertkennis	49
5.3	Ruimtelijke interpolatie en aggregatie gebaseerd op steekproeftheorie	50
5.4	Ruimtelijke interpolatie en aggregatie met statistische modellen	51
5.5	Ruimtelijke interpolatie en aggregatie met procesmodellen	53
5.6	Synthese over de ruimtelijke interpolatie en aggregatie van grondwaterstands-karakteristieken	53
6	Fouten in meten en interpreteren van grondwaterstanden op basis van bestaande gegevens	57
6.1	Fouten in het meten van de grondwaterstand op locaties	57
6.1.1	Fouten bij de selectie van bestaande meetgegevens	57
6.1.2	Fouten in de opstelling van de meetapparatuur	57
6.1.3	Fouten bij het aflezen van de meetapparatuur	58
6.1.4	Fouten bij de interpretatie van de afgelezen meetwaarde	59
6.2	Fouten in grondwaterstandskarakteristieken op waarnemingslocaties	63
6.2.1	Voortplanting van meetfouten in de grondwaterstand naar grondwaterstands-karakteristiek	63
6.2.2	Fouten in de GxG ten gevolge van berekening op een te korte tijdreeks	68
6.2.3	Fouten door gebruik van tijdreeksmodellering	68
6.2.4	Fouten door gebruik van procesmodellen	69
6.2.5	Fouten bij gebruik van gerichte opnames en stambuisregressie	71
6.2.6	Fouten bij gebruik van veldkenmerken	72
6.3	Fouten in ruimtelijk geïnterpoleerde en geaggregeerde grondwaterstandskarakteristieken	72
6.3.1	Fouten bij ruimtelijke interpolatie en aggregatie met expertkennis	73
6.3.2	Fouten bij ruimtelijke aggregatie met steekproeftheorie	74
6.3.3	Fouten bij ruimtelijke interpolatie en aggregatie met de Gd-methode	76
6.3.4	Fouten bij ruimtelijke interpolatie en aggregatie met procesmodellen	78
6.4	Synthese over de fouten in meten en interpreteren van grondwaterstanden	81
7	Discussie, synthese en aanbevelingen	85
7.1	Discussie	85
7.2	Synthese	90
7.3	Aanbevelingen	92
	Literatuur	95
	Bijlagen	
1	Beschrijving begrippen en definities zoals gevonden in de literatuur	107
2	Anisotropie	111
3	Methode om het effect van een neergaande waterbeweging op de gemeten grondwaterstand te analyseren	113
4	Stappenplan voor het opzetten van een onderzoeksplan	117
5	Voorstel vervolgonderzoek grondwaterstandsdeling in natuurgebieden	121

Voorwoord

Dit rapport is opgesteld naar aanleiding van de discussies rond ‘numerieke verdroging’ zoals die in de periode 2006-2010 zijn gevoerd in enkele vakbladen. Alterra probeert middels dit rapport inzicht te verschaffen in wijzen van meten van grondwaterstanden en het vervolgens interpreteren van metingen in tijd en ruimte. Het initiatief voor dit onderzoek kwam vanuit de centrumhoofden Water & Klimaat en Bodem, Rik van den Bosch en Arian Steenbruggen. Het projectvoorstel en de eerste opzet van het rapport is uitgevoerd door Bram de Vos. De projectleiding was daarna in handen van Marius Heinen. Een deel van het werk is gefinancierd vanuit Kennisbasisthema ‘Duurzame ontwikkeling van de groenblauwe ruimte’. De voortgang van het werk werd door een interne Alterra Klankbordgroep begeleid onder voorzitterschap van Rik van den Bosch en Arian Steenbruggen (voorzitter); notulen werden gemaakt door Hannie Wiebing-van der Neut. De redactie van het rapport is uitgevoerd door Henk Ritzema, Marius Heinen en Gerard Heuvelink. Alle leden van de klankbordgroep zijn coauteur geworden van het rapport. Een aantal keren hebben Jaco van der Gaast en Erik Querner een vergadering van de klankbordgroep bijgewoond. Speciale dank aan Prof. Dr. Ir. Toon Leijnse, emeritus hoogleraar van de Leerstoelgroep Bodemnatuurkunde, ecohydrologie en grondwaterbeheer, Wageningen Universiteit en Prof. Dr.Ir. Marc F.P. Bierkens, hoogleraar hydrologie bij de Universiteit Utrecht voor hun kritische review van het manuscript en waardevolle suggesties voor verbeteringen.

Samenvatting

Grondwaterstanden variëren in ruimte en tijd. Bij het meten en interpreteren van grondwaterstanden spelen drie vragen. Allereerst de vraag hoe we een grondwaterstand meten op één bepaalde locatie en welke fouten we daarbij kunnen maken. Vervolgens de vraag hoe we een tijdreeks van grondwaterstanden op een locatie in een samenvattende maat kunnen karakteriseren, en ten slotte de vraag hoe we deze maat op locaties ruimtelijk kunnen opschalen naar een groter gebied.

Dit rapport beschrijft

- Hoe grondwaterstanden gemeten (moeten) worden en welke methoden in de afgelopen decennia in Nederland zijn toegepast;
- Hoe tijdreeksen van grondwaterstandmetingen temporeel kunnen worden opgeschaald naar grondwaterstandkarakteristieken;
- Hoe grondwaterstanden ruimtelijk geïnterpoleerd en geaggregeerd kunnen worden om uitspraken te doen over gebieden of kaarten te maken.

Uit de analyse blijkt dat de volgende methoden worden gebruikt:

- Vier meetmethoden om de freatische grondwaterstand te meten: (i) grondwaterstandbuizen; (ii) piëzometers; (iii) open boorgaten en (iv) veldschattingen. Hoewel deze methoden allemaal gestandaardiseerd zijn, betekent dit niet dat ze foutloze informatie opleveren.
- Vier temporele aggregatiemethoden: (i) directe berekening uit tijdreeksen; (ii) statistische modellen; (iii) procesmodellen en (iv) expertkennis.
- Vier interpolatie- en aggregatiemethoden: (i) expertkennis; (ii) steekproeftheorie; (iii) statistische modellen, en (iv) procesmodellen.

De ruimtelijke en temporele representatie van de grondwaterstand of grondwaterstandskarakteristiek in een gebied staat of valt met de juistheid van de gebruikte basisinformatie, dus de gemeten grondwaterstand. Het is belangrijk zich te realiseren dat niet iedereen dezelfde definities van grondwaterstand en grondwaterstandskarakteristieken gebruikt. Daarnaast is het uitermate belangrijk zich te realiseren dat het gemeten waterpeil niet per definitie gelijk is aan de positie van het freatisch vlak. Daarom is er een analyse uitgevoerd hoe meetfouten doorwerken naar het eindresultaat. Hierbij is onderscheid gemaakt in:

- Hoe verschillende meetmethoden en meetdieptes leiden tot verschillen of fouten in de gemeten of geschatte grondwaterstand;
- Hoe verschillende temporele aggregatietechnieken leiden tot verschillen of fouten in de geschatte grondwaterstandskarakteristiek;
- Hoe verschillende ruimtelijke interpolatie- en aggregatietechnieken leiden tot verschillen of fouten in de geschatte grondwaterstandskarakteristiek.

Enkele conclusies zijn:

1. Definities zijn niet altijd eenduidig. De begrippen peilbuis, grondwaterstandbuis en piëzometer worden door elkaar en met verschillende definities gebruikt. Een gevolg hiervan is dat niet eenduidig vastligt of de grondwaterstand of de stijghoogte is gemeten. Ook worden er verschillende definities gebruikt om de grondwaterstand te karakteriseren. De freatische grondwaterstand is de bovenste grondwaterspiegel gerekend vanaf het bodemoppervlak en eventuele schijnspiegels bepalen deze freatische grondwaterstand. Dit in tegenstelling tot de (geohydrologische) grondwaterstand die gedefinieerd is als de diepte waarop de drukhoogte in het grondwater gelijk aan nul is en waar schijnspiegels dus niet aan bijdragen.

Om verwarring te voorkomen is het essentieel expliciet aan te geven of de metingen betrekking hebben op de freatische grondwaterstand of op de (geohydrologische) grondwaterstand. Het gebruik van deze verschillende definities leidt tot bijbehorende verschillende schattingen van de GxG. Voor de GxG zijn eveneens verschillende definities gebruikt.

2. Er zijn vier methoden om de grondwaterstand op één punt te meten: grondwaterstandbuizen, piëzometers, open boorgaten en veldschattingen, die enerzijds zijn gestandaardiseerd (type buis, plaatsen, meetmethoden en gegevensopslag), maar anderzijds ruimte geven voor een eigen invulling (locatie, diepte, filterlengte, frequentie, relatie met grondsoort, etc.). Bij een grondwaterstandbuis weet je niet precies wat je meet, als deze bijvoorbeeld door een slecht doorlatende laag is geplaatst. Dit maakt interpretatie van de gemeten waarde noodzakelijk, waarbij subjectiviteit kan optreden. Bij een piëzometer wordt de stijghoogte en niet de freatische grondwaterstand meten. Bij zowel piëzometers als bij open boorgaten weet je beter wat je meet dan bij een grondwaterstandbuis, mits er bij de open boorgaten wordt geboord tot op een slecht doorlatende laag waarop een stijghoogteverschil of een schijnspiegel optreedt, en eventueel meerdere boorgaten worden gemaakt op verschillende diepten om het optreden van schijnspiegels vast te stellen. De vier meetmethoden zijn onderling beoordeeld aan de hand van een set beoordelingscriteria en het meten met een grondwaterstandbuis en/of een piëzometer komen hieruit als beste naar voren.
3. Er zijn vier temporele aggregatiemethoden: (i) directe berekening uit tijdreeks; (ii) statistische modellen; (iii) procesmodellen en (iv) expertkennis. Temporele aggregatie van een tijdreeks van grondwaterstanden tot een grondwaterstandskarakteristiek (GWK) is eenvoudig wanneer de tijdreeks voldoende lang is en een voldoende hoge meetfrequentie heeft. Bij directe berekening van de GxG op een te korte tijdreeks worden fouten geïntroduceerd. Als de tijdreeks niet voldoende lang is kan uitbreiding van de tijdreeks met statistische modellen en/of procesmodellen zinvol zijn. Als er geen tijdreeks is maar slechts enkele opnames op gericht gekozen tijdstippen dan kan stambuisregressie worden ingezet om voor deze locaties de GWK te schatten. De nauwkeurigheid van de schatting is minder groot ten gevolge van de geringere informatie. Bij tijdreeksmodellering met statistische modellen poneert men een model waarin de grondwaterstand op een zeker tijdstip een (meestal lineaire) functie is van de grondwaterstand op het vorige tijdstip en andere relevante informatie, zoals het neerslagoverschot in het tussenliggende tijdsinterval. Procesmodellen hebben als voordeel dat fysische wetten expliciet onderdeel zijn van het model. Nadelen van procesmodellering zijn dat modelbouw en modelkalibratie bewerkelijker zijn dan bij tijdreeksmodellen en dat meer invoergegevens benodigd zijn. Een aandachtspunt is dat door kalibratie afvlakking van GxGs kan optreden. Temporele opschaling kan ook met expertkennis. Een expert kan op basis van profiel- en veldkenmerken een inschatting van de GWK maken. Voorwaarde voor een goede inschatting van de GxG op basis van profiel- en veldkenmerken is een goed inzicht in de regionale hydrologie en bodemgesteldheid. Het zal in de praktijk veel voorkomen dat er meerdere aggregatiemethoden worden gecombineerd, bijvoorbeeld expertkennis in combinatie met procesmodellen of een combinatie van een procesmodel met een statistisch model.
4. Ruimtelijke interpolatie en aggregatie van grondwaterstandskarakteristieken kan met expertkennis, steekproeftheorie, statistische modellen en procesmodellen. Elk van deze methoden heeft voor- en nadelen. Experts kunnen op basis van kennis van een gebied een inschatting maken van de GWK op locaties in het gebied en van de gemiddelde GWK voor het hele gebied of delen ervan. Hierbij zullen ze niet alleen gebruik maken van de vastgestelde GWK op meetlocaties binnen het gebied (en erbuiten, als deze locaties in de buurt van het doelgebied liggen) maar ook van aanvullende informatie zoals de hoogtekaart, de bodemkaart, waterpeilen van oppervlaktewater. De steekproeftheorie kan alleen worden gebruikt voor ruimtelijke aggregatie. Bij het gebruik van deze theorie worden de locaties waarop de GWK is vastgesteld geloot volgens een bekend lotingsmechanisme. Voorbeelden zijn een enkelvoudig aselechte steekproef en een gestratificeerde enkelvoudig aselechte steekproef. In tegenstelling tot aggregatiemethoden die zijn gebaseerd op steekproeftheorie worden bij statistische modellen geen eisen gesteld aan de wijze waarop de locaties zijn geselecteerd (loting mag, maar hoeft niet). Aan het aantal locaties waarop de GWK bekend is kunnen wel eisen worden gesteld, zo is semivariogramschatting alleen mogelijk

bij ten minste 100 waarnemingen. Een ander verschil met steekproeftheoretische methoden is dat de uitkomsten van regressie, Kriging etc. alleen gelden onder bepaalde modelveronderstellingen (bijv. lineaire relaties, constante variantie van regressieresiduen, stationariteit van het semi-variogram). Procesmodellen hebben het voordeel dat allerlei (vaak niet-lineaire) fysische relaties mee kunnen worden genomen die in de eerder beschreven methoden niet kunnen worden gebruikt. Omdat procesmodellen deterministisch van aard zijn is het mogelijk om te extrapoleren naar andere situaties (in ruimte en tijd) en om maatregelen en/of scenario's door te rekenen. Een nadeel is dat vaak veel invoergegevens en procesparameters niet bekend zijn en berusten op aannames of dienen als kalibratieparameters. Kwantificering van de modelfout blijkt vaak lastig en wordt daarom vaak buiten beschouwing gelaten. Onzekerheidsanalyses en validatiestudies zijn op dit gebied nog maar weinig uitgevoerd. Ook hier geldt dat verschillende methoden kunnen worden gecombineerd. Bij een kanssteekproef kan bijvoorbeeld geloot worden in deelgebieden (strata) die zijn ontleend aan een kaart die op basis van expertkennis is gemaakt. Daarnaast willen we benadrukken dat verschillende temporele en ruimtelijke aggregatiemethoden met elkaar kunnen worden gecombineerd.

Specifieke conclusies over de doorwerking van fouten naar het eindresultaat:

- a) De fouten die kunnen optreden bij het meten van de grondwaterstand op locaties zitten niet zozeer in de meting zelf maar in de onduidelijkheid over wat er wordt gemeten: de freatische grondwaterstand in al dan niet stationaire toestand, de diepte tot een schijngrondwaterspiegel, of een stijghoogte. Voor een stationaire situatie met gemiddelde randvoorwaarden kan geschat worden wat de afwijking voor een bepaald type buis kan zijn. Voor een buis in een vrij homogeen pakket, onderhevig aan wegzijging, zal het waterpeil lager zijn dan het freatisch vlak, en in een kwelgebied hoger. De situatie wordt een stuk lastiger te interpreteren indien de buis door een slecht doorlatende tussenlaag loopt. Aanvullend worden fouten geïntroduceerd wanneer in de loop der tijd de buizen worden verplaatst, verlengd of de filterlengte (filterstelling) wordt aangepast. Daarnaast speelt bij handmatige metingen het moment van de opname en de verwerking ook een rol. De onzekerheid zit ook in de onbekendheid of ten tijde van de opname (handmatig dan wel met een drukopnemer) het waterpeil in de buis in evenwicht is met het water in de bodem (als gevolg van veranderende stroming in de bodem, veranderende luchtdruk, veranderende temperatuur). Daarnaast speelt de technische fout van de meting, welke voor druksensoren praktisch nogal eens tegenvalt. Elk van deze oorzaken kan fouten tot gevolg hebben die variëren van enkele centimeters tot tientallen centimeters. Er is echter weinig bekend over de mogelijkheid van stapeling van deze fouten, dus is het lastig om universele uitspraken te doen over de fout die kan optreden. De totale fout (verschil waterpeil versus werkelijk freatisch vlak) kan in een extreem geval oplopen tot meer dan één meter. Dit verschil mag natuurlijk niet op voorhand worden geïnterpreteerd als een verandering in de ligging van het freatische vlak. Daarvoor moeten we kijken naar de veranderingen in de tijd van het werkelijke freatische vlak.
- b) Meetreeksen van het waterpeil in een buis worden vaak samengevat via een temporeel geaggregeerde grondwaterstandskarakteristiek (GWK), meestal GxG. Belangrijk hierbij is wederom dat wordt uitgegaan van een unieke definitie van zo'n GWK. Het blijkt echter dat nog steeds verschillende definities naast elkaar worden gehanteerd. Een GWK wordt soms ook geschat uit meetreeksen die te kort zijn. Ook kan het voorkomen dat een meetreeks gegevens bevat van meerdere buizen, omdat een buis is verplaatst of verlengd, al dan niet aangevuld met modelberekende (tijdreeksmodel, mechanistisch model) waterstanden. Ook is het vaak niet duidelijk of dieptes tot schijngrondwaterspiegels in rekening worden gebracht bij het schatten van de GWK's. Omdat het hier om vervolgiinterpretaties gaat, is de kans op verschillende wijzen van interpreteren groot, waardoor verschillen (fouten) ontstaan. Bij temporele aggregatie middelen de fouten in grondwaterstandswaarnemingen deels uit maar worden ook nieuwe foutenbronnen geïntroduceerd, waardoor de fout in de GxG op buislocaties kan oplopen tot enkele decimeters en in bepaalde gevallen tot zelfs meer dan een meter. Over het algemeen zijn de fouten groter op locaties waar korte tijdreksen beschikbaar zijn.
- c) Bij ruimtelijke interpolatie neemt de fout alleen maar toe en is, uiteraard afhankelijk van het gebied en de gebruikte methode, gemiddeld zo'n 20 tot 50 cm groot. Anderzijds verkleint ruimtelijke aggregatie de fout

weer omdat het toevallige deel van de fout grotendeels wordt uitgemiddeld. Er zijn diverse methoden voor het meten van de grondwaterstand en voor temporele en ruimtelijke aggregatie. Hoewel de verschillende methoden voor- en nadelen hebben en sommige nauwkeuriger uitkomsten geven dan andere, is hier toch niet gemakkelijk de vinger achter te krijgen. Hieraan is onder andere debet dat methoden op verschillende datasets en in verschillende gebieden zijn uitgevoerd zodat een objectieve vergelijking mank gaat. Een ander belangrijk probleem is dat kwantificering van de nauwkeurigheid met validatie veronderstelt dat voldoende onafhankelijke waarnemingen van de doelvariabele (bv GxG) met verwaarloosbare meetfout beschikbaar zijn. In de praktijk zijn validatiewaarnemingen zeker ook niet foutloos en daarnaast vaak via preferente bemonstering verkregen. Daarnaast komen de locaties van de validatiewaarnemingen vaak niet exact overeen met de locaties waarvoor een voorspelling is gedaan, zodat een deel van de verschillen feitelijk wordt veroorzaakt door ruimtelijke variabiliteit.

Wij concluderen dat in de afgelopen zestig jaar de methodieken om freatische grondwaterstanden te meten en te interpreteren zijn veranderd. Afhankelijk van het doel van het onderzoek zijn verschillende methodieken toegepast om puntwaarnemingen in de tijd en ruimte te extrapoleren om uiteindelijk tot een gebiedsdekkende predictie van de grondwaterkarakteristiek te komen. Elke methodiek is gebaseerd op een combinatie van technieken om de gemeten grondwaterstanden te analyseren en vervolgens een temporele aggregatie en een ruimtelijke interpolatie te maken. Het gebruik van een combinatie van methoden en technieken heeft geleid tot een beter begrip van de onderzochte systemen. Bij geen van deze methodieken is echter systematisch in kaart gebracht hoe fouten in de waarnemingen of onnauwkeurigheden in de temporele en/of ruimtelijke interpolatie en aggregatie doorwerken in het eindresultaat. Dus de vraag of de verdroging systematisch wordt onder- of overschat is niet eenduidig te beantwoorden. De vraag of de in de afgelopen zestig jaar veranderde methodiek om freatische grondwaterstanden te meten en te interpreteren heeft geleid tot relevante systematische verschillen in de grondwaterkarakteristieken en hoe deze eventuele systematische fouten kunnen worden gecorrigeerd is ook niet eenduidig te beantwoorden.

Verreweg de belangrijkste aanbevelingen zijn dat bij elk onderzoek duidelijk moet worden aangegeven welke combinatie van de genoemde methoden en technieken wordt gekozen en welke meetgegevens op welke locaties op welke diepte in relatie tot bodemprofiel en waterhuishouding kunnen worden gebruikt om de onderzoeksvraag te beantwoorden. Om te voorkomen dat er verschillende definities worden gebruikt, stellen wij voor de in Tabel 2.1 geselecteerde definities van hydrologische grootheden consequent te gebruiken.

Het is essentieel dat vooraf een analyse wordt gemaakt over de nauwkeurigheid van de te verwachten uitkomsten en te analyseren of deze nauwkeurigheid voldoende is om de uit de probleemanalyse voorkomende onderzoeksvragen daarmee beantwoord kunnen worden. Om een dergelijk analyse te kunnen maken moeten de volgende stappen iteratief doorlopen worden:

1. Definitie van de onderzoeksvraag;
2. Selectie van de onderzoeksmethodiek;
3. Verzamelen van beschikbare gegevens;
4. Analyse van bestaande gegevens;
5. Opstellen van het onderzoeksprogramma;
6. Verzamelen van additionele gegevens;
7. Analyse van de gegevens;
8. Gebruik model(len);
9. Interpretatie van de uitkomsten;
10. Rapportage.

Verschiedende stappen zullen meerdere keren doorlopen moeten worden omdat aannames en veronderstellingen die nodig zijn om een stap te kunnen doorlopen bij een volgende stap niet haalbaar kunnen blijken.

Om een objectieve en modelonafhankelijke schatting van de grondwaterkarakteristiek voor een bepaald gebied te maken is het nodig dat onafhankelijke validatiegegevens worden verzameld op locaties in het gebied die met een kanssteekproef zijn bepaald. Alleen dan kan een uitspraak als “de vlakgemiddelde GHG in dit gebied is ten gevolge van een ingreep xx cm gezakt” zonder oncontroleerbare veronderstellingen worden getoetst. De bestaande peilbuizen in een gebied voldoen echter vrijwel nooit aan de eis dat de locaties met een kanssteekproef zijn geloot, enkele kleine gebieden uitgezonderd. Met andere woorden, op dit moment is het niet mogelijk om voor een groter gebied met een bestaande peilbuizenset de ruimtelijke geaggregeerde fout in de GWK zonder modelveronderstellingen of een oordeel van experts te schatten.

Tot nu toe is dus niet op een objectieve wijze vastgesteld of veranderingen in de grondwaterstandsdiepte in natuurgebieden met grondwaterafhankelijke natuur systematisch onjuist worden geschat. Om wel een onafhankelijke en zuivere schatting van de vlakgemiddelde fout te kunnen geven en om de betrouwbaarheid van deze schatting te kunnen kwantificeren dient een nieuw netwerk van peilbuizen in het nader te specificeren doelgebied te worden opgezet. Hierbij is cruciaal dat het doelgebied precies is gedefinieerd en afgebakend en dat het netwerk een nader te bepalen kanssteekproef uit de populatie (het doelgebied) is.

1 Inleiding

1.1 Probleemstelling

Beleidsmakers en uitvoerders hebben betrouwbare informatie over de grondwaterstand nodig om beslissingen te kunnen nemen voor inrichting en beheer van onze leefomgeving. Omdat wij niet overal, altijd, en foutloos kunnen meten is deze informatie nooit perfect en zal er altijd een risico zijn van een ‘verkeerde’ beslissing als gevolg van onvolledige of onnauwkeurige informatie. Het is belangrijk om de nauwkeurigheid van informatie over de grondwaterstand te kennen, zodat kan worden beoordeeld of deze toereikend is om verantwoorde beslissingen te kunnen nemen. De laatste jaren zijn verschillende artikelen en rapporten verschenen over het meten van freatische grondwaterstanden en de fouten die daarbij worden gemaakt. Van der Gaast *et al.* (2006a; 2008) introduceerden de term ‘numerieke verdroging’, die refereert aan het onjuist schatten van (freatische) grondwaterstandskarakteristieken als gevolg van veranderingen in meten en interpreteren van grondwaterstanden. Over de oorzaken van ‘numerieke verdroging’, de mate waarin dit mogelijk optreedt en de relevantie hiervan wordt echter verschillend gedacht (Boukes, 2008; Van Ek *et al.*, 2008; Maas, 2008a,b; Maas *et al.*, 2008; Querner & Van Bakel, 2010). Het meest genoemde punt is de overschatting van de verticale weerstand. Een ander discussiepunt is dat metingen met elkaar zijn vergeleken die op verschillende locaties zijn verricht (metingen in buizen versus metingen in boorgaten) en dat verschillen als gevolg van ruimtelijke variatie tussen de locaties niet zijn verdisconteerd.

De term ‘numerieke verdroging’ is uitermate verwarrend omdat dit een containerbegrip is van oorzaken die kunnen leiden tot minder correcte grondwaterstandinformatie omdat (i) de definitie in de loop der tijd meerdere keren is veranderd/bijgesteld en; (ii) fouten in het meten en interpreteren van grondwaterstanden niet alleen een numerieke oorzaak hebben en niet uniek gerelateerd zijn aan het beleidsveld verdroging. Er is onvolledige duidelijkheid welke fouten optreden bij het meten van de grondwaterstand en hoe deze doorwerken en welke additionele fouten worden geïntroduceerd bij verwerking en interpretatie van grondwaterstanden om tot grondwaterstandskarakteristieken te komen. Fouten in de gemeten freatische grondwaterstanden en afgeleide grondwaterstandskarakteristieken moeten daarom worden gekwantificeerd en de relevantie voor beleid en uitvoering beoordeeld.

Bovenstaande beschrijving is gebaseerd op Van der Bolt *et al.* (2010) waarin een duidelijk beeld van de stand van zaken wordt geschetst. Belangrijke conclusie en aanbeveling in dit artikel is aandacht te besteden aan het meten en interpreteren van grondwaterstanden en de fouten die daarbij optreden.

1.2 Achtergrond

Grondwaterstanden variëren in ruimte en tijd. We kunnen onderscheid maken in

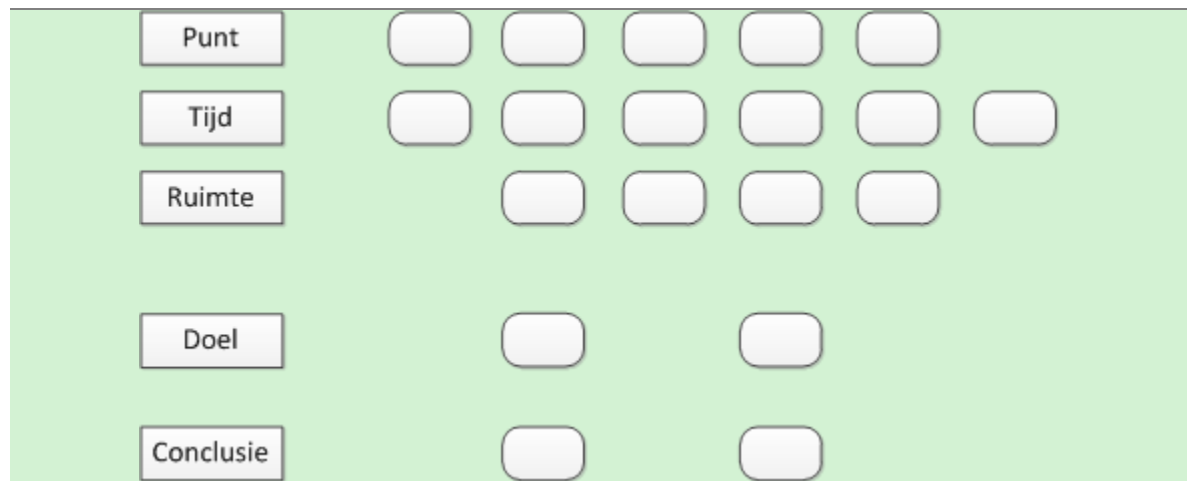
- min of meer cyclische variaties in de tijd als gevolg van seizoensvariatie in neerslag en verdamping, en in grote delen van Nederland ook peilbeheer,
- meer of minder plotselinge veranderingen als gevolg van waterhuishoudkundige ingrepen zoals het introduceren van drains of sloten, dempen van sloten, veranderend landgebruik, of als gevolg van grondwateronttrekking, en
- veranderingen over lange termijn, bijvoorbeeld als gevolg van langzaam veranderende klimatologische omstandigheden.

In de 20e eeuw, vooral tussen 1950 en 1980, zijn grondwaterstanden in landbouwgebieden verlaagd om vooral de landbouwkundige productie te optimaliseren. Ook de toegenomen grondwateronttrekking zorgde in die periode voor een verlaging van de grondwaterstand. In het compendium voor de leefomgeving (2003) lezen we: “*De gemiddelde stijghoogte van het diepe grondwater in Nederland, is de afgelopen 50 jaar met ruim 30 centimeter afgenomen (Kremers & Van Geer, 2000)*”, en “*In grote delen van hoog Nederland is de stand van het ondiepe grondwater met 20 tot 40 centimeter gedaald. Plaatselijk is er zelfs sprake van een daling van 40 tot 120 centimeter (Bron: Alterra; Van der Sluijs & Van Heesen, 1989).*” Door deze grondwaterstandverlaging trad ook een verlaging van de grondwaterstanden in (aangrenzende) natuurgebieden op. In een recente studie stellen Hoogland *et al.* (2008) vast dat volgens een veldschattingsmethode de gemiddelde voorjaarsgrondwaterstand 45 cm, en volgens gerichte opnames 62 cm, lager is dan gewenst voor de grondwaterafhankelijke natuur (het zogeheten Gewenste Grond- en Oppervlaktewaterregime, GGOR, zie Vierde Nota Waterhuishouding (Ministerie van Verkeer & Waterstaat, 1998). Runhaar *et al.* (2003) concluderen op basis van een studie in het gebied Strijper Aa door Van Delft *et al.* (2002) dat deze verlaging structureel voorkomt.

Bij vraagstukken waarbij de grondwaterstand centraal staat wordt een bepaald doel voor ogen gesteld en een werkwijze gekozen om de vraag te kunnen beantwoorden. Verschillende vraagstukken kennen verschillende doelen en werkwijzen, en daarmee verschillende conclusies. In het ideale geval zal de te volgen werkwijze duidelijk volgen uit de vraagstelling en doelstelling, maar in de praktijk worden vaak meerdere werkwijzen gevolgd, waardoor er afhankelijk van de gevolgde werkwijze vaak verschillende conclusies worden getrokken. In dit rapport besteden we aandacht aan de werkwijzen die gevolgd kunnen worden bij het meten en interpreteren van grondwaterstanden. Hierbij kunnen drie vragen onderscheiden worden.

1. Allereerst dient de vraag te worden beantwoord hoe we een grondwaterstand meten op één bepaalde locatie en op één tijdstip, en welke fouten we daarbij kunnen maken.
2. Vervolgens is de vraag hoe we een tijdreeks van grondwaterstanden op een locatie in een samenvattende maat kunnen karakteriseren (aggregatie in de tijd).
3. Hoe kunnen we deze maat op locaties ruimtelijk opschalen of interpoleren naar een groter gebied (ruimtelijke aggregatie of interpolatie).

We hebben te maken met verschillende meetmethodes op puntniveau, met verschillende methodes of technieken om gemeten grondwaterstanden samen te vatten in de tijd of in de ruimte. Vervolgens moet dit gekoppeld worden aan de vraag- en doelstellingen waarna conclusies getrokken kunnen worden. Figuur 1.1 geeft dit schematisch weer. De lege blokjes in de rijen geven verschillende methodes weer. De vraag is welke blokjes en welke wegen tussen de blokjes relevant zijn gegeven een bepaald doel (vraag) om tot een conclusie te komen.



Figuur 1.1

Er zijn verschillende methodes beschikbaar om grondwaterstanden op puntniveau te meten, en er zijn diverse methodes beschikbaar om deze informatie vervolgens in de tijd of ruimte te aggregeren of interpoleren. Uiteindelijk moet deze informatie leiden tot de beantwoording van de centrale vraag of doelstelling in de vorm van een conclusie

1.3 Doelstelling

Deze studie verkent hoe freatische grondwaterstanden moeten worden gemeten, hoe deze metingen temporeel en ruimtelijk opgeschaald kunnen worden, welke toevallige en systematische fouten bij het meten en opschalen optreden, hoe groot deze fouten zijn en hoe deze doorwerken in het eindresultaat.

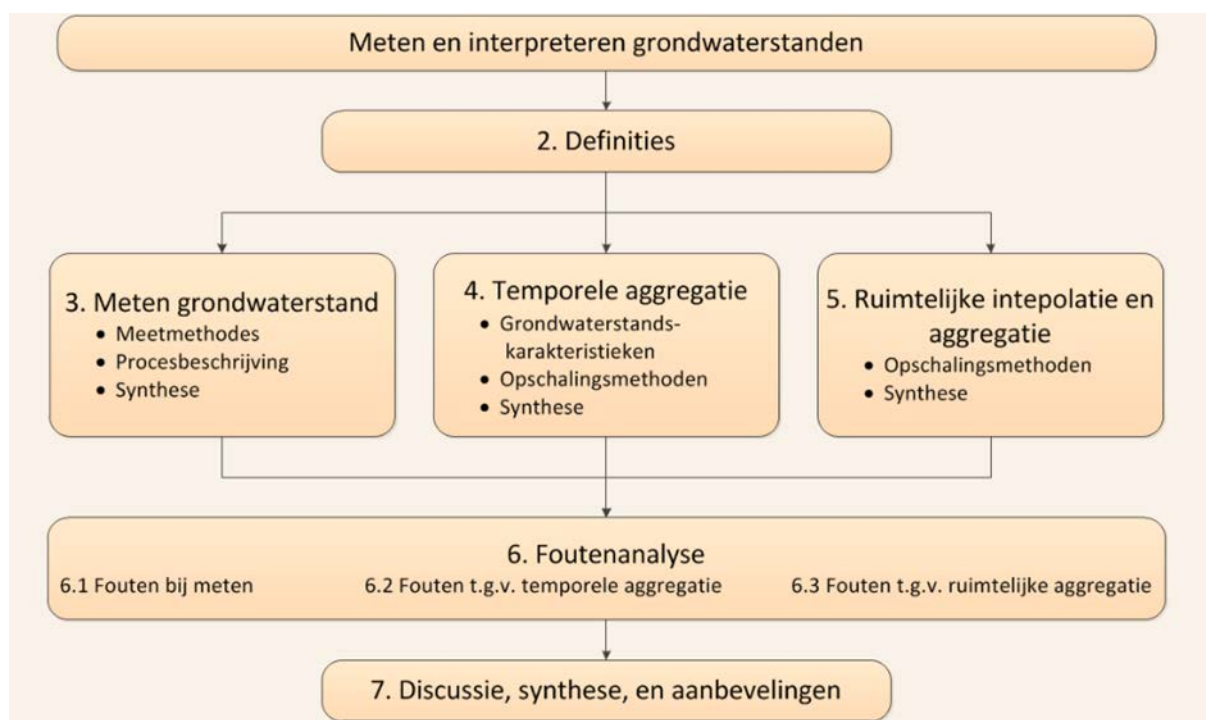
Hiermee kan worden aangegeven hoe de vraag te beantwoorden of de in de afgelopen zestig jaar veranderde methodiek om freatische grondwaterstanden te meten en te interpreteren waar en in welke mate heeft geleid tot relevante systematische verschillen in de grondwaterkarakteristieken, en hoe deze eventuele systematische fouten kunnen worden gecorrigeerd door aanpassing van historische meetreeksen en/of door aanpassing van de methode waarop freatische grondwaterstanden worden gemeten.

De resultaten van deze analyse kunnen worden gebruikt om het benodigde onderzoek te initiëren waaruit moet blijken hoe groot de foutieve schatting van de freatische grondwaterstand in welke gebieden is en wat de beleidsmatige en maatschappelijke gevolgen zijn voor genoemde beleidsterreinen. Afhankelijk van het resultaat kan worden gezien of correcties van historische reeksen en/of de methode van meten van freatische grondwaterstanden nodig zijn.

1.4 Werkwijze en leeswijzer

Omdat voor diverse begrippen (verdroging, grondwaterbuis, ...) verschillende definities bestaan of worden gehanteerd, is het nodig om, voordat we een degelijke foutenanalyse kunnen uitvoeren, eenduidig vast te stellen welke definities we hanteren in dit rapport en welke beoordelingscriteria zullen worden gehanteerd (Hoofdstuk 2). Daarna worden in drie afzonderlijke hoofdstukken de basisbeschrijvingen gegeven over (Figuur 1.2):

- Hoe grondwaterstanden gemeten (moeten) worden en welke methoden in de afgelopen decennia in Nederland zijn toegepast (Hoofdstuk 3).
- Hoe tijdreeksen van grondwaterstandmetingen temporeel kunnen worden opgeschaald naar grondwaterstandkarakteristieken (Hoofdstuk 4).
- Hoe grondwaterstanden ruimtelijk geïnterpoleerd en geaggregeerd kunnen worden (Hoofdstuk 5).



Figuur 1.2

Schematische weergave van de opzet van dit rapport

De ruimtelijke en temporele representatie van de grondwaterstand of grondwaterstandskarakteristiek in een gebied staat of valt met de juistheid van de gebruikte basisinformatie, dus de gemeten grondwaterstand. Daarom is er behoefte om te analyseren hoe meetfouten doorwerken naar het eindresultaat. In Hoofdstuk 6 gaan we na:

- Hoe verschillende meetmethodes en meetdieptes leiden tot verschillen in de gemeten of geschatte grondwaterstand (Paragraaf 6.1).
- Hoe verschillende temporele aggregatietechnieken leiden tot verschillen of fouten in de geschatte grondwaterstandskarakteristiek (Paragraaf 6.2).
- Hoe verschillende ruimtelijke interpolatie- en aggregatietechnieken leiden tot verschillen of fouten in de geschatte grondwaterstandskarakteristiek (Paragraaf 6.3).

In Hoofdstuk 7 geven we de discussies uit de voorgaande hoofdstukken opnieuw weer, zodat dit hoofdstuk op zichzelf leesbaar is. Op basis van de discussie en synthese in Hoofdstuk 7 kunnen toekomstige meetcampagnes opgesteld worden. Deze kunnen dan zowel gericht zijn op verbeterde meting van de grondwaterstand, op vergelijking van meetmethodes, als ook op verbeterde schatting van grondwaterstandskarakteristieken op locaties en ruimtelijke aggregaties ervan, inclusief deugdelijke kwantificering van bijbehorende schattingsfouten. Om een objectief beeld te krijgen van het effect van filterstelling op grondwaterstandsmeting wordt als aanbeveling voorgesteld om een objectief veldonderzoek uit te voeren met locaties die zijn geselecteerd door middel van een kanssteekproef.

2 Definities

2.1 Hydrologische grootheden

In de literatuur worden verschillende termen gebruikt voor dezelfde instrumenten, variabelen en grootheden. Zo komen we onder andere tegen: grondwaterstandbuis, peilbuis of landbouwbuis. Er wordt gesproken over grondwaterstand, grondwaterstanddiepte of de potentiaal van het water. Wat bedoelen we nu precies? Zijn we geïnteresseerd in de diepte van de grondwaterstand ten opzichte van het bodemoppervlak of zijn we geïnteresseerd in de potentiaal van het water in verband met waterstroming? In Bijlage 1 is een overzicht gegeven van alle definities zoals we die in de literatuur met betrekking tot grondwaterstanden en verdroging zijn tegengekomen. Hierbij is onder andere gebruik gemaakt van de beschrijvingen in de NNI-normen (Nederlands Normalisatie Instituut) en van de hydrologische woordenlijst zoals die is opgenomen in de Aquo-standaard (Aquo-standaard, 2010). We zullen hier de belangrijkste definities geven zoals wij die in ons rapport gebruiken (Tabel 2.1).

Bij onderzoek naar de kwantitatieve aspecten van de watervoorziening van natuurgebieden gaat het bij verdroging vooral om de watervoorziening van de vegetatie. De afstand van de wortelzone tot het grondwater in combinatie met de bodemeigenschappen is een indicator voor deze watervoorziening. De diepte van de freatische grondwaterstand is daarom redelijke maat voor deze indicator, omdat zowel de diepte van de wortelzone als de afstand tot het grondwater ten opzichte van het (lokale) bodemoppervlak worden uitgedrukt (veel beter is het om ook de fysische eigenschappen van de ondergrond mee te nemen). Voor het berekenen van waterstroming kan de grondwaterstand gebruikt worden, die naar een potentiaal vertaald kan worden.

Tabel 2.1

Definities van enkele hydrologische grootheden zoals gebruikt in dit rapport

Hydrologische grootheid	Omschrijving
Drukhoogte	potentiaal van het bodemwater ten gevolge van de interactie tussen bodemwater en de matrix; uitgedrukt in een energiehogte-equivalent (m)
Freatische grondwaterspiegel	freatisch vlak: bovenste grondwaterspiegel beschouwd vanaf het bodemoppervlak
Gerichte opname	Meting van de grondwaterstand op een vooraf vastgestelde of willekeurig gekozen plaats en vooraf gekozen tijdstip
Gemiddeld Hoogste Grondwaterstand (GHG)	Gemiddelde van de HG3 over een periode van 30 jaar onder gegeven klimatologische en waterhuishoudkundige omstandigheden.
Gemiddeld Laagste Grondwaterstand (GLG)	Gemiddelde van de LG3 over een periode van 30 jaar onder gegeven klimatologische en waterhuishoudkundige omstandigheden
Grondwater	al het water dat zich onder het bodemoppervlak in de verzadigde zone bevindt en dat in direct contact met bodem of ondergrond staat
Grondwaterspiegel	het vlak door de punten waar het grondwater een drukhoogte gelijk nul heeft
Grondwaterstand	de hoogte ten opzichte van een referentieniveau (meestal t.o.v. N.A.P; soms ook t.o.v. maaiveld) van een punt waar het grondwater een drukhoogte gelijk nul heeft (m)

Hydrologische grootheid	Omschrijving
Grondwaterstandbuis	peilbuis met een betrekkelijk kort filter (meestal 0,5 of 1 m lengte) waarvan de onderkant zich op korte afstand onder de grondwaterspiegel bevindt zodat de gemeten stijghoogte weinig van de grondwaterstand afwijkt
Grondwaterstandsdiepte	de afstand tussen het grondoppervlak (bodempoppervlak) en de grondwaterstand (m)
Grootheid	meetbare eigenschap, zoals lengte of massa
Gemiddelde Voorjaars Grondwaterstand (GVG)	Gemiddelde van de VG3 over een periode van 30 jaar onder gegeven klimatologische en waterhuishoudkundige omstandigheden
GxG	korte weergave van GLG, GHG en GVG (zie aldaar)
HG3	gemiddelde van de drie hoogste grondwaterstanden in een hydrologisch jaar (1 april t/m 31 maart) bij een meetfrequentie van tweemaal per maand (rond de 14 ^e en 28 ^e)
LG3	gemiddelde van de drie laagste grondwaterstanden in een hydrologisch jaar (1 april t/m 31 maart) bij een meetfrequentie van tweemaal per maand (rond de 14 ^e en 28 ^e).
Peilbuis	geperforeerde buis waarin een grondwaterstand wordt gemeten; het geperforeerde gedeelte (filter) bestrijkt minimaal de zone waarin de grondwaterstand fluctueert
Piëzometer	buis met een zeer kort geperforeerd gedeelte (filter), waarmee de stijghoogte ter plekke van het filter wordt gemeten
Schijngrondwaterspiegel	grondwaterspiegel van een grondwaterlichaam gelegen op een slecht doorlatende laag waaronder een onverzadigde zone voorkomt; op nog grotere diepte bevindt zich een volgende grondwaterspiegel die via het grondwater in verbinding kan staan met het grotere (regionale) grondwaterlichaam
Stijghoogte	Totale potentiaal van het water, uitgedrukt als energiehoogte-equivalent (m). Bij het gebruik van de stijghoogte dient een referentieniveau gekozen te worden en worden andere deelpotentialen dan de drukhoogte en de plaatshoogte vaak verwaarloosd (zie Bijlage 1)
Tensiometer	instrument waarmee de drukhoogte van het bodemwater kan worden gemeten
Variabele	grootheid die in waarde kan veranderen
Veldschatting	veldschattingen (van de GxG) zijn gebaseerd op profiel- en veldkenmerken en gemeten grondwaterstanden in boorgaten en grondwaterstandbuizen
Verdroging	alle nadelige effecten op natuurwaarden als gevolg van een, door menselijk ingrijpen, structureel lagere grond- en/of oppervlaktewaterstand dan gewenst of als gevolg van de aanvoer van gebiedsvreemd water ter bestrijding van de lagere waterstanden (Verkeer & Waterstaat, 2009)
VG3	gemiddelde van de grondwaterstanden op 14 maart, 28 maart en 14 april in een bepaald kalenderjaar

2.2 Fouten en onzekerheden bij puntmetingen van de grondwaterstand

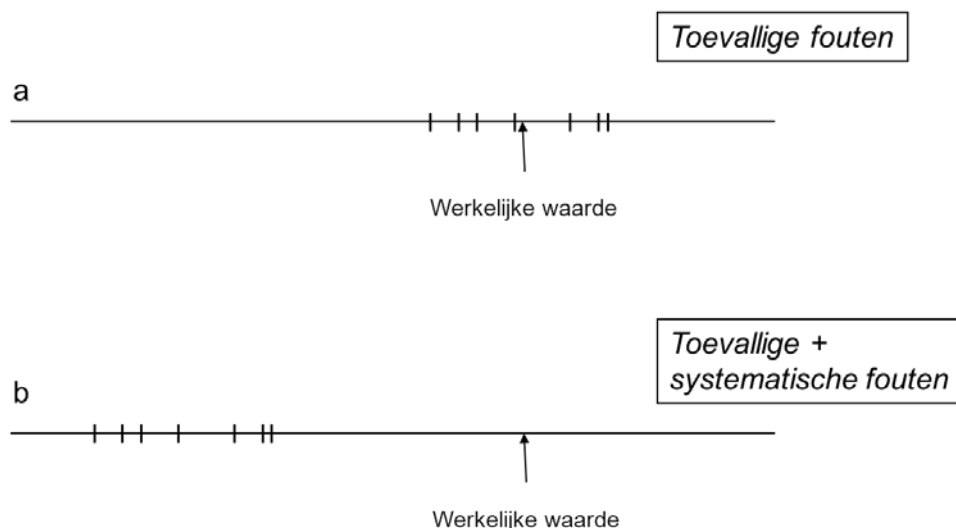
De ruimtelijke en temporele representatie van de grondwaterstand of grondwaterstandskarakteristiek in een gebied staat of valt met de juistheid van de gebruikte basisinformatie, dus de gemeten grondwaterstand. Daarom is er behoefte om te analyseren hoe meetfouten doorwerken naar het eindresultaat.

Fouten kunnen ingedeeld worden in twee soorten fouten: systematische fouten en toevallige fouten (Squires, 1972; Figuur 2.1). Een systematische fout heeft de eigenschap dat hij constant is voor een serie waarnemingen. Een toevallige fout varieert en heeft evenveel kans om positief als om negatief te zijn. De grootte van toevallige fouten kan geschat worden met behulp van statistische methoden. Voor systematische fouten bestaat er niet zo'n algemene methode. De beste benadering is om systematische fouten te beschouwen als fysische effecten die moeten worden gevonden en dan geëlimineerd of in rekening gebracht. Er bestaan daarvoor geen algemene regels. Alles wat men kan doen is nadenken over de gebruikte methode en daarbij voortdurend de grootste achterdocht tegen de apparatuur koesteren en deze dus regelmatig te testen en te kalibreren. Voor de rest is experimenteerervaring het enige wat helpt. Tabel 2.2 geeft definities voor diverse fouten, nauwkeurigheid, onzekerheid en betrouwbaarheid, zoals we die in dit rapport gebruiken.

Tabel 2.2

Definities van fouten, nauwkeurigheid, en onzekerheid zoals gebruikt in dit rapport

Definitie	Omschrijving
Fout	Verschil tussen de werkelijke en veronderstelde (gemeten) waarde van een variabele.
Nauwkeurigheid	De mate van overeenstemming van een gemeten of berekende variabele met de werkelijke waarde van die variabele.
Onzekerheid	De mate waarin een individu of groep mensen vertrouwen heeft in een representatie van de werkelijkheid; naarmate deze representatie minder nauwkeurig is neemt het vertrouwen af en de onzekerheid toe.
Schattingsfout	Verschil tussen de werkelijke en geschatte waarde van een variabele.
Standaardfout	Standaardafwijking van de schattingsfout.
Standaardafwijking	Maat voor de spreiding van een variabele, synoniem aan standaarddeviatie en gelijk aan de vierkantswortel van de variantie.
Systematische fout	Fout die een vaste waarde (positief of negatief) aanneemt in een serie waarnemingen waarbij de grondwaterstand herhaaldelijk wordt gemeten op een vaste locatie en vast tijdstip.
Toevallige fout	Fout die telkens een andere waarde aanneemt in een serie waarnemingen en die voor een grote serie metingen wordt uitgemiddeld tot nul.



Figuur 2.1

Een serie metingen: a) met alleen toevallige fouten, en b) met zowel toevallige als systematische fouten. Elk streepje duidt het resultaat van één meting aan (Squires, 1972)

2.3 Beoordelingscriteria

In Hoofdstukken 3 t/m 5 worden de bestaande methoden om grondwaterstanden te meten, de temporele aggregatie en de ruimtelijke interpolatie en aggregatie geïnventariseerd. Om de verschillende methoden te kunnen vergelijken hebben wij gekozen voor de criteria gegeven in Tabel 2.3. Deze criteria zijn ontleend aan criteria die zijn opgesteld door STOWA om de bestaande GxG-karteringsmethoden te vergelijken (Winters & Van den Berg, 2006), aangevuld met criteria die zijn opgesteld voor een WOT Natuur & Milieu studie over interpolatietechnieken (Knotters *et al.*, 2010, paragraaf 1.1).

Tabel 2.3

Beoordelingscriteria zoals gebruikt in dit rapport om verschillende methoden te kunnen vergelijken (naar Winters & Van den Berg, 2006, en Knotters *et al.*, 2010).

