



Vlaanderen
is wetenschap

14_024_7
WL rapporten

Agenda voor de toekomst DT5 Morfologie mesoschaal numerieke modellering drempels

Deelrapport 7
Sedimentatie ter hoogte van drempels
validatie numeriek model

DEPARTEMENT
**MOBILITEIT &
OPENBARE
WERKEN**

waterbouwkundiglaboratorium.be

Agenda voor de toekomst – DT5 Morfologie mesoschaal – numerieke modellering drempels

Deelrapport 7 – Sedimentatie ter hoogte van drempels: validatie numeriek model

Stark, J.; Vandenbruwaene, W.; De Maerschalck, B.; Plancke, Y.; Mostaert, F.

Juridische kennisgeving

Het Waterbouwkundig Laboratorium is van mening dat de informatie en standpunten in dit rapport onderbouwd worden door de op het moment van schrijven beschikbare gegevens en kennis.

De standpunten in deze publicatie zijn deze van het Waterbouwkundig Laboratorium en geven niet noodzakelijk de mening weer van de Vlaamse overheid of één van haar instellingen.

Het Waterbouwkundig Laboratorium noch iedere persoon of bedrijf optredend namens het Waterbouwkundig Laboratorium is aansprakelijk voor het gebruik dat gemaakt wordt van de informatie uit dit rapport of voor verlies of schade die eruit voortvloeit.

Copyright en wijze van citeren

© Vlaamse overheid, Departement Mobiliteit en Openbare Werken, Waterbouwkundig Laboratorium 2019
D/2019/3241/126

Deze publicatie dient als volgt geciteerd te worden:

Stark, J.; Vandenbruwaene, W.; De Maerschallck, B.; Plancke, Y.; Mostaert, F. (2019). Morfologie mesoschaal – numerieke modellering drempels: Deelrapport 7 – Sedimentatie ter hoogte van drempels: validatie numeriek model. Versie 3.0. WL Rapporten, 14_024_7. Waterbouwkundig Laboratorium: Antwerpen.

Overname uit en verwijzingen naar deze publicatie worden aangemoedigd, mits correcte bronvermelding.

Documentidentificatie

Opdrachtgever:	Waterbouwkundig Laboratorium	Ref.:	WL2019R14_024_7
Keywords (3-5):	Numerieke modellering, hydrodynamica, Westerschelde, drempel		
Tekst (p.):	108	Bijlagen (p.):	7
Vertrouwelijk:	☒ Nee ☒ Online beschikbaar		

Auteur(s):	Stark, J.; Vandenbruwaene, W.
------------	-------------------------------

Controle

	Naam	Handtekening
Revisor(en):	De Maerschallck, B.	Getekend door: Bart De Maerschallck (Signa) Getekend op: 2019-09-16 13:05:59 +01:00 Reden: Ik keur dit document goed <i>Bart De Maerschallck</i>
Projectleider:	Plancke, Y.	Getekend door: Yves Plancke (Signature) Getekend op: 2019-10-01 12:28:04 +01:00 Reden: Ik keur dit document goed <i>Yves Plancke</i>

Goedkeuring

Afdelingshoofd:	Mostaert, F.	Getekend door: Frank Mostaert (Signature) Getekend op: 2019-09-16 11:44:11 +01:00 Reden: Ik keur dit document goed <i>Frank Mostaert</i>
-----------------	--------------	---



Abstract

Voorliggend rapport beschrijft de validatie van het Delft3D model dat is opgezet voor het project "Estuariene processen en beheer op mesoschaal", waarin in het kader van de Agenda voor de Toekomst (AvdT) onderzoek wordt gedaan naar de sedimentatieprocessen op de drempels in het Schelde-estuarium. Dit hydrodynamisch en morfodynamisch model wordt in dit rapport gekalibreerd en gevalideerd op basis van waterstands- en stroomsnelheidsmetingen en sedimenttransportmetingen ter hoogte van de Drempel van Hansweert in de Westerschelde en de Drempel van Frederik in de Beneden-Zeeschelde. De modelvalidatie laat zien dat het model het waterstandsverloop en het stromingsveld, waaronder de recirculatie- en dwarsstromingen ter hoogte van de Drempel van Hansweert, goed weergeeft. Tenslotte worden er ook morfologische simulaties gepresenteerd en worden de gemodelleerde sedimentatie- en erosiepatronen vergeleken met sedimentatiesnelheden die tijdens baggervrije periodes zijn gemeten op de Drempel van Hansweert. Het uiteindelijke doel is om met dit model de kennis over de sedimentdynamiek en de morfologische processen op mesoschaal te verbeteren en zo bij te dragen aan optimalisering van toekomstige bagger- en stortstrategieën.

Inhoudsopgave

Abstract	III
Inhoudsopgave	V
Lijst van de tabellen.....	VII
Lijst van de figuren	IX
Lijst met afkortingen.....	1
1 Inleiding	2
1.1 Situering.....	2
1.2 Doelstelling	3
1.3 Leeswijzer	3
2 Methodes	4
2.1 Metingen	4
2.1.1 Waterstanden.....	4
2.1.2 Stroming en sedimenttransport	4
2.1.3 Morfologische ontwikkelingen	6
2.2 Numeriek model.....	7
2.2.1 Grid	8
2.2.2 Topo-bathymetrie.....	9
2.2.3 Randvoorwaarden	9
2.2.4 Transportformules.....	11
3 Validatie waterbeweging.....	13
3.1 Basissimulatie	13
3.1.1 Drempel van Hansweert	14
3.1.2 Drempel van Frederik	20
3.2 Kalibratie bodemruwheid.....	24
3.2.1 Effecten op stroomsnelheden	26
3.2.2 Effecten op waterstandsverloop	30
3.2.3 Discussie kalibratie stroomsnelheden Drempel van Hansweert.....	32
3.3 Aanvullende simulaties en gevoeligheidsanalyse	32
3.3.1 Turbulente diffusiviteit en viscositeit	32
3.3.2 3D-simulaties, secundaire stroming en HLES	33
3.3.3 Aanvullende simulaties bodemruwheidsveld	33
3.3.4 Locatie- en dieptegevoeligheid ter hoogte van meetpunt H1 (Hansweert)	39
3.3.5 Implementatie strekdam bij Drempel van Frederik	40

3.4	Validatie gekalibreerd model	42
3.4.1	Waterstanden.....	42
3.4.2	Validatie stroomsnelheid Drempel van Hansweert.....	45
3.4.3	Validatie stroomsnelheid Drempel van Frederik.....	49
4	Validatie sedimenttransport.....	51
4.1	Drempel van Hansweert.....	52
4.1.1	Meting sedimenttransport bij Drempel van Hansweert	52
4.1.2	Kalibratie sedimenttransport bij Drempel van Hansweert	53
4.1.3	Langs- en dwarscomponenten van het sedimenttransport	64
4.1.4	Discussie kalibratie sedimenttransport voor Drempel van Hansweert.....	68
4.2	Drempel van Frederik	69
4.2.1	Meting sedimenttransport bij Drempel van Frederik	69
4.2.2	Kalibratie sedimenttransport voor Drempel van Frederik	70
4.2.3	Discussie kalibratie sedimenttransport voor Drempel van Frederik.....	81
5	Validatie morfologie	83
5.1	Drempel van Hansweert	83
5.1.1	Geobserveerde morfologische veranderingen Drempel van Hansweert.....	83
5.1.2	Modelconfiguratie morfologische simulaties Drempel van Hansweert.....	86
5.1.3	Gemodelleerd sedimentatie- en erosiepatroon Drempel van Hansweert.....	86
5.1.4	Ontwikkeling van sedimentatie- en erosiepatroon over tijd	89
5.1.5	Invloed ruwheidsveld op sedimentatie- en erosiepatroon	92
5.1.6	Invloed korrelgrootte op sedimentatie- en erosiepatroon	93
5.1.7	Invloed springtij-doodtij-variatie	95
5.1.8	Invloed initiële bathymetrie	97
5.1.9	Discussie morfologische modelresultaten Drempel van Hansweert	99
5.2	Drempel van Frederik	100
5.2.1	Geobserveerde morfologische veranderingen Drempel van Frederik.....	100
5.2.2	Modelconfiguratie morfologische simulaties Drempel van Frederik.....	101
5.2.3	Morfologische modelresultaten Drempel van Frederik	102
6	Conclusies en aanbevelingen	103
6.1	Drempel van Hansweert.....	103
6.2	Drempel van Frederik	105
7	Referenties	107
	Appendices	A1
	Modelconfiguratie Drempel van Hansweert.....	A1
	Modelconfiguratie Drempel van Frederik	A4

Lijst van de tabellen

Tabel 1 – Overzicht metingen.....	6
Tabel 2 – Overzicht simulaties modelkalibratie Hansweert.....	25
Tabel 3 – Overzicht van de kalibratieparameters voor waterstanden en stroomsnelheden met bijbehorende gewichten voor de kostenfunctie.....	26
Tabel 4 – Overzicht van de berekende kalibratieparameters en uitkomst van de kostenfunctie voor de stroomsnelheden voor modelsimulaties waarin het ruwheidsveld werd gevarieerd.	27
Tabel 5 – Overzicht van de berekende kalibratieparameters en uitkomst van de kostenfunctie voor de waterstanden voor modelsimulaties waarin het ruwheidsveld werd gevarieerd.	30
Tabel 6 – Uitkomst van de totale kostenfunctie ten opzichte van de referentiesimulatie (h234).	32
Tabel 7 – Overzicht simulaties gevoeligheidsonderzoek 3D effecten, secundaire stroming en HLES.....	32
Tabel 8 – Overzicht simulaties gevoeligheidsonderzoek 3D effecten, secundaire stroming en HLES.....	33
Tabel 9 – Overzicht van de berekende kalibratieparameters en uitkomst van de kostenfunctie voor de stroomsnelheden voor modelsimulaties in de gevoeligheidsanalyse.....	34
Tabel 10 – Gridcellen rondom meetpunt H1 met bijhorende bodempeilen (zb).	39
Tabel 11 – Modelprestatie op basis van de gemeten en gemodelleerde waterstanden bij getijposten langs het estuarium voor het gekalibreerd model (h249) uit § 3.2, het gekalibreerd model waarin de bodemruwheid is ‘gesmooth’ (h255) en waarin de bodemruwheid op de ondieptes diepteafhankelijk is (h260).	43
Tabel 12 – Modelprestatie op basis van de gemeten en gemodelleerde stroomsnelheden bij de Drempel van Hansweert voor het gekalibreerd model (h249) uit § 3.2, het gekalibreerd model waarin de bodemruwheid is ‘gesmooth’ (h255) en waarin de bodemruwheid op de ondieptes diepteafhankelijk is (h260).	46
Tabel 13 – Modelprestatie op basis van de gemeten en gemodelleerde stroomsnelheden bij de Drempel van Frederik voor modelsimulaties met het detailgrid en constante bodemruwheid (DF102) en met het detailgrid en de ruwheid uit het gekalibreerd model uit h249 (DF104).	49
Tabel 14 – Overzicht simulaties kalibratie sedimenttransport DvH.....	54
Tabel 15 – Modelprestatie voor verschillende transportformules	57
Tabel 16 – Modelprestatie voor simulaties met verschillende korrelgroottes voor zand: $d_{50} = 150 \mu\text{m}$ (h285), $170 \mu\text{m}$ (h286), $190 \mu\text{m}$ (h275), $210 \mu\text{m}$ (h287) en $230 \mu\text{m}$ (h288); op basis van de RMSE van de hele tijdserie (RMSE- q_s) en het absolute en relatieve verschil in residueel transport (Δq_{s-RES}).	58
Tabel 17 – Modelprestatie voor simulaties met één sedimentfractie (h275) en simulaties met een toegevoegde tweede zandfractie van $d_{50} = 70 \mu\text{m}$ (h291), $100 \mu\text{m}$ (h292), $130 \mu\text{m}$ (h293) of $300 \mu\text{m}$ (h294) op basis van de RMSE van de hele tijdserie (RMSE- q_s) en het absolute en relatieve verschil in residueel transport (Δq_{s-RES}).....	61
Tabel 18 – Modelprestatie voor simulaties met een cohesieve sedimentfractie toegevoegd	63
Tabel 19 – Overzicht simulaties kalibratie sedimenttransport DvF.	71
Tabel 20 – Modelprestatie voor simulaties voor simulaties met verschillende sedimenttransportformules voor zand	73

Tabel 21 – Modelprestatie voor simulaties met verschillende d50 voor zand (70 μm in DF206, 100 μm in DF204 en 130 μm in DF207) op basis van de RMSE van de hele tijdserie (RMSE-qs) en het absolute en relatieve verschil in residueel transport (Δq_{s-RES}).	74
Tabel 22 – Modelprestatie voor simulaties met verschillende eigenschappen voor slib (DF211-DF222) op basis van de RMSE van de hele tijdserie (RMSE-qs) en het absolute en relatieve verschil in residueel transport (Δq_{s-RES}).	76
Tabel 23 – Modelprestatie voor simulaties met een zandfractie (DF204), een slibfractie (DF219) en met een zand- en slibfractie (DF231) op basis van de RMSE van de hele tijdserie (RMSE-qs) en het absolute en relatieve verschil in residueel transport (Δq_{s-RES}).	79
Tabel 24 – Modelinstellingen .mdf file voor gekalibreerd model (DvH)	1
Tabel 25 – Modelinstellingen .mor file voor het gekalibreerd model met morfologie (DvH).....	3
Tabel 26 – Modelinstellingen .sed file voor gekalibreerd model (DvH)	4
Tabel 27 – Modelinstellingen .mdf file voor het detailmodel (DvF).....	4
Tabel 28 – Modelinstellingen .mor file voor detailmodel met morfologie (DvF).....	6
Tabel 29 – Modelinstellingen .sed file voor zand (Sediment_zand1) in detailmodel (DvF).....	7
Tabel 30 – Modelinstellingen .sed file voor cohesief sediment (Sediment_silt) in detailmodel (DvF)	7

Lijst van de figuren

Figuur 1 – Ligging van de studiegebieden Drempel van Hansweert (DvH) en Drempel van Frederik (DvF).....	2
Figuur 2 – Locaties van meetstations Rijkswaterstaat rondom de Platen van Ossenissee (PvO) ter hoogte van de drempel van Hansweert (DvH).	4
Figuur 3 – Framelocaties ter hoogte van drempel van Hansweert (DvH) en drempel van Frederik (DvF).....	5
Figuur 4 – Drempel van Frederik met aanduiding van strekdam.....	6
Figuur 5 – Consistentiekaarten voor drempel van Hansweert (links) en drempel van Frederik (rechts) (Vos <i>et al.</i> , 2016b).....	7
Figuur 6 – Voorstelling van het NEVLA modeldomein met aanduiding van de afwaartse rand Westkapelle-Cadzand (zwarte lijn) waar het model voor deze studie werd afgesneden.	8
Figuur 7 – Voorstelling van het volledige NEVLA-grid (groen) en het detailgrid (rood).....	9
Figuur 8 – Ruwheidsveld Westerschelde in de basissimulatie.....	13
Figuur 9 – Gemodelleerde en gemeten waterstanden over een doottij-springtijcyclus bij getijpost Hansweert (29 april 2016 – 12 mei 2016).	14
Figuur 10 – Gemodelleerde en gemeten waterstanden over een individueel getij ter hoogte van getijpost Hansweert (4 tot 5 mei 2016).....	14
Figuur 11 – Verschil tussen gemodelleerde en gemeten waterstanden ter hoogte van getijpost Hansweert in functie van de getijfase, voor doottij (links) en springtij (rechts).....	15
Figuur 12 – Overzicht van het gemeten verhang (blauw) en in de basissimulatie gemodelleerd verhang (rood) tussen OVHA-HANS (boven), HANS-WALS (midden) en OVHA-WALS (onder) bij springtij. De verticale lijn duidt het tijdstip van hoogwater aan.	15
Figuur 13 – Gemodelleerde (rood) en gemeten (blauw) stroomsnelheden over een spring-doottijcyclus voor locatie H1.	17
Figuur 14 – Gemodelleerde (rood) en gemeten (blauw) stroomsnelheden over een spring-doottijcyclus voor locatie H2.	17
Figuur 15 – Gemodelleerde (rood) en gemeten (blauw) stroomsnelheden over een spring-doottijcyclus voor locatie H3.	17
Figuur 16 – Gemodelleerde (rood) en gemeten (blauw) stroomsnelheden over een spring-doottijcyclus voor locatie H4.	17
Figuur 17 – Verschil tussen gemodelleerde en gemeten stroomsnelheden ter hoogte van Hansweert in functie van de getijfase.	18
Figuur 18 – Gemodelleerde (rood) en gemeten (blauw) stroomsnelheden over een individueel getij ter hoogte van H1, representatief voor doottij (1 tot 2 mei 2016).....	18
Figuur 19 – Gemodelleerde (rood) en gemeten (blauw) stroomsnelheden over een individueel getij ter hoogte van H1, representatief voor springtij (7 tot 8 mei 2016).	18
Figuur 20 – Gemodelleerde (rood) en gemeten (blauw) stroomsnelheden over een individueel getij ter hoogte van H4, representatief voor doottij (1 tot 2 mei 2016).....	19

Figuur 21 – Gemodelleerde (rood) en gemeten (blauw) stroomsnelheden over een individueel getij ter hoogte van H4, representatief voor springtij (7 tot 8 mei 2016).	19
Figuur 22 – Gemodelleerd stromingsveld 30 minuten voor (links), tijdens (midden) en 30 minuten na (rechts) springtij-HW ter hoogte van PvO voor de basissimulatie. De stroomsnelheidsmetingen zijn in blauw weergegeven.	20
Figuur 23 – Gemodelleerde (rood) en gemeten (blauw) waterstanden over een doottij-springtijcyclus (16 tot 29 december 2015) ter hoogte van getijpost Prosperpolder.	21
Figuur 24 – Gemodelleerde (rood) en gemeten (blauw) waterstanden over een enkel getij (22 december 2015) ter hoogte van getijpost Prosperpolder.	21
Figuur 25 – Verschil tussen gemodelleerde en gemeten waterstanden ter hoogte van getijpost Prosperpolder in functie van de getijfase, voor doottij (links) en springtij (rechts).	21
Figuur 26 – Gemodelleerde (rood) en gemeten (blauw) stroomsnelheden over een doottij-springtijcyclus (16-29 december 2015) voor locatie F1.	22
Figuur 27 – Gemodelleerde (rood) en gemeten (blauw) stroomsnelheden over een doottij-springtijcyclus (16-29 december 2015) voor locatie F2.	22
Figuur 28 – Verschil tussen de gemodelleerde en de gemeten stroomsnelheden ter hoogte van de Drempel van Frederik in functie van de getijfase.	22
Figuur 29 – Gemodelleerde (rood) en gemeten (blauw) stroomsnelheden over een individueel getij ter hoogte van F1, representatief voor doottij (19 december 2015).	23
Figuur 30 – Gemodelleerde (rood) en gemeten (blauw) stroomsnelheden over een individueel getij ter hoogte van F1, representatief voor springtij (26 december 2015).	23
Figuur 31 – Gemodelleerde (rood) en gemeten (blauw) stroomsnelheden over een individueel getij ter hoogte van F2, representatief voor doottij (19 december 2015).	23
Figuur 32 – Gemodelleerde (rood) en gemeten (blauw) stroomsnelheden over een individueel getij ter hoogte van F2, representatief voor springtij (26 december 2015).	23
Figuur 33 – Contourplot van de intertidale gebieden (0 tot 5 m TAW), ondieptes (-5 tot 0 m TAW) en geulen (< -5 m TAW).	24
Figuur 34 – Gemodelleerde en gemeten stroomsnelheden ter hoogte van meetpunten H1-H4 voor simulaties waarin de bodemruwheid van de ondiepe delen tussen -5 m en +5 m TAW werd gevarieerd tussen $n=0.025 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ (h234), $n=0.020 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ (h241) en $n=0.015 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ (h242).	28
Figuur 35 – Gemodelleerde en gemeten stroomsnelheden ter hoogte van meetpunten H1-H4 voor simulaties waarin de bodemruwheid van de geulen werd veranderd tussen $n=0.024 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ (h244), $n=0.025 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ (h242) en $n=0.026 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ (h246), $n=0.027 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ (h247), $n=0.028 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ (h250) en een ruimtelijk variabel ruwheidsveld met n tussen 0.024 en $0.027 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ (h249).	29
Figuur 36 – Gemodelleerde en gemeten waterstanden te Hansweert voor een springtij, waarbij de bodemruwheid van de ondiepe delen tussen -5 m TAW en +5 m TAW is gevarieerd tussen $n=0.025 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ (h234), $n=0.020 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ (h241) en $n=0.015 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ (h242).	31
Figuur 37 – Gemodelleerde en gemeten waterstanden te Hansweert voor een springtij, waarbij de bodemruwheid van de geulen werd veranderd tussen $n=0.024 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ (h244), $n=0.025 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ (h242) en $n=0.026 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ (h246), $n=0.027 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ (h247), $n=0.028 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ (h250) en een ruimtelijk variabel ruwheidsveld met $n=0.024-0.027 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ (h249).	31
Figuur 38 – Ruwheidsveld Westerschelde in simulatie h249 (gekalibreerd model).	35
Figuur 39 – Ruwheidsveld Westerschelde in simulatie h255 (gesmooth).	35
Figuur 40 – Ruwheidsveld Westerschelde in simulatie h260 (diepte-afhankelijke ruwheid op ondieptes)...	35

