



Kennisnetwerk OBN

Waterhuishouding van grond- watergevoede beekdalvenen

*Ontwikkeling, bepalende factoren en
mogelijkheden voor herstel*



Waterhuishouding van grondwatergevoede beekdalvenen

Ontwikkeling, bepalende factoren en mogelijkheden voor herstel

C.J.S. Aggenbach - KWR Water Research Institute

A. Van Loon - KWR Water Research Institute

I. Ferrario - Universiteit Antwerpen

R. Van Diggelen - Universiteit Antwerpen

J.J. Nijp - KWR Water Research Institute

M. Van der Sande

K. Buis - Universiteit Antwerpen



©2021 VBNE, Vereniging van Bos- en Natuurterreineigenaren

Rapport nummer 2021/OBN244-BE

Projectnummer OBN-2014-65-BE

Driebergen, 2021

Deze publicatie is tot stand gekomen met een financiële bijdrage van BIJ12 en het Ministerie van Landbouw, Natuur en Voedselkwaliteit.

Teksten mogen alleen worden overgenomen met bronvermelding.

Dit rapport is ook verschenen als rapport 021-R268 van de Universiteit Antwerpen.

*Wijze van citeren: Aggenbach, C.J.S., A. Van Loon, I. Ferrario, R. Van Diggelen, J.J. Nijp, M. Van der Sande, K. Buis, 2021. **Waterhuishouding van grondwatergevoede beekdalvenen. Ontwikkeling, bepalende factoren en mogelijkheden voor herstel.** Rapport nummer 2021/OBN244-BE, VBNE, Driebergen.*

Deze uitgave is online gepubliceerd op www.natuurkennis.nl

Samenstelling	J.S. Aggenbach - KWR Water Research Institute A. Van Loon - KWR Water Research Institute I. Ferrario - Universiteit Antwerpen R. Van Diggelen - Universiteit Antwerpen J.J. Nijp - KWR Water Research Institute M. Van der Sande K. Buis - Universiteit Antwerpen
---------------	---

Foto voorkant	Gasterensche diep. Fotograaf: Camiel Aggenbach
---------------	--

Productie	Vereniging van Bos- en Natuurterreineigenaren (VBNE)
Adres:	Princenhof Park 7, 3972 NG Driebergen
Telefoon:	0343-745250
E-mail:	info@vbne.nl

Voorwoord

Behoud maar zeker ook het herstel van biodiversiteit behoort tot de kerndoelen van de overheid. Om dit doel te realiseren ontwikkelt en verspreidt het Kennisnetwerk Ontwikkeling en Beheer Natuurkwaliteit (OBN) daarvoor toepasbare kennis over herstelmaatregelen voor Natura 2000, de aanpak van stikstof, de leefgebiedenbenadering, de ontwikkeling van nieuwe natuur én het cultuurlandschap.

Voor herstel van de biodiversiteit in aangetaste beekdalvenen is vernatting de belangrijkste maatregel. De actuele biogeochemische toestand van de bodem en het ontbreken van soorten in de lokale soortenpool zijn daarbij belangrijke knelpunten voor herstel van biodiversiteit. Een nog te sterk fluctuerende grondwaterstand is ook een groot knelpunt door eerdere ingrepen in de waterhuishouding van het omringende landschap en de hydrologische eigenschappen van het gedegradeerde veen.

Een veelvoorkomend knelpunt in vernaatte beekdalen is dat de waterstandsdynamiek in de beekdalvenen nog te groot is. In de gedegradeerde en vervolgens vernaatte veenbodems zorgt een fluctuerende grondwaterstand voor sterke afbraak van het veen en is daarmee een bottleneck voor voedselarme kleine zeggen/slaapmos vegetaties en voor de veenvorming. Bij fluctuerende waterstanden lijkt ook sneller opslag van bomen en struiken op te treden. Een hoge grondwaterstandsdynamiek maakt het handhaven van korte vegetatie zónder maaibeheer lastig realiseerbaar. Een lange-termijn beheerstrategie zonder maaibeheer is echter van belang voor de bevordering van microtopografie met bijbehorende flora- en faunadiversiteit.

Het in dit rapport beschreven OBN-onderzoek naar de 'Waterhuishouding van grondwater gevoede beekdalvenen' geeft een actueel overzicht van de beschikbare kennis over de hydrologie van beekdalvenen en de knelpunten die spelen bij het herstel van de waterhuishouding van gedegradeerde beekdalvenen.

De casestudie betreft hydrologisch onderzoek in het Gasterensche Diep, een beekdalgebied in het Drentse Aa gebied waar sterke vernatting sinds de jaren '90 heeft geleid tot een ontwikkeling naar grondwater gevoede moerasvegetatie.

In de afsluitende synthese worden de bevindingen van het literatuuronderzoek en de casestudie met elkaar in verband gebracht. Daarnaast worden adviezen gegeven voor de herstelpraktijk van natuurbeheerders en waterschappen. Vanuit de kennislacunes worden suggesties voor nader onderzoek en monitoring gedaan.

Ik wens u veel leesplezier,

Teo Wams

Voorzitter van de OBN Adviescommissie

Inhoud

Samenvatting	8
Summary	16
Dankwoord	24
1. Inleiding	26
1.1 Beekdalvenen	26
1.2 Huidige vernattingspraktijk	27
1.3 Doelen en onderzoeksvragen	30
1.4 Leeswijzer	30
2. Theoretisch kader	32
2.1 Aanpak	32
2.2 Hydro-ecologische veensysteemtypen en invloed van de mens	32
2.2.1 Overzicht	32
2.2.2 Waterhuishouding van ongestoorde beekdalvenen	35
2.2.3 Veranderingen in de waterhuishouding van beekdalvenen als gevolg van externe factoren	39
2.3 Grondwateraanvoer uit het intrekgebied	40
2.3.1 Terugkoppelingen tussen aanvoerflux en grondwaterstand	40
2.3.2 Grondwateraanvulling van semi-freatische aquifers	41
2.3.3 Aanvoerfluxen grondwater	42
2.3.4 Topografie van het beekdal	46
2.3.5 Doorlatendheid van veenpakketten	48
2.4 Berging	55
2.4.1 Inleiding	55
2.4.2 Specifieke bergingscoëfficiënt bergingscoëfficiënt van een homogene veenbodem	55
2.4.3 Specifieke bergingscoëfficiënt bergingscoëfficiënt van een heterogene veenbodem	56
2.5 Verdamping	58
2.5.1 Inleiding	58
2.5.2 Verdampingscomponenten	58
2.5.3 Kwantificeren van verdamping	60
2.5.4 Terugkoppelingen tussen verbossing en grondwaterstand	62
2.5.5 Randeffecten	65
2.6 Afvoerregulatie in beekdalvenen	66
2.6.1 Afvoerregulatie door verticaal doorlatendheidsprofiel van de toplaag	66
2.7 Hydrologische effecten van microtopografie	67
2.7.1 Inleiding	67
2.7.2 De invloed van veenvormende vegetatie op hydraulische eigenschappen van het veen en de toplaag	71

2.8	Maaiveldhoogtefluctuaties en gasophoping	74
2.8.1	Inleiding	74
2.8.2	Omvang	74
2.8.3	Effecten op grondwaterstand ten opzichte van maaiveld	78
2.8.4	Effecten op fysische eigenschappen	79
3.	Casus Gasterensche diep	80
3.1	Gebiedsbeschrijving	80
3.2	Vernattingsmaatregelen	86
3.3	Methode veldonderzoek	88
3.3.1	Hydrologisch meetnet	88
3.3.2	Vlakdekkend patroon maaiveldhoogte en waterstand	90
3.3.3	Dikte, profiel en bulk eigenschappen van het veen	90
3.3.4	Hydraulische doorlatendheid van de het veen	91
3.3.5	Uitwerking en interpretatie gegevens	92
3.4	Opbouw van het veenpakket en fysische eigenschappen van het veen	93
3.4.1	Veendikte	93
3.4.2	Veenstratigrafie	93
3.4.3	Diepteprofielen bulkdichtheid en organisch stof	94
3.4.4	Indringingsweerstand veenbodem	96
3.4.5	Doorlatendheid van het veen	99
3.5	Ruimtelijk patroon maaiveldhoogte en waterstandsdynamiek	101
3.5.1	Ruimtelijk patroon van maaiveldhoogte en -helling	101
3.5.2	Ruimtelijk patroon van waterstanden	101
3.5.3	Ruimtelijke samenhang grondwaterstand en stijghoogten	106
3.6	Trends en dynamiek van de maaiveldhoogte en grondwaterstand	108
3.6.1	Trends in maaiveldhoogte, freatische standen en stijghoogten	108
3.6.2	De invloed van droge en natte perioden op waterstanden, stijghoogten en stijghoogteverschillen op verschillende momenten	114
3.6.3	Invloed beekpeil op freatische standen en stijghoogten	118
3.6.4	Trends en dynamiek van maaiveldhoogte	120
3.7	Grondwaterstanden t.o.v. maaiveld in relatie tot eisen van kleine zeggen slaapmosvegetatie	124
3.8	Kwel en infiltratie	126
3.8.1	Patroon en dynamiek van stijghoogteverschillen	126
3.8.2	Kwel/infiltratie-fluxen berekend uit stijghoogteverschillen en doorlatendheid	128
3.8.3	Kwel/infiltratie-fluxen berekend uit temperatuurprofielen	130
3.8.4	Kwel/infiltratie-fluxen berekend uit dag/nachtfluctuaties van de freatische stand	133
3.8.5	Vergelijking uitkomsten kwelfluxen	136
3.9	Invloed microtopografie op hydraulische ruwheid maaiveld	138
3.10	Waterbalans en waterstandsregime	140
4.	Synthese	144
4.1	Waterhuishouding op landschapsschaal	144

4.2	Hydrologische eigenschappen ongestoorde en vernatte grondwatergevoede venen	145
4.3	Waterbalans en waterstanden van grondwatergevoede venen	148
4.4	Regulatie waterstandsregime	149
4.5	Noodzaak voor (aanvullende) maatregelen voor vernatting	151
4.6	Kennislacunes en suggesties voor nader onderzoek en monitoring	153
5.	Literatuur	155
	Bijlage 1	161
	Bijlage 2 Stamgegevens en grafieken meetlocaties waterstand en maaiveldhoogte	167
	Bijlage 3 Veenprofielen studie Gasterensche Diep	173

Samenvatting

Inleiding

Veensystemen in beekdalen zijn ontstaan onder invloed van toestroming van grondwater- en oppervlaktewater. Tot in de Middeleeuwen waren venen in en rond beekdalen in Nederland wijd verspreid. Beekdalvenen zijn echter reeds vroeg ontwaterd voor hooilandbeheer. Door ontwatering van beekdalen en het aangrenzende intrekgebied zijn veel van de resterende beekdalvenen sterk verdroogd, waardoor de karakteristieke veenvormende vegetatie is verdwenen. Hierdoor zijn veel beekdalvenen niet meer veenvormend en hebben een negatieve koolstofbalans. In beekdalgebieden waar vernatting mogelijk is, kunnen beekdalvenen met moerasvegetatie ontstaan. Herstel van veenvormende vegetaties wordt ook nagestreefd vanuit de Natura 2000-doelen voor habitatype H7140 Overgangs- en trilvenen in beekdalgebieden. Een belangrijke voorwaarde voor herstel van beekdalvenen is vergaande vernatting waarbij in het beekdal een hoge en relatief stabiele waterstand rond maaiveld ontstaat. Sinds de jaren '90 zijn vernattingsmaatregelen uitgevoerd in gedegradeerde beekdalvenen. Een veelvoorkomend knelpunt is dat de waterstandsdynamiek in beekdalvenen na vernatting nog te groot is. Meer inzicht in de hydrologische factoren die hiervoor bepalend zijn, is noodzakelijk om in geschikte gebieden de juiste inrichtings- en beheermaatregelen te kiezen.

Doelen en onderzoeksvragen

Het doel van dit onderzoek is om inzicht te geven in het perspectief op het herstel van stabiele grondwaterstanden in grondwatergevoede venen in beekdalen. De onderzoeksvragen zijn:

1. Welke dynamiek in freatische grondwaterstanden, stijghoogten, grondwaterfluxen en laterale fluxen treedt in vernatte beekdalvenen op?
2. Hoe verhoudt deze dynamiek zich tot ongestoorde beekdalvenen?
3. Door welke hydrologische eigenschappen worden verschillen tussen gedegradeerde, vernatte en ongestoorde venen veroorzaakt?
4. Welke (aanvullende) ingrepen in de waterhuishouding zijn nodig om de hydrologische dynamiek en waterbalans van gedegradeerde en vernatte venen te herstellen?

Aanpak

Het onderzoek bestaat uit een analyse van literatuur over hydrologisch onderzoek in venen (H2), een casestudie van een vernat beekdalveen (H3) en een synthese (H4). Het literatuuronderzoek heeft als doel een actueel overzicht te geven van de beschikbare kennis over de hydrologie van beekdalvenen en knelpunten die spelen bij het herstel van de waterhuishouding van gedegradeerde beekdalvenen. De casestudie betreft hydrologisch onderzoek in het Gasterensche Diep, een beekdalgebied in het Drentse Aa gebied waar sterke vernatting sinds de jaren '90 heeft geleid tot een ontwikkeling naar grondwatergevoede moerasvegetatie. In de synthese worden de bevindingen van het literatuuronderzoek en de casestudie met elkaar in verband gebracht. Hieronder zijn de bevindingen uit de synthese samengevat.

Waterhuishouding op landschapsschaal

Ontwatering en afwatering in het intrekgebied

De aanvoer van grondwater naar beekdalen en hun veensystemen wordt sterk bepaald door de grondwateraanvulling in de intrekgebieden. Vroege ingrepen van de mens, waaronder ontbossing van de infiltratiegebieden, hebben in eerste instantie geleid tot een grotere grondwateraanvulling en daarmee tot een toename van de kwelflux in de kwelzones van beekdalvenen. In latere tijden, met name in de 20^e eeuw, zijn de intrekgebieden echter intensief en grootschalig ontwaterd. Dit heeft geleid tot minder grondwateraanvulling in intrekgebieden en een verlaging van de freatische stand en stijghoogte in het watervoerende pakket. Ook in het casestudiegebied is een groot deel van het intrekgebied sterk ontwaterd.

Verstedelijking, bebossing van heiden en vergroting van de productiviteit van landbouw hebben de vermindering van grondwateraanvulling versterkt. Daarnaast dragen grondwateronttrekkingen voor drinkwater, industrie en beregening bij aan de verlaging van waterstand en stijghoogten.

Drainage in het beekdal

Beekdalen zijn vanaf de Middeleeuwen steeds meer ontwaterd. In de 20^e eeuw is de ontwatering sterk toegenomen door het verdiepen van de detailontwatering en de beken en aanleg van omleidingskanalen. De sterkere ontwatering leidde tot versnelde afbraak van veen en inklinking van het maaiveld. Het casestudiegebied heeft nog steeds een diepliggende beek en enkele diepe sloten voor afwatering van landbouwgebied. Het diepe beekpeil versterkt in droge perioden het verhang van de waterstand in het beekdal en zorgt dan voor een hoge laterale afvoer van grondwater in het omringende veen.

Instroom en overstroming van oppervlaktewater

Naast aanvoer van grondwater kan in beekdalen ook aanvoer van oppervlaktewater plaatsvinden door overstroming vanuit de beek en door afstroming van oppervlaktewater vanuit aangrenzende hoger gelegen delen over de dalflanken. In het casestudiegebied reiken de gemeten waterstandspieken in de beek tot aan de maaiveldhoogte van het hoge deel van de beekdalvlakte. De hogere delen overstromen echter niet met beekwater omdat de waterstand hier in natte perioden iets hoger is dan de waterstandspieken in de beek. Het oppervlaktewater dat vanaf de dalflank afstroomt kon toen het casestudiegebied nog zwaar werd ontwaterd via diepe sloten naar de beek worden afgevoerd. Na het dempen van de lokale sloten stroomt dit water vanaf de dalrand over het maaiveld naar de beek. Dit bijeffect van vernatting zorgt op diverse plekken voor eutrofiëring en de ontwikkeling van productieve moerasvegetatie van Riet en Grote lisdodde.

Hydrologische eigenschappen ongestoorde en vernatte grondwatergevoede venen

Doorlatendheid van het veen

De range van verzadigde doorlatendheden van ongestoorde venen die in de literatuur wordt opgegeven is zeer groot (700 tot 10^{-5} m/d). Vaak is de doorlatendheid van de toplaag hoger dan op grotere diepte, waardoor in het veenlichaam de meeste laterale afvoer van water plaatsvindt in de toplaag. In ongestoorde doorstroomvenen hangt de hoge doorlatendheid van de toplaag samen met weinig gehumificeerd, sterk vezelig veen. In het vernatte casestudiegebied is een soortgelijke gelaagdheid van de doorlatendheid aanwezig, met een goed doorlatende toplaag van sterk gehumificeerd, zeer slap veen (slurry) en daaronder sterk gehumificeerd, vast veen met een geringere doorlatendheid. Dat betekent dat het doorlatendheidsprofiel in het vernatte veen samenhangt met de macrostructuur van het veen, maar dan wel op een manier die afwijkt van ongestoorde venen. Door de veentoplaag met een hoge doorlatendheid kan in theorie horizontaal veel grondwater worden getransporteerd in geval van een verhang van de waterstand. Bij zeer hoge doorlatendheden kunnen hoge waterstanden alleen gehandhaafd worden wanneer de waterspiegel vrijwel horizontaal is.

specifieke bergingscoëfficiënt

De specifieke bergingscoëfficiënt is de ratio van het volume netto afgevoerd of aangevoerd water en de verandering van het volume bodem dat volledig met water is gevuld. Deze variabele bepaalt hoe snel de waterstand daalt of stijgt bij af- en toevoer van water. Weinig gehumificeerde veenbodems hebben in de capillaire opstijgzone een groter aandeel met lucht gevulde poriën en daardoor een hogere specifieke bergingscoëfficiënt dan sterk gehumificeerde veenbodems. De lagere specifieke bergingscoëfficiënt in gedegradeerde veenbodems zorgt bij waterstanden dicht onder maaiveld voor grotere fluctuaties van de waterstand t.o.v. veenbodems met een lage decompositiegraad. Dit effect kan ook optreden in vernatte venen omdat daar de toplaag nog langdurig een hoge humificatiegraad heeft. Metingen van de bulkdichtheid in het casestudiegebied duiden erop dat de specifieke bergingscoëfficiënt van de toplaag sterk kan variëren.

Helling maaiveld

In ongestoorde grondwatergevoede doorstroomvenen in het laagland is de helling van het maaiveld gering (<0.005 m/m) en treden op korte afstand weinig hoogteverschillen op. In gedegradeerde venen varieert de helling van het maaiveld meer, met plaatselijk sterkere hellingen (0.01 - 0.1 m/m). Dit is een gevolg van ongelijkmatige inklinking van het veen door verdroging. Uit de casestudie in het Drentse Aa-gebied blijkt dat de hellingshoek een belangrijke factor is voor de regulatie van de waterstand. Hoge en stabiele waterstanden rond en boven maaiveld treden alleen op in zeer zwak hellende delen (0.01 - 0.001 m/m). Dit bereik van de helling overlapt voor een groot deel met die van ongestoorde doorstroomvenen. Een geringe helling beperkt de laterale afvoer van grondwater in de goed doorlatende veentoplaag en de afstroming van oppervlaktewater bij waterstanden boven het maaiveld. Bij een grotere helling (>0.01 m/m) zakt de waterstand dieper onder het maaiveld. In beekdalvenen waar door langdurige degradatie een sterk reliëf is ontstaan, is een sterke helling van het maaiveld daarmee een belangrijke belemmering om effectieve vernatting te bereiken. Hydrologisch herstel van beekdalvenen vergt dan ook aandacht voor het verkleinen van de helling van het maaiveld.

Laterale afvoer

In beekdalvenen is de laterale afvoer van water een belangrijke component van de waterbalans. In venen varieert deze afvoer over de tijd onder invloed van de volgende processen:

1. *Afvoer van water over het maaiveld*

Wanneer de aanvoer door grondwater en het neerslagoverschot samen groter zijn dan de laterale afvoer van grondwater door de veentoplaag, gaat inundatie optreden. Het water kan dan relatief snel over het maaiveld worden afgevoerd. De microtopografie van het bodemoppervlak geeft daarbij een terugkoppeling op de afvoer. Bij een geringe inundatiediepte zorgt de structuur van bulten en pollen voor een relatief hoge hydraulische weerstand en is de afvoer gering. Bij steeds diepere inundatie inundeert meer bodemoppervlak, neemt de weerstand af en verhoogt de afvoer. Naast de ruwheid van de microtopografie zal de hydraulische ruwheid van de kruidlaag ook bijdragen aan weerstand voor en regulatie van oppervlaktewaterstroming.

2. *Laterale afvoer van grondwater door de veentoplaag*

In veel venen is de verzadigde doorlatendheid van de top laag hoger dan in het diepere deel van het veenprofiel. Bij waterstanden vlak onder maaiveld kan grondwater daardoor relatief snel lateraal worden afgevoerd door een veenlaag met een hoge doorlatendheid. Naarmate de waterstand dieper zakt wordt de laterale stroming geringer door de lagere doorlatendheid.

Gasvorming

In waterverzadigd veen worden door anaerobe afbraak van organisch materiaal gasbellen van kooldioxide en methaan gevormd. Deze gasbellen kunnen leiden tot een sterke verlaging van de doorlatendheid (factor 2 tot 8) als gevolg van een onvolledige waterverzadiging. Variatie in gasvorming over de tijd kan de waterstand in dezelfde mate beïnvloeden als seizoensfluctuaties in waterberging. Uit de seizoensmatige fluctuatie van het maaiveld in de zeer natte delen van het casestudiegebied kan worden opgemaakt dat gasvorming hier inderdaad van belang is. Ze is het sterkst in het najaar en kan dan de laterale afvoer van water door de veentoplaag beperken.

Waterbalans en waterstanden van grondwatergevoede venen

Kwelfluxen

In de uiteenlopende ongestoorde en vernatte veensystemen in het laagland wordt een grote range aan opwaartse grondwaterfluxen gevonden (2 mm/d infiltratie tot 35 mm/d kwel). Ongestoorde kwelvenen en de zone van doorstroomvenen grenzend aan dalranden hebben

hoge kwelfluxen (10-20 mm/d). In zones van doorstroomvenen die verder liggen van de dalrand is sprake van zwakke kwel of infiltratie (+2 tot -2 mm). In vernalle doorstroomvenen varieert de kwelflux van 0 tot 35 mm/d. In het casestudiegebied (0-12 mm kwel) traden de hoogste kwelfluxen op in het deel van de dalvlakte dat verder verwijderd lag van de diepe beek. Kwel trad permanent op en was in de winter het hoogst omdat de seizoensdynamiek van de freatische waterstand geringer is dan die van de stijghoogte.

Verdamping

In beekdalvenen zijn de structuur van de bovengrondse laag van vaatplanten, de hoeveelheid strooisel en de hoeveelheid mossen belangrijke bepalende factoren voor de verdamping. Een hogere biomassa van vaatplanten, strooisel en mossen leidt tot een grotere interceptieverdamping. Een groter bladoppervlak en een hogere ruwheid van de vegetatie van vaatplanten zorgen voor meer transpiratie. Een hoge bedekking van mossen kan juist bijdragen aan beperking van de verdamping aan het maaiveld bij waterstanden onder maaiveld. Het bovenstaande impliceert dat nutriëntenarme, laagproductieve slaapmos-kleine zeggenbegroeiingen een relatief geringere evapotranspiratie hebben dan meer productieve moerassen.

Aanvoer van oppervlaktewater naar het beekdalveen

Het was het niet mogelijk om de aanvoer van oppervlaktewater in het casestudiegebied te kwantificeren. Waarnemingen tijdens veldbezoeken duiden er echter op dat in natte perioden een aanzienlijke toevoer van oppervlaktewater optreedt vanaf een van de dalflanken.

Laterale afvoer in het beekdalveen

In grondwatergevoede venen vindt periodiek of permanent afvoer van water plaats, door afstroming over het maaiveld bij waterstanden boven maaiveld, of door horizontale stroming van grondwater door de veentoplaag bij ondiepe waterstanden. In grondwatergevoede venen is nauwelijks kwantitatief onderzoek verricht aan laterale afvoerfluxen. In het casestudiegebied ligt de laterale afvoer tussen 2 en 12 mm/d. In de zeer natte dalvlakte was de laterale afvoer in de winter en een natte zomersituatie hoger dan in een droge zomersituatie. In het sterke hellende deel van de dalvlakte langs de beek was de laterale afvoer in een droge zomersituatie juist hoger.

Regulatie waterstandsregime

In grondwatergevoede venen worden stabiele grondwaterstanden rond het maaiveld bereikt wanneer aan de volgende voorwaarden wordt voldaan:

1. Afwezigheid van lokale ontwatering door sloten en buisdrainage in het beekdal.
2. Voldoende aanvoer van grondwater uit het watervoerende pakket onder het veen (kwel). Naarmate de aanvoer van grondwater groter en constanter is, kunnen waterverliezen door een verdampingsoverschot in de zomerperiode en door laterale stroming beter en over een langere periode gedurende het jaar worden gecompenseerd. In het natte deel van het casestudiegebied was de kwelflux een groot deel van de tijd voldoende hoog om deze waterverliezen te compenseren. Dat lukte echter niet meer in de extreem droge zomer van 2018.
3. Een variabele laterale afvoer van water. In natte perioden is de laterale afvoer zo hoog dat het overschot aan water door kwel en neerslag snel wordt afgevoerd. Dit leidt tot aftopping van de waterstand. Wanneer de aanvoer van water vermindert door een lagere kwelflux en/of een verdampingstekort dient ook de laterale afvoer te verminderen om hiervoor te compenseren. Deze vermindering kan plaatsvinden door het uitzakken van de grondwaterstand, waardoor geen stroming over het oppervlak meer plaatsvindt en laterale grondwaterstroming beperkt wordt tot diepere, minder doorlatende veenlagen; en door afname van de doorlatendheid van de veentoplaag door krimp in droge perioden.
4. Een beperking van de laterale afvoer door een geringe helling van het maaiveld (zie boven).

5. Een hoge specifieke bergingscoëfficiënt van de veentoplaag, waardoor de waterstand relatief weinig verandert bij netto aan- of afvoer van water (zie boven). Weinig veraard veen met een hoog organisch stofgehalte en lage bulkdichtheid heeft bij waterstanden dicht onder maaiveld een hoge specifieke bergingscoëfficiënt.

Berging van oppervlaktewater op het maaiveld in de winter kan ook bijdragen aan het tegengaan van diep uitzakkende zomerwaterstanden. In het casestudiegebied is zo'n effect van oppervlaktewaterberging beperkt omdat de laterale afvoerflux hoog is. In venen waar de kwelflux en laterale flux gering zijn, is berging van oppervlaktewater belangrijker voor de buffering van zomergrondwaterstanden.

Gevoeligheid waterstand voor droogteperioden in vernalte situatie

Met het onderzoek in het casestudiegebied konden de effecten van de extreem droge zomer van 2018 op de waterhuishouding van dit beekdalveen worden gevolgd. Dit gebied heeft in vergelijking met andere Nederlandse beekdalen een hoge kwelflux, maar toch kon de waterstand in de droge zomer van 2018 relatief diep uitzakken (15-50 cm onder maaiveld). De sterke uitzakking van de waterstand hing vooral samen met een afname van de kwelflux als gevolg van een sterke daling van de stijghoogte en in mindere mate met het relatief hoge neerslag/verdampingstekort. De daling van de stijghoogte werd veroorzaakt door een regionale daling van de waterstand en daarnaast ook door een langdurig diep beekpeil.

Mechanismen voor vernalting

Verhoging van de waterstand en maaiveldstijging versterken elkaar, waardoor een langdurig proces van voortschrijdende vernalting kan worden bereikt. Uit de casestudie in het Drentse Aa-gebied blijkt dat vernalting over een lange periode doorgaat (22 jaar) en ook nog plaatsvindt tot minstens 10 jaar na de laatste maatregelen in de waterhuishouding. Een belangrijke factor voor deze voortschrijdende vernalting was aanvankelijk het staken van slootonderhoud, waardoor sloten geleidelijk dichtslibden, en later ook het dichten van de sloten. Een tweede belangrijke factor was de stijging van het maaiveld die is waargenomen in het relatief vlakke deel van de dalvlakte met een veendikte van meer dan 1 m. Omdat de relatief lagere delen hier sterker stegen, is het maaiveld van de dalvlakte door deze ontwikkeling nog vlakker geworden. Daardoor droeg de maaiveldstijging ook bij aan de geleidelijke stijging van de waterstand. De maaiveldstijging zelf is een gevolg van de eerder ingezette vernalting en blijkt uit metingen nog steeds door te gaan. Het stapsgewijs 'omhoogtillen' van het maaiveld in het najaar door gasvorming kan daarbij bijdragen aan een trendmatige zwelling van de veentoplaag.

De terreindelen in het casestudiegebied met een grote helling en daardoor een te grote laterale afvoerflux bleven een steile helling behouden en dit zal zonder verdere ingrepen ook zo blijven. Deze terreindelen hebben daardoor in de zomer een vrij diep uitzakkende waterstand. Vernalting door het dichten van lokale ontwatering werkt dus alleen goed in weinig hellende en vlakke terreindelen waar een hoge kwelflux en beperkte laterale flux in droge perioden ervoor zorgen dat hoge waterstanden gehandhaafd blijven.

Uit dit onderzoek is niet af te leiden of vernalting de bodemfysische eigenschappen van het veen gunstiger maakt voor het bereiken van een stabiele waterstand. Duidelijk is dat humificatie van veen na ontwatering leidt tot een hogere bulkdichtheid en geringere specifieke bergingscoëfficiënt. Het sterk veraarde veen in het casestudiegebied vertoont een grote variatie in de bulkdichtheid. Onduidelijk is of door vernalting van gedegradeerde veenbodems de bulkdichtheid (lokaal) is verlaagd en daarmee de specifieke bergingscoëfficiënt is verhoogd. Maaiveldstijging door het uitzetten van de veentoplaag kan lokaal hebben gezorgd voor een verlaging van de bulkdichtheid van het veen (hoger watergehalte, hoger aandeel van grote poriën) en daarmee voor een hogere specifieke bergingscoëfficiënt. De historie van langdurige verdroging en vervolgens vernalting leidt tot het ontstaan van slappe topplaat met een hoge horizontale doorlatendheid op een vaste veenlaag met een lagere doorlatendheid. Deze stratificatie van de doorlatendheid komt overeen met die van ongestoorde venen.

Noodzaak voor (aanvullende) maatregelen voor vernatting

Maatregelen in het beekdal:

- Het volledig dempen van lokale sloten en greppels en het verwijderen of dichten van buisdrainage.
- Verondiepen van de beekbedding tot enkel decimeters onder het maaiveld van de beekdalvlakte door het aanbrengen van grond of zandsuppletie.
- Verminderen van de drainerende werking van sloten met een doorvoerfunctie van oppervlaktewater vanaf de beekdalflank naar de beek, door verondiepen, bekleden met leem, of vervanging door een buis.
- Eutroof oppervlaktewater, dat vanaf de dalrand naar de beek moet worden afgevoerd, tussen dammen leiden of via een buis naar de beek laten stromen. Deze maatregel voorkomt dat eutroof oppervlaktewater zich over het maaiveld in het vernatte beekdal verspreidt.
- Aanbrengen van grond en herprofilen van het maaiveld met als doel de helling van het maaiveld te verminderen in delen waar de hoogteverschillen groot zijn. Dit vermindert de laterale afvoerflux en daarmee het uitzakken van de grondwaterstand.

Nooit doen in het beekdal:

- Het graven van 'afvoerslenken' heeft een averechts effect voor vernatting wegens de drainerende werking.
- De aanleg of onderhoud van greppels om neerslaglenzen tegen te gaan heeft een averechts effect (werkt verzurend en verdrogend).

Maatregelen in de sterk ontwaterde randzone van het beekdal:

- Dempen of verondiepen van sloten, verwijderen of verondiepen van buisdrainage.
- Verminderen en stoppen van grondwateronttrekking voor beregening.
- Verminderen, verplaatsen of stoppen van permanente grondwateronttrekkingen.
- Kunstmatig opslaan van het neerslagoverschot in de ondergrond ten einde de grondwateraanvulling te vergroten. Deze maatregel is in de zandlandschappen echter nog niet toegepast en de effecten op grondwaterkwaliteit zijn een belangrijk aandachtspunt.
- De aanleg van opvangbekkens voor aangevoerd nutriëntenrijk oppervlaktewater met als doel 1) het bufferen van piekafvoeren, 2) het bezinken van nutriëntenrijk slib.
- Het tegengaan van instroom van oppervlakkig afstromend water uit landbouwpercelen, met dammetjes en bufferzones.

Maatregelen op stroomgebiedsschaal

- Verminderen van diepe ontwatering voor verhoging van stijghoogten en daarmee een sterkere kwelflux in beekdalen.
- Verminderen en stoppen van grondwateronttrekking voor beregening.
- Verminderen, verplaatsen of stoppen van permanente grondwateronttrekkingen.
- Verlagen van piekafvoeren op de beek door verminderen van ontwatering en/of bevorderen van waterberging. Hierdoor wordt overstroming met nutriëntenrijk beekwater in vernatte beekdaltrajecten beperkt.

Kennislacunes en suggesties voor nader onderzoek en monitoring

Ruimtelijke analyse potenties voor herstel beekdalvenen

Hydrologische studies en monitoringevaluaties van vernatte beekdalen met veen zijn schaars. De casestudie van dit onderzoek vond plaats in een middenloop van Drentse Aa die in vergelijking tot veel andere beekdalen in de Nederlandse zandgebieden een hoge kwelflux heeft. Ook is dit een van de weinige beekdalen waar nog dikke veenafzettingen voorkomen. De uitkomsten van het literatuuronderzoek laten ook zien dat veenvormende grondwatergevoede venen in beekdalen gerelateerd zijn aan beekdaltrajecten waar een zone met een hoge kwelflux aanwezig is. Dit werpt de vraag op welke herstelmogelijkheden er zijn voor veensystemen in beekdalen met een geringere kwelflux of waar de kwelflux weinig kan worden verhoogd.

Het is daarom zinvol om met behulp van historische informatie, bestaande data van waterstanden en stijghoogten en grondwatermodellering te verkennen waar de hydrologische potenties liggen voor herstel van beekdalvenen in het zandgebied.

Invloed van vernatting op hydraulische eigenschappen van veen

Uit de literatuurstudie bleek dat er maar weinig onderzoeksresultaten beschikbaar zijn over de verandering van hydraulische eigenschappen van sterk gehumificeerd veen bij vernatting in grondwatergevoede venen. Wegens de sterk afwijkende structuur van het veen in vernatte situaties (slurry) ten opzichte van ongestoord veen (vezelig) zijn aanvullende metingen aan hydrologische eigenschappen zinvol.

Monitoring

Goed opgezette hydrologische monitoringsstudies waarmee effecten van vernatting op beekdalvenen over een langere termijn worden gevolgd, ontbreken of zijn zeer beperkt. Beekpeilen en maaiveldhoogte worden nauwelijks of niet gevolgd. Om langetermijneffecten in vernatte beekdalen met veen goed te kunnen volgen is het zinvol om voor een aantal beekdalgebieden lang lopende meetnetten op te zetten, gekoppeld aan periodieke evaluatie.

Veeenvorming

Veeenvorming is sterk bepalend voor de hydrologische eigenschappen van het veen. Op dit moment is onduidelijk of vernatting in beekdalvenen leidt tot het hervatten van veenvorming. Met gedetailleerd palynologisch onderzoek kan meer inzicht worden verkregen in veenvorming na vernatting. Ook kunnen metingen van de gasuitwisseling van vernatte locaties uitwijzen of vernatte locaties netto koolstof opslaan of verliezen.

Summary

Introduction

Fens in brook valleys have developed under the influence of groundwater and surface water inflow. Until the Middle Ages, peatlands were widespread in and around brook valleys in the Netherlands. Brook valley fens have been drained early on for hay making practices. Due to drainage in brook valleys and the adjacent catchment area, many of the remaining brook valley fens desiccated, causing the characteristic peat-forming fen vegetation to disappear. As a result, many brook valley peatlands are no longer peat-forming and are instead form a carbon source. In brook valley areas restoration of fens with wetland vegetation is possible by rewetting. Restoration of peat-forming vegetation is also pursued by the Natura 2000 targets for habitat type H7140 Transition mires and quaking bogs in brook valley areas. An important requirement for the restoration of brook valley fens is far-reaching rewetting, whereby a high and relatively stable water level around ground level is created. Since the 1990s, measures have been taken to rewet degraded brook valley peatlands. A common problem is that the water level dynamics remain too high after rewetting. More insight into the hydrological factors that cause this issue is necessary to choose the right design and management measures in suitable restoration areas.

Goals and research questions

The aim of this study is to provide insight into the perspective of restoring stable groundwater levels in groundwater-fed peatlands in brook valleys. Research questions are:

1. What are the dynamics of phreatic groundwater levels, hydraulic head, groundwater fluxes and lateral fluxes in rewetted brook valley peatlands?
2. How do these dynamics compare to undisturbed brook valley fens?
3. Which hydrological characteristics cause the differences between degraded, rewetted and undisturbed brook valley peatlands?
4. Which (additional) measures in water management are needed to restore the hydrological dynamics and water balance of degraded and rewetted brook valley peatlands?

Approach

The study consists of an analysis of the literature on hydrological research in peatlands (H2), a case study in a rewetted brook valley peatland (H3) and a synthesis (H4). The literature review aims to provide an up-to-date overview of the available knowledge on the hydrology of brook valley mires and bottlenecks in restoring the hydrology of degraded brook valley peatlands. The case study consists of hydrological research in the Gasterensche Diep brook valley (Drentse Aa region), where considerable rewetting since the 1990s have led to the development of groundwater-fed fen vegetation. In the synthesis, the findings of the literature study and the case study are combined. Below, the findings from the synthesis are summarized.

Water management at landscape scale

Drainage in the catchment area

The supply of groundwater to brook valleys and their peatlands is strongly determined by the groundwater recharge in the catchment areas. Early human intervention by deforestation of the infiltration areas initially led to a greater groundwater recharge and thus to an increase in the seepage flux in the seepage zones of brook valleys. However, intensive and large-scale drainage of the catchment areas especially in the 20th century, have since resulted in a decrease in groundwater recharge in the catchment areas and lowered phreatic levels and hydraulic heads in the aquifer. Also in the case study area, a large part of the recharge area is intensively drained. Urbanization, afforestation of heathlands and increase in agricultural productivity reduced the groundwater recharge. Besides, groundwater abstraction for drinking water, industry and irrigation contributes to the lowering of water levels and hydraulic heads.

Drainage in the brook valley

Since the Middle Ages, brook valleys have been increasingly drained. In the 20th century, drainage increased dramatically due to deepening of the small-scale drainage and streams and construction of diversion canals. The increased drainage led to accelerated degradation of peat and subsidence of the ground level. The case study area still has a deep-lying brook bed and some deep ditches for transporting drainage water from agricultural land to the brook. The deep brook level increases the water level gradient in the brook valley during dry periods, causing a high lateral discharge of groundwater in the peat.

Inflow and flooding of surface water

In addition to groundwater inflow, brook valleys can also have surface water inflow by flooding from the brook and by surface water runoff from adjacent higher areas over the valley slopes. In the case study area, measured water level peaks in the brook reach as high as the ground level of the higher part of the brook valley plain. However, the higher parts do not flood with brook water, because the water level at these locations in wet periods is slightly higher than the water level peaks in the brook. When the case study area was still heavily drained, external surface water coming down from the valley slope could be transported to the brook via deep ditches. After the removal of the local ditches, this water flows from the valley edge over the peat surface to the brook. This side effect of rewetting in combination with a high nutrient load in the catchment causes eutrophication and the development of productive marsh vegetation of reed and common cattail in several places.

Hydrological properties of undisturbed and rewetted groundwater-fed peatlands

Saturated conductivity of the peat

The range of saturated conductivities (K) of undisturbed peat reported in the literature is very large (700 to 10^{-5} m/d). The conductivity of the top layer of the peat is often higher than at greater depth, which means that most of the lateral drainage in the peat body takes place in the top layer. In undisturbed mires, the high conductivity of the top layer is associated with less decomposed, highly fibrous peat. In the rewetted case study area, a similar stratification of conductivity is present, with a permeable top layer of highly decomposed, very weak peat (slurry), and a deeper layer of highly decomposed, solid peat with a low conductivity. This means that the conductivity profile in the rewetted peat is related to the macrostructure of the peat, but in a different way than in undisturbed mires. Theoretically, a large amount of groundwater can be transported horizontally through the highly permeable peat top layer in case of a water level gradient. With a very high conductivity, high water levels can only be maintained when the water table is almost horizontal.

specific storage coefficient

The specific storage coefficient is the ratio of the net volume of discharged or supplied water to the change in the volume of saturated soil. This variable determines how fast the water level falls or rises when water is dis- or recharged. Peat with a low decomposition degree has a higher proportion of air-filled pores in the capillary fringe and therefore a higher specific storage coefficient than highly decomposed peat. The lower specific storage coefficient in degraded peat causes stronger water level fluctuations at water levels close to ground level compared to peat with a low degree of decomposition. This effect can also occur in rewetted peatlands because there the topsoil still has a high decomposition degree for a long period. In the case study area, bulk density measurements may indicate a large variation in the specific storage coefficient of the topsoil.

Slope of ground level

In undisturbed percolation mires, the slope of the ground surface is small (<0.005 m/m) and little variation in elevation occurs over short distances. In degraded fens, the slope of the ground level is more variable and can be locally high (0.01-0.1 m/m). This is a consequence of uneven subsidence due to desiccation. The case study area in the Drentse Aa region shows that the ground surface slope is an important factor for the regulation of the water

level. High and stable water levels around and above ground level only occur where slopes are very small (0.01-0.001 m/m). This slope range largely overlaps with that of undisturbed percolation mires. A low slope inhibits the lateral flux of groundwater in the permeable peat top layer, and limits the surface water flow when water levels reach above ground level. Where slopes are larger (>0.01 m/m) the water level sinks deeper below ground level. In brook valley fens where long-term degradation has created strong local slopes in the ground level, this is therefore an important obstacle to effective rewetting. Hydrological restoration of brook valley fens therefore requires attention for reducing the slope of the ground level.

Lateral run-off

In brook valley fens, the lateral discharge of water is an important component of the water balance. In fens, this discharge is variable in time under influence of the following processes:

1. *Discharge of runoff*

When the water inputs from groundwater and the precipitation surplus is greater than the lateral drainage of groundwater through the peat top layer, inundation will occur. The water can then be discharged relatively quickly over the surface. The micro-topography of the soil surface provides a feedback on the discharge. If the inundation depth is shallow, the hummock-hollow structure will create a relatively high hydraulic resistance and the discharge will be low. With increasing inundation depth, a larger soil surface is inundated, the resistance becomes smaller and the discharge increases. In addition to the roughness of the microtopography, the hydraulic roughness of the herb layer will also contribute to resistance to and regulation of runoff.

2. *Lateral groundwater flow through the peat top layer*

In many peatlands the saturated conductivity of the top layer is higher than in the deeper part of the peat profile. When water levels are just below ground level, lateral discharge flows are therefore relatively fast. As the water level falls deeper, the lateral flow declines due to lower conductivity.

Gas production

In water-saturated peat, gas bubbles of carbon dioxide and methane are formed through anaerobic decomposition of organic material. These gas bubbles can cause a strong decrease in the conductivity (factor 2 to 8) as a result of incomplete water saturation. Temporal variation in gas formation can influence the water level to the same extent as seasonal fluctuations in water storage. The seasonal fluctuation of the ground level observed in the wettest parts of the case study area indicates that gas formation is indeed important at this location. It is strongest in autumn, and then it can lower the lateral drainage of water through the peat top layer.

Water balance and water levels of groundwater-fed peatlands

Seepage fluxes

In various undisturbed and rewetted lowland peatland systems a large range of upward groundwater fluxes is observed (2 mm/d infiltration to 35 mm/d seepage). Undisturbed spring mires and the zones of undisturbed percolation mires adjacent to valley edges have high seepage fluxes (10-20 mm/d). In zones of percolation mires further from the valley edge weak seepage or infiltration occurs (+2 to -2 mm). In rewetted percolation mires seepage fluxes vary from 0 to 35 mm/d. In the case study area (0-12 mm seepage), the highest seepage fluxes occur in the part of the valley plain further from the deeply draining brook. Seepage occurred continuously and was highest in winter, because the seasonal variation in the phreatic water level is smaller than the variation in the hydraulic head of the aquifer.

Evapotranspiration

In brook valley fens, the structure of the above-ground layer of vascular plants, the amount of litter and the moss cover are important factors that influence evapotranspiration. A higher biomass of vascular plants, litter and mosses leads to more interception evaporation.

A larger leaf area and higher roughness of vascular plant vegetation leads to more transpiration. On the other hand, a high moss cover may contribute to limiting soil evaporation when water levels are below ground level. The above implies that nutrient-poor, brown moss-small sedge fens have a relatively low evapotranspiration compared to eutrophic, more productive fens with large helophytes.

Surface water inflow to the brook valley

It was not possible to quantify the supply of surface water in the case study area. Observations during field visits indicate that in wet periods there is a significant inflow of surface water from the valley slope.

Lateral discharge in the peat layer

In groundwater-fed peatlands, periodic or permanent water discharge takes place by runoff over the surface at water levels above ground level, or by horizontal groundwater flow through the peat top layer at shallow water levels below ground level. Hardly any quantitative research has been done on lateral groundwater fluxes in groundwater-fed peatlands. In the case study area, the lateral discharge ranges from 2 to 12 mm. In the very wet valley plain, lateral discharge in winter and a wet summer situation were higher than in a dry summer situation. In the steeply sloping part of the valley plain along the brook, this variation in lateral discharge was reversed.

Regulation of the water level regime

In groundwater-fed fens stable groundwater levels around ground level are reached when the following conditions are met:

1. Local drainage by ditches and tube drainage in the brook valley is absent.
2. Sufficient supply of groundwater from the aquifer under the peat (seepage). The larger and more constant the supply of groundwater, the better water losses caused by evaporation surplus in the summer period and by lateral flow can be compensated. In the case study area, the seepage flux was high enough to compensate these water losses for a large part of the time. However, this was no longer possible in the extremely dry summer of 2018.
3. A variable lateral water discharge. In wet periods, the lateral flow is so high that the water surplus from seepage and the precipitation surplus is effectively discharged. This leads to a capping of the water level. When the supply of water is reduced due to a lower seepage flux and/or an evaporation deficit, the lateral discharge must be reduced to limit water losses. This reduction in discharge can be caused by a drop in the groundwater level, preventing runoff and limiting lateral groundwater flow to the deeper low-conductivity peat layers; and by a decrease in conductivity due to shrinking of the peat top layer in dry periods.
4. A limited lateral discharge by a slight slope of the ground level (see above).
5. A high specific storage coefficient of the peat top layer (at water levels below ground level) and at inundation (value 1) causes the water level to change relatively little at net inflow or outflow of water (see above). Poorly decomposed peat with a high organic matter content and low bulk density has a high specific storage coefficient at water levels close to ground level.

Storage of surface water in winter can also contribute to counteracting strongly dropping water levels in the summer. In the case study area, such an effect of surface water storage is limited because the lateral discharge is high. In peatlands where the seepage flux and lateral discharge are low, surface water storage is more important for buffering summer groundwater levels.

Sensitivity of water level to droughts in wet conditions

The research in the case study area made it possible to evaluate the effects of the extremely dry summer of 2018 on the water balance of this brook valley fen. Although the area has a high seepage flux compared to other Dutch brook valleys, the water level fell relatively deep (15-50 cm below ground level) during the dry summer. The sharp drop in water level is mainly related to a decrease in seepage flux as a result of a drop in of the hydraulic head of the aquifer and to a lesser extent to the relatively high precipitation-evaporation deficit. The lowered hydraulic head was caused by a regional decrease of the water level and also by a long period with a low brook water level.

Rewetting mechanisms

Water level and ground level rise reinforce each other, resulting in a long-term process of rising water levels. The case study in the Drentse Aa area shows that water levels can keep rising over a long period of time (22 years) and rises continue for at least 10 years after the last water management measures were taken. An important factor for this progressive rewetting was initially the cessation of ditch maintenance, which led to the gradual silting up of ditches. Later the ditches were filled in with peat. A second important factor was a rise of the ground level, which was observed in the relatively flat and wet part of the valley plain with peat thicker than 1 m. Because the rise was strongest in the lowest parts, the ground level of the valley plain has thus become even more even. Therefore, the ground level rise also contributed to the gradual rise of the water level. The rise in ground level itself is a consequence of the previously initiated rewetting. Measurements show that the ground level in the wettest locations is still rising. The stepwise 'lifting' of the ground level in the autumn by gas production may contribute to a structural swelling of the peat top layer.

In the terrain sections with a steep slope and therefore too high lateral discharge flux, these steep slopes will remain without further interventions. As a result, these terrain parts have a rather deep water level in summer. Rewetting by filling in local ditches therefore only works well in slightly sloping and flat terrain sections where a high seepage flux and limited lateral flux in dry periods ensure consistently high water levels.

From this study, it is not possible to determine whether rewetting makes the physical properties of the peat more favourable for a stable water level. It is clear that decomposition of peat by past drainage causes a higher bulk density and a lower specific storage coefficient. The heavily decomposed peat in the rewetted case study area shows a large variation in bulk density. It is unclear whether rewetting of degraded peat soils has (locally) reduced the bulk density and increased the specific storage coefficient. A rise in ground level due to the expansion of the peat top layer may have locally caused a decrease in the bulk density of the peat (higher water content, higher proportion of large pores) and thus a higher specific storage coefficient. The history of prolonged desiccation and subsequent rewetting has led to the formation of a weak top layer with a high horizontal permeability on a solid peat layer with a low conductivity. This stratification of conductivity corresponds to that of undisturbed percolation mires.

Need for (additional) measures for rewetting

Measures in the brook valley:

- Complete filling of local ditches and removal or sealing of pipe drainage.
- Increasing the brook bed level to a few decimetres below the surface of the brook valley plain by filling in with soil or by sand suppletion.
- Reducing the draining effect of ditches with a transport function of surface water from the brook valley slope to the stream, by making the ditches less deep, coating the ditch bed with poorly permeable loam, or replacing the ditch with a pipe.
- Routing eutrophic surface water, that has to be transported from the valley edge to the brook, between dams, or discharging the water via a pipe. This measure prevents eutrophic surface water from spreading over the peat surface in the rewetted brook valley.

- Adding soil and re-profiling the ground level with the aim of reducing the slope of the ground level in parts where the height differences are large. This reduces the lateral discharge flux and thus limits drops in water level during dry periods.

Never do in the brook valley:

- Excavating depressions for discharge of water is counterproductive for rewetting because it increases the slope of the ground level and therefore causes undesired drainage.
- Construction or maintenance of shallow ditches to prevent precipitation lenses because it has the opposite effect than aimed for (acidification and drainage).

Measures in the strongly drained peripheral zone of the brook valley:

- Removal of ditches, removal of deep pipe drainage or making them less deep.
- Limiting and stopping the extraction of groundwater for irrigation.
- Reducing, reallocating or stopping permanent groundwater extractions.
- Artificial storage of the precipitation surplus in the subsoil in order to increase the groundwater recharge. However, this measure has not yet been applied in the sand regions and the effects on groundwater quality are still a major concern.
- The construction of retention basins to intercept nutrient-rich surface water, in order to 1) buffer peak discharges, 2) trap nutrient-rich sludge.
- Counteracting the inflow of surface runoff from agricultural parcels with dams and buffer zones.

Measures at catchment scale

- Reducing deep drainage to increase the hydraulic head and thus the seepage flux in brook valleys.
- Limiting and stopping the extraction of groundwater for irrigation.
- Reducing, reallocating or stopping permanent groundwater extractions.
- Reducing peak discharges of the brook by reducing drainage and/or promoting water storage. This prevents nutrient-rich water from flooding the downstream rewetted brook valley sections.

Knowledge gaps and suggestions for further research and monitoring

Spatial analysis of potential for restoration of brook valley fens

Hydrological studies and monitoring evaluations of rewetted brook valleys with peat are scarce. The case study of this research took place in a middle course of the Drentse Aa which has a high seepage flux compared to many other brook valleys in the Dutch sandy regions. This is also one of the few brook valleys where thick peat deposits still occur. The results of the literature study also show that peat-forming, groundwater-fed fens in brook valleys are linked to brook valley sections where a zone with a high seepage flux is present. This raises a question on the potential for fen restoration in brook valleys with a low seepage flux or where the options for increasing seepage are limited. It is therefore worthwhile to better explore the hydrological potential for restoring brook valley fens in the sandy regions using historical information, existing data on water levels and hydraulic heads and groundwater modelling.

Influence of rewetting on hydraulic properties of peat

The literature study showed that very limited research has been done concerning the change of hydraulic properties of strongly decomposed peat after rewetting. Due to the strongly deviating structure of the peat in rewetted situations (slurry) compared to undisturbed peat (fibrous), additional measurements of the hydrological properties are useful.

Monitoring

Well-designed hydrological monitoring to follow the effects of rewetting on brook valley peatlands on the longer term is currently absent or very limited. Brook water levels and ground levels are hardly monitored. In order to trace long-term effects in rewetted brook

valleys with peat, it is useful to set up long-term monitoring networks for a number of brook valley areas, linked to periodic evaluation.

Peat formation

Peat formation strongly determines the hydrological characteristics of the brook valley peat. At the moment, it is unclear whether rewetting in brook valley fens leads to the resumption of peat formation. Detailed palaeontological research can provide more insight into peat formation after rewetting. Measuring the gas exchange of rewetted locations can also determine whether these locations form a net source or sink of carbon.

Dankwoord

Het onderzoek in casestudiegebied in het Gasterensche diep was mogelijk met praktische ondersteuning van Wolter Winter en Lizette Wolf (Staatsbosbeheer). Met financiële bijdragen van Staatsbosbeheer en Waterschap Hunze & Aa's was het mogelijk op meer meetlocaties waterstanden met drukopnemers op te meten. Met aanvullende bijdragen van VBNE was het mogelijk om langer dan oorspronkelijk was voorzien waterstand en stijghoogten. Rients Hofstra (Prolander) verstrekke informatie en data van het Beek-op-peil project in Gasterensche diep.

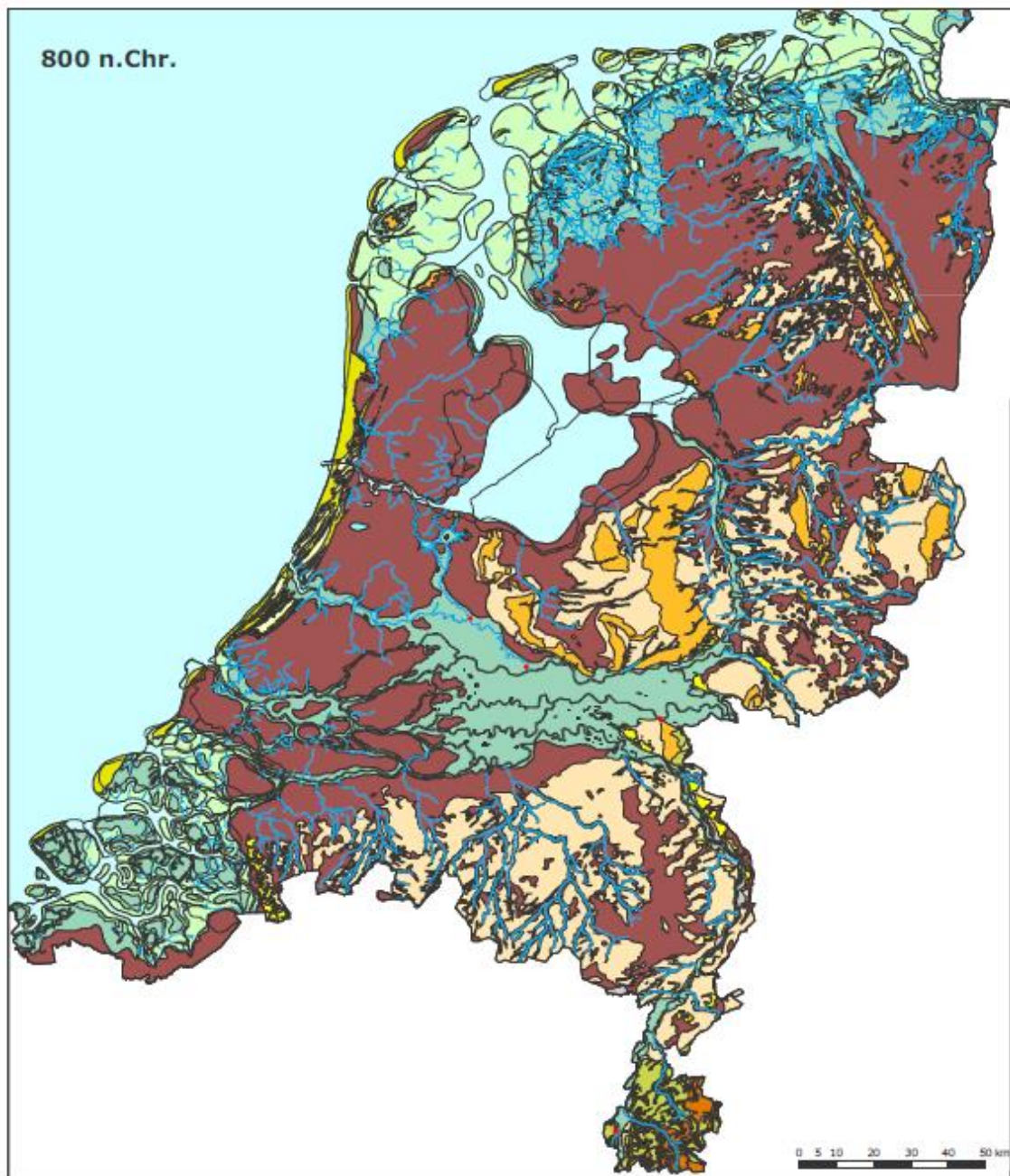
1. Inleiding

1.1 Beekdalvenen

Beekdalvenen zijn veensystemen die in beekdalen voorkomen. Beekdalen zijn laagten die het landschap waar aanvoer van grondwater belangrijk is. Daarnaast kan door- en afvoer van oppervlaktewater via een beek of over maaiveld een grote rol spelen. Voor veenvorming in beekdalen is daarom de invloed van toestroming van grondwater en over- en doorstroming met oppervlaktewater belangrijk. Uit paleogeografische reconstructie voor de vroege Middeleeuwen blijkt dat venen een grote verspreiding hadden in en rond de Nederlandse beekdalen (Figuur 1.1). Ze zijn daar ontstaan onder invloed van toestroming van grondwater- en oppervlaktewater. Deze wateraanvoer zorgde voor een hoge waterstand nabij maaiveld en periodiek boven maaiveld, waardoor veenvorming optrad. Deze venen hadden een vegetatie van kleine zeggen en slaapmossen (bij dominerende invloed van grondwater), van grote zeggen en riet (bij sterke invloed van overstroming met oppervlaktewater). Daarnaast konden ook lokaal veenvormende elzenbroekbossen voorkomen. Omdat veel beekdalen in Nederland sinds de late Middeleeuwen worden gebruikt als hooiland zijn veel beekdalvenen ontwaterd met lokale sloten en greppels. Later, vooral in de 20^e eeuw, is de ontwatering in en rond veel beekdalen toegenomen. Veel van de resterende beekdalvenen zijn sterk verdroogd, waardoor de karakteristieke veenvormende vegetatie is verdwenen en vervangen door vochtige hooilanden of zelfs hoogproductieve graslanden en akkers. In de jaren '90 resteerden slechts geringe oppervlakten in enkele beekdalgebieden van de veenvormende vegetaties.

Niet-ontwaterde venen zijn doorgaans veenvormend. Dat wil zeggen dat er netto organische stof van afgestorven planten niet wordt afgebroken, maar door de sterk anaerobe omstandigheden in de zeer natte bodem accumuleert in de vorm van veen. Door ontwatering van beekdalen en het aangrenzende intrekgebied zijn veel beekdalvenen niet meer veenvormend. Er wordt dan vaak netto meer organische stof afgebroken dan door de vegetatie wordt geproduceerd. Het veen wordt dan afgebroken. Door de sterke ontwatering is veenvorming nagenoeg verdwenen uit beekdalen en is verdere degradatie van resterende verdroogde veenbodems nog steeds gaande.

In beekdalgebieden waar vernatting mogelijk is, is herstel en ontwikkeling van beekdalvenen met moerasvegetatie mogelijk. Herstel van veenvormende vegetaties wordt ook nagestreefd met de Natura 2000-doelen voor habitattype H7140 Overgangs- en trilvenen in beekdalgebieden. Bij een gunstige waterhuishouding en biogeochemie kan ook het proces van veenvorming worden hersteld. Een belangrijke voorwaarde is vergaand herstel van de waterhuishouding waarbij in het beekdal hoge en relatief stabiele waterstanden rond maaiveld ontstaan.



Figuur 1.1. Het voorkomen van veen (bruine vlakken) in Nederland rond 800 v. Chr. (Vos et al. 2018). Rode cirkels geven regio's aan met veen in en rond de grotere beekdalen.

Figure 1.1. The distribution of peat (brown areas) in the Netherlands at ca. 800 BC (Vos et al. 2018). Red circle's indicate regions with peatlands in and around the larger brook valleys.

1.2 Huidige vernattingspraktijk

Duurzaam herstel van grondwatergevoede beekdalveenvegetaties en bijbehorende fauna vereist vernatting door herstel van de waterhuishouding. Daarom is sinds de jaren 1990 veel geld geïnvesteerd in vernattingsmaatregelen in en in de omgeving van gedegradeerde beekdalvenen (Aggenbach et al. 2009+2015; Lammerts et al. 2015). Bij deze maatregelen lag veelal de nadruk op vermindering van de ontwatering binnen het natuurgebied door het dempen van sloten. Dit heeft geresulteerd in herstelprojecten met vergaande tot minder sterke vernatting. Een belangrijke kennislacune is in hoeverre de waterhuishouding moet worden hersteld voor de ontwikkeling van beekdalveenvegetaties en het op gang brengen van veenvorming.

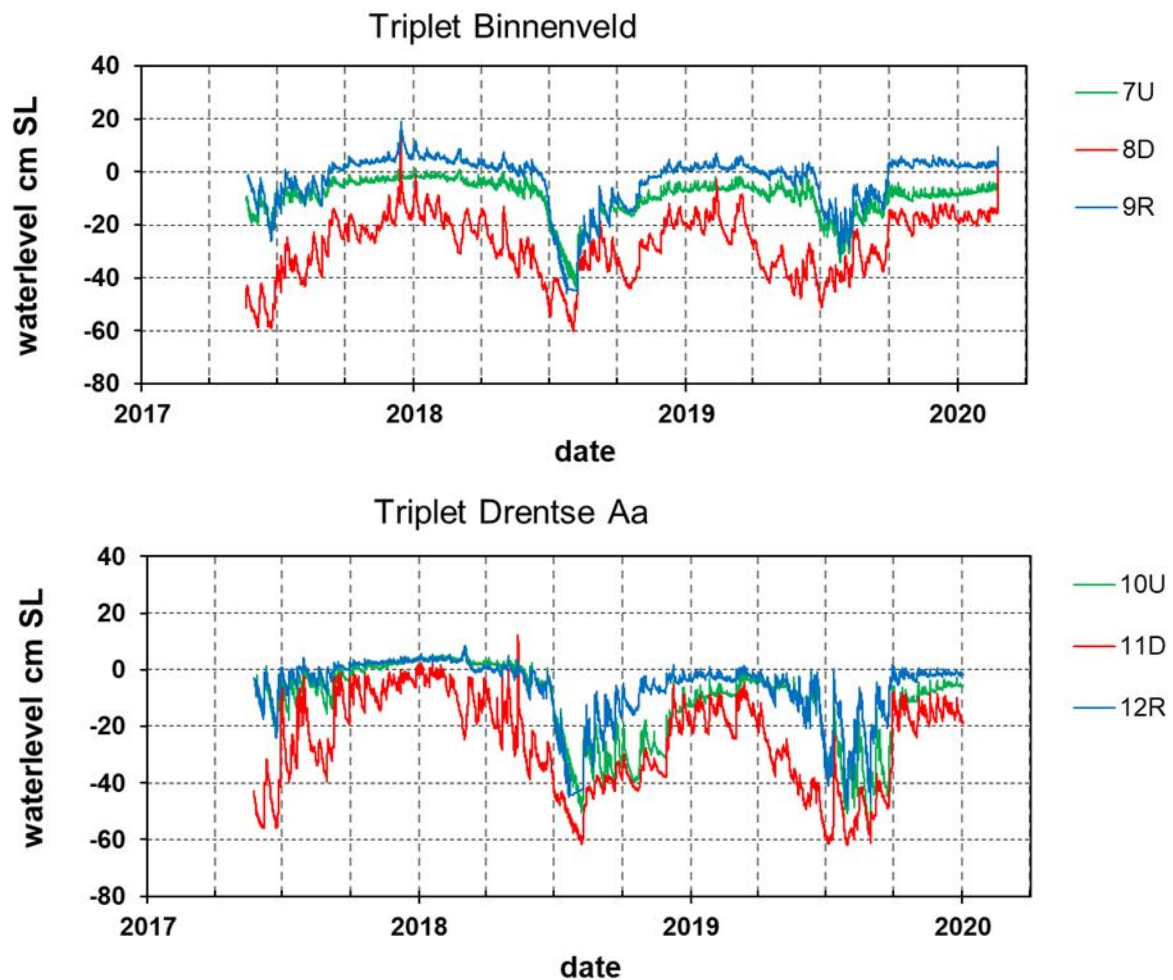
Een veelvoorkomend knelpunt is dat de waterstandsdynamiek in beekdalvenen na vernatting nog te groot is om de ontwikkeling van de gewenste veenvormende laagveenvegetatie mogelijk te maken (Aggenbach et al. 2011). De knelpunten achter onvoldoende herstel van de grondwaterstand zijn echter nog niet goed bekend, doordat onderzoek naar de ontwikkeling van de waterhuishouding van vernatte beekdalvenen nog weinig heeft plaats gevonden (Aggenbach et al. 2009+2015). Meer inzicht in de hydrologische factoren die hiervoor bepalend zijn, is noodzakelijk om in de juiste gebieden de juiste inrichting- en beheermaatregelen.

De processen die ten grondslag liggen aan knelpunten zijn niet eenvoudig te identificeren. Enerzijds komt dit doordat de waterhuishouding van deze vernatte gebieden als gevolg van veranderingen in maaiveldhoogte, verandering in de hydrologische eigenschappen van het vernatte(nde) veen, veengroei- en afbraak, per definitie in een continue staat van verandering verkeren. Anderzijds opereren de sleutelfactoren die de waterhuishouding van het beekdalveen bepalen op uiteenlopende ruimtelijke schalen en beïnvloeden ze elkaar. Procesonderzoek waarbij een verband wordt gelegd tussen maatregelen in de waterhuishouding en hun effectiviteit voor herstel van de hydrologische randvoorwaarden is in beekdalvenen uitermate schaars. Er is daarom meer inzicht gewenst in de sleutelfactoren die van belang zijn, welke maatregelen op de verschillende schaalniveaus de waterhuishouding van het beekdal veen positief kunnen beïnvloeden, en wat de consequenties zijn voor het vegetatiebeheer en de hydrologische ontwikkeling van vernatte beekdalvenen op een middellange tijdschaal (decennia).

De afgelopen jaren zijn in diverse beekdalen vernattingsmaatregelen uitgevoerd (Aggenbach et al. 2009+2015; Lammerts et al. 2015;) Van der Burg et al. 2009. Een groot deel van de projecten bestaat uit het verminderen van de lokale ontwatering. De reden hiervoor is dat lokale maatregelen relatief gemakkelijk zijn door te voeren wanneer een beekdaltraject verworven is als natuur. Een andere reden is dat aanpak van de lokale ontwatering een eerste vereiste is voor vernatting en een groot vernattingseffect heeft. Dit is zeker het geval in sterk ontwaterde beekdalvenen met een dicht en/of diep slootstelsel. Op basis van ervaringen in het Drentse Aa gebied lukt vernatting het best als de lokale ontwatering volledig wordt gedempt en basenrijke condities in de bodemtoplaag te realiseren (Aggenbach et al. 2015; Emsens et al. 2016). Af en toe zijn er ook projecten waarin alleen de hoofdwaterloop wordt verondiept of opgestuwd.

In Nederlandse beekdalen locaties met grondwatergevoede slaapmos-kleine zegge vegetaties kunnen in droge jaren nog steeds relatief diep uitzakkende waterstanden (40-50 cm onder maaiveld) hebben (Figuur 1.2). Dit betreft locaties met voor Nederlandse beekdalen goed ontwikkelde vegetaties. Deels hebben deze in het verleden nauwelijks lokale ontwatering gehad en deels zijn ze vernat. Uit een internationale studie aan de waterstandsdynamiek van grondwatergevoede venen in NW-Europa (Van Diggelen et al. 2019) blijkt dat deze locaties in Nederland een relatief diep wegzakkende zomerstand hebben t.o.v. de buitenlandse locaties. In het buitenland zijn er juist locaties waarvan de waterstand nauwelijks uitzakt, zelfs niet in de extreem droge zomer van 2018. Dit geeft aan dat er voor herstel van Nederlandse beekdal venen nog uitdagingen zijn om meer stabiele waterstanden aan maaiveld te realiseren.

Voor vernatting van beekdalvenen zijn nog nauwelijks projecten geweest waarin zowel de lokale ontwatering is gedicht, als waar ook de beek is verondiept of gedempt en waar maatregelen zijn genomen die de grondwateraanvulling in de inrijgebieden vergroot. De Elperstroom is een zeldzaam voorbeeld waarin een van de waterlopen is verondiept en aan één dalzijde de afwatering uit een bebost infiltratiegebied is beëindigd. In het Drentse Aa gebied hadden diverse ingrepen om het peil van beken te verhogen een te gering effect om de afvoer van grondwater via verdiepte beken substantieel te verminderen (Aggenbach et al. 2015). Zo ver bekend zijn er niet of nauwelijks projecten uitgevoerd waarin alle waterlopen in een beekdal zijn gedempt, inclusief gegraven hoofdwaterloop.



Figuur 1.2. Voorbeelden van tijdreeksen van de freatische grondwaterstand in ongestoorde (U), verdroogde (D) en vernatte (R) locaties in het Binnenveld en Drentse Aa gebied (Van Diggelen et al. 2019).

Figure 1.2. Examples of groundwater level time series in an undrained (U), drained (D) and rewetted (R) sites in Binnenveld and Drentse Aa (Van Diggelen et al. 2019).

1.3 Doelen en onderzoeksvragen

Het doel van dit rapport is om inzicht te geven in het perspectief op het herstel van stabiele grondwaterstanden in grondwatergevoede venen in beekdalen. Hierbij ligt de nadruk op de effectiviteit van verschillende typen maatregelen, de schaal waarop ze uitgevoerd worden en de termijn waarop en de mate waarin herstel te verwachten is. Uitgangspunt vormt de beschikbare informatie uit literatuur over waterhuishoudkundige veranderingen die beekdalvenen in Nederland hebben ondergaan en de mechanismen en factoren die bepalend zijn voor de grondwaterstanddynamica in beekdalvenen. Op basis van deze informatie worden de volgende vragen beantwoord:

1. Welke dynamiek in freatische grondwaterstanden, stijghoogten, grondwaterfluxen en laterale fluxen treedt in ongestoorde en vernatte beekdalvenen op?
2. Hoe verhoudt deze dynamiek zich tot ongestoorde beekdalvenen?
3. Door welke hydrologische eigenschappen worden verschillen tussen gedegradeerde, vernatte en ongestoorde venen veroorzaakt?
4. Welke (aanvullende) ingrepen in de waterhuishouding zijn nodig om de hydrologische dynamiek en waterbalans van gedegradeerde en vernatte venen te herstellen?

1.4 Leeswijzer

In hoofdstuk 2 (Theoretisch kader) wordt op basis van beschikbare literatuur een overzicht gegeven van de processen en factoren die bepalend zijn voor de grondwaterstanddynamiek in beekdalvenen. Waar mogelijk wordt de historische context geschetst, zodat inzicht ontstaat in de mate waarin waterhuishoudkundige veranderingen hebben plaatsgevonden.

In hoofdstuk 3 (Casus Gasterensche Diep) wordt een casestudie van de hydrologie van een sterk vernet beekdalveen beschreven. Met deze casestudie worden enkele bevindingen met betrekking tot de herstelpotentie van beekdalvenen uit hoofdstuk 2 geverifieerd en waar mogelijk kwantitatief onderbouwd. Tevens biedt dit de mogelijkheid processen te identificeren die nog niet beschreven zijn, omdat er nu eenmaal weinig hydrologisch onderzoek heeft plaatsgevonden in vernatte beekdalvenen.

Hoofdstuk 4 beschrijft een synthese van de resultaten en beantwoordt de onderzoeksvragen.

2. Theoretisch kader

2.1 Aanpak

Het doel van dit projectonderdeel is om een actueel overzicht te krijgen van de beschikbare kennis over de hydrologie van beekdalvenen en knelpunten die spelen bij het herstel van de waterhuishouding van gedegradeerde beekdalvenen. Ten einde inzicht te krijgen in zulke knelpunten wordt eerst op basis van wat bekend is over de processen en eigenschappen die bepalend zijn voor het grondwaterregime in ongestoorde, verstoorde en vernatte beekdalvenen een theoretisch denkkader uitgewerkt. Dit denkkader wordt zo ver mogelijk kwalitatief en kwantitatief in gevuld. Deze aanpak waarborgt dat de casestudie optimaal aansluiten bij bestaande kennis en wordt voorkomen dat de conclusies die hieruit worden getrokken algemeen toepasbaar zijn en niet het resultaat zijn van toevallige eigenschappen van de studiegebieden.

Als literatuurbronnen zijn peer reviewed literatuur, internationale handboeken en sleutelpublicaties in de grijze literatuur gebruikt. Deze zijn opgespoord in literatuurdatabases en door het bevragen van peers in ons werkveld. Literatuur is opgespoord in de volgende domeinen:

- Literatuur specifiek gericht op grondwatergevoede venen in de gematigde en continentale klimaatzone van het noordelijk halfrond. Aanvullend op inzichten uit deze klimaatzones zijn publicaties uit de boreale zone geraadpleegd.
- Algemene literatuur over het hydrologisch functioneren van veensystemen.
- Literatuur over hoogvenen. Reden om in dit domein te zoeken is dat aan hoogvenen zeer veel hydrologisch onderzoek is verricht en ook voor een belangrijk deel vanuit herstellvraagstukken. Kennis over de hoogveen hydrologie kan bruikbaar zijn voor grondwatergevoede venen. Daarbij richten we ons vooral op concepten die relevant kunnen zijn voor beekdalvenen.

2.2 Hydro-ecologische veensysteemttypen en invloed van de mens

2.2.1 Overzicht

Succow en Joosten (2001) onderscheiden 8 hydro-ecologische veensysteemttypen, waarvan 6 typen onderdeel kunnen zijn van een beekdalveen (Aggenbach et al., 2013), namelijk

1. Vermorsingsvenen
2. Hellingvenen
3. Kwelvenen
4. Overstromingsvenen
5. Doorstroomvenen
6. Hoogvenen

We zullen nader ingaan op de eerste vijf systeemttypen omdat die een link hebben met grondwatervoeding en deze studie gericht is op grondwatergevoede venen. Hoogvenen kunnen voorkomen in grotere beekdalen of dalvlakte in zones met (geringe) wegzijging tussen zones met doorstroomveen en overstromingsveen of in groot doorstroomveen.

Vermorsingsvenen ontstaan in depressies op een minerale ondergrond. Ze worden sterk door grondwater beïnvloed en gekenmerkt door een slechte afwatering. Er stagneert ook regenwater en vanuit andere delen van het landschap kan ook oppervlaktewater instromen. De waterstanden fluctueren relatief veel waardoor doorgaans sterker veraard veen ontstaat. Typische vegetatie zijn rietvegetatie, grote zeggen vegetatie en elzenbroeken en de

omstandigheden zijn voedselrijk. In het Nederlandse Pleistocene landschap waren vermorsingsvenen wijdverspreid.

Hellingvenen liggen in hellend terrein en hun positie is veelal gebonden aan het uittreden van grondwater via een watervoerende laag boven een slecht doorlatende laag. In Nederland kwamen en komen ze voor op stuwwallen, de voet van terrassen en in het heuvelland en vermoedelijk ook in Noord-Brabant. Typisch voor hellingvenen is dat het uittredende grondwater over maaiveld omlaag stroomt. De waterstand fluctueert weinig tot matig. Wat betreft chemie en vegetatie is de variatie afhankelijk van de basenrijkdom van het toestromende grondwater (variërend van matig zuur tot basisch). De vegetatie varieert van veenmosvegetatie tot basenrijke slaapmos-kleine zeggen vegetatie. Hellingvenen hebben meestal een dunne veenlaag.

Kwelvenen liggen in geohydrologische situaties waar zeer sterke kwel van grondwater optreedt. Onder de zeer natte omstandigheden wordt sterk veraard veen geaccumuleerd. Door preferente stroombanen van grondwater (tunnels die uitmonden in wellen) wordt ook veel mineraal sediment naar de oppervlakte getransporteerd. Het kwelwater stroomt over maaiveld af, veelal via waterloopjes. Kwelvenen vormen vaak koepels met een sterk hellend maaiveld en met een aanzienlijke fijschalige heterogeniteit. Door verleggingen van grondwaterstroombanen en waterlopen aan de oppervlakte worden afwisselend venige en minerale lagen afgezet. Daarmee kunnen kwelvenen ook als sterk dynamisch worden beschouwd. Er kan ook afhankelijk van de hydrochemie van het toestromende grondwater kalk en ijzer worden afgezet. De vegetatie is vaak eutroof en bestaat vaak uit elzenbroek of grote zeggen vegetatie. Vaak bevatten de bronmilieus en waterlopen ook de typische bronsoorten. Over het vroegere voorkomen van kwelvenen in Nederland is weinig bekend. Niet uitgesloten is dat deze geassocieerd met doorstroomvenen aanwezig zijn geweest in de erosiedalen. Grote kwelvenen komen momenteel niet voor in Nederland. Op kleinere schaal komen ze voor als bronbossen in Zuid-Limburg en stuwwallen. Een typische landschappelijke positie van kwelvenen is ook aan de bovenrand van doorstroomvenen waar grondwater geconcentreerd uittreedt.