Beoordelingscriterium	Omschrijving
Detailniveau	Onder het detailniveau (schaalniveau) wordt de mate van detail (resolutie) in ruimte en/of tijd verstaan. Deze is afhankelijk van de opnamedichtheid (ruimte) en opnamefrequentie (tijd) van de grondwaterstanden en de bruikbaarheid van meetgegevens.
Doorrekenen scenario's	Scenario's worden gebruikt om de effecten van verschillende hydrologische ingrepen te bepalen. Scenarioberekeningen veronderstellen extrapolatie en zijn om die reden alleen toepasbaar met methoden die een deterministisch model als interpolator gebruiken.
Doorlooptijd	De doorlooptijd van methoden betreft de duur van de periode waarover metingen en/of peilbuisopnames, c.q. analysemethode worden uitgevoerd.
Nauwkeurigheid	Nauwkeurigheid is de mate van overeenstemming van een gemeten of berekende variabele met zijn daadwerkelijke waarde; de nauwkeurigheid is groot bij een hoge mate van overeenstemming (Tabel 2.2).

Beoordelingscriterium	Omschrijving
Gebruik aanvullende gegevens	Naast gegevens van de grondwaterstand kunnen ook andere gegevens gebruikt worden om het inzicht in de werking van het (grond)watersysteem te verhogen. Hierdoor kan met weinig gegevens soms toch een redelijk beeld verkregen worden. Hierbij kan gedacht worden aan afvoergegevens van het oppervlaktewater en neerslaggegevens, verdampingsreeksen of observaties van hoogteligging en begroeiing.
Fluxen bepalen	Omdat we geïnteresseerd zijn in de verandering van de grondwaterstand in de tijd, is het van belang te meten welke fluxen de verandering van de grondwaterstand beïnvloeden (kwel, wijziging, enz.), dus het is hier van belang in welke mate deze fluxen kunnen worden gemeten of berekend.
Extrapoleerbaarheid	Extrapoleerbaarheid wijst op de mate waarin het resultaat van een observatie, meting of schatting gegeneraliseerd kan worden naar andere situaties waarin weinig of geen observaties, metingen of schattingen beschikbaar zijn.
Reproduceerbaarheid	Reproduceerbaarheid is de mate waarin de resultaten van waarnemingen bij herhaling dezelfde uitkomsten opleveren.
Objectiviteit	Objectiviteit is de mate waarin een observatie, meting of schatting afhangt van de werkwijze of methode die wordt gehanteerd en de aannames die hierbij worden gemaakt. Dus is objectiviteit een maat voor de exactheid van de wijze waarop de feiten worden doorgegeven, zonder dat er een persoonlijke mening in is verwerkt.
Ontwikkel- en gebruiksgemak	Ontwikkel- en gebruiksgemak is een indicatie over de gebruikersvriendelijkheid van de toegepaste methode.
Kwantificering onzekerheid	De mate waarin de fouten en onzekerheden van een meetmethode zijn te kwantificeren.
Toepassing bij weinig gegevens	De mate waarin uitspraken kunnen worden gedaan in de ruimte en/of tijd.
Interpoleren als tussenstap bij ruimtelijke opschaling	De mate waarin ruimtelijke interpolatie zichtbaar kan worden gemaakt.

2.4 Synthese over het gebruik van definities

In dit hoofdstuk zien we dat definities niet altijd eenduidig zijn. De begrippen peilbuis, grondwaterstandbuis en piëzometer worden door elkaar en met verschillende definities gebruikt. Een gevolg hiervan is dat niet eenduidig vastligt of de grondwaterstand of de stijghoogte is gemeten. Ook worden er verschillende definities gebruikt om de grondwaterstand te karakteriseren. De freatische grondwaterstand is de bovenste grondwaterspiegel gerekend vanaf het bodemoppervlak (Tabel 2.1), eventuele schijnspiegels bepalen deze freatische grondwaterstand. Dit in tegenstelling tot de (geohydrologische) grondwaterstand die gedefinieerd is als de diepte waarop de drukhoogte in het grondwater gelijk aan nul is (Tabel 2.1) waar schijnspiegels niet aan bijdragen. Om verwarring te voorkomen is het essentieel expliciet aan te geven of de metingen betrekking hebben op de freatische grondwaterstand of op de (geohydrologische) grondwaterstand. Het gebruik van deze verschillende definities leidt tot bijbehorende verschillende schattingen van de GxG. Voor de GxG zijn overigens eveneens verschillende definities gebruikt, wij hanteren om fouten te voorkomen de definitie (Tabel 2.1) waarin de GxG's worden geschat voor een reeks met een lengte van 30 jaar.

3 Meten van de grondwaterstand op één punt

3.1 Doel van dit hoofdstuk

Voor veel onderzoek en beleidsvragen met betrekking tot landbouw of natuur is het gewenst te weten waar de grondwaterstand (freatisch grondwaterspiegel) zich bevindt. Dat kan zijn ten opzichte van het maaiveld of ten opzichte van een lokaal of nationaal vast referentievlak (bijvoorbeeld ten opzichte van NAP). Het idee is dat we dit ter plaatse kunnen vaststellen door het plaatsen van een (gedeeltelijk) geperforeerde buis of boorgat waarin vervolgens de positie van het waterpeil wordt geregistreerd.

We beschrijven in detail de diverse manieren waarop grondwaterstanden worden gemeten. We onderzoeken welke meetmethoden in de loop der jaren zijn gebruikt (1950-heden) en wat er is veranderd in de manier van meten. Als we weten op welke wijze de grondwaterstanden nu en in het verleden zijn en worden gemeten, dan kunnen we een gerichte analyse maken van het tot stand komen van een gemeten grondwaterstand op één meetpunt en tijdstip. We beperken ons hier tot een puntmeting in zowel ruimte als tijd, we beschrijven de meetmethodes (Paragraaf 3.2), het proces van de stroming naar een peilbuis (Paragraaf 3.3) en besluiten met een synthese (Paragraaf 3.3) en conclusies (Paragraaf 3.4).

3.2 Meetmethoden

3.2.1 Types van waarnemingen

In Nederland worden grondwaterstanden geschat met de volgende methoden:

- Peilbuizen, die worden onderverdeeld in
 - Grondwaterstandbuizen en
 - Piëzometers
- Open boorgaten
- Veldschattingen.

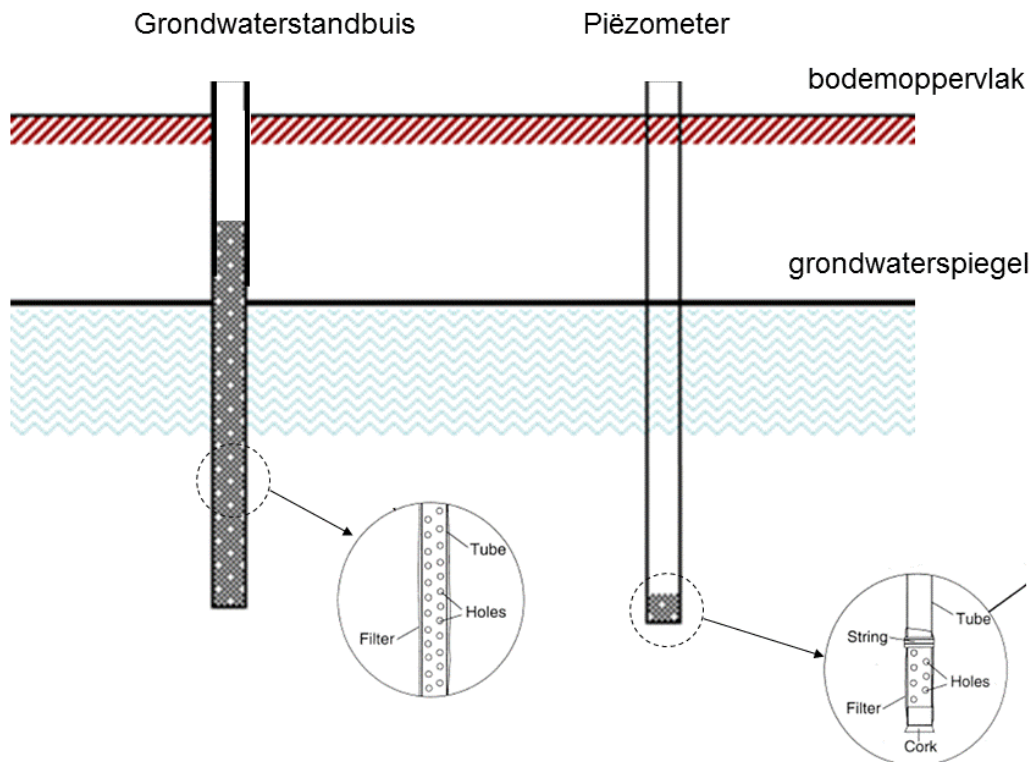
Tensiometers, die oorspronkelijk zijn ontwikkeld om de vochtspanning in de onverzadigde zone te meten, worden tegenwoordig ook gebruikt voor het meten van ondiepe grondwaterstanden (< 1 m) (persoonlijke communicatie H. Vroon, 2010). Tensiometers worden echter nog niet op grote schaal en voor langlopende grondwaterstandmetingen gebruikt en worden in dit hoofdstuk dan ook niet verder besproken. Alterra werkt aan een vernieuwde meetmethode om snel op veel plaatsen en verschillende dieptes stijghoogten te kunnen meten. Deze methode combineert een prikstok en een drukopnemer. Een prototype is beschikbaar en gekalibreerd en wordt momenteel verder getest om bruikbaarheid te bepalen (persoonlijke communicatie L. Stuyt, 2012).

Bij de uitvoering van metingen gaat het in het bijzonder om de inrichting van de meetlocatie, zoals diepte, positie en lengte van het filter in relatie tot de bodemopbouw en het hydrologisch systeem. Naast de verticale situering van een filter is de situering in de ruimte ook belangrijk, bijvoorbeeld de afstand tot een waterloop, weg of huis (Van der Bolt *et al.*, 2010; Hoogland *et al.*, 2004). De plaatsing van peilbuizen is nader

gespecificeerd in normen en protocollen, zie o.a. (NEN 5766, 2003; Stichting infrastructuur kwaliteitsborging bodembeheer, 2001).

3.2.2 Peilbuizen

Peilbuis is de algemene benaming voor een buis of soortgelijke constructie bestaande uit een geperforeerd waterdoorlatend en niet-geperforeerde waterdicht deel met een kleine diameter (bijv. < 50 mm) waarin een grondwaterstand of stijghoogte kan worden gemeten en/of waaruit grondwatermonsters kunnen worden genomen (NEN 5766, 2003). Voor de term 'peilbuis' worden ook de termen 'stijghoogtebuis', 'waarnemingsbuis' of 'monsternemingsfilter' gebruikt. Het gebruik van de naam peilbuis is verwarrend omdat peilbuizen kunnen worden onderverdeeld in (Figuur 3.1):



Figuur 3.1

Schematische weergave van grondwaterstandmetingen met een grondwaterstandbuis (volledig geperforeerd) en een diepe piëzometer (kort geperforeerd filter)

- Grondwaterstandbuis: peilbuis met een betrekkelijk kort filter (meestal 0,5 of 1 m lengte) waarvan de onderkant zich op korte afstand onder de grondwaterspiegel bevindt zodat de gemeten stijghoogte weinig van de grondwaterstand afwijkt (IDSW, 2010)¹;

¹ Ook deze naam blijft verwarrend omdat bijvoorbeeld deze definitie afwijkt van de definitie in NEN 5120 (1991) "een peilbuis waarvan de onderkant van het filter zich op een zodanige afstand onder het freatisch vlak bevindt dat de gemeten stijghoogte gelijk is aan de (oppervlakte) waterstand".

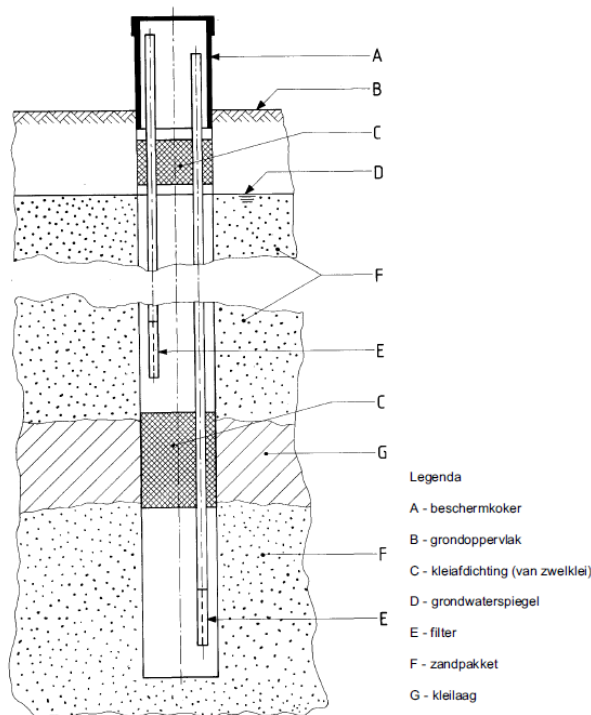
- Piëzometer: buis met een zeer kort geperforeerd gedeelte (filter), waarmee de stijghoogte ter plekke van het filter wordt gemeten (IDSW, 2010).

Peilbuizen worden ook wel onderverdeeld naar diepte en/of diameter (Ten Cate *et al.* 1995):

- Peilputten: buizen dieper dan 5 m-mv.
- Landbouwbuizen: buizen ondieper dan 5 m-mv.
- Brandputten: buizen met een diameter >80mm.

Merk op dat niet alle type buizen gericht zijn op het meten van grondwaterstanden en dat niet alle buizen qua filterstelling of een te diep filter of een te kort filter hebben.

Het plaatsen van peilbuizen in onderzoekspercelen gebeurt conform NEN5766 (Alterra, 2001; NEN 5766, 2003). De norm is van toepassing bij hydrologisch onderzoek in de verzadigde zone van de bodem. Deze norm hanteert de algemene benaming voor peilbuis, d.w.z. een buis of soortgelijke constructie bestaande uit een geperforeerd waterdoorlatend en niet-geperforeerde waterdicht deel met een kleine middellijn (bijv. < 50 mm) (Figuur 3.2). Bij peilbuizen, die geplaatst zijn volgens NEN 5766 kan zowel de grondwaterstand (= freatisch niveau) als de stijghoogte op de hoogte van het filter worden gemeten (NEN 5766, 2003).



Figuur 3.2

Schematische doorsnede van een boorgat met peilbuizen (NEN 5766, 2003)

3.2.3 Open boorgaten

Open boorgaten worden gemaakt door met behulp van een grondboor een verticaal gat met een doorsnede van 8-12 cm te boren tot ongeveer 10 cm onder het grondwatervniveau (Hooghoudt, 1952). Deze methode kan worden gebruikt indien het boorgat niet inkalt en de waarnemingen slechts gedurende een korte tijd worden verricht. Na een instelperiode (1-2 dagen) wordt de grondwaterstand in de boorgaten gemeten. Deze

instelperiode is voor sommige bodemprofielen te kort, soms zijn er wel insteltijden van meer dan 1 week nodig bv. voor zware lössleem, zware klei, keileem en potkleigronden (Vroon & Kiestra, 2010). Dit betekent ook dat bijvoorbeeld na een regenbui het enige tijd kost voordat de waterstand in de buis overeenkomt met de werkelijke grondwaterstand, omdat hiervoor een waterverplaatsing nodig is die in slecht doorlatende gronden langzaam verloopt. Het is zelfs de vraag of in sommige ondergronden de waterstand zich wel kan instellen (potklei, komklei). Vaak wordt ook te diep geboord, waardoor het effect van weerstandbiedende lagen op de grondwaterstand onvoldoende wordt meegenomen. Grondwaterstanden in boorgaten worden handmatig gemeten. In regenperiodes wordt niet gemeten, omdat dan de diepte van het freatisch vlak te veel varieert.

3.2.4 Veldschattingen

Veldschattingen zijn vooral een hulpmiddel om de locatie van open boorgaten te selecteren. Veldschattingen (van de GxG) zijn gebaseerd op profiel- en veldkenmerken en gemeten grondwaterstanden in boorgaten en grondwaterstandbuizen. Profielkenmerken worden veroorzaakt door de jaarlijkse fluctuatie van de grondwaterstand. Veldkenmerken geven de invloed van het jaarlijkse verloop van de grondwaterstand aan. Als grondwatertrappen gelijktijdig met de opname van de bodemgesteldheid in het veld worden gekarteerd, spreken we van veldschattingen van de GHG en de GLG (Hoogland *et al.*, 2008; Ten Cate *et al.*, 1995). Bij bodem-hydrologisch onderzoek door middel van veldschattingen wordt, waar mogelijk, gebruik gemaakt van bestaande grondwaterstandsbuizen. De selectie van deze buizen is gebaseerd op een aantal criteria (Vroon & Brouwer, 2008; Vroon & Kiestra, 2010): (i) basis van de ligging (representativiteit en verdeling); (ii) continuïteit en lengte van de meetreeks (> 10 jaar); (iii) profielopbouw (met een Edelmanboor wordt een grondboring verricht om het bodemprofiel te beschrijven, en; (iv) de diepte van het filters (max. 3 à 4 m –mv). Er worden ook een aantal tijdelijke buizen geplaatst op locaties die niet of nauwelijks worden beïnvloed door waterlopen en/of verhard oppervlak, dus meestal in landbouwpercelen. De filterstelling van deze buizen wordt afgestemd op de bodemopbouw. Verder vinden er gerichte opnames en controlemetingen plaats en wordt in elk boorgat een grondwaterstand gemeten. Deze grondwaterstand wordt, indien relevant, gekoppeld aan een buis op een locatie waarvan de profielopbouw en de hydrologische omstandigheden zoveel mogelijk overeenkomen met die van de boorlocatie. Deze informatie wordt naast de veldkenmerken (ont- en afwatering), vegetatie, profielopbouw (inclusief hydromorfe kenmerken), maaiveldhoogte (AHN) en ligging (helling etc.) uiteindelijk gebruikt voor het schatten van de GXG per punt en het begrenzen van de Gt-vlakken (zie Stoffelsen, 2008; Vroon & Brouwer, 2008 en Vroon & Kiestra, 2010).

3.2.5 Meetlocatie

Bij de uitvoering van deze metingen gaat het met name om de inrichting van de meetlocatie, zoals diepte, positie en lengte van het filter in relatie tot de bodemopbouw en het hydrologisch systeem (Van der Bolt *et al.*, 2010). Naast de verticale situering van een filter is de situering in de ruimte ook belangrijk, bijvoorbeeld de afstand tot een waterloop, weg of huis of de ligging in een kuil/greppel, berm, weg, cunet, onder bomen of op een lokale hoogte (naar Kleijer gerapporteerd door Massop & Van der Gaast, 2003). NEN 5766 (2003) vereist een beschrijving van de locatie waar de peilbuizen zijn geplaatst, inclusief een situatieschets met maatvoering en eventueel vermelding van de coördinaten.

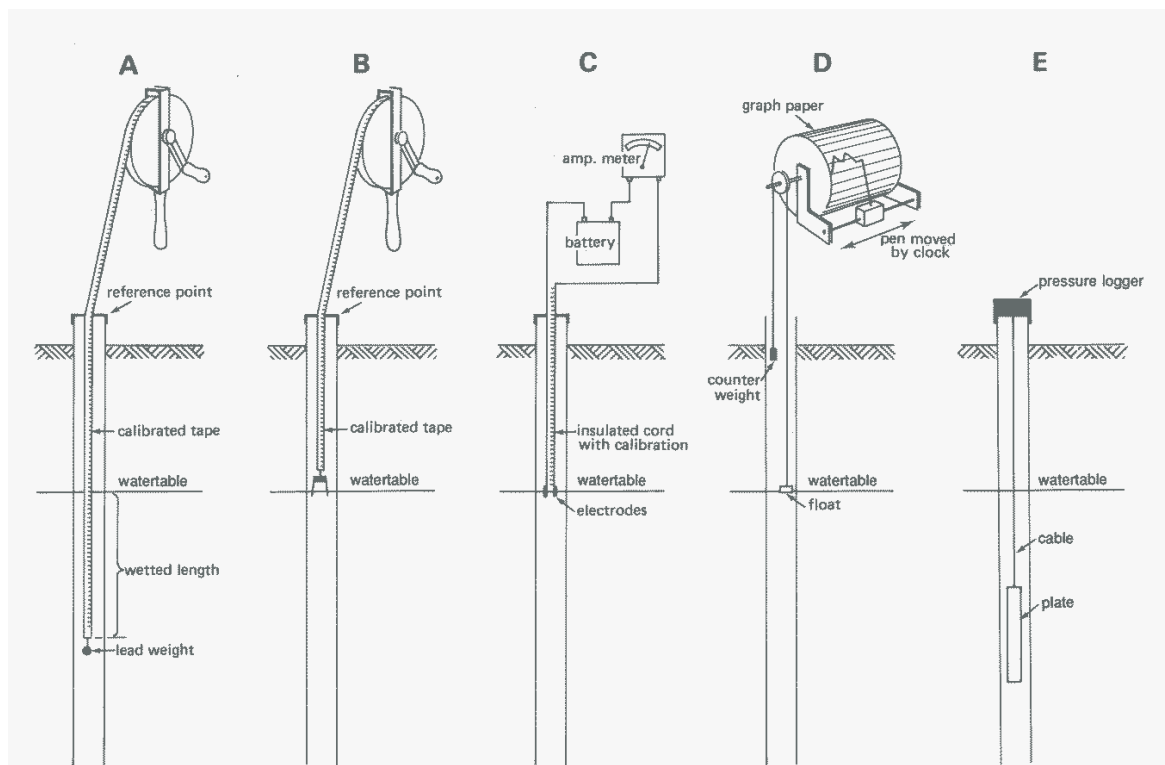
Hoewel er richtlijnen bestaan voor het ontwerpen van een meetnetwerk (Kemmers *et al.*, 1995), wordt in de praktijk vaak gebruik gemaakt van bestaande peilbuizen, al dan niet aangevuld met nieuwe waarnemingen. Locaties van bestaande peilbuizen zijn echter vaak niet (statistisch) willekeurig gekozen, maar neergezet op gemakkelijk toegankelijke plaatsen en met oog op het oorspronkelijke doel van de metingen. De locatie van het meetpunt heeft invloed op de gemeten grondwaterstand en de fluctuatie hiervan in de tijd. Vaak is de bodemopbouw in relatie tot de filterstelling niet bekend en/of is er op die locatie sprake van een grondwaterstandsfluctuatie (dynamiek). Ook kunnen locaties in de loop der tijd veranderen. Zo zijn bijvoorbeeld de meetlocaties in de periode 1952-1955 gekozen voor onderzoek naar de landbouwwaterhuishouding in

Nederland (Jansen *et al.*, 2003) terwijl tegenwoordig vooral netwerken voor het monitoren van anti-verdrogingsprojecten worden opgezet (Kemmers *et al.*, 1995).

3.2.6 Methode van waarneming

Het meten van het waterpeil in buizen kan op verschillende manieren gebeuren, met een (Figuur 3.3):

- A: Meetlint
- B: Meetlint met klokje
- C: Electrode
- D: Drijver
- E: Drukmeter.



Figuur 3.3

Methoden om het waterniveau in een peilbuis te meten (De Ridder, 2006)

De methode van meten is ook genormaliseerd (NEN 5120, 1991; NEN-EN-ISO 22475-1, 2006). Er zijn globaal drie manieren waarop grondwater wordt gemeten (Stronks-Jansen & Winkelhorst, 2010):

- Handmatig
- Semiautomatisch
- Volledig automatisch.

Bij handmatig uitgevoerde grondwaterstandmetingen gaat een medewerker langs de locatie en meet de grondwaterstand. De frequentie van een dergelijke meting kan verschillen per locatie, maar meestal gebeurt dat twee keer per maand (op de 14^e en de 28^e). De volledig automatische meting lijkt in veel opzichten op een semiautomatische meting. Het verschil zit in de ontsluiting en verwerking van de meetgegevens. Bij semiautomatische grondwaterstandmetingen wordt een peilbuis uitgerust met een drukopnemer en een datalogger. De drukopnemer meet vervolgens elk uur of elke dag de grondwaterstanden. De logger registreert deze gegevens. Bij semiautomatische metingen worden de gegevens lokaal opgeslagen en één keer per kwartaal of

half jaar is het nodig de loggers handmatig uit te lezen, om ze daarna verder te kunnen verwerken. Bij een volledig automatisch meetpunt worden de meetwaarden met behulp van telemetrie verzonden naar een hoofdpst waar de gegevens opgeslagen en verwerkt worden. Dit gebeurt vaak in de vorm van Sms-berichten. Afhankelijk van de hoofdpst zijn de gegevens vervolgens automatisch te controleren en door te sturen naar andere partijen (bijvoorbeeld het DINOLoket), ook statistische berekeningen zoals GHG en GLG behoren vaak tot de mogelijkheden.

3.2.7 Lengte van de peilbuizen

Vanaf de jaren 1950 werden grondwaterstanden gemeten in open boorgaten of in ondiep geplaatste peilbuizen die, ten minste over het traject waarin de grondwaterstand fluctueert, waren geperforeerd. Bij het begin van het karteren van de grondwaterstand werd gebruik gemaakt van grondwaterstandbuizen met een lengte van 1,5 à 2 meter. In gronden met slecht doorlatende lagen ondieper dan 1,5 à 2 meter beneden maaiveld werden bovendien grondwaterstandmetingen in kortere buizen gedaan, die met hun onderzijde tot net boven de betreffende laag werden geplaatst (Van Heesen & Westerveld, 1966). Later wordt gebruik gemaakt van peilbuizen met een lengte van 2 à 3 meter (Van der Sluijs, 1982). Door grootschalige Gd-karteringen met minder intensief veldwerk is na 1998 noodgedwongen meer gebruik gemaakt van diepe peilbuizen, in hoeverre dit te maken heeft met de beschikbaarheid van minder ondiepe buizen is nooit feitelijk onderzocht. Tegenwoordig wordt gebruik gemaakt van peilbuizen met een maximale lengte van 6 meter (Finke *et al.*, 1994; Van der Gaast *et al.*, 2006a). Om ervoor te zorgen dat de buizen niet droog vallen wordt internationaal geadviseerd de buizen 1 à 2 m beneden de laagste grondwaterstand te plaatsen (Saines, 1981). Hierbij kan het gebeuren dat storende lagen worden doorboord, waardoor de gemeten waterstand kan afwijken van de freatische grondwaterstand.

3.2.8 Nauwkeurigheid van de metingen

Voor handmatige metingen tot 60 meter diep schrijft de Nederlandse norm een maximale afwijking van ± 1.0 cm t.o.v. het referentieniveau voor (NEN-ISO 21413, 2005). Voor geautomatiseerde methoden geldt de minst beperkende van de volgende 3 criteria (NPR-ISO/TR 23211, 2009):

- 3 mm
- 0,1% over de hoogte waarin het waterpeil fluctueert
- 0,01 % van de afstand van het meetpunt tot de waterspiegel.

Hierbij kan worden opgemerkt dat het referentieniveau meestal gewaterpast is, maar bijvoorbeeld bij open boorgaten wordt gemeten t.o.v. het maaiveld, waardoor de onnauwkeurigheid toeneemt.

3.2.9 Meetfrequentie

Naar meetfrequentie worden buizen onderverdeeld in (Ten Cate *et al.*, 1995):

- Stambuizen met een meetfrequentie van 2 x per maand (omstreeks de 14^e en 28^e)
- Archief-peilbuizen of AP-buizen met een meetfrequentie van 4 x jaar (omstreeks 28 april, 28 augustus, 14 oktober en 14 december).

De meetfrequentie van open boorgaten, met als doel het schatten van GHG en GLG, is gewoonlijk tweemaal per jaar. Er wordt eenmaal in de winter gemeten, als de grondwaterstand zich rond het niveau van de gemiddelde hoogste grondwaterstand (GHG) bevindt (in de praktijk echter meestal in de buurt van het GVG niveau), en eenmaal in de zomer, als de grondwaterstand zich rond het niveau van de gemiddelde laagste grondwaterstand (GLG) bevindt (Hoogland *et al.*, 2004).

Het gebruik van volledig automatische apparatuur maakt het mogelijk de meetfrequentie te vergroten. Metingen op uurbasis hebben een duidelijke meerwaarde ten opzichte van dagelijkse metingen: bijvoorbeeld bij ondiepe grondwaterstanden kan de reactie van de grondwaterstand op de neerslag en/of de dag-nachtpatronen veroorzaakt door de verdamping worden gemeten. Ook korte termijn variaties door drinkwateronttrekking of beregening kunnen beter zichtbaar worden gemaakt. Vaker dan dagelijks meten levert hierover aanvullende informatie. Dergelijke verdampingsgestuurde dag-nachtpatronen liggen in de orde van grootte van centimeters (Von Asmuth, 2010). Meetkosten zijn nauwelijks van belang, slechts de opslagcapaciteit van de database kan problemen opleveren. Von Asmuth (2010) adviseert voor het verdrogingsmeetnet een uur-frequentie. Voor en na installatie in het veld en soms tussentijds dienen drukopmeters gekalibreerd te worden, aangezien de fabrieksspecificaties slechts een indicatie van de kwaliteit geven. Een probleem is dat het nulpunt in de loop van de tijd verloopt, waardoor de meetfout na een paar maanden al gauw enkele decimeters kan bedragen (persoonlijke communicatie H. Vroon, 2011). Daarom wordt bij het gebruik van drukopnemers aangeraden deze eens per 2 weken in het veld te controleren door een handmeting uit te voeren.

3.2.10 Maaiveldhoogte

Een belangrijke parameter is de hoogte t.o.v. NAP van de bovenkant peilbuis. Daarmee kan de grondwaterstand worden vertaald in een grondwaterstandsdiepte t.o.v. het maaiveld. De nauwkeurigheid waarmee de maaiveldhoogte is vastgesteld, bepaalt dus ook de nauwkeurigheid van de meting. De maaiveldhoogte is beschikbaar uit verschillende databronnen. De meest gebruikte is het Actueel Hoogtebestand Nederland (AHN); een digitale hoogtekkaart gebaseerd op (gevlogen) radarmetingen. Het AHN geeft voor heel Nederland hoogtegegevens (<http://www.ahn.nl/>). Er zijn grids beschikbaar variërend van 5 x 5 m, 25 x 25 m en 100 x 100 m. Voor AHN2 komen ook grids van 0,5 x 0,5 m beschikbaar. De eerste versie van AHN (1996-2003) heeft een punt dichtheid die varieert tussen 0.0625 en 1 punt per vierkante meter en AHN-2 (2006-2012) heeft een punt dichtheid tussen de 6 en 10 punten per vierkante meter (Van der Zon, 2010). Meetfouten in de positie van de maaiveldhoogte worden besproken in hoofdstuk 6.1.4.

3.2.11 Bodem

Kennis over de opbouw van de bodem en vooral het voorkomen van slecht doorlatende lagen is essentieel bij de interpretatie van meetgegevens. De digitale bodemkaart van Nederland, schaal 1:50.000, geeft slechts beperkt ruimtelijke informatie ten aanzien van het voorkomen van lagen die een sturende of een dominante invloed hebben op de stand en het verloop van het freatische grondwater tot 1.20 meter diepte. Voor gedetailleerdere informatie ten aanzien van de bodemopbouw kan men gebruik maken van detailkarteringen. Nadelen van bodemkaarten zijn dat deze slechts informatie geven tot 1.20 m-mv terwijl de grondwaterstand vaak dieper dan 1,20 m-mv wegzakt, dat de informatie gedateerd kan zijn (met name bij veengronden) en dat deze niet geheel landsdekkend zijn. Met grondwatertrappen wordt informatie gegeven over het grondwaterregime ten tijde van de kartering (<http://www.bodemdata.nl>). Inzicht in de hydrogeologische opbouw en doorlatendheid van de ondergrond op een regionale schaal is beschikbaar via REGIS II, het digitale REgionaal Geohydrologisch InformatieSysteem van de Geologische Dienst Nederland, REGIS II kan geraadpleegd worden via het DINOLoket (zie 3.2.13). In de ontwikkeling van GEOTOP wordt een driedimensionale modellering van de bovenste 30 meter van de Nederlandse ondergrond gemaakt (zie ook DINOLoket).

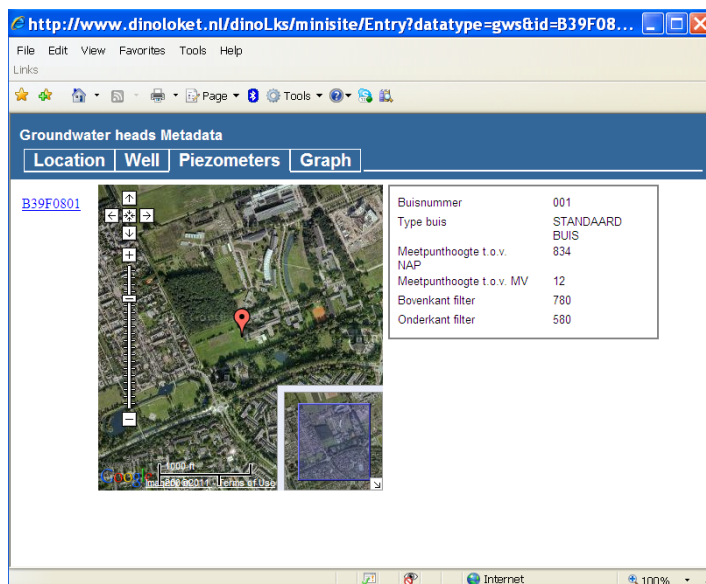
3.2.12 Topografie

Naast maaiveldhoogte en de samenstelling van de bodem is de topografie ook van belang bij de verwerking en interpretatie van grondwaterstanden. De digitale topografische kaart van Nederland (Top10-vector) heeft een schaal van 1:10.000. Deze topografische kaart onderscheidt vier klassen van waterlopen: greppels en droogvallende waterlopen; waterlopen smaller dan drie meter op de waterspiegel; waterlopen met een breedte van drie tot zes meter en waterlopen breder dan zes meter (Van Bakel *et al.*, 2003).

3.2.13 Gegevensbestanden en opslag

De gegevens die verzameld zijn in de periode 1952-1955 zijn opgeslagen in het COLN (Commissie Onderzoek Landbouwwaterhuishouding Nederland)- archief (Commissie Onderzoek Landbouwwaterhuishouding Nederland, 2004). Het COLN-archief bestaat uit grondwaterstandmetingen, kaarten met locaties van grondwaterstandbuizen, informatie over gewasopbrengsten en droogteschade en veldkaarten met gegevens over grondwaterstanden en droogtegevoeligheid. Deze analoge gegevens zijn voor een deel gedigitaliseerd en ingevoerd in het DINOLoket en voor een deel in analoge bestanden opgeslagen in het Alterra-archief (Jansen *et al.*, 2003).

Voor 2001 werden de grondwaterstandreeksen opgeslagen in de OLGA (**O**n **L**ine **G**roundwater **A**rchief) databank van TNO-NITG. Vanaf 1 januari 2001 heet deze databank DINOLoket (www.dinoloket.nl/). Dit is de centrale toegangspoort tot het **D**ata en **I**nformatie van de **N**ederlandse **O**ndergrond (DINO) systeem. Het DINO-systeem is de centrale opslagplaats voor geowetenschappelijke gegevens over de diepe en ondiepe ondergrond van Nederland. Het archief omvat diepe en ondiepe boringen, grondwatergegevens (zowel de waterstand als kwaliteitsgegevens), sonderingen, geo-elektrische metingen, resultaten van geologische, geo-chemische en geo-mechanische monsteranalyses, boorgatmetingen en seismische gegevens. Van elk meetpunt wordt de volgende informatie opgeslagen (Figuur 3.4): buisnummer; type buis; meetpunthoogte t.o.v. NAP; meetpunthoogte t.o.v. MV en de boven- en onderkant filter t.o.v. NAP; en ook wanneer veranderingen in die informatie heeft plaatsgevonden. De bodemgesteldheid ter plaatse van de grondwaterstandbuizen wordt niet of onvoldoende beschreven. Hierdoor is het moeilijk om de informatie uit het DINO te koppelen aan bijvoorbeeld gerichte opnames die in een gebied zijn uitgevoerd (Van der Gaast *et al.*, 2009b). Het DINO-systeem bevat ook grondwaterstanden die zijn verzameld in de terreinen van het Staatsbos-beheer, de Unie van Landschappen en Natuurmonumenten. Naast het DINO-archief zijn veel gegevens, die verzameld zijn tijdens (detail)studies, opgeslagen in analoge bestanden van Alterra, Waterleidingbedrijven, Waterschappen, provincies e.d.



Figuur 3.4

Het DINO-systeem is de centrale opslagplaats voor geowetenschappelijke gegevens over de diepe en ondiepe ondergrond van Nederland

3.2.14 Veranderingen sinds 1950

De eerste systematische metingen in peilbuizen dateren van omstreeks 1953 (Hoogland *et al.*, 2008; Visser, 1958). Gegevens over de jaren daarvoor zijn nauwelijks beschikbaar. In de periode 1952-1955 zijn voor het eerst in een relatief korte periode, in het overgrote deel van Nederland op een zeer groot aantal locaties op min of meer vaste dagen grondwaterstanden gemeten: op ca. 23 000 locaties werd de grondwaterstand eenmaal per kwartaal gemeten, op ca. 2000 locaties halfmaandelijks en op 65 locaties dagelijks. Deze gegevens vormen het COLN-archief (Jansen *et al.*, 2003). In 1958 werd het onderzoek al afgerond met de publicatie van onder meer kaarten van de zomer- en wintergrondwaterstand schaal 1:200.000. De nauwkeurigheid van deze kaarten is onbekend. Tot 1995 werden grondwaterstanden bij bodem- en Gt-kartering hoofdzakelijk gemeten in open boorgaten of in ondiep geplaatste peilbuizen die, ten minste over het traject waarin de grondwaterstand fluctueert, waren geperforeerd. Metingen vonden plaats d.m.v. een meetlint met klokje (Hoogland *et al.*, 2008). Tegenwoordig wordt er ook semiautomatisch en automatisch gemeten.

3.3 Procesbeschrijving: stroming naar een peilbuis

De stroming van water in de bodem is een 3-dimensionaal ruimtelijk proces. Ruimtelijke verschillen in maaiveldhoogte, de verdeling van de doorlatendheid in de bodem, de hydrologische omgeving (o.a. de locatie van de ontwateringsmiddelen), relatieve vochtigheid, vorst, barometerstand en regen (Hooghoudt, 1952) spelen allemaal een rol bij de potentiaalverdeling en de daaruit volgende stromingspatronen van het grondwater (Commissie voor hydrologisch onderzoek, 1952). Een bodem wordt isotroop genoemd als de bodemeigenschappen niet van de richting afhangen, dus in alle richtingen gelijk zijn (Aquo-standaard, 2010). Zijn bepaalde bodemeigenschappen niet in alle richtingen gelijk, dan spreken we van een 'anisotrope' bodem. De anisotropie (Bijlage 2) kan betrekking hebben op verschillende bodemeigenschappen. In een homogene bodem zijn de hydraulische eigenschappen van het grondwatersysteem onafhankelijk van de positie binnen de geologische formatie. Dit in tegenstelling tot een heterogene bodem waar van punt tot punt belangrijke verschillen in eigenschappen kunnen voorkomen. Heterogeniteit is de mate waarin een laagpakket vooral in zijwaartse richting van samenstelling en karakter verandert. Bij de analyse van de gevolgen van de heterogeniteit en anisotropie op de doorlatendheid van de bodem dient het gehele hydrologische systeem betrokken te worden, omdat deze bodemeigenschappen in de meeste gevallen aanleiding zal geven tot meerdimensionale stromingspatronen in de verzadigde zone. Dit wordt meer in detail besproken in Paragraaf 3.3.3. Bij het meten van freatische grondwaterstanden zal in bepaalde situaties rekening gehouden moeten worden met een (extreem) lage verticale verzadigde doorlatendheid en de bodemkundige en hydrologische situatie van een gebied.

Wat we meten hangt af van het type peilbuis (grondwaterstandbuis of piëzometer), het bodemprofiel en de hydrologische situatie. In feite wordt de waterstand in de peilbuis bepaald door een gewogen gemiddelde stijghoogte over de gehele geperforeerde lengte van de buis. De aanwezigheid van lagen in de bodem met een hogere weerstand (lagere doorlatendheid) in combinatie met de hydrologische situatie (kwel of wegzijging zowel in horizontale als verticale richting) heeft invloed op de stijghoogte in de peilbuis, zowel in een grondwaterstandbuis als in een piëzometer. In geval van heterogeniteit en/of anisotropie is het aanmerkelijk/duidelijk dat de gemeten waterstand in de buis of piëzometer afwijkt van de werkelijke positie van het freatische vlak. We kunnen onderscheid maken tussen de volgende hydrologische situaties:

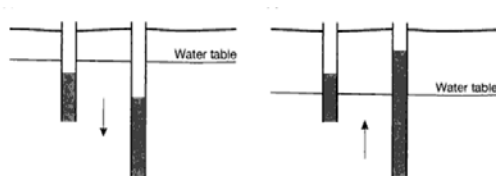
- Hydrostatisch evenwicht (geen stroming)
- Niet-hydrostatisch evenwicht: neerwaartse stroming ('wegzijging') en opwaartse stroming ('kwel')
- Stationaire en niet-stationaire situaties.

3.3.1 Hydrostatisch evenwicht

Bij hydrostatisch evenwicht vindt er geen beweging van water plaats in de bodem. Indien er in die bodem een peilbuis aanwezig is, dan is het water in de buis ook in hydrostatisch evenwicht. De stijghoogte is constant met de diepte, er is dus geen stijghoogtegradiënt met de diepte. Het waterpeil in de peilbuis, zowel in een grondwaterstandbuis als in een piëzometer, zal dus identiek zijn aan de positie van het freatische vlak.

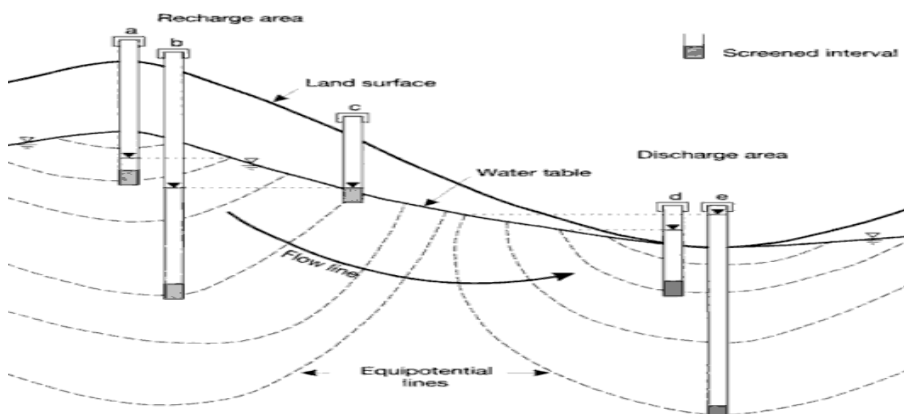
3.3.2 Niet-hydrostatisch evenwicht

In de meeste gevallen is er echter sprake van waterbeweging in de bodem. Hierbij kan onderscheid gemaakt worden tussen neerwaarts gerichte waterstroming 'wegzijging' (in het Engels "*downward seepage*") en opwaarts gerichte waterstroming 'kwel' (in het Engels "*upward seepage*"), of horizontale stroming. Afhankelijk van het type peilbuis dat geïnstalleerd is meten we wat anders. We beschouwen eerst de waterbeweging in een homogene, isotrope bodem. In een homogeen, isotroop wegzijgingsgebied meten we bij open boorgaten of grondwaterstandbuizen de freatische grondwaterstandspiegel. Bij twee piëzometers met verschillende lengte zal de diepere buis een lager waterniveau aangeven dan de ondiepere buis. Beide buizen, echter, hebben een waterniveau dat lager is dan de positie van het freatische vlak (Figuur 3.5 links). In een kwelgebied zal de diepere buis een hoger waterniveau aangeven dan de ondiepere buis. Beide buizen hebben dan een waterniveau dat hoger is dan de positie van het freatische vlak (Figuur 3.5 rechts). Deze verschillende stromingsrichtingen kunnen zowel op regionale schaal (Figuur 3.6) als op perceelsniveau worden onderscheiden (Figuur 3.7)



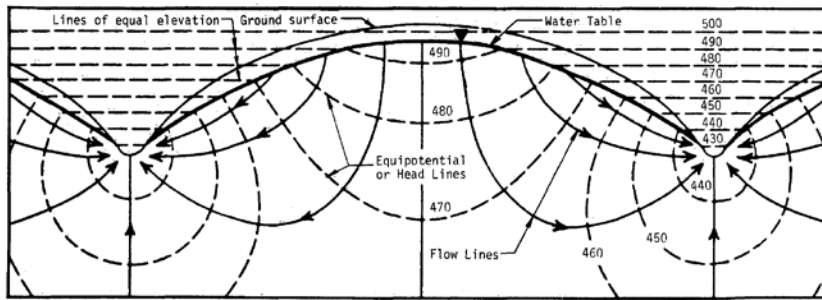
Figuur 3.5

Wegzijging (links) en opwaarts gerichte waterstroming 'kwel' (rechts) (Paydar & Richardson, 2002)



Figuur 3.6

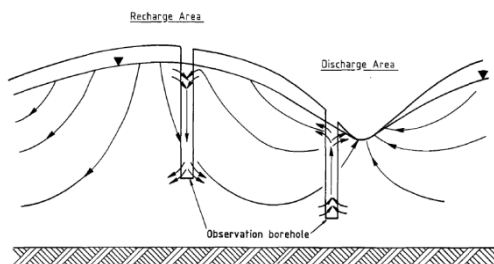
Een voorbeeld van een regionaal systeem met een kwelzone (rechts) en een zone met wegzijging (links) (Paydar & Richardson, 2002)



Figuur 3.7

Kwel en wegzijging kunnen vaak al op perceelsniveau worden onderscheiden (Saines, 1981)

Wanneer de peilbuizen over een grote lengte zijn geperforeerd en geplaatst zijn in wegzijgings- of kwelposities, dan zal er waterstroming binnen de buis optreden (Figuur 3.8). Het water in de buis ondervindt immers nauwelijks weerstand tegen stroming in tegenstelling tot het water in de bodem. In modelstudies wordt de buis dan ook vaak voorgesteld als een poreus medium met extreme bodemfysische eigenschappen: extreem hoge doorlatendheid bij verzadiging en een hele hoge porositeit voor dat deel van de buis gevuld met water (Chapuis, 2005; Chapuis, 2009).



Figuur 3.8

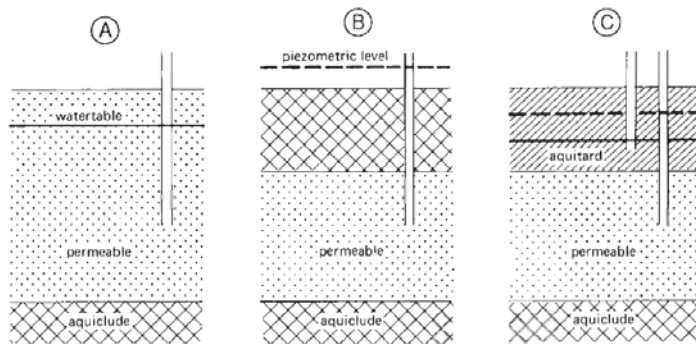
Wanneer de peilbuizen over grote lengtes zijn geperforeerd en geplaatst zijn in wegzijgings- of kwelposities, dan zal er waterstroming binnen de buis optreden (Brassington, 1992)

Een stijghoogtegradiënt in een bodemprofiel kan tot gevolg hebben dat er een verticale stroming in de peilbuis optreedt. Hierdoor kan het waterpeil in de buis significant verschillen van het freatische vlak in de bodem (Elci *et al.*, 2003). Het is zelfs zo dat in die genoemde situatie het waterniveau in de peilbuis een gemiddelde is van de stijghoogte van de bodem in contact met het geperforeerde deel van de buis.

3.3.3 Heterogeniteit en anisotropie

Niet-hydrostatische effecten treden al op in homogene en isotrope omstandigheden. De mate waarin dat gebeurt hangt af van de grootte en richting van de waterbeweging en dus van de verschillen in stijghoogtegradiënten. De situatie in werkelijkheid is complexer omdat er veelal sprake is van heterogeniteit (gelaagdheid van de profielopbouw) en anisotropie (de doorlatendheid is afhankelijk van de richting waarin het water stroomt) (Bijlage 2). De primaire oorzaak van anisotropie op een gedetailleerd schaalniveau is bijvoorbeeld de gelaagdheid en bodemstructuur en steeds vaker ook verdichting. De aanwezigheid van heterogeniteit en anisotropie maakt het dus lastiger om te duiden hoe groot de afwijking is tussen gemeten waterpeil en de werkelijke positie van het freatische vlak (Figuur 3.9). Hysteresis is het verschijnsel dat de verandering van de grondwaterstand in de tijd niet alleen afhangt van de tijd, maar ook van de richting waarin de grondwaterstand

zich beweegt. Hysteresis kan veroorzaakt worden door de meetapparatuur (Von Asmuth, 2010) of door de heterogeniteit en anisotropie van de bodem.



Figuur 3.9

Verschillende grondwatercondities: A: "Unconfined"; B: "Confined"; C: "Semi-confined" (De Ridder, 2006)

3.3.4 Stationaire en niet-stationaire situaties

Luchtdruk beïnvloedt de fluctuatie van een grondwaterstand (Toll & Rasmussen, 2007). Dit is vooral van belang bij de kwantificering bij meetgegevens met een hoge frequentie (< 24 uur). Door de onttrekking van bodemvocht door de wortels van de vegetatie kan ook een dagelijkse fluctuatie van de grondwaterstand optreden. Verder kan in gronden met een geringe doorlatendheid een niet-stationair stromingspatroon optreden omdat veranderingen in de grondwaterstand in de bodem, bijvoorbeeld na een regenbui, vertraagd doorwerken.

3.4 Synthese over het meten van de grondwaterstand op één punt

In dit hoofdstuk hebben we geanalyseerd hoe een grondwaterstand op één punt wordt gemeten. We hebben de meetmethodes beschreven en geanalyseerd welke factoren het waterpeil in het meetpunt beïnvloeden. Er zijn vier meetmethodes: grondwaterstandbuizen, piëzometers, open boorgaten en veldschattingen, die enerzijds zijn gestandaardiseerd (type buis, plaatsen, meetmethoden en gegevensopslag), maar anderzijds ruimte geven voor een eigen invulling (locatie, diepte, filterlengte, frequentie, relatie met grondsoort, etc.). Zowel in de literatuur als in de Nederlandse normen worden de begrippen peilbuis, grondwaterstandbuis en piëzometer door elkaar en met verschillende definities gebruikt. Een gevolg hiervan is dat het bij een bepaalde meetopstelling niet eenduidig vastligt of de grondwaterstand of de stijghoogte wordt gemeten:

- Bij een grondwaterstandbuis weet je niet precies wat je meet, als deze bijv. door een slecht doorlatende laag is geplaatst. Dit maakt interpretatie van de gemeten waarde noodzakelijk, waarbij subjectiviteit kan optreden.
- Bij een piëzometer wordt de stijghoogte en niet de freatische grondwaterstand gemeten.
- Bij zowel piëzometers als bij open boorgaten weet je beter wat je meet dan bij een grondwaterstandbuis, mits er bij de open boorgaten wordt geboord tot op een slecht doorlatende laag waarop een stijghoogteverschil of een schijnspiegel optreedt, en evt. meerdere boorgaten worden gemaakt op verschillende diepten om het optreden van schijnspiegels vast te stellen.
- Veldschattingen in de zin van inschattingen van de fysieke grondwaterstanden zijn vooral een hulpmiddel om de locatie van open boorgaten vast te stellen en niet geschikt voor validatiedoeleinden.