Figuur 41 – Gemodelleerde en gemeten waterstanden te Hansweert en stroomsnelheden ter hoogte van meetpunten H1-H4 (Hansweert) voor modelsimulaties met variërende ‘eddy diffusivity’ en ‘eddy viscosity’ (zie Tabel 7).	36
Figuur 42 – Gemodelleerde en gemeten waterstanden te Hansweert en stroomsnelheden ter hoogte van meetpunten H1-H4 voor de basissimulatie (h234) en simulaties met HLES (h031), secondary flow (h223) en in 3D met 2 lagen (h231) of met 6 lagen (h232).	37
Figuur 43 – Gemodelleerde en gemeten waterstanden te Hansweert en stroomsnelheden ter hoogte van meetpunten H1-H4 voor het gekalibreerd model (h249), simulaties met verhoogde (h252) en verlaagde (h254) ruwheid op de ondieptes en intertidale delen en voor een simulatie met ‘gesmooth’ (h255) of diepteafhankelijk (h260) ruwheidsveld.	38
Figuur 44 – Gemodelleerde stroomsnelheden (H1 + omringende cellen) en gemeten stroomsnelheden over een individueel getij representatief voor doodtij (1 tot 2 mei 2016).	40
Figuur 45 – Gemodelleerde stroomsnelheden (H1 + omringende cellen) en gemeten stroomsnelheden over een individueel getij representatief voor springtij (7 tot 8 mei 2016).	40
Figuur 46 – Gemodelleerde stroomsnelheden (scenario’s strekdam) en gemeten stroomsnelheden over een individueel getij ter hoogte van F1, representatief voor doodtij (19 december 2015).	41
Figuur 47 – Gemodelleerde stroomsnelheden (scenario’s strekdam) en gemeten stroomsnelheden over een individueel getij ter hoogte van F1, representatief voor springtij (26 december 2015).	41
Figuur 48 – Gemodelleerde stroomsnelheden (scenario’s strekdam) en gemeten stroomsnelheden over een individueel getij ter hoogte van F2, representatief voor doodtij (19 december 2015).	42
Figuur 49 – Gemodelleerde stroomsnelheden (scenario’s strekdam) en gemeten stroomsnelheden over een individueel getij ter hoogte van F2, representatief voor springtij (26 december 2015).	42
Figuur 50 – Gemodelleerde en gemeten waterstanden bij verschillende getijposten gedurende 28 dagen (28 april tot 26 mei 2016), voor het gekalibreerd model (h249) uit § 3.2, het gekalibreerd model waarin de bodemruwheid is ‘gesmooth’ (h255) en waarin de bodemruwheid op de ondieptes diepteafhankelijk is (h260).	44
Figuur 51 – Overzicht van het gemeten verhang (blauw) en in simulatie h255 (bodemruwheid ‘gesmooth’) gemodelleerd verhang (groen) tussen OVHA-HANS (boven), HANS-WALS (midden) en OVHA-WALS (onder) bij springtij.	45
Figuur 52 – Gemeten waterstanden en gemodelleerde en gemeten stroomsnelheden op meetpunten H1-H4, gedurende 28 dagen (28 april tot 26 mei 2016) gesimuleerd met het gekalibreerd model (h249) uit § 3.2, het gekalibreerd model waarin de bodemruwheid is ‘gesmooth’ (h255) en waarin de bodemruwheid op de ondieptes diepteafhankelijk is (h260).	47
Figuur 53 – Gemodelleerd stromingsveld 30 minuten voor (links), tijdens (midden) en 30 minuten na (rechts) springtij-HW ter hoogte van de Platen van Ossensisse voor het gekalibreerd model (h249).	48
Figuur 54 – Gemodelleerd stromingsveld 30 minuten voor (links), tijdens (midden) en 30 minuten na (rechts) springtij-HW ter hoogte van de Platen van Ossensisse voor het gekalibreerd model met ‘gesmooth’ ruwheidsveld (h255).	48
Figuur 55 – Gemodelleerd stromingsveld 30 minuten voor (links), tijdens (midden) en 30 minuten na (rechts) springtij-HW ter hoogte van de Platen van Ossensisse voor het gekalibreerd model met diepteafhankelijk ruwheidsveld voor de ondieptes (h260).	48
Figuur 56 – Gemodelleerde waterstanden en gemodelleerde en gemeten stroomsnelheden op meetpunten F1 en F2, gedurende 7 dagen (18-25 december 2015) gesimuleerd met het detailgrid en constante bodemruwheid (DF102) en met het detailgrid en de ruwheid uit het gekalibreerd model uit h249 (DF104).	50

Figuur 57 – Richting van de langs- (zwart) en dwarscomponenten (rood) voor het sedimenttransport bij meetpunten H1 en H2.	51
Figuur 58 – Gemeten absolute sedimenttransport voor locaties H1, H2 en H4 bij DvH.....	52
Figuur 59 – Gemeten cumulatief sedimenttransport voor locaties H1, H2 en H4, waarbij een onderscheid is gemaakt tussen transport in vloedrichting (positieve waarden) en in ebrichting (negatieve waarden).	53
Figuur 60 – Gemodelleerde en gemeten sedimenttransporten tijdens springtij (7 tot 8 mei 2016) voor simulaties met verschillende transportformules	55
Figuur 61 – Gemodelleerd en gemeten cumulatief sedimenttransport voor simulaties met verschillende transportformules	56
Figuur 62 – Gemodelleerde en gemeten sedimenttransporten tijdens springtij (7 tot 8 mei 2016) voor simulaties met verschillende korrelgroottes voor zand: $d_{50} = 150 \mu\text{m}$ (h285), $170 \mu\text{m}$ (h286), $190 \mu\text{m}$ (h275), $210 \mu\text{m}$ (h287) en $230 \mu\text{m}$ (h288).....	58
Figuur 63 – Gemodelleerd en gemeten cumulatief sedimenttransport voor simulaties met verschillende korrelgroottes voor zand: $d_{50} = 150 \mu\text{m}$ (h285), $170 \mu\text{m}$ (h286), $190 \mu\text{m}$ (h275), $210 \mu\text{m}$ (h287) en $230 \mu\text{m}$ (h288).	59
Figuur 64 – Gemodelleerde en gemeten sedimenttransporten tijdens springtij (7 tot 8 mei 2016) voor simulaties met één sedimentfractie (h275) en simulaties met een toegevoegde tweede zandfractie van $d_{50} = 70 \mu\text{m}$ (h291), $100 \mu\text{m}$ (h292), $130 \mu\text{m}$ (h293) of $300 \mu\text{m}$ (h294).....	60
Figuur 65 – Gemodelleerd en gemeten cumulatief sedimenttransport voor simulaties met één sedimentfractie (h275) en simulaties met een toegevoegde tweede zandfractie van $d_{50} = 70 \mu\text{m}$ (h291), $100 \mu\text{m}$ (h292), $130 \mu\text{m}$ (h293) of $300 \mu\text{m}$ (h294).....	61
Figuur 66 – Gemodelleerde en gemeten sedimenttransporten over een individueel getij representatief voor springtij (7 tot 8 mei 2016) voor simulaties met enkel een zandfractie (h275) en simulaties met een slibfractie toegevoegd	62
Figuur 67 – Gemodelleerd en gemeten cumulatief sedimenttransport voor simulaties met enkel een zandfractie (h275) en simulaties met een slibfractie toegevoegd	63
Figuur 68 – Gemodelleerde (simulatie h275) en gemeten langscomponent (boven) en dwars-component (onder) van het op eb-vloedrichting geprojecteerd sedimenttransport bij meetpunt H1 over een representatief voor springtij (7 tot 8 mei 2016).....	65
Figuur 69 – Gemodelleerde (simulatie h275) en gemeten langscomponent (boven) en dwars-component (onder) van het op eb-vloedrichting geprojecteerd sedimenttransport bij meetpunt H2 over een representatief voor springtij (7 tot 8 mei 2016).....	66
Figuur 70 – Gemodelleerde (simulatie h275) en gemeten langscomponent (boven) en dwars-component (onder) van het op eb-vloedrichting geprojecteerd sedimenttransport bij meetpunt H4 over een representatief voor springtij (7 tot 8 mei 2016).....	66
Figuur 71 – Gemodelleerd (simulatie h275) en gemeten cumulatief sedimenttransport geprojecteerd op de gemiddelde eb-vloedrichting (boven) en bijbehorende dwarscomponent van het cumulatief sedimenttransport (onder) bij meetpunt H1.	67
Figuur 72 – Gemodelleerd (simulatie h275) en gemeten cumulatief sedimenttransport geprojecteerd op de gemiddelde eb-vloedrichting (boven) en bijbehorende dwarscomponent van het cumulatief sedimenttransport (onder) bij meetpunt H2.	67
Figuur 73 – Gemeten absolute sedimenttransport voor locaties F1 en F2 bij DvF.	69
Figuur 74 – Gemeten cumulatief sedimenttransport voor locaties F1 en F2	70

Figuur 75 – Gemodelleerde en gemeten sedimenttransporten tijdens springtij (26 december 2015) voor simulaties met verschillende sedimenttransportformules voor zand	72
Figuur 76 – Gemodelleerd en gemeten cumulatief sedimenttransport voor simulaties met verschillende sedimenttransportformules voor zand	73
Figuur 77 – Gemodelleerde en gemeten sedimenttransporten tijdens springtij (26 december 2015) voor simulaties met verschillende korrelgroottes (70 µm in DF206, 100 µm in DF204 en 130 µm in DF207).	74
Figuur 78 – Gemodelleerd en gemeten cumulatief sedimenttransport voor simulaties met verschillende korrelgroottes (70 µm in DF206, 100 µm in DF204 en 130 µm in DF207).	75
Figuur 79 – Gemodelleerde en gemeten sedimenttransporten tijdens springtij (26 december 2015) voor simulaties met variërende karakteristieke erosiesnelheid en kritische bodemschuifspanning	77
Figuur 80 – Gemodelleerd en gemeten cumulatief sedimenttransport voor simulaties met variërende karakteristieke erosiesnelheid en kritische bodemschuifspanning	77
Figuur 81 – Gemodelleerde en gemeten sedimenttransporten tijdens springtij (26 december 2015) voor simulaties met verschillende valsnelheden.....	78
Figuur 82 – Gemodelleerd en gemeten cumulatief sedimenttransport voor simulaties met verschillende valsnelheden.....	78
Figuur 83 – Gemodelleerde en gemeten sedimenttransport tijdens springtij (26 december 2015) voor simulatie met een zandfractie (DF204), een slibfractie (DF219) en met een zand- en slibfractie (DF231). ...	80
Figuur 84 – Gemodelleerd en gemeten cumulatief sedimenttransport voor simulatie met een zandfractie (DF204), een slibfractie (DF219) en met een zand- en slibfractie (DF231). Negatieve waarden duiden op residueel transport in eb-richting.....	80
Figuur 85 – Gemodelleerd sedimenttransport per fractie (zand en slib) van dooftij tot springtij (18 tot 25 december 2015) voor de simulatie met twee sedimentfracties (DF231).	81
Figuur 86 – Overzicht consistentiekaart drempel van Hansweert	84
Figuur 87 – Ligging polygonen voor berekening van de gemiddelde sedimentatiesnelheid op de Drempel van Hansweert.....	85
Figuur 88 – Geobserveerde wekelijkse sedimentatiesnelheid per deelgebied (polygoon) ter hoogte van de Drempel van Hansweert voor de baggervrije periodes tussen 9/12/2009 tot 29/3/2010.....	85
Figuur 89 – Gemodelleerd sedimentatie- (rood) en erosie- (blauw) -patroon en ligging polygonen bij de Drempel van Hansweert na één (morfologisch) jaar voor het gekalibreerd model met diepteafhankelijk ruwheidsveld (Figuur 40) en $d_{50} = 150 \mu\text{m}$ (h306).	87
Figuur 90 – Gemodelleerde sedimentatie- of erosiesnelheid gedurende één jaar per deelgebied (polygoon) bij de Drempel van Hansweert voor het gekalibreerd model met diepteafhankelijk ruwheidsveld (Figuur 40) en $d_{50} = 150 \mu\text{m}$ (h306).	88
Figuur 91 – Gemodelleerde sedimentatie- of erosiesnelheid gedurende vier jaar per deelgebied (polygoon) bij de Drempel van Hansweert voor het gekalibreerd model met diepteafhankelijk ruwheidsveld (Figuur 40) en $d_{50} = 150 \mu\text{m}$ (h306).	88
Figuur 92 – Gemodelleerde sedimentatie- of erosiepatronen in het eerste (linksboven), tweede (rechtsboven), derde (linksonder) en vierde jaar (rechtsonder) bij de Drempel van Hansweert voor het gekalibreerd model met diepteafhankelijk ruwheidsveld (Figuur 40) en $d_{50} = 150 \mu\text{m}$ (h306).	90
Figuur 93 – Gemodelleerde sedimentatie- of erosiepatronen in het zesde (linksboven), achtste (rechtsboven) en tiende jaar (linksonder) en bodemligging na tien jaar (rechtsonder) bij de Drempel van Hansweert voor het gekalibreerd model met diepteafhankelijk ruwheidsveld (Figuur 40) en $d_{50} = 150 \mu\text{m}$ (h306).	91

Figuur 94 – Gemodelleerd sedimentatie- of erosiepatroon bij de Drempel van Hansweert voor simulatie h300 met een constante bodemruwheid van $n = 0.025 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ (links) en verschil met simulatie h306 met diepteafhankelijk ruwheidsveld op ondiep en intertidale gebieden (rechts).	92
Figuur 95 – Gemodelleerd sedimentatie- of erosiepatroon bij de Drempel van Hansweert voor simulatie h305 met een ‘gesmooth’ ruwheidsveld (links) en verschil met simulatie h306 met diepteafhankelijk ruwheidsveld op ondiep en intertidale gebieden (rechts).	93
Figuur 96 – Gemodelleerd sedimentatie- of erosiepatroon ter hoogte van de Drempel van Hansweert voor simulatie h307 met een van $d_{50} = 130 \mu\text{m}$ (links) en verschil met referentiesimulatie h306 met $d_{50} = 150 \mu\text{m}$ (rechts).	94
Figuur 97 – Gemodelleerd sedimentatie- of erosiepatroon ter hoogte van de Drempel van Hansweert voor simulatie h308 met een van $d_{50} = 170 \mu\text{m}$ (links) en verschil met referentiesimulatie h306 met $d_{50} = 150 \mu\text{m}$ (rechts).	94
Figuur 98 – Gemodelleerd sedimentatie- of erosiepatroon ter hoogte van de Drempel van Hansweert voor simulatie h310 met een van $d_{50} = 210 \mu\text{m}$ (links) en verschil met referentiesimulatie h306 met $d_{50} = 150 \mu\text{m}$ (rechts).	94
Figuur 99 – Gemodelleerd sedimentatie- of erosiepatroon bij de Drempel van Hansweert na één morfologisch jaar voor simulatie h321 op basis van springtij-doodtij-cycli (links) en verschil met simulatie h306 op basis van een morfologisch getij (rechts).	95
Figuur 100 – Gemodelleerd sedimentatie- of erosiepatroon bij de Drempel van Hansweert in het tweede morfologische jaar voor simulatie h321 op basis van springtij-doodtij-cycli (links) en verschil met simulatie h306 op basis van een morfologisch getij (rechts).	95
Figuur 101 – Gemodelleerde sedimentatie- of erosiesnelheid gedurende twee jaar per deelgebied (polygoon) bij de Drempel van Hansweert simulatie h321 op basis van springtij-doodtij-cycli in plaats van morfologisch getij.	96
Figuur 102 – Verschil in initiële bathymetrie tussen 2006 (simulatie h331) en 2016 (simulatie h306). Positieve waarden duiden op een hogere bodemligging in 2006 (rood) en negatieve waarden duiden op een lagere bodemligging in 2006 (blauw).	97
Figuur 103 – Gemodelleerd sedimentatie- of erosiepatroon bij de Drempel van Hansweert in het eerste morfologische jaar voor simulatie h331 startend in 2006 (links) en verschil met simulatie h306 startend in 2016 (rechts).	98
Figuur 104 – Gemodelleerd sedimentatie- of erosiepatroon bij de Drempel van Hansweert in het tweede morfologische jaar voor simulatie h331 startend in 2006 (links) en verschil met simulatie h306 startend in 2016 (rechts).	98
Figuur 105 – Overzicht consistentiekaart Drempel van Frederik.	100
Figuur 106 – Geobserveerde wekelijkse sedimentatie-erosie ter hoogte van de Drempel van Frederik voor de periode 15/09/2014-14/10/2014 (links) en 14/10/2014-14/11/2014 (rechts).	101
Figuur 107 – Gemodelleerd sedimentatie- en erosiepatroon bij de Drempel van Frederik na één (morfologisch) jaar voor het detailmodel met één zandfractie, berekend met de TR2004 formule en $d_{50} = 150 \mu\text{m}$ (DF304).	102

Lijst met afkortingen

ADCP	Acoustic Doppler Current Profiler
AvdT	Agenda voor de Toekomst
DvF	Drempel van Frederik
DvH	Drempel van Hansweert
HW	Hoogwater
LW	Laagwater
PvO	Platen van Ossensisse
RWS	Rijkswaterstaat
WL	Waterbouwkundig Laboratorium
TAW	Tweede Algemene Waterpassing
OVHA	Overloop van Hansweert (getijpost)
HANS	Hansweert (getijpost)
WALS	Walsoorden (getijpost)

1 Inleiding

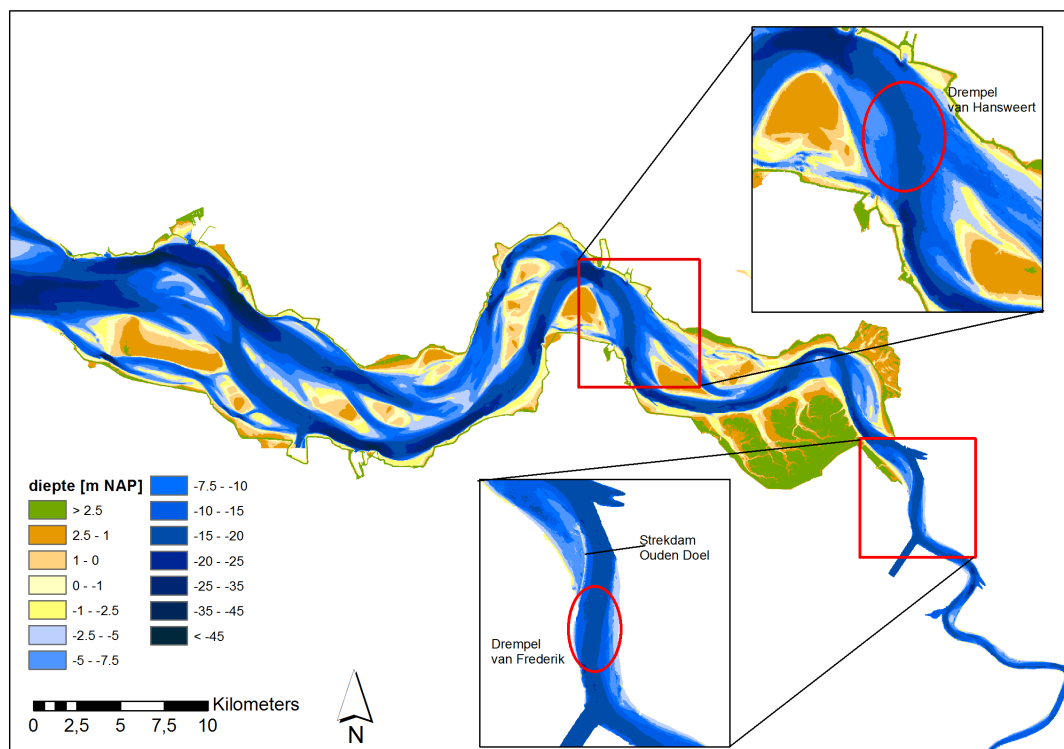
1.1 Situering

Dit rapport is een onderdeel van het project 'Hydro- en sedimentdynamische en morfologische processen op mesoschaal', dat kadert binnen Agenda voor de Toekomst. Deze Agenda voor de Toekomst kwam tot stand in het kader van de eerste evaluatie van het Verdrag Gemeenschappelijk Beleid en Beheer. De Vlaams-Nederlandse Schelde-Commissie heeft met deze Agenda ingestemd op de najaarsvergadering van 2013. Hierop volgend werd een Plan van Aanpak opgemaakt (Beirinckx *et al.*, 2013), dat de leidraad vormt voor het onderzoek 2014-2017.