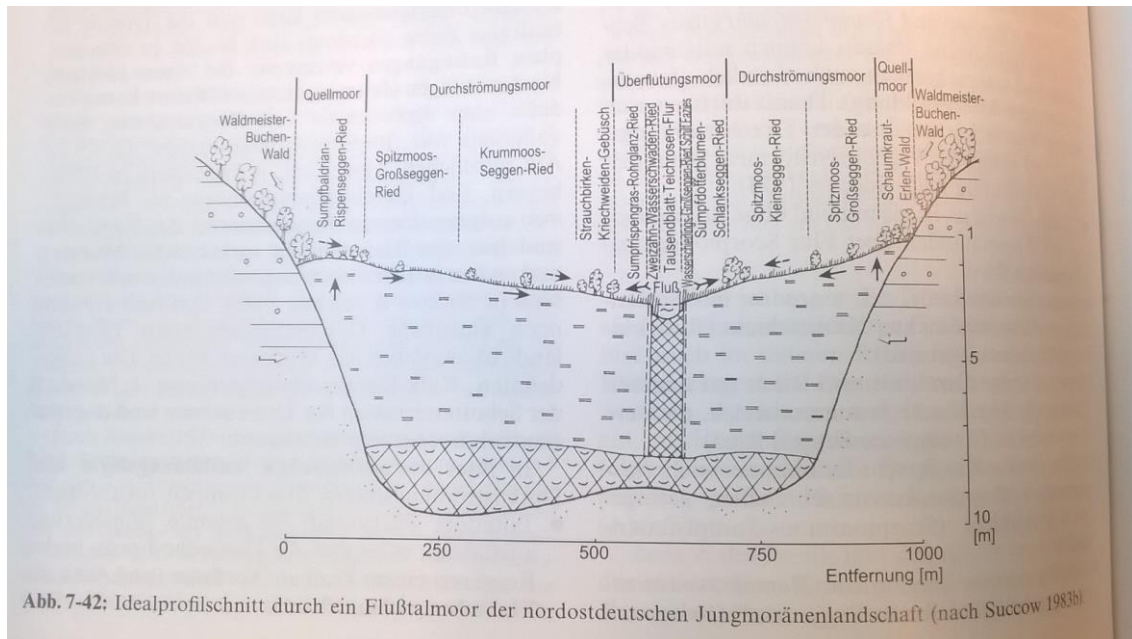
Overstromingsvenen liggen in laagten die vanuit een stroomgebied afvoerpieken van oppervlaktewater ontvangen. De seizoensdynamiek van de waterstand is hierdoor sterk, waardoor het veen een hoge humificatiegraad heeft. Een geringe toevoer van grondwater in de zomer kan ook bijdragen tot het vrij diep uitzakken van de grondwaterstand (hoge verdamping van de moerasvegetatie). Er kan ook grondwatertoevoer plaatsvinden. Door aanvoer van sediment en de fluctuerende waterstand zijn de condities voedselrijk en bestaat de vegetatie uit grote zeggen, rietlanden en elzenbroeken. Overstromingsvenen kwamen wijdverbreid voor, maar komen actueel nog maar weinig voor door regulatie van het oppervlaktewater (diepe 'beken'; omleidingskanalen) en bekading. Daar waar ze in Nederland resteren, is de overstromingsdynamiek sterk veranderd.

Doorstroomvenen komen voor aan de voet van plateauranden en in valleien met constante toevoer van grondwater vanuit een relatief dik watervoerend pakket. De afvoer van grond- en neerslagwater vindt plaats over maaiveld en deels door de toplaag van het veen. Waterstanden zijn zeer stabiel waardoor sterke veenvorming kan optreden. De vegetatie bestaat vaak uit voedselarme kleine zeggen en slaapmossen. Ook kan een meer eutrofe grote zeggenvegetatie voorkomen. De veendikte van doorstroomvenen varieert van enkele meters tot ca. 10 m. Dit hangt samen met een langdurige (millennia) ontwikkeling van doorstroomvenen gedurende het Holoceen. Doorstroomvenen kwamen veel voor in de Pleistocene delen en op de overgangen van Pleistoceen naar Holoceen, maar zijn door vervening en ontginning als functionerende systemen uit Nederland verdwenen. Een landschappelijke setting waarin doorstroomvenen ook gezocht kunnen worden zijn de laggzones van hoogvenen. In laggzones stroomt naast basenarm water uit het hoogveen ook grondwater toe. Over zulke situaties is echter weinig bekend in Nederland, omdat laggzones al lang geleden zijn verdwenen met het afgraven en ontginnen van hoogvenen.

Doorstroomvenen kunnen dikke pakketten van zowel weinig gehumificeerd veen als matig gehumificeerd veen vormen. Doorstroomvenen die in de literatuur besproken worden hebben veelal een groot en droog infiltratiegebied in een laagland of heuvellandschap met relatief grote hoogteverschillen. Deze landschappelijk setting kan ertoe bijdragen dat deze doorstroomvenen (vrijwel) altijd toestroming hebben van grondwater.

Meerdere hydro-ecologische veensysteemttypen kunnen in een landschap nabij elkaar voorkomen. In Figuur 2.1 wordt een voorbeeld gegeven van een zonatie die voorheen voorkwam in preglaciale erosiedalen in Oost-Duitsland.

Hydro-ecologische systeemttypen zijn wat waterhuishouding en plantengemeenschappen betreft onderling verschillend. Deze factoren zijn tevens bepalend voor de afzetting en fysische kenmerken van het geproduceerde plantenmateriaal, en daarmee met de geohydrologische kenmerken van beekdalvenen, zoals de morfologie en de doorlatendheid van het veen. Hierdoor kan de waterhuishouding van beekdalvenen in de loop der tijd veranderen, en maken de verschillende hydro-ecologische systeemttypen een wezenlijk andere ontwikkeling door. Veenprofielen, die als archief voor de ontwikkeling van venen zijn gebruikt, geven aan dat door de co-evolutie van waterhuishouding en geohydrologische kenmerken verschillende hydro-ecologische systeemttypen elkaar in de tijd opvolgen en dat ze ruimtelijk gezien naast elkaar voor kunnen komen. Zo zijn vermorsingsvenen kenmerkend voor de eerste fase in de ontwikkeling van beekdalvenen. Uit deze vermorsingvenen ontwikkelen complexen van kwelvenen, doorstromingsvenen en overstromingsvenen, die eeuwen- tot millennia lang naast elkaar voor kunnen komen. Kwelvenen kunnen zich ook ontwikkelen vanuit doorstroomvenen (Succow en Joosten, 2001). Een kwelveen kan ook ontstaan uit een doorstroomveen als de doorlatendheid hiervan afneemt door verlaging van de drainagebasis (Wolejko et al, 1994). Door de afgenomen doorlatendheid van het veen treedt het grondwater geconcentreerd aan de randen van het veenlichaam uit. In ijzerrijke beekdalvenen kan de vorming van een slecht doorlatende ijzerlaag in de toplaag van het veen (Burny, 1999) mede onder invloed van lichte ontwatering ook geleid hebben tot de vorming van kwelveenachtige situaties op de dalfanken. Door de slechte doorlatendheid van de veentoplaag in het dal is het mogelijk dat het grondwater geconcentreerd op de dalflanken ging uittreden. Oude beschrijvingen van decimeters hoge structuren van ijzerafzettingen op de dalflanken van beekdalen in Drenthe duiden hierop. Door ijzerwinning in de 19e en 20e eeuw zijn zulke fenomenen verdwenen.



Figuur 2.1. Geïdealiseerde doorsnede van een beekdalveen met daarin aangeven de opeenvolging van veensysteemttypen in relatie tot de waterhuishouding (uit Succow & Joosten, 2001).

Figure 2.1. A conceptual cross section of a peatland in a brook valley with indication of the peatland system types in relation to the hydrological processes (from Succow & Joosten, 2001).

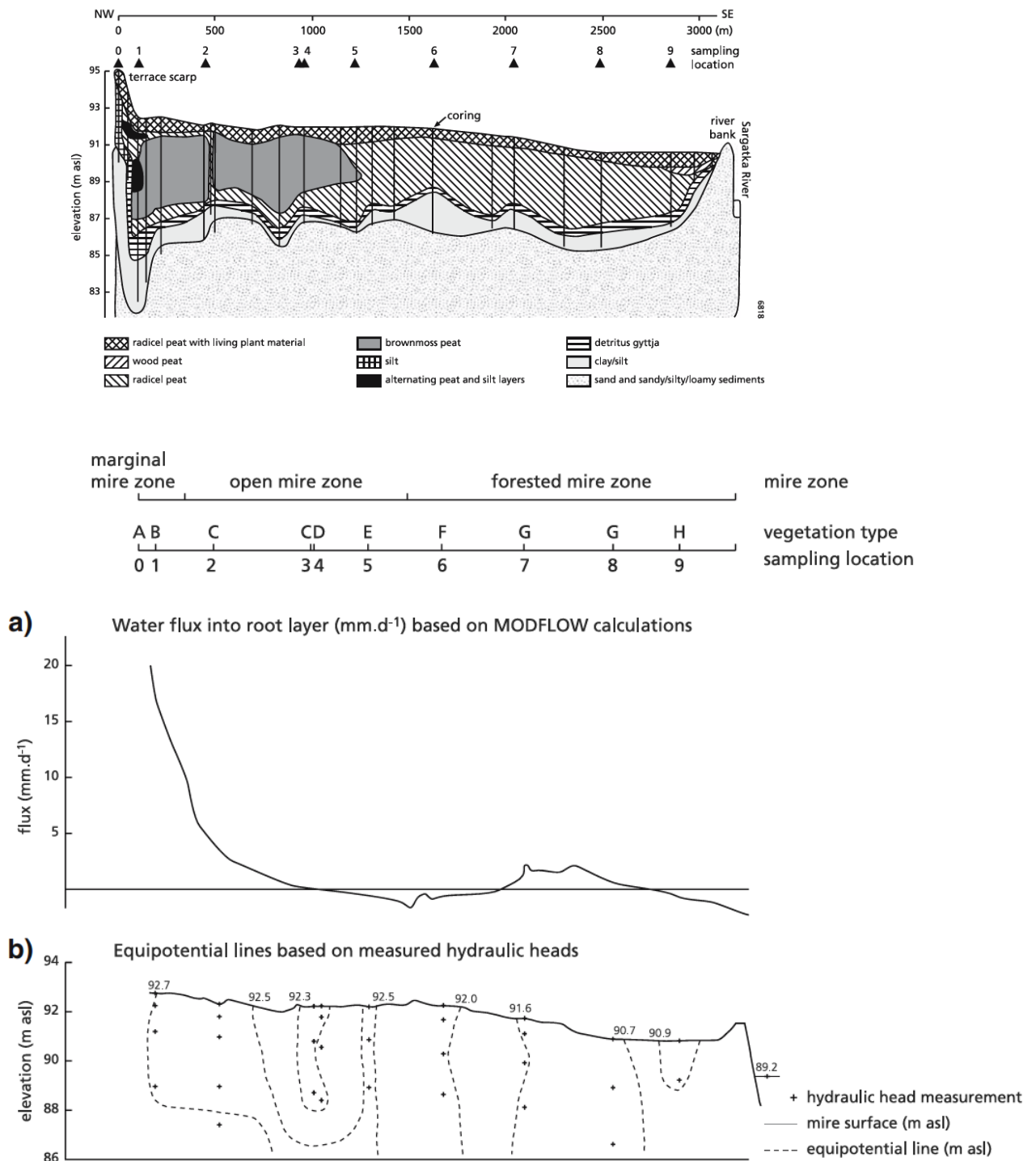
2.2.2 Waterhuishouding van ongestoorde beekdalvenen

De relatie tussen waterhuishouding, de ruimtelijke schakering aan plantengemeenschappen en de opeenvolging van hydro-ecologische systeemttypen in ongestoorde beekdalvenen is o.a. beschreven voor de Biebrza (Polen, Figuur 2.3) door Wassen en Joosten (1996) en voor de Ob (Siberië, Figuur 2.2) door Schipper et al. (2007). Deze studies bevestigen de waarneming van Succow en Joosten (2001) dat kwelvenen, doorstromingsvenen en overstromingsvenen naast elkaar voorkomen, en dat ze dat al gedurende vrijwel de gehele ontwikkeling van het veen doen. De ruimtelijke schakering van de hydro-ecologische systeemttypen in relatie tot de waterhuishouding is als volgt:

- (1) Kwelvenen komen vaak voor in een smalle reep langs de voet van de valleiflank. Ze hebben zich daar ontwikkeld door de permanente aanvoer van grondwater. Uit verticale stijghoogteverschillen in het veen blijkt dat de kwelzones tijdens het groeiseizoen enkele tientallen tot honderden meters breed zijn. Stijghoogte waarnemingen van Wassen en Joosten (1996) geven aan dat kwelfluxen in de loop van het groeiseizoen groter worden, en dat de kwelzone zich naderhand uitbreidt. Volgens Schipper et al. (2007) neemt de kwelflux naar de wortelzone sterk in benedenstroomse richting af, van zo'n 20 mm/d op de overgang van het beekdalveen en het intrekgebied naar vrijwel geen kwel nabij de overgang naar het doorstromingsveen. Deze patronen treden op gebieden met een relatief geringe weerstand tussen freatische en diepe systeem in het hele beekdal (Schipper et al. (2007). Ook kunnen ze optreden in systemen met een geringe weerstand tussen freatische en diepe systeem aan de rand van het dal en een hoge in de rest van het dal (Wolejko et al. 1994). In deze situaties neemt de kwel snel richting het dal centrum snel af. In beekdalen met overwegend hoge weerstand tussen het freatische en diepe systeem, kunnen kwelvenen ook elders in het dal voorkomen afhankelijk van de positie van locaties met een geringe weerstand tussen het freatische en diepe systeem. Zo kunnen erosiegeulen gezorgd hebben voor een lagere weerstand door erosie van de slecht-doorlatende lagen. Zulke systemen zijn in West-Brabant en Centrale Slenk te vinden (mondelinge mededeling P. de Louw).

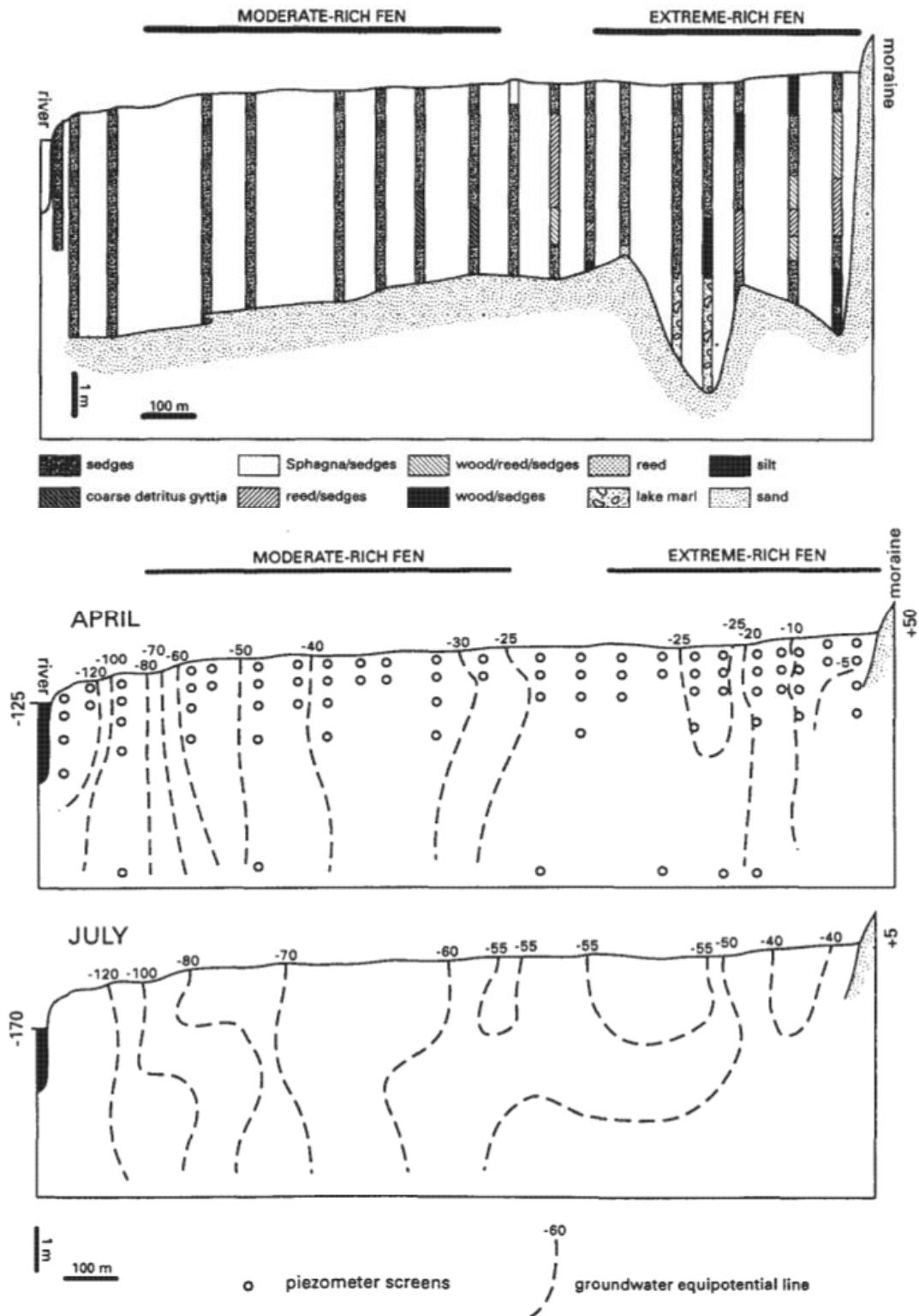
- (2) Doorstroomvenen liggen benedenstrooms van de kwelvenen. Ze zijn daar ontwikkeld onder invloed van vooral lateraal, door het veen, toestromend grondwater dat in de kwelvenen is opgeweld uit de onderliggende aquifer. Uit de beschreven waarnemingen van Wassen en Joosten (1996) blijkt dat de laterale stijghoogteverschillen in het veen gedurende het groeiseizoen nagenoeg constant blijven. De grondwaterstand zakt over het kwelveen en het doorstroomveen gelijkmatig uit. Doordat de doorlatendheid van de bovenlaag van intacte venen neigt af te nemen met de diepte (Morris et al., 2015, Succow en Joosten, 2001), betekent dit wel dat de laterale fluxen gedurende het groeiseizoen afnemen. In perioden met een groot neerslagoverschot reiken waterstanden tot in het maaiveld en zijn de slenken in de microtopografie geïnundeerd met een dunne laag water. Zulke inundatie kan ook optreden in doorstroomvenen met een grote laterale aanvoer van grond- en regenwater. Op zulke momenten treedt hier oppervlaktewaterstroming op (visuele waarnemingen C. Aggenbach in Polen en Wit-Rusland). Dit geeft aan dat naast lateraal transport in de veentoplaag ook grote laterale fluxen door stroming van oppervlaktewater optreden.
In de zone met het doorstroomveen is de stijghoogte in de aquifer onder het veen kwelvenen is evenwicht met de grondwaterstand in het veen. Bij gebrek aan informatie over de verticale doorlatendheid is onduidelijk wat dit betekent voor de verticale flux. Waarnemingen van Wassen en Joosten (1996) geven wel aan dat tijdens het groeiseizoen sprake is van een opwaartse grondwaterstroming onder het doorstroomveen. Desondanks neemt de invloed van lokaal infiltrerend regenwater in benedenstroomse richting toe. Dit proces wordt mogelijk versterkt door de ontwikkeling van berkenbos, dat meer water verdampt dan de lage vegetaties die kenmerkend zijn voor doorstromingsvenen.
- (3) Overstromingsvenen liggen weer benedenstrooms van de doorstroomvenen, en binnen het bereik van de beken en meren. Ze worden zowel gevoed door grondwater dat uit het doorstroomveen stroomt, door regenwater en periodiek met oppervlaktewater als gevolg van overstromingen. Als gevolg van drainage door de beek of rivier krijgt infiltratie hier de overhand.

Een historische reconstructie van de waterhuishouding van het veengebied in de Vechtstreek (Provincie Utrecht) bevestigt dat de waterhuishoudkundige patronen die zijn waargenomen in ongestoorde beekdalvenen, ook in Nederland voorkwamen (Van Loon et al., 2009a). De omvang van de kwelzone was wel veel smaller dan in Biebrza en Ob werd waargenomen. Ook bevestigt de reconstructie van Loon et al (2009a) dat het regionale stromingspatroon van het grondwater gedurende de laatste 1000 jaar van de natuurlijke ontwikkeling van het veen nauwelijks is gewijzigd, ondanks dat het veenpakket, en daarmee de weerstand van het veen, in omvang is toegenomen. Deze en andere documentatie van doorstroomvenen betreft situaties waarin de grondwatervoeding van het veensysteem is gelinkt aan grote, hoog gelegen infiltratiegebieden met een dikke onverzadigde zone (stuwwallen, sandr's, gestuwde ruggen, plateau's met diep ingesneden geulen, diepe dalen in heuvellandschap). In Nederland is het vroegere voorkomen van doorstroomvenen in zulke situaties gereconstrueerd aan de voet van stuwwallen en het Hunzedal aan de voet van de Hondsrug. In veel Nederlandse beekdalen liggen in zandlandschappen met geringe hoogteverschillen. De infiltratiegebieden waren hier vaak (zeer) nat voor aanleg van grootschalige ont- en afwatering. De veenvorming in zulke beekdalen vond plaats onder invloed van toestroming van grondwater, maar de vraag is dan of zulke systemen een continue hoge grondwatertoevoer hadden. Ook kunnen zulke systemen meer invloed hebben gehad van overstroming door oppervlakkige afstroming van water uit het intrekgebied gedurende natte perioden. In combinatie met de geringe hoogteverschillen in longitudinale richting van het beekdal kon er dal veel overstroming optreden. Op dit moment zijn er in zulke beekdalen nauwelijks paleo-reconstructies uitgevoerd op basis van paleontologisch onderzoek aan veenprofielen en hydrologische modellering van de vroegere situaties. In veel gevallen bemoeilijkt het verdwijnen van veen en sterke veraarding van het resterende veen ook zulke reconstructies.



Figuur 2.2. Geohydrologische doorsnede van het beekdalveen van de Ob (Siberië, Rusland), met daarin aangeven de veentypen als indicator voor de opeenvolging van verschillende hydro-ecologische systeemtypen (boven), het verloop van de kwelflux langs de doorsnede (midden), en waargenomen stijghoogtepatronen (onder) (uit Schipper et al. 2007).

Figure 2.2. Geohydrological cross section in a brook valley peatland of the Ob (Siberia, Russia) with indication of peat type as indicator for the sequence of hydro-ecological system types (top), the spatial pattern of seepage flux (mid), and the pattern of hydraulic heads (below) (from Schipper et al. 2007).

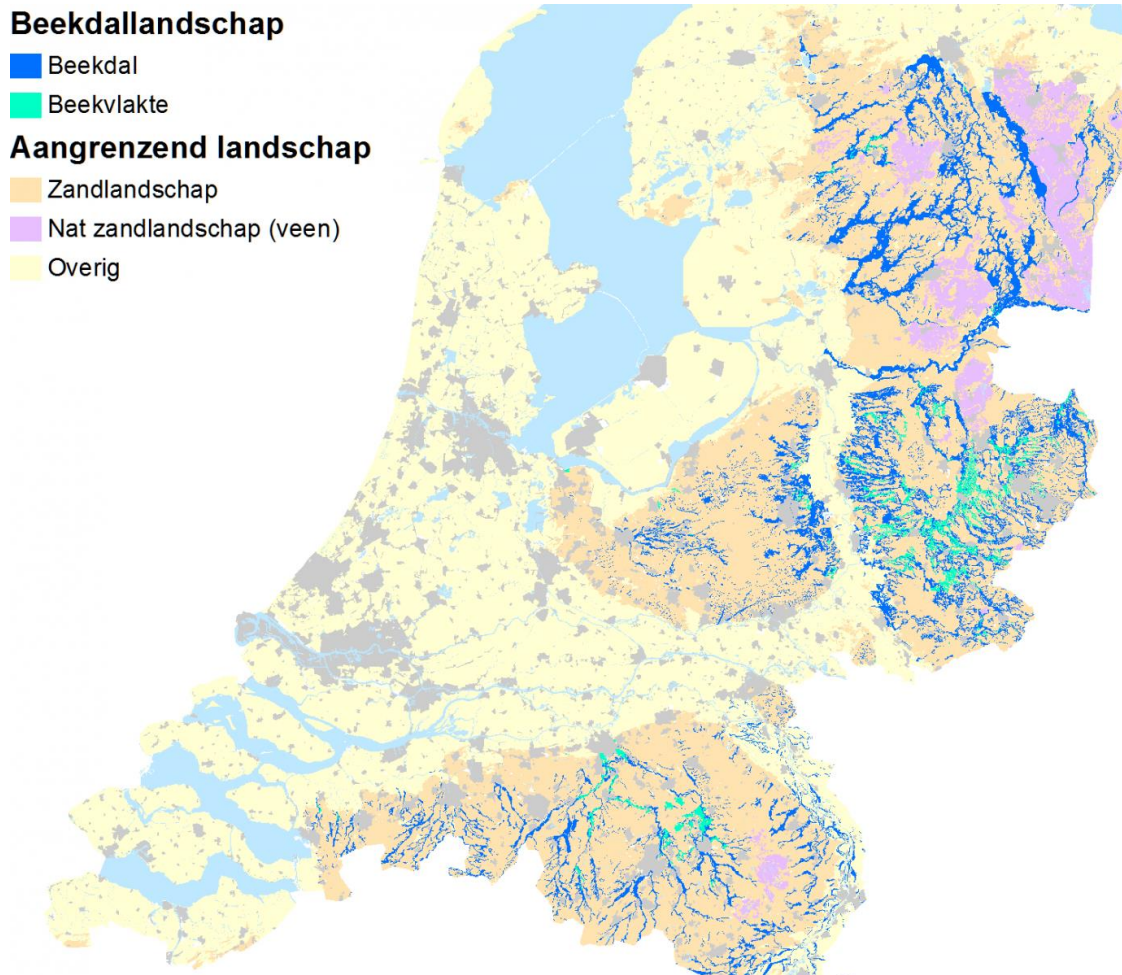


Figuur 2.3. Geohydrologische doorsnede van het beekdalveen van de Biebrza (Polen), met daarin aangeven (boven) de veentypen als indicator voor de opeenvolging van verschillende hydro-ecologische systeemtypen, en waargenomen stijghoogtepatronen in het vroege voorjaar (midden) en zomer (onder) (uit Wassen & Joosten, 1996).

Figure 2.3. Geohydrological cross section in a brook valley peatland of the Biebrza (Poland) with indication of peat types as indicator for the sequence of hydro-ecological system types (top), the spatial pattern of seepage flux (middle), and the pattern of pressure heads in early spring (below) (from Wassen & Joosten, 1996).

2.2.3 Veranderingen in de waterhuishouding van beekdalvenen als gevolg van externe factoren

In veel van de Nederlandse beekdalen (Figuur 2.4) is weinig meer van de natuurlijke schakering van hydro-ecologische veentypen over. Dit komt enerzijds door de ontginning en in gebruik name van venen. Voor Pleistoceen Nederland wordt verondersteld dat het gebruik van beekdalen in de zandland regio's vooral begon in de late Middeleeuwen. Over hoe dat proces in de Middeleeuwen verliep is weinig bekend (Spek, 2004). Op de overgangen van het Pleistoceen en Holoceen heeft ook veenafraving geleid tot het verdwijnen van doorstroomvenen.



Figuur 2.4. Actueel voorkomen van beekdalen in de zandregio's van Nederland. Het voorkomen is voor een belangrijk deel gebaseerd op de geomorfologische kaart en bodemkaart van Nederland (bron: © Wageningen Environmental Research – Bas van Delft).

Figure 2.4. The current distribution of brook valleys in the sandy regions of the Netherlands. The presence is mainly derived from the geomorphological and soil map of the Netherlands (source: © Wageningen Environmental Research – Bas van Delft).

Naast directe invloed van ontginning en afgraving heeft de mens ook al vroeg invloed gehad op de regionale waterhuishouding van beekdalvenen in het Pleistocene landschap. Grootschalige ontginning van bossen in de infiltratiegebieden in de Bronstijd (Spek, 2004) moet bijvoorbeeld geleid hebben tot een toename van de grondwateraanvulling en dus een grotere toestroming van grondwater naar grondwatergevoede veensystemen. In Zuid-Nederland kan een soortgelijk effect gespeeld hebben in de Romeinse tijd. In Zuid-Limburg bewerkstelligde de Romeinse ontginning ook dat veentjes werden bedolven onder colluvium (Schaminée et al. 2009). Later, in de vroege Middeleeuwen, trad ook sterke ontbossing op. Omgekeerd hebben meer recent (eind 19^e en 20^e eeuw) bebossingen van heiden,

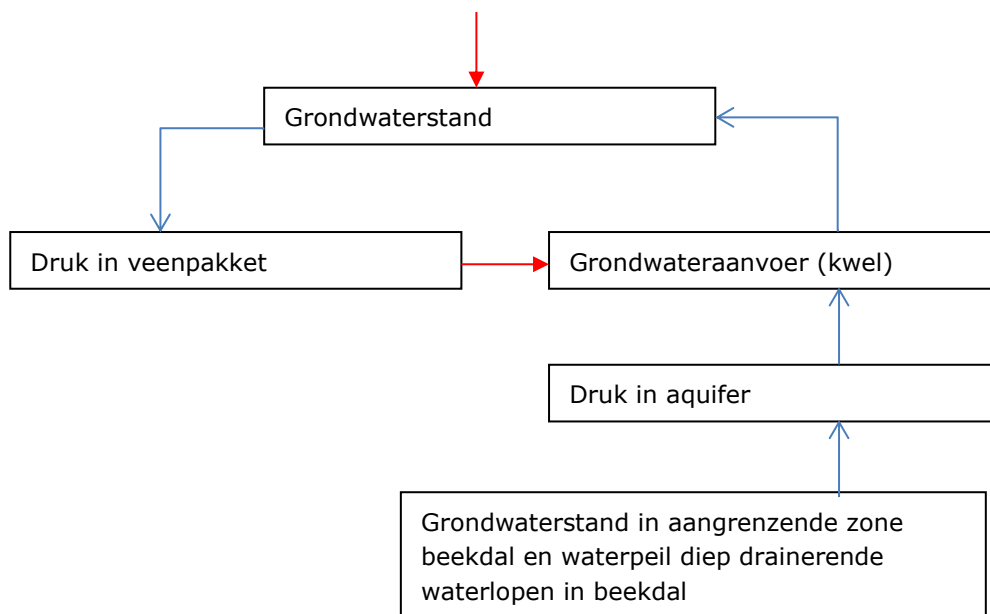
ontwatering, afwatering van gebieden die dat niet hadden en verstedelijking geleid tot een toename van de verdamping in de landbouw (Witte et al. 2015). Daarnaast heeft meer grondwateronttrekking geleid tot een afname van de grondwateraanvulling in infiltratiegebieden. Zulke grootschalige veranderingen in landgebruik en waterhuishouding hebben geleid tot een grootschalige verlaging van de grondwaterstand.

In beekdalen van Pleistoceen Nederland nam na verloop van tijd ook de drainage toe, waardoor hier de veenvormende moerasvegetatie overging in hooilanden zonder veenvorming. In de 20^e eeuw is de ontwatering sterk toegenomen door het verdiepen van de detailontwatering en door het verdiepen en normaliseren van beken. De sterkere ontwatering leidde tot versnelde afbraak van veen en inklinking van het maaiveld. In met veen opgevulde dalvlakten nam door ongelijkmatige inklinking na het reliëf op mesoschaal toe. Afbraak van veen kan zo groot zijn dat het veen grotendeels verdwenen is. Een voorbeeld van zo'n verdwenen veen is de laagte bij Nijverdal (Overtoom/ Middelveen) waar door de vervening die plaatsvond tot begin 20^e eeuw momenteel voornamelijk slechts humusarme zandbodems resteren (Aggenbach & Vink 2010).

2.3 Grondwateraanvoer uit het intrekgebied

2.3.1 Terugkoppelingen tussen aanvoerflux en grondwaterstand

Grondwaterstandfluctuaties in beekdalvenen worden gedempt door de aanvoer van grondwater uit de onderliggende aquifer (kwel). Naarmate de aanvoer groter en constanter is, kunnen waterverliezen door o.a. verdamping sterker en langer gecompenseerd worden, zodat grondwaterstanden minder snel neigen uit te zakken in het beekdal. Deze aanvoer is echter geen gegeven, maar is afhankelijk van de weerstand van het veenpakket, de druk in de onderliggende aquifer en de druk in het veenpakket. Omdat de druk in het veenpakket mede bepaald wordt door de grondwaterstand, is er sprake van een negatieve terugkoppeling tussen grondwaterstand en kwel: naarmate de grondwaterstand verder stijgt, wordt meer tegendruk voor opwaartse stroming geboden, en neemt de kwelflux af. Als de grondwaterstand daalt en de stijghoogte in het pakket onder het veen minder sterk daalt, wordt de tegendruk minder en wordt de kwelflux groter. Hierdoor worden grondwaterstandsfluctuaties als gevolg van toenemende of afnemende aanvoer vanuit de onderliggende aquifer gestabiliseerd. Deze terugkoppeling is echter sterk afhankelijk van de dynamiek van de stijghoogte in het pakket onder het veen. Deze wordt sterk bepaald door de grondwaterstand in het gebied grenzend aan het beekdal en door het waterpeil in diep drainerende waterlopen in het beekdal. Als de stijghoogte door een daling van het waterpeil in de diep drainerende waterlopen en aangrenzende gebieden sneller daalt dan die de grondwaterstand in het beekdal kan de kwelflux juist afnemen (Figuur 2.5).



Figuur 2.5. Terugkoppeling tussen grondwateraanvoer (kwel) en grondwaterstand voor een gegeven weerstand van het veenpakket. De blauwe pijl is positieve terugkoppeling en een rode pijl een negatieve terugkoppeling.

Figure 2.5. Feedbacks between groundwater inflow (seepage) and water level for a given hydraulic resistance in the peat body. The blue arrow indicate a positive feedback and the red arrow a negative feedback.

2.3.2 Grondwateraanvulling van semi-freatische aquifers

De aanvoer van grondwater naar beekdalvenen wordt sterk bepaald door de grondwateraanvulling van de semi-freatische aquifers die onder het veenpakket liggen. De afgelopen eeuwen is de grondwateraanvulling onder invloed van ont- en afwatering, veranderingen in de bodembedekking en grondwateronttrekking sterk aan veranderingen onderhevig geweest. De natuurlijke bodembedekking bestond uit bossen afgewisseld met hoogvenen. Door ontginning, overbegrazing, plaggen veranderden deze natuurlijke vegetaties in droge tot natte heidevelden en stuifzanden met een relatief hoge grondwateraanvulling. Later werden deze gronden in cultuur gebracht en als landbouwgrond of stedelijk gebied in gebruik genomen. Hierdoor is de grondwateraanvulling op de hoge zandgronden weer afgenomen. Een belangrijke bijdrage aan verminderde grondwateraanvulling van semi-freatische aquifers is veroorzaakt door ontwatering (sloten, grootschalige buisdrainage) in intrekgebieden en grondwateronttrekkingen. Ontwatering van het landelijke gebied levert de sterkste bijdrage. In veel intrekgebieden werd ook afwatering gerealiseerd waar dat voorheen niet het geval was. Oppervlaktewater dat sindsdien wordt afgevoerd draagt dan niet meer bij aan aanvulling van het watervoerende pakket.

De trendmatige daling van de grondwateraanvulling heeft zich ook gedurende de tweede helft van de 20^e eeuw, na de grootschalige ontginningen en ruilverkavelingen voortgezet. In een studie in Noord-Brabant laten Witte et al. (2015) zien dat de toegenomen agrarische opbrengst, het dichtgroeien van natuurgebieden en de verdere verstedelijking heeft geleid tot een gemiddelde afname van de grondwateraanvulling met 20 tot 30%. Hierdoor is de grondwaterstand in het Brabantse zandlandschap over de periode 1950-2010 met 23-33 cm gedaald. Dit verlagingseffect manifesteerde zich sterker tijdens het groeiseizoen dan daarbuiten, en kan daarmee een rol spelen in het diep wegzakken van grondwaterstanden in beekdalen gedurende de zomer.

2.3.3 Aanvoerfluxen grondwater

Kwel in beekdalvlakten is het de resultante van de waterbalans: grondwateraanvulling in het intrekgebied, minus het verlies door ontwatering en grondwateronttrekkingen. Daarnaast kan een stroomgebied nog grondwater ontvangen uit een hoger gelegen stroomgebied en of juist verliezen naar een benedenstrooms gelegen stroomgebied. Kwelfluxen in terrestrische systemen zijn lastig direct te meten en worden daarom indirect berekend uit lokale metingen of numerieke modellering met een grondwatermodel. Er bestaan uiteenlopende methoden om kwelfluxen af te leiden uit lokale metingen (zoals temperatuurprofielen, grondwaterstanden, afvoermetingen van oppervlaktewater). In deze paragraaf worden zulke metingen en grondwatermodellering die verricht in beekdalen en grondwatergevoede venen op een rij gezet.

In Tabel 2.1 wordt een overzicht gegeven van kwelfluxen die met uiteenlopende methoden zijn bepaald. De kwelfluxen worden uitgedrukt in dagwaarden (mm/d) en betreffen doorgaans jaargemiddelde van de netto flux. In de netto flux zijn infiltratie en kwel met elkaar verrekend. Het overzicht bevat beekdalen met zowel ongestoorde veensystemen als systemen die door ontginning en ontwatering zijn beïnvloed. In de Nederlandse situatie hebben we altijd te maken met systemen waarin de ingrepen van de mens de waterhuishouding sterk hebben veranderd. De ongestoorde doorveensystemen zijn toegevoegd om een idee te hebben hoe groot kwelfluxen kunnen zijn in situaties met een ongestoorde waterhuishouding. Hellingvenen ontbreken in dit overzicht.

De referenties zijn gerangschikt naar de hoofdtypen van de hydro-ecologische systeemtypen. Dit betreft afvoerloze laagten, weinig hellende beekdalen en sterk hellende beekdalen. Daarnaast zijn nog een aantal referenties opgenomen over kwelfluxen in beken en rivieren die min of meer een bovengrens voor kwelfluxen vertegenwoordigen.

Van geïsoleerde laagten is een referentie van Punthuizen. Hier treedt aan de rand van de laagte een vrij hoge kwelflux (4-6 mm/d) op en dan periodiek in natte perioden als de laagte inundeert. In het centrum van de laagte is de kwelflux gering (0.9 mm/d). Dit geeft aan dat in zulke systemen, die een hoge regionale positie in het landschap hebben, lokaal een hoge kwelflux kunnen hebben, ondanks dat deze periodiek optreedt.

Van zwak hellende beekdalen zijn de meeste referenties beschikbaar. Natuurlijke systemen met veenvorming onder invloed van grondwater hebben een grote range van kwelfluxen (-2 tot 20 mm/d). Het betreft kwelvenen aan de rand van doorstromingsvenen. Grote kwelfluxen treden op in een zone dicht bij de dalrand. Een groot deel van de hoge kwelflux stroomt af over maaiveld. Verder verwijderd van de dalrand zijn de kwelfluxen lager (tot 2 mm/d), en kan ook infiltratie optreden (tot -2 mm/d). Deze zone wordt gekenmerkt door een afwisseling van geringe infiltratie en kwel. Er zijn twee referenties van een gedraineerd veen dat weer vernat is. In een vernat beekdal met een voormalig doorstroom en overstromingsveen in Drentse Aa (casestudy Gasterensche Diep) bedraagt de kwelfluxen 0.2 tot 9.6 mm/d en is vergelijkbaar met die van de kwelzones van ongestoorde doorstroomvenen. Ook hier treden de hoogste kwelfluxen op in een zone dicht bij de dalflank waar de beek afwezig is. Dichter bij de beek, die hier nog diep draineert, zijn de kwelfluxen laag. In Zwarte beek (België; gedegradeerd doorstroomveen) is de range van kwelfluxen groter (0-35, regelmatig tot 25 mm/d). De hoogste kwelfluxen treden op in de meest natte delen waar drainage door de belangrijkste sloot en detailontwatering gering is. Deels betreft dit ook het daltraject dat vernat is. De zones van sterke kwelzones in vernatte veensystemen in beekdalen van de Benelux hebben daarmee vergelijkbare kwelfluxen als in de kwelzones van ongestoorde doorstroomvenen. Dit betreft kwelzones waar het hele jaar of een groot deel van het jaar grondwater aan maaiveld uitreedt en daardoor een waterstand hebben die constant of een groot deel van het jaar dicht het maaiveld zit. Een studie in de Drentse Aa toen deze nog grotendeels zwaar was ontwaterd geeft geringere kwelfluxen op (0.8-3.5 mm/d). De kwelfluxen in sterke kwelzones kunnen hier echter onderschat in het gebuikte numerieke

grondwatermodel door de grootte van modelcellen waar de kwelflux in kleine oppervlakten wordt gemiddeld in grotere model cellen.

In zwak hellende beekdalen met drainage worden doorgaans relatief lage kwelfluxen opgegeven. Een deel van de gebieden heeft een kwelflux van < 1 mm kan zelfs ook netto infiltrerend zijn. Deels kunnen deze systemen hogere kwelfluxen (tot 5-10 mm/d) hebben zoals o.a. blijkt uit metingen op basis van puntlocaties in de Rheezermaten (modellering uit temperatuurprofielen). Het betreft delen die een gering effect hebben van ontwatering en op locaties waar grondwaterstroombanen zich concentreren (bv onderaan dalflanken, rand van het dal, oude rivierlopen). Wanneer de gemiddelde kwelflux wordt gemeten in een kwelzone (afvoermeting Rheezermaten) kan deze relatief laag zijn (0.11 mm/d). Daaruit blijkt dat zones met hoge kwelfluxen maar in een klein deel van de beekdalvlakte optreden. In systemen met een zwakke kwelflux treedt veelal een afwisseling op van perioden met kwel en infiltratie. Een voorbeeld is Stroothuizen waar de kwel een aanvoer van grondwater naar de toplaag van de bodem kortstondig optreedt in het vroege voorjaar vlak nadat de grondwaterstanden gaan zakken (Aggenbach & Cirkel 2017). In zulke situaties kan de grondwaterflux berekend over meerdere jaren netto infiltrerend zijn. Door perioden met kwel kan er dan toch periodiek aanvoer van stoffen op treden naar de toplaag van de bodem, zoals blijkt uit een gemeten toename van de basenvoorraad in de toplaag van de bodem (Aggenbach & Cirkel 2017). Van sterk hellende beekdalen is één referentie opgenomen. Dit betreft kleine kwelgebieden in het beekdal van de Stiemer (Genk, België) met hoge kwelfluxen (26-31 mm/d). Aannemelijk is dat in sterk hellende beekdalen afhankelijk van de geohydrologische situatie ook nog hogere kwelfluxen kunnen optreden.

Er zijn ook een aantal studies beschikbaar waarbij kwelfluxen in beekbeddingen zijn bepaald. De kwelfluxen zijn hoog en kunnen 30-130 mm/d bedragen. Dat heeft uiteraard te maken met sterke drainage van deze beken die deels verdiept zijn.

Geconcludeerd kan worden dat voor uiteenlopende veensystemen in het laagland een grote range voor de jaargemiddelde kwelflux optreedt (-2 tot 35 mm/d). Ongestoorde kwelvenen en de zone van doorstroomvenen aan dalranden hebben hoge kwelfluxen (10-20 mm/d). In zones van doorstroomvenen die verder van de dalrand liggen, is de kwelflux gering (< 2 mm) en lokaal kan ook infiltratie optreden. In vernalle doorstroomvenen varieert de kwelflux van 0 tot 35 mm/d. De hoogste kwelfluxen treden vaak op aan randen van laagten en de randen van beekdalflanken. Grote fluxen kunnen zowel optreden in grote regionale grondwatersystemen in zandlandschappen als in kleine lokale systemen. In geval van grote grondwatersystemen kunnen de kwelzones ook groot (bv honderden meters breed) zijn en in geval van kleine lokale systemen betreft het zeer kleine zones (bv < 10 m breed). Beekdalzones met periodieke kwel kunnen op jaarbasis een lage tot vrij hoge kwelflux hebben. Bij beekdalzones met sterke kwel (> 5 mm/d) treedt eerder permanente kwel op, of in elk geval voor een groot deel van het jaar.

Tabel 2.1. Overzicht van kwelfluxen in ongestoorde en gedraineerde beekdalvenen opgesteld op basis van literatuuronderzoek.

Table 2.1. Overview of seepage fluxes in pristine and drained brook valley peatlands based on literature.

Type systeem	Locatie in systeem	Locatie	Status	Gemiddelde Opwaartse flux (mm/d; positieve waarde is kwel)	Methode	Opmerkingen/bijzonderheden	Referentie
Afvoerloze laagte							
Laagte in heidelandschap zonder afvoer	Rand van laagte	Twenthe: Punthuisen	omgeving gedraineerd	0. 5 mm/d	balans basenvoorraad toplaag bodem	netto flux, afwisslend kwel en infiltratie	Aggenbach & Cirkel 2017
				4-6 mm/d	inverse modellering op basis		
	Centrum laagte			0.6 mm/d	van freatische stand en		
Weinig hellende beekdalen met kwel							
Kwelveen/doorstromingsveen	Kwelzone	Vechtstreek, Nederland	Natuurlijk	> 10 mm/d	Paleo-reconsturctie op basis van grondwatermodel	Kwel in nauwe zone op de overgang van zand naar veen	Van Loon et al., 2009a
Kwelveen/doorstromingsveen	Kwelzone	Ob, Rusland	Natuurlijk	20 mm/d	Grondwatermodel	Kwelzone is 900 m breed	Schipper et al., 2007
Doorstromingsveen	Centrum	Vechtstreek, Nederland	Natuurlijk	~ 0	Paleo-reconsturctie op basis van grondwatermodel	Meerendeel van het veengebied wordt gekenmerkt door afwisselingen van zeer kleine opwaartse en neerwaartse fluxen	Van Loon et al., 2009a
Doorstromingsveen	Centrum	Ob, Rusland	Natuurlijk	-2 tot 2 mm/d	Grondwatermodel	Meerendeel van het veengebied wordt gekenmerkt door afwisselingen van zeer kleine opwaartse en neerwaartse fluxen	Schipper et al., 2007.
beekdal, veen en fluviatiel sediment op zandsteen, steile flanken	Beekdal	USA, Wiscousin	onduidelijk, waterstand 15-30cm-mv!	2±40 mm/d 3±60 mm/d	Darcy stroming: berekend uit gemeten stijghoogteverschil en doorlatendheid	grote onzekerheid, berekening voor grotere schaal, minder nauwkeurig voor puntlocatie door variatie in doorlatendheid	Hunt et al. 1996
				1±1 mm/d 10±2 mm/d	Massa balans isotopen	kleine onzekerheid	
				7±5 mm/d 8±3 mm/d	Modellering uit temperatuurprofielen	grote onzekerheid	
				4±4 mm/d	Water Balans Model		
doorstroom/overstromin gsveen	Beekdal	Drentsche Aa	Gedraineerd	0.8-3.5 mm/d	Grondwatermodellering	Middenlopen: 0.8 tot 3,5 mm/d	Streefkerk & Schipper, 1993
doorstroom/ overstromingsveen	Beekdal	Drentsche Aa: Gasterensche diep	eerst gedraineerd en daarna vernet	sept: 2.4-9.6 mm/d feb: 1.2-8.4 mm/d	Instationaire modellering temperatuurprofielen	Gradient kwelflux van gering naar hoog van beek naar rand beekdal	Aggenbach et al. 2019/ deze studie
				zomer: 0.2-0.5 mm/d winter: 0.5-7.5 mm/d	Darcy stroming: berekend uit gemeten stijghoogteverschil en doorlatendheid	Doorlatendheid diepere deel veen en minerale ondergrond onzeker	
				0.3-7.0 mm/d	Berekend uit dagnachtritme waterstand, geeft onderschatting omdat laterale flux niet is meegeteld	Meetpunten deel verder verwijderd van diep drianerende beek. Berekening geeft onderschatting omdat laterale flux niet is meegeteld	
oude riviermeander en veen	Beekdal	Vecht (Overijssel): Rheezermaten	oude rivier meander en riviervlakte met veen	0.11 + 1.16 mm/d	Afvoermetingen	afvoermeting geeft gemiddelde flux van onderzochte deelgebiedjes, lokaal in in trilveen hogere fluxen (zie hier onder)	Kooijman & Van Dongen 2016
				0 - > 10 mm/d	Modellering uit temperatuurprofielen	Gradient kwelflux van gering naar hoog van halverwege vechtdal naar rand beekdal; dichter bij Vecht infiltratie	
Beekdal	Laagste delen van het beekdal	Grote Nete, Belgie	Gedraineerd	> 5 mm/d	Grondwatermodellering	Kwelzone is 500 m breed, waarvan 400 m met kwelflux 2-5 mm/d. Dominant bodentype is (lemig) zand	Batelaan et al., 2003
Beekdal	Laagste delen van het beekdal	Grote Nete, Belgie	Gedraineerd	2-5 mm/d	Grondwatermodellering	Kwelzone is 500 m breed, waarvan 100 m met kwelflux 2-5 mm/d. Dominant bodentype is (lemig) zand	Batelaan et al., 2003

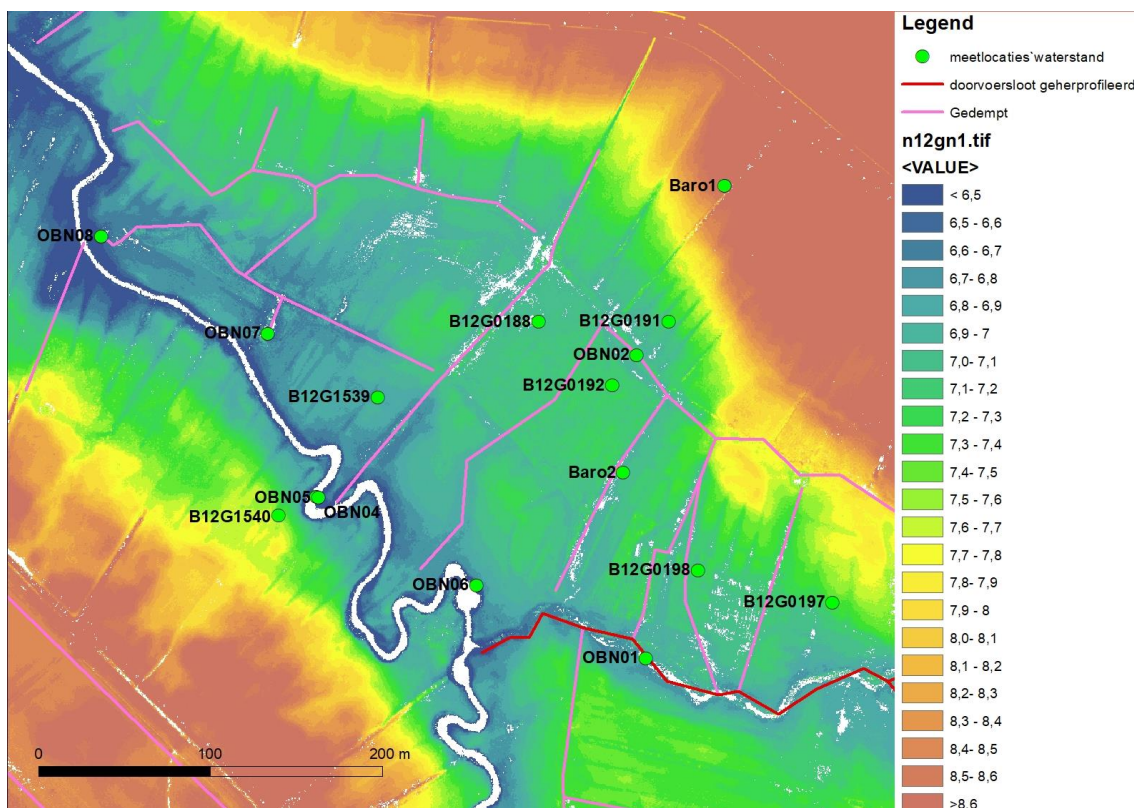
Type systeem	Locatie in systeem	Locatie	Status	Gemiddelde Opwaartse flux (mm/d; positieve waarde is kwel)	Methode	Opmerkingen/bijzonderheden	Referentie
Beekdal	Laagste delen van het beekda	Zwarte Beek, middenloop	Licht tot sterk gedraineerd	0-35 mm/d	Grondwatermodellering	In laagste delen hoogste kwelfluxen, in hogere delen van de dalMakte lage fluxen	Maes et al. 2018
Beekdal	Laagte	De Bruuk	Licht tot sterk gedraineerd	0-1 (kleindeel 1->3) mm/d	Grondwatermodellering, flux laag1->laag2		Van den Berg 2018
Beekdal	vallei	Binnenveld: Bennekomse Meent, Hel, De Hellen	Licht tot sterk gedraineerd	0.7 mm/d	Grondwatermodellering		Van der Hoek en Van der Schaaf 1988]
Beekdal	helling	Twenthe: Lemselermaten	omgeving gedraineerd	0.3-0.8 mm/d	balans basenvoorraad toplaag bodem		data C. Aggenbach
Oorsprong beekdal	Stroet	Twenthe: Stroothuizen	omgeving gedraineerd	0.1-1.1 mm/d	balans basenvoorraad toplaag bodem		Aggenbach & Cirkel 2017
				-0.5 - -0.7 mm/d (netto infiltratie)	inverse modellering op basis van freatische stand en stijghoogte	netto flux, periodiek treedt kwel op	
Sterk hellend beekdal							
Beekdal	Laagste delen van het beekdal	Stierner bij Genk, België	beek draineerd sterk	26-31 mm/d	afvoermeting kwelgebied		Aggenbach et al. 2014
Beken							
Beek	bedding	Freienbrink, NE Germany	Gedraineerd?	23,3 mm/d	Gekoppeld stromings-warmtetransport model	10 dagen infiltratie	Nutzmann et al., 2013
Beek	bedding	Aa, België	nvt	20-130 mm/d	Modellering uit temperatuurprofielen	hoog in zandige rivierbanken	Anibas et al. 2011
Beek	bedding	Biebrza, Polen	nvt	0-40 mm/d	Modellering uit temperatuurprofielen	hoog dichtbij dalflank	Anibas et al. 2011
nietgebruikt							
Beekdal, leem op grind	Beekdal	Wales, Afon Llwyd	niet gedraineerd	ca. 5 mm/d (zomer)	meting drukhoogte, modellering stroming verzadigde zone		Bradley et al 2018

2.3.4 Topografie van het beekdal

Op basis van literatuur en de casestudie in het Drentse Aa gebied hebben we de topografie van de dalvlakte geanalyseerd. Daarbij is ook gekeken naar de hellingshoek van het maaiveld in de richting van voet van de dalflank naar de beek. De hellingshoek is belangrijk omdat deze sterk bepalend is voor de snelheid waarmee water oppervlakkig over maaiveld, en grondwater in de toplaag van het veen, worden afgevoerd.

In ongestoorde doorstroomvenen treden op korte afstand weinig hoogteverschillen op. Op schaal van enkele tientallen meters zijn de hoogteverschillen gering en is over de hele breedte van het doorstroomveen de hellinghoek van het maaiveld gering (Tabel 2.2; ca. 0.0001 tot 0.01 m/m). In ontwaterde doorstroomvenen treden op schaal van enkele tientallen meters sterke verschillen in hoogte op. Deze zijn veroorzaakt door:

- Ongelijkmatige inklinking van het veen onder invloed van ontwatering door lokale verschillen in veendikte door reliëf van de minerale ondergrond. Bedacht moet worden dat inklinking aanzienlijk (> 1 m) kan zijn geweest. Verschillen in veendikte werken dan flink door;
- Verschillen in inklinking en afbraak van veen als gevolg van lokale drainage en verdieping van de beek. Vlak bij de drainagemiddelen is het maaiveld daardoor sterker verlaagd (Figuur 2.6).



Figuur 2.6. Maaiveldhoogte in een deel van het beekdal van het Gasterensche Diep in het Drentse Aa gebied. Door vroegere ontwatering met sloten en greppels is het maaiveld lokaal sterker gedaald. De diepe ontwatering door beek en grote sloot (rode lijn) hebben tot sterkste daling van het maaiveld geleid.

Figure 2.6 Topography in a section of the brook valley in the Drentse Aa area. Due to former drainage by ditches the ground level locally subsided more. The deep brook and a ditch (red line) caused the strongest subsidence.

Door deze hoogteverschillen is op mesoschaal ook grote ruimtelijk variatie in de hellingshoek aanwezig. Daarbij treden lokaal hoge waarde voor helling op. Uit de lokale studie in het vernatte beekdal van het Gasterensche diep van de Drentse Aa (paragraaf 3.5.1) blijkt dat de meest natte delen voorkomen in het deel van de dalvlakte die het minst helt. Daar bedraagt de hellingshoek 0.01 tot 0.001 m/m en die ligt in de range van de ongestoorde doorstroomvenen. Delen van de dalvlakte die niet het hele jaar een waterstand aan of boven maaiveld hebben een sterker hellend maaiveld (0.1-0.01 m/m). Dit duidt op het bestaan van een ondergrens voor de helling in doorstroomvenen van het laagland waarbij permanent hoge waterstanden kunnen worden gehandhaafd in de range van 0.01-0.005 m/m). De helling van het maaiveld zal daarbij sterk bepalend zijn voor de laterale afstroming van water over en in de toplaag van het veen.

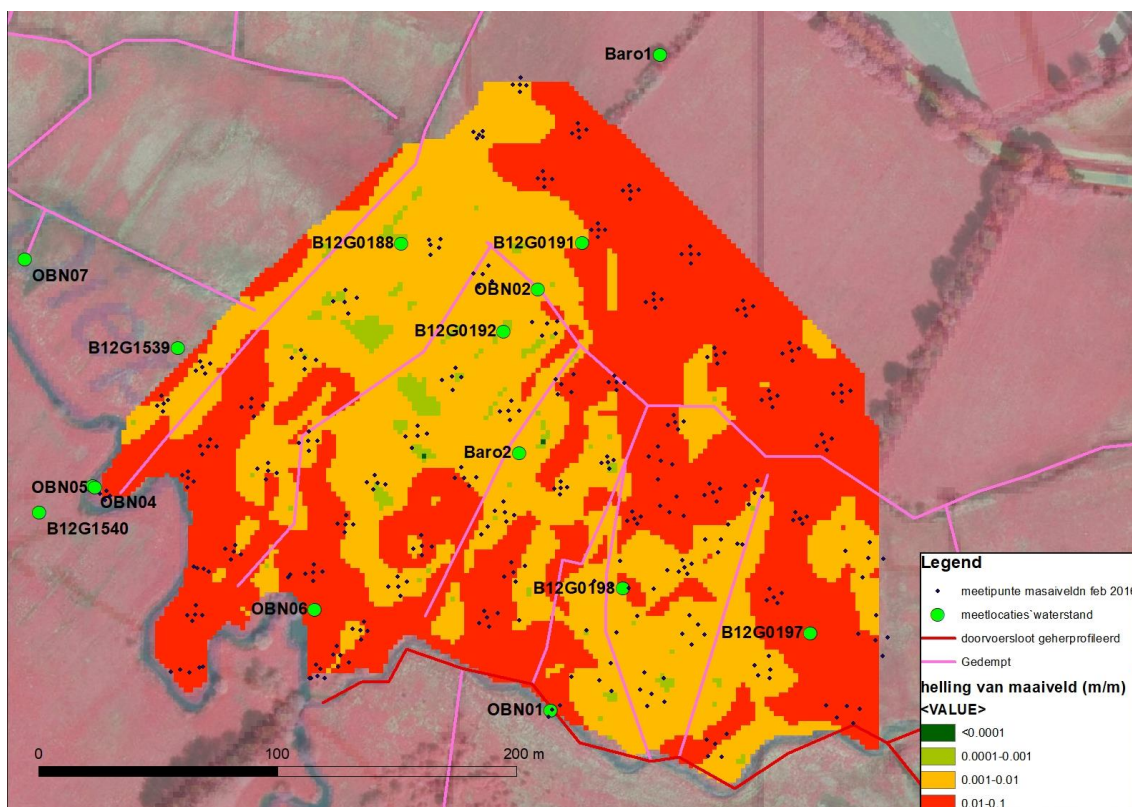
De grote verschillen in topografie tussen ongestoorde doorstroomvenen en ontwaterde beekdalvenen hebben de volgende hydrologische implicaties:

- Laterale stroming van grondwater door het veen en afstroming over maaiveld bij waterstanden boven maaiveld in ongestoorde doorstroomvenen gering door de geringe gradiënt van maaiveld en freatische stand. In gedegradeerde venen zijn die lokaal groot door een sterke helling.
- In ongestoorde venen treden op mesoschaal weinig ruimtelijke verschillen op in waterstandsregime t.o.v. maaiveld; in gestoorde venen is grote ruimtelijke heterogeniteit aanwezig
- Hetzelfde geldt voor kwelfluxen. In gestoorde venen hebben hiervoor een duidelijke macrogradiënt. In gedegradeerde venen zal de ruimtelijke heterogeniteit groot zijn en hoeft niet noodzakelijke wijs een duidelijke macrogradiënt aanwezig te zijn. Mesoreliëf en lokale drainage zal dan het patroon sterk bepalen.

Tabel 2.2. *Hellingshoek van het veenoppervlak van de rand richting de rivier in (nagenoeg) ongestoorde en vernatte doorstroomvenen.*

Tabel 2.2. *Slope of the peat surface from the margin to the river in (nearly) pristine and rewetted percolation mires.*

Status	Gebied	Waterstand	Hoogte- verschil (m)	Breedte veen (m)	Helling (m/m)	Referentie
ongestoord	Biebrza	waterstand permanent aan of vlak boven maaiveld	1.5	1700	0.0009	Wassen & Joosten (1996)
	Ob		2	2250	0.0009	Schipper et al. (2007)
	Oost-Duitsland		1.4	575	0.0024	Succow & Joosten (2001)
			2.1	375	0.0056	
vernat	Drentse Aa: Gasterensche Diep vernet	relatief droog zeer nat: waterstand meestal aan of boven maaiveld	1.5	400	0.01-0.1	deze studie
					0.01-0.001	



Figuur 2.7. Voorbeeld van het patroon van de helling van het maaiveld in een beekdaltraject van Drentse Aa. De ligging van diepe ontwatering door de beek en een sloot (rodelijn) werkt duidelijk door in het ruimtelijke patroon.

Figure 2.7. Example of the pattern of ground level slope in a brook valley section in the Drentse Aa region. The position of major water courses affects the spatial pattern.

2.3.5 Doorlatendheid van veenpakketten

De doorlatendheid is een maat voor hoe gemakkelijk water door een bodem kan stromen. De verticale doorlatendheid van een veenpakket is van belang, omdat deze bepaald hoeveel grondwater vanuit de minerale ondergrond onder het veen omhoog kan stromen. Hoe groter de verticale doorlatendheid hoe groter de opwaartse grondwaterflux (kwel) kan zijn. De horizontale doorlatendheid is van belang voor lateraal transport van water, met name in de veentoplaag.

Tabel 2.3 geeft een overzicht van doorlatendheden en veendikten die zijn gebruikt of vastgesteld in casestudies die zijn beschreven in de literatuur. Deze literatuur heeft betrekking op onderzoek dat verricht is in zowel laagveenmoerassen als hoogvenen. De reden dat ook referenties uit hoogvenen zijn gebruikt is dat daar veel gemeten is en uit de publicaties ook niet altijd is af te leiden in welk hydro-ecologisch systeemtype gewerkt is.

Grover en Badlock (2013) vergeleken experimenteel bepaalde doorlatendheden van veen op een ongestoorde en gedraineerde locatie met (1) fysische eigenschappen en (2) de chemische samenstelling van de veenmonsters. Hierbij kwantificeerden ze de chemische samenstelling als het aandeel van carbohydraat, eiwitten, lignine, lipide, carbonyl en char in het totaal organische koolstof op basis van ^{13}C nucleaire magnetisch resonantie spectrometrie. De auteurs geven aan dat de doorlatendheid, $\ln(k)$, van veen redelijk goed ($R^2=0.49-0.51$, $p < 0.0002$) beschreven kan worden met de bulkdichtheid, porositeit, specifieke bergingscoëfficiënt of het aandeel macroporiën in de totale porositeit. Voor hoogveen heeft (Boelter, 1969) laten zien dat er een sterke relatie is tussen humificatiegraad en doorlatendheid. Dit geldt ook voor het veen van kraggenverlandingen waar de

humificatiegraad in de toplaag geringer is dan in het diepere deel van de kragge en de onderliggende detrituslaag (Stofberg et al. 2016). Chason en Siegel (1987) vonden geen significante correlatie tussen de humificatiegraad en doorlatendheid.

De regressiemodellen met het aandeel biomoleculen in de totale organische koolstof als verklarende variabelen voor de doorlatendheid en berging bleek echter veel beter te zijn: 89% tot 97% van de variantie werd verklaard. Morris et al. (2015) laten zien dat de fractie overgebleven massa, afgeleid van C:N ratio's en als maat voor decompositie, een goede verklarende variabele voor de doorlatendheid van veen kan zijn.

Diverse auteurs laten zien dat de doorlatendheid van veen vanaf 10-50 cm diepte varieert in afhankelijkheid van de fysische eigenschappen van het veen, maar dat geen sprake is van een duidelijke afname van de doorlatendheid met de diepte (Chason en Siegel 1997, Rosa en Larocque 2008, Holden en Burt 2003). De doorlatendheid van veen onder de losse toplaag van 20 tot 40 cm dikte is vaak min of meer constant. Moore et al (2015), echter, vonden wel een duidelijke afname van de doorlatendheid van veenbodems met enkele ordegrootten verschil over een diepte van 100-150 cm. Deze afname werd waargenomen in drie plots die onderling verschilden in de mate van invloed van drainage op de grondwaterstand. Whittington en Price (2006) vonden ook aanwijzingen voor een afnemende doorlatendheid met de diepte, ongeacht de hydrologische toestand (ongestoord, gedraineerd, vernat) van het onderzochte laagveen. Rosa en Larocque (2008) en Morris et al. (2015) laten zien dat deze in een Zweeds hoogveen, tot 50 cm diepte, de doorlatendheid exponentieel afneemt met de diepte. Deze relatie is onafhankelijk van de decompositiegraad, maar de doorlatendheid onder slenken is op dezelfde diepte lager dan onder bulten. Succow en Joosten (2001) schetsen op basis van een empirische relatie afgeleid door Ivanov (1975) een soortgelijk beeld, maar geven aan dat er verschillen bestaan tussen veentypen. De doorlatendheid van veen van zeggen en bruinmossen neemt vanaf 60 en 80 cm diepte nauwelijks meer af, en bevestigt daarmee de beperkte samenhang tussen diepte en doorlatendheid in de diepere veenlaag.

Hydraulische doorlatendheden voor de diepere laag in hoogvenen (catotelm) variëren in de literatuur sterk van 10^{-4} tot wel 10^2 m/d (Rycroft et al., 1975; Chason & Siegel, 1986). Doorlatendheden in de toplaag van zulke venen (acrotelm) zijn zeer variabel en kunnen oplopen tot 105 m/d (Holden & Burt, 2003a; van der Schaaf, 2004) of zelfs 730 m/d voor de bovenste 10 cm van de zeer poreuze toplaag van bultvormend veenmos let lage decompositiegraad (Nijp et al, 2017a). Rosa en Larocque (2008) geven aan dat lokale heterogeniteit tot zeer grote variaties van wel twee orde grootten in de doorlatendheid van veen op dezelfde diepte veroorzaken. Deze auteurs laten tevens zien dat veldproeven en kolomproeven wezenlijk verschillende resultaten opleveren, mogelijk door sterke heterogeniteit van het veen over korte afstanden. Zo gaven veldproeven aan dat de doorlatendheid van het onderzochte hoogveen in Canada lager neigt te zijn, dan de doorlatendheid in het nabijgelegen laagveen, terwijl uit kolomproeven geen duidelijk verschil naar voren kwam. Surridge et al (2005) concluderen daarentegen op basis van een vergelijking tussen veldmetingen (slug tests) en labmetingen dat er geen belangrijk verschil is tussen beide typen metingen.

Samenvattend: de range van horizontale doorlatendheden (K_h) is ook zeer groot, van doorgaans 700 tot 10^{-5} m/d. Metingen aan doorstroomvenen zitten in het hoge bereik van deze range. Zeer hoge doorlatendheden tot 130-730 m/d zijn alleen gemeten in de toplaag van hoogvenen met weinig veraard veen met een vezelstructuur. Metingen met zulke hoge doorlatendheden zijn niet aangetroffen in literatuur voor ongestoorde doorstroomvenen met slaapmosveen en slaapmos-kleine zeggenveen. Er zijn bovendien nauwelijks metingen beschikbaar voor zulke veensystemen. De patronen in de literatuur geven geen eenduidig beeld over het verticale profiel van doorlatendheid en de samenhang van doorlatendheid met bulkvariabelen van het veen.

Dat betekent dat zulke relaties per veensysteemtype en toestand (zoals ongestoord, verdroogd en vernat), afhangen van de precieze ontwikkeling van het veen door te tijd, en daardoor zelfs op gebiedsniveau moeten worden gevalideerd. Een sterke verticale gradiënt van enkele ordegrootten verschil kan in de bovenste decimeters (acrotelm) aanwezig zijn, op grotere diepte lijkt dat minder het geval te zijn. Verder kan op dezelfde diepte in het veen de doorlatendheid ordegrootten variëren op korte afstand. Het literatuuronderzoek geeft ook aan dat de gemeten doorlatendheid kan afhangen van de gebruikte methode.

Tabel 2.3. Overzicht van horizontale en verticale doorlatendheden van veenpakketten uit literatuur. Indien de richting van de doorlatendheid niet is vermeld, is uitgegaan van horizontale doorlatendheid. Slug tests zijn veldmetingen waarbij de doorlatendheid wordt afgeleid uit een het verloop van stijghoogte na een geïnduceerd drukverschil in een peilbuis met een filter over beperkte diepte.

Table 2.3. Overview of horizontal and vertical conductivities of peat bodies from literature. In case the orientation of the conductivity was not indicated, horizontal conductivity is assumed.

Kh (m/d)	Kv (m/d)	Diepte (m – mv)	Methode	Dikte veen (m)	Hydroecologische veentype	Toestand veen	Locatie	XY	Opmerkingen	Bron
0,695		0,5-6	Slug test	5 a 6	Doorstromingveen	ongestoord	Ob, Rusland	56°30' / 48°01'		Schipper et al., 2007
0,4		0,85- 0,95	Laboratorium test		Hoogveen	Ongestoord	Wellington Plains, Australie	37°29' / 146°29'	Sapric (sterk veraard)	Grover et al., 2013
			Slug and bail test Laboratorium test		Laagveen- hoogveencomplex		Lanoraie peatland complex (southern Quebec, Canada)			Rosa & Larocque 2007
0,13-2,3		0,5-3	Slug test		Laagveen- hoogveencomplex	Ongestoord				Chason en Siegel, 1987
2	1	0-6	Modelcalibratie	5 a 6	Doorstromingsveen	Ongestroord	Ob, Rusland	56°30' / 48°01'	Beperkte calibratieset en informatie over grondwatersysteem	Schipper et al., 2007
0,17	0,006	0-4,5	Slug test/ modelcalibratie?	4,5	Laagveen- hoogveencomplex	Ongestoord, sterk veraard	Glacial Lake Agassiz, USA	48° 20' N, 94° 35' W		Reeve et al., 2006

Kh (m/d)	Kv (m/d)	Diepte (m – mv)	Methode	Dikte veen (m)	Hydroecologische veentype	Toestand veen	Locatie	XY	Opmerkingen	Bron
0,43	0,0144	0-4,5	Slug test/ modelcalibratie?	4,5	Laagveen- hoogveencomplex	Ongestoord, weinig veraard	Glacial Lake Agassiz, USA	48° 20' N, 94° 35' W		Reeve et al., 2006
0,34		0-4	Slug test/ modelcalibratie	4	Doorstromingsveen	Ongestoord	Biebrza, Polen	23_00°E, 53_50°N,		Van Loon et al., 2009b.
0,1-0,26	0,05- 0,81		Kv: head measurements combined with temperatureprofile- based flux calculations Kh: falling and rising head slug tests		In rivierbedding na bij een overstromingsveen	Ongestoord	Biebrza Polen			Anibas et al., 2012
0,08- 0,09		0,8 m	Empirische relatie afgeleid door Ivanov (1975)			Ongestoord			Onderkant Akrotelm	Succow en Joosten, 2001
0,086-86		0,25- 1,25 m				Ongestoord	Canada			Whittington en Price, 2006
8,6- 0,000086		0,25- 1,25				Gedraineerd	Canada			Whittington en Price, 2006
8,6- 0,00086		0,25- 0,75				Vernat	Canada		Na 10 jaar vernatting	Whittington en Price, 2006

Kh (m/d)	Kv (m/d)	Diepte (m – mv)	Methode	Dikte veen (m)	Hydroecologische veentype	Toestand veen	Locatie	XY	Opmerkingen	Bron
0,086		0,8-1,4				Gedraineerd	Rokua, Finland		Doorlatendheid voor degradatie was factor 10 <u>lager</u>	Rossi et al., 2014
0,00086		2	Falling head			Gedraineerd	Rokua, Finland			Rossi et al., 2013
0,5	0,05	0-2 a 3	Modelcalibratie			Gedraineerd	Vechtstreek, Nederland	5_00E– 5_18E		Van Loon et al., 2009a
0,07-7		0,5	Slug test		Hoog- laagveencomplex		Lanoraire Peatland Complex, Canada	73°20' – 46°00'		Rosa en Larocque 2008
0,009- 0,7		1,5	Slug test		Hoog- laagveencomplex		Lanoraire Peatland Complex, Canada	73°20' – 46°00'		Rosa en Larocque 2008
180-380		0,1-0,2	Slug test		Hoog- laagveencomplex		Seney national Wildlife Refuge, Michigan		Geen verschil tussen ongestoord en gedraineerd	Moore et al (2015)
0,027- 0,0041		0,2-0,3	Slug test		Hoog- laagveencomplex		Seney national Wildlife Refuge, Michigan		Geen verschil tussen ongestoord en gedraineerd	Moore et al. (2015)
	5-65	0,2-0,4	Slug test	3-7	Hoog-laagveen complex	Natuurlijk	Degerö Stormyr, Zweden	64°N19°E	Hemic; gemiddelde over 27 observaties	Nijp (2015)

Kh (m/d)	Kv (m/d)	Diepte (m – mv)	Methode	Dikte veen (m)	Hydroecologische veentype	Toestand veen	Locatie	XY	Opmerkingen	Bron
129,6		0-0,1	Laboratorium	3-7	Slenken in ombrotroof hoog- laagveen complex (S. balticum)	Natuurlijk	Degerö Stormyr, Zweden	64°N19°E	Fibric	(Nijp et al., 2017b)
730		0-0,1	Laboratorium	3-7	Bulten in ombrotroof hoog-0, laagveen complex (S. fuscum)	Natuurlijk	Degerö Stormyr, Zweden	64°N19°E	Fibric	(Nijp et al., 2017a)
0.001-10		0.25, 0.5, 1 en 1.5	Slug test		Kragge	Natuurlijk	Nieuwkoopse plassen, Nederland	52°8'49N 4°48'51E	103 metingen; Sterke relatie tussen decompositie en Kh aangetoond	(Stofberg et al., 2016)
1.55		< 1	Slug test		12 hoogvenen in noord Minnesota	Ongedrai- neerd	Minnesota, US		Fibric	Boelter (1969)
0.018- 1.55									Hemic	
<0.018									Sapric	
1.24-26		0.42- 0.49	Slug test	0.4- 0.7	(Drijvend) uiterwaardeveen Cladium mariscus L. (Pohl) and Phragmites australis	Gemaaid en begraasd	Norfolk, England	52°450 N, 1°310 E	Zeer veraard veen	(Baird et al., 2004)

2.4 Berging

2.4.1 Inleiding

De specifieke bergingscoëfficiënt is de ratio van het volume netto afgevoerd of aangevoerd water en de verandering van het volume dat volledig met water is gevuld. Deze variabele is van belang hoe snel de waterstand daalt of stijgt bij respectievelijk af- en toevoer van water, en hangt sterk samen met de porositeit van de bodem. Zo heeft een bodem waarvan 10% van het volume met lucht is gevuld een bergingscoëfficiënt van 0.1 (1 mm neerslag leidt dan tot een stijging van 10 mm). Bij een hoge coëfficiënt verandert de waterstand weinig als gevolg van neerslag of verdamping, en is de grondwaterstand stabiel. In venen is een hoge specifieke bergingscoëfficiënt van belang om het uitzakken van de grondwaterstand in de zomer gering te houden. Ook beperkt dit bij neerslag snelle inundatie. Bij een lage specifieke bergingscoëfficiënt regeert de waterstand sterk op verdamping en neerslag. In de zomer kan de waterstand daardoor sterk dalen en neerslag zorgt dan snelle pieken van de waterstand.

2.4.2 Specifieke bergingscoëfficiënt bergingscoëfficiënt van een homogene veenbodem

Voor het beschrijven van deze feedback tussen grondwaterstand en specifieke bergingscoëfficiënt onderscheiden wij de volgende drie stadia:

(1) De grondwaterstand staat aan of op het maaiveld.

Omdat de bodem volledig grondwaterverzadigd komen bergingsveranderingen geheel ten laste van het water dat op het maaiveld (inundatie) staat. De bergingscoëfficiënt bergingscoëfficiënt bedraagt dan 1; elke cm neerslag zal in een gebied dat onder water staat, en waar geen afvoer plaatsvindt, leiden tot 1 cm stijging van de waterstand. Moore et al. (2015) geven voor veensystemen een empirisch bewijs voor de 1:1 reactie van de grondwaterstand op neerslaggebeurtenissen bij grondwaterstanden aan maaiveld.

(2) De grondwaterstand staat onder maaiveld, maar is hoger dan capillaire zone

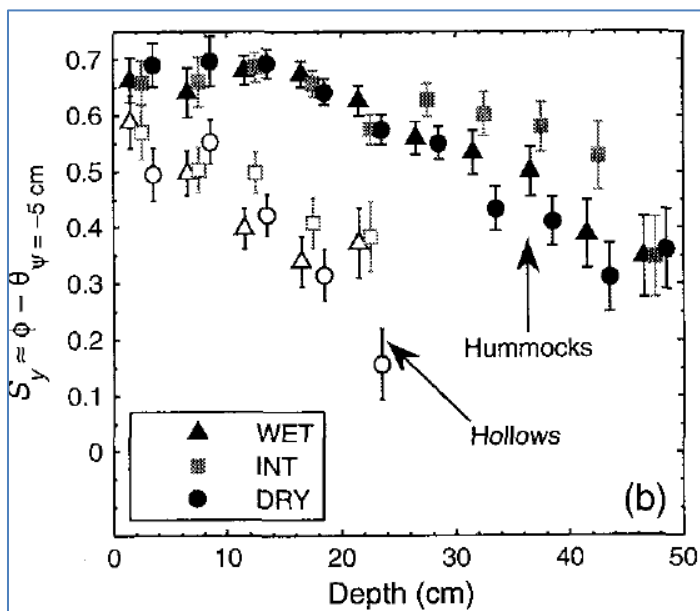
In dit geval bepaalt de grondwaterstand mede de mate van verzadiging van de onverzadigde zone, en, omgekeerd, de poriën die niet gevuld zijn met water. Staat de grondwaterstand vlak onder de vol-capillaire zone, dan is de bodem vrijwel volledig verzadigd met water, zodat een zeer klein deel van de poriën beschikbaar is voor extra berging, resulterend in een zeer kleine specifieke bergingscoëfficiënt bergingscoëfficiënt. Naarmate de grondwaterstand dieper wegzakt, vallen de grotere poriën verder droog, zodat de aan- of afvoer van water een kleiner effect heeft op de grondwaterstand. De bergingscoëfficiënt is dan afhankelijk van de diepte van de grondwaterstand en de bodemfysische eigenschappen, zoals beschreven door bijvoorbeeld Van Genuchten (1980). Moore et al (2015) berekenden voor een veenbodem een specifieke bergingscoëfficiënt van 0.2 bij een grondwaterstand van 50 cm beneden maaiveld. Zij rapporteren tevens een afname van de bergingscoëfficiënt met de diepte onder maaiveld. Onder slenken nam deze af met 0.014 met elke cm diepte. Onder bulten was dat een factor 2 geringer (0.007 cm^{-1}). Deze verschillen correleren goed met de bulkdichtheid van het veen ($R^2 > 0.69$). Ook Liu et al. (2019) vonden in veenbodems een sterke inverse relatie van de specifieke bergingscoëfficiënt voor de bodemlaag 10 cm boven de waterstand met bulkdichtheid. In het traject voor bulkdichtheid van 0.01 tot 0.20 kg/dm^3 neemt de specifieke bergingscoëfficiënt snel af van 0.95 naar 0.03. Bij verder oplopende bulkdichtheid verandert de specifieke berging weinig meer. Dat betekent dat in weinig veraarde veenbodems door een hoge specifieke berging de waterstand langzamer uitzakt dan in een sterk veraarde veenbodem met een lage specifieke berging bij eenzelfde volume afvoer van water. Om deze reden hebben vernatte venen met een gedegradeerde veenbodem een dieper uitzakkende grondwaterstand (Ahmad et al. 2020) en ook een veel dynamische grondwaterstand wanneer de grondwaterstand zich in de capillaire zone bevindt.

(3) De grondwaterstand onder maaiveld en is dieper dan de hoogte van de capillaire zone.

In dit geval wordt de mate van waterverzadiging van poriën in de toplaag niet meer beïnvloed door de grondwaterstand. Bij verdere daling van de grondwaterstand zal de capillaire zone verder naar beneden zakken. De specifieke bergingscoëfficiënt wordt dan bepaald door de bodemfysische eigenschappen van de onverzadigde zone boven de grondwaterstand, en kan als gevolg van gelaagdheid met de diepte veranderen.

2.4.3 Specifieke bergingscoëfficiënt van een heterogeen veenbodem

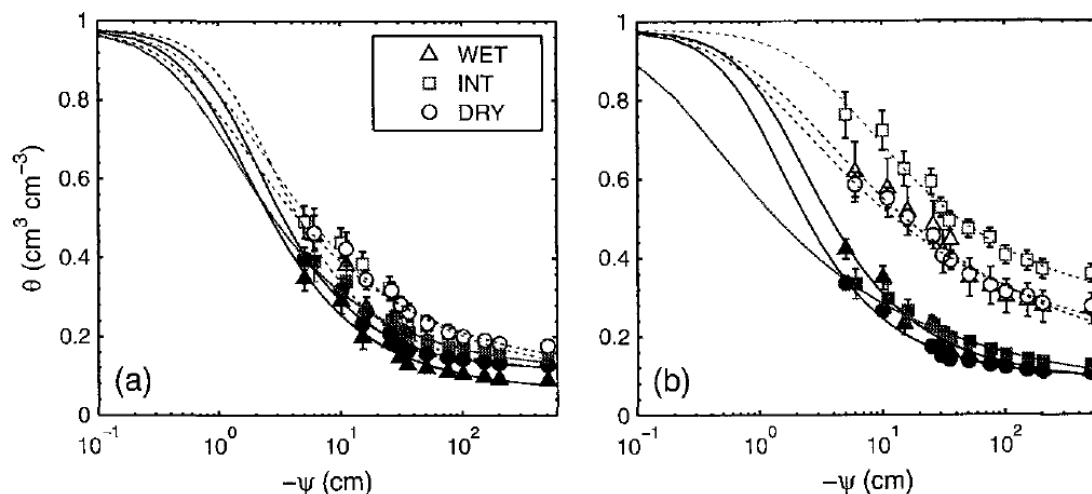
Als gevolg van de relatie tussen grondwaterstand en omvang van de lucht-gevulde poriën neigt de specifieke bergingscoëfficiënt op basis van hydraulische wetmatigheden toe te nemen met de diepte van de grondwaterstand, inundaties daargelaten. Diverse auteurs wijzen echter op een tegengesteld patroon: Vorob'ev (1963), Chason en Siegel (1986) en Price (1992) (uit Waddington et al., 2015) leiden uit waarnemingen af dat de specifieke bergingscoëfficiënt van veenprofielen in de bovenste decimeters sterk afneemt met de diepte. Dit patroon wordt bevestigd door Moore et al. (2015). Deze auteurs vonden tevens geen verschillen in het verloop van de doorlatendheid over diepte relatie tussen ongestoorde, vernatte en gedraineerde venen, maar wel tussen bulten en slenken. De specifieke bergingscoëfficiënt onder bulten is vanaf een diepte van 10 cm zo'n twee keer groter dan die onder slenken (Figuur 2.8). Dit patroon hangt samen met verschillen in hydraulische eigenschappen van veenmossoorten (zie par. 2.6.2). Omdat in grondwatergevoede venen de moslaag vaak uit slaapmossen bestaat is de vraag of hier ook sprake kan zijn van verschillen in hydraulische eigenschappen van veen onder bulten en slenken. In bult/slenk structuren van slaapmos/kleine zeggenvegetaties kan het voorkomen van slaapmossoorten samenhangen met het microtopografie patroon van bulten en slenken (Kotowski et al. 2013). Er is echter weinig bekend over de doorwerking van slaapmossoorten op de hydraulische eigenschappen van het veen (zie par.2.6.2).



Figuur 2.8. Specifieke bergingscoëfficiënt (y -as) als functie van de diepte (x -as) voor een ongestoord, vernat en gedraineerd veen in USA. De specifieke bergingscoëfficiënt onder bulten is hoger dan onder slenken. Bron: Moore et al. (2015).

Figure 2.8. Specific yield (y -axis) in relation to depth (x -axis) for a pristine, rewetted and drained peatland in USA. The specific yield under hummocks is higher than under hollows (from Moore et al. 2015).

Bovengenoemde auteurs verklaren de afnemende specifieke bergingscoëfficiënt met de diepte uit de toenemende humificatiegraad van het veen met de diepte en secundaire consolidatie (= volumeverandering door plastische aanpassingen in de bodemstructuur). Met de humificatie van het veen gaan de grotere poriën door compactie verloren en nemen kleinere poriën een toenemend relatief aandeel in het totale poriënvolume in (Waddington et al 2015). Dit uit zich onder andere in een toenemend residueel vochtgehalte bij toenemende humificatie van het veen. Moore et al (2015) rapporteren een residueel vochtgehalte van $0.058 \text{ m}^3/\text{m}^3$ in een ongestoorde deel, $0.088 \text{ m}^3/\text{m}^3$ in een matig gedraineerd deel en $0.108 \text{ m}^3/\text{m}^3$ in een sterk gedraineerd deel van het veencomplex. Dit duidt op een toenemende hoeveelheid water dat sterk gebonden is aan veendeeltjes bij toenemende humificatie van veen. Drainage kan dus door de toenemende mineralisatie van veen leiden tot een afname van de specifieke berging onder natte omstandigheden en een toename van de specifieke berging bij een uitdrogende bodem.



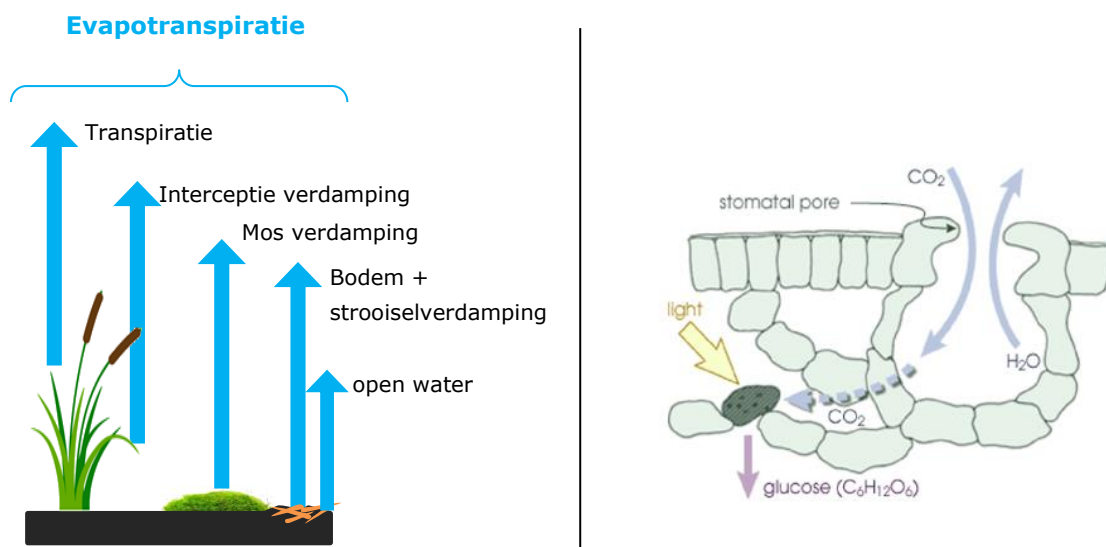
Figuur 2.9. Vochtgehalte als functie van de zuigspanning voor veenbodems uit een ongestoord, vernat en gedraineerd hoog-laagveencomplex in USA. Links: 0-10 cm diepte, Rechts: 15-25 cm diepte. Bron: Moore et al., 2015.

Figure 2.9. Moisture content in relation to water pressure for peat soils in a pristine, rewetted and drained bog-fen complex in USA. Left: at 0-10 cm depth; right: at 15-25 cm depth (from Moore et al. 2015).

2.5 Verdamping

2.5.1 Inleiding

Ongeveer twee derde van de jaarlijkse neerslag die in Nederland valt verdampt. Verdamping vormt een belangrijke afvoerpost in de waterbalans van veensystemen. Verdamping refereert naar de faseovergang van vloeibaar water naar waterdamp, en het verticale transport ervan. In literatuur wordt veelvuldig de term evapotranspiratie gebruikt, wat de som van de processen transpiratie van vaatplanten en verdamping van bodem-, water-, mos- en vaatplant oppervlakken omvat (Figuur 2.10). In deze paragraaf wordt ingegaan op de verschillende verdampingcomponenten en de relevantie ervan voor de hydrologie van beekdalvenen.



Figuur 2.10. Links: Verdampingscomponenten in natuurlijke vegetaties. Rechts: transport van water in een stomata (huidmondje) in een blad.

Figure 2.10. Left: components in evapotranspiration in natural vegetation. Right: water exchange in a stomata of a plant leaf.

2.5.2 Verdampingscomponenten

Transpiratie

De naam vaatplanten vindt zijn oorsprong in het feit dat deze groep planten over transportweefsel (vaatbundels of xyleem) beschikt die water en voedingsstoffen kunnen transporteren van wortel naar blad. Dit transport kan actief worden gecontroleerd door stomata (huidmondjes). Stomata zijn kleine openingen in bladeren waardoor diffusie kan plaatsvinden tussen de binnenzijde van een blad en atmosfeer. Enerzijds kunnen stomata gesloten worden om vochtverliezen tegen te gaan, anderzijds kunnen ze geopend worden om CO_2 toe te laten, dat nodig is voor fotosynthese en groei van planten. Daarnaast zorgt een verdampend oppervlak voor verkoeling, wat de fotosynthese ten goede komt. Deze vorm van waterdamptransport door stomata wordt transpiratie genoemd.

Door het bodem-plant-atmosfeer continuüm stroomt het water van hoge naar lage druk. Over het algemeen is de lucht droger (en lagere waterdruk) dan de bodem, en zal bij vochtige bodem water de plantenwortels in stromen, en beland via het xyleem in de bladeren. In de bladeren vindt een faseverandering plaats van vloeibaar naar gasvorm (vaporisatie) in de intercellulaire ruimten (Moene et al., 2014). Bij geopende stomata verplaatst de waterdamp zich vervolgens naar de atmosfeer.

Zolang er geen bodemvochtttekorten zijn zullen stomata veelal geopend zijn, en zal transpiratie plaatsvinden zolang het fotosynthese proces niet beperkt wordt door andere factoren (bijvoorbeeld lichtbeschikbaarheid, interne CO₂ concentratie, temperatuur) (Moene et al., 2014). Dit proces kan doorgaan tot het bodemvocht het verwelkingspunt bereikt, de vochtspanning waarbij wortels geen vocht meer kunnen opnemen (-16000 cm ; $pF = 4.2$). Anderzijds hebben wortels zuurstof vanuit de bodemmatrix nodig voor hun metabolisme (Bartholomeus et al., 2008). Bij de afwezigheid van zuurstof, als bodemporiën gevuld zijn met water, ligt daardoor de opname van water door wortels stil en zullen op den duur de stomata sluiten en de transpiratie dus stilliggen. Het wortelstelsel en de bouw van plantensoorten is aangepast op, de habitat waarin ze voorkomen. Zo bevatten diverse moerasplanten aerenchym (e.g. Phragmites, Scheuchzeria, Equisetum, Carex), holtes in de plant waardoor zuurstof wordt aangevoerd naar de wortels (Jung et al., 2008). Deze planten kunnen daardoor langer transpireren en een verliespost op de waterbalans vormen. Deze planten komen veelvuldig voor op natte standplaatsen zoals dat bij beekdalvenen het geval is. Meer productieve vegetaties, die juist vaak voorkomen in vernatte beekdalvenen die in het verleden sterk zijn gedegradеerd, verdampen meer dan laagproductieve vegetaties. In zulke venen heeft wel en niet maaien ook invloed op de hoeveelheid bovengrondse biomassa.

Interceptieverdamping

Een aanzienlijk deel van neerslag kan, alvorens het de bodem bereikt, (gedeeltelijk) worden onderschept door het bladerdek en vanaf daar verdampen (Klaassen et al., 1998). Als de maximale opslagcapaciteit van het bladerdak wordt overschreden, drupt het water naar beneden en kan daarna door de strooisel- en moslaag onderschept worden. Deze laag is in natuurgebieden een belangrijke interceptor. Verwacht wordt dat de moslaag en strooisellaag in moerasvegetaties belangrijk is voor de interceptie en daarmee een belangrijke rol in de waterbalans in kan nemen.

De interceptiecapaciteit van vegetatie hangt af van morfologische eigenschappen en vegetatiestructuur, en van neerslagkarakteristieken (intensiteit, duur, frequentie). Bij kleine regenbuien kan een aanzienlijk deel van de neerslag door het bladerdek onderschept worden. In bos kan 10-50% van de totale neerslag worden opgevangen (Klaassen et al., 1998), maar in korte vegetatie is deze capaciteit minder. Metingen van interceptie in veengebieden zijn zeer schaars. Gezamenlijk zorgden een 90% bedekking van planten van de heide familie (Ericaceae; 65 mm) en de strooisellaag (15 mm) voor een interceptieverdamping van 23% van de totale neerslag in een hoogveen (Farrick et al., 2009). Voor verschillende mossoorten in dennenbos heeft Moul & Buell (1955) de interceptie experimenteel gemeten door mos te besproeien met water en de gewichtstoename te meten na de monsters te laten uitlekken. De interceptie varieerde van 27 mm voor kussenmos (Leucobryum sp), 18 mm voor Ceratodon sp, en was verder verwaarloosbaar voor tapijtvormers. Voor een rietland in een Duits meer is de totale jaarsom van interceptieverdamping geschat op ca. 10% van de jaarlijkse neerslag (Herbst et al., 1999), en wordt gesteld dat de interceptie van riet vergelijkbaar was met andere grasachtige vegetaties (tarwe). Belangrijk is dat slechts deel van de gevallen neerslag tot grondwateraanvulling leidt, maar dat deze component nauwelijks gekwantificeerd is voor veengebieden. In vernatte beekdalen is in niet gemaaide situaties meer bovengrondse biomassa en veel strooisel aanwezig dan in gemaaide situaties (Aggenbach et al. 2013) en dit is ook meer strooisel aanwezig in niet gemaaide delen van vernatte middenlopen van de Drentse Aa (Aggenbach et al. 2020). Niet maaien leidt daardoor tot een grotere interceptie-verdamping.

Bodemverdamping

Naast transpiratie en interceptieverdamping kan water verdampen vanaf de bodem. Deze verdamping treedt alleen op indien de bodem vochtig is, dus bij relatief ondiepe grondwaterstanden of tijdens en vlak na regenbuien tijdens perioden van droogte. Bij bodems met grotere poriën (grof zand, grind) zal capillaire nalevering vanuit het grondwater sneller eindigen dan voor bodems met kleine poriën (klei, leem). Het vochtgehalte in de bovenste bodemlaag is dan een beperkende factor in verdamping en kan daarbij voorkomen dat bodemverdampingsverliezen

optreden. Dit betekent dat bij veraard veen, door de kleinere bodemporiën, verdamping nog bij diepere grondwaterstanden kan plaatsvinden dan bij onveraard veen. Naast vochtbeschikbaarheid spelen verder dezelfde weersfactoren als voor transpiratie een rol in bodemverdamping.

Verdamping door mossen

In tegenstelling tot vaatplanten beschikken mossen niet over wortels om water op grotere afstand te absorberen, noch over stomata om verdampingsverliezen tegen te gaan. Wel hebben sommige soorten (Polytrichaceae en Mniaceae) een centrale cylinder (Proctor, 2000) waardoor intern transport plaatsvindt. Bij mossen hangt de verdamping dus sterk af van lokale hydrologische en meteorologische condities, wat ze erg gevoelig maakt voor veranderingen in klimaat en waterstandsregime. De grote diversiteit van mossoorten en hun groeivorm is voor een groot deel afkomstig uit de manier waarop mossen omgaan met vochtverliezen door verdamping (Proctor et al., 2002). Mossen die groeien op open en droge posities kunnen snel schakelen in fotosynthetische activiteit en profiteren van een toevallige bui tijdens droogte, terwijl dergelijke gebeurtenissen voor soorten van plekken met meer continue vochtvoorziening (lage verdamping, ondiepe grondwaterstand, veel neerslag) zelfs nadelig kunnen zijn (Nijp et al., 2014; Proctor et al., 2000). Gezien mossen het grensvlak tussen bodem en atmosfeer vormen, zijn ze van grote betekenis voor de uitwisseling van water tussen deze twee domeinen (Beringer et al., 2001). Voor mossen in veengebieden is het vochtgehalte in de levende moslaag een sturende factor in verdamping. Alhoewel vaak de grondwaterstand als maat voor vochtbeschikbaarheid gebruikt wordt, is deze relatie minder sterk bij diepe grondwaterstanden (in de zomer), waarbij neerslag in de moslaag blijft hangen en niet tot grondwater aanvulling leidt (Strack et al., 2009). Door de open structuur van mossen stopt capillaire nalevering al gauw bij kleine zuigspanning, i.e. als grondwaterstanden dieper beneden maaiveld zakken (Hayward et al., 1982; McCarter et al., 2014). De moslaag droogt dan uit, wat twee negatieve terugkoppelingen activeert. Ten eerste wordt de verdamping bij diepere grondwaterstanden beperkt doordat het mos uitdroogt (Hayward et al., 1982; Nijp et al., 2017b). Ten tweede verkleurt het mos, wat leidt tot een hogere albedo en daarmee tot een verlaging van inkomende straling die gebruikt kan worden om water te verdampen (Waddington et al., 2015). Ook hier spelen moseigenschappen een belangrijke rol: bultvormende veenmosses in (hoog)venen hebben een grotere connectiviteit en kleinere poriën door compactere mosgroei en kleinere individuen, waardoor capillaire nalevering langer plaatsvindt in vergelijking tot soorten van slenken (Hayward et al., 1982; Nijp et al., 2014). Vergeleken met een kale bodem is de ruwheid van mosoppervlakken groot, waardoor verdampingsverliezen groter zijn bij een kale bodem. Gezamenlijk met de hierboven beschreven terugkoppelingen vormt mos daardoor een isolerende laag die verdampingsverliezen beperkt (Blok et al., 2011), in ieder geval in natte klimaten (Voortman et al., 2014).

2.5.3 Kwantificeren van verdamping

Verdamping kan op uiteenlopende manieren worden gekwantificeerd. In Bijlage 1 wordt ingegaan op methoden en hun achtergronden. Hieronder wordt in kort weergegeven hoe verdamping kan worden gekwantificeerd en hoe dat voor zeggenvegetatie in een Nederlands beekdal uitpakt.

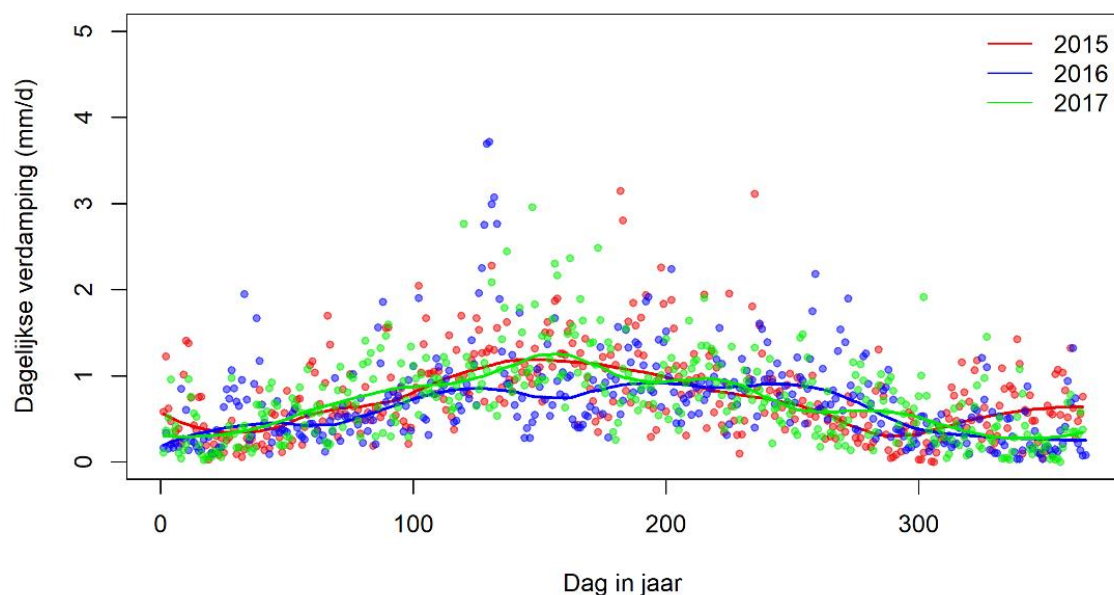
Verdamping kan met de internationaal gestandaardiseerde Penman-Monteith rekenmethode (Allen et al., 1998) worden geschat op basis van temperatuur, netto straling, luchtvochtigheid, en windsnelheid. Deze verdamping is de **potentiële verdamping van een referentiegewas zonder vochtstress (ET_0 ; mm/d)**. Dit referentiegewas is 0.12 m hoog gemaaid gras zonder droogte of zuurstofstress, met een albedo van 0.23 (Allen et al., 1998). Om deze te vertalen naar verdamping van beekdalvegetatie worden zogenoemde gewasfactoren gebruikt (K_c ; -). Zo kan de **potentiële verdamping van een specifieke vegetatie (ET_c ; c van crop)** berekend worden:

$$ET_c = K_c \cdot ET_0$$

Voor landbouwgewassen is veel onderzoek gedaan naar dergelijke gewasfactoren en zijn overzichten gepresenteerd in tabelvorm. Ook voor vegetatie in beekdalvenen is onderzoek gedaan naar 'gewasfactoren' (Zie Tabel 2.4 voor een literatuuroverzicht uitgevoerd door Spieksma et al. (1996)). Met een homogene bedekking van een monocultuur zijn gewasfactoren goed te gebruiken voor landbouwtoepassingen. Voor natuurlijke vegetaties is dit echter lastiger, gezien de plantensamenstelling en vegetatiestructuur per sterk kan verschillen. Het is dus de vraag in hoeverre de gewasfactoren voor laagveenmoerassen in Tabel 2.4 algemeen toepasbaar zijn. Over het algemeen lijkt de verdamping van vegetaties met meer biomassa (riet en lisdodde) het hoogst en groter dan open water verdamping te zijn, terwijl kleine zeggevegetaties en mosgedomineerde systemen een lagere verdamping dan open water hebben.

Om een beeld te krijgen van hoeveel water er per dag ongeveer verdampt is voor een zeggevegetatie voor het studiegebied Gasterensche Diep op basis van meteorologische gegevens van station Eelde voor de meetjaren 2015 t/m 2017 de potententiele verdamping berekend met een gewasfactor van 0.82. De referentieverdamping (ET_0) bedraagt voor het studiegebied gemiddeld 605 mm/j. De verdamping van een zeggebegroeiing met een gewasfactor van 0.82 (ET_c) bedraagt dan gemiddeld 496 mm/j. In de zomer kan een verdamping van 1 – 2 mm per dag met uitschieters tot 3.5 mm/d verwacht worden voor vergelijkbare vegetaties, terwijl in het winterseizoen 0 – 1 mm per dag potentieel verdampt (Figuur 2.11). Reductie van de verdamping door vochttekorten speelt geen grote rol omdat de vaatplanten door de hoge grondwaterstanden altijd water kunnen opnemen. De totale verdamping kan wel lager uitvallen omdat geen rekening gehouden met seizoensvariatie in verdampend bladoppervlak. Overigens kan deze tekortkoming mogelijk deels opgeheven worden doordat zowel open water als bladoppervlak in het vroege voorjaar bijdragen aan verdamping. Er is echter weinig bekend over de relatieve bijdrage van de verschillende verdampingscomponenten in de totale verdamping van beekdalvegetatie.

¹ De in Tabel 2-4 vermelde gewasfactoren zijn gepresenteerd ten opzichte van open water verdamping.



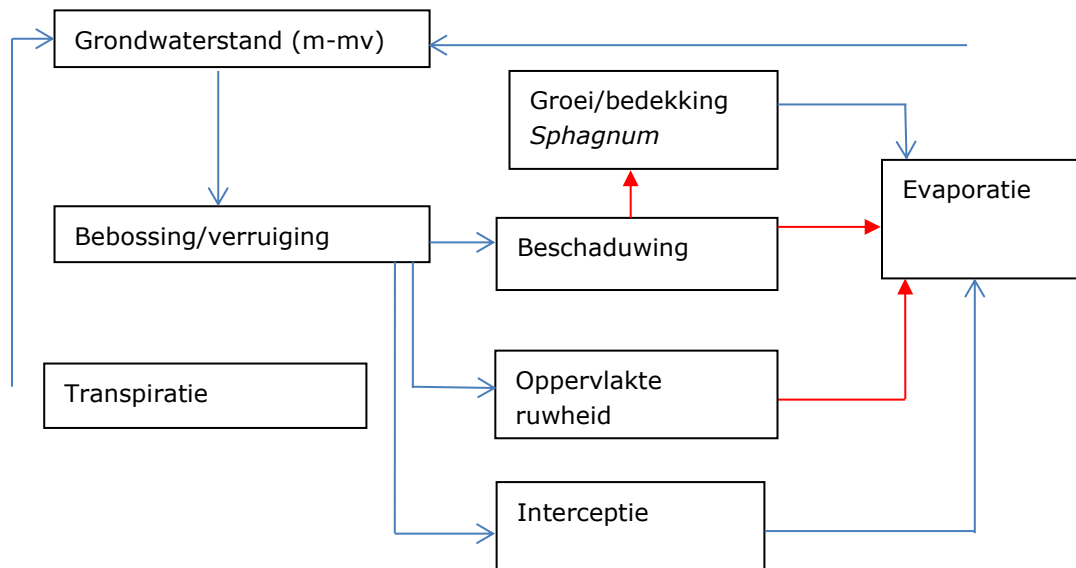
Figuur 2.11. Seizoensfluctuatie potentiële verdamping van een zeggenvegetatie (ET_c) berekend middels Penman-Monteith (gewasfactor 0.82) op basis van weersgegevens van KNMI-station Eelde voor drie relevante jaren.

Figure 2.11. Seasonal fluctuation of potential evapotranspiration of a sedge vegetation (ET_c) calculated according to Penman-Monteith (crop factor 0.82) based on meteorological data of KNMI station Eelde for three years.

2.5.4 Terugkoppelingen tussen verbossing en grondwaterstand

Grondwaterstand en waterverliezen middels verdamping hangen via diverse positieve en negatieve terugkoppelingen met elkaar samen. Vooral de terugkoppelingsmechanismen via bebossing en verruiging hebben veel aandacht in de wetenschappelijke literatuur (zie Figuur 2.12). Waddington et al (2015) geven een overzicht van het omvangrijke bewijs dat bestaat over de ontwikkeling van bos op hoog- of laagveen als reactie op structurele verlaging van de grondwaterstand door menselijke ingrepen of door een episode van meteorologische drogere jaren. Doordat bos een hogere transpiratie- en interceptieverdamping heeft dan vaatplanten en mossen, wordt deze toestand in stand gehouden. Staat er namelijk eenmaal bos op een hoog- of laagveen, dan zullen zomergrondwaterstanden als gevolg van de toegenomen transpiratieverdamping relatief diep blijven, met als gevolg dat bomen beter kunnen wortelen en hun positie wordt versterkt. Hierdoor kan het bos zich uitbreiden, met een verdere daling van de grondwaterstand als gevolg. Edom et al (2010), bijvoorbeeld, berekenden dat de grondwaterstand onder een met naalddhout overgroeid veen 20 tot 40 cm dieper wegzakt en een tweemaal grotere fluctuatie heeft dan een veen dat niet overgroeid is. Volgens hetzelfde model verdampt het bos tot 130 mm/jaar (25%) meer dan het niet overgroeide veen (zie Figuur 2.13).

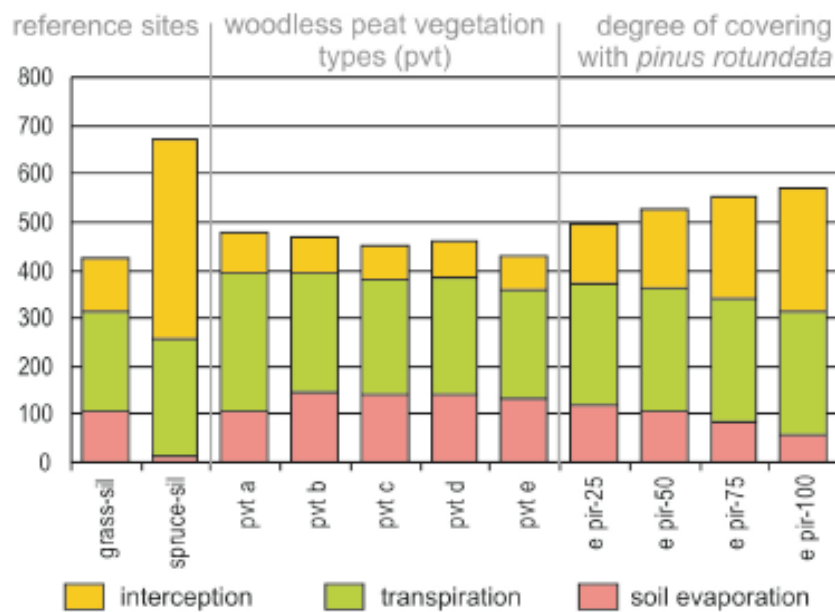
De terugkoppelingscyclus tussen grondwaterstand en verbossing kan ook in gang gezet worden door een toename van nutriëntenbeschikbaarheid, bijvoorbeeld door een toegenomen stikstofdepositie en door een grote interne afbraak. Tijdens de eerste stadia van verbossing van veengebieden neemt de aerodynamische weerstand van het aardoppervlak toe, met een toename van de verdamping tot gevolg. Zodra het bos dichter groeit, neemt de aerodynamische weerstand echter af, zodat de verdamping ook afneemt (Waddington et al, 2015).



Figuur 2.12. Positieve (blauw) en negatieve (rood) terugkoppelingen tussen grondwaterstand en verdamping (transpiratie of evaporatie). Bron: Waddington et al (2015).

Figure 2.12. Positive (blue) and negative (red) feedbacks between groundwater level and evapotranspiration (from Waddington et al. 2015).

a) evapotranspiration [mm/a]



b) groundwater table [cm below surface]

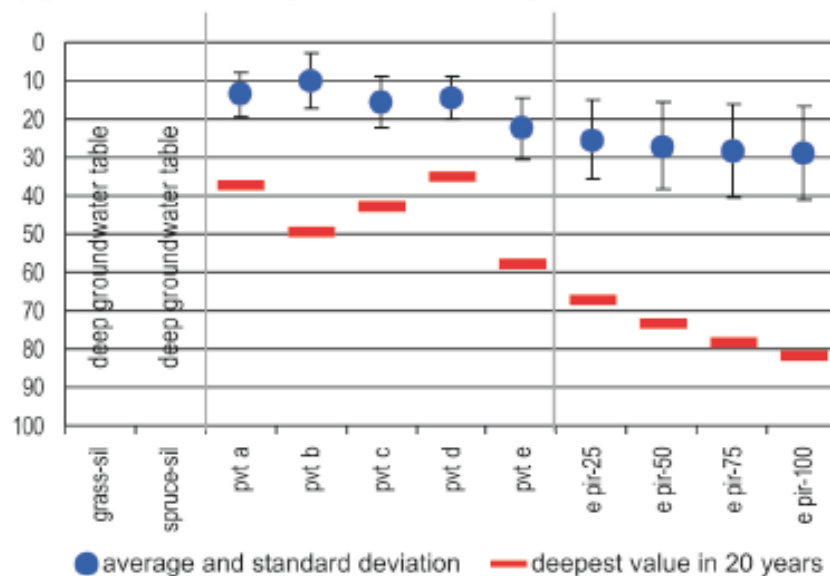


Fig. 4. Simulated long-term yearly average evapotranspiration and groundwater table for test sites with different peatland vegetation type according to Russian ecotopes (“mikrolandschafty”), (a) *Micro-Carex*-fen, (b) *Sphagnum*-low shrub-heath, (c) *Sphagnum*-low shrub-*Eriophorum*-lawn, (d) *Sphagnum*-*Carex*-low shrub-*Eriophorum*-lawn, (e) Bog-pine-*Sphagnum* low-shrub-heath) and density of canopy (wood covering) (25 light covered, 50 strong opened, 75 opened, 100 closed).

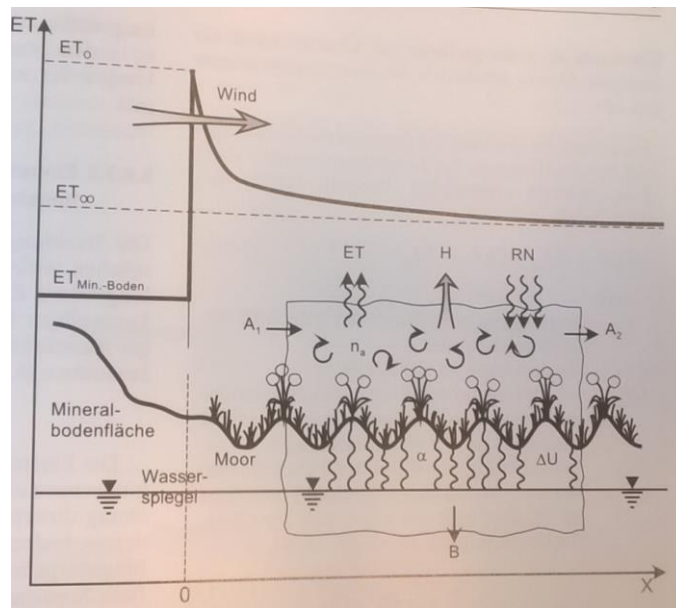
Figuur 2.13. Gesimuleerde jaarlijks gemiddelde verdamping en grondwaterstanden voor verschillende vegetatietypen die zijn geclassificeerd naar de Russische indeling van ecotopen.

Figure 2.13. Simulated yearly average evapotranspiration for several vegetation types classified according to the Russian typology of ecotopes.

2.5.5 Randeffecten

Beekdalvenen bevinden zich vaak in droge omgeving. In de droge omgeving wordt, ten opzichte van het natte beekdalveen, een kleiner deel van de beschikbare zonne-energie gebruikt voor verdamping. Hierdoor bevat de lucht boven de droge omgeving relatief veel energie, die met de wind naar beekdalen wordt aangevoerd. Deze energie wordt op de overgang van de droge omgeving naar het beekdal door verdamping omgezet in latente energie. Hierdoor is de potentiële verdamping op de overgang beekdalveen naar droge gronden hoger dan dieper het veengebied in (Figuur 2.14). Volgens Succow en Joosten (2001) is de zone waar deze randeffecten optreden ongeveer 500 m breed. Doordat beekdalen langgerekt zijn, hebben ze relatief lange randen ten opzichte van hun oppervlakte, zodat ze erg gevoelig zijn voor dit type randeffect. Het effect zal vermoedelijk in de tijd afhangen van de weersomstandigheden (temperatuur, luchtvochtigheid en windsnelheid). Daarnaast zal het landgebruik van invloed zijn.

Thans liggen veel Nederlandse beekdalen in een ontgonnen zandlandschap dat voor een groot deel in gebruik is als agrarisch land. Zowel de drooglegging van de natte onderdelen van het zandlandschap als de omzetting van bos naar akker (via heide) heeft het oaseneffect op beekdalen versterkt. Ook doordat delen van het beekdalveen door ontginningen zijn verdwenen en niet geheel hersteld zijn, en ze door fragmentatie een relatief grote omtrek ten opzichte van de oppervlakte hebben gekregen, heeft het oaseneffect aan invloed op het beekdalveen als geheel gewonnen. Over het relatieve belang van dit effect is echter heel weinig bekend.



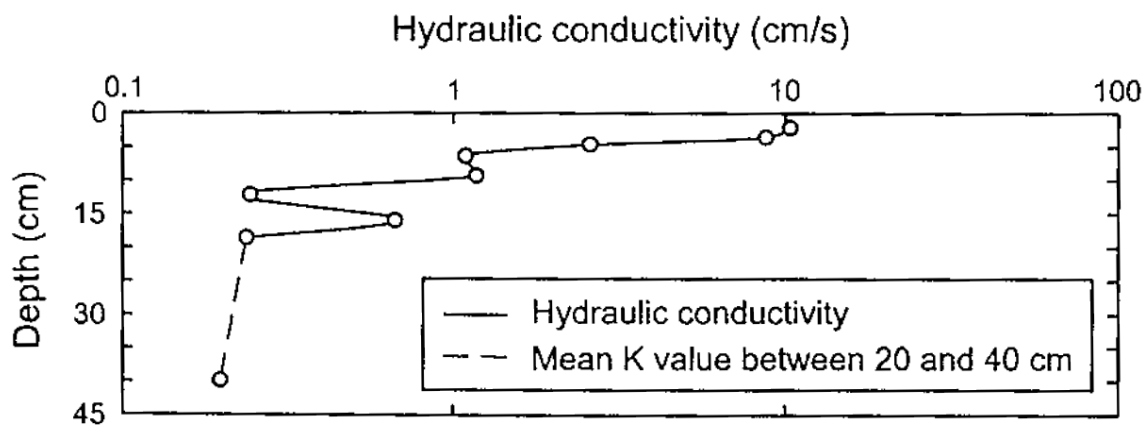
Figuur 2.14. Randen van natte landschapselementen verliezen relatief veel water door verdamping als gevolg van de drogere omgeving (Succow & Joosten, 2001).

Figure 2.14. Margins of wet landscapes elements loss relatively much water by evapotranspiration due to a drier surrounding (Succow & Joosten, 2001).

2.6 Afvoerregulatie in beekdalvenen

2.6.1 Afvoerregulatie door verticaal doorlatendheidsprofiel van de toplaag

Hydrologisch onderzoek in venen heeft zich vooral gericht op de geohydrologie op landschap- en systeemsschaal op basis van verzadigde grondwaterstroming. Veel toegepast in hoogveenonderzoek is het zogenaamde acrotelm-catotelm concept (Romanov, 1968; Ivanov, 1981). Hierbij wordt onderscheid gemaakt tussen een zogenaamde acrotelm (minder veraarde toplaag met hoge doorlatendheid, hoge bergingscoëfficiënt en waarin de grondwaterstand fluctueert) en een catotelm (diepere permanent waterverzadigde laag met een lage doorlatendheid en bergingscoëfficiënt). Het verschil tussen de lagen is echter conceptueel en kan niet worden toegeschreven aan fysische of morfologische eigenschappen van het veen, maar wordt in de praktijk gebaseerd op de positie van de diepste grondwaterstand in een droog jaar. Wel beschrijven diverse auteurs (Moore et al 2015, Rosa en Larocque 2008, Succow en Joosten 2001) een min of meer exponentiële afname van de doorlatendheid van de bovenste 50 cm (zie Figuur 2.15 voor een voorbeeld). Laagopbouw, heterogeniteiten en bult-slenkpatronen kunnen voor een ruimtelijk wisselend beeld zorgen.



Figuur 2.15. Exponentiële afname van de doorlatendheid met de diepte voor de bovenste 40 cm van een veenkolom. Bron: Rosa & Larocque 2008.

Figure 2.15. Exponential decrease of conductivity with depth for the upper 40 cm of a peat column (from Rosa & Larocque 2008).

Binnen dit concept wordt afvoer van water gemodelleerd als grondwaterstroming conform de wet van Darcy en behoud van massa. De acrotelm wordt hierbij gezien als een watervoerende laag (aquifer) en de catotelm als slecht doorlatende laag (aquitard) (Ingram, 1978). Hoewel oorspronkelijk ontwikkeld voor hoogvenen, wordt het concept ook van toepassing verondersteld voor grondwatergevoede laagvenen met slaapmos-kleine zeggenvegetatie (Succow & Joosten 2001) en is erin grondwatergevoede venen sprake van een oplopende bulk density en afname van de porositeit met de diepte in de bovenste 50 cm van het veenpakket (data Universiteit Antwerpen). Hydraulische doorlatendheden voor de catotelm variëren in de literatuur echter van 10^{-4} tot wel 10^2 m/d (Rycroft et al., 1975; Chason & Siegel, 1986). Het is dus de vraag of de catotelm wel altijd als aquitard mag worden gezien (Reeve et al., 2000). Doorlatendheden in de acrotelm zijn zeer variabel en kunnen oplopen tot 730 m/d voor de bovenste 10 cm van natuurlijk *Sphagnum* hoogveen (Holden & Burt, 2003a; Nijp et al., 2017a; Van der Schaaf, 2004). Het is hiermee de vraag of het uitgangspunt van grondwaterstroming conform de wet van Darcy wel valide is. Met de doorgaans lage stijghoogtegradiënten in dergelijke venen is dit waarschijnlijk wel het geval (Nijp et al., 2017a). Hoewel het acrotelm-catotelm concept een brede toepassing kent, gaat het voorbij aan een breed scala aan ecologische, hydrologische en biochemische processen en structuren (Morris et al. 2011). Het gaat hierbij onder meer om interactie tussen veengroei en

hydrologie, heterogeniteit in structuur en gedrag binnen venen, stroming door macroporiën tussen diepe en ondiepe delen van het veenprofiel (Holden & Burt, 2003), en snelle hydrologische processen aan het oppervlak van het veen. Uit onderzoek met zuurstof en waterstof isotopen als tracers blijkt dat naast stroming door macroporiën, vooral stroming optreedt in de top van de veenlaag (Ronkanen & Klove, 2007). Uit eigen veldwaarnemingen in doorstroomvenen is ook op te maken dat bij waterstanden aan maaiveld oppervlakkige afstroming plaatsvindt. Hieruit blijkt dat oppervlakkige afstroming moet worden meegenomen en geïntegreerd met tragere grondwaterstroming (Waddington 2010). Met meenemen van concepten waarin zowel oppervlakkige afstroming als microtopografie vertegenwoordigd zijn, is dan ook noodzakelijk voor het vergroten van kennis over het hydrologisch functioneren van venen.

2.7 Hydrologische effecten van microtopografie

2.7.1 Inleiding

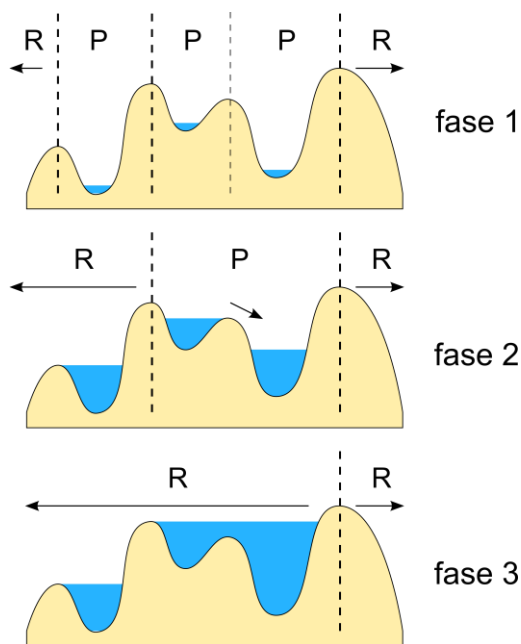
Microtopografie kan, in gebieden met een ondiepe grondwaterstand, een grote invloed hebben op de stroming van water over en vlak onder het maaiveldoppervlak (Van der Ploeg et al. 2012). Een zeer belangrijk aspect hierbij is oppervlakkige afstroming. Deze vrije afstroming over het bodemoppervlak is een belangrijke, maar vaak onderschatte term in de hydrologische kringloop (Beven, 2000). Oppervlakkige afstroming treedt op als neerslag niet kan infiltreren, ofwel doordat de neerslag de maximale infiltratiecapaciteit van de bodem overschrijdt, ofwel doordat de bergingscapaciteit van de onverzadigde zone wordt overschreden (dus (schijn)grondwaterstanden aan maaiveld). De bergingscapaciteit van de bodem wordt vooral bepaald door de porositeit van de bodem en de diepte van de freatische grondwaterspiegel, terwijl korstvorming, hydrofobie van de bodemmatrix en compactie de infiltratiecapaciteit beïnvloeden (Locher & De Bakker, 1990). Oppervlakkige afstroming door overschrijding van de bergingscapaciteit en overschrijding van de infiltratiecapaciteit zijn bekend als respectievelijk Dunne en Horton runoff. Oppervlakkige afstroming kan daarnaast optreden in kwelgebieden waarbij kwelwater aan maaiveld uittreedt (Dunne & Black, 1970). Veel aspecten van oppervlakkige afstroming zoals hoeveelheden, frequentie van optreden en de route over maaiveld zijn echter zeer slecht te voorspellen (Sophocleous, 2002).

Onderzoek naar interactie tussen oppervlakkige afstroming en topografie heeft zich vooral gericht op hellende gebieden, wat zich uit in een groot aantal modelconcepten voor het gedistribueerd modelleren (e.g. SHE: Abbot et al., 1986) en TOPMODEL: Beven et al., 1996). De oorzaak hiervan kan worden gevonden in het feit dat oppervlakkige afstroming in hellende gebieden gepaard gaat met risico op bodemerosie. Oppervlakkige afstroming heeft in vrijwel vlakke gebieden veel minder aandacht gekregen en wordt in hydrologische studies veelal verwaarloosd. Dit is begrijpelijk vanuit kwantitatief oogpunt, omdat de hoeveelheid oppervlakkige afstroming op stroomgebiedsschaal beperkt is in deze gebieden. Negeren is echter onverstandig omdat oppervlakkige afvoer een flinke bijdrage kan leveren aan piekafvoeren op stroomgebiedsschaal en kan leiden tot inundatie en plaspvorming op veldschaal. Daarnaast geldt voor veensystemen met een relatief vlak maaiveld dat daar juist wel afvoer van een aanzienlijk deel van de neerslag en toestromende grondwater over maaiveld plaatsvindt, doordat bij ondiepe grondwaterstanden de bodem reeds verzadigd is met water. In venen en moerassen met grondwaterstanden aan maaiveld is oppervlakkige afstroming daarom een belangrijke component in de waterbalans.

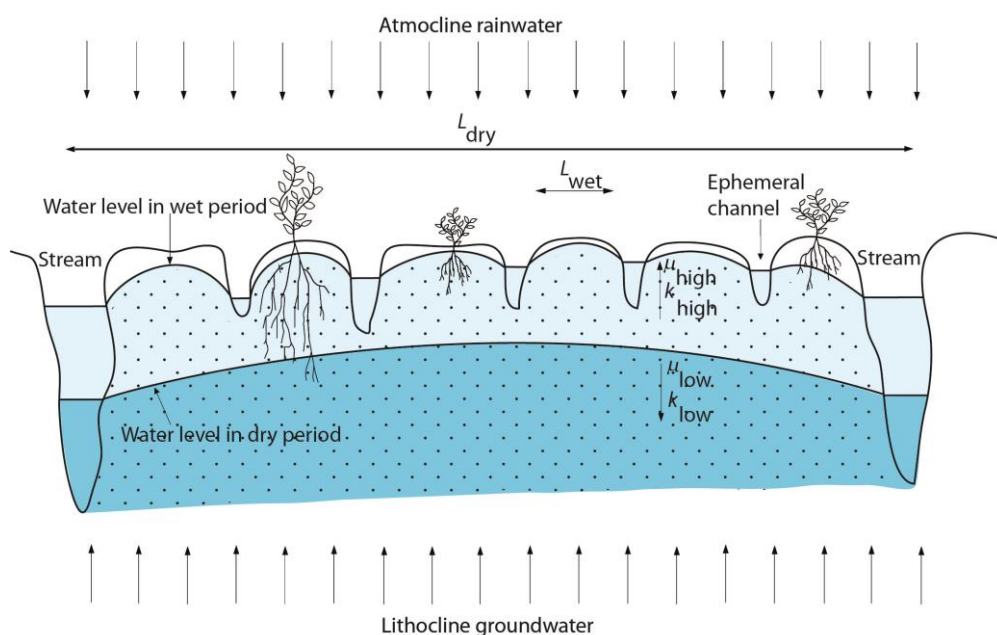
Microtopografie en dynamiek van afstroming en grondwaterstand

In ecosystemen in vlakke gebieden met ondiepe grondwaterstanden, treedt oppervlakkige afstroming, afhankelijk van de lokale microtopografie, op als een stromende waterfilm en/of als stroming via mikrokanaaltjes. Hierbij is het vollopen en overstromen van lokale depressies een belangrijk aspect (Darboux et al., 2002). Het stromingspatroon wordt hierdoor zeer complex doordat volgelopen depressies (plassen) door verdere vernatting kunnen samenvloeien of juist

splitsen tijdens opdrogen (Appels et al., 2011). De hoeveelheid oppervlakkige afstroming vanaf een perceel wordt hierdoor sterk bepaald door de tijdelijke berging van water in depressies aan het maaiveld oppervlak (Figuur 2.16; Appels et al., 2011). In natte periodes met hoge waterstanden karakteriseren natte ecosystemen zich door de kleine afstand tussen de microkanaaltjes en de relatief hoge doorlatendheid van de toplaag (Figuur 2.17). Het systeem zal dan snel reageren op aanvoer van water met oppervlaktewaterafvoer en snelle afvoer van water in de veentoplaag (Bragazza et al., 1999). Onder droge omstandigheden is de afstand tussen afvoerkanaaltjes groter en neemt de doorlatendheid van het systeem af. Dit resulteert in een sterk vertraagde afvoer van water uit het systeem door afvoer van oppervlaktewater en stroming van water door de veenlaag (Van der Ploeg et al., 2012).



Figuur 2.16. Redistributie concept voor stroming over maaiveld. Oppervlakkige afstroming, runoff (R) komt op gang als depressies gevuld zijn met water, plasvorming (P) (naar Appels et al. 2011).
Figure 2.16. The concept of redistribution for runoff. Runoff (R) starts when depressions are filled with water (P) (from Appels et al. 2011).



Figuur 2.17. Hydrologische zelforganisatie van een beekdal, waarbij feedbacks tussen topografie, bodemopbouw en hydrologie resulteren in een stabiele waterstand (Van der Ploeg et al. 2012).

Figure 2.17. Hydrological self-organization of a brook valley. Feedbacks between topography, soil profile and hydrology results in a stable waterlevel (Van der Ploeg et al. 2012).

Voorafgaande kan worden beschouwd als een ecohydrologische terugkoppeling. In natte periodes met een overschot aan water wordt water snel afgevoerd, terwijl in droge periodes, als water nodig is, wordt water juist vastgehouden. De aanwezigheid van een genest systeem van tijdelijk watervoerende microkanaaltjes en stroompjes is dus van groot belang voor een stabiele vochtvoorziening van moerasvegetaties. In natte perioden wordt inundatie beperkt en in droge perioden wordt het uitzakken van de waterstand beperkt. Qua gedrag komt het beschreven systeem overeen met het oorspronkelijke acrotelm-catotelm concept zoals beschreven in de Russische hoogveen literatuur (Romanov, 1968; Ivanov, 1981).

Geconcludeerd kan worden dat de aanwezigheid van microtopografie een belangrijke ecohydrologische terugkoppeling is die zorgt voor stabiele vochtcondities. Een veen zonder microtopografie zou daardoor grotere waterstandsfluctuaties hebben en meer afhankelijk zijn van de feedback door verschillen in bodemfysische eigenschappen van de onder- en bovengrond.

Vorm en schaal van bulten in grondwatergevoede beekdalvenen

Kwantitatieve informatie over microtopografische patronen in laagvenen blijkt schaars. In totaal is van een beperkt aantal studies kwantitatieve informatie over microtopografie in grondwatergevoede ecosystemen beschikbaar.

In recent OBN-onderzoek (Aggenbach et al., 2013a+b) is op 27 locaties in transecten van 10 m, om de 5 cm de maaiveldhoogte gemeten. De metingen zijn gecorrigeerd voor macroreliëf en uitgevoerd is zowel vernatte gedegradeerde als ongestoorde venen en locaties die variëren in de duur van het stoppen van maaibeheer (actueel gemaaid tot nooit gemaaid). In deze studie is de microtopografie beschreven aan de hand van percentielen (0.1-0.9 en 0.25-0.75). Uit de studie kwam naar voren dat de hoogteverschillen tussen het 0.1 en 0.9 percentiel ongeveer 10-25 cm bedragen in ongestoorde venen en 5-10 cm in sterk verstoorde venen. Maaibeheer heeft een nivellerende werking op de microtopografie. Op locaties met actueel maaibeheer tot 10 jaar niet gemaaid bedraagt het hoogteverschillen tussen het 0.1 en 0.9 percentiel 5-10 cm, op locaties waar

het maaibeheer 10 jaar geleden of langer is gestopt bedraagt dat 10 tot 25 cm. In de ongestoorde, voedselarme venen bestaat de microtopografie vooral uit mosbult-slenk patronen. In sterk verstoorde venen bestaat de microtopografie deels uit mosbult-slenk patronen en deels uit pol-slenk patronen of is afwezig. Vaak vormen in grondwatergevoede venen de slaapmossen bulten. Een voorwaarde daarbij is dat de kruidlaag voldoende open is voor voldoende lichtinval op de bodem. Een relatief lage beschikbaarheid van nutriënten speelt daarbij een rol. De grootste hoogteverschillen hangen samen met het voorkomen van soorten die hoge pollen kunnen vormen (*Molinia cearulea*, *Carex cespitosa*) en *Sphagnum* soorten die bulten vormen.

Op basis van bovengenoemde microtopografie data zijn Random Roughness (RR) en maximum depressional storage (MDS) berekend. RR is de standaarddeviatie van de hoogte nadat deze met een lineaire regressie is gecorrigeerd voor de helling (Allmaras et al., 1966) en beschrijft de toevallige ruwheid van de hoogte-elementen. MSD is hoeveelheid oppervlaktewater die in de microtopografie maximaal kan worden geborgen, voordat deze wegstroomt als oppervlakkige afvoer. Deze wordt berekend op basis van de RR en de helling volgens een de relatie $MDS = 0.0157 \sqrt{RR/S}$ (waarbij S = helling in m/m) opgesteld door Mohamed et al. (2020). In Tabel 2.4 worden de berekende waarden weer gegeven voor gecombineerde klassen van duur van niet maaien en degradatiegraad. Hoge RR en MDS waarden treden op wanneer langer geleden of nooit gemaaid is in zwak gedegradeerde en ongestoorde venen. De combinatie 5-15 jaar niet gemaaid en zwak gedegradéerd heeft ook hoge waarden. Sterk gedegradéerde venen met actueel maaibeheer (rupsmaaiers) en waar het maaibeheer net is gestopt (1-5 j), hebben een lage RR en MDS. De range van RR en MDS waarde komt overeen met die Kamphorst et al. 2000 bepaalden in geploegde akkers. De MDS varieert van 2.9 tot 10.8 mm (gemiddelde waarden). Dat lijkt gering, maar door de geringe helling zal oppervlaktewater vertraagd wegstromen en kan het waterpeil uitstijgen boven het overlooppniveau van de microtopografie. Omdat de helling zeer gering had deze nauwelijks invloed op de berekende MDS waarde.

Tabel 2.4. Random Roughness (RR), helling en maximum depressional storage (MDS) voor gecombineerde categorieën voor duur van niet maaien en degradatiegraad in grondwatergevoede venen berekend op basis van microtopografie data van Aggenbach et al. (2013). De getallen zijn gemiddelde $\pm$ standaarddeviatie.

Tabel 2.4. Random Roughness (RR), slope and maximum depressional storage (MDS) for combined categories for duration of no mowing management and degradation degree in groundwater fed peatlands. Calculation are based on micro-topography data of Aggenbach et al. (2013). Numbers are average $\pm$ standard deviation.

Regio gebied	Duur niet gemaaid	Degradatiestaat	aantal metingen	RR (mm)	slope (m/m)	MDS (mm)
lokale studie Gasterensche Diep 2015	5-15 j	sterk gedegradéerd	4	53 $\pm$ 9	0.0067 $\pm$ 0.0072	2.2 $\pm$ 1.6
venen OBN studie 2009L: Nederland, België, Duitsland, Polen	0 j (actueel gemaaid)	zwak gedegradéerd	10	34 $\pm$ 13	0.0042 $\pm$ 0.0026	2.1 $\pm$ 2.0
	0 j (actueel gemaaid)	sterk gedegradéerd	15	26 $\pm$ 9	0.0037 $\pm$ 0.0033	1.9 $\pm$ 1.1
	1-5 j	sterk gedegradéerd	10	33 $\pm$ 9	0.0048 $\pm$ 0.0042	2.2 $\pm$ 3.0
	5-15 j	zwak gedegradéerd	10	60 $\pm$ 11	0.0024 $\pm$ 0.0032	3.9 $\pm$ 2.2
	15-40 j	ongestoord	10	36 $\pm$ 7	0.0035 $\pm$ 0.0028	2.4 $\pm$ 2.1
	15-40 j	zwak gedegradéerd	5	35 $\pm$ 4	0.0070 $\pm$ 0.0083	1.5 $\pm$ 0.6
	15-40 j	sterk gedegradéerd	5	44 $\pm$ 9	0.0025 $\pm$ 0.0029	2.8 $\pm$ 1.1
	> 40 j + nooit	ongestoord	5	47 $\pm$ 11	0.0023 $\pm$ 0.0026	4.3 $\pm$ 3.2
	> 40 j + nooit	zwak gedegradéerd	5	94 $\pm$ 28	0.0038 $\pm$ 0.0022	2.9 $\pm$ 1.4

2.7.2 De invloed van veenvormende vegetatie op hydraulische eigenschappen van het veen en de toplaag

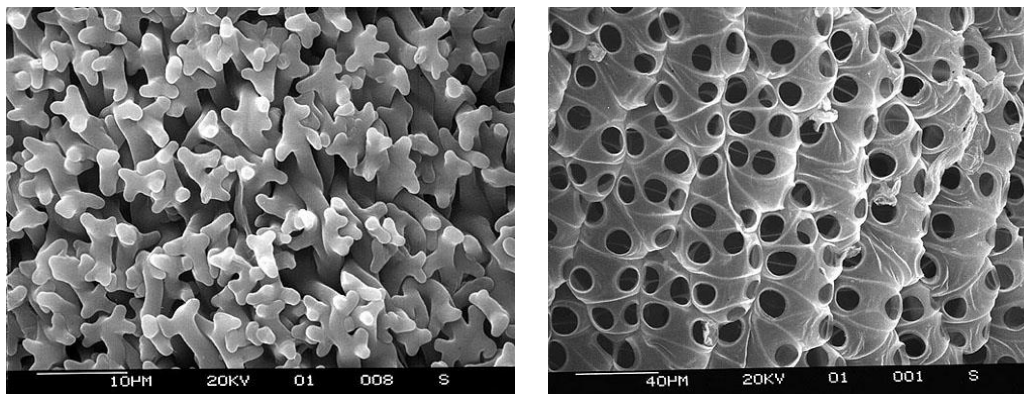
Voordat we de invloed van de veenvegetatie op hydraulische eigenschappen van het veen bespreken, geven we eerst een overzicht van het type veen dat in ongestoorde en gedegradeerde beekdalvenen wordt gevormd:

- In nutriëntarme systemen wordt veenvorming gedomineerd door slaapmossen en in zure omstandigheden ook door veenmos; de mossen groeien min of meer omhoog en de onderkant sterft na verloop van tijd af. Deze mossen worden onder nutriëntenarme omstandigheden slecht afgebroken en vormen een duidelijk vezelige structuur van mosplantjes. Het veen heeft daardoor een zeer lage humificatiegraad en een groot aandeel macroporiën.
- Bij een hogere nutriëntenrijkdom zijn zeggen de dominante veenvormers. Onder matig nutriëntenrijke omstandigheden kleine zeggen en onder hoge nutriëntenrijkdom grote zeggen. De zeggen dragen vooral via wortelsterfte bij aan veenvorming; daarbij wordt jong organisch materiaal toegevoegd in een oudere veenlaag ('ingrowth peat formation'). In geval van geringe afbraak vormen de zeggenwortels een vezelige structuur. Onder nutriëntenrijkere omstandigheden treedt meer afbraak op en wordt meer van de afgestorven wortels omgezet in kleinere fragmenten. De humificatiegraad is dan hoger. Het afsterven van bovengrondse biomassa van zeggen en andere vaatplanten draagt weinig bij aan veenvorming omdat deze grotendeels wordt afgebroken.
- Onder mesotrofe omstandigheden kunnen zowel slaapmossen als kleine zeggen bijdragen aan de veenvorming: dus opwaartse groei door mossen en ingrowth veenvorming door zeggenwortels.
- In nutriëntenrijke situaties met een hoge anaerobe afbraak in de bodem worden vermoedelijk de wortels van zeggen en andere planten snel en sterk afgebroken. Deze situatie treedt op in vernatte ijzerrijke venen (Emsens et al 2016) en overstromingsvenen. Hierdoor wordt geen veen opgebouwd dat bestaat uit vezels, maar worden vooral fijne organische materiaal deeltjes geaccumuleerd. Deze situaties is momenteel aanwezig in vernatte ijzer- en fosfaatrijke venen. Door het geringe aandeel van intacte, afgestorven wortels is de bodem ook slap (slurry). De humificatiegraad is dan ook zeer hoog. De historie van langdurige verdroging en vervolgens vernatting in de gedegradeerde beekdalvenen draagt ook bij tot slurryvorming in de toplaag. Door verdroging is het veen sterk afgebroken in kleine fragmenten. Na vernatting ontstaat dan een slappe, zwarte slurrylaag.

Bij analyse in de vorige paragraaf is de invloed van de vegetatie op de hydrologie buiten beschouwing gelaten. Opname van water door op verschillende dieptes wortelende planten kan bijvoorbeeld effect hebben op de verdamping. Zeker bij venen is de invloed van de begroeiing complex en vaak indirect. Verschillen in vegetatie tussen bulten en slenken kan resulteren in ruimtelijke variatie in hydraulische eigenschappen van het veen. De relatie tussen doorlatendheid en vochtgehalte, $K(\theta)$, van onverzadigd veen is bijvoorbeeld sterk afhankelijk van het veentype (i.e. de planten waaruit het veen is ontstaan) en de humificatiegraad (Gnatowski et al, 2011). De hydraulische eigenschappen van de levende moslaag blijken sterk af te hangen van de anatomie van mossoorten en de dikte van de levende moslaag (Schouwenaars & Goosens, 2007, Thill, 2011). De hydraulische eigenschappen van zowel het veen als de levende toplaag zijn bepalend voor vochtcondities en stromingspatronen op standplaatsniveau, maar ook voor de waterhuishouding op veldschaal. Daarnaast kan de verandering van hydraulische eigenschappen resulteren in een positieve feedback op de groeicondities van de soorten. Ruimtelijke structuren in microtopografie en hydraulische eigenschappen kunnen hierdoor worden versterkt.

Onderzoek aan de hydraulische eigenschappen van veen en veenvormende vegetaties is echter zeer schaars en nagenoeg beperkt tot hoogveen soorten. Uit onderzoek aan de hydraulische eigenschappen van veenmossen (Schouwenaars & Goossen, 2007; Price et al., 2008; Nijp et al., 2017a) en recent onderzoek aan mossoorten van droge standplaatsen (Voortman et al., 2017) blijkt dat de moslaag een zeer hoge verzadigde doorlatendheid heeft (20 - 700 m/d), en een groot percentage gemakkelijk te draineren poriën en open ruimtes (40-50% >300 µm en 20-30% >1000 µm), waardoor nagenoeg geen vol capillaire zone kan ontstaan (Hayward & Clymo 1982). Regenwater kan hierdoor snel in een mosbult infiltreren en afstromen naar lokale laagtes. De snelle drainage van overtollig water tijdens natte omstandigheden (Boelter, 1969) is cruciaal voor de groei van mossen, omdat een waterfilm op mossen de diffusie van CO₂ sterk beperkt en daarmee hun groei (Glime, 2007). Het snel afvoeren van water uit mosbulten is dus gunstig voor de daar groeiende soorten, e.g. *Sphagnum fuscum* (Granath et al., 2010; Nijp et al., 2014).

Als de toplaag van mossen uitdroogt neemt de doorlatendheid sterk af. Price et al. (2008) observeerden bij een drukafname van 35 cm een daling van de doorlatendheid, $K(\theta)$ met 5 log eenheden voor *Sphagnum rubellum*. Deze sterke daling wordt veroorzaakt door de snelle afname van de dikte van de waterfilm rond de mossen en poreuze mosstructuur. Het residuele water wordt vastgehouden in een dunne film tussen de zogenaamde pappilae aan de buitenzijde van het mos. *Sphagnum* mossen verschillen van andere mossoorten doordat ze tevens zogenaamde hyaline cellen bevatten waar water in opgeslagen kan worden (Ingram, 1983).



Figuur 2.18. Elektronenmicroscopie opnames van pappilae (links) bij *Tortula* mos en (rechts) hyaline cellen bij een *Sphagnum* mos (www3.botany.ubc.ca/bryophyte).

Figure 2.18. Electronic microscopy image of pappilae (left) of a *Tortula* moss species, and hyaline cells (right) of *Sphagnum* moss species (www3.botany.ubc.ca/bryophyte).

De mate waarin mossen in staat zijn water vast te houden en te transporteren naar de capitula (top van de levende moslaag) verschilt sterk tussen soorten. Zo blijken bultvormende *Sphagnum* soorten beter in staat te zijn om water vast te houden en te transporteren naar de capitula dan aquatische en gazon-vormende veenmossen (Rydín 1985, Wagner & Titus, 1984; Nijp et al., 2014). Deze eigenschappen maken de bultvormende veenmossen relatief goed bestand tegen een neerslagtekort of diepe grondwaterstanden (Overbeck & Happach 1957, Hayward & Clymo, 1982). De levende moslaag vereist dus een geringe marge (cm's tot enkele dm's) voor de waterstand: de waterstand mag niet te hoog zijn wegens een rem op fotosynthese en niet te laag omdat dan uitdroging optreedt en mossen niet actief water kunnen aanvoeren met wortels. Welke marge aanvaardbaar is, hangt van fysieke eigenschappen van de betreffende mossoorten (i.e. de mate waarin water naar de capitula kan worden getransporteerd), maar ook met de grondwaterstandsdynamiek van het onderliggende systeem (Nijp et al., 2014).

Alhoewel over de bodemfysische en hydrologische eigenschappen van venen de laatste jaren meer publicaties verschijnen, is nog bijzonder weinig bekend over de hydraulische eigenschappen en eisen van de relevante mossoorten van grondwater gevoede venen. Te denken valt daarbij aan *Scorpidium*, *Drepanocladus* en *Calliergon*/ *Callierogenella* soorten. Een factor waar dan ook gekeken moet worden is de droge bulkdichtheid van de mosbegroeiing. Deze dichtheid kan bepalend zijn voor het capillair opstijgvermogen en de bergingscapaciteit. Een indruk uit het veld is dat bij *Calliergonella cuspidata* in nutriëntenrijke venen veel lossere moslaag vormt dan *Drepanocladus* en *Scorpidium* soorten in nutriëntenarme venen. In gedegradeerde beekdalvenen is de biomassa van de levende mossen ook veel lager dan die in ongestoorde venen (Aggenbach et al. 2013).

2.8 Maaiveldhoogtefluctuaties en gasophoping

2.8.1 Inleiding

In tegenstelling tot bodems die bestaan uit zand, beschikt een natuurlijke veenbodem door unieke eigenschappen (hoge porositeit en elasticiteit) over de capaciteit om te kunnen uitzetten en inkrimpen onder invloed van

- Variaties in waterdruk door seizoensgebonden neerslag- en verdampingshoeveelheden (Fritz, 2006; Nijp, 2015). Dit proces draagt het sterkt bij aan uitzetten en krimpen van veen.
- Afwisselingen van belasting en ontlasting, bv als gevolg van sneeuw
- Extra drijfvermogen door gasvorming, of verlies daarvan door ontgassing
- Fluctuaties in de luchtdruk die zorgen voor compressie en uitzetting van gasbellen.
- Bevriezing
- Veenafbraak/ oxidatie : 3-4% jaarlijks (Schothorst, 1977) (Kennedy et al., 2005)

De eerste vijf processen komen tot uiting in een op en neer bewegend (deinend) maaiveld (Mooratmung in het Duits en peatland surface oscillation, PSO, in het Engels), en onzichtbaar in een variërende bodemstructuur (Succow en Joosten, 2001) met gevolgen voor de doorlatendheid en bergingseigenschappen van de veenbodem. Het laatste proces zorgt voor een daling van het maaiveld: Maaiveldhoogtefluctuaties hangen sterk samen met het neerslagoverschot en vertonen een seizoensdynamiek, maar ook met individuele buien en perioden van droogte (Nijp, 2015) of luchtdruk variaties (zie paragraaf 3.6.4). In natuurlijke veensystemen met ondiepe grondwaterstanden worden maaiveldveranderingen voor een belangrijk deel verklaard door primaire consolidatie (i.e. zetting door grondwaterstandsveranderingen) (Kennedy et al., 2005). Hierdoor stabiliseert de afstand tussen maaiveld en grondwater, wat belangrijke gevolgen kan hebben voor de hydrologie en ecologie van venen.

Hieronder worden de omvang van maaiveldfluctuaties, de sturende processen, en de invloed van gasvorming besproken. De invloed van bevriezing blijft buiten beschouwing, gezien deze in Nederlandse grondwatergevoede venen vermoedelijk van gering belang is.

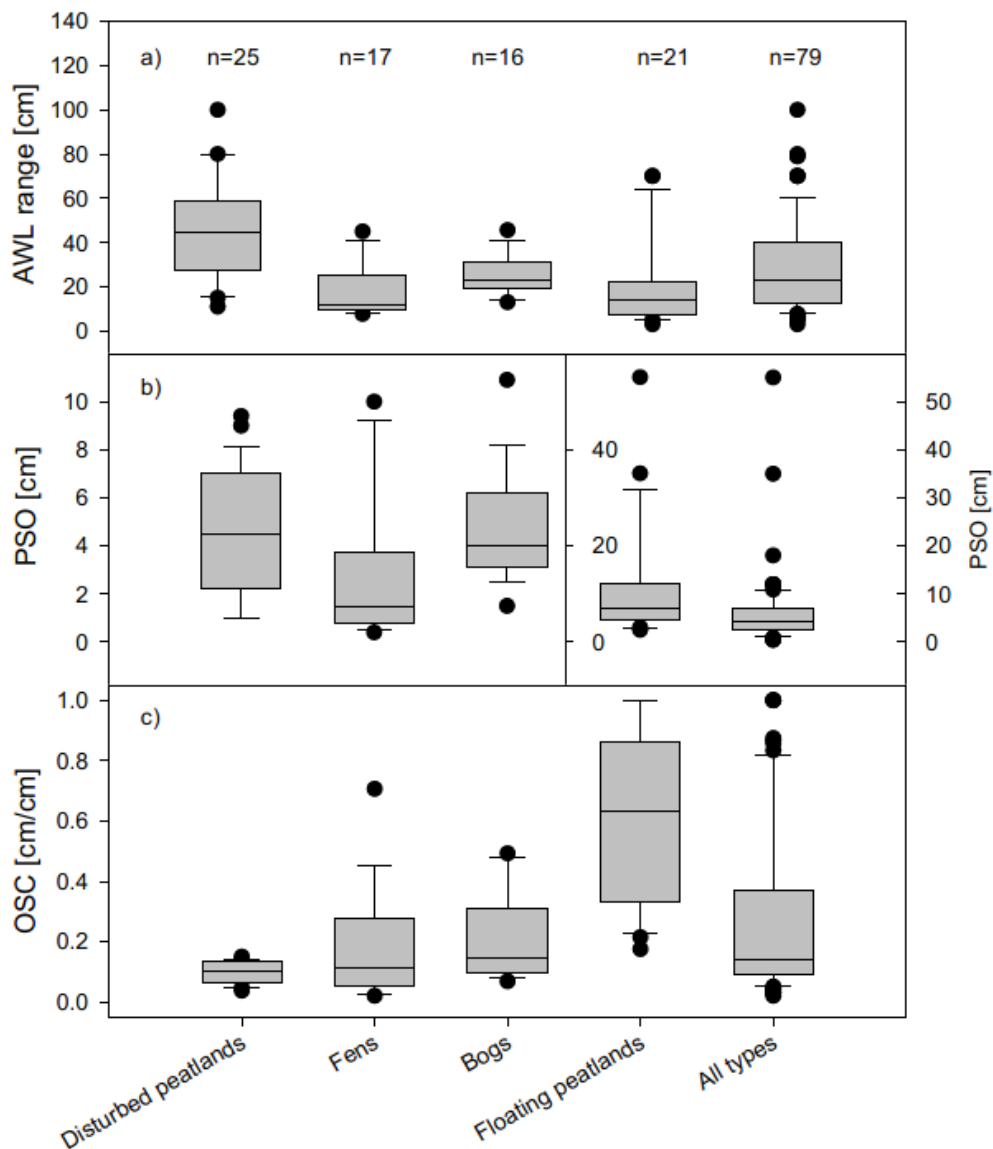
2.8.2 Omvang

Fritz (2006) verzamelde met een literatuurstudie gegevens over meerjaarlijkse variaties in maaiveldhoogten, grondwaterstanden en stijghoogten in 37 veengebieden. Uit dit overzicht blijkt dat maaiveldvariates van verstoorde veengebieden, laagvenen en hoogvenen variëren van 1 tot 10 cm, zonder duidelijke verschillen tussen de systeemtypen (Figuur 2.19). Wel blijkt dat fens (die in beekdalvenen voorkomen) en bogs (hoogvenen) een geringe maaiveldfluctuatie en maaiveld oscillatie coëfficiënt (ratio van maaiveldfluctuatie en waterstandsfluctuatie) hebben t.o.v. floating fens (kraggen). Reeve et al. (2013) namen met 9 GPS-stations in de Red Lake Peatlands (Canada) over een periode van 1 jaar een grotere fluctuatie van het maaiveld waar, namelijk variërend van 3.8 naar 25.3 cm. Een groot deel van deze variatie is het gevolg van belasting van het maaiveld door sneeuw, maar ook gasvorming en ontgassing en uitzetten en krimpen droegen daaraan bij. De auteurs vonden geen relatie tussen maaiveldfluctuatie en hoogteligging. Price en Schlottzauer (1999) splitsten de maaiveld daling tijdens een periode van dalende grondwaterstanden op in een daling van 3,6 cm als gevolg van krimp boven de grondwaterstand en een daling van 6 cm als gevolg van zetting van de verzadigde veenbodem. Glaser et al (2006) namen waar dat maaiveldfluctuaties in een hoogveen in Minnesota vrijwel synchroon verliepen met gasfluxen uit het veen. De auteurs leidden daaruit af dat ontgassing medebepalend is voor de mate van maaiveldvariates.

Uit de meta-analyse van maaiveldhoogtegegevens door Fritz (2006) werd tevens een zwak lineair verband tussen maaiveldhoogtefluctuaties en de dikte van het veenpakket gevonden (Figuur 2.20) en een sterk, niet-lineair verband met de stijghoogte in het veenpakket (Figuur 2.21).

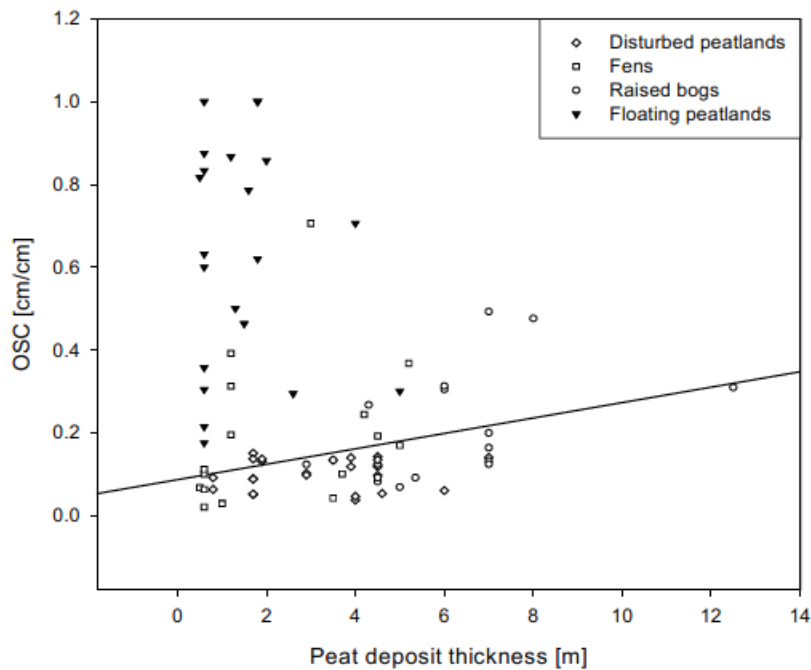
Dit laatste betekent dat maaiveldhoogten toenemen met grondwaterstand, en dalen bij lagere stijghoogten. Deze relatie is echter niet lineair en vertoont diverse hysteresis effecten. Bovendien biedt een dikker veenpakket meer potentie voor compressie en maaiveldhoogtefluctuaties, maar de daadwerkelijke fluctuaties worden gestuurd door veranderingen in grondwaterstand (Nijp et al., 2019).

In veensystemen waarin door positieve terugkoppeling dezelfde vegetatie voor meerdere decennia op dezelfde plek blijft groeien, verschilt de capaciteit om van volume te verandering per habitat door verschillen in compressibiliteit tussen verschillende vegetatietypen (Nijp, 2015; Waddington et al., 2010).



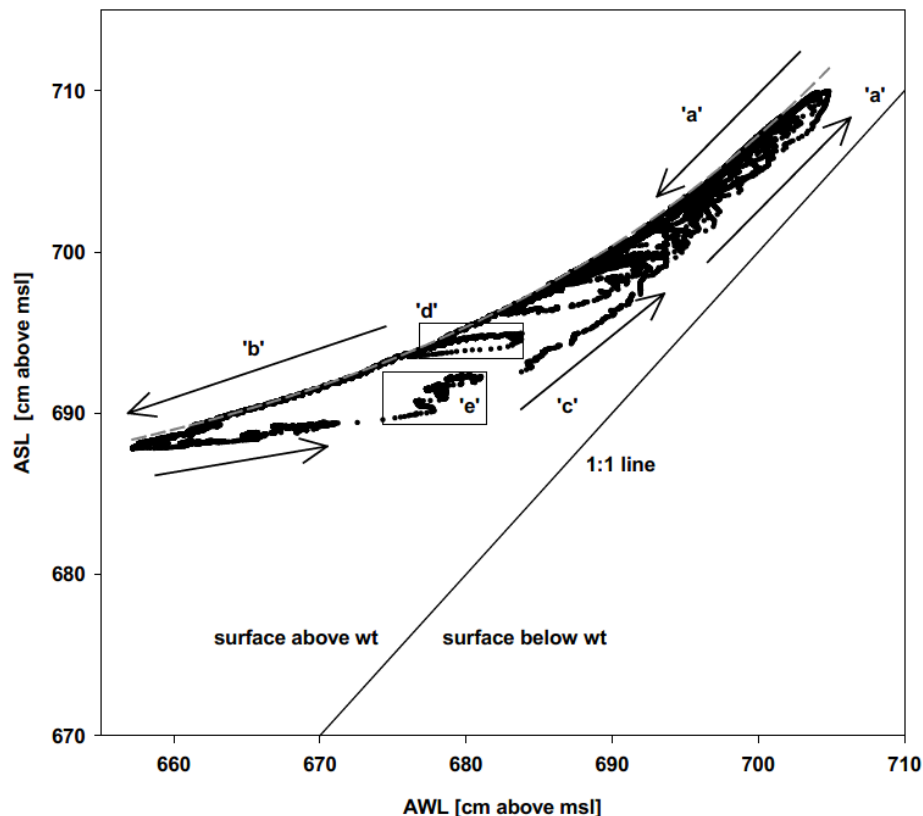
Figuur 2.19. Overzicht van waargenomen waterstandfluctuaties (AWL), maaiveldfluctuaties (PSO) en maaiveld oscillatie coëfficiënt (OSC) voor verschillende veensysteemttypen. De maaiveld oscillatie coëfficiënt is gedefinieerd als de maaiveldfluctuatie gedeeld door de waterstandfluctuatie. Bron: Fritz (2006).

Figure 2.19. Overview of recorded water level fluctuations (AWL), soil surface level fluctuations (PSO), and oscillation coefficient (OSC= PSO/AWL) for several peatland types. (from Fritz 2006).



Figuur 2.20. Maaiveldoscillatiecoëfficiënt (OSC) uitgezet tegen de veendikte voor 37 veengebieden en uitgesplitst naar systeemtype. De maaiveldoscillatiecoëfficiënt is gedefinieerd als de maaiveldfluctuatie gedeeld door de waterstandsfluctuatie. Bron: Fritz (2006).

Figure 2.21. Soil surface oscillation coefficient (OSC) in relation to peat thickness for several peatland types. OSC is the quotient of soil surface level oscillation and water level oscillation (from Fritz 2006).



Figuur 2.21. Absolute grondwaterstand (AWL) uitgezet tegen de absolute maaiveldhoogte (ASL) voor een veengebied in Nieuw-Zeeland. Het verschil tussen de 1:1 lijn en de puntenwolk is gelijk aan de dikte van de onverzadigde zone. Door het dalen van het maaiveld met afnemende stijghoogte komt 25 cm van de waargenomen 50 cm waterstandsvariatie tot uiting in de grondwaterstand ten opzichte van maaiveld. Bron: Fritz 2006.

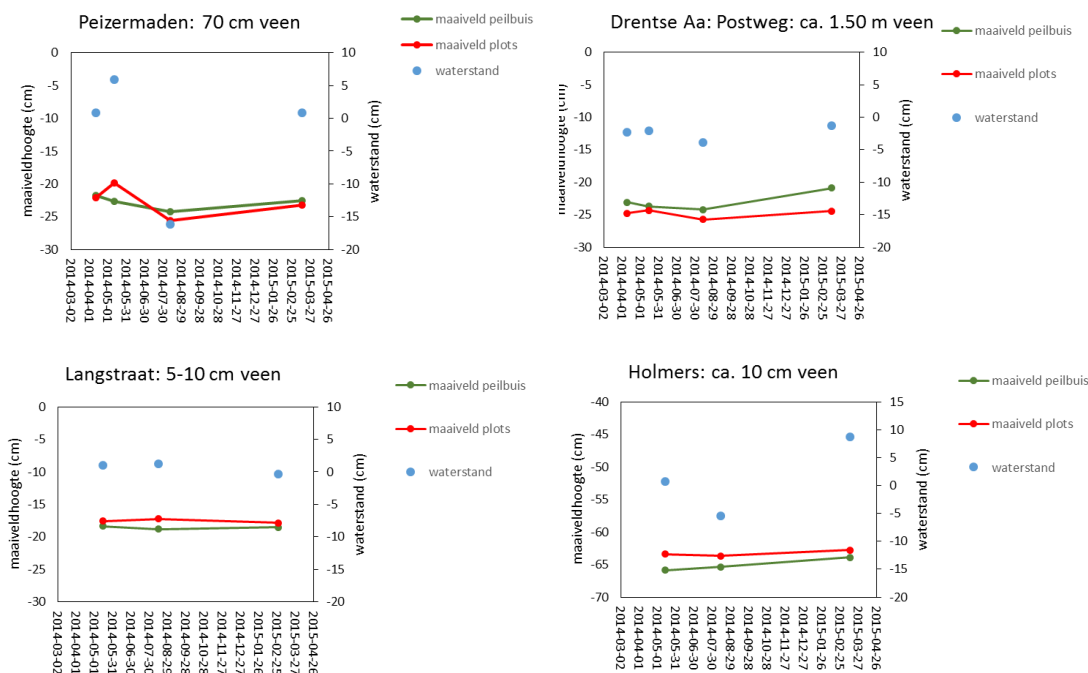
Figure 2.21. Absolute water level (AWL) in relation to absolute soil surface level (ASL) for a peatland in New-Zealand. The difference between the 1:1 line and the measurements equals the thickness of the unsaturated zone. Because of a decreasing ASL during a decreasing AWL 25 cm of the 50 cm water level variation is reflected in the water level relative to soil surface (from Fritz 2006).

Dynamiek van maaiveldhoogte in vier Nederlandse beekdallocaties

De dynamiek van maaiveldhoogte in Nederlandse grondwatergevoede venen en de samenhang met grondwaterdynamiek is nauwelijks onderzocht. In het OBN-onderzoek '*Onderzoek aan biochemie en experimentele maatregelen voor het herstel van beekdalvenen*' zijn t.b.v. de monitoring van een inbrengexperiment met plantensoorten op vier beekdallocaties gedurende 2 jaar nauwkeurig maaiveldhoogten en de freatische grondwaterstand gemeten (Emsens et al. 2016). Het interessante van deze locaties is dat ze onderling variëren in veendikte (10 tot ca. 150 cm) en zodoende bepaald kon worden of een dikkere veenlaag leidt tot een grotere dynamiek van maaiveldhoogte. De maaiveldhoogte is op twee plekken bekeken binnen elke onderzoekslocatie. De maaiveldhoogte is gemeten bij een peilbuis (4 metingen) en in 8 onderzoeksplots (5 metingen per plot; metingen gemiddeld over de 8 plots). De zode van de plots was t.b.v. het inbrengexperiment vooraf omgekeerd. Al hoewel dat niet ideaal is voor het traceren van seizoensmatige fluctuaties in maaiveldhoogte (de omgekeerde zode kan na verloop van tijd inzakken), analyseren we niettemin dit effect. De relatieve maaiveldhoogten zijn met een roterende laser ingemeten (nauwkeurigheid enkele mm) ten opzichte van de bovenkant van de peilbuis. De peilbuis was in de zandondergrond gefixeerd met een betonijzer en diende als referentiehoogte.

Figuur 2.22 geeft het verloop van de maaiveldhoogte en freatische waterstand weer. Op de locatie Drentse Aa en Peizermaden, waar relatief dik veen (resp. ca. 150 en 70 cm) aanwezig is, vertoont de maaiveldhoogte een seizoensmatige dynamiek die gecorreleerd is met de het verloop van de grondwaterstand. Bij een lage grondwaterstand in de zomer van 2014 is de maaiveldhoogte enkele cm's lager. In Drentse Aa is de fluctuatie ongeveer even groot als de gemeten verschillen in waterstand. In Peizermaden is waterstandsfluctuatie ca. 3-4 keer groter dan de maaiveldfluctuatie. De twee andere gebieden met een dunne veenlaag (5-10 cm) vertonen geen seizoensdynamiek van het maaiveld. In de Holmers vertoont het maaiveld bij de peilbuis een geleidelijke stijging van enkele cm's. Bij veldwerk in de Peizermaden werd waargenomen dat de toplaag van het veen 'drijft'. Dit gold in sterke mate voor de omgekeerde zode van de plots aan het begin van het experiment (voorjaar 2014). In de loop van de zomer zakte hier het maaiveld in. In het voorjaar van 2015 is de maaiveldhoogte lager dan in het voorjaar van 2014. Tijdens het experiment is ook de hoogte van ondiepe in het veen 'drijvende' peilbuizen bij de plots gevolgd. Deze zaten 50 cm diep in de bodem, en waren op de locaties met dikker veen niet verankerd in de minerale ondergrond. De hoogte van deze peilbuizen vertoonde nauwelijks verandering. Dit is een aanwijzing dat de oscillatie van het maaiveld veroorzaakt wordt door het krimpen en zwellen van de toplaag (enkele decimeters) van het veen.

Geconcludeerd kan worden dat seizoenmatige maaiveldfluctuaties in de onderzochte grondwatergevoede venen alleen optreden wanneer het veen relatief dik is (> ca. 70 cm) en dat de fluctuatie enkele cm's bedraagt. In drijvende systemen (kraggen) en systemen met waterstanden dicht aan maaiveld en deze slechts weinig fluctueert (locatie Drentse Aa), kan de maaiveldfluctuatie dezelfde ordegrrootte hebben als die van de freatische stand. Maaiveldfluctuaties kunnen in deze gevallen sterk bijdragen aan een zeer stabiele waterstand t.o.v. maaiveld. In systemen waar de waterstand sterk fluctueert, draagt geringe maaiveldfluctuatie beperkt bij aan het dempen van de waterstandsfluctuaties t.o.v. maaiveld. Gezien de waterstand een sleutelfactor is in hydrologische, biochemische en ecologische processen (verdamping, CO₂ opname, competitie tussen soorten), is maaiveldverandering een cruciaal proces in natuurlijke grondwatergevoede venen.



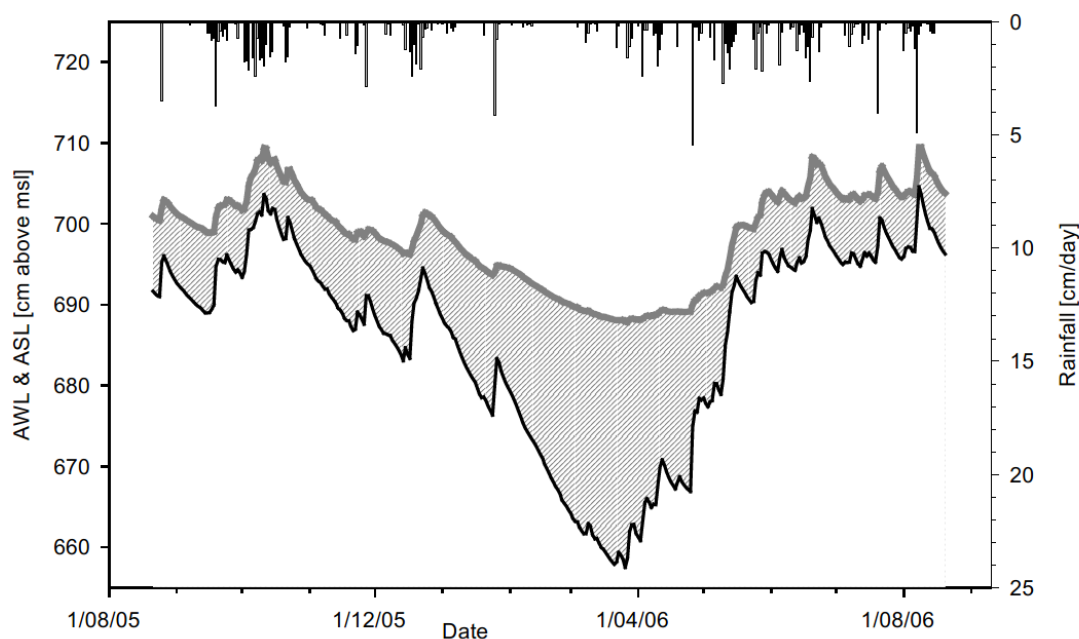
Figuur 2.22. Dynamiek van maaiveldhoogte en freatische waterstand op vier locaties in beekdalen met veen en kwel. De waterstand is gemeten in een peilbuis met een filter in de bovenste 0.5 m van het bodemprofiel en uitgedrukt t.o.v. de maaiveldhoogte bij aanvang van de meetreeks. Maaiveldhoogte van de peilbuis is gemeten vlak bij de peilbuis. De maaiveldhoogte van de plots betreft het gemiddelde van 8 plots van 1 m², waarvan in februari 2014 de zode was omgekeerd t.b.v. van een inbrengexperiment. Bij elke grafiek is de veendikte aangegeven. Data Universiteit Antwerpen, ECOBE (Emsens et al. 2016).

Figure 2.23. Dynamics of soil surface level and water level at four sites in brook valleys with peat and seepage.

2.8.3 Effecten op grondwaterstand ten opzichte van maaiveld

Het op en neer deinen van het maaiveld met de stijghoogte in het veenpakket heeft tot gevolg dat effecten van natte en droge perioden op de grondwaterstand (ten opzichte van het maaiveld) worden gedempt. Fritz (2006) laat voor een veengebied in Nieuw-Zeeland zien dat een absolute grondwaterstands daling van 40 cm met 50% wordt gedempt als gevolg van een meedaland maaiveld. Dezelfde auteur geeft tevens sterke aanwijzingen dat dit dempingsmechanisme in verstoorte veengebieden veel minder sterk is; maaiveldfluctuaties zijn weliswaar ook in verstoorte veengebieden gerapporteerd, maar de fluctuatie is qua omvang klein ten opzichte van de fluctuatie van de stijghoogte in de veenbodem (Figuur 2.19). Een fysische verklaring voor de verminderde reactie van maaiveldhoogten op stijghoogteveranderingen is de door waterhuishoudkundige ingrepen veroorzaakte compactie van de veenbodem onder invloed van toegenomen zuurstofaanvoer door drooglegging. Daarbij is door sterke afbraak de structuur van het veen irreversibel veranderd.

:



Figuur 2.23. Tijdreeks van de grondwaterstand (zwarte lijn) en maaiveldhoogte (grijze lijn) ten opzichte van een vast referentiepunt en dagelijkse neerslagsom. De zone tussen het maaiveld en de waterstand is met arcering weergegeven. Bron: Fritz 2006.

Figure 2.23. Time series of absolute water level (black line) and ground level (grey line) and daily precipitation. The zone between soil surface and water level is indicated with gray shading (from Fritz 2006).

2.8.4 Effecten op fysische eigenschappen

In paragraaf 2.3 zijn de bergingseigenschappen van veengebieden beschreven, uitgaande van een stationaire benadering van de bodemfysische eigenschappen van veenbodems. Vanwege de zwel- en zettingseigenschappen van veenbodems is het denkmodel van stationaire systeemeigenschappen echter niet volledig (Succow en Joosten, 2001). Zwel- en krimpprocessen hebben namelijk gevolgen voor de fysische eigenschappen van veen (Price en Schlotzhauer 1999, Whittington en Price 2006). Al naar gelang het vochtgehalte afneemt, kunnen veenbodems verder krimpen, waardoor grote poriën verdichten en een verschuiving optreedt richting kleinere poriën. Door de elasticiteit van de veenmatrix neemt de capaciteit om water te bergen toe.

Price en Schlotzhauer (1999) berekenden dat krimp van 6.5 – 10 cm resulteerde in een extra elastische bergingscapaciteit van 0.13 m/m. Bij een berging van ca. 0.45 m/m voor onverstoord hoogveen en 0.05 voor 'cutover bog' is dat een aanzienlijke verhoging van waterbufferend vermogen (28% voor onverstoord hoogveen, 260% verhoging t.o.v. 'cutover bog'). Nijp et al. (2017a) berekenden voor een onverstoord Zweeds hoogveen een toename van waterbergingscapaciteit van ca. 25% door elastische berging.

Kellner en Halldin (2002) berekenden voor een Zweeds hoogveen dat bergingsverliezen gedurende het groeiseizoenen van 1996 en 1997 voor 60% ten laste kwamen van de berging in de bovenste 40 cm en 40% door zwel en krimp in de veenbodem daaronder.

De verkleining van poriën zal daarnaast zeer waarschijnlijk tot een verlaging van de verzadigde doorlatendheid van de veenbodem leiden (Kennedy & Price, 2005). Als gevolg van krimp neemt vochtretentie in de onverzadigde zone toe met kleinere veenvolumes. Echter, bij toenemende krimp neemt ook de kans op scheurvorming in de onverzadigde zone toe. Bij extreme uitdroging kan daardoor voorkeursstroming plaatsvinden door de ontstane macroporiën, vergelijkbaar zoals dat bij klei gebeurt (Bronswijk, 1988).

3. Casus Gasterensche diep

3.1 Gebiedsbeschrijving

Het onderzoeksgebied van Casus Gasterensche Diep ligt in de Provincie Drenthe, in het dal van het Gasterensche Diep (Figuur 3.1). Het Gasterensche diep is een middenloop gedeelte van de oostelijke beektak van het Drentse Aa systeem die ontspringt in het noordelijk deel van het Drentse plateau (Figuur 3.3). Aan de westzijde wordt het begrenst door het hoger gelegen Balloërveld (9-15 m+NAP) die vooral uit heide bestaat en daarnaast enkele agrarische percelen. Aan de oostzijde door de zandrug van Gasteren (10-12 m+NAP) die voor een groot deel uit agrarische percelen (akker en graslanden) bestaat. Op beperkte schaal is hier ook bos aanwezig. Verder naar het oosten ligt de Hondsrug dat binnen regio de grootste en hoogste rug vormt (15-20 m+NAP).

Het dal van het Gasterensche diep heeft nog een uitgestrekt veenpakket in dikte variërend van enkele decimeters tot meer dan 3.20 m. De morfologie van het dal bestaat uit relatief steile overgangen van plateaus naar beekdal. Het beekdal zelf is relatief vlak. Het dal is ter plekke van het onderzoeksgebied ca. 350 tot 500 m breed. De beek, het Gasterensche Diep, heeft bovenstrooms een asymmetrische ligging in het dal tegen de westflank. Stroomafwaarts stroomt de beek meer centraal door het dal.

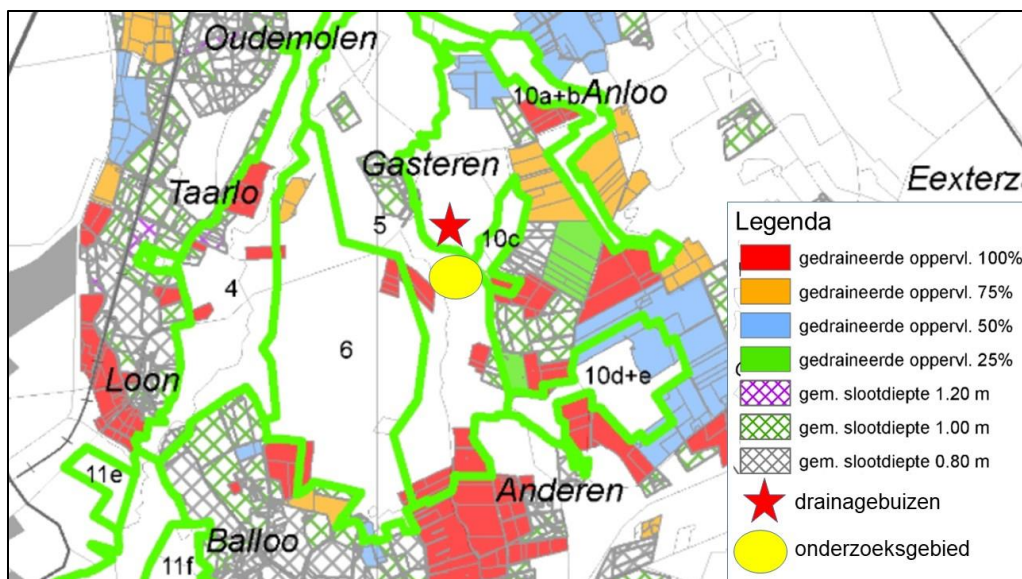
Het dal was eeuwenlang in gebruik als natte madelanden (hooiland). In de tweede helft van de vorige eeuw is de ontwatering sterk verbeterd, wat tot sterke verdroging van het veen heeft geleid. De aanvankelijk lichte en later de sterke ontwatering zorgde voor mineralisatie van de toplaag van het veenpakket. Samen met het krimpen van het veenpakket heeft dit geleid tot een maaiveld verlaging in het beekdal. Omdat de maaiveldverlaging sterker was nabij de drainerende waterlopen, loopt het maaiveld nu sterk af richting de beek en grotere sloten. De lokale ontwatering is onderhouden tot in de jaren '90 ten behoeve van het hooilandbeheer. Om te illustreren hoe sterk het gebied ontwaterd was in die tijd: medewerkers van Staatsbosbeheer (SBB) konden met de auto tot aan de beek rijden. Iets wat na de vernattingsmaatregelen niet meer is voor te stellen. Na de vernattingsmaatregelen is SBB overgegaan op het maaien met rupsmaaiers. Enkele sterk vernatte delen worden niet meer gemaaid (Figuur 3.3), omdat machinaal maaien steeds moeilijker wordt. Tevens worden twee vakken bewust niet meer gemaaid om de effecten van niet maaien op de vegetatie en microtopografie te onderzoeken. Een aanzienlijke deel van het onderzoeksgebied bevat daardoor niet gemaaide delen.

De ontwateringstoestand van de omgeving is als volgt (Figuur 3.2). Het hogere gelegen gebied aan de westzijde van het beekdal (Balloërveld) heeft nauwelijks drainage. Alleen dicht bij het studiegebied liggen twee percelen met buisdrainage. Het hogere gelegen gebied aan de oostzijde (zandrug van Gasteren) is grotendeels diep ontwaterd door sloten en buisdrainage. De percelen aan de oostzijde van het beekdal wateren met sloten, buisdrainage en periodiek ook door oppervlakkige afstroming over maaiveld af op het beekdal. Eutroof oppervlaktewater stroomt via twee doorvoersloten aan de zuidzijde van het onderzoeksgebied naar de beek. Daarnaast bereikt in natte perioden eutroof oppervlaktewater ook het beekdal via enkele duikers onder de Gasterensche weg dat vervolgens in het beekdal over maaiveld stroomt. Delen in het beekdal waar dit oppervlaktewater instroomt hebben een eutrafente vegetatie van overstromingsgrasland en moeras van Riet en Grote lisdodde (Figuur 3.4). Bovenstrooms ter hoogte van Anderen is het beekdal zelf diep ontwaterd voor agrarisch gebruik.



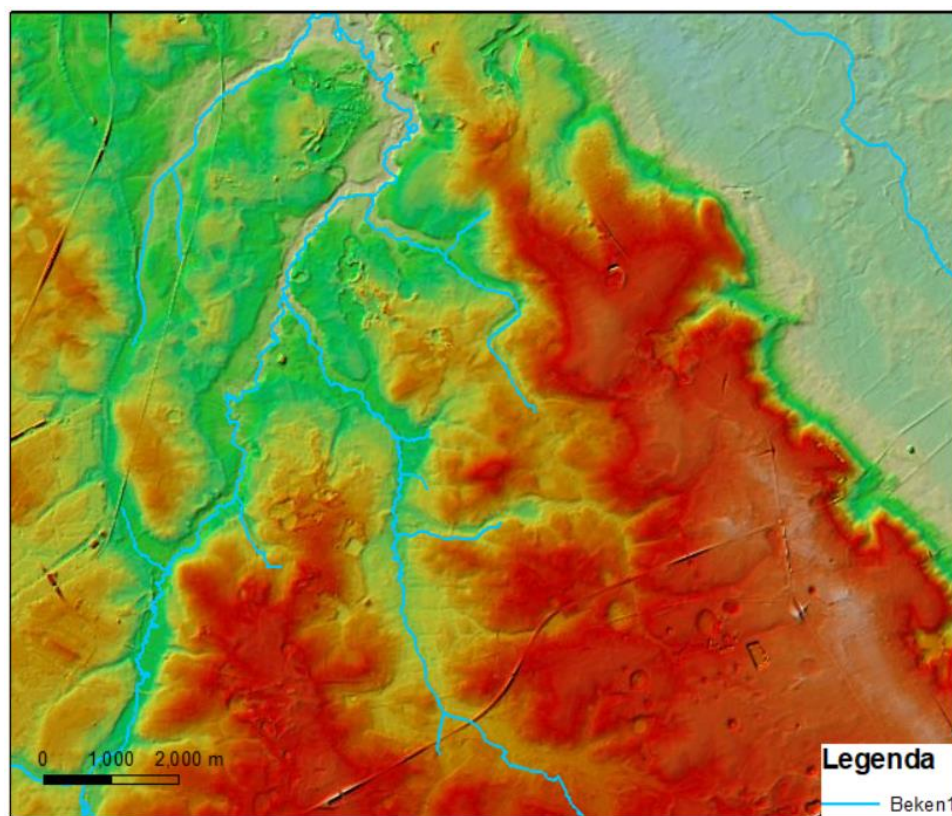
Figuur 3.1. Ligging (rode omlijning) van het studiegebied in het Drentse Aa gebied.

Figure 3.1 Position (red polygon) of the study site in the Drentse Aa region.



Figuur 3.2. Aanwezigheid van drainage rond het studiegebied. Vlakken met een kleur en rasters betreft de situatie sinds de ruilverkavelingen (bron Staatsbosbeheer). Gekleurde vlakken is met buisdrainage en vlakken met raster betreft gebied dat door sloten wordt ontwaterd. Rode ster geeft voorkomen van recentere buisdrainage aan (niet vlakdekkend ingetekend).

Figure 3.2. Drainage in the surroundings of the study area (yellow). Colored parcels indicates drainage tubes since land reform in '60-'70 of 20th century (from Staatsbosbeheer). Colors indicate percentage of area with drainage tubes, raster's indicate drainage depth of ditches. Red star indicates recent drainage with drainage tubes.



Figuur 3.3. Maaiveldhoogte op basis van AHN in en rond Gasterensche Diep. Kleurschakering van laag naar hoog: blauw-groen-geel-oranje rood. Blauwe cirkel geeft de ligging van het studiegebied aan.

Figure 3.3. Ground level based on Lidar measurements of the Gasterensche Diep brook valley and surroundings. From low to high level: blue-green-yellow-red. The blue circle indicates the study area.



Figuur 3.4. Links: een duiker die in natte perioden nutriëntenrijk oppervlaktewater van een greppel langs de Gasterensche Weg naar het beekdal transporteert. Het water is drainagewater en water dat over maaiveld afstroomt van de Gasterensche zandrug. Rechts: het uitstroompunt van dezelfde duiker met in het beekdal een productieve vegetatie van Riet en Grote lisdodde. Het oppervlaktewater verspreidt zich in het vernatte beekdal over het maaiveld (foto's januari 2021).
Figure 3.4. Left: a culvert transporting nutrient rich agricultural water from a ditch to the brook valley. Right: outlet of the culvert with a productive vegetation of reed and cattail in the brook valley. The surface water is spreading in the rewetted brook valley by runoff.

Geohydrologie

De ondergrond van het beekdal bestaat uit overwegend zandige sedimenten van ca. 140 m dikte op een dikke laag kleiige afzettingen (Figuur 3.5). De bovenste meters van het beekdal bestaan uit een veenpakket, met daaronder enkele meters zandige afzettingen van de Formatie van Bontel. Daaronder bevindt zich een dikker pakket van de Formatie van Peelo met zandige en kleiige lagen. In het deel ten oosten van het Gasterensche Diep kan de Formatie van Peelo lokaal dagzomen en komt ook lokaal potklei voor. Ter hoogte van het Taarloose Diep tot en met het Gasterensche diep is de Peelo-formatie dunner en bevinden zich zandige en deel kleiige lagen die behoren tot de Formaties van Urk, Appelscha, Peize en Waalre. Daaronder bevindt zich zandige en complexe afzettingen van de Formatie van Oosterhout, die boven op een dik pakket van kleiige afzettingen van de Formatie van Breda afgezet is.

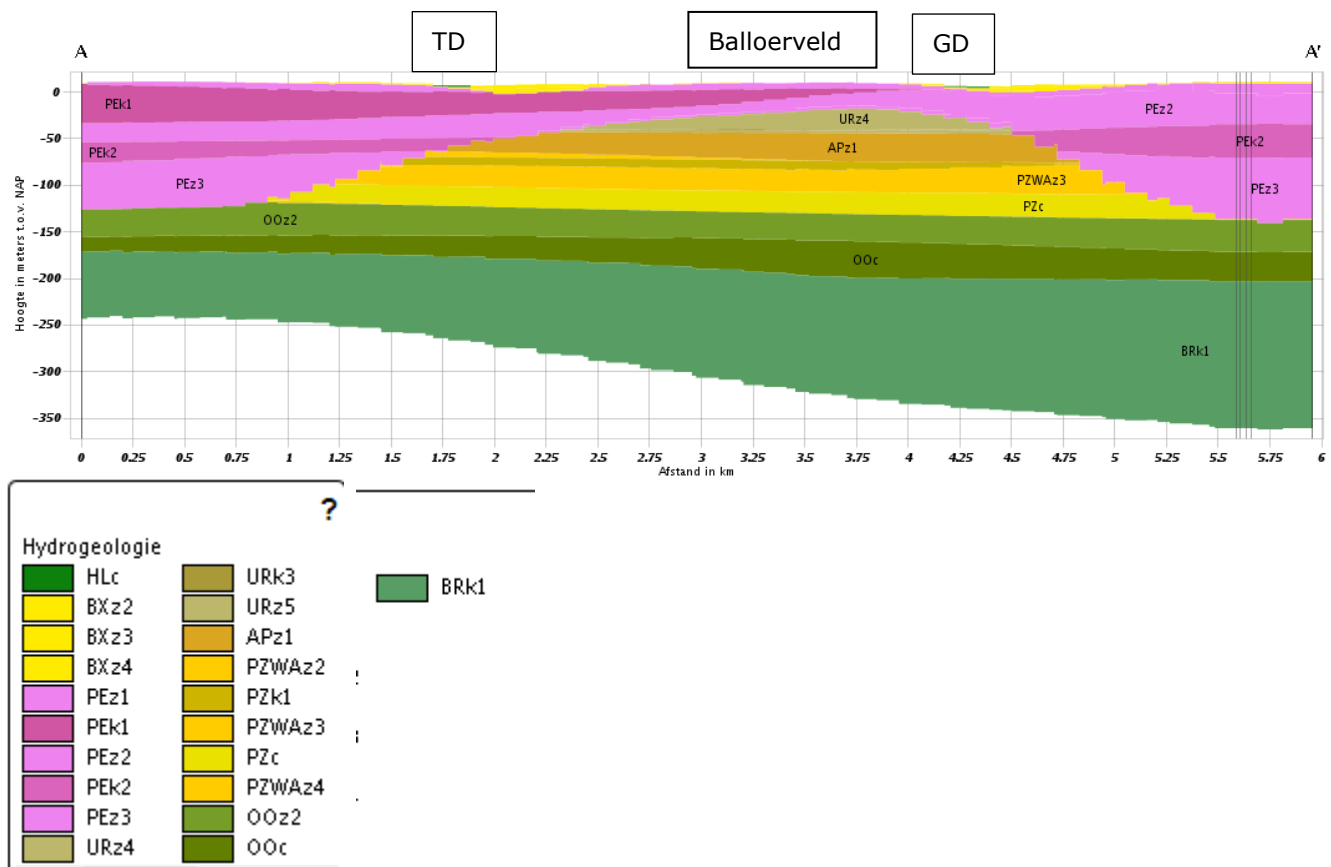
Het freatisch pakket bevindt zich in de formatie van Bontel en de veenafzettingen in het beekdal (enkele meters dikte). Ten oosten van het Gasterensche Diep staat het freatisch pakket in contact met het eerste watervoerende pakket in de bovenste zandige laag van de Formatie van Peelo (ca. 40 m dik). Ten westen van het Gasterensche Diep is dit ook het geval voor zandige lagen van de Formaties van Urk en Appelscha (ca. 60 m dik). In deze afzettingen is in het oostelijk deel een kleiige laag in de Formatie van Peelo en westelijk een kleiige laag van de Formatie van Peize aanwezig, wat een slecht doorlatende laag vormt. Onder deze kleiige lagen is in diverse zandige afzettingen het tweede watervoerende pakket aanwezig (ca. 75-100 m dik). De kleiige afzettingen van de Formatie van Breda en de complexe afzettingen van de Formatie van Oosterhout vormen de slecht-doorlatende geohydrologische basis.

Hydrologische modellering geeft de volgende bevindingen over grondwaterstroming (Schipper & Streefkerk, 1993; Haskoning, 1995). Onder het beekdal zelf komen geen slecht doorlatende lagen voor, waardoor het gevoed wordt vanuit zowel het eerste als het tweede watervoerende pakket. De flanken worden gevoed vanuit het Balloërveld en de zandrug bij Gasteren. De voeding vanuit de oostelijke flank kan deels ondiep voorkomen, omdat het freatische grondwater afstroomt over ondiepe potklei. Deels zal het ook een diepere stroming betreffen via het tweede watervoerende pakket. Onder het Balloërveld komen slibhoudende zanden voor. Hierdoor wordt de westflank van het Gasterensche Diep sterk gevoed door ondiep toestromend, zacht grondwater. Het beekdal van het Gasterensche Diep heeft een hogere ligging dan het westelijk gelegen beekdal van het Taarloose diep en Loonerdiep. In het Gasterensche Diep is de gemodelleerde flux uit het tweede

watervoerende pakket daarom minder groot dan in het dal van het Loonerdiep en Taarlose Diep. Door het sterke verhang van het Gasterensche en Rolderdiep ligt het bovenstroomse daldeel duidelijk hoger en heeft daardoor een lagere kwelflux. Alleen bij de aansluiting van het beekdal op het Taarlose diep is de gemodelleerde kwelflux groot (2,5-3,5 mm/d). In de overige delen is de kwelflux over het algemeen niet groter dan 1,6-2,2 mm/d. Nabij de Postweg, waar het studiegebied ligt, treedt wel een grotere kwelflux op, omdat het beekdal hier relatief vlak is en hier naast voeding uit het tweede watervoerende pakket ook flinke voeding vanuit het freatische grondwatersysteem boven de potklei plaatsvindt.

De grondwatervoeding uit het eerste en tweede watervoerende pakket is relatief ijzerrijk en heeft voor een hoge ijzerrijkdom van het veen gezorgd. In het deelgebied bij de Postweg was aan de oppervlakte zelfs zoveel ijzeroer afgezet dat hier in de jaren '50 van de vorige eeuw nog ijzer is gewonnen (mondelinge mededeling W. Winter). De hoge ijzerrijkdom van het veen gaat ook samen met een relatief hoog fosfaatgehalte. Door afbraak van het veen zijn ijzer en fosfaatconcentraties in de toplaag verhoogd (Emsens et al. 2016).

Vermeldenswaardig is dat bij Gasteren de beek door zouttektoniek in westelijke richting is verlegd. Boven een zoutdome in de omgeving van Gasteren stijgt het maaiveld. Er is een hypothese van O. Bregman dat deze zoutdome voor relatief hoge temperaturen zorgt in de ondergrond. Dit zou convectiestroming van zoet grondwater aandrijven en een verklaring kunnen vormen voor de relatief hoge kwelflux in het benedenstroomse deel van het Gasterensche diep. Deze hypothese is vooralsnog niet duidelijk getoetst.



Hcl = Holocene afzettingen

BX = Formatie van Boxtel

PE = Formatie van Peelo

UR = Formatie van Urk

AP = Formatie van Appelscha

PZWA = Formatie van Peize en Formatie van Waalre

PZ = Formatie van Peize

OO = Formatie van Oosterhout

BR = Formatie van Breda

z = zand/ sand

k = kleiig/ clayey

c = complexe eenheid/ complex unit

getal = nummer van laag in formatie/ number of layer in formation

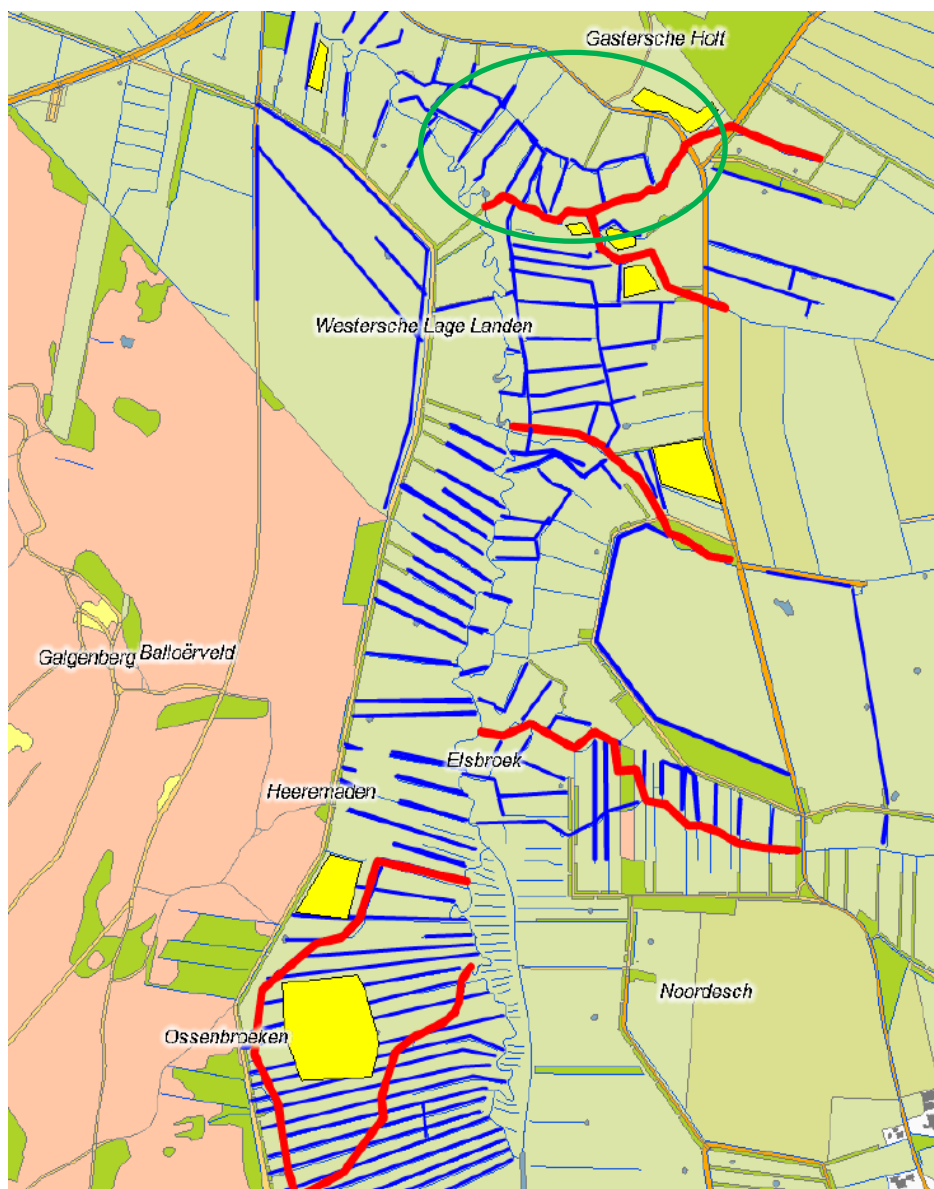
Figuur 3.5. Geologische dwarsdoorsnede van ca. west (A) naar oost (A'). DG = dal van Gasterensche Diep (studiegebied). TD = Taarloose Diep.

Figure 3.5. Geological cross section from west (A) to east (A'). DG = brook valley of Gasterensche Diep (study area). TD = brook valley of Taarloose Diep.

3.2 Vernattingsmaatregelen

In Figuur 3.6 wordt de ligging het studiegebied in het dal van het Gasterensche Diep en uitgevoerde maatregelen voor herstel van de waterhuishouding weergegeven. Eind jaren 90 was het onderhoud in de meeste sloten reeds beëindigd. In januari 1997 werd een zevental zogenaamde voordren in het Gasterensche Diep aangelegd om het waterpeil in de beek te verhogen (Schollema, 2002; zie ligging in Figuur 3.7). In de periode 2004-2008 werden de talrijke ontwateringssloten gedempt door deze vanaf de zijkanalen op te vullen met de afgeschrapte toplaag van de veenbodem (Figuur 3.6). Daarbij is alle lokale ontwatering gedempt. Een uitzondering vormen van een aantal sloten die zorgen voor afwatering van landbouwgebied op het plateau ten oosten van het beekdal. In het studiegebied gaat het om twee afwateringssloten die bij elkaar komen alvorens uit te monden in de beek (rode lijnen in Figuur 3.6). Deze afwateringssloten zijn niet verondiept. Daarmee werd beoogd te voorkomen dat deze sloten met piekafvoeren in het dal zouden overstroomden met nutriëntenrijk water. Ondanks de maatregelen is door het dichtslippen van deze sloten lokaal toch inundatie met landbouwwater gaan optreden. Zo overstroomde de meest noordelijke doorvoersloot bovenstrooms in het dal. Om dit te voorkomen heeft Staatsbosbeheer in deze sloot op juli 2016 de vegetatie en het zachte sediment verwijderd. Hierdoor verminderde de hydraulische weerstand van de sloot, en kreeg deze een diepere bodem en verhoogde afvoercapaciteit. Via duikers onder de Gasterensche weg op de oostflank van het beekdal stroomt in natte periode ook periodiek nutriëntenrijk oppervlaktewater over maaiveld het beekdal in (paragraaf 3.1).

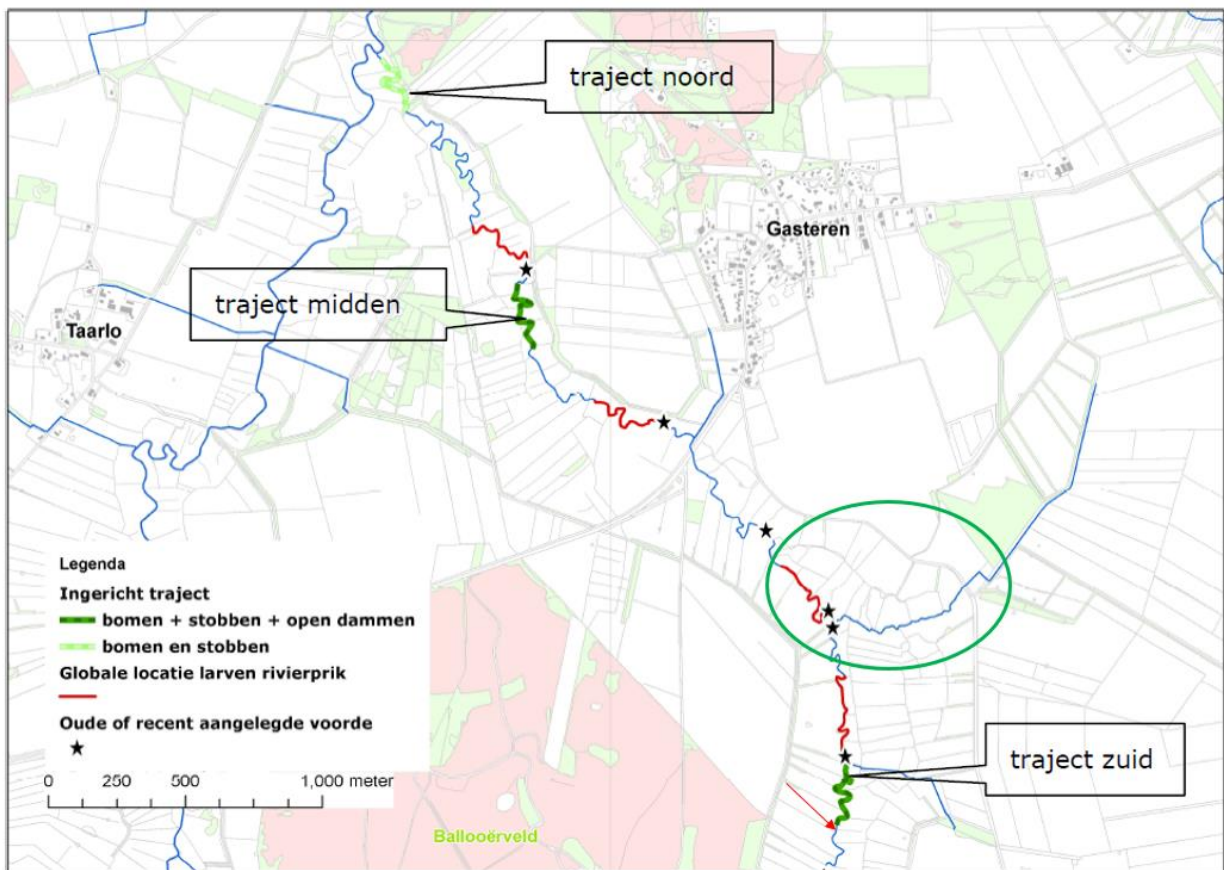
In 2008 werd in drie trajecten van de beek de bodem verhoogd door het inbrengen van hout in de vorm van boomstronken en takken (Hofstra, 2014). Eén traject ligt ca. 600 m bovenstrooms en een ander traject ca. 2000 m benedenstrooms (Figuur 3.7). De hydrologische effecten van deze maatregel zijn onderzocht door Hofstra et al. (2014) en beschreven in paragraaf 3.6.3.



Figuur 3.6. Lokale vernattingsmaatregelen in het daltraject van het Gasterensche Diep.

Legenda: *blauwe lijn* = gedempte sloot; *rode lijn*: slenkvormige laagtes met doorvoerleidingen van landbouwwater waaronder ook aanpassing van het Scheebroekerloopje; *geel*: plaglocaties. *Groene cirkel*: het onderzoeksgebied.

Figure 3.6. Local measures for rewetting in the brook valley of Gasterensche Diep. Legend: *blue line* = filled in ditch; *red line* = depression with ditch for discharge of surface water from agricultural areas; *yellow* = areas with sod cutting. *Green circle* = study area.



Figuur 3.7. Maatregelen voor verhoging van het beekpeil van het Gasterensche Diep in het 'beek-op-peil-project' (uit Hofstra 2014). De groene ellips geeft de ligging van het gebied van de casestudy aan.

Figure 3.7. Measures for raising the water level of the brook in the 'beek-op-peil-project' (from Hofstra 2014). The green ellipse indicates the study area.

3.3 Methode veldonderzoek

3.3.1 Hydrologisch meetnet

Voor het volgen van de freatische standen, stijghoogten en maaiveldhoogte is gebruikt gemaakt van bestaande peilbuizen en nieuwe meetlocaties (Figuur 3.8). Details en grafieken met het verloop van de waterstand en maaiveld staan in Bijlage 2. De meetlocaties betroffen deels oude peilbuizen van Staatsbosbeheer die gedurende 1997-2010 werden opgemeten. Deze peilbuizen zijn in 2015 opnieuw ingemeten voor hoogten van maaiveld en bovenkant peilbuis en in gebruik genomen. Vergelijking van de oude en nieuwe inmetingen liet zien dat de hoogten van de oude peilbuizen nauwelijks waren veranderd. Daarnaast werd gebruik gemaakt van drie peilbuislocaties van het verdrogingsmeetnet van de provincie Drenthe die vanaf 2008 hoogfrequent met druk opnemers worden gevolgd. Op diverse bestaande meetlocaties werden ondiepe filters (+0.50 tot - 0.50 cm-mv) bijgeplaatst voor het meten van freatische standen. Deze filters werden verankerd aan betonijzers die tot in de minerale ondergrond zijn gefixeerd. Deze filters konden daardoor niet meebewegen met verticale bewegingen van de veentoplaag. Tevens werden op enkele plaatsen nieuwe filters geplaatst voor het volgen van stijghoogten dieper in het veen. Op twee locaties (OBN07 en OBN 08) op de beekoever waar water uit het veen kwelt en oppervlakkig wordt afgevoerd, en een locatie in een gedempte sloot (OBN02), werden filterbuizen boven maaiveld geïnstalleerd om de afvoerdynamiek van oppervlaktewater te volgen. Tevens was een meetopstelling aangebracht voor het volgen van het beekpeil (OBN05) en het peil in de noordelijke doorvoersloot voor landbouwwater (OBN01).

Op een drietal locaties waar de freatische stand en stijghoogten werden gemeten, is met een speciale meetopstelling de maaiveldhoogte gevolgd. Hiervoor was een filter (+0.50 tot -0.50 cm-mv) met ijzers in de toplaag verankerd. In combinatie met de gemeten freatische stand op dezelfde locatie kon de maaiveldhoogte worden afgeleid. Op de zandrug ten oosten van het dal zijn op één locatie op drie diepten filters geïnstalleerd om de stijghoogten in het freatisch pakket van het oostelijke intrekgebied te volgen. Tevens werden twee loggers in struiken geïnstalleerd voor het volgen van de luchtdruk en temperatuur (BARO1 en BARO2).

Een aanzienlijke deel van de peilbuisfilters en filters voor freatische stand/ oppervlaktepeil werden met automatische drukopnemers voorzien. In 2015 was een beperkte set drukopnemers beschikbaar. In 2016 konden extra drukopnemers worden geïnstalleerd dankzij cofinanciering door Staatsbosbeheer en Waterschap Hunze & Aa's. Hoogfrequente meetreeksen startten daardoor deels in mei 2015 en deels in februari 2017. In maart 2019 werden de metingen gestopt. De meetfrequentie was voor de meeste filters om het uur. Filters voor het volgen van afvoerdynamiek van oppervlaktewater hadden een meetfrequentie van een kwartier. Later is de frequentie naar 1/uur gezet om het vollopen van het geheugen van de drukopnemers te voorkomen. De luchtdrukmeting van BARO2 is gebruikt voor het compenseren van de drukmeting van de waterstandloggers. Deze vertoonde nagenoeg geen drift ten opzichte van de luchtdrukmeting van meteorologisch station Eelde (over de meetperiode lineaire trend van $-0.14 \text{ mBar} = -0.14 \text{ cm waterkolom}$). De gecompenseerde drukken werden omgerekend naar waterstanden waarbij op basis van handmatige metingen tijdens uitleesronden nog een correctie heeft plaatsgevonden.

Peilbuisfilters die geen drukopnemer hadden, zijn periodiek handmatige opgenomen tijdens uitleesronden van de drukopnemers. Door uitval van loggers, beschadiging van enkele filters en door beperkingen in budget voor de uitleesrondes van de loggers, zijn helaas voor een deel van de meetreeksen hiaten opgetreden. Desondanks waren er voldoende hoogfrequente meetreeksen opgebouwd om de onderzoeksvragen te kunnen beantwoorden.



Figuur 3.8. Ligging van de meetlocaties voor waterstand en stijfhoogten met als achtergrond een false-colour foto uit 2017 (bron data Luchtfoto CIR Kadaster). De uitsnede toont het onderzoeksgebied in het beekdal.

Figure 3.8. Locations for measurements of water levels and pressure heads. Pink lines are filled in ditches.

3.3.2 Vlakdekkend patroon maaiveldhoogte en waterstand

De maaiveldhoogte en de standen van freatisch grondwater en oppervlaktewater zijn in september 2015 en februari 2016 met een hoge dichtheid aan punten ingemeten met een RTK-GPS op 67 locaties (Figuur 3.9). Op basis van de puntmetingen zijn maaiveldhoogte en waterstand geïnterpoleerd met een cubic spline interpolation. Tevens is vlakdekkend de waterstand t.o.v. maaiveld berekend op basis van het verschil van de geïnterpoleerde maaiveldhoogte en waterstand.

3.3.3 Dikte, profiel en bulk eigenschappen van het veen

Veenprofielen zijn op 12 locaties (Figuur 3.9) beschreven voor veentype, bijmenging met mineraal sediment en humificatiegraad (Von Post). Veendikte is afgeleid uit deze veenprofielen en uit 45 aanvullende metingen met een stalenstaaf die tot maximaal 3.20 m diep kon meten. Op basis van de puntmetingen is de veendikte geïnterpoleerd en ruimtelijk in kaart gebracht.

Op de locaties waar de veenprofielen zijn beschreven en bodemonsters genomen waarvan de droge bulkdichtheid en het organisch stofgehalte (gewichtsverlies bij verbranden op 550°C gedurende 4 uur) werden bepaald. Bemonsteringsdiepten waren 0-10, 15-35, 40-60, 70-90, 100-120, 130-150, 160-180, 190-210, 250-270, 300-320, 350-370 cm.

Met een handheld penetrograaf is op 67 locaties (Figuur 3.9) de indringingsweerstand van het veen gemeten tot maximale een diepte van 80 cm. Dit betrof ook de locaties waarvan het veenprofiel is beschreven. Met een diepte-interval van een centimeter zijn meetwaarden gegenereerd.

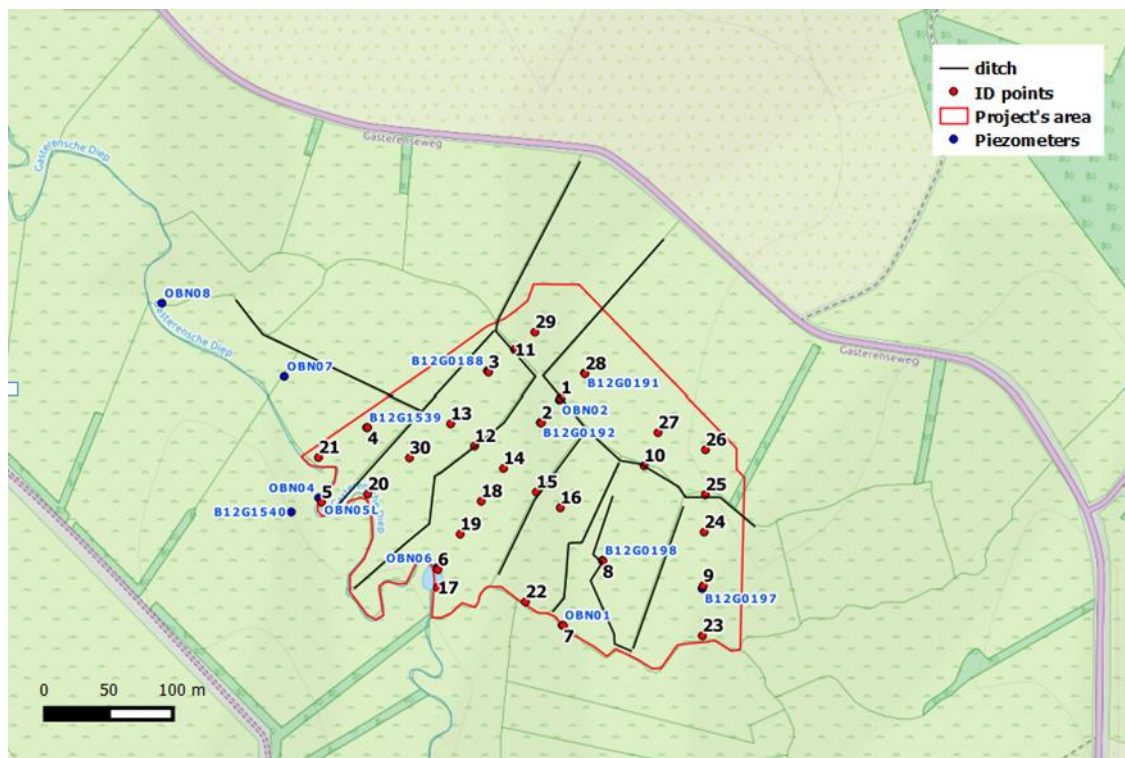
Bij elke meting werd de penetrograaf zo diep mogelijk de bodem ingedrukt. Op locaties met een hoge weerstand kon niet altijd tot 80 cm diepte worden gemeten. Per locatie zijn vier profielen doorgemeten waarvan de meetwaarde per diepte werden gemiddeld. De meetwaarden zijn uitgedrukt in megapascal (MPa = 1000 kN/m²).

3.3.4 Hydraulische doorlatendheid van de het veen

Bij drie locaties met peilbuizen is de doorlatendheid (K) van het veen gemeten op verschillende diepten. Hiervoor zijn pompproeven uitgevoerd waarmee de horizontale doorlatendheid geschat kan worden. De proeven zijn uitgevoerd met een filter (filterlengte van 30 cm en binnendiameter 28 mm) waarbij de filter tijdelijk op uiteenlopende diepten is geplaatst. Er zijn drie typen pompproeven uitgevoerd:

- Falling head slug test: er wordt snel ('instantaan') een bepaalde hoeveelheid water verwijderd uit de filter. Er wordt met korte tijdintervallen gemeten hoe de stijging van het waterniveau verloopt totdat het waterniveau weer gelijk is aan de freatische stand. De doorlatendheid (K) wordt berekend volgens Rosa & Laroque (2008);
- Raising head slug test: er wordt snel ('instantaan') een bepaalde hoeveelheid water toegevoegd aan de filter. Er wordt met korte tijd intervallen gemeten hoe de daling van het waterniveau verloopt totdat het waterniveau weer gelijk is aan de freatische stand. De doorlatendheid (K) wordt berekend volgens Rosa & Laroque (2008);
- Constant flux slug test: De filter wordt met een constante flux afgepompt met een regelbare slangenpomp. Als het niveau in de filter constant is geworden, wordt het niveauverschil gemeten tussen filter en de waterstand buiten de filter (directe meting met een potentiaalmeter). Tevens wordt het pompdebiet gemeten (meting volume en tijdsduur). De doorlatendheid (K) is berekend conform Hvorslev (1951).

Het waterstandsverloop bij de eerste twee testen is gemeten met een Keller-drukopnemer met een frequentie van 1 s.



Figuur 3.9. Ligging van de meetlocaties voor waterstand, maaiveldhoogte, veendikte en indringingsweerstand (rode punten). Meetpunten met blauwe labels zijn meetpunten voor waterstand en veenprofiel beschrijving. Zwarte lijnen zijn oude, gedempte sloten.

Figure 3.9. *Measurement locations for water level, surface level, peat thickness and soil resistance for penetration (red dots). Sites with blue labels indicate locations with measured water level time series and description of peat profiles.*

3.3.5 Uitwerking en interpretatie gegevens

De gegevens zijn uitgewerkt voor de volgende aspecten:

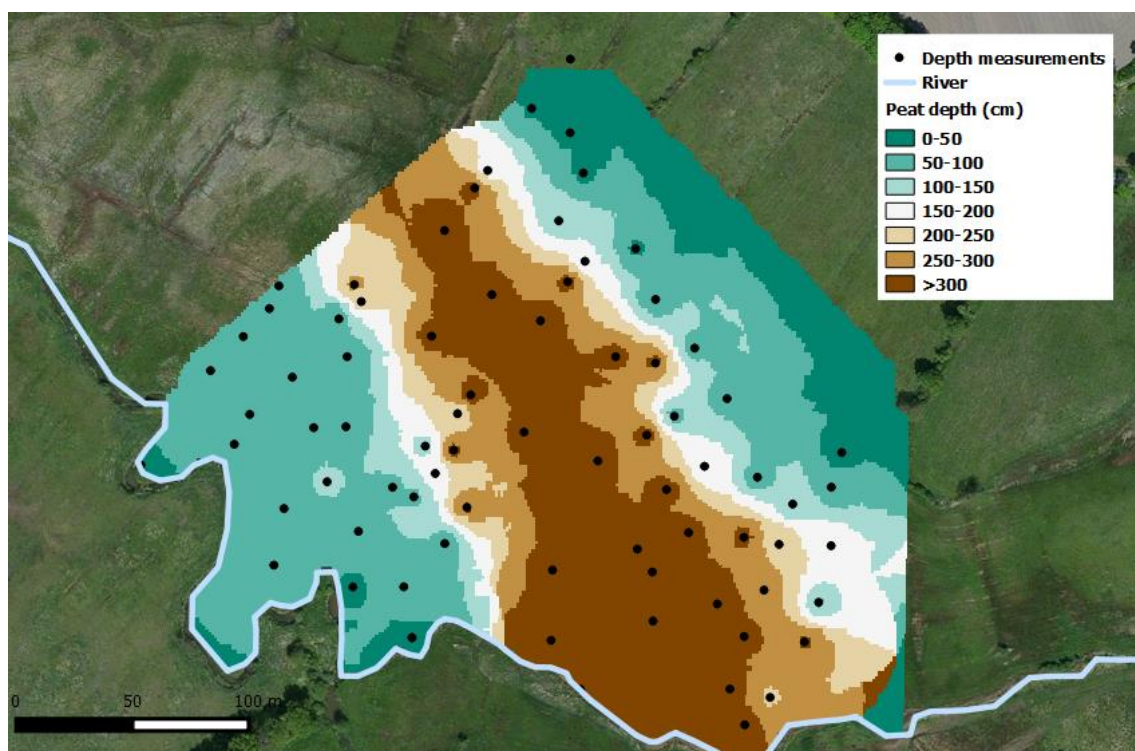
- Opbouw van het veenpakket en de fysische eigenschappen daarvan
- Het ruimtelijke patroon van maaiveldhoogte, waterstand en stijghoogten
- Trends en dynamiek van de maaiveldhoogte en grondwaterstand
- Grondwaterstanden t.o.v. maaiveld in relatie tot eisen van kleine zeggen slaapmosvegetatie
- Het ruimtelijke patroon van kwel en infiltratie
- Afvoer van neerslag

3.4 Opbouw van het veenpakket en fysische eigenschappen van het veen

3.4.1 Veendikte

Het dikste veen komt in een zone van 100 tot 150 m breed die grenst aan de oostelijke dalflank. De veendikte bedraagt hier 2.50-3.00 en > 3.00 m. Op een enkele locatie (veenprofiel 2; Figuur 3.9) bedraagt de veendikte 3.90 m. Een groot deel van deze zone betreft ook het daldeel waar het maaiveld de kleinste helling heeft. Lokaal komen hier kleine, zeer natte laagten voor. Onderaan de oostelijke dalflank neemt de veendikte snel af naar minder dan 0.50 m. Het westelijke deel van het dal heeft een veendikte van 0.50 tot 1.00 m. Dicht bij de beek is het veen minder dan 0.50 m dik.

Het oude erosiedal dat na de laatste ijstijd was ontstaan is in het Holocene geheel opgevuld met veen. Door sterke maaiveldsverlaging is het veen nu minder dik dan het voorheen was. De flanken die momenteel een dun veenpakket hebben, hadden een veel dikker veenpakket met vermoedelijk ook een minder sterk hellend maaiveld.



Figuur 3.10. Veendikte op basis van veenprofielen en metingen met een metalen staaf. De maximale diepte die met de metalen staaf kon worden gemeten bedroeg 3.20 m.

Figure 3.10. Peat thickness based on peat profile descriptions and measurements with a metal rod. Maximum thickness measured with the metal rod amounts 3.20 m.

3.4.2 Veenstratigrafie

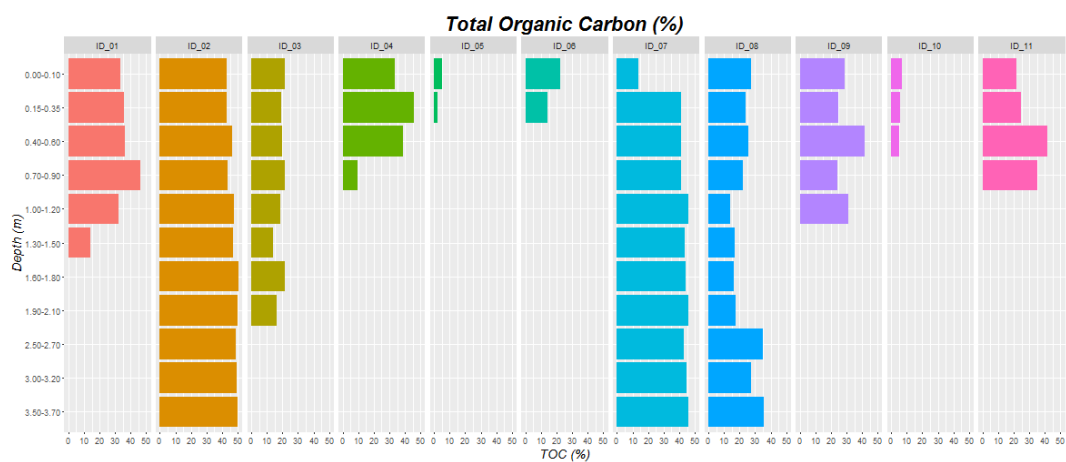
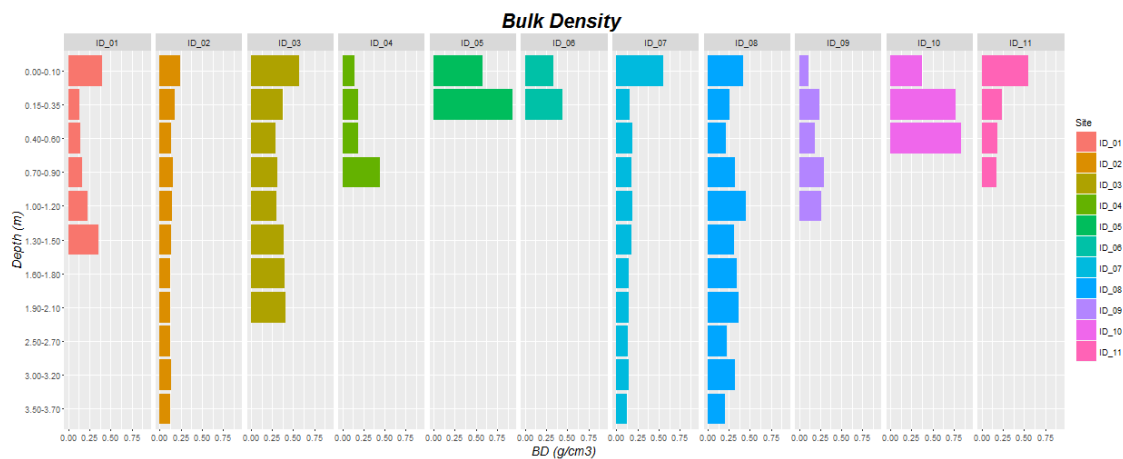
De 12 beschreven veenprofielen zijn opgenomen in Bijlage 3. Over het algemeen is het veen sterk veraard met een Von Post humificatiegraad van 8 tot 9. Op locatie 2 (0.9 tot 3.9 m), locatie 3 (0.65-0.95 m) en locatie 9 (1.15-1.40 m) is de humificatiegraad lager (6-7). In de profielen 1, 9 en 10 heeft veen onderin bijmenging van (fijn) zand. In profiel 8 is een tussenliggende zandige laag aanwezig. Profiel 3 heeft onder in een lemige veenlaag. Onder het veen van meeste locaties is lemig mineraal sediment aangetroffen ('beekleem').

3.4.3 Diepteprofielen bulkdichtheid en organisch stof

De diepteprofielen voor droge bulkdichtheid en organisch stofgehalte zijn weergegeven in Figuur 3.11. Locaties vlak langs de beek (5, 6) en in een voormalige sloot (10) hebben een hoge bulkdichtheid (BD) en laag organisch stofgehalte (SOM; soil organic matter). De meeste andere locaties hebben een relatieve lage BD (0.05-0.20 kg/l) en een relatief hoog SOM (50-85%). Locaties 3 en 8 hebben een middelmatige BD (0.20-0.40 kg/l) en SOM. De SOM-gehalten bereiken niet de zeer hoge waarden die in andere grondwatergevoede venen zijn gemeten (Emsens et al. 2016). Locaties 1, 2, 3, 7 en 11 hebben in de toplaag een hogere bulkdichtheid dan dieper in het profiel.

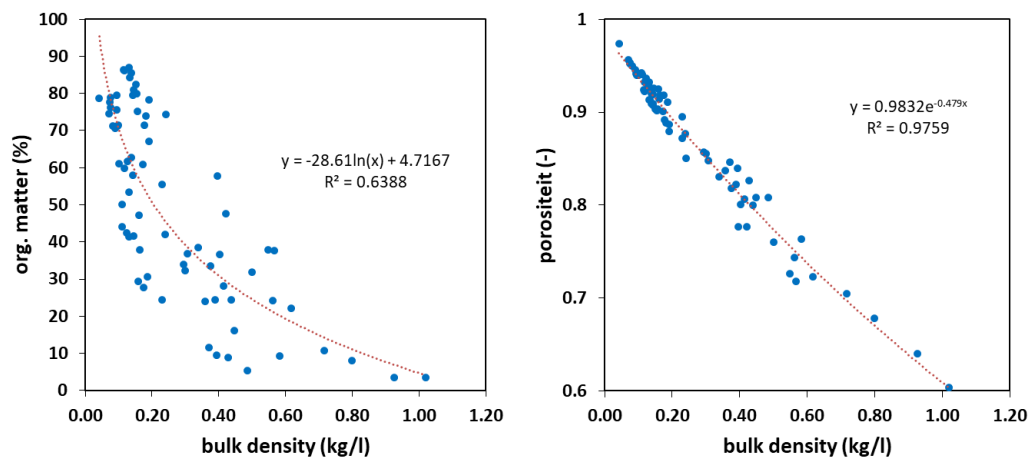
De bulkdichtheid en het organisch stofgehalte zijn sterk met elkaar gecorreleerd (Figuur 3.12 links). Bij een lagere BD is het SOM gehalte hoger. Uit de BD en het SOM gehalte is de porositeit berekend uitgaande dat de asrest alleen uit kwarts bestaat (dichtheid 2.65 kg/dm³) en de SOM een dichtheid van 1.43 kg/dm³ heeft. Er is een sterke relatie tussen de berekende porositeit met de BD (Figuur 3.12 rechts). Veen met een BD van 0.05-0.25 kg/l en een SOM-gehalte van 85-50% heeft een porositeit in de range van 0.95 tot 0.85, wat zeer hoog is in vergelijking tot zand-, leem- en kleibodems.

De relatief lage bulkdichtheden (0.05-0.25 kg/l) bestrijken de range waarin de specifieke bergingscoëfficiënt van het veen vlak boven de waterstand een sterk afneemt met toenemende bulkdichtheid. De hogere bulkdichtheden gaan samen met een zeer lage specifieke bergingscoëfficiënt vlak boven de waterstand (par. 2.3.2). Dit betekent bij waterstanden enkele decimeters onder maaiveld er tussen locaties grote verschillen aanwezig zijn in de specifieke bergingscoëfficiënt. Dat geldt ook voor het zeer natte, vlakke daldeel van de vlakte waar veenprofielen met grotendeels een lage (1 en 2) en een matig hoge bulkdichtheid zijn aangetroffen. Deze variatie is aanwezig een schaal van enkele tientallen meters.



Figuur 3.11. Diepteprofielen van bulkdichtheid en koolstof stofgehalte in veenprofielen.

Figure 3.11. Depth profiles of bulk density and carbon content in peat profiles.



Figuur 3.12. Relatie tussen bulkdichtheid en het organisch stofgehalte (links) en porositeit (rechts).

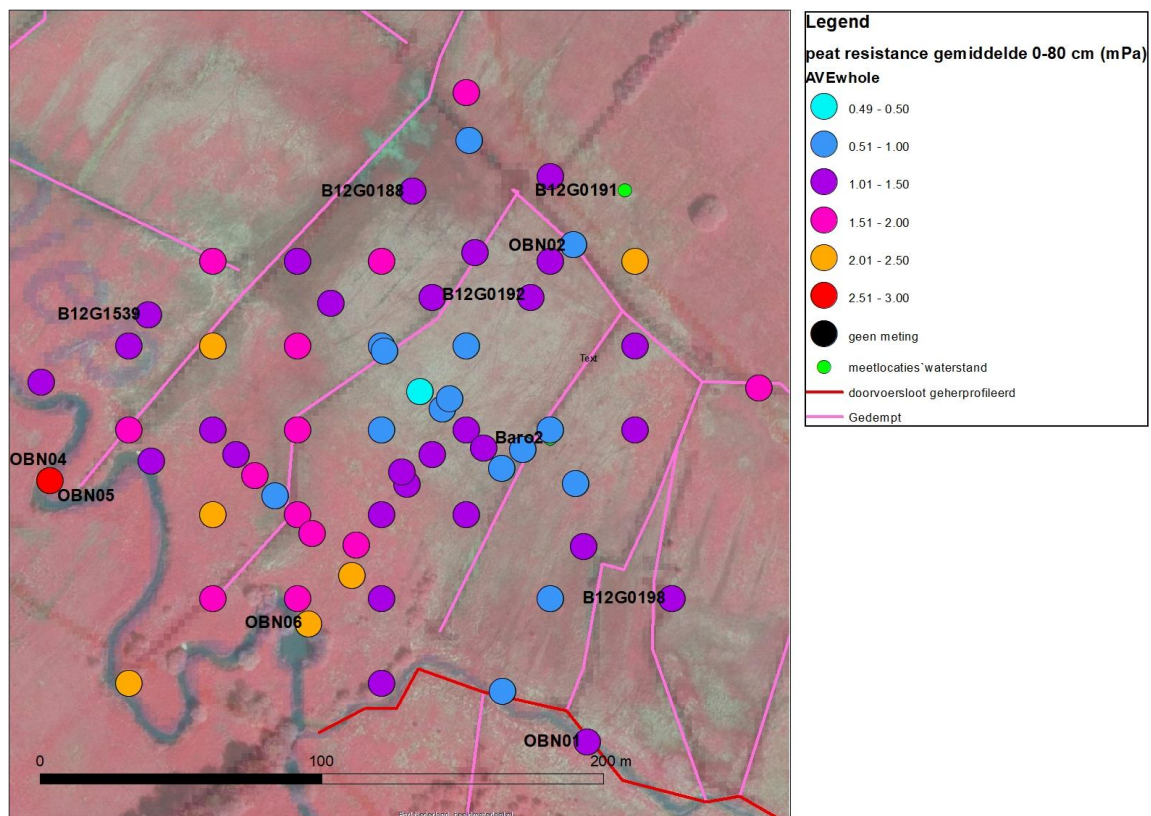
Figure 3.12. Relation of dry bulk density with organic matter content (left), and porosity (right).

3.4.4 Indringingsweerstand veenbodem

In Figuur 3.13 worden gemiddelde waarden van de indringingsweerstand voor het hele profiel ruimtelijk weergegeven. Wanneer naar de gemiddelde waarden voor het hele profiel wordt gekeken, valt op dat de lagere indringingsweerstand (0.5-1.5 MPa) voorkomen in het deel van het onderzoeksgebied met het dikste dik veen (vergelijk Figuur 3.10). Dit betreft ook het deel dat langdurig waterstanden heeft boven maaiveld en waarvan de toplaag van het veen slap is. Dichter langs de beek en aan de voet van de oostelijke dalhelling zijn de gemiddelde indringingsweerstand vaak relatief hoog (1.5-3.0 MPa). Hier is veen relatief dun en is de toplaag steviger.

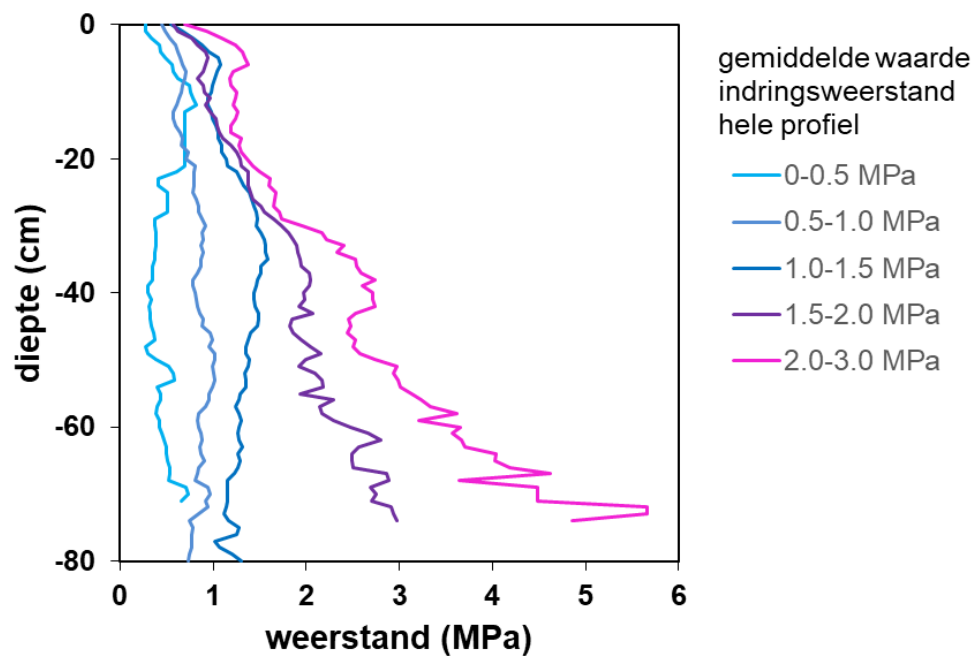
Voor de 12 locaties waar ook bulkdichtheid en organisch stofgehalte zijn gemeten, is gekeken naar de relatie van de indringingsweerstand met deze variabelen (Figuur 3.15). Voor de toplaag van het veen (0-10 cm) is er geen relatie. Dit heeft vermoedelijk te maken met de slurry-structuur van de toplaag van de zeer natte veenbodems. De bodem is dan week, waardoor de indringingsweerstand onafhankelijk is van de bulkdichtheid en het organisch stofgehalte. Bij monsterdiepten 15-35 en 40-60 cm is er wel een zwakke relatie. De weerstand loopt op met toenemende bulkdichtheid en afnemend organisch stofgehalte. Voor de diepte 70-90 cm kon geen relatie worden aangetoond door te geringe spreiding van metingen over de indringingsweerstand (geen hoge waarden). In bodems met onder in een hoge weerstand is vaak niet tot 80 cm diepte gemeten omdat het niet mogelijk was de penetrograaf zo diep de bodem in te duwen.

Figuur 3.14 geeft diepteprofielen van de indringingsweerstand. Het verloop van diepteprofielen in het middeldeel van het onderzoeksgebied met dikke veenbodems (locaties met gemiddelde weerstand hele profiel <1.5 MPa) vertoont weinig variatie met de diepte. Alleen de bovenste 5 tot 10 cm van het veen heeft een lagere weerstand die samenhangt met de slurry-structuur van deze laag. In veenbodems op minder natte locaties (gemiddelde weerstand hele profiel > 1.5 MPa) loopt de weerstand sterk op met de diepte. Bij een sterke toename met de diepte is dat te wijten aan een geringer organisch stofgehalte en dus een hoger aandeel van de minerale fractie (vooral zand). Wanneer naar de diepteprofielen van afzonderlijke locaties wordt gekeken dan valt op de er regelmatig op bepaalde diepte een vastere laag met een relatief hoge weerstand voorkomt. Dit betreft mogelijk een laag waar gedurende de ontwaterde toestand organische stof is ingespoeld. Figuur 3.16 geeft enkele voorbeelden van de locaties met een gemiddelde lage weerstand, die voorkomen in het zeer natte relatief vlakke deel. De diepte van deze vastere laag is variabel (10 tot 60 cm diepte).



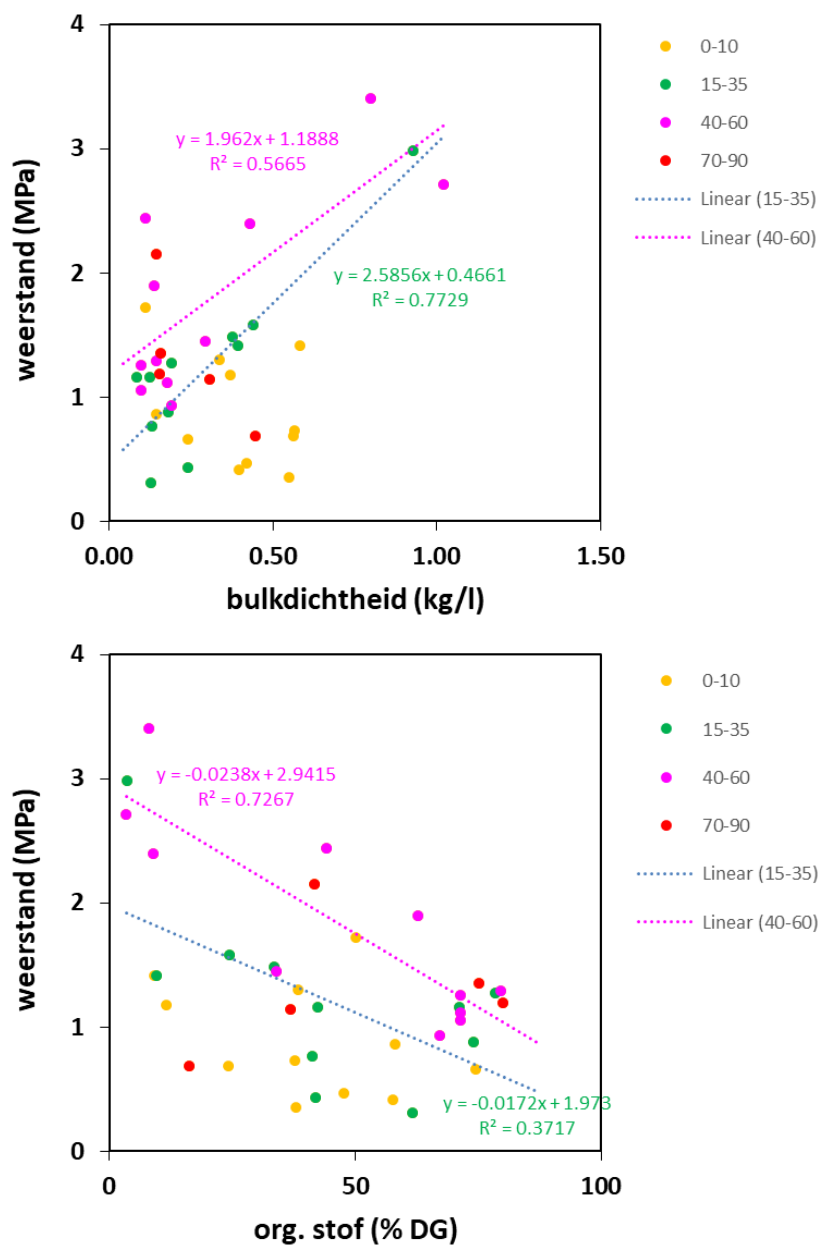
Figuur 3.13. Gemiddelde indringingsweerstand (in MPa) van de bovenste 80 cm van de veenbodem.

Figure 3.13. Average resistance for penetration (in Mpa) of the upper 80 cm of the peat soil.



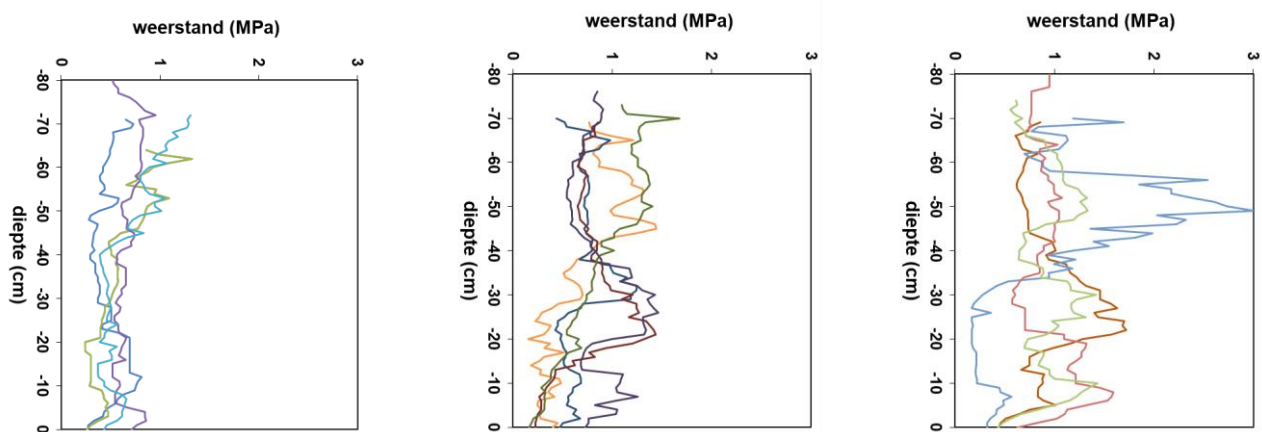
Figuur 3.14. Diepteprofielen van de indringingsweerstand. Iedere lijn geeft de gemiddelde waarden voor een groep van meetlocaties met een bepaalde range voor de gemiddelde waarde voor het hele profiel.

Figure 3.14. Depth profiles of the resistance for penetration. Each line represents the average value for groups which differ in the average value for the whole profile.



Figuur 3.15. Relatie van de indringingsweerstand met de bulkdichtheid (boven) en het organisch stofgehalte (onder). De kleuren zijn onderscheidend voor diepten waarop de bodemmonsters zijn genomen. Voor bodemdieptes 15-35 en 40-60 cm onder maaiveld zijn lineaire regressies weergegeven.

Figure 3.15. Relation of resistance for penetration with dry bulk density (above) and organic matter content (below). Colors indicate the depth of soil samples. Regression lines are shown for soil depths 15-35 and 40-60 cm below soil surface.



Figuur 3.16. Diepteprofielen van de indringingsweerstand voor afzonderlijke meetlocaties met gemiddeld een lage indringingsweerstand voor het hele gemeten profiel.

Figure 3.16. Depth profiles of resistance for penetration for sites with a low average resistance for the whole profile.

3.4.5 Doorlatendheid van het veen

Het was niet mogelijk om in alle veenlagen al de drie verschillende slug-testen uit te voeren. In de toplaag van twee locaties werkte de Falling head slug test en de Raising head slug test niet. De waterstand herstelde namelijk zo snel door een hoge doorlatendheid dat het verloop van de waterstand in de filter niet betrouwbaar gemeten kon worden. Dit betrof de veenlaag die week tot weinig vast was (slurry structuur). Hier was het wel mogelijk om met de Constant slug test te meten. In de middeldiepe lagen werkten de Falling head slug test en de Raising head slug test deels wel. In de diepste lagen waren deze echter niet bruikbaar omdat het waterstandsniveau in de filter te langzaam herstelde naar de initiële waarde. Constant flux slug test in de diepere lagen gaf niet altijd een constant niveau (waterstand bleef dalen bij het laagste debiet van de slangenpomp). De afgeleide waarden voor de doorlatendheid zijn in dat geval beschouwd als 'kleiner dan' waarden.

Tabel 3.1 geeft de berekende doorlatendheden (K) die zijn berekend met de drie verschillende slugtesten. Bij vergelijking van de K-waarde die met de verschillende methoden zijn afgeleid, blijkt dat ze meestal vergelijkbare waarden geven. De bovenste 30 cm van het veen heeft een sterk variabele doorlatendheid (ca. 5 tot 500 m/d), die daaronder afneemt naar een lage waarde (<0.6 m/d). Op twee locaties heeft de toplaag een zeer hoge doorlatendheid rond de 500 m/d. Zulke waarden zijn vergelijkbaar met waarden in de toplaag van ongestoorde hoogvenen (zie Tabel 2.3; Moore et al. 2005). De lage waarden dieper in het veen liggen in de range die wordt in de literatuur wordt opgegeven voor veen onder de toplaag (Tabel 2.3).

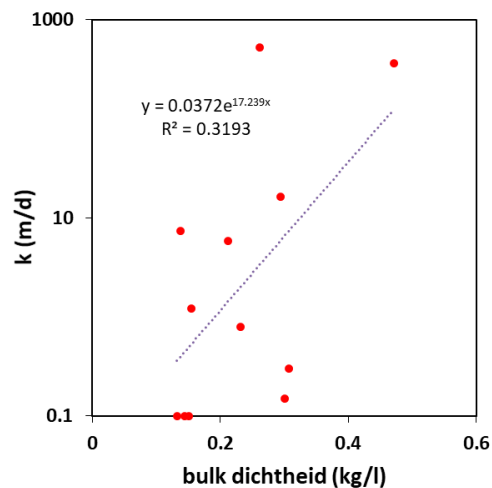
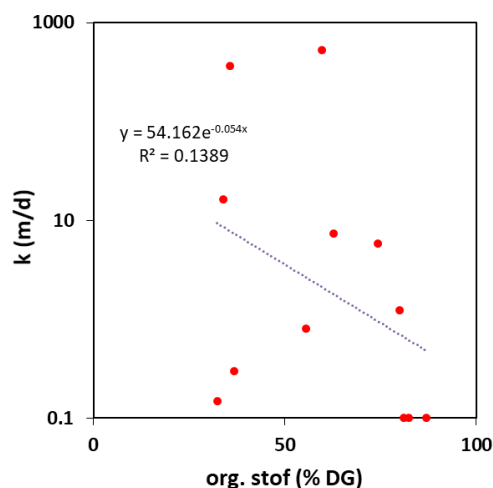
Er is gekeken hoe de gemeten K-waarde samenhangt met gemeten bodemfysische variabelen. Daarvoor zijn de K-waarde van de Constant flux slug test gebruikt (meeste metingen). Voor regressies van met bodemfysische variabelen zijn 'kleiner dan'-waarden van K omgezet naar de helft van de betreffende waarde. Figuur 3.17 geeft relaties van de doorlatendheid met bodemfysische variabelen. Er blijkt alleen een duidelijke relatie te zijn met de indringingsweerstand (gemeten met de penetrometer) van de bodem en niet met het organisch stofgehalte, bulkdichtheid en porositeit. De relatie met de indringingsweerstand is er alleen voor de minimale meetwaarde van de indringingsweerstand in de veenlaag waarvan de doorlatendheid is gemeten. Dit komt doordat de laagste indringingsweerstand (0.2-0.4 MPa) optreedt in de ca. bovenste 10 cm van het profiel. Het profiel heeft in de bovenste decimeters een slurry structuur en bestaat uit sterk gehumificeerde fijne organische deeltjes. Deze slurry laag zorgt voor de zeer hoge doorlatendheid voor de 0-30 cm laag. Uit de relatie tussen de

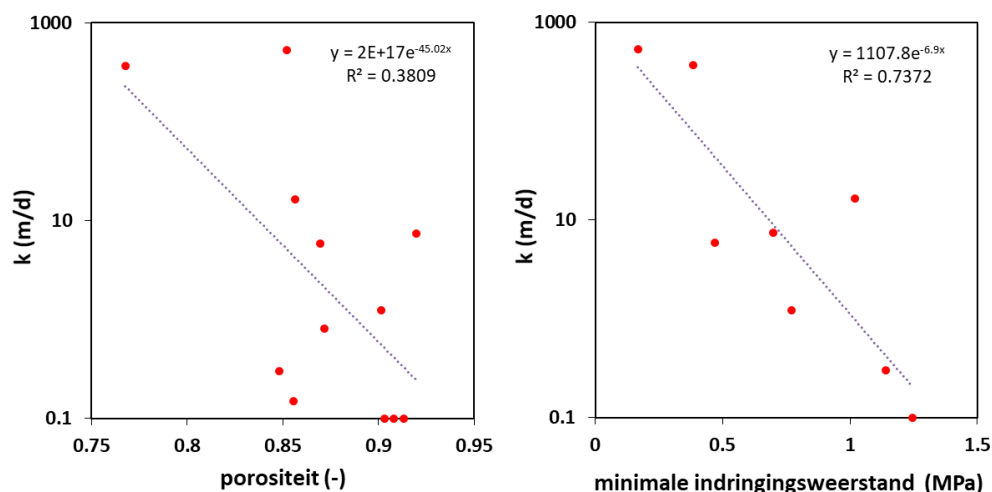
doorlatendheid en de indringingsweerstand blijkt dus dat de macrostructuur van het veen sterk bepalend is voor de doorlatendheid: zeer hoge doorlatendheden in slurry veen en lage waarden in vast veen. De betreffende relatie is exponentieel. In ander onderzoek is ook veelal een exponentiële verband gevonden tussen doorlatendheid en bodemfysische variabelen (zie par. 2.2.5).

Tabel 3.1. Horizontale doorlatendheid van veen op uiteenlopende diepte die is bepaald met pomptesten op drie locaties. Het getal in rood is sterk afwijkend van de Constant flux test. NA = geen meting.

Table 3.1. Horizontal conductivity of peat at several depth measured with slug tests at three locations. The value in red deviates strongly from the Constant flux test. NA = no measurement.

Sitecode	Depth (cm)	doorlatendheid, k (m/d)		
		Falling head	Raising head	Constant flux
OBN02	0-30	NA	NA	528.2
OBN02	45-65	NA	NA	7.4
OBN02	65-95	3.0	1.1	1.2
OBN02	95-125	0.2	0.2	0.8
B12G0192	0-30	7.2	NA	5.8
B12G0192	95-125	NA	NA	< 0.2
B12G0192	125-155	NA	NA	< 0.2
B12G0192	155-185	NA	NA	< 0.2
B12G0188	0-30	2.3	NA	365.2
B12G0188	35-65	9.4	NA	16.3
B12G0188	65-95	NA	NA	<0.6
B12G0188	95-125	NA	NA	<0.3





Figuur 3.17. Relatie van de gemeten doorlatendheid met fysische variabelen van het veen. Let op de logaritmische y-as.

Figure 3.17. The relation of measured conductivity with physical variables of the peat. Left above: organic matter content, right above: dry bulk density, left below: porosity, right below: resistance for penetration.

3.5 Ruimtelijk patroon maaiveldhoogte en waterstandsdynamiek

3.5.1 Ruimtelijk patroon van maaiveldhoogte en -helling

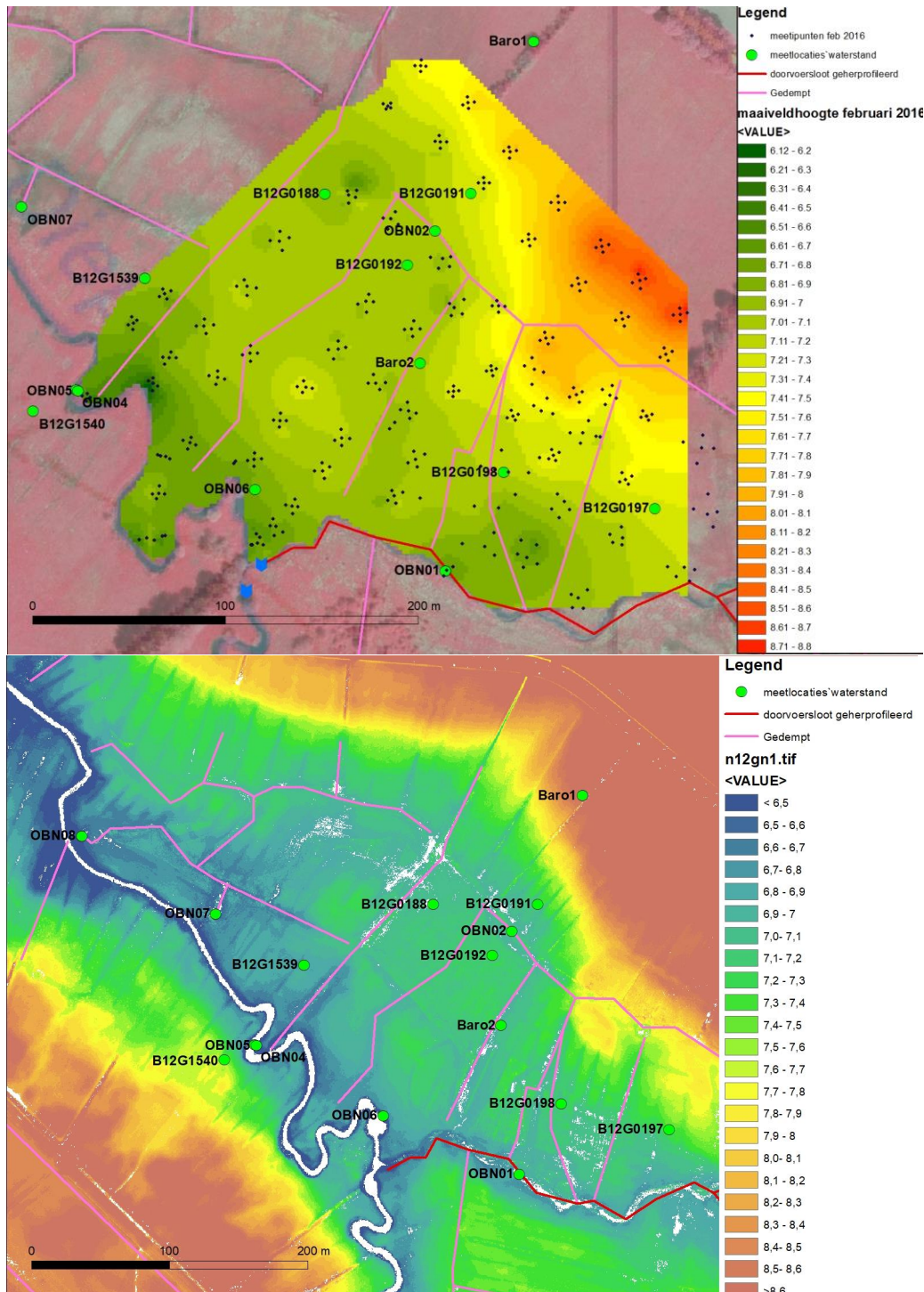
In Figuur 3.19 (boven) worden geïnterpoleerde maaiveldmetingen weergegeven en in Figuur 3.19 de daaruit afgeleide helling. Zichtbaar is dat het maaiveld in de oostelijke dalflank een sterk verhang heeft. Verder is er een relatief sterk verhang aanwezig in een zone van 50 tot 100 m breed langs het Gasterensche diep. Het helt daar af tot 6.1-6.5 m NAP. De helling langs de beek is vermoedelijk een gevolg van sterkere inklinking dicht bij de beek die meestal een peil heeft tussen 5.5 tot 6.1 m NAP. Zowel op de oostflank als langs de beek bedraagt de helling van het maaiveld 0.01 tot 0.1 m/m (= 1 tot 10 cm/m). Tussen de oostelijke dalflank en de hellende zone langs de beek verschilt de maaiveldhoogte weinig en varieert daar overwegend tussen 7.10 en 7.20 m NAP. De hellingshoek is hier gering en bedraagt 0.01 tot 0.001 m/m (= 1 tot 0.1 cm/m). De geringe hellingshoek is vergelijkbaar met die van ongestoorde doorstroomvenen (par.2.2.4). Het gedeelte met een vlak maaiveld komt vooral voor in delen met relatief dik veen (>1.0 m). Hier en daar komen in het vlakke daldeel iets hogere en lagere delen voor. Ten oosten van meetpunt OBN01 is een laag, vrij vlak stukje aanwezig.

De geïnterpoleerde maaiveldhoogte komt sterk overeen met die van het AHN (Figuur 3.19 onder). Het AHN vertoont echter nog meer detail. Daarbij zijn de voormalige sloten nog herkenbaar aan een iets lager (5-20 cm) maaiveld in zones van 5 tot 20 meter. Dit is een gevolg van sterkere maaiveldsdaling door het ontwaterende effect van de voormalige sloten.

3.5.2 Ruimtelijk patroon van waterstanden

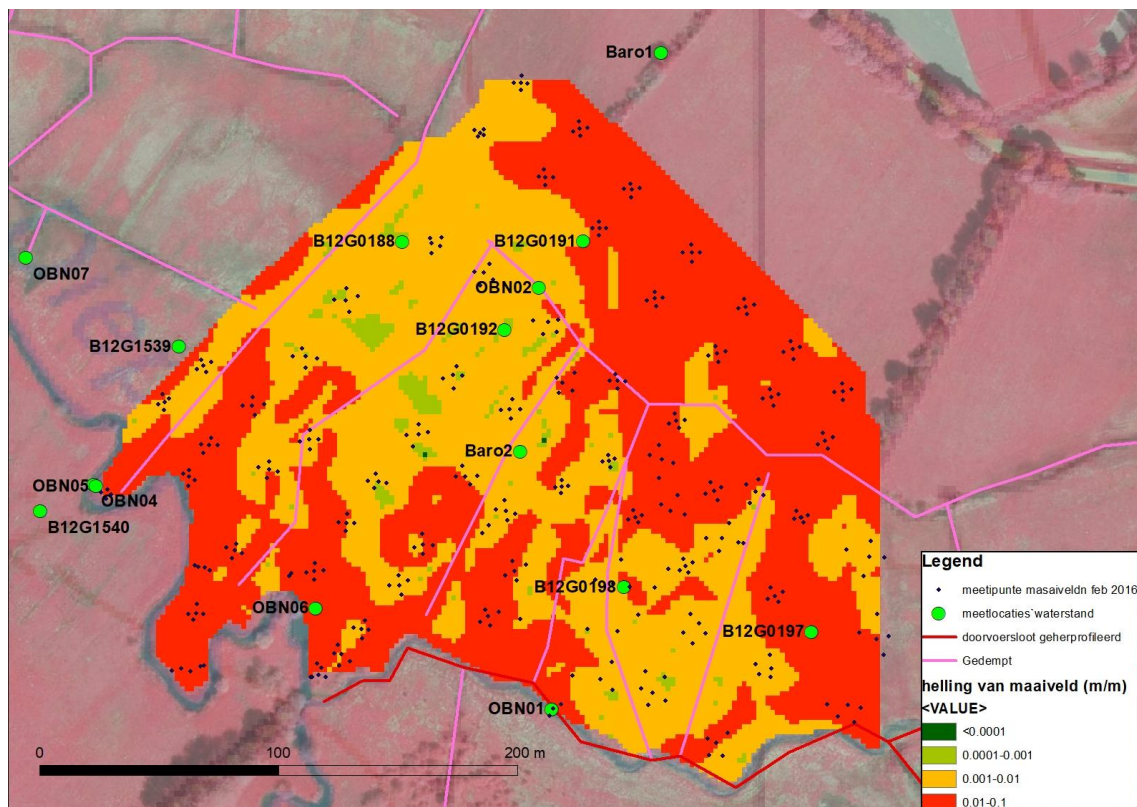
De waterstand (freatisch grondwater en oppervlaktewater) voor september vertoont een sterk vergelijkbaar patroon met die van februari, en komt sterk overeen met de topografie (Figuur 3.20). In de vlakke delen van het dal is de waterstand in februari ca. 0.1 m hoger dan in september. Hoger op de oostelijke flank dicht langs de beek bedraagt dat verschil meer (respectievelijk tot 0.4 m). In de delen met een vlak maaiveld is de grondwaterstand ook vrijwel vlak. Dit geldt ook voor een zone langs de doorvoersloot voor landbouwwater. De metingen dateren overigens van vóór het moment dat deze sloot is uitgediept.

Figuur 3.21 laat het ruimtelijke patroon zien van de waterstanden t.o.v. maaiveld. Zichtbaar is dat de waterstanden boven maaiveld uitkomen op de meest natte delen van het gebied met een vlak maaiveld. Ook in september 2015 trad hier in een groot deel inundatie op. Een zone van 100 tot 150 m langs het Gasterensche diep heeft standen onder maaiveld. Dichter langs de beek en juist vooral in de binnenkant van meanders treden de laagste waterstanden op tot 0.45 m onder maaiveld.



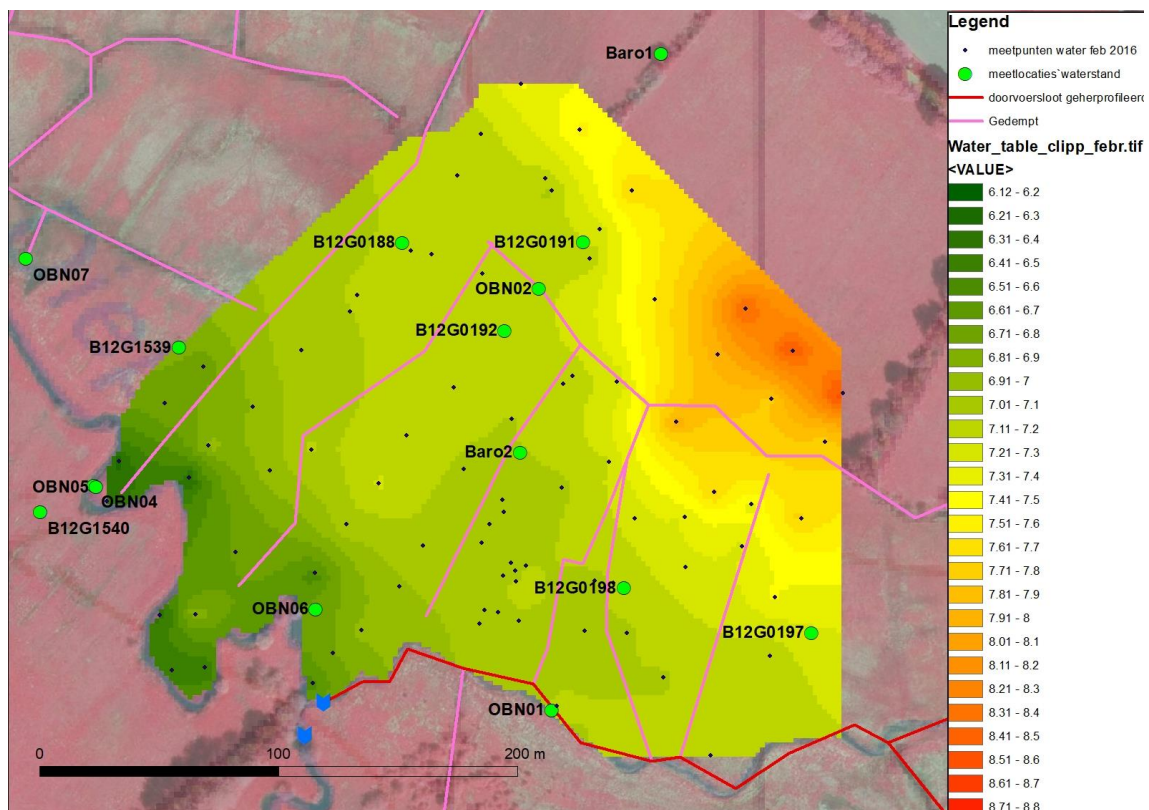
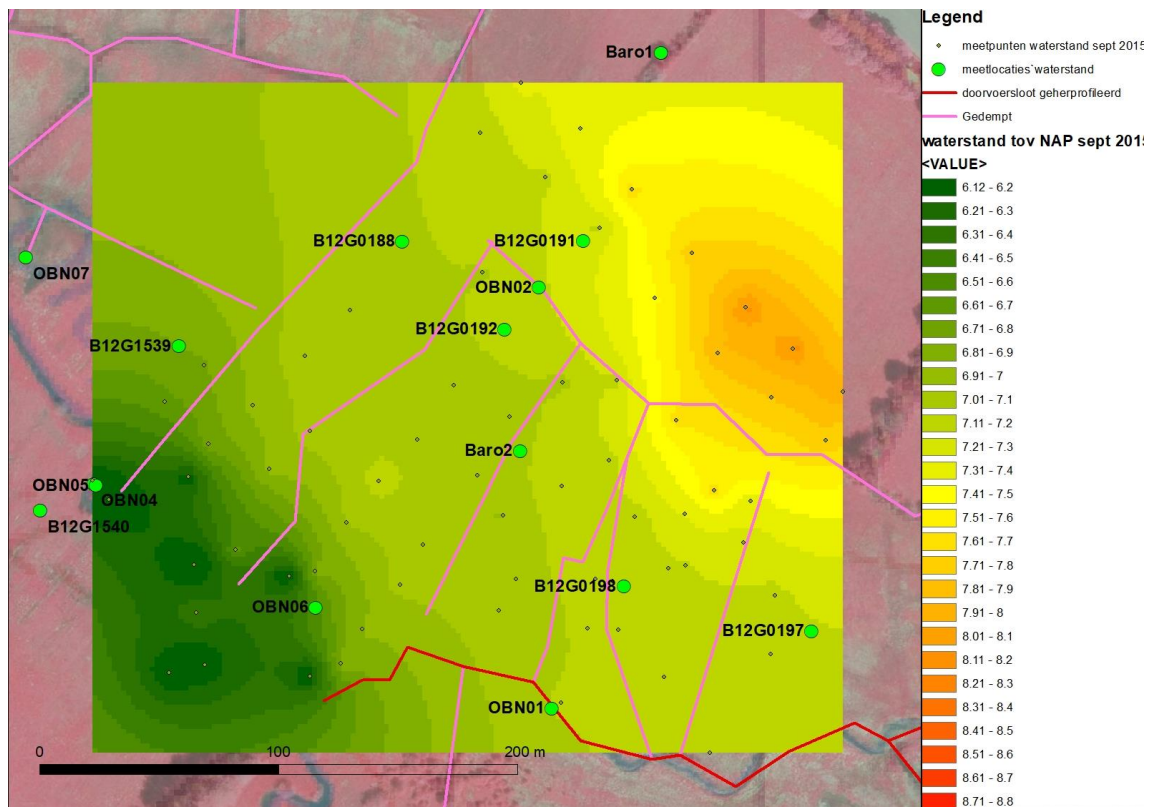
Figuur 3.18. Maaiveldhoogte op basis van geïnterpoleerde metingen van februari 2016 (boven) en AHN (onder).

Figure 3.18. Soil surface level based on interpolated leveling measurements at February 2016 (above) and Lidar measurements (below).



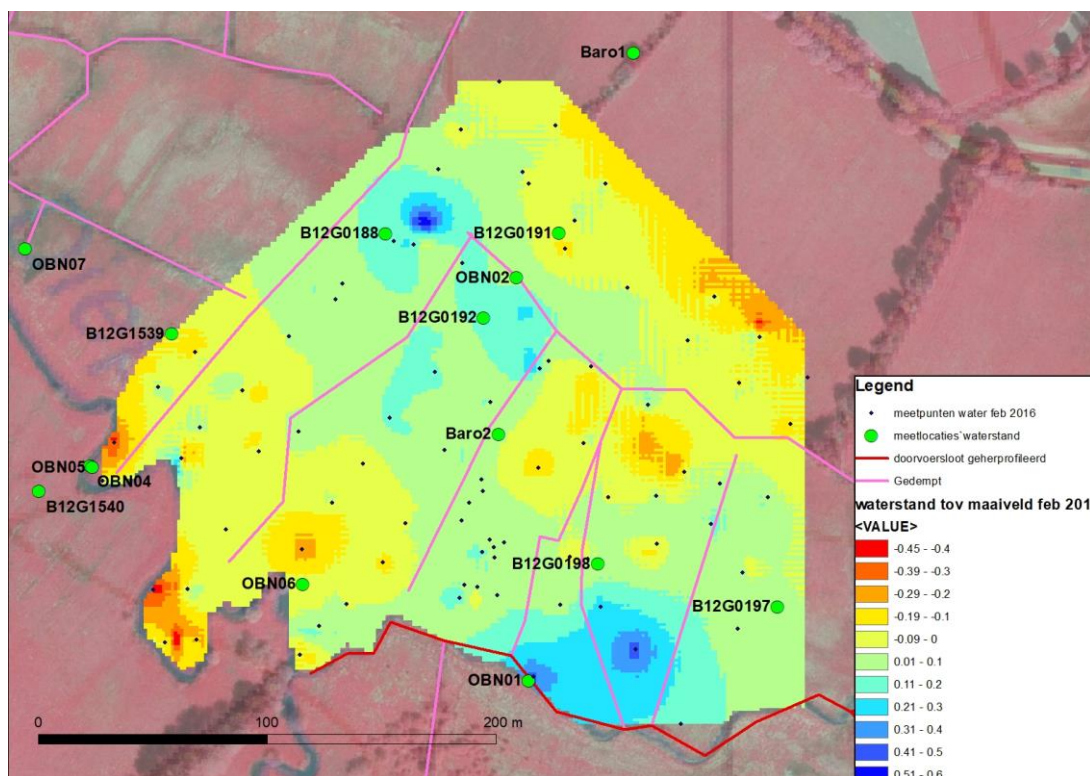
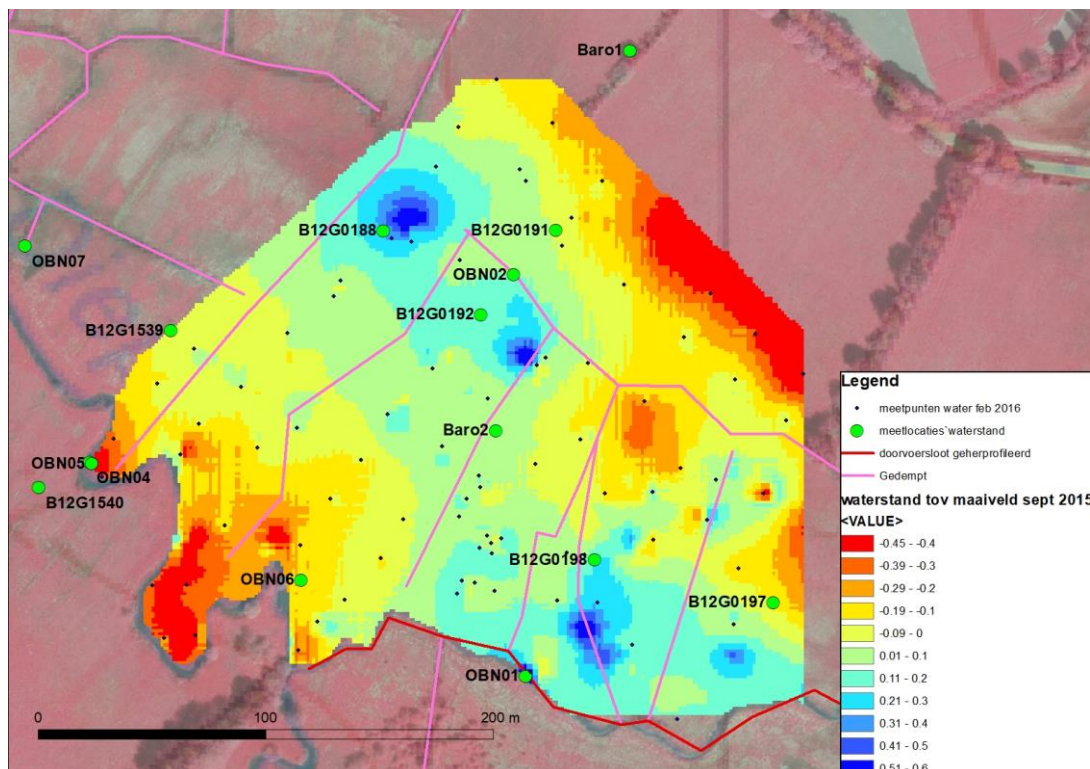
Figuur 3.19. Helling van het maaiveld op basis van geïnterpoleerde hoogtemetingen van februari 2016.

Figure 3.19. Slope of the ground level (m/m) based on level measurements at February 2016.



Figuur 3.20. Waterstand (m+NAP) in september 2015 (boven) en februari 2016 (onder), geïnterpoleerd op basis van puntmetingen (zwarte punten).

Figure 3.20. Absolute water level (m+NAP) at September 2015 (above) and February 2016 (below) based on level measurements.



Figuur 3.21. Waterstand ten opzichte van maaiveld (m) voor september 2015 (boven) en februari 2016 (onder) op basis van het verschil van geïnterpoleerde maaiveldhoogte en waterstand. Positieve waarde = waterstand boven maaiveld; negatieve waarde = waterstand onder maaiveld.

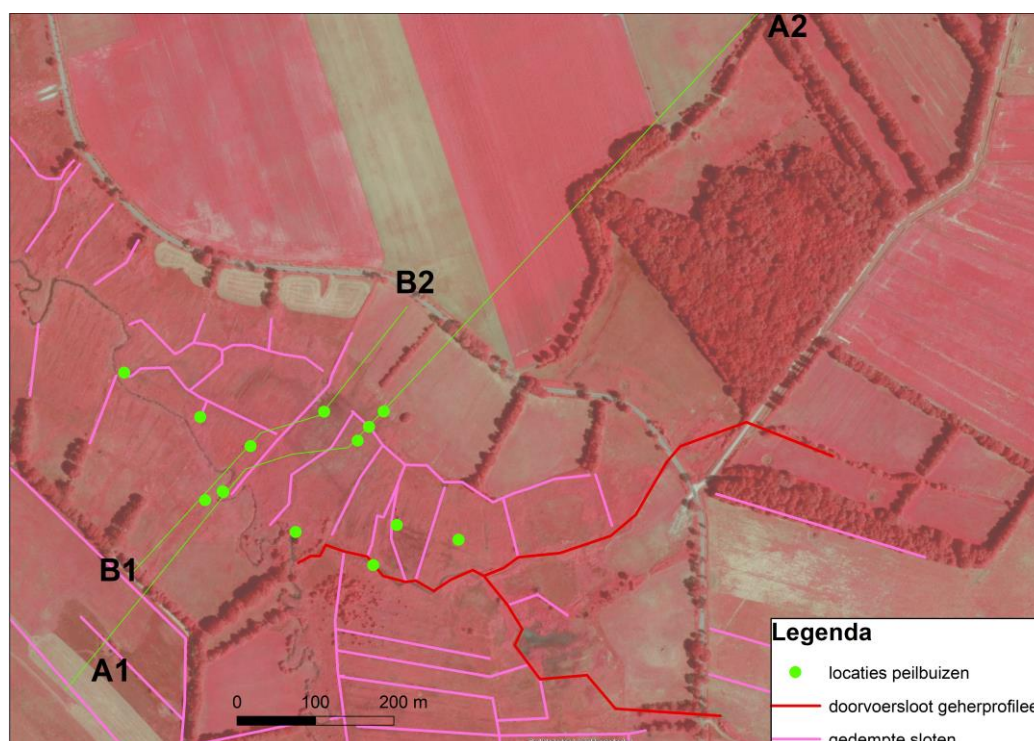
Figure 3.21. Water level relative to soil surface (m) at September 2015 (above) and February 2016 (below) based on in the difference of interpolated measurements of surface level and water level. Positive value = water level above soil surface; negative value = water level below soil surface.

3.5.3 Ruimtelijke samenhang grondwaterstand en stijghoogten

In een tweetal doorsneden wordt het patroon van waterstanden en stijghoogten weergegeven (Figuur 3.23, zie voor ligging transecten Figuur 3.22). Hierin zijn metingen van freatische standen (permanente peilbuizen en een raster van tijdelijke peilbuizen in sept 2015 en feb 2016) en stijghoogten (peilbuizen) verwerkt. Voor stijghoogten zijn alleen peilbuizen gebruikt met filters in de minerale ondergrond. Voor diverse jaren worden waterstanden in de zomer (gemiddelde in de periode juli-augustus) en zomer (gemiddelde in de periode januari-februari) weergegeven.

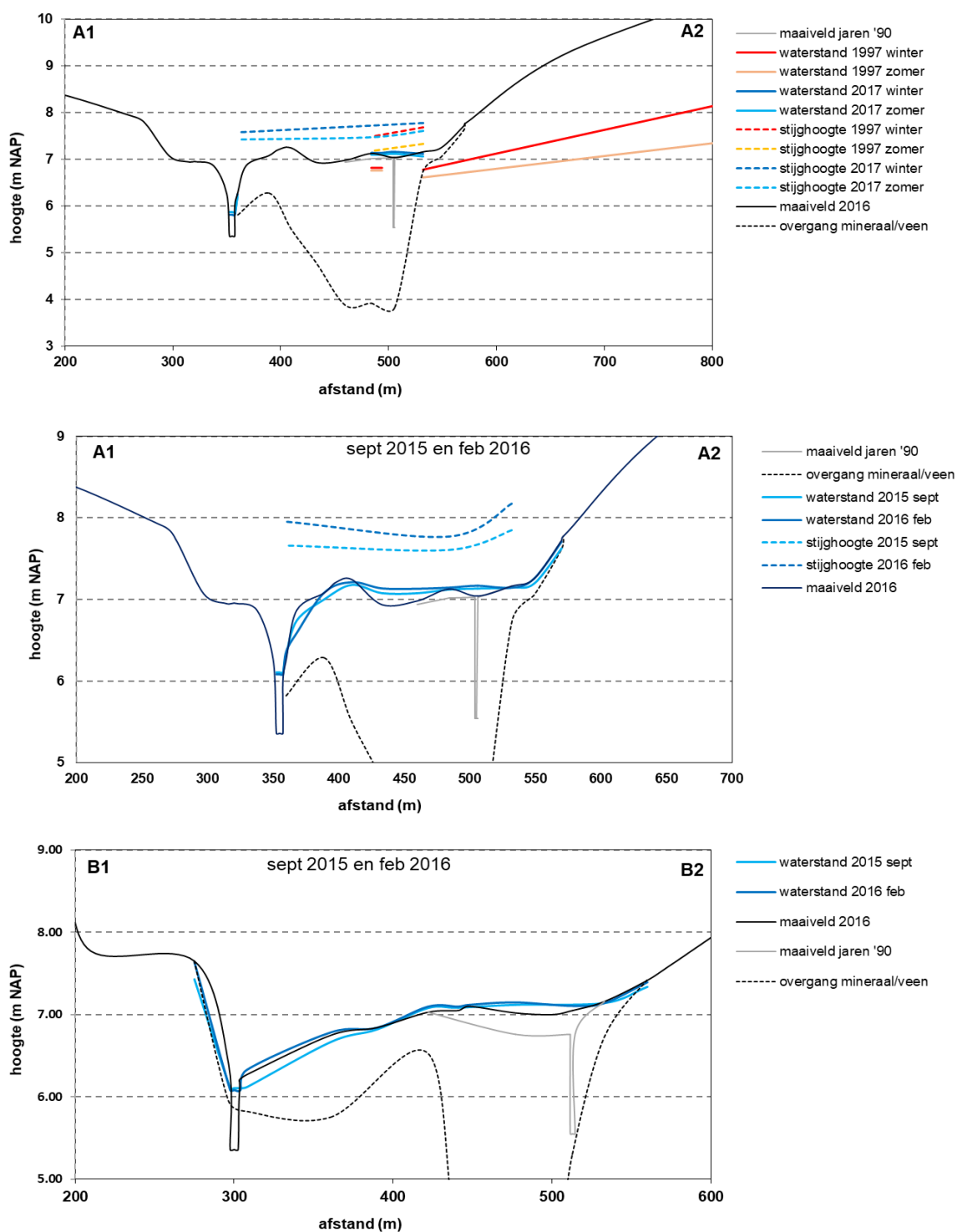
In 1997, voordat de vernattingsmaatregelen waren uitgevoerd, zat de waterstand in het vlakke deel van de dal vlakke door lokale ontwatering ca. 0.4-0.6 m onder maaiveld gedurende de winter en zomer (bovenste doorsnede in Figuur 3.23). In 2017, na de vernatting, zaten de zomer- en winterstand daaraan of iets boven maaiveld. Stijghoogten bevonden zich in beide jaren boven maaiveld. De stijghoogten in de winter van beide jaren en in de zomer van 2017 zaten hoog boven maaiveld (ca. 0.5-1.0 m), duidend op een flinke kweldruk. In de winter verschilde de stijghoogte van beide jaren dan ook weinig. In de zomer was de stijghoogte in 1997 veel lager dan in 2017 en bevond zich toen net boven maaiveld als gevolg van sterke drainage door lokale sloten. Opvallend is dat de waterstand in 1997 aan de voet van de oosthelling lager is (vooral in de zomer) dan 80 m verderop in de dalvlakte.

Gedetailleerde waterstandsmetingen in september 2015 en februari 2016 laten zien dat de waterstand in de dalvlakte sterk het maaiveld volgde (middelste en onderste doorsnede in Figuur 3.23). In het vlakke deel van de dalvlakte zat de waterstand rond en vaak ook tot ca. 0.2 m boven maaiveld. In de sterk hellende zone langs de beek was de waterstand in september 2015 enkele decimeters onder maaiveld en die in februari 2016 net onder ook net boven maaiveld. De waterstand helde hier sterk af richting de beek. In transect B is te zien dat in februari een groot deel van die hellende zone net geïnundeerd is. Water stroomt dan over maaiveld af richting de beek.



Figuur 3.22. Ligging van twee ZW-NO georiënteerde doorsneden (groene lijnen) voor waterstanden en stijghoogten.

Figure 3.22. Position of the two SW-NO oriented cross sections (green lines) for water levels and pressure heads.



Figuur 3.23. Waterstand en stijghoogten in doorsnede A en B. Bovenste figuur geeft de ontwikkeling in doorsnede A weer als gevolg van vernattingsmaatregelen. Het middelste en onderste figuur geven meer gedetailleerd de waterstand weer op twee meetmomenten in de vernatte situatie voor beide doorsneden. De stijghoogten zijn gemeten in het watervoerende pakket onder de veenlaag. Zie Figuur 3.22 voor de ligging van de doorsnede. Stijghoogten zijn gemeten in het watervoerende pakket onder het veen (2.8-7.8 m onder maaiveld).

Figure 3.23. Water level and hydraulic heads in cross sections A and B. Above: changes in water level due to rewetting measures in cross section A. Middle and below: water levels at two moments in the rewetted situation. Pressure heads are measured in the sandy aquifer below the peat. See Figure 3.22 for position of the cross sections.

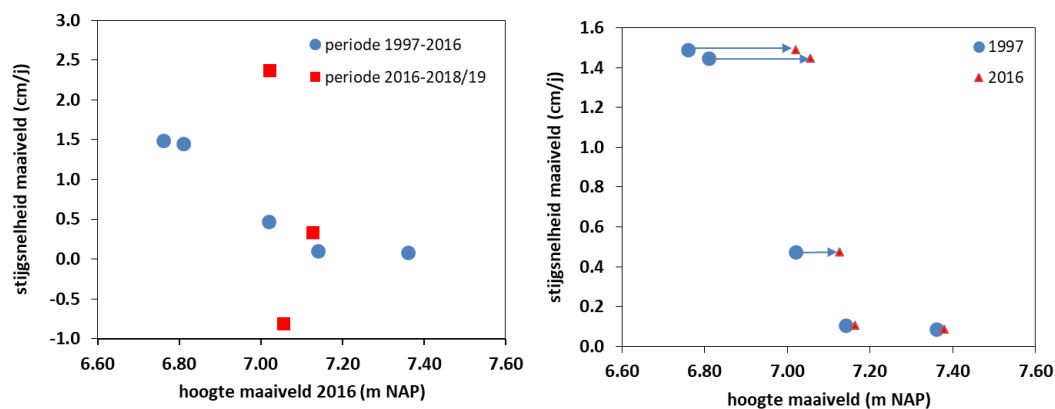
3.6 Trends en dynamiek van de maaiveldhoogte en grondwaterstand

3.6.1 Trends in maaiveldhoogte, freatische standen en stijghoogten

Trends maaiveldhoogte

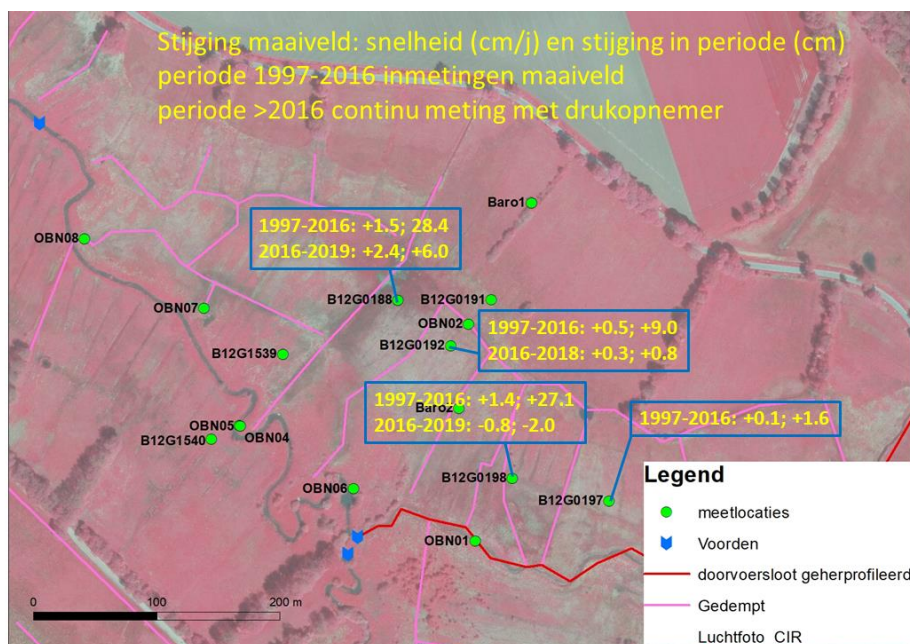
Bij vernatting van een veen kan het maaiveld gaan stijgen door veenvorming, expansie van de veenmatrix, en doordat de toplaag gaat drijven door gasvorming. De verandering van de maaiveldhoogte is op twee manieren bepaald. De eerste methode is op basis van de hoogtemetingen de peilbuizen van SBB. Deze zijn in de jaren '90 ingemeten. In 2015 en 2016 is de maaiveldhoogte van deze peilbuizen opnieuw in gemeten. De tweede methode betreft metingen van de maaiveldhoogte op drie meetlocaties voor waterstand waar met drukopnemers (uurfrequentie) de maaiveldhoogte continu is gemeten. Trends in de maaiveldhoogte zijn bepaald op basis van lineaire regressie. Dit geeft inzicht in de verandering gedurende de meetperiode (cm) en de gemiddelde snelheid van deze verandering (cm/j).

De resultaten worden weergegeven in Tabel 3.2, Figuur 3.24 en Figuur 3.25. Diverse meetpunten die bij aanvang in laagten van het beekdal lagen en dik veen hadden (G0188, G0192 en G0198) hadden een grote stijging van de maaiveldhoogte (respectievelijk 28.4, 9.0 en 27.1 cm) in de periode 1997-2016. Deze locaties kwamen daarbij snel met gemiddeld 0.5 tot 1.5 cm/j omhoog! Op locatie G0188 werd een stijgsnelheid van dezelfde orde grootte (2.4 cm/j) ook gemeten met de drukopnemers in de periode 2016-2019. Bij locatie G0198 daalde in de periode juist het maaiveld met 0.6 cm/j). Wanneer de stijgsnelheid wordt afgezet tegen de maaiveldhoogte aan het begin van de periode, dan blijkt er voor de periode 1997-2016 een duidelijke verband te zijn met de maaiveldhoogte aan het begin. Hoe lager het maaiveld is, hoe sneller de stijging was. Hierdoor zijn de hoogteverschillen in de dalvlakte van het beekdal geringer geworden (zie rechtergrafiek Figuur 3.24; zie ook doorsnede B in Figuur 3.23). Voor de periode 2016-2018/2019 was de stijgsnelheid niet gecorreleerd met de maaiveldhoogte. Bij twee locaties (G0188 en G0192) was de stijgsnelheid wel vergelijkbaar met die van de periode 1997-2016 wat er op duidt dat de maaiveld stijging nog steeds voortduurt. De stijgsnelheid van locatie G0198 is sterk afgenomen en was zelfs negatief (-0.6 cm/j) in de periode 2016-2019.



Figuur 3.24. Links: Stijgsnelheid van de maaiveldhoogte in relatie tot maaiveldhoogte aan het begin van de periode voor de periode 1997-2016 en 2016-2018/19. Rechts: Stijgsnelheid van de maaiveldhoogte en verandering van de maaiveldhoogte in de periode 1997-2016.

Figure 3.24. Left: increase rate of ground level in relation to ground level at start of the measurement period for the periods 1997-2016 and 2016-2018/19. Right: increase rate of ground level and change of ground level in the period of 1997-2016.



Figuur 3.25. Ruimtelijke weergave van gemeten veranderingen in maaiveldhoogte voor de periode 1997-2016 en 2016-2018/2019.

Figure 3.25. Map with measured changes in ground level for the periods 1997-2016 and 2016-2018/2019. Number left is increase rate of ground level (cm/y), number right is increase in ground level (cm).

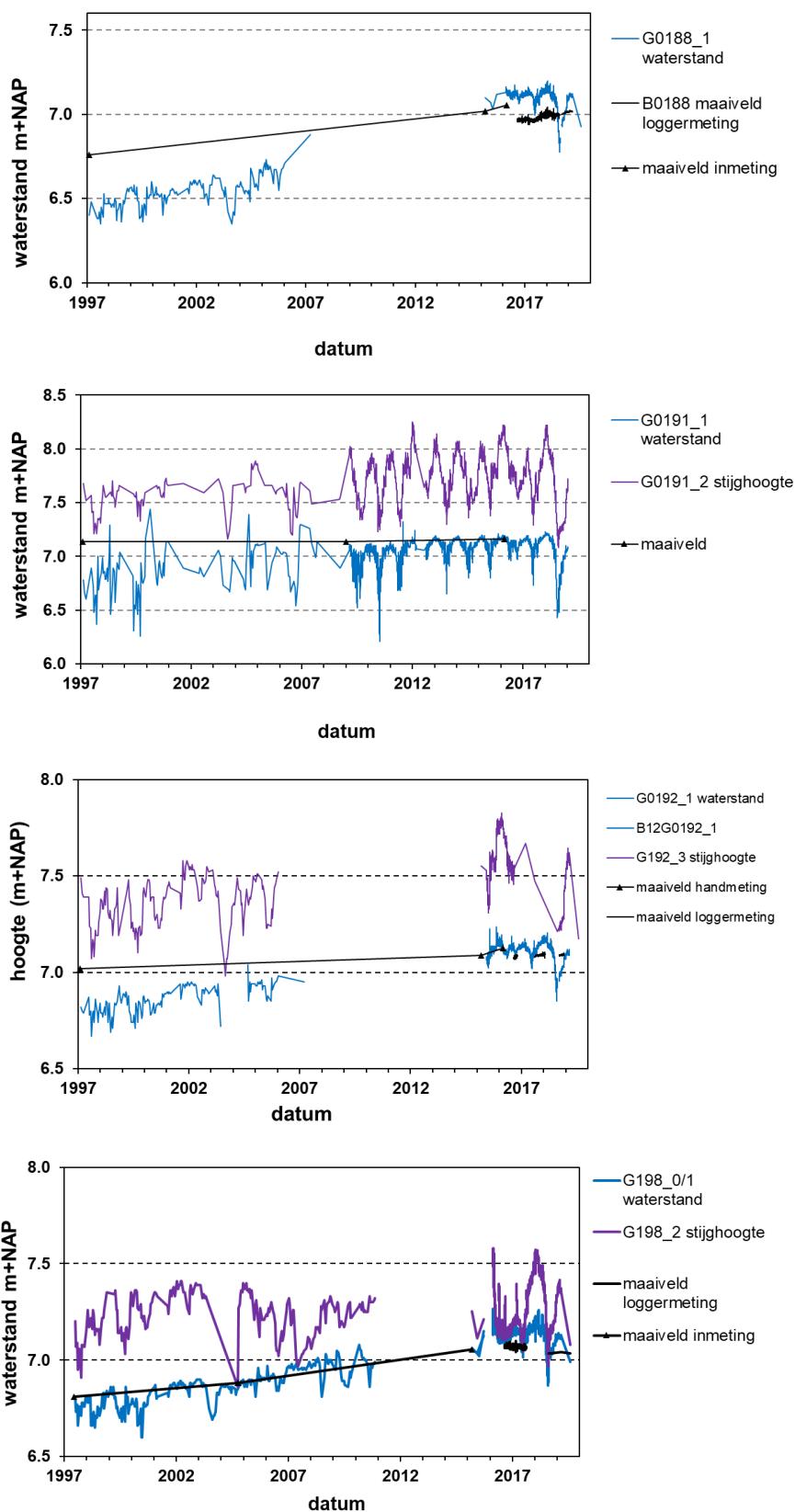
Tabel 3.2. Trends van de maaiveldhoogte, freatische stand en stijghoogten, en verklaarde variantie van tijdreeksmodellen voor waterstand.

Table 3.2. Trends of ground level, water level, and pressure head, with explained variance of time series models for water level.

Locatie/filter	variabele	methode	Trends maaiveld en waterstand					verklaarde variantie tijdreeksmodel	
			begin meting	eind meting	duur periode (j)	stijging periode (cm)	stijgsnelheid (cm/j)	alleen neerslag-verdamping (%)	neerslag-verdamping + stijging drainagebasis (%)
B12G0188_MV	maaiveld	lin. regressie meting maaiveld	1997-02-05	2016-03-02	19.1	28.4	1.5	NA	NA
B12G0188_MV	maaiveld	lin. regressie meting maaiveld	2016-08-28	2019-03-06	2.5	6.0	2.4	NA	NA
B12G0188_1	stijghoogte in veen ≈ freatisch	tijdreeksanalyse: lin. model	1997-02-14	2019-03-06	22.1	19.0	0.9	2.0	95.2
B12G0188_2	stijghoogte in/onder veen	tijdreeksanalyse: lin. model	1997-02-14	2019-03-06	22.1	19.7	0.9	0.3	97.6
B12G0191_0	freatische stand in veen/mineraal		2015-07-13	2019-03-06	3.6				
B12G0191_1	stijghoogte in	tijdreeksanalyse: lin.	1997-02-14	2019-03-06	22.1	26.1	1.2	47.5	65.8
B12G0191_2	stijghoogte	NA			0.0				
B12G0192_MV	maaiveld	lin. regressie meting	1997-02-06	2016-03-02	19.1	9.0	0.5		
B12G0192_MV	maaiveld	lin. regressie meting	2016-08-28	2018-12-05	2.3	0.8	0.3		
B12G0192_0	freatische	NA	2015-06-09	2019-03-06	3.7				
B12G0192_1	stijghoogte in	tijdreeksanalyse: lin.	1997-02-14	2019-03-06	22.1	28.0	1.3	68.7	84.2
B12G0192_2	stijghoogte in	tijdreeksanalyse: lin.	1997-02-14	2019-03-06	22.1	27.5	1.2	6.7	80.0
B12G0192_3	stijghoogte	tijdreeksanalyse: lin.	1997-02-14	2019-03-06	22.1	25.1	1.1	48.5	90.5
B12G0197_MV	maaiveld	lin. regressie meting	1997-06-13	2016-03-02	18.7	1.6	0.1		
B12G0197_0	freatische	NA	2015-06-09	2018-12-15	3.5				
B12G0197_1	stijghoogte in	tijdreeksanalyse: lin.	1997-06-28	2019-03-06	21.7			32.9	39.5
B12G0197_2	stijghoogte	tijdreeksanalyse: lin.	1997-06-28	2010-11-14	13.4	36.4	2.7	69.5	73.1
B12G0198_MV	maaiveld	lin. regressie meting	1997-06-12	2016-03-02	18.7	27.1	1.4		
B12G0198_MV	maaiveld	lin. regressie meting	2016-08-28	2019-03-06	2.5	-2.0	-0.8		
B12G0198_0	freatische	NA	2015-06-09	2019-03-06	3.7				
B12G0198_1	stijghoogte in	tijdreeksanalyse: lin.	1997-06-28	2019-03-06	21.7	26.1	1.2	4.1	80.4
B12G0198_2	stijghoogte	tijdreeksanalyse: lin.	1997-06-28	2019-03-06	21.7	5.2	0.2	58.5	68.5
B12G1539_1	stijghoogte in	tijdreeksanalyse: lin.	2009-02-25	2019-01-16	9.9	0.0		55.5	56.5
B12G1540_1	stijghoogte in	tijdreeksanalyse: lin.	2009-01-07	2019-01-16		0.0		78.0	78.9

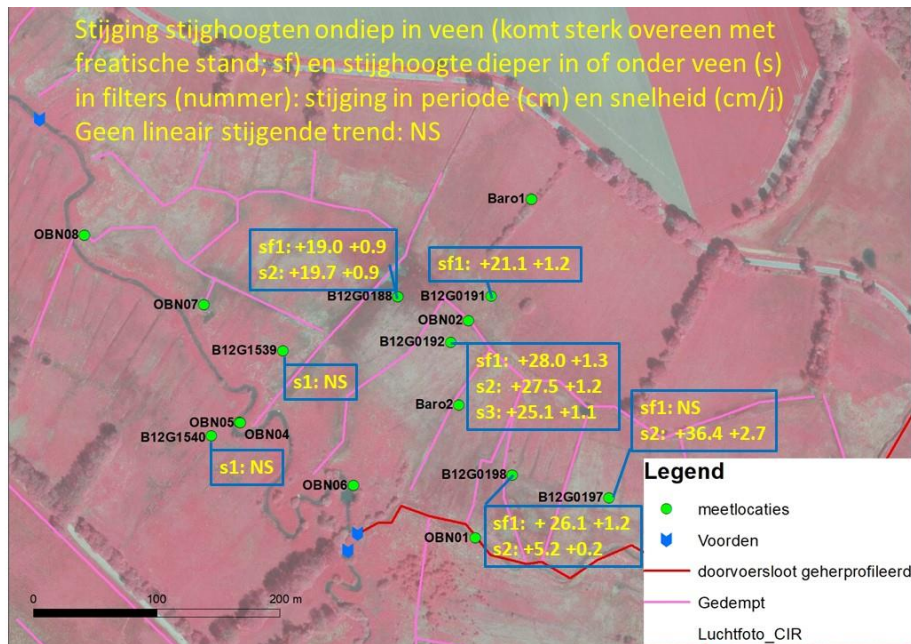
Trends freatische stand en stijghoogte

Bij een eerste blik op het verloop van de waterstand en stijghoogten valt op dat de meeste waterstandreeksen een geleidelijk stijgende trend lijken te hebben (Figuur 3.26). Diverse locaties hadden een forse stijging van ca. 20 tot 30 cm gedurende ca. 20 jaar, wat neerkomt op een stijgsnelheid van 1 tot 2.7 cm/j (Tabel 3.2). De sterke stijging van de waterstand en stijghoogten trad op in het vlakke deel van de dalvlakte op enige afstand van de beek (Figuur 3.27). De stijging van de waterstand en stijghoogten trad gelijktijdig op met die van het maaiveld en had vaak dezelfde orde grootte (Figuur 3.25). Opvallend is dat de geleidelijke stijging ook al voor het dempen van de lokale ontwatering zichtbaar is in de reeksen (G0188, G0192, G0197, G0198). De maaiveld stijging was sterker in de relatief lage delen en heeft daardoor bijgedragen aan een minder diepe lokale drainagebasis. Daarnaast kan een geleidelijke dichtslibbing van sloten in de periode voor het dempen hebben bijgedragen aan een geleidelijke verhoging van de drainagebasis. De vernattingsmaatregelen die zijn uitgevoerd zijn niet als plotselinge waterstandstijging te herkennen. Een mogelijke oorzaak hiervoor is dat de vernattingsmaatregelen gefaseerd uitgevoerd zijn over een periode van meerdere jaren. Daarnaast kunnen ingrepen lastig te traceren zijn als waterstandstijgingen omdat in de periode na de maatregelen waterstandsreeksen een hiaat hebben of weinig frequent zijn opgenomen. Wanneer exact wat waar is gebeurd is ook niet gedocumenteerd.



Figuur 3.26. Tijdreeksen van maaiveldhoogte, waterstand en stijghoogte op enkele locaties met geleidelijke vernatting.

Figure 3.26. Time series of ground level, water level and hydraulic head at some locations with gradual rewetting.



Figuur 3.27. Ruimtelijk patroon van de stijgende trend van waterstand en stijghoogten.

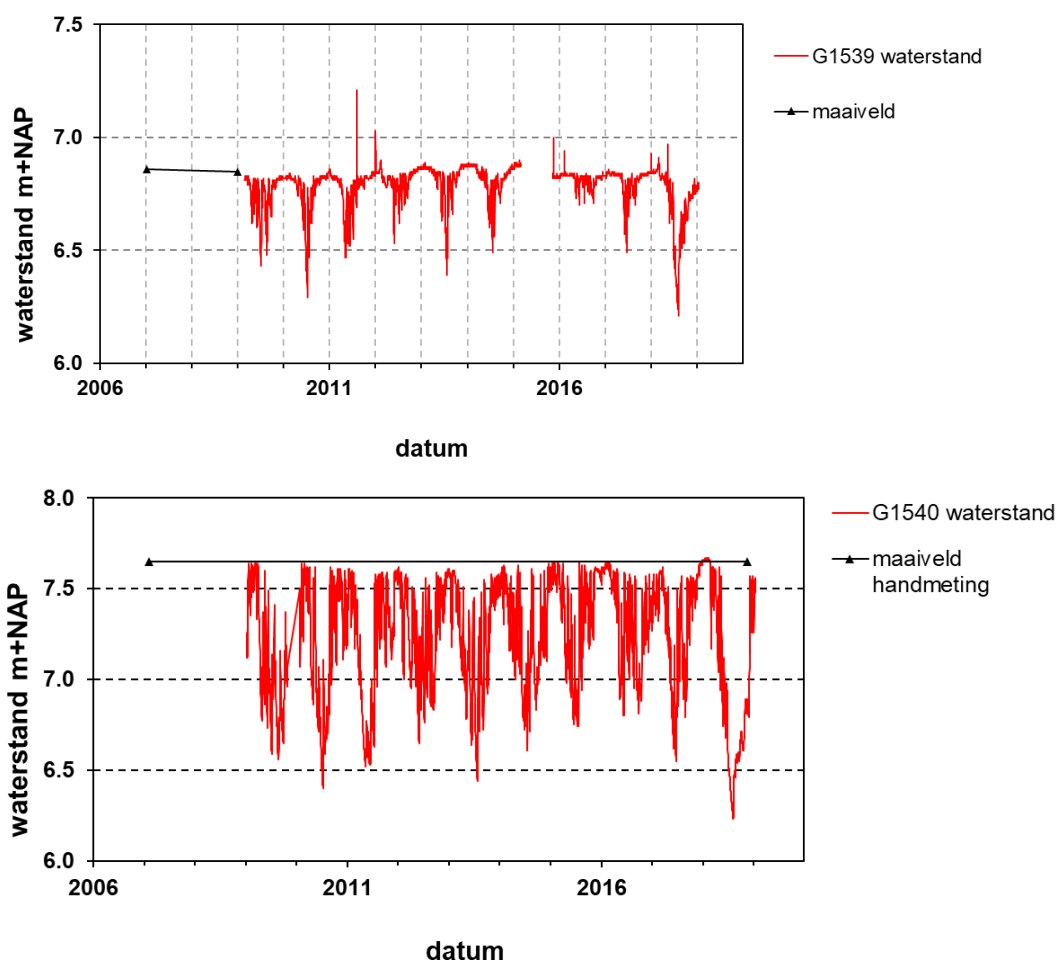
Figure 3.27. Spatial pattern of the increase of water level (sf1), hydraulic head in the lower part of the peat (s2) and hydraulic head in the aquifer under the peat (s3). First number = change in water level (cm); second number is increase rate water level (cm/y). NS = no significant increase.

Om oorzaken van de stijgende trends van freatische waterstanden en stijghoogten als gevolg van de vernatting nader te duiden is tijdreeksanalyse toepast. Met tijdreeksanalyse is het mogelijk de invloed van meteorologische variatie te scheiden van andere factoren, waaronder ingrepen in de waterhuishouding. Hiervoor in het programma Menyanthes gebruikt (von Asmuth et al, 2010). Daarbij is gebruik gemaakt van de langere meetreeksen vanaf 1997 die lopen t/m 2010 en vaak tot 2019. Korte reeksen die alleen in de periode 2015-2019 zijn gemeten zijn niet geanalyseerd omdat een stijgende trend niet kon worden onderscheiden van andere factoren zoals seizoensdynamiek (met een extreem droge zomer in 2018), verloop van het beekpeil en het uitdiepen van de landbouwdoorvoersloot. Met Menyanthes zijn met neerslag en Makkink verdamping van meteostation Eelde (dagwaarde) als invoerreeksen lineaire tijdreeksmodellen opgesteld. Vervolgens zijn aan het tijdreeksmodel afzonderlijk andere factoren als invoerreeks toegevoegd aan het tijdreeksmodel. Andere factoren bestonden uit een staptrend op 20040101 (aanvang van dempen sloten), een staptrend op 20090101 (einde van periode dempen sloten en vlak na de beekpeil verhogende maatregelen in 2018) en twee reeksen met een trend voor het lokale drainageniveau op basis van de gemeten maaiveldstijging van locatie G0188). De invloed van maaiveldstijging kan worden opgevat als een geleidelijke verhoging van de lokale drainagebasis. Er is een reeks opgesteld met een lineair stijgende trend in de periode 1997-2016 en een lineair stijgende trend in de periode 2016-2019 (188Mvtrend). Er is ook een reeks opgesteld met alleen een stijgende trend in de periode 1997-2016 en daarna constant blijvend (188Mvtrend1). We gaan ervan uit dat een toegevoegde invoerreeks van invloed is als de verklaarde variantie van het model minstens met 5 % toeneemt.

Het toevoegen van staptrands op in 2004 en 2009 leidt niet tot betere tijdreeksmodellen, wat aangeeft dat een plotselinge vernatting niet is opgetreden of niet traceerbaar is door meetthiäten en lage meetfrequentie in een periode na het uitvoeren van de maatregelen. Voor vrij veel tijdreeksen leidde het toevoegen van een stijgend lokaal drainageniveau wel tot verbetering van tijdreeksmodellen (Tabel 3.2). Daarbij gaf het toevoegen van 188Mvtrend1 de beste fit met de gemeten standen. Voor diverse reeksen hadden de tijdreeksmodellen zonder toevoeging van in de invoerreeks voor het drainageniveau een zeer geringe verklarende variantie (<50%). Met toevoeging kregen de tijdreeksmodellen vaak een verklarende variantie van >60% en tot zelfs in

de 90%. Dit duidt erop dat het dichtslibben van sloten in de beginperiode van de meetreeksen een belangrijke bijdrage heeft geleverd aan de vernatting. Het dempen van sloten heeft in een later stadium daaraan bijgedragen. Door de vernatting ging in het vlakke meest sterk vernatte dal deel het maaiveld stijgen wat op haar beurt bijdroeg aan verdere vernatting.

Het effect van beekpeil verhogende maatregelen (2008) en het dempen van de sloten (2004-2008) kan niet van elkaar gescheiden worden omdat ze in de tijd overlappen. Uit de analyse van de hydrologische effecten van beekpeil verhogende maatregelen (paragraaf 3.6.3) kan worden geconcludeerd dat de opgetreden beekpeilverhoging alleen dicht bij de beek (tot ca. 75 m) een effect heeft gehad op de freatische stand. De waterstanden op de locaties G1539 en G1540 die dicht bij (25-50 m) de beek liggen, vertonen sinds aanvang van de metingen in 2009 (dus na deze maatregelen) geen stijgende trend (Figuur 3.28). Deze locaties hebben ook elk jaar een diep (0.5-1.0 m) uit zakkende waterstand. Blijkbaar belemmert de diepe drainage door de beek hier nog de voortschrijdende vernatting die verder verwijderd van de beek wel optreedt.



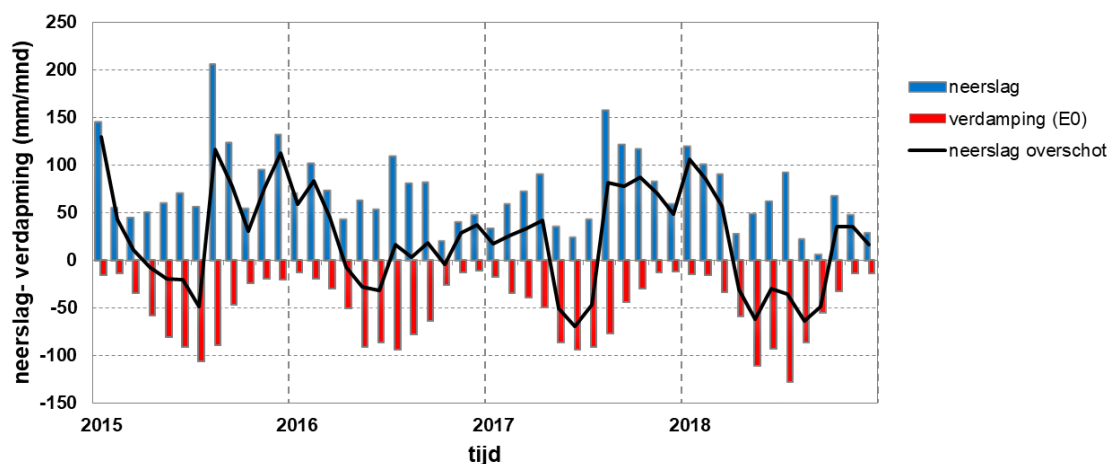
Figuur 3.28. Tijdreeksen van maaiveldhoogte en waterstand op een locatie dicht bij de beek.
Figure 3.28. Time series of ground level and water level at sites close to the brook.

3.6.2 De invloed van droge en natte perioden op waterstanden, stijghoogten en stijghoogteverschillen op verschillende momenten

Tijdens de periode van intensieve waterstandmetingen juni 2015 tot en met maart 2019) trad een afwisseling van natte en droge periode op die door werken op het waterstandsverloop van grondwaterstand en stijghoogten. In Figuur 3.29 wordt het verloop van de maandelijkse neerslag, verdamping en neerslagoverschot weergegeven. De zomers van 2015, 2016 en 2017 zijn relatief nat en die van 2018 juist extreem droog met een groot neerslagtekort (door een lage neerslag en hoge verdamping). De winter van 2015/2016 en 2017/2018 zijn nat en die van 2016/2017 en 2018/2019 is droog. In een tweetal doorsneden (Figuur 3.30 en Figuur 3.31; zie voor ligging Figuur 3.22) wordt het patroon van waterstanden en stijghoogten weergegeven. Hierin zijn metingen van freatische standen en stijghoogten van peilbuizen met filters in de minerale ondergrond onder het veen verwerkt. Voor diverse jaren worden waterstanden in de zomer (gemiddelde in de periode juli-augustus) en zomer (gemiddelde in de periode januari-februari) weergegeven.

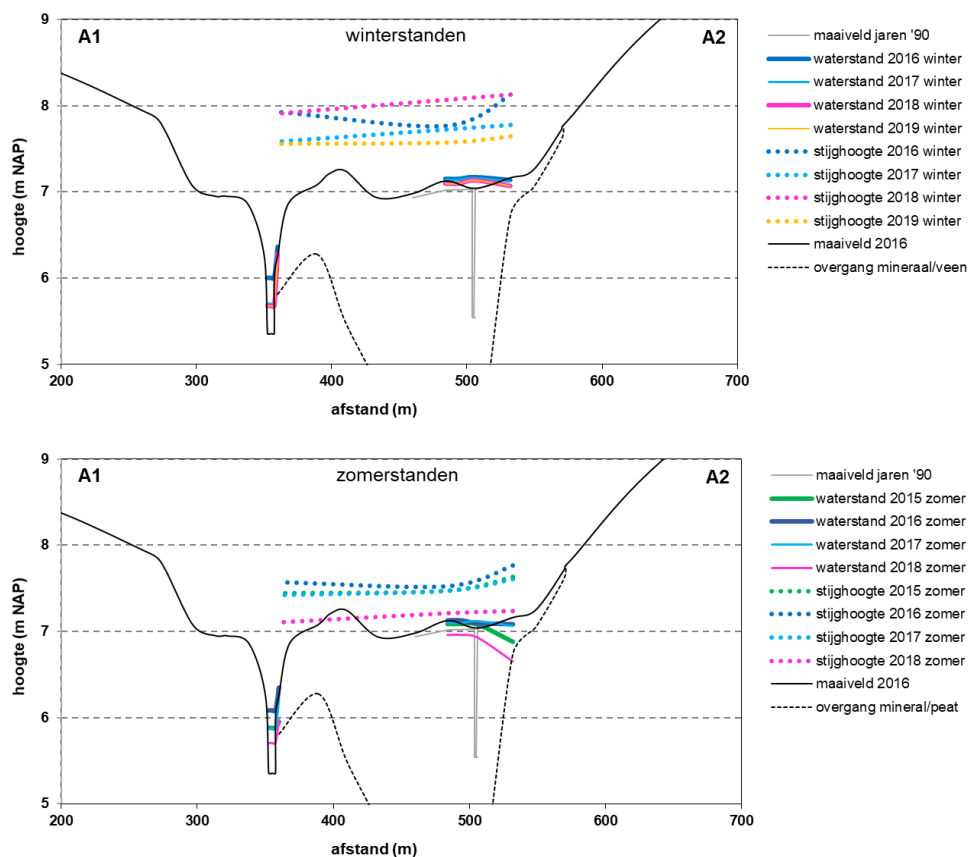
In de winterperiode verschillen de waterstanden in de beek en een zone van de dalvlakte grenzend aan de beek in samenhang met het neerslagoverschot (lagere standen in jan-feb 2017 en jan-feb 2019). Het geringere neerslagoverschot zorgt dan voor minder aanvoer van water en daarnaast is door een lagere afvoer het beekpeil ook lager. Deze draineert dan dieper wat zorgt voor een sterker verhang van de grondwaterstand. Gedurende winter werken verschillen in neerslagoverschot werken weinig door in de waterstand van het vlakke deel van de dalvlakte (linkerdeel van het beekdal in de doorsneden). Blijkbaar is er dan zo'n groot overschot aan water door neerslag en kwel dat de waterstand doorgaans op een bepaald overloophniveau kan worden gehandhaafd. Opvallend is wel dat in jan-feb 2019 in beide doorsneden de waterstand dan iets lager is dan in de meeste andere jaren. Dit is een effect van de droge zomer van 2018 en de droge winter van 2018/2019. In de zomerperiode werken droge en natte perioden in het hele beekdal veel sterker door en dan ook in het vlakke deel van de dalvlakte. In de droge zomer van 2018 zakt de waterstand 2 tot 3 decimeters dieper uit dan in de nattere zomers, gelijktijdig met een dieper beekpeil en veel lagere stijghoogte. Door de droge periode is er minder netto aanvoer van neerslag, minder kwel door een geringer potentiaalverschil, en draineert de beek sterker. In een zone ca. 50 tot 100 m langs de beek heeft het freatisch vlak ook een veel sterkere helling dan in de andere jaren. Hierdoor zal de laterale afvoer van water ook sterker zijn. Opvallend is dat aan de voet van de oostelijke dalflank de waterstand in de zomer van 2015 en 2018 dieper wegzakt dan verderop in de dalvlakte. Deze sterkere uitzakking treedt op ter plekke van de overgang van dun naar dik veen. De peilbuis op deze locatie (G0191) laat ook zien dat in de meeste zomers de waterstand hier relatief diep uitzakt (Figuur 3.27).

De stijghoogten in het watervoerende pakket onder het veen reageert in het hele beekdal ook op het neerslagoverschot (lager in de droge perioden gedurende jan-feb 2017 en jan-feb 2019; veel lager in de droge zomer van 2018). De combinatie van een droge zomer in 2018 en een droge winter van 2018/2019 heeft geleid tot een extra lage stijghoogte in jan-feb 2019. Dit kan erop duiden dat de extreme droogte in de stijghoogten vertraagd doorwerkt. De lagere stijghoogten lijken ook door te werken in de waterstand. Een aanwijzing hiervoor is dat non-lineaire tijdreeksmodellen met neerslag en verdamping de grondwaterstand in de winter van 2018/2019 te hoog (enkele tot 6 cm) berekenen (zie voorbeelden in Figuur 3.32).



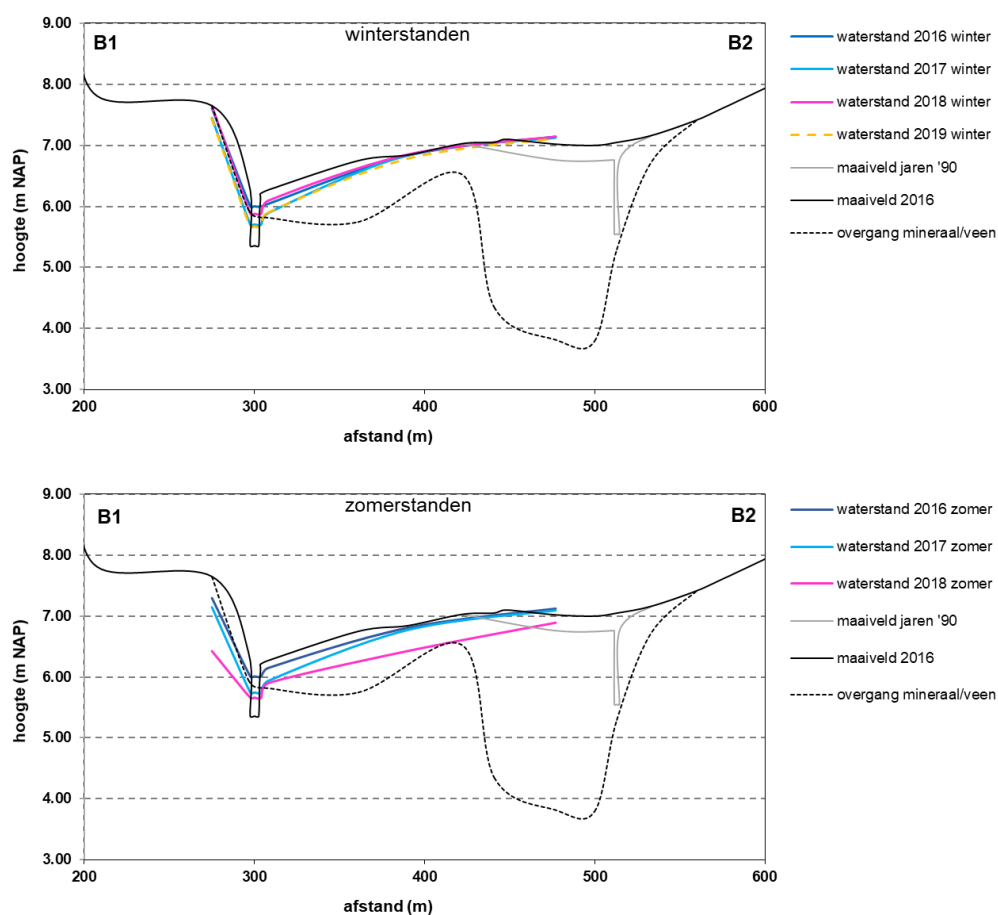
Figuur 3.29. Het patroon van maandelijkse neerslag, potentiële verdamping en neerslagoverschot tijdens de periode met intensieve metingen van de waterstand. Neerslag is lokaal geïnterpoleerd uit metingen van meetstations en radarbeelden. Verdamping brekend volgens Penman-Monteith op basis van meteogegevens van station Eelde.

Figure 3.29. Time series of monthly precipitation and potential evapotranspiration during the period with intensive measurements of water level. Precipitation is interpolated from Doppler radar and measurements at meteo stations. Evapotranspiration is calculated according to Penman-Monteith based in meteorological data on station Eelde.



Figuur 3.30. Waterstanden en stijghoogten in de winter (jan-feb) en zomer (juli-aug) van diverse jaren in doorsnede A. Zie voor ligging van de doorsnede Figuur 3.22.

Figure 3.30. Water levels and hydraulic heads in the aquifer under the peat in the winter (Feb+March) and summer (July+Aug) for several years in cross section A. See for position of the cross section Figure 3.22.



Figuur 3.31. Waterstanden in de winter (jan-feb) en zomer (juli-aug) van diverse jaren in doorsnede B. Zie voor ligging van de doorsnede Figuur 3.22.

Figure 3.31. Water levels and hydraulic heads in the aquifer under the peat in the winter (Feb+March) and summer (July+Aug) for several years in cross section B. See for position of the cross section Figure 3.22.



Figuur 3.32. Voorbeelden van tijdreeksen van de waterstanden gemodelleerd met niet-lineaire tijdreeksmodellen. Zichtbaar is dat in de winter van 2018/2019 de gemodelleerde waterstand hoger is dan de gemeten waterstand. In de winters daarvoor heeft de gemodelleerde waterstand wel een goede fit met de gemeten waterstand.

Figure 3.32. Examples of time series of the water level modelled with non-linear time series models. Visible is that in the winter of 2018/2019 the modelled water level higher is than the measured water level. In previous winters the modelled values a have good fit.

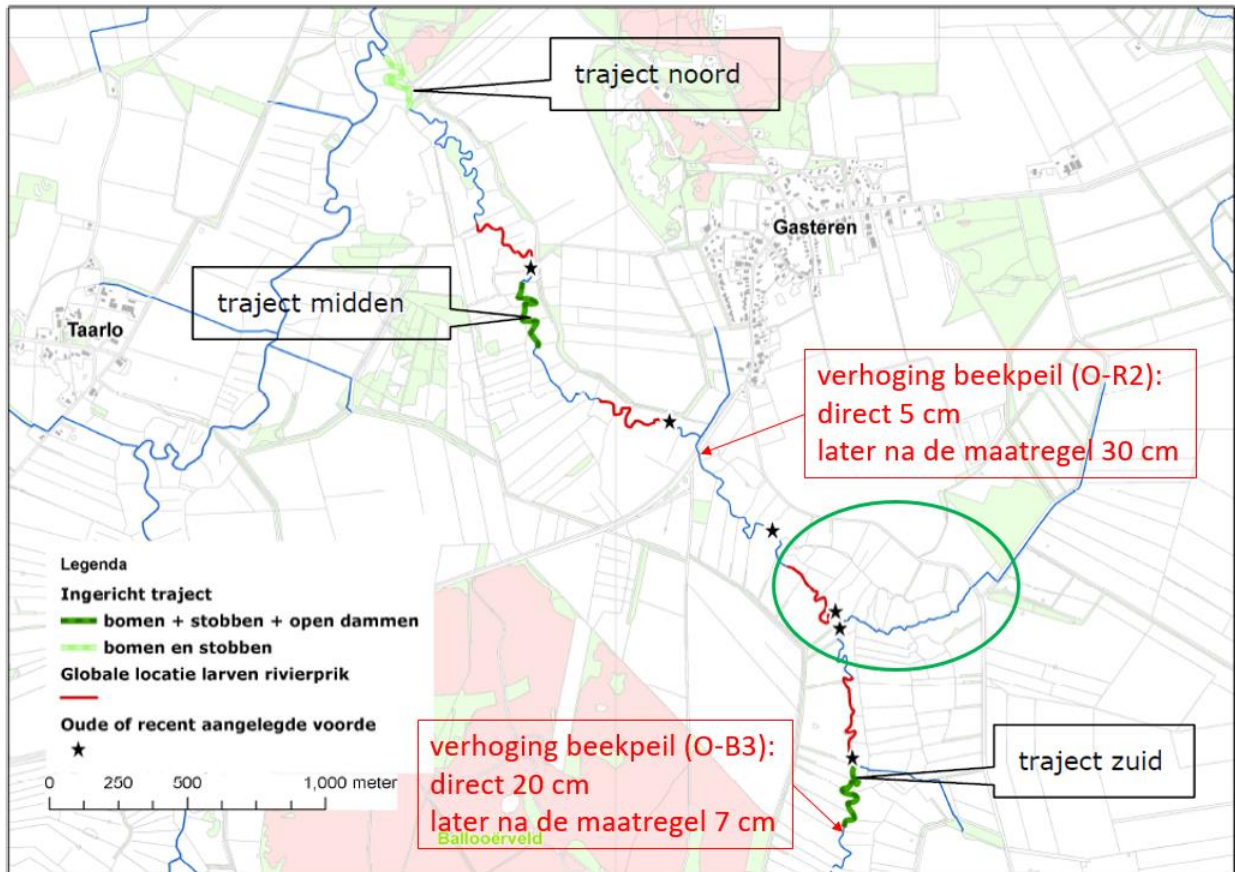
3.6.3 Invloed beekpeil op freatische standen en stijghoogten

Effecten van maatregelen voor verhoging beekpeil in 2008

In 2008 werden in het kader van het 'beek-op-peil' project in drie trajecten van het Gasterensche Diep het beekpeil verhoogd door het inbrengen van hout (Hofstra, 2014). Een traject (midden) ligt ca. 600 m bovenstrooms en een ander traject (zuid) ca. 2000 m benedenstrooms. Er is ook nog meer stroomafwaarts een derde traject (noord) (Figuur 3.7). De hydrologische effecten van deze maatregel zijn onderzocht door Hofstra et al. (2014). Samengevat komt uit deze evaluatie het volgende.

Uit tijdreeksanalyse blijkt dat ca. 700 benedenstrooms van het studiegebied direct na de maatregel het beekpeil 5 cm steeg en in de periode daarna tot en met eind 2013 trad een geleidelijke stijging op van 30 cm. Voor een meetpunt ca. 1000 m bovenstrooms van het studiegebied betreft dat respectievelijk 20 en 7 cm. De stijging direct na het inbrengen van hout wordt veroorzaakt door de hydraulische weerstand van de takken. De stijging erna is een effect van opslibbing van de beekbodem en het invangen van materiaal in de ingebrachte takken. Ten noorden (benedenstrooms) van het studiegebied bedroeg de opslibbing t/m 2013 30 cm. Tot en met 2013 trad geen afname op van het beekpeil ondanks de waargenomen degradatie van de takken bossen. Verondersteld wordt dat de invang van plantenmateriaal in de takkenbossen het verlies aan hydraulische weerstand door het degraderen van de takken compenseerde. Effecten op de freatische grondwaterstand zijn onderzocht bij de trajecten noord en middendeel, die stroomafwaarts van het studiegebied liggen. Alleen dicht bij de beek (<75 m) wordt op basis van tijdreeksanalyse een stijging de freatische waterstand van 13 tot 35 cm vastgesteld die wordt toegeschreven aan de maatregelen voor beekpeilverhoging. Verder verwijderd van de beek (> 250 m) kunnen met uitzondering van één locatie geen stijgingen van de freatische stand worden aangetoond. Voor de stijghoogte in de watervoerende laag onder het veen wordt een stijging van 5 tot 10 cm vastgesteld die verband kan houden met de beekpeilverhogende maatregelen. Naderhand (na de onderzoeksperiode) is geconstateerd dat het beekpeil weer verlaagd is door het degenereren van de takkenbossen (mondelinge mededeling R. Hofstra). Dit kan ook geleid hebben tot erosie van beekslib.

In het studiegebied zit het beekpeil in droge perioden op 5.7 tot 5.9 m+NAP terwijl een groot deel van de van de beekdalvlakte een maaiveldhoogte heeft van 6.9 tot 7.2 m+NAP (Figuur 3.30). De beek heeft daardoor ten opzichte van de beekdalvlakte een drainagediepte van 1.1-1.3 m die veel groter is dan het stijgeffect van beekpeilverhogende maatregelen (ca. 0.3 m). Verder zijn de maatregelen voor beekpeilverhoging maar een klein deel van het beektraject uitgevoerd. Op basis van waterstandsgegevens uit het onderzoek van Hofstra (2014) in een droge periode (24 augustus 2009) bedraagt het verval van het beekpeil 0.0007 m/m (= 0.7 m/km beeklengte). Door het relatief grote verval zal een beekpeilverhoging van ca. 0.3 m in een beperkt deel van het beektraject effect hebben (ca. 450 m bovenstrooms van een traject met beekpeilverhogende maatregelen). De afstand tussen drie trajecten met inbreng van bomen en takkenbossen bedraagt ca. 750 m en 2000 m. De afstand tussen deze trajecten en voorden en tussen voorden onderling bedroeg ca. 500 m. Dat betekent dat in een aanzienlijk deel van het beektraject het effect op stijging van het beekpeil geringer was. Al met al hebben de experimentele maatregelen voor beekpeilverhoging de drainagediepte van de beek ten opzichte van de beekdalvlakte in geringe mate verkleind.



Figuur 3.33. Maatregelen voor verhoging van het beekpeil van Gasterensche Diep in het 'beek-op-peil-project' (uit Hofstra 2014). De groene ellips geeft de ligging van het gebied van de casestudy aan. De rode tekstblokken geven de effecten van deze maatregelen op stijging van het beekpeil weer.

Figure 3.33. Measures for raising the water level of the brook in the 'beek-op-peil-project' (from Hofstra 2014). The green ellipse indicates the study area. Red text blocks indicate the effects of the measures on the brook level.

3.6.4 Trends en dynamiek van maaiveldhoogte

Op drie peilbuislocaties (G0188, G0192, G0198) in zeer natte delen is maaiveldhoogte met een frequentie van 1 uur gemeten gedurende tijdens de onderzoeksperiode van 2016-2019. Gekeken is hoe dynamisch de maaiveldhoogte is en in hoeverre deze dynamiek samenhangt met de dynamiek van de gelijktijdig gemeten waterstand en temperatuur van het grondwater in de peilbuis. De gemeten watertemperatuur wordt beschouwd als een proxy voor de temperatuur van de bodemtoplaag. Tevens is gekeken naar zeer snelle fluctuaties van het maaiveld in samenhang met de lokaal gemeten luchtdruk.

Seizoensfluctuatie

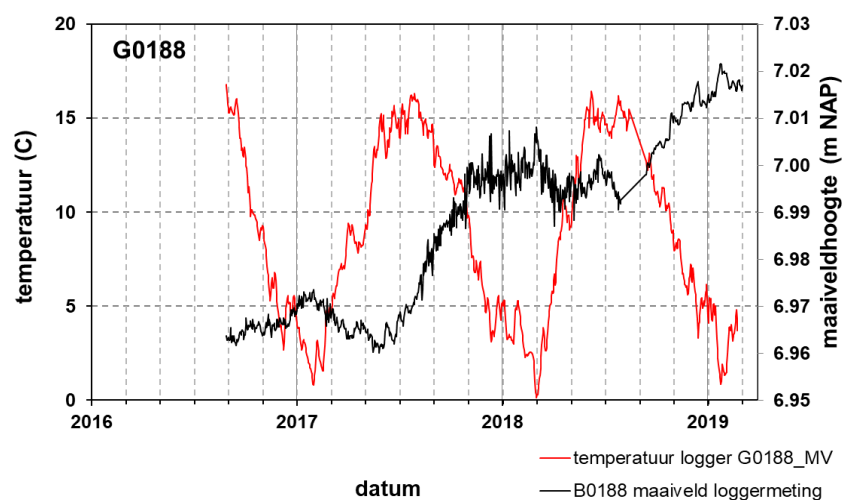
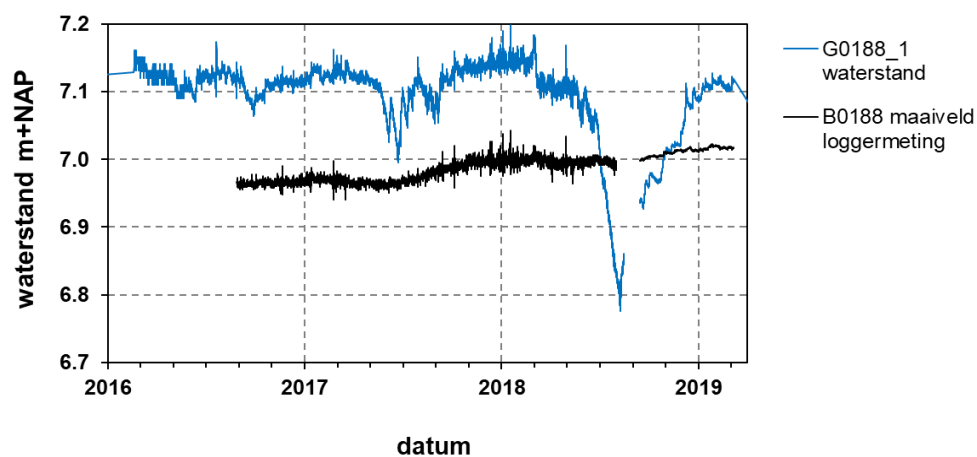
Op basis van de aaneengesloten meetreeksen van locatie G0188 (Figuur 3.34) blijkt dat de maaiveldhoogte zowel aan een seizoensmatige oscillatie onderhevig is van enkele cm's als netto stijgt met enkele cm's. In de fragmenteerde meetreeksen van de locaties G0192 en G0198 zijn soortgelijke patronen te herkennen. De seizoensmatige oscillatie van het maaiveld is veel geringer dan die van de waterstand.

Het maaiveld van locatie G0188 (Figuur 3.34) vertoont grosso modo een trapsgewijze stijging van in totaal 6 cm gedurende de meetperiode. Een stijging treedt op gedurende zomer tot en met oktober of december. Een daling treedt in 2017 gedurende maart-mei en in 2018 gedurende maart-april en juli. Deze daling start aan het einde van de winter voordat de waterstand gaat dalen. Later in het voorjaar of zomer is ze gecorreleerd met een waterstands daling. Een stijging van het maaiveld begint in 2017 ook in voordat de waterstand gaat stijgen. In 2018 is de stijging van het maaiveld gemeten tijdens een stijging van de waterstand. Een toename van de maaiveldhoogte begint op het moment dat de bodemtemperatuur hoog is en stopt als deze laag is geworden. Een daling van het maaiveld start op vlak nadat de laagste temperatuur bereikt is.

Van locatie G0192 (Figuur 3.35) zijn alleen meetreeksen beschikbaar van drie periode van de nazomer tot in de winter met elk een stijging van 2 tot 3 cm. In de eerste periode daalt en stijgt de waterstand en in de andere twee periode stijgt die. In het begin van de stijging is de bodemtemperatuur hoog. In 2017 stopt de stijging bij een lage temperatuur. Gedurende de drie jaar treedt een netto stijging op.

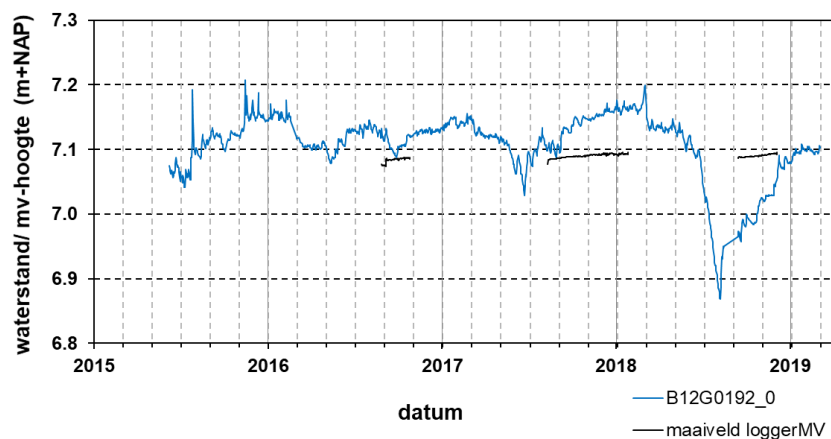
De hoogfrequente meetreeksen van locatie G0198 (Figuur 3.36) bestrijkt september 2016 tot en met juli 2017, en daarna zijn er nog een drietal handmetingen. Gedurende september-oktober 2016 stijgt het maaiveld en daarna zet tot en met juli 2017 een daling in. In augustus en begin september 2018 is het maaiveld nog lager en dan is de waterstand laag als gevolg van de hete, droge zomer. Door de droogte is het veen dan enkele centimeters gekropen. In de daaropvolgende winter stijgt het maaiveld iets. Netto treedt gedurende drie jaar een daling op.

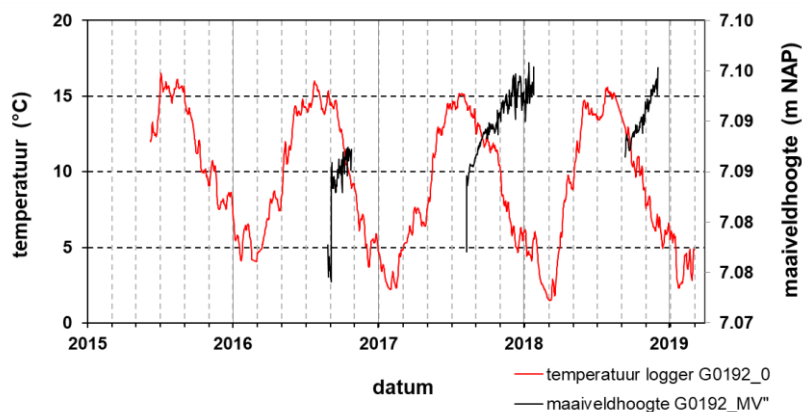
Het seizoensmatige verloop van het maaiveld lijkt vooral samen te hangen met het temperatuurverloop van de bodem. Bij een hoge bodemtemperatuur verlopen microbiële afbraakprocessen sneller en wordt er meer gas (CO_2 , CH_4 , N_2) geproduceerd. Door vorming van gasbellen heeft de toplaag meer drijfvermogen en komt daardoor omhoog. Bij afkoeling van de bodem neemt de afbraak af en worden minder gasbellen gevormd wat tot minder drijfvermogen leidt. Daardoor stopt de stijging van het maaiveld. Mogelijk werkt de toename van de temperatuur gedurende de zomer vertraagt door op de toename van de afbraak om dat aan het begin van de zomer de microbiële gemeenschap op gang moet komen. Bovendien komt er pas later in het groeiseizoen veel nieuw, goed afbreekbare plantenbiomassa (vooral wortels en rhizomen) beschikbaar voor afbraak. De periodieke stijging in de nazomer en het najaar zorgt voor de netto stijgende trend van het maaiveld op twee van de drie locaties. Gasvorming lijkt daarmee bij te dragen een de netto stijging van het maaiveld in de zeer natte delen van het veen.



Figuur 3.34. Tijdreeksen van maaiveldhoogte, waterstand (boven) en bodemtemperatuur (onder) op locatie G0188.

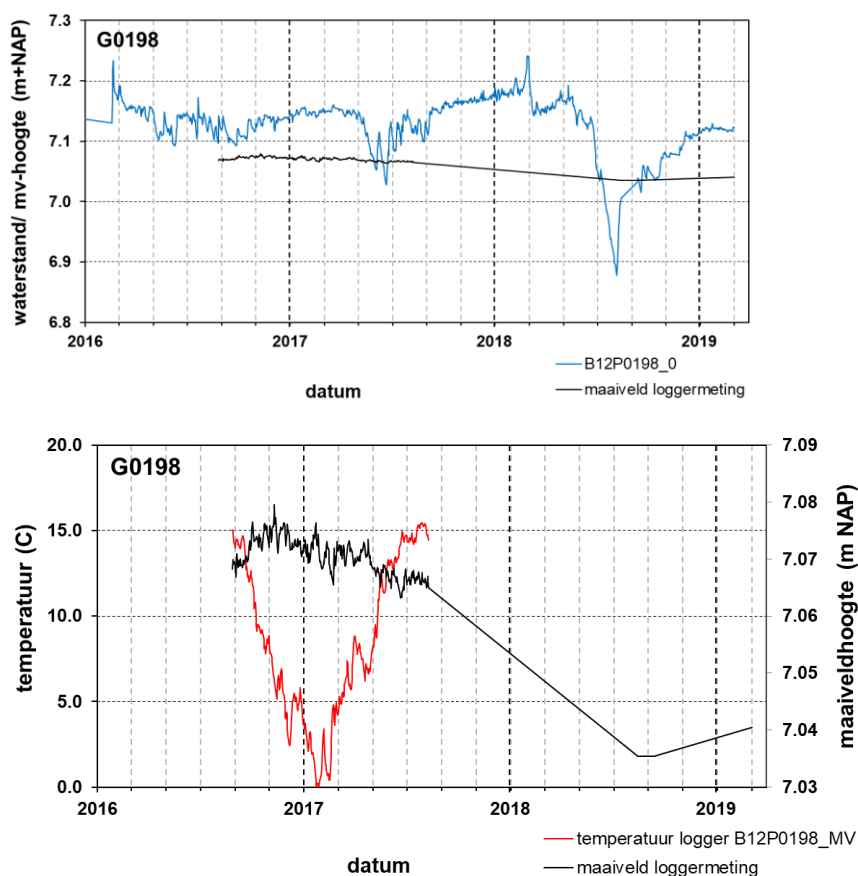
Figure 3.34. Time series of ground level, water level (above) and soil temperature (below) at location G0188.





Figuur 3.35. Tijdreeksen van maaiveldhoogte, freatische waterstand (boven) en bodemtemperatuur (onder) op locatie G0192.

Figure 3.35. Time series of ground level, water level (above) and soil temperature (below) at location G0198.

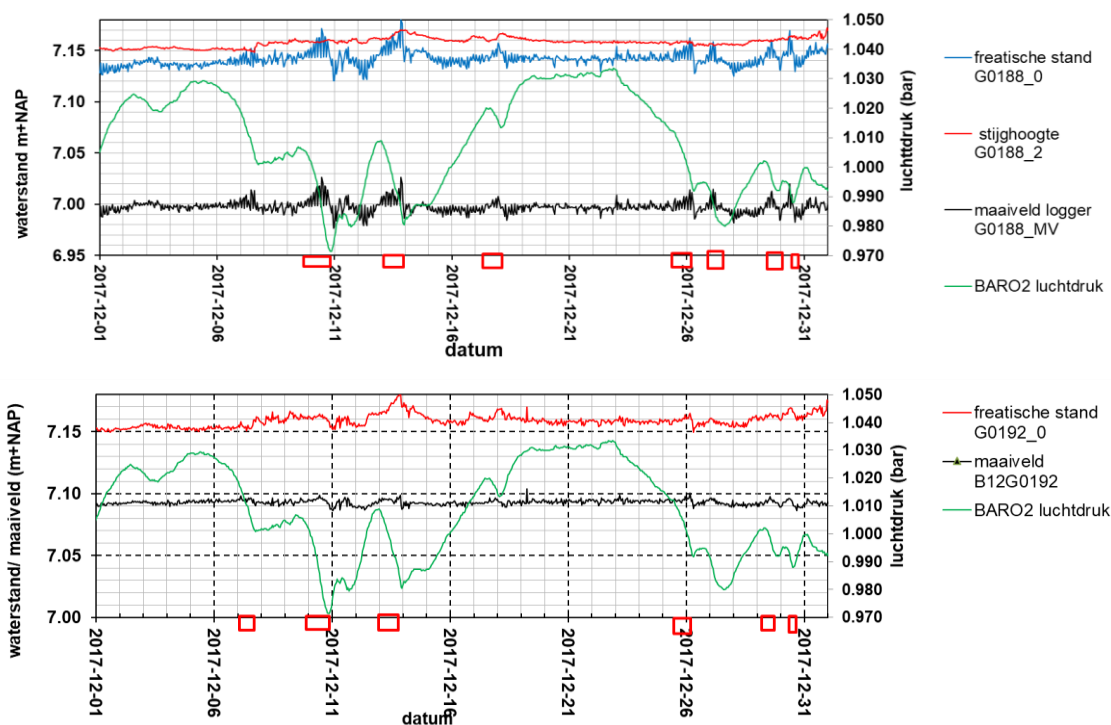


Figuur 3.36. Tijdreeksen van maaiveldhoogte, freatische waterstand en bodemtemperatuur op locatie G0198.

Figure 3.36. Time series of ground level, water level (above) and soil temperature (below) at location G0198.

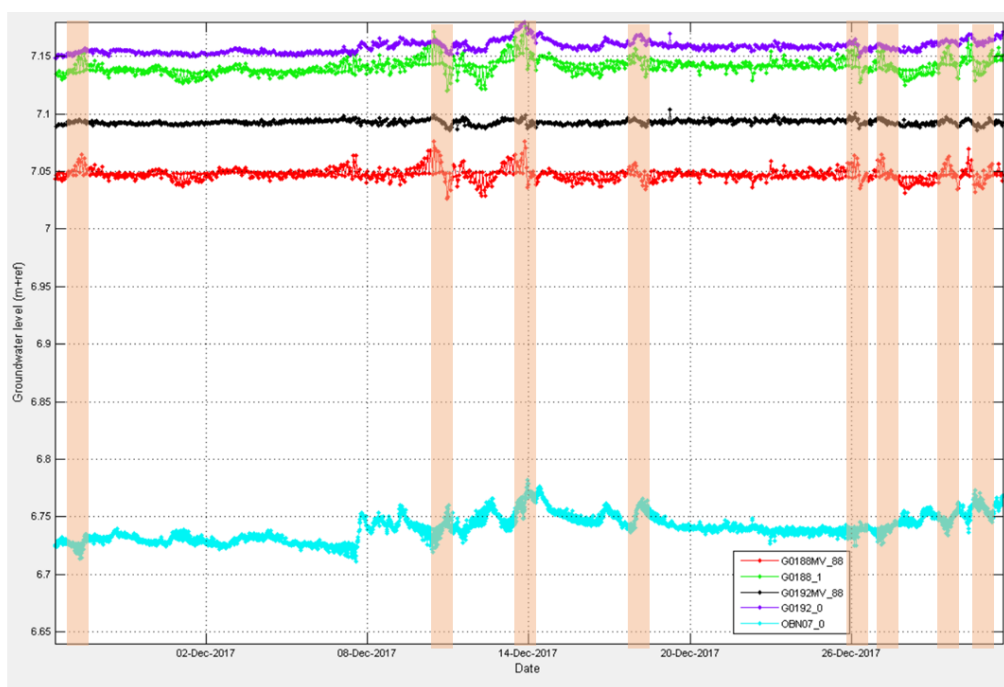
Snelle fluctuaties

Wanneer gekeken wordt korte termijn oscillaties van de maaiveldhoogte valt op dat bij locatie G0188 in de winter van oktober 2017 t/m april 2018 relatief grote schommelingen optreden tussen opeenvolgende dagen. Wanneer naar de gedetailleerde data wordt gekeken, blijken deze snelle schommelingen te bestaan uit een scherpe pieken die gevolgd wordt door een snelle uitzakking gedurende ca. 1 dag (Figuur 3.37 boven). De amplitude bedraagt 1 tot 3 cm. Verder is opvallend dat deze oscillaties gelijktijdig en even sterk optreden in de freatische waterstand, maar niet in de stijghoogte die onder in het veen is gemeten. Betreffende snelle oscillaties treden op tijdens snelle dalingen van de luchtdruk. Dit duidt er dat deze oscillaties te maken hebben met de invloed van de luchtdruk op de gasbellen in de veenlaagtoplaag. Bij een sterke daling van de luchtdruk zetten de gasbellen uit, waardoor de waterstand en het maaiveld stijgen (het veen zet uit). Op een bepaald moment wordt het gasvolume zo groot dat ontgassing optreedt. Deze ontgassing verloopt zeer snel met een frequentie van ca. 4 uur. Op een bepaald moment zorgt een sterke ontgassing voor de sterkste daling. De volumeafname is dan zo groot dat de waterstand en het maaiveld onder het niveau zakt van voor de luchtdrukdaling. Na de ontgassing worden door afbraak weer gasbellen opgebouwd, waardoor het maaiveld en de waterstand naar het oorspronkelijke niveau herstellen. De fluctuaties in waterstand werken niet door in de stijghoogte onder het veen, omdat de veranderingen in gasvolume geen effect hebben op het gewicht van de veentoplaag. Onder in het veen verandert daardoor niet de hydrostatische druk. Omdat snelle luchtdrukdalingen vooral optreden in het najaar en de winter treden de kortstondige fluctuaties vooral in die periode op. De effecten van snelle luchtdrukdalingen treden verder vaak gelijktijdig met die van locatie G0192 (Figuur 3.38). Ook zijn deze oscillaties – veelal tegengesteld – zichtbaar in het waterpeil van de afvoergreppel (locatie OBN07) naar de beek waarop de laagte met beide locaties afwatert. Dat geeft aan dat de luchtdrukeffecten op gebiedsschaal werkzaam zijn en ontgassing op uiteenlopende locaties in gelijktijdig optreedt. Ook lijdt het tot snelle fluctuaties in de laterale afvoer van water. Onduidelijk is waarom de waterstand in de afvoergreppel meestal tegengesteld reageert op de snelle fluctuaties van de waterstand en maaiveld in het veen.



Figuur 3.37. Invloed van snelle luchtdrukdalingen (rode vierkanten) op maaiveldhoogte en waterstand van locatie G0188 en G0192. De stijghoogte van locatie G0188 wordt niet beïnvloed door de luchtdrukdalingen.

Figure 3.37. Effects of rapid air pressure declines (red squares) on surface level and water level at locations G0188 and G0192. The hydraulic head in the lower peat of the peat at site G0188 is not affected.



Figuur 3.38. Gelijktijdige effecten van snelle luchtdrukdaling (rode stroken) op snelle fluctuaties van de maaiveldhoogte en waterstand van de locaties G0188 en G0192 en de afvoer in de afvoergreppel naar de beek (waterstand OBN07).

Figure 3.38. Simultaneously effects of rapid air pressure declines (red verticals) on rapid fluctuations of ground level and water level at sites G0188 and G0192, and water level in a discharge stream to the brook at site OBN07.

3.7 Grondwaterstanden t.o.v. maaiveld in relatie tot eisen van kleine zeggen slaapmosvegetatie

Voor locaties waar de freatische stand is gemeten is gekeken hoe waterstanden t.o.v. maaiveld zich hebben ontwikkeld. Daarvoor is een vergelijking gemaakt tussen de periode 1997-2003 (voor de belangrijkste vernattingsmaatregelen) en 2016-2019. Voor beide perioden zijn de volgende waterstandregime variabelen afgeleid: minimale waarde, 0.05 percentiel, mediaan, 0.95 percentiel en maximale waarde, de amplitude en de totale duur van waterstanden boven 10 cm onder maaiveld. De amplitude is berekend uit het verschil van het 0.05 percentiel en het 0.95 percentiel. De uitkomsten zijn vergeleken met metingen van 13 ongestoorde referentielocaties in NW-Europa het REPEAT-onderzoek (Van Diggelen et al. 2019). Dit is gedaan voor het 0.05 percentiel, de mediaan, het 0.95 percentiel en de duur van standen boven 10 cm onder maaiveld. Een waterregimevariabele 'voldoet' als deze ligt in de range van de gemiddelde waarde $\pm$ de standaarddeviatie. Deze is 'te droog' als een variabele voor waterstand onder deze range ligt. Ze is 'te nat' als een variabele voor waterstand boven deze range ligt. Bij interpretatie van de uitkomsten moet rekening worden gehouden met twee beperkingen: 1) de metingen in de periode 1997-2003 hebben een lage frequentie en onregelmatige meetintervallen wat de berekening van afgeleide variabelen minder betrouwbaar maakt en 2) de meetreeks van 2016-2019 is vrij kort en bevat de invloed van de extreem droge zomer van 2018.

In Tabel 3.3 staan de resultaten. In de periode 1997-2003 voldoet geen van de vijf locaties aan de ranges van de referentielocaties. Vier van de vijf locaties zijn veel te droog wegens vooral een te lage mediaan, te lage duur van standen boven 10 cm-mv en daarnaast een te laag 0.95 percentiel.

Op twee van die locaties is ook het 0.05 percentiel (indicatief voor een lage waterstand) te laag. Voor de periode 2016-2019 hebben vier van de acht locaties een te laag 0.95 percentiel (5 tot 8 cm te laag), te lage mediaan (2 tot 29 cm te laag) en te lage duur van standen boven 10 cm onder maaiveld. Dit betreft de locaties dicht bij de beek (G1539, G1540, OBN6) en aan de voet van de beekdalflank (G0191). Twee locaties (G0191 en G0192) wijken slechts in geringe mate af van de referentiewaarden. Twee locaties (G0188 en G0198) zijn te iets nat voor alle vier variabelen waarop getoetst is. Bij locatie OBN6 (vlak langs de beek) voldoet de mediane stand en de duur van hoge waterstanden net niet en het 0.05 percentiel wel. Hier treedt ook overstroming van de beek op wat een 0.95 percentiel boven maaiveld veroorzaakt.

Belangrijke trends tussen beide perioden zijn een duidelijke toename van de laagste stand (0.05 percentiel) en een toename van de mediane waterstand, de hoogste stand (0.95 percentiel) en de duur van hoge waterstanden (> 10 cm-mv).

Wanneer naar de geïnterpoleerde waterstanden wordt gekeken op basis van een inmeting in de zomer en winter (Figuur 3.21), komt het volgende beeld naar voren: te lage zomer- en winterstanden in een zone langs de beek (50-100m) en op de oostelijke beekdalflank. Het vlakke deel van de dalvlakte is deels te nat (te hoge zomer- en winterstanden) en voldoet deels het aan de waterstandsregime-eisen.

Samenvattend: in een aanzienlijk deel van sterk vernatte delen van de dalvlakte voldoet de waterstand geheel of bijna aan de eisen van kleine zeggen slaapmosvegetatie. Deels zijn de condities hier iets te nat door langdurig relatief diepe inundatie. In een zone van de dalvlakte grenzend aan de beek is te droog.

Tabel 3.3. Vergelijking van berekende variabelen voor waterstand ten opzichte van maaiveld aan de ranges (gem-SD tot gem+SD) van goed ontwikkelde kleine zeggen-slaapmos vegetaties. Groen = 'voldoet': ligt binnen range, rood = 'te droog': waterstand lager dan range, 'te nat': blauw = waterstand hoger dan range.

Table 3.3. Comparison of calculated variables for water level relative to soil surface with the ranges (average-SD to average+SD) of well developed small sedge-brown moss vegetation. Green = 'match', within range; red = 'to dry', water level lower than range; blue = 'to wet', water level higher than range.

periode		1997-2003								2016-2019						
statistics	maaiveld hoogte 1997	max	perc 0.95	med	perc 0.05	min	amplitu de (P0.95- P0.05)	duur wast > -10 cm -mv	maaivel dhoogt e 2016	max	perc 0.95	med	perc 0.05	min	amplitu de (P0.95- P0.05)	duur wast > -10 cm -mv
eenheid	mNAP	m mv (+ is boven maaiveld)					m	fractie	mNAP	m mv (+ is boven maaiveld)					m	fractie
referentie: gemiddeld + SD			0.10	0.05	-0.14		0.38	0.90			0.10	0.05	-0.14		0.38	0.90
referentie: gemiddeld - SD			0.07	0.01	-0.28		0.22	0.80			0.07	0.01	-0.28		0.22	0.80
G0188_1	6.76	-0.12	-0.15	-0.24	-0.38	-0.41	0.23	0.00	7.02	0.15	0.12	0.09	-0.07	-0.22	0.19	0.97
G0191_0/1	7.14	0.30	0.00	-0.32	-0.68	-0.88	0.68	0.09	7.16	0.02	-0.02	-0.06	-0.28	-0.44	0.25	0.73
G0192_0/1	7.02	-0.07	-0.08	-0.17	-0.28	-0.35	0.20	0.14	7.13	0.08	0.03	-0.01	-0.13	-0.26	0.17	0.92
G0197_0/1	7.36	0.01	-0.03	-0.10	-0.27	-0.39	0.24	0.47	7.38	-0.07	-0.09	-0.14	-0.29	-0.39	0.19	0.12
G0198_0/1	6.81	0.09	0.07	0.00	-0.15	-0.21	0.22	0.84	7.06	0.19	0.12	0.08	-0.02	-0.18	0.14	0.99
G1539_1									6.85	0.12	0.00	-0.03	-0.31	-0.64	0.31	0.77
G1540_1									7.65	0.02	0.00	-0.31	-1.10	-1.42	1.10	0.21
OBN06_1									6.27	0.86	0.30	-0.04	-0.28	-0.39	0.58	0.67

3.8 Kwel en infiltratie

In deze paragraaf wordt de kwel/infiltratie gekwantificeerd en het patroon daarvan in de ruimte en tijd beschreven. Allereerst wordt daarvoor gekeken naar gemeten stijghoogteverschillen. Vervolgens wordt met drie verschillende methoden de kwelflux gekwantificeerd. Tot slot worden de uitkomsten van deze methoden met elkaar vergeleken.

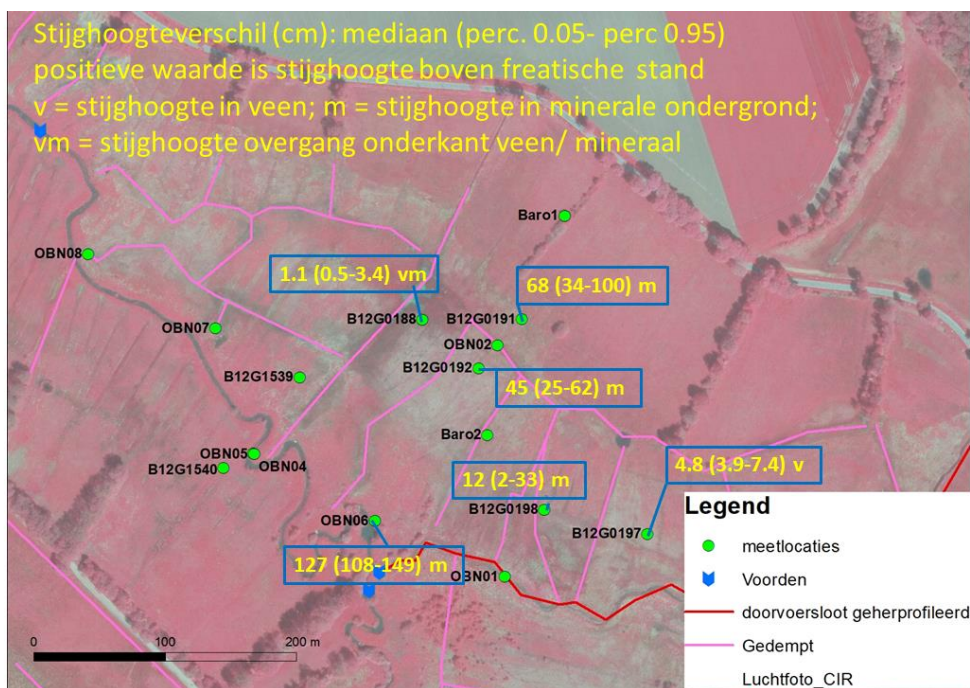
3.8.1 Patroon en dynamiek van stijghoogteverschillen

In het onderzoeksgebied treedt kwel op, zoals blijkt uit stijghoogten van het grondwater onder het veen, die hoger zijn dan de freatische stand. In Figuur 3.39 wordt het ruimtelijke patroon weergegeven van stijghoogteverschillen met de mediane, het 0.05 en 0.95 percentiel voor de periode 2015-2019. Locaties (G0188 en G0197) waar de stijghoogte is gemeten in het diepere deel van het veen of op de overgang van het veen naar de minerale ondergrond hebben een gering stijghoogteverschil van enkel cm's. Op locaties waar de stijghoogte enkele meters onder het veen (ca. 1-3 m) in het minerale pakket is gemeten hebben een veel groter stijghoogteverschil. Dit duidt er op de potentiaalgradiënt vooral (vlak) onder het veen in de minerale ondergrond het sterkst is. Dit kan te maken hebben met de lemige textuur van het minerale materiaal vlak onder het veen. Op locaties met stijghoogte filters in de minerale ondergrond is het patroon als volgt. Het grootste stijghoogteverschil is gemeten vlak langs de beek (mediaan 127 cm). Ook ze hoog aan de hellingvoet van de oostelijke dalflank (mediaan 68 cm). In het vlakke, zeer natte deel van de dalvlakte (G0192 en G0198) is de stijghoogteverschil geringer, maar absoluut gezien nog steeds groot voor kwelsituaties. (respectievelijk mediaan 45 en 12 cm).

De stijghoogteverschillen fluctueren sterk en seizoensmatig (Figuur 3.40) en dit komt ook tot uiting in grote verschillen tussen het 0.05 en 0.95 percentiel (Figuur 3.39). Het hoogste stijghoogteverschil treedt op gedurende december-april. Het moment van de laagste waarden verschilt per jaar en locatie en valt tussen juni-oktober. Bij locatie G0191 valt een dal op in 1996 en 1998 laat in het jaar en in 1997 juist haverwege het jaar. In de winter van 2018/2019 die volgt op de extreem droge zomer van daarvoor bereikt het stijghoogteverschil niet het niveau van de twee winters daarvoor.

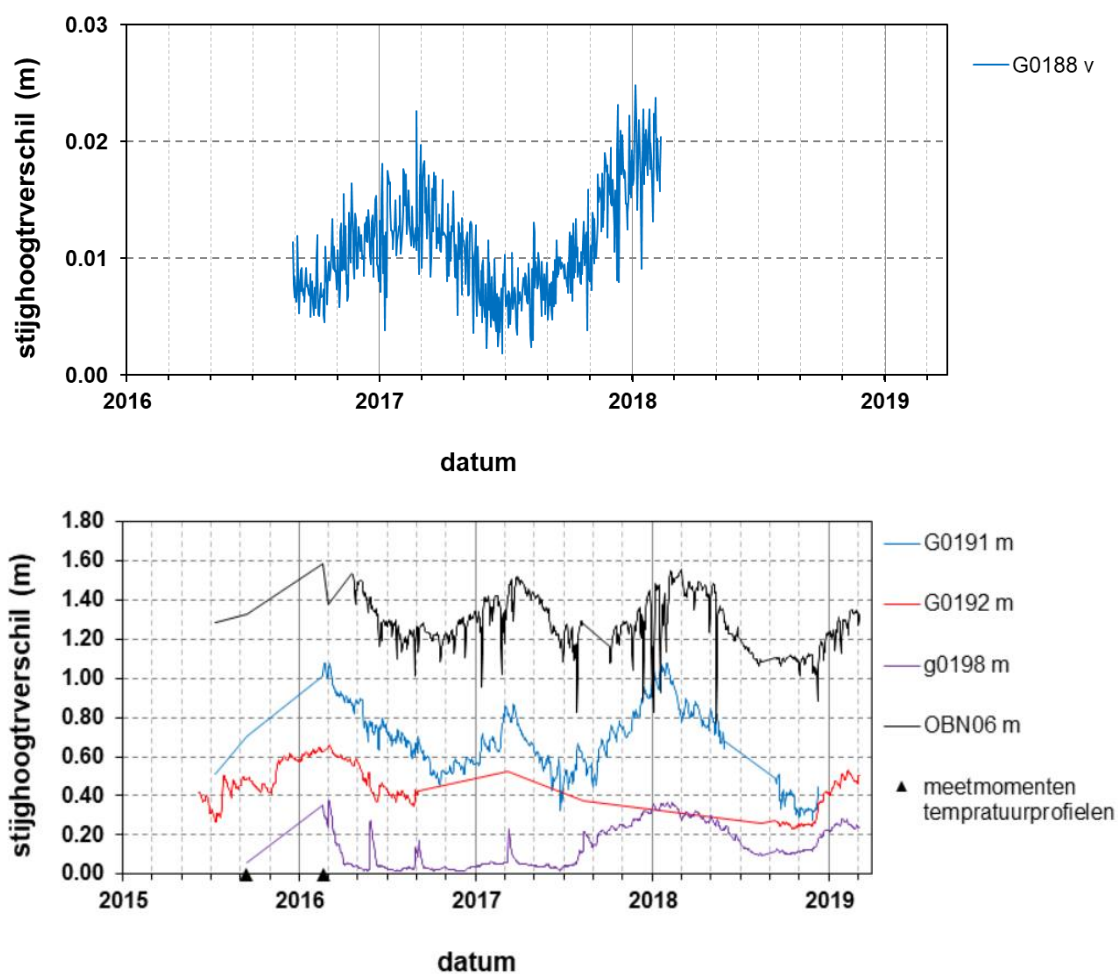
Bij locatie G0198 is het stijghoogteverschil in de winter van 1996/1997 lager dan in de winter daarvoor. Dit is een gevolg van het uitdiepten van de sloot die landbouwwater van de Gasterensche zandrug afvoert in juli 1996. Het meetpunt ligt op ca. 75 m afstand van deze sloot. De drainagebasis van de sloot is daardoor met 0.75 m verlaagd en dit zorgde voor een afname van het stijghoogteverschil met ca. 0.35 m (Figuur 3.41). Het lage slootpeil hield aan tot en met juli 2017 m.u.v. enkele kortstondige afvoerpiek. Gedurende augustus-december 2017 steeg de stijghoogte weer parallel aan een hoger slootpeil in het natte seizoen. In de droge zomerperiode van 2018 daalt het stijghoogteverschil minder diep dan in het jaar daarvoor. Dat kan te maken hebben met een minder diep wegzakkend slootpeil als gevolg van aanslibbing in de sloot. Afvoerpieken van de sloot zorgen voor kortstondige pieken van het stijghoogteverschil.

Bij locatie G0188 vertoont het stijghoogteverschil fluctuaties van ca. 5 tot 10 mm in een korte periode. Die worden vermoedelijk veroorzaakt door de invloed van snelle luchtdrukveranderingen op het gasvolume in de toplaag van het veen en frequente ontgassing van het veen. Daardoor treden vaak snelle kleine veranderingen (enkele mm's) op van de freatische waterstand, maar die zij niet van invloed op de stijghoogte omdat het gewicht van de veentoplaag niet verandert als gevolg van veranderingen in gasvolume. De zeer snelle oscillaties van de freatische stand werken relatief sterk door op het stijghoogteverschil omdat ze relatief groot zijn t.o.v. het stijghoogteverschil. Op andere locaties treden zulke snelle variaties van de freatische waterstand ook op, maar deze zijn klein t.o.v. van het grote stijghoogteverschil.



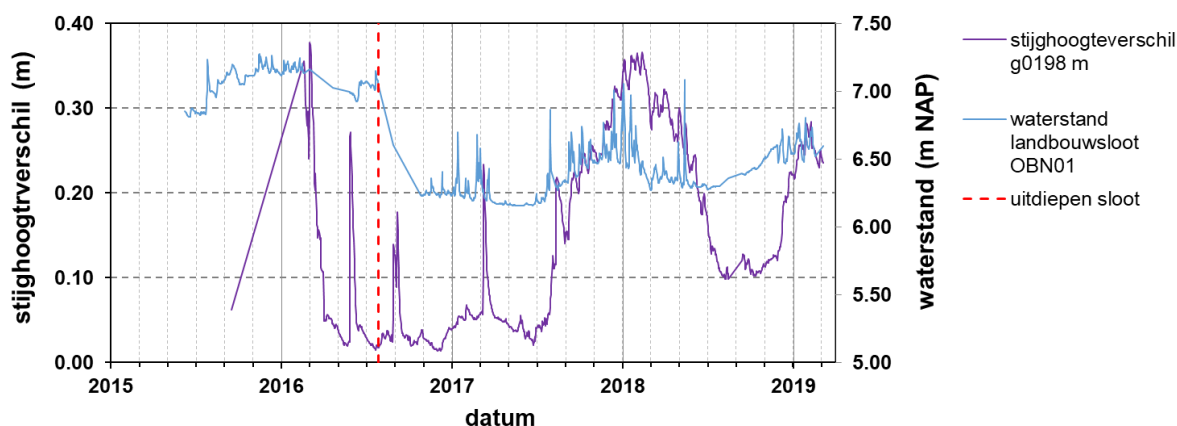
Figuur 3.39. Ruimtelijk patroon van stijghoogteverschillen in de periode 2015-2019.

Figure 3.39. Spatial pattern of differences between water level and hydraulic head in the period 2015-2019.



Figuur 3.40. Verloop van het stijghoogteverschil van een aantal meetlocaties.

Figure 3.40. Time series of differences between water level and hydraulic head at several sites.



Figuur 3.41. Het verloop van het stijghoogteverschil tussen de waterstand en stijghoogte onder het veen van locatie G0198 en het waterpeil in de landbouwdoorvoersloot op locatie OBN01. De stijghoogte is gemeten op 5.55-6.05 m diepte onder maaiveld. De sloot is op 27 juli 2016 uitgediept.

Figure 3.41. Time series of differences between water level and hydraulic head under the peat at site G0198 and the water level in the ditch for discharge of surface water from rural area at site OBN01. The ditch was dredged in July 2016.

3.8.2 Kwel/infiltratie-fluxen berekend uit stijghoogteverschillen en doorlatendheid

Voor de peilbuislocaties G0188 en G0192 is de kwel/ infiltratie-flux berekend op basis van de doorlatendheid en het stijghoogteverschil tussen de filter voor de freatische stand (+0.5 tot -0.5 m mv) en het in filter dieper in het veen (G0188 filter 2.84-3.34 m onder maaiveld) of onder het veen (G0192 6.81-7.81 cm onder maaiveld). Daarbij is de kwelflux (Q in mm/d) als volgt berekend:

$$Q = 1000 K \, dH / dL \quad (\text{mm/d})$$

Waarbij is:

K is de doorlatendheid van het profiel tussen de twee filters waarvan het stijghoogte verschil is berekend (m/d)

dH is het stijghoogteverschil tussen beide filters (m)

dL is de afstand tussen de beide filters (m)

De verticale doorlatendheid (K) van het profiel tussen de twee filters is berekend op basis van slug-testen (zie par. 3.4.5) en een geschatte doorlatendheid voor de minerale ondergrond. De K -metingen van het veen betreffen de horizontale doorlatendheid en aangenomen is dat die gelijk is aan de verticale doorlatendheid. Voor de K -waarde van het veen zijn metingen gebruikt van de constant flux slug test. Voor de veenlaag onder de toplaag met een zeer hoge doorlatendheid zijn drie varianten voor de doorlatendheid genomen (0.01, 0.1, 0.2 of 0.3 m/d). Reden hiervoor is dat er voor deze laag vaak alleen een bovengrens van de doorlatendheid kon worden vastgesteld waardoor niet de werkelijke waarde gemeten is. Bij locatie G0192 zit onder in het profiel ook een minerale laag die bestaat uit zandige leem. Daarvoor zijn ook drie varianten voor de doorlatendheid aangenomen (0.03, 0.3, 3 m/d; waarbij 0.3 m/d een reële waarde is voor zandige leem). Op basis van de K -waarde van de afzonderlijke lagen is de K -waarde van het hele profiel berekend, door voor de afzonderlijke lagen eerst de weerstand te berekenen, deze op te tellen en uit de cumulatieve weerstand de doorlatendheid van het hele profiel tussen de filters te berekenen.

In Tabel 3.4 zijn de K -waarden van de afzonderlijke lagen en de daaruit berekende waarde voor het hele profiel weergegeven. Bij locatie G0188 is de K -waarde van het diepere, vaste veen sterk bepalend voor de K -waarde van het hele profiel. Bij locatie G0192 zijn zowel de K -waarde van het diepere vaste veen als die van de minerale ondergrond het meest bepalend. De hoge K -waarde van

de losse veentoplaag (deels slurry) draagt wegens de geringe dikte nauwelijks bij aan de K-waarde, en de weerstand, van het hele profiel.

In Figuur 3.42 wordt het verloop weergegeven van de berekende verticale waterfluxen. Zichtbaar is dat bij beide locaties de hoogte van de flux sterk verschilt voor de drie varianten. In de vernalle situatie (zie periode 2015-2019) geeft de variant met de laagste K-waarde een geringe kwelflux (0.1 mm/d voor G0188 en 0.3-0.4 mm/d voor G0192). De variant met intermediaire K-waarde geeft hogere kwelfluxen in het bereik van 0.2-1.5 mm/d voor G0188 en 3-7 mm/d voor G0192). Voor de variant met de hoogste K-waarde liggen de kwelfluxen in het bereik van respectievelijk 0.3-4.4 en 6.5-17.5 mm/d. In de periode 2015-2019 is de kwelflux van locatie G0192 ca. een factor 3 hoger is dan die van G0188. De kwelflux heeft een duidelijk seizoensmatig verloop, met de hoogste fluxen in de winter en het voorjaar. In de droge zomer van 2018 was bij locatie G0188 de kwelflux hoger dan in de zomer van 2017. Bij locatie G0192 is juist het tegenovergestelde het geval.

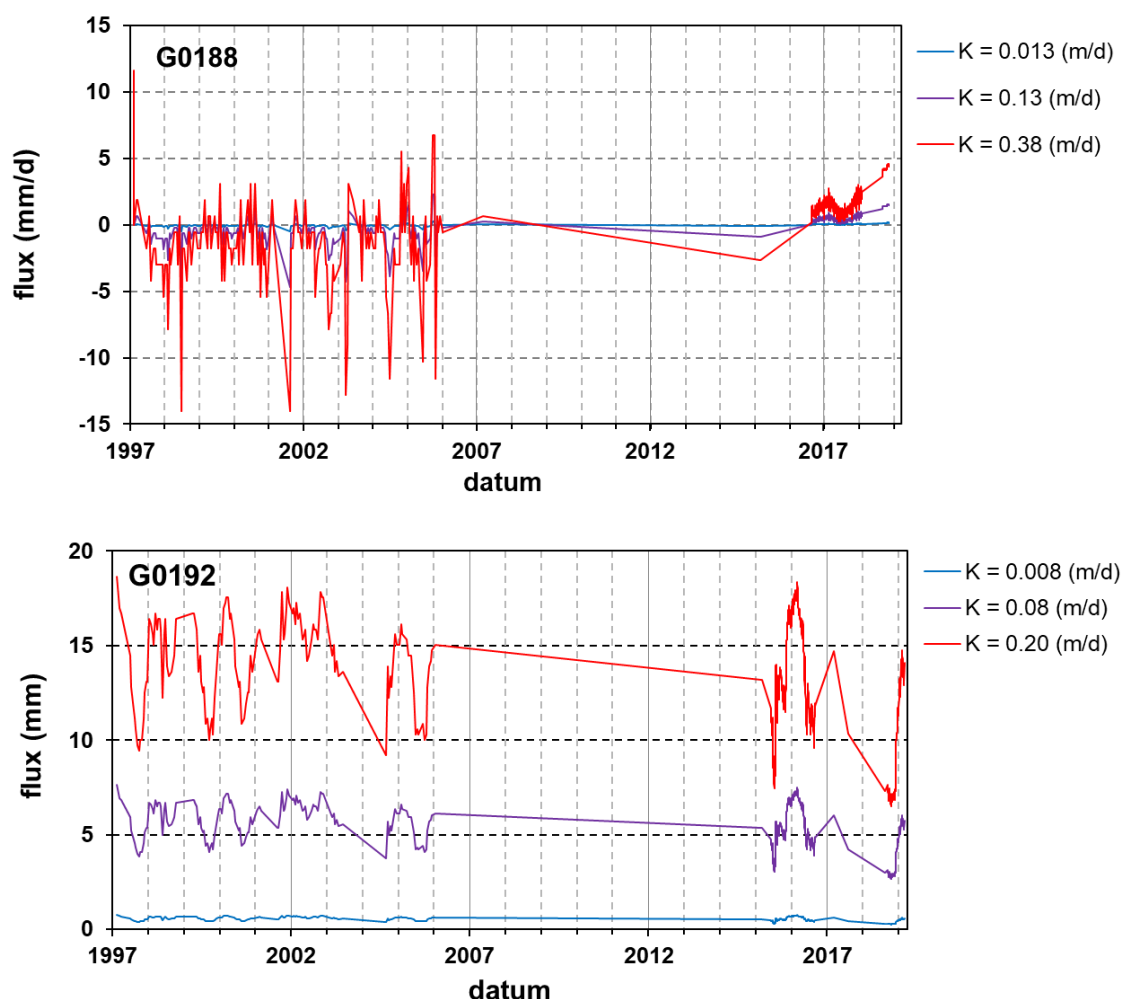
Wanneer wordt gekeken naar het patroon van de flux in de vroegere situatie (1997-2005), vooraf en deels tijdens de periode met vernattingsmaatregelen, dan valt op dat beide locaties sterk verschillen. Bij G0188 trad toen afwisselend kwel en infiltratie op. Het seizoensmatig verloop is niet heel duidelijk, al trad de sterkste infiltratie toen op in de zomer en het najaar. Bij locatie G0192 trad in de periode 1997-2005 steeds kwel op met een duidelijk seizoensmatig verloop. Daarbij traden hogere fluxen op in de winter en het voorjaar en de lagere fluxen in de zomer en het najaar. De kwelfluxen hadden toen een vergelijkbaar bereik als in de periode 2015-2019. Voor locatie G0192 worden overigens de hogere kwelfluxen niet berekend voor de periode 1997-2005. De peilbuis voor de stijghoogte liep namelijk toen bij hoge standen over.

Tabel 3.4. Berekening van de verticale doorlatendheid van het hele bodemprofiel tussen maaiveld en filter voor meting van de stijghoogte ten behoeve van berekening van fluxen op basis van doorlatendheid en stijghoogteverschil. Voor het veen onder de toplaag en voor de minerale laag onder het veen is gerekend met drie varianten voor de doorlatendheid.

Table 3.4. Calculation of vertical conductivity for the whole profile between soil surface and filter for measurement of hydraulic head. For the conductivity is of the lower part of the peat layer and the mineral sediment below the peat layer three variants for conductivity are calculated.

G0188 (profiel tussen filter1 en filter2)				
laag (m-mv)	textuur	K (m/d)	K (m/d)	K (m/d)
0-0.30	slurry/ zacht veen	365.2	365.2	365.2
0.3-0.65	vast veen	16.3	16.3	16.3
0.65-3.10	vast veen	0.01	0.1	0.3
0-3.10	hele laag	0.013	0.126	0.379

G0192 (profiel tussen filter0 en filter3)				
laag (m-mv)	textuur	K (m/d)	K (m/d)	K (m/d)
0-0.30	slurry/ zacht veen	5.84	5.84	5.84
0.30-4.00	vast veen	0.01	0.10	0.20
4.00-7.31	zandige leem	0.03	0.30	3.00
0-7.31	hele laag	0.008	0.083	0.204



Figuur 3.42. Tijdreeksen van de berekende kwel/infiltratiefluxen op basis van de doorlatendheid en het stijghoogteverschil voor twee peilbuislocaties. Er zijn drie varianten doorgerekend die verschillen in aannames over de doorlatendheid van het diepere veenpakket en de minerale ondergrond. Een positieve waarde is kwel en een negatieve waarde infiltratie.

Figure 3.42. Time series of calculated seepage/ infiltration fluxes based on conductivity and differences between water level and hydraulic head for two sites. Three variant have been calculated differing in assumptions about conductivity of the lower part of the peat profile and the mineral aquifer under the peat. A positive value is indicates an upward flow and a negative value a downward flow.

3.8.3 Kwel/infiltratie-fluxen berekend uit temperatuurprofielen

Aanpak

Een andere methode om kwelfluxen af te leiden is met behulp van het meten van temperatuurprofielen in de bodem. In een bodem zonder watertransport stelt zich door warmtegeleiding een temperatuurprofiel in. In de zomer neemt de temperatuur met de diepte af en in de winter is dat juist andersom. Door verticale grondwaterstroming worden zulke temperatuurprofielen beïnvloed. In de zomer zal opwaartse stroming van grondwater, dat de gemiddelde jaartemperatuur van ca. 8°C heeft, zorgen voor lagere temperaturen in de bodem. In de winter zal deze stroming juist zorgen voor hogere temperaturen. Met inverse modellering met een warmtetransportmodel is het mogelijk om uit een gemeten temperatuurprofiel de kwelflux te berekenen. Wanneer de profielen worden gemeten op het moment dat ze stabiel zijn, kan dit met een steady state model worden uitgevoerd. Dit is mogelijk op twee momenten: in de nazomer als het profiel van boven naar beneden maximaal aflopend is en aan het einde van de winter als het

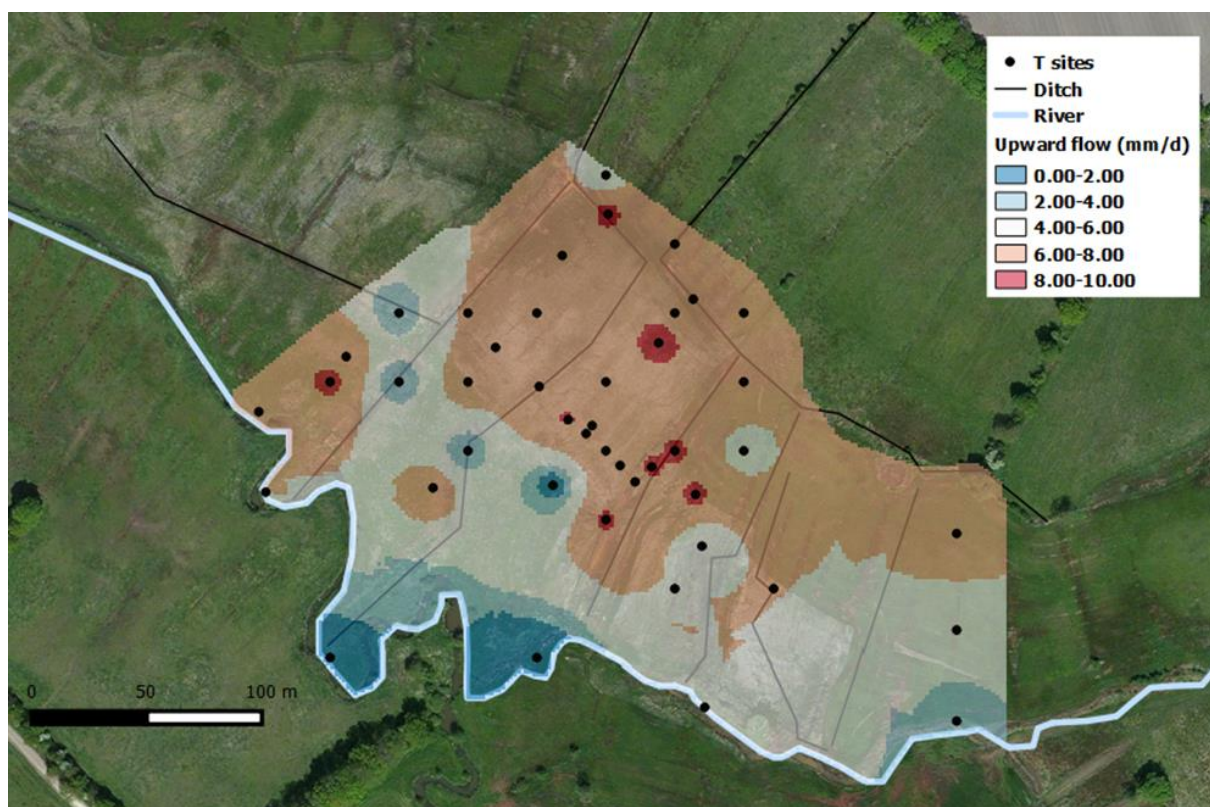
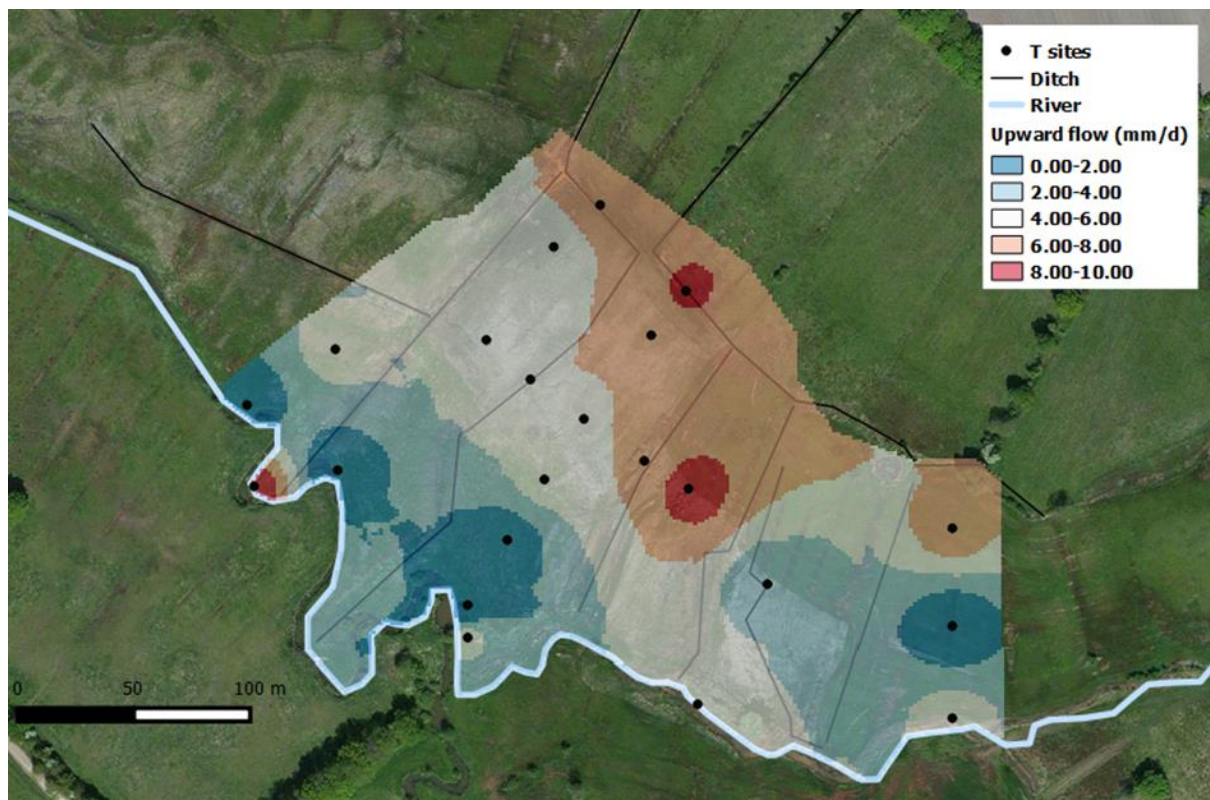
profiel juist maximaal oplopend is. Het is mogelijk om met een dynamisch inverse model kwelfluxen te berekenen, maar dat vergt frequente metingen van het temperatuurprofiel.

Voor dit onderzoek zijn temperatuurprofielen gemeten op 15 september 2015 en 22 februari 2016. De profielen zijn met een speciale probe met 21 temperatuursensoren gemeten. De afstand tussen de sensoren was 10 cm. De temperatuur werd 4 minuten na het inbrengen van de probe gemeten, zodat de temperatuur van de probe in evenwicht kon komen met die van bodem. Voor de modellering van kwelfluxen is de methode van Anibas et al. (2011) gevolgd. De berekende kwelfluxen van de meetlocaties werden ruimtelijk geïnterpoleerd met een cubic spline interpolation.

Resultaten

In Figuur 3.43 worden geïnterpoleerde kwelfluxen weergegeven voor beide meetmomenten. In september 2015 treden de hoogste fluxen (6 tot 10 mm/d) op in de het noordoostelijke deel van de dalvlakte dat grenst aan de oostelijke dalflank. Richting de beek worden de fluxen lager (0 tot 4 mm/d). In de buurt van de doorvoersloot komen ook lagere fluxen voor. In februari 2016 is het ruimtelijke patroon grofweg hetzelfde en zitten de kwelfluxen in eenzelfde range als in september (0-10 mm). Wel treedt dan in een groter deel van de vlakke dalvlakte een hoge kwelflux op en zijn de fluxen dicht bij de beek en landbouwdoorvoersloot ook iets hoger. Een locatie dicht bij de beek (westelijke stukje op de kaart) heeft dan ook een hoge kwelflux.

Wanneer naar het verloop van stijghoogteverschillen wordt gekeken, dan kan worden afgeleid dat het meetmoment op 22 februari 2016 samenviel met maximale stijghoogteverschillen (Figuur 3.40). De berekende kwelfluxen van die datum vertegenwoordigen dus de maximale fluxen die in de winter van een nat jaar kunnen optreden. Het moment op 15 september 2016 viel samen met minder grote stijghoogteverschillen. Dit komt overeen met de lagere kwelfluxen die toen zijn gemeten. Uit het uiteenlopende verloop van de stijghoogteverschillen kan dan worden afgeleid dat toen het stijghoogteverschil t.o.v. andere jaren relatief hoog was. De kwelfluxen van september 2016 betreffen relatief hoge fluxen voor een nazomersituatie.



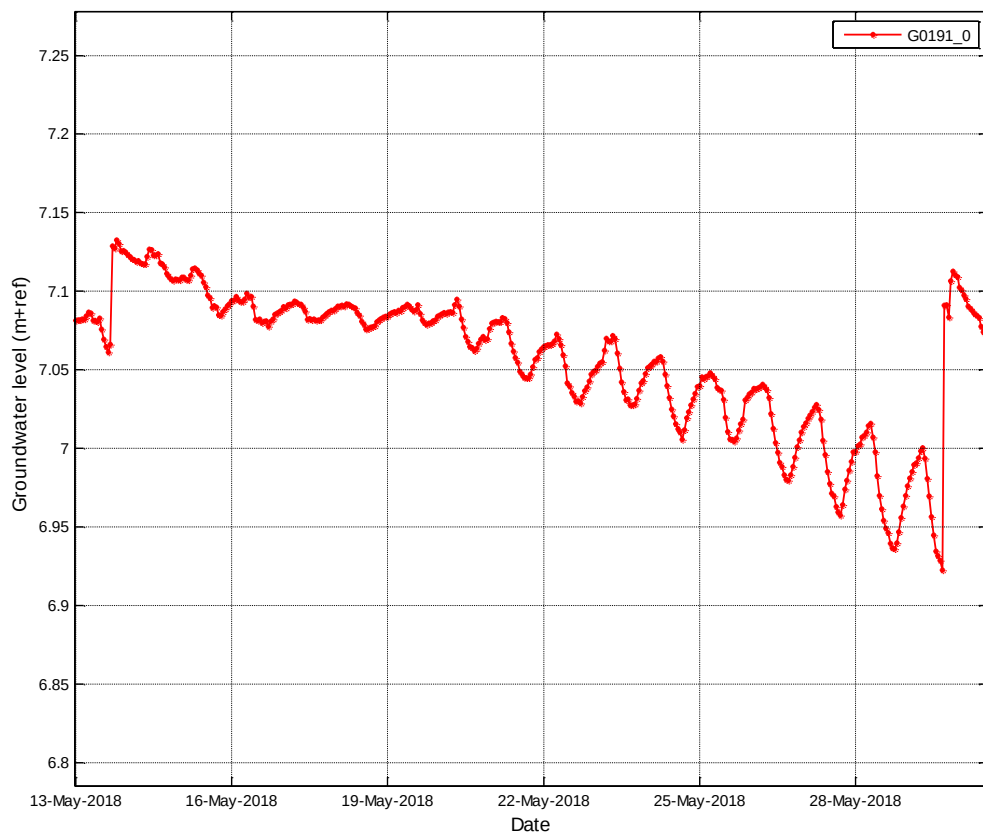
Figuur 3.43. Geïnterpoleerde patroon van kwelfluxen die zijn afgeleid uit metingen van temperatuurprofielen in september 2015 (boven) en februari 2016 (onder).

Figure 3.43. Interpolated pattern of seepage fluxes derived from measurements of temperature profiles in September 2015 (above) and February 2016 (below).

3.8.4 Kwel/infiltratie-fluxen berekend uit dag/nachtfluctuaties van de freatische stand

Aanpak

De freatische grondwaterstand van diverse meetlocaties vertoont vanaf het voorjaar tot het najaar opvallende dag-nacht fluctuaties (zie voorbeeld Figuur 3.44). Dag-nacht fluctuaties in grondwaterstanden vormen een patroon dat veroorzaakt wordt door waterverlies als gevolg van evapotranspiratie (ET) en het gelijktijdig optreden van toestroming van grondwater (kwel). Onder directe invloed van zonnestraling zorgt ET overdag voor verlies van grondwater aan de atmosfeer, wat resulteert in een daling in de grondwaterstand. Tijdens de nachten valt de ET weg en stijgt het grondwaterniveau als effect van opwaartse grondwatertoevoer (kwel) (Gribovszki et al., 2010). Kwelfluxen en ET zijn uit de dag-nacht fluctuaties te schatten met de aannames dat dag-nacht fluctuaties enkel veroorzaakt worden door kwelflux en ET, én dat er geen ET optreedt tijdens de nacht. De toename in grondwaterstand tijdens de nacht kan hierdoor direct toegeschreven worden aan de kwelflux, en voor de periode van één dag kan hieruit een verband tussen grondwaterstand en kwelflux worden afgeleid. Het verloop van de kwelflux kan dan op basis van waterstandsmetingen overdag worden geëxtrapoleerd. Uit de berekende kwelfluxen en de gemeten grondwaterstandsveranderingen kan tenslotte ET afgeleid worden. De hierna genoemde resultaten zijn berekend met de methode zoals beschreven in Loheide (2008).



Figuur 3.44. Voorbeeld van een periode met dag-nacht oscillaties op locatie G0191.

Figure 3.44. Example of a period with a diurnal oscillation of the water level at site G0191.

De methode voor het schatten van kwelfluxen en ET uit dag-nacht fluctuaties is gebaseerd op een aantal aannames, en is hierdoor toepasbaar op een gedeelte van de beschikbare tijdreeksdata. Allereerst is het nodig om de berekeningen alleen uit te voeren voor periodes zonder neerslag met een stabiel dag-nacht ritme. Tevens moeten berging en laterale fluxen in beschouwing worden genomen. Met een waterstand nabij of boven maaiveld spelen laterale fluxen een grotere rol in de waterbalans, wat een beperking vormt voor het analyseren van de dag-nacht fluctuaties en het

schatten van de benodigde bergingscoëfficiënt. Variaties in de laterale fluxen kunnen dan grote invloed uitoefenen op de dynamiek van de waterstand. In het studiegebied waren diverse meetpunten permanent of langdurig geïnundeerd, waardoor laterale fluxen grote invloed hebben op de uitkomsten van de Loheide-methode. Om de invloed van laterale fluxen zo veel mogelijk uit te sluiten en een schatting van de bergingscoëfficiënt mogelijk te maken, is gekozen om enkel kwelfluxen te berekenen bij waterstanden onder maaiveld. Locaties G0191 en G0197 zijn hiervoor vanwege hun relatief hoge ligging geschikt. Daarnaast waren grondwaterstanden tijdens de zomer van 2018 dermate laag, dat op de zeer natte locaties toen wel kwelfluxen berekend konden worden.

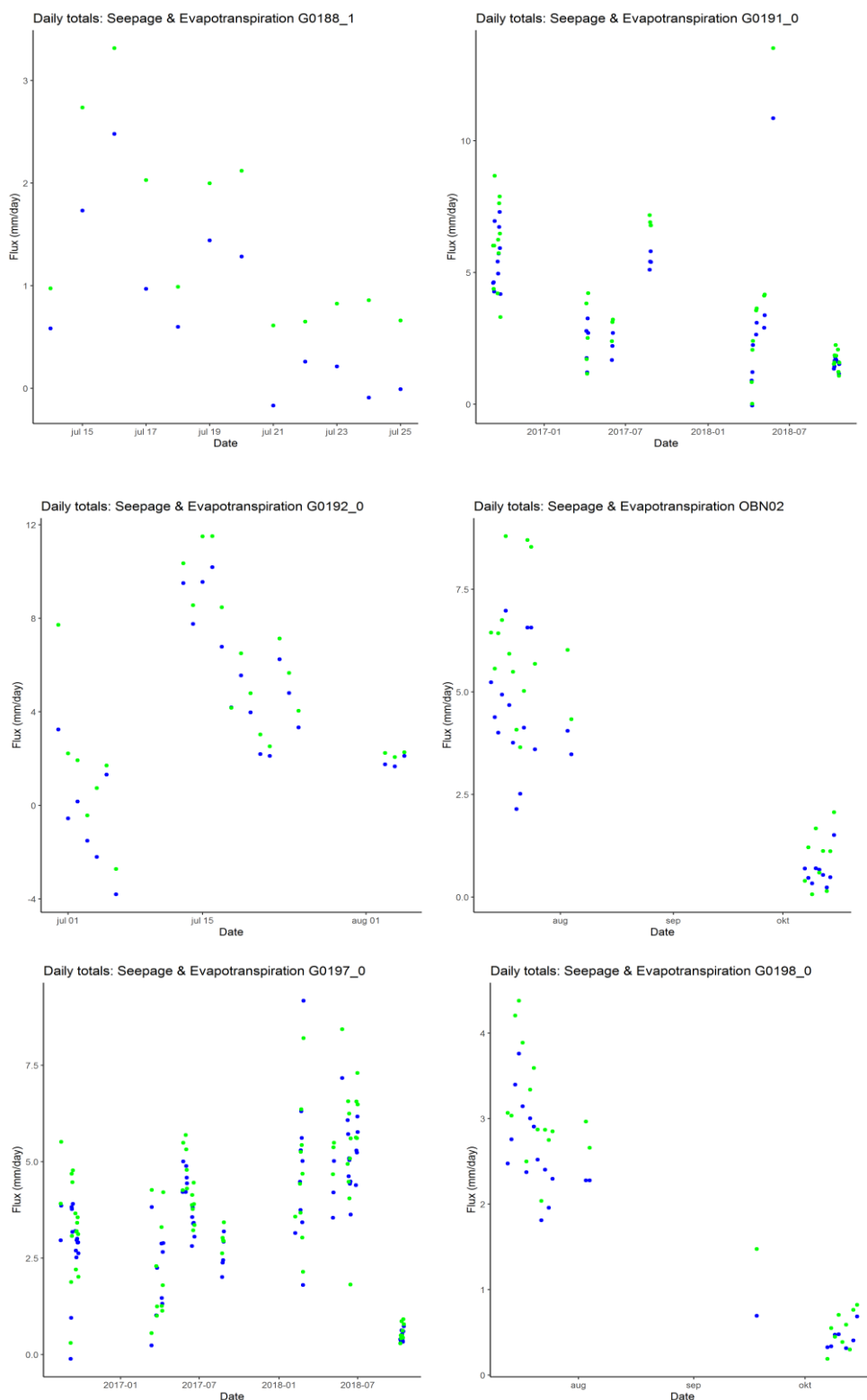
Als controle of de berekende kwelflux en ET realistische waarden hebben, zijn beide respectievelijk vergeleken met het gemeten stijghoogteverschil van de freatische stand met de stijghoogte van een diepere filter (kan alleen voor locaties met metingen in diepere filters) en de potentiële evapotranspiratie (ET_{PM}) die is afgeleid uit meteorologische metingen. ET_{PM} is berekend volgens de methode van Penman-Monteith op basis van meteorologische gegevens van station Eelde. Neerslag is gebaseerd op metingen van het naburige meteostation met lokale correctie op basis van radarbeelden van neerslag. Aannames zijn: 1) dat de berekende kwelflux een positieve lineaire correlatie heeft met het stijghoogteverschil op grond van de Darcy-stroming; 2) er een positieve lineaire correlatie is van de berekende ET met ET_{PM} ; 3) dat de berekende ET niet veel hoger kan zijn dan de potentiële evapotranspiratie (ET_{PM}).

Resultaten

De variatie van de kwelflux en ET voor locaties G0191 en G0197 (Figuur 3.45) geeft een indicatie voor de dagelijkse en seizoensmatige dynamiek. Relatief hogere fluxen treden op gedurende de zomermaanden en lagere waarden in het voor- en najaar. De berekende fluxen vertonen ook een zeer sterke variatie binnen de geselecteerde perioden, vooral in het geval van G0192 en G0197, wat een complicerende factor vormt voor de interpretatie van de verkregen resultaten. Wanneer voor locatie G0191 de berekende kwelfluxen worden vergeleken met de gemeten stijghoogteverschillen van deze locatie (Figuur 3.40) dan is er geen significantie relatie ($r^2 = 0.005$) (voor locatie G0197 zijn geen stijghoogteverschillen beschikbaar). Voor beide locaties is ook geen significante correlatie van de berekende ET met de ET_{PM} (r^2 is respectievelijk 0.13 en 0.24). Het ontbreken van lineaire relaties met het stijghoogteverschil en de potentiële evapotranspiratie is een aanwijzing dat berekende kwelfluxen en ET met deze methode niet betrouwbaar zijn. Tevens is de berekende ET vaak veel hoger dan de potentiële verdamping volgens ET_{PM} . Bij de locaties G0192 en G0188 treedt ook geen positieve lineaire relatie op van berekende ET met ET_{PM} . Ook hier is de berekende ET regelmatig hoger dan ET_{PM} .

Locatie G0198 heeft wel een positief lineair verband van de kwelflux met het stijghoogteverschil ($r^2 = 0.63$) en van berekende ET met de ET_{PM} ($r^2 = 0.83$) (Figuur 3.46). Ook is de berekende ET nooit hoger dan de berekende potentiële evapotranspiratie. Dat is een aanwijzing dat de variatie van berekende kwelfluxen en ET een directe fysische relatie heeft met de geohydrologische en meteorologische toestand. Wel geldt dat de lineaire relatie van kwelflux met stijghoogte een groot intercept heeft (-6.7 mm/d). Mogelijk representeert deze waarde de laterale afvoerflux die met de rekenmethode van Loheide niet wordt meegenomen. Als dat zo is, zou de werkelijke kwelflux veel hoger zijn. Locatie OBN02 heeft ook een positieve lineaire relatie van berekende ET en de ET_{PM} ($r^2 = 0.74$). Hier treden in juli wel hogere berekende ET-waarde op dan ET_{PM} .

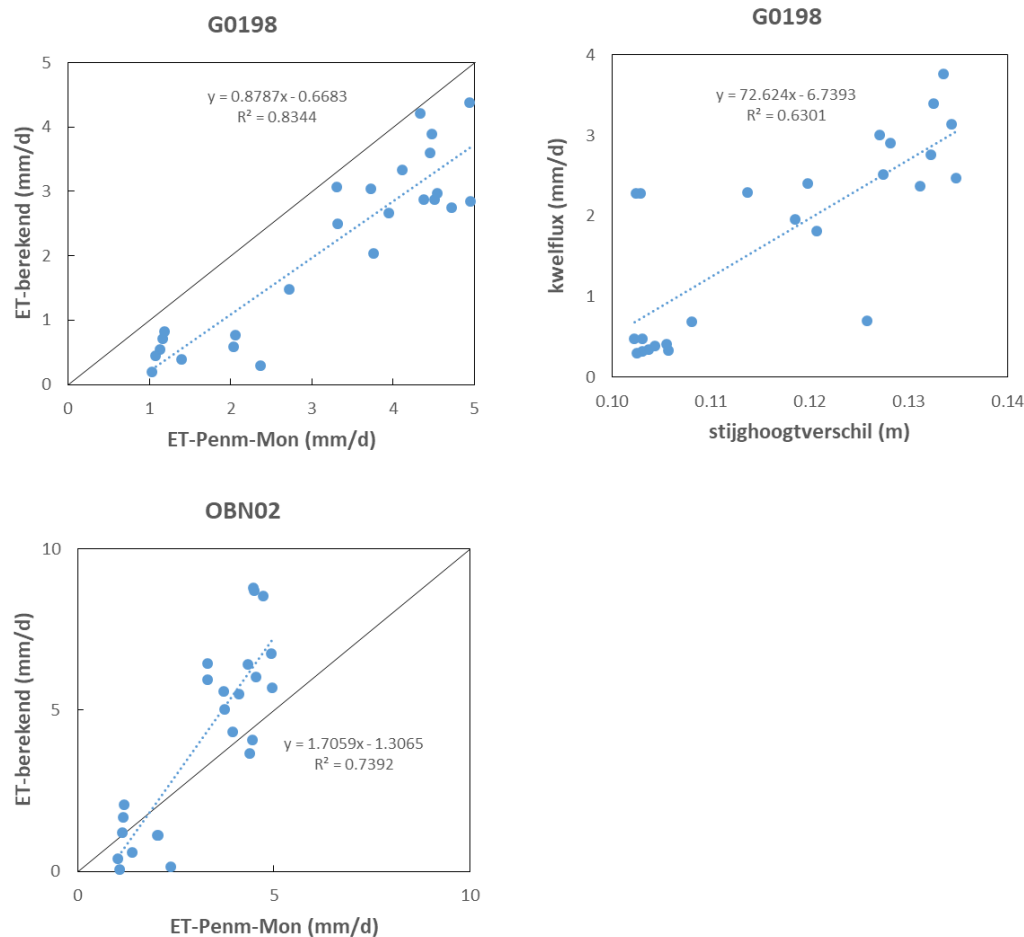
Wanneer gekeken wordt naar de twee locaties met betrouwbare uitkomsten dan treden de volgende kwelfluxen op (Figuur 3.46). Locatie G0198 heeft in de zomer van 2018 een kwelflux van 1.8 tot 3.8 mm/d en in het najaar van 2018 0.3-0.7 mm/d. Locatie OBN02 heeft in de zomer een grote range van 2.2 tot 7 mm/d en in het najaar een lagere flux van 0.5 tot 2.0 mm/d. Beide locaties vertonen in 2018 dus een sterke dynamiek van de kwelflux, die bij locatie G0198 is de berekende kwelflux vrij sterk is gecorreleerd met het stijghoogteverschil.



Figuur 3.45. Berekende kwelflux (seepage, blauw) en evapotranspiratie (ET, groen) uit dag-nacht fluctuaties op locaties G0188, G0191, G0192, OBN02, G0197 en G0198. Voor locaties G0191 en G0197 zijn kwelfluxen en ET berekend over een periode van augustus 2016 tot oktober 2018, voor de overige locaties enkel in de zomer en herfst van 2018.

Figure 3.45. Calculated seepage flux (blue) and evapotranspiration (ET, green) from diurnal oscillations at sites G0188, G0191, G0192, OBN02, G0197 and G0198. For sites G0191 and G0197 fluxes are calculated for the period August 2016 to October 2018. For other sites only in the summer and autumn of 2018.

Uit de regressie van ET op ET_{PM} (Figuur 3.46) zou de helling in de vergelijking opgevat kunnen worden als een schatting van de gewasfactor (zie par. 2.4.3). Voor locatie G0198 met een matig productieve snavelzegge-holpijp-vegetatie bedraagt die 0.88 en voor locatie OBN02 met een sterk productieve holpijpvegetatie 1.71. De regressies voor beide locaties hebben overigens ook een negatieve offset van resp. 0.7 en 1.3 mm/d.



Figuur 3.46. De relatie van de berekende kwelflux met het stijghoogteverschil en van de berekende evapotranspiratie (ET) met de potentiële evapotranspiratie (ET_{PM}) berekend uit meteorologische gegevens voor de locaties G0198 en OBN02. De stippellijn geeft de lineaire relatie weer met in de grafiek de vergelijking en verklaarde variantie. In de grafiek met ET geeft de zwarte lijn de 1:1 ratio weer.

Figure 3.46. The relation of calculated seepage flux with the difference of water level and hydraulic head (left) and calculated evapotranspiration (ET) with potential evapotranspiration (ET_{PM}) calculated from meteorological data (right) for site G0198 and OBN02.

3.8.5 Vergelijking uitkomsten kwelfluxen

Kwelfluxen die met uiteenlopende methode zijn berekend worden in deze paragraaf voor meetlocaties vergeleken en geëvalueerd. Een overzicht van deze vergelijking wordt gegeven in Tabel 3.5. Voor kwelfluxen uit dag-nachtoscillaties van de waterstand zijn alleen de twee locaties gebruikt waarvan de uitkomsten als betrouwbaar zijn aangemerkt.

Kwelfluxen berekend op basis van verticale doorlatendheid en stijghoogteverschil zijn voor locatie G0188 veel lager dan de flux die is afgeleid uit gemeten temperatuurprofielen (factor 4 tot 20). Voor locatie G0191 resulteren beide methode in fluxen van dezelfde orde grootte, zij het dat kwelfluxen berekend op basis van doorlatendheid en stijghoogte lager uitvallen.

Mogelijk zijn de fluxen voor G0188 op basis van doorlatendheid en stijghoogte onderschat omdat hier de stijghoogte niet is gemeten in een filter onder het veen (waardoor het stijghoogteverschil is onderschat). Kwelfluxen op basis van dag-nachtcoscillaties van de waterstand komen met hun bovengrens overeen met de kwelflux in september op basis van doorlatendheid en stijghoogteverschil. Als voor locatie G0198 de kwelflux uit dag-nachtcoscillatie wordt verhoogd met een mogelijke laterale afvoerflux van 6.7 mmd/d (zie par. 3.8.4), dan zou de gemiddelde kwelflux hoger liggen dan de kwelflux op basis van doorlatendheid en stijghoogte.

Op basis van de overeenkomsten en verschillen vermoeden we dat de ordegrrootte van kwelfluxen op basis van berekeningen uit temperatuurprofielen op momenten dat deze in evenwicht zijn (ca. 2.4-8.4 mm/d in september en 4.2-9 mm/d in februari) redelijk realistisch zijn. De fluxen op basis van dag-nachtcoscillaties geven een onderschatting t.o.v. metingen uit temperatuurprofielen.

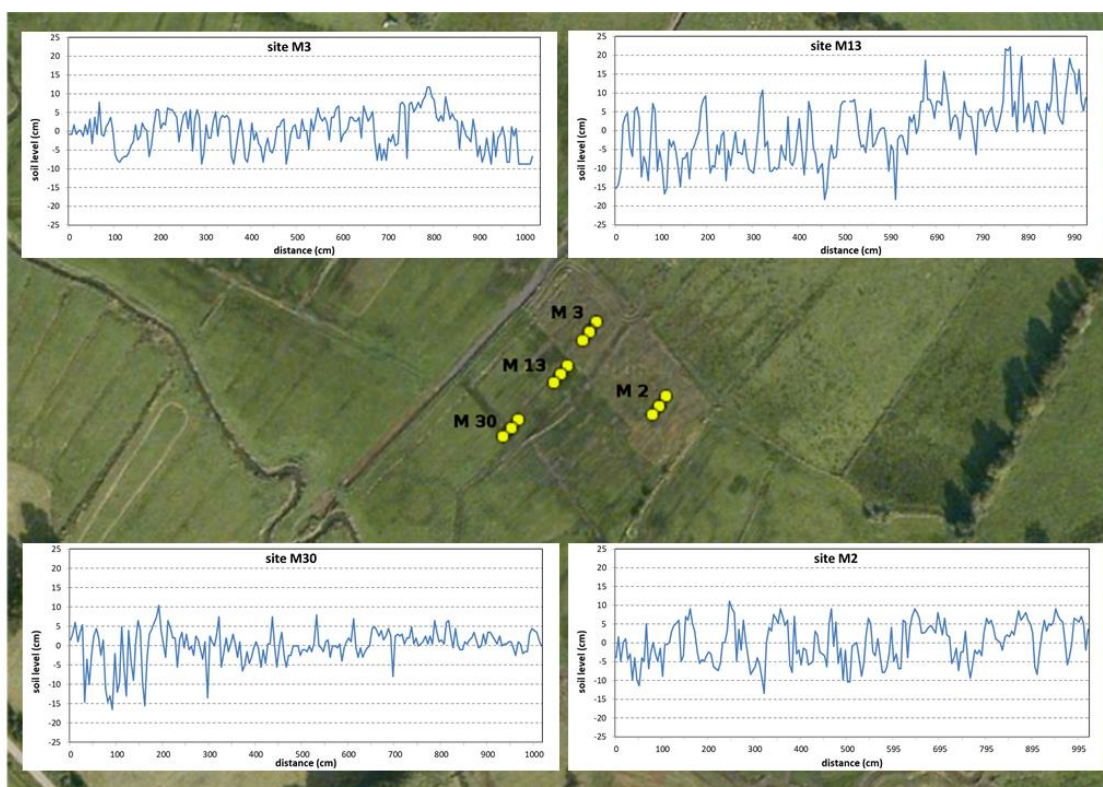
Tabel 3.5. *Vergelijking van berekende kwel- en infiltratiefluxen die berekend zijn met uiteenlopende methoden. Een positieve waarde is kwel, een negatieve waarde is infiltratie. Betekenis codes: m = meestal; z = zomer; z2018 = zomer van 2018; n = najaar; <> = range.*
Table 3.5. *Comparison of seepage and infiltration fluxes calculated with different periods. A positive value is seepage, and a negative value infiltration. Codes: m = mostly; z = summer; z2018 = summer 2018; n = autumn; <> = range.*

Locatie	berekend uit doorlatendheid en stijghoogteverschil	berekend uit temperatuurprofiel		berekend uit dag/nacht fluctuatie freatische stand
	flux (mm/d)	fluv (mm/d)	flux (mm/d)	flux (mm/d)
	2015-2019	sept 2015	feb 2016	2018
G0188	z +0.2 <> +0.4 W +0.5 <> +1.5 (bij K=0.13 m/d)	4.8	6	NA
G0191	NA	8.4	6	NA
G0192	z +3 <> +5 W +5 <> +7.5 (bij K=0.083 m/d)	6	9	NA
G0197	NA	NA	4.2	NA
G0198	NA	2.4	6	z +1.8 <> +3.8 n +0.3 <> +0.7 plus laterale flux +6.7 ?
G1539	NA	4.8	7.8	NA
G1540	NA	NA	NA	NA
OBN02	NA	8.4	6	z +2.2 <> +7.0 n +0.5 <> +2.0

3.9 Invloed microtopografie op hydraulische ruwheid maaiveld

Op vier locaties is de microtopografie in transecten van 10 m lengte ingemeten (Figuur 3.47) op locaties die ca. 10-15 jaar niet gemaaid werden. Op basis van de microtopografie data zijn Random Roughness (RR) en maximum depressional storage (MDS) berekend volgens de methode die in paragraaf 2.5.1 is beschreven. De resultaten staan in Tabel 3.6 samen met metingen in andere beekdalvenen. RR- en MDS-waarden hebben in dezelfde ordegrootte als die van andere venen. De RR (48-67 mm) ligt in dezelfde range van venen die 5 tot 15 jaar niet zijn gemaaid. De MDS-waarde bedraagt 10 tot 4.6 mm. De helling van het maaiveld zit aan de bovengrens van de range van de andere venen.

Uitgaande dat de gemeten RR-waarde (gemiddelde 53 mm) in het gehele gebied geldig is, is voor de helling van het maaiveld de MDS uitgerekend (Figuur 3.48). Daarbij is voor de helling de range gebruikt die in het studiegebied voorkomt (Figuur 3.19). In het relatief vlakke (helling < 0.01 m/m), meest natte daldeel heeft de MDS een waarde van 2 tot 12 mm. In de meer hellende (0.1-0.01 m/m) delen op de oostflank en zone langs de beek is de MDS <2 mm. Dat betekent dat de steilere delen oppervlaktewater minder goed kunnen vasthouden dan in de vlakkere daldelen. Dit onderscheid correleert met het patroon van wel en niet geïnundeerde daldelen (Figuur 3.21). In de steilere delen stroomt oppervlaktewater (neerslag en kwel) dus snel weg.



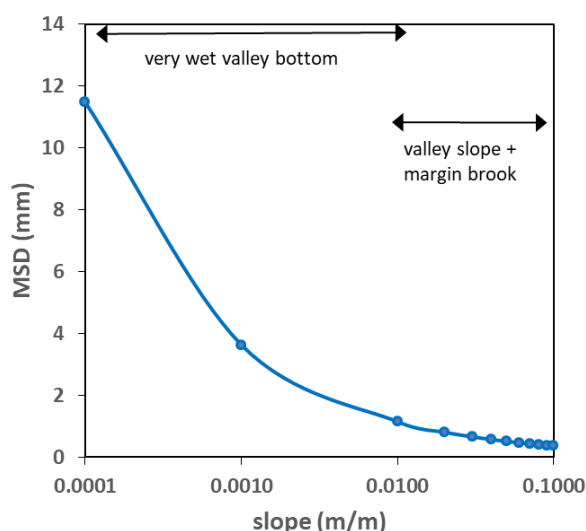
Figuur 3.47. Ligging van de meetpunten voor microtopografie en hoogteprofielen van de microtopografie.

Figure 3.47. Position of measuring sites for micro-topography and measured ground level profiles.

Tabel 3.6. Random Roughness (RR), helling en maximum depressional storage (MSD) voor de vier meetpunten in het studiegebied. Ter vergelijking worden ook data gegeven van grondwatergevoede venen in NW-Europa die variëren in duur van niet maaien en degradatiegraad (data Aggenbach et al. 2013). De getallen zijn gemiddelde $\pm$ standaarddeviatie.

Table 3.6. Random Roughness (RR), slope and maximum depressional storage (MDS) at 4 sites in the study area (first row). Values of the variables are also given for combined categories for duration of no mowing management and degradation degree in groundwater fed peatlands in NW-Europe (data Aggenbach et al. 2013). Values are average $\pm$ standard deviation.

Regio gebied	Duur niet gemaaid	Degradatiestaat	aantal metingen	RR (mm)	slope (m/m)	MDS (mm)
lokale studie Gasterensche Diep 2015	5-15 j	sterk gedegradieerd	4	53 $\pm$ 9	0.0067 $\pm$ 0.0072	2.2 $\pm$ 1.6
venen OBN studie 2009L: Nederland, Belgie, Duitsland, Polen	0 j (actueel gemaaid)	zwak gedegradieerd	10	34 $\pm$ 13	0.0042 $\pm$ 0.0026	2.1 $\pm$ 2.0
	0 j (actueel gemaaid)	sterk gedegradieerd	15	26 $\pm$ 9	0.0037 $\pm$ 0.0033	1.9 $\pm$ 1.1
	1-5 j	sterk gedegradieerd	10	33 $\pm$ 9	0.0048 $\pm$ 0.0042	2.2 $\pm$ 3.0
	5-15 j	zwak gedegradieerd	10	60 $\pm$ 11	0.0024 $\pm$ 0.0032	3.9 $\pm$ 2.2
	15-40 j	ongestoord	10	36 $\pm$ 7	0.0035 $\pm$ 0.0028	2.4 $\pm$ 2.1
	15-40 j	zwak gedegradieerd	5	35 $\pm$ 4	0.0070 $\pm$ 0.0083	1.5 $\pm$ 0.6
	15-40 j	sterk gedegradieerd	5	44 $\pm$ 9	0.0025 $\pm$ 0.0029	2.8 $\pm$ 1.1
	> 40 j + nooit	ongestoord	5	47 $\pm$ 11	0.0023 $\pm$ 0.0026	4.3 $\pm$ 3.2
	> 40 j + nooit	zwak gedegradieerd	5	94 $\pm$ 28	0.0038 $\pm$ 0.0022	2.9 $\pm$ 1.4



Figuur 3.48. Relatie tussen de maximum depressional storage (MDS) en de helling van het maaiveld. Het bereik van de helling komt overeen met die in het studiegebied en wordt met een logaritmische schaal weergegeven.

Figure 3.48. Relation of maximum depressional storage (MDS) and slope of the soil surface. The range of the slope matches with the range in the study area.

3.10 Waterbalans en waterstandsregime

Voor de casestudy van Gasterensche diep zijn op basis van de metingen waterbalansen opgesteld. Vanwege onzekerheden in de schattingen van kwelfluxen, evapotranspiratie, en het niet meten van laterale fluxen, is deze waterbalans indicatief en bedoeld om duidelijk te maken hoe de waterbalans doorwerkt in het ruimtelijke patroon en dynamiek van de grondwaterstand. Voor de waterbalans zijn neerslag, evapotranspiratie, opwaartse grondwaterflux en verandering van de berging van water in de bodem uit data afgeleid. Om de waterbalans sluitend te maken is een restpost berekend. Deze restpost is altijd negatief en dit betreft water dat een locatie als laterale flux verlaat door horizontale grondwaterstroming in de toplaag van het veen en oppervlakkige afstroming van water over maaiveld. Aanvoerfluxen van oppervlaktewater vanaf de dalflank aan de oostzijde van het dal zijn niet gekwantificeerd wegens het ontbreken van metingen. Uit veldwaarneming blijkt dat in natte periode zulke aanvoer optreedt. De waterbalansen zijn opgesteld voor de wintersituatie, een natte zomer (2015) met een geringe uitzakking van de waterstand, en een extreem droge zomer (2018) met een sterke uitzakking van de waterstand. Deze situaties worden in schematische doorsneden van het beekdal weergegeven (Figuur 3.49).

In de wintersituatie (Figuur 3.49 bovenste doorsnede) zitten grondwaterstanden aan of boven maaiveld en zijn vrijwel constant. In de weinig hellende dalvlakte is het maaiveld grotendeels geïnundeerd. In het sterk hellende deel van de dalvlakte is de grondwaterstand dicht aan maaiveld en zit dieper onder het maaiveld richting de beek. Er is een overschot aan water door een neerslagoverschot (2 mm/d) en ruimtelijk variabele opwaartse grondwaterflux (0-10 mm/d). In het hoger gelegen vlakke daldeel en aan de aangrenzende hellingvoet treedt sterke kwel op (6-10 mm/d) door een hoge stijghoogte in het watervoerende pakket onder het veen. Omdat de waterstand stabiel is, verandert de watervoorraad in de bodem en op maaiveld niet. Het neerslagoverschot en de hoge kwelflux resulteren in een hoge laterale afvoerflux (6 tot 12 mm/d). In het steiler hellende deel nabij de beek is de kwelflux geringer (0-4 mm/d), wat resulteert in een geringere laterale afvoer (2 tot 6 mm/d).

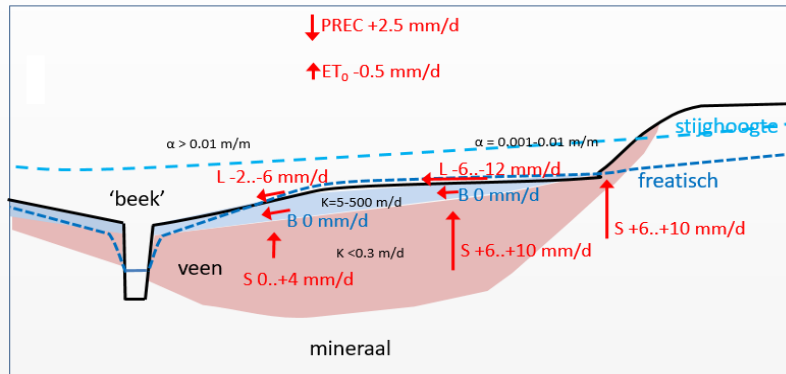
In de natte zomersituatie (Figuur 3.49 middelste doorsnede) zakken de grondwaterstanden in het vlakke deel van de dalvlakte weinig weg (10-15 cm onder maaiveld) en meer (10-50 cm onder maaiveld) in het sterk hellende daldeel langs de beek. De neerslag en evapotranspiratie in deze natte zomersituatie zijn beide hoger dan in de winter en die resulteren gezamenlijk in neerslagoverschot van 2.0 mm/d. Kwelfluxen zijn in het vlakke deel van het dal iets lager dan in de winter (4-8 mm/d) wegens een lagere stijghoogte en in de zone langs de beek hetzelfde (0-4 mm/d). In periode met een daling van de waterstand verliest de bodemwater (2 mm /d in het vlakke daldeel en 3.5 mm/d in het hellende daldeel). De laterale fluxen verschillen sterk. In het zwak hellende deel bedragen deze -6 tot -10 mm/d en het sterk hellende deel 2 tot 6 mm/d. Al met al verschilt de waterbalans in de natte zomer situatie weinig van die in de winter.

In de extreem droge zomer van 2018 (juli-augustus) zakte in het hele beekdal de grondwaterstand diep uit. In het weinig hellende deel van de dalvlakte bedroeg de uitzakking 30 tot 35 cm (20 tot 25 cm dieper dan de natte zomer situatie). In het sterk hellende deel van de dalvlakte was dat zelfs ca. 75 cm. Dat resulteerde in een bergingsverlies van respectievelijk 4 en 9 mm/d. Het neerslagoverschot was toen negatief door een geringe neerslag en hoge evapotranspiratie (tekort van 2.3 mm/d). In de het zwak hellende deel van de dalvlakte was de kwelflux veel lager (2-4 mm/d) dan in de natte zomer. De laterale afvoerflux bedroeg 5 tot 7 mm/d. Netto was er dan een fors afname van de berging (-4 mm/d) als gevolg van een snelle daling van de waterstand (30-35 cm). In het sterk hellende deel was de kwelflux laag geworden (0-2 mm/d) en trad een groot bergingsverlies op van 9 mm/d door een sterke verlaging (0.75 m) van de waterstand. Ondanks de geringe aanvoer van water uit de atmosfeer en door toestroming van grondwater was de laterale flux hoog (8-10 mm/d). Dit gaat samen met steil verhang van de waterstand als gevolg van diep beekpeil (steiler dan in een natte zomersituatie).

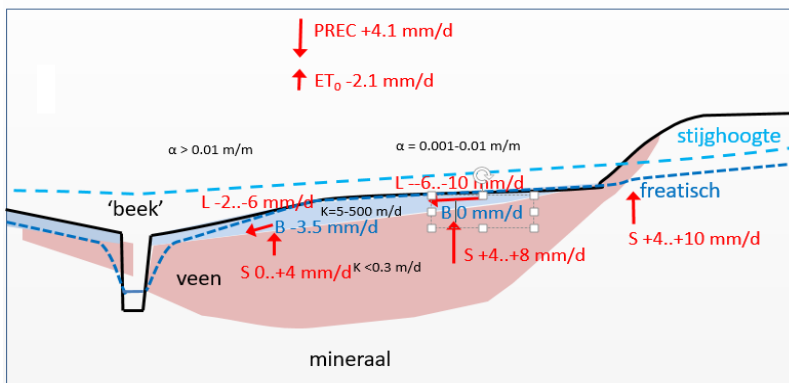
Uit bovenstaande patronen kan worden opgemaakt dat in de meeste natte zone de waterbalans voor winters en natte zomers weinig verschilt wegens geringe verschillen in de grondwateraanvoer en het neerslagoverschot. Laterale afvoerfluxen zijn dan ook vergelijkbaar. Waterstanden zijn dan zeer stabiel en zakken in een natte zomer niet of nauwelijks uit. In een (extreem) droge zomer verandert de waterbalans voor deze zone sterk als gevolg van een omslag naar een neerslagtekort en afname van de kwelflux. Ogenschoonlijk opmerkelijk is dat, ondanks geringere wateraanvoer, de laterale afvoerflux in de zone langs de beek dan toeneemt. Dat heeft te maken met het grotere verhang van de waterstand. In de extreem droge zomer zakte het beekpeil langdurig diep uit door een afname van de afvoer van het bovenstroomse oppervlaktewaterstelsel waardoor het freatische vlak een steilere helling kreeg. Bij de diepere waterstanden zou de laterale stroming echter beperkt kunnen worden door de geringere doorlatendheid van veen op grotere diepte. Blijkbaar leidt dat niet tot een geringere laterale flux.

In daldelen met een zeer gering verhang van het maaiveld is gedurende een groot deel van de tijd de aanvoer voldoende hoog om de afvoer van water te compenseren. De afvoer is dan in evenwicht met de aanvoer. Hierdoor treden hier voor een groot deel van de tijd stabiele waterstanden aan of iets boven maaiveld op. In extreem droge perioden wordt de wateraanvoer te gering om de hoge laterale afvoer van het systeem te compenseren en dan treedt een uitzakking van de waterstand op. Bepalende factoren zijn daarbij: 1) een omslag van een neerslagoverschot naar een tekort, 2) een geringere kwelflux door een regionale daling van de stijghoogte in het watervoerende pakket onder het veen en 3) toename van verhang van het freatisch vlak door sterke daling van het beekpeil die leidt tot een grotere laterale afvoerflux. Het sterke verhang van het freatisch vlak kan ontstaan omdat de beekbedding diep ligt ten opzichte van het maaiveld van de beekdalvlakte. In droge perioden staat het beekpeil ook langdurig laag. Een geringe diepte van het beekpeil is daarmee een belangrijke factor voor het beperken van uitzakking van de waterstand in droge perioden.

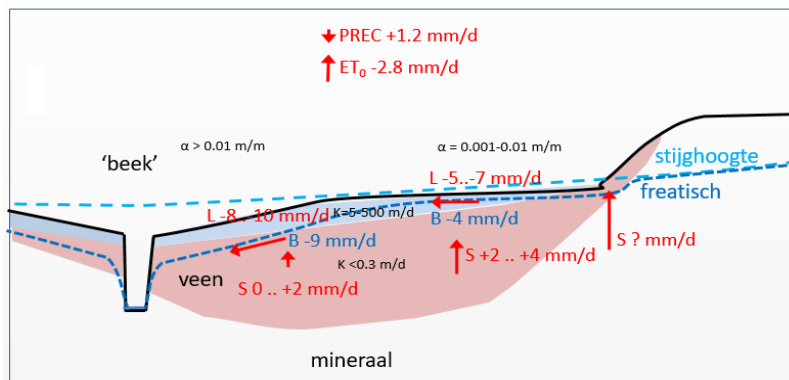
wintersituatie



natte zomersituatie



droge zomersituatie



↑	waterflux	ET ₀	potentiele evapotranspiratie
α	helling maaiveld	PREC	neerslag
■	veen met hoge doorlatendheid	B	berging
■	veen met lage doorlatendheid	L	laterale afvoer
		S	opwaartse stroming grondwater
		K	verzadigde doorlatendheid

Figuur 3.50. Doorsneden met schematische weergaven van de waterbalans voor drie meteorologische situaties. Waterfluxen worden weer gegeven met rode tekst en verandering van de berging met blauwe tekst. Positieve waarden betreft een aanvoerflux/ toename van de berging; een negatieve waarde betreft een afvoerflux/ afname van de berging.

Figure 3.50 Cross sections with a schematic presentation of water balance components for three meteorological situations (above: winter; mid: wet summer; below: dry summer). Water fluxes are indicated in red text and changes in storage with blue text. A positive value indicates an inflow of water or increase of storage, a negative value an outflow of water and a decrease of storage. Codes: PREC = precipitation, B = is storage, L = lateral flow of groundwater, S = upward groundwater flow, K = saturated conductivity.

4. Synthese

4.1 Waterhuishouding op landschapsschaal

Ontwatering en afwatering in het intrekgebied

De aanvoer van grondwater naar beekdalén en hun veensystemen wordt sterk bepaald door de grondwateraanvulling in de intrekgebieden. Vroege ingrepen van de mens hebben door ontbossing van de infiltratiegebieden in eerste instantie geleid tot een grotere grondwateraanvulling en daarmee tot een toename van de kwelflux in de kwelzones van beekdalvenen. Later is door vooral grootschalige ontwatering in de intrekgebieden die sterk intensiverde in de 20^e eeuw de ont- en afwatering sterk toegenomen. Deze ont- en afwatering zorgt voor minder grondwateraanvulling in het intrekgebied (belangrijk deel van het neerslagoverschot wordt afgevoerd als oppervlaktewater) en voor verlaging van de freatische stand en stijghoogte in het watervoerende pakket. In het casestudy gebied in de Drentse Aa is een groot deel van het intrekgebied sterk ontwaterd. Daarbij is ook een brede zone van het belangrijkste intrekgebied aan de oostzijde ontwaterd. Tegenwoordig wordt een aanzienlijk deel van het neerslagoverschot uit het intrekgebied als oppervlaktewater afgevoerd. Verstedelijking met meer verhard oppervlak heeft ook bijgedragen aan verminderde aanvulling. Daarnaast is gedurende de 20^e eeuw ook de verdamping toegenomen door toename van de productiviteit van gewassen in de landbouw en bebossing van heidegebieden. Deze ingrepen hebben geleid tot een verminderde toestroming van grondwater naar beekdalén. Grondwateronttrekkingen voor drinkwater, industrie en beregening dragen ook aan bij aan verlaging van waterstand en stijghoogten.

Drainage in het beekdal

Beekdalén zijn vanaf de Middeleeuwen steeds meer ontwaterd. In de beekdalén van de zandgebieden nam na verloop van tijd ook de drainage toe, waardoor hier de veenvormende moerasvegetatie overging in hooilanden zonder veenvorming. In de 20^e eeuw is de ontwatering sterk toegenomen door het verdiepen van de detailontwatering. Door het verdiepen van beken, normaliseren van beken en aanleg van omleidingskanalen voor beken worden beekdalén ook veel dieper gedraineerd. De sterkere ontwatering leidde tot versnelde afbraak van veen en inklinking van het maaiveld. Uit de casestudy aan een vernat beekdal in het Drentse Aa gebied blijkt dat dat huidige beek daar nog steeds het beekdal diep draineert. Door de diepe beekbedding van de beek kan het beekpeil in droge perioden langdurig en diep onder het maaiveld van de beekdalvlakte uitzakken. Het diepe beekpeil versterkt in droge perioden dan het verhang van de waterstand in het beekdal en zorgt dan voor een hoge laterale afvoer van grondwater in het veen. Door de aanwezigheid van een diepliggende beek hebben sloten die vanaf de dalflank oppervlaktewater doorvoeren naar de beek uit gedraineerd landbouwgebied, deels een diepe ligging. Hier had uitdiepen van zo'n sloot tijdens de onderzoeksperiode een verlagend effect op de stijghoogte van het grondwater in het watervoerende pakket onder het veen en daarmee ook een verlagend effect op de kwelflux.

Instroom en overstroming van oppervlaktewater

Naast aanvoer van grondwater kunnen beekdalén ook aanvoer van oppervlakte hebben door de beek en door afstroming van oppervlaktewater vanuit aangrenzende hoger gelegen delen over de dalflanken. Een diepliggende beek kan voorkomen dat een aanzienlijk deel van de beekdal overstromt. In het vernatte casestudiegebied reiken de waterstandspieken in de beek tot aan de maaiveldhoogte van het hoge deel van de beekdalvlakte. Daarmee kunnen afvoerpieken in de beek in theorie zorgen voor overstroming in de lagere zone (tot ca. 50 m) langs de beek. De hogere delen overstroomden echter niet omdat de waterstand hier in natte perioden iets hoger is dan de waterstandspieken in de beek. Alleen in geval van een extreme afvoerpiek zou wel overstroming met beekwater in het hogere deel van de beekdalvlakte kunnen optreden.

Beekdalen kunnen vanaf de dalflanken oppervlaktewater ontvangen via sloten uit hoger gelegen aangrenzend gebied. In een ontwaterde situatie stroomt dit oppervlaktewater via een sloten naar de beek. Voor vernatting van een beekdal is een eerste vereiste dat lokale ontwatering wordt gedempt. Wanneer daardoor de waterstand en toestroming van grondwater naar maaiveld sterk wordt verhoogd zal dat ervoor zorgen dat het wateroverschot over maaiveld gaat afstromen. In het vernatte casestudiegebied treedt daardoor in natte perioden ook overstroming op met oppervlaktewater dat vanaf de dalflank wordt aangevoerd. Dit betreft drainagewater uit sloten en buisdrains plus het water dat in zeer natte situaties over maaiveld van agrarische percelen afstroomt. Door de deels geringe diepte van de sloten in het beekdal die water afvoeren naar de beek, treedt in natte periode overstroming op in de hoger gelegen delen van de dalvlakte. Daarnaast zijn er instroompunten aan de dalrand waar waterlopen in het dal afwezig zijn. Daardoor stroomt dit oppervlaktewater over het maaiveld door de dalvlakte richting de beek. Omdat het instromende water voor een groot deel afkomstig is uit landbouwpercelen is dit nutriëntenrijk en een belangrijke oorzaak voor eutrofiëring en de ontwikkeling van productieve moerasvegetatie van Riet en Grote Iisdodde in het vernatte beekdal. Uit dit voorbeeld blijkt dat instroming over maaiveld van eutroof oppervlaktewater over maaiveld in het beekdal een belangrijke complicatie kan vormen bij vernatting van beekdalvenen.

4.2 Hydrologische eigenschappen ongestoorde en vernatte grondwatergevoede venen

Doorlatendheid van het veen

De range van verzadigde doorlatendheden (K) van ongestoorde veen die in de literatuur wordt opgegeven is zeer groot, van ca. 700 tot 10^{-5} m/d. De patronen in de literatuur geven geen eenduidig beeld van de samenhang van doorlatendheid met bulkvariabelen van het veen. Veelal wordt wel een exponentieel verband gevonden tussen doorlatendheid en bodemfysische variabelen. Hierdoor kan in de bovenste decimeters een sterke verticale gradiënt van de doorlatendheid van enkele ordengrootten verschil aanwezig zijn. Omdat op grotere diepte in het veenpakket de variatie van bodemfysische variabelen vaak geringer is, varieert de doorlatendheid hier minder. Vaak is doorlatendheid van de toplaag hoger dan het veen op grotere diepte, waardoor in het veenlichaam de meeste laterale afvoer van water plaatsvindt in de toplaag. In ongestoorde doorstroomvenen hangt de hoge doorlatendheid van de toplaag samen met een geringe humificatiegraad van het veen. Zulk veen heeft een vezelstructuur waardoor het aandeel van poriën in het veen hoog is en een groot deel van de poriën uit macroporiën bestaat. In het vernatte veen van het casestudiegebied is een soortgelijke gelaagdheid van de doorlatendheid aanwezig met een goed doorlatende toplaag (ca. 5-530 m/d) en dieper in het veen een geringere doorlatendheid (<0.3 m/d). De hoge doorlatendheid in de toplaag wordt gemeten in sterk gehumificeerd veen met een zeer slappe structuur (slurry). In tegenstelling tot het weinig gehumificeerde veen in ongestoorde veensystemen, heeft dit veen door de vroegere sterke afbraak van het organische materiaal geen duidelijke vezelstructuur. Een hoge doorlatendheid hangt hier samen met het ontstaan van een zeer slappe bodem in langdurig verdroogd veen met een korrelige structuur. De toename van de doorlatendheid met de diepte hangt in het casestudiegebied samen met een toename van de indringingsweerstand (vastheid) van de bodem. Dat betekent dat de doorlatendheid in het vernatte veen samenhangt met de macrostructuur van het veen maar op een afwijkende manier als in ongestoorde venen.

Door de veentoplaag met een hoge doorlatendheid kan in theorie horizontaal veel grondwater worden getransporteerd. Zo kan de laterale flux in de bodemtoplaag van het meest vlakke en natte deel van het casestudiegebied hoog zijn. Op basis van het gemeten verhang van de waterstand (0.001 m/m) en doorlatendheid (ca. 5 en 500 m/d) kan een laterale flux van grondwater van respectievelijk 1.5 en 150 mm/d worden berekend. Bij een waterstandsverhang van 0.01 is dat

respectievelijk 15 en 1500 mm/d. Dat betekent dat bij zeer hoge doorlatendheden van de veentoplaag bij een geringe helling van de waterstand veel water zijdelings door de veentoplaag kan wegstromen. Hoge waterstanden kunnen daarom bij zeer hoge doorlatendheden alleen optreden als de waterspiegel vrijwel horizontaal is.

Specifieke bergingscoëfficiënt

De specifieke bergingscoëfficiënt is de ratio van het volume netto afgevoerd of aangevoerd water en de verandering van het volume bodem dat volledig met water is gevuld. Deze variabele is van belang voor hoe snel de waterstand daalt of stijgt bij respectievelijk af- en toevoer van water. Ze hangt sterk samen met de porositeit van de bodem en de verdeling tussen grote en kleine poriën. Bij een hoge specifieke bergingscoëfficiënt verandert de waterstand weinig bij aan- of afvoer van water. Bij een waterstand boven maaiveld bedraagt de specifieke bergingscoëfficiënt 1. Bij standen onder maaiveld is ze kleiner dan 1. Met de sterkere humificatie van het veen gaan de grotere poriën door compactie verloren en nemen kleinere poriën een toenemend relatief aandeel in het totale poriënvolume in. De weinig gehumificeerde veenbodems hebben daarom in de capillaire opstijgzone een groter aandeel met lucht gevulde poriën dan de sterk gehumificeerde veenbodems. Langdurige drainage leidt daardoor tot een afname van de specifieke bergingscoëfficiënt in situaties waarin de diepte van de waterstand onder maaiveld geringer is dan de capillaire opstijgzone boven de waterstand. De lagere specifieke bergingscoëfficiënt in gedegradeerde veenbodems zorgt bij waterstanden dicht onder maaiveld voor grotere fluctuaties van de waterstand t.o.v. veenbodems met een lage decompositiegraad. Dit effect kan ook optreden in vernalde venen omdat daar de topplaag nog voor een langere tijd een hoge decompositiegraad heeft. Omdat humificatie van veen gepaard gaat met een toename van de bulkdichtheid van de bodem is er een negatieve relatie tussen bulkdichtheid en specifieke bergingscoëfficiënt. In het bereik van 0.01-0.20 kg/l van de bulkdichtheid neemt de specifieke berging sterk af. In het vernalde casestudy gebied is veel ruimtelijke variatie op een schaal van enkele tientallen meters aanwezig in de bulkdichtheid en het organisch stofgehalte. De variatie in de bulkdichtheid van het venige substraat (>30 % organische stof) valt hier in de range van 0.05-0.60 kg/l. Dit betekent dat er ook veel ruimtelijke variatie aanwezig kan zijn in de specifieke berging in de capillaire opstijgzone boven de waterstand. Vaak is de bulkdichtheid van de bovenste 10 cm van de bodem hoger dan de diepere bodemlaag waardoor de waterstandverandering in de topplaag relatief sterk kan reageren op aan en afvoer van water. Deze verticale stratificatie van bulkdichtheid is tegengesteld aan die van de meeste ongestoorde venen.

Helling van het maaiveld

In ongestoorde grondwatergevoede doorstroomvenen in het laagland is de helling van het maaiveld gering (<0.005 m/m) en treden op korte afstand weinig hoogteverschillen op. In gedegradeerde venen is de helling van het maaiveld meer variabel en kan plaatselijk hoog (0.01-0.1 m/m) zijn. Dit is een gevolg van ongelijkmatige inklinking langs diepe waterlopen en door hoogteverschillen in de minerale ondergrond. Uit de casestudy in Drentse Aa blijkt dat de hellingshoek belangrijk is voor de regulatie van de waterstand. Hoge en stabiele waterstanden rond en boven maaiveld treden alleen op in zeer zwak hellende delen (0.01-0.001 m/m). Dit bereik van de helling overlapt voor een groot deel met die van ongestoorde doorstroomvenen. Een geringe helling remt de laterale afvoer van grondwater in de goed doorlatende veentoplaag en van oppervlaktewater bij waterstanden boven het maaiveld. Bij een grotere helling (>0.01 m/m) zakt de waterstand dieper onder maaiveld zoals in het casestudiegebied het geval is. In deze sterk hellende zones zal de laterale afvoer eerder de aanvoer van water overtreffen en daardoor leiden tot een uitzakking van de grondwaterstand in perioden met een geringe aanvoer. Bij waterstanden boven maaiveld zal het meeste water afstromen over maaiveld. Bij zeer ondiepe waterstanden onder maaiveld stroomt het grondwater nog door een relatief goed doorlatende veentoplaag. In beide gevallen bepaald de helling van het maaiveld sterk de laterale afvoer en dan neemt de hydraulische gradiënt de helling van het maaiveld aan. Bij minder aanvoer van water zakt de grondwaterstand dieper.

De stroming van grondwater in de verzadigde zone vindt dan plaats in minder doorlatend veen wat de laterale afvoer sterker beperkt. In dat geval volgt de hydraulische gradiënt niet meer het maaiveld. De invloed van de helling op de laterale stroming kan worden geïllustreerd met een rekensom voor de laterale flux in een veentoplaag van 0-30 cm met een zeer hoge doorlatendheid van 500 m/d: bij een helling van 0.01, 0.001 en 0.0001 m/m geeft dat resp. een laterale grondwaterflux van 1500, 150 en 15 mm/d. De zeer hoge laterale fluxen bij een sterke helling overschrijden daarbij de aanvoerflux door toestroming van grondwater en neerslagoverschot. Voor oppervlaktestroming zal de helling ook positief doorwerken op de afvoer. In dat geval gaat ook dan ook de hydraulische weerstand van de microtopografie en vegetatie een rol spelen. De berekening laat ook zien dat bij een combinatie van een geringe helling en een hoge kwelflux water over maaiveld gaat afstromen door overschrijding van de afvoercapaciteit van de veentoplaag. Het bovenstaande impliceert dat voor gedegradeerde venen in het laagland, waar geen extreem hoge kwelfluxen ($10 < \text{mm/d}$) optreden, een zeer geringe helling van het maaiveld nodig is om hoge stabiel waterstanden aan maaiveld te realiseren. In beekdalvenen waar door langdurige degradatie een sterk reliëf is ontstaan (aanzienlijke hoogteverschillen op een schaal van enkele tientallen meters), is een grote helling van het maaiveld ($>0.01 \text{ m/m} = 1 \text{ cm/m}$) daarmee een groot knelpunt om effectieve vernatting uit te voeren. Het vergroten van het reliëf door bijvoorbeeld het graven van afvoerslenken is daarom een maatregel met een averechts effect als herstel van het veensysteem wordt nagestreefd. Diepe sloten en beeklopen hebben sterk hellende zones van enkele tientallen meters breed door sterke daling van het maaiveld. Dat beperkt de mogelijkheden voor het realiseren van stabiele waterstanden rond maaiveld in deze zones. Hydrologisch herstel van beekdalvenen vergt dan ook aandacht voor het verkleinen van de helling van het maaiveld.

Afvoer van water

In beekdalvenen is afvoer van water een belangrijke component van de waterbalans. In venen is deze afvoer in de tijd variabel en kan worden gereguleerd door de volgende processen:

1. Afvoer van water over maaiveld. Wanneer de aanvoer door grondwater en het neerslagoverschot groter is dan de laterale afvoer van grondwater door de veentoplaag gaat inundatie optreden. Het water kan dan relatief snel over maaiveld worden afgevoerd. De microtopografie van het bodemoppervlak geeft daarbij een terugkoppeling. Bij een geringe inundatiediepte zorgen bulten en pollen voor een relatief hoge hydraulische weerstand. Bij steeds diepere inundatie inundeert meer bodemoppervlak en neemt de weerstand af. Daardoor neemt de afvoer ook toe. Naast de ruwheid van de microtopografie kan de hydraulische ruwheid van de kruidlaag (stengels en bladeren boven het maaiveld) ook bijdragen weerstand voor oppervlaktewaterstroming. Ook hier zal de hydraulische weerstand minder worden naar mate er meer water op het maaiveld staat. Weerstand van de vegetatie kan vooral een grote rol spelen in de afvoer in geval deze niet gemaaid wordt, zoals in het casestudiegebied. Daar kon tot ca. 15 cm water op maaiveld staan in een dalvlakte met een vrije afwatering over maaiveld.
2. Laterale afvoerver van grondwater door de veentoplaag. In veel venen is de verzadigde doorlatendheid van de toplaag hoger dan het diepere deel van het veenprofiel. Bij waterstanden vlak onder maaiveld kan het water daardoor relatief snel lateraal stromen door een veenlaag met een hoge doorlatendheid (zie boven). Naar mate de waterstand dieper zakt wordt de laterale stroming geringer door een lagere doorlatendheid. In het casestudiegebied was zo'n gelaagdheid aanwezig met een veel hogere doorlatendheid in de bovenste 30 cm van het veenprofiel dan de diepere veenlaag. Zwel en krimp van het veen onder invloed kan ook de hydraulische eigenschappen van de toplaag beïnvloeden. Krimp bij een daling van de waterstand kan zorgen voor een geringere doorlatendheid en het zwellen bij hogere waterstanden voor een hogere. In de meest natte delen van het casestudiegebied trad een seizoensmatige krimp en swelling op van het veen van 1 tot 3 cm.

Gasvorming

In waterverzadigd veen wordt door anaerobe afbraak van organisch materiaal kooldioxide en methaan gevormd. Daarbij ontstaan in het veen gasbelletjes. Deze gasbelletjes kunnen zorgen voor een sterke verlaging van de doorlatendheid (factor 2 tot 8) als gevolg van een onvolledige waterverzadiging. Gasophoping varieert in de ruimte en tijd en kan tot 15% van het poriënvolume innemen. Variatie in de tijd van gasvorming kan de waterstand in dezelfde mate beïnvloeden als seizoensfluctuaties in waterberging dat doen. Uit de seizoensmatige fluctuatie van het maaiveld (1-3 cm) in de zeer natte delen van het casestudie gebied kan worden opgemaakt dat de gasvorming hierin een rol speelt. Gasvorming varieert door het groeiseizoen is vermoedelijk het grootst in de nazomer en najaar wanneer de bodemtoplaag is opgewarmd en nieuwe wortelbiomassa beschikbaar is voor afbraak. In deze periode kan daardoor in de veentoplaag de laterale afvoer worden beperkt.

4.3 Waterbalans en waterstanden van grondwatergevoede venen

Kwelfluxen

De uiteenlopende veensystemen in het laagland, ongestoord en vernat hebben een grote range voor opwaartse fluxen van grondwater optreden (2 mm/d infiltratie tot 35 mm/d kwel). Ongestoorde kwelvenen en de zone van doorstroomvenen grenzend aan dalranden (tientallen tot honderden meters) hebben hoge kwelfluxen (10-20 mm/d). In zones van doorstroomvenen die verder van de dalrand hebben zwakke kwel of infiltratie (+2 tot -2 mm). In vernatte doorstroomvenen varieert de kwelflux van 0 tot 35 mm/d. Grote opwaartse fluxen kunnen optreden in zowel grote regionale grondwatersystemen in zandlandschappen als ook in kleine lokale systemen. In het vernatte beekdal van de casestudy bedroeg de kwelflux in 0 tot 12 mm/d met iets hogere kwelfluxen in de winter ten opzichte van een natte zomersituatie. De hoogste kwelfluxen traden hierop in de het deel van de dalvlakte dat verder verwijderd lag van de diep drainerende beek. De kwelflux heeft vaak een seizoensdynamiek. In het casestudiegebied trad in de meeste delen permanent kwel op met hoogst kwelfluxen in de winter. Deze dynamiek wordt veroorzaakt doordat in het beekdal de seizoensdynamiek van de freatische waterstand geringer is dan die van de stijghoogte. De fluctuatie van de freatische stand is beperkt omdat deze in de winterperiode door afvoer van water over maaiveld wordt afgetopt terwijl dat niet het geval is voor de stijghoogte.

Verdamping

In beekdalvenen zijn de structuur van de bovengrondse laag van vaatplanten, de hoeveelheid strooisel en de hoeveelheid mossen belangrijke factoren die van invloed zijn op de verdamping. Meer biomassa van vaatplanten, strooisel en mossen leidt tot een grotere interceptieverdamping. Meer bladoppervlak en een hogere ruwheid van de vegetatie van vaatplanten zorgt voor meer transpiratie. Meer productieve vegetaties, die juist vaak voorkomen in vernatte beekdalvenen die in het verleden sterk zijn ontwaterd en geëutrofiëerd, verdampen daardoor meer. Een hoge bedekking van mossen kan bijdrage aan vermindering van de verdamping aan het maaiveld bij waterstanden onder maaiveld. Mossen hebben namelijk in het algemeen een gering capillair opstijgvermogen voor water. Het bovenstaande impliceert dat nutriëntenarme, laagproductieve slaapmos- en slaapmos-kleine zeggen begroeiingen een relatief geringere evapotranspiratie hebben en de meer productieve moerassen (hoge bedekking van helofyten, hoge kruidlaag, lage mosbedekking) een hoge evapotranspiratie hebben. Het stoppen van maaibeheer kan zorgen voor meer en hogere bovengrondse biomassa en meer strooiselophoping dan in geval van maaibeheer. Niet-maaien in relatief nutriëntenrijke venen leidt daardoor tot een hogere transpiratie en interceptieverdamping dan bij maaibeheer.

De kwantificering van verdamping van moerasvegetaties in grondwatergevoede beekdalvenen is lastig omdat hier weinig aan gemeten is. Literatuuropgave van de ratio van de werkelijke verdamping en de potentiële verdamping vertonen een grote rang in samenhang met ruwheid van de vegetatie. In een voorbeeldberekening voor het casestudiegebied van de verdamping door een kleine zeggen begroeiing werd een evapotranspiratie berekend van 496 mm/j met dagwaarden voor de zomer van meestal 1 – 2 mm per dag met uitschieters tot 3.5 mm/d en voor de winter 0 – 1 mm per dag (Penman-Monteith methode en een gewasfactor van 0.82). Voor dit gebied is voor twee locaties (snavelzegge-holpijp-slaapmos vegetatie en holpijp-vegetatie een actuele evapotranspiratie van 0-9 mm/d in de zomer en het najaar berekend uit dag-nacht oscillaties van de grondwaterstand. Vergelijking van de berekende verdamping met de potentiële verdamping van een naburig meteostation gaf een gewasfactor van 0.88 voor matig productieve snavelzegge-holpijp-vegetatie en 1.71 voor een meer productieve holpijpvegetatie.

Aanvoer van oppervlaktewater naar het beekdalveen

In deze studie is niet kwantitatief gekeken naar de aanvoer van oppervlaktewater door overstroming van de beek en vanaf de dalflanken. Binnen de casestudy in Drentse Aa was het niet mogelijk om daar onderzoek aan te verrichten. Waarnemingen tijdens veldbezoeken duiden erop dat een aanzienlijke toevoer van oppervlaktewater vanaf een dalflank optreedt. (zie boven).

Laterale afvoer in het beekdalveen

In grondwatergevoede venen vindt periodiek of permanent afvoer van water plaats door afstroming over maaiveld bij waterstanden boven maaiveld of door horizontale stroming van grondwater door de veentoplaag bij ondiepe waterstanden onder maaiveld. In grondwatergevoede venen is nauwelijks kwantitatief onderzoek verricht aan laterale afvoerhoeveelheden. In de casestudie is de laterale afvoer (als hoeveelheid water dat van een oppervlakte wordt afgevoerd) als restpost van de waterbalans berekend. Deze varieerde van 2 tot 12 mm/d (dus van 1 vierkante meter wordt 2 tot 12 liter afgevoerd). In de zeer natte dalvlakte was de laterale afvoer in de winter en een natte zomersituatie hoger dan in een droge zomersituatie. In dit dal deel wordt de laterale afvoer sterk bepaald door de kwelflux en het neerslagoverschot en vindt voor een groot deel plaats door afstroming over maaiveld. In het sterke hellende deel van de dalvlakte langs de beek was de laterale afvoer in een droge zomer situatie juist hoger dan in de winter en een natte zomersituatie. Naast kwelflux en neerslagoverschot is hier ook de helling van het freatisch vlak sterk bepalend voor afvoerflux. In een droge zomer is die helling sterker.

4.4 Regulatie waterstandsregime

De grondwater in grondwatergevoede venen zit rond bij maaiveld en fluctueert weinig bij:

1. Afwezigheid van lokale ontwatering door sloten en buisdrainage in het beekdal.
2. Voldoende aanvoer van grondwater uit het watervoerende pakket onder het veen (kwel). Naarmate de aanvoer van grondwater groter en constanter is, kunnen waterverliezen door een verdampingsoverschot in de zomerperiode en door laterale stroming beter en langer gedurende het jaar worden gecompenseerd. Grondwaterstanden zakken daardoor niet diep en hooguit kortstondig uit. Het vlakke deel van de dalvlakte in het casestudiegebied was voor een groot deel van de tijd de kwelflux voldoende hoog om waterverliezen door verdamping en laterale afvoer te compenseren. Dat lukte echter niet meer in de extreem droge zomer van 2018 waarin de kwelflux lager was als gevolg van een sterke verlaging van de stijghoogte in het watervoerende pakket onder het veen. Ook was toen het verdampingsoverschot hoger dan normaal.
3. Een variabele laterale afvoer van water. In natte perioden is de laterale afvoer zo hoog dat de hoeveelheid aangevoerd water door kwel en het neerslagoverschot worden afgevoerd. Dit leidt tot aftopping van de waterstand. Wanneer de aanvoer van water verminderd door een lagere kwelflux en/of een verdampingstekort dient de laterale afvoer te verminderen.

Deze vermindering kan plaatsvinden door het uitzakken van de grondwaterstand onder maaiveld (geen stroming van oppervlaktewater meer) en een afname van de horizontale doorlatendheid in het veen met de diepte (de laterale stroming door het veen neemt af bij een diepere grondwaterstand) en afname van de doorlatendheid door het krimpen van de veentoplaag in droge perioden.

4. Een beperking van de laterale afvoer door een geringe helling van het maaiveld. Hoge, weinig fluctuerende waterstanden in ongestoorde doorstroomvenen en in het vernatte casestudiegebied gaan samen met een geringe helling (<0.01 m/m). Hierdoor wordt de laterale afvoer van water over maaiveld en door de veentoplaag relatief klein gehouden.
5. Door een hoge specifieke bergingscoëfficiënt van de veentoplaag (bij waterstanden onder maaiveld) en bij inundatie (waarde 1) verandert de waterstand relatief weinig bij netto aan- of afvoer van water (zie boven). Weinig veraard veen met een hoog organisch stofgehalte en lage bulkdichtheid heeft bij waterstanden dicht onder maaiveld een hoge specifieke bergingscoëfficiënt.

Berging van oppervlaktewater op maaiveld in de winter kan ook bijdragen aan het tegengaan van diepe uitzakking van de zomerwaterstand door. In het casestudiegebied is zo'n effect van oppervlaktewaterberging beperkt omdat de laterale afvoerflux hoog is. Zo wordt in het in het vlakke deel van de dalvlakte een waterlaag van 15 cm water op maaiveld binnen ca. 10 tot 25 dagen afgevoerd door laterale stroming. Waterberging op maaiveld vormt hier een klein aandeel in de waterbalans wegens de hoge kwelflux. In venen waar de kwelflux en laterale flux gering zijn, is berging van oppervlaktewater belangrijker voor buffering van hoge zomergrondwaterstanden.

Gevoeligheid waterstand voor droogteperioden in vernatte situatie

Met het onderzoek in het casestudiegebied konden de effecten van de extreem droge zomer van 2018 op de waterhuishouding worden gevolgd. In deze zomer zakt de waterstand 10 tot 30 cm dieper uit dan in de nattere jaren. De stijghoogte in het watervoerende pakket onder het veen was 20-30 cm lager en het beekpeil ca. 15 cm lager. Hieruit blijkt dat zelfs in een gebied met voor Nederlandse beekdalen een hoge kwelflux de waterstand relatief diep kan uitzakken onder maaiveld (15-50 cm). De sterke uitzakking van de waterstand hangt vooral samen met een afname van de kwelflux als gevolg van een sterke daling van de stijghoogte onder het veen en in mindere mate met het relatief hoge verdampingstekort. De daling van de stijghoogte wordt veroorzaakt door een regionale daling van de waterstand en daarnaast ook door een langdurig diep beekpeil. Het beekpeil was langdurig laag omdat door de regionale verlaging van de waterstand de afvoer naar de beek verminderde. Door de droge zomer van 2018 en daaropvolgende droge winter, was de stijghoogte in de winter van 2018/2019 lager dan in de winters daarvoor.

Mechanismen voor vernatting

Uit de casestudy in Drentse Aa blijkt dat vernatting over een lange periode (22 jaar) optreedt en ook nog plaatsvindt tot minstens 10 jaar na de laatste maatregelen in de waterhuishouding. Een belangrijke factor voor deze voortschrijdende vernatting was in de beginperiode het staken van slootonderhoud wat leidde tot het geleidelijk aan dichtslibben van sloten. Hierdoor werd de drainagediepte van de sloten geringer. Een tweede belangrijke factor is stijging van het maaiveld die is waargenomen het relatief vlakke deel van de dalvlakte met veen dikker dan 1 m. Dit deel van het beekdal is ook het sterkst vernat. Hier is de sterkste stijging van het maaiveld opgetreden in de lokale depressies (9 tot 28 cm in een periode van 19 jaar). Het maaiveld van de dalvlakte is daardoor nog vlakker geworden waardoor de lokale drainagebasis steeds dichter op maaiveldhoogte is komen te liggen. Daardoor draagt de maaiveldstijging ook bij aan de geleidelijke stijging van de waterstand. De maaiveldstijging zelf is een gevolg van de eerder ingezette vernatting. Uit hoogfrequente tijdreeksen van gemeten maaiveldhoogte blijkt dat het maaiveld nog steeds stijgt (op een locatie met 2.4 cm/j in periode 2016-2019) met eenzelfde ordegrootte van stijgsnelheid over een langer termijn (0.5 tot 1.5 cm/j in de periode 1997-2016).

De opdrrijving van de veentoplaag in het najaar wordt bevorderd door gasvorming (kooldioxide en methaan) die een gevolg is van anaerobe afbraak. Het stapsgewijs 'omhoogtillen' van het maaiveld in het najaar kan daarbij helpen bij een trendmatige zwellen van de veentoplaag. Bij de trendmatige swelling van de veentoplaag neemt dan het watergehalte toe. Omdat de maaiveldverhoging ook bijdraagt aan de gestaagde stijging van de waterstand versterken vernatting en maaiveldstijging elkaar. Hierdoor kan de stijging van de grondwaterstand gedurende een lange periode optreden.

In de terreindelen met een grote helling en daardoor te grote laterale afvoerflux bleven een steile helling behouden en zonder verdere ingrepen zal dat ook zo blijven. Mogelijk kan de maaiveldhelling nog verder toenemen door voortschrijdende maaiveld daling langs diep de diepliggende beek en sloten. Vernatting door het dichten van lokale ontwatering werkt dus goed in weinig hellende terreindelen waar een hoge kwelflux en beperkte laterale flux in droge perioden voor hoge, redelijk stabiele waterstanden zorgen.

Uit dit onderzoek is niet af te leiden of vernatting leidt tot gunstiger bodemfysische eigenschappen van het veen voor een stabiele waterstand. Duidelijk is dat bij ontwatering humificatie van veen leidt tot een hogere bulkdichtheid en geringere specifieke bergingscoëfficiënt. In het vernatte veen van de casestudy komt lokaal sterk veraard veen voor met een lage bulkdichtheid en lokaal een (veel) hogere bulkdichtheid. Onduidelijk is of door vernatting van gedegradeerde veenbodem de bulkdichtheid is verlaagd en daarmee de specifieke bergingscoëfficiënt is verhoogd.

Maaiveldstijging door het uitzetten van de veentoplaag kan lokaal hebben gezorgd voor aan verlaging van de bulkdichtheid van het veen (hoger watergehalte, hoger aandeel van grote poriën) en daarmee voor een hogere specifieke bergingscoëfficiënt. De historie van langdurige verdroging en vervolgens vernatting leidt tot het ontstaan van slappe topplaag met een hoge horizontale doorlatendheid op een vaste veenlaag met een lagere doorlatendheid. Deze stratificatie van de doorlatendheid komt overeen met die van ongestoorde venen. De structuur van de slappe topplaag wijkt sterk echter af van de vezelstructuur van weinig zeggen- en slaapmosveen. In de vernatte venen met zo'n slappe topplaag zijn ook nauwelijks metingen aan hydraulische eigenschappen verricht en zeker niet aan de hydraulische karakteristieken in onverzadigde toestand. Vooralsnog leidt de vernatting ook niet tot zichtbare vorming van weinig gehumificeerd, vezelig veen van zeggenwortels en slaapmossen.

4.5 Noodzaak voor (aanvullende) maatregelen voor vernatting

Maatregelen in het beekdal

- Voor vernatting van beekdalen en daarin gelegen venen is het dempen van lokale sloten/greppels en het verwijderen of dichten van buisdrainage een allereerste vereiste. Aandachtspunten bij het dichten van sloten en greppels zijn 1) extra grond toevoegen zodat na zetting van de grond het maaiveld gelijk is met de omgeving 2) bij voorkeur grond van elders gebruiken voor het dichten van sloten; bij het afschrappen van grond aan weerszijde van de sloot ontstaat een langwerpige, ondiep laagte die drainerend werkt.
- In geval van een diep drainerende beek de beekbedding verondiepen tot enkel decimeters onder het maaiveld van de beekdalvlakte. Dit vermindert de drainage door de beek en voorkomt in de zomer en droge periode het beekpeil diep kan uitzakken. Belangrijk is om een de beek over een aanzienlijke lengte te verondiepen, zeker in geval van beken met een groot verval. Verondiepen door inbreng van grond of zandsuppletie is de beste manier. Opstuwing van de beek door inbreng van takken werkt slechts tijdelijk door degradatie van takken en is daarom geen geschikte techniek om het beekpeil duurzaam te verhogen. De beek moet dusdanig ondiep zijn dat deze bij piekafvoeren uit zijn oevers treedt. Dit voorkomt erosie van de beekbedding. Het verondiepen van beken draagt ook bij aan

beekherstel door de verbetering van het dwarsprofiel en verminderen van hoge pieken van de stroomsnelheid. Het verondiepen van beken kan wel leiden tot ongewenste overstroming van de beekdalvlakte met nutriëntenrijk water.

- De drainerende werking verminderen van sloten met een doorvoerfunctie van oppervlaktewater vanaf de beekdalflank naar de beek. Opties hiervoor zijn de slootbodem verondiepen, bekleden met slecht doorlatende leem, of de doorvoersloot vervangen door een buis. Verondiepen heeft als belangrijk nadeel dat bij piekafvoeren nutriëntenrijk oppervlaktewater overstromt.
- Eutroof oppervlaktewater dat vanaf de dalrand voorheen via sloten door het beekdal naar de beek stroomde omleiden of via ondiep waterlopen tussen dammen leiden of via een buis naar de beek laten stromen. Deze maatregel is zinvol om te voorkomen dat eutroof oppervlaktewater zich over maaiveld in het vernalle beekdal verspreidt.
- Aanbrengen van grond, herprofilen van het maaiveld met als doel de helling van het maaiveld te verminderen in delen waar de hoogteverschillen groot zijn. Dit vermindert de laterale afvoerflux en daarmee de uitzakking van de grondwaterstand. De maatregel kan daarmee bijdragen een grotere oppervlakte met weinig fluctuerende waterstanden rond maaiveld. Praktisch is dat mogelijk wanneer het opvullen een relatief geringe oppervlakte betreft en geschikte grond beschikbaar is. Het gebruik van (relatief) nutriëntenarm substraat en substraat dat onder anaerobe condities geen sterke fosfaatmobilisatie heeft, is daarbij van belang.

Nooit doen:

- Graven van 'afvoerslenken' in het beekdal is maatregel met een averechts effect voor vernatting. Afvoerslenken hebben drainerende werking op aangrenzende delen van het beekdal. Ook zorgen ze lokaal voor een sterk hellend maaiveld en daarmee voor een grote laterale afvoer en dus te sterk uitzakkende grondwaterstand.
- Aanleg of onderhoud van greppels om zure neerslaglenzen tegen te gaan zorgt ervoor dat de toestroming van grondwater zich concentreert in greppels en daarmee verzuring in delen tussen de greppels kan versterken. Tevens zorgen greppels voor meer drainage in natte perioden en dragen daarmee bij aan uitzakking van de grondwaterstand.

Maatregelen in de randzone van het beekdal

Onder de randzone van het beekdal wordt de sterk ontwaterde zone verstaan tussen het beekdal en de hogere niet ontwaterde delen van het infiltratiegebied.

- Verminderen dempen/ verondiepen van sloten, verwijderen/ verondiepen van buisdrainage. Deze maatregelen in de randzone van beekdalen kunnen sterk bijdrage aan verhoging van de waterstand en stijghoogte.
- Tegengaan en stoppen van grondwateronttrekking voor beregening. Dit voorkomt extra verlaging van de grondwaterstand en stijghoogte in droge perioden.
- Indien van invloed verminderen/ realloceren/ stoppen van permanente grondonttrekkingen.
- Het kunstmatig opslaan van het neerslagoverschot in de ondergrond ten einde de grondwateraanvulling te vergroten. Deze maatregel in de zandlandschappen nog niet toegepast. Met het toepassen van de maatregel is de chemische samenstelling van het oppervlaktewater dat in de ondergrond wordt opgeslagen, een aandachtspunt. Het namelijk leiden tot vervuiling (nutriënten, sulfaat) van het grondwater dat naar het beekdal stroomt.
- De aanleg van opvangbekkens voor nutriëntenrijk oppervlaktewater voor dat het beekdal instroomt. Deze bekkens hebben een tweeledig doel 1) het bufferen van piekafvoeren, 2) het bezinken van nutriëntenrijk slib. Deze maatregel vermindert de verspreiding van nutriëntenrijk oppervlaktewater in het beekdal vanuit doorvoersloten. Ook vermindert aanvoer van nutriëntenrijk sediment naar de beekdalvlakte en de beek.
- Het tegengaan van instroom van oppervlakkig afstromend water uit landbouwpercelen met dammetjes en bufferzones. Deze maatregel vermindert de aanvoer van nutriëntenrijk slib naar het vernalle beekdal.

Maatregelen op stroomgebiedsschaal

- Het verminderen van diepe ontwatering voor verhoging van stijghoogten en daarmee kwelflux in beekdalen.
- Het tegengaan en stoppen van grondwateronttrekking voor beregening. Dit voorkomt extra verlaging van de grondwaterstand en stijghoogte in droge perioden.
- Indien van invloed het verminderen/ realloceren/ stoppen van permanente grondonttrekkingen.
- Het verminderen piekafvoeren op beek door verminderen van ontwatering en/ of bevorderen waterberging ten einde overstroming met nutriëntenrijk beek water in te vernatte beekdaltrajecten te beperken.

4.6 Kennislacunes en suggesties voor nader onderzoek en monitoring

Ruimtelijke analyse potenties voor herstel beekdalvenen

Hydrologische studies en monitoringevaluaties van vernatte beekdalen met veen zijn schaars. De casestudy van dit onderzoek vond plaats in een middenloop van Drentse Aa die in vergelijking tot veel andere beekdalen in de Nederlandse zandgebieden een hoge kwelflux heeft. Ook is dit een van de weinige beekdalen waar nog dikke veenafzettingen voorkomen. De uitkomsten van het literatuuronderzoek laten ook zien dat veenvormende venen in beekdalen gelinkt zijn aan beekdaltrajecten waar een zone met een hoge kwelflux aanwezig is. Dit werpt de vraag op welke herstel mogelijkheden er zijn voor veensystemen in beekdalen met een geringere kwelflux of waar de kwelflux weinig kan worden verhoogd. Tegelijk is op dit moment voor de beekdalen in de zandregio's weinig inzicht de actuele kwelfluxen en potentiële kwelfluxen na vernattingsmaatregelen en hoe dat verschilt voor uiteenlopende geohydrologische situaties. Het is daarom zinvol om met behulp van historische informatie, bestaande data van waterstanden en stijghoogten en grondwatermodellering te verkennen waar de hydrologische potenties liggen voor herstel van beekdalvenen in het zandgebied. Omdat in veel beekdalen door langdurige ontwatering het veen is verdwenen is het zinvol om ook te kijken naar hydrologische potenties voor potentieel veenvormende vegetaties in beekdalen waar het veen is verdwenen.

Invloed van vernatting op hydraulische eigenschappen van veen

Met de literatuurstudie zijn maar weinig onderzoeksresultaten gevonden over de verandering van hydraulische eigenschappen van veen bij vernatting van sterk gehumificeerd veen in grondwatergevoede venen. In de casestudie met vernatting van een beekdalveen konden maar zeer beperkt metingen worden uitgevoerd aan de hydraulische eigenschappen van vernatte veenbodems. Metingen aan doorlatendheid zijn daar maar op weinig locaties uitgevoerd en metingen aan de hydraulische karakteristieken van de onverzadigde bodem zijn helemaal niet uitgevoerd. Wegens de sterk afwijkende structuur van het veen in vernatte situaties (slurry) ten opzichte van ongestoord veen (vezelig) zijn aanvullende metingen zinvol. Opties daarbij zijn metingen aan de hydrologische karakteristieken in onverzadigde toestand en de doorlatendheid. Daarmee is het mogelijk om voor bodem vernatte veenbodems de effectieve bergingscoëfficiënt te bepalen.

Monitoring

Goed opgezette hydrologische monitoring waarmee effecten van vernatting op beekdalvenen op een langere termijn worden gevolgd, ontbreekt of is zeer beperkt. In huidige hydrologische meetnetten ontbreken vaak locaties voor het meten van waterstand en stijghoogten op de plekken met de sterkste vernattingseffecten (meetpunten staan op drogere plekken). Door het stoppen van hydrologische monitoring bij natuurbeheerders is het ook lastig effecten van vernattingsmaatregelen te evalueren. Beekpeilen worden eveneens nauwelijks structureel gemonitord waardoor bijvoorbeeld ook de lange termijneffecten van maatregelen voor

beekpeilverhoging niet geëvalueerd kunnen worden. De ontwikkeling van maaiveldhoogte wordt helemaal niet gevolgd. Om lange termijn effecten in vernatte beekdalen met veen goed te kunnen volgen is het zinvol om voor een aantal beekdalgebieden lang lopende meetnetten op te zetten gekoppeld aan periodieke evaluatie.

Veeenvorming

Op dit moment is onduidelijk of vernatting in beekdalvenen leidt tot het hervatten veeenvorming. Onderzoek aan de biogeochemie in vernatte beekdalen duidt op een hoge anaerobe afbraak op vernatte locaties met veen, zeker in ijzerrijke venen (Emsens et al. 2016). In het casestudiegebied wordt na ca. 20 jaar vernatting nauwelijks recent gevormd veen van weinig gehumificeerde plantenresten teruggevonden in de toplaag. Met gedetailleerd paleontologisch onderzoek kan meer inzicht worden verkregen of veeenvorming optreedt. Met meting van aan de gasuitwisseling van vernatte locaties kan ook worden vastgesteld of vernatte locaties netto koolstof opslaan of verliezen.

5. Literatuur

- Abbott, M. B., J. C. Bathurst, J. A. Cunge, P. E. O'Connell & J. Rasmussen (1986). An introduction to the European Hydrological System — Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 2: Structure of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology* 87:61-77.
- Aggenbach, C.J.S., R. Bekker, U. Vegter & H. de Vries (2009) Perspectieven voor herstel van beekdallandschappen. *De Levende Natuur*. 110(3):138-142.
- Aggenbach, C.J.S (2011). Ecologische analyse ten behoeve van Natura 2000 beheerplan Drentse Aa. Staatsbosbeheer.
- Aggenbach C, Emsens WJ, Cirkel DG, Smolders AJP, Stuyfzand PJ, Diggelen R van (2013) Onderzoek aan biochemie en experimentele maatregelen voor het herstel van beekdalvenen. Rapport 1e fase. OBN 2012-29-BE.
- Aggenbach C.J.S., R.C.M. Verdonchot, H.H. de Vries, D. Groenendijk, J.P. Dijkstra & R. van Diggelen (2013). Effecten van maaibeheer op kleine zeggenmoerassen in beekdalen. Effecten op vegetatiestructuur, microtopografie en faunagemeenschappen. 2014/OBN183-BE, Directie Kennis en Innovatie, Ministerie van Economische Zaken, Landbouw en Innovatie, Den Haag.
- Aggenbach C.J.S., N. Desmet, Y. Lizner, J. Patyn, F. Vanderhaeghe & R. Van Diggelen (2014). Ecohydrologische studie SBZ-H De Maten. ECOBE 014-R182 hoofdrapport en bijlagenrapport. Onderzoeksgroep Ecosysteembeheer ECOBE/ VITO/ INBO, Antwerpen.
- Aggenbach C.J.S., P.P. Schollema, A. Grootjans, P. Hendriks, H. Jager (2015). De waterhuishouding als bepalende factor voor natuur in de Drentsche Aa. *De Levende Natuur* 116(3): 98-103.
- Aggenbach, C.J.S & D.G. Cirkel (2017). Analyse van actuele en vereiste kwelfluxen voor basenminnende habitattypen in Stroothuizen en Punthuizen. KWR 2016.115, KWR Watercycle Research Institute, Nieuwegein.
- Aggenbach, C.J.S., E. Seeber & R. van Diggelen (2020). Effecten van maaibeheer op kleine zeggenmoerassen in beekdalen: Monitoring 2019 niet-maaien experiment Drentse Aa. Rapport Monitoring OBN-20-BE xxx, VBNE/ Paludosa Research/ ECOBE Universiteit Antwerpen.
- Allen, R.G., Raes, D., Pereira, L.S. & Smith, M. (1998) Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and drainage paper 56. FAO - Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, Italy.
- Allmaras, R.R., Burwell, R.E., Larson, W.E. & Holt, R.F. (1966). Total porosity and random roughness of the interrow zone as influenced by tillage. *USDA Conserv. Res. Rep.*, 7:1-14.
- Anibas, C., K. Buis, R. Verhoeven, P. Meire & O. Batelaan (2011). A simple thermal mapping method for seasonal spatial patterns of groundwater-surface water interaction. *Journal of Hydrology* 397:93-104.
- Anibas C, Verbeiren B, Buis K, Chormanski J, De Doncker L, Okruszko T, Meire P, Batelaan O (2012) A hierarchical approach on groundwater-surface water interaction in wetlands along the upper Biebrza River, Poland. *Hydrol Earth Syst Sci* 16, 2329-2346. doi:10.5194/hess-16-2329-2012
- Appels, W.M., Bogaart, P.W. & van der Zee, S.E.A.T.M. (2011) Influence of spatial variations of microtopography and infiltration on surface runoff and field scale hydrological connectivity. *Advances in Water Resources*, 34, 303-313.
- Baird AJ, Waldron S (2003) Shallow horizontal groundwater flow in peatlands is reduced by bacteriogenic gas production. *Geophys Res Let* 30 HLS2-1 – HLS 2-4
- Baird, A.J., Surridge, B.W.J. & Money, R.P. (2004) An assessment of the piezometer method for measuring the hydraulic conductivity of a *Cladium mariscus* - *Phragmites australis* root mat in a Norfolk (UK) fen. *Hydrol. Process.*, 18, 275-291.
- Bartholomeus, R.P., Witte, J.-P.M., van Bodegom, P.M., van Dam, J.C. & Aerts, R. (2008) Critical soil conditions for oxygen stress to plant roots: Substituting the Feddes-function by a process-based model. *Journal of Hydrology*, 360, 147-165.
- Beckwith CW, Baird AJ (2001) Effect of biogenic gas bubbles on water flow through poorly decomposed blanket peat. *WRR* 37, 551-558.
- Beringer, J., Lynch, A.H., Chapin, F.S., Mack, M. & Bonan, G.B. (2001) The representation of arctic soils in the land surface model: The importance of mosses. *Journal Of Climate*, 14, 3324-3335.
- Beven, K.J. (1996). A discussion of distributed modelling, Chapter 13A, In: *Distributed Hydrological Modelling*, J-C. Refsgaard. and M.B. Abbott (Eds.) Kluwer, Dordrecht, 255-278.
- Beven, K.J. (2000). On the future of distributed modelling in hydrology, *Hydrol.Process. (HPToday)*, 14, 3183-3184

- Blok, D., Heijmans, M.M.P.D., Schaepman-Strub, G., van Ruijven, J., Parmentier, F.J.W., Maximov, T.C. & Berendse, F. (2011) The Cooling Capacity of Mosses: Controls on Water and Energy Fluxes in a Siberian Tundra Site. *Ecosystems*, 14, 1055-1065.
- Boelter, D.H. (1969) Physical Properties of Peat as Related to Degree of Decomposition. *Soil Science Society of America*, 33, 606-609.
- Bragazza, L. & R. Gerdol. 1999. Hydrology, groundwater chemistry and peat chemistry in relation to habitat conditions in a mire on the South-eastern Alps of Italy. *Plant Ecology* 144:243-256.
- Bronswijk, J.J.B. (1988) Modeling of water balance, cracking and subsidence of clay soils. *Journal of Hydrology*, 97, 199-212.
- Burny, J. (1999). Bijdrage tot de historische ecologie van de Limburgse Kempen (1910-1950). Twee honderd gesprekken samengevat. Reeks XLII aflevering 1, Natuurhistorische Genootschap Limburg.
- Chason DB, Siegel DI (1986) Hydraulic conductivity and related physical properties of peat, loast river peatland, northern Minnesota. *Soil Science* 142: 91-99.
- Darboux, F., P. Davy & C. Gascuel-Oudoux (2002). Effect of depression storage capacity on overland-flow generation for rough horizontal surfaces: Water transfer distance and scaling. *Earth Surface Processes and Landforms* 27:177-191.
- De Bakker & W.P Locher (1990). *Bodemkunde van Nederland*. 2: Bodemgeografie. Den Bosch, Malmberg.
- Dunne, T., and R. D. Black. 1970. An experimental investigation of runoff production in permeable soils. *Water Resources Research* 6:478-8.
- Edom F, Munch A, Dittrich I, Peters R (2010) Hydromorphological analysis and water balance modeling of ombro- and mesotrophic peatlands. *Adv Geosci* 27: 131-137. DOI: 10.5194/adgeo-27-131-2010.
- Emsens, W.-J., C.J.S Aggenbach, D.G. Cirkel, A.J.P. Smolders, P.J. Stuyfzand & R. van Diggelen (2016). Onderzoek aan biochemie en experimentele maatregelen voor het herstel van beekdalvenen. Eindrapport. 2016/ OBN204-BE, Vereniging van Bos- en Natuureigenaren. Driebergen.
- Farrick, K. K. & J. S. Price (2009). Ericaceous shrubs on abandoned block-cut peatlands: Implications for soil water availability and Sphagnum restoration. *Ecohydrology* 2:530-540.
- Fritz C (2006) Surface oscillation in peatlands: how variable and important is it? Master thesis, University of Waikato.
- Glaser PH, Chanton JP, Morin P, Rosenberry DO, Siegel DI, Ruud O, Chasar LI, Reeve AS (2004) Surface deformations as indicators of deep ebullition fluxes in a large northern peatland. *Global Biogeochemical cycles* 18, 1-15, DOI: 10.1029/2003GB002069
- Glaser, P., Siegel, D., Reeve, A. & Chanton, J. (2006) Hydrogeology of major peat basins in North America. *Developments in Earth Surface Processes*, 9, 347-376. Glime, 2007
- Gnatowski, T., J. Szatyłowicz, T. Brandyk and C. Kechavarzi (2010). Hydraulic properties of fen peat soils in Poland. *Geoderma* 154(3-4): 188-195.
- Grover SPP, Baldock JA (2013) The link between peat hydrology and decomposition. *Beyond von Post. J of Hydrol* 479, 130-138. doi:10.1016/j.jhydrol.2012.11.049
- Grygoruk M, Batelaan O, Miroslaw-Swiatek D, Szatyłowicz J, Okroszko T (2014) Evapotranspiration of bush encroachments on a temperate mire meadow – a nonlinear function of landscape composition and groundwaterflow. *Ecol Engin* 73, 598-607. DOI: 10.1016/j.ecoleng.2014.09.041.
- Haskoning (1995). Onderzoek naar het dynamisch gedrag van grondwatersystemen. Stroomgebied Drentse Aa. Rapport 1995/4K, Haskoning/ Provincie Drentse Aa.
- Hayward, P.M. & Clymo, R.S. (1982) Profiles of Water-Content and Pore-Size in Sphagnum and Peat, and Their Relation to Peat Bog Ecology. *Proceedings of the Royal Society of London Series B-Biological Sciences*, 215, 299-325.
- Herbst, M., and L. Kappen. 1999. The ratio of transpiration versus evaporation in a reed belt as influenced by weather conditions. *Aquatic Botany* 63:113-125.
- Hillel, D. (2004) Introduction to environmental soil physics. Elsevier Academic Press, Amsterdam, NL. Hofstra, R. (2014). Project "Beek op peil". Effecten van inbreng van bomen en open dammen in het Gasterensche Diep. Dienst Landelijk Gebied, Min. LNV.
- Holden, J. and T. P. Burt (2003). Hydrological studies on blanket peat: The significance of the acrotelm-catotelm model. *Journal of Ecology* 91(1): 86-102.
- Huybrechts, W., Batelaan, O., De Becker, P., Joris, I. and van Rossum, P. (2002). Ecohydrologisch onderzoek waterrijke vallei-ecosystemen VLINA96/03. In Vlaams Impulsprogramma Natuurontwikkeling, Eindverslag resultaten, Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap, AMINAL, 281-290 pp.
- Hvorslev, J. (1951) Time Lag and Soil Permeability in Groundwater Observations, *Waterways Experimental Station Bulletin* 36.
- Ingram, H.A.P. (1978) Soil layers in mires: Function and terminology. *Journal of Soil Science*, 29, 224-227.

- Ingram, H.A.P. (1983) Hydrology. Ecosystems of the world. 4A. Mires: swamp, bog, fen and moor. General studies (ed. by A.J.P. Gore). Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.
- Ivanov, K.E., Thomson, A. & Ingram, H.A.P. (1981) Water movement in Mirelands. Academic Press, London, UK.
- Jung, J., S. C. Lee & H. K. Choi (2008). Anatomical Patterns of Aerenchyma in Aquatic and Wetland Plants. *Journal of Plant Biology* 51:428-439.
- Mohamed, A.M.A.E., M.A.-Z. Majed, S. P. O. Chandra, Y. Hiroshi & G. Liu (2020). Estimation of surface depression storage capacity from random roughness and slope. *Water SA* 46.
- Kamphorst, E. C., V. Jetten, J. Guerif, J. Pitkanen, B. V. Iversen, J. T. Douglas & A. Paz. (2000). Predicting depressional storage from soil surface roughness. *Soil Science Society of America Journal* 64:1749-1758.
- Kellner E, Halldin S, 2002. Water budget surface-layer water storage in a Sphagnum bog in Central Sweden. *Hydrol Proces* 16, 87-103.
- Kellner E, Waddington JM, Price JS (2005) Dynamics of biogenic gas bubbles in peat: potential effects on water storage and peat deformation. *Water Resour Res* 41, 1-12 . DOI: 10.1029/2004WR003732.
- Kennedy, G. W. & J. S. Price. (2005). A conceptual model of volume-change controls on the hydrology of cutover peats. *Journal of Hydrology* 302:13-27.
- Klaassen, W., F. Bosveld & E. de Water (1998). Water storage and evaporation as constituents of rainfall interception. *Journal of Hydrology* 212:36-50.
- Kooijman, G. & R. van Dongen (2016). Landschapsecologische systeemanalyse en herstelplan Rheezermaten. Staatsbosbeheer. Deventer.
- Kotowski, W., E. Jablonska & H. Bartoszek (2013). Conservation management in fens: Do large tracked mowers impact functional plant diversity? *Biological Conservation* 167:292-297.
- Liu, H. J. & B. Lennartz (2019). Hydraulic properties of peat soils along a bulk density gradient-A meta study. *Hydrological Processes* 33:101-114.
- Van de Leur, D.K. (1958) A study of non-steady groundwater flow with special reference to a reservoir coefficient. *De Ingenieur*, B87-B94.
- Lammerts, E.J., H. Offringa, R. Postma & W. Winter (2015) Het Drentsche Aa-gebied: een voortdurende uitdaging voor het terreinbeheer. 116(3): 92-97.
- Limpens, J., Holmgren, M., Jacobs, C.M.J., Van der Zee, S.E.A.T.M., Karofeld, E. & Berendse, F. (2014) How Does Tree Density Affect Water Loss of Peatlands? A Mesocosm Experiment. *PLoS ONE*, 9, e91748.
- Maes D., De Becker P., Denys L., Packet J. & De Keersmaeker L. (2018). PAS-Gebiedsanalyse in het kader van herstelmaatregelen voor BE2200029 Vallei- en brongebieden van de Zwarte Beek, Bolisserbeek en Dommel met heide en vengebieden. Rapporten van het Instituut voor Natuur- en Bosonderzoek 2018 (17). Instituut voor Natuur- en Bosonderzoek, Brussel. DOI: doi.org/10.21436/inbor.14122244
- Magnago, L.F.S., Rocha, M.F., Meyer, L., Martins, S.V. & Meira-Neto, J.A.A. (2015) Microclimatic conditions at forest edges have significant impacts on vegetation structure in large Atlantic forest fragments. *Biodiversity and Conservation*, 24, 2305-2318.
- McCarter, C.P.R. & Price, J.S. (2014) Ecohydrology of Sphagnum moss hummocks: mechanisms of capitula water supply and simulated effects of evaporation. *Ecohydrology*, 7, 33-44.
- Moene, A.F. & Van Dam, J.C. (2014) Transport in the atmosphere-vegetation-soil continuum. Cambridge University Press.
- Moore PA, Morris PJ, Waddington JM (2015) Multi-decadal water table manipulation alters peatland hydraulic structure and moisture retention. *Hydrological Processes* 29, 2970-2982. DOI: 10.1002/hyp.10416
- Morris, P. J., J. M. Waddington, B. W. Benscoter and M. R. Turetsky (2011). Conceptual frameworks in peatland ecohydrology: Looking beyond the two-layered (acrotelm-catotelm) model. *Ecohydrology* 4(1): 1-11.
- Morris PJ, Baird AJ, Belyea LR (2015) Bridging the gap between models and measurements of peat hydraulic conductivity. *Water Resources Research* 51: 5353-5364. DOI: 10.1002/2015WR017264
- Nijp, J.J., Limpens, J., Metselaar, K., van der Zee, S., Berendse, F. & Robroek, B.J.M. (2014) Can frequent precipitation moderate the impact of drought on peatmoss carbon uptake in northern peatlands? *New Phytologist*, 203, 70-80.
- Nijp, J.J. (2015) Fine scale ecohydrological processes in northern peatlands and their relevance for the carbon cycle. PhD thesis, Wageningen University, Wageningen.
- Nijp, J.J., Metselaar, K., Limpens, J., Gooren, H.P.A. & van der Zee, S.E.A.T.M. (2017) A modification of the constant-head permeameter to measure saturated hydraulic conductivity of highly permeable media. *MethodsX*, 4, 134-142.
- Nijp, J.J., Metselaar, K., Limpens, J., Teutschbein, C., Peichl, M., Nilsson, M.B., Berendse, F. & van der Zee, S.E.A.T.M. (2017) Including hydrological self-regulating processes in peatland models: effects on peatmoss drought projections. *Science of The Total Environment*, 580, 1389-1400.

- Nijp, J.J., Metselaar, K., Limpens, J., Bartholomeus, H.M., Nilsson, M.B., Berendse, F. & van der Zee, S.E.A.T.M. (2019) High-resolution peat volume change in a northern peatland: Spatial variability, main drivers, and impact on ecohydrology. *Ecohydrology*, 0, e2114.
- Nützmann, G., C. Levers & J. Lewandowski (2014). Coupled groundwater flow and heat transport simulation for estimating transient aquifer-stream exchange at the lowland River Spree (Germany). *Hydrological Processes* 28:4078-4090.
- Moul, E.T., & M.F. Buell (1955). Moss cover and rainfall interception in frequently burned sites in the New Jersey pine barrens. *Torrey Bot. Club, Bull.* 82(3): 155-162.
- Overbeck F & H. Happach (1957). Über das Wachstum und den Wasserhaushalt einiger Hochmoorsphagnen. *Flora* 144: 335-402.
- Peichl, M., Sagerfors, J., Lindroth, A., Buffam, I., Grelle, A., Klemetsson, L., Laudon, H. & Nilsson, M.B. (2013). Energy exchange and water budget partitioning in a boreal minerogenic mire. *Journal of Geophysical Research - Biogeosciences*, 118, 1-13.
- Penman, H.L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society of London*, 193, 120-146.
- Price J.S. (1992). Blanket bog in Newfoundland: 2. Hydrological processes. *Journal of Hydrology* 135: 103-119.
- Price J.S., P.N. Whittington, D.E. Elrick, M. Strack, N. Brunet & E. Faux (2008). A method to determine unsaturated hydraulic conductivity in living and undecomposed moss. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 72(2):487-491.
- Price JS, Schlozhauser SM (1999) Importance of shrinkage and compression in determining water storage changes in peat: the case of a mined peatland. *Hydrol Process* 13, 2591-2601.
- Price, J.S., Elrick, D.E., Strack, M., Brunet, N. & Faux, E. (2008) A method to determine unsaturated hydraulic conductivity in living and undecomposed *Sphagnum* moss. *Soil Science Society Of America Journal*, 72, 487-491.
- Proctor, M.C.F. & Tuba, Z. (2002) Tansley Review No. 141. Poikilohydry and Homoihydry: Antithesis or Spectrum of Possibilities? *New Phytologist*, 156, 327-349.
- Reeve, A. S., D. I. Siegel & P. H. Glaser (2000). Simulating vertical flow in large peatlands. *Journal of Hydrology* 227:207-217.
- Reeve, A. S., P. H. Glaser and D. O. Rosenberry (2013). Seasonal changes in peatland surface elevation recorded at GPS stations in the Red Lake Peatlands, northern Minnesota, USA. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* 118(4): 1616-1626.
- Reeve AS, Evensen R, Glaser PH, Siegel D, Rosenberry D (2006) Flow path oscillations in transient groundwater simulations of large peatland systems. *J of Hydr* 316. Doi: doi:10.1016/j.jhydrol.2005.05.005
- Schollema, P.P., 2002. Vooruitgang door voordren? Een studie naar de effecten van voordren in het Gasterensche Diep. *Afstudeerverslag Hogeschool Zeeland, Vlissingen & Waterschap Hunze en Aa's, Veendam.*
- Romanov, V.V.e. (1968) *Hydrophysics of bogs.*
- Ronkanen, A. K. & B. Klove (2007). Use of stable isotopes and tracers to detect preferential flow patterns in a peatland treating municipal wastewater. *Journal of Hydrology* 347:418-429.
- Sophocleous, M. (2002). Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeology Journal* 10:52-67.
- Rosa E, Larocque M (2008). Investigating peat hydrological properties using field and laboratory methods: application to the Lanoraie peatland complex (Southern Quebec, Canada). *Hydr Proc* 22, 1866-1875. DOI: 10.1002/hyp.6771
- Rossi, PM, Ala-aho P, Doherty J, Klove B (2014) Impact of peatland drainage and restoration on esker groundwater resources: modeling future scenarios for management. *Hydr. Geol Jour.* DOI 10.1007/s10040-014-1127-z
- Rossi, PM, Ala-aho P, Ronkanen, A, Klove B (2013) Groundwater-surface water interaction between an esker aquifer and a drained fen. *J. of Hydr.* 432-433, 52-60. doi:10.1016/j.jhydrol.2012.02.026
- Rycroft, D.W., Williams, D.J.A. & Ingram, H.A.P. (1975) The Transmission of Water Through Peat: II. Field Experiments. *Journal of Ecology*, 63, 557-568.
- Rycroft, D.W., Williams, D.J.A. & Ingram, H.A.P. (1975) The Transmission of Water Through Peat: I. Review. *Journal of Ecology*, 63, 535-556.
- Rydin, H. 1985. Effect of water level on desiccation of sphagnum in relation to surrounding Sphagna. *Oikos* 45:374-379.
- Schaminée, J., C. Aggenbach, B. Crombaghs, M. de Haan, P. Hommel, F. Smolders, W. Verberk, R. de Waal, M. Wallis de Vries & E. Weeda (2009). *Preadvies beekdalen heuvellandschap. Rapport-OBN 2009/dk108-O, Alterra/ Stichting Bargerveen/ Bware, Kiwa/ De Vlinderstichting.*
- Schipper, P.C. & J.G. Streefkerk, 1993. Van stroomdal naar droomdal. Integratie van hydrologisch en oecologisch onderzoek ten behoeve van het beheer in de Drentse Aa. *Rapport, Staatsbosbeheer afdeling Terreinbeheer, Driebergen.*

- Schipper AM, Zeefat R, Tanneberger F, Zuidam JP van, Hahne W, Schep SA, Loos S, Bleuten W, Joosten H, Lapshina ED, Wassen MJ (2007) Vegetation characteristics and eco-hydrological processes in a pristine mire in the Ob River valley (Western Siberia). *Plant Ecol* 193: 131-145. Doi: 10.1007/s11258-006-9253-x
- Schothorst, C.J. (1977) Subsidence of low moor peat soils in the western Netherlands. *Geoderma*, 17, 265-291.
- Schouwenaars, J.M. & Gosen, A.M. (2007) The sensitivity of Sphagnum to surface layer conditions in a re-wetted bog: a simulation study of water stress. *Mires and peat*, 2, 1-19.
- Spek, Th. (2004). Het Drentse Estdorpenlandschap; een historisch-geografische studie. Proefschrift. Spijksma, J.F.M., A.J. Dolman & J.M. Schouwenaars (1992). De parametrisatie van de verdamping van natuurterreinen in hydrologische modellen. Nationaal Onderzoeksprogramma Verdroging, Thema 4. Vakgroep Fysische Geografie Rijksuniversiteit Groningen/ Staring Centrum.
- Stofberg, S.F., van Engelen, J., Witte, J.-P.M. & van der Zee, S.E. (2016) Effects of root mat buoyancy and heterogeneity on floating fen hydrology. *Ecohydrology*, 9, 1222-1234.
- Strack, M., Waddington, J.M., Lucchese, M.C. & Cagampan, J.P. (2009) Moisture controls on CO₂ exchange in a Sphagnum-dominated peatland: results from an extreme drought field experiment. *Ecohydrology*, 2, 454-461.
- Succow M & H. Joosten (2001) *Landschaftsökologische Moorkunde*. ISBN 3-510-65198-7.
- Surridge, B.W.J., Baird, A.J. & Heathwaite, A.L. (2005) Evaluating the quality of hydraulic conductivity estimates from piezometer slug tests in peat. *Hydrological Processes*, 19, 1227-1244.
- Thill, L. (2011) Relating morphological characteristics to hydrological properties of Sphagnum carpets, MSc Thesis, Wageningen. Wageningen University.
- Wagner, D.J. & Titus, J.E. (1984) Comparative Desiccation Tolerance Of 2 Sphagnum Mosses. *Oecologia*, 62, 182-187.
- Van den Berg, H. (2018). Grondwatermodellering De Bruuk. Geohydrologische effectberekening Maatregelenpakket PAS De Bruuk 2018. SWNL0229503, SWECO.
- Van der Ploeg, M.J., Appels, W.M., Cirkel, D.G., Oosterwoud, M.R., Witte, J.P.M. & van der Zee, S.E.A.T.M. (2012) Microtopography as a Driving Mechanism for Ecohydrological Processes in Shallow Groundwater Systems. *Vadose Zone Journal*, 11, -.
- Van der Schaaf, S. (2004). A single well pumping and recovery test to measure in situ aquifer transmissivity in raised bogs. *Journal of Hydrology* 290:152-160.
- Van Diggelen, R., C. Aggenbach, W.-J. Emsens, A. Klimkowska, Y. Liczner, E. Verbruggen (2019). Herstelbaarheid van verdroogde beekdaltrilvenen. Status van Nederlandse veenterreinen in een Europese context. Rapport Monitoring OBN-20-BE, VBNE/ ECOBE 019-R234, Universiteit Antwerpen.
- Van Genuchten, M.T. (1980) A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44, 892-898.
- Van Loon AH, Schot PP, Griffioen J, Bierkens MFP, Wassen MJ (2009a) Palaeo-hydrological reconstruction of a managed fen area in The Netherlands. *J of Hydr* 378, 205-217, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.09.014
- Van Loon AH, Schot PP, Griffioen J, Bierkens MFP, Batelaan O, Wassen MJ (2009b) Throughflow as a determining factor for habitat contiguity in a near-natural fen. *J of Hydr* 379, 30-40. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.09.041
- Van Loon AH, Schot PP, Bierkens MFP, Griffioen J, Wassen MJ (2009c) Local and regional impact of anthropogenic drainage on fen contiguity. *Hydrol Earth Syst Sci* 13, 1837-1848.
- Von Asmuth, J.R., K. Maas, M. Knotters & Leunk, I. (2010) *Menyanthes User Manual - Version 1.9.3*, Nieuwegein. KWR.
- Voortman, B.R., Bartholomeus, R.P., van Bodegom, P.M., Gooren, H., van der Zee, S.E. & Witte, J.P.M. (2014) Unsaturated hydraulic properties of xerophilous mosses: towards implementation of moss covered soils in hydrological models. *Hydrological processes*, 28, 6251-6264.
- Voortman, B.R., Y. Fujita, R.P. Bartholomeus, C.J.S. Aggenbach & J.P.M. Witte (2017). How the evaporation of dry dune grasslands evolves during the concerted succession of soil and vegetation. *Ecohydrology* 10.
- Vos, P., M. van der Meulen, H. Weerts en J. Bazelmans 2018: *Atlas van Nederland in het Holoceen. Landschap en bewoning vanaf de laatste ijstijd tot nu*, Amsterdam (Prometheus).
- Waddington J.M., Morris P.J., Kettridge N., Granath G., Thompson D.K. & Moore, P.A. (2015) Hydrological feedbacks in northern peatlands. *Ecohydrol* 8, 113-127.
- Wassen MJ, Joosten JHJ (1996) In search for a hydrological explanation for vegetation changes along a fen gradient in the Biebrza Upper Basin (Poland). *Vegetatio* 124, 191-209.
- Whittington PN, Price JS (2006) The effects of water table draw-down (as a surrogate for climate change) on the hydrology of a fen peatland, Canada. *Hydrol Proc* 17, 3589-3600.

Williams, D., Cable, W., Hultine, K., Hoedjes, J., Yepez, E., Simonneaux, V., Er-Raki, S., Boulet, G., De Bruin, H. & Chehbouni, A. (2004) Evapotranspiration components determined by stable isotope, sap flow and eddy covariance techniques. *Agricultural and Forest Meteorology*, 125, 241-258. Witte JPM,

Zaadnoordijk WJ, Cirkel DG, Leunk I, Aarts HFM (2015) Grondwateraanvulling en achtergrondverlaging in de provincie Noord-Brabant. KWR, Nieuwegein, BTO 2015.055.

Wolejko, L., C.J.S. Aggenbach, R. van Diggelen & A.P. Grootjans (1994). Vegetation and hydrology in a spring mire complex in Western Pomerania, Poland. *Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen* 97(2) p.219-245, Amsterdam.

Vorob'ev P.K. (1963). Investigations of water yield of low lying swamps of western Siberia. *Soviet Hydrology: Selected Papers* 3: 226±252

Bijlage 1

Beïnvloedingsfactoren verdamping

Het vochtverlies door evapotranspiratie wordt naast de beschikbare hoeveelheid water in de bodem sterk beïnvloedt door de meteorologische condities rondom de plant: het microklimaat. Inkomende straling, luchttemperatuur, luchtvochtigheid, en windsnelheid kwantificeren dit microklimaat en sturen verdamping (Allen et al., 1998). Verdamping neemt toe met meer straling, een hogere luchttemperatuur, en/of hogere windsnelheid, maar neemt af met hogere luchtvochtigheid. Hoe droger de lucht, hoe groter het verschil in dampspanning tussen binnenkant blad en de atmosfeer, en hoe groter de atmosferische vraag naar water is.

Naast deze weersfactoren speelt de morfologie van planten (grootte, orientatie, reflectie, en verdeling van bladeren) een belangrijke rol (Allen et al., 1998). Bij een lage vegetatiebedekking zal daarnaast de transpiratie of interceptieverdamping laag zijn. De typische seizoensfluctuatie in neerslagoverschot wordt dus niet alleen gestuurd doordat het 'mooier' weer is (meer zonnestraling en warmer), maar ook door de seizoensdynamiek in verdampend oppervlak door plantengroei. De Leaf Area Index (LAI) wordt vaak gebruikt om de relatie tussen vegetatiebedekking en verdamping te leggen. Echter, een deel van het bladweefsel draagt niet bij aan verdamping, door afsterving of andere functie (structuur en stevigheid). Onder dezelfde weersomstandigheden kan de verdamping van verschillende planten dus flink verschillen. Niet alleen de morfologie van individuele planten, maar de gehele vegetatiestructuur beïnvloedt verdamping en de verdeling tussen verschillende verdampingscomponenten (zie ook sectie 2.4.4).

Metten van verdamping

Verdamping is een van de lastigste componenten om te meten in de waterbalans. Dit komt door de afhankelijkheid van microklimatologische omstandigheden en vegetatiestructuur, die beide sterk variëren in de ruimte en de tijd, en erg lastig meetbaar zijn. Verdamping kan worden gemeten als verandering in gewicht met lysimeters (als restcomponent van de waterbalans) (Hillel, 2004), op basis van de energiebalans (verdamping kost energie) isotopen analyse (Williams et al., 2004), het meten van gasfluxen met kamers (Dugas et al., 1997), (Todd et al., 2000), op basis van simultane metingen van waterdampconcentratie en verticale windsnelheid (eddy-covariantie) (Peichl et al., 2013), of door het meten van turbulente luchtbeweging met scintillometers (Hemakumara et al., 2003). De laatste twee technieken zijn geschikt voor grotere gebieden (~100-500 m), en middelen ruimtelijke verschillen uit, terwijl de eerder genoemde technieken juist geschikt zijn om per lokaal ecosysteemtype verdamping te bepalen. Verder kan met behulp van infrarood-satellietbeelden de oppervlaktetemperatuur bepaald worden en daarmee verdamping ruimtelijk in beeld worden gebracht (Allen et al., 2005).

Modelleren van verdamping

Omdat bovengenoemde metingen over het algemeen veel tijd, moeite en geld kosten, en om te bepalen hoe veranderingen in waterhuishouding of klimaat potentieel doorwerken op verdamping en terugkoppelen op hydrologie, zijn rekenmethoden ontwikkeld om verdamping te schatten op basis van standaard weersgegevens en eigenschappen van een referentiegewas. In een vervolgstap kan de verdamping van een referentiegewas vertaald worden naar verdamping van de gewenste vegetatie. In Nederland is de Makkink benadering (nog) de standaard rekenmethode (Schuurmans et al., 2010); internationaal is dat de Penman-Monteith vergelijking (Allen et al., 1998; Penman, 1948). In beide formuleringen is de energiebalans van de atmosfeer het fundamentele uitgangspunt:

$$\lambda E = R_n - H - G \quad (\text{Vergelijking 2-1})$$

Waarin:

E : Verdampingsflux ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)

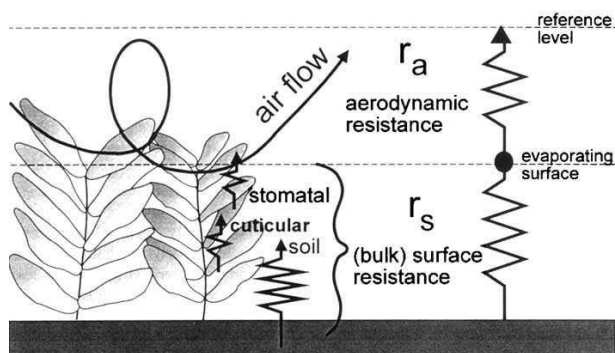
λ : Verdampingswarmte van water ($2.45 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$)

R_n : Netto straling ($W\ m^{-2}$)
 H : Voelbare warmteflux ($W\ m^{-2}$)
 G : Bodemwarmteflux ($W\ m^{-2}$)

Uit deze vergelijking blijkt dat alle beschikbare inkomende energie in de vorm van straling (R_n) wordt gebruikt voor drie processen: opwarming van de atmosfeer (H), opwarming van de bodem (G), en verdamping van water (λE). De bodemwarmteflux wordt op dagbasis vaak gelijk gesteld aan 0 doordat de warmte die overdag wordt aangevoerd 's nachts weer wordt afgevoerd. De warmtefluxen worden beïnvloedt door eigenschappen van het gewas, weersfactoren en waterbeschikbaarheid.

Penman-Monteith

Met de internationaal gestandaardiseerde Penman-Monteith rekenmethode (Allen et al., 1998) kan verdamping worden geschat op basis van temperatuur, netto straling, luchtvochtigheid, en windsnelheid. Deze verdamping is de **potentiele verdamping van een referentiegewas zonder vochtstress (ET_0 ; mm/d)**. Dit referentiegewas is 0.12 m hoog gemaaid gras zonder droogte of zuurstofstress, met een albedo van 0.23 (Allen et al., 1998). De benadering met een referentiegewas is nodig omdat de hierboven beschreven eigenschappen van vegetatie (fysiologie, structuur en morfologie) in sterke mate de verdamping bepalen, maar te complex zijn om te kwantificeren en zeer sterk variëren per vegetatie en tijdstip. De bladerdek-eigenschappen worden meegenomen als twee in serie geschakelde weerstanden die het transport tussen bladerdek + bodem en atmosfeer beschrijven: de oppervlakteweerstand en de aerodynamische weerstand (Figuur 2-12). De oppervlakteweerstand beschrijft de weerstand die waterdamp ondervindt bij het transport van binnenkant blad en bodemoppervlak tot de bovenkant van het bladerdek. De aerodynamische weerstand bepaald de afvoer van waterdamp boven het bladerdek, en wordt beïnvloedt door luchtvochtigheid, windsnelheid, en de ruwheid van het bladerdek (Allen et al., 1998). Een alternatieve veelgebruikte potentiele referentieverdamping voor ET_0 is de verdamping van open water.



Figuur 2.12. Links: Verdampingscomponenten in natuurlijke vegetaties. Rechts: Schematisatie stomata (huidmondje) in bovenzijde blad. Gekopieerd uit Allen et al. (1998).

Tot dusver kan het effect van weersfactoren op de potentiele verdamping van een referentiegewas (ET_0) worden bepaald. Om deze te vertalen naar verdamping van beekdalvegetatie worden zogenoemde gewasfactoren gebruikt (K_c ; -). Zo kan de **potentiele verdamping van een specifieke vegetatie (ET_c ; c van crop)** berekend worden:

$$ET_c = K_c \cdot ET_0 \quad (\text{Vergelijking 2-2})$$

Voor landbouwgewassen is veel onderzoek gedaan naar dergelijke gewasfactoren en zijn overzichten gepresenteerd in tabelvorm. Ook voor vegetatie in beekdalvenen is onderzoek gedaan

naar 'gewasfactoren' (Zie Tabel 2-4 ¹ voor een literatuuroverzicht uitgevoerd door Spieksma et al. (1996)). Met een homogene bedekking van een monocultuur zijn gewasfactoren goed te gebruiken voor landbouwtoepassingen. Voor natuurlijke vegetaties is dit echter lastiger, gezien de plantensamenstelling en vegetatiestructuur per sterk kan verschillen. Het is dus de vraag in hoeverre de gewasfactoren voor laagveenmoerassen in Tabel 2-4 algemeen toepasbaar zijn. Over het algemeen lijkt de verdamping van vegetaties met meer biomassa (riet en lisdodde) het hoogst en groter dan open water verdamping te zijn, terwijl kleine zeggevegetaties en mosgedomineerde systemen een lagere verdamping dan open water hebben.

Naast de correctie voor vegetatietype dient ook rekening gehouden te worden met vochtstress, beheer, en seizoensdynamiek om uiteindelijk te komen tot de **actuele verdamping ET_a**. Hiervoor kan ET_c verder worden uitgebreid met een vochtreductie functie ($f(\theta)$; 0 – 1) en een seizoensafhankelijke gewasfactor ET_c(t):

$$ET_a = f(\theta) \cdot K_c(t) \cdot ET_o \quad (\text{Vergelijking 2-3})$$

Deze vochtreductiefunctie (zie Fig. 2.13 voor een voorbeeld) kan geschreven worden als functie van grondwaterstand als proxy voor vochtgehalte, maar is directer indien vochtgehalte in de wortelzone (of moslaag) gebruikt wordt. Zoals eerder vermeld zijn veenplanten aangepast aan natte habitats middels aerenchyma, en zullen daarom beter bestand zijn tegen hypoxia dan soorten van droge habitats.

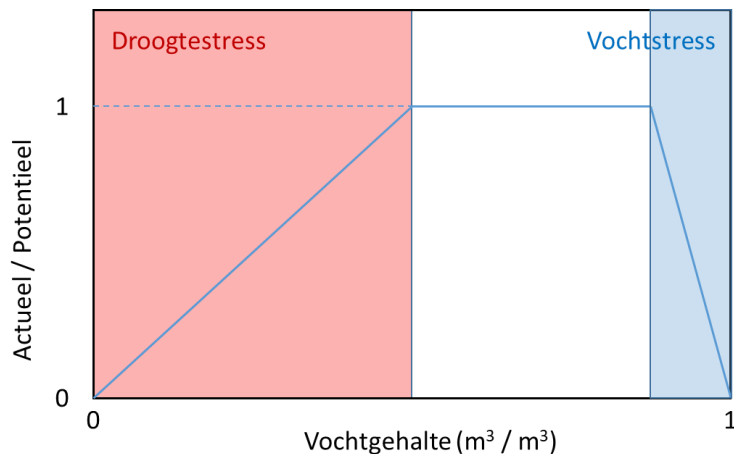
¹ De in Tabel 2.4 vermeldde gewasfactoren zijn gepresenteerd ten opzichte van open water verdamping.

Tabel 2.4. Overzicht gewasfactoren ten opzichte van open water voor laagveenmoerassen. Herdrukt van Spijksma et al. (1996).

auteurs	gewas faktor (*) / gewas weerstand	vegetatie	Meetmethode	
Linacre (1970)	$f = 0.6$	Riet	Bowen ratio	Australië
Eisenlohr (1966)	≈ 0.9		Bowen ratio	USA
Šmid (1975)	$f = 0.88-1.86$	Riet	Bowen ratio/pan	Tjechosl.
Lafleur (1990)	$f = 0.74$	Zegge (droge lokatie)	Bowen ratio	Canada
	$f = 0.90$	Zegge (natte lokatie)		
Lafleur en Roulet (1992)	$f = 0.77$	Zegge	Bowen ratio	Canada
Price (1994)	$f = 0.97$ $r_a = 31 \text{ sm}^{-1}$ $r_c = 74 \text{ sm}^{-1}$	Lisdodde	Bowen ratio	Canada
Koerselman & Beltman (1988)	$f = 0.81$	Ronde Zegge	lysimeters	Nederland
	$f = 0.74$	Moeraszegge, Veenmos		
	$f = 0.76$	Lisdodde		
Van Wirdum (1991)	$f = 0.67$	Veenmos	lysimeters	Nederland
	$f = 0.45$	Polytrichum (mos)		
	$f = 0.55$	Galigaan		
	$f = 0.56$	Scorpidium (mos)		
	$f = 0.47$	Riet		
Brezny et al. (1973)	$f = 1.4$	Water Hyacint (**)	lysimeter & pan	India
Bernatowicz et al. (1976)	$f = 1.7-4.0$	Riet, Lisdodde, Mattenbies	lysimeter & pan	Polen
DeBusk et al. (1983)	$f = 0.9$	Klein Kroos	lysimeter & pan	USA
	$f = 1.7$	Water Hyacint ¹		
Dolan et al. (1984)	$f = 0.32-0.71$ (gem. 0.5)	Pijlkruid, Moerashyacint	g'waterfluctuaties lysimeter & pan	USA
Anderson & Idso (1987)	$f = 0.87$	Water Hyacint ¹ (kort)	lysimeter & pan	USA
	$f = 1.40$	Water Hyacint ¹ (lang)		
Snyder & Boyd (1987)	$f = 1.31-2.52$ gem. (1.75)	Water Hyacint ¹	lysimeter & pan	USA
	$f = 1.05-2.50$ gem. (1.62)	Lisdodde		

(*) De gewasfactor f is steeds genomen t.o.v. open water verdamping. Indien in de kolom meetmethoden "pan" vermeld staat is de open water verdamping direct gemeten, anders is deze berekend met Penman(achtige) formules.

(**) Water Hyacint (*Eichhornia crassipes*) komt in West-Europa niet voor. Geen Nederlandse naam is voorhanden, zodat de Amerikaanse benaming is aangehouden.

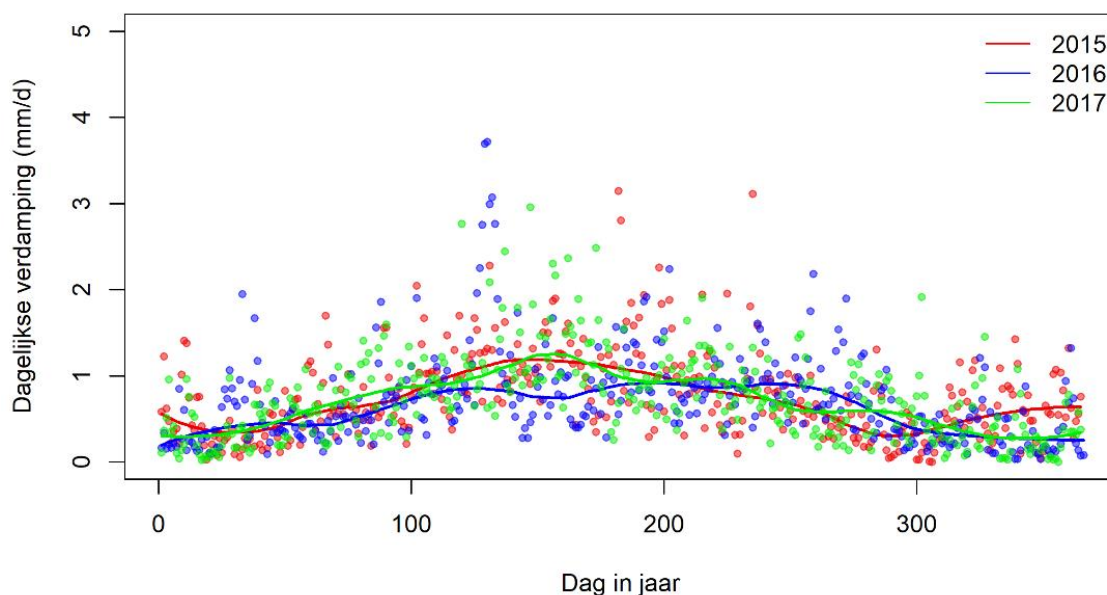


Figuur 2.13. Voorbeeld van een vochtreductie-functie waarbij de potentiële verdamping (ET_0) gereduceerd wordt voor droogtestress (rode vlak) of hypoxia (blauwe vlak) om tot actuele verdamping te komen (ET_a).

Tabel 2.5. Effect van vegetatie type op potentiële verdamping. Gewasfactoren zijn afgeleid uit Tabel 2.4. Potentiële verdamping is berekend op basis van de Penman-Monteith rekenmethode en weersgegevens van KNMI meetstation Eelde.

Vegetatie	Gewasfactor	Gemiddelde jaarsom potentiële verdamping (mm)	Vershil tov referentiegewas (veg-ref)/ref*100%
Referentie gewas	1	331	0%
Riet	0.88 – 1.86	291 – 615	-12 – +86%
Zegge	0.74 – 0.90	245 – 297	-26 – -10%
Mos (Polytrichum sp)	0.45	149	-55%

Om een beeld te krijgen van hoeveel water er per dag ongeveer verdampt is voor een zeggevegetatie voor het studiegebied Gasterense Diep op basis van meteorologische gegevens van station Eelde voor de meetjaren 2015 t/m 2017 de potentiële verdamping berekend met een gewasfactor van 0.82. De referentieverdamping (ET_0) bedraagt voor het studiegebied gemiddeld 605 mm/j. De verdamping van een zeggebegroeiing met een gewasfactor van 0.82 (ET_c) bedraagt dan gemiddeld 496 mm/j. In de zomer kan een verdamping van 1 – 2 mm per dag met uitschieters tot 3.5 mm/d verwacht worden voor vergelijkbare vegetaties, terwijl in het winterseizoen 0 – 1 mm per dag potentieel verdampt (Figuur 2.14). Reductie van de verdamping door vochttekorten speelt geen grote rol omdat de vaatplanten door de hoge grondwaterstanden altijd water kunnen opnemen. De totale verdamping kan wel lager uitvallen omdat geen rekening gehouden met seizoensvariatie in verdampend bladoppervlak. Overigens kan deze tekortkoming mogelijk deels opgeheven worden doordat zowel open water als bladoppervlak in het vroege voorjaar bijdragen aan verdamping. Er is echter weinig bekend over de relatieve bijdrage van de verschillende verdampingscomponenten in de totale verdamping van beekdalvegetatie.



Figuur 2.14. Seizoensfluctuatie potentiële verdamping van een zeggenvegetatie (ET_c) berekend middels Penman-Monteith (gewasfactor 0.82) op basis van weersgegevens van KNMI-station Eelde voor drie relevante jaren.

Terminologie verdamping / evapotranspiratie in berekeningen

Verdamping en evapotranspiratie zijn termen die tot veel verwarring kunnen leiden. Vaak is het onduidelijk naar welk proces er gerefereerd wordt, en of de verdamping de potentiële danwel actuele verdamping omvat. Daarnaast kan de referentie in potentiële verdamping open water of een referentiegewas voorstellen. Verwarrend is ook dat FAO, die de internationale standaard voorschrijft, de afkorting ET_o gebruikt voor verdamping van een referentiegewas, terwijl anderen ET_o voor open water gebruiken.

ET_{pan} : Open water verdamping (verdamping uit een 'pan')

ET_o : Potentiële verdamping van een referentiegewas: 0.12 m gemaaid gras zonder droogte of zuurstofstress, met een albedo van 0.23 en oppervlakteweerstand van 70 s m^{-1} .

ET_c : Potentiële verdamping van vegetatie, anders dan de referentievegetatie, onder ideale groeiomstandigheden ($K_c \cdot ET_o$)

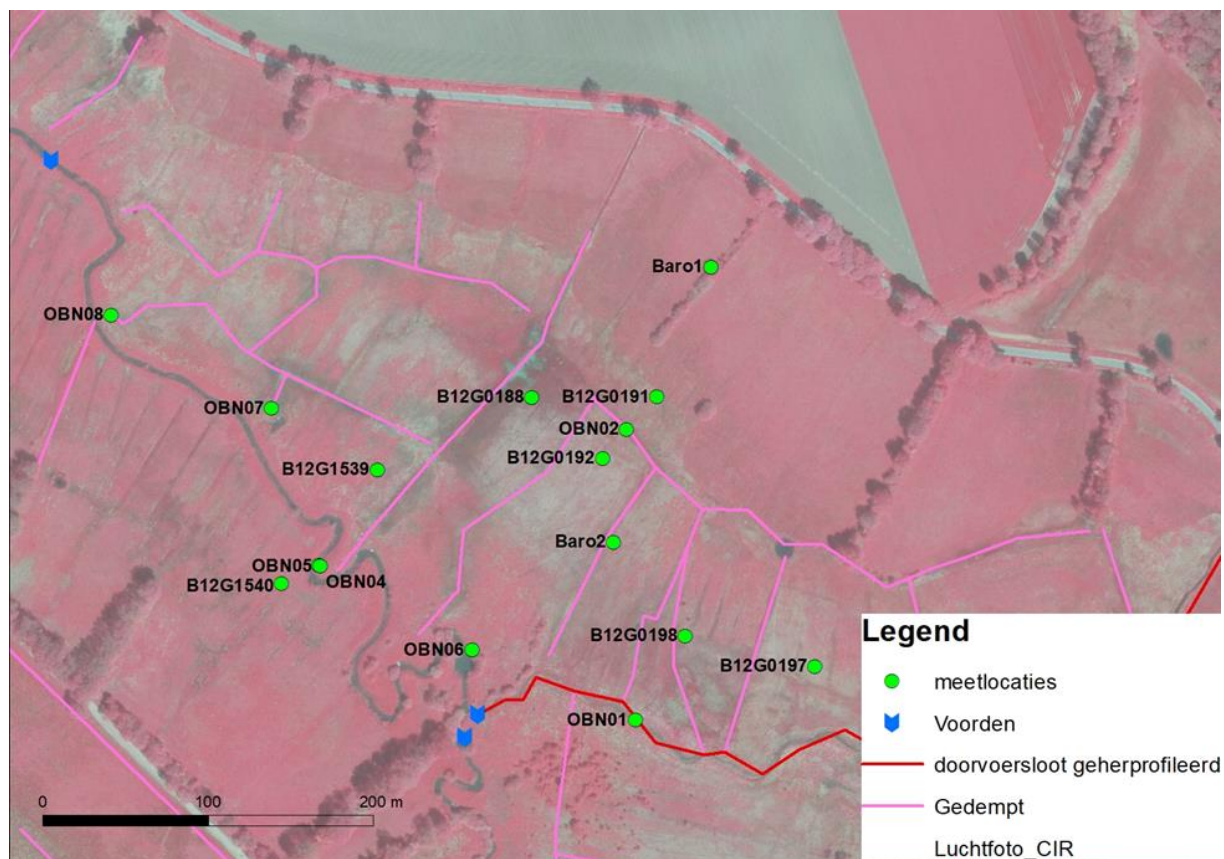
ET_a : Actuele verdamping van de vegetatie, rekening houdend met droogte en zuurstofstress ($K_s \cdot K_c \cdot ET_o$).

Verschil Makkink en Penman-Monteith verdamping

De Makkink verdamping kan berekend worden op basis van globale straling en temperatuur, terwijl voor Penman-Monteith een viertal variabelen vereist is (netto straling, temperatuur, windsnelheid en luchtvochtigheid). Het belangrijkste verschil tussen de Makkink- en Penman-Monteith benadering om verdamping te schatten is dat bij de Makkink benadering alleen de stralingscomponent gebruikt wordt, terwijl de Penman-Monteith benadering ook rekening houdt met aerodynamische component. De Makkink benadering neemt aan dat de netto straling ongeveer de helft van de globale straling bedraagt, uitgaande van gemiddelde (huidige) zomercondities in Nederland. De fysische basis van de Penman-Monteith benadering is sterker, en deze levert over het algemeen een betere schatting levert van referentieverdamping dan Makkink. Anderzijds kan Makkink berekend worden uit een beperkter aantal waarnemingen waardoor de methode breder toepasbaar is op meerdere locaties en ruimtelijke extrapolatie van meteorologische condities niet nodig is (Schuurmans et al., 2010). Er is momenteel een discussie gaande of Makkink de standaardmethode in Nederland moet blijven of dat aangesloten wordt bij de Penman-Monteith benadering, de internationale standaard (Droogers, 2009).

Bijlage 2 Stamgegevens en grafieken meetlocaties waterstand en maaiveldhoogte

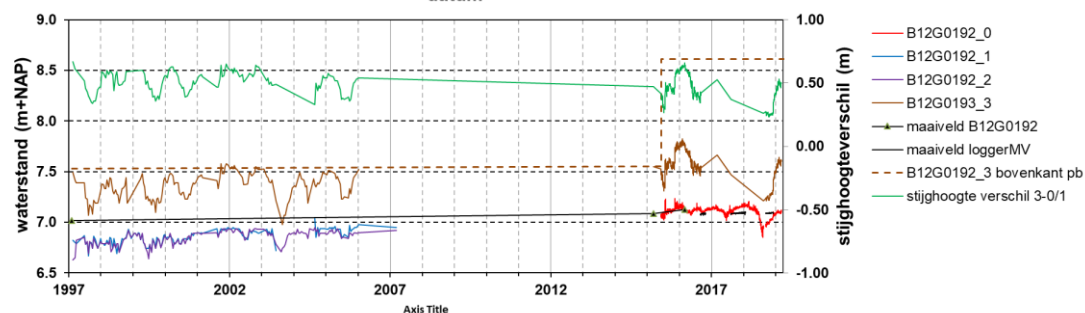
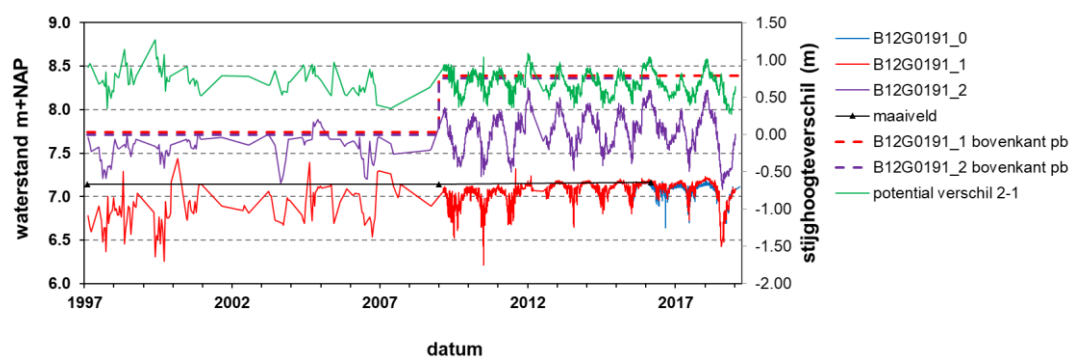
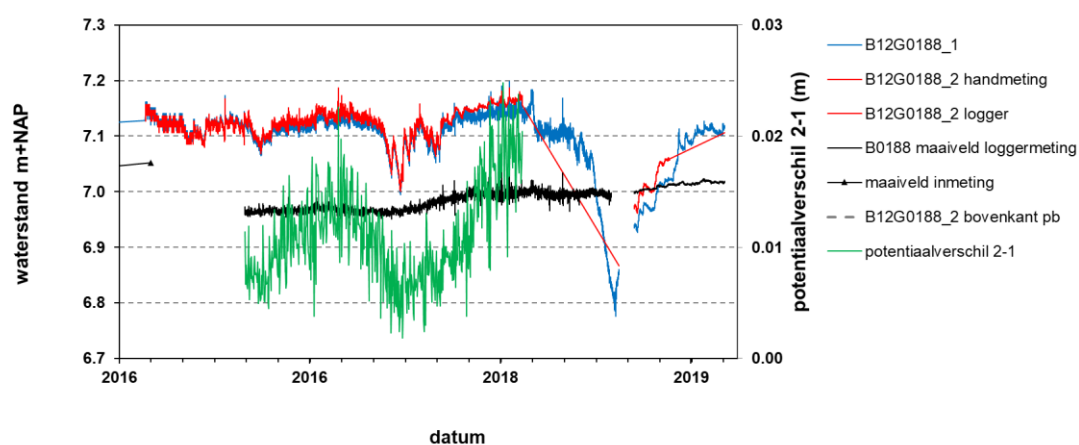
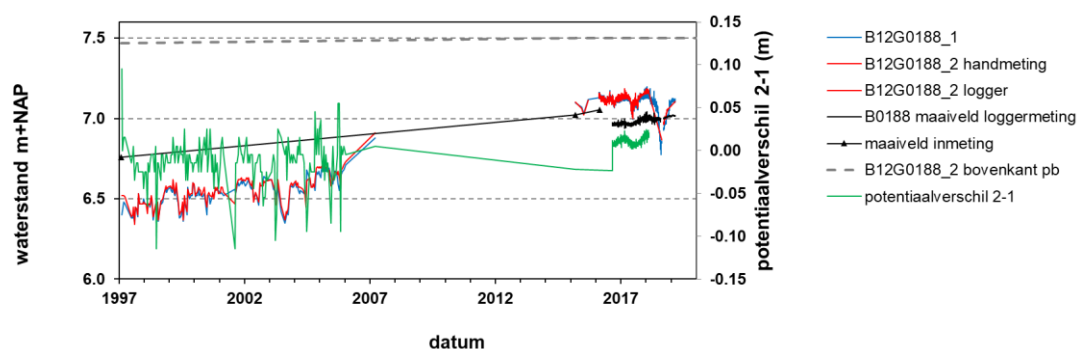
Ligging van de meetpunten voor meting van waterstanden, maaiveldhoogte en luchtdruk.

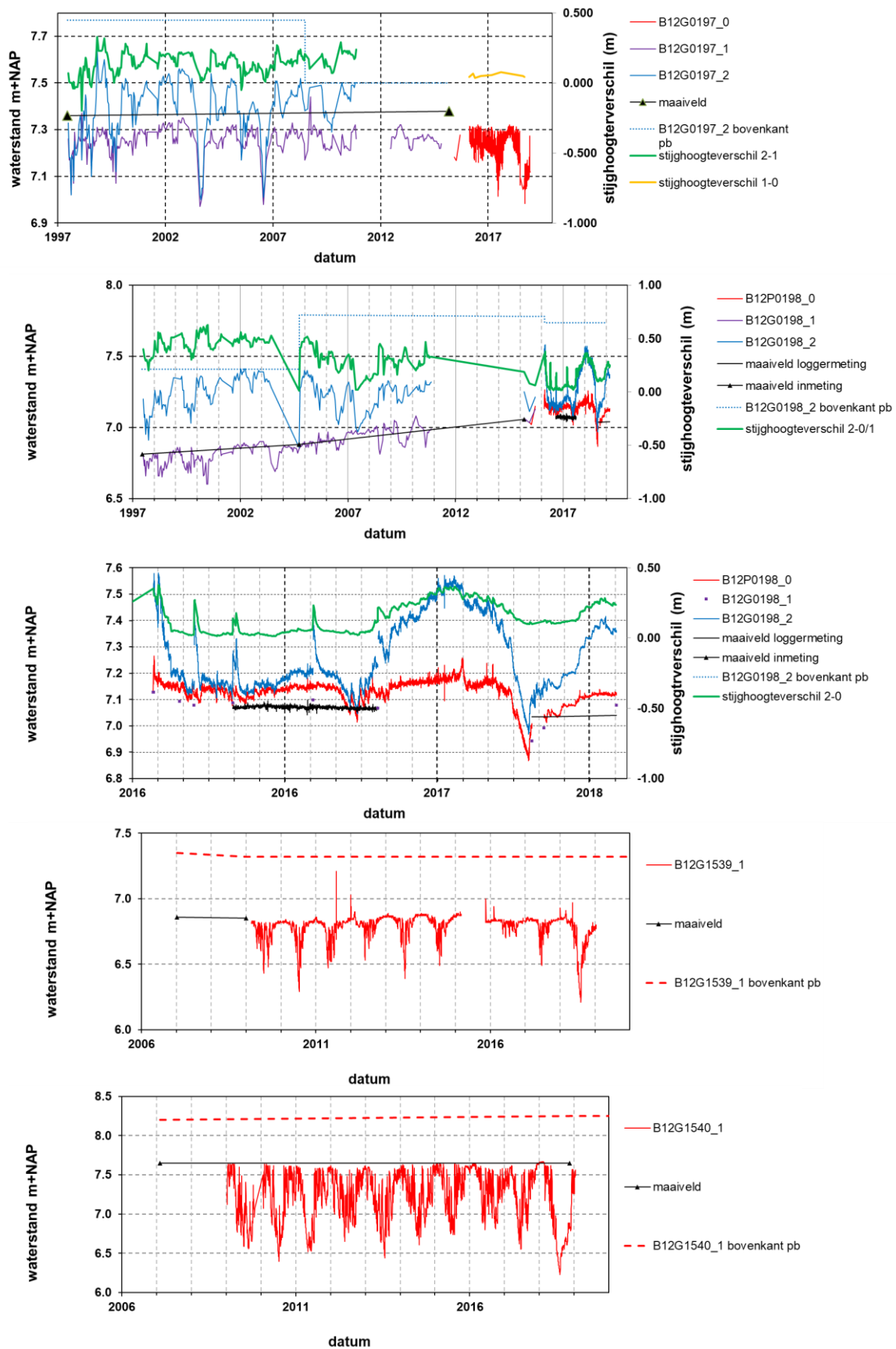


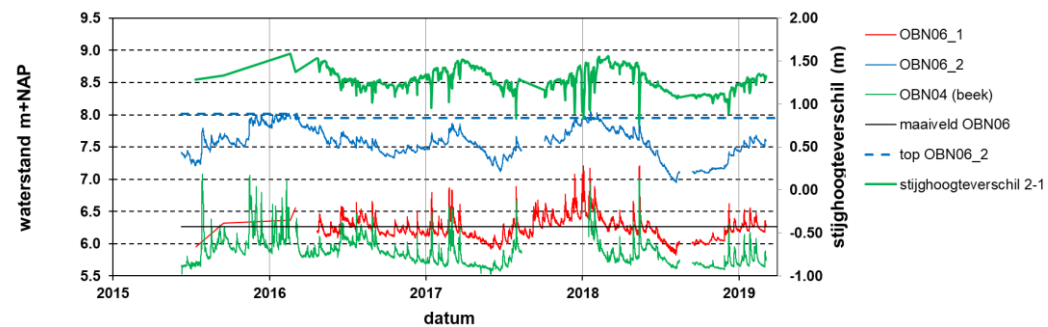
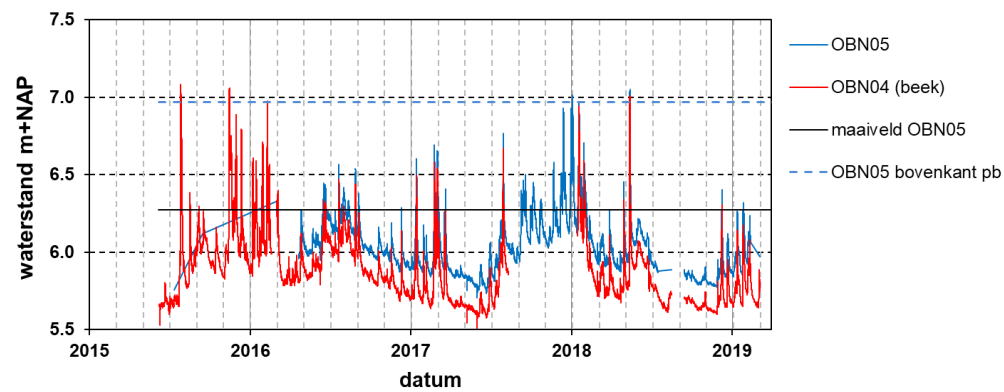
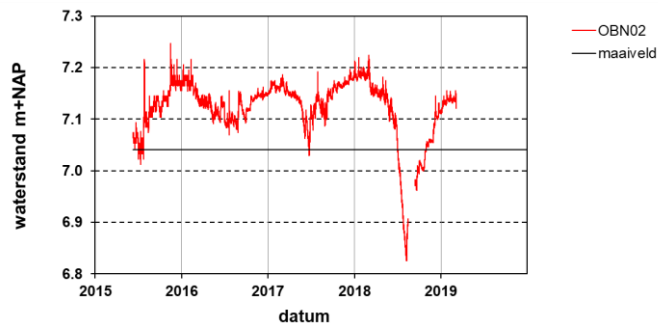
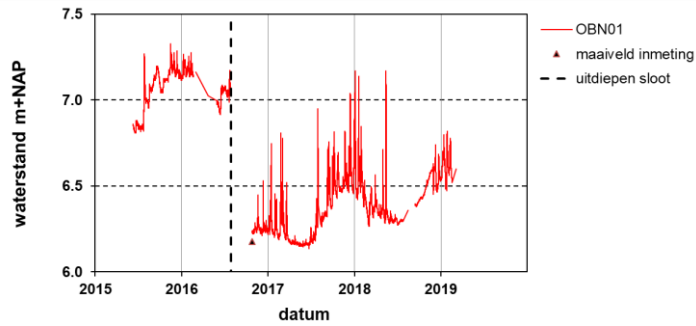
Tabel: Stamgegevens van locaties voor meting van waterstand, maaiveldhoogte en luchtdruk.

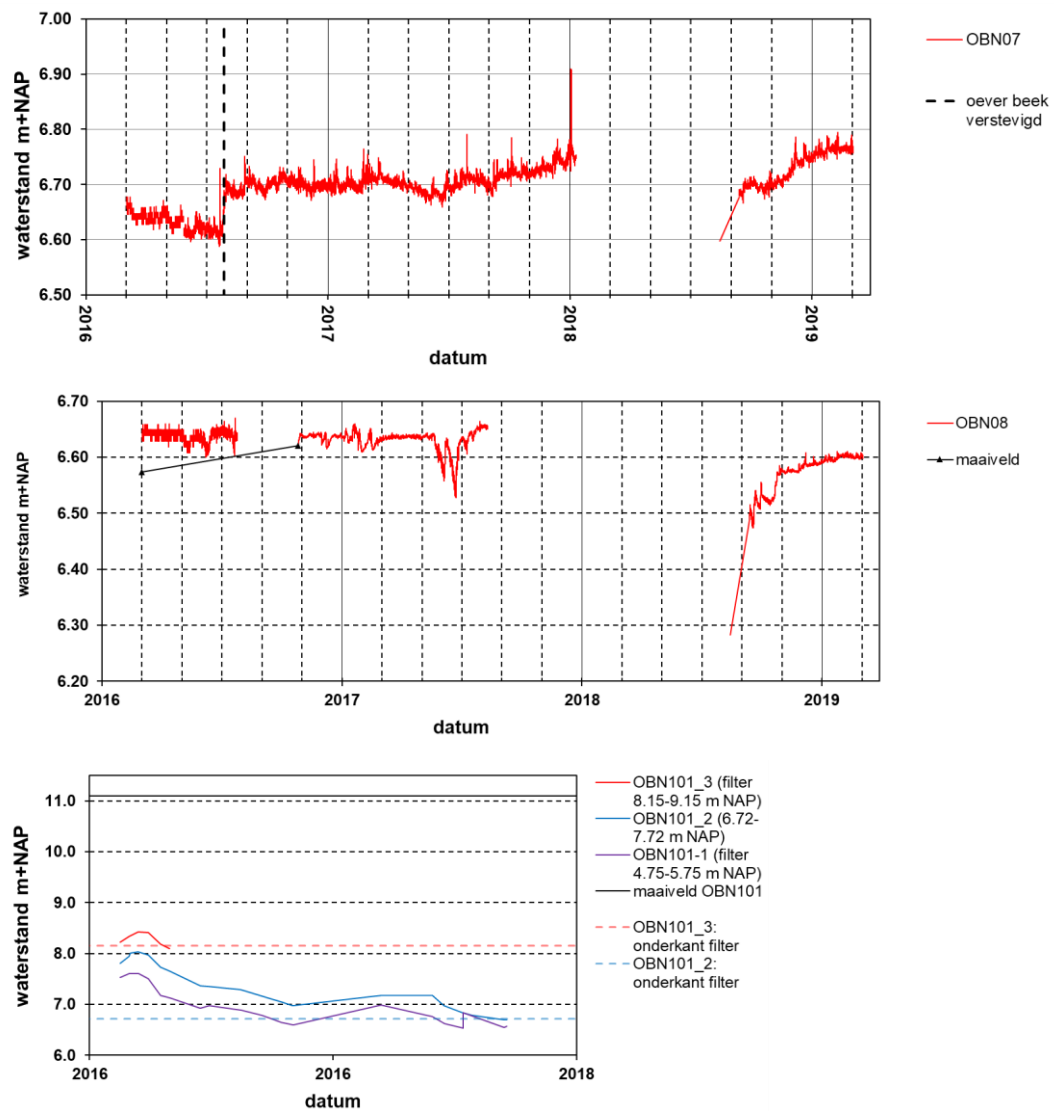
locatie	X	Y	maaiveld 2016 m NAP	type meting	top filter m-mv	onder- kant filter m-mv	veen- dikte m
B12G0188_MV	240851	560575	7.02	maaiveld	0.50	-0.50	3.10
B12G0188_1	240851	560575	7.02	stijghoogte in veen	-0.83	-1.33	3.10
B12G0188_2	240851	560575	7.02	stijghoogte in/onder veen	-2.84	-3.34	3.10
B12G0191_0	240926	560575	7.16	freatische stand in veen/ mineraal	0.45	-0.55	<0.50
B12G0191_1	240926	560575	7.16	stijghoogte onder veen	-0.55	-1.05	<0.50
B12G0191_2	240926	560575	7.16	stijghoogte onder veen	-2.31	-2.81	<0.50
B12G0192_MV	240893	560538	7.13	maaiveld	0.50	-0.50	4.00
B12G0192_MV	240893	560538	7.13	maaiveld	0.50	-0.50	4.00
B12G0192_0	240893	560538	7.13	freatische stand in veen	0.57	-0.43	4.00
B12G0192_1	240893	560538	7.13	stijghoogte in veen	-0.23	-0.73	4.00
B12G0192_2	240893	560538	7.13	stijghoogte in veen	-0.65	-1.15	4.00
B12G0192_3	240893	560538	7.13	stijghoogte onder veen	-6.81	-7.81	4.00
B12G0197_0	241022	560412	7.38	freatische stand in veen	0.47	-0.53	1.50
B12G0197_1	241022	560412	7.38	stijghoogte in veen	-0.52	-1.02	1.50
B12G0197_2	241022	560412	7.38	stijghoogte onder veen	-3.18	-3.68	1.50
B12G0198_MV	240943	560430	7.06	maaiveld	0.50	-0.50	3.75
B12G0198_0	240943	560430	7.06	freatische stand in veen	0.51	-0.49	3.75
B12G0198_1	240943	560430	7.06	stijghoogte in veen	-0.75	-1.25	3.75
B12G0198_2	240943	560430	7.06	stijghoogte onder veen	-5.55	-6.05	3.75
B12G1539_1	240757	560531	7.06	stijghoogte in of onder veen	-1.09	-1.29	1.05
B12G1540_1	240699	560462	7.06	stijghoogte in of onder veen	-1.36	-1.56	1.00-1.50
OBN01	240913	560379	6.18	oppervlaktepeil sloot landbouwwater	1.21	0.21	3.70
OBN02	240908	560556	7.04	freatische stand in veen; afvoer	0.58	-0.42	1.50
OBN04	240721	560473	5.36	oppervlaktepeil beek	0.92	-0.08	
OBN05	240722	560472	6.27	stijghoogte in/onder veen	-0.34	-1.34	1.00
OBN06_1	240814	560421	6.27	stijghoogte in of onder veen	0.20	-0.80	0.50
OBN06_2	240814	560421	6.27	stijghoogte onder veen	-2.81	-3.81	0.50
OBN07	240693	560568	6.42	oppervlaktepeil afvoer	0.62	-0.38	0.50
OBN08	240596	560625	6.62	oppervlaktepeil afvoer	0.49	-0.51	0.50
OBN101_1	241303	561560	11.10	stijghoogte freatisch pakket	-5.35	-6.35	0.00
OBN101_2	241303	561560	11.10	stijghoogte freatisch pakket	-3.38	-4.38	0.00
OBN101_3	241303	561560	11.10	freatische stand	-1.95	-2.95	0.00
OBN_Baro1	240959	560654		luchtdruk en luchttemperatuur			
OBN_Baro2	240900	560487		luchtdruk en luchttemperatuur			

Verloop van freatische stand, stijghoogten en maaiveldhoogte op meetlocaties









[illegible]

Humification degree (Hg)		Beschrijving		Texture (Tx)		Colour (Col)	
		1 (Von Post)		Sand	S	Black	B
		2 (Von Post)		Fine Sand	Sf	Dark Brown	BrD
		3 (Von Post)		Coarse Sand	Sc	Brown	Br
		4 (Von Post)		Loam	L	Gray	Gr
		5 (Von Post)		Very Sandy	Sv	Light Gray	GrL
		6 (Von Post)		Iron aggregates	Aggr	Red	R
		7 (Von Post)		Iron frequent aggregates	Aggr Freq	Yellow	Y
		8 (Von Post)					
		9 (Von Post)					
		10 (Von Post)					
		Mineral layer					

ontwikkeling+beheer natuurkwaliteit

o+bn

Het Kennisnetwerk Ontwikkeling Beheer Natuurkwaliteit:

- is een onafhankelijk en innovatief platform waarin beheer, beleid en wetenschap op het gebied van natuurherstel en -beheer samenwerken;
- ontwikkelt en verspreidt kennis met als doel het structureel herstel en beheer van natuurkwaliteit.

**Kennisnetwerk OBN wordt gecoördineerd door de VBNE en gefinancierd door
het ministerie van Landbouw, Natuur en Voedselkwaliteit en BIJ12**

Vereniging van bos- en natuurterreineigenaren (VBNE)

Princenhof Park 7
3972 NG Driebergen
0343-745250
info@vbne.nl

Alle publicaties en
producten van het
OBN Kennisnetwerk
zijn te vinden op
www.natuurkennis.nl