Daarnaast hebben de hydrologie (kwel- of wegzijgings-zone) en de bodem (heterogeniteit en anisotropie) invloed op het gemeten waterpeil in het meetpunt.

De vier meetmethoden zijn onderling vergeleken aan de hand van de beoordelingscriteria zoals gedefinieerd in Paragraaf 2.3 (Tabel 3.1). De omschrijving van de criteria is uitgewerkt in Tabel 3.2. Het meten met een grondwaterstandbuis en/of een piëzometer komen hieruit het beste naar voren. Hierbij moet worden aange-tekend dat het waterniveau in zowel een grondwaterstandbuis als in een piëzometer objectief is vast te stellen, maar dat (i) in een piëzometer niet het freatisch grondwaterpeil maar de stijghoogte wordt gemeten en (ii) de relatie met het freatisch grondwater afhangt van het bodemprofiel (en al dan niet voorkomen van verstorende lagen) en/of de hydrologische omstandigheden (wegzijing of kwel).

Tabel 3.1

Beoordeling van de vier methoden waarmee de freatische grondwaterstanden worden geschat. De mate waarin een methode voldoet aan een criterium is kwalitatief weergegeven, waarbij ++ staat voor "voldoet zeker" en — voor "voldoet zeker niet" (zie voor de omschrijving van de criteria Tabel 3.2).

Criterium	Beoordeling van de meetmethode			
	Grondwater-standbuis	Piëzometer	Open boorgaten	Veldschattingen
Detailniveau	+	++	+	-
Doorrekenen scenario's	n.v.t.	n.v.t.	n.v.t.	n.v.t.
Doorlooptijd	+	+	+/-	-
Nauwkeurigheid	+/-	++	+/- tot + ^a	-
Gebruik aanvullende gegevens	+/-	+/-	+	+
Fluxen te bepalen	-	++	-	-
Extrapoleerbaarheid	n.v.t.	n.v.t.	n.v.t.	n.v.t.
Reproduceerbaarheid	++	++	+/-	-
Objectiviteit	+	+	+	-
Ontwikkel- en gebruiksgemak	+	+	+	+
Kwantificering onzekerheid	+/-	+	+/-	-
Toepassing bij weinig gegevens	n.v.t.	n.v.t.	n.v.t.	n.v.t.
Interpoleren als tussenstap	n.v.t.	n.v.t.	n.v.t.	n.v.t.

^a Bij zowel piëzometers als bij open boorgaten weet je beter wat je meet dan bij een grondwaterstandbuis, mits er bij de open boorgaten wordt geboord tot op een slecht doorlatende laag waarop een stijghoogteverschil of een schijnspiegel optreedt, en evt. meerdere boorgaten worden gemaakt op verschillende diepten om het optreden van schijnspiegels vast te stellen.

Tabel 3.2

Omschrijving van de beoordelingscriteria behorend bij Tabel 3.1

Criterium	Omschrijving
Detailniveau	Onder het detailniveau wordt verstaan de mate van detail van het meten van de grondwaterstand op één punt.
Doorrekenen scenario's	n.v.t.
Doorlooptijd	De tijd die nodig is om een meting/schatting te doen op een bepaald punt en te herhalen, want we zijn geïnteresseerd in de verandering van de grondwaterstand in de tijd. Hierbij wordt het plaatsen van peilbuizen buiten beschouwing gelaten.
Nauwkeurigheid	Onder de nauwkeurigheid van het meten van de grondwaterstand op één punt wordt verstaan of met de gekozen meetmethode de freatische grondwaterspiegel wordt gemeten.
Gebruik aanvullende gegevens	De beschikbaarheid van aanvullende gegevens die nodig zijn om de relatie van het gemeten peil met de freatische grondwaterstand te bepalen. Deze relatie is o.a. afhankelijk van het bodemprofiel en de hydrologische omstandigheden.
Fluxen te bepalen	In welke mate kunnen de stijghoogteverschillen die fluxen veroorzaken worden gemeten.

Criterium	Omschrijving
Extrapoleerbaarheid	n.v.t.
Reproduceerbaarheid	Reproduceerbaarheid is de mate waarin de resultaten van waarnemingen bij herhaling vergelijkbare uitkomsten opleveren of, indien gedaan onder uiteenlopende omstandigheden, met elkaar overeenstemmen.
Objectiviteit	Objectiviteit is de mate waarin een observatie, meting of schatting afhangt van de werkwijze of methode die wordt gehanteerd en de aannames die hierbij worden gemaakt. Dus is objectiviteit een maat voor de exactheid van de wijze waarop de feiten worden doorgegeven, zonder dat er een persoonlijke mening in is verwerkt.
Ontwikkel- en gebruiksgemak	Ontwikkel- en gebruiksgemak is een indicatie over de gebruikersvriendelijkheid van de toegepaste methode.
Kwantificering onzekerheid	De mate waarin de fouten en onzekerheden van een meetmethode zijn te kwantificeren.
Toepassing bij weinig gegevens	n.v.t.
Interpoleren als tussenstap	n.v.t.

4 Temporele aggregatie van grondwaterstanden

4.1 Doel en opzet van dit hoofdstuk

Tijdreeksen van de grondwaterstand op een locatie kunnen worden geaggregeerd (opgeschaald) naar een grondwaterstandskarakteristiek (GWK). De GWK vat aldus de grondwatersituatie over een langere periode op de betreffende locatie samen in één getal, klasse of curve. In dit hoofdstuk geven we de definities van een aantal veelgebruikte GWK's. Vervolgens behandelen we hoe de GWK kan worden berekend of geschat uit een tijdreeks van gemeten grondwaterstanden, zowel voor de situatie waarin de tijdreeks een lange periode betreft en een hoge meetfrequentie heeft, als in het geval waarin de tijdreeks kort is of een lage meetfrequentie heeft. We bespreken ook hoe een schatting van de GWK in een situatie van geen of zeer weinig grondwaterstandsmetingen toch door een expert uit bodemkenmerken kan worden afgeleid.

4.2 Grondwaterstandskarakteristieken

De grondwaterstand op een bepaalde plaats varieert in de loop van het jaar en van jaar tot jaar. Volledige karakterisering van de grondwatersituatie op een bepaalde locatie vereist daarom een hoogfrequente tijdreeks van de grondwaterstand over de periode waarin men is geïnteresseerd. In een grondwaterstandskarakteristiek wordt de tijdreeks samengevat in een maat die interpretatie voor een specifiek doel mogelijk maakt.

Het is in Nederland gebruikelijk de grondwatersituatie op een meetlocatie te karakteriseren met de Gemiddelde Hoogste, Laagste en Voorjaars Grondwaterstand (GHG, GLG, GVG, samen GxG). De GxG is in de jaren 60 en 70 van de vorige eeuw geïntroduceerd (Knibbe & Marsman, 1961; Van Heesen & Westerveld, 1966; Van Heesen, 1971). De definitie is in de loop der jaren aangepast, met name waar het de lengte van de periode betreft waarover gemiddeld wordt. In dit rapport gaan we uit van de definitie over een periode van 30 jaar (Tabel 2.1). Omdat in onze definitie wordt uitgegaan van een periode van 30 jaar worden jaarlijkse schommelingen in de HG3, LG3 en VG3 in de meeste gevallen voldoende uitgemiddeld. In het verleden heeft men ook kortere perioden aangehouden. Een minimum duur van acht jaar wordt vaak genoemd (bv. Van der Gaast & Massop, 2003), maar ook een periode van ten minste tien jaar wordt aangehouden (Vroon & Brouwer, 2008; Vroon & Kiestra, 2010). De praktijk laat echter zien dat de invloed van afwijkende jaren (bijvoorbeeld jaren die beduidend natter of droger zijn dan gewoonlijk) bij perioden korter dan 30 jaar sterk kunnen doorwerken en vaak geen stabiel beeld geven van de GxG (Knotters, 2001; Van der Gaast & Massop, 2005a; Van der Gaast *et al.*, 2006a), waardoor de informatie minder bruikbaar kan zijn bij planvorming. Dit speelt vooral als de grondwaterstandfluctuatie veroorzaakt wordt door fluctuaties in het neerslagoverschot. In situaties waarin de ontwatering sturend is, kunnen kortere reeksen goed bruikbaar zijn.

Deugdelijke planvorming vereist gegevens over langere perioden, om dezelfde reden dat dijkverzwarringsplannen ook op langjarige statistieken van de rivierwaterstand worden gebaseerd. Bij de hierboven gegeven definitie kan de GxG in het geval van meetreeksen korter dan 30 jaar dus niet berekend worden. In het vervolg van dit hoofdstuk leggen we uit hoe in zo'n geval de GxG wel kan worden *geschat* uit de beschikbare informatie.

De definitie van de GxG vermeldt ook dat de waterhuishoudkundige omstandigheden gelijk moeten zijn gedurende de periode van 30 jaar waarover wordt gemiddeld. Met andere woorden, er mogen tussentijds geen belangrijke hydrologische ingrepen of veranderingen in het systeem hebben plaatsgevonden. Als belangrijke ingrepen of veranderingen wel hebben plaatsgevonden dan zal de tijdreeks in stukken moeten worden geknipt en moet de GxG per deelperiode worden berekend of geschat. Hierbij moet wel een inloopperiode in acht worden genomen, zie bv. het effect van de aanleg van het Lateraal kanaal op de grondwaterstand in de omgeving van Tuspeel (Wit *et al.*, 1991).

De HG3 en LG3 worden berekend uit gegevens die tweemaal per maand verzameld zijn, met metingen op of omstreeks de 14^e en 28^e van de maand. Dit heeft historische redenen omdat de toenmalige Dienst Grondwaterverkenningen TNO op deze wijze tweemaal per maand grondwaterstanden verzamelde en registreerde. Tegenwoordig worden grondwaterstanden vaak met dataloggers verzameld (zie ook Hoofdstuk 3) en ligt de meetfrequentie vaak veel hoger (Von Asmuth, 2010). Echter, de definities van de HG3 en LG3 gaan uit van twee waarnemingen per maand en moeten met deze meetfrequentie berekend worden.

Andere GWK's die gebruikt worden voor de berekening van het gewenste oppervlakte- en grondwater regime (GGOR's), standplaatscondities, etc., zijn:

- Jaargemiddelde grondwaterstand:** het rekenkundig gemiddelde van de grondwaterstanden over een (hydrologisch) jaar.
- Seizoensgemiddelde grondwaterstand:** het rekenkundig gemiddelde van de grondwaterstanden over een seizoen (bv. de zomer of het groeiseizoen).
- Regimecurve:** grafiek van het verloop van de grondwaterstand gedurende het (hydrologisch) jaar (met gemiddelde weersomstandigheden).
- Overschrijdingsduurlijn:** geeft voor een jaar of groeiseizoen voor elke grondwaterstand aan hoeveel dagen deze is overschreden.

4.3 Berekening en schatting van de GWK uit tijdreeksen van grondwaterstandsmetingen

Berekening van de GWK uit een tijdreeks van grondwaterstandsmetingen is eenvoudig als de tijdreeks een hoge frequentie heeft (bv. minimaal tweemaal per maand voor de GxG) en een lange meetperiode betreft (bv. minimaal 30 jaar voor de GxG, meerdere jaren voor de regimecurve en minimaal één jaar of seizoen voor de overige GWK's). In dat geval kan de definitie van de GWK direct worden toegepast op de metingen. Een probleem doet zich echter voor als de meetfrequentie van de tijdreeks te laag is of de lengte van de meetperiode te kort. In dat geval zal de tijdreeks eerst moeten worden uitgebreid voordat de GWK kan worden berekend. Uitbreiding in de vorm van interpolatie is nodig bij tijdreeksen met een te lage meetfrequentie, uitbreiding in de vorm van extrapolatie bij tijdreeksen met een te korte meetperiode.

Het gevolg van de uitbreiding is dat de GWK niet langer foutloos kan worden berekend omdat de tijdreeks niet langer alleen bestaat uit directe waarnemingen maar daarnaast ook uit gesimuleerde waarden. Het is in die situatie daarom beter te spreken van *schatting* dan van *berekening* van de GWK. Ook de GxG die wordt berekend uit een reeks van bijv. acht jaar kan worden gezien als een schatting van de GxG die is gedefinieerd als het gemiddelde van de xG3 over een periode van 30 jaar. Overigens levert 'berekening' van de GWK uit een tijdreeks die niet hoeft te worden uitgebreid (dus een tijdreeks van 30 jaar of langer) ook geen foutloos resultaat omdat er fouten optreden bij het meten van de grondwaterstand (zie Hoofdstuk 3). In Hoofdstuk 6

komen we uitgebreid terug op hoe fouten in de grondwaterstandsmetingen en in interpolatie en extrapolatie van grondwaterstandsmetingen doorwerken naar de fout in de geschatte GWK.

Interpolatie en extrapolatie zijn vaak nodig, zeker wanneer het berekening van de GxG betreft. Tijdreeksen van tien jaar of langer komen niet vaak voor en tijdreeksen van dertig jaar of langer zijn zeldzaam. Als dergelijke reeksen al beschikbaar zijn dan hebben er tussentijds vaak ingrepen plaatsgevonden of is de buis tussentijds verplaatst of in lengte of diepteligging veranderd. Ook zitten er vaak 'gaten' in lange tijdreeksen, bv. vanwege het tijdelijk disfunctioneren van een apparaat. Als de klimatologische en waterhuishoudkundige omstandigheden in de toekomst naar verwachting anders zijn dan die in het verleden dan kan de GxG niet op metingen uit het verleden worden berekend en zal de tijdreeks naar de toekomst moeten worden uitgebreid. Om dezelfde reden kan een GxG berekend op een tijdreeks uit de vorige eeuw niet zonder meer van toepassing zijn op de situatie in 2012.

In de praktijk loopt men er dus vaak tegenaan dat een tijdreeks moet worden uitgebreid voordat de GWK kan worden berekend (geschat). Uitbreiding kan op ruwweg twee manieren: met statistische modellen en met fysische procesmodellen.

Uitbreiding van de tijdreeks met statistische modellen

Bij tijdreeksmodellering poneert men een statistisch model waarin de grondwaterstand op tijdstip t een (meestal lineaire) functie is van de grondwaterstand op het vorige tijdstip $t - \Delta t$ en andere relevante informatie, zoals het neerslagoverschot in het tijdsinterval van $t - \Delta t$ tot t . Een eenvoudig voorbeeld is het autoregressieve model van de eerste orde (Knotters, 2001):

$$h(t) - c = a\{h(t - \Delta t) - c\} + bp(t) + \varepsilon(t) \quad [4.1]$$

waarbij $h(t)$ de grondwaterstand op tijdstip t , $p(t)$ het neerslagoverschot tussen $t - \Delta t$ en t , $\varepsilon(t)$ een stochastische (ruis)component met verwachtingswaarde $E(\varepsilon(t)) = 0$ voor alle t , en a , b en c parameters. De tijdstap Δt wordt voldoende klein gekozen zodat voldaan wordt aan de vereiste meetfrequentie voor berekening van de GWK. Op basis van de beschikbare metingen worden de parameters van het tijdreeksmodel geschat (vaak wordt een stationariteitsaannname gemaakt om het aantal parameters beperkt te houden), waarna het gekalibreerde model gebruikt wordt om een voldoende lange tijdreeks van grondwaterstanden te genereren. Deze tijdreeks wordt daarbij geconditioneerd op de beschikbare metingen, zodat op tijdstippen waarop is gemeten de gemeten waarde wordt gereproduceerd. Toepassing van de methode vereist uiteraard wel een tijdreeks van het neerslagoverschot of andere in het model meegenomen externe variabelen over de gehele simulatieperiode. De GWK wordt vervolgens berekend voor de aldus gesimuleerde tijdreeks van grondwaterstanden. Hierbij is het belangrijk ook de stochastische component mee te nemen en de GWK te middelen over meerdere realisaties van het stochastisch tijdreeksmodel. Dit is omdat het deterministisch deel van het tijdreeksmodel een afgevlakte representatie van de werkelijkheid geeft en de pieken in de grondwaterstand mist, welke essentieel zijn bij berekening van de HG3 en LG3 (Knotters & Van Walsum, 1997). Trekkingen uit de stochastische component kunnen worden gebaseerd op de aanname dat deze normaal verdeeld is of door de empirische verdeling van de residuen van het model op meettijdstippen te gebruiken (voor details zie Knotters & Van Walsum, 1997).

Het tijdreeksmodel is een stochastisch model zodat ook de eruit berekende GWK een stochastische variabele is, met een zekere kansverdeling. De gehele kansverdeling van de GWK kan met stochastische simulatie bepaald worden, maar in de praktijk is men meestal alleen geïnteresseerd in de verwachte waarde van de GWK, welke wordt verkregen door middeling van alle gesimuleerde GWK's. Toch is ook de gehele kansverdeling van de GWK interessant, vooral dan wanneer men de onzekerheid in de GWK wil kwantificeren (zie Hoofdstuk 6). Overigens wordt onzekerheid in de geschatte parameters van het tijdreeksmodel meestal niet meegenomen in berekening van de kansverdeling van de GWK, zodat de totale onzekerheid enigszins wordt onderschat (McLeod & Hipel, 1978; Van der Gaast & Massop, 2005a; Van der Gaast *et al.*, 2006a). Bovendien

is er naast parameteronzekerheid ook modelonzekerheid die niet wordt verdisconteerd: ook de modelselectie kan een foutenbron zijn (McLeod & Hipel, 1978). Voor de identificatie en kalibratie van een tijdreeksmodel dat de relatie beschrijft tussen grondwaterstand, neerslag en verdamping dienen de grondwaterstandsmetingen goed verspreid te liggen over de gehele zone waarin de grondwaterstand fluctueert. Daarnaast moet de tijdreeks minimaal even lang zijn als de responstijd van het systeem (Knotters & Bierkens, 1999). Afhankelijk van de bodemkundige en hydrologische situatie varieert de responstijd van enkele weken tot meer dan vijf jaar.

Van Geer *et al.* (1988) pasten als eerste in Nederland tijdreeksmodellering toe op grondwaterstandsreeksen, met als doel om invloeden van elkaar te onderscheiden. Voorbeelden van het gebruik van tijdreeksmodellen voor uitbreiding van meetreeksen van grondwaterstanden zijn Knotters & Van Walsum (1994), Knotters (2001), Van der Gaast & Massop (2003) en Hoogland *et al.* (2004).

Von Asmuth *et al.* (2002) en Von Asmuth & Knotters (2004) ontwikkelden een type tijdreeksmodel, PIRFICT genoemd, dat op een tweetal vlakken eerdere modellen verbetert. Ten eerste werkt PIRFICT op continue tijdbasis, waar traditionele Box-Jenkins type transfer-ruis modellen met discrete tijd werken. Ten tweede maakte PIRFICT gebruik van flexibele impuls-respons (IR) functies die op basis van de meetdata geparametriseerd worden. Er is dus geen noodzaak tot handmatige modelidentificatie. Een bijkomend voordeel van de gebruikte IR-functie is dat er een fysische interpretatie aan gegeven kan worden, bijvoorbeeld een cascade van lineaire reservoirs (lees: bodemlagen), en daarmee een uitbreiding van de methodologie van Knotters en Bierkens (2000) vormt. In een gecombineerde kalibratie-validatiestudie (Von Asmuth *et al.*, 2002) werden zowel PIRFICT als een Box-Jenkins model geijkt aan 15 grondwaterbuizen. De resultaten waren vergelijkbaar, met een gemiddelde RMSE van ~12 cm (kalibratie) en ~15 cm (validatie) voor beide modeltypen. Het PIRFICT model vormt de kern van het softwarepakket MENYANTHES dat in de Nederlandse operationele en onderzoekspraktijk veelvuldig wordt gebruikt voor interpretatie en verlenging van grondwatermeetreeksen (Von Asmuth, 2012).

Uit bovenstaande blijkt dat toepassing van tijdreeksmodellen eisen stelt aan het aantal en de aard van de waarnemingen op een locatie. Deze moeten zodanig zijn dat schatting van de parameters van het tijdreeksmodel voldoende betrouwbaar is. Ook moet aanvullende informatie zoals het neerslagoverschot bekend zijn. Als aan deze voorwaarden niet is voldaan dan kan men alternatieve statistische methoden gebruiken om toch de GWK op een locatie te schatten. Specifiek noemen we hier de methode die gebruik maakt van zogeheten 'gerichte opnames' (Finke *et al.*, 2004; Hoogland *et al.*, 2004). In deze methode wordt de grondwaterstand op een gericht tijdstip ('s zomers voor de GLG, 's winters voor de GHG) gemeten op de doellocatie en in nabij gelegen peilbuizen. In het algemeen wordt geen rekening gehouden met verschillen in de bodemhydrologische omstandigheden van de doellocatie en die van de peilbuizen, hoewel daar wel mogelijkheden toe zijn (Vroon & Brouwer, 2008; Vroon & Kiestra, 2010). De GWK (GHG of GLG) op de doellocatie wordt vervolgens met 'stambuisregressie' geschat uit de grondwaterstand op de locatie. Bij stambuisregressie (Finke *et al.*, 2004; Hoogland *et al.*, 2004) wordt met behulp van lineaire regressie een relatie gelegd tussen de GxG berekend op een stambuislocatie en de gemeten grondwaterstand ter plaatse, ten tijde van de gerichte opname(s). Deze relatie wordt vervolgens gebruikt om op locaties waar alleen gerichte opnames zijn de GxG te voorspellen. Het zal duidelijk zijn dat het gebruik van gerichte opnames om tot een inschatting van de GxG te komen minder nauwkeurig is dan het direct afleiden van de GxG uit een tijdreeks. Bijvoorbeeld, het is bekend dat bij stambuisregressie afvlakking plaatsvindt, vooral bij de GHG (Van der Gaast *et al.*, 2006a). Natte GHG's worden droger en droge GHG's worden natter voorspeld. Voor de GLG is de afvlakking klein. Hoogland *et al.* (2004) hebben de belangrijkste foutenbronnen bij stambuisregressie in kaart gebracht en constateren voor een studiegebied nabij Nijverdal schattingsfouten in de GxG van tientallen centimeters.

Uitbreiding van de tijdreeks met procesmodellen

Als voldoende gegevens beschikbaar zijn kan ook een fysisch-deterministisch hydrologisch model worden afgeleid voor de locatie waarvoor men de GWK wil berekenen. Dit mag een ruimtelijk gedistribueerd model zoals SIMGRO zijn (zie Hoofdstuk 5), maar in veel gevallen wordt een eendimensionaal model dat de verticale waterbeweging modelleert gebruikt. Een belangrijk voorbeeld van een dergelijk model is SWAP (Van Dam & Feddes, 2000; Van Dam *et al.*, 2008). In vergelijking met statistische modellering heeft deze aanpak als voordeel dat het resulterende model meer is gebaseerd op fysische wetten en daarom naar verwachting beter in staat is tot extrapolatie. Belangrijke nadelen zijn dat modelbouw en modelkalibratie bewerkelijker zijn dan bij tijdreeksmodellen en dat meer invoergegevens benodigd zijn. Een aandachtspunt is dat door kalibratie afvlakking van GxG's kan optreden. Vanwege deze afvlakking kan de GHG systematisch worden onderschat en de GLG systematisch worden overschat.

Toevoeging van een stochastische component aan fysische modellen kan met 'state-space modelling', waarbij het Kalmanfilteralgoritme een toepassing vindt (Van Geer, 1987; Bierkens *et al.*, 2001; Berendrecht *et al.*, 2004; Webster & Heuvelink, 2006). Dit type modellen kan worden gezien als een uitbreiding van de eerder besproken statistische tijdreeksmodellen, waarbij meer fysica in de relatie tussen de grondwaterstand op twee opeenvolgende tijdstippen wordt gelegd (bv. wet van Darcy, vergelijking van Richards). Overigens is in de tijdreeksmodellering ook een beweging in de richting van fysische procesmodellen bespeurbaar. Bierkens *et al.* (1999) passen Kalman filtering toe op een empirisch transfer-ruis grondwaterstandsmodel. Knotters & Bierkens (2000) laten zien wat de fysische interpretatie is van de parameters van een empirisch tijdreeksmodel. Young en Beven (1994) gebruiken Data-Based Mechanistic modelling om een brug te slaan tussen hydrologische proceskennis en empirische modellering. Van der Gaast *et al.* (2009a) hebben deze fysische interpretatie toegepast in een landelijke studie naar de effecten van klimaatverandering op de watervraag. Een ander voorbeeld van een aanpak op het grensgebied tussen statistische en fysische procesmodellering is het gebruik van de uitvoer van een procesmodel als verklarende variabele in een statistisch model (Hoogland *et al.*, 2006).

4.4 Inschatting van de GWK op basis van expertkennis

Getrainde veldbodemkundigen kunnen aan bodemprofielen kenmerken onderscheiden die aanwijzingen geven voor de GHG en/of GLG. Dit gebeurt bij de traditionele bodem- en Gt karteringen, zowel bij detailkarteringen als voor de 1:50.000 bodem en Gt-kaart.

Ter voorbereiding op een bodemgeografisch onderzoek worden de beschikbare grondwaterstandsgegevens voor een gebied grondig onderzocht. In de praktijk komt het er op neer dat buisgegevens, gegevens over eventuele ingrepen in de waterhuishouding, grondwateronttrekkingen, maaiveldgegevens en de waterstaatskaart worden geraadpleegd. Bij de start van de opname bestaat er hierdoor kennis over de grootte van de fluctuatie van de grondwaterstand, over de variatie van de fluctuatie binnen het gebied, al dan niet gerelateerd aan het voorkomen van natte en droge gronden of aan bepaalde landschapskenmerken (Ten Cate *et al.*, 1995). Voor de veldschattingen van de GHG en de GLG worden profiel-, veldkenmerken en gemeten grondwaterstanden in boorgaten en grondwaterstandsbuizen gebruikt. Profielkenmerken worden veroorzaakt door de jaarlijkse fluctuatie van de grondwaterstand.

Met betrekking tot de fluctuatie van de grondwaterstand zijn in een bodemprofiel drie zones te onderscheiden:

1. de zone boven de hoogste grondwaterstand, waarin door voldoende aeratie nauwelijks of geen reductieprocessen optreden. In gronden met een hoge grondwaterstand is deze afwezig;
2. de zone waarin zich de fluctuatie van de grondwaterstand afspeelt. In deze zone met afwisselend oxidatie- en reductieprocessen ontstaan door herverdeling van bepaalde verbindingen (o.a. ijzer) roest en/of

reductievlekken. In ijzerhoudende gronden zijn dit de klassieke gley-kenmerken, in ijzerloze gronden de blekingsvlekken. Het GHG-niveau bevindt zich in deze zone, veelal in het bovenste gedeelte;

3. de zone beneden de diepste grondwaterstand (ook wel de permanent gereduceerde zone genoemd, Cr-horizont), waarin door permanente verzadiging met water oxidatieprocessen ontbreken. De GLG bevindt zich afhankelijk van de samenstelling van het moedermateriaal veelal net iets boven de permanent gereduceerde zone.

De veldschatting van de GLG in open profielen geeft gewoonlijk minder problemen dan die van de GHG. Voor zowel de GHG als de GLG is de verschijningsvorm afhankelijk van het moedermateriaal waarin zij is gevormd en slechts een deel van deze verschijnselen heeft betrekking op het actuele grondwaterstandsverloop.

Profielkenmerken kunnen geheel of gedeeltelijk horen bij het vroegere grondwaterregime en dus fossiel zijn. Bovendien kunnen profielkenmerken verdwenen zijn door diepere grondbewerkingen. Profielkenmerken die mede bepalend zijn voor de veldschattingen van de GHG en de GLG zijn:

- het structuurprofiel;
- de profielontwikkeling;
- de aard en samenstelling van het moedermateriaal;
- de geologische opbouw;
- het vochtgehalte en de grondwaterstand.

Voor het vaststellen van de huidige hydrologische situatie wordt de GLG (doorgaans in de nabijheid van de permanent gereduceerde zone: de Cr-horizont) als leidraad genomen. Vanaf dit niveau is het profiel volledig gereduceerd en heeft het materiaal een blauwgrijze kleur (kleigronden, (kei)leemgronden, ijzerhoudende zandgronden). De kleurintensiteit op dit niveau is echter sterk afhankelijk van de hoeveelheid en de aard van het ijzer in de grond. In veengronden is er meestal een duidelijke kleuromslag te zien vanuit het fluctuatietraject (donkerbruin-zwart) van het grondwater naar de permanent gereduceerde zone (lichterbruin). Ontijzerde of ijzerarme gronden, zoals humuspodzolgronden, vertonen veel minder duidelijke kleurverschillen dan ijzerhoudende gronden. Het is daarom niet eenvoudig een GLG-niveau in ijzerarme profielen vast te stellen. Dit geldt bij een ongewijzigde hydrologische situatie, maar des te meer bij een wijziging in het grondwaterregime. Bovendien staat het niet altijd vast of de waargenomen kenmerken samenhangen met een GLG-niveau.

De schatting van het GHG-niveau is ook gebaseerd op hydromorfe kenmerken, dit in afhankelijkheid van de fluctuatie van het grondwater. Bij de interpretatie van deze kenmerken ten aanzien van de GHG wordt ook gelet op de textuur van het profiel (dit geldt ook voor de GLG). Bij een bepaalde GHG zullen in sterk of zeer sterk lemige, zeer fijnzandige gronden deze verschijnselen als gevolg van een dikke, volcapillaire zone hoger in het bodemprofiel voorkomen dan bij zwak lemige of leemarme matig fijnzandige gronden. Dit heeft tot gevolg dat de eerst genoemde gronden, uit het oogpunt van de landbouw (vochtleverend vermogen, draagkracht etc.) gezien, natter zijn dan de minder lemige of fijnzandige profielen. Verder wordt ook gelet op de aanwezigheid van weerstandbiedende lagen in het bodemprofiel, zoals meerbodem, lössleem, kazige B-horizonten, verkitting, dichte pakking etc. die invloed hebben op de GHG. Vaak wordt dit onderbouwd door op bepaalde locaties waar deze lagen voorkomen meerdere filters te plaatsen. De filterstelling (filterdiepte) is hierbij afgestemd op de laagopbouw in de bodem (Vroon & Brouwer, 2008).

De schattingen van de GxG's worden meestal onderbouwd door twee gerichte opnames van de freatische grondwaterstand in een groot aantal boorgaten, al dan niet in combinatie met een grondwaterstandsmeting in alle boorgaten tijdens de kartering en in representatieve stambuizen ten tijde van het GHG-GVG en GLG moment. Verder wordt voorafgaand aan het onderzoek ook het bestaande buizenet aanzienlijk verdicht (afhankelijk van de hydrologie en bodemopbouw in een bepaald gebied ca. 1 buis per 100 ha). De filterstelling van de buizen is afgestemd op de bodemopbouw, waardoor ook de effecten van lagen die een sturende of dominante invloed hebben op de grondwaterstand kunnen worden bepaald. De selectie van reeds bestaande buizen is gebaseerd op basis van ligging, continuïteit en lengte van de meetreeks, profielopbouw en diepte van

het filter. Hierdoor is het mogelijk gerichte opnames te relateren aan nabijgelegen buizen in dezelfde geohydrologische eenheid (Vroon & Brouwer, 2008; Vroon & Kiestra, 2010).

Naast profielkenmerken wordt bij veldschattingen ook gelet op veldkenmerken. Veldkenmerken zijn o.a. te ontlelen aan de fysische geografie van het gebied (landschap, reliëf, dichtheid van het afwaterings- en ontwateringsstelsel, slootwaterstand, begreppeling, buisdrainage en bodemgebruik) alsmede aan de vegetatie (vocht- en droogte-indicatoren). De veldkenmerken worden bij een kartering tevens gebruikt om de begrenzing van een gebied met dezelfde grondwatertrap vast te stellen.

Gewoonlijk geeft geen van de kenmerken een ondubbelzinnige aanwijzing over het GHG- en GLG-niveau. Zelden is een kenmerk zo uitgesproken dat geen twijfel behoeft te bestaan over de daaraan te ontlelen gevolgtrekking. Op den duur ontstaat door ervaring en gebiedskennis voor de GHG en de GLG een zekere inschatting die voortdurend aan kenmerken wordt getoetst en zo nodig gecorrigeerd. Kwantificering van de bijbehorende onzekerheid is ook afhankelijk van de inschatting van de expert en heeft een zekere mate van subjectiviteit. Een belangrijk probleem bij de inschatting van de GxG op basis van profiel- en veldkenmerken is ook dat het vaak moeilijk te zeggen is gedurende welke periode deze kenmerken zich hebben gemanifesteerd. Dit kan variëren van een periode van minder dan één jaar tot tientallen jaren, en in veel gevallen is de expert niet in staat de lengte van de periode in het veld vast te stellen. Op grond van deze beschouwing worden veldkenmerken dan ook alleen als hulpmiddel gebruikt bij het schatten van de GxG.

4.5 Synthese over de temporele aggregatie van grondwaterstanden

Er zijn vier temporele aggregatiemethoden: (i) directe berekening uit tijdreeks; (ii) statistische modellen; (iii) procesmodellen en (iv) expertkennis.

Temporele aggregatie van een tijdreeks van grondwaterstanden tot een grondwaterstandskarakteristiek (GWK) is eenvoudig wanneer de tijdreeks voldoende lang is en een voldoende hoge meetfrequentie heeft. Bij directe berekening van de GxG op een te korte tijdreeks worden fouten geïntroduceerd. Een probleem is dat tijdreeksen van tien jaar of langer niet vaak voorkomen en dat tijdreeksen van dertig jaar of langer uiterst zeldzaam zijn. Als dergelijke reeksen al beschikbaar zijn dan hebben er tussentijds vaak hydrologische ingrepen in de nabijheid plaatsgevonden, is de buis tussentijds verplaatst of is de lengte of diepteligging veranderd zodat deze tijdreeksen toch niet bruikbaar zijn voor berekening van de GWK. Ook zitten er soms 'gaten' in lange tijdreeksen, bv. vanwege het tijdelijk disfunctioneren van een meetinstrument.

Als de tijdreeks niet voldoende lang is kan uitbreiding van de tijdreeks met statistische modellen en/of procesmodellen zinvol zijn. Als er geen tijdreeks is maar slechts enkele opnames op gericht gekozen tijdstippen dan kan stambuisregressie worden ingezet om voor deze locaties de GWK te schatten. De nauwkeurigheid van de schatting is minder groot ten gevolge van de geringere informatie. Bij tijdreeksmodellering met statistische modellen poneert men een model waarin de grondwaterstand op een zeker tijdstip een (meestal lineaire) functie is van de grondwaterstand op het vorige tijdstip en andere relevante informatie, zoals het neerslagoverschot in het tussenliggende tijdsinterval. In vergelijking met statistische modellering heeft de aanpak gebaseerd op procesmodellen als voordeel dat het fysische wetten expliciet onderdeel zijn van het model. Daarom zijn procesmodellen naar verwachting beter in staat tot extrapolatie. Nadelen van procesmodellering zijn dat modelbouw en modelkalibratie bewerkelijker zijn dan bij tijdreeksmodellen en dat meer invoergegevens benodigd zijn. Een aandachtspunt is dat door kalibratie afvlakking van GxGs kan optreden. Temporele opschaling kan ook met expertkennis. Een expert kan op basis van profiel- en veldkenmerken een inschatting van de GWK maken. Voorwaarde voor een goede inschatting van de GxG op basis van profiel- en veldkenmerken is een goed inzicht in de regionale hydrologie en bodemgesteldheid.

Ook het gebruik van statistische en procesmodellen stelt eisen aan de waarnemingsfrequentie en lengte van de tijdreeks. Waarnemingsfrequentie, reekslengte en spreiding moeten zodanig zijn dat schatting van de parameters van het tijdreeksmodel voldoende betrouwbaar is. Hierbij is van belang rekening te houden met de responstijd van het systeem (snel reagerende systemen vereisen een minder lange tijdreeks dan trage systemen). Ook moet aanvullende informatie zoals het neerslagoverschot bekend zijn. Bij het gebruik van deze modellen is het belangrijk een stochastische component mee te nemen indien een GWK wordt berekend die afhangt van extremen (bijv. de GHG of GLG). Statistische en procesmodellen groeien naar elkaar toe door de toevoeging van een stochastische component, door kalibratie van procesmodellen op waarnemingen (door de kalibratie neemt de fysische betekenis van parameterwaarden namelijk af omdat ze het effect van fouten in de modelschematisatie en de invoer moeten compenseren) en door fysische interpretatie van statistische modellen. Het gevolg van het gebruik van modellen is dat de GWK slechts geschat wordt en dat schattingsfouten worden gemaakt.

Temporele opschaling kan ook met expertkennis. Een expert kan op basis van profiel- en veldkenmerken een inschatting van de GWK maken. De methode van veldschattingen is een ambachtelijke methode waarbij verschillen in interpretatie mogelijk zijn. De methode is moeilijk reproduceerbaar. De veldschatting van de GLG in open profielen geeft gewoonlijk minder problemen dan die van de GHG. Voor zowel de GHG als de GLG zijn de gerelateerde profielkenmerken afhankelijk van het moedermateriaal waarin zij zijn gevormd en slechts een deel van deze verschijnselen heeft betrekking op het actuele grondwaterstandsverloop. Een belangrijk probleem bij de inschatting van de GxG op basis van profiel- en veldkenmerken is dat bij onvoldoende voorkennis het vaak moeilijk te zeggen is gedurende welke periode deze kenmerken zich hebben gemanifesteerd. Voorwaarde voor een goede inschatting van de GxG op basis van profiel- en veldkenmerken is een goed inzicht in de regionale hydrologie en bodemgesteldheid.

Tabel 4.1 geeft een overzicht van de beoordeling van de verschillende aggregatiemethoden. Deze beoordeling is gebaseerd op de omschrijving van de criteria zoals gespecificeerd in Tabel 4.2.

Tabel 4.1

Beoordeling van vier temporele aggregatiemethoden. De mate waarin een methode voldoet aan een criterium is kwalitatief weergegeven, waarbij ++ staat voor 'voldoet zeker' en – voor 'voldoet zeker niet'. zie voor de omschrijving van de criteria Tabel 4.2).

Criterium	Beoordeling van temporele aggregatiemethodes			
	Directe berekening op tijdreeks	Statistische modellen	Procesmodellen	Expertkennis
Detailniveau	n.v.t.	n.v.t.	n.v.t.	n.v.t.
Doorrekenen scenario's	–	–	+	+/-
Doorlooptijd	n.v.t.	n.v.t.	n.v.t.	n.v.t.
Nauwkeurigheid	++	+/-	+/-	- tot + ^c
Gebruik aanvullende gegevens	--	+/-	+	+
Fluxen bepalen	n.v.t.	n.v.t.	n.v.t.	n.v.t.
Extrapolerbaarheid	n.v.t.	n.v.t.	n.v.t.	n.v.t.
Reproduceerbaarheid	++	++	++	-/+
Objectiviteit	++	+	+	–
Ontwikkel- en gebruiksgemak	++	+/-	–	+
Kwantificering onzekerheid	+	++	+	+/-
Toepasbaarheid bij weinig gegevens	–	+–	–	+
Interpoleren als tussenstap	n.v.t.	n.v.t.	n.v.t.	n.v.t.

^c Afhankelijk van de kwaliteit van de gebiedskennis

Tabel 4.2*Omschrijving van de beoordelingscriteria behorend bij Tabel 4.1*

Criterium	Omschrijving
Detailniveau	Onder het detailniveau (schaalniveau) wordt de mate van detail (resolutie) in de tijd verstaan. Deze is afhankelijk van de opnamefrequentie van de grondwaterstanden en de bruikbaarheid van meetgegevens.
Doorrekenen scenario's	Bij temporele aggregatie gaat het met name over scenario's om uitspraken te kunnen doen over effecten van bijv. klimaatverandering of ingrepen in de waterhuishouding
Doorlooptijd	De doorlooptijd van methoden betreft de duur van de periode waarover metingen en/of peilbuisopnames moeten worden uitgevoerd.
Nauwkeurigheid	Nauwkeurigheid is de mate van overeenstemming van een berekende variabele met zijn daadwerkelijke waarde. In dit geval de temporele opschaling van een gemeten grondwaterstand tot een GWK. Voor methoden die gebruik maken van bestaande gegevens die voorhanden zijn maar die primair niet waren bedoeld voor een bepaalde studie, zijn lange en recente meetreeksen gewenst om de nauwkeurigheid zo hoog mogelijk te krijgen. Overigens ligt voor de hand dat de kosten toenemen maar ook de nauwkeurigheid toeneemt, naarmate meer (peilbuis)opnames plaatsvinden.
Gebruik aanvullende gegevens	De mate waarin aanvullende gegevens, naast de grondwaterstandreeksen, nodig om de methode te kunnen toepassen.
Fluxen te bepalen	n.v.t.
Extrapoleerbaarheid	Extrapoleerbaarheid wijst op de mate waarin het resultaat van een observatie, meting of schatting gegeneraliseerd kan worden naar andere tijdschalen. Naarmate de extrapoleerbaarheid toeneemt, is een bredere toepassing mogelijk naar bijvoorbeeld meer of minder detailniveau (Hier zit overlap met het eerste criterium).
Reproduceerbaarheid	Reproduceerbaarheid is de mate waarin de resultaten van waarnemingen bij herhaling vergelijkbare uitkomsten opleveren of, indien gedaan onder uiteenlopende omstandigheden, met elkaar overeenstemmen.
Objectiviteit	Objectiviteit is de mate waarin een observatie, meting of schatting afhangt van de werkwijze of methode die wordt gehanteerd en de aannames die hierbij worden gemaakt. Dus is objectiviteit een maat voor de exactheid van de wijze waarop de feiten worden doorgegeven, zonder dat er een persoonlijke mening in is verwerkt.
Ontwikkel- en gebruiksgemak	Ontwikkel- en gebruiksgemak is een indicatie over de gebruikersvriendelijkheid van de toegepaste methode.
Kwantificering onzekerheid	De mate waarin de fouten en onzekerheden van een meetmethode zijn te kwantificeren.
Toepasbaarheid bij weinig gegevens	De mate waarin uitspraken kunnen worden gedaan in de tijd.
Interpoleren als tussenstap	n.v.t.

5 Ruimtelijke interpolatie en aggregatie van grondwaterstandskarakteristieken

5.1 Doel en opzet van dit hoofdstuk

We beschrijven verschillende methoden waarmee de grondwaterstandskarakteristiek (GWK) zoals bepaald op locaties binnen een gebied kan worden geïnterpoleerd tot een gebiedsdekkende kaart en geaggregeerd (opgeschaald) tot één gebiedsdekkende waarde. De methoden werken voor alle in Hoofdstuk 4 besproken GWK's, zoals de GxG, de jaar- of seizoensgemiddelde grondwaterstand en het aantal dagen per jaar dat de grondwaterstand beneden een drempelwaarde ligt. We beschrijven: a) methoden gebaseerd op expertkennis; b) methoden die gebruik maken van statistische steekproeftheorie; c) methoden die gebruik maken van statistische modellen; en d) methoden die gebruik maken van procesmodellen. In de praktijk komen combinaties van deze methoden ook vaak voor. Bij alle methoden veronderstellen we dat het gebied waarover wordt geïnterpoleerd of geaggregeerd eenduidig is gedefinieerd, waarbij niet alleen de begrenzing van het gebied is aangegeven maar ook ondubbelzinnig is vastgesteld welke locaties binnen het gebied wel en welke niet deel uitmaken van de 'doelpopulatie' (bijv. locaties binnen een bepaalde afstand van bebouwing, sloten en wegen kunnen buiten de populatie worden gehouden). De beschrijvingen zijn bewust summier omdat ze elders in detail zijn gedocumenteerd, zodat een korte omschrijving en verwijzing volstaat. Voor een beschrijving van principes en methoden voor ruimtelijke interpolatie verwijzen we naar hoofdstukken 5 en 6 uit Burrough & McDonnell (1998), voor aggregatie en desaggregatie (op- en neerschaling) naar Bierkens *et al.* (2000). Knotters *et al.* (2010) geven een uitgebreid literatuuroverzicht van methoden voor interpolatie en (des)aggregatie. In Hoofdstuk 6 analyseren we voor een aantal interpolatie- en aggregatiemethoden hoe fouten en onzekerheden in de invoer van de bewerking doorwerken naar het eindresultaat.

5.2 Ruimtelijke interpolatie en aggregatie gebaseerd op expertkennis

Experts kunnen op basis van kennis van een gebied een schatting maken van de GWK op locaties in het gebied en van de gemiddelde GWK voor het hele gebied of delen ervan. Hierbij zullen ze niet alleen gebruik maken van de vastgestelde GWK op meetlocaties binnen het gebied (en erbuiten, als deze locaties in de buurt van het doelgebied liggen) maar ook van aanvullende informatie zoals de hoogtekaart, de bodemkaart, waterpeilen van oppervlaktewater, e.d. De nauwkeurigheid van de schatting van de GWK door experts neemt toe wanneer de expertkennis is gebaseerd op meerdere bezoeken in het gebied over een lange periode, waarbij de grondwaterstand op diverse momenten (nat en droog) wordt gemeten en rekening wordt gehouden met de bodemopbouw. Experts zijn ook in staat tot ruimtelijke interpolatie en aggregatie, met name wanneer men de beschikking heeft over metingen op diverse plaatsen in een gebied. Experts kunnen de aanvullende informatie op waarde schatten en complexe relaties meenemen, maar een nadeel van deze methode is de betrekkelijke reproduceerbaarheid ervan en dat de nauwkeurigheid niet wordt gekwantificeerd. Experts kunnen onderling van mening verschillen en zelfs dezelfde expert kan op een ander moment tot een ander resultaat komen. Daarnaast is de manier waarop de expert te werk gaat en tot zijn oordeel komt moeilijk eenduidig vast te leggen (Ten Cate *et al.*, 1995). Daartegenover staat dat de meetnetten (boorpunten met GxG-schattingen en metingen van de grondwaterstand) bij detailkarteringen meestal een hoge dichtheid hebben (variërend van ca. 1 boring per 0.5 tot 5 ha) en dat alle facetten die voorkomen in een bepaald gebied wel aan het licht komen. Dit betekent ook dat de nauwkeurigheid van de schattingen door de vele meetpunten in het gebied hoog kan zijn.

Soms kan de werkwijze van de expert worden beschouwd als bestaande uit twee stappen, waarbij eerst in een interpolatiestap de GWK op elke locatie in het doelgebied uit de beschikbare informatie wordt afgeleid, waarna vervolgens in een aggregatiestap de ruimtelijk gedistribueerde GWK wordt teruggebracht tot één (gemiddelde) waarde voor het gehele gebied. Als voorbeeld hiervan kan de traditionele Gt-kartering worden genoemd (Van Heesen, 1970), waarbij met expertkennis een grondwatertrappenkaart van een gebied wordt afgeleid. Inmiddels wordt deze methode vanwege het ontbreken van een onderbouwing met gemeten grondwaterstanden in buizen niet meer gebruikt (Stoffelsen, 2008; Vroon & Brouwer, 2008; Vroon & Kiestra, 2010). De kaart geeft voor elk punt in het gebied een waarde (of interval) van de GWK ter plaatse, en deze waarden kunnen ruimtelijk worden gemiddeld of anderszins geaggregeerd (bv. de mediaan of modus) om tot één waarde voor het gebied te komen.

Interpolatie van de GWK in de vorm van Gt-kaarten veronderstelt dat de variatie van de GWK binnen Gt-eenheden klein is ten opzichte van die tussen Gt-eenheden. Grote veranderingen in de GWK doen zich volgens dit model voor op de grenzen van de Gt-eenheden. De variatie binnen eenheden wordt niet gekarteerd en elke locatie binnen een eenheid heeft daarom dezelfde GWK-waarde, hoewel wel impliciet rekening wordt gehouden met de variatie binnen eenheden door niet één waarde voor de GWK per eenheid te geven maar een interval waarin de GWK zich naar verwachting bevindt. Bijvoorbeeld, grondwatertrap Gt III heeft een GLG tussen 80 en 120 cm beneden maaiveld en Gt VI een GHG tussen 40 en 80 cm (De Vries *et al.*, 2003, Tabel 1). De interpolatiemethode die hier feitelijk wordt gehanteerd is het zogeheten classificatie-model, waarbij elke locatie in het gebied tot één van een eindig aantal klassen behoort en de eigenschappen van de GWK per klasse constant zijn. Dit is bevredigend als zoals eerder opgemerkt de variatie binnen klassen klein is ten opzichte van de variatie tussen klassen.

5.3 Ruimtelijke interpolatie en aggregatie gebaseerd op steekproeftheorie

Een schatting van de vlakgemiddelde GWK met behulp van steekproeftheorie wordt over het algemeen berekend als een lineaire combinatie van vastgestelde GWK's op locaties. Stellen we de vlakgemiddelde GWK voor als μ en de vastgestelde GWK op n locaties x_i als $Y(x_i)$ dan wordt μ geschat met:

$$\hat{\mu} = \sum_{i=1}^n \alpha_i Y(x_i) \quad [5.1]$$

waarbij $\hat{\mu}$ de schatting van μ . Een essentiële voorwaarde van het gebruik van steekproeftheorie is dat de locaties x_i waarop de GWK is vastgesteld moeten zijn geloot volgens een bekend lotingsmechanisme. Hierbij moet gelden dat alle locaties in het doelgebied kans maken deel uit te maken van de steekproef (de zogenaamde selectiekans moet bekend zijn en groter zijn dan nul). Het gehanteerde kansmechanisme bepaalt de grootte van de weegfactoren α_i . Hiervoor is een wijdverbreide theorie beschikbaar die veelvuldig is toegepast in vele takken van de wetenschap (Cochran, 1977).

Een belangrijk voordeel van het schatten van de vlakgemiddelde GWK met steekproeftheorie is dat de kansverdeling van de schattingsfout bekend is en niet afhangt van allerlei lastig te verifiëren (model)veronderstellingen. De enige eis is dat de meetlocaties met een bekend 'design' zijn geloot. De methode heet daarom ook wel 'design-based', in tegenstelling tot andere 'model-based' benaderingen (zie bv. Paragraaf 5.4). Bij zorgvuldige toepassing van de methode zal de schatting zuiver zijn, hetgeen wil zeggen dat de vlakgemiddelde GWK niet systematisch wordt over- of onderschat. Ook kan de standaardafwijking van de schattingsfout worden berekend met de zogeheten standaardfout. Hiermee kan bijvoorbeeld een betrouwbaarheidsinterval van de vlakgemiddelde GWK worden berekend. De nauwkeurigheid van de methode is sterk afhankelijk van het aantal gelote locaties en in de meest eenvoudige toepassing (enkelvoudig aselechte steekproef, zie volgende alinea) kan het zijn dat voor een nauwkeurige schatting een grote steekproef vereist is.