Het project 'Hydro- en sedimentdynamische en morfologische processen op mesoschaal', dat onderdeel is van thema 7 uit de Agenda "Morfologische en ecologische effecten sedimentstrategie", tracht de inzichten in de hydro- en sediment-dynamische en morfologische processen op mesoschaal te verbeteren.

Binnen dit project wordt gebruik gemaakt van numerieke modellering. De numerieke modellen zullen worden ingezet om de morfologische ontwikkelingen op de mesoschaal te onderzoeken. De aandacht zal hierbij uitgaan naar de sedimentatie ter hoogte van drempels evenals de sedimentdynamica van gestorte specie. Binnen het project worden hiervoor data-analyses uitgevoerd om de werkelijk opgetreden patronen van sedimentatie in beeld te brengen. In Vos *et al.* (2016b) werd een analyse uitgevoerd van de sedimentatie ter hoogte van de Drempel van Hansweert (Westerschelde) en de Drempel van Frederik (Beneden-Zeeschelde). Voorliggend rapport beschrijft de prestaties van het numeriek model waarmee de stroming, het sedimenttransport en uiteindelijk ook de morfologie ter hoogte van de Drempel van Hansweert (DvH) en de Drempel van Frederik (DvF) gereproduceerd dient te worden.

Figuur 1 – Ligging van de studiegebieden Drempel van Hansweert (DvH) en Drempel van Frederik (DvF).



1.2 Doelstelling

De doelstelling van voorliggende studie is de validatie van gemodelleerde waterstanden, stroomsnelheden en sedimenttransporten ter hoogte van de drempels van Hansweert en Frederik met het NEVLA-model. Hierbij ligt de focus in eerste instantie op het optimaliseren van de modelprestatie met betrekking tot het representeren van de gemeten stroomsnelheden en sedimenttransporten. Daarvoor werd een bestaand numeriek model gebruikt waarmee een gevoeligheidsanalyse en modelkalibratie werd uitgevoerd, alvorens het model aan de hand van de metingen te valideren.

Het uiteindelijke doel van de modelstudie is om de morfologische ontwikkeling van deze drempels te kunnen simuleren en het morfologisch gedrag aan de hand van modeloefeningen te kunnen verklaren.

1.3 Leeswijzer

Hoofdstuk 2 bespreekt de methodes die zijn gebruikt in deze studie. Het gaat hier enerzijds om metingen die werden uitgevoerd ter hoogte van de drempels van Hansweert en Frederik, en anderzijds om het gebruikte modelinstrumentarium.

De vergelijking tussen meting en model (de validatie) is terug te vinden in Hoofdstuk 3 en 4. Eerst wordt in Hoofdstuk 3 de kalibratie en validatie van het hydrodynamisch model besproken. Per meetlocatie worden gemeten en gemodelleerde waterstanden en stroomsnelheden vergeleken. Vervolgens worden in Hoofdstuk 4 de gemodelleerde en gemeten sedimenttransporten naast elkaar gelegd en besproken. Uiteindelijk wordt in Hoofdstuk 5 gekeken naar de morfologische modelresultaten ter hoogte van de drempel van Hansweert, welke vergeleken worden met in werkelijkheid opgetreden sedimentatie- en erosiepatronen.

Daarnaast werd de gevoeligheid van het model geëvalueerd aan de hand van stroomsnelheid (Hoofdstuk 3) en aan de hand van sedimenttransport (Hoofdstuk 4). Voor de stroomsnelheden werd onder meer gekeken naar de invloed van bodemruwheid en het effect van de implementatie van een strekdam bij de Drempel van Frederik. Voor het sedimenttransportmodel werd gekeken naar de invloed van de gebruikte transportformule en enkele eigenschappen van het cohesieve (kritische bodemschuifspanning, valsnelheid) of niet-cohesieve (korrelgrootte) sediment. Voor wat betreft de morfologische modelresultaten (Hoofdstuk 5) wordt nog specifiek gekeken naar de ontwikkeling van het sedimentatie- en erosiepatroon over tijd, evenals naar het effect van variaties in korreldiameter, initiële bathymetrie en van de springtij-doodtij variatie.

Hoofdstuk 6 bevat de belangrijkste conclusies en bevindingen, alsmede enkele aanbevelingen op basis van de modelkalibratie- en validatie.

2 Methodes

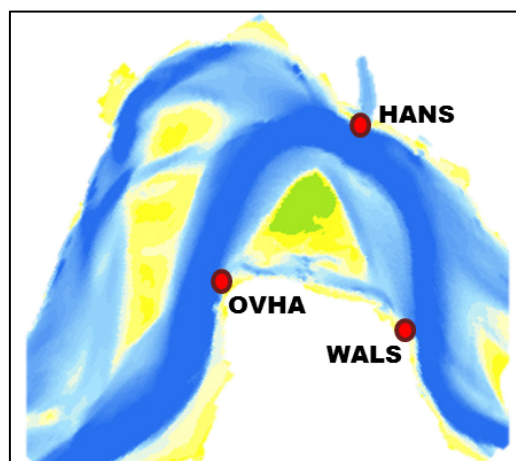
2.1 Metingen

2.1.1 Waterstanden

Op verschillende meetstations langs de Westerschelde en Zeeschelde worden continu waterstanden met een tijdsinterval van 10 minuten gemeten door Rijkswaterstaat en het Waterbouwkundig Laboratorium. Voor de modelvalidatie en –kalibratie wordt gebruik gemaakt van waterstandsmetingen in Vlissingen, Terneuzen, Overloop van Hansweert, Hansweert, Walsoorden, Bath, Prosperpolder, Liefkenshoek en Antwerpen om de algehele modelprestatie te analyseren. De data van deze meetstations werd opgevraagd voor een periode van 2 maanden (01/04/2016 t.e.m. 31/05/2016). Deze periode omvat de periode van de aanvullende stromings- en sedimenttransport-metingen ter hoogte van de Drempel van Hansweert, maar is ruimer in de tijd. Ter hoogte van de Drempel van Hansweert gaat het om de locaties Overloop van Hansweert (OVHA), Hansweert (HANS) en Walsoorden (WALS), aangeduid in Figuur 2.

Tussen de verschillende meetlocaties kan het verhang bepaald worden doorheen de getijcyclus. Specifiek zijn per tijdstip rond de Platen van Ossensisse (PvO) drie verhangen bepaald; tussen Overloop van Hansweert en Hansweert, tussen Hansweert en Walsoorden en tussen Overloop van Hansweert en Walsoorden. Deze verhangen zijn vervolgens vergeleken met de gemodelleerde verhangen tussen deze meetstations.

Figuur 2 – Locaties van meetstations Rijkswaterstaat rondom de Platen van Ossensisse (PvO) ter hoogte van de drempel van Hansweert (DvH).



2.1.2 Stroming en sedimenttransport

Aangezien de beschikbare datasets van stromings- en sedimenttransportmetingen zeer beperkt zijn werden in het kader van dit project extra meetcampagnes uitgevoerd. Op verschillende locaties ter hoogte van de Drempel van Hansweert en Drempel van Frederik werden Acoustic Doppler Current Profilers (ADCP) geplaatst (Figuur 3). Om de ADCP metingen uit te voeren werden de toestellen ‘naar boven kijkend’ bevestigd aan een frame, dat vervolgens op de bodem werd geplaatst. Verwerking van ADCP gegevens laat toe om hoogfrequente stroomsnelheden en sedimentconcentraties af te leiden. Voor meer informatie met betrekking tot de ADCP toestellen en de verwerking van de ADCP gegevens wordt verwezen naar Vandebroek *et al.* (2017a) voor de metingen ter hoogte van de Drempel van Hansweert en Vandebroek *et*

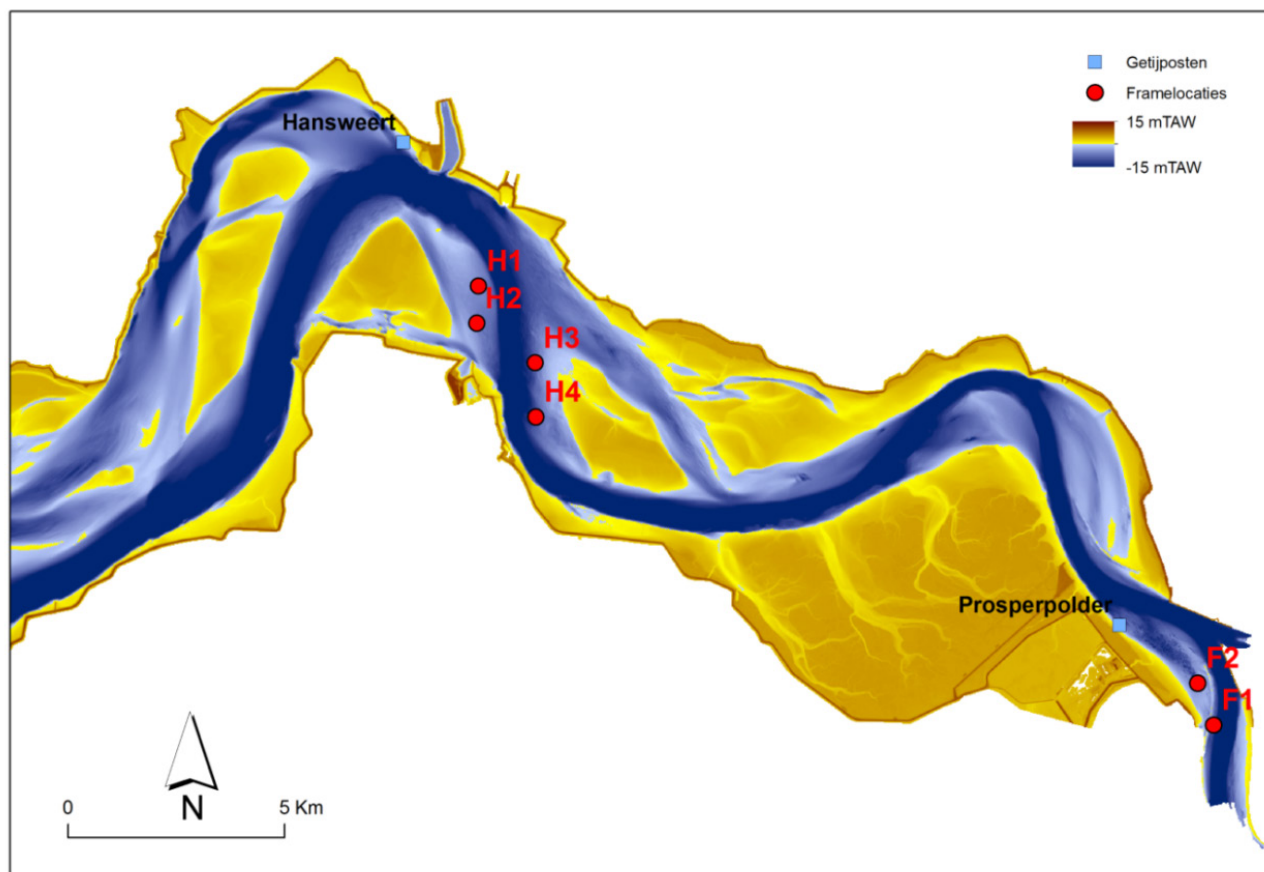
al. (2017b) voor de metingen ter hoogte van de Drempel van Frederik. Deze studies vormen de ‘factual data reports’ van respectievelijk de Drempel van Hansweert en Drempel van Frederik metingen.

Ter hoogte van de Drempel van Hansweert werd er over de periode 28/04/2016 - 26/05/2016 gemeten op vier verschillende locaties (Figuur 3, metingen uitgevoerd door RWS). In de realiteit varieerde de duur van de metingen per meetlocatie, dit omwille van de lokale dynamiek van de bodem die ervoor zorgde dat bepaalde toestellen op een bepaald moment bedekt geraakten door sediment. Zo werd er voor de meetlocatie H1 gemeten over de volledige periode, terwijl de meetlocatie H3 slechts een kleine week bemeten werd (Tabel 1). Er zijn ook duidelijke verschillen in meetlocatie. Locaties H1 en H2 zijn gelegen in de buurt van de Platen van Ossensisse, op een plateau tussen de plaat en de vaargeul. Locaties H3 en H4 zijn gelegen langs de Plaat van Walsoorden (Figuur 3). Beschouwen we de bodempeilen van de meetlocaties dan is H1 de meest ondiepe locatie, H4 de diepste locatie, en hebben locaties H2 en H3 een tussenliggende diepte (Tabel 1).

Ter hoogte van de Drempel van Frederik werd er over de periode 10/12/2015 - 21/01/2016 gemeten op 2 verschillende locaties (Figuur 3 en Tabel 1, metingen uitgevoerd door WL), gelegen langs weerszijde van de strekdam van Ouden Doel. De bodempeilen voor de locaties F1 en F2 bedragen respectievelijk -9,0 m TAW en -4,9 m TAW. F1 is gelegen dicht bij de vaargeul, terwijl F2 gelegen is aan het einde van de vloed-schaar (i.e. Schaar van Ouden Doel). Belangrijk om op te merken is de aanwezigheid van de strekdam van Ouden Doel (Figuur 4) die een niet te onderschatten invloed heeft op de stroompatronen, en bijgevolg op het sedimenttransport en de morfologische ontwikkeling van het gebied.

Deze stroomsnelheidsmetingen (Hoofdstuk 3) en de daarop gebaseerde sedimenttransportmetingen (Hoofdstuk 4) worden later in dit rapport samen met de modelresultaten besproken.

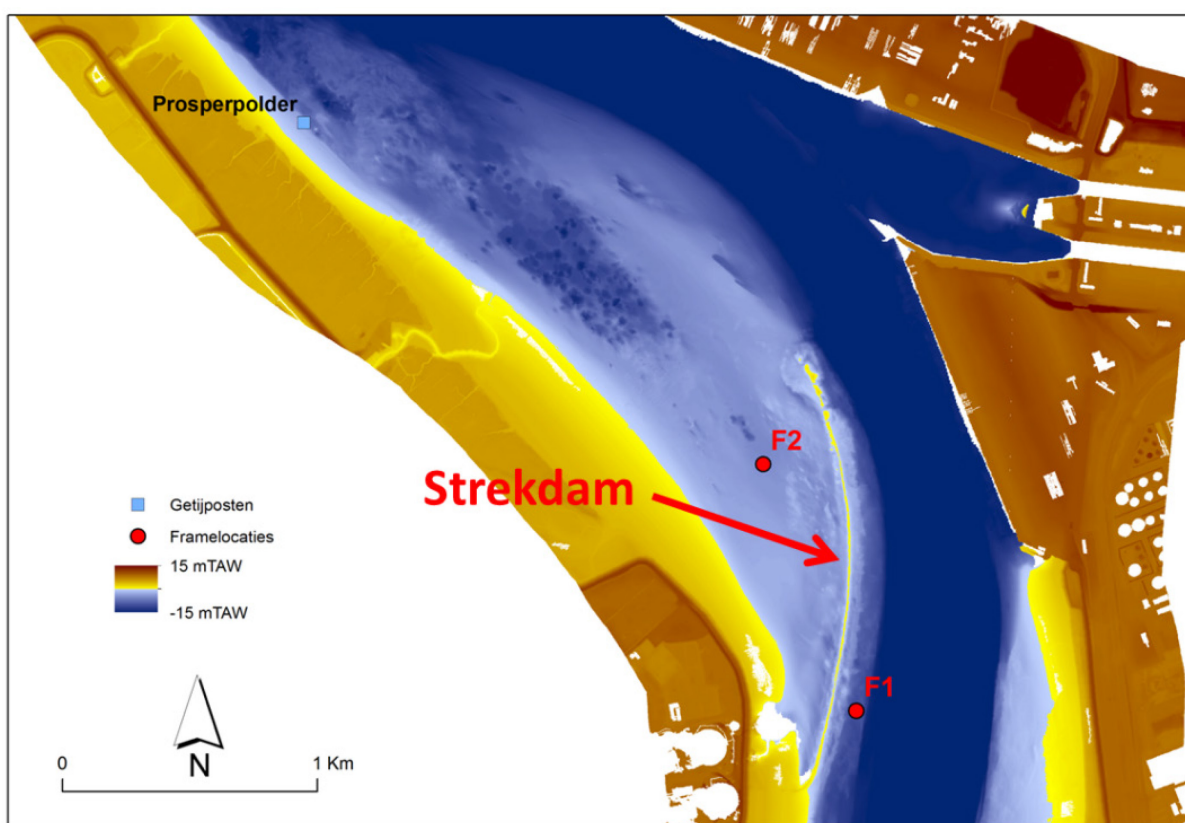
Figuur 3 – Framelocaties ter hoogte van drempel van Hansweert (DvH) en drempel van Frederik (DvF).



Tabel 1 – Overzicht metingen

Drempel	Hansweert				Frederik	
Meetlocatie	H1	H2	H3	H4	F1	F2
Meetperiode	28/04/2016 tot 26/05/2016	28/04/2016 tot 10/05/2016	28/04/2016 tot 03/05/2016	28/04/2016 tot 11/05/2016	10/12/2015 tot 21/01/2016	10/12/2015 tot 21/01/2016
Bodempeil [m TAW]	-4.3	-5.9	-6.5	-9.9	-9.0	-4.9

Figuur 4 – Drempel van Frederik met aanduiding van strekdam



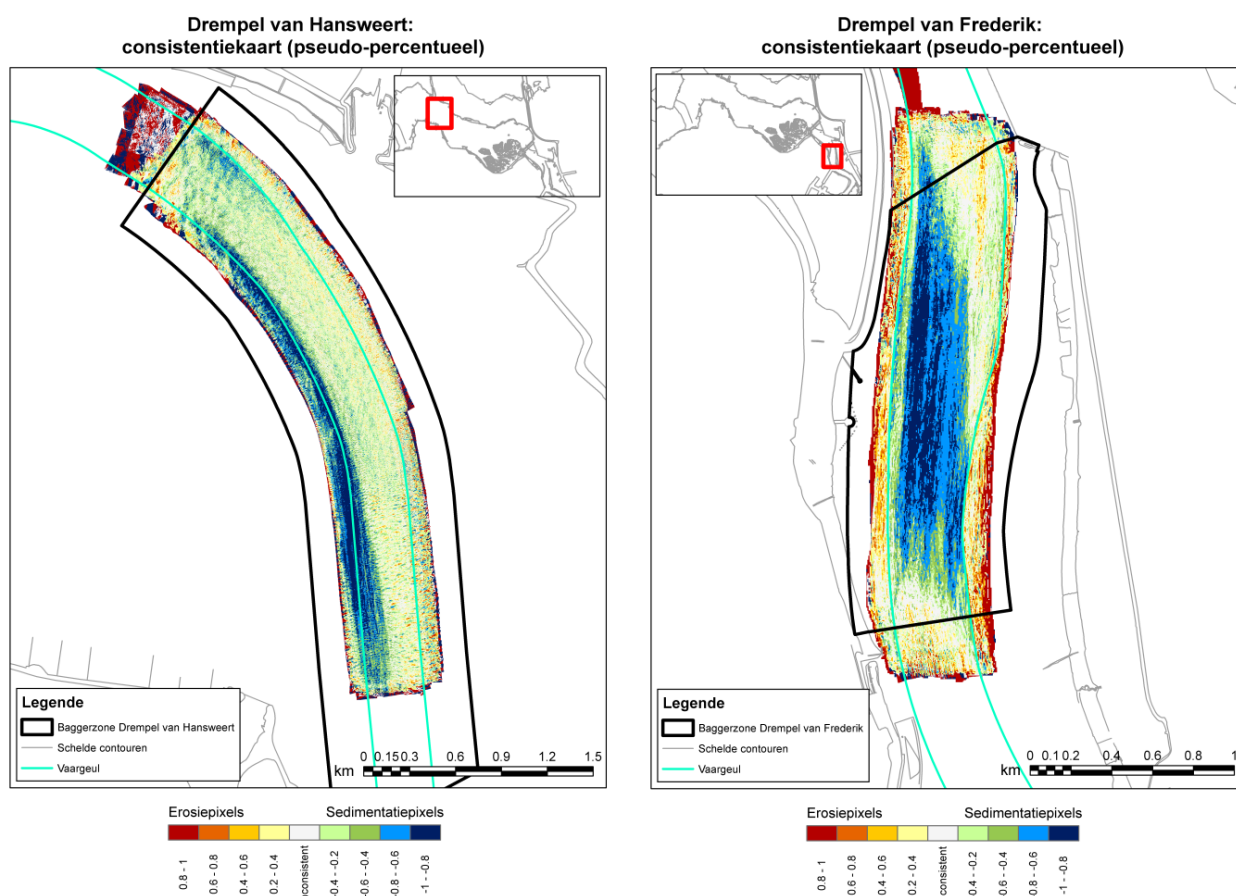
2.1.3 Morfologische ontwikkelingen

In het kader van voorliggend project werd in eerste fase een data-analyse uitgevoerd van beschikbare bodempeilingen. Doel van deze analyse was het in beeld brengen van de sedimentatie-erosie patronen ter hoogte van de bestudeerde drempels tijdens periodes zonder baggerwerkzaamheden in de nabije omgeving. Voor een uitgebreide beschrijving wordt verwezen naar Vos *et al.* (2016b). Figuur 5 geeft de consistentiekaarten weer voor beide studiegebieden. Deze kaarten geven een pseudo-percentuele weergave van de periodes waarin sedimentatie werd geobserveerd ten opzichte van de tijdsintervallen waarin erosie werd geobserveerd. Voor de drempel van Hansweert treedt de sedimentatie systematisch op langs de groene boeizijde (binnenbocht van de vaargeul), nabij de Platen van Ossenis. Voor de

Drempel van Frederik vindt de sedimentatie plaats verspreid over quasi de volledige oppervlakte van de drempel. In bovenvermeld rapport werden tevens gemiddelde sedimentatiesnelheden berekend. Hieruit blijkt dat de sedimentatiesnelheden op de Drempel van Hansweert lokaal kunnen oplopen tot 15 cm/week, terwijl deze voor de Drempel van Frederik beperkt blijven tot 8 cm/week, maar wel over een groter oppervlak en centraal in de geul.

Het uiteindelijke doel is om met het in dit rapport opgezette Delft-3D model deze waargenomen patronen te reproduceren. Daartoe zal ook gebruik gemaakt worden van het uitgebreide gevoeligheidsonderzoek rond morfologisch modelleren gerapporteerd in Meire *et al.* (2016). De morfologische modellering en de vergelijking met opgetreden sedimentatie- en erosiepatronen wordt besproken in Hoofdstuk 5.

Figuur 5 – Consistentiekaarten voor drempel van Hansweert (links) en drempel van Frederik (rechts) (Vos *et al.*, 2016b)



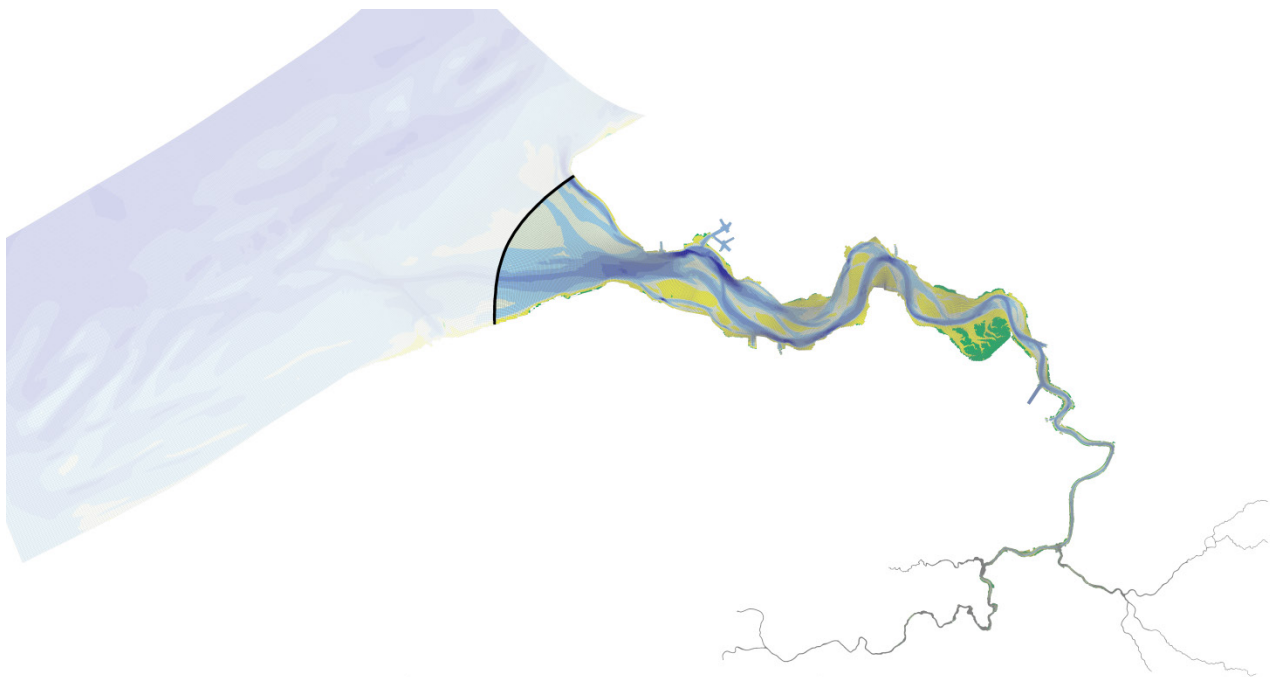
2.2 Numeriek model

Voor de modellering van de waterstanden, stroomsnelheden en sedimenttransporten ter hoogte van de meetlocaties (Figuur 3) werd gebruik gemaakt van het 2D NEVLA-model. Het NEVLA-model is een hydrodynamisch model dat ontwikkeld werd in SIMONA (Verheyen *et al.*, 2012 en Maximova *et al.*, 2013). In de context van de voorliggende studie werd het SIMONA model geëxporteerd naar een Delft3D model. In onderstaande paragrafen worden de modelspecificaties beschreven die meest relevant zijn met betrekking tot voorliggende studie. Voor een meer volledige modelomschrijving binnen de studie 'morfologie mesoschaal' wordt verwezen naar Meire *et al.* (2016).

2.2.1 Grid

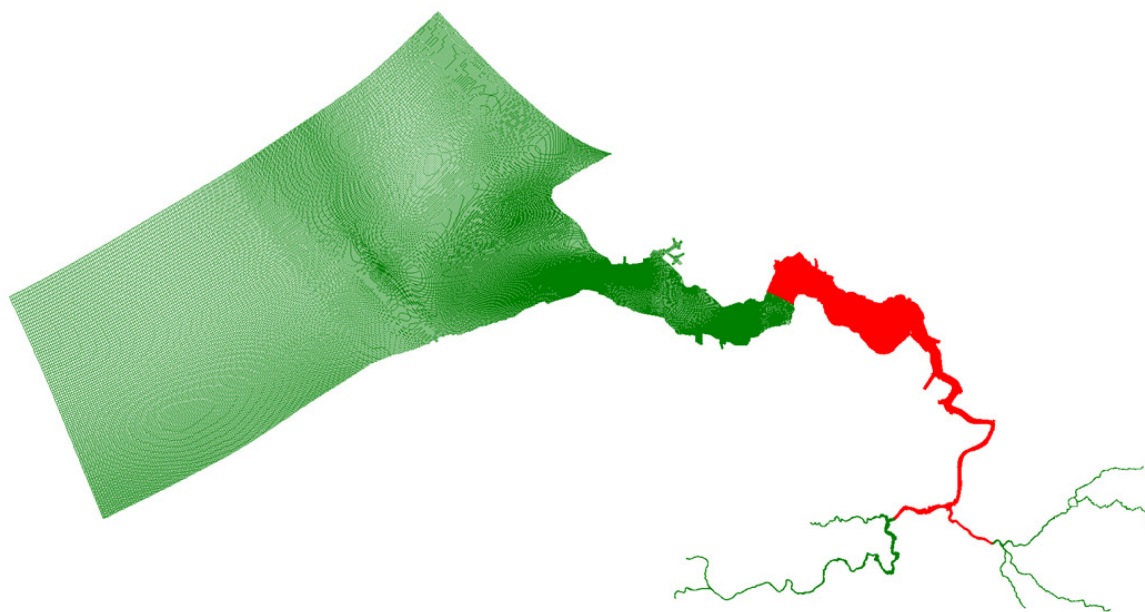
Het NEVLA-grid omvat het volledige Schelde estuarium, waaronder een deel van de Noordzee, de Vlake van de Raan, de Westerschelde, de Zeeschelde, en de getij gebonden zijrivieren (Figuur 6). De afwaartse rand van het NEVLA-model is gelegen in de Noordzee, de opwaartse randen zijn gelegen aan de grenzen van het tijgebied. In deze studie werd het model echter afgesneden ter hoogte van de lijn Westkapelle – Cadzand (zie Figuur 6), waar de afwaartse randvoorwaarden werden opgelegd. De resolutie van het rekenrooster varieert van ongeveer 400 m op de Noordzee en neemt geleidelijk af tot ongeveer 30 meter in de buurt van Schelle. Ter hoogte van de interessegebieden bij de Drempel van Hansweert en Drempel van Frederik bedraagt de roosterresolutie respectievelijk 100 en 60 meter.

Figuur 6 – Voorstelling van het NEVLA modeldomein met aanduiding van de afwaartse rand Westkapelle-Cadzand (zwarte lijn) waar het model voor deze studie werd afgesneden.



Voor enkele simulaties (zie §3.3.5) werd gebruik gemaakt van een detailmodel met een verfijnd rekenrooster om de invloed van de implementatie van de strekdam na te gaan ter hoogte van de Drempel van Frederik. De afwaartse rand van dit modelgrid is gelegen net afwaarts de platen van Ossensisse, de opwaartse randen werden gedefinieerd ter hoogte van Tielrode en Terhagen (Figuur 7). Het model is genest in het originele NEVLA-model (one-way nesting). Dit wil zeggen dat de randvoorwaarden voor het detailmodel eenmalig worden gegenereerd door het originele NEVLA-model. Het detailmodel werd opgemaakt in het kader van het project “Sedimentstrategie Beneden-Zeeschelde” binnen de Agenda voor de Toekomst. Dit project had als doel de stortstrategie in de Beneden-Zeeschelde te optimaliseren voor zowel zand als slib. Hierbij werd gebruik gemaakt van een sediment transport model (Delft3D) voor zowel niet-cohesief (zand) als cohesief (slib) sediment. Voor een beschrijving van de opzet en validatie van deze modellen wordt verwezen naar respectievelijk Vos *et al.* (2016a) en Coen *et al.* (2016).

Figuur 7 – Voorstelling van het volledige NEVLA-grid (groen) en het detailgrid (rood).



2.2.2 Topo-bathymetrie

Voor de Westerschelde zijn topo-bathymetrische gegevens uit het jaar 2015 met een resolutie van 20 x 20 m gebruikt. Voor het studiegebied rond de Drempel van Hansweert werd gebruik gemaakt van multibeam echo-sounding peilingen, opgemeten in het kader van de opvolging binnen Flexibel Storten, die in dezelfde periode werden uitgevoerd als wanneer de stroommetingen plaatsvonden (april-mei 2016). Tot slot is voor de Zeeschelde gebruik gemaakt van bathymetrische gegevens uit het jaar 2011 met een resolutie van 5 x 5 m.

Het gebruikte coördinatenstelsel is RD Parijs, het verticaal referentiepeil is uitgedrukt in m TAW. De topo-bathymetrische gegevens werden geïnterpoleerd op het NEVLA-grid gebruik makende van de 'grid cell averaging' tool in Delft 3D. Deze interpolatiemethode heeft als nadeel dat bepaalde details, zoals strek- of leidammen, niet volledig waarheidsgetrouw op het modelrooster worden geprojecteerd. Voor het studiegebied Drempel van Frederik blijkt dit een belangrijk aandachtspunt te zijn, waar dieper op ingegaan wordt in §3.3.5.

2.2.3 Randvoorwaarden

Opwaartse rand

Aan de opwaartse randen (i.e., Boven-Zeeschelde en getij-gebonden zijrivieren) werden de jaargemiddelde debieten van het jaar 2009 opgelegd (Cornet, 2010). Aangezien het interessegebied hier voornamelijk de Westerschelde en het meest afwaartse deel van de Beneden-Zeeschelde zijn, beïnvloeden de opwaartse randvoorwaarden de resultaten nauwelijks.

Voor de simulaties met het detailgrid werden de opwaartse randen vastgelegd ter hoogte van Tielrode en Terhagen (Figuur 7). Hier werden getijdebieten opgelegd die met het basismodel gesimuleerd werden.

Afwaartse rand

Aan de afwaartse rand (Westkapelle – Cadzand, witte lijn Figuur 6) werden gemeten waterstanden opgelegd, afkomstig uit de periode waarin de meetcampagnes werden uitgevoerd. Voor de Drempel van Hansweert betreft het de waterstanden uit de periode april 2016 tot en met mei 2016, voor de Drempel van Frederik gaat het over de waterstanden uit de periode december 2015 tot en met januari 2016 (zie ook Tabel 1). In overeenstemming met bevindingen van Vanlede *et al.* (2009) en Maximova *et al.* (2008) werd een faseverschuiving van +10 minuten toegepast op de gemeten waterstanden te Cadzand. Deze correctie is noodzakelijk in verband met een locatieverschil van ongeveer 5200 m tussen het werkelijke meetpunt Cadzand en de afwaartse rand van het model waar de in Cadzand gemeten waterstanden worden opgelegd.

Voor het detailmodel werd de afwaartse rand vastgelegd ter hoogte van Ossenis (Figuur 7). Hier zijn waterstanden opgelegd die met het basismodel gegenereerd werden voor de periode waarin de metingen werden uitgevoerd.

Bodemruwheid

In eerste instantie wordt een uniform ruwheidsveld gebruikt, waarbij een Manning's coëfficiënt van $n = 0.025 \text{ s m}^{-1/3}$ wordt toegepast in het gehele modeldomein. Tijdens de modelkalibratie (§3.2) worden ruimtelijk variërende ruwheidsvelden geïmplementeerd om de modelprestatie mogelijk te verbeteren.

Wind

In het model werd wind geïmplementeerd gebruik makende van de windgegevens ter hoogte van Hansweert (snelheid en richting, 10 minuutwaardes). Voor de Drempel van Hansweert simulaties werden de windgegevens gebruikt uit de periode april 2016 tot en met mei 2016, voor de Drempel van Frederik werden de gegevens gebruikt uit de periode december 2015 tot en met januari 2016.

Saliniteit

Voor alle modelsimulaties werd rekening gehouden met de invloed van saliniteit. Hiervoor werd een constante waarde van 31 PSU vastgehouden aan de afwaartse rand van het grid. Om saliniteit sneller door te rekenen werd een initieel zoutveld opgelegd. Het zoutveld geeft de ruimtelijke variatie in saliniteit weer zoals waargenomen op basis van meetgegevens.

Sediment

Simulaties van het sedimenttransport bij de Drempel van Hansweert zijn grotendeels uitgevoerd met één of meerdere zandfracties. Voor simulaties van het sedimenttransport bij de Drempel van Frederik is vooral gerekend met slibfracties. Het effect van het gebruik van een andere sedimentfractie of van een combinatie van sedimentfracties werd telkens wel onderzocht.

In simulaties waarin sedimenttransport gesimuleerd werd is aan de afwaartse rand een constante sedimentconcentratie van 50 mg/l aangenomen, terwijl aan de opwaartse rand geen sedimentconcentratie werd opgelegd. In simulaties waarin met meerdere sedimentfracties werd gerekend is steeds uitgegaan van een gelijke verdeling van de sedimentfracties in de randvoorwaarden (i.e., 25 mg/l per fractie in het geval van twee sedimentfracties).

Overigens mag gezien de relatief korte simulatieduur verwacht worden dat de opgelegde sedimentconcentraties aan de randen nauwelijks effect hebben op het gemodelleerd sedimenttransport ter hoogte van de interessegebieden bij de drempels van Hansweert en Frederik.

2.2.4 Transportformules

Engelund-Hansen

De transportformule van Engelund-Hansen (1967) berekent het totale sedimenttransport, en wordt uitgedrukt in volgende vergelijking:

$$q = \frac{\alpha \cdot 0,05 |U^4| \bar{U}}{\sqrt{g} C^3 \Delta^2 D_{50}}$$

De grootte van het sediment transport q ($\text{m}^3 \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$) wordt gerelateerd aan:

- U de dieptegemiddelde stroomsnelheid [m s^{-1}]
- $\Delta = (\rho_s - \rho_w) / \rho_w$ de relatieve dichtheid van de sedimentdeeltjes t.o.v. water [-]
- g de valversnelling [m s^{-2}]
- C de Chézy coefficient [$\text{m}^{1/2} \text{s}^{-1}$]
- D_{50} de mediane korrelgrootte [m]
- α een kalibratie-coëfficiënt [-]

Van Rijn

De TR1993 en TR2004 sedimenttransportformules van Van Rijn (1993, 2007) maken een onderscheid tussen sedimenttransport over de bodem (q_b [$\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$]) en in suspensie (q_s [$\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$]) (zie o.a. Deltares, 2011). In afwezigheid van golven wordt het bodemtransport in zowel TR1993 als TR2004 berekend als:

$$|q_b| = \alpha_b \rho_s U h (D_{50}/h)^{1.2} (M_e)^\eta$$

met:

- α_b en η , constanten [-]
- ρ_s , de dichtheid van het sediment [kg m^{-3}]
- h , de waterdiepte [m]
- $M_e = \frac{(U - U_{kr})}{(\Delta \cdot g \cdot D_{50})^{0.5}}$, het 'overmatig' mobiliteitsgetal [-]
- U_{kr} , de kritische dieptegemiddelde stroomsnelheid [m s^{-1}]

De waarden voor α_b en η verschillen tussen beide formules. In TR1993 wordt het bodemtransport berekend met $\alpha_b = 0.006$ en $\eta = 2.4$, terwijl in TR2004 wordt gerekend met $\alpha_b = 0.015$ en $\eta = 1.5$.

Voor het suspensietransport wordt gebruik gemaakt van volgende uitdrukking:

$$q_s = \int_a^h \left(u C_a - \varepsilon \frac{\partial c}{\partial x} \right) dz$$

met:

- ε = eddy – diffusiviteit van de sedimentfractie [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$]
- $C_a = 0.015 \rho_s \frac{D_{50} \cdot T_a^{1.5}}{a \cdot D_*^{0.3}}$ de referentieconcentratie [kg m^{-3}]

Hierin zijn D_* en T_a de non-dimensionale sedimentdiameter en de non-dimensionale bodemschuifspanning en is C_a de referentieconcentratie. Deze wordt bepaald op referentiehoogte a , die in TR1993 een functie is van de stroming-gerelateerde ruwheidshoogte en in TR2004 van de waterdiepte en de stroming-gerelateerde ruwheidshoogte. Sedimenttransport boven deze referentiehoogte wordt beschouwd als suspensietransport en onder de referentiehoogte als bodemtransport. De stroming-gerelateerde ruwheidshoogte kan in het geval van TR1993 als onafhankelijke invoerwaarde opgegeven worden, terwijl

de ruwheidshoogte in TR2004 door een geïmplementeerde bodemruwheidsvoorspeller (Van Rijn, 2007) berekend wordt. Een ander verschil tussen beide Van Rijn formules is dat de kritische bodemschuifspanning voor fijn sediment ($D_* < 4$) anders is gedefinieerd in TR2004 ($\tau_{kr} = 0.115 \cdot D_*^{-0.5}$) dan in TR1993 ($\tau_{kr} = D_*/0.24$). Effectief betekent dit dat de kritische bodemschuifspanning voor fijn sediment in TR2004 lager is dan in TR1993. Tot slot kunnen in beide formules onafhankelijke kalibratie-coëfficiënten voor bodem- en suspensietransport worden toegevoegd.

Partheniades-Krone

In het geval van slib of cohesief sediment wordt gebruik gemaakt van de Partheniades-Krone formuleringen (Partheniades, 1965) om de erosie en depositie van sediment [$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$] te berekenen. De erosieflux wordt berekend als:

$$E = M_E S_{ero}(\tau, \tau_{kr,e})$$

waarin:

- E de erosieflux [$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$]
- M_E een erosie-parameter die als modelinvoer ingegeven wordt [$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$]
- $S_{ero}(\tau, \tau_{kr,e})$ een sprongfunctie die als volgt is gedefinieerd:

$$S_{ero}(\tau, \tau_{kr,e}) = \begin{cases} 0 & \text{als } \tau \leq \tau_{kr,e} \\ \left(\frac{\tau}{\tau_{kr,e}} - 1 \right) & \text{als } \tau > \tau_{kr,e} \end{cases}$$

- τ de door het model berekende bodemschuifspanning door stroming (en golven) [N m^{-2}]
- $\tau_{kr,e}$ de kritische bodemschuifspanning voor erosie die als modelinvoer ingegeven wordt [N m^{-2}]

Voor de depositie van cohesief sediment is de formulering gelijkaardig:

$$D = \omega_s c_b S_{dep}(\tau, \tau_{kr,d})$$

waarin:

- D de depositieflux [$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$]
- ω_s de valsnelheid van het sediment [m s^{-1}]
- c_b een referentie sedimentconcentratie nabij de bodem [kg m^{-3}]
- $S_{dep}(\tau, \tau_{kr,d})$ een sprongfunctie die als volgt is gedefinieerd:

$$S_{dep}(\tau, \tau_{kr,d}) = \begin{cases} \left(1 - \frac{\tau}{\tau_{kr,d}} \right) & \text{als } \tau < \tau_{kr,d} \\ 0 & \text{als } \tau \geq \tau_{kr,d} \end{cases}$$

- τ de door het model berekende bodemschuifspanning door stroming (en/of golven) [N m^{-2}]
- $\tau_{kr,d}$ de kritische bodemschuifspanning voor depositie die als modelinvoer ingegeven wordt [N m^{-2}]

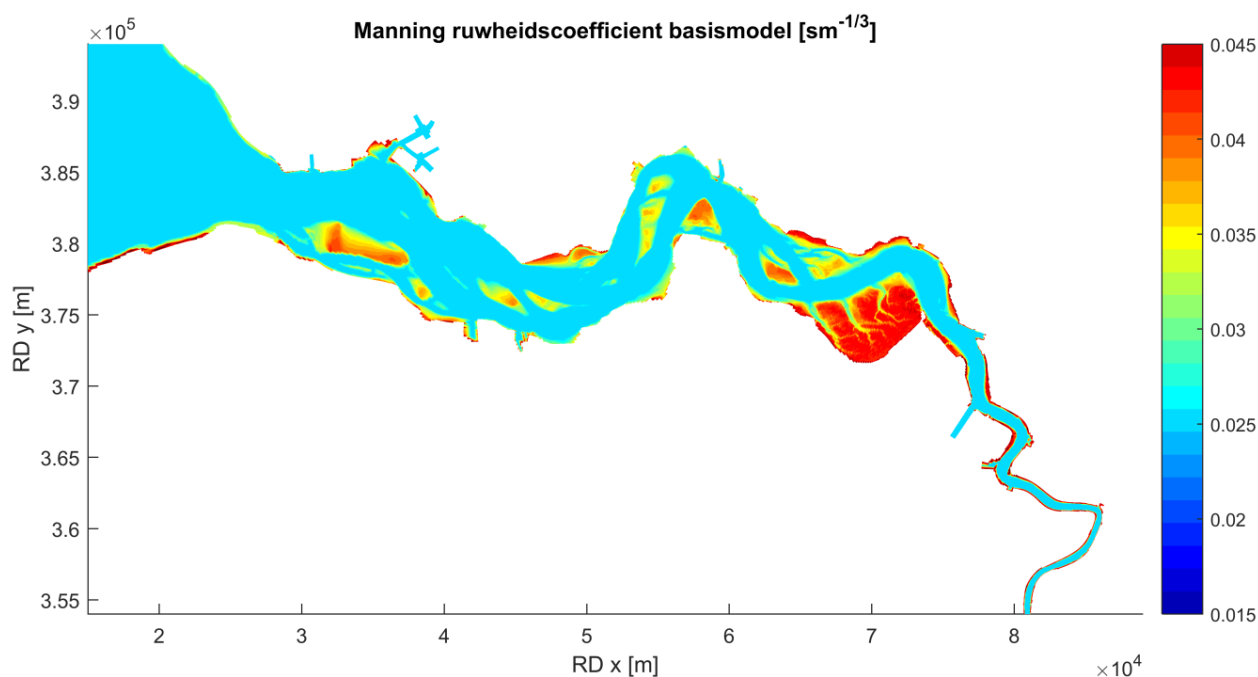
3 Validatie waterbeweging

In deze sectie wordt de hydrodynamische modelprestatie geanalyseerd. In §3.1 wordt eerst de modelprestatie van de zogenaamde basissimulatie getest. Omdat sommige onderdelen, waaronder de pieksnelheden en de dwarsstromingen ter hoogte van de Drempe van Hansweert (§3.1.1), niet goed worden weergegeven in deze basisconfiguratie is het model verder gekalibreerd door het ruwheidsveld te variëren (§3.2). De effecten van een aantal overige aspecten in de modelschematisering worden besproken in §3.3. Tot slot wordt de modelprestatie van het nieuw gekalibreerd model in §3.4 geanalyseerd.

3.1 Basissimulatie

Eerst worden de modelresultaten van de basissimulatie besproken. Deze simulatie werd uitgevoerd voor de volledige meetperiodes ter hoogte van de interessegebieden bij de Drempe van Hansweert en Drempe van Frederik. De algemene schematisering van het model is beschreven in §2.2. In de basisconfiguratie werd voor de subtidale delen een constant ruwheidsveld gebruikt met een constante Manning's coëfficiënt van $n = 0.025 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$. De intertidale gebieden, hier gedefinieerd als gebieden met een hoogteligging boven TAW +0 m, hebben in de basisconfiguratie een hogere en diepte-afhankelijke Manning's coëfficiënt variërend tussen $0.025 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ en $0.045 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ (Figuur 8). Tevens werd een constante turbulente viscositeit van $0,1 \text{ m}^2/\text{s}$ toegepast.

Figuur 8 – Ruwheidsveld Westerschelde in de basissimulatie.

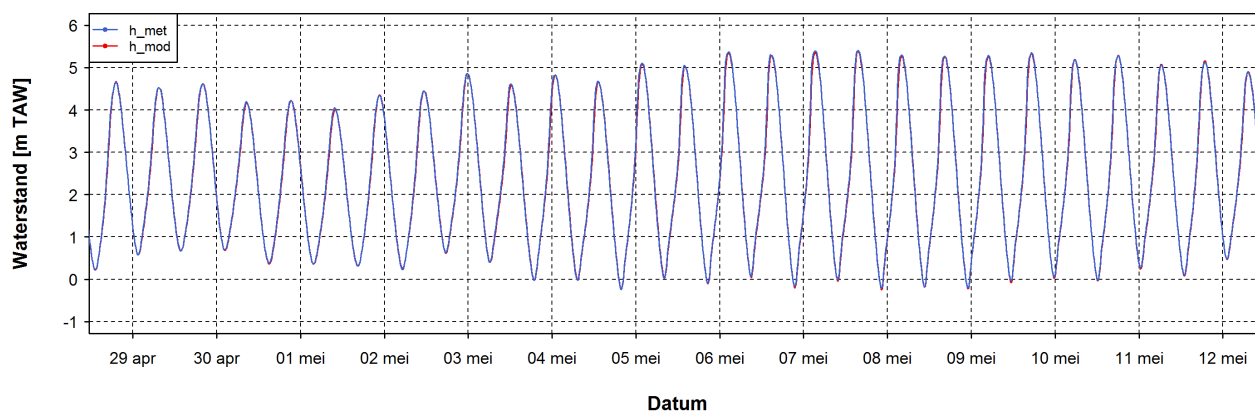


3.1.1 Drempel van Hansweert

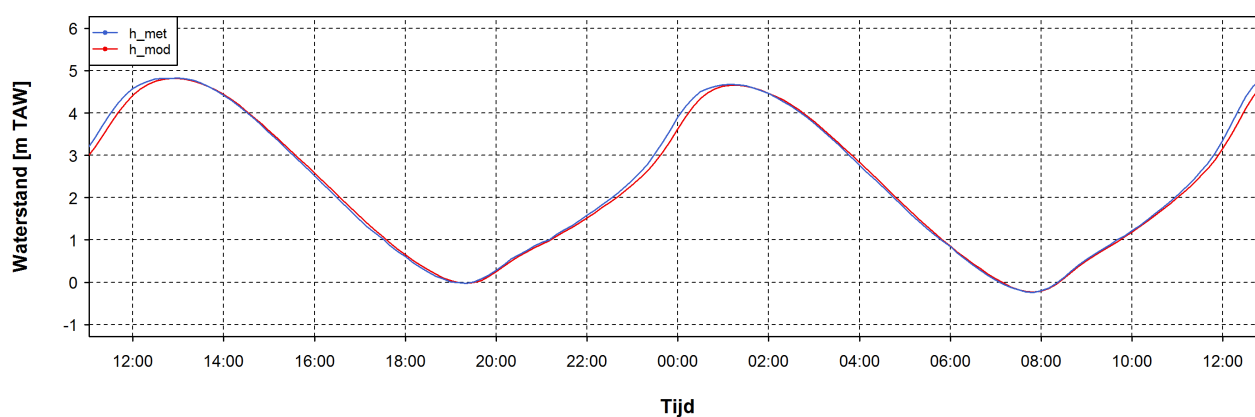
Waterstanden

Een vergelijking van de gemeten en gemodelleerde waterstanden over een doottij-springtijcyclus ter hoogte van de Drempel van Hansweert toont aan dat het algemeen verloop van de waterstanden goed gesimuleerd wordt in de basissimulatie (Figuur 9). Beschouwen we een individueel getij dan observeren we enkel een aanzienlijk verschil tussen model en meting tijdens het laatste deel van de vloedfase (Figuur 10 en Figuur 11). Tijdens deze fase van het getij onderschat het model de meetwaarden tot 30 cm tijdens doottijcondities, en tot 40 cm tijdens springtijcondities (Figuur 11). Dit verschil kan toegeschreven worden aan het later optreden van hoogwater in het model ten opzichte van de meting, waardoor in de laatste fase van de vloed bovenvermelde afwijking optreedt. Voor de rest van de getijcyclus zijn de verschillen duidelijk kleiner, en is het verschil tussen meting en de basissimulatie nooit groter dan 10 cm.

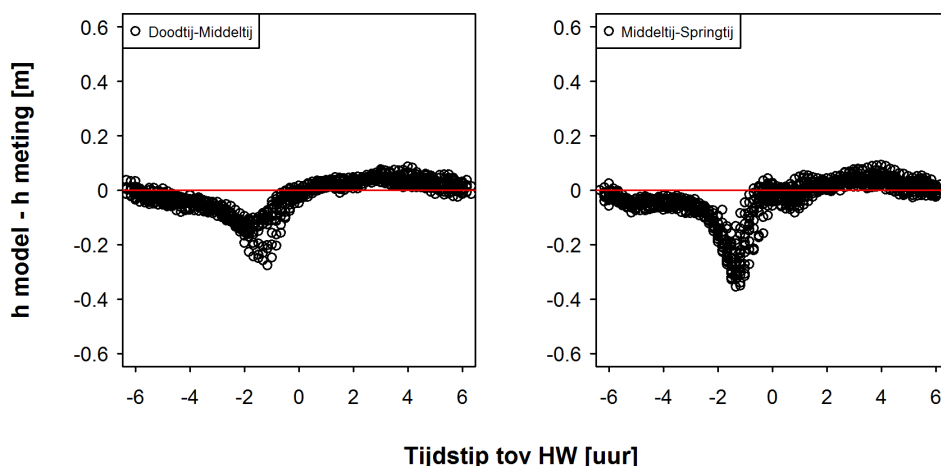
Figuur 9 – Gemodelleerde en gemeten waterstanden over een doottij-springtijcyclus bij getijpost Hansweert (29 april 2016 – 12 mei 2016).



Figuur 10 – Gemodelleerde en gemeten waterstanden over een individueel getij ter hoogte van getijpost Hansweert (4 tot 5 mei 2016).



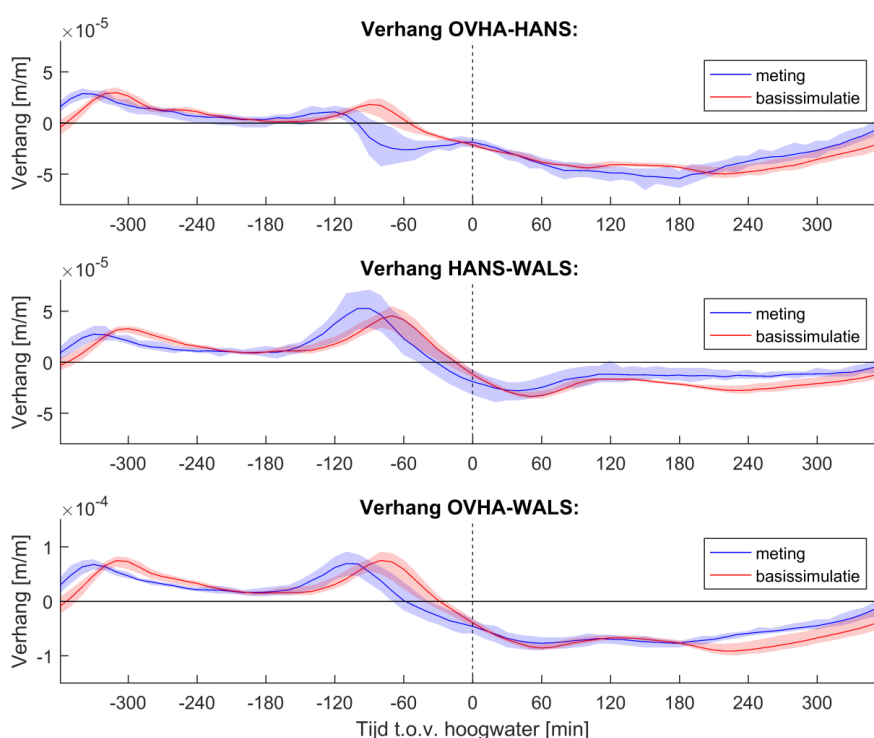
Figuur 11 – Verschil tussen gemodelleerde en gemeten waterstanden ter hoogte van getijpost Hansweert in functie van de getijfase, voor doodtij (links) en springtij (rechts).



Verhang tussen meetlocaties

Aangezien uit een eerste analyse van de modelresultaten met de basisconfiguratie is gebleken dat de stroomsnelheden bij springtij-HW grote afwijkingen vertoonden ten opzichte van de metingen is besloten om ook expliciet aandacht te besteden aan het verhang in het studiegebied. In Figuur 12 is het gemiddelde verhang tussen de meetposten rondom de Platen van Ossensisse weergegeven voor een serie springtijten. In de gemeten verhangen kunnen tussen de Overloop van Hansweert en Walsoorden twee kleine pieken worden waargenomen in het verhang tijdens de vloedfase. Tussen Hansweert en Walsoorden wordt voornamelijk de piek opgemerkt ca. 1,5 uur voor hoogwater te Overloop van Hansweert. Tussen Overloop van Hansweert en Hansweert wordt het gemeten verhang al negatief ca. 1,5 uur voor hoogwater. Dit zou gerelateerd kunnen zijn aan de recirculatiepatronen in de bocht van Hansweert.

Figuur 12 – Overzicht van het gemeten verhang (blauw) en in de basissimulatie gemodelleerd verhang (rood) tussen OVHA-HANS (boven), HANS-WALS (midden) en OVHA-WALS (onder) bij springtij. De verticale lijn duidt het tijdstip van hoogwater aan.



Het gemodelleerd verhang in de basissimulatie volgt in grote lijnen de trends en pieken van het gemeten verhang, hetzij met een vertraging van ongeveer 20 tot 30 minuten. Dit faseverschil is ook zichtbaar in de latere vloedfase en vroege ebphase van het waterstandsverloop in Figuur 10. Dit is voornamelijk zichtbaar in de late vloedfase voor het verhang tussen OVHA en HANS, waar de nullijn bijna een uur later wordt gekruist.

Stroomsnelheden

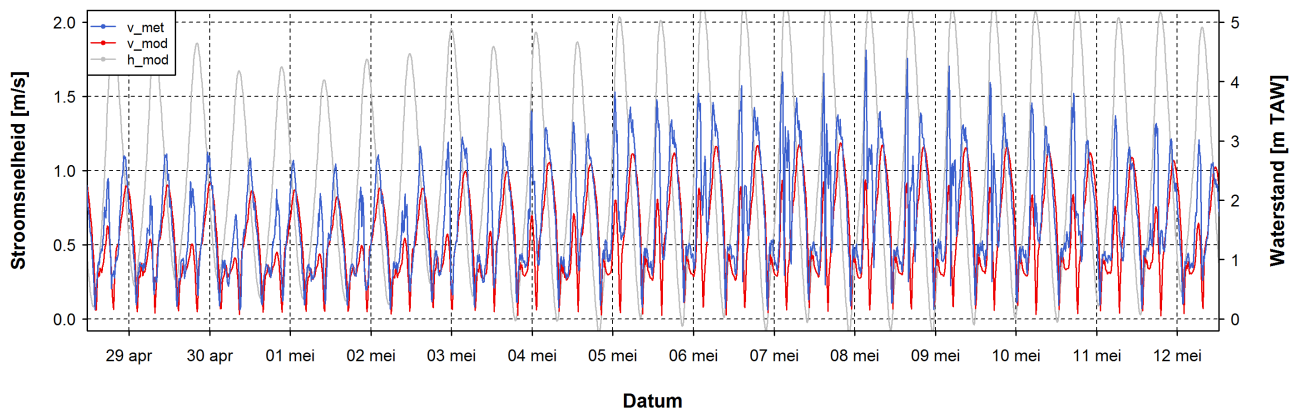
Vergelijken we ter hoogte van de Drempel van Hansweert de in de basissimulatie gemodelleerde stroomsnelheden met de gemeten stroomsnelheden dan observeren we voor drie van de vier locaties een gelijkaardig verloop over een volledige doottij-springtijcyclus (Figuur 13 tot en met Figuur 16). Enkel op locatie H1 zijn de gemeten en gesimuleerde stroomsnelheden duidelijk verschillend, waarbij de gemodelleerde stroomsnelheden over het algemeen een onderschatting zijn van de gemeten stroomsnelheden (Figuur 13).

Evalueren we de stroomsnelheden in functie van de getijfase dan observeren we voor locatie H1 de grootste onderschatting van stroomsnelheden tijdens het laatste deel van de vloedfase (sterkste stijgsnelheid) en tijdens HW. De verschillen kunnen hierbij oplopen tot 1 m/s (Figuur 17). Niet enkel voor een individueel getij zijn er duidelijke verschillen in stroomsnelheid ter hoogte van locatie H1, maar ook over een doottij-springtijcyclus observeren we een aantal opvallende verschillen. Zo is de gemeten stroomsnelheid tijdens de vloedfase voor springtij (Figuur 19) duidelijk hoger dan tijdens de vloedfase voor doottij (Figuur 18). In de basissimulatie worden de maximale stroomsnelheden in de vloedfase duidelijk onderschat bij meetpunt H1. In het algemeen kan gesteld worden dat de stroomsnelheden laag zijn tijdens doottij-HW gezien de nabijheid van het tijdstip kentering. Tijdens springtij-HW is er echter een tweede sterke stroomsnelheidspiek waarneembaar bij meetpunt H1 met snelheden die oplopen tot meer dan 1.5 m/s (Figuur 19). Dit suggereert de aanwezigheid van dwarsstromingen, welke al tijdens eerdere meetcampagnes werden vastgesteld (Decrop et al., 2009). Deze stroomsnelheidspiek bij springtij-HW wordt niet gesimuleerd in de basissimulatie. In de basissimulatie zijn dergelijke complexe dwarsstromingen niet juist gesimuleerd. Figuur 22 laat zien dat er wel een kleine recirculatie optreedt in het noordoostelijke deel van de Platen van Ossensisse, maar deze leidt niet tot dwarsstromingen ter hoogte van meetpunten H1 en H2. Derhalve is ook de stroomsnelheidspiek rond springtij-HW niet aanwezig in de modelresultaten van de basissimulatie.

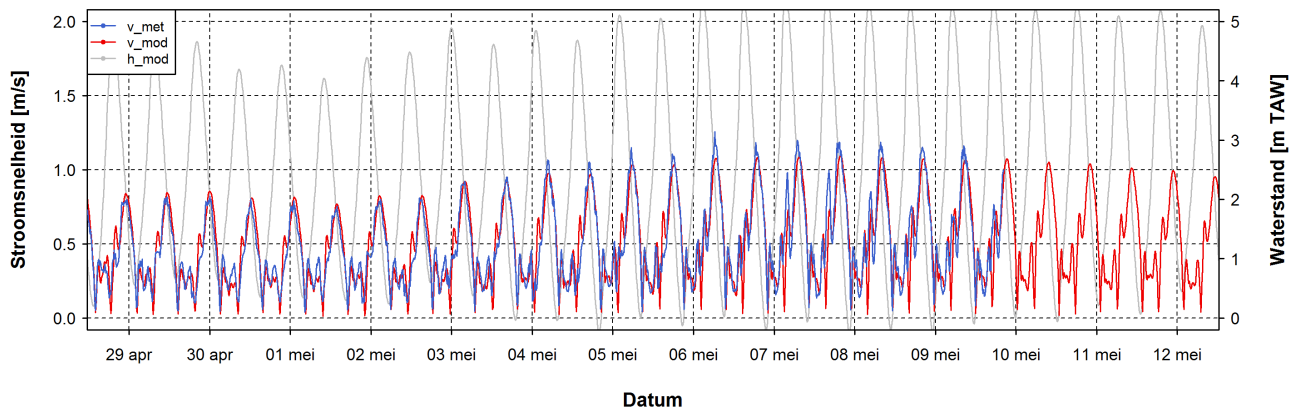
Voor locatie H2 reproduceert het model de stroomsnelheden goed (afwijking kleiner dan 20 cm/s). Enkel in de periode rond hoogwater kunnen er grotere verschillen (tot 60 cm/s) optreden. Deze kunnen te wijten zijn aan enerzijds de tijdsverschuiving in het waterstandverloop tussen model en meting, en anderzijds aan het beperkt of niet reproduceren van een dwarsstroming ter hoogte van meetpunt H2 rond het moment van hoogwater.

Voor locaties H3 en H4 zijn de verschillen tussen gemeten en gemodelleerde stroomsnelheden duidelijk kleiner ($\leq 0,4$ m/s, Figuur 17). De grootste verschillen in stroomsnelheid worden waargenomen bij HW, waarbij het model in tegenstelling tot locaties H1 en H2 de stroomsnelheid overschat. Ook hier vormt de tijdsverschuiving in het waterstandverloop tussen model en meting waarschijnlijk de belangrijkste oorzaak van. Opgemerkt wordt dat bij locaties H3 en H4 geen sprake is van dwarsstromingen in de gemeten stroomsnelheden.

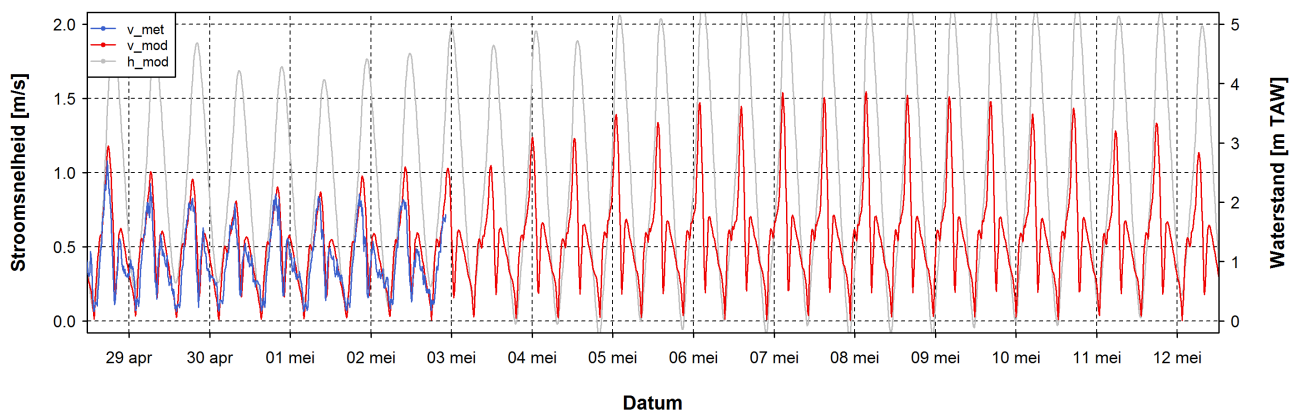
Figuur 13 – Gemodelleerde (rood) en gemeten (blauw) stroomsnelheden over een spring-doodtijcyclus voor locatie H1.



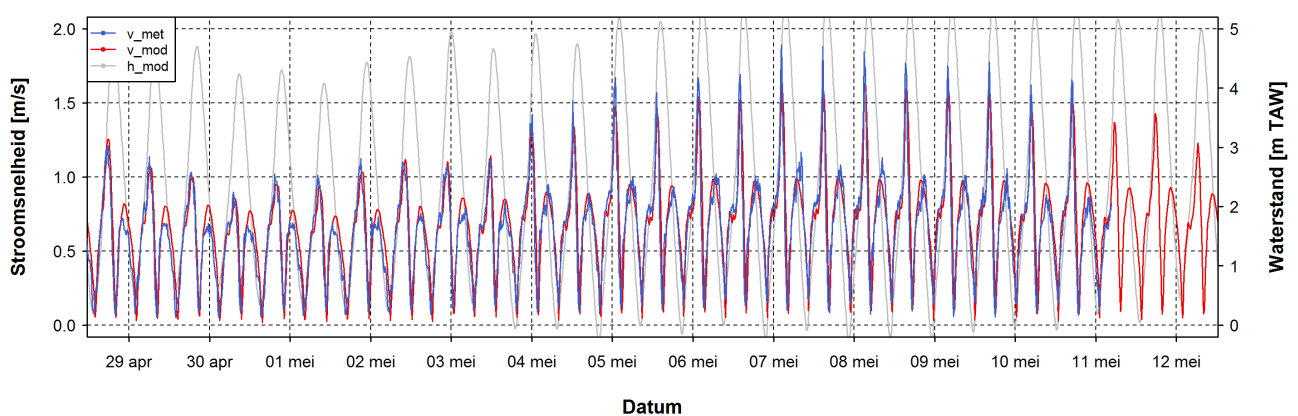
Figuur 14 – Gemodelleerde (rood) en gemeten (blauw) stroomsnelheden over een spring-doodtijcyclus voor locatie H2.



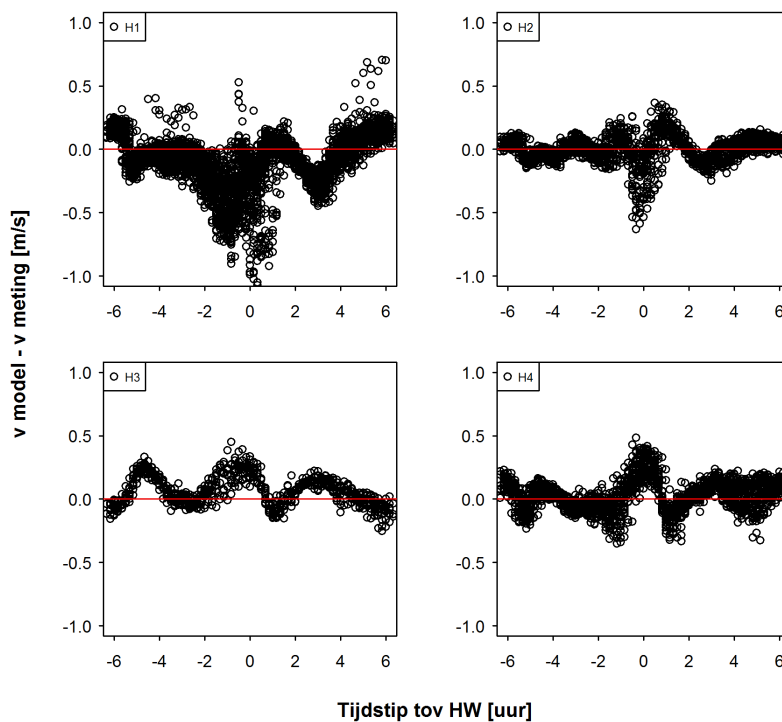
Figuur 15 – Gemodelleerde (rood) en gemeten (blauw) stroomsnelheden over een spring-doodtijcyclus voor locatie H3.



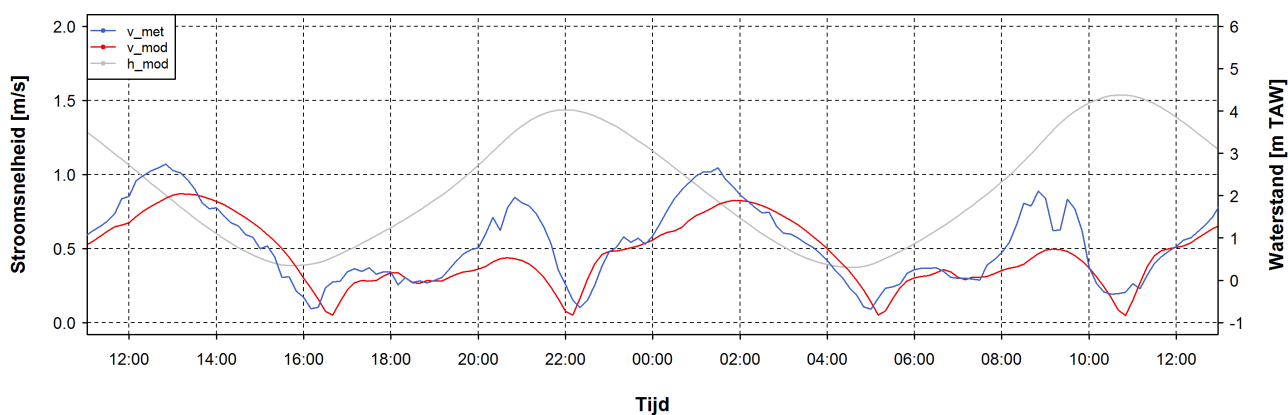
Figuur 16 – Gemodelleerde (rood) en gemeten (blauw) stroomsnelheden over een spring-doodtijcyclus voor locatie H4.



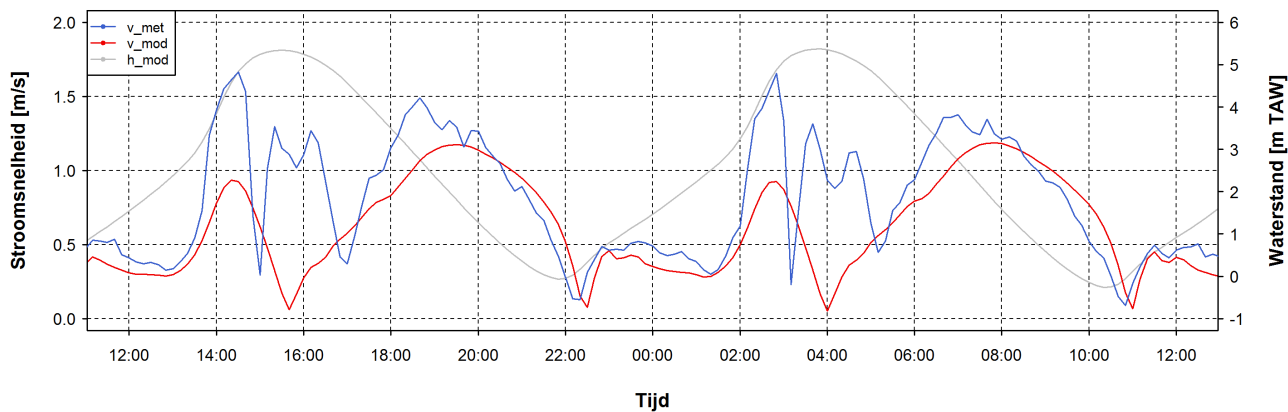
Figuur 17 – Verschil tussen gemodelleerde en gemeten stroomsnelheden ter hoogte van Hansweert in functie van de getijfase.



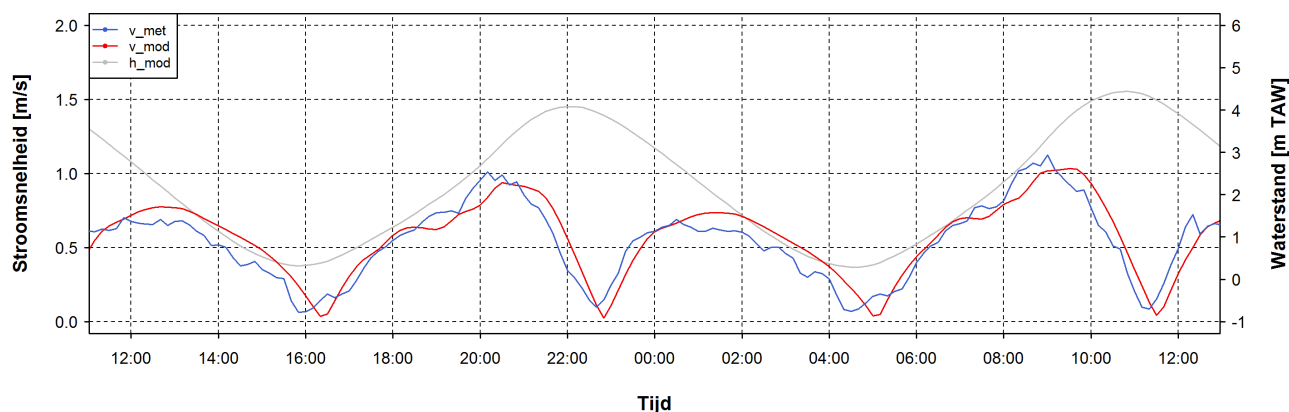
Figuur 18 – Gemodelleerde (rood) en gemeten (blauw) stroomsnelheden over een individueel getij ter hoogte van H1, representatief voor doottij (1 tot 2 mei 2016).



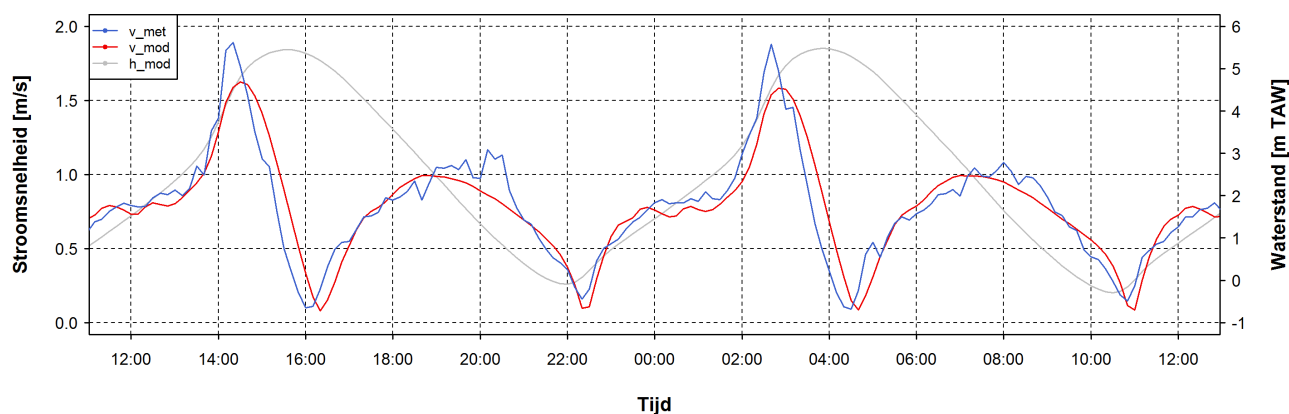
Figuur 19 – Gemodelleerde (rood) en gemeten (blauw) stroomsnelheden over een individueel getij ter hoogte van H1, representatief voor springtij (7 tot 8 mei 2016).



Figuur 20 – Gemodelleerde (rood) en gemeten (blauw) stroomsnelheden over een individueel getij ter hoogte van H4, representatief voor doortij (1 tot 2 mei 2016).



Figuur 21 – Gemodelleerde (rood) en gemeten (blauw) stroomsnelheden over een individueel getij ter hoogte van H4, representatief voor springtij (7 tot 8 mei 2016).



Neervorming en dwarsstromingen ter hoogte van Platen van Ossensisse

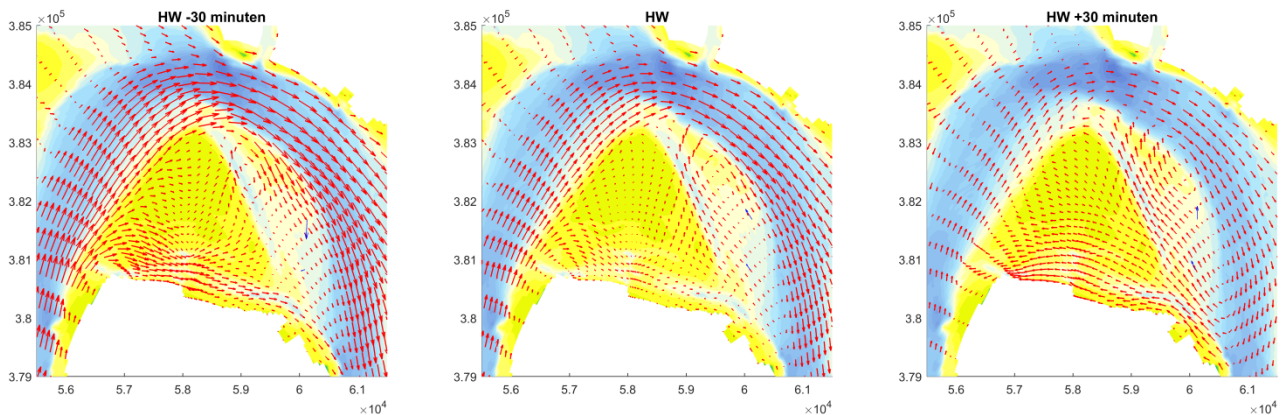
Tijdens het laatste deel van de vloedfase ter hoogte van meetpunt H1 treden er 2 specifieke processen op: (1) een zeer sterke vloedstroming (tot 200 cm/s bij springtij) ca. één uur voor hoogwater die over de ondiepte ten noordoosten van de Platen van Ossensisse lijkt te stromen wanneer de waterstand voldoende hoog is en (2) een neer die zich manifesteert bij springtij rond het moment van hoogwater. Uit de modelresultaten van de basissimulatie (Figuur 19 en Figuur 22) blijkt dat het model in deze configuratie geen neervorming en bijbehorende dwarsstroming simuleert in de periode kort voor hoogwater. In het verleden is al aandacht besteed aan het simuleren van de neer ter hoogte van de oostzijde van de Platen van Ossensisse, omwille van de risico's die deze neer meebrengt voor de scheepvaart. Dieptepunt hierbij was de stranding van containership "Fowairet" in 2005, dat omwille van de neer terecht kwam op de ondiepte aan de oostzijde van de Platen van Ossensisse. Uit het hierop volgende onderzoek, waarin werd getracht de neer te reproduceren met bestaande numerieke modellen (Decrop et al., 2009) kwam naar voren dat volgende parameters van belang zijn voor het reproduceren van de neer:

- Bodemruwheid: een ruimtelijk variërend ruwheidsveld (twee ruwheidsklassen op de Platen van Ossensisse) werd gebruikt om de neervorming en bijbehorende dwarsstromingen te simuleren, al is de precieze invloed ervan niet beschreven in het rapport;
- Turbulente viscositeit: goede resultaten werden behaald met waarden tussen 0,1 en 0,5 m²/s;
- HLES: heeft een negatieve invloed op de ontwikkeling van de neer en recirculatiestromingen;
- Droogvaldiepte: heeft een zeer beperkte invloed als de waarde kleiner is dan 5 cm;
- Secondary flow: heeft een effect, maar zorgt eerder voor verzwakking van de neervorming in het model;

- 2D vs. 3D: 3D-simulaties zorgen voor aanzienlijk langere rekentijden en het effect op de ruimtelijke stromingspatronen (neervorming) blijft zeer beperkt.

Gelet op deze conclusies en omdat de recirculatie- en dwarsstromingen niet correct worden gesimuleerd in de basissimulatie zijn er in het kader van de modelkalibratie simulaties uitgevoerd waarin de ruwheid op de platen en ondiepe delen van het estuarium is gevarieerd, met als doel de stromingspatronen in de finale vloedfase te verbeteren ter hoogte van meetpunt H1. De resultaten van deze simulaties worden besproken in sectie 3.2.

Figuur 22 – Gemodelleerd stromingsveld 30 minuten voor (links), tijdens (midden) en 30 minuten na (rechts) springtij-HW ter hoogte van PvO voor de basissimulatie. De stroomsnelheidsmetingen zijn in blauw weergegeven.



3.1.2 Drempel van Frederik

Opgemerkt wordt dat de in deze paragraaf getoonde resultaten zijn gesimuleerd met het detailgrid (zie §2.2.1 voor uitleg) en een expliciete implementatie van de strekdam bij de vloodschaar van Ouden Doel. Dit laatste wil zeggen dat de kruinhoogte van de strekdam expliciet in het rekenrooster werd aangebracht. Het effect van de verfijning van het grid en van de expliciete implementatie van deze strekdam wordt besproken in §3.3.5.

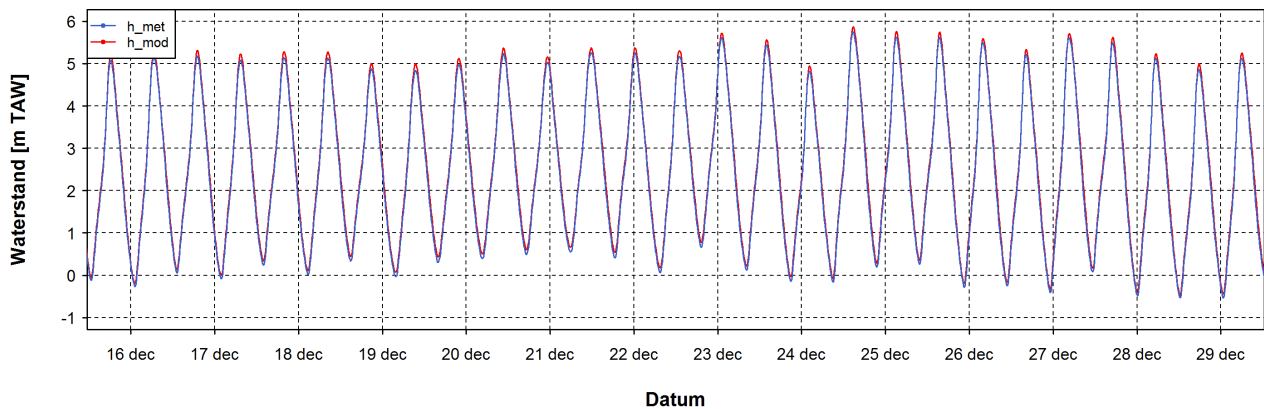
Waterstanden

Net zoals bij de Drempel van Hansweert wordt het waterstandsverloop bij de Drempel van Frederik redelijk goed door het model gerepresenteerd in de basisconfiguratie (Figuur 23). Kijken we meer in detail dan observeren we dat het model gedurende de volledige getijcyclus de waterstand licht (ca. 10 cm) overschat (Figuur 24 & Figuur 25). Over het algemeen zijn de verschillen in waterstand tussen meting en model beperkt tot 0-15 cm, waarbij de verschillen tijdens de eb fase iets groter zijn dan tijdens de vloed fase. Deze verschillen in waterstand worden slechts in geringe mate beïnvloed door de doottij-springtijcondities.

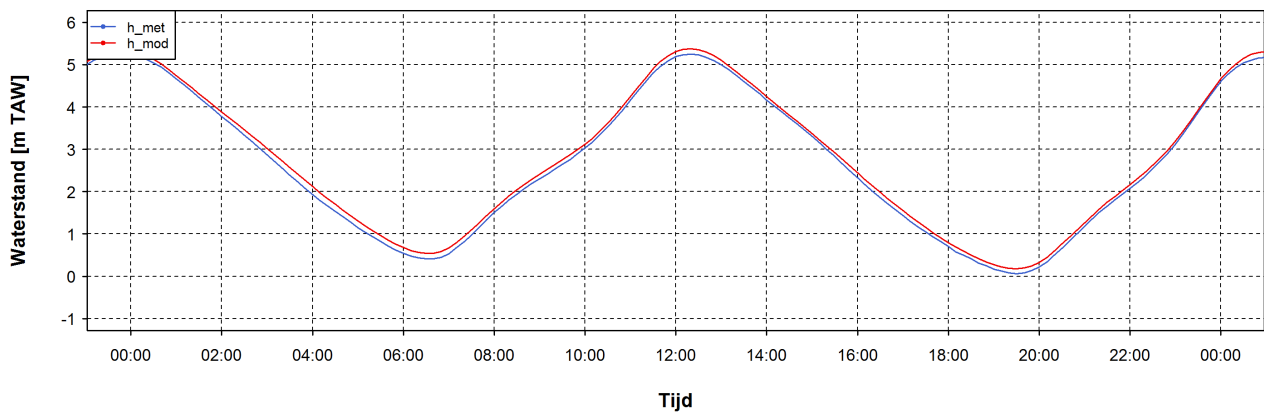
Stroomsnelheden

Voor de Drempel van Frederik wordt het verloop van de stroomsnelheden vrij goed gesimuleerd door het model in de basisconfiguratie, en dit zowel voor locatie F1 als voor locatie F2 (Figuur 26 en Figuur 27). Wel overschat het model tijdens sommige periodes de gemeten stroomsnelheden. Voor locatie F1 is dit het geval tijdens de vloed fase en voor locatie F2 is dit het geval tijdens het einde van de eb fase en tijdens het begin van de vloed fase (Figuur 28). Deze periode valt samen met de fase in de getijcyclus waarin de strekdam een cruciale rol speelt in het geleiden van de stroming in de vaargeul. Een goede implementatie van de strekdam op het rekenrooster is hier dan ook cruciaal (zie §3.3.5). De overgang van doottij- naar springtijcondities heeft weinig effect op het verschil tussen gemodelleerde en gemeten stroomsnelheden (Figuur 29 tot en met Figuur 32).

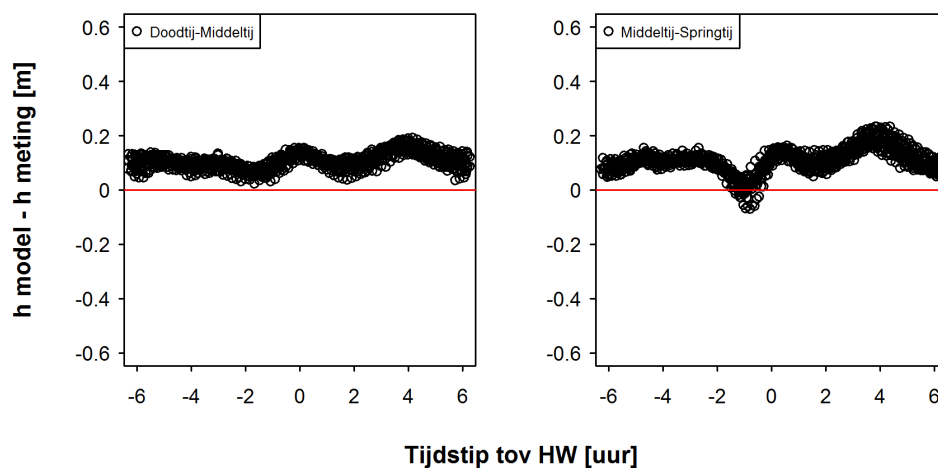
Figuur 23 – Gemodelleerde (rood) en gemeten (blauw) waterstanden over een doottij-springtijcyclus (16 tot 29 december 2015) ter hoogte van getijpost Prosperpolder.



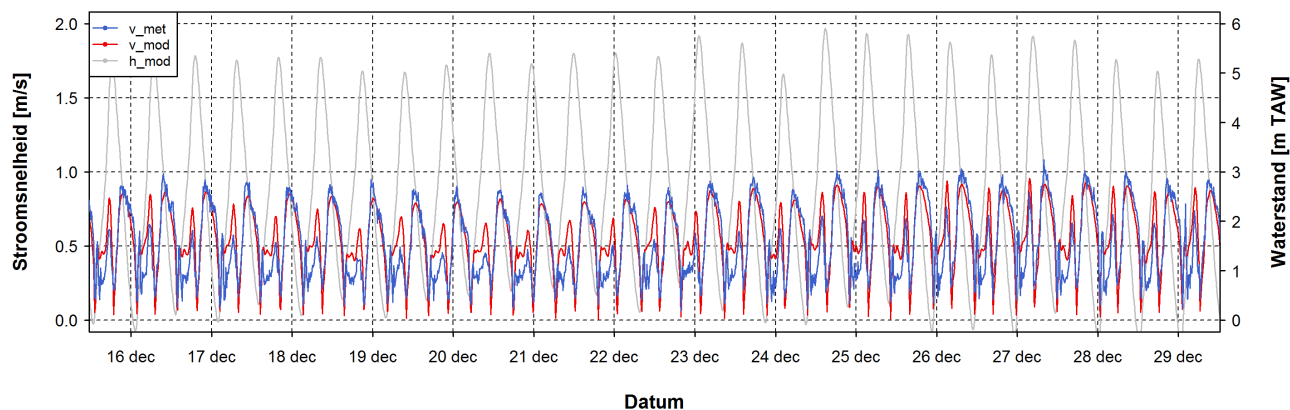
Figuur 24 – Gemodelleerde (rood) en gemeten (blauw) waterstanden over een enkel getij (22 december 2015) ter hoogte van getijpost Prosperpolder.



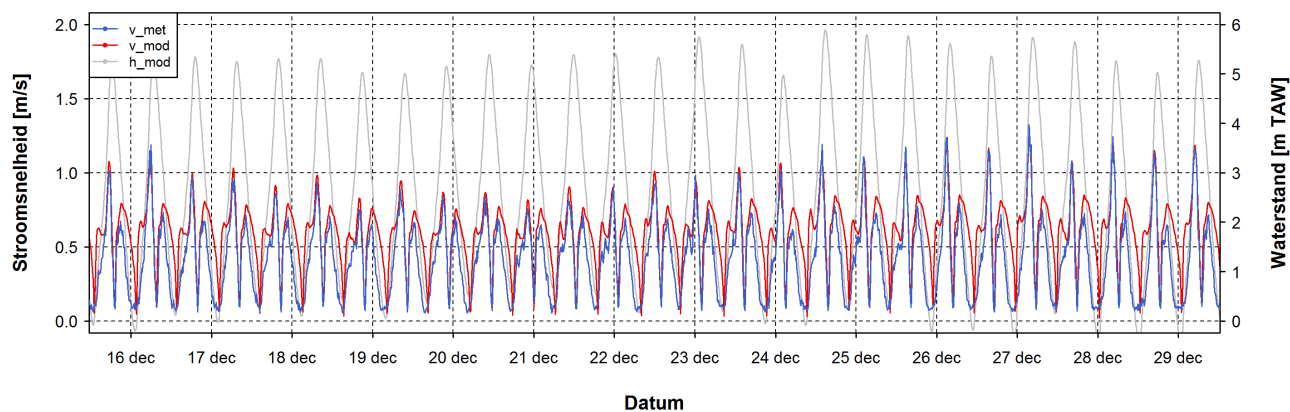
Figuur 25 – Verschil tussen gemodelleerde en gemeten waterstanden ter hoogte van getijpost Prosperpolder in functie van de getijfase, voor doottij (links) en springtij (rechts).



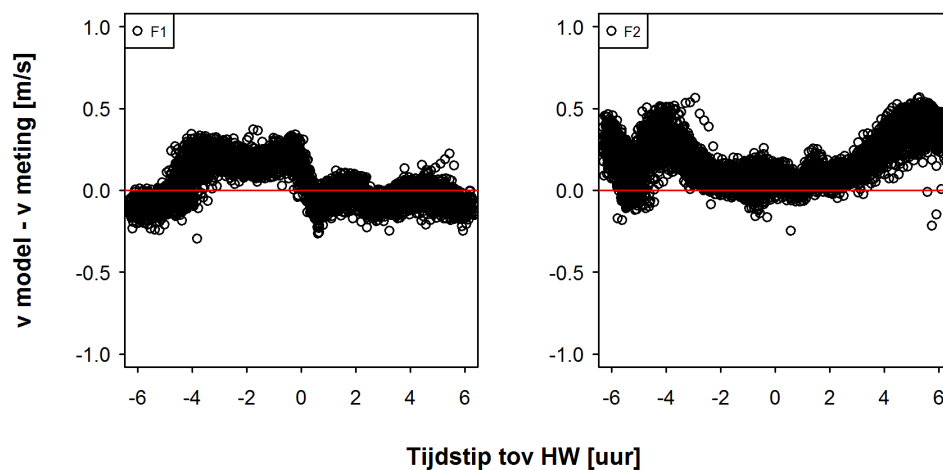
Figuur 26 – Gemodelleerde (rood) en gemeten (blauw) stroomsnelheden over een doodtij-springtijcyclus (16-29 december 2015) voor locatie F1.



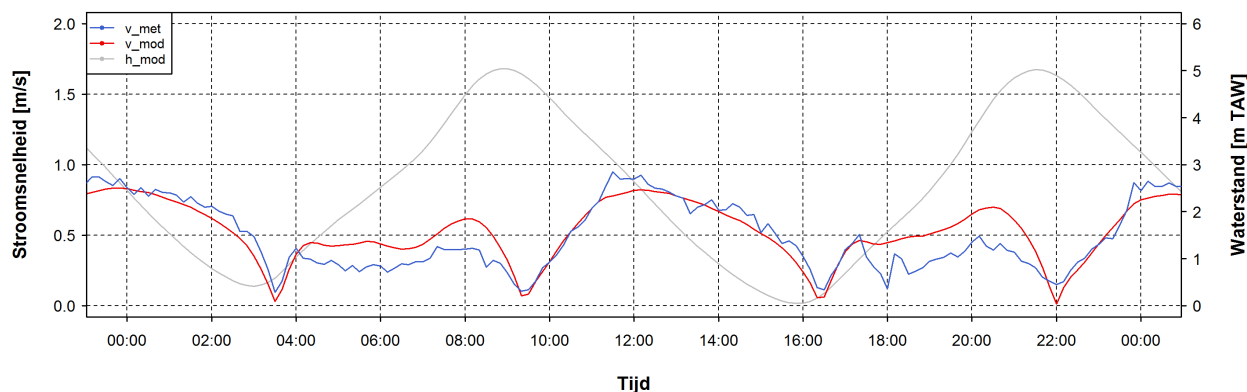
Figuur 27 – Gemodelleerde (rood) en gemeten (blauw) stroomsnelheden over een doodtij-springtijcyclus (16-29 december 2015) voor locatie F2.



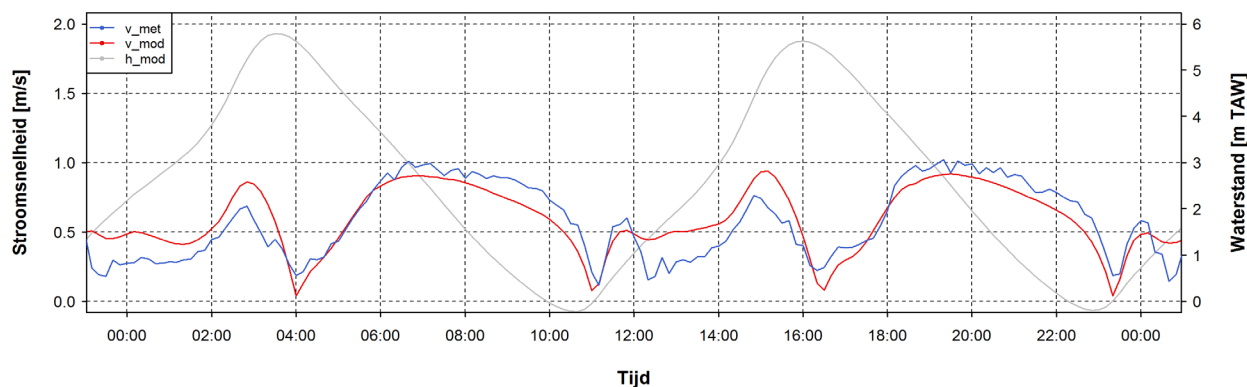
Figuur 28 – Verschil tussen de gemodelleerde en de gemeten stroomsnelheden ter hoogte van de Drempel van Frederik in functie van de getijfase.



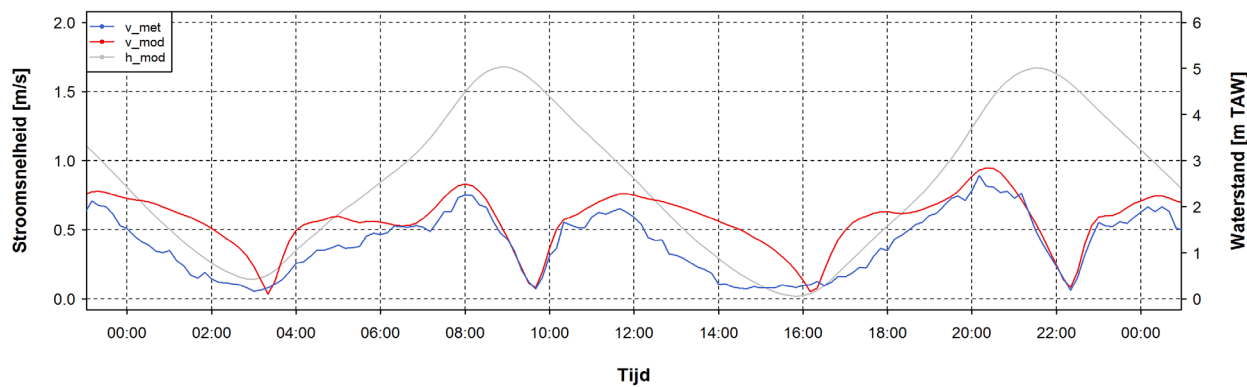
Figuur 29 – Gemodelleerde (rood) en gemeten (blauw) stroomsnelheden over een individueel getij ter hoogte van F1, representatief voor doortij (19 december 2015).



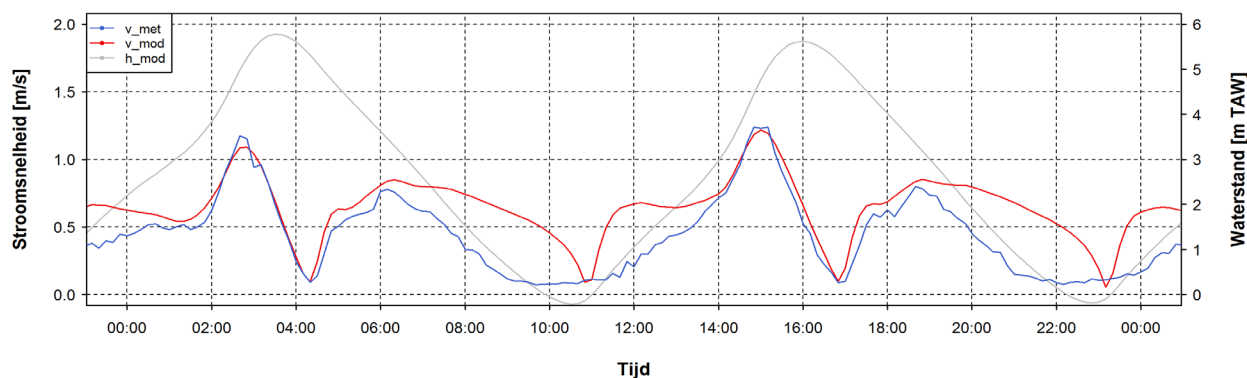
Figuur 30 – Gemodelleerde (rood) en gemeten (blauw) stroomsnelheden over een individueel getij ter hoogte van F1, representatief voor springtij (26 december 2015).



Figuur 31 – Gemodelleerde (rood) en gemeten (blauw) stroomsnelheden over een individueel getij ter hoogte van F2, representatief voor doortij (19 december 2015).



Figuur 32 – Gemodelleerde (rood) en gemeten (blauw) stroomsnelheden over een individueel getij ter hoogte van F2, representatief voor springtij (26 december 2015).



3.2 Kalibratie bodemruwheid

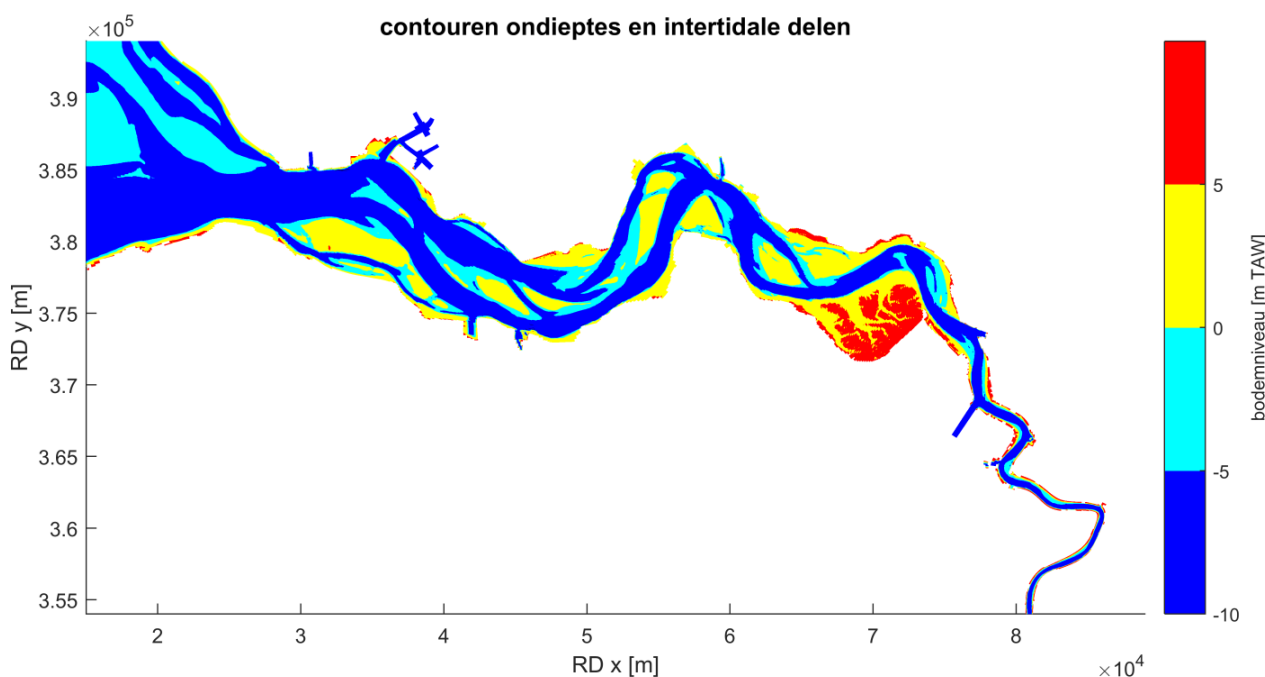
Om de representatie van het stromingsveld bij de Drempel van Hansweert te verbeteren is een modelkalibratie uitgevoerd. Hierbij gaat de aandacht vooral uit naar de representatie van de recirculatie en dwarsstromingen tijdens springtij pieksnelheden in de finale vloedfase bij meetpunt H1. Uiteraard wordt er tijdens de kalibratie ook aandacht besteed aan de representatie van de stroomsnelheden op de andere meetpunten, alsmede aan de representatie van het waterstandsverloop bij meetstations rondom de Drempel van Hansweert en elders in het estuarium.

Omdat de representatie van de stroomsnelheden bij de Drempel van Frederik al goed is in de basissimulatie wordt hierop niet verder gekalibreerd. In de validatiefase (§3.4.3) zal wel nog een vergelijking worden gemaakt tussen de modelprestaties van de basissimulatie en het gekalibreerd model op basis van de stroomsnelheidsmetingen ter hoogte van de Drempel van Frederik.

Overzicht modelsimulaties

In de modelkalibratie ligt de focus op effecten van variaties in het ruwheidsveld ter hoogte van de Platen van Ossensisse en de Drempel van Hansweert. Verkennende modelsimulaties (niet in dit rapport opgenomen) suggereren dat met name de bodemruwheid van de intertidale gebieden ($z > 0$ m TAW) en ondiepe subtidale gebieden (hier gedefinieerd als gebieden met een bodemligging van $z > -5$ m TAW) effect hebben op het ontstaan van neervorming, dwarsstromingen en de bijbehorende pieksnelheden bij meetpunt H1. Voor de modelkalibratie zijn daarom simulaties opgezet waarin het ruwheidsveld afwisselend is gevarieerd voor gebieden tussen -5 m TAW en +5 m TAW, overeenkomstig met ondieptes en intertidale gebieden (Tabel 2). Daarnaast is de ruwheid ook gevarieerd voor gebieden lager dan -5 m TAW, ofwel de estuariene geulen. Figuur 33 toont de contouren van de intertidale gebieden (hier gedefinieerd als alle gebieden met een bodemniveau tussen 0 m TAW en +5 m TAW) en van de ondiepe delen (tussen -5m TAW en 0m TAW), waarvoor de ruwheid tijdens de kalibratie wordt gevarieerd.

Figuur 33 – Contourplot van de intertidale gebieden (0 tot 5 m TAW), ondieptes (-5 tot 0 m TAW) en geulen (< -5 m TAW).



Tabel 2 – Overzicht simulaties modelkalibratie Hansweert

Naam	Manning coëfficiënt voor bodemruwheid	
	Voor: $z < -5$ m TAW [s·m ^{-1/3}]	Voor: -5 m TAW $z < +5$ m TAW [s·m ^{-1/3}]
h234 (basissimulatie)	0.025	0.025
h241	0.025	0.020
h242	0.025	0.015
h243	0.024	0.020
h244	0.024	0.015
h245	0.026	0.020
h246	0.026	0.015
h247	0.027	0.015
h249	Variabel: 0.024-0.027	0.015
h250	0.028	0.015

De bodemruwheid is steeds aangepast van benedenstroomse modelrand in de Westerschelde tot en met de Beneden-Zeeschelde. Simulatie h234 is een verkorte versie van de basissimulatie welke al werd besproken in §3.1. De bodemruwheid van de geulen in simulatie h249 is ruimtelijk variërend en gaat geleidelijk over van 0.025 s·m^{-1/3} aan de benedenstroomse rand naar 0.027 s·m^{-1/3} ter hoogte van Terneuzen en neemt stroomopwaarts van Bath weer af tot 0.026 s·m^{-1/3}. De kalibratie-runs omvatten steeds 6 dagen rondom springtij (7/5/2016 tot en met 12/5/2016), overeenkomstig de periode waarin de dwarsstromingen ter hoogte van de Drempel van Hansweert gemeten werden in de stroomsnelheidsmetingen.

Kostenfunctie

De modelresultaten van de kalibratie-simulaties en de basissimulatie zijn uiteindelijk vergeleken met een kostenfunctie om de best presterende modelconfiguratie te kunnen kiezen. In deze kostenfunctie wordt voor verschillende aspecten van de modelprestatie berekend hoeveel de modelprestatie verbetert ($0 < \text{Kost} < 1$) of verslechtert ($\text{Kost} > 1$) ten opzichte van de basisconfiguratie. Deze 'kost' wordt vermenigvuldigd met een gewicht voor de desbetreffende parameter. Uiteindelijk worden alle gewogen kalibratieparameters opgeteld om tot een totale gewogen kost te komen voor iedere simulatie:

$$\text{Kost} = \sum \frac{W_i}{W_{i,\text{ref}}} \text{gewicht}_i$$

waarin W_i en $W_{i,\text{ref}}$ waarden van kalibratieparameter i voorstellen voor de desbetreffende simulatie en de referentiesimulatie; gewicht_i is de wegingsfactor voor de kalibratieparameter i . Voor de waterstanden zijn deze kalibratieparameters de RMSE van de hoogwaters, laagwaters en de gehele tijdserie, gemiddeld over de meetstations in Vlissingen, Terneuzen, Hansweert, Walsoorden, Bath, Prosperpolder, Liefkenshoek en Antwerpen. Voor de stroomsnelheden zijn de kalibratieparameters: de RMSE van de pieksnelheden tijdens vloed, pieksnelheden tijdens eb en de gehele tijdserie op meetpunten H1, H2 en H4 (Tabel 3). Alle RMSE-waarden zijn gemiddeld over de meetpunten H1, H2 en H4. Meetpunt H3 is niet meegenomen in deze analyse omdat er geen metingen tijdens het gesimuleerd springtij werden gedaan (Figuur 15). Tot slot is er in de gesimuleerde stromingsvelden gekeken naar de aanwezigheid van neervorming en bijbehorende recirculaties en dwarsstromingen. Op basis hiervan is aan de kalibratieparameter $W_{\text{dwarsstroming}}$ een waarde

van 1.0 (goed), 1.5 (redelijk) of 2 (slecht) toegekend afhankelijk van de aanwezigheid en representatie van het recirculatiepatroon en de sterkte van de gemodelleerde dwarsstroming ter hoogte van meetpunt H1. De gemodelleerde stromingsvelden worden in meer detail besproken in de uiteindelijke validatie van het gekalibreerd model (§3.4.2). De kostenfunctie is steeds berekend ten opzichte van de simulatie h234.

Tabel 3 – Overzicht van de kalibratieparameters voor waterstanden en stroomsnelheden met bijbehorende gewichten voor de kostenfunctie.

Kalibratieparameters	
KOST_{WL} (25%) <i>Waterstanden</i>	KOST_{VEL} (75%) <i>Stroomsnelheden</i>
RMSE _{HW} (10%)	RMSE _{VEL_MAX_VLOED} (25%)
RMSE _{LW} (10%)	RMSE _{VEL_MAX_EB} (25%)
RMSE _{TOT} (5%)	RMSE _{TOT} (12.5%)
	W _{dwarsstroming} (12.5%)

Aan de uitkomst van de kostenfunctie worden kleurcodes toegekend. Voor KOST_{VEL} zijn dit donkergroen voor zeer goed (KOST_{VEL} < 0.7), lichtgroen voor goed (KOST_{VEL} < 0.8), geel voor redelijk (KOST_{VEL} < 0.9) en lichtrood voor slecht (KOST_{VEL} > 0.9). Voor KOST_{WL} zijn dit groen in het geval van een verbetering ten opzichte van het basismodel (KOST_{WL} < 1.0), geel voor een relatief kleine, maar acceptabele, verslechtering (KOST_{WL} < 1.5) en donkerrood voor een sterke verslechtering van de representatie van het waterstandsverloop slecht (KOST_{WL} > 1.5). Aan het gecombineerd resultaat van beide kostenfuncties worden vervolgens de volgende kleurcodes toegekend:

- 1.15 < KOST_{TOT} donkerrood (zeer slecht)
- 1.05 < KOST_{TOT} < 1.15 lichtrood (slecht)
- 0.95 < KOST_{TOT} < 1.05 geel (redelijk)
- 0.85 < KOST_{TOT} < 0.95 groen (goed)
- KOST_{TOT} < 0.85 donkergroen (zeer goed)

3.2.1 Effecten op stroomsnelheden

In Figuur 34 en Figuur 35 worden de gesimuleerde en gemeten stroomsnelheden in meetpunten H1-H4 weergegeven voor modelsimulaties met verschillende ruwheidsvelden. In het algemeen kan opgemerkt worden dat alle simulaties de representatie van de stroomsnelheden bij meetpunt H1 verbeteren (zie: Tabel 4). Uit deze figuren blijkt dat het verlagen van de bodemruwheid op de ondieptes en intertidale gebieden (h241/h242) leidt tot een verhoging van de pieksnelheden in de vloedfase op meetpunten H1 en H2 (Figuur 34). Daarnaast leidt het tot een betere weergave van de gemeten dwarsstromingen op deze meetpunten. Voor de simulatie waarin de ruwheid is verlaagd tot $0.015 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ (h242) is de overeenkomst tussen gemeten en gesimuleerde stroomsnelheid in meetpunt H1 zelfs goed te noemen. Wel wordt in deze simulatie de pieksnelheid tijdens vloed op meetpunt H2 overschat. Verder kan opgemerkt worden dat het effect van variaties in bodemruwheid van de ondiepe en intertidale delen op de gesimuleerde stroomsnelheden in H3 en H4 beperkt is.

Op basis van deze bevindingen is ervoor gekozen om uit de overige kalibratiesimulaties alleen de resultaten te analyseren waarin de bodemruwheid van de ondiepe delen voldoende werd verlaagd om tot een goede representatie van de pieksnelheden en dwarsstromingen ter hoogte van meetpunt H1 te komen. Uit de

kostenfunctie blijkt ook dat de simulaties waarin de ruwheid op de ondieptes hoger is dan $0.015 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1/3}$ (h234, h241, h243 en h245) leiden tot een minder goede weergave van de stroomsnelheden (Tabel 4).

Het variëren van de bodemruwheid in de geulen heeft ook een effect op de gesimuleerde stroomsnelheden rondom de Drempe van Hansweert (Figuur 35). In simulaties waarin de ruwheid van de geulen lager is zijn de stroomsnelheden over het algemeen hoger ($n = 0.024\text{-}0.025 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1/3}$; h242/h244). Andersom leidt het verhogen van de bodemruwheid in de geulen tot iets lagere pieksnelheden ($n = 0.027\text{-}0.028 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1/3}$; h246-h250), al zijn de pieksnelheden bij meetpunten H1 en H2 voor deze simulaties steeds hoger dan in de basis simulatie. Ter hoogte van meetpunt H1 worden de pieksnelheden tijdens vloed het best weergegeven voor iets hogere bodemruwheden in simulaties h246 (ruwheid geulen van $n = 0.026 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1/3}$) en h249 (variabel ruwheidsveld), terwijl de pieksnelheden tijdens eb het best worden weergegeven bij een lagere ruwheid van de geulen in simulatie h244 ($n = 0.024 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1/3}$). Bij meetpunt H2 worden de vloedpieksnelheden in alle kalibratieruns overschat (dit is de eerste vloedpiek in Figuur 35), terwijl de pieksnelheden tijdens eb wederom het best worden weergegeven bij een iets lagere ruwheid in de geulen. De effecten op de stroomsnelheden bij meetpunten H3 en H4 zijn beperkt (Figuur 35). Opgemerkt wordt dat de pieksnelheden tijdens vloed in alle configuraties licht onderschat.

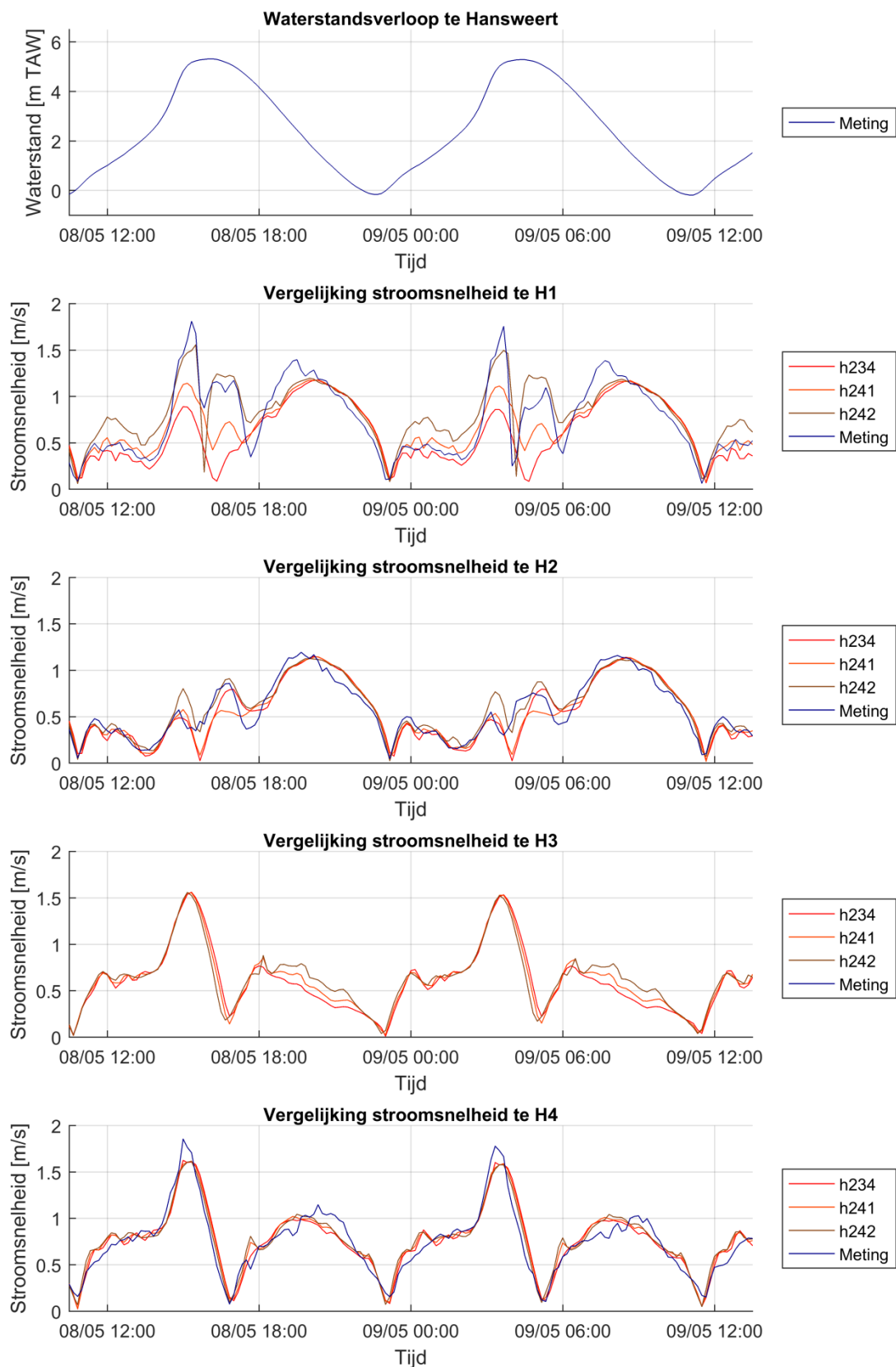
De recirculatie- en dwarsstromingