

Afleiding van Qh-relaties in rivieren

Onderzoekstrends en reflectie op de praktijk



Afleiding van Qh-relaties in rivieren
Onderzoekstrends en reflectie op de praktijk

Auteur(s)

Anna Kusters

Frans Buschman

Afleiding van Qh-relaties in rivieren

Onderzoekstrends en reflectie op de praktijk

Opdrachtgever	Rijkswaterstaat Water, Verkeer en Leefomgeving
Contactpersoon	Yvo Snoek
Referenties	SITO PS Rivierkundig onderzoek
Trefwoorden	Qf-relatie, Qh-relatie, afvoerkromme, afvoerbepaling, hysteresis, Rijn, Maas

Documentgegevens

Versie	1.0
Datum	18-12-2024
Projectnummer	11210364-013
Document ID	11210364-013-ZWS-0002
Pagina's	55
Classificatie	
Status	definitief

Auteur(s)

	Anna Kusters Frans Buschman	

Samenvatting

Rijkswaterstaat gebruikt statistische modellen om gemeten waterstanden in rivieren om te zetten naar afvoer. Dergelijke Qh-relaties zijn opgesteld op verschillende locaties langs de rivieren die bij Rijkswaterstaat in beheer zijn. De afvoerdata die hiermee worden geproduceerd worden gebruikt in veel primaire processen, onder meer bij het opzetten van numerieke riviermodellen. In sommige gevallen, bijvoorbeeld op de Rijn bij Tiel, Hagestein en Olst, gaat het om enkelvoudige, tijdsafhankelijke relaties tussen afvoer en waterstand die geldig zijn voor een bepaalde periode. In andere gevallen, bijvoorbeeld op de Maas bij Eijsden en op de Rijn bij Lobith, kan de invloed van onder andere stuwwerking en hysteresis worden meegenomen middels correcties op de Qh-relatie. Deze Qh-relaties met correcties worden Qf-relaties genoemd en zijn tijdsafhankelijk.

Recent zijn door Rijkswaterstaat vragen gesteld over de huidige werkwijze. Zo is bekend dat de Qf-relaties voor de verschillende Rijntakken onderling geen sluitende waterbalans hebben en dat de relaties mede zijn bepaald op basis van numerieke modellen, terwijl de modellen worden gekalibreerd op afvoerreksen afgeleid uit Qf-relaties (er kan dus sprake zijn van een cirkelredenering). Daarom is er behoefte aan een langetermijnvisie op het vernieuwen en onderhouden van de Qf-relaties, waarbij huidige beperkingen aangepakt worden en de specifieke informatie- en praktijkbehoefte van Rijkswaterstaat centraal staat.

Het in dit rapport gepresenteerde onderzoek heeft tot doel de gedeelde kennisbasis voor het opstellen en gebruiken van Qh-relaties te vergroten. Hiertoe is een eerste analyse uitgevoerd van de ontwikkeling van Qf- en Qh-relaties in de praktijk en de wetenschappelijke literatuur hierover. Voor de analyse van de huidige praktijk is gekeken naar relaties op de Rijn en Maas in Nederland, en op de Oberrhein in Duitsland.

Op basis hiervan concluderen we dat de Qf-relaties op de Rijn en de Maas op een verschillende manier zijn afgeleid. Deels komt dit omdat de stroming bij Eijsden op de Maas een ander karakter heeft dan die op de Rijn. Daarnaast is de beschikbaarheid van metingen, die de basis van de Qf-relaties vormen, verschillend voor de Maas en de Rijn. Ten slotte speelt een rol dat bij de ontwikkeling van de relaties op de Rijn een ander team betrokken is geweest dan bij de ontwikkeling op de Maas.

De afleiding van de Qf-relaties op de Rijn en de Maas sluit deels aan bij theoretische principes, maar wijkt hier op belangrijke punten ook vanaf. Daarnaast worden zowel voor de Rijn als de Maas resultaten uit modelsimulaties gebruikt ter aanvulling op de metingen. Omdat voor de modelkalibratie gebruik is gemaakt van afvoerreksen uit Qf-relaties als modelinvoer zijn de modelresultaten echter niet onafhankelijk van de Qf-relatie. Hier wordt op dit moment geen rekening mee gehouden.

Voor de Oberrhein wordt op basis van de bestudeerde informatie geconcludeerd dat voor het afleiden van Qh-relaties gebruik wordt gemaakt van theoretische principes, maar ook van expert judgement, bijvoorbeeld door de overeenkomst met metingen visueel te controleren.

In het algemeen bevelen we voor de ontwikkeling van Qf-relaties aan zoveel mogelijk aan te sluiten op de theoretische basis van de Qh-relatie en de correcties voor niet-uniformiteit en niet-stationariteit. Te veel uitgaan van de metingen kan leiden tot overfitting, dat wil zeggen dat de relatie goed aansluit op een specifieke dataset, maar daardoor in andere omstandigheden mogelijk minder goed presteert. Daarnaast wordt aanbevolen te controleren of de aannames die in de toegepaste theoretische vergelijkingen gedaan worden geldig zijn voor de condities waarbij de metingen gedaan zijn. Ook moet het gebruik van modelresultaten om de dataset uit te breiden zoveel mogelijk worden vermeden wanneer deze resultaten niet onafhankelijk zijn van de Qf-relatie. Ten slotte wordt aanbevolen waar mogelijk validaties uit te voeren, om te zien of correcties daadwerkelijk tot een beter resultaat leiden.

Aansluitend bij recent wetenschappelijk onderzoek op het gebied van Qh-relaties wordt aanbevolen een proof of concept van de Bayesiaanse methode uit te voeren voor één of meerdere locaties. Daarbij kan uitgewerkt worden hoe deze methode toegepast kan worden voor de doelen van Rijkswaterstaat, of bodemerosie kan worden meegenomen als lineaire tijdsafhankelijkheid en of het opleggen van continuïteit bij splitsingen de resultaten verder verbetert.

Voor de Maas bij Eijsden wordt aanbevolen ofwel een vast meetstation in te richten met een horizontale ADCP of varende metingen uit te voeren. Hiermee kan in de toekomst de stap waarin afvoeren bij St. Pieter vertaald worden naar Eijsden overgeslagen worden. De onzekerheid van de Qf-relatie kan hiermee mogelijk sterk worden verkleind.

Ten slotte wordt voorgesteld vervolgbijeenkomsten te organiseren om kennis en ervaringen te delen, samenwerking te bevorderen en gebruikers van afvoerdata uit Qh- en Qf-relaties te informeren.

Inhoud

	Samenvatting	4
1	Inleiding	8
1.1	Aanleiding	8
1.2	Doelstelling	8
1.3	Aanpak en afbakening	9
1.4	Team	9
1.5	Leeswijzer	9
2	Theorie	10
2.1	Methoden voor het berekenen van afvoer	10
2.1.1	Uit stroomsnelheidsmetingen	10
2.1.1.1	Vanaf een meetboot	10
2.1.1.2	Vanaf een vaste meetopstelling	11
2.1.2	Uit waterstandsmetingen	12
2.2	Fysische basis voor een Qh-relatie	12
2.2.1	Massa en impulsbalans 1D	12
2.2.2	Afleiding Chézy-vergelijking	13
2.2.3	Evenredigheid afvoer en waterdiepte	14
2.3	Opzetten van een Qh-relatie	14
2.3.1	Algemeen	14
2.3.2	Eenduidig	14
2.3.3	Meervoudig	15
2.4	Omgaan met niet-stationariteit	15
2.4.1	Algemeen	15
2.4.2	Hysterese	16
2.4.2.1	Formule van Jones	16
2.4.2.2	Variant van Ogink & Stolker	18
2.4.3	Seizoensafhankelijkheid	19
2.4.4	Bodemhoogteverandering	20
2.5	Omgaan met niet-uniformiteit	21
2.5.1	Algemeen	21
2.5.2	Corrigeren voor stuwwerking	22
2.6	Omgaan met meetonzekerheid	23
2.6.1	Onnauwkeurigheid en standaardafwijking	23
2.6.2	Nauwkeurigheid bootmetingen	24
2.7	Methoden voor het afleiden van een Qh-relatie	24
2.7.1	Lineaire regressie	24
2.7.2	Bayesiaanse regressie	25
2.7.3	Metingen van meerdere locaties gebruiken	26
3	Praktijk	28
3.1	Rijn – Qf-relaties Lobith en splitsingspunten	28

3.1.1	Achtergrond	28
3.1.2	Globale afleidingsmethodiek en gebruik	29
3.1.3	Waterstands- en afvoermetingen	30
3.1.4	Correctie: hysteresis	32
3.1.5	Correctie: stuwwerking	34
3.1.6	Correctie: bodemverandering en rivierwerken	35
3.1.7	Toevoegen extreme afvoeren	38
3.1.8	Afleiden stationaire Qh	39
3.1.9	Validatie	39
3.2	Maas – Qf-relatie Eijsden	40
3.2.1	Achtergrond	40
3.2.2	Globale afleidingsmethodiek	41
3.2.3	Waterstands- en afvoermetingen	42
3.2.4	Routing afvoermetingen St. Pieter – Eijsden	42
3.2.5	Afleiden stationaire Qh	44
3.2.6	Correctie: hysteresis	45
3.2.7	Correctie: stuwwerking	47
3.3	Qh-relaties Oberrhein (WSA Oberrhein)	48
4	Voorlopige conclusies en aanbevelingen	50
4.1	Voorlopige conclusies	50
4.2	Aanbevelingen	51
4.2.1	Vervolgonderzoek Qf-relaties	51
4.2.2	Metingen	52
4.2.3	Disseminatie	52
5	Referenties	53

1 Inleiding

1.1 Aanleiding

Rijkswaterstaat gebruikt statistische modellen om gemeten waterstanden in rivieren om te zetten naar afvoer. Dergelijke Qh-relaties zijn opgesteld op verschillende locaties langs de rivieren die bij Rijkswaterstaat in beheer zijn. De afvoerdata die hiermee worden geproduceerd worden gebruikt in veel primaire processen; onder meer bij het opzetten van numerieke riviermodellen. Daarnaast kan iedereen de reeksen eenvoudig downloaden via Rijkswaterstaat Waterinfo (<https://waterinfo.rws.nl/>). In sommige gevallen, bijvoorbeeld op de Rijntakken bij Tiel, Hagestein en Olst, gaat het om enkelvoudige, tijdsafhankelijke relaties tussen afvoer en waterstand die geldig zijn voor een bepaalde periode. In andere gevallen, bijvoorbeeld op de Maas bij Eijsden en op de Rijn bij Lobith, kan de invloed van onder andere stuwwerking en hysteresis worden meegenomen middels correcties op de Qh-relatie. Deze Qh-relaties met correcties worden Qf-relaties genoemd en zijn tijdsafhankelijk.

De Qf-relaties bij Lobith en de splitsingspunten van de Rijntakken zijn van bijzonder belang, omdat daarmee de afvoer van de Rijn in Nederland en de afvoerverdeling over de takken wordt berekend. Deze relaties zijn echter ook erg complex, omdat rekening moet worden gehouden met stuwwerking, bodemerosie, rivieringrepen en hysteresis.

Bij het opstellen van de relaties zijn vele keuzes gemaakt die betrekking hebben op de selectie van meetgegevens, de homogenisatie, het bepalen van de verschillende correctietermen, het fitten en het gebruik van numerieke modellen. Recent zijn door Rijkswaterstaat vragen gesteld over de huidige werkwijze. Zo is bekend dat de Qf-relaties voor de verschillende Rijntakken onderling geen sluitende waterbalans hebben en dat de relaties mede zijn bepaald op basis van numerieke modellen, terwijl de modellen worden gekalibreerd op afvoerreeksen uit Qf-relaties (er kan dus sprake zijn van een cirkelredenering). Op de Maas spelen vergelijkbare vragen rondom het afleiden en gebruiken van de relaties. Daarom is er behoefte aan een langetermijnvisie op het vernieuwen en onderhouden van de Qf-relaties, waarbij huidige beperkingen aangepakt worden en de specifieke informatie- en praktijkbehoefte van Rijkswaterstaat centraal staat. Deze behoeftes omvatten bijvoorbeeld geldigheid voor het hele afvoerbereik en onderhoudbaarheid in het kader van een veranderend riviersysteem.

1.2 Doelstelling

In algemene zin is het doel van dit onderzoek het vergroten van de gedeelde kennisbasis voor het opstellen en gebruiken van Qh-relaties. Het gaat hierbij niet alleen om de groep mensen die verantwoordelijk is voor het ontwikkelen en onderhouden van de relaties, maar ook om de (veel grotere) groep gebruikers van de afvoerreeksen die met de relaties worden gegenereerd.

De gedeelde kennisbasis wordt op twee manieren vergroot. De eerste is kennisuitwisseling tussen verschillende gebieden over hoe bestaande relaties zijn ontwikkeld en worden onderhouden. De tweede manier is het verkrijgen en verspreiden van inzichten uit de wetenschappelijke literatuur rondom dit onderwerp.

1.3 Aanpak en afbakening

In 2024 is een eerste analyse uitgevoerd van de ontwikkeling van Qf- en Qh-relaties in de praktijk en is theorie hierover samengevat. Voor de analyse van de huidige praktijk is gekeken naar een selectie van de relaties op de Rijn en Maas in Nederland, en op de Oberrhein in Duitsland. De vragen en inzichten zijn besproken en bediscussieerd in een bijeenkomst met betrokkenen bij de ontwikkeling en het gebruik van Qf-relaties voor de Nederlandse Rijn. De ontwikkeling van de Qf-relatie bij Eijsden op de Maas is niet uitgebreid besproken met Rijkswaterstaat. De beschrijving in dit rapport is alleen gebaseerd op de aangeleverde rapporten en is daarom minder uitgebreid dan de beschrijving van de relaties op de Rijn.

Bij een vervolg is voorzien om gezamenlijk (1) voor enkele locaties het begrip van de ontwikkelde relaties te vergroten, (2) uitvoeriger te reflecteren op alle ontwikkelde relaties voor locaties langs de Rijn en Maas en (3) concrete verbeterpunten uit te werken.

1.4 Team

De theoretische basis is beschreven door Frans Buschman en aangevuld door Anna Kusters voor hysteresis en stuwwerking. De ontwikkeling van verschillende in gebruik zijnde relaties op de Rijn, de Maas en de Oberrhein is beschreven door Anna Kusters. Vanuit Rijkswaterstaat waren Dénes Beyer, Susanne Quartel (beide voor de Rijn) en Lianita Suryawinata (voor de Maas) direct betrokken bij het onderzoek. Daarnaast hebben Max Schropp en Daniël van Putten waardevolle feedback gegeven. Voor de Oberrhein heeft Torben Gerlach (afdeling hydrologie, WSA Oberrhein) informatie aangeleverd. Het project is geïnitieerd door Dénes Beyer (Rijkswaterstaat Oost-Nederland) en Koen Berends (Deltares).

1.5 Leeswijzer

In hoofdstuk 2 behandelen we beknopt de theorie achter Qh-relaties en beschrijven we recente ontwikkelingen. In hoofdstuk 3 vatten we de relaties zoals gebruikt voor locaties in de Rijn en Maas samen en reflecteren we daarop op basis van de theorie. In hoofdstuk 4 geven we eerste voorlopige conclusies en aanbevelingen.

2 Theorie

2.1 Methoden voor het berekenen van afvoer

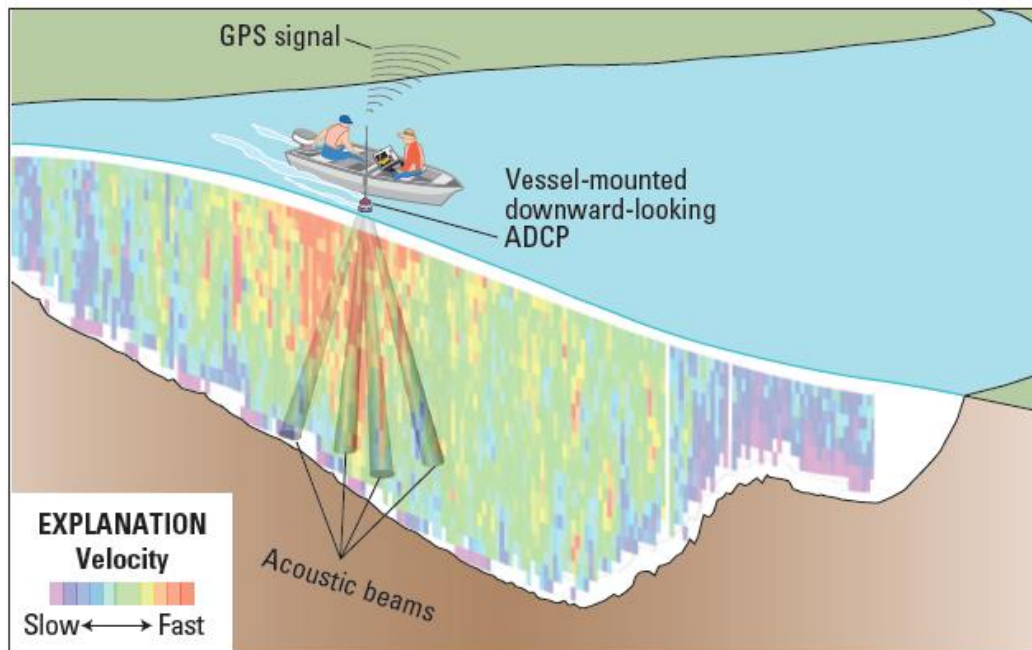
2.1.1 Uit stroomsnelheidsmetingen

Afvoer kan worden bepaald door stroomsnelheid in een dwarsdoorsnede van de rivier te meten en te integreren. Over het algemeen wordt niet in de hele dwarsdoorsnede stroomsnelheid gemeten. Er zijn verschillende methoden om op basis van gemeten stroomsnelheid in een deel van de doorsnede afvoer te bepalen. Deze methoden verschillen voor metingen vanaf een boot (niet-continue) en voor metingen vanaf een meetopstelling (in principe continue). Een afvoer die wordt gebaseerd op stroomsnelheidsmetingen wordt ook wel een direct bepaalde afvoer genoemd, in tegenstelling tot een indirect bepaalde afvoer die alleen op basis van waterstand wordt bepaald (een Qh-relatie).

2.1.1.1 Vanaf een meetboot

Bij metingen vanaf een boot wordt over het algemeen in een groot deel van de dwarsdoorsnede stroomsnelheid gemeten. Daarbij is het relevant dat de meetmethode is veranderd vanaf 2002 (Berends et al., 2021). Daarvoor werd afvoer bepaald door een stang met Ott-molens in het water te steken vanaf een stil liggende boot. Vanaf 2002 werd als alternatief stroomsnelheid gemeten met een 'Acoustic Doppler Current Profiler' (ADCP) vanaf een boot, waarbij van de ene oever naar de andere oever wordt gevaren (Figuur 2.1). Door dwars op de stroomrichting te varen wordt in een doorsnede de 3D stroomsnelheid gemeten. Na extrapolatie van de stroomsnelheid naar het wateroppervlak, de bodem en de oevers kan de afvoer worden berekend door de stroomsnelheid in langsrichting te integreren over de doorsnede. Samen leveren deze stappen de onzekerheid van de afvoerbepaling. In het vervolg van dit rapport noemen we dit de meetonzekerheid. We gebruiken voorspelonzekerheid voor het verschil van een resultaat op basis van een model of relatie met metingen.

Door de afvoer over enkele overtochten te middelen wordt de meetonzekerheid verkleind, mits de afvoer niet varieert tijdens de overtochten. Het resultaat is een afvoer op een tijdstip. Wanneer de meting goed wordt uitgevoerd en verwerkt, is de meetonzekerheid ten opzichte van andere methoden klein mede doordat de stroomsnelheid in een groot deel van de doorsnede wordt gemeten. Een beperking van bootmetingen is dat een meetvaartuig en bemanning nodig zijn waardoor ze slechts incidenteel worden uitgevoerd. Een alternatief is om vanaf een veerpont stroomsnelheid te meten en automatisch te verwerken tot afvoer (Schroevers, 2014). Echter, voor zover we weten wordt deze meetmethode nog niet operationeel ingezet.



Figuur 2.1 Een voorbeeld van een stroomsnelheidsmeting vanaf een boot om afvoer te bepalen. Bron: Mueller et al. (2013).

2.1.1.2 Vanaf een vaste meetopstelling

Voor afvoerbepaling op basis van stroomsnelheid gemeten vanaf een vaste meetopstelling bestaan grofweg twee verschillende methoden. Voor beide methoden gaan we uit van de meest gangbare situatie, waarbij stroomsnelheid wordt gemeten op één hoogte, zoals bij een looptijdmeter (Akoestische Debietmeter, ADM) of bij een horizontale ADCP (HADCP). Bij deze meettechniek worden minimaal twee transducenten geplaatst op één hoogte: een op de ene oever en de andere onder een hoek van ongeveer 45 graden met de hoofdstroom aan de overzijde. De looptijd wordt gemeten tussen het uitzenden van een akoestisch signaal aan de ene zijde en het ontvangen van dit signaal aan de overzijde. Uit de looptijd en de geluidssnelheid bij de actuele temperatuur wordt de breedtegemiddelde snelheid op de specifieke hoogte bepaald. Door een tweede paar transducenten kruislings (een zogenoemd meetkruis) te installeren kan bovendien variatie in stroomrichting worden bepaald.

De eerste methode voor afvoerbepaling is om de gemeten stroomsnelheid in langsrichting te extrapoleren naar het wateroppervlak, de bodem en de oevers en vervolgens over de doorsnede te integreren. De tweede methode is om de gemeten stroomsnelheid als index te gebruiken en te relateren aan de over de dwarsdoorsnede gemiddelde stroomsnelheid. Deze tweede methode wordt vaak gebruikt als alleen in een deel van de breedte stroomsnelheid is gemeten, zoals bij een HADCP. Hiervoor zijn afvoeren op basis van stroomsnelheidsmetingen in een groter deel van de dwarsdoorsnede nodig, zoals afvoer uit bootmetingen. Op basis van de natte doorsnede en een verband tussen de index-stroomsnelheid en de over de dwarsdoorsnede gemiddelde stroomsnelheid kan de afvoer worden berekend voor ieder tijdsinterval.

De meetonzekerheid van de resulterende afvoer volgens deze twee methoden verschilt per locatie en hangt af van de condities. Over het algemeen kan de afvoer alleen met een voldoende kleine meetonzekerheid worden bepaald uit metingen vanaf een vaste meetopstelling voor een bepaald afvoerbereik. Bijvoorbeeld is het nodig dat het stromingsprofiel is ontwikkeld tot een logaritmisch profiel: dit is vaak niet het geval bij de laagste afvoeren.

Een ander voorbeeld is dat de meetonzekerheid in de afvoer vaak te groot wordt, wanneer uiterwaarden mee stromen en geen stroomsnelheid gemeten wordt in de uiterwaarden.

2.1.2 Uit waterstandsmetingen

De afvoer kan ook indirect worden bepaald uit alleen de waterstand, wanneer op basis van eerdere afvoerbepalingen op basis van stroomsnelheidsmeting een relatie tussen waterstand en afvoer is bepaald. Dit is aantrekkelijk, omdat het meten van de waterstand eenvoudig continu uitgevoerd kan worden en aanzienlijk goedkoper is dan het bepalen van afvoer op basis van stroomsnelheidsmetingen met een vaste meetopstelling of vanaf een boot.

De relatie tussen afvoer en waterstand kan worden beschreven door stromingsvergelijkingen. Door de stromingsvergelijkingen op basis van enkele aannames te vereenvoudigen, kan een praktische relatie worden opgesteld die de gebruikers in staat stelt om de afvoer direct te bepalen uit (gemeten) waterstanden. Deze relaties worden Qh-relaties genoemd (naar het symbool Q voor afvoer en h voor waterstand).

2.2 Fysische basis voor een Qh-relatie

2.2.1 Massa en impulsbalans 1D

De afvoer in een doorsnede is afhankelijk van onder andere de waterdiepte in die doorsnede en het verhang. Om de afvoer en waterstand dynamisch op te lossen zijn twee vergelijkingen nodig. Omdat we afvoer willen bepalen door een doorsnede van de rivier, worden de breedte- en dieptegemiddelde impulsvergelijking en de massabalans gebruikt.

Voor een onsamendrukbare vloeistof is de dichtheid constant en reduceert de wet van massabehoud zich tot volumebehoud. We nemen aan dat geen zijdelingse uitwisseling van water plaats vindt, zoals in het specifieke geval van het volstromen van een uiterwaard. Het volumebehoud voor een dergelijke waterloop is:

$$B \frac{\partial(h - z_b)}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial s} = 0$$

met daarin (Figuur 2.2):

- B volledige breedte [m]
- h hoogte van het wateroppervlak t.o.v. een referentievlak [m]
- z_b hoogte van de bodem t.o.v. een referentievlak [m]
- t tijd [s]
- Q afvoer [m^3s^{-1}]
- s afstand in stroomafwaartse richting [m]

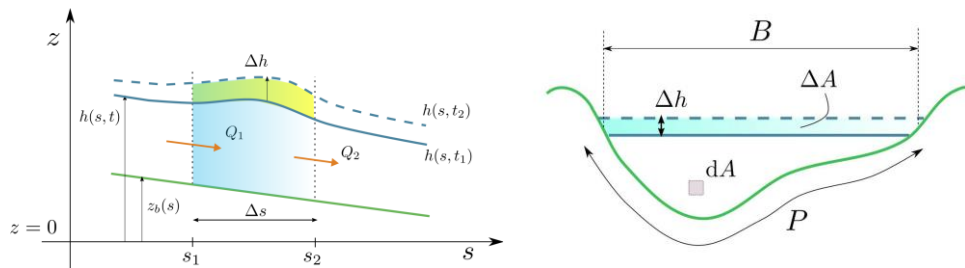
De impulsvergelijking in termen van afvoer is voor een doorsnede langs een recht gedeelte van de rivier (geen centrifugaaleffecten door bochtstroming) en voor een niet samendrukbare vloeistof:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{Q^2}{A} \right) + gA \frac{\partial h}{\partial s} + c_f \frac{|Q|Q}{AR} = 0$$

met daarin:

- A stroomvoerend oppervlak [m^2]
- g zwaartekrachtversnelling [$\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$]
- c_f Darcy-Weisbach-weerstandscoefficiënt [-]
- R hydraulische straal [m]

De eerste term hangt samen met de verandering van de over de dwarsdoorsnede gemiddelde stroomsnelheid, de tweede term representeert advectie, de derde representeert het krachtsverschil door druk en de vierde is de wrijvingsterm. Voor deze impulsvergelijking is aangenomen dat er geen windinvloed is en dat de wrijving wordt veroorzaakt door de bodem en niet door objecten als bijvoorbeeld boomstammen in de doorsnede.



Figuur 2.2 Links: Doorsnede langs een rivier met afvoer op locaties s_1 en s_2 , en een stijgende waterstand. Rechts: Dwarsdoorsnede van een rivier bij dezelfde stijgende waterstand, waarbij de gehele doorsnede stroomvoerend is. Bron: Battjes en Labeur (2014).

2.2.2 Afleiding Chézy-vergelijking

Het oplossen van de massa- en impulsbalans tot afvoer en waterstand als functie van de tijd en langs de rivier kan zelfs breedte- en dieptegemiddeld (1D) alleen numeriek. Voor het berekenen van afvoer op basis van waterstand is het nodig enkele aannames te maken, waarmee de vergelijkingen zo vereenvoudigen dat de relatie tussen waterstand en afvoer direct kan worden opgelost. Deze aannames zijn stationariteit en uniformiteit.

De impulsvergelijking reduceert door de aanname van stationariteit ($\frac{\partial Q}{\partial t} = 0$) tot:

$$\frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{Q^2}{A} \right) + gA \frac{\partial h}{\partial s} + c_f \frac{|Q|Q}{AR} = 0$$

Bij uniformiteit veranderen de stroomsnelheid, de diepte en dus ook de afvoer langs de waterloop niet. Dat betekent ook dat het verhang ($-\frac{\partial h}{\partial s}$) gelijk is aan de bodemhelling (S_0). De aanname van uniformiteit ($\frac{\partial Q}{\partial s} = 0$ en $\frac{\partial h}{\partial s} = -S_0$) leidt voor afvoer in de positieve richting (naar benedenstrooms):

$$-gAS_0 + c_f \frac{Q^2}{AR} = 0$$

En voor de stroomsnelheid:

$$U = \left(R \frac{gS_0}{c_f} \right)^{\frac{1}{2}}$$

Chézy introduceerde een dimensierijke coëfficiënt met eigen naam volgens $C = \sqrt{g/c_f}$. Dit geeft de "Wet van Chézy":

$$U = \sqrt{\frac{g}{c_f}} \sqrt{RS_0} = C \sqrt{RS_0}$$

De Chézy-coëfficiënt (C met eenheid $[m^{1/2}/s]$) is een maat voor de ruwheid (een hogere waarde betekent een gladder profiel en een lagere ruwheid) en tegelijk ook voor de intensiteit van de turbulentie.

Voor de totstandkoming van de “Wet van Chézy” is het van belang dat Chézy als eerste een recht evenredig verband vond tussen het verhang en de stroomsnelheid in het kwadraat. Dat is een empirisch verband. Gebaseerd op dat empirische verband wordt in de impulsvergelijking (tweede vergelijking in sectie 2.2.1) aangenomen dat de weerstandsterm evenredig is met de stroomsnelheid in het kwadraat. Het gevolg is dat in de “Wet van Chézy” stroomsnelheid recht evenredig is met de wortel uit het verhang.

Op een vergelijkbare manier als voor de “Wet van Chézy” kan ook de empirische Manning-coëfficiënt [$s/m^{1/3}$] worden afgeleid. Welke ruwheidsformulering wordt gebruikt hangt onder andere af van nationale tradities. In Nederland wordt voor rivieren traditioneel de Chézy-coëfficiënt gebruikt.

2.2.3 Evenredigheid afvoer en waterdiepte

Met de aannames van stationariteit en uniformiteit, kunnen we nu voor een doorsnede van een rivier een evenredigheid vinden. Wanneer de breedte veel groter is dan de waterdiepte is de hydraulische straal vrijwel gelijk aan de waterdiepte ($d = h - z_b$). Omdat afvoer gelijk is aan stroomsnelheid maal de natte doorsnede geldt dan :

$$Q = UA = C\sqrt{dS_0}Bd = C\sqrt{S_0}Bd^{3/2}$$

We zien dat afvoer door een rechthoekig dwarsprofiel recht evenredig is met de waterdiepte tot de macht 3/2:

$$Q \propto d^{3/2}$$

2.3 Opzetten van een Qh-relatie

2.3.1 Algemeen

Op een locatie in de rivier kan een Qh-relatie worden opgezet op basis van het gevonden theoretische verband tussen waterstand en afvoer. De locatie waarvoor een Qh-relatie bepaald wordt dient zo gekozen te worden dat de stroming uniform en stationair is en er geen berging van stilstaand water plaats vindt. Een Qh-relatie kan ook worden gebruikt om de afvoer te bepalen voor hogere waterstanden dan voor de hoogste waterstand waarbij een afvoer uit bootmeting beschikbaar is. Echter levert een dergelijke extrapolatie naar dergelijke extreme waarden extra voorspelonzekerheid op.

2.3.2 Eenduidig

De meest eenvoudige Qh-relatie wordt een eenduidige relatie genoemd:

$$Q = a(h - h_0)^b$$

met daarin:

- h waterstand [m]
- h_0 waterstand waarbij juist geen afvoer meer plaats vindt [m]
- a constante
- b constante

Daarbij wordt de waterstand waarbij juist geen afvoer plaats vindt gebruikt: h_0 . Het niveau h_0 zal op de meeste locaties gelijk zijn aan het bodemniveau, behalve als de bodemligging op de specifieke locatie lager is dan verder stroomafwaarts.

De constanten a en b en de h_0 worden bepaald door de afvoer uit metingen (meestal uit bootmetingen) op die locatie te relateren aan de waterstand op dat moment.

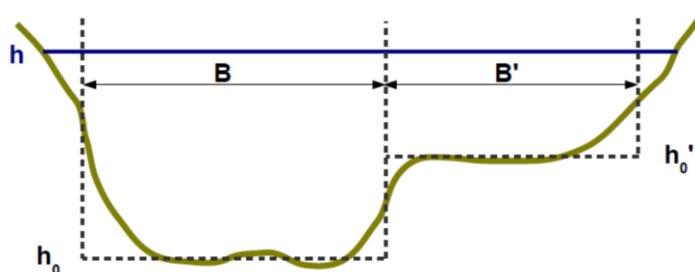
Het resultaat is een machtsfunctie ook wel afvoerkromme genoemd. Volgens de Chézy-vergelijking voor rechthoekige dwarsprofielen is de verwachting voor parameter b een waarde van $3/2$. Echter, de waarde kan van deze verwachtingswaarde verschillen afhankelijk van de vorm van het profiel en lokale omstandigheden.

2.3.3 Meervoudig

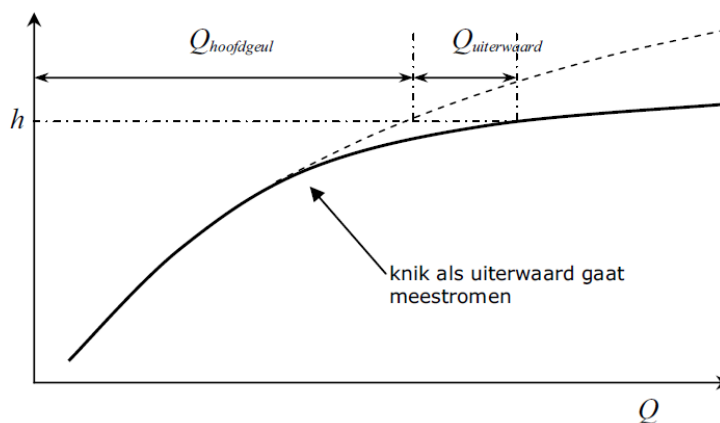
Wanneer de breedte te veel varieert met de waterhoogte, zoals in het geval van de aanwezigheid van uiterwaarden, wordt vaak een meervoudige Qh-relatie bepaald. Dat kan op meerdere manieren. Figuur 2.3 geeft een voorbeeld van een doorsnede waarin een uiterwaard mee stroomt vanaf een bepaalde waterhoogte. Een meervoudige Qh-relatie kan in dit geval uit 2 gecombineerde eenduidige relaties bestaan:

$$Q = a(h - h_0)^b + a'(h - h_0')^{b'}$$

Merk op dat in dit voorbeeld 6 parameters bepaald moeten worden. De verwachting voor a'/a is volgens de theorie gelijk aan B'/B wanneer hydraulische ruwheid en bodemhelling in beide secties gelijk zijn. Figuur 2.4 toont een mogelijk resulterende Qh-relatie. Wanneer de uiterwaard begint mee te stromen is de Qh-relatie vlakker, onder andere door de grotere breedte.



Figuur 2.3 Twee secties in een dwarsdoorsnede met links de hoofdgeul en rechts een uiterwaard. Bron: Mansanarez (2016).



Figuur 2.4 Effect van het mee stromen van de uiterwaard in de Qh-relatie, waarbij vanaf de waterstand waar de 'knik' staat aangegeven de afvoer over de hele breedte sneller toeneemt met de waterstand dan voor de hoofdgeul alleen. Bron: Stowa (2009).

2.4 Omgaan met niet-stationariteit

2.4.1 Algemeen

In werkelijkheid zijn waterstand en afvoer in de rivier vaak niet-stationair. We gaan in deze paragraaf in op hoe je met dergelijke niet-stationariteit kunt omgaan.

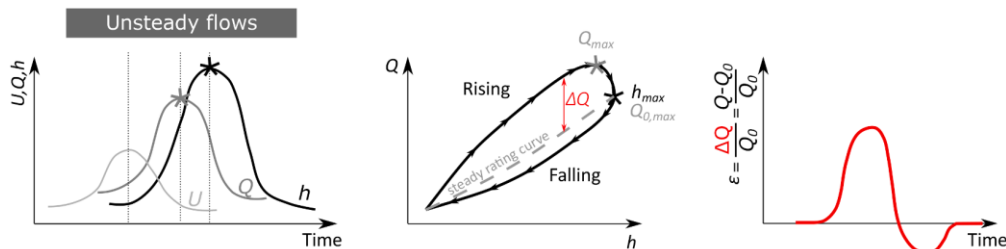
We beperken ons daarbij tot niet-stationariteit van het systeem. Op meerdere tijdschalen treedt niet-stationariteit op in het watersysteem:

- Op de kortste tijdschaal (uren-dagen):
 - na regenval in (een deel van) het stroomgebied kan de afvoer toenemen.
 - door getij of stormopzet kan de afvoer worden beïnvloed.
 - Hoewel getij voor de afvoermeetlocaties benedenstrooms in Nederland (bijvoorbeeld Hagestein) wel van belang kan zijn, beschouwen we deze variatie niet verder. Voor de verder bovenstrooms gelegen locaties is getij niet van belang.
- Op middellange termijn (dagen-maanden):
 - is er seizoensafhankelijkheid in de hydraulische ruwheid, bijvoorbeeld onder invloed van vegetatiegroei.
 - kan het doorstroomoppervlak variëren als gevolg van sedimentatie en erosie tijdens een hogere afvoer(periode).
 - kan de hydraulische ruwheid veranderen door duinvorming tijdens een hogere afvoer(periode).
- Op de lange termijn (jaren):
 - speelt netto bodemhoogteverandering een rol.
 - kunnen hoge afvoeren vaker voorkomen door klimaatverandering.
 - kan de afvoer op benedenstroomse locaties vaker worden beïnvloed door de zeewaterstand, als gevolg van zeespiegelstijging.
 - veranderen ingrepen in de rivier mogelijk de relatie tussen afvoer en waterstand op een locatie.

We gaan in op het effect van drie fenomenen op de Qh-relatie die betrekking hebben op deze verschillende tijdschalen.

2.4.2 Hysterese

Onder het begrip hysterese verstaan we hier het feit dat de afvoer bij een bepaalde waterstand groter is in de aanloop naar een hoogwaterpiek dan in de fase na de piek (Figuur 2.5). Kort gezegd komt dit omdat het waterstandsverhang voor de piek groter is dan na de piek.



Figuur 2.5 Een voorbeeld van het effect van een afvoergolf op de Qh-relatie Bron: Perret et al. (2022).

2.4.2.1 Formule van Jones

Om dit effect te kunnen kwantificeren gaan we uit van de vergelijkingen voor massa- en impulsbehoud (zie paragraaf 2.2.1), waarbij we de lokale en advectieve versnellingsterm in de impulsbalans verwaarlozen:

$$B \frac{\partial(h - z_b)}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial s} = 0$$

$$gA \frac{\partial h}{\partial s} + c_f \frac{Q^2}{AR} = 0$$

Deze vereenvoudiging is geldig wanneer de snelheid en de waterstand als gevolg van het hoogwater slechts langzaam veranderen. Dit is bij hoogwatergolven op de grote rivieren in Nederland doorgaans het geval. Met $h = d + z_b$ en $\frac{\partial z_b}{\partial s} = -S_0$ kunnen we de impulsvergelijking ook schrijven als:

$$\frac{\partial d}{\partial s} - S_0 + c_f \frac{Q^2}{gA^2R} = 0$$

Voor uniforme stroming is $\frac{\partial d}{\partial s} = 0$ en geldt, zo zagen we ook al in paragraaf 2.2.2:

$$Q_0 = A \sqrt{\frac{g}{c_f}} \sqrt{RS_0}$$

Waarin Q_0 de afvoer bij uniforme en stationaire stroming aanduidt. Door de twee bovengenoemde vergelijkingen te combineren krijgen we:

$$Q = Q_0 \sqrt{1 - \frac{1}{S_0} \frac{\partial d}{\partial s}}$$

Hiermee kunnen we het effect van hysteresis uitdrukken als een correctie op de afvoer bij uniforme stroming. De afvoer bij uniforme stroming volgt in de praktijk vaak uit een Qh-relatie. De waarde van $\frac{\partial d}{\partial s}$ bepalen is in de praktijk echter problematischer, omdat in dat geval de waterstand op twee locaties tegelijk gemeten moet worden. Daarom wordt vaak een extra vereenvoudiging geïntroduceerd, die gebaseerd is op de aanname van uniforme stroming. Omdat we weten dat de stroming bij een hoogwatergolf niet echt uniform kan zijn spreken we hier van de aanname van quasi-uniforme stroming. Deze aanname is geldig wanneer het verschil tussen het waterstandsverhang en het bodemverhang klein is, ofwel bij lange en lage hoogwatergolven. In dit geval kunnen we de vergelijking voor massabehoud schrijven als:

$$\frac{\partial d}{\partial t} + \frac{1}{B} \frac{dQ_0}{dd} \frac{\partial d}{\partial s} = 0$$

Uit deze vergelijking blijkt dat voor een waarnemer die beweegt met een snelheid gelijk aan $\frac{1}{B} \frac{dQ_0}{dd}$ geen veranderingen in de waterdiepte d optreden (en als gevolg van quasi-uniformiteit ook niet in de afvoer Q). Daarmee kunnen we de term $\frac{1}{B} \frac{dQ_0}{dd}$ definiëren als de snelheid van de hoogwatergolf c . Daarmee kunnen we schrijven:

$$\frac{\partial d}{\partial s} = -\frac{1}{c} \frac{\partial d}{\partial t} = -\frac{1}{c} \frac{\partial h}{\partial t}$$

Hierin hebben we gesteld dat $\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial d}{\partial t}$. Dit is geldig wanneer wordt verondersteld dat $\frac{\partial z_b}{\partial t} = 0$, dus geen verandering van de bodemhoogte tijdens de hoogwatergolf. Als we dit weer invullen in de vergelijking van Q ten opzichte van Q_0 krijgen we:

$$Q = Q_0 \sqrt{1 + \frac{1}{S_0 c} \frac{\partial h}{\partial t}}$$

Dit wordt de formule van Jones genoemd, naar Jones (1916). Uit de formule kunnen we opmaken dat het effect van hysterese toeneemt naarmate het bodemverhang S_0 kleiner is en de stijgsnelheid van de waterstand $\frac{\partial h}{\partial t}$ groter.

De formule van Jones is populair omdat het effect van hysterese hiermee eenvoudig kan worden bepaald op basis van een tijdserie van gemeten waterstanden tijdens een hoogwatergolf, de bodemtopografie en een schatting van de golfsnelheid. Het Jones-effect is overigens niet de enige bron van hysterese. Hysterese ontstaat ook doordat beddingvormen zich met vertraging aanpassen aan de stroming.

2.4.2.2 Variant van Ogink & Stolker

Voor Q_0 zijn we tot nu toe uitgegaan van stationaire en uniforme stroming. Ogink & Stolker (2004) stellen echter dat de stroming in de Rijn onder stationaire condities niet uniform is, vanwege de wisselende dwarsdoorsnede langs de rivier bij hoogwater. Dit betekent dat de advectieve versnellingsterm in de impulsvergelijking niet verwaarloosd mag worden:

$$\frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{Q^2}{A} \right) + gA \frac{\partial h}{\partial s} + c_f \frac{Q^2}{AR} = 0$$

Ofwel:

$$\frac{1}{gA} \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{Q^2}{A} \right) + \frac{\partial h}{\partial s} + c_f \frac{Q^2}{gA^2R} = 0$$

En door de eerste term te herschrijven:

$$\begin{aligned} \frac{1}{2g} \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{Q^2}{A^2} \right) + \frac{\partial h}{\partial s} + c_f \frac{Q^2}{gA^2R} &= 0 \\ \frac{1}{2g} \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{Q^2}{A^2} \right) + \frac{\partial d}{\partial s} - S_0 + c_f \frac{Q^2}{gA^2R} &= 0 \end{aligned}$$

Dan wordt gesteld dat $\frac{\partial d}{\partial s}$ bestaat uit twee bijdragen: één als gevolg van de niet-uniformiteit bij stationaire stroming, en één als gevolg van de niet-uniformiteit van de afvoergolf:

$$\frac{1}{2g} \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{Q^2}{A^2} \right) + \left. \frac{\partial d}{\partial s} \right|_{stationair} + \left. \frac{\partial d}{\partial s} \right|_{afvoergolf} - S_0 + c_f \frac{Q^2}{gA^2R} = 0$$

Vervolgens wordt het energieverhang bij stationaire stroming gedefinieerd als:

$$-S_e = \frac{1}{2g} \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{Q^2}{A^2} \right) + \left. \frac{\partial d}{\partial s} \right|_{stationair} - S_0$$

Zodat, bij stationaire stroming:

$$-S_e + c_f \frac{Q^2}{gA^2R} = 0$$

$$Q_0 = A \sqrt{\frac{g}{c_f} \sqrt{RS_e}}$$

En bij niet-stationaire stroming:

$$-S_e + \left. \frac{\partial d}{\partial s} \right|_{afvoergolf} + c_f \frac{Q^2}{gA^2R} = 0$$

Zodat:

$$Q = Q_0 \sqrt{1 - \left. \frac{1}{S_e} \frac{\partial d}{\partial s} \right|_{afvoergolf}}$$

En, volgens dezelfde afleiding als eerder:

$$Q = Q_0 \sqrt{1 + \frac{1}{S_e c} \frac{\partial h}{\partial t}}$$

Deze variant werd voor het eerst voorgesteld door Wiggins (1925). In de praktijk wordt deze variant zelden gebruikt, omdat de bepaling van het energieverhang niet eenvoudig is.

2.4.3 Seizoensafhankelijkheid

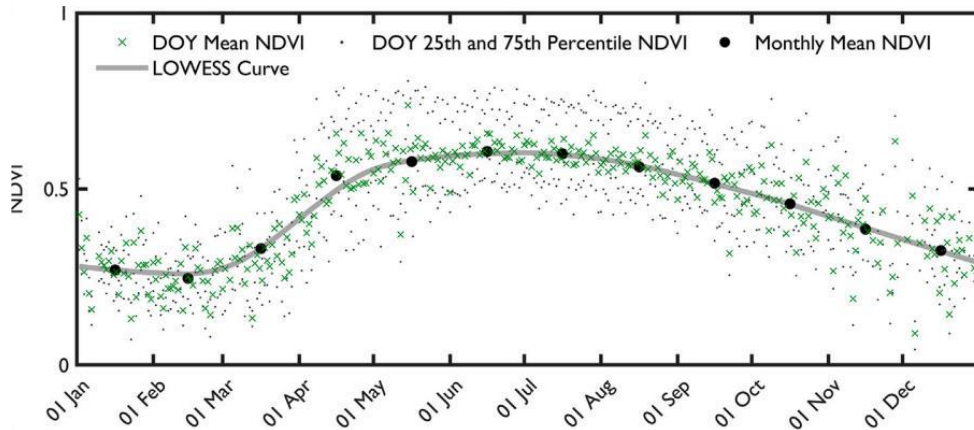
De hydraulische ruwheid door vegetatie onder water en in overstromde uiterwaarden varieert met het seizoen. Over het algemeen is de hydraulische ruwheid in de winter kleiner dan in de zomer, doordat vegetatie in de zomer groeit en bladeren heeft en in de winter is gestorven of geen blad heeft. Onderhoud zoals maaien speelt ook een belangrijke rol. Het is bekend dat vegetatie met blad kan leiden tot een hogere waterstand in vergelijking met de situatie zonder blad, maar niet tot hoeveel waterstandsverhoging deze seizoensafhankelijkheid leidt (Berends et al. 2023). Modellen geven de seizoensafhankelijkheid weer, maar dit effect kan door de meetonzekerheid die inherent is aan het doen van metingen in de rivier niet worden bevestigd.

Voor een waterloop in Frankrijk van ongeveer 25 m breed en met vegetatiegroei onder water in een groot deel van de waterloop, is een seizoensafhankelijke Qh-relatie ontwikkeld (Perret et al., 2022). De relatieve fout in afvoer reduceerde hierdoor van gemiddeld 50% tot 20%. Voor bredere rivieren met beperkte vegetatiegroei in de hoofdgeul is het effect naar verwachting minder groot, maar het is evident dat de variatie van vegetatie met het seizoen en het onderhoud van begroeiing een rol spelen bij verhoogde afvoer.

Seizoensafhankelijkheid door vegetatiegroei (Figuur 2.6) werkt door in de ruwheid van de uiterwaarden. Voor een tweevoudige Qh-relatie kan dit worden ingebouwd door de introductie van een tijdsafhankelijke coëfficiënt a' . Deze coëfficiënt beschrijft bodemverhang, ruwheid en geometrie. Omdat bodemverhang en ruwheid ongewijzigd blijven, kan een seizoensafhankelijke Qh-relatie als volgt worden beschreven:

$$Q = a(h - h_0)^b + \phi(t)c'(h - h_0)^{b'}$$

Waarbij $\phi(t)$ de tijdsafhankelijke ruwheid is en c' de ongewijzigde verzamelparameter voor verhang en geometrie. De vorm van $\phi(t)$ kan bijvoorbeeld een harmonisch signaal zijn (Berends et al. 2023).



Figuur 2.6 Seizoensafhankelijkheid van vegetatie in termen van 'Normalised Difference Vegetation Index' (NDVI) in de rivier de Po. Bron: Boothroyd et al. (2021).

2.4.4 Bodemhoogteverandering

Wanneer door erosie en sedimentatie een netto bodemhoogteverandering optreedt, verandert h_0 en zal ook de waterstand veranderen. Bodemhoogteverandering kan op verschillende manieren opgenomen worden in een Qh-relatie. Uit Berends et al. 2021 blijkt dat h_0 voor de Waal kan worden gemodelleerd als een lineaire functie. In Gensen et al. 2022 is een trend voor de lokale bodemhoogteverandering toegevoegd voor verschillende Rijntakken van de vorm:

$$Q(h, t) = a(h - (b_c + \beta t))^b + a'(h - h_0')^{b'}$$

met daarin:

- b_c bodemhoogte in hoofdgeul, waarbij geen afvoer plaats vindt op 1-1-1988 [m NAP]
- β bodemhoogteverandering per jaar [m/jaar]
- t tijd vanaf 1-1-1988 [jaar]

Bij de Pannerdense Kop werden voor de jaarlijkse bodemhoogteverandering voor ieder van de takken waarden tussen -0,02 en -0,01 m/jaar, overeenkomstig met trends uit metingen. Het effect van de vaste jaarlijkse netto bodemerosie is duidelijk zichtbaar bij een vergelijking van de Qh-relatie voor 1988 met die van 2018 (Gensen et al., 2022). De vergelijking met gemeten waterstand en afvoer afzonderlijk voor die jaren laat zien dat dit een verbetering is.

Een tweede-orde-effect kan optreden wanneer bodemverandering niet lokaal is, maar een uitdrukking van een aanpassing van het verhang over een groter gebied. Wanneer alleen in de beschouwde dwarsdoorsnede erosie of sedimentatie optreedt en niet langs het hele traject, is bovendien de aanname van uniformiteit mogelijk niet langer geldig (zie paragraaf 2.5).

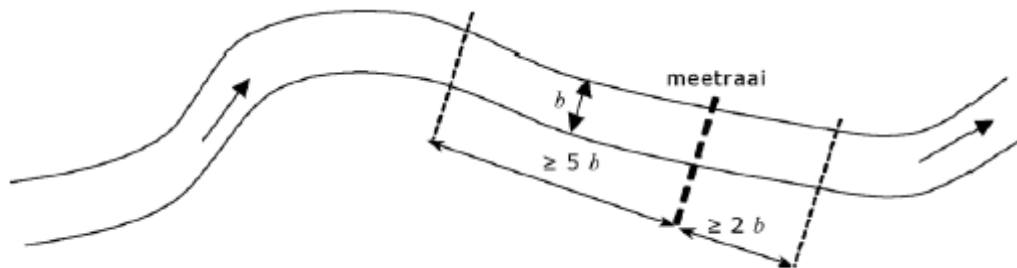
Vanwege bodemhoogteverandering door allerlei oorzaken is het nodig de Qh-relatie regelmatig te actualiseren. In de literatuur voor rivieren en beken wordt vaak genoemd dat een Qh-relatie ieder jaar geactualiseerd moet worden. Daarbij is het goed om te benadrukken dat voor een bepaling van de Qh-relatie alleen afvoermetingen kunnen worden gebruikt van de actuele situatie, ofwel passend bij de actuele bodemligging. In andere woorden, wanneer gemeten afvoer uit een periode met bijvoorbeeld een hogere bodemligging worden gebruikt, zal de Qh-relatie leiden tot een systematische onderschatting van de afvoer. Om toch afvoermetingen te kunnen gebruiken van langer geleden worden correcties toegepast, alsof die afvoer optrad in de huidige situatie. Een dergelijke correctie leidt tot aanvullende voorspelonzekerheid van de Qh-relatie, maar kan nuttig zijn wanneer in recente jaren het aantal extreme (hoge en lage) afvoeren beperkt was.

2.5 Omgaan met niet-uniformiteit

2.5.1 Algemeen

Voor een eenduidige of meervoudige Qh-relatie zoals hierboven beschreven is verondersteld dat de stroming en diepte uniform zijn langs de rivier rondom de locatie waar de relatie voor wordt opgesteld. De aanname van uniformiteit betekent ook dat het waterspiegelverhang gelijk blijft aan de helling van de bodem rondom de locatie waar de Qh-relatie voor wordt opgesteld. Dit betekent dat er op die locatie geen invloed mag zijn van benedenstrooms door bijvoorbeeld een stuw, een vernauwing van de rivier of een zijrivier die benedenstrooms uitstroomt. Ook een splitsingspunt benedenstrooms (zoals voor Lobith) kan leiden tot opstuwing, wanneer bijvoorbeeld in een tak de waterdiepte onevenredig klein is of de weerstand hoog is.

In werkelijkheid zijn er niet veel locaties in een rivier waar de stroming over het gehele waterstandsbereik uniform kan worden verondersteld. In een laaglandrivier zal een relatief recht gedeelte van de rivier met vergelijkbare bodemligging in de stromingsrichting zo goed mogelijk voldoen aan uniformiteit (Figuur 2.7). Aan de andere kant is in een laaglandrivier de invloed van benedenstrooms groter dan in een rivier met groter verhang. Een stelregel is de locatie voor de Qh-relatie zo te kiezen dat de rivier vijfmaal de breedte bovenstrooms en tweemaal benedenstrooms recht is en het dwarsprofiel in dit gedeelte hetzelfde is. Een locatie in een recht gedeelte van de rivier kan nog altijd worden beïnvloed door opstuwing benedenstrooms. Kan dat niet vermeden worden, dan is het nodig voor de opstuwing te corrigeren met een waterstand die ter hoogte van de opstuwing is gemeten (Rantz, 1982). Hoe de waterstand die benedenstrooms wordt gemeten gebruikt wordt in de relatie is afhankelijk van de locatie, en mogelijk ook afhankelijk van het afvoerregime.



Figuur 2.7 Een meetlocatie die zo goed mogelijk voldoet aan uniformiteit in een rivier. Bron: Stowa (2009)

2.5.2 Corrigeren voor stuwwerking

Zowel bij Lobith op de Rijn als bij Eijsden op de Maas wordt de Qh-relatie beïnvloed door stuwwerking benedenstrooms (van respectievelijk stuw Driel en stuw Borgharen). Door stuwwerking wordt het waterstandsverhang immers beïnvloed. Net als voor hysteresis kunnen we deze invloed eenvoudig kwantificeren wanneer we de lokale en advectieve versnellingstermen in de impulsbalans verwaarlozen:

$$gA \frac{\partial h}{\partial s} + c_f \frac{Q^2}{AR} = 0$$

$$\frac{\partial h}{\partial s} + c_f \frac{Q^2}{gA^2R} = 0$$

Als we van deze vergelijking uitgaan voor een referentiesituatie waarvoor we de afvoer Q_r en het verhang $S_r = \frac{\partial h_r}{\partial s}$ kennen, en voor een tweede situatie waarvoor we het verhang $S = \frac{\partial h}{\partial s}$ gemeten hebben, kunnen we de vergelijking voor beide situaties als volgt herschrijven:

$$Q = A \sqrt{\frac{g}{c_f}} \sqrt{RS}$$

$$Q_r = A \sqrt{\frac{g}{c_f}} \sqrt{RS_r}$$

En vervolgens kunnen we deze vergelijkingen als volgt combineren:

$$\frac{Q}{Q_r} = \frac{A \sqrt{\frac{g}{c_f}} \sqrt{RS}}{A \sqrt{\frac{g}{c_f}} \sqrt{RS_r}}$$

Als we er vervolgens vanuit gaan dat c_f , A en R voor beide situaties gelijk zijn, kunnen we stellen dat:

$$Q = Q_r \sqrt{\frac{S}{S_r}}$$

Deze vergelijking is dus alleen geldig wanneer de stuw slechts kleine veranderingen in snelheid en waterstand introduceert (zodat de versnellingstermen verwaarloosd kunnen worden), en wanneer de waterdiepte (bij $R \approx d$) in beide situaties gelijk is.

Om de vergelijking in de praktijk te kunnen gebruiken als correctie van de afvoer uit een Qh-relatie moeten gelijktijdige metingen van waterstand (h_1) en afvoer beschikbaar zijn op de locatie van de Qh-relatie, en een tweede waterstandsmeting (h_2) op dezelfde momenten op een andere locatie bovenstrooms van de stuw. Hiermee kunnen de volgende stappen worden doorlopen:

- 1 Eerst wordt uit de waterstandsmetingen het verhang S_r als functie van h_1 bepaald. S_r kan bijvoorbeeld het gemiddelde verhang bij een bepaalde waterstand zijn (aangezien het verhang als gevolg van stuwwerking natuurlijk kan variëren), of het verhang in de situatie zonder stuwinvloed.

2 Vervolgens wordt voor elke $[Q, h_1, h_2]$ -meting de referentieafvoer bepaald via:

$$Q_r = Q \sqrt{\frac{S_r}{S}}$$

- 3 Nu kan een relatie tussen Q_r en h_1 worden opgesteld door een lijn te fitten door de $[Q_r, h_1]$ -combinaties. Nu kennen we zowel Q_r als S_r als functie van h_1 .
- 4 Vervolgens kan voor nieuwe metingen $[h_1, h_2]$ de afvoer worden bepaald via:

$$Q = Q_r \sqrt{\frac{S}{S_r}}$$

2.6 Omgaan met meetonzekerheid

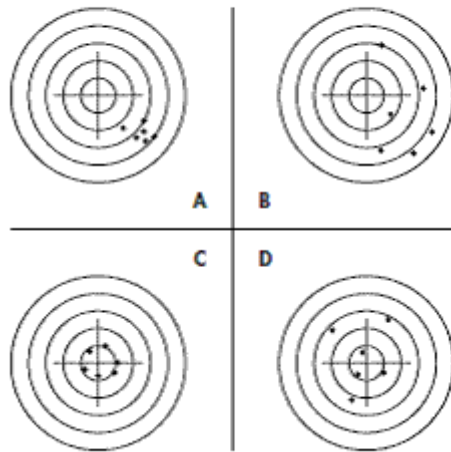
2.6.1 Onnauwkeurigheid en standaardafwijking

Een afvoer berekend op basis van stroomsnelheidsmetingen heeft een onzekerheid door onzekerheid in de metingen en door extrapolatie van stroomsnelheid en plaats meetonzekerheid. De meetonzekerheid kan je uitdrukken in een betrouwbaarheidsinterval. De definitie van het betrouwbaarheidsinterval is het gebied waarbinnen met een bepaalde kans de werkelijke waarde voor de afvoer ligt. Vaak wordt dit interval gegeven relatief ten opzichte van de werkelijke waarde. Als voorbeeld geven we het betrouwbaarheidsinterval voor een relatieve meetonzekerheid van 5%: $[0.95 \times Q; 1.05 \times Q]$. In dit geval valt de voorspelde afvoer in 19 van de 20 gevallen binnen het betrouwbaarheidsinterval en 1 op de 20 keer erbuiten. In de praktijk kennen we de werkelijke waarde van de afvoer niet. De werkelijke waarde kan dus niet gebruikt worden om de meetonzekerheid te bepalen.

Vaak wordt in de praktijk de term onnauwkeurigheid gebruikt om de meetonzekerheid aan te geven. Hoe kleiner de onnauwkeurigheid, hoe kleiner de totale fout. Een methode om de onnauwkeurigheid van een serie voorspelde afvoeren (bijvoorbeeld met een Qh-relatie) te bepalen is om ze te vergelijken met de direct bepaalde afvoer op dat moment. Vaak wordt de onnauwkeurigheid van een dergelijke serie van voorspelde afvoeren bepaald door de wortel van de gemiddelde kwadratische afwijking (root mean square error; RMSE) te bepalen. De nauwkeurigheid van een serie metingen bestaat uit juistheid en precisie, en is voor een serie metingen met dezelfde verwachtingswaarde weergegeven in Figuur 2.8. Juistheid geeft de mate van overeenstemming aan tussen de (gemiddelde) waarde die verkregen wordt uit een reeks waarnemingen en de werkelijke waarde, ofwel de systematische fout. Precisie geeft de mate waarin de metingen onderling verschillen, ofwel de toevallige fout. Wenselijk is dat de serie juist en precies is (C in Figuur 2.8) en daarna het meest wenselijk is dat door middeling van de metingen een juist resultaat wordt verkregen (D in Figuur 2.8).

In het geval dat er geen systematische afwijking is (C en D in Figuur 2.8) en sprake is van een normale verdeling, is de RMSE gelijk aan de **standaardafwijking**. Het 95%-betrouwbaarheidsinterval dat hierbij hoort is $[Q-2\sigma; Q+2\sigma]$. Een onnauwkeurigheid uitgedrukt als standaardafwijking (5% van het gemiddelde van de meetserie) heeft dus een twee keer zo breed betrouwbaarheidsinterval als het betrouwbaarheidsinterval bij een meetonzekerheid van 5%. Dit onderstreept het belang om expliciet te zijn hoe een meetonzekerheid is ingeschat.

A: wel precies; niet juist. B: niet precies; niet juist.
C: wel precies en wel juist. D: niet precies; wel juist.



Figuur 2.8 Onnauwkeurigheid bestaat uit juistheid en precisie. Bron: [Milieubelastende activiteiten lucht / Informatiepunt Leefomgeving](#).

2.6.2 Nauwkeurigheid bootmetingen

De bepaling van afvoer op basis van bootmetingen op een geschikte locatie (paragraaf 2.3.1) wordt over het algemeen gezien als de meest nauwkeurige methode. Het is dus niet zinvol om onnauwkeurigheid van bootmetingen in te schatten door te vergelijken met andere metingen. Vaak wordt de afvoer uit bootmetingen gebruikt als referentie om andere metingen mee te vergelijken, en natuurlijk om de Qh-relaties af te leiden.

Voor de afvoer uit bootmetingen is het mogelijk om de onzekerheid van een meting in te schatten op basis van optelling van meetonzekerheid in de metingen (van stroomsnelheid en waterstand), de condities tijdens de metingen, de extrapolatie over de doorsnede en de duur van de inwinperiode. Bij een grotere variatie in afvoer tijdens de inwinperiode en bij minder frequent varen van een overtocht zal de meetonzekerheid groter zijn.

De precisie van het resultaat wordt groter door middeling van (bijvoorbeeld 10) overtochten. Echter is dit geen garantie voor een juist resultaat. Daarnaast kan de variatie in afvoer per overtocht gebruikt worden als indicatie van de meetonzekerheid van het gemiddelde resultaat. Bij grote verschillen tussen de afvoer per overtocht is de onnauwkeurigheid van de resulterende afvoer groter.

2.7 Methoden voor het afleiden van een Qh-relatie

2.7.1 Lineaire regressie

Vaak worden de parameters van de Qh-relatie(s) voor een locatie deterministisch bepaald met lineaire regressie. Bij deze vorm van regressie wordt de kwadratische fout geminimaliseerd. Het resultaat hangt af van de set metingen die wordt gebruikt. Bij het gebruik van de absolute afvoer (en niet de relatieve fout) is het gewicht van een afvoer in het hoge bereik groter dan gemiddeld, doordat de absolute fout over het algemeen groter is dan voor gemiddeld afvoerbereik. Het resultaat is een machtsfunctie die monotoon toeneemt met de waterstand. Een regressie geeft niet direct de voorspelonzekerheid van deze relatie als functie van de waterstand weer, maar de totale restfout.

Er is brede consensus in de literatuur dat het belangrijk is om voorspelonzekerheid voor afvoeren bepaald met een Qh-relatie te kwantificeren. Onder andere geeft de voorspelonzekerheid inzicht in de betrouwbaarheid bij extrapolatie van de Qh-relatie. Kiang et al. (2018) beschrijven verschillende methoden om deze voorspelonzekerheid te bepalen. Eén methode is regressie op basis van de fouten ten opzichte van metingen, maar deze methode wordt niet vaak toegepast (waarschijnlijk bij gebrek aan goede referentiemetingen). Ook wordt als methode genoemd de vergelijking met hydraulische modellen, maar die modellen zijn gekalibreerd op metingen en dus niet onafhankelijk.

2.7.2 Bayesiaanse regressie

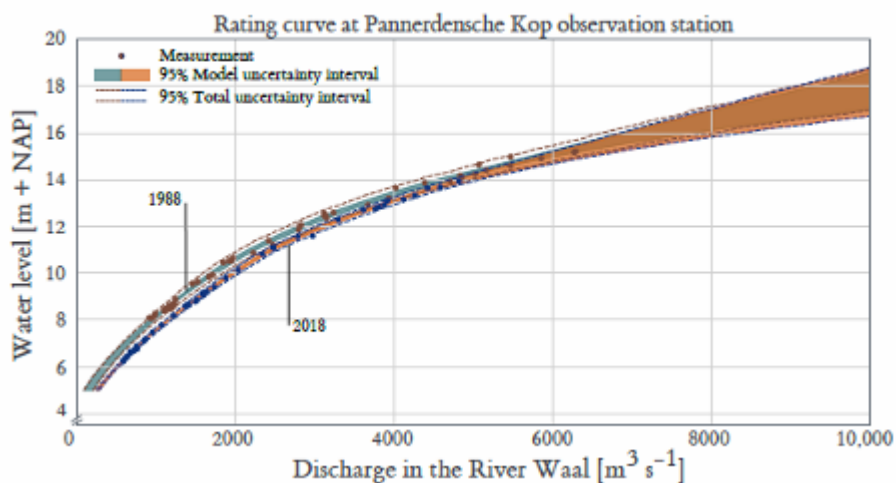
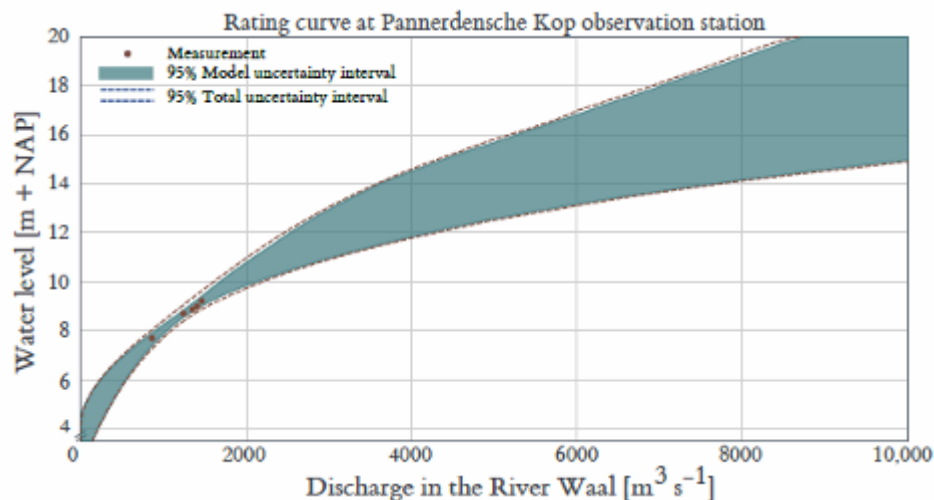
Het voornaamste verschil tussen Bayesiaanse regressie (probabilistisch) met lineaire regressie (deterministisch) is dat de parameters die gekalibreerd moeten worden (bv. a , b , a' en b') geen getallen zijn, maar kansdichtheidsfuncties (Le Coz et al. 2014; Berends et al. 2021). Daardoor zijn de parameters zelf onzeker: ook na kalibratie. Het voordeel hiervan is dat de modelonzekerheid (de voorspelonzekerheid in de afvoer ten gevolge van de voorspelonzekerheid in de parameters van de Qh-relatie) expliciet wordt bepaald. In termen van de Qh-relatie werkt Bayesiaanse regressie dus op dezelfde formule:

$$Q = a(h - h_0)^b + a'(h - h_0')^{b'}$$

maar zijn de parameters $\theta(a, b, a', b', h_0, h_0')$ kansdichtheidsfuncties. Deze functies kunnen op verschillende manieren bepaald worden. Berends et al. (2021) gebruiken een numerieke integratiemethode: het zogenaamde Markov Chain Monte Carlo algoritme.

Voor locaties langs de Rijntakken hebben Berends et al. (2021) een drievoudige Qh-relatie afgeleid, grofweg overeenkomend met de drie breedtesecties hoofdgeul, kribsectie en de uiterwaarden. Per jaar is opnieuw het Bayesiaanse model bepaald. Als initiële kansverdeling is een verdeling gebruikt rondom de deterministisch bepaalde waarde (met 5/3 voor b , b' en b'' , de drie gebruikte machtparameters, overeenkomstig de Manning-ruwheid). De bodemligging per sectie was vrij, maar kon niet met elkaar overlappen. Om een idee te geven van het verkregen resultaat, toont Figuur 2.9 twee resulterende Qh-relaties voor twee afzonderlijke jaren. Voor 1997 zijn er maar 5 metingen, waardoor het 95%-betrouwbaarheidsinterval buiten het bereik van deze 5 metingen erg breed wordt.

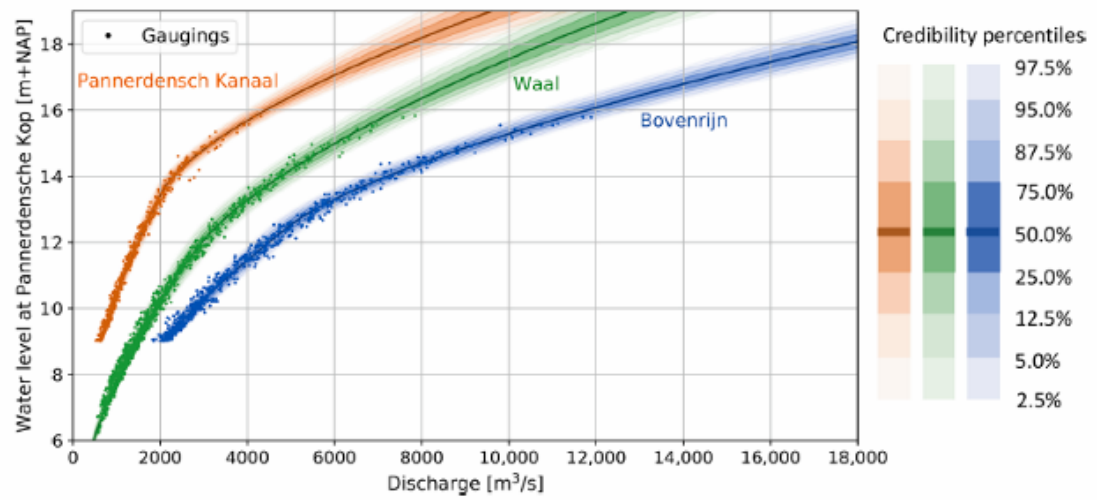
Voor 1988 en 2018 zijn er >40 metingen en is het betrouwbaarheidsinterval kleiner (Figuur 2.9 onder). Mogelijk is de meetonzekerheid groter in 1988, omdat toen nog met Ott-molens stroomsnelheid werd gemeten en in 2018 met een ADCP. Uit de twee betrouwbaarheidsintervallen kunnen we direct afleiden dat tot 6000 m³/s de waterstand significant lager is in 2018, zoals verwacht door bodemerrosie. Echter, voor afvoeren groter dan 8000 m³/s overlappen de twee betrouwbaarheidsintervallen en kunnen we deze conclusie niet langer trekken. Met andere woorden, de voorspelonzekerheid door extrapolatie is in dat geval groter dan de veronderstelde lagere waterstand die het resultaat is van voortschrijdende erosie in de tussenliggende periode.



Figuur 2.9 Boven: de voorspelonzekerheid uit een drievoudige Qh-relatie voor 1997 met slechts 5 afvoermetingen; Onder: voor 1988 en 2018 (met 50 en 44 afvoermetingen, respectievelijk). Bron: Berends et al. (2021).

2.7.3 Metingen van meerdere locaties gebruiken

Een speciale methode die nog niet vaak werd toegepast in de literatuur is mogelijk relevant voor Nederland. Bij splitsingen zijn de condities vaak niet uniform, bijvoorbeeld doordat de waterstand wordt beïnvloed door afvoer of opstuwing in de andere benedenstroomse tak. Wanneer toch dichtbij de splitsing een Qh-relatie wordt afgeleid voor ieder van de drie takken, is het goed om op te leggen dat de massabalans in ieder van de takken nabij de splitsing sluitend is, op voorwaarde dat er geen aanstroom is via andere riviertakken, grondwater of regenval. Daarbij is het goed te realiseren dat doorgaans in iedere tak de afvoer op een verschillend tijdstip wordt gemeten. De afvoer moet geïnterpoleerd of geëxtrapoleerd worden naar hetzelfde tijdstip om de massabalans op te kunnen stellen. Bij het bepalen van Qh-relaties bij riviersplitsingen kan worden opgelegd dat de afvoeren in de takken benedenstrooms samen gelijk zijn aan de afvoer bovenstrooms (Figuur 2.10). Merk op dat bij het Pannerdensch Kanaal en de Bovenrijn de laagste waterstanden uit de dataset zijn gehaald, omdat in dat regime de stuwen bij Driel een verstoring effect hebben.



Figuur 2.10 Combinatie van tweevoudige Qh-relatie voor de Pannerdense kop. Bron: Gensen et al. (2020).

3 Praktijk

In dit hoofdstuk beschrijven we hoe Qh- en Qf-relaties in de praktijk zijn ontwikkeld voor een selectie van locaties op de Rijn en de Maas in Nederland en de Oberrhein in Duitsland.

3.1 Rijn – Qf-relaties Lobith en splitsingspunten

3.1.1 Achtergrond

Rijkswaterstaat gebruikt Qf-relaties sinds 2009 in de praktijk. In dat jaar heeft HKV in opdracht van Rijkswaterstaat Qf-relaties afgeleid voor de volgende locaties (zie Figuur 3.1):

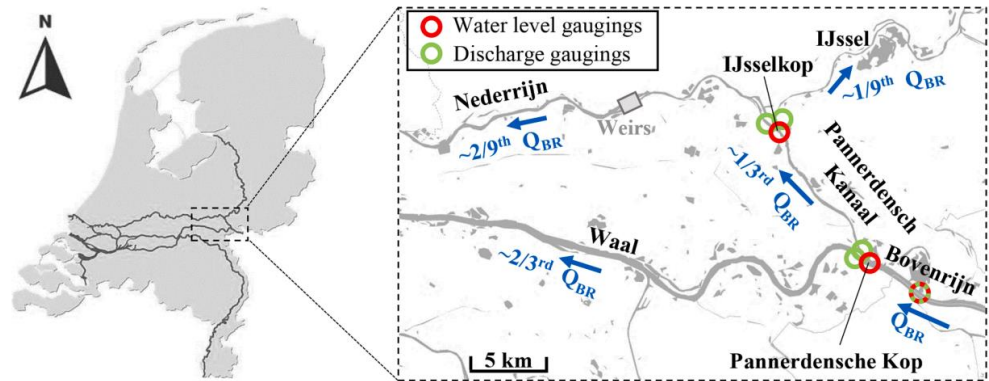
- Lobith
- Pannerdense Kop-Waal
- Pannerdense Kop-Pannerdensch Kanaal
- IJsselkop-Nederrijn
- IJsselkop-IJssel

De methode die HKV (2009) gebruikt voor het opstellen van de Qf-relaties is gebaseerd op Haskoning (1998) en Ogink & Stolker (2004), die de methode van Haskoning verbeterd hebben.

In 2019 heeft Svašek Hydraulics de methode voor het afleiden van de Qf-relaties herzien. Daarnaast is de afleiding van de relaties gebaseerd op een nieuwe dataset uit de periode 2008 – 2018 aangevuld met extreme gebeurtenissen uit eerdere jaren.

We richten onze beschouwing met name op de methodiek van Svašek Hydraulics (2019), omdat dit de basis vormt voor de vigerende Qf-relaties. In plaats van de referentie 'Svašek Hydraulics (2019)' gebruiken we in het vervolg de verkorte titel Qf2018 om naar dit rapport te verwijzen.

De Qf-relaties zijn opgenomen in het Landelijk Meetnet Water (LMW) en de berekende afvoeren kunnen door iedereen worden gedownload van Rijkswaterstaat Waterinfo. Ook worden de relaties gebruikt voor operationele waterstandsvoorspellingen op de Rijntakken. De afvoerreeksen die als bovenstroomse randvoorwaarde van de operationele modellen worden gebruikt, worden afgeleid uit de Qf-relatie op basis van de waterstandsverwachting bij Lobith. Daarnaast worden de Qf-relaties voor allerlei andere toepassingen gebruikt, zoals modelontwikkeling (kalibratie, validatie), (model)onderzoek, het opstellen van betrekkinglijnen, etc.

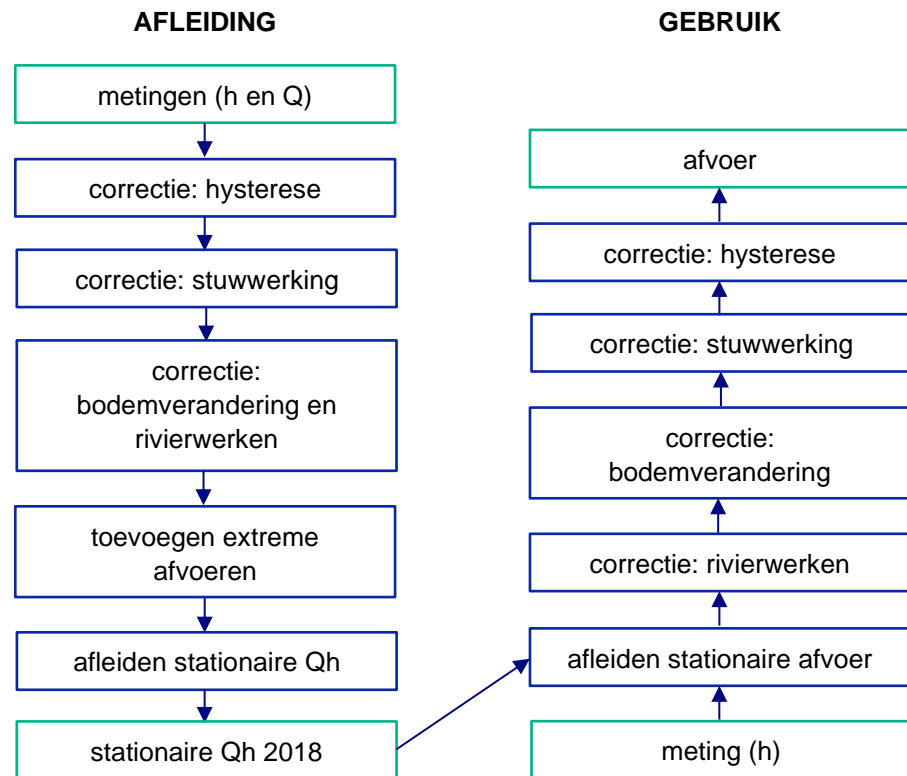


Figuur 3.1 Meetlocaties gebruikt voor het opstellen van Qf-relaties op de Rijn. Bron: Gensen et al. (2022).

3.1.2 Globale afleidingsmethodiek en gebruik

De globale afleidingsmethodiek en het gebruik van de Qf-relaties is schematisch weergegeven in Figuur 3.2. Het idee van deze methodiek is als volgt: in uniforme en stationaire condities bestaat er een vaste relatie tussen waterstanden en afvoeren op een bepaalde locatie (zie paragraaf 2.2.2). Op de Qf-locaties in de Rijn wordt echter niet aan deze condities voldaan. Stuwwerking (niet-uniformiteit) zorgt ervoor dat de vorm van de relatie afwijkt van die uit de theorie, en hysteresis, ingrepen in de rivier en bodemveranderingen (niet-stationariteit) zorgen ervoor dat de relatie door de tijd heen verandert. Door op een dataset van gemeten afvoeren en waterstanden correcties uit te voeren voor deze invloedsfactoren wordt een 'stationaire en uniforme' dataset verkregen waaruit een Qh-relatie kan worden afgeleid. Dit wordt 'homogenisatie' genoemd. Door aan de dataset $[Q, h]$ -punten uit modelsimulaties toe te voegen kan het bereik van de dataset worden vergroot. De resulterende Qh-relatie is geldig voor één (arbitrair) moment in de tijd (in dit geval 1 mei 2018). De Qh-relatie en de bijbehorende correcties worden vervolgens gebruikt om voor andere momenten in de tijd een Qh-relatie af te leiden. Door de correctie voor stuwwerking wel of niet toe te passen kan een relatie voor zowel werkende als open stuwen worden verkregen.

In de volgende paragrafen wordt elke stap in de linker kolom van Figuur 3.2 nader toegelicht en bediscussieerd.



Figuur 3.2 Afleiding en gebruik Qf2018 (aangepast van Beyer & Quartel, 2023).

3.1.3 Waterstands- en afvoermetingen

In Qf2018 bijlage A beschrijft Rijkswaterstaat de aanlevering van de meetgegevens voor de afleiding van de Qf-relaties. In principe wordt gebruik gemaakt van data uit de periode 2008 – 2018. Hieraan zijn extra metingen toegevoegd voor hoog- en laagwatercondities om het meetbereik te vergroten. Daarnaast zijn metingen met geopende stuwen toegevoegd. Dit gebeurt bij strenge vorst, wanneer bij het dichtlaten van de stuwen het risico bestaat dat deze vastvriezen en daardoor niet meer getrokken kunnen worden. Met deze metingen kan de correctie voor stuwwerking worden gevalideerd.

Bij de dataset maakt Rijkswaterstaat de volgende opmerkingen die informatie geven over de meetonzekerheid van de afvoerdata (de onzekerheid van de bijbehorende waterstandsmetingen wordt hiermee vergeleken klein geacht):

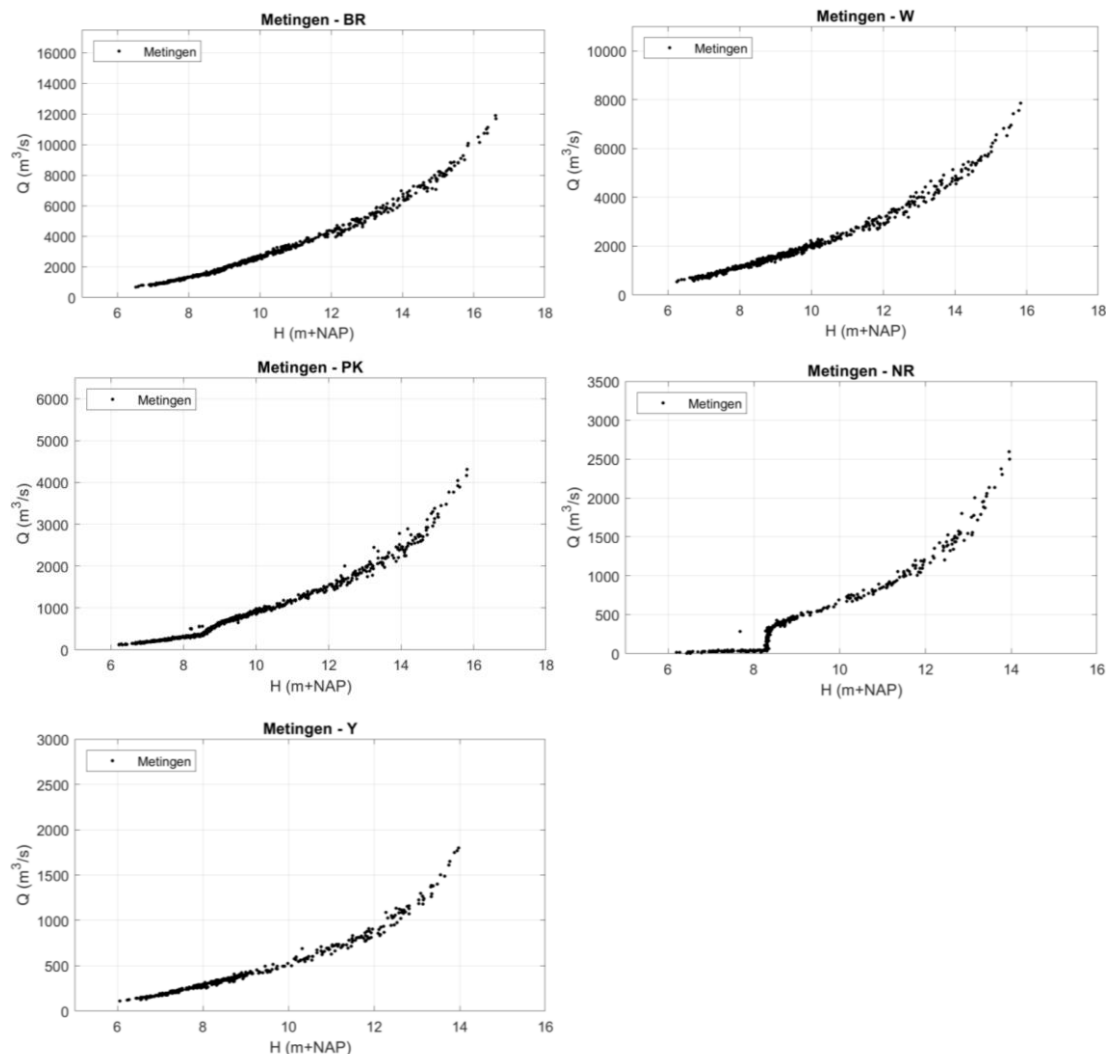
- In 2001 is Rijkswaterstaat overgegaan van een Ott-molen naar een Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) om de afvoer te meten. Dit heeft invloed op de nauwkeurigheid van de metingen (zie paragraaf 2.6.1). Deze invloed is in de metingen echter niet zichtbaar. De reden die hiervoor wordt aangedragen is dat de onzekerheid van de meetmethode klein is vergeleken met de meetonzekerheid van de afvoer in het deel van de dwarsdoorsnede dat niet bemeten kan worden. Deze afvoer wordt geschat door middel van extrapolatie. Met name de schatting van de afstand tot de oever is een belangrijke foutbron in de extrapolatie. Hoe kleiner de afvoer, hoe groter – relatief – de onzekerheid die hierdoor wordt geïntroduceerd in de metingen. Dit betekent dat de meetonzekerheid op de takken met minder afvoer (bijvoorbeeld de IJssel) groter is dan op de takken met meer afvoer (bijvoorbeeld de Boven-Rijn), en dat de meetonzekerheid bij laagwater groter is dan bij hoogwater.
- Andere factoren die zorgen voor meetonzekerheid zijn een bewegende bodem (morfologische activiteit) en versturende invloeden zoals van scheepvaart.

- Sinds 2004 werkt Rijkswaterstaat met een protocol voor de debietbepaling met ADCP. Naar verwachting is de onzekerheid van de metingen sindsdien 4 à 5 procent bij hoge afvoeren (waarbij de extrapolatie minder uitmaakt). Vóór 2004 is de meetonzekerheid groter.
- Bij hoogwater wordt voor de splitsingspunten gebruik gemaakt van de aanname van behoud van massa (waterbalans) om de nauwkeurigheid van de metingen te vergroten.
- Rijkswaterstaat heeft voor verschillende condities vaste afvoermetinglocaties aangewezen. Voor Qf2018 zijn alleen afvoermetingen aangeleverd die binnen 1 km van deze officiële meetlocaties zijn uitgevoerd. Dit betekent onder andere dat alle metingen op de Nederrijn tussen gemaal Kandia en de IJsselkop zijn verwijderd.

De resulterende dataset is zichtbaar in Figuur 3.3.

Discussie

In de selectie van data zijn veel metingen afgevallen vanwege verwachte onnauwkeurigheid. De vraag is of de nauwkeurigheid van de Qf-relaties hiermee toeneemt. Mogelijk kan het effect van bijvoorbeeld trends in bodemveranderingen – een proces dat speelt op een relatief grote tijdschaal – beter worden gekwantificeerd wanneer data over een langere periode worden bekeken.



Figuur 3.3 Aangeleverde metingen per Qf-locatie. Bron: Svašek Hydraulics (2019).

3.1.4 Correctie: hysteresis

De eerste stap in het homogeniseren van de aangeleverde dataset is het corrigeren voor hysteresis. Als basis hiervoor wordt de variatie van Ogink & Stolker (2004) op de formule van Jones (1916) gebruikt, zie paragraaf 2.4.2:

$$Q = Q_0 \sqrt{1 + \frac{1}{S_e c} \frac{\partial h}{\partial t}}$$

Met S_e het energieverhang bij stationaire stroming:

$$S_e = -\frac{1}{2g} \frac{\partial}{\partial s} (u^2) - \frac{\partial h}{\partial s} \Big|_{stationair}$$

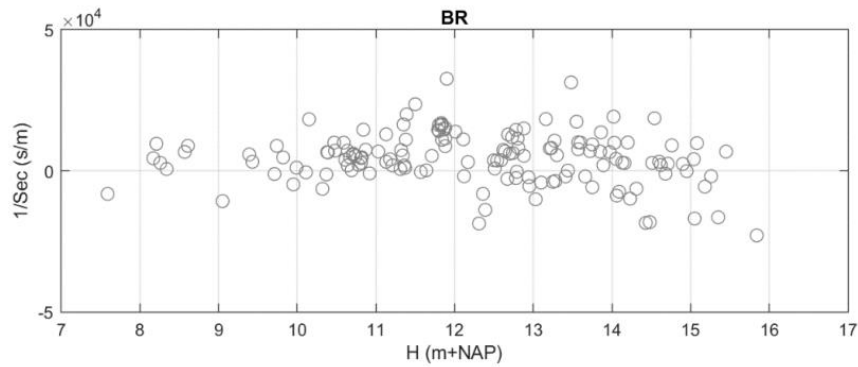
Door het gebruik van het energieverhang is het niet eenvoudig om de hysteresecorrectie alleen op basis van metingen te bepalen. Voor Qf2018 zijn vier methoden getest:

- 1 De term $S_e c$ wordt bepaald op basis van metingen en bovengenoemde vergelijking van Ogink & Stolker (2004). Q_0 wordt bepaald door een Qh-relatie te fitten door de metingen, die gecorrigeerd zijn voor stuwwerking, bodemveranderingen en rivierwerken. Q en $\frac{\partial h}{\partial t}$ volgen direct uit de gecorrigeerde metingen, waarbij $\frac{\partial h}{\partial t} \approx \frac{\Delta h}{\Delta t}$ met $\Delta t = 4$ uur zodat korte fluctuaties minder invloed hebben. Vanwege de onzekerheid van de metingen, de uitgevoerde correcties en de Qh-relatie kon de term $S_e c$ hiermee echter niet eenduidig bepaald worden (zie Figuur 3.4).
- 2 De parameters S_e en c worden direct bepaald uit stationaire modelsimulaties in WAQUA, met $c = \frac{\partial Q}{\partial A}$ en

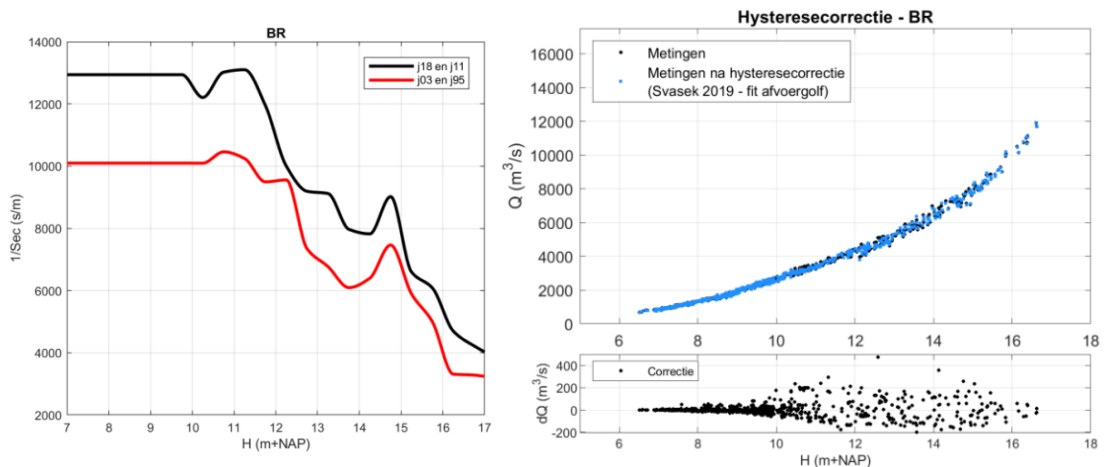
$$S_e = \frac{h_1 + \frac{u_1^2}{2g} - \left(h_2 + \frac{u_2^2}{2g} \right)}{\Delta s}$$

- Hierbij zijn de locaties (1) en (2) op twee kilometer afstand van elkaar gekozen.
- 3 S_e wordt net als in methode (2) uit stationaire modelsimulaties bepaald, maar c wordt bepaald uit modelsimulaties van afvoergolven, door te kijken hoe snel aanpassingen in de afvoer zich door het model verplaatsen.
 - 4 De term $S_e c$ wordt bepaald uit modelsimulaties van afvoergolven. Hoe dit is gedaan wordt in het rapport niet nader gespecificeerd, maar aangenomen wordt dat deze methode gelijk is aan methode 1, waarbij de 'metingen' van Q en $\frac{\partial h}{\partial t}$ nu volgen uit de modelsimulaties.

Uiteindelijk is de vierde methode gekozen om er de hysteresecorrectie mee uit te voeren. Daarbij is onderscheid gemaakt tussen verschillende jaren: in modelschematisaties voor 1995 en 2003 is de term $S_e c$ anders dan in de schematisaties voor 2011 en 2018. Dit kan worden verklaard door veranderingen in de riviergeometrie in deze periode. Om een beeld te geven van het effect van de correctie is in Figuur 3.5 $1/(S_e c)$ als functie van de waterstand op de Boven-Rijn opgenomen, en ook het effect van de correctie op de metingen voor deze tak.



Figuur 3.4 S_{ec} bepaald uit metingen op de Boven-Rijn (alleen waarden behorend bij de 10% metingen met grootste $\partial h/\partial t$). Merk op dat S_{ec} in de vergelijking van Ogink & Stolker een positief getal moet zijn. Bron: Svašek Hydraulics (2019).



Figuur 3.5 $1/(S_{ec})$ als functie van de waterstand op de Boven-Rijn (links) en het effect van de hysteresecorrectie op de metingen op de Boven-Rijn (rechts). Bron: Svašek Hydraulics (2019).

Discussie

- Uit Qf2018 wordt niet duidelijk of de hysteresecorrectie uiteindelijk tot een meer homogene dataset leidt. Op basis van een validatie op metingen van de Qf-relatie met en zonder correctie voor hysteresis kan worden bepaald of de correctie tot een beter resultaat leidt. Zo niet, dan is er op dit moment geen reden om deze correctie toe te passen. Eerst is dan meer onderzoek nodig naar hysteresis op de Rijntakken.
- Door het gebruik van modelsimulaties om een hysteresecorrectie af te leiden ontstaat in wezen een cirkelredenering: de modellen zijn immers gekalibreerd op historische perioden waarbij de bovenstrooms opgelegde afvoer (in principe) is gebaseerd op de vigerende Qf- of Qh-relatie ten tijde van het uitvoeren van de kalibratie. De cirkelredenering ontstaat doordat wordt aangenomen dat de Qf- of Qh-relatie 'waar' is, terwijl deze op basis van de modelresultaten nog moet worden afgeleid. Een hysteresecorrectie op basis van modelsimulaties kan dus misleidend zijn.
- Voor de hysteresecorrectie is uitgegaan van de formules van Ogink & Stolker (2004). In paragraaf 2.4.2 hebben we echter nog andere varianten voor de hysteresecorrectie gezien, bijvoorbeeld:

$$Q = Q_0 \sqrt{1 - \frac{1}{S_0} \frac{\partial d}{\partial s}}$$

Het is mogelijk interessant te kijken welke correcties deze variant oplevert wanneer S_0 en $\frac{\partial d}{\partial s}$ worden bepaald op basis van metingen.

3.1.5 Correctie: stuwwerking

De correctie voor stuwwerking (die alleen geldt voor de Neder-Rijn, het Pannerdensch Kanaal en de Boven-Rijn) wordt in eerste instantie uit WAQUA-modelsimulaties afgeleid, door de afvoer als functie van de waterstand in simulaties met stuwwerking af te trekken van diezelfde functie in simulaties zonder stuwwerking. Er zijn immers slechts beperkt metingen beschikbaar voor situaties zonder stuwwerking. In Qf2018 wordt geconcludeerd dat het afvoerverschil veroorzaakt door stuwwerking weinig varieert tussen verschillende jaren (gerepresenteerd met verschillende modelschematisaties) voor de periode 1995-2018. Dit wordt toegeschreven aan het feit dat de geometrie van de Neder-Rijn bovenstreams van Driel vrij constant is in deze periode. In het vervolg wordt daarom alleen gebruik gemaakt van de stuwcorrectie op basis van de modelsimulaties representatief voor 2018.

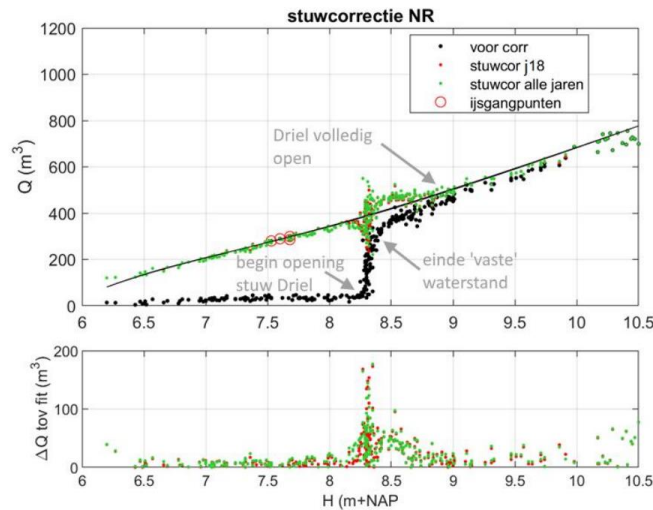
Als de op deze manier bepaalde correctie vervolgens wordt toegepast op de metingen blijkt dat de correctie niet leidt tot een vloeiend verloop in de datapunten. Met name rondom het moment dat stuw Driel wordt geopend (waterstand ca. 8.3 m +NAP bij IJsselkop) ontstaat een discontinuïteit als gevolg van afwijkingen tussen het model en de metingen (Figuur 3.6). Deze wordt waarschijnlijk deels veroorzaakt doordat wijzigingen in het stuwprogramma in 2016 niet zijn doorgevoerd in het model.

Een andere afwijking is zichtbaar in het waterstandsbereik waarin stuw Driel volledig gestreken is maar stuw Amerongen nog niet ($8.8 \text{ m +NAP} < H_{\text{IJsselkop}} < \text{ca. } 10 \text{ m +NAP}$). Dit wordt toegeschreven aan een onderschatting van de waterstanden in ongestuwde toestand in het model, waardoor stuw Amerongen in het model een groter effect heeft dan in werkelijkheid (de stuw moet in het model verder dicht om het streefpeil te handhaven).

Om de dataset verder te homogeniseren wordt de correctie in het bereik waarin Driel opengaat aangepast. De nieuwe correctie wordt bepaald op basis van de volgende stappen:

- 1 Eerst wordt een lijn getrokken door $[Q, h]$ -metingen in het ongestuwde bereik ($H_{\text{Lobith}} > 10 \text{ m +NAP}$), metingen ten tijde van ijsgang (waarbij de stuwen openstaan) en de afvoer behorende bij de laagste waterstand die met het model zonder stuwwerking is doorgerekend (zwarte lijn in Figuur 3.6).
- 2 In het waterstandsbereik waarin Driel steeds verder opengaat wordt het verschil in afvoer tussen de metingen en de lijn uit stap 1 bepaald.
- 3 Door de resulterende verschillen wordt vervolgens weer een lijn getrokken. Dit is de nieuwe correctie.

Met de aangepaste correctie wordt een vloeiender verloop in de gecorrigeerde metingen verkregen. Rond het moment dat wordt gestart met het strijken van stuw Driel (8.3 m +NAP bij IJsselkop) blijft echter een grote variatie in de metingen bestaan. Dit komt omdat bij Nederrijn-afvoeren tussen 40 en 200 m³/s een waterstand van 8.3 m +NAP wordt gehandhaafd bij IJsselkop (door de stuw steeds iets verder te openen). Op basis van alleen de waterstand bij IJsselkop kan dus geen eenduidige correctie voor stuwwerking worden bepaald.



Figuur 3.6 Correctie voor stuwwerking op de Neder-Rijn. Bron: Svašek Hydraulics (2019).

Discussie

- Ook hier geldt dat de bepaling van de correctie voor stuwwerking eigenlijk niet kan afhangen van een model waarin de Qf-relatie als invoer wordt gebruikt.
- Het stapelen van verschillende correcties – de één op basis van modelsimulaties, de ander op basis van metingen – is een ingewikkeld proces. De vraag rijst of hetzelfde resultaat ook met een eenvoudiger proces, bijvoorbeeld op basis van alleen metingen, kan worden behaald.
- In paragraaf 2.5.2 wordt een methode gesuggereerd waarin de afvoercorrectie als gevolg van stuwwerking wordt bepaald aan de hand van het verhang. Het is interessant om te kijken wat voor correcties dit oplevert, en of hiermee bijvoorbeeld het resultaat rondom het openen van stuw Driel kan worden verbeterd.

3.1.6 Correctie: bodemverandering en rivierwerken

Ook voor het corrigeren voor trends op de langere termijn wordt een combinatie van WAQUA-modelsimulaties en metingen gebruikt.

Ten eerste worden modelresultaten voor de jaren 1995, 2003, 2011 en 2015 vergeleken met de resultaten voor 2018. Het idee is dat hiermee een correctie voor de combinatie van bodemverandering en rivierwerken wordt bepaald. Vervolgens wordt aangenomen dat bodemveranderingen (in het zomerbed) met name effect hebben bij lage afvoeren, terwijl de rivieringrepen in deze periode juist leiden tot verschillen bij hoge afvoeren (het gaat in deze periode immers vooral om ingrepen in het winterbed, hoewel in 1994 en 1996 ook nog de bodemkribben bij Erlecom zijn aangelegd). De verschillen die zijn gevonden tussen de modelschematisaties worden daarom lineair geïnterpoleerd in de tijd bij lage afvoeren, en juist discreet toegepast bij hoge afvoeren, op het moment dat belangrijke rivierwerken gereed zijn gekomen.

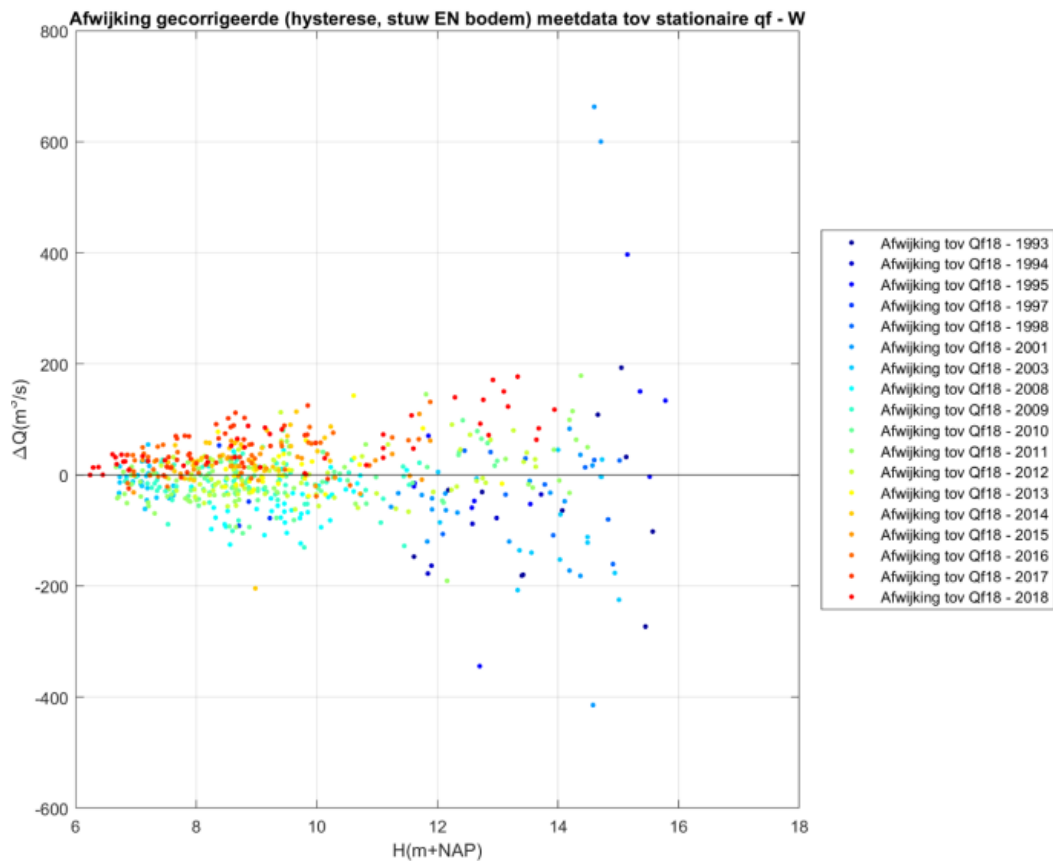
Met deze methode wordt echter ook gecorrigeerd voor andere verschillen tussen de modelschematisaties, bijvoorbeeld systematische fouten in de modelinvoer.

De resulterende 'stationaire' Qh-relatie voor 2018 (met correcties voor hysteresis, stuwwerking, bodemverandering en rivierwerken) wordt vervolgens vergeleken met de voor dezelfde invloeden gecorrigeerde metingen (zie Figuur 3.7 voor een voorbeeld).

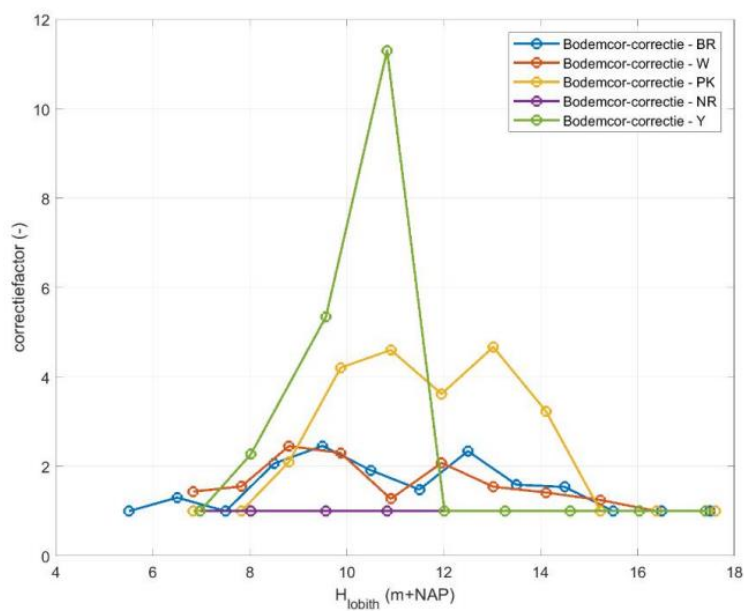
Hieruit blijkt dat de langetermijntrends in de waterstand worden onderschat door de modellen: voor recente metingen onderschat de Qf-relatie de afvoer, terwijl de afvoer voor oudere metingen juist wordt overschat. Dit geldt in het hele bereik van lage en middelhoge afvoeren ($Q_{\text{Lobith}} < 5000 \text{ m}^3/\text{s}$). Blijkbaar missen de modellen processen waardoor de gemeten waterstand bij een bepaalde afvoer door de jaren heen daalt (meer dan de daling die wordt veroorzaakt door bodemverandering en rivierwerken). Dit werd ook geconstateerd tijdens de ontwikkeling van de zesde-generatiemodellen (Kosters et al., 2022), waarbij één set zomerbedruwheden voor alle modelschematisaties niet goed voldeed: voor de oudere schematisaties zijn eigenlijk hogere ruwheden nodig om aan te sluiten bij gemeten waterstanden. Overigens kan het dus ook zo zijn dat de trend door (veranderingen in) de bepaling van waterstanden, afvoeren, bodemligging of andere modelinvoer wordt geïntroduceerd.

Vanwege de resterende afwijking wordt de correctie voor bodemveranderingen en rivierwerken aangepast door de trend (de helling van de correctie over de tijd heen) aan te passen door middel van een correctiefactor f_{cor} : $\Delta Q_{b+r,\text{cor}} = f_{\text{cor}} \Delta Q_{b+r}$. Dit gebeurt alleen voor locaties en waterstandsranges waar een betrouwbare trend door de metingen vastgesteld kan worden, die afwijkt van de eerder gevonden trend op basis van modelsimulaties.

De correctiefactor vertoont voor drie van de takken – Boven-Rijn, Waal en Pannerdensch Kanaal – een patroon met 2 pieken (Figuur 3.8). Voor de IJssel is de eerste piek ook zichtbaar, maar kan in het hogere bereik geen correctiefactor worden bepaald vanwege onvoldoende beschikbaarheid van data. Ook in de data voor de Neder-Rijn kan geen betrouwbare trend worden vastgesteld. Dit tweepiekgige karakter kan een aanwijzing zijn voor de oorzaak van de residuele afwijking.



Figuur 3.7 Afwijking van de gehomogeniseerde metingen ten opzichte van de stationaire Qh-relatie voor de Waal. Bron: Svašek Hydraulics (2019).



Figuur 3.8 Correctiefactor f_{cor} .

Discussie

- Wederom geldt dat het gebruik van modelresultaten leidt tot een cirkelredenering.
- Het stapelen van verschillende correcties – de één op basis van modelsimulaties, de ander op basis van metingen – is een ingewikkeld proces. De vraag rijst of hetzelfde resultaat ook met een eenvoudiger proces, bijvoorbeeld op basis van alleen metingen, kan worden behaald. Hiervoor is dan wel een (veel) grotere dataset nodig.

3.1.7 Toevoegen extreme afvoeren

Het uitgangspunt voor de Qf-relaties is dat deze geldig zijn voor Lobithafvoeren tussen 500 en 16000 m³/s. De hoogste afvoer waarvoor metingen beschikbaar zijn ligt echter rond 12000 m³/s, de laagste rond 800 m³/s. In de bereiken 12000-16000 m³/s en 500-800 m³/s zijn daarom [Q,h]-combinaties uit stationaire WAQUA-modelsimulaties met j18 toegevoegd aan de meetdata.

Discussie

- In het hoge-afvoerbereik zijn de modellen gekalibreerd op de meest extreme metingen die beschikbaar zijn. De toegevoegde extremen uit modelsimulaties zijn daardoor sterk gecorreleerd met deze metingen. In het hoge-afvoerbereik zijn de meest extreme metingen afkomstig van slechts één hoogwatersituatie die ook nog eens lang geleden is opgetreden (1995). De onzekerheid van de gecorrigeerde metingen is hier dus groot. Door het gebruik van modelresultaten in een bereik waarin kalibratie of validatie niet mogelijk is wordt deze onzekerheid nog verder vergroot.
- In Qf2018 wordt gesteld dat de goede aansluiting van de modelextremen op de gecorrigeerde metingen vertrouwen geeft. Deze aansluiting is echter een logisch gevolg van de sterke verweving van modellen en metingen – enerzijds worden metingen gebruikt om de modellen te kalibreren, anderzijds worden de modellen gebruikt om de metingen te homogeniseren. Dit kan een bepaalde schijnnaauwkeurigheid tot gevolg hebben.

3.1.8 Afleiden stationaire Qh

Na het toevoegen van extremen uit modelsimulaties worden deze nog eens lineair geëxtrapoleerd naar aanvullende $[Q, h]$ -combinaties die worden gebruikt om de helling aan de uiteinden van de Qh-relatie te forceren. Vervolgens wordt door de dataset een 10^e-orde polynoom gefit op basis van kleinste kwadraten. Dit polynoom heeft de volgende vorm (met $n=10$):

$$Q(h) = p_1 h^n + p_2 h^{n-1} + \dots + p_n h + p_{n+1}$$

Discussie

- Er is geen theoretische basis om modelresultaten lineair te extrapoleren. Het wordt niet duidelijk waarom voor dit type extrapolatie gekozen is.
- Voor een 10^e-orde polynoom is gekozen omdat dit visueel de beste overeenkomst geeft met de dataset. Voor rechthoekige dwarsprofielen wordt echter een vergelijking van de volgende vorm verwacht (zie paragraaf 2.3.1):

$$Q(h) = a(h - h_0)^b$$

Hierbij heeft de constante b een waarde van ongeveer 3/2. Wanneer de dwarsdoorsnede uit meerdere componenten bestaat die met meerdere rechthoeken benaderd worden (samengestelde dwarsdoorsnede) kan van een gestapelde functie gebruik worden gemaakt. De gekozen vorm van de functie komt dus niet overeen met de functievorm die op basis van de theorie wordt verwacht. Het verdient aanbeveling om te kijken welk resultaat wordt bereikt als wel van de theoretische (gestapelde) functievorm gebruik wordt gemaakt. Dit is overigens gedaan in HKV (2009) en herhaald in de tussenfase van de actualisatie van de Qf-relaties (Svašek Hydraulics, 2018). In deze tussenfase wordt geconcludeerd dat niet alle gecorrigeerde $[Q, h]$ -metingen goed gevolgd kunnen worden met een functie van deze vorm. In Qf2018 is daarom gekozen voor een 10^e-orde polynoom, zoals hierboven beschreven. Een afwijking tussen de theoretische vorm van de Qh-relatie en gecorrigeerde $[Q, h]$ -metingen kan echter ook een aanwijzing zijn voor tekortkomingen in het homogeniseren van de data, of voor afwijkingen in de meting zelf. Het verdient dus aanbeveling deze $[Q, h]$ -combinaties nader te onderzoeken alvorens deze afwijking al dan niet te accepteren.

3.1.9 Validatie

Omdat alle gemeten $[Q, h]$ -combinaties zijn gebruikt in de afleiding van de Qf-relaties is geen onafhankelijke dataset beschikbaar om de relaties te valideren. In plaats daarvan zijn de volgende validaties uitgevoerd:

- Validatie op de $[Q, h]$ -combinaties van 2017 en 2018 (dat wil zeggen een deel van de dataset die gebruikt is voor de afleiding).
- Validatie met ADM op de Neder-Rijn bij Driel.
- Een check in hoeverre de Qf-relaties een sluitende waterbalans opleveren.

Uit de derde check blijkt dat de waterbalans redelijk sluitend is (afwijkingen tot max. ca. 3%) wanneer de betrekkinglijnen van 2018 worden gebruikt.

Discussie

- In het rapport van Qf2018 is geen achtergrond opgenomen over de nauwkeurigheid van de ADM bij Driel. Deze informatie zou helpen om de afwijkingen tussen de Qf-relatie en de ADM beter te kunnen beoordelen.
- Voor een beter beeld van de prestaties van de Qf-relatie zou het beter zijn om een deel van de dataset alleen voor validatie te gebruiken, en niet voor het opstellen van de Qf-relatie. Metingen die sinds het gereedkomen van de Qf-relaties zijn gedaan (dus in de periode 2019 – 2024) kunnen hiervoor gebruikt worden.

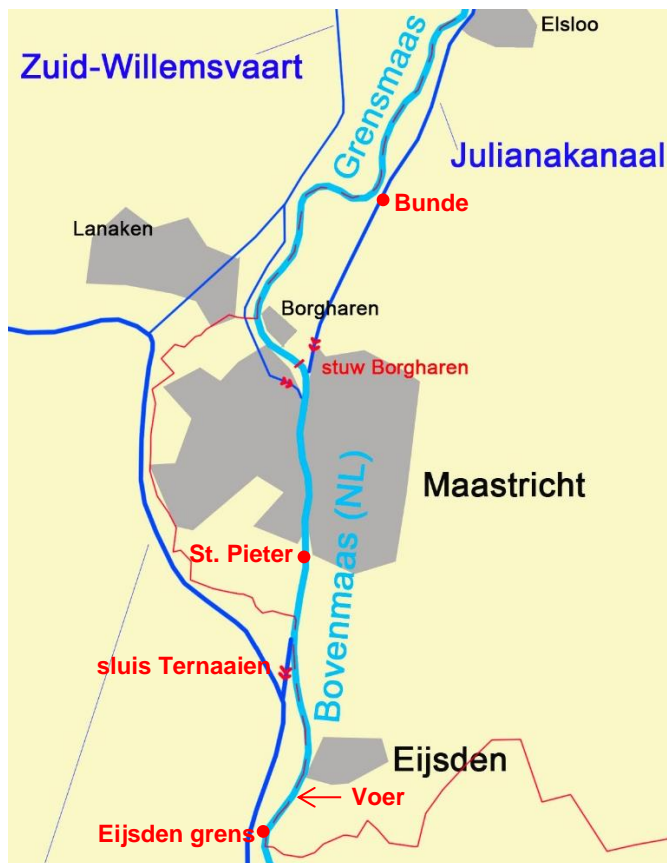
3.2 Maas – Qf-relatie Eijsden

3.2.1 Achtergrond

In 2009 is voor de Maas bij Eijsden grens (Figuur 3.9, hierna aangeduid als Eijsden) een eerste Qf-relatie opgesteld en in gebruik genomen (IMDC, 2009ab), in navolging van het werk dat door Ogink & Stolker (2004) en HKV (2009) voor de Rijn was gedaan. De ontwikkeling van de Qf-relatie bouwt voort op de eerder door IMDC afgeleide Qh-relatie voor Eijsden (IMDC, 2007b). De voornaamste reden om een Qf-relatie te ontwikkelen was om de invloed van het beheer van stuw Borgharen (benedenstrooms van Eijsden) en stuw Lixhe (bovenstrooms van Eijsden) beter te kunnen beschrijven (IMDC, 2009a). IMDC (2009a) noemt dat Rijkswaterstaat in eerste instantie de wens had om de Qf-relatie voor Eijsden op dezelfde manier af te leiden als voor de Rijn. Daar is echter van afgezien omdat bleek dat de situatie bij Eijsden (met hogere snelheden, sterkere waterstandsgradiënten en hoogfrequente fluctuaties) een andere aanpak vergde.

RURA-Arnhem (2016) beschrijft de actualisatie van de Qf-relatie op basis van metingen en modelschematisaties die na 2009 beschikbaar zijn gekomen. In de volgende paragrafen ligt de focus op de methode die in dit rapport wordt beschreven, omdat dit de basis is voor de vigerende Qf-relatie bij Eijsden.

Op basis van de genoemde rapporten kon een minder volledig beeld worden verkregen van de ontwikkeling van de Qf-relatie dan voor de Rijn (paragraaf 3.1), waarvoor ook uitvoerig met Rijkswaterstaat gesproken is.

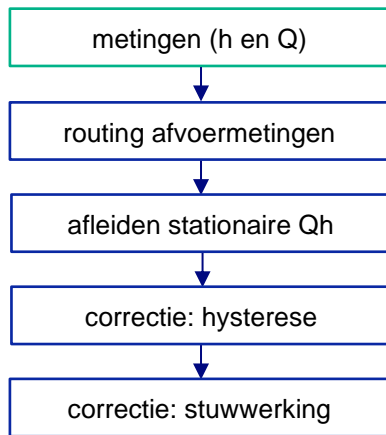


Figuur 3.9 situatieschets van de Bovenmaas. Aangepast van Waterpeilen.nl.

3.2.2 Globale afleidingsmethodiek

Figuur 3.10 toont de stappen die zijn genomen om tot de Qh-relatie bij Eijsden te komen. Hierbij vallen een aantal verschillen op ten opzichte van de methode voor de Rijn (paragraaf 3.1.2):

- 1 De eerste stap (routing afvoermetingen) is niet nodig voor de Rijn maar wel voor de Maas, omdat de afvoerbepaling niet bij Eijsden maar verder benedenstrooms bij St. Pieter wordt gedaan.
- 2 Voor de Maas is de volgende stap het afleiden van de 'stationaire' Qh-relatie, terwijl dit voor de Rijn pas aan het eind wordt gedaan, wanneer de metingen zijn gecorrigeerd.
- 3 Vervolgens worden correcties voor hysteresis en stuwwerking gedaan (net als voor de Rijn), maar niet voor bodemverandering en rivierwerken. Op de Bovenmaas zijn deze veranderingen in geometrie kleiner dan op delen van de Rijn, dus mogelijk is de invloed hiervan op de Qh-relatie ondergeschikt aan de invloed van stuwwerking en hysteresis. In de in 3.2.1 genoemde rapporten is dit echter niet onderzocht.



Figuur 3.10 Afleiding Qf-relatie Eijsden.

3.2.3 Waterstands- en afvoermetingen

Op het traject tussen Eijsden grens en Borgharen stroomt ook water vanuit de Voer en door sluis Ternaaien de Maas in (zie Figuur 3.9). Omdat bij Eijsden grens geen afvoermetingen plaatsvinden wordt de continue ADM bij St. Pieter gebruikt om de Qf-relatie op te stellen. Om deze afvoeren te kunnen vertalen naar Eijsden grens zijn ook afvoerreeksen voor de Voer en sluis Ternaaien nodig. Omdat de afvoer door sluis Ternaaien niet wordt gemeten wordt deze bepaald als functie van de afvoer bij Bunde. Voor de huidige Qf-relatie zijn afvoermetingen voor St. Pieter, Bunde en de Voer uit de periode 1 januari 2009 – 30 juni 2013 gebruikt. De ADM-reeksen bij St. Pieter zijn gecorrigeerd aan de hand van ADCP-metingen bij St. Pieter uit dezelfde periode. Om hoogfrequente afvoerfluctuaties als gevolg van stuwbewegingen te vermijden is uit de resulterende ADM-reeks een lopend gemiddelde over 2 uur bepaald.

Voor de afleiding van de Qf-relatie zijn daarnaast waterstandsreeksen bij Eijsden, St. Pieter en Borgharen-Julianakanaal (direct bovenstrooms van stuw Borgharen) gebruikt uit de periode 1 januari 2009 – 30 juni 2013.

3.2.4 Routing afvoermetingen St. Pieter – Eijsden

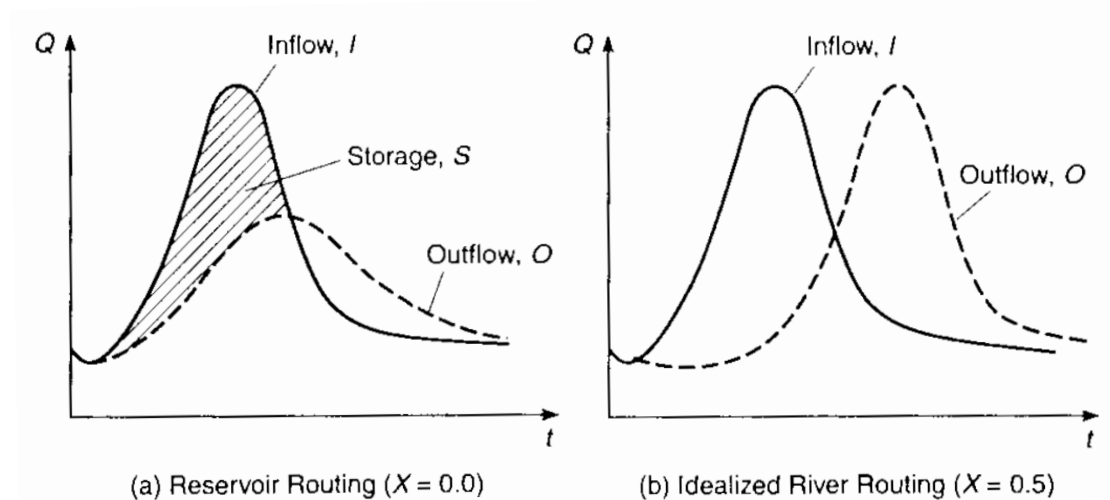
De gecorrigeerde afvoerreeksen bij St. Pieter moeten worden vertaald naar de bijbehorende reeksen bij Eijsden. Hiervoor gebruikt IMDC (2007a, 2007b) de methode van Muskingum (McCarthy, 1938). Deze methode is gebaseerd op de massabalans (zie paragraaf 2.2.1). Integratie van deze vergelijking over de afstand tussen St. Pieter en Eijsden geeft:

$$Q_{uit} - Q_{in} + \frac{dV_b}{dt} = 0$$

met $Q_{in} = Q_{Eijsden} + Q_{Voer}$, $Q_{uit} = Q_{Sint-Pieter} - Q_{Ternaaien}$ en V_b de berging in het controlevolume. Q_{in} en Q_{uit} worden hierbij gemiddeld over de periode dt . Omdat deze vergelijking twee onbekenden heeft (Q_{in} en de berging V_b) is een tweede vergelijking nodig. In de methode van Muskingum wordt hiervoor de volgende eenvoudige relatie gebruikt (en wordt dus geen gebruik gemaakt van de impulsvergelijking):

$$V_b = K(XQ_{in} + (1 - X)Q_{uit})$$

Hierin stelt K de looptijd van de golf voor, en X een weegfactor die in het algemeen in het bereik $0 - 0.5$ ligt. Met $X = 0$ wordt het gedrag van een stuwmeer benaderd (alleen berging, geen transport), terwijl met $X = 0.5$ een pure translatiegolf wordt weergegeven (alleen transport, geen berging, verwaarlozing van wrijving). Dit wordt geïllustreerd in Figuur 3.11. In rivieren ligt het gedrag van een afvoergolf hier ergens tussenin.



Figuur 3.11 Routing met $X=0$ (links) en $X=0.5$ (rechts). Bron: Sturm, 2001.

Door bovengenoemde vergelijkingen te combineren en te discretiseren in de tijd wordt de volgende relatie verkregen:

$$Q_{uit}^t = aQ_{in}^t + bQ_{in}^{t-1} + cQ_{uit}^{t-1}$$

met:

$$a = \frac{-KX + 0.5dt}{K(1 - X) + 0.5dt}$$

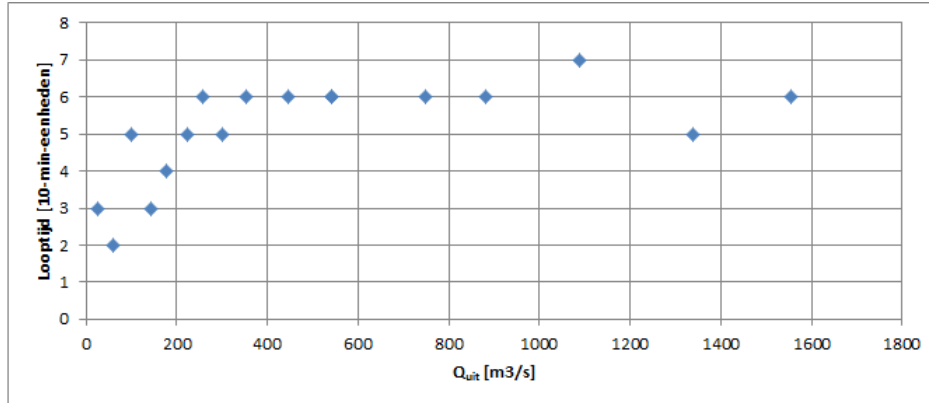
$$b = \frac{KX + 0.5dt}{K(1 - X) + 0.5dt}$$

$$c = \frac{K(1 - X) - 0.5dt}{K(1 - X) + 0.5dt}$$

Voor het traject Eijsden – St. Pieter is gekozen voor een K -waarde die afhankelijk is van de afvoer bij St. Pieter. In IMDC (2007b) is per afvoerbin van $50 \text{ m}^3/\text{s}$ een K -waarde gekozen waarbij de kruiscorrelatie¹ tussen de waterstandsreeksen bij Eijsden en St. Pieter maximaal is. In RURA-Arnhem (2016) is de afvoerafhankelijke looptijd opnieuw bepaald (de methode wordt hierbij niet gespecificeerd), voor afvoerbins die in grootte verschillen. Dit levert de waarden zoals getoond in Figuur 3.12.

¹ De kruiscorrelatie wordt bepaald door voor alle (equidistante) tijdstippen de waterstand bij Eijsden op tijdstip t te vermenigvuldigen met de waterstand bij St. Pieter op tijdstip $t + K$ en de resultaten vervolgens bij elkaar op te tellen. In formulevorm, voor continue functies (reeksen) f en g : $R_{fg}(K) = (f * g)(K) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)g(t + K) dt$

Voor de waarde van X voert IMDC (2007b) een gevoeligheidsanalyse uit. Voor verschillende waarden van X worden de geroute debieten $Q_{Eijsden}$ uitgezet tegen $H_{Eijsden}$. Vervolgens wordt een relatie tussen Q en H bepaald door middel van LOWESS (locally weighted scatterplot smoothing). Geconcludeerd wordt dat variatie van X leidt tot een debietverschil van maximaal 2.5 m³/s in de Qh-relatie. Dit komt omdat variatie van X met name invloed heeft op de spreiding in afvoeren bij een bepaalde waterstand, maar niet zozeer op de gemiddelde Qh-relatie. Voor de eenvoud wordt daarom gekozen voor $X = 0.5$. Deze waarde wordt overgenomen door RURA-Arnhem (2016).



Figuur 3.12 K-waarde voor traject Eijsden – St. Pieter. Bron: RURA-Arnhem (2016).

Discussie

Muskingum-routing kan alleen worden gebruikt wanneer de stroming op elk moment als stationair kan worden beschouwd. Deze aanname is geldig wanneer de stroming langzaam varieert. Als gevolg van stuwbeheer kan de afvoer op het traject Eijsden – St. Pieter echter sterk fluctueren. Op deze momenten levert de inverse Muskingum routing geen goede schatting van de afvoer bij Eijsden.

3.2.5 Afleiden stationaire Qh

Anders dan voor de Qf-relaties in de Rijn, wordt voor de Maas eerst een stationaire Qh-relatie afgeleid alvorens correcties voor niet-stationariteit en niet-uniformiteit te bepalen. Een ander verschil is dat voor de Maas wordt aangesloten bij de theorie achter Qh-relaties, zoals beschreven in paragrafen 2.2 en 2.3. De Qh-relatie voor Eijsden wordt beschreven door een stapeling van functies van de vorm $Q(h) = a(h - h_0)^b$. De deelbereiken die hierbij worden onderscheiden (dat wil zeggen de waarden voor h_0) worden niet direct afgeleid uit de geometrie van de dwarsdoorsnede, maar op basis van LOWESS op de datapunten [$H_{Eijsden}$, $Q_{Eijsden}$], waarbij $Q_{Eijsden}$ het resultaat is van de inverse Muskingum-routing beschreven in paragraaf 3.2.4.

Vervolgens worden voor elk deelbereik de waarden van a en b geoptimaliseerd op basis van de Mean Squared Error (MSE). Hierbij wordt b gevarieerd tussen 0.5 en 2.5, terwijl aan a geen limieten worden gesteld.

RURA-Arnhem (2016) komt op basis van deze methode uit op de volgende stationaire Qh-relatie voor Eijsden:

$$\begin{array}{ll}
 h_E \leq 45.90 & Q_s^{(1)} = Q_s^{(2)} - 60 \cdot (45.9 - h_E)^{1.54} \\
 45.90 < h_E \leq 45.95 & Q_s^{(2)} = 116.665 \cdot (h_E - 42.70)^{1.5} \\
 45.95 < h_E \leq 50.34 & Q_s^{(3)} = Q_s^{(2)} + 109.1 \cdot (h_E - 45.95)^1 \\
 h_E > 50.34 & Q_s^{(4)} = Q_s^{(3)} + 123.4 \cdot (h_E - 50.34)^{1.55}
 \end{array}$$

RURA-Arnhem (2016) geeft aan dat het hierbij gaat om de 'Qh-relatie gebaseerd op open rivier'. Het is echter niet duidelijk wat hiermee precies bedoeld wordt. Mogelijk wordt bedoeld op de Q - H -combinaties afkomstig uit modelresultaten die aan de dataset zijn toegevoegd. Naast modelresultaten voor verschillende stuwpeilen bij Borgharen zijn ook modelresultaten beschikbaar waarbij de stuw is gestreken. Mogelijk zijn voor de 'Qh-relatie gebaseerd op open rivier' resultaten uit de laatstgenoemde groep toegevoegd.

Discussie

Het lijkt onlogisch om een Qh-relatie volgens de Chézy-vergelijking te bepalen voor een dataset die niet is gecorrigeerd voor niet-stationariteit en niet-uniformiteit. De Chézy-vergelijking is immers juist alleen geldig voor stationaire en uniforme stroming. Deze discrepantie leidt er in de praktijk toe dat in het laagste deelbereik, waarin de stuw Borgharen een significante invloed heeft op de Qh-relatie bij Eijsden, een relatie van de vorm $Q(h) = a(h - h_0)^b$ geen goede overeenkomst vertoont met de data.

3.2.6 Correctie: hysteresis

Voor de Qf-relatie bij Eijsden wordt net als bij de Rijn gebruik gemaakt van de variant van Ogink & Stolker (2004) op de formule van Jones (1916), zie paragraaf 2.4.2. Voor de Maas kunnen de lokale en advectione versnellingstermen in de impulsvergelijking echter niet (altijd) verwaarloosd worden tijdens hoogwatergolven, omdat snelle veranderingen in snelheid en waterstand kunnen optreden. Dit komt tot uitdrukking in relatief hoge Froudegetallen (ten opzichte van de Rijn), waarbij niet meer wordt voldaan aan de voorwaarde dat $Fr \ll 1$, met $Fr = \frac{u}{\sqrt{gd}}$. In navolging van Ogink & Stolker (2004) wordt het effect van deze termen meegenomen middels een parameter β , waarbij:

$$\beta = 1 + Fr^2 \left(2 - \frac{9 B_s}{4 B} \right)$$

met B_s de stroomvoerende breedte [m] en B de totale breedte [m], en:

$$Q = Q_0 \sqrt{1 + \frac{\beta}{S_e c} \frac{\partial h}{\partial t}}$$

In paragraaf 3.1.4 zagen we dat voor de Rijn is aangenomen dat $\beta \approx 1$.

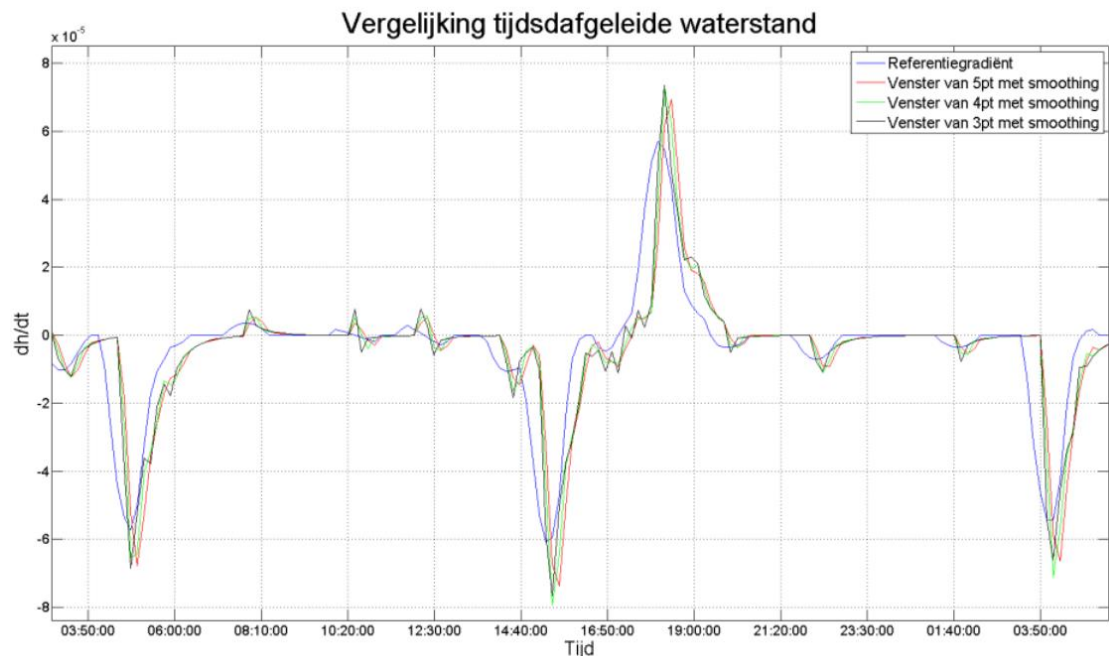
Een andere complicerende factor is dat als gevolg van stuwwerking de term $1 + \frac{\beta}{S_e c} \frac{\partial h}{\partial t}$ in bepaalde situaties (S_e klein en positief, $\frac{\partial h}{\partial t}$ groot en negatief) negatief kan worden. In dit bereik is de formule van Jones (en ook bovengenoemde variant van Ogink & Stolker) niet geldig, omdat de stroming in dit geval niet als quasi-uniform kan worden beschouwd (voorwaarde voor de introductie van de golfsnelheid c). In de praktijk wordt dit ondervangen door in eerste instantie het energieverhang S_e te vervangen door het (grotere) bodemverhang S_0 . Als dit nog steeds tot een negatieve waarde voor de term $1 + \frac{\beta}{S_0 c} \frac{\partial h}{\partial t}$ leidt, wordt geen correctie voor hysteresis toegepast:

$$1 + \frac{\beta}{S_e c} \frac{\partial h}{\partial t} < 0 \Rightarrow Q = Q_0 \sqrt{1 + \frac{\beta}{S_0 c} \frac{\partial h}{\partial t}}$$

$$1 + \frac{\beta}{S_0 c} \frac{\partial h}{\partial t} < 0 \Rightarrow Q = Q_0$$

Net als voor de Rijn worden de parameters (in dit geval S_e , S_0 , c , Fr , B_s en B) afgeleid uit modelsimulaties. Hoe dit precies gedaan is wordt niet volledig duidelijk. Door de resulterende waarden voor $\frac{\beta}{S_e c}$ en $\frac{\beta}{S_0 c}$ als functie van de waterstand bij Eijsden worden vervolgens vijfdegraadspolynomen gefit.

Daarnaast is een waarde voor $\frac{\partial h}{\partial t}$ nodig. In IMDC (2009b) wordt deze gradiënt in eerste instantie bepaald door een tweedegraadspolynoom te fitten door 7 opeenvolgende metingen in een symmetrisch venster rond tijdstip t , en hiervan de afgeleide te bepalen op tijdstip t . Deze methode wordt gebruikt om het resultaat van de Jones-correctie te vergelijken met dat van andere correctiemethoden, en als referentie om het effect van vereenvoudiging van de bepaling van $\frac{\partial h}{\partial t}$ te beoordelen. In operationele toepassingen is het immers niet mogelijk om toekomstige metingen te gebruiken. In deze toepassing wordt daarom gebruik gemaakt van een tweedegraadspolynoom door de waterstanden op t , $t-1$ en $t-2$. Op de resulterende afgeleide wordt vervolgens nog een filtering toegepast om een vloeiender verloop van de gradiënt over de tijd te verkrijgen. Ook met deze filtering kunnen echter grote verschillen ontstaan in de stijgsnelheid in vergelijking met bovengenoemde methode op basis van 7 metingen, zie Figuur 3.13.



Figuur 3.13 Stijgsnelheid waterstand bepaald op basis van verschillende methoden, voor een periode van 1 dag (20 – 21 mei 2007). Bron: IMDC (2009b).

Discussie

- Voor hysteresis bij hoogwatergolven op de Maas kan gecorrigeerd worden met de formule van Jones. De formule wordt nu echter ook bij lage afvoeren toegepast, waarbij fluctuaties in afvoer veelal worden veroorzaakt door stuwwerking. De formule van Jones is niet altijd toepasbaar voor deze situaties, omdat het kan gaan om plotselinge fluctuaties waarbij de quasi-uniforme aanpak niet geldig is. Daarbij komt dat bij plotselinge fluctuaties de stijgsnelheid $\frac{\partial h}{\partial t}$ niet goed kan worden geschat op basis van 3 opeenvolgende waterstanden. Hierdoor wordt het moeilijk om bij lage afvoeren een goede correctie te bepalen.

Deze problemen kunnen worden voorkomen door de hysteresecorrectie alleen bij hoogwatergolven toe te passen, waarbij de stuwen gestreken zijn.

- Het is niet duidelijk of de hysteresecorrectie gevalideerd is op basis van metingen, dat wil zeggen dat afvoerreeksen op basis van een Qf-relatie met en zonder correctie voor hysteresis zijn vergeleken met bijvoorbeeld ADCP-metingen. Het wordt afgeraden correcties toe te passen als niet duidelijk is of deze daadwerkelijk tot een beter resultaat leiden.

3.2.7 Correctie: stuwwerking

De correctie voor stuwwerking wordt alleen in rekening gebracht bij $h_{Eijsden} \leq 45.9$ m +NAP, hoewel de stuw daarboven ook nog invloed heeft. De correctie wordt bepaald door een Qh-relatie af te leiden voor verschillende klassen van de waterstand bij Borgharen-Julianakanaal. Hiermee wordt impliciet een afhankelijkheid van het verval tussen Eijsden en Borgharen-Julianakanaal geïntroduceerd. Deze Qh-relaties hebben dezelfde vorm als de stationaire Qh-relatie in dit bereik (zie paragraaf 3.2.5):

$$Q_s^{(1)} = Q_s^{(2)} - C^*(45.9 - h_E)^{1.54}$$

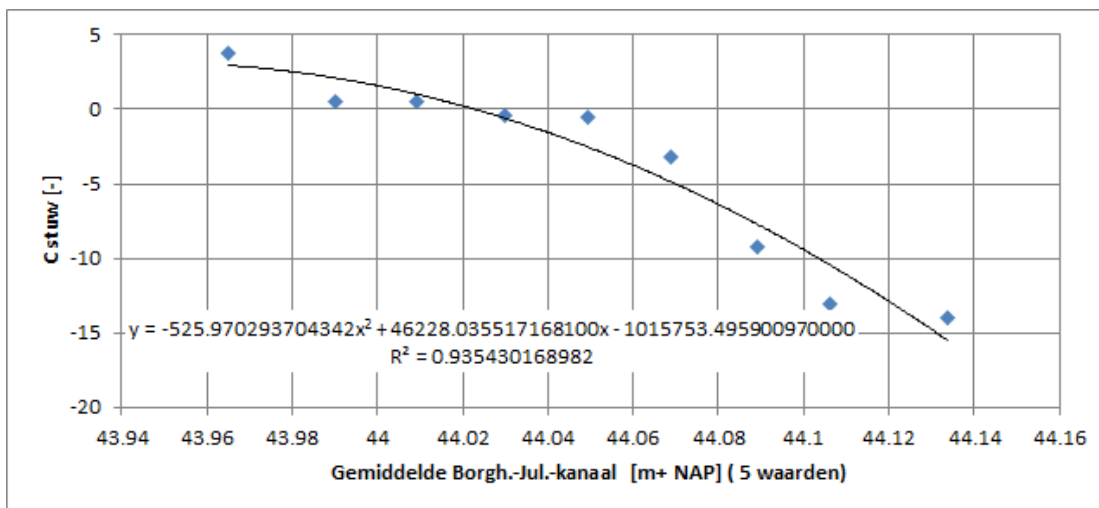
Voor de stationaire Qh-relatie (voor gemiddeld stuwbeheer) is $C = 60$ (zie paragraaf 3.2.5). De invloed van stuwbeheer dat afwijkt van de gemiddelde situatie kan dus als volgt worden bepaald:

$$Q_s^{(1)} = Q_s^{(2)} - 60.0*(45.9 - h_E)^{1.54} + C_{stuw}*(45.9 - h_E)^{1.54}$$

Waarbij $C_{stuw} = C + 60$

In RURA-Arnhem (2016) is C_{stuw} bepaald voor 9 klassen van de waterstand bij Borgharen-Julianakanaal. Daarbij is de waterstand bij Borgharen-Julianakanaal gemiddeld over de metingen op tijdstip t tot en met $t-5$, om de invloed van translatiegolven als gevolg van schuttingen bij sluis Born (verder benedenstrooms op het Julianakanaal) te verminderen. Voor elke klasse is vervolgens bovengenoemde relatie gefit door de bijbehorende waterstanden en afvoeren bij Eijsden. Door de resulterende waarden van C_{stuw} als functie van de waterstand bij Borgharen-Julianakanaal is vervolgens een tweedegraadspolynoom gefit. Het resultaat daarvan is gegeven in Figuur 3.14.

Ten slotte wordt de stuwcorrectie voor een klein verval tussen Eijsden en Borgharen-Julianakanaal aangepast door kalibratie op de waterbalans tussen Eijsden en stuw Borgharen voor de periode 1 juli 2011 - 30 juni 2013.



Figuur 3.14 C_{stuw} als functie van de waterstand bij Borgharen-Julianakanaal, gemiddeld over 5 waarden. Bron: RURA-Arnhem (2016).

Discussie

- Het voordeel van deze methode ten opzichte van de methode die voor de Rijn is gebruikt, is dat de methode voor de Maas geen gebruik maakt van modelsimulaties. Het gebruik van modelsimulaties wordt in principe afgeraden, omdat dit kan leiden tot een cirkelredenering.
- Uit de rapporten wordt niet duidelijk hoe goed de relatie $Q_s^{(1)} = Q_s^{(2)} - C^*(45.9 - h_E)^{1.54}$ past bij de punten $[Q_{Eijsden}, H_{Eijsden}]$ voor variërende invloed van de stuw bij Borgharen.
- Daarnaast wordt de theoretische achtergrond van de toegepaste correctie niet duidelijk. De methode die wordt gepresenteerd in paragraaf 2.5.2 is in het verleden ook toegepast voor Eijsden (IMDC, 2009a), maar deze bleek onvoldoende geschikt omdat de condities vaak te zeer afwijken van uniforme en stationaire stroming. Zo kunnen het gemeten verval en het referentieval een tegengesteld teken hebben. Een ander probleem is dat het verval tussen Eijsden en Borgharen naar nul gaat voor een lage waterstand bij Eijsden. Als gevolg van onzekerheid in de invoerparameters kunnen dan onrealistisch grote afvoercorrecties gevonden worden.

3.3 Qh-relaties Oberrhein (WSA Oberrhein)

Voor het beschrijven van de praktijk met betrekking tot de afleiding van Qh-relaties in Duitsland is een deel van een interne handleiding van de afdeling hydrologie (Gewässerkunde) van WSA (Wasserstraßen- und Schifffahrtsamt) Oberrhein bestudeerd. Hierin wordt een stappenplan gegeven voor het afleiden van Qh-relaties, maar het is niet duidelijk of deze stappen voor vigerende Qh-relaties altijd zijn gevolgd, en hoe invulling is gegeven aan deze stappen. Toch krijgen we op basis van de handleiding een globaal idee van de praktijk op de Oberrhein (en waarschijnlijk elders in Duitsland).

Voor afvoerbepaling wordt op de federale waterwegen in Duitsland normaal gesproken ADCP gebruikt (persoonlijke communicatie Torben Gerlach). De metingen worden in principe uitgevoerd door WSV (Wasserstraßen- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes) en bij uitzondering door een externe aannemer.

Binnen bovengenoemde afdeling van WSA Oberrhein wordt voor het opstellen van Qh-relaties op basis van metingen gebruik gemaakt van een editor (Schlüsselkurveneditor, afkorting SKED) in WISKI, een softwarepakket ontwikkeld door KISTERS. Hierin kunnen verschillende typen functies worden gefit door een $[Q, h]$ -dataset.

De handleiding beveelt aan om de vorm van de Qh-relatie via trial-and-error te optimaliseren, zodat deze zo goed mogelijk aansluit bij de metingen.

Voor extrapolatie buiten het gemeten bereik wordt aanbevolen het verloop van oudere Qh-relaties te volgen, als die aanwezig zijn. Extrapolatie kan ook worden gebaseerd op gegevens over de snelheid en de dwarsdoorsnede bij de aanwezige afvoermetingen. Afvoeren buiten het gemeten bereik kunnen dan bepaald worden door een relatie te fitten door de snelheidsmetingen als functie van de waterstand, en door de dwarsdoorsnede als functie van de waterstand. Vervolgens kunnen deze twee worden vermenigvuldigd. Als alternatief voor extrapolatie van de dwarsdoorsnede kan de gebruiker ook zelf een dwarsdoorsnede in het extreme bereik opgeven, bijvoorbeeld op basis van hoogtemetingen. Door deze te vergelijken met de waarden die tijdens de afvoermetingen zijn bepaald kan iets worden gezegd over de betrouwbaarheid van het opgegeven dwarsprofiel. In plaats van de dwarsdoorsnede en de snelheid kunnen ook de parameters $C\sqrt{S_0}$ en $Bd^{3/2}$ geëxtrapoleerd worden.

Ter controle van de Qh-relatie wordt aanbevolen te beoordelen of de eerste en tweede afgeleide van de Qh-relatie er 'vloeiend' uitzien, en of de relatie op dubbellogaritmische schaal een rechte lijn benadert. Ten slotte wordt gesteld dat de gemeten afvoeren (zonder uitbijters) maximaal 5% mogen afwijken van de opgestelde relatie, en idealiter maximaal 3%. De afwijkingen kunnen ook worden afgezet tegen de tijd, waarmee eventuele niet-stationariteit van de metingen in beeld kan worden gebracht. Wanneer dit het geval is kan worden overwogen meerdere relaties op te stellen, elk geldig voor een kortere periode.

4 Voorlopige conclusies en aanbevelingen

4.1 Voorlopige conclusies

Rijkswaterstaat gebruikt sinds 2009 Qh-relaties met correcties (ook wel Qf-relaties genoemd) om afvoerreksen op de Rijn en Maas af te leiden uit waterstandsmetingen. Deze afvoerreksen worden voor allerlei doeleinden ingezet. De relaties zijn tot stand gekomen door verschillende correcties uit te voeren op datasets van afvoeren en waterstanden op de Qf-locaties, en door op basis van deze datasets $[Q, h]$ -functies te bepalen. In dit rapport hebben we de theoretische basis van Qh- en Qf-relaties bestudeerd, en hebben we enkele recente ontwikkelingen in het wetenschappelijk onderzoek op dit gebied beschreven. Daarnaast hebben we de Qf-relaties bij Lobith en de splitsingspunten op de Rijn bestudeerd, en ook de Qf-relatie bij Eijsden op de Maas. Ook is kort aandacht besteed aan de afleiding van Qh-relaties in Duitsland.

Op basis hiervan concluderen we dat de Qf-relaties op de Rijn en de Maas op een verschillende manier zijn afgeleid. Deels komt dit omdat de situatie bij Eijsden op de Maas verschilt van de situatie op de Rijn. Hoogwatergolven leiden op de Maas tot grotere gradiënten in snelheid en waterstand, en worden gekenmerkt door hogere stroomsnelheden. Bij lage afvoeren is de invloed van kunstwerken groot. Dit leidt bij Eijsden tot opstuwung van de waterstanden door benedenstrooms stuwbeheer en hoogfrequente fluctuaties in afvoer en waterstanden als gevolg van bovenstrooms stuwbeheer. Op de Rijn zijn de afvoergolven veelal lager en langgerechter, en is de invloed van kunstwerken kleiner. Veranderingen in de geometrie van de rivier spelen hier een grotere rol.

Daarnaast is de beschikbaarheid van metingen, die de basis van de Qf-relaties vormen, verschillend voor de Maas en de Rijn. Bij Eijsden worden geen afvoermetingen gedaan, ook omdat verder benedenstrooms bij St. Pieter continu afvoer wordt gemeten. Op basis van deze metingen wordt een afvoerreeks bij Eijsden afgeleid. Dit introduceert voorspelonzekerheid in de Qf-relatie en bemoeilijkt validatie.

De afleiding van de Qf-relaties op de Rijn en de Maas sluit deels aan bij de theorie. Op de **Maas** wordt voor de vorm van de relatie, de bepaling van afvoeren bij Eijsden en de correctie voor hysteresis gebruik gemaakt van de 1D vergelijkingen voor massa- en impulsbehoud. De aannames die hierbij gedaan worden om de vergelijkingen te vereenvoudigen (veelal stationaire en uniforme stroming) zijn echter niet altijd geldig op de Maas. Hierdoor zijn kunstgrepen nodig om toch tot een Qf-relatie te komen.

Op de **Rijn** wordt meer uitgegaan van empirische methoden om de correctietermen en de stationaire Qh-relatie te bepalen. De afleiding wordt hierdoor complex, en de link met de theorie wordt niet altijd gelegd. Mogelijk is de extrapolatie naar onbemeten omstandigheden daardoor minder betrouwbaar dan wanneer wel van de theorie was uitgegaan. Omdat hier meer metingen beschikbaar zijn op de Qf-locaties en omdat de aannames van stationariteit en uniformiteit hier beter geldig zijn is het afleiden van de Qf-relaties eenvoudiger.

Zowel voor de Rijn als de Maas worden resultaten uit modelsimulaties gebruikt ter aanvulling op de metingen. Op de Rijn gebeurt dit meer dan op de Maas. Omdat voor de modelkalibratie gebruik is gemaakt van afvoerreksen uit Qf-relaties als modelinvoer zijn de modelresultaten niet onafhankelijk van de Qf-relatie. Hier wordt op dit moment geen rekening mee gehouden.

Voor de **Oberrhein** wordt op basis van de bestudeerde informatie geconcludeerd dat hier geen gebruik wordt gemaakt van correcties op Qh-relaties voor niet-stationariteit of niet-uniformiteit. Voor het afleiden van Qh-relaties wordt gebruik gemaakt van theoretische principes, maar ook van expert judgement, bijvoorbeeld door de overeenkomst met metingen visueel te controleren.

Recent ontwikkelde methoden maken het mogelijk om de voorspelonzekerheid van Qh- en Qf-relaties te bepalen. Dit kan gebruikers helpen om de betrouwbaarheid van hieruit afgeleide afvoerreeksen te beoordelen. Op de Rijn kan de voorspelonzekerheid van de relaties worden verkleind door de massabalans op de splitsingspunten mee te nemen.

4.2 Aanbevelingen

4.2.1 Vervolgonderzoek Qf-relaties

- 1 In het algemeen bevelen we voor de ontwikkeling van Qf-relaties aan:
 - a Zoveel mogelijk aan te sluiten op de theoretische basis van de Qh-relatie en de correcties voor niet-uniformiteit en niet-stationariteit. Te veel uitgaan van de metingen kan leiden tot overfitting, dat wil zeggen dat de relatie goed aansluit op een specifieke dataset, maar daardoor in andere omstandigheden mogelijk minder goed presteert.
 - b Te controleren of de aannames die in de toegepaste theoretische vergelijkingen gedaan worden geldig zijn voor de condities waarbij de metingen gedaan zijn. Zo niet, dan moet tenminste een schatting worden gemaakt van de fout die hierdoor wordt geïntroduceerd.
 - c Het gebruik van modelresultaten om de dataset uit te breiden zoveel mogelijk te vermijden, wanneer deze resultaten niet onafhankelijk zijn van de Qf-relatie. Dit kan namelijk misleidend zijn. Om het effect van deze afhankelijkheid in te schatten kan de gevoeligheid van de op modelresultaten gebaseerde correcties voor veranderingen in de gemodelleerde bodemruwheid worden geanalyseerd. De bodemruwheid is immers gekalibreerd met afvoerreeksen uit Qf- of Qh-relaties.
 - d Waar mogelijk validaties uit te voeren, om te zien of correcties daadwerkelijk tot een beter resultaat leiden.

We bevelen aan de stappen in de ontwikkeling van de huidige Qf-relaties systematisch na te lopen op basis van deze aanbevelingen. Hierbij kunnen verschillende locaties (bijvoorbeeld die op de Rijn en de Maas) gelijktijdig worden beschouwd, zodat kennis en ervaringen uitgewisseld kunnen worden. Als eerste stap kan bijvoorbeeld de correctie voor hysteresis nader worden bekeken op deze locaties.

- 2 Recent ontwikkelde probabilistische methoden voor het afleiden van een Qh-relatie zijn mogelijk een goed alternatief voor Qf-relaties die nu in Nederland worden gebruikt. Om de meerwaarde verder inzichtelijk te maken stellen we een vervolgactiviteit voor: het uitvoeren van een proof of concept van de Bayesiaanse methode voor één of meerdere locaties. Daarbij kan uitgewerkt worden hoe deze methode (Berends et al., 2021 en Gensen et al., 2022) toegepast kan worden voor de doelen van Rijkswaterstaat, of bodemerosie kan worden meegenomen als lineaire tijdsafhankelijkheid en of het opleggen van continuïteit bij splitsingen de resultaten verder verbetert. Dit kan voor de Rijntakken bijvoorbeeld bij Olst (een meervoudige relatie bestaat al), bij Lobith en bij de splitsing van de Waal en het Pannerdensch Kanaal.
- 3 Het gebruik en het beheer van Qh- en Qf-relaties is in dit rapport niet bestudeerd. Hier kan in een volgende fase meer aandacht aan worden besteed.
- 4 De studie van de praktijk kan worden uitgebreid naar meer locaties in Nederland en daarbuiten (zoals de Niederrhein). Ook voor de Qf-relatie bij Eijsden op de Maas kan nog meer informatie worden verzameld om een compleet beeld te krijgen van de ontwikkeling en het gebruik van deze relatie.

- 5 Op basis van het vollediger inzicht in de relaties die in de praktijk worden gebruikt, kan uitgebreider gereflecteerd worden op afwijkingen van de theorie en kunnen vervolgstappen worden uitgewerkt.

4.2.2 Metingen

- 6 Voor de Maas bij Eijsden wordt aanbevolen ofwel een meetstation in te richten bij Eijsden met een horizontale ADCP of varende metingen op deze locatie te doen. Hiermee kan in de toekomst de stap waarin afvoeren bij St. Pieter vertaald worden naar Eijsden overgeslagen worden. De onzekerheid van de Qf-relatie kan hiermee mogelijk sterk worden verkleind.

4.2.3 Disseminatie

- 7 In deze eerste fase van het onderzoek naar Qh- en Qf-relaties is een workshop georganiseerd met betrokkenen bij de ontwikkeling en het gebruik van Qf-relaties op de Rijn. In de volgende fase van het onderzoek is het nuttig een vervolgbijeenkomst te organiseren om kennisdeling en samenwerking te bevorderen, waarbij ook experts op het gebied van Qh- en Qf-relaties op de Maas aanwezig zijn. Een dergelijke bijeenkomst kan ook leiden tot een verdiepende reflectie op de relaties die in de praktijk worden gebruikt.
- 8 Ten slotte wordt aanbevolen een webinar te organiseren voor gebruikers van afvoerreeksen uit Qf-relaties, zodat zij beter weten hoe deze resultaten zijn afgeleid en hoe nauwkeurig ze zijn.

5 Referenties

- Battjes, J. A., and R. J. Labeur (2014). Open channel flow. TU Delft.
- Berends, K. D., Gensen, M. R. A., Warmink, J. J., & Hulscher, S. J. M. H. (2021). Multidecadal Analysis of an Engineered River System Reveals Challenges for Model-Based Design of Human Interventions. *CivilEng*, 2(3), 580–598. doi.org/10.3390/civileng2030032
- Berends, Koen, Jasper Dijkstra, Aukje Spruyt en Melissa Latella (2023). State of the art and research trends in fluvial vegetation resistance modelling: With a focus on implementation in Rijkswaterstaat hydraulic models. Deltares report 11208033-018-ZWS-0002.
- Beyer, D. en Quartel, S. (2023). Rhine discharge data explained. Knowing the discharge distribution? Presentatie NCR themadag afvoerverdeling Rijn, 13 september 2023.
- Boothroyd, R. J., Nones, M., & Guerrero, M. (2021). Deriving Planform Morphology and Vegetation Coverage From Remote Sensing to Support River Management Applications. *Frontiers in Environmental Science*, 9. <https://doi.org/10.3389/fenvs.2021.657354>.
- Gensen M.R.A., J.J. Warmink, K.D. Berends, F. Huthoff and S.J.M.H. Hulscher (2022). Improving rating curve accuracy by incorporating water balance closure at river bifurcations. *Journal of Hydrology*, doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.127958.
- Haskoning (1998). QH-analyses Rijntakken, Vervolgonderzoek. Eindverslag, november 1998.
- HKV (2009). Beheer en onderhoud afvoerreeksen Rijntakken; Deelonderzoek A: Operationaliseren Qf-relatie Boven-Rijn, Waal, Pannerdensch Kanaal, Nederrijn en IJssel. Rapport Q1444.20, oktober 2009.
- IMDC (2007a). Beheer & Onderhoud QH-krommes St. Pieter – Maaseik. Eindrapport. 16 juli 2007.
- IMDC (2007b). Beheer & Onderhoud QH-krommes Eijsden, Venlo & Megen. Eindrapport. 25 oktober 2007.
- IMDC (2009a). Operationaliseren van Qf-relatie Eijsden en opstellen B&O. Eindrapport. 26 oktober 2009.
- IMDC (2009b). Operationaliseren van Qf Eijsden met stuwinvloed en opstellen B&O. Eindrapport. 23 december 2009.
- Jones, B. E. (1916). A method of correcting river discharge for a changing stage (No. 375-E). US Geological Survey.
- Kiang, J. E., Gazoorian, C., McMillan, H., Coxon, G., Le Coz, J., Westerberg, I. K., et al. (2018). A comparison of methods for streamflow uncertainty estimation. *Water Resources Research*, 54, 7149–7176. <https://doi.org/10.1029/2018WR022708>
- Kosters, A., Spruyt, A. en Niesten, I. (2022). Ontwikkeling zesde-generatie Rijntakken model; Modelbouw, kalibratie en validatie. Deltares rapport 11206813-003-ZWS-0012.
- Le Coz, J.; Renard, B.; Bonnifait, L.; Branger, F.; Boursicaud, R.L. (2014). Combining hydraulic knowledge and uncertain gaugings in the estimation of hydrometric rating curves: A Bayesian approach. *J. Hydrol.* 2014, 509, 573–587.

- Mansanarez, Valentin (2016). Non-unique stage-discharge relations: Bayesian analysis of complex rating curves and their uncertainties. PhD thesis, Hydrology. Université Grenoble Alpes.
- McCarthy, G.T. (1938). The unit hydrograph and flood routing. Niet-gepubliceerd manuscript, gepresenteerd op een conferentie van de North Atlantic Division, U.S. Army, Corps of Engineers, 24 juni 1938.
- Mueller, David S., Chad R. Wagner, Michael S. Rehm, Kevin A. Oberg, and Francois Rainville (2013). Measuring Discharge with Acoustic Doppler Current Profilers from a Moving Boat. USGS, Book 3, Applications of Hydraulics.
- Ogink, H.J.M. en C. Stolker (2004). Verbetering Qf-relaties. WL | Delft Hydraulics, verslag Q3847.00, november 2004.
- Perret, E., M. Lang, J. Le Coz (2022). A framework for detecting stage-discharge hysteresis due to flow unsteadiness: Application to France's national hydrometry network. Journal of Hydrology, doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.127567.
- Rantz, S. E. (1982). Measurement and computation of streamflow. Vol 2: Computation of discharge, 2. U.S. Geological Survey, Water Supply Paper 2175. DOI: 10.3133/wsp2175.
- RURA-Arnhem (2016). Qf-relaties Eijsden-grens en Megen. Deel 1: Qf-relatie Eijsden-grens. Rapport 4500250254, 1 juni 2016.
- Schroevers, Rinus (2014) Verkenning ontwikkelingen aanbod natte informatie t.b.v. RWS: Waterbeweging, waterkwaliteit en bodemligging, Deltares kenmerk 1209377-002-ZKS-0003, juli 2024.
- Stowa (2009). Handboek debietmeten in open waterlopen. HKV lijn in water, auteurs H. Hartong en P. Termes, rapportnummer 2009-41, ISBN 978.90.5773.450.2.
- Sturm, T.W. (2001). Open Channel Hydraulics. First edition, McGraw-Hill.
- Svašek Hydraulics (2018). Verbeterde Qf-relaties Rijntakken 1993-1998 en 2008-2009. Definitief rapport. 1903/U17294/C/PvdR, januari 2018.
- Svašek Hydraulics (2019). Opstellen Qf relaties 2018; Data-analyse en modelstudie. Rapport 1961/U19462/E/BvL, december 2019.
- Wiggins, W.C. (1925). Correcting Discharge Measurements for Changing Stage. Water Resources Branch. Circular No. 479. unpublished manuscript of the Water-Resources Branch of the U.S. Geological Survey, 10 p.

Deltares is een onafhankelijk kennisinstituut voor toegepast onderzoek op het gebied van water en ondergrond. Wereldwijd werken we aan slimme oplossingen voor mens, milieu en maatschappij.

Deltares

www.deltares.nl