De meest eenvoudige toepassing van steekproeftheorie is een enkelvoudig aselechte steekproef, waarbij alle locaties in het gebied een even grote selectiekans hebben en onafhankelijk worden getrokken. Vaak is het echter mogelijk om de steekproefmethode te verfijnen en daarmee de nauwkeurigheid van de schattingen te verhogen. Hierbij kan kennis van het gebied en aanvullende informatie worden benut, zoals door stratificatie (onderscheiden van deelpopulaties), of het gebruik van regressieschatters (waarbij informatie uit bestaande meetnetten die niet middels een kanssteekproef zijn ontworpen kan worden benut). Bij stratificatie is wel van belang dat er voldoende informatie beschikbaar is om op een zinvolle manier te kunnen stratificeren. Dit alles kan de efficiëntie ten goede komen, zodat een grotere nauwkeurigheid (smaller betrouwbaarheidsinterval) bij een even grote steekproef of eenzelfde nauwkeurigheid bij een kleinere steekproef kan worden bereikt.

Voorwaarde van de steekproefbenadering is dat de locaties waar de GWK is vastgesteld met loting zijn bepaald. Dit is zelden het geval bij bestaande meetnetten, zodat de toepasbaarheid van de methode in het geding komt. Echter, door deze meetnetten aan te vullen met een kanssteekproef is het met behulp van regressieschatters toch mogelijk de informatie uit bestaande meetnetten te benutten bij modelonafhankelijke aggregatie van GWK's.

De Gruijter *et al.* (2006) beschrijven verschillende aggregatiemethoden die zijn gebaseerd op klassieke steekproeftheorie, zoals gestratificeerde enkelvoudig aselechte steekproeven en regressieschatters. Brus & De Gruijter (1993) pasten steekproeftheorie toe voor ruimtelijk aggregatie van onder meer GHG's, als onderdeel van een studie naar de kans op fosfaatuitspoeling naar het grondwater. Brus & Te Riele (2001) pasten regressieschatters toe bij het schatten van het ruimtelijk gemiddelde van GHG's en GLG's.

Bovenstaande heeft betrekking op ruimtelijke aggregatie met steekproeftheorie. Het is de vraag of met steekproeftheorie ruimtelijke *interpolatie* ook mogelijk is. De heersende gedachte is dat de design-based benadering (steekproeftheorie) vooral geschikt is voor het schatten van vlakgemiddelden ('how much', aggregatie) en veel minder voor schattingen op locaties ('where', interpolatie).

5.4 Ruimtelijke interpolatie en aggregatie met statistische modellen

GWK's kunnen ruimtelijk worden geïnterpoleerd en geaggregeerd met behulp van regressiemodellen, geostatistische interpolatietechnieken (kriging), of combinaties van beide (regressie-kriging). Bij regressie worden de GWK-waarden op de n locaties gebruikt om een statistische relatie te leggen met verklarende variabelen zoals (relatieve) hoogte, hellingshoek, bodemtype, landgebruik, drainagedichtheid, *et cetera*. Vaak is dit een lineaire relatie, mogelijk worden ook interacties tussen verklarende variabelen genomen. Vervolgens wordt het regressiemodel toegepast op alle locaties in het doelgebied zodat een kaart van de GWK wordt verkregen, waarmee de interpolatie is voltooid. De schattingen op alle locaties in het gebied kunnen vervolgens worden gemiddeld om tot een schatting van de vlakgemiddelde GWK te komen. Ook andere, niet-lineaire ruimtelijke aggregaties kunnen eenvoudig op de kaart van de GWK worden toegepast (bv. berekening van de fractie van het aantal locaties in het gebied met een GWK groter of kleiner dan een gegeven drempelwaarde, of berekening van het 5- en 95-percentiel van de GWK in het gebied).

Bij kriging (geostatistische interpolatie) wordt eerst de ruimtelijke correlatiestructuur van de GWK gemodelleerd met een semivariogram dat wordt geschat uit de GWK-waarden (waarvan de geografische positie bekend moet zijn). Vervolgens wordt met kriging op elke locatie in het gebied een schatting van de GWK gemaakt, waarbij de schatting een gewogen gemiddelde is van de GWK-waarden in de buurt van de doellocatie. De schattingen worden vervolgens weer gemiddeld om tot een schatting van de vlakgemiddelde GWK te komen. In praktijk worden de twee stappen (interpolatie en ruimtelijke aggregatie) meestal in één keer gedaan met block-kriging, dat als extra voordeel heeft dat het ook de onzekerheid in de geaggregeerde waarde kwantificeert (Webster en Oliver, 2007, paragraaf 8.2). Net als bij tijdreeksmodellering maakt men in de geostatistiek vaak

stationariteitsaannames om het aantal te schatten parameters van het model klein te houden. De aanname van stationariteit van het gemiddelde kan wel worden afgezwakt door gebruikmaking van regressie-kriging.

Bij regressie-kriging wordt eerst regressie toegepast, waarbij de afhankelijke variabele (de GWK) wordt voorspeld met verklarende variabelen (bv. maaiveldhoogte, landgebruik, bodemtype). Vervolgens wordt het residu van de regressie geïnterpoleerd met behulp van kriging. De schatting op een onbemeten locatie is dan de som van de uitkomst van de regressie en van het geïnterpoleerde residu. Zowel het vaststellen van het semivariogram, de keuze van de meegenomen hulpvariabelen en de vorm waarin deze worden meegenomen hebben tot gevolg dat de methode een zekere mate van subjectiviteit hebben. De methode is echter wel reproduceerbaar omdat de werkwijze in detail is vastgelegd en herhaald kan worden met exact dezelfde uitkomst.

De schattingen van de vlakgemiddelde GWK zoals verkregen met statistische modellen kwantificeren ook hun nauwkeurigheid. In tegenstelling tot aggregatiemethoden die zijn gebaseerd op steekproeftheorie worden er geen eisen zijn gesteld aan de wijze waarop de locaties zijn geselecteerd (loting mag, maar hoeft niet). Aan het aantal locaties waarop de GWK bekend is kan wel een eis worden gesteld, zo is semivariogramschatting alleen mogelijk bij ten minste 100 waarnemingen (Webster & Oliver, 2007). Een ander verschil met steekproef-theoretische methoden is dat de uitkomsten van regressie, kriging etc. alleen gelden onder bepaalde model-veronderstellingen (bijv. lineaire relaties, constante variantie van regressieresiduen, stationariteit van het semivariogram), die in de praktijk moeilijk zijn te verifiëren en mogelijk onrealistisch zijn. De toepasbaarheid van modelgebaseerde methoden is daarmee ook afhankelijk van het oordeel van experts. Methoden die zijn gebaseerd op (geo-)statistische ruimte-tijdmodellering, zoals geregionaliseerde tijdreeksmodellen, kunnen ook worden gebruikt om GWK's ruimtelijk te aggregeren. Bij deze methoden worden tijdreeksen van grondwaterstanden ruimtelijk voorspeld en uit deze tijdreeksen kunnen GWK's worden berekend, die vervolgens ruimtelijk kunnen worden geaggregeerd.

Ruimtelijke aggregatie met statistische modellen zoals hierboven beschreven geeft in alle gevallen als tussenresultaat een kaart van de GWK. Met andere woorden, de aggregatiestap vereist ruimtelijke interpolatie als tussenstap.

Voor een beschrijving van geostatistische interpolatiemethoden verwijzen wij naar tekstboeken zoals van Isaaks & Srivastava (1989), Goovaerts (1997) en Webster & Oliver (2007). Knotters *et al.* (2010) geven een actueel overzicht van onder meer geostatistische methoden voor interpolatie en aggregatie. Van der Gaast *et al.*, (2006b) ontwikkelden een interpolatietechniek die de mate van ruimtelijke correlatie niet met een semivariogram beschrijft maar met de zogeheten 'verwantschap', die niet alleen afhangt van de Euclidische afstand tussen locaties maar ook van andere kenmerken zoals de maaiveldhoogte. Voor een beschrijving van regressiekriging verwijzen wij naar Hengl *et al.* (2004). Stolp *et al.* (1994) interpoleerden de GLG met behulp van kriging. Te Riele *et al.* (1995) pasten geostatistiek toe om karakteristieken van de grondwaterstand te interpoleren, waarbij zij voorspellingen van een fysisch-mechanistisch model voor grondwaterstroming gebruikten als hulpinformatie. Geostatistische methoden en regressiemodellering werden ook gecombineerd bij de kartering van de grondwaterdynamiek (Finke *et al.*, 2004; De Gruijter *et al.*, 2004). Knotters & Bierkens (2001, 2002) en Bierkens *et al.* (2001) beschrijven geregionaliseerde tijdreeksmodellen voor grondwaterstanden, waarmee GWK's kunnen worden geaggregeerd. Van der Gaast *et al.* (2006c, 2010) ontwikkelden de 'Gt-methode op basis van karteerbare kenmerken', waarbij GxG's ruimtelijk worden verdeeld zodanig dat frequentieverdelingen per grondwatertrap worden gerespecteerd en de ruimtelijke verdeling binnen elke grondwatertrap rekening houdt met de relatie tussen GxG en maaiveldhoogte. Een nadeel van deze methode is dat de verdeling van deze gegevens (landelijk of regionaal) over de grondwaterkarakteristiek binnen een bepaalde Gt klasse wordt gebruikt als representant van de verdeling binnen elk individueel Gt kaartvlak. Het is echter maar de vraag in hoeverre de variatie tussen peilbuizen op landelijke schaal een maat is voor de variatie binnen een kaartvlak. Daarnaast is de vraag in hoeverre de verdeling van de GWK binnen een een kaartvlak een

normale verdeling is, zoals impliciet wordt aangenomen. Om de effecten van klimaatverandering op de watervraag in beeld te brengen hebben Van der Gaast *et al.* (2009a) tijdreeksmodellen geparametriseerd op basis van fysische parameters, zoals kwel, bergingscoëfficiënt, drainageweerstand en vervolgens 30-jarige grondwaterstandstijdreeksen berekend waaruit de GxG is afgeleid. Dit heeft geresulteerd in landelijke kaarten voor de GxG voor verschillende klimaatscenario's.

5.5 Ruimtelijke interpolatie en aggregatie met procesmodellen

Met (numerieke) hydrologische procesmodellen worden potentialen en freatische grondwaterstanden in ruimte en tijd gesimuleerd. De GWK-waarden op locaties (of eigenlijk de tijdreeks met grondwaterstanden op die locaties) worden dan gebruikt om het model te kalibreren. Nadat dit is gedaan kan het model voor een lange periode worden toegepast op alle locaties in het gebied (een fijn grid) en kan de GWK op alle locaties worden bepaald, waarna berekening van de GWK op locaties en aggregatie naar een vlakgemiddelde waarde weer eenvoudig is. Merk op dat deze methode net als bij statistische modellen als tussenresultaat de GWK bepaalt op alle locaties in het doelgebied, zodat ook doorgerekend kan worden hoe fouten in grondwaterstands-metingen doorwerken naar de GWK op de locaties in het studiegebied.

Voordeel van het gebruik van procesmodellen is dat het model allerlei (vaak niet-lineaire) fysische relaties mee kan nemen die in de eerder beschreven methoden niet werden gebruikt, en dat alle beschikbare data met hun ruimtelijke verschillen gecombineerd worden benut. Indien in het model de relevante processen zijn meegenomen, kan het model worden gebruikt om de effecten van veranderingen in het systeem door externe invloeden (klimaatverandering) en menselijk handelen (maatregelen gericht op inrichting, gebruik en beheer) te extrapoleren. Nadeel van het gebruik van deterministische modellen is dat veel tijd moet worden geïnvesteerd in het verwerken van data voor de toepassing. Omdat in Nederland nu en binnen enkele jaren hydrologische modellen landsdekkend op nationale schaal (NHI, Delta instrumentarium) en regionale schaal (Hydromeda, MIPWA, IBRAHYM, AMIGO) operationeel zijn dan wel worden gemaakt zullen grondwaterstanden in toenemende mate met deze modellen worden voorspeld. De modelfout kan met metingen gekwantificeerd worden en gevoeligheidsanalyses, validatiestudies en onzekerheidsanalyses zijn onderdelen van het handboek van Good Modelling Practice. Het is de bedoeling dat dit de komende jaren wordt toegepast voor de modellen op nationale en regionale schaal. Het gebruik van gesimuleerde grondwaterstandvlakken om GWK's te schatten lijkt dan ook voor de hand te liggen.

Hoogland *et al.* (2006) pasten een fysisch-mechanistisch model voor grondwaterstroming (SIMGRO) toe bij de kartering van GWK's. Hoogewoud (2009) gebruikte het MIPWA model om grondwaterstandskarakteristieken in natuurgebieden in Noord-Nederland te berekenen. Het Nationaal Hydrologisch Instrumentarium (www.nhi.nu) bestaat uit de koppeling van vier hydrologische modellen waarmee een geïntegreerd landsdekkend grond- en oppervlaktewatermodel van Nederland wordt gebruikt voor landelijke analyses.

5.6 Synthese over de ruimtelijke interpolatie en aggregatie van grondwaterstandskarakteristieken

Ruimtelijke interpolatie en aggregatie van grondwaterstandskarakteristieken kan met expertkennis, steekproef-theorie, statistische modellen en procesmodellen. Elk van deze methoden heeft voor- en nadelen.

Experts kunnen op basis van kennis van een gebied een inschatting maken van de GWK op locaties in het gebied en van de gemiddelde GWK voor het hele gebied of delen ervan. Hierbij zullen ze niet alleen gebruik maken van de vastgestelde GWK op meetlocaties binnen het gebied (en erbuiten, als deze locaties in de buurt van het doelgebied liggen) maar ook van aanvullende informatie zoals de hoogtekaart, de bodemkaart,

waterpeilen van oppervlaktewater, e.d. Experts kunnen dus alle relevante informatie meenemen maar dit vereist dat experts het gebied goed kennen en onder verschillende condities metingen verzamelen om tot een goed beeld te komen. Een belangrijk voordeel is dat experts buizen in het veld kritisch tegen het licht kunnen houden, deze bijvoorbeeld kunnen onderzoeken op de juiste filterstelling en deze kennis meenemen in de interpretatie van grondwaterstanden. Hoewel experts dus heel goed in staat zijn tot ruimtelijke interpolatie en aggregatie, de aanvullende informatie op waarde weten te schatten en complexe relaties mee kunnen nemen, is een nadeel van deze methode dat deze moeilijk reproduceerbaar is. Daarnaast is voor nauwkeurige schattingen voorinformatie nodig over de hydrologie en bodemgesteldheid. Het resultaat van de methode kan worden gevalideerd: met behulp van een aanvullende steekproef kan gecontroleerd worden hoe groot de systematische en toevallige fout is, op voorwaarde dat de GWK op locaties bepaald kan worden.

De steekproeftheorie kan alleen worden gebruikt voor ruimtelijke aggregatie. Bij het gebruik van deze theorie worden de locaties waarop de GWK is vastgesteld geloot volgens een bekend lotingsmechanisme. Een belangrijk voordeel van het schatten van de vlakgemiddelde GWK met de steekproeftheorie is dat de kansverdeling van de schattingsfout bekend is en niet afhangt van allerlei lastig te verifiëren (model)veronderstellingen. Voorwaarde is echter dat de locaties waar de GWK is vastgesteld met een kansmechanisme zijn geselecteerd. De eis is dat de meetlocaties met een bekend 'design' zijn geloot, waarbij de selectiekansen bekend zijn en groter zijn dan nul. Voorbeelden zijn een enkelvoudig aselechte steekproef en een gestratificeerde enkelvoudig aselechte steekproef. Deze voldoende grote kanssteekproef is in de praktijk echter vaak niet voorhanden. Bij de steekproefopzet kan echter ook gebruik worden gemaakt van kennis van het gebied en aanvullende informatie. Hierdoor kan de nauwkeurigheid van schattingen worden verhoogd.

In tegenstelling tot aggregatiemethoden die zijn gebaseerd op steekproeftheorie worden bij statistische modellen geen eisen gesteld aan de wijze waarop de locaties zijn geselecteerd (loting mag, maar hoeft niet). Aan het aantal locaties waarop de GWK bekend is kunnen wel eisen worden gesteld, zo is semivariogram-schatting alleen mogelijk bij ten minste 100 waarnemingen. Een ander verschil met steekproeftheoretische methoden is dat de uitkomsten van regressie, Kriging etc. alleen gelden onder bepaalde modelveronderstellingen (bijv. lineaire relaties, constante variantie van regressieresiduen, stationariteit van het semivariogram), die in de praktijk moeilijk zijn te verifiëren en mogelijk onrealistisch zijn. Ruimtelijke aggregatie met statistische modellen zoals hierboven beschreven geeft in alle gevallen als tussenresultaat een kaart van de GWK. Met andere woorden, de aggregatiestap vereist ruimtelijke interpolatie als tussenstap. Statistische methoden zijn reproduceerbaar en kwantificeren net als steekproeftheorie ook de schattingsfout.

Procesmodellen hebben het voordeel dat allerlei (vaak niet-lineaire) fysische relaties mee kunnen worden genomen die in de eerder beschreven methoden niet kunnen worden gebruikt. Daarom zijn procesmodellen beter geschikt voor extrapolatie. Omdat procesmodellen deterministisch van aard zijn is het mogelijk om te extrapoleren naar andere situaties (in ruimte en tijd) en om maatregelen en/of scenario's door te rekenen. Een nadeel is dat vaak veel invoergegevens en procesparameters niet bekend zijn en berusten op niet gevalideerde veronderstellingen of dienen als kalibratieparameters. Ook moet veel energie worden gestopt in de bouw van het model. Fysisch-mechanistisch modellen zijn nu eenmaal niet meer dan een vereenvoudigde benadering van de werkelijkheid. Kwantificering van de fouten in de modelstructuur blijkt vaak lastig en wordt daarom vaak buiten beschouwing gelaten. Voor een discussie hierover en mogelijke oplossingen, zie Gupta et al. (2006); Refsgaard et al. (2006).

De beoordeling van de vier besproken interpolatie- en aggregatiemethoden zijn samengevat in Tabel 5.1.

Tabel 5.1

Beoordeling van vier ruimtelijke interpolatie- en aggregatiemethoden. De mate waarin een methode voldoet aan een criterium is kwalitatief weergegeven, waarbij ++ staat voor 'voldoet zeker' en – voor 'voldoet zeker niet' zie voor de omschrijving van de criteria Tabel 5.2).

Criterium	Beoordeling van de ruimtelijke interpolatie- en aggregatiemethoden			
	Expertkennis	Steekproeftheorie	Statistische modellen	Procesmodellen
Detailniveau	+/-	–	+	+
Doorrekenen scenario's	–	–	–	+
Doorlooptijd	+	+/-	+/-	–
Nauwkeurigheid	– tot + ^a	+/-	+/-	+/-
Gebruik aanvullende gegevens	+	+	+	++
Fluxen bepalen	+/-	–	–	++
Extrapoleerbaarheid	+	–	–	++
Reproduceerbaarheid	+/-	++	++	+
Objectiviteit	–	++	–	–
Ontwikkel- en gebruiksgemak	+	+	–	–
Kwantificering onzekerheid	–	++	+	+/-
Toepasbaarheid bij weinig gegevens	+	–	–	–
Interpolatie als tussenstap	+	–	++	++

^a afhankelijk van de gebiedskennis

Tabel 5.2

Omschrijving van de beoordelingscriteria behorend bij Tabel 5.1

Criterium	Omschrijving
Detailniveau	Onder het detailniveau (schaalniveau) wordt de mate van detail (resolutie) in ruimte en/of tijd verstaan, met name is dit relevant voor ruimtelijke aggregatie naar grotere gebieden.
Doorrekenen scenario's	Scenario's worden gebruikt om de effecten van verschillende hydrologische ingrepen te bepalen. Scenarioberekeningen veronderstellen extrapoleerbaarheid en zijn om die reden alleen toepasbaar met methoden die een deterministisch model als interpolator gebruiken.
Doorlooptijd	De doorlooptijd van methoden betreft de duur van de periode waarover analysemethode moeten worden uitgevoerd.
Nauwkeurigheid	Nauwkeurigheid is de mate van overeenstemming van een berekende variabele met zijn daadwerkelijke waarde.
Gebruik aanvullende – gegevens	Naast gegevens van de grondwaterstand kunnen ook andere gegevens gebruikt worden om het inzicht in de werking van het (grond)watersysteem te verhogen. Hierdoor kan met weinig gegevens soms toch een redelijk beeld verkregen worden.
Fluxen bepalen	Omdat we geïnteresseerd zijn in de verandering van de grondwaterstand in de tijd, is het van belang te meten welke fluxen de verandering van de grondwaterstand beïnvloeden (kwel, wijziging, enz.), dus het is hier van belang in welke mate deze fluxen kunnen worden berekend.
Extrapoleerbaarheid	Extrapoleerbaarheid wijst op de mate waarin het resultaat van een observatie, meting of schatting gegeneraliseerd kan worden naar andere situaties waarin weinig of geen observaties, metingen of schattingen beschikbaar zijn.

Criterium	Omschrijving
Reproduceerbaarheid	Reproduceerbaarheid is de mate waarin de resultaten van ruimtelijke interpolatie- en aggregatie bij herhaling vergelijkbare uitkomsten opleveren of, indien gedaan onder uiteenlopende omstandigheden, met elkaar overeenstemmen.
Objectiviteit	Objectiviteit is de mate waarin een observatie, meting of schatting afhangt van de werkwijze of methode die wordt gehanteerd en de aannames die hierbij worden gemaakt. Dus is objectiviteit een maat voor de exactheid van de wijze waarop de feiten worden doorgegeven, zonder dat er een persoonlijke mening in is verwerkt.
Ontwikkel- en gebruiksgemak	Ontwikkel- en gebruiksgemak is een indicatie over de gebruikersvriendelijkheid van de toegepaste methode.
Kwantificering onzekerheid	De mate waarin de fouten en onzekerheden van een meetmethode zijn te kwantificeren.
Toepasbaarheid bij weinig gegevens	De mate waarin uitspraken kunnen worden gedaan in de ruimte en/of tijd.
Interpolatie als tussenstap	De mate waarin ruimtelijke interpolatie zichtbaar kan worden gemaakt.

6 Fouten in meten en interpreteren van grondwaterstanden op basis van bestaande gegevens

6.1 Fouten in het meten van de grondwaterstand op locaties

Overzicht van de foutenbronnen

Bij het meten of schatten van de grondwaterstand op een locatie kunnen diverse fouten worden gemaakt. Een meetfout kan o.a. tot stand komen door:

- fouten bij de selectie van de bestaande gegevens (Paragraaf 6.1.1);
- fouten in de opstelling van de meetapparatuur (Paragraaf 6.1.2);
- fouten bij de aflezing van de meetapparatuur en het opslaan van de data (Paragraaf 6.1.3);
- fouten bij de interpretatie van de afgelezen meetwaarde (Paragraaf 6.1.4).

In de volgende paragrafen worden de fouten aan de hand van de bestaande literatuur nader geanalyseerd en is een schatting gemaakt over de orde van grootte van deze fouten.

6.1.1 Fouten bij de selectie van bestaande meetgegevens

Bij de kartering van grondwaterstanden worden verschillende informatiebronnen gebruikt. Grondwaterstandreeksen komen voor het overgrote deel uit de DINO databank, aangevuld met gerichte opname d.m.v. open boorgaten en veldschattingen. Een probleem is dat in de DINO database waarnemingen van verschillende soorten peilbuizen zijn opgenomen en dat de gebruikte terminologie niet eenduidig is; naast de term peilbuis worden ook de termen piëzometer, stijghoogtebuis, waarnemingsbuis, landbouwbuis en meetbuis gebruikt (NEN 5766, 2003). In het DINOLoket worden voorts de termen “standaard put” en “standaard buis” gebruikt (TNO Bouw en Ondergrond, 2011). In de DINO database is wel de boven- en onderkant van de filter opgeslagen, echter niet het bodemprofiel. Alterra gebruikt 12 selectiecriteria om grondwaterstandsreeksen uit de DINO database te selecteren voor de berekening van GxG (Hoogland *et al.*, 2004). Het bodemprofiel is geen selectie criterium. Er kunnen dus fouten optreden omdat het waterniveau in de peilbuis of open boorgat moet worden gerelateerd aan de freatische grondwaterstand of de bijbehorende stijghoogte(n). Deze fouten worden in detail besproken in Paragraaf 6.1.4.

6.1.2 Fouten in de opstelling van de meetapparatuur

Meetlocatie

Bij de uitvoering van grondwaterstandmetingen gaat het vooral om de inrichting van de meetlocatie, zoals diepte, positie en lengte van het filter in relatie tot de bodemopbouw en het hydrologisch systeem. Naast de verticale situering van een filter is de situering in de ruimte ook belangrijk, bijvoorbeeld de afstand tot een waterloop, weg of huis (Van der Bolt *et al.*, 2010; Hoogland *et al.*, 2004).

Open boorgaten

Open boorgaten worden gemaakt tot ongeveer 10 cm onder het grondwaterniveau. In de praktijk wordt er vaak te diep geboord, waardoor het effect van weerstandbiedende lagen op de grondwaterstand onvoldoende

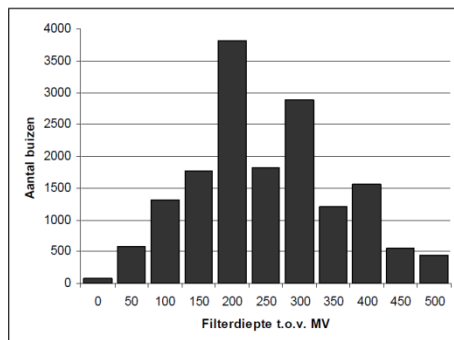
wordt meegenomen (persoonlijke communicatie H. Vroon). Na een instelperiode (1-2 dagen) wordt de grondwaterstand in de boorgaten handmatig gemeten, gebruik makend van een meetlint met klokje.

Plaatsen van de peilbuis

Bij een juiste aanpak wordt aan de hand van de boorbeschrijvingen bepaald op welke diepten de filters moeten worden geplaatst en wat de gewenste filterlengte is (NEN 5766, 2003). Indien nodig worden piëzometers op verschillende diepten geplaatst (Saines, 1981). Bij het installeren van peilbuizen moet de wand van de bodem zo min mogelijk worden versmeerd om voldoende instroming van water vanuit de bodem naar de peilbuis mogelijk te maken. Vooral bij peilbuizen met een grote diameter kan versmering trage reactietijden tot gevolg hebben. Voorts kunnen er fouten optreden bij het op de juiste hoogte aanbrengen van het filter en de eventuele bentonietomstorting (Stichting infrastructuur kwaliteitsborging bodembeheer, 2001). Deze fouten zijn niet nader gespecificeerd.

Diepte en lengte van de filters

In de loop der tijd is de diepte en de lengte van de filters veranderd. In het begin werden grondwaterstandbuizen met een lengte van 1,5 à 2 meter gebruikt. Voor de COLN-studie werd het plaatsen van buizen langer dan 2 m beneden het maaiveld om technische en financiële redenen niet op grote schaal toegepast omdat het voor het doel van het onderzoek niet noodzakelijk was (Hellings, 1958; Stol en Vrijhof, 1958). Een consequentie hiervan was dat ongeveer 25% van de buizen ongeschikt bleek te zijn, hoofdzakelijk omdat er ook in de winter geen grondwater binnen 2 m beneden maaiveld werd gemeten. Om droogvallen van de buizen te voorkomen werd de buislengte vergroot 2 tot 3 meter, tegenwoordig hebben buizen een maximale lengte van 5 of meer meter. Hierdoor is een grote variatie in filterdieptes ontstaan (Figuur 6.1). Een onderzoek verricht door het Waterschap Regge en Dinkel toont aan dat de verschillen in filterdieptes de interpretatie van de meetgegevens bemoeilijkt (Waaijenberg, 2009). De variatie in filterdieptes is op zich niet een foutenbron. Fouten ontstaan wanneer stijghoogten, gemeten in diepere filters, worden geïnterpreteerd als (freatische) grondwaterstanden. Ook kunnen buizen verstopt raken, waardoor de waterstand in de buis niet of niet goed reageert op veranderingen in de grondwaterstand. Zover bekend is naar de hierdoor optredende fouten geen systematisch onderzoek gedaan.



Figuur 6.1

Filterdieptes (onderkant filter) van de landbouwbuizen met een maximale diepte van 5 meter (Van der Gaast et al., 2009b)

6.1.3 Fouten bij het aflezen van de meetapparatuur

Opslag van gegevens

NEN 5766 (2003) omschrijft welke informatie in een verslag moet worden vastgelegd. Deze gegevens zijn echter niet volledig. Zo vereist de norm geen beschrijving van de omgeving en het hydrologisch systeem. Ook wordt niet gespecificeerd wat er met het verslag moet gebeuren. Mede hierdoor is deze informatie slechts ten dele beschikbaar in het DINOLoket (TNO Bouw en Ondergrond, 2011). In het bijzonder ontbreekt een

beschrijving van de samenstelling van de bodemlagen waarin de stijghoogten worden bepaald. Ook worden bij de invoer van handmatig verzamelde gegevens schrijffouten en typefouten gemaakt en de gegevens van buizen verwisseld (Waaijenberg, 2009).

Fouten bij handmatige opnames

Voor handmatige metingen met een meetlint en klokje wordt een nauwkeurigheid geadviseerd van ± 1.0 cm en 1 cm voor de hoogte van het meetpunt t.o.v. het referentie niveau (NAP) (NEN-ISO 21413, 2005). Kwantitatieve gegevens over de betrouwbaarheid zijn niet voorhanden, maar handmatig opgenomen peilbuizen vertonen vaak gaten in de meetreeks, met name in de vakantieperiode (Waaijenberg, 2009). Ontbrekende waarnemingen zijn op zichzelf geen fout, maar kunnen wel zorgen voor een verkeerde inschatting van de grondwaterkarakteristiek als systematisch te hoge of juist te lage grondwaterstanden niet worden meegenomen.

Fouten en afwijkingen in druksensor

Voor geautomatiseerde drukmeters wordt een nauwkeurigheid van 3 mm, of 0,1 % van de fluctuaties in de waterstand, of 0,01 % van de waterdiepte t.o.v. het vaste meetpunt geadviseerd (NPR-ISO/TR 23211, 2009). Bij het gebruik van druksensoren kunnen echter allerlei fouten optreden. Er kan "drift" in de elektronica optreden waardoor het signaal in de loop van de tijd gaat "verlopen". Dikwijls wordt bij druksensoren gekozen voor een luchtdrukcompensatie door een verschildrukopnemer te gebruiken waarbij een van de zijden van de drukopnemer via een ventilatiekanaal met de atmosfeer is verbonden. Verstopping kan leiden tot onvoldoende compensatie, waardoor luchtdrukverschillen onbedoeld als veranderingen in de waterdruk kunnen worden geïnterpreteerd. De drukopnemers en de bijbehorende dataverwerking zijn soms gevoelig voor temperatuursveranderingen. Druksensoren kunnen significante afwijkingen vertonen. Deze afwijkingen liggen in de regel in de grootteorde van centimeters, maar kunnen ook decimeters beslaan. Deze afwijkingen, die dus veel groter kunnen zijn dan de voorschreven NEN-normen kunnen worden veroorzaakt door (Von Asmuth, 2010):

- Drift – een in de tijd oplopende verschuiving van het nulpunt van de sensor. Deze loopt over het algemeen op met een of meerdere centimeters per jaar, en kan dus na enige tijd decimeters beslaan.
- Temperatuurgerelateerde afwijking – de temperatuur beïnvloedt vermoedelijk de stugheid van het diafragma van de sensor, en daarmee de meting. De afwijking kan centimeters beslaan, en is zeker in het licht van de dag-nachtpatronen een storende factor van betekenis.
- Haperingen of falen van de sensor – om uiteenlopende redenen kunnen sensoren opeens grote afwijkingen gaan vertonen. Dit is meestal reden om de drukopnemer te vervangen (wat bij zowel de provincie Overijssel als bij Vitens bij ongeveer 50% van de drukopnemers gebeurd is). De afwijking die reden is om een drukopnemer te vervangen zal echter in meer of mindere mate ook in de meetreeks voorafgaand aan vervanging aanwezig kunnen zijn.

6.1.4 Fouten bij de interpretatie van de afgelezen meetwaarde

Relatie waterniveau in peilbuis met het freatisch grondwater

Zelfs als het waterniveau in peilbuizen en open boorgaten objectief is vastgesteld, is de relatie met het freatisch grondwater niet eenduidig. Deze relatie hangt af van het bodemprofiel (en al dan niet voorkomen van versturende lagen) en/of de hydrologische omstandigheden (wegzijing of kwel). Afhankelijk van het type buis wordt de freatische grondwaterstand, een gemiddelde stijghoogte of een diepe stijghoogte gemeten. De diepte en lengte van de filter bepaalt wat er wordt gemeten:

- Bij een piëzometer met een kort filter wordt de stijghoogte ter plaatse van het filter gemeten.
- Bij een open boorgat is het mogelijk om meerdere boorgaten op verschillende diepten te maken om zo een (eventuele) schijngrondwaterspiegels te meten.
- Bij een grondwaterstandbuis is vaak niet bekend wat er wordt gemeten: bij een buis die over de volledige lengte is geperforeerd wordt algemeen aangenomen dat de freatische grondwaterstand wordt gemeten. Dit is echter afhankelijk van de situatie: afhankelijk van het bodemprofiel is het ook mogelijk dat men een

gemiddelde stijghoogte of de diepe stijghoogte meet (Van den Akker *et al.*, 2010). Bij buizen met een lang, maar niet volledig, filter wordt een gemiddelde stijghoogte ter plaatse van het geperforeerde deel van de buis gemeten. Deze stijghoogte hoeft niet gelijk te zijn aan het freatische vlak. Informatie over het bodemprofiel is essentieel om een inschatting te maken over het verschil tussen het werkelijke freatische vlak en de gemeten waterstand. Een diepe grondwaterstandsbuis zal in het algemeen door meerdere bodemlagen geboord zijn en is dus ongeschikt voor het meten van schijngrondwaterstanden (U.S. Army Corps of Engineers - Wetlands Research Program, 1993).

Meetfouten in de positie van maaiveldhoogte

Bij het DINO^{Loket} wordt de hoogte van het maaiveld geschat van hoogtekaart 1:10.000. De foutmarges van het Actueel Hoogtebestand Nederland (AHN) kunnen oplopen tot 10-20 cm (Tabel 6.1). De nauwkeurigheid van de COLN-kaarten is onbekend (Jansen *et al.*, 2003; Visser, 1958).

Tabel 6.1

Systematische en stochastische fouten in het Actueel Hoogtebestand Nederland (Van der Zon, 2010)

	AHN-1	AHN-2
Systematische fout	5 cm	5 cm
Stochastische fout ^a	15 cm	5 cm
Minimaal 68,2% van de punten heeft een nauwkeurigheid van	$5+1 \cdot 15 = 20$ cm	$5+1 \cdot 5 = 10$ cm
Minimaal 95,4% van de punten heeft een nauwkeurigheid van	$5+2 \cdot 15 = 35$ cm	$5+2 \cdot 5 = 15$ cm
Minimaal 99,7% van de punten heeft een nauwkeurigheid van	$5+3 \cdot 15 = 50$ cm	$5+3 \cdot 5 = 20$ cm

^a hiermee wordt waarschijnlijk de standaardafwijking van de (toevallige) fout bedoeld.

*Onvolledigheid in het gegevensbestand (Ten Cate *et al.*, 1995)*

- Ontbreken van metingen.
- Droogstand: al dan niet numerieke waarde.
- Verplaatsing van de buis.

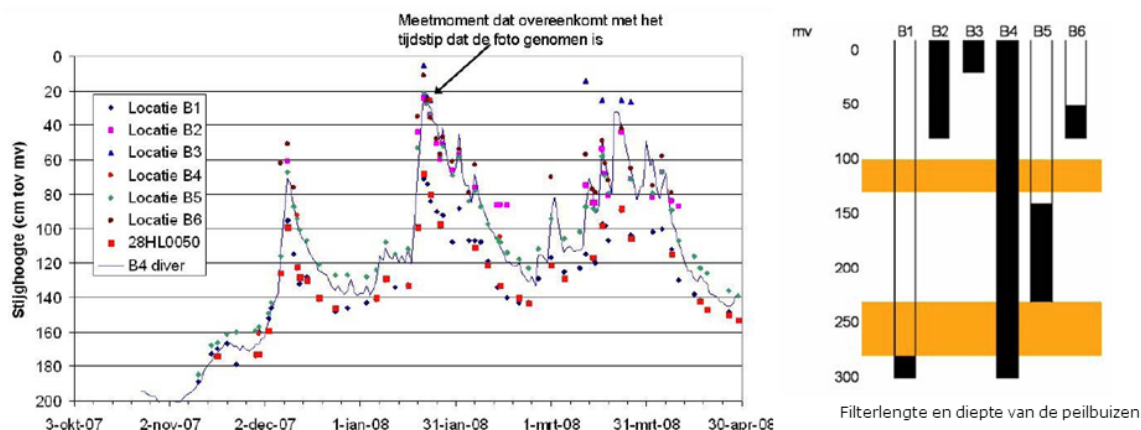
In sommige situaties wordt bij het droogvallen van een buis een meetwaarde gelijk aan onderkant buis in de database opgeslagen (Querner & Van Bakel, 2010). De hierdoor ontstane fouten zijn niet gekwantificeerd.

Verstoring van de hydrologie door het plaatsen van een meetinstrument

Het plaatsen van een meetinstrument in een gelaagd bodem profiel kan een verstoring van de hydrologie veroorzaken, bijvoorbeeld doordat een ondoorlatende laag wordt doorboord. Dit kan gevolg hebben voor sommige grootheden die gebruikt worden om de grondwaterkarakteristiek te berekenen, bijvoorbeeld de ontwateringsbasis en de lekweerstand veranderen. Het is hierbij van belang zich te realiseren dat de lekweerstand niet direct in het veld meetbaar is en bovendien afhankelijk is van de gekozen ruimtelijke schematisatie (Van Bakel *et al.*, 2003).

Verstorende lagen in het bodemprofiel

Door de gelaagdheid van de bodem, veroorzaakt door bodemvorming en/of geologische afzetting, is in veel gevallen sprake van een verhoogde hydraulische weerstand tegen verticale stroming hoog in het bodemprofiel (Van der Gaast *et al.*, 2008). Het gevolg van deze verticale weerstand is dat, vooral in natte perioden met een neerwaartse grondwaterstroming, de drukhoogte boven een relatief slecht doorlatende laag hoger is dan onder deze weerstandbiedende laag. De waterstand die wordt gemeten in een wat dieper geplaatst filter kan hierdoor lager uitvallen dan de werkelijke freatische grondwaterstand. In een gelaagd bodemprofiel kan zowel de lengte als de diepte van het filter invloed hebben op het gemeten waterpeil in de buis (Figuur 6.2). De gemeten waterstand wordt in grotere mate bepaald door de bodemlaag met een lagere weerstand.



Figuur 6.2

Tijd-stijghoogtelijnen van een grondwaterstandbuis en een serie piezometers op één locatie (Van der Gaast et al., 2009b)

Van der Gaast *et al.* (2009b) constateren dat de gemeten stijghoogteverschillen voor het merendeel betrekking hebben op een situatie, waarbij zowel de diepe als de ondiepe stijghoogte boven het niveau van de leemla(a)g(en), die het peilverschil veroorzaken, uitkomen. Deze constatering kan tot gevolg hebben dat het incidenteel meten van een grondwaterstand met behulp van open boorgaten indien te diep geboord niet altijd overeen hoeft te komen met de freatische grondwaterstand. Andere metingen laten zien dat de diepe stijghoogte zowel boven een leemlaag kan liggen als in de leemlaag kan zakken (Hoogland *et al.*, 2010). Indien er organisch materiaal in deze lagen zit, kan de situatie in de tijd ook nog veranderen omdat er oxidatie kan optreden (Wit *et al.*, 1991). Van den Akker *et al.* (2010) tonen aan dat door het voorkomen van weerstand-biedende lagen in het bodemprofiel verschillen in stijghoogten aanzienlijk kunnen zijn en zelfs kunnen oplopen tot meer dan 1 meter. Van der Gaast *et al.* (2007) laten zien dat door het gecombineerde effect van de gelaagdheid in de bodem en het drukhoogteverschil veroorzaakt door neerwaartse grondwaterstroming de diepte van de grondwaterstand wordt overschat.

Querner & Van Bakel (2010) hebben de verschillen tussen ondiepe en diepe peilbuizen voor een open zandprofiel in de Achterhoek geanalyseerd gebaseerd op 24 locaties uit de DINO-database. Zij concluderen dat in situaties met een relatief homogeen zandpakket, het dieper plaatsen van buizen niet hoeft te leiden tot (grote) verschillen in geregistreerde stijghoogte.

Veldonderzoek laat zien dat het werkelijke bodemprofiel kan afwijken van de informatie uit de DINO-database. Gebruik van gegevens uit de DINO-database kan daarom tot andere uitkomsten leiden en dit toont de noodzaak voor aanvullend veldonderzoek aan (persoonlijke informatie H. Vroon, 2011).

Bovenstaande studies laten zien dat de gelaagdheid van de bodem invloed kan hebben op het gemeten waterpeil. De invloed van het mogelijk verkeerd meten en modelleren verschilt echter van studie tot studie en ligt niet vast.

Invloeden van de meteorologische omstandigheden

Meteorologische omstandigheden hebben effect op de gemeten grondwaterstanden en kunnen daardoor leiden door fouten bij de interpretatie:

- De dag- en nachtpatronen in de verdamping hebben effect op vooral ondiepe grondwaterstanden (Von Asmuth, 2010). Dit kan worden ondervangen door een korte meetfrequentie (bijv. van een uur) toe te passen.
- Rasmussen & Crawford (1997) schatten dat een verandering van de atmosferische druk een fout kan veroorzaken van gemiddeld 7 cm en dat deze fout kan oplopen tot 30 cm in unconfined aquifers.

Veranderingen in atmosferische druk leiden vrijwel instantaan tot veranderingen in waterpeil in de buis, terwijl de veranderingen in het freatische vlak vertraagd optreden omdat de drukverandering vertraagd door de bodem verloopt. Hoe dieper het freatische vlak, hoe groter dit effect is. Om deze effecten van atmosferische druk te kalibreren is het nodig om gegevens over de atmosferische druk en de bijbehorende waterpeilen over langere tijd (5 tot 10 dagen) te verzamelen (Spane, 2002). Grote verbeteringen zijn mogelijk door meetreeksen te corrigeren met behulp van KNMI-reeksen (De Meij & Von Asmuth, 2011).

- In zandgronden kan onder invloed van oppervlaktetensionsprocessen in de volcapillaire zone de verdamping een sterkere daling van de grondwaterstand dan verwacht zou mogen worden veroorzaken, het zgn. *Wieringermeer-effect*. Deze daling kan oplopen tot 40 cm in 24 uur (Hooghoudt, 1952).
- Na regenval kan er bij ondiepe grondwaterstanden een schijngrondwaterstand ontstaan doordat de lucht slechts gedeeltelijk ontwijkt, het zgn. *Lisse-effect*. Stijgingen in de grondwaterstand in verhoudingen tot de regenval van 1:40 of meer zijn waargenomen in geestgronden (Hooghoudt, 1952). Schijnwaterstanden kunnen ook optreden door veranderingen in de hydrologische omstandigheden, bijv. stijging van het waterpeil in nabijgelegen rivieren of kanalen (Saines, 1981).
- Bij eenzelfde neerslagimpuls reageert de grondwaterstand onder natte omstandigheden heftiger dan onder droge omstandigheden als gevolg van een relatief geringe berging (Van der Gaast & Massop, 2005c).
- Bij vorst daalt de grondwaterstand om bij dooi weer op te lopen (Hooghoudt, 1952).

Hydrologische omstandigheden

Het is mogelijk dat het waterpeil in een peilbuis afwijkt van het niveau van de grondwaterspiegel. Deze situatie treedt op bij opwaartse kwel of wegzijging. Elci *et al.* (2003) hebben aangetoond dat voor peilbuizen met een filterlengte tussen de 3 en 7 m deze verschillen significant worden bij een gradiënt (dH/dz) die groter is dan 0.5. Dit fenomeen wordt veroorzaakt doordat er een neerwaartse stroming in de buis ontstaat als gevolg van de grote drukverschillen aan resp. de boven- en onderkant van het filter. Dit fenomeen kan optreden bij kleine gradiënten in peilbuizen met relatieve lange filterlengtes. Zij vonden dat de resultaten van een pseudo-statische analyse goed overeenkwam met een complexere numerieke simulatie. Zij concluderen dan ook dat deze simpele pseudo-statische analyse in de praktijk gebruikt kan worden en dat de noodzaak voor de meer complexe numerieke modellering niet nodig is.

Gemiddeld in Nederland is er een neerslagoverschot van 1 mm/d (Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut, 2011). Dat betekent dat op veel plaatsen in het veld er gemiddeld een neerwaartse waterbeweging is. Om een indruk te krijgen van het effect van een gemiddeld neergaande waterbeweging op de gemeten grondwaterstand indien er verschillende filterdieptes en filterlengtes worden gehanteerd is een vereenvoudigde analyse toegepast (Bijlage 3). Deze analyse is bedoeld voor de illustratie van het effect van dieper gaan meten. Deze is echter niet bruikbaar voor het schatten van werkelijke fouten onder veldomstandigheden waar q varieert in de tijd en K_s varieert met de diepte en soms ook in de tijd. Van der Gaast *et al.* (2006a) berekenen met behulp van de Darcy-vergelijking dat het verschil in stijghoogte (ΔH) kan oplopen tot 18 cm bij een neergaande flux $q = 0.3 \text{ cm d}^{-1}$ in een bodem met verticale doorlatendheid (K_s) van 5 cm d^{-1} ($q/K_s = 0.06$) en een verschil in afstand tussen het werkelijke freatische vlak en het vlak waar wordt gemeten van $z = 300 \text{ cm}$. De lengte van het filter en de grootte van de neergaande flux hebben echter een grote invloed op deze uitkomst. Ter illustratie: bij een filterlengte van 2 m ($z = 200 \text{ cm}$) en dezelfde flux van 0.3 cm d^{-1} wordt ΔH met een derde gereduceerd.

6.2 Fouten in grondwaterstandskarakteristieken op waarnemingslocaties

Overzicht van foutenbronnen

Bij berekening of inschatting van de grondwaterstandskarakteristiek (GWK) uit een tijdreeks van waarnemingen van de grondwaterstand of op basis van gerichte opnames of veldkenmerken kunnen diverse foutenbronnen ertoe leiden dat de verkregen GWK afwijkt van de werkelijke GWK. De belangrijkste foutenbronnen zijn:

- fouten in de grondwaterstandsmetingen zelf (zie Paragraaf 6.1), bijvoorbeeld omdat op de verkeerde diepte is gemeten of omdat meetwaarden foutief in de database zijn ingevoerd;
- fouten ten gevolge van directe berekening van de GxG (of andere GWK) op een te korte tijdreeks;
- fouten ten gevolge van directe berekening van de GxG op een tijdreeks met een te lage (of hoge) meetfrequentie;
- onterechte aanname dat waterhuishoudkundige omstandigheden niet zijn gewijzigd tijdens de meetperiode bij berekening van de GxG;
- fouten in de structuur, parameters en invoer van een tijdreeksmodel dat wordt gebruikt om de grondwaterstandskarakteristiek te berekenen;
- fouten in de structuur, parameters en invoer van een procesmodel dat wordt gebruikt om de grondwaterstandskarakteristiek te berekenen;
- fouten in de structuur, parameters en invoer van het stambuisregressiemodel waarmee de GxG uit gerichte opnames wordt geschat;
- fouten bij inschatting van de GWK uit veldkenmerken, bijvoorbeeld door fouten in de gebruikte hulpinformatie of in de beoordeling door experts.

De mate waarin een foutenbron doorwerkt naar de berekende GWK hangt af van de gehanteerde opschalingsmethode en van de specifieke omstandigheden op de locatie waarvoor de GWK wordt afgeleid. In bepaalde gevallen zal de bijdrage van een foutenbron groot zijn, in andere laag. Veel van de foutenbronnen zijn direct gekoppeld aan een gehanteerde methode en treden alleen op als de betreffende methode wordt gebruikt.

Omdat de bijdrage van foutenbronnen van geval tot geval kan verschillen is het moeilijk in algemene termen aan te geven wat de belangrijkste foutenbronnen zijn bij berekening van de GWK en hoe groot de bijdrage van elke foutenbron is. Dit zal per geval steeds opnieuw moeten worden vastgesteld, hoewel sommige invloeden mogelijk een algemeen karakter hebben. In dit deelhoofdstuk wordt de foutenanalyse daarom voor een aantal concrete cases besproken, waarbij is getracht de cases zo te kiezen dat de volle breedte van toepassingen (in natuurgebieden) wordt afgedekt. Aangezien een foutenanalyse een complexe en tijdrovende bewerking is en hoge eisen stelt aan de databeschikbaarheid is zoveel mogelijk geput uit bestaande, gepubliceerde onderzoeken.

6.2.1 Voortplanting van meetfouten in de grondwaterstand naar grondwaterstandskarakteristiek

De GWK wordt berekend uit een tijdreeks van de grondwaterstand (zie Hoofdstuk 4) zodat fouten in de grondwaterstand zich voortplanten naar de GWK. Het is goed mogelijk door te rekenen hoe de fout in de invoer van een bewerking of model zich voortplant naar de uitvoer, mits de fout in de invoer volledig is gekarakteriseerd met een kansverdeling (Heuvelink, 1998). Fouten worden met een kansverdeling beschreven omdat de exacte waarde van de fout niet bekend is (want dan zou ze direct worden geëlimineerd) maar men wel een idee heeft welke waarden de fout zoal kan aannemen, welke waarden aannemelijker zijn dan andere waarden, enzovoorts. Een veelgebruikte techniek voor foutenvoortplanting is Monte Carlo simulatie, waarbij met behulp van een random number generator trekkingen uit de kansverdeling van de invoer van een bewerking of model worden gedaan en de uitvoer berekend voor deze trekkingen. Als het aantal trekkingen groot genoeg is dan geeft de (standaardafwijking van de) frequentieverdeling van de uitvoer een betrouwbaar beeld van de fout in de uitvoer.

In ons geval willen we analyseren hoe fouten in de gemeten grondwaterstand doorwerken naar de GWK. Veronderstel dat de grondwaterstand op tijdstip t ($t=1, \dots, T$) wordt voorgesteld door $h(t)$, en dat de GWK een of andere functie is van deze tijdreeks. Bijvoorbeeld, in het geval van de GHG gaan we uit van een regelmatige tijdreeks van twee metingen per maand gedurende een periode van 30 jaar ($T \approx 30 \times 26$). Voor elk van de 30 jaar berekenen we eerst de HG3 (zie Hoofdstuk 3) en middelen deze vervolgens. Op elk tijdstip wordt de werkelijke grondwaterstand gerepresenteerd door de som van de gemeten grondwaterstand en de meetfout. Omdat we de exacte meetfout niet kennen stellen we hem voor als een kansverdeling. De normale verdeling ligt het meest voor de hand, welke volledig wordt beschreven door het gemiddelde en de standaardafwijking, die bij eenzelfde meetmethode vaak constant in de tijd worden genomen. Ten slotte is ook nodig dat we de correlatie tussen de fouten op tijdstip t en tijdstip $t+s$ voor elke combinatie van t en $t+s$ kwantificeren. Hierbij is het gebruikelijk aan te nemen dat deze alleen afhangt van het tijdsverschil s en dat de correlatie afneemt naarmate het tijdsverschil groter is. Bij onafhankelijke metingen zal de correlatie zelfs nul zijn tussen opeenvolgende metingen, zodat alleen het gemiddelde en de standaardafwijking per tijdstip nodig zijn.

In Paragraaf 6.1 zijn de fouten in de grondwaterstand gekarakteriseerd. Hieruit bleek dat niet zozeer de fout in de meting zelf groot is, maar dat de fout vooral veroorzaakt wordt door het feit dat we iets anders meten dan we beogen te meten. Deze fout kan zowel een systematisch (gelijke waarde bij herhaald meten in de tijd) als een toevallig (op elk tijdstip weer een andere waarde, onafhankelijk van de fout op andere tijdstippen) karakter hebben. Verschillen van enkele centimeters tot enkele decimeters tussen de gemeten grondwaterstand en de werkelijke grondwaterstand zijn onder deze omstandigheden realistisch. Stellen we de gemeten grondwaterstand op tijdstip t voor als $y(t)$, dan kunnen we schrijven:

$$y(t) = h(t) + \varepsilon(t) \quad [6.1]$$

waarbij $h(t)$ de werkelijke grondwaterstand is en $\varepsilon(t)$ de fout in de 'meting' van de grondwaterstand. Als we voor het gemak aannemen dat de fout $\varepsilon(t)$ normaal verdeeld is, dan is deze volledig gekarakteriseerd door het gemiddelde μ , de standaardafwijking σ en de temporele correlatie $\rho(\varepsilon(t), \varepsilon(t+s))$.

Om te kunnen analyseren hoe de fout zich voortplant naar de GWK rekenen we een aantal situaties door, waarbij we verder veronderstellen dat zowel μ als σ constant zijn in de tijd en dat de correlatie ρ een negatief exponentiële functie is van alleen het tijdsverschil s (met andere woorden, we nemen aan dat ε een stationair stochastisch proces is) :

$$\rho(\varepsilon(t), \varepsilon(t+s)) = a \cdot e^{-\frac{|s|}{b}} \quad [6.2]$$

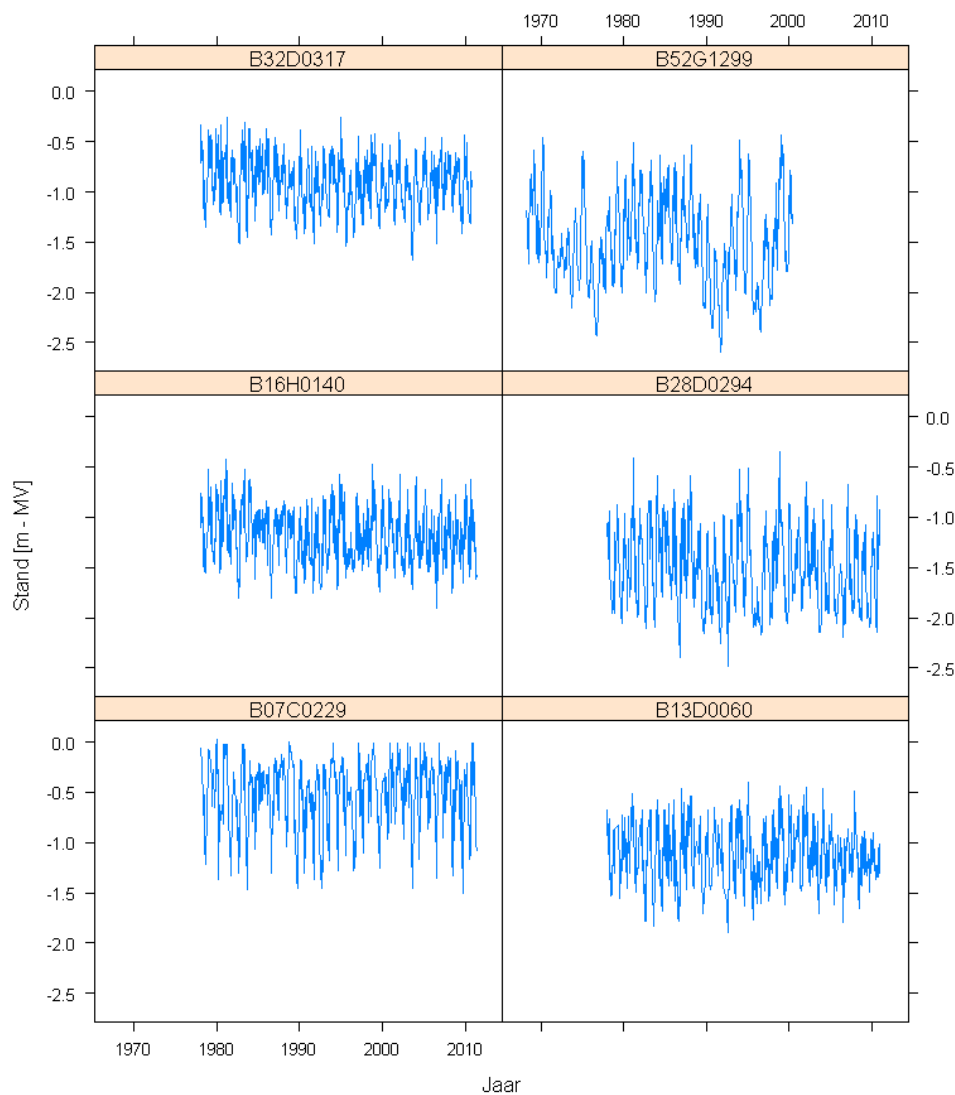
met $0 \leq a \leq 1$, $b > 0$ en $s \neq 0$. Merk op dat de temporele correlatie groot is als a en b beide groot zijn. Merk ook op dat de temporeel gecorreleerde fout geheel overgaat in een systematische fout als $a = 1$ en b oneindig groot.

De voortplanting van fouten in de grondwaterstandsmetingen naar de GHG, GVG en GLG is voor zes locaties met lange rijdsreeksen van de grondwaterstand geanalyseerd. Tabel 6.2 geeft informatie over de peilbuizen, Tabel 6.3 de parameterwaarden voor μ , σ , a en b . Tijdreeksen van de gemeten grondwaterstand zijn gegeven in Figuur 6.3.

Tabel 6.2

Kenmerken van de zes buizen en meetreeksen (Aantal = Aantal waarnemingen).

DINO naam	X	Y	GHG (m)	GVG (m)	GLG (m)	Onderkant filter (m)	Periode	Aantal
B07C0229	222000	577980	-0.178	-0.356	-1.103	-2	1978-2011	646
B13D0060	275083	557594	-0.719	-0.982	-1.535	-3.08	1978-2011	670
B16H0140	216500	526690	-0.800	-1.086	-1.557	-3	1978-2011	770
B28D0294	234974	482310	-0.955	-1.230	-1.973	-2.91	1978-2010	742
B32D0317	159810	457452	-0.555	-0.788	-1.274	-3.97	1978-2010	749
B52G1299	201200	382760	-0.975	-1.136	-1.949	-3.06	1968-2010	770



Figuur 6.3

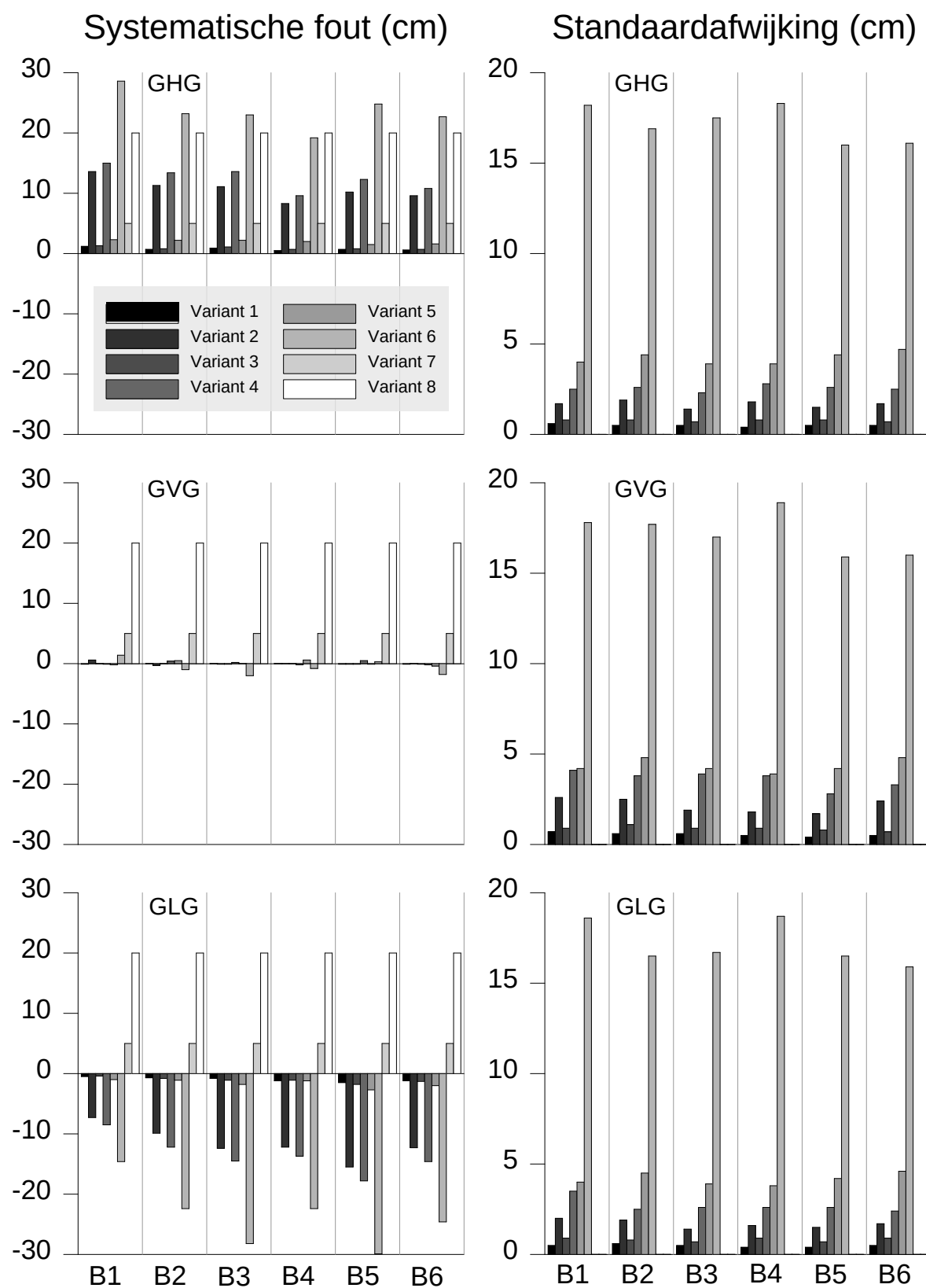
Tijdreeksen van de gemeten grondwaterstand op zes voorbeeldlocaties.

Tabel 6.3*Gekozen parameterwaarden voor statistisch model van de meetfout in de grondwaterstand.*

Variant	Omschrijving	μ (cm)	σ (cm)	a (-)	b (weken)
1	kleine fout zonder temporele correlatie	0	5	0	irrelevant
2	grote fout zonder temporele correlatie	0	20	0	irrelevant
3	kleine fout met matige temporele correlatie	0	5	0.7	10 weken
4	grote fout met matige temporele correlatie	0	20	0.7	10 weken
5	kleine fout met sterke temporele correlatie	0	5	1	52 weken
6	grote fout met sterke temporele correlatie	0	20	1	52 weken
7	kleine systematische fout	5	0	irrelevant	irrelevant
8	grote systematische fout	20	0	irrelevant	irrelevant

Figuur 6.4 geeft de uitkomsten voor de acht varianten. Hieruit blijkt dat de toevallige fout in de metingen zowel een systematische als een toevallige fout in de GxG tot gevolg heeft. De systematische fout in de GHG is steeds positief, die in de GLG steeds negatief en in de GVG zowel positief als negatief. Dit komt overeen met de verwachtingen aangezien het toevoegen van ruis leidt tot grotere schommelingen en grotere extremen, zodat ook de GHG en GLG extremer zijn. Merk ook op dat de systematische fout in de GxG soms groter is dan de toevallige fout in de meting. Dit kan worden verklaard door het feit dat de toevallige fout wordt gekarakteriseerd door de standaardafwijking, terwijl fouten tot tweemaal of driemaal de standaardafwijking niet uitzonderlijk zijn in de normale verdeling. De toevallige fout in de GxG is in deze voorbeelden altijd lager dan die in de grondwaterstandsmeting, maar ze is zeker niet verwaarloosbaar en ook daar is de foutenvoortplanting duidelijk aanwezig, met name als de temporele correlatie groot is.

Zoals verwacht planten systematische fouten in de metingen zich ongewijzigd voort als een systematische fout in de GxG en leiden ze niet tot een toevallige fout in de GxG.



Figuur 6.4

Systematische fout en standaardafwijking voor GHG, GVG en GLG voor de zes buizen uit Tabel 6.2 (B1: B07C0229, B2: B13D0060, B3: B16H0140, B4: B28D0294, B5: B32D0317, B6: B52G1299) voor de acht varianten genoemd in Tabel 6.3.

6.2.2 Fouten in de GxG ten gevolge van berekening op een te korte tijdreeks

De definitie van de GxG zoals gegeven in Hoofdstuk 4 vereist dat metingen van de grondwaterstand beschikbaar zijn voor een periode van 30 jaar. In de praktijk wordt hier lang niet altijd aan voldaan, temeer ook omdat de klimatologische en waterhuishoudkundige omstandigheden gedurende de beschouwde periode niet ingrijpend gewijzigd mogen zijn. Het komt daarom vaak voor dat de GxG op kortere tijdreeksen wordt berekend, hetgeen tot fouten in de GxG kan leiden. Hieraan is in het verleden enig onderzoek gedaan zodat we hier volstaan met een kort overzicht.

Aanhangsel 1 uit Van der Gaast & Massop (2003) laat voor drie buizen zien dat de GHG en GLG berekend op een tijdreeks van 8 jaar tot maximaal 25 cm afwijkt van de GHG en GLG berekend op 26 tot 28 jaar, hoewel de afwijking per buis en beschouwde periode verschilt en meestal beduidend kleiner is dan 25 cm.

Knotters (2001, Figuur 2.7) vergeleek de GxG berekend op tijdreeksen van 8 en 30 jaar voor twee locaties, daarbij wel gebruikmakend van het model SWATRE en een stochastisch ruismodel om de tijdreeksen te genereren. De verschillen voor de ene locatie bedragen maximaal circa 10 cm, voor de andere locatie maximaal circa 20 cm.

Deze twee onderzoeken laten zien dat de fout in GxG als gevolg van het gebruik van korte tijdreeksen in de orde van grootte van 10 à 20 cm kan liggen, hoewel dit uiteraard wel afhangt van de combinatie van lengte van de meetperiode (in de onderzoeken hierboven zijn meetperioden van 8 jaar beschouwd) en de reactiesnelheid van het beschouwde systeem (snel reagerende systemen geven met een korte tijdreeks minder grote fouten dan traag reagerende systemen). Hoe de fout in de GxG precies afhangt van de reactiesnelheid en andere systeemeigenschappen zou nader onderzocht kunnen worden door bovengenoemde analyses op een veel groter aantal locaties met lange tijdreeksen toe te passen en de uitkomsten systematisch te analyseren.

6.2.3 Fouten door gebruik van tijdreeksmodellering

Bij een korte tijdreeks wordt zoals in Hoofdstuk 4 aangegeven vaak gebruik gemaakt van tijdreeksmodellering om een GxG te berekenen. Hiermee kunnen de nadelen van directe berekening op een korte tijdreeks zoals beschreven in Paragraaf 6.2.2. deels worden ondervangen. Een tijdreeksmodel is niet perfect dus zelfs als de invoer (gemeten grondwaterstanden, neerslagoverschot) foutloos is zal de berekende GxG naar verwachting niet foutloos zijn en dus afwijken van de werkelijke GxG. Oorzaken hiervan zijn fouten in de modelstructuur en fouten in de modelparameters. Het voordeel van tijdreeksmodellering is dat die fouten worden gekwantificeerd: de fout in de modelstructuur wordt gerepresenteerd door het stochastisch residu van het regressiemodel, en fouten in de geschatte modelparameters kunnen ook worden gekwantificeerd. Met die informatie kun je vervolgens doorrekenen hoe die fouten doorwerken naar de berekende GxG. Hier is al veel onderzoek naar gedaan. In deze Paragraaf vatten we de belangrijkste uitkomsten van een aantal van deze onderzoeken samen.

Hoofdstuk 2 uit Knotters (2001, Tabel 2.2) past tijdreeksmodellering toe op acht locaties met grondwaterstandsmetingen. Het tijdreeksmodel heeft een stochastische component dat de fout in het model representeert zodat met stochastische simulatie kan worden geanalyseerd hoe deze fout zich voortplant naar de GxG. Uit deze analyse blijkt dat de standaardafwijking in de GHG en GLG klein is en varieert tussen de 1 en 2 cm. Deze standaardafwijking geeft echter alleen de onzekerheid weer, gegeven het tijdreeksmodel. Uit validatie met werkelijke waarden (Tabel 2.4 uit Knotters, 2001) blijkt dat de fout groter is en zelfs kan oplopen tot 27 cm. De toename wordt verklaard door parameter- en modelonzekerheid (McLeod & Hipel, 1978). Voor 211 peilbuizen in een gebied van Waterschap De Dommel is nagegaan wat de verschillen in GHG waren voor twee opeenvolgende decennia (1980-1989; 1990-1999) (Massop *et al.*, 1999; Van der Wouw, 2000). Gemiddeld was een verandering van ongeveer -30 cm (verlaging) waargenomen met een range [+15, -72

cm]². Als belangrijkste verklaring voor de gevonden veranderingen werd gegeven het verschil in klimatologische omstandigheden in die periodes. Grote verschillen kunnen ook worden veroorzaakt door fouten in de validatiemetingen. Daarnaast dragen ook kalibratiefouten bij die in de met stochastische simulatie berekende fout niet zijn meegenomen. Knotters & Van Walsum (1994) passen tijdreeksanalyse in combinatie met het procesmodel SWATRE (zie ook Paragraaf 6.2.4) toe voor voorspelling van de GxG op acht buizen in Nederland, verkrijgen fouten in de orde van grootte van 10 cm (aanhangel 10^e uit Knotters & Van Walsum, 1994) en onderzoeken ook de invloed van de lengte van de kalibratieperiode (paragraaf 4.6 in genoemd rapport). De minimale lengte van de kalibratieperiode is afhankelijk van de responstijd van het systeem en als minimale lengte wordt een periode tussen de 2 en 7 jaar aanbevolen. Voor een analyse van de benodigde reekslengte verwijzen wij naar Knotters & Bierkens (1999).

Paragraaf 3.2 uit Van der Gaast & Massop (2003) bespreekt hoe fouten in invoer en kalibratie van tijdreeksmodellen doorwerken naar de GHG en GLG. Blijkend uit een tabel uit paragraaf 3.2.3 in genoemd rapport is de standaardafwijking van de GHG en GLG ook in dit geval maximaal enkele centimeters groot, maar geeft een vergelijking met de direct uit een tijdreeks berekende GxG een verschil van maximaal 20 cm (Van der Gaast & Massop 2003, Figuur 5). Dit bevestigt de uitkomsten van Knotters (2001), waarbij moet worden opgemerkt dat het in dit laatste onderzoek slechts de uitkomsten voor drie locaties betreft.

Hoogland *et al.* (2004) vergelijken lineaire en niet-lineaire tijdreeksmodellen om de GHG en GLG te berekenen voor 17 stambuizen in Overijssel. Tabel 5 in genoemd rapport laat zien dat de standaardafwijking van de GHG voor het lineaire model schommelt tussen 1 en 6 cm, terwijl voor het niet-lineaire model de standaardafwijkingen over het algemeen groter zijn en variëren van 0 tot 33 cm. Tabel 6 in genoemd rapport geeft voor de GLG standaardafwijkingen voor het lineaire model tussen 1 en 7 cm, voor het niet-lineaire model tussen 1 en 32 cm. Uit tabellen met verschillen tussen de GxG volgens het tijdreeksmodel en gebaseerd op directe berekening uit de tijdreeks (Hoogland *et al.*, 2004, Tabellen 7 en 8) blijkt wederom dat deze groter zijn dan mocht worden verwacht op basis van de met stochastische simulatie berekende standaardafwijkingen, met verschillen oplopend tot 20 cm voor het lineaire model en tot zelfs 110 cm voor het niet-lineaire model. Mogelijk is de lastige kalibratie van het niet-lineaire model de oorzaak van de matige prestaties van dit model.

Samenvattend blijkt dat fouten in de met tijdreeksmodellering verkregen schattingen van de GxG op peilbuislocaties in de meeste gevallen beneden de 20 cm liggen. Fouten in de filterstelling die ertoe leiden dat niet de grondwaterstand maar een stijghoogte wordt gemeten (zie Paragraaf 6.1) zijn hierin uiteraard niet meegenomen. Ook blijkt dat het verstandig is niet volledig te vertrouwen op fouten zoals berekend met stochastische simulatie, als daarbij de onzekerheid wordt gekwantificeerd gegeven een statistisch model met bekende parameters, waardoor de onzekerheid kan worden onderschat. Model- en parameteronzekerheid zijn dan namelijk niet verdisconteerd. Overigens is het met meer geavanceerde methoden wel mogelijk fouten in de modelparameters en modelstructuur mee te nemen, zie bijvoorbeeld McLeod & Hipel (1978), Beven & Freer (2001), Gupta *et al.* (2006); Refsgaard *et al.* (2006), Vrugt *et al.* (2008). Bij vergelijking van met tijdreeksmodellen voorspelde GxG's met onafhankelijke 'waarnemingen' van de GxG moet rekening worden gehouden met het feit dat deze 'waarnemingen' zelf ook niet foutloos zijn en een deel van de verschillen verklaren zodat de werkelijke fout in voorspelde GxG kleiner is dan berekend met validatie.

6.2.4 Fouten door gebruik van procesmodellen

Zoals eerder beschreven in dit rapport is een terugkerend probleem bij de bepaling van de GxG uit grondwaterstandsmetingen dat de lengte van de gebruikte meetreeks te kort is om de GxG te kunnen

² De range [+15, -72] is gebaseerd op gemiddelden van respectievelijk 3 en 4 buizen.

berekenen. De berekeningswijze van de GxG vereist immers een tijdreeks van 30 jaar. In Paragraaf 6.2.3 is beschreven hoe een korte tijdreeks met stochastische tijdreeksmodellen verlengd kan worden. In deze Paragraaf behandelen we de verlenging van de tijdreeks met fysisch-gebaseerde modellen.

Knotters & Van Walsum (1994) ontwikkelden zowel een stochastisch als een fysisch-gebaseerd model. Het fysisch gebaseerde model is gebaseerd op het eendimensionale onverzadigde zone model SWATRE (Belmans *et al.*, 1983), een voorloper van het huidige model SWAP (van Dam *et al.*, 2008; Kroes *et al.*, 2008). Schematisatie en parameterisatie van SWATRE gebeurde zowel op basis van a-priori kennis (veldobservaties; Staringreeks) als via kalibratie. Aan dit deterministische model werd een ruisterm toegevoegd (om invloeden anders dan het neerslagoverschot mee te nemen). Afhankelijk van de correlatie tussen deze ruisterm en de deterministische term werd de GxG geschat via stochastische simulatie of uit verschuivingstermen (verschil in GxG tussen kalibratieperiode en 30-jarige simulatieperiode). Voor wat betreft de eerste methode bleek dat voor alle zes betrokken buizen de gemeten GHG binnen het 95% betrouwbaarheidsinterval van de schattingen te vallen. Voor wat betreft GLG was dit slechts in vier van de zes buizen het geval. Voor wat betreft de methode die gebruikt maakt van verschuivingstermen vielen de geschatte GHG of GLG voor vier van de acht buizen binnen een marge van 10 cm van de metingen. Om de onzekerheid, en afhankelijkheid van klimaatfluctuaties, in modelparameters tot aanvaardbare proporties terug te dringen dient de kalibratieperiode een afdoende lengte te hebben. De minimale lengte van deze periode werd bepaald op basis van een vuistregel die van autocorrelatiemodellen is afgeleid: minstens vier maal de responstijd tussen neerslagoverschot en grondwaterstand. Op basis van kalibraties van enkele buizen met behulp van verschillende periodelengten werd geconcludeerd dat de minimale kalibratieperiode bij ondiepe systemen (Gt II en III) ongeveer vier jaar is, en voor diepe systemen (Gt VII en VIII) minstens ca. zeven jaar. Knotters & Van Walsum (1994) geven hierbij zelf aan dat deze waarden slechts indicatief zijn. Voor een analyse van de benodigde reekslengten verwijzen wij naar Knotters & Bierkens (1999).

In een andere studie werd SWATRE gebruikt om na kalibratie van enkele jaren de GxG te schatten (Van Walsum, 1994). Hoewel de fout in GxG onbekend is, is de fout in de gesimuleerde grondwaterstandtijdreeks (uitgedrukt als RMSE), van een gelijke orde van grootte als in bovenstaande studie (zie Tabel 6.4).

Bierkens (1998) stelt op basis van een aanname van hydrostatisch evenwicht in de onverzadigde zone een fysisch gebaseerde stochastische differentiaalvergelijking op die de waterbalans in een bodemkolom beschrijft. De deterministische versie hiervan is op twee locaties getest, waarbij de validatie fout, uitgedrukt als RMSE, ongeveer 12 cm bedroeg (zie Tabel 6.4). De stochastische variant is gebruikt om, naast andere statistieken, de GxG te schatten. De afwijking met gemeten GxG bedroeg slechts enkele centimeters.

Voor diepere grondwaterstanden, waar de aanname van hydrostatisch evenwicht in de wortelzone niet meer opgaat, ontwikkelden Bierkens & Walvoort (1998) EMERALD, een alternatief model door een conceptueel wortelzonemodel te koppelen aan het analytische grondwatermodel van Kraijenhoff van der Leur. De validatie-resultaten van EMERALD zijn vergelijkbaar met die van de stochastische differentiaalvergelijking en andere methoden, inclusief SWATRE en transfer-ruismodellen.

Tabel 6.4

Modelfout voor grondwaterstandtijdreeksen. *N*: het aantal betrokken grondwaterbuizen; *RMSE*: de root mean square error, in cm, van de gesimuleerde tijdreeks en de metingen; gemiddelde en (tussen haakjes) de standaarddeviatie van de *n* RMSE waarden. *GHG/GLG*: idem voor *n* GHG/GLG schattingen

	N	Modelfout voor grondwaterstandtijdreeksen [cm]			Bron
		Methode	GHG	GLG	
SWATRE	8	16.5 (6.5)			Knotters & van Walsum (1994), aanhangsel 3
SWATRE+ruis	6		0 (5.5)	6.8 (6.8)	Knotters & van Walsum (1994), aanhangsel 10c
SWATRE+verschuivings-termen	8		6.8 (4.7)	5.1 (9.0)	Knotters & van Walsum (1994), aanhangsel 10 ^e
SWATRE	4	7.6 (2.5)			van Walsum (1994), Tabel 4
SWATRE+ARMA	6	21.6 (4.7)			Knotters & De Gooijer (1999), Table 4
Stoch. Diff. Vgl.	2	12.6 (1.5)	0.55 (2.2)	3.5 (2.4)	Bierkens (1998), Tabel 3 en 4
EMERALD	2	13.2 (0.3)			Bierkens & Walvoort (1998), Tabel 2

6.2.5 Fouten bij gebruik van gerichte opnames en stambuisregressie

Net als in paragrafen 6.2.3 en 6.2.4 richten we ons in deze Paragraaf ook op fouten in het model dat wordt aangenomen om een GxG te berekenen, in dit geval berekening van de GxG uit gerichte opnames met behulp van stambuisregressie. Ook in dit geval is het niet nodig opnieuw te rekenen. Er is al veel onderzoek naar gedaan, met name in Hoogland *et al.* (2004).

Hoogland *et al.* (2004) geeft een helder overzicht van de diverse stappen in de Gd-methode en gaat vervolgens in op de fouten die hierbij worden geïntroduceerd. Ook is onderzocht hoe de Gd-methode verder verbeterd zou kunnen worden. De Gd-methode gebruikt tijdreeksmodellering om de GxG op stambuislocaties af te leiden (zie Paragraaf 6.2.3), waarna de aldus berekende GxG wordt geëxtrapoleerd naar locaties waar gerichte opnames van de grondwaterstand zijn gedaan (waarnemingen van de grondwaterstand op geschikte tijdstippen). Hiervoor wordt lineaire 'stambuis'regressie gebruikt. Tenslotte worden de aldus verkregen GxG's met kriging geïnterpoleerd. De fouten die in deze laatste stap worden geïntroduceerd komen in Paragraaf 6.3.3 aan bod. In deze Paragraaf beperken we ons tot de fouten resulterend uit de stambuisregressie.

Hoofdstuk 5 in Hoogland *et al.* (2004) onderzoekt de invloed van het meettijdstip van de gerichte opname op de nauwkeurigheid van de met stambuisregressie geschatte GxG. Die invloed blijkt groot. Op basis van een validatie met 102 stambuizen in het waterschap Regge en Dinkel blijkt dat de root mean squared error (combinatie van systematische en toevallige fout) varieert van 13 tot 19 cm voor de GHG (Hoogland *et al.*, 2004, Tabel 12) en van 13 tot 16 cm voor de GLG (Hoogland *et al.*, 2004, Tabel 13). Van den Akker *et al.* (2010) laat zien dat op locaties met een weerstandbiedende laag de GxG in ondiepe buizen dikwijls een ander 'GxG moment' hebben dan filters die op dezelfde locatie door de weerstandbiedende laag zijn geplaatst.

Van der Gaast & Massop (2003, paragraaf 5.2) geven in Tabel 5 standaardafwijkingen van de met stambuisregressie verkregen schattingen van de GxG. Deze zijn altijd groter dan 10 cm en meestal beneden de 25 cm, afhankelijk van welke meetmomenten worden gebruikt.

Te Riele & Brus (1992) presenteren de eerste toepassingen van stambuisregressie en komen voor stambuizen in Putten, St. Anthonis, Vessen en Dalen tot standaardafwijkingen in de GHG oplopend van 13 tot meer dan 25 cm en voor de GLG van 11 tot 25 cm.

Een belangrijke eigenschap van regressie in het algemeen is dat het leidt tot afvlakking (“regression to the mean”) waardoor uitschieters naar boven en beneden worden gemist. Stambuisregressie geeft wel een zuivere schatting van de GxG maar heeft dus de neiging grote waarden te onderschatten en lage waarden te overschatten (Van der Gaast & Massop, 2003). Deze fout is verwerkt in de root mean squared error.

Samenvattend blijkt dat stambuisregressie een fout in de GxG introduceert die minimaal 10 cm bedraagt en kan oplopen tot 25 cm.

6.2.6 Fouten bij gebruik van veldkenmerken

Informatie over de fouten die ontstaan bij het inschatten van de GxG op basis van veldkenmerken zijn alleen in oude bronnen te vinden. Van Heesen (1971-Boor en Spade 17, p. 139) geeft in een grafiek een vergelijking van geschatte en berekende waarden van de GHG en GLG voor enkele zandgronden. Hieruit blijkt geen systematische afwijking maar een toevallige afwijking oplopend van 0 tot 40 cm. Knibbe (1969) verkrijgt vergelijkbare uitkomsten voor 74 profielen in Overijssel, hoewel de toevallige afwijkingen kleiner zijn en niet meer dan 20 cm bedragen.

Finke *et al.* (1996) vergeleken veldschattingen van de GxG met schattingen op basis van gerichte opnamen, voor dezelfde locaties. De vergelijking betrof merendeels agrarisch gebied in de kaartbladen 16 Oost en 17 West in Drenthe. Dit onderzoek toonde aan dat beide schattingen onderling goed correleren, maar dat wel systematische verschillen tussen beide methoden optraden. De verklaarde variantie van de regressie was relatief laag, waardoor bij de omrekening van veldschatting naar gerichte opname aanzienlijke voorspelfouten voor de GHG en GLG optraden. Soortgelijke uitkomsten werden verkregen door Van Delft *et al.* (2002), die bij de kartering van de natuurgebieden Beekvlief in de Achterhoek en de Strijper-Aa in Noord-Brabant voor 287 locaties veldschattingen van de GxG vergeleken met schattingen op basis van gerichte opnames.

Uit deze vergelijkingen blijkt dat GHG-schattingen op basis van gerichte opnames systematisch groter (‘droger’) zijn dan de veldschattingen. Als de veldschatting van de GHG 100 cm is, dan is de schatting op basis van de gerichte opname circa 120 cm. Voor de GLG bleek het verschil tussen de schattingsmethoden gering.

Naast bovengenoemde systematische fouten is ook naar toevallige fouten gekeken. Hoogland *et al.* (2008) kwamen op basis van een vergelijking tussen GxG verkregen met veldschattingen en met gerichte opnamen tot een schatting van de standaarddeviatie van veldschattingen tussen 20 en 25 cm.

Daarnaast komen de locaties van de validatiewaarnemingen vaak niet exact overeen met de locaties waarvoor een voorspelling is gedaan, zodat een deel van de verschillen feitelijk wordt veroorzaakt door ruimtelijke variabiliteit. Bijvoorbeeld, Van der Gaast *et al.* (2006a) vergeleken GWK’s op locaties die weliswaar bij elkaar in de buurt liggen maar vanwege ruimtelijke variabiliteit op korte afstand hoeft de GWK op de ene locatie niet gelijk te zijn aan die op de andere locatie.

6.3 Fouten in ruimtelijk geïnterpoleerde en geaggregeerde grondwaterstandskarakteristieken

Overzicht van foutenbronnen

Bij ruimtelijke interpolatie en aggregatie van een grondwaterstandskarakteristiek (GWK) uit bepalingen van de GWK op locaties in een gebied zullen net als voorheen diverse foutenbronnen een rol spelen. De belangrijkste foutenbronnen zijn:

- fouten in de waarden van de GWK op de locaties zelf (zie Paragraaf 6.2);

- fouten in de gebruikte gegevens, in de weging en beoordeling van informatiebronnen bij een inschatting van de gebiedsdekkende en vlakgemiddelde GWK door een expert;
- fouten ten gevolge van het gebruik van beperkte informatie (de kanssteekproef) voor schatting van de gemiddelde GWK van het doelgebied (de populatie);
- onvoldoende nauwkeurige definitie van het doelgebied of onterechte aanname dat locaties in een gebied met loting zijn bepaald bij het gebruik van ruimtelijke aggregatie met steekproeftheorie;
- fouten in de structuur, parameters en invoer van statistische modellen die worden gebruikt bij ruimtelijke interpolatie en aggregatie van de GWK;
- fouten in de structuur, parameters en invoer van procesmodellen die worden gebruikt bij ruimtelijke interpolatie en aggregatie van de GWK.

Omdat de bijdrage van foutenbronnen net als voorheen van geval tot geval kan verschillen wordt in dit hoofdstuk de foutenanalyse voor een aantal concrete cases uitgevoerd, waarbij is getracht de cases zo te kiezen dat de volle breedte van toepassingen in grondwaterafhankelijke natuurgebieden wordt afgedekt.

6.3.1 Fouten bij ruimtelijke interpolatie en aggregatie met expertkennis

In Paragraaf 5.1 is besproken hoe experts te werk gaan bij het doen van ruimtedekkende uitspraken over de GWK. In veel gevallen gebeurt dit in twee stappen: eerst wordt een Gt-kaart gemaakt, vervolgens wordt aan elke Gt-klasse een waarde voor de GWK (in praktijk de GxG) gekoppeld. In de legenda van de Gt-kaart zijn deze waarden weergegeven als intervallen (zie bv. Tabel 1 in De Vries *et al.*, 2003) en in zekere zin wordt hiermee al de onzekerheid of fout in de GxG per grondwatertrap weergegeven. Immers, vanwege onzekerheid is het niet mogelijk een puntschatting van de GxG te geven en wordt volstaan met een interval-schatting. De interval-breedtes variëren per grondwatertrap en GxG-variant, maar zijn steeds minimaal 15 cm groot voor de GHG en 40 cm voor de GLG. Een belangrijke bron van onzekerheid is hierbij de ruimtelijke variabiliteit van de GxG binnen een Gt-eenheid. De Gt-kaart geeft eenzelfde uitkomst voor alle locaties binnen een ruimtelijke eenheid, zodat de nauwkeurigheid wordt beperkt door de ruimtelijke variabiliteit binnen de eenheid. Het cartografische principe van de 'kleinst karteerbare eenheid' legt beperkingen op aan de minimale grootte van de polygonen in de Gt-kaart. Dit leidt tot een grotere variabiliteit binnen eenheden.

Een belangrijk nadeel van tabellen met intervalgrenzen van de GxG per grondwatertrap is dat deze niet specificeren welke betrouwbaarheid met de intervallen moet worden geassocieerd. Met andere woorden, in welk percentage van de gevallen ligt de GxG op een locatie binnen een Gt-eenheid daadwerkelijk binnen de intervalgrenzen van de betreffende eenheid? Van der Gaast *et al.* (2010, Tabel 4.1) kwantificeren deze betrouwbaarheid wel en geven breedtes van 95% betrouwbaarheidsintervallen voor de GHG en GLG per combinatie van Gt klasse en bodemtype. De breedtes zijn gebaseerd op het oordeel van vijf experts en geeft in nattere bodems intervalbreedtes van enkele tientallen centimeters met een minimum van 15 cm en in drogere bodems grotere intervalbreedtes rond de 80 cm, oplopend tot maximaal 200 cm. Aan de hand van het bodemtype en informatie over de profielopbouw is aan de experts afzonderlijk gevraagd om een schatting te maken van de voorspelfout van de bodemtypen in diverse hydrologische situaties. De voorspelfouten zijn per bodemtype vergeleken en rekenkundig gemiddeld.

De fout ten gevolge van ruimtelijke variabiliteit binnen Gt-eenheden zal bij ruimtelijke aggregatie gedeeltelijk uitmiddelen. Immers, binnen een Gt-eenheid komen zowel locaties met een grotere als kleinere GxG dan het midden van het GxG-interval voor de eenheid voor, zodat de gemiddelde GxG van de eenheid over het algemeen veel dicht bij het midden van het GxG-interval ligt dan de GxG op een individuele locatie. Het is echter lastig te achterhalen in welke mate de fout zich uitmiddelt bij ruimtelijke aggregatie. Dit hangt af van de grootte van het gebied en de ruimtelijke 'correlatielengte' van (de fout in) de GxG. Toevallige fouten middelen uit terwijl systematische fouten ongewijzigd doorwerken (zie ook Paragraaf 6.2.1 waar ditzelfde fenomeen optreedt bij temporele aggregatie). Vermoedelijk wordt een groot deel van de fout uitgemiddeld bij ruimtelijke

aggregatie, maar zekerheid kan alleen verkregen worden door onafhankelijke validatie, waarbij de vlakgemiddelde GxG volgens de Gt-kaart wordt vergeleken met de gemiddelde GxG op steekproeflocaties in het gebied. In de volgende Paragraaf gaan we hier dieper op in.

6.3.2 Fouten bij ruimtelijke aggregatie met steekproeftheorie

Met steekproeftheorie kan de vlakgemiddelde GWK geschat worden uit waarnemingen op locaties als deze waarnemingslocaties met een kanssteekproef zijn geloot. Hierbij moet elke locatie in het gebied een kans groter dan nul hebben om ingeloot te worden en moeten deze kansen ook bekend zijn. Belangrijk voordeel van het gebruik van steekproeftheorie is dat de onzekerheid ten gevolge van het feit dat de gemiddelde GWK van een gebied (de populatie) wordt geschat op basis van waarnemingen op locaties (de steekproef) zonder aanvullende (model)aannames kan worden gekwantificeerd. De enige vereiste is dat een kanssteekproef is gebruikt. In het meest eenvoudige geval is dit een enkelvoudig aselechte steekproef, maar er zijn ook complexere varianten zoals gestratificeerde of systematische steekproeven (De Gruijter *et al.*, 2006). Als nadeel van gebruik van steekproeftheorie kan worden genoemd dat de steekproefomvang voldoende groot moet zijn om nauwkeurige resultaten te verkrijgen. Dit nadeel kan slechts ten dele worden ondervangen door geavanceerdere steekproefopzetten.

We geven een korte samenvatting van de theorie bij het gebruik van een enkelvoudig aselechte steekproef. In een gebied A willen we de vlakgemiddelde GWK kennen:

$$\mu = \frac{1}{|A|} \int_{x \in A} \text{GWK}(x) dx \quad [6.3]$$

Hierbij is μ de vlakgemiddelde GWK en refereert x naar locatie. We kunnen μ slechts schatten omdat we de GWK niet voor alle locaties in A kennen. Veronderstellen we dat de enkelvoudig aselechte steekproef een omvang van n waarnemingen heeft, dan schatten we μ met het steekproefgemiddelde:

$$\hat{\mu} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \text{GWK}(x_i) \quad [6.4]$$

waarbij de x_i ($i=1, \dots, n$) de gelote locaties zijn. De steekproeftheorie leert ons vervolgens dat de aldus verkregen schatting zuiver is (geen systematische over- of onderschatting) en dat de variantie van de schattingsfout voldoet aan:

$$\text{VAR}(\hat{\mu} - \mu) = \frac{\sigma^2}{n} \cong \frac{s^2}{n} = \frac{1}{n} \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (\text{GWK}(x_i) - \hat{\mu})^2 \quad [6.5]$$

waarbij σ^2 de ruimtelijke variantie van de GWK in het gebied, welke in het tweede deel van de vergelijking wordt geschat met de steekproefvariantie s^2 die wordt berekend uit de beschikbare gegevens. Bij een voldoende groot aantal waarnemingen (zeg $n \geq 30$) is het steekproefgemiddelde voldoende normaal verdeeld en wordt het 95%-betrouwbaarheidsinterval van de vlakgemiddelde GWK gegeven door:

$$\left[\mu - 1.96 \frac{s}{\sqrt{n}}, \mu + 1.96 \frac{s}{\sqrt{n}} \right] \quad [6.6]$$

Uit bovenstaande blijkt dat de nauwkeurigheid van de geschatte vlakgemiddelde GWK afhangt van de omvang van de steekproef en de mate van variabiliteit van de GWK binnen het gebied. Hoewel een groter gebied over het algemeen ook een grotere ruimtelijke variabiliteit in GWK heeft is het dus niet zo dat voor eenzelfde nauwkeurigheid de steekproefgrootte twee keer zo groot zou moeten zijn bij een twee keer zo groot gebied. Uit Vergelijking [6.6] blijkt wel dat voor een twee keer zo nauwkeurige schatting een vier keer zo grote steekproef nodig is. Als alternatief voor vergroting van de nauwkeurigheid kan men ook efficiëntere

steekproefontwerpen gebruiken, zoals een gestratificeerde enkelvoudig aselechte steekproef of zogeheten regressie-schatters (De Gruijter *et al.*, 2006). Hoewel de verwerking van de gegevens dan wat ingewikkelder wordt blijft de methode in principe ongewijzigd en worden nog steeds zuivere schattingen verkregen en de schattingsfout gekwantificeerd.

Groot voordeel van het gebruik van steekproeftheorie is dat geen (model)aannames hoeven te worden gemaakt om bovenstaande resultaten te verkrijgen, behalve dan dat de locaties waarop de GWK is bepaald met een kanssteekproef zijn verkregen. In principe hoeft dat laatste ook geen probleem te zijn, ware het niet dat de locaties van grondwaterstandbuizen in de praktijk vaak niet op die manier zijn gekozen, zodat geen gebruik kan worden gemaakt van steekproeftheorie. Toch zijn er wel voorbeelden in de literatuur waarbij steekproeftheorie is gebruikt om meetlocaties te loten en een vlakgemiddelde GWK te schatten. Voordat deze voorbeelden worden besproken moet eerst nog vermeld dat op deze manier niet alleen de vlakgemiddelde GWK kan worden geschat, maar ook de fout in de vlakgemiddelde GWK zoals verkregen met methoden besproken in paragrafen 6.3.1, 6.3.3 en 6.3.4. In dat geval worden bovenstaande vergelijkingen niet toegepast op de GWK op meetlocaties, maar op het verschil (de 'fout') tussen de GWK volgens de methode en zoals werkelijk waargenomen. Steekproeftheorie leent zich op die manier dus ook heel goed voor validatie van de uitkomsten van andere methoden. Al eerder is gemeld (zie eind van Paragraaf 6.2.3) dat hierbij wel rekening moet worden gehouden met het feit dat er ook fouten in de validatiewaarnemingen kunnen zitten en dat een te pessimistisch beeld over de nauwkeurigheid van de methode kan ontstaan als hier niet voor wordt verdisconteerd.

Te Riele & Brus (1996) maken gebruik van steekproeftheorie om de vlakgemiddelde GHG en GLG van ruimtelijke strata in het ruilverkavelingsgebied Land van Cuijk te schatten. De schattingen blijken over het algemeen redelijk betrouwbaar met een breedte van het 95%-betrouwbaarheidsinterval die varieert van 4 tot 16 cm. In een serie onderzoeken naar de nauwkeurigheid van de bodemkaart van Nederland schaal 1:50 000 is ook gekeken naar de nauwkeurigheid van de Gt-kaart. Dit onderzoek had vooral ten doel te onderzoeken in hoeverre de verouderde Gt-kaart systematische fouten bevatte als gevolg van een structurele temporele verandering in de grondwatersituatie. Als voorbeeld halen we Visschers (1997) aan, waarin kaartenheden met grondwatertrap III zijn onderzocht. Voor validatie is de Landelijke Steekproef Kaartenheden gebruikt, waarin op 180 locaties met grondwatertrap III voorkomen. De gemiddelde GHG is geschat op 43 cm, welke niet in het interval van grondwatertrap III valt (0–40 cm). De gemiddelde GLG is 104 cm, en dit valt wel in het gespecificeerde interval van 80-120 cm. Brus (2000) gebruikte regressieschatters om de standaardfout in de vlakgemiddelde GHG te bepalen voor 16 ecohydrologische districten nabij Steenwijk en Emmen. Het aantal waarnemingen per district varieerde tussen 5 en 100 en de standaardfout van de geschatte vlakgemiddelde GHG tussen 4 en 15 cm. Districten met een kleinere steekproefomvang hebben over het algemeen een grotere standaardfout, hoewel het verband niet een op een is omdat de ruimtelijke variabiliteit erg kan verschillen tussen districten. Brus & te Riele (2001) gebruikten een vergelijkbare techniek om de vlakgemiddelde GHG en GLG voor grondwatertrappen in een gebied in Noord-Brabant te schatten. Voor de GHG bleken de standaardfouten te variëren van 3 tot 8 cm, voor de GLG van 3 tot 6 cm. De standaardfouten zijn klein waarmee is aangetoond dat de vlakgemiddelde GxG met de gebruikte steekproefomvang voldoende nauwkeurig kan worden geschat. Overigens bleek uit deze studie dat de vlakgemiddelde GxG voor een flink aantal grondwatertrappen niet in het gespecificeerde interval lag.

Hoogland *et al.* (2007) gebruiken een gestratificeerde, enkelvoudig aselechte steekproef van 99 punten om de nauwkeurigheid van Gd-kaarten voor een 936 ha groot deel van de Achterhoek te bepalen. Het onderzoek valideert GxG voorspellingen op waarnemingslocaties en niet de ruimtelijk geaggregeerde GxG, hoewel dit niet lastig zou zijn met de beschikbare gegevens. Uit Paragraaf 4.2 van dit rapport blijkt dat de systematische fout varieert tussen 4 en 21 cm, terwijl de standaardafwijking van de toevallige fout varieert van 23 tot 42 cm. Zoals gezegd middelt de toevallige fout zich grotendeels uit bij ruimtelijke aggregatie maar blijft de systema-

tische fout bestaan. Ook dit onderzoek wordt gehinderd door het feit dat de validatiemetingen zelf ook schattingen van de GxG zijn. Deze zijn namelijk met stambuisregressie verkregen uit gerichte opnamen.

6.3.3 Fouten bij ruimtelijke interpolatie en aggregatie met de Gd-methode

De Gd-methode (Finke *et al.*, 2004; Hoogland *et al.*, 2004) bestaat uit verschillende stappen en kan als volgt worden samengevat. Als eerste wordt het doelgebied opgedeeld in hydrologisch homogene deelgebieden. Binnen deze deelgebieden worden locaties van de gerichte opnames geloot. Voor locaties waar tijdreeksen van grondwaterstanden zijn waargenomen kan de GxG worden geschat met behulp van een tijdreeksmodel. Met behulp van deze schattingen, gerichte opnames en regressieanalyse ('stambuisregressie') wordt de GxG geschat voor de locaties van de gerichte opnames. Vervolgens wordt de GxG gebiedsdekkend geïnterpoleerd met kriging, waarbij eveneens gebruik wordt gemaakt van zowel de indeling in deelgebieden als van regressie-modellen die de samenhang beschrijven tussen de GxG en de diverse bronnen van gebiedsdekkende hulpinformatie over topografie en waterhuishouding.

De Gd-kaart is gevalideerd in het waterschap Rijn en IJssel (179000 hectare) en in een gebied van 10 000 hectare in Noord-Brabant, zie Finke *et al.* (2004). De kaartzuiverheid van de Gt-kaart die met de Gd-methode is vervaardigd is in het gebied Rijn en IJssel 62 % (de zuiverheid oude Gt-kaart 1:50.000 is 20 %). De kaartzuiverheid van de Gt-kaart die voor het gebiedje in Noord-Brabant is vervaardigd met de Gd-methode bedraagt 37 % (de kaartzuiverheid van de oude Gt-kaart 1:50000 is 13 %). Een deel van het verschil in kaartzuiverheid tussen de oude Gt-kaart en de Gd-kaart moet worden gezocht in veranderingen in het grondwaterregime die optraden tussen beide karteringen. Uit de validatiestudies blijkt dat de systematische fout in voorspelde GxG's slechts enkele centimeters bedraagt, maar dat de nauwkeurigheid van voorspelde GxG's, uitgedrukt in RMSE, varieert van 27 cm (GHG, Rijn en IJssel) tot 42 cm (GLG, Rijn en IJssel). Verder blijkt uit de validatiestudie in het gebied Rijn en IJssel dat de RMSE's niet veel afwijken van de nauwkeurigheid die met het model is gekwantificeerd (root mean prediction error variance), zie Tabel 6.5 en Figuur 6.4.

In elk van bovenstaande stappen worden fouten geïntroduceerd, waarvan sommige al in eerder paragrafen zijn beschreven. Hoogland *et al.* (2003) kwantificeerden de geaccumuleerde fout in de GHG voor het waterschap Rijn en IJssel met een standaardafwijking van gemiddeld 30 cm. Hoogland *et al.* (2004) onderzochten hoe de methode verbeterd zou kunnen worden en selecteerden uit een lijst van mogelijke verbeterpunten er drie die nader onderzocht werden. Hieruit bleek dat de methode erg gevoelig is voor de keuze van het tijdstip waarop gerichte opnamen worden gedaan. Ook bleek dat de nauwkeurigheid van de methode verbeterd kan worden door uitbreiding van het aantal stambuizen en een hogere dichtheid van het aantal gerichte opnames. De verbetering is met name merkbaar in een afname van de systematische fout, die voor de GLG in een gebied bij Markelo bij lage waarnemingsdichtheden (1 gerichte opname per km²) op kan lopen tot 20 cm.

Van der Gaast *et al.* (2010, Tabel 5.1) analyseerden de nauwkeurigheid van de Gd-methode door in waterschap Regge en Dinkel op 34 locaties de Gt-klasse volgens de Gd-methode met een veldschatting van de Gt-klasse te vergelijken. Dan blijkt dat de GHG in 21 van de 34 gevallen juist wordt voorspeld en in 30 van de 34 gevallen maximaal één klasse ernaast zit. Voor GLG zitten 30 locaties in de juiste klasse en alle 34 locaties maximaal één klasse ernaast. Eveneens in Van der Gaast *et al.* (2010, Figuur 5.2) wordt voor 159 locaties in het drinkwaterwingebied Hengelo-Hasselo de GHG volgens de Gd-methode vergeleken met de GHG volgens veldschatting, waarbij steeds de tweede van de eerste is afgetrokken. Dit geeft een gemiddeld verschil van 1.4 cm met een standaardafwijking van 28.4 cm. Voor de GLG resulteert een gemiddelde van -8.8 cm en een standaardafwijking van 34.1 cm. Als verklaring voor de grote verschillen wordt de aanwezigheid van keileem in het gebied genoemd die het schatten van de GxG in het gebied bemoeilijkt. Ook bij deze vergelijking moet opgemerkt worden dat het gaat om verschillen tussen twee schattingsmethoden die beiden niet foutloos zijn. Bij vergelijking tussen twee methoden zonder validatie met veldwaarnemingen kan sowieso geen conclusie worden getrokken over de validiteit of juistheid van een methode.

In hetzelfde rapport (Figuren 5.3 en 5.4) wordt de vergelijking ook gedaan voor alle digitaal beschikbare detailkarteringen in waterschap Regge en Dinkel, waar met expertkennis de GxG is vastgesteld. Dit levert voor de GHG ruim 34000 meetlocaties op en voor de GLG ruim 28000. Het gemiddelde verschil voor de GHG is 4.2 cm en voor de GLG 16.7 cm. De standaardafwijking van het verschil is voor de GHG 31.2 cm en voor de GLG 30.8 cm. Tabel 6.1 uit hetzelfde rapport geeft vergelijkingen voor het gebied Beekvliet (186 ha), waarbij opnieuw standaardafwijkingen in het verschil in GHG van enkele decimeters worden gevonden. De vergelijking voor Schouwen-West (Van der Gaast *et al.*, 2010, Figuur 7.3) geeft voor de GHG een gemiddeld verschil van –1.8 cm en een standaardafwijking van 20.8 cm, voor de GLG een gemiddeld verschil van 18.1 cm en een standaardafwijking van 26.7 cm. Ook voor Scheerwolde worden standaardafwijkingen rond 20 cm gevonden. Wederom moet opgemerkt worden dat het gaat om verschillen tussen twee schattingsmethoden voor de GxG die beiden niet foutloos zijn.

Samenvattend laten de vergelijkingen in Van der Gaast *et al.* (2010) verschillen tussen de GxG volgens veld-schattingen en volgens de Gd-methode zien die vaak enige tientallen centimeters bedragen. Het is moeilijk aan te geven welke van de twee methoden het dichtst bij de werkelijke GxG ligt. Afgaande op Tabel 4.1 in Van der Gaast *et al.* (2010) zouden deze verschillen grotendeels verklaard kunnen worden door fouten in de veld-schattingen, hoewel dan wel eerst duidelijk gemaakt moet worden welk aandeel de natte en droge bodems in de betreffende onderzochte gebieden hebben. De bevindingen van Hoogland *et al.* (2003, 2004) laten zien dat systematische en toevallige fouten van enkele tientallen centimeters niet uitzonderlijk zijn. Uiteraard zijn deze uitkomsten gebiedsafankelijk, maar de conclusie lijkt gerechtvaardigd dat fouten in voorspellingen van de GxG op locaties met de Gd-methode van de orde van grootte van enige decimeters is. Dit geldt niet alleen voor de GHG en GLG, voor de GVG worden vergelijkbare resultaten verkregen. Zie bv Figuur 11 in Hoogland *et al.* (2008) met de voorspelfout van met geostatistische interpolatie verkregen kaarten van de GVG in natuur-gebieden in noord Drenthe.

Bovenstaande betreft de fout in de geïnterpoleerde waarde op een locatie. Zoals al eerder in Paragraaf 6.3.2 vermeld zal de fout in de ruimtelijk geaggregeerde waarde naar verwachting kleiner zijn omdat het toevallige deel van de fout grotendeels zal uitmiddelen. De meeste studies waarin de Gd-methode is toegepast betreffen echter het maken van een kaart en niet de schatting van de vlakgemiddelde waarde. Finke *et al.* (2004) valideerden Gd-kaarten in twee gebieden, op basis van onafhankelijke gegevens die met kanssteekproeven werden verzameld. Tabel 6.5 vat de resultaten van deze validaties samen. Figuur 6.4 geeft de ligging van de twee validatiegebieden weer.

Tabel 6.5

Resultaten van de validatie van de Gd-kaart (bron: Finke et al., 2004). ME= gemiddelde fout (positief: waargenomen niveau dieper dan gekarteerde niveau), RMSE= Root Mean Squared Error, RMPEV= Root Mean Prediction Error Variance, n = steekproefomvang, n.v.= niet vastgesteld

GD-parameter	Statistiek	Eenheid	Gebied 1, 10 000 ha (n=30)	Gebied 2, 179 000 ha (n=91)
GHG	ME	m	0.03	0.04
GHG	RMSE	m	0.37	0.27
GHG	RMPEV	m	n.v.	0.28
GLG	ME	m	0.06	0.07
GLG	RMSE	m	0.35	0.42
GLG	RMPEV	m	n.v.	0.37
GVG	ME	m	0.02	0.05
GVG	RMSE	m	0.32	0.28
GVG	RMPEV	m	n.v.	0.30

GD-parameter	Statistiek	Eenheid	Gebied 1, 10 000 ha (<i>n</i> =30)	Gebied 2, 179 000 ha (<i>n</i> =91)
Gt	Zuiverheid nieuwe kaart	-	37%	62%
Gt	Zuiverheid oude kaart	-	13%	20%



Figuur 6.4

Gebieden waar GD-parameterset is gekarteerd (grijs), en waar de kaart is gevalideerd (zwart). Bron: Finke et al. (2004).

6.3.4 Fouten bij ruimtelijke interpolatie en aggregatie met procesmodellen

In Nederland wordt voor ruimtelijk gedistribueerde studies gebruik gemaakt van verschillende modellen, die allemaal hun kenmerkende ruimtelijke schaal (resolutie) hebben. Op de *lokale* (onderzoeks)schaal wordt veel gebruik gemaakt van onderzoeksmodellen zoals SIMGRO, waarbij de exacte resolutie van toepassing tot toepassing varieert. Op de *regionale/provinciale* schaal wordt gebruik gemaakt van vaak door Deltares en Alterra ontwikkelde grondwatermodellen zoals MIPWA (NO-Nederland), IBRAHYM (Limburg), AMIGO (Rijn-IJssel), etc. De typische ruimtelijke modelresolutie is hier 25 m. Voor landelijke studies wordt sinds enige jaren gebruik gemaakt van het NHI (Nederlands Hydrologisch Instrumentarium), met een ruimtelijke resolutie van 250 m.

Hoe de “resolutie” van een bepaald model moet worden geïnterpreteerd hangt af van de exacte vorm van het numerieke model. Het gekozen modeltype heeft consequenties voor de vergelijking van modelresultaten met meetgegevens. Bij FD modellen worden bijvoorbeeld puntmetingen alleen direct vergeleken met puntvoorspellingen indien de modelknooppunten op exacte dezelfde locatie liggen, in alle andere gevallen wordt er gebruik gemaakt van schatters op basis van bijvoorbeeld interpolatie tussen de modelknooppunten. Bij FV modellen worden puntmetingen vergeleken met (model)vlakgemiddeldes, en bij FE modellen met soortgelijke

gridelementschaal schatters. Een (onbekend) deel van in de volgende paragrafen gedocumenteerde verschillen tussen metingen en modelresultaten is aan deze effecten toe te schrijven.

Lokaal–regionaal — SIMGRO

SIMGRO (Querner & Van Bakel, 1989; Van Walsum *et al.*, 2011) is een hydrologisch model dat zowel het landoppervlak, vegetatie/gewas, de onverzadigde zone, en het grondwater op lokaal tot regionale schaal kan modelleren. In de meest recente versie (SIMGRO 7) wordt de onverzadigde zone gemodelleerd met MetaSWAP (Van Walsum & Groenendijk, 2008) en de verzadigde grondwaterstroming met MODFLOW.

Cirkel *et al.* (2003) passen SIMGRO toe op het stroomgebied van de Stortelersbeek (Achterhoek). Na kalibratie blijkt de berekende grondwaterdynamiek bij toetsing aan 13 meetlocaties een RMSE van circa 30 cm te hebben. Op het merendeel (10) van de 13 locaties worden de grondwaterstanden systematisch te hoog berekend.

Hermans *et al.* (2004) passen SIMGRO toe op het studiegebied Langbroekerwetering (golfweg de streek ten zuiden van de Utrechtse Heuvelrug). Na kalibratie is het gemiddelde verschil in gemeten en berekende grondwaterstand afgenomen van 22 cm tot 5 cm. De standaardafwijking van het residu bedraagt 22 cm, hetgeen wordt toegeschreven aan een verkeerde timing van pieken en dalen. GxG kaarten, verkregen door middel van neerschaling op basis van maaiveldvarianties, zijn niet als dusdanig kwantitatief geëvalueerd, maar voorgelegd aan een klankbordgroep van lokale experts. Hun conclusie was dat de resultaten van het model zeer goed overeenkomen met hun eigen 'gevoel'. Waar dit niet het geval was, bleek sprake te zijn van zeer specifieke drainagesituaties.

Querner *et al.* (2005) passen SIMGRO toe op het Drents Plateau. In dit gebied is ondiep keileem met een hoge weerstand aanwezig. Boven de keileem kunnen periodiek schijngrondwaterstanden optreden. Dit alom erkend probleem is in deze toepassing ook meegenomen. Daarnaast worden de grondwaterstandwaarnemingen van peilbuizen op basis van de filterdiepte en de geohydrologische schematisatie (laagdikten) toegekend aan verschillende lagen. De kwaliteit van het - ongekalibreerde - model wordt onder andere getoetst aan 332 freatische grondwaterstandsbuizen. In 72% hiervan is het verschil in gemiddelde grondwaterstand minder dan 50 cm, en in 44% minder dan 25 cm. Er is geen analyse gemaakt van de ruimtelijke patronen in de modelfout. GHG-kaarten zijn niet met direct berekende GHG vergeleken, maar met GHG op basis van grondwaterdynamieekaarten (Gd, zie Paragraaf 6.3.3). De met SIMGRO berekende GHG ligt grotendeels iets (tot 30 cm) lager dan de GHG volgens de Gd-methode. GVG is voor beekdalen vergeleken met een GVG die van de vegetatie is afgeleid. In de beekdalen zelf blijft het verschil grotendeels tot 30 cm beperkt (waarbij de berekende GVG gemiddeld lager is dan die op basis van de vegetatie geschat) maar met toenemende afstand tot het beekdal loopt het verschil op tot 50–150 cm.

Hoogland *et al.* (2006) gebruiken SIMGRO om proceskennis te combineren met informatie verkregen met de Gd-methode. Verschillende methodes werden hiertoe met elkaar vergeleken. De variant waarbij een trend-model per deelgebied apart werd geselecteerd en gekalibreerd leidde tot een toename van de nauwkeurigheid in voorspelde GxG. Nadeel van deze variant is echter dat hier geen maatregelen mee kunnen worden door-gerekend.

Mulder & Querner (2008) passen SIMGRO toe op het landgoed Lankheet en omgeving. Gemodelleerde grondwaterstanden zijn vergeleken met metingen van de grondwaterstand in twee peilbuizen. De verschillen zijn niet gekwantificeerd (“...niet veel verschillen...goed gesimuleerd...”) maar lijken op het oog gemiddeld ongeveer 20 cm (zowel te hoog als te laag) te bedragen. Daarnaast zijn voor dit gebied berekeningen uitgevoerd met verschillende anisotropiefactoren (Querner & van Bakel, 2010). Met behulp van modelsimulaties is onderzocht in hoeverre een verticale weerstand hoog in het bodemprofiel grote verschillen in grondwaterstanden kan veroorzaken. Daarnaast geeft het inzicht in het stijghoogtepatroon in de tijd. In een viertal berekeningen is een

‘vergeten’ verticale weerstand aangenomen. De verticale doorlatendheid is gevarieerd, te weten: $k = 0.1$; 0.05, 0.02 en 0.01 m/d. Bij een laagdikte van 2 m is de weerstand respectievelijk 20, 40, 100 en 200 dagen. Het blijkt dat met name in de wintermaanden de grondwaterstand hierdoor hoger kan zijn dan onder de aangenomen weerstandslaag. In de zomer is het verschil aanmerkelijk minder (geringe grondwateraanvulling) en zijn er zelfs perioden dat er geen wegzijging is maar een opwaartse stroming. Bij een verticale weerstand van 40 dagen zal er in 24% van het gebied een verschil in GHG ontstaan van meer dan 0.05 m. Dit areaal neemt af tot 1% voor een verschil van >0.1 m. Bij 100 dagen is het verschil van >0.1 m in 32% van het gebied, >0.15 in 10% en >0.2 m nog maar 1%. Uit de berekeningen blijkt dat de verschillen in grondwaterstanden alleen bij een verticale weerstand van 200 dagen beduidend zijn.

Landelijk — STONE en SWAP

Ten behoeve van het waterkwaliteits- en meststoffenbeleid van de Rijksoverheid wordt gebruik gemaakt van het landelijke nutriëntenemissiemodel STONE. STONE berekent het lot van stikstof en fosfaat, afkomstig van landbouwkundige emissies, in de bodem, het grond- en oppervlaktewater. Voor het transport van stikstof en fosfaat door de bodem wordt gebruik gemaakt van het bodemhydrologiemodel SWAP. SWAP (Van Dam *et al.*, 2008; Kroes *et al.*, 2008) is een ééndimensionaal model voor (on)verzadigde zone gebaseerd op de Richards-vergelijking, met parameterisaties voor uitwisseling met grondwater en laterale stroming naar het drainagenetwerk.

Van Bakel *et al.* (2008) toetsen - na modelverbetering - de meest recente versie van het STONE instrumentarium aan onder andere de grondwaterdynamiek in een aantal regio's. Voor alle typen grondwatermetingen die hiervoor zijn gebruikt (gerichte opnamen, stambuizen, overige buizen) is de door STONE geschatte GxG gemiddeld genomen tussen de 5 en de 20 cm droger dan de waargenomen GxG, hoewel de variatie tussen de meetlocaties aanzienlijk is, met standaarddeviaties in de orde van een meter.

De schaalafhankelijkheid van SWAP/STONE is afzonderlijk onderzocht met behulp van numerieke experimenten. Hieruit blijkt dat SWAP/STONE in staat is om bruikbare vlakgemiddelde resultaten te geven voor geaggregeerde eenheden van minstens 25 km².

Landelijk — het Nationaal Hydrologisch Instrument

Het Nationaal Hydrologisch Instrumentarium (NHI) is een geïntegreerd landsdekkend grond- en oppervlaktewatermodel van Nederland. De opbouw van het NHI is vergelijkbaar met SIMGRO: grondwater en onverzadigde zone worden met MODFLOW, respectievelijk MetaSWAP doorgerekend. Voor het oppervlaktewater worden de deelmodellen MOZART (regionaal) en DM (landelijk) gebruikt. De ruimtelijke resolutie van het NHI is 250×250 m gridcellen en de dekking is vrijwel landelijk (alleen de Waddeneilanden en Zuid-Limburg ontbreken). Hoogewoud *et al.* (2011) beschrijven de toetsing van het NHI aan onder andere grondwaterstandsgegevens. Hierbij kunnen zoals eerder gememoreerd ‘grondwaterstandsgegevens’ vanwege een verkeerde filterstelling overigens best betrekking hebben op stijghoogtes van diepere lagen in plaats van de freatische grondwaterstand. Uit de DINO database zijn op basis van een aantal criteria 3500 puntmetingen geselecteerd, welke voor verschillende variabelen (GHG, GLG en twee parameters die de grondwaterdaling tijdens droge zomers beschrijven) zijn vergeleken met dezelfde variabelen zoals bepaald uit de gesimuleerde grondwaterstandstijdreeksen voor de 250×250 m NHI gridcel waar de meetlocatie in ligt. De toetsingscriteria zijn dat in 75% van de meetpunten de afwijking in GxG in peilbeheerste gebieden maximaal 50 cm mag zijn, en in vrij afwaterende gebieden maximaal 75 cm. Voor “sterk hellende” gebieden zoals de stuwwallen en Zuid-Limburg loopt dit op tot maximaal 100 cm. Deze toetsing is uitgevoerd per deelgebied, waarbij de regionale indeling uit de ‘zoetwaterverkenning’ is gevolgd. Hoofdconclusie is dat *overall* net aan de criteria wordt voldaan. Uit Tabel 6.6 volgt dat op geaggregeerd niveau de gemiddelde afwijking in GxG alleszins acceptabel is, maar dat de variantie in voorspelkracht tussen de individuele meetlocaties met een standaarddeviatie van circa 60 cm zeer groot is.

Het effect van de, in verhouding tot de regionale modellen, grove support van het NHI is afzonderlijk onderzocht door vergelijking met MIPWA (support 25×25 m). In 15% van de gevallen blijkt dat de GHG meer dan 20 cm afwijkt (NHI t.o.v. MIPWA). Voor wat betreft de GLG is dit percentage veel kleiner en gelijk aan 7%, wat verklaard wordt door de geringere invloed van het maaiveld op de GLG, door de diepere, vlakke, grondwaterspiegel tijdens GLG momenten.

Samenvatting en conclusies

Ruimtelijk gedistribueerde hydrologische modellen hebben voor wat betreft grondwaterstanden een typerende *gemiddelde* afwijking van 10 tot 20 cm ten opzicht van puntgegevens. Deels worden deze verschillen veroorzaakt door het feit dat modellen vlakgemiddelden voorspellen terwijl metingen de grondwaterstand op één punt betreffen. De (ruimtelijke) variatie in deze afwijking is echter aanzienlijk. Systematische studies naar de ruimtelijke patronen in deze afwijkingen ontbreken en validatiestudies naar de vlakgemiddelde fout in de modelvoorspellingen zijn behept met fouten in de validatiewaarnemingen en niet landelijk uitgevoerd.

Tabel 6.6

Gemiddelde en (tussen haakjes) de standaardafwijking van het verschil tussen gemeten en gemodelleerde grondwaterstandskarakteristiek. Negatieve waarden voor het gemiddelde geven aan dat het model 'droger' is dan de metingen

Model	Gemiddelde en (tussen haakjes) de standaardafwijking van het verschil tussen gemeten en gemodelleerde grondwaterstandskarakteristiek [cm]			Bron
	GW tijdreeks	GHG	GLG	
SIMGRO (Stortelersbeek), $n=12$	29 (7)			Cirkel <i>et al.</i> (2003), Pag. 54, Tabel 6.5
SIMGRO toep. Langbroekerwetering	5 (22)			Hermans <i>et al.</i> (2004), Pag. 12, Tabel 2.4
SIMGRO toep. Lankheet	~20			Mulder & Querner (2008), fig. 4.11–12
STONE 2.3 versus gerichte opnamen		–6 (89)	–14 (78)	van Bakel <i>et al.</i> (2008), Tabel 5.4
STONE 2.3 versus stambuizen		–16 (105)	–18 (116)	van Bakel <i>et al.</i> (2008), Tabel 5.5
STONE 2.3 versus overige buizen		–9 (107)	–12 (113)	van Bakel <i>et al.</i> (2008), Tabel 5.6
NHI 2.1 (ex. Veluwe)		–15 (61)	–7 (59)	Hoogewoud <i>et al.</i> (2011), Tabel 2.4

6.4 Synthese over de fouten in meten en interpreteren van grondwaterstanden

In dit hoofdstuk zijn de fouten die bij de diverse methoden om grondwaterstanden te meten en temporeel en ruimtelijk op te schalen besproken. Er is beperkt gerekend maar vooral verwezen naar bestaande literatuur waarin een foutenanalyse op onderdelen is gemaakt. Ondanks de vele verwijzingen en het uitgebreide overzicht pretenderen we niet dat het overzicht compleet is en is het voor een groot deel gebaseerd op Wagenings onderzoek.

De fouten die kunnen optreden bij het meten van de grondwaterstand op locaties zitten niet zozeer in de meting zelf maar in de onduidelijkheid over wat er wordt gemeten: de freatische grondwaterstand in al dan niet

stationaire toestand, de diepte tot een schijngrondwaterspiegel, of een stijghoogte. In de meeste gevallen wordt in een al dan niet gedeeltelijk geperforeerde buis een waterpeil gemeten. In principe kan dit peil vrij nauwkeurig en objectief worden vastgesteld. Het is uitermate belangrijk zich te realiseren dat het gemeten waterpeil niet per definitie gelijk is aan de positie van het freatisch vlak. In principe wordt het peil in de buis bepaald door de gemiddelde stijghoogte van het water ter plaatse van het filter. Voor een stationaire situatie met gemiddelde randvoorwaarden kan geschat worden wat de afwijking voor een bepaald type buis kan zijn. In werkelijkheid is de stroming en dus het stijghoogteprofiel in de bodem echter zeer dynamisch. Daardoor kunnen we niet aangeven wat de absolute fout is tussen het gemeten waterpeil en de werkelijke positie van het freatische vlak. Voor een buis in een vrij homogeen pakket, onderhevig aan wegzijging, zal het waterpeil lager zijn dan het freatisch vlak, en in een kwelgebied hoger. De situatie wordt een stuk lastiger te interpreteren indien de buis door een slecht doorlatende tussenlaag loopt. Aanvullend worden fouten geïntroduceerd wanneer in de loop der tijd de buizen worden verplaatst, verlengd of de filterlengte (filterstelling) wordt aangepast. Daarnaast speelt bij handmatige metingen het moment van de opname en de verwerking ook een rol. De onzekerheid zit ook in de onbekendheid of ten tijde van de opname (handmatig dan wel met een drukopnemer) het waterpeil in de buis in evenwicht is met het water in de bodem (als gevolg van veranderende stroming in de bodem, veranderende luchtdruk, veranderende temperatuur). Daarnaast is de meetfout van belang, welke voor druksensoren praktisch nogal eens tegenvalt. Waarschijnlijk wordt overal weer een ander type druksensor gebruikt, zodat het plaatselijk onderling ook weer verschilt. Elk van deze oorzaken kan fouten tot gevolg hebben die variëren van enkele centimeters tot tientallen centimeters. Er is echter weinig bekend over de mogelijkheid van stapeling van deze fouten, dus is het lastig om universele uitspraken te doen over de fout die kan optreden. De totale fout (verschil waterpeil versus werkelijk freatisch vlak) kan in een extreem geval oplopen tot meer dan één meter. Dit verschil mag natuurlijk niet op voorhand worden geïnterpreteerd als een verandering in de ligging van het freatische vlak. Daarvoor moeten we kijken naar de veranderingen in de tijd van het werkelijke freatische vlak.

Meetreeksen van het waterpeil in een buis worden vaak samengevat via een temporeel geaggregeerde grondwaterstandskarakteristiek (GWK), meestal GxG. Belangrijk hierbij is wederom dat wordt uitgegaan van een unieke definitie van zo'n GWK. Het blijkt echter dat nog steeds verschillende definities naast elkaar worden gehanteerd. Een GWK wordt soms ook geschat uit meetreeksen die te kort zijn. Ook kan het voorkomen dat een meetreeks gegevens bevat van meerdere buizen, omdat een buis is verplaatst of verlengd, al dan niet aangevuld met modelberekende (tijdreeksmodel, mechanistisch model) waterstanden. Ook is het vaak niet duidelijk of dieptes tot schijngrondwaterspiegels in rekening worden gebracht bij het schatten van de GWK's. Omdat het hier om vervolgiinterpretaties gaat, is de kans op verschillende wijzen van interpreteren groot, waardoor verschillen (fouten) ontstaan. Bij temporele aggregatie middelen de fouten in grondwaterstands-waarnemingen deels uit maar worden ook nieuwe foutenbronnen geïntroduceerd, waardoor de fout in de GxG op buislocaties kan oplopen tot enkele decimeters en in bepaalde gevallen tot zelfs meer dan een meter. Over het algemeen zijn de fouten groter op locaties waar korte tijdreeksen beschikbaar zijn.

Bij ruimtelijke *interpolatie* neemt de fout alleen maar toe en is, uiteraard afhankelijk van het gebied en de gebruikte methode, gemiddeld zo'n 20 tot 50 cm groot. Anderzijds verkleint ruimtelijke *aggregatie* de fout weer omdat het toevallige deel van de fout grotendeels wordt uitgemiddeld. Er zijn diverse methoden voor het meten van de grondwaterstand en voor temporele en ruimtelijke aggregatie. Hoewel de verschillende methoden voor- en nadelen hebben en sommige nauwkeuriger uitkomsten geven dan andere, is hier toch niet gemakkelijk de vinger achter te krijgen. Hieraan is onder andere debet dat methoden op verschillende datasets en in verschillende gebieden zijn uitgevoerd zodat een objectieve vergelijking mank gaat. Een ander belangrijk probleem is dat kwantificering van de nauwkeurigheid met validatie veronderstelt dat voldoende onafhankelijke waarnemingen van de doelvariabele (bv GxG) met verwaarloosbare meetfout beschikbaar zijn. In de praktijk zijn validatiewaarnemingen zeker ook niet foutloos en daarnaast vaak via preferente bemonstering verkregen. Daarnaast komen de locaties van de validatiewaarnemingen vaak niet exact overeen met de locaties waarvoor een voorspelling is gedaan, zodat een deel van de verschillen feitelijk wordt veroorzaakt door ruimtelijke

variabiliteit. Dit gebeurt met name wanneer twee methoden met elkaar worden vergeleken, bijvoorbeeld wanneer de uitkomsten van gerichte opnamen en peilbuizen worden vergeleken of wanneer uitkomsten van peilbuizen met filters op verschillende diepten worden vergeleken. Hierbij paart men locaties die weliswaar bij elkaar in de buurt staan maar vanwege ruimtelijke variabiliteit op korte afstand hoeft de GWK op de ene locatie niet gelijk te zijn aan die op de andere locatie.

7 Discussie, synthese en aanbevelingen

In deze studie is onderzocht hoe freatische grondwaterstanden worden gemeten, hoe deze metingen temporeel en ruimtelijk worden opgeschaald, welke toevallige en systematische fouten bij het meten en opschalen optreden, hoe groot deze fouten zijn en hoe deze fouten doorwerken in het eindresultaat.

Vervolgens is geanalyseerd in hoeverre uitspraken kunnen worden gedaan over de vraag of de in de afgelopen zestig jaar veranderde methodiek om freatische grondwaterstanden te meten en te interpreteren waar en in welke mate heeft geleid tot relevante systematische verschillen in de grondwaterkarakteristieken (GWK).

De resultaten van deze analyse kunnen worden gebruikt om het benodigde onderzoek te initiëren waaruit moet blijken hoe groot de foutieve schatting van de freatische grondwaterstand in welke gebieden is en wat de beleidsmatige en maatschappelijke gevolgen zijn voor verschillende beleidsterreinen. Afhankelijk van het resultaat kan worden gezien of correcties van historische reeksen en/of de methode van meten van freatische grondwaterstanden nodig zijn.

In dit hoofdstuk geven we eerst een discussie van de bovengenoemde analyse van de state-of-the-art van dit moment. Vervolgens komen we via een synthese tot een serie aanbevelingen voor toekomstig onderzoek. We realiseren ons dat onderzoek ondertussen doorgaat met voortschrijdend inzicht en dat onze aanbevelingen dus slechts een momentopname zijn en naar wij hopen een aanzet voor een proces van continue verfijning en verbetering.

7.1 Discussie

Metten van de grondwaterstand op één punt

Structurele verandering van de positie van het freatische vlak (grondwaterstand) kan veroorzaakt zijn door diverse factoren, zoals menselijke ingrepen die de hydrologie beïnvloeden of door veranderingen in het klimaat. Om deze verandering te kwantificeren wordt uitgegaan van puntwaarnemingen, die meerdere jaren worden herhaald. Er zijn vier meetmethodes voor het meten van grondwaterstanden op één punt: (i) grondwaterstandbuizen; (ii) piëzometers; (iii) open boorgaten en; (iv) veldschattingen. Deze methoden zijn enerzijds gestandaardiseerd (type buis, plaatsen, meetmethoden en gegevensopslag), maar geven anderzijds ruimte voor een eigen invulling (locatie, diepte, filterlengte, frequentie, relatie met grondsoort, etc.). Zowel in de literatuur als in de Nederlandse normen worden de begrippen peilbuis, grondwaterstandbuis en piëzometer door elkaar en met verschillende definities gebruikt. Een gevolg hiervan is dat het bij een bepaalde meetopstelling niet eenduidig vastligt of de grondwaterstand of de stijghoogte wordt gemeten.

Daarnaast worden er verschillende definities gebruikt om de grondwaterstand te karakteriseren. De freatische grondwaterstand is de bovenste grondwaterspiegel gerekend vanaf het bodemoppervlak, eventuele schijnspiegels bepalen deze freatische grondwaterstand. Dit in tegenstelling tot de (geohydrologische) grondwaterstand die gedefinieerd is als de diepte waarop de drukhoogte in het grondwater gelijk aan nul is en waar schijnspiegels niet aan bijdragen. Om verwarring te voorkomen is het essentieel expliciet aan te geven of de metingen betrekking hebben op de freatische grondwaterstand of op de (geohydrologische) grondwaterstand. Het gebruik van deze verschillende definities leidt tot bijbehorende verschillende schattingen van de GWK.

Een complicerende factor is dat in de loop der tijd de diepte en de lengte van de filters is veranderd. In de jaren 50 werden grondwaterstandbuizen met een lengte van maximaal 1,5 à 2 meter gebruikt, later 2 tot 3 meter en tegenwoordig met een lengte van 5 meter of meer. Hierdoor is een grote variatie in filterdieptes ontstaan, waardoor de interpretatie van de meetgegevens moeilijker is geworden. De variatie in filterdieptes is op zich niet een foutenbron. Het is voor het meten van freatische grondwaterstanden zelfs de bedoeling dat filterdieptes worden bepaald op basis van informatie over bodemopbouw en hydrologie en dus per locatie verschillen. Fouten ontstaan wanneer stijghoogten, gemeten in diepere filters, worden geïnterpreteerd als (freatische) grondwaterstanden. Zover bekend is naar de hierdoor optredende fouten geen systematisch onderzoek gedaan.

Uit een onderlinge beoordeling komt het meten met een piëzometer als beste naar voren, op de voet gevolgd door grondwaterstandbuis en open boorgaten. Bij zowel piëzometers als bij open boorgaten weet je beter wat je meet dan bij een grondwaterstandbuis, mits er bij de open boorgaten wordt geboord tot op een slecht doorlatende laag waarop een stijghoogteverschil of een schijnspiegel optreedt, en evt. meerdere boorgaten worden gemaakt op verschillende diepten om het optreden van schijnspiegels vast te stellen. Hierbij moet worden aangetekend dat het waterniveau in zowel een grondwaterstandbuis als in een piëzometer objectief is vast te stellen, maar dat (i) in een piëzometer niet het freatisch grondwaterpeil maar de stijghoogte wordt gemeten en (ii) de relatie met het freatisch grondwater afhangt van het bodemprofiel (en het al dan niet voorkomen van versturende lagen) en/of de hydrologische omstandigheden (wegzijing of kwel).

De fouten die kunnen optreden bij het meten van de grondwaterstand op locaties zitten dus niet zozeer in de meting zelf maar in de onduidelijkheid over wat er wordt gemeten: de freatische grondwaterstand (in al dan niet stationaire toestand), de diepte tot een schijngrondwaterspiegel, of een stijghoogte. In de meeste gevallen wordt in een al dan niet gedeeltelijk geperforeerde buis een waterpeil gemeten. In principe kan dit peil vrij nauwkeurig en objectief worden vastgesteld. Het is uitermate belangrijk zich te realiseren dat het gemeten waterpeil niet per definitie gelijk is aan de positie van het freatisch vlak. In principe wordt het peil in de buis bepaald door de gemiddelde stijghoogte van het water ter plaatse van de filter. Voor een stationaire situatie met gemiddelde randvoorwaarden kan geschat worden wat de afwijking voor een bepaald type buis kan zijn. In werkelijkheid is de stroming en dus het stijghoogteprofiel in de bodem zeer dynamisch. Daardoor kunnen we niet aangeven wat de absolute fout is tussen het gemeten waterpeil en de werkelijke positie van het freatische vlak. Voor een buis in een vrij homogeen pakket, onderhevig aan wegzijing, zal het waterpeil lager zijn dan het freatisch vlak, en in een kwelgebied hoger. De situatie wordt een stuk lastiger te interpreteren indien de buis door een slecht doorlatende tussenlaag loopt. Daarnaast hebben de regionale hydrologie en de bodemgesteldheid invloed op het gemeten waterpeil in het meetpunt.

Aanvullend worden fouten geïntroduceerd wanneer in de loop der tijd de buizen worden verplaatst of verlengd of als de filterlengte (filterstelling) wordt aangepast. Daarnaast speelt bij handmatige metingen het moment van de opname en de verwerking ook een rol. De onzekerheid zit ook in de onbekendheid of ten tijde van de opname (handmatig dan wel met een drukopnemer) het waterpeil in de buis in evenwicht is met het water in de bodem (als gevolg van veranderende stroming in de bodem, veranderende luchtdruk, veranderende temperatuur). Daarnaast speelt de technische fout van de meting, welke voor druksensoren praktisch nogal eens tegenvalt. Waarschijnlijk wordt overal weer een ander type druksensor gebruikt, zodat het plaatselijk onderling ook weer verschilt. Elk van deze oorzaken kan fouten tot gevolg hebben die variëren van enkele centimeters tot tientallen centimeters. Er is echter weinig bekend over de mogelijkheid van stapeling van deze fouten, dus is het lastig om universele uitspraken te doen over de omvang van de fout die kan optreden. De totale fout (verschil waterpeil versus werkelijk freatisch vlak) kan in een extreem geval oplopen tot meer dan één meter. Dit verschil mag echter niet op voorhand worden geïnterpreteerd als een verandering in de ligging van het freatische vlak. Daarvoor moeten we kijken naar de veranderingen in de tijd van het werkelijke freatische vlak.

Temporele aggregatie van grondwaterstanden

De puntwaarnemingen kunnen vervolgens in de tijd worden geëxtrapoleerd. De temporele variatie (dynamiek) van de grondwaterstandsdiepte wordt gekarakteriseerd (samengevat) met grondwaterstandskarakteristieken (GWK's). Meetreeksen van het waterpeil in een buis worden dan samengevat via een temporeel geaggregeerde grondwaterstandskarakteristiek (GWK), meestal GxG. In feite wordt bijna nooit aan de definitie van GxG voldaan omdat tijdreeksen van dertig jaar of langer zeldzaam zijn. Over de jaren zijn verschillende definities van GxG's gebruikt, waardoor er mogelijk fouten worden geïntroduceerd bij de temporele aggregatie. Een GWK wordt soms ook geschat uit meetreeksen die te kort zijn. Ook kan het voorkomen dat een meetreeks gegevens bevat van een buis die is verplaatst of verlengd (in de DINO-database wordt dit overigens altijd vermeld), al dan niet aangevuld met berekende waterstanden met een tijdreeksmodel of mechanistisch model. Ook is het vaak niet duidelijk of dieptes tot schijngrondwaterspiegels in rekening worden gebracht bij het schatten van de GWK's. Omdat het hier om vervolginterpretaties gaat, is de kans op verschillende wijzen van interpreteren groot, waardoor verschillen (fouten) ontstaan.

Er zijn vier temporele aggregatiemethoden: (i) directe berekening uit tijdreeks; (ii) statistische modellen; (iii) procesmodellen en (iv) expertkennis.

Temporele aggregatie van een tijdreeks van grondwaterstanden tot een grondwaterstandskarakteristiek (GWK) is eenvoudig wanneer de tijdreeks voldoende lang is en een voldoende hoge meetfrequentie heeft. Bij directe berekening van de GxG op een te korte tijdreeks worden fouten geïntroduceerd. Een probleem is dat tijdreeksen van tien jaar of langer niet vaak voorkomen en dat tijdreeksen van dertig jaar of langer zeldzaam zijn. Als dergelijke reeksen al beschikbaar zijn dan hebben er tussentijds vaak hydrologische ingrepen in de nabijheid plaatsgevonden, is de buis tussentijds verplaatst of is de lengte of diepteligging veranderd zodat deze tijdreeksen toch niet bruikbaar zijn voor berekening van de GWK. Ook zitten er soms 'gaten' in lange tijdreeksen, bijvoorbeeld vanwege het tijdelijk disfunctioneren van een apparaat. Als de tijdreeks niet voldoende lang is kan uitbreiding van de tijdreeks met statistische modellen en procesmodellen zinvol zijn. Temporele opschaling kan ook met expertkennis. Als er geen tijdreeks is maar slechts enkele opnames op gericht gekozen tijdstippen dan kan stambuisregressie worden ingezet om voor deze locaties de GWK te schatten. De nauwkeurigheid van de schatting is sterk afhankelijk van de hoeveelheid en de kwaliteit van de informatie.

Bij tijdreeksmodellering met statistische modellen poneert men een model waarin de grondwaterstand op een zeker tijdstip een (meestal lineaire) functie is van de grondwaterstand op het vorige tijdstip en andere relevante informatie, zoals het neerslagoverschot in het tussenliggende tijdsinterval. In vergelijking met statistische modellering heeft de aanpak gebaseerd op procesmodellen als voordeel dat proceskennis expliciet onderdeel is van het model. Daarom zijn procesmodellen naar verwachting beter in staat tot extrapolatie en voor het doorrekenen van bijvoorbeeld klimaatscenario's. Nadelen van procesmodellering zijn dat modelbouw en modelkalibratie bewerkelijker zijn dan bij tijdreeksmodellen, dat meer invoergegevens nodig zijn en dat vanwege afvlakking de GHG systematisch kan worden onderschat en de GLG systematisch kan worden overschat.

Het gebruik van statistische en procesmodellen stelt eisen aan de waarnemingsfrequentie en lengte van de tijdreeks. Deze moeten zodanig zijn dat schatting van de parameters van het tijdreeksmodel voldoende betrouwbaar is. Hierbij is van belang rekening te houden met de responstijd van het systeem (snel reagerende systemen vereisen een minder lange tijdreeks dan trage systemen). Ook moet aanvullende informatie zoals het neerslagoverschot bekend zijn.

Statistische en procesmodellen groeien naar elkaar toe door (i) de toevoeging van een stochastische component aan procesmodellen, (ii) door kalibratie van procesmodellen op waarnemingen (door de kalibratie neemt de fysische betekenis van parameterwaarden namelijk af, omdat ze het effect van andere fouten in

bijvoorbeeld de modelschematisatie en de invoer moeten compenseren) en (iii) door fysische interpretatie van statistische modellen. Het gevolg van het gebruik van modellen is dat de GWK slechts geschat wordt en dat schattingsfouten worden gemaakt.

Een expert kan op basis van profiel- en veldkenmerken en nadere hulpinformatie een inschatting van de GWK maken. De methode van veldschattingen is een ambachtelijke methode waarbij verschillen in interpretatie mogelijk zijn. De methode is moeilijk reproduceerbaar. De veldschatting van de GLG in open profielen geeft gewoonlijk minder problemen dan die van de GHG. Voor zowel de GHG als de GLG zijn de gerelateerde profielkenmerken afhankelijk van het moedermateriaal waarin zij zijn gevormd en slechts een deel van deze verschijnselen heeft betrekking op het actuele grondwaterstandsverloop. Een belangrijk probleem bij de inschatting van de GxG op basis van profiel- en veldkenmerken is ook dat het vaak moeilijk te zeggen is gedurende welke periode deze kenmerken zich hebben gemanifesteerd. Voorwaarde voor een goede inschatting van de GxG op basis van profiel- en veldkenmerken is een goed inzicht in de waterhuishouding en bodemgesteldheid. Het zal in de praktijk veel voorkomen dat er meerdere aggregatiemethoden worden gecombineerd, bijvoorbeeld expert kennis in combinatie met procesmodellen of een combinatie van een procesmodel met een statistisch model.

Ruimtelijke interpolatie en aggregatie van grondwaterstandskarakteristieken

Er worden ruimtelijke interpolatie- en aggregatiemethoden toegepast om GxG's te combineren tot zogeheten grondwatertrappen (Gt's), die op kaarten worden weergegeven om uitspraken te kunnen doen over de verandering van de grondwaterstand in een bepaald gebied. Ruimtelijke interpolatie en aggregatie van grondwaterstandskarakteristieken kan met (i) expertkennis; (ii) steekproeftheorie; (iii) statistische modellen en; (iv) procesmodellen.

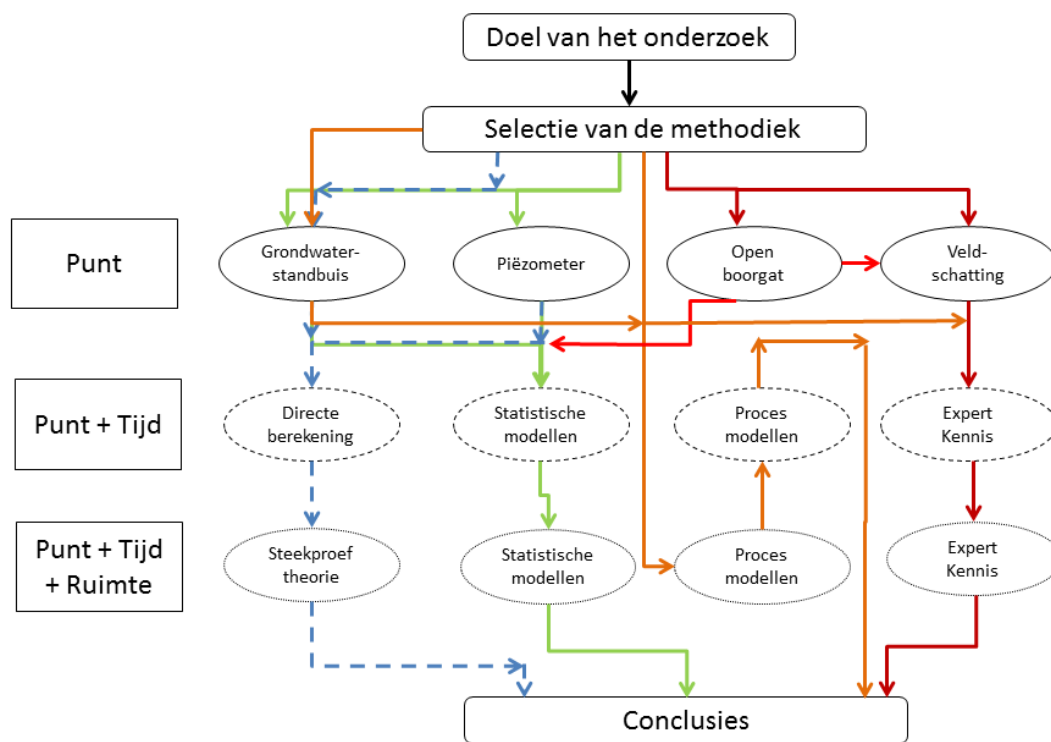
Experts kunnen op basis van kennis van een gebied een inschatting maken van de GWK op locaties in het gebied en van de gemiddelde GWK voor het hele gebied of delen ervan. Hierbij zullen ze niet alleen gebruik maken van de vastgestelde GWK op meetlocaties binnen het gebied (en erbuiten, als deze locaties in de buurt van het doelgebied liggen) maar ook van aanvullende informatie zoals de hoogtekkaart, de bodemkaart, waterpeilen van oppervlaktewater, e.d. Experts kunnen dus alle relevante informatie meenemen maar dit vereist dat experts het gebied goed kennen en onder verschillende condities metingen verzamelen om tot een goed beeld te komen. Een belangrijk voordeel is dat experts buizen in het veld kritisch tegen het licht kunnen houden, deze bijvoorbeeld kunnen onderzoeken op de juiste filterstelling en deze kennis meenemen in de interpretatie van grondwaterstanden. Hoewel experts dus heel goed in staat zijn tot ruimtelijke interpolatie en aggregatie, de aanvullende informatie op waarde weten te schatten en complexe relaties mee kunnen nemen, is een nadeel van deze methode dat deze moeilijk reproduceerbaar is. Daarnaast zijn voor nauwkeurige schattingen ook metingen gedurende langere tijd, evenals de analyse van de bodemopbouw nodig. Het resultaat van de methode kan wel onafhankelijk worden gevalideerd: met behulp van een aanvullende steekproef kan gecontroleerd worden hoe groot de systematische en toevallige fout is, op voorwaarde dat de GWK op locaties bepaald kan worden.

Bij toepassing van steekproeftheorie voor ruimtelijke aggregatie worden de locaties waarop de GWK is vastgesteld geloot volgens een bekend lotingsmechanisme. Een belangrijk voordeel van het schatten van de vlakgemiddelde GWK met de steekproeftheorie is dat de kansverdeling van de schattingsfout bekend is en niet afhangt van allerlei lastig te verifiëren (model)veronderstellingen. Voorwaarde is echter dat de locaties waar de GWK is vastgesteld met een kansmechanisme zijn geselecteerd en dat de meetlocaties met een bekend 'design' zijn geloot, waarbij de selectiekansen bekend zijn en groter zijn dan nul. Voorbeelden zijn een enkelvoudig aselechte steekproef en een gestratificeerde enkelvoudig aselechte steekproef. Deze voldoende grote kanssteekproef is in de praktijk echter vaak niet voorhanden. Bij de steekproefopzet kan echter ook gebruik worden gemaakt van kennis van het gebied en aanvullende informatie. Hierdoor kan de nauwkeurigheid van schattingen worden verhoogd.

In tegenstelling tot aggregatiemethoden die zijn gebaseerd op steekproeftheorie worden bij statistische modellen geen eisen gesteld aan de wijze waarop de locaties zijn geselecteerd (loting mag, maar hoeft niet). Aan het aantal locaties waarop de GWK bekend is kunnen wel eisen worden gesteld, zo is semivariogram-schatting alleen mogelijk bij ten minste 100 waarnemingen. Een ander verschil met steekproeftheoretische methoden is dat de uitkomsten van regressie, Kriging etc. alleen gelden onder bepaalde modelveronderstellingen (bijv. lineaire relaties, constante variantie van regressieresiduen, stationariteit van het semivariogram), die in de praktijk moeilijk zijn te verifiëren en mogelijk onrealistisch zijn. Ruimtelijke aggregatie met statistische modellen zoals hierboven beschreven geeft in alle gevallen als tussenresultaat een kaart van de GWK. Met andere woorden, de aggregatiestap vereist ruimtelijke interpolatie als tussenstap. Statistische methoden zijn reproduceerbaar en kwantificeren net als steekproeftheorie ook de schattingsfout.

Procesmodellen hebben het voordeel dat allerlei (meestal niet-lineaire) fysische relaties mee kunnen worden genomen die in de eerder beschreven methoden niet kunnen worden gebruikt. Daarom zijn procesmodellen beter geschikt voor extrapolatie naar andere situaties (in ruimte en tijd) en om maatregelen en/of scenario's door te rekenen. Een nadeel is dat vaak veel invoergegevens en procesparameters niet bekend zijn en berusten op aannames of dienen als kalibratieparameters. Als voor een gebied geen adequaat regionaal hydrologisch model operationeel is moet ook veel energie worden gestopt in de bouw van het model. Kwantificering van de modelfout blijkt vaak lastig. Onzekerheidsanalyses en validatiestudies worden steeds vaker, maar toch nog maar weinig uitgevoerd. Ook hier geldt dat verschillende methoden kunnen worden gecombineerd. Bij steekproeftheorie kan bijvoorbeeld geloot worden op basis van een met expertkennis gemaakte kaart. Daarnaast willen we benadrukken dat verschillende temporele en ruimtelijke aggregatiemethoden met elkaar kunnen worden gecombineerd.

Afhankelijk van het doel van het onderzoek zijn verschillende methoden ontwikkeld om een puntwaarneming in de tijd en ruimte te extrapoleren. De samenhang tussen enerzijds het doel van de waarnemingen en de meetmethodiek en anderzijds de verwerking verschilt per studie. De essentie van al deze methoden is dat er met afgeleide informatie wordt gewerkt. Uitgaande van een (onvolledige) set basisgegevens, eventueel aangevuld met gerichte opnames, worden een serie bewerkingen gedaan om uiteindelijk tot een gebiedsdekkende predictie van de grondwaterkarakteristiek te komen (Figuur 7.1). Hoewel de geschiktheid van deze methodes door meerdere auteurs is onderzocht is slechts een enkele keer systematisch in kaart gebracht hoe fouten in de waarnemingen of onnauwkeurigheden in de aannames doorwerken in het eindresultaat. Validatiestudies op basis van empirische data (die niet eerder zijn gebruikt voor de ontwikkeling van de methode of voor de kalibratie) zijn voor verschillende locaties en gebieden uitgevoerd, voor ruimtelijke en temporele voorspellingen van grondwaterstandsdiepten en voor verschillende aggregaties hiervan. Landsdekkende validatiestudies ontbreken echter tot nu toe. Ook hier geldt dat verschillende methoden kunnen worden gecombineerd. Bij kanssteekproeven kan bijvoorbeeld geloot worden binnen deelgebieden (strata), die ontleend zijn aan een kaart die op basis van een met expert kennis is reeds gemaakte kaart. Daarnaast willen we benadrukken dat verschillende temporele en ruimtelijke aggregatiemethoden met elkaar kunnen worden gecombineerd.



Figuur 7.1

Afhankelijk van het doel van het onderzoek zijn verschillende methodieken toegepast om puntwaarnemingen in de tijd en ruimte te extrapoleren om uiteindelijk tot een gebiedsdekkende predictie van de grondwaterkarakteristiek te komen

7.2 Synthese

Beleidsmakers en uitvoerders hebben betrouwbare informatie over de grondwaterstand nodig om beslissingen te kunnen nemen. Onderzoek om tot betrouwbare uitspraken te komen bestaat in principe uit vier stappen (i) verzamelen en analyseren van bestaande gegevens; (ii) meten van de grondwaterstand op meerdere locaties; (iii) temporele aggregatie van de verzamelde en gemeten grondwaterstanden om de verandering in de tijd in kaart te brengen en (iv): ruimtelijke interpolatie en aggregatie om tot gebiedsdekkende uitspraken te komen.

Verzamelen en analyseren van bestaande gegevens

Om de verandering in de tijd te kunnen kwantificeren zijn gegevens over meerdere jaren nodig. Sinds het midden van de vorige eeuw worden op grote schaal grondwaterstandswaarnemingen door verschillende bedrijven en instellingen verricht, de eerste systematische metingen dateren van omstreeks 1953. Deze informatie is gedeeltelijk opgeslagen in een vrij toegankelijke digitale database (DINOloket). Het DINOloket bevat ook grondwaterstanden die zijn verzameld in de terreinen van het Staatsbosbeheer, de Unie van Landschappen en Natuurmonumenten. Naast het DINO-archief zijn veel gegevens, die verzameld zijn tijdens (detail)studies, opgeslagen in analoge bestanden van Alterra, Waterleidingbedrijven, Waterschappen, provincies e.d. Naast de toegankelijkheid is het een probleem dat er verschillende definities van de begrippen peilbuis, grondwaterstandbuis en piëzometer worden gebruikt. Een gevolg hiervan is dat niet eenduidig vastligt of de grondwaterstand of de stijghoogte is gemeten. Een additioneel probleem is dat in de DINO-database de bodemgesteldheid ter plaatse van de grondwaterstandbuizen niet of onvoldoende wordt beschreven. Hierdoor

is het moeilijk om de informatie uit het DINO te koppelen aan bijvoorbeeld gerichte opnames die in een gebied zijn uitgevoerd.

Metten van de grondwaterstand

Bij de meeste studies zijn aanvullende gegevens nodig en zullen er op meerdere locaties grondwaterstanden moeten worden gemeten. Er zijn vier methodes om de freatische grondwaterstand te meten: (i) grondwaterstandbuisen; (ii) piëzometers; (iii) open boorgaten en (iv) veldschattingen. Technisch gesproken is het vaststellen van het waterpeil in een peilbuis geen grote bron van fouten. De grootste onzekerheid ligt in het feit dat we niet altijd zeker zijn of dit waargenomen peil ook inderdaad overeenkomt met de werkelijke positie van het freatische vlak ter plaatse van de peilbuis. De belangrijkste aanwijsbare oorzaken van afwijkingen zijn:

- De lengte van de buis en/of filter is te groot of verlengd gedurende de meetreeks.
- De buis doorsnijdt een slecht doorlatende tussenlaag (bijvoorbeeld een leemlaag).
- De lengte van het filter is te klein, waardoor een lokale stijghoogte wordt gemeten.

Er zijn slechts weinig studies bekend waarin het effect van deze foutenbronnen nader is onderzocht door op verschillende dieptes en met verschillende buislengtes te meten. Hoewel in deze studies soms duidelijk effecten van de filterstelling op het gemeten peil naar voren komen, is het aantal onderzochte locaties gering, en laat het gerichte selectieproces van de locaties geen objectieve uitspraak toe over de omvang van de effecten van filterstelling op bijvoorbeeld landelijke schaal.

Temporele aggregatie van de verzamelde en gemeten grondwaterstanden

De volgende stap is het analyseren van de veranderingen van puntwaarnemingen in de tijd. Er zijn vier temporele aggregatiemethoden: (i) directe berekening uit tijdreeksen; (ii) statistische modellen; (iii) procesmodellen en (iv) expertkennis. Uit de vergelijking van deze vier temporele aggregatiemethoden komt de directe berekening het best uit de bus. Deze methode is door het ontbreken van voldoende lange tijdreeksen meestal niet bruikbaar, zodat niet conform de officiële definitie een grondwaterkarakteristiek (GWK) kan worden afgeleid. Toch worden in diverse onderzoeken een GWK gegeven met de vermelding dat deze is bepaald voor een beperkte duur. Daarom worden meestal modellen gebruikt om grondwaterkarakteristieken (GWK's) te schatten. Hiervoor zijn statistische modellen en procesmodellen beschikbaar. In beide type modellen is het belangrijk een stochastische component mee te nemen indien een GWK wordt berekend die afhangt van extremen (bv. de GHG of GLG). Het gevolg van het gebruik van modellen is dat de GWK slechts geschat wordt en dat schattingsfouten worden gemaakt.

Ruimtelijke interpolatie en aggregatie

Om een beeld te geven van de ruimtelijke variatie van de grondwaterstand of grondwaterstandkarakteristiek is een ruimtelijke interpolatie nodig. Er is een serie van bewerkingen nodig om van een puntwaarneming tot gebiedsdekkende uitspraken over (veranderingen in) de grondwaterstand te komen. Voor deze serie van bewerkingen is een breed scala van methoden ontwikkeld, die kunnen worden onderverdeeld in vier categorieën: (i) expertkennis; (ii) steekproeftheorie; (iii) statistische modellen, en (iv) procesmodellen. Deze methoden gaan allemaal uit van (incomplete) tijdreeksen van grondwaterstanden. De zogeheten Gt-karteringsmethoden beginnen met een temporele aggregatie van grondwaterstanden, al dan niet aangevuld met gerichte opnames, waarna vervolgens een ruimtelijke interpolatie en aggregatie nodig is om tot gebiedsdekkende uitspraken te komen. Andere methoden zijn statistische methoden of methoden met gebiedsdekkende procesmodellen, gebaseerd op fysische relaties, om tijdreeksen van grondwaterstanden aan elkaar te relateren. Hoewel de gevolgde procedures zeer divers en dus moeilijk vergelijkbaar zijn, komt de methode gebaseerd op de steekproeftheorie als beste naar voren in termen van objectiviteit en kwantificering van de onzekerheid. Statistische modellen scoren samen met steekproeftheorie-methoden het hoogst op reproduceerbaarheid en procesmodellen scoren het hoogst op de mogelijkheid voor gebruik van aanvullende gegevens, extrapolatie en het kunnen berekenen van fluxen (kwel/wegzijging). In het verleden is de betrouwbaarheid van de

verschillende methoden meestal niet vastgesteld waardoor de betrouwbaarheid van deze methoden onderling moeilijk is te vergelijken.

Wij concluderen dat in de afgelopen zestig jaar de methodieken om freatische grondwaterstanden te meten en te interpreteren zijn veranderd. Afhankelijk van het doel van het onderzoek zijn verschillende methodieken toegepast om puntwaarnemingen in de tijd en ruimte te extrapoleren om uiteindelijk tot een gebiedsdekkende predictie van de grondwaterkarakteristiek te komen (Figuur 7.1). Elke methodiek is gebaseerd op een combinatie van technieken om de gemeten grondwaterstanden te analyseren en vervolgens een temporele aggregatie en een ruimtelijke interpolatie te maken. Het gebruik van een combinatie van methoden en technieken heeft geleid tot een beter begrip van de onderzochte systemen. Bij geen van deze methodieken is echter systematisch in kaart gebracht hoe fouten in de waarnemingen of onnauwkeurigheden in de temporele en/of ruimtelijke interpolatie en aggregatie doorwerken in het eindresultaat. Dus de vraag of de verdrogings systematisch wordt onder- of overschat is niet eenduidig te beantwoorden. De vraag of de in de afgelopen zestig jaar veranderde methodiek om freatische grondwaterstanden te meten en te interpreteren heeft geleid tot relevante systematische verschillen in de grondwaterkarakteristieken en hoe deze eventuele systematische fouten kunnen worden gecorrigeerd is ook niet eenduidig te beantwoorden.

7.3 Aanbevelingen

Stappen van onderzoeksvraag tot resultaat

Verreweg de belangrijkste aanbevelingen die volgen uit bovenstaande discussie en synthese is dat bij elk onderzoek duidelijk moet worden aangegeven welke combinatie van hiervoor genoemde methoden en technieken wordt gekozen en welke meetgegevens op welke locaties op welke diepte in relatie tot bodemprofiel en waterhuishouding kunnen worden gebruikt om de onderzoeksvraag te beantwoorden (welke weg moet worden bewandeld in Figuur 7.1). Om te voorkomen dat er verschillende definities worden gebruikt, stellen wij voor de in Tabel 2.1 geselecteerde definities van hydrologische grootheden consequent te gebruiken.

Het is essentieel dat vooraf een analyse wordt gemaakt over de nauwkeurigheid van de te verwachten uitkomsten en te analyseren of deze nauwkeurigheid voldoende is om de uit de probleemanalyse voorkomende onderzoeksvragen daarmee beantwoord kunnen worden. Om een dergelijk analyse te kunnen maken moeten de volgende stappen iteratief doorlopen worden:

11. Definitie van de onderzoeksvraag;
12. Selectie van de onderzoeksmethodiek;
13. Verzamelen van beschikbare gegevens;
14. Analyse van bestaande gegevens;
15. Opstellen van het onderzoeksprogramma;
16. Verzamelen van additionele gegevens;
17. Analyse van de gegevens;
18. Gebruik model(len);
19. Interpretatie van de uitkomsten;
20. Rapportage.

In Bijlage 4 zijn de belangrijkste aspecten van de verschillende stappen nader uitgewerkt. Verschillende stappen zullen meerdere keren doorlopen moeten worden omdat veronderstellingen die nodig zijn om een stap te kunnen doorlopen bij een volgende stap niet haalbaar kunnen blijken.

Validatiegegevens voor een grondwaterstandkarakteristiek

Om een objectieve en modelonafhankelijke schatting van de grondwaterkarakteristiek voor een bepaald gebied te maken is het nodig dat onafhankelijke validatiegegevens worden verzameld op locaties in het gebied die met een kanssteekproef zijn bepaald. Alleen dan kan een uitspraak als “de vlakgemiddelde GHG in dit gebied is ten gevolge van een ingreep xx cm gezakt” zonder oncontroleerbare veronderstellingen worden getoetst. De bestaande peilbuizen in een gebied voldoen echter vrijwel nooit aan de eis dat de locaties met een kanssteekproef zijn geloot, enkele kleine gebieden uitgezonderd. Met andere woorden, op dit moment is het niet mogelijk om voor een groter gebied -zoals de grondwaterafhankelijke natuurgebieden in Nederland- met een bestaande peilbuizenset de ruimtelijke geaggregeerde fout in de GWK zonder modelveronderstellingen of een oordeel van experts te schatten.

Is verdroging overschat of niet?

Tot nu toe is dus niet op een objectieve wijze vastgesteld of veranderingen in de grondwaterstandsdiepte in natuurgebieden met grondwaterafhankelijke natuur systematisch onjuist worden geschat. Om wel een onafhankelijke en zuivere schatting van de vlakgemiddelde fout te kunnen geven en om de betrouwbaarheid van deze schatting te kunnen kwantificeren dient een nieuw netwerk van peilbuizen in het nader te specificeren doelgebied te worden opgezet. Hierbij is cruciaal dat het doelgebied precies is gedefinieerd en afgebakend en dat het netwerk een nader te bepalen kanssteekproef uit de populatie (het doelgebied) is. In Bijlage 5 stellen wij een vervolgonderzoek voor om een wetenschappelijk gefundeerd, objectief antwoord te kunnen geven op de vraag of de verdrogingsproblematiek juist wordt ingeschat op basis van informatie over grondwaterstanden. Een dergelijk onderzoek is noodzakelijk om helderheid te verschaffen in de discussie rond ‘numerieke verdroging’ die in Hoofdstuk 1 van dit rapport is geschetst.

Overige aanbevelingen

- Aanbevolen wordt om begrippen en definities die gebruikt worden in NEN en Aquo-standard te harmoniseren.
- Ook wordt aanbevolen de NEN voor het meten van grondwaterstanden aan te scherpen en de relevante informatie over bodemprofiel en waterhuishouding op voorgeschreven wijze vast te leggen. Ook informatie als het doel van het plaatsen van de buis, de meetmethode e.d. moeten worden vastgelegd om eenduidige interpretatie van de metingen mogelijk te maken. De NEN voor het meten van grondwaterstanden dient dus te worden voorzien van een aanvulling voor het meten van freatische grondwaterstanden.
- Bij het plaatsen van grondwaterstandbuizen wordt aanbevolen altijd een bodemprofiel te beschrijven en een veldschatting voor de GWK te maken, gebruik makend van hulpinformatie over het gebied. Kwantificering van de meetfout voor de verschillende methoden om de grondwaterstand te meten is nodig om inzicht te krijgen in de betrouwbaarheid van de GWK
- Analyse bestaande meetnetten
 - o vastleggen informatie bestaande buizen: indien bodemprofiel niet bekend is, alsnog boringen naast bestaande buizen verrichten en profielbeschrijvingen maken. Indien nodig op basis van deze profielbeschrijvingen extra buizen met filters op verschillende dieptes plaatsen;
 - o buizen met filters door scheidende lagen moeten worden verwijderd, of worden vervangen door filters die zich volledig boven of onder de scheidende laag bevinden;
 - o metingen voorzien van een code of de freatische grondwaterstand of de geohydrologische grondwaterstand dan wel beide (als gelijk) wordt gemeten
- Digitaliseren van oude, analoge meetgegevens (mits voldoende aanvullende informatie over locatie, filterdiepte, bodemprofiel, e.d. beschikbaar) kan worden overwogen om met bestaande of opnieuw te plaatsen buizen lange meetreeksen te genereren.
- Bij aanvang studie zijn gebiedskenmerken van belang voor de aanpak. In een veen- of kleigebied zal men beter bekend zijn met problemen van weerstanden in het bodemprofiel dan bijvoorbeeld in zandgebieden, waar vooralsnog onvoldoende duidelijk is over hoe en waar leemlagen de grondwaterstanden beïnvloeden.

Literatuur

Alterra, 2001. Plaatsing van peilbuizen - versie 1.0. Standaard Werkvoorschrift E3204, Alterra.

Aquo-standaard, 2010. Aquo biedt standaarden voor definities van termen en begrippen, voor gegevens-opslag, voor gegevensuitwisseling en voor de verwerking en presentatie van gegevens in de watersector.
<http://www.aquo.nl/aquo-standaard/aquo-lex/aquo-lex-begrippen/>

Bartholomeus, R.P., 2009. Moisture matters. Climate-proof and process-based relationships between water, oxygen and vegetation.

Belmans, C., J.G. Wesseling & R.A. Feddes, 1983. Simulation model of the water balance of a cropped soil: SWATRE. *Journal of Hydrology* 63: 271–286, doi:10.1016/0022-1694(83)90045-8.

Berendrecht, W.L., A.W. Heemink, F.C. van Geer & J.C. Gehrels, 2004. A non-linear state space approach to model groundwater fluctuations. *Advances in Water Resources* 29: 959-973, doi:10.1016/j.adwatres.2005.08.009.

Beven, K. & J. Freer, 2001. Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology. *Journal of Hydrology* 249: 11-29. Bierkens, M.F.P., 1998. Eenvoudige stochastische modellen voor grondwaterstandsfluctuaties. Deel 1: Een stochastische differentiaalvergelijking. *Stromingen* 4(2): 5–26.

Bierkens, M.F.P. & D.J.J. Walvoort, 1998. Eenvoudige stochastische modellen voor grondwaterstandsfluctuaties. Deel 2: Gecombineerd bodem-grondwatermodel met stochastische invoer. *Stromingen* 4(3): 5–20.

Bierkens, M.F.P., P.A. Finke & P. de Willigen, 2000. Upscaling and downscaling methods for environmental research. Kluwer, Dordrecht.

Bierkens, M.F.P., M. Knotters & T. Hoogland, 2001. Space-time modeling of water table depth using a regionalized time series model and the Kalman filter. *Water Resources Research* 37: 1277-1290 doi:10.1029/2000WR900353.

Bierkens, M.F.P., M. Knotters & F.C. van Geer. 1999. Calibration of transfer function-noise models to sparsely or irregularly observed time series. *Water Resources Research* 35(6): 1741-1750.

Boukes, H., 2008. Vertroebeling verdrogingsdiscussie. *H2O* 11: 17-19.

Brassington, F. C., 1992. Measurements of head variations within observation boreholes and their implications for groundwater monitoring. *Journal of the Institution of Water and Environmental Management* 6(1): 91-100, doi:10.1111/j.1747-6593.1992.tb00742.x.

Brus, D.J., 2000. Using regression models in design-based estimation of spatial means of soil properties. *European Journal of Soil Science* 51, 159-172, doi: 10.1046/j.1365-2389.2000.00277.x.

Brus, D.J. & J.J. de Gruijter, 1993. Design-based versus model-based estimates of spatial means. Theory and application in environmental soil science. *Environmetrics* 4: 123-152, doi:10.1002/env.3170040202.

Brus, D.J. & W.J.M. te Riele, 2001. Design-based regression estimators for spatial means of soil properties: the use of two-phase sampling when the means of the auxiliary variables are unknown. *Geoderma* 104: 257-279, doi:10.1016/S0016-7061(01)00084-2.

Burrough, P.A. & R.A. McDonnell, 1998. *Principles of Geographical Information Systems*. Oxford University Press, Oxford.

Chapuis, R.P., 2005. Numerical modeling of rising-head permeability test in monitoring wells after lowering the water level down to the screen. *Canadian Geotechnical Journal* 42: 705-715, doi:10.1139/T05-003.

Chapuis, R.P., 2009. Numerical modeling of reservoirs or pipes in groundwater seepage. *Computers and Geotechnics* 36: 895-901, doi:10.1016/j.compgeo.2009.01.005.

Cirkel, D.G., E.P. Querner, P.J.J.F. Torfs & H.A.J. van Lanen, 2003. Effecten van verdrogingbestrijdende maatregelen en klimaatverandering op extreem hoge afvoeren; Een modelstudie met SIMGRO voor het Stortelersbeekgebied. Alterra-rapport 844, Alterra, Wageningen.
<http://content.alterra.wur.nl/Webdocs/PDFFiles/Alterrarapporten/AlterraRapport844.pdf>

Cochran, W.G., 1977. *Sampling techniques*. Wiley, New York.

Commissie Onderzoek Landbouwwaterhuishouding Nederland, 2004. Historische GHG voor de periode 1952-1955 geschat op basis van COLN gegevens. <http://www.bodemdata.nl/cgi/toepassingen-COLN.htm>.

Commissie voor Hydrologisch Onderzoek, 1952. Waarnemingen van grondwaterstanden. In: Commissie voor hydrologisch onderzoek, Verslagen technische bijeenkomsten 1-6, pp 83-134, TNO., 's Gravenhage.

Darcy, H., 1856. *Les fontaines publique de la ville de Dijon*. Dalmont, Paris.

De Gruijter, J.J. J.B.F. van der Horst, G.B.M. Heuvelink, M. Knotters & T. Hoogland, 2004. Grondwater opnieuw op de kaart. Methodiek voor de actualisering van grondwaterstands-informatie en perceelsclassificatie naar uitspoelingsgevoeligheid voor nitraat. Alterra-rapport 915, Alterra, Wageningen.
<http://content.alterra.wur.nl/Webdocs/PDFFiles/Alterrarapporten/AlterraRapport915.pdf>

De Gruijter, J.J., D.J. Brus, M.F.P. Bierkens & M. Knotters, 2006. *Sampling for natural resource monitoring*. Springer, Berlin.

De Lange, W., 2011. Valse voorspelling van verdroging in een numeriek model. *Stromingen* 17: 33-43.

De Meij, T. & J. von Asmuth, 2011. Correctie van eigen luchtdrukmeting is noodzakelijk. *H2O* 4: 29-32.

De Ridder, N. A., 2006. Groundwater investigations. In: H. P. Ritzema (ed.), *Drainage Principles and Applications*, pp. 33-75, Alterra, Wageningen.

De Vries, F., W.J.M. de Groot, T. Hoogland & J. Denneboom, 2003. De bodemkaart van Nederland digitaal. Wageningen, Alterra-rapport 811, Alterra, Wageningen.
<http://content.alterra.wur.nl/Webdocs/PDFFiles/Alterrarapporten/AlterraRapport811.pdf>

Dekker, L.W., H.R.J. Vroon & A.H. Booij. 1990. Gebruik van profiellak bij het nemen van ongestoorde monsters voor bodemfysische bepalingen. H2O 23: 691-693.

Elci, A., Flach, G. P. & Molz, F. J., 2003. Detrimental effects of natural vertical head gradients on chemical and water level measurements in observation wells: identification and control. Journal of Hydrology 281: 70-81, doi:10.1016/S0022-1694(03)00201-4.

Fetter, C.W. 1980. Applied hydrogeology. Charles E. Merrill Publishing Co., Columbus, Ohio.

Finke, P.A., D.J. Groot Obbink & A.F. van Holst, 1994. Methode voor de bepaling van de prioriteitsvolgorde van Gt-actualisatie. Rapport 322, DLO-Staring Centrum, Wageningen.

Finke, P.A., D.J. Groot Obbink & H. Rosing. 1996. Actualisatie Gt-kaarten 1 : 50.000 Drents deel kaartbladen 16 Oost (Steenwijk) en 17 West (Emmen). Rapport 439, DLO-Staring Centrum, Wageningen.

Finke, P.A., D.J. Brus, M.F.P. Bierkens, T. Hoogland, M. Knotters & F. de Vries, 2004. Mapping ground-water dynamics using multiple resources of exhaustive high resolution data. Geoderma 123: 23-39, doi:10.1016/j.geoderma.2004.01.025.

Freeze, R.A. & J.A. Cherry. 1979. Groundwater. Prentice-Hall, Englewood Cliffs.

Gespreksgroep Hydrologische Terminologie, 1986. Verklarende hydrologische woordenlijst. Commissie voor Hydrologisch Onderzoek, TNO, Delft.

Goovaerts, P., 1997. Geostatistics for natural resources evaluation. New York, Oxford University Press.

Gupta, H.V., K.J. Beven and T. Wagener, 2006. Model Calibration and Uncertainty Estimation, chapter 131 in: Encyclopedia of Hydrological Sciences, John Wiley & Sons

Hellings, A. 1958. De landbouwwaterhuishouding in de provincie Limburg. Rapport no. 12, Commissie Onderzoek Landbouwwaterhuishouding Nederland, TNO.

Hengl, T., G.B.M. Heuvelink & A. Stein, 2004. A generic framework for spatial prediction of soil variables based on regression-kriging. Geoderma 120: 75-93, doi:10.1016/j.geoderma.2003.08.018.

Hermans, A.G.M., P.E.V. van Walsum, J. Runhaar & P.J.T. van Bakel, 2004. Duurzame waterbeheer Landbroekerwetering; Fase 1: Modelbouw, kalibratie en bepaling van het Actueel Grond- en Oppervlakte-waterregime. Alterra-rapport 914, Alterra, Wageningen.

<http://content.alterra.wur.nl/Webdocs/PDFFiles/Alterrarapporten/AlterraRapport914.pdf>

Heuvelink, G.B.M., 1998. Error Propagation in Environmental Modelling with GIS. London: Taylor & Francis, 127 pp.

Hoogewoud, J., 2009. GWNatura2000. Verbeteringen aan het regionale grondwatermodel MIPWA ten behoeve van Natura2000 toepassingen - deel 1: aanpassing van de grondwaterstanden in de Drentsche Aa. Deltares rapport 2009 U R81012, Deltares, Delft/Utrecht.

Hoogewoud, J.C., A.A. Veldhuizen & G. Prinsen, 2011, NHI toetsing; Ontwikkeling en toepassing van methode voor toetsing van NHI 2.1, inclusief vergelijking met NHI 2.0. Ongepubliceerde Deltares memo, kenmerk 1203516-000.

Hooghoudt, S. B., 1952. Waarnemingen van grondwaterstanden voor de landbouw. In: Verslagen technische bijeenkomsten 1-6, pp. 94-107, Commissie voor Hydrologisch Onderzoek T.N.O., 's-Gravenhage.

Hoogland, T., D.J. Brus, G.B.M. Heuvelink & M. Knotters, 2004. Hoe de kartering van de grondwaterstand (nog) beter kan. Alterra-rapport 1032, Alterra, Wageningen.

<http://content.alterra.wur.nl/Webdocs/PDFFiles/Alterrarapporten/AlterraRapport1032.pdf>

Hoogland, T., G.B.M. Heuvelink, J.W.J. van der Gaast, A.A. Veldhuizen & D.J.J. Walvoort, 2006. Data-assimilatie voor kartering van de grondwaterstandsdynamiek. Alterra-rapport 1384, Alterra, Wageningen.

<http://content.alterra.wur.nl/Webdocs/PDFFiles/Alterrarapporten/AlterraRapport1384.pdf>

Hoogland, T., P.A. Finke & F. de Vries, 2003. Actualisatie grondwatertrappenkaart waterschap Rijn en IJssel. Alterra-rapport 126, Alterra, Wageningen.

<http://content.alterra.wur.nl/Webdocs/PDFFiles/Alterrarapporten/AlterraRapport126.pdf>

Hoogland, T., M. Pleijter & D.J. Brus, 2007. Validatie van kaarten van de grondwaterdynamiek in de GRAafschap. Alterra rapport 1426, Alterra, Wageningen.

<http://content.alterra.wur.nl/Webdocs/PDFFiles/Alterrarapporten/AlterraRapport1426.pdf>

Hoogland, T., G.B.M. Heuvelink & M. Knotters, 2008. De seizoensfluctuatie van de grondwaterstand in natuurgebieden vanaf 1985 in kaart gebracht. WOt rapport 89, Wettelijke Onderzoekstaken Natuur & Milieu, Wageningen. <http://edepot.wur.nl/3309>.

Hoogland, T., Massop, H. T. L. & Visschers, R., 2010. Representativiteit van de locatie Loon op Zand in het bufferstrokenonderzoek. Alterra-rapport 2037, Alterra, Wageningen.

<http://content.alterra.wur.nl/Webdocs/PDFFiles/Alterrarapporten/AlterraRapport2037.pdf>

IdSW, 2010. Aquo-standaard - standaarden voor definities van termen en begrippen, voor gegevensopslag, voor gegevensuitwisseling en voor de verwerking en presentatie van gegevens in de watersector. Informatie Desk Standaarden Water, <http://www.idsw.nl/aquo-standaard/>.

Isaaks, E.H. & R.H. Srivastava, 1989. Applied geostatistics. New York, Oxford University Press.

Jansen, P.C., M. Knotters, D.J. Brus & J.B.F. van der Horst, 2003. Reconstructie van historische grondwaterstandskarakteristieken met grondwaterstanden gemeten in de periode 1952-1955. Alterra-rapport 614, Alterra, Wageningen. <http://content.alterra.wur.nl/Webdocs/PDFFiles/Alterrarapporten/AlterraRapport614.pdf>

Kemmers, R. H., J.M.J. Gieske, P. Veen & L.M.L. Zonneveld, 1995. Standaard meetprotocol verdroging - voorlopige richtlijnen van anti-verdrogings projecten. NOV-rapport 15.1, Nationaal Onderzoeksprogramma Verdroging, Lelystad.

Knibbe, M., 1969. Gleygronden in het dekzandgebied van Salland; Bodemkundige Studies 8, Stiboka, Wageningen.

Knibbe M. & B. Marsman, 1961. Grondwatertrappenindeling in Overijsselse zandgronden. Voorlopige wetenschappelijke mededelingen (no. 16), Stiboka, Wageningen.

Knotters, M., 2001. Regionalised time series models for water table depths. PhD-thesis, Wageningen University, Wageningen.

Knotters, M. en J.G. de Gooijer, 1999. TARSO modeling of water table depths. *Water Resources Research* 35: 695-705.

Knotters, M. & P.E.V. van Walsum, 1994. Uitschakeling van weersinvloeden bij de karakterisering van het grondwaterstandsverloop. Rapport 350, DLO-Staring Centrum, Wageningen.

Knotters, M. & P.E.V. van Walsum, 1997. Estimating fluctuation quantities from time series of water-table depths using models with a stochastic component. *Journal of Hydrology* 197: 25-46, doi:10.1007/s00477-002-0090-8.

Knotters, M. & M.F.P. Bierkens, 1999. Hoe lang moet je de grondwaterstand meten om iets over de dynamiek te weten? *Stromingen* 5: 5-12.

Knotters, M. & M.F.P. Bierkens, 2000. Physical basis of time series models for water table depths. *Water Resources Research* 36: 181-188, doi:10.1029/1999WR900288.

Knotters, M. & M.F.P. Bierkens, 2001. Predicting water table depths in space and time using a regionalised time series model. *Geoderma* 103: 51-77, doi:10.1016/S0016-7061(01)00069-6.

Knotters, M. & M.F.P. Bierkens, 2002. Accuracy of spatio-temporal RARX model predictions of water table depths. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* 16: 112-126, doi:10.1007/s00477-002-0090-8.

Knotters, M., G.B.M. Heuvelink, T. Hoogland & D.J.J. Walvoort, 2010. A disposition of interpolation techniques. Wageningen, Wettelijke Onderzoekstaken Natuur en Milieu (Wot), werkdocument 190.

Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut, 2011. Klimaatatlas van Nederland, de normaalperiode 1971 - 2001. <http://www.klimaatatlas.nl/>.

Kremers, A.H.M. & F.C. van Geer, 2000. Trendontwikkeling Grondwater 2000. Analyseperiode 1955-2000. TNO-rapport: NITG 00-184-B, TNO, Delft.

Kroes, J.G., J.C. van Dam, P. Groenendijk, R.F.A. Hendriks & C.M.J. Jacobs, 2008. SWAP version 3.2; Theory description and user manual. Alterra-rapport 1649, Alterra, Wageningen.
<http://content.alterra.wur.nl/Webdocs/PDFFiles/Alterrarapporten/AlterraRapport1649.pdf>

Maas, K., 2008a. Omgekeerde hydrologie? *H2O* 22: 36.

Maas, K., 2008b. Drainageweerstand en voedingsweerstand van een freatische aquifer? *Stromingen* 14-2: 3-16.

Maas, K., J. von Asmuth & H. Runhaar, 2008. Kanttekeningen bij 'Oorzaak numerieke verdroging'. *H2O* 9: 22-24.

Massop, H. & J. van der Gaast, 2003. Optimalisatie grondwatermeetnet Waterschap De Maaskant - aanhangsels. Alterra-rapport 864, Alterra, Wageningen.
<http://content.alterra.wur.nl/Webdocs/PDFFiles/Alterrarapporten/AlterraRapport864.pdf>

Massop, H.Th.L, P.J.T. van Bakel & J. Huygen, 1999. Analyse van de verandering in de GHG over de periode 1980-1998 in het beheersgebied van waterschap De Dommel. Interne notitie, DLO Staring Centrum, Wageningen.

McLeod, A.I & K.W. Hipel, 1978. Simulation procedures for Box-Jenkins models. Water Resources Research 14(3): 969-975.

Ministerie van Verkeer en Waterstaat, Vierde nota waterhuishouding. Regeringsbeslissing. 's-Gravenhage, 1999.

Mulder, H.M. & E.P. Querner, 2008. Waterberging op het landgoed Lankheet: Mogelijkheden en consequenties voor het watersysteem. Alterra-rapport 1674, Alterra, Wageningen.

<http://content.alterra.wur.nl/Webdocs/PDFFiles/Alterrapporten/AlterraRapport1674.pdf>

NEN 5120, 1991. Bepaling van stijghoogten van grondwater door middel van peilbuizen. Nederlands Normalisatie Instituut, Delft.

NEN 5766, 2003. Bodem - Plaatsing van peilbuizen ten behoeve van milieukundig bodemonderzoek. Nederlands Normalisatie Instituut, Delft

NEN-EN-ISO 22475-1, 2006. Geotechnisch onderzoek en beproeving - Methoden voor monsterneming en grondwatermeting - Deel 1: Technische grondslagen voor de uitvoering. Nederlands Normalisatie Instituut, Delft

NEN-ISO 21413, 2005. Metingen aan grondwater - Handmatig meten van het grondwaterpeil in putten. Hydrometrie, Nederlands Normalisatie Instituut, Delft

Nielsen, D.M. & G.L. Nielsen. 2007. The essential handbook of ground-water sampling. CRC-press, Boca Raton.

NPR-ISO/TR 23211, 2009. Hydrometry - Measuring the water level in a well using automated pressure transducer methods. International Organization for Standardization, Geneva, Switzerland.

Paydar, Z. & D.P. Richardson, 2002. Water table depth and piezometers. Soil physical measurement and interpretation for land evaluation, Australian Soil and Land Survey Handbook Series, K. C. N. McKezie & H. Cersswell, ed., CSIRO Publishing, Collingwood, Australia, 177-189.

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

Querner, E. & J. van Bakel, 2010. Op zoek naar de 'vergeten' verticale weerstand hoog in het bodemprofiel. Stromingen 16(1): 7-24.C160

Querner, E.P., M. Rakhorst, A.G.M. Hermans & S. Hoegen, 2005. Verkenning van mogelijkheden om water vast te houden op het Drents Plateau; Pilot Noord West Drentse Beken. Alterra-rapport 1240, Alterra, Wageningen. <http://content.alterra.wur.nl/Webdocs/PDFFiles/Alterrapporten/AlterraRapport1240.pdf>

Rasmussen, T.C. & L.A. Crawford, 1997. Identifying and removing barometric pressure effects in confined and unconfined aquifers. Ground Water 35(3): 502-511, doi:10.1111/j.1745-6584.1997.tb00111.x.

Refsgaard J.C., J.P. van der Sluijs, J. Brown & P. van der Keur, 2006. A framework for dealing with uncertainty due to model structure error. *Advances in Water Resources* 29: 1586-1597. Richards, L.A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics* 1: 318-333.

Runhaar, J., Jansen, P.C., Timmermans, H., Sival, F.P., Knol, W.C., 2003. Historische waterhuishouding en historisch grondgebruik in het waterschap Regge en Dinkel. Alterra Rapport 801, Alterra, Wageningen.

Saines, M., 1981. Errors in interpretation of ground-water level data. *Ground Water Monitoring and remediation*, 1(1): 56-61, doi:10.1111/j.1745-6592.1981.tb00798.x.

Spane, F. A., 2002. Considering barometric pressure in groundwater flow investigations. *Water Resources Research*, 38(6): 14-18, doi:10.1029/2001WR000701.

Squires, G.L., 1972. Fysisch experimenteren. Aula-boeken 480, Uitgeverij het Spectrum, Utrecht.

Stichting Infrastructuur Kwaliteitsborging Bodembeheer, 2001. Het plaatsen van een peilbuis. VKB-Protocol 2011, versie 2.0, 9.

Stoffelsen, G.H., 2008. Bodemkundig-hydrologisch onderzoek van de deelgebieden Scheerwolde en Oldemarkt in het Statistisch Groenproject Noordwest-Overijssel. Alterra-rapport 1684, Alterra, Wageningen.
<http://content.alterra.wur.nl/Webdocs/PDFFiles/Alterrarapporten/AlterraRapport1684.pdf>

Stol, Ph.TH, Vrijhof, B. 1958. De landbouwwaterhuishouding in de provincie Limburg. Rapport no. 9, Commissie Onderzoek Landbouwwaterhuishouding Nederland, TNO.

Stolp, J., M. Knotters & G. Pleijter, 1994. Geostatistische interpolatie van de gemiddeld laagste grondwaterstand met behulp van hoogtepunten in een deel van het ruilverkavelingsgebied Aardenburg. Rapport 34, DLO-Staring Centrum, Wageningen.

STOWA/RIZA, 1999. Handboek Good Modelling Practice; Vloeiend modelleren in het waterbeheer. STOWA-rapport 99-05, Rijkswaterstaat-RIZA-rapport 99.036, ISBN-nr. 90-5773-056-1.
<http://www.stowa.nl/Producten/Publicaties/index.aspx?rld=4612>

Stronks-Jansen, M. & H. Winkelhorst, 2010. Grondwater handmatig of automatisch meten? H2O 17: 14-15.

Te Riele, W.J.M. & D.J. Brus, 1992. Het gebruik van fysisch-geografische coördinatie bij de ruimtelijke voorspelling van grondwaterstanden en grondwaterstandskarakteristieken (GHG en GLG). Staring Centrum Rapport 209, Staring Centrum, Wageningen.

Te Riele, W.J.M. & D.J. Brus, 1996. Actualisatie van de grondwatertrappenkaart van het Land van Cuijk met een gestratificeerde tweefasensteekproef en regressieschatters. Staring Centrum rapport 441, Staring Centrum, Wageningen.

Te Riele, W.J.M., E.P. Querner & M. Knotters, 1995. Geostatistische interpolatie van grondwaterstandsdiepten met behulp van fysisch-geografische informatie en de resultaten van een regionaal stromingsmodel. Rapport 414, DLO-Staring Centrum, Wageningen.

Ten Cate, J.A.M., A.F. van Holst, H. Kleijer & J. Stolp, 1995. Handleiding bodemgeografisch onderzoek. Richtlijnen en voorschriften. Deel B: Grondwater. Technisch Document 19B, DLO-Staring Centrum, Wageningen.

TNO Bouw en Ondergrond, 2011. DINOLoket - data en informatie van de Nederlandse ondergrond. TNO Bouw en Ondergrond, <http://www.dinoloket.nl/>

Toll, N.J. & T.C. Rasmussen, 2007. Removal of barometric pressure effects and earth tides from observed water levels. *Groundwater* 45(1): 101-105, doi:10.1111/j.1745-6584.2006.00254.x.

U.S. Army Corps of Engineers - Wetlands Research Program, 1993. Installing monitoring wells/piezometric in wetlands. WRP Technical Note HY-IA-3.1, ed., Arlington.

Van Bakel, P., H. Massop, J. van der Gaast & J. te Beest, 2003. Ontwatering in beeld. *H2O* 36: 13-15

van Bakel, P.J.T., H.Th.L. Massop, J.G. Kroes, J. Hoogewoud, M.J.H. Pastoors & T. Kroon, 2008. Actualisatie hydrologie voor STONE 2.3; Aanpassing randvoorwaarden en parameters, koppeling tussen NAGROM en SWAP, en plausibiliteitstoets. WOt-rapport 57, Wettelijke Onderzoekstaken Natuur & Milieu, Wageningen, <http://edepot.wur.nl/20745>.

Van Dam, J.C. & R.A. Feddes, 2000. Numerical simulation of infiltration, evaporation and shallow groundwater levels with the Richards equation. *Journal of Hydrology* 233: 72-85, doi:10.1016/S0022-1694(00)00227-4.

Van Dam, J.C., P. Groenendijk, R.F.A. Hendriks & J.G. Kroes, 2008. Advances of modeling water flow in variably saturated soils with SWAP. *Vadose Zone Journal* 7: 640-653, doi:10.2136/vzj2007.0060.

Van Delft, S.P.J., J.R. Runhaar, T. Hoogland & P.C. Jansen. 2002. Verdrogingskartering in natuurgebieden; Proefkartering Strijper Aa, Alterra-Rapport 566.1. Alterra, Wageningen.

Van den Akker, J.J.H., W.J.M. de Groot, H.R.J. Vroon, F.J.E. van der Bolt & A.J. van Kekem, 2010. Stijg-hoogteverschillen en verdichting: een eerste Twentse verkenning in de praktijk. Alterra-rapport 1735, Alterra, Wageningen. <http://content.alterra.wur.nl/Webdocs/PDFFiles/Alterrarapporten/AlterraRapport1735.pdf>

Van der Bolt, F., W. Cofino, M. Hack-ten Broeke & P. de Ruiter, 2010. Hoe goed meten we grondwaterstanden? *H2O* 11: 24-25.

Van der Gaast, J.W.J. & H.Th.L. Massop, 2003. Karakterisering van de freatische grondwaterstand in Nederland. Alterra-rapport 819, Alterra, Wageningen. <http://content.alterra.wur.nl/Webdocs/PDFFiles/Alterrarapporten/AlterraRapport819.pdf>

Van der Gaast, J.W.J. & H.Th.L. Massop, 2005a. De verdroging in beeld met historische en actuele grondwatertrappen op basis van karteerbare kenmerken. *H2O* 14/15: 43-46.

Van der Gaast, J.W.J. & H.Th.L. Massop, 2005b. Het grondwaterregime als basis voor de grondwatertrap. *H2O* 22: 36-38.

Van der Gaast, J.W.J. & H.Th.L. Massop, 2005c. Hoe nauwkeurig is de grondwatertrap op buislocaties te bepalen? *Stromingen* 11(4): 5-17.

Van der Gaast, J.W.J., H.R.J. Vroon & H.Th.L. Massop, 2006a. Verdroging veelal systematisch overschat. *H2O* 21: 39-43.

Van der Gaast, J.W.J., H.R.J. Vroon & I.G. Staritsky, 2006b. Interpoleren op basis van verwantschap. *H2O* 17: 57-61.

- Van der Gaast, J.W.J., H.Th.L. Massop, H.R.J. Vroon & I.G. Staritsky, 2006c. Hydrologie op basis van karteerbare kenmerken. Alterra-rapport 1339, Alterra, Wageningen.
<http://content.alterra.wur.nl/Webdocs/PDFFiles/Alterrapporten/AlterraRapport1339.pdf>
- Van der Gaast, J.W.J., H.Th.L. Massop & H.R.J. Vroon, 2007. Kwantificering verdroging. H2O 3: 25-28.
- Van der Gaast, J.W.J., H.R.J. Vroon & H.Th.L. Massop, 2008. Oorzaak en gevolg van numerieke verdroging. H2O 5: 51-56.
- Van der Gaast, J.W.J., H.Th.L. Massop & H.R.J. Vroon, 2009a. Effecten van klimaatverandering op de water-vraag in de Nederlandse groene ruimte. Analyse van de waterbeschikbaarheid rekening houdend met de freatische grondwaterstand en bodem, Alterra-rapport 1791, Alterra, Wageningen.
<http://content.alterra.wur.nl/Webdocs/PDFFiles/Alterrapporten/AlterraRapport1791.pdf>
- Van der Gaast, J.W.J., H.Th.L. Massop & H.R.J. Vroon, 2009b. Actuele grondwaterstandsituatie in natuurgebieden - een pilotstudie. WOt rapport 94, Wettelijke Onderzoekstaken Natuur & Milieu, Wageningen.
<http://edepot.wur.nl/133456>.
- Van der Gaast, J.W.J., H.R.J. Vroon & H.Th.L. Massop, 2010. Grondwaterregime op basis van karteerbare kenmerken. Stowa-rapport 2010-41, STOWA, Amersfoort.
- Van der Sluijs, P., 1982. De grondwatertrap als karakteristiek van het grondwaterstandsverloop. H2O 15: 42-46.
- Van der Sluijs, P. & H.C. van Heesen, 1989. Veranderingen in de berekening van de GHG en de GLG. Landinrichting, 29 (1): 18-21.
- Van der Wouw, M., 2000. De GHG, zo veranderlijk als het weer. Stromingen 6(3): 23-28
- Van der Zon, N., 2010. Kwaliteitsdocument AHN-2. Actueel Hoogtebestand Nederland, www.ahn.nl.
- Van Ek, R., P. de Louw, J. Hoogewoud & F. Claessen, 2008. 'Numerieke verdroging'. H2O 11: 14-16.
- Van Geer, F.C., 1987. Applications of Kalman filtering in the analysis and design of groundwater monitoring networks. Academisch proefschrift, Technische Universiteit Delft.
- Van Geer, F.C., P.K. Baggelaar & P.R. Defize, 1988. Toepassing van tijdreeksanalyse op meetreeksen van de stijghoogte. H2O 21: 438-442.
- Van Heesen, H.C., 1970. Presentation of the seasonal fluctuation of the water table on soil maps. Geoderma 4: 257-278, doi:10.1016/0016-7061(70)90006-6.
- Van Heesen, H., 1971. De weergave van het grondwaterstandsverloop op bodemkaarten. Boor en Spade 17: 127-149. Wageningen, Stiboka.
- Van Heesen, H. & G. Westerveld, 1966. Karakterisering van het grondwaterstandsverloop op de bodemkaart. Cultuurtechnisch Tijdschrift, jaargang 5.
- Van Walsum, P.E.V., 1994. Gebruik van SWATRE voor de berekening van afvoerkenmerken. Rapport 366, DLO Staring Centrum, Wageningen.

Van Walsum, P.E.V. & P. Groenendijk, 2008. Quasi Steady-State Simulation of the Unsaturated Zone in Groundwater Modeling of Lowland Regions. *Vadose Zone Journal* 7(2): 769–781, doi: 10.2136/vzj2007.0146.

Van Walsum, P.E.V., A.A. Veldhuizen & P. Groenendijk, 2011. SIMGRO 7.2.1; Theory and model implementation. Alterra-rapport 913.1, Alterra, Wageningen.
<http://content.alterra.wur.nl/Webdocs/PDFFiles/Alterrapporten/AlterraRapport913.1.pdf>

Verkeer & Waterstaat, 1994. Evaluatienota Water: regeringsbeslissing - aanvullende beleidsmaatregelen en financiering 1994-1998. Ministerie van Verkeer en Waterstaat, Den Haag.

Verkeer & Waterstaat, 2009. Nationaal WaterPlan 2009-2015. Ministerie van Verkeer en Waterstaat, Den Haag.

Visser, W.C., 1958. *De landbouwwaterhuishouding van Nederland*. Commissie Onderzoek Landbouwwaterhuishouding Nederland-TNO, rapportnr. 1, 159 blz.

Visschers, R., 1997. Steekproef voor de bodemeigenschappen en grondwatertrappen van de Bodemkaart van Nederland schaal 1 : 50 000; kaartenheden met Gt III. Rapport 483.1, Staring Centrum, Wageningen.

Von Asmuth, J., 2012. Groundwater System Identification through Time Series Analysis. PhD-thesis, Delft University of Technology.

Von Asmuth, J., 2010. Over de kwaliteit, frequentie en validatie van druksensorreeksen. KWR Rapport nr KWR 2010.001, KWR Waterycycle Research Institute, Nieuwegein.

Von Asmuth, J.R., M.F.P. Bierkens, and K. Maas. 2002. Transfer function-noise modeling in continuous time using predefined impulse response functions. *Water Resources Research* 38: 1287, doi:10.1029/2001WR001136.

Von Asmuth, J. R. & M. Kotters. 2004. Characterising groundwater dynamics based on a system identification approach, *Journal of Hydrology* 296: 118–134.

Vroon, H.R.J. & F. Brouwer, 2008. Bodemkundig-hydrologisch onderzoek in het waterwingebied “Vierlingsbeek”. Alterra-rapport 1758, Alterra, Wageningen.
<http://content.alterra.wur.nl/Webdocs/PDFFiles/Alterrapporten/AlterraRapport1758.pdf>

Vroon, H.R.J. & E. Kiestra, 2010. Bodemkundig-hydrologisch onderzoek Oostellingwerf-Terwisscha :verkennd onderzoek langs een aantal raaien in het waterwingebied. Alterra-rapport 2079, Wageningen.
<http://content.alterra.wur.nl/Webdocs/PDFFiles/Alterrapporten/AlterraRapport2079.pdf>

Vroon, H.R.J., L.W. Dekker & J.M.H. Hendricks. 1988. A method for measuring hydraulic properties of brittle soil horizons. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52:292-294.

Vrugt, J.A., C.J.F. Ter Braak, M.P. Clark, J.M. Hyman & B.A. Robinson, 2008. Treatment of input uncertainty in hydrologic modeling: doing hydrology backward with Markov chain Monte Carlo simulation. *Water Resources Research* 44: W00B09.

Waaijenberg, J., 2009. Numerieke verdroging. Onderzoek naar numerieke verdroging in het beheergebied van Waterschap Regge en Dinkel. Rapport Waterschap Regge en Dinkel, Almelo.

Webster, R. & G.B.M. Heuvelink, 2006. The Kalman filter for the pedologist's tool kit. *European Journal of Soil Science* 57: 758-773, doi:10.1111/j.1365-2389.2006.00879.x.

Webster, R. & M.A. Oliver, 2007. *Geostatistics for Environmental Scientists*. Second Edition. Wiley, Chichester.

Werkgroep Herziening Cultuurtechnisch Vademecum. 1988. *Cultuurtechnisch vademecum*. Cultuurtechnische vereniging.

Winters, G., & J.J. van den Berg, 2006. GxG-karteringsmethoden: een verkenning naar de methoden, toepassingen en mogelijke ontwikkelingen. STOWA-rapport 2006-26, STOWA, Utrecht.

Wit, K.E., H.Th.L. Massop, J.G. te Beest, M. Wijnsma & W.J.M. te Riele, 1991. Effecten van grondwaterstandsdalingen op de hydrologische situatie in de natuurgebieden Tuspeel en Heelderpeel. Rapport 129, Staring Centrum, Wageningen.

Young, P.C. & K.J. Beven. 1994. Data-based mechanistic modelling and the rainfall-flow non-linearity. *Environmetrics* 5: 335-363.

Bijlage 1 Beschrijving begrippen en definities zoals gevonden in de literatuur

Tabel B1.1

Beschrijving begrippen en definities: nationaal

Begrip	Omschrijving
Afgesloten grondwater	(Gespreksgroep Hydrologische Terminologie, 1986)
a) Afgesloten grondwater	water in een afgesloten watervoerende laag
b) Gedeeltelijk afgesloten grondwater	water in een gedeeltelijk afgesloten waterdoorvoerende laag.
Anisotropie	Conditie van een medium dat niet in alle richtingen dezelfde eigenschappen heeft.
Bodemwater	water dat zich in het bovenste deel van de grond (bodem) bevindt, meestal in de onverzadigde zone (Aquo-standaard, 2010)
Drukhoogte	de hoogte van de waterkolom die een druk levert gelijk aan de druk van het grondwater ten opzichte van de atmosferische druk (NEN 5766, 2003).
Freatisch niveau (= grondwaterstand)	de hoogte t.o.v. het referentieniveau N.A.P. van een punt waar het grondwater een drukhoogte gelijk aan nul heeft ten opzichte van de atmosferische druk. Opmerking: Het is niet uitgesloten dat, door de aanwezigheid van waterafsluitende grondlagen, in bepaalde situaties een tweede, hoger gelegen "schijnbare grondwaterstand" aanwezig is. Deze schijnbare grondwaterstand ligt op een slecht waterdoorlatende grondlaag, waaronder een onverzadigde grondlaag voorkomt (NEN 5766, 2003).
Freatisch vlak (= grondwaterspiegel)	het vlak door de punten waar het grondwater, ten opzichte van de atmosferische druk, een drukhoogte gelijk nul heeft (NEN 5766, 2003; Aquo-standaard, 2010).
Freatisch water	water in de verzadigde zone met een vrije grondwaterspiegel (NEN 5766, 2003; Aquo-standaard, 2010).
Gemiddelde Hoogste Grondwaterstand (GHG)	gemiddelde van de HG3 over een periode van 30 jaar onder gegeven klimatologische en waterhuishoudkundige omstandigheden (Knibbe & Marsman, 1961; Van Heesen & Westerveld, 1966; Van Heesen, 1971). Het Cultuurtechnisch Vademecum vermeldt een periode van 8 jaar (Werkgroep Herziening Cultuurtechnisch Vademecum, 1988).
Gemiddeld Laagste Grondwaterstand (GLG)	gemiddelde van de LG3 over een periode van 30 jaar onder gegeven klimatologische en waterhuishoudkundige omstandigheden (Knibbe & Marsman, 1961; Van Heesen & Westerveld, 1966; Van Heesen, 1971).). Het Cultuurtechnisch Vademecum vermeldt een periode van 8 jaar (Werkgroep Herziening Cultuurtechnisch Vademecum, 1988).
Gemiddelde Voorjaars Grondwaterstand (GVG)	gemiddelde van de VG3 over een periode van 30 jaar onder gegeven klimatologische en waterhuishoudkundige omstandigheden Knibbe & Marsman, 1961; Van Heesen & Westerveld, 1966; Van Heesen, 1971. Het Cultuurtechnisch Vademecum vermeldt een periode van 8 jaar (Werkgroep Herziening Cultuurtechnisch Vademecum, 1988).

Begrip	Omschrijving
Gerichte opname	het op een karakteristiek tijdstip eenmalig meten van de grondwaterstand in een boorgat.
Grondwater	al het water dat zich onder het bodemoppervlak in de verzadigde zone bevindt en dat in direct contact met bodem of ondergrond staat (Aquo-standaard, 2010).
Grondwaterstand	zie freatisch niveau.
Grondwaterstand (populair)	de afstand tussen de grondwaterspiegel en een vast punt. Over het algemeen wordt het hoogste punt van de geopende peilbuis als vast punt gekozen maar ook wel het maaiveld (NEN 5766, 2003).
Grondwaterstand	de hoogte t.o.v. een referentieniveau van een punt waar het grondwater een drukhoogte gelijk nul heeft (de absolute waterdruk is dan gelijk aan de druk van de atmosfeer) (Gespreksgroep Hydrologische Terminologie, 1986).
Grondwaterstandbuis	een peilbuis waarvan de onderkant van het filter zich op een zodanige afstand onder het freatisch vlak bevindt dat de gemeten stijghoogte gelijk is aan de (oppervlakte)grondwaterstand (NEN 5766, 2003).
Grondwaterstandbuis	peilbuis met een betrekkelijk kort filter waarvan de onderkant zich op korte afstand onder de grondwaterspiegel bevindt zodat de gemeten stijghoogte weinig van de grondwaterstand afwijkt (Aquo-standaard, 2010).
Grondwaterspiegel	zie freatisch vlak
Grondwaterspiegel	het vlak door de punten waar het grondwater een drukhoogte gelijk nul heeft (Gespreksgroep Hydrologische Terminologie, 1986)
Grondwatertrappen	(Gt's) een combinatie van de gemiddeld hoogste (GHG) en de gemiddeld laagste grondwaterstand (GLG). De GHG en de GLG zijn gedefinieerd als het gemiddelde van de respectievelijk drie hoogste en drie laagste grondwaterstanden in een hydrologisch jaar (1 april t/m 31 maart), uitgaande van een halfmaandelijke meetfrequentie, gemiddeld over een aaneengesloten periode van ten minste acht jaar waarin geen waterhuishoudkundige ingrepen grondwatertrappen weergegeven (Van der Gaast & Massop, 2005b,c).
GxG	korte weergave van GLG, GHG en GVG (zie aldaar)
HG3	gemiddelde van de drie hoogste grondwaterstanden in een hydrologisch jaar (1 april t/m 31 maart) bij een meetfrequentie van tweemaal per maand (rond de 14 ^e en 28 ^e).
Landbouwbuis	peilbuis met een betrekkelijk kort filter waarvan de onderkant zich op korte afstand onder de grondwaterspiegel bevindt zodat de gemeten stijghoogte weinig van de grondwaterstand afwijkt (Aquo-standaard, 2010).
LG3	gemiddelde van de drie laagste grondwaterstanden in een hydrologisch jaar (1 april t/m 31 maart) bij een meetfrequentie van tweemaal per maand (rond de 14 ^e en 28 ^e).
Numerieke verdroging	het verschil in een grondwaterstand gemeten in peilbuizen en de werkelijke freatische grondwaterstand (Van der Gaast <i>et al.</i> , 2006a).
Numerieke verdroging	het onjuist inschatten van de freatische grondwaterstand als gevolg van verkeerde meet- en/of rekentechnieken (Van der Gaast <i>et al.</i> , 2008).
Numerieke verdroging	Het verkeerd voorspellen van de freatische grondwaterstand met een numeriek model (De Lange, 2011)
Peilbuis	de algemene benaming voor een stijgbuis met filter of soortgelijke constructie, waarin een grondwaterstand of stijghoogte van water wordt gemeten (NEN 5766, 2003).

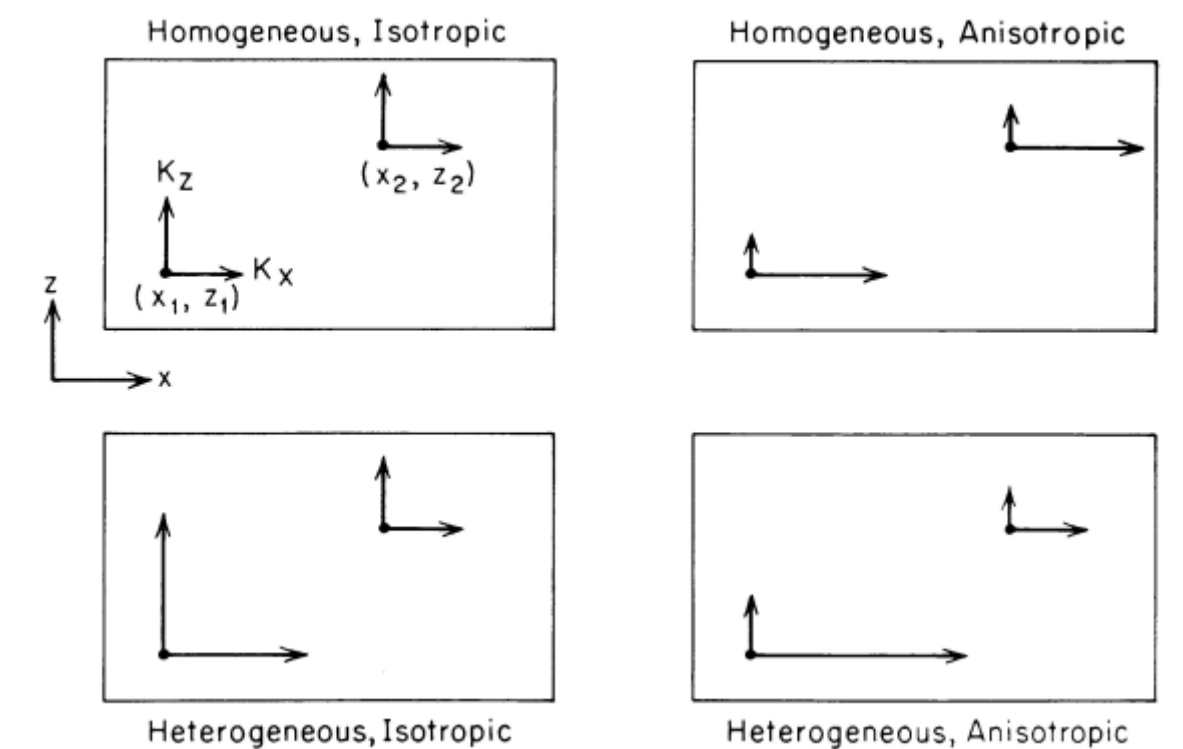
Begrip	Omschrijving
Peilbuis	algemene benaming voor een buis of soortgelijke constructie bestaande uit een geperforeerd waterdoorlatend en niet-geperforeerd waterdicht deel met een kleine middellijn (bijv. < 50 mm) waarin een grondwaterstand of stijghoogte kan worden gemeten en/of waaruit grondwatermonsters kunnen worden genomen. Opmerking: voor de term 'peilbuis' worden ook de termen 'stijghoogtebuis', 'waarnemingsbuis' of 'monsternemingsfilter' gebruikt (NEN 5766, 2003).
Piezometer (= potentiaalbuis)	buis, die in tegenstelling tot een grondwaterstandbuis, slechts over een kleine afstand aan de onderzijde geperforeerd is. De stand van het water in de buis wordt bepaald door de druk van het grondwater ter plaatse van het filter (de potentiaal) (Van der Gaast <i>et al.</i> , 2008).
Piezometer	peilbuis met een zeer korte filter (enkele cm's) of met alleen een opening aan de onderzijde (Gespreksgroep Hydrologische Terminologie, 1986)
Piezometer	peilbuis met een betrekkelijk kort filter waarvan de onderkant zich op korte afstand onder de grondwaterspiegel bevindt zodat de gemeten stijghoogte weinig van de grondwaterstand afwijkt (Aquo-standaard, 2010).
Piezometrisch niveau	zie stijghoogte
Plaatshoogte (z)	de hoogte van een punt ten opzichte van het referentievlak N.A.P. (NEN 5766, 2003).
Schaal	dit begrip kan meerdere betekenissen hebben, en is hierdoor een bron van verwarring. Hier maken we gebruik van de terminologie zoals geïntroduceerd door Bierkens <i>et al.</i> (2000), waarin onderscheid wordt gemaakt tussen <i>extent</i> (een model dat een enkel stroomgebied beslaat, versus landsdekkend), <i>coverage</i> (enkele locaties versus vlakvullend), en <i>support</i> (ruimtelijke eenheden van 10×10 m versus 100×100 m). Deze aspecten zijn onafhankelijk: een model met landelijke <i>extent</i> kan een fijnere <i>coverage</i> of <i>support</i> hebben dan een bepaald regionaal model.
Semi-spanningswater	water in een gedeeltelijk afgesloten watervoerend pakket, dat aan de boven- en onderzijde wordt begrensd door respectievelijk een slecht- en ondoorlatende laag (Aquo-standaard, 2010).
Spanningswater	water in een afgesloten watervoerend pakket, dat aan boven- en onderzijde begrensd wordt door ondoorlatende bodemlagen (Aquo-standaard, 2010).
Stijgbuis	een ongeperforeerde buis van metaal of kunststof, waarin het (grond)water kan opstijgen (NEN 5766, 2003).
Stijgbuis	het deel van de peilbuis dat niet doorlatend is voor water (NEN 5766, 2003).
Stijghoogte (h)	de som van de drukhoogte van het grondwater en de plaatshoogte in dat punt. Toelichting: De stijghoogte in een punt geeft de hoogte ten opzichte van het referentievlak N.A.P. tot waar het grondwater vanaf dit punt zou stijgen in een open buis (NEN 5766, 2003).
Stijghoogte (populair)	de afstand tussen grondwaterspiegel en een gekozen referentievlak (meestal NAP). De waarde kan zowel negatief (ligging grondwaterspiegel lager dan NAP) als positief zijn (ligging boven NAP). Voorbeeld: Grondwaterstand = - 60 cm ten opzichte van het vaste punt. Hoogte vast punt NAP +550 cm. De resulterende stijghoogte is dan +550 – 60 cm = +490 cm t.o.v. NAP (NEN 5766, 2003).

Begrip	Omschrijving
Tensiometer	instrument voor het meten van de druk in de onverzadigde zone (Aquo-standaard, 2010).
Verdroging	Een natuurgebied wordt als verdroogd aangemerkt als de hoeveelheid beschikbaar grondwater van de juiste kwaliteit onvoldoende is om de natuurwaarden te garanderen. Een gebied wordt ook als verdroogd aangemerkt als ter compensatie van een te lage grondwaterstand of een te geringe kweldruk water van een andere, gebiedsvreemde kwaliteit moet worden aangevoerd (Verkeer & Waterstaat, 1994).
Verdroging	"Een gebied wordt als verdroogd aangemerkt als aan dat gebied een natuurfunctie is toegekend en de grondwaterstand in het gebied onvoldoende hoog is dan wel de kwel onvoldoende sterk om bescherming van de karakteristieke grondwaterafhankelijke ecologische waarden, waarop functietoekenning is gebaseerd, in dat gebied te garanderen (Vierde Nota Waterhuishouding).
Verdroging	een verlaging van de gemiddelde freatische grondwaterstand, ongeacht de toegekende functie (Van der Gaast <i>et al.</i> , 2006a).
Verdroging	alle onbedoelde effecten als gevolg van daling van de grondwaterstand op bos, natuur en landschap, zowel als gevolg van vochttekort als van mineralisatie en verandering in de invloed van kwel en neerslag (Aquo-standaard, 2010).
Verdroging	Alle nadelige effecten op natuurwaarden als gevolg van een, door menselijk ingrijpen, structureel lagere grond- en/of oppervlaktewaterstand dan gewenst of als gevolg van de aanvoer van gebiedsvreemd water ter bestrijding van de lagere waterstanden (Verkeer & Waterstaat, 2009).

Bijlage 2 Anisotropie

Anisotropie betekent dat de eigenschappen van een materiaal afhankelijk zijn van de richting waarin deze eigenschappen worden beschouwd. In dit geval betreft het de verzadigde waterdoorlatendheid die op de schaal van het bodemprofiel in horizontale richting veel groter is dan in verticale richting. Verdichting van de bodem is een van de oorzaken van het optreden van een lagere verzadigde verticale waterdoorlatendheid in een bodemlaag(je). Voorts dient nog te worden opgemerkt, dat anisotropie mede afhankelijk is van de gehanteerde schaal.

In veel gebieden in Nederland komt anisotropie in het bodemprofiel voor, o.a. in ondergronden met lössleemlagen, keileemlagen, kazige B-horizonten, verkittte horizonten, waterhardlagen, laklagen, grote textuursprongen etc. (Vroon & Brouwer, 2008). Dit aspect is naast de heterogeniteit van het bodemprofiel van belang voor het beschrijven van de doorlatendheid in een bodemprofiel. Voor een goed begrip van de doorlatendheid dienen we te kijken naar heterogeniteit en anisotropie die in vier mogelijke combinaties voor kunnen komen (Figuur B2.1). De lengte van de peilen in de figuur geven de relatieve grootte van doorlatendheid in de x en z richting aan. In een homogeen medium zijn de hydraulische eigenschappen van het grondwatersysteem onafhankelijk van de plaats binnen de geologische formatie. In een isotroop medium zijn de eigenschappen van een medium in alle richtingen hetzelfde.



Figuur B2.1

Vier mogelijke combinaties van heterogeniteit en anisotropie (Freeze & Cherry, 1979).

In een gelaagd bodemprofiel bestaat er een relatie tussen heterogeniteit en anisotropie (Figuur B2.2). Indien een gelaagde formatie bestaat uit afzonderlijke homogene en isotrope lagen dan zal de formatie als geheel

zich gedragen als een homogene anisotrope laag (Figuur B2.1 rechtsboven). Aangezien bij verticale stroming de lagen in serie voorkomen, wordt de verticale doorlatendheid van de formatie berekend op basis van het harmonisch gemiddelde (Freeze & Cherry, 1979; Fetter, 1980):

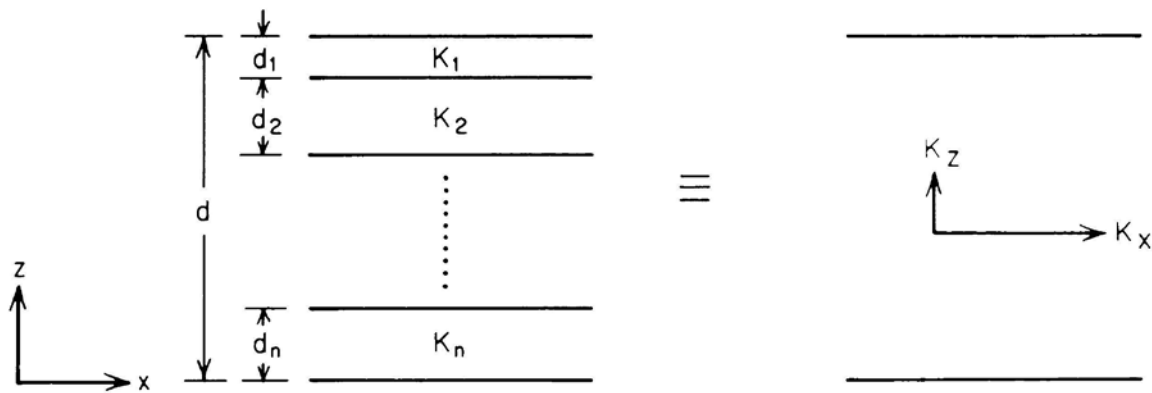
$$K_z = \frac{d}{\sum_{i=1}^n \frac{d_i}{K_i}} \quad [\text{B2.1}]$$

Hierin is d de totale dikte van de formatie bestaande uit n lagen, d_i is de dikte van laag i , en K_i is de doorlatendheid van laag i .

Bij horizontale stroming komen de lagen parallel voor, waardoor de horizontale doorlatendheid wordt berekend op basis van het rekenkundig gemiddelde (Freeze & Cherry, 1979; Fetter, 1980):

$$K_x = \frac{\sum_{i=1}^n K_i d_i}{d} \quad [\text{B2.2}]$$

De formules geven de horizontale en verticale doorlatendheid voor een homogene maar anisotrope afzetting indien niet alle lagen afzonderlijk worden beschouwd. Op basis van deze formules kan worden geconcludeerd dat de horizontale doorlatendheid van gelaagde afzettingen met een verschil in doorlatendheid altijd hoger is dan de verticale doorlatendheid. In Nederland is veel materiaal (o.a. wind, water, ijs etc.) in meer of minder gelaagde structuren afgezet, waardoor de horizontale doorlatendheid groter is dan de verticale doorlatendheid (Vroon *et al.*, 1988; Dekker *et al.*, 1990; Nielsen & Nielsen, 2007). Dit heeft tot gevolg dat de verticale doorlatendheid in een gelaagd bodemprofiel (bijvoorbeeld oud dekzand) in het algemeen kleiner is dan de horizontale doorlatendheid (Dekker *et al.*, 1990), dat stijghoogteverschillen groter zijn (Fetter, 1980) en dat de grondwaterstroming minder diep zal zijn (Nielsen & Nielsen, 2007).



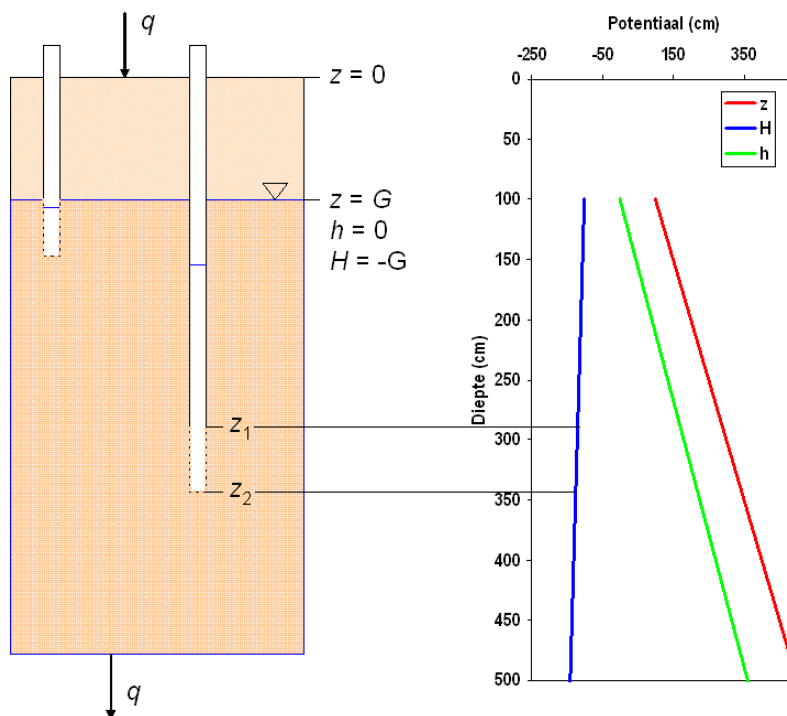
Figuur B2.2

Relatie tussen gelaagde heterogeniteit en anisotropie (Freeze & Cherry, 1979).

Bijlage 3 Methode om het effect van een neergaande waterbeweging op de gemeten grondwaterstand te analyseren

Gemiddeld in Nederland is er een neerslagoverschot (Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut, 2011). Dat betekent dat op veel plaatsen in het veld er gemiddeld een neerwaartse waterbeweging is. Om een indruk te krijgen wat het effect is van een gemiddeld neergaande waterbeweging op de gemeten grondwaterstand indien er verschillende filterdieptes en filterlengtes worden gehanteerd, beschouwen we de volgende vereenvoudigde analyse.

We veronderstellen een stationaire (steady-state), neergaande waterbeweging. We gaan uit van een 1-dimensionale situatie, met een constante aanvoer van water aan maaiveld, en een constante afvoer ergens op grote diepte (Figuur B3.1).



Figuur B3.1

Schematisatie stationaire, neergaande water beweging

Waterbeweging in de (on)verzadigde zone wordt beschreven door de Richards (1931) vergelijking (zonder bron- of putterm):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} = 0. \quad [\text{B3.1}]$$

Hierin is θ het volumetrisch watergehalte ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$), q is de fluxdichtheid ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-2} \text{ d}^{-1}$), t is de tijd (d), en z is de hoogte (cm). In het onderstaande beperken wij ons tot de verzadigde zone. Onder stationaire omstandigheden verandert θ niet in de tijd, zodat volgens Vergelijking [B3.1] geldt dat q op elke diepte hetzelfde is, hier de constante neergaande waterflux. In de verzadigde zone wordt de waterflux q gegeven door de wet van Darcy (1856):

$$q = -K_s \frac{\partial H}{\partial z}. \quad [\text{B3.2}]$$

Hierin is K_s is de doorlatendheid bij verzadiging (cm d^{-1}), en H is de totale stijghoogte (cm). Omdat q onafhankelijk van t en z is, kunnen we de partiële afgeleiden in Vergelijking [B3.2] vervangen door gewone afgeleiden, zodat we Vergelijking [B3.2] schrijven als

$$\frac{dH}{dz} = -\frac{q}{K_s}, \quad [\text{B3.3}]$$

of

$$dH = -\frac{q}{K_s} dz. \quad [\text{B3.4}]$$

Integreren van Eq. [B3.4] levert uiteindelijk een uitdrukking voor H als functie van z .

$$\int_{-G}^H dH = \int_G^z -\frac{q}{K_s} dz, \quad [\text{B3.5}]$$

waarin G de werkelijke positie van het freatisch vlak is. De oplossing van vergelijking [B3.5] luidt

$$H = -\frac{q}{K_s}(z - G) - G. \quad [\text{B3.6}]$$

Hieruit volgt dat H lineair afhangt van z . Merk op dat we hier z positief naar beneden veronderstellen met $z = 0$ aan maaiveld.

Als we stellen dat de waterstand in een grondwaterbuis een weergave is van de gemiddelde stijghoogte over de filterlengte van de buis, dan kunnen we de gemiddelde stijghoogte eenvoudig uitrekenen op basis van de boven- en onderkant van het filter.

$$\bar{H} = \frac{H_1 + H_2}{2} = \frac{-\frac{q}{K_s}(z_1 - G) - G - \frac{q}{K_s}(z_2 - G) - G}{2} = -\frac{q}{K_s} \left(\frac{z_1 + z_2}{2} - G \right) - G. \quad [\text{B3.7}]$$

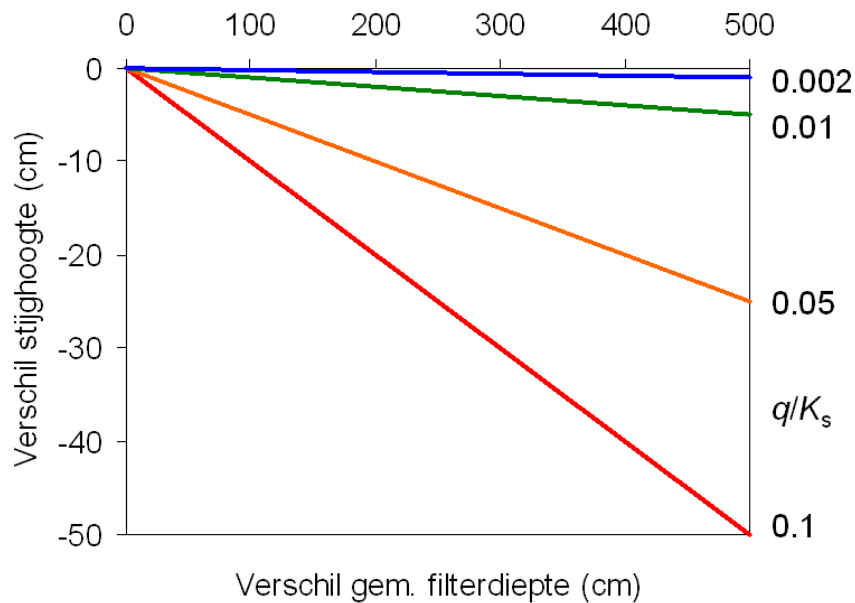
De gemiddelde stijghoogte hangt daarmee af van de gemiddelde filterdiepte $((z_1 + z_2)/2)$, de filterlengte $(z_2 - z_1)$, de werkelijke grondwaterstand G , q en K_s .

We zijn geïnteresseerd in het verschil in H gemeten met twee grondwaterstandbuizen (A en B) die onderling verschillen in gemiddelde diepte van het filter. Dit verschil volgt uit Vergelijking [B3.7], en wordt gegeven door

$$\Delta H = H_B - H_A = -\frac{q}{K_s} (\bar{z}_B - \bar{z}_A), \quad [\text{B3.8}]$$

waarin $\bar{z}$ de gemiddelde diepte van het filter voorstelt: $\bar{z} = (z_1 + z_2)/2$.

Volgens bovenstaande vereenvoudigde benadering zal de fout in het geregistreerde waterpeil in een grondwaterbuis door dieper te meten lineair afhankelijk zijn van het verschil in filterstelling, lineair afhankelijk van q , en omgekeerd evenredig met K_s . Voor goed doorlatende gronden (hoge K_s) zal de fout gering zijn. Figuur B3.2 geeft voor enkele verhoudingen voor q/K_s de relatie weer tussen ΔH en $\Delta z (= \overline{z_B} - \overline{z_A})$. Voor $q = 0.1 \text{ cm d}^{-1}$ ($= 1 \text{ mm d}^{-1}$) betekent dit voor K_s de waarden 1, 2, 10 en 50 cm d^{-1} . Een negatieve waarde voor ΔH betekent in dit geval dat met een grondwaterbuis met een diepere filterstelling een lagere waterstand in de buis wordt gemeten.



Figuur B3.2

Verhouding tussen het verschil in stijghoogte en gemiddelde filterdiepte voor verschillende q/K_s ratio's

Bijlage 4 Stappenplan voor het opzetten van een onderzoeksplan

Een onderzoek om tot betrouwbare uitspraken te komen over het grondwaterregime in een bepaald gebied bestaat in principe uit een combinatie van vier stappen (i) verzamelen en analyseren van bestaande gegevens; (ii) meten van de grondwaterstanden op meerdere locaties; (iii) temporele aggregatie van de verzamelde en gemeten grondwaterstanden om de verandering in de tijd in kaart te brengen en (iv) ruimtelijke interpolatie en aggregatie om tot gebiedsdekkende uitspraken te komen. Voor elke van deze stappen is een scala van methoden en technieken beschikbaar. De methodiek voor het meten en interpreteren van grondwaterstanden is een combinatie van de volgende meettechnieken, interpolatie en aggregatiemethoden:

- Meetmethoden: (i) grondwaterstandbuisen; (ii) piëzometers; (iii) open boorgaten en (iv) veldschattingen.
- Temporele aggregatiemethoden: (i) directe berekening uit tijdreeks; (ii) statistische modellen; (iii) procesmodellen en (iv) expertkennis.
- Ruimtelijke interpolatie- en aggregatiemethoden: (i) Expertkennis; (ii) Steekproeftheorie; (iii) Statistische modellen, en (iv) Procesmodellen.

Bij elk onderzoek moet duidelijk worden aangegeven welke combinatie van bovengenoemde methoden en technieken wordt gekozen en is aan te bevelen om vooraf een analyse te maken over de nauwkeurigheid van de te verwachten uitkomsten en te analyseren of deze nauwkeurigheid voldoende is om de uit de probleemanalyse voorkomende onderzoeksvragen te beantwoorden. Om zo'n analyse te kunnen maken moeten de volgende stappen doorlopen worden:

1. Definitie van de onderzoeksvraag;
2. Selectie van de onderzoeksmethodiek;
3. Verzamelen van beschikbare gegevens;
4. Analyse van bestaande gegevens;
5. Opstellen van het onderzoeksprogramma;
6. Verzamelen van additionele gegevens;
7. Analyse van de gegevens;
8. Gebruik model(len);
9. Interpretatie van de uitkomsten;
10. Rapportage.

Het doorlopen van deze stappen is een iteratief proces, waarbij verschillende stappen meerdere keren doorlopen zullen moeten worden, waarbij aannames en veronderstellingen die nodig zijn om een stap te kunnen doorlopen bij een volgende stap niet haalbaar kunnen blijken. Om te voorkomen dat er verschillende definities worden gebruikt, stellen wij voor de in Tabel 2.1 geselecteerde definities van hydrologische grootheden te gebruiken. Bij het ontwerpen van een monitoringplan adviseren wij de systematiek van De Gruijter *et al.* (2006, Part 1) te volgen. Hierin wordt de informatie die monitoring moet opleveren als uitgangspunt genomen voor de opzet van gegevensverzameling en –verwerking, en wordt de keuze tussen kanssteekproeven en gerichte steekproeven uitvoerig besproken.

1. Definitie van de onderzoeksvraag

Begin met het maken van een probleemanalyse en formuleer aan de hand van deze analyse de doelstellingen van het onderzoek en specificeer de uitkomsten die het onderzoek moet opleveren. Op basis hiervan kan de onderzoeksmethodiek worden gekozen.

2. Selectie van de onderzoeksmethodiek

Bij de keuze van de onderzoeksmethodiek moeten de volgende criteria worden gehanteerd (beoordelingscriteria uit Tabel 2.3):

- ✓ Detailniveau;
- ✓ Doorrekenen scenario's;
- ✓ Doorlooptijd;
- ✓ Nauwkeurigheid;
- ✓ Beschikbaarheid aanvullende gegevens;
- ✓ Extrapoleerbaarheid;
- ✓ Reproduceerbaarheid;
- ✓ Objectiviteit;
- ✓ Ontwikkel- en gebruiksgemak.

Afhankelijk van de onderzoeksvraag dient een adequate onderzoeksmethodiek te worden geformuleerd, deze methode zal naar alle waarschijnlijk bestaan uit de combinatie van (i) bestaande en nieuwe metingen (ii) temporele aggregatie en (iii) ruimtelijke interpolatie en aggregatie:

- ✓ Voor de metingen: specificeer databehoeft, analyseer de bestaande gegevensbestanden, specificeer de benodigde (additionele) gegevens verzameling en kwantificeer verwachte nauwkeurigheid.
- ✓ Voor de temporele aggregatiemethode: specificeer conceptuele modelbehoefte, selecteer het model dat hieraan voldoet, specificeer de benodigde data input en kwantificeer de verwachte nauwkeurigheid van de modeluitkomsten.
- ✓ Voor de ruimtelijke interpolatie en aggregatie geldt hetzelfde: specificeer conceptuele modelbehoefte, selecteer het model dat hieraan voldoet, specificeer de benodigde data-input en kwantificeer de verwachte nauwkeurigheid van de modeluitkomsten.
- ✓ Gebruikt voor de omschrijving van de nauwkeurigheid de definities zoals geformuleerd in Tabel 2.2.

3. Verzamelen van beschikbare gegevens

4. Analyse van bestaande gegevens

- Puntwaarnemingen: analyseer het type waarneming en specificeer welke additionele waarnemingen nodig zijn om deze gegevens te kunnen gebruiken: locatie, profielopbouw, topografie, hydrologische omgevingskenmerken (kwelgebied, wegzijgingsgebied, nabijheid sloten en andere watergangen, enz.). Bij de analyse van het type waarnemingen moet men zich realiseren dat er meerdere begrippen en definities van de hydrologische grootheden door elkaar worden gebruikt en dat met elk type waarnemingsbuis iets anders wordt gemeten (Box B4).
- Omgevingswaarnemingen: Voor de temporele en/of ruimtelijke modellering zal additionele informatie nodig zijn: topografische, geologische, hydrologische en bodemkaarten.

5. Opstellen van het onderzoeksprogramma

Nadat de onderzoeksmethodiek is opgesteld kan het onderzoeksprogramma gepland worden. Dit onderzoeksprogramma bestaat normaliter uit de volgende stappen: (i) gegevens verzamelen uit bestaande bronnen; (ii) meetprogramma; (iii) modelleringsactiviteiten, (iv) analyse, en (v) rapportage.

Box B4 Karakteristieken van puntwaarnemingen

- bij een grondwaterstandbuis weet je niet precies wat je meet, als deze bijv. door een slecht doorlatende laag is geplaatst. Dat drukt de nauwkeurigheid. Verder maakt dat interpretatie van de gemeten waarde noodzakelijk, waarbij subjectiviteit kan optreden.
- bij een piëzometer wordt de stijghoogte en niet de freatische grondwaterstand meten.
- bij zowel piëzometers als bij open boorgaten weet je beter wat je meet dan bij een grondwaterstandbuis, mits er bij de open boorgaten wordt geboord tot op een slecht doorlatende laag waarop een stijghoogteverschil of een schijnspiegel optreedt, en evt. meerdere boorgaten worden gemaakt op verschillende diepten om het optreden van schijnspiegels vast te stellen. Veldschattingen in de zin van inschattingen van de fysieke grondwaterstanden zijn vooral een hulpmiddel om de locatie van open boorgaten vast te stellen en niet geschikt voor validatiedoeleinden.
- nauwkeurigheid van een grondwaterstandbuis hangt af van de lengte van de buis en een piëzometer is nauwkeurig voor het meten van de stijghoogte, maar onnauwkeurig voor het meten van de grondwaterstand.
- het waterniveau in een grondwaterstandbuis is objectief vast te stellen, maar de relatie met het freatische grondwater is minder objectief vast te stellen.

6. Verzamelen van gegevens

Conform standaard protocol verdroging: Kemmers *et al.* (1995), NEN 5120 (1991), NEN 5766 (2003), NEN-EN-ISO 22475-1 (2006) en NEN-ISO 21413 (2005).

Om bestaande bronnen beter interpreteerbaar te maken verdient het aanbeveling om voor elke locatie een boorbeschrijving tot minimaal de onderkant van het filter te maken en deze aan het DINO-Loket toe te voegen.

6a. Additionele dataverzameling: uit de match tussen de databehoefte (zie stap 1) en de bestaande gegevensbestanden kan het programma voor de additionele data verzameling worden opgesteld.

- Specificeer de te verwachten nauwkeurigheid van de gegevens die verzameld gaan worden. Indien deze nauwkeurigheid niet voldoet aan de inputeisen voor het modelleren zal het programma moeten worden aangepast.

6b. Plan modelleringactiviteiten:

- Kunnen bestaande modelleren worden gebruikt of zijn er aanpassingen nodig?
- Baseer de modelleringsactiviteiten op het handboek “Good Modelling Practice” (STOWA/RIZA, 1999).

6c. Plan rapportage:

Rapporteer schattingen en voorspellingen inclusief hun gekwantificeerde nauwkeurigheid, zodanig dat deze informatie kan worden benut bij het nemen van besluiten in het ontwikkelen en evalueren van beleid, in planvorming en in schadeafwikkeling

7. Analyse van de gegevens

- ✓ Omschrijf hoe wordt omgegaan met te korte tijdreeksen of ontbrekende periodes.
- ✓ Omschrijf hoe wordt omgegaan met waarnemingsbuizen die in de loop van de tijd zijn verplaatst of een andere filterstelling hebben gekregen.
- ✓ Specificeer de (eventueel) gebruikte of verzamelde expertkennis.

8. Gebruik model(len)

- ✓ Zie handboek “Good Modelling Practice” (STOWA/RIZA, 1999).

- ✓ Gebruik alleen onderzoeksmethodieken die in vergelijkbare situaties zijn gevalideerd. Zijn deze validaties niet voorhanden, voer dan zelf een validatiestudie uit op basis van onafhankelijke waarnemingen, waarvan de objectiviteit niet ter discussie staat. Definieer validatiecriteria die verband houden met de beoogde toepassing van de onderzoeksmethodiek.

9. Interpretatie van de uitkomsten

- ✓ De gewoonte om grondwaterkarakteristieken in GxG's uit te drukken geeft veel aanleiding tot onduidelijkheid. GxG's worden weliswaar veel toegepast, maar zijn heuristisch van aard en missen bijvoorbeeld een directe interpretatie in termen van risico's van vochttekort of wateroverlast. Wij bevelen daarom aan om karakteristieken te formuleren die zowel hydrologisch als statistisch eenduidig zijn, en die relevant zijn vanuit het oogpunt van onder meer plantenfysiologie en ecologie (zie bijvoorbeeld Bartholomeus, 2009).
- ✓ Zie notitie "Afspraken over publicaties, rapporten, uitbrengen van offertes, interviews en andere persuitingen naar buiten".

10. Rapportage

- ✓ Rapporteer het onderzoek, inclusief de gekwantificeerde nauwkeurigheid, zodanig dat deze informatie kan worden benut bij het nemen van besluiten in het ontwikkelen en evalueren van beleid, in planvorming en in schadeafwikkeling.

Bijlage 5 Voorstel vervolgonderzoek grondwaterstandsaling in natuurgebieden

Inleiding

Tot nu toe is niet op een objectieve wijze vastgesteld of de grondwaterstandsdiepte in natuurgebieden met grondwaterafhankelijke natuur systematisch onjuist wordt ingeschat. In de volgende Paragraaf stellen wij een vervolgonderzoek voor waarmee een wetenschappelijk gefundeerd, objectief antwoord moet kunnen worden gegeven op de vraag of grondwaterstanden zijn gedaald in gebieden met grondwaterafhankelijke natuur. Andere indicatoren voor verdroging laten wij hier buiten beschouwing. Een dergelijk onderzoek is noodzakelijk om helderheid te verschaffen in de discussie rond 'numerieke verdroging' die in Hoofdstuk 1 van dit rapport is geschetst.

Meetnet voor schatten vlakgemiddelde fout in grondwaterstand met peilbuis met (te) diepe filterstelling

Het doel van het voorgestelde meetnet is om objectief de fout te bepalen die optreedt in metingen van de grondwaterstandsdiepte als gevolg van te diepe filterstelling. Deze informatie moet helderheid brengen in een discussie die tot nu toe sterk werd bepaald door uiteenlopende inzichten en meningen. Het resultaat mag niet afhangen van subjectieve veronderstellingen over representativiteit van de meetlocaties, omdat dit kan leiden tot discussie over de geldigheid van de informatie die het meetnet oplevert. Om dezelfde reden mag het resultaat niet afhangen van modelveronderstellingen waarvan de geldigheid moeilijk te verifiëren is. De locaties waar de filters worden geplaatst worden geselecteerd middels een kanssteekproef, zodat objectiviteit van het selectieproces niet ter discussie staat en modelvrije schattingen van de frequentieverdeling van meetfouten en parameters ervan, zoals gemiddelden, mogelijk zijn.

Overschatting van verdroging van natuur speelt een belangrijke rol in de discussie waarin dit onderzoek helderheid moet brengen. Daarom wordt het meetnet ingericht in de grondwaterafhankelijke, terrestrische natuur in Nederland, zoals deze is aangegeven op de Natuurdoeltypenkaart. Het onderzoek richt zich op dit gebied om objectief vast te kunnen stellen of diepe filterstelling heeft bijgedragen aan overschatting van de verdrogingsproblematiek.

De doelvariabele is het verschil tussen de grondwaterstandsdiepte, gemeten in een filter dat zich bevindt binnen de fluctuatietoneel van de grondwaterspiegel, en de stijghoogte, gemeten in een filter dat zich dieper bevindt dan de zone waarin de grondwaterspiegel fluctueert (onderkant filter minimaal 1 m onder het begin van de permanent verzadigde zone). In profielen met stagnerende lagen worden de diepten tot eventuele schijngrondwaterspiegels of stijghoogteverschillen (Van den Akker, 2010, Vroon & Brouwer, 2008) gemeten in ondiepe filters die zijn geplaatst tot de begindiepten van stagnerende lagen en indien voorkomend tussen twee stagnerende lagen. In open profielen wordt de grondwaterstandsdiepte gemeten in ondiepe filters in de zone waarin de freatische grondwaterspiegel fluctueert, waarbij de onderkant van het filter zich aan de onderkant van de fluctuatietoneel bevindt. Het aantal ondiepe filters bedraagt ten minste één (in open profielen) tot en met $n+1$ in profielen met n stagnerende lagen. Zowel de grondwaterstandsdiepte als de diepte tot de schijngrondwaterspiegel zijn doelvariabele, beide worden waargenomen.

De volgende parameters worden geschat:

1. Het ruimte-tijd-gemiddelde verschil tussen de grondwaterstandsdiepte, gemeten in een filter binnen de fluctuatietoneel van de grondwaterspiegel, en de stijghoogte, gemeten in een filter dat zich onder de fluctuatietoneel van de grondwaterspiegel bevindt. Ook de frequentieverdeling van deze verschilwaarden zal worden geschat.
2. Het vlakgemiddelde van het verschil tussen de xG3, berekend uit grondwaterstandsdiepten, gemeten in een filter binnen de fluctuatietoneel van de grondwaterspiegel, en de xG3, gemeten in een filter dat onder deze zone bevindt. Daarnaast zal ook de frequentieverdeling van deze verschilwaarden worden geschat. De xG3's zullen zowel op verschillende manieren worden berekend, namelijk zonder en met rekening te houden met diepte(n) tot schijngrondwaterspiegel(s).

Het type resultaat zal kwantitatief zijn, namelijk geschatte gemiddelden en frequentieverdelingen. Als kwaliteitsmaat zal de standaardfout van het geschatte gemiddelde worden gehanteerd. Hieraan dient vooraf ook een kwaliteitseis te worden gesteld, zodat het benodigde aantal waarnemingen a priori kan worden geschat. Als het gemiddelde verschil wordt getoetst (kwalitatief resultaat) zijn de kwaliteitsmaten: de maximaal toelaatbare kansen op foute conclusies (ten onrechte concluderen dat er een verschil is, en ten onrechte concluderen dat er geen verschil is), en het kleinste verschil dat relevant wordt geacht.

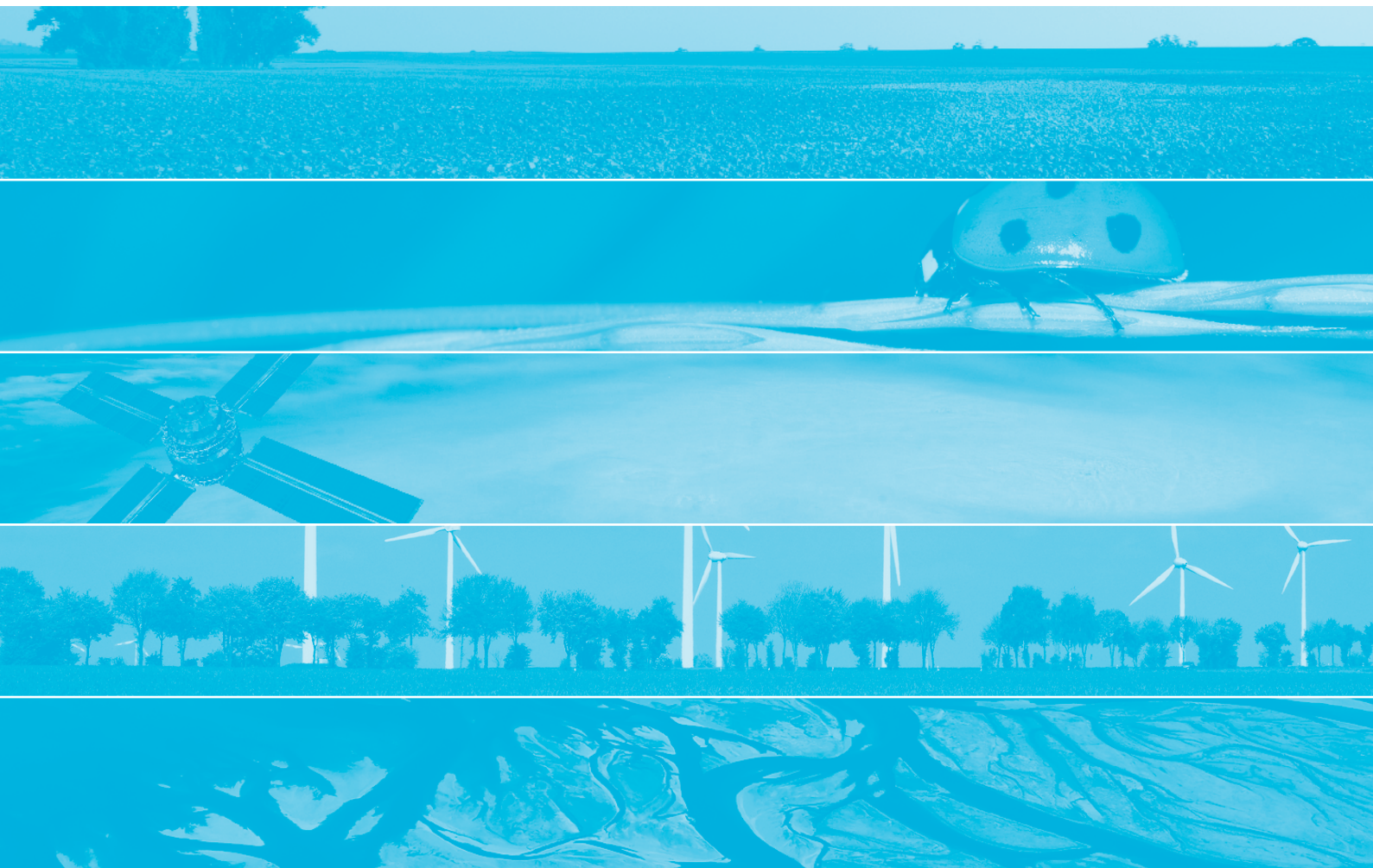
Zoals gezegd zullen de locaties middels een (gestratificeerde) kanssteekproef worden geselecteerd. De selectie van tijdstippen zal gericht zijn, i.v.m. de definities van xG3's. Door hoogfrequent te meten zal de bemonstering in de tijd nagenoeg uitputtend zijn, zodat de keuze tussen een gerichte steekproef of een kanssteekproef in de tijd niet nodig is.

Het ligt voor de hand om bij de steekproefopzet rekening te houden met de eis dat er voor deelgebieden apart informatie is vereist. Dit kan door deelgebieden te onderscheiden (stratificatie), en binnen deze deelgebieden (strata) een enkelvoudig aselechte steekproef uit te voeren.

Hoewel een kanssteekproef niet is geoptimaliseerd met als doel ruimtelijk te interpoleren, kunnen de verzamelde gegevens wel hiervoor worden gebruikt. De gegevens zijn hiervoor vooral geschikt als bij de steekproefopzet een goede ruimtelijke spreiding van de steekproeflocaties wordt nagestreefd. De stratificatie draagt bij aan een goede ruimtelijke spreiding.

Bij het bepalen van de benodigde steekproefomvang kan de ruimtelijke en temporele variatie van verschilwaarden worden geschat uit reeds aanwezige informatie uit bestaande peilbuizen worden gebruikt als voorinformatie. De benodigde steekproefomvang wordt bepaald door de nauwkeurigheidseis en het aantal deelgebieden waarvoor apart informatie is vereist.

Na één hydrologisch jaar waarin de grondwaterstanden goed het fluctuatietraject bestrijken geeft het meetnet inzicht in de gemiddelde effecten van verschillende filterstellingen op grondwaterstandsmetingen en xG3's in gebieden met grondwaterafhankelijke natuur. Als na één jaar het fluctuatietraject nog niet goed met metingen is bedekt dan moet worden doorgemeten totdat dit wel het geval is. Als de metingen langjarig worden voortgezet zal het meetnet op termijn objectieve informatie bieden over de diepten van grondwaterstandsfluctuatie in terreinen met grondwaterafhankelijke natuur en over trendmatige veranderingen daarin. Deze informatie is waardevol bij het objectief vaststellen van effecten van anti-verdrogingsbeleid en kan een onderdeel zijn van een permanent meetnet verdroging waarmee de grondwaterstand in natuurterreinen wordt gemonitord.



Alterra is onderdeel van de internationale kennisorganisatie Wageningen UR (University & Research centre). De missie is 'To explore the potential of nature to improve the quality of life'. Binnen Wageningen UR bundelen negen gespecialiseerde en meer toegepaste onderzoeksinstituten, Wageningen University en hogeschool Van Hall Larenstein hun krachten om bij te dragen aan de oplossing van belangrijke vragen in het domein van gezonde voeding en leefomgeving. Met ongeveer 40 vestigingen (in Nederland, Brazilië en China), 6.500 medewerkers en 10.000 studenten behoort Wageningen UR wereldwijd tot de vooraanstaande kennisinstellingen binnen haar domein. De integrale benadering van de vraagstukken en de samenwerking tussen natuurwetenschappelijke, technologische en maatschappijwetenschappelijke disciplines vormen het hart van de Wageningen Aanpak.

Alterra Wageningen UR is het kennisinstituut voor de groene leefomgeving en bundelt een grote hoeveelheid expertise op het gebied van de groene ruimte en het duurzaam maatschappelijk gebruik ervan: kennis van water, natuur, bos, milieu, bodem, landschap, klimaat, landgebruik, recreatie etc.

Meer informatie: www.alterra.wur.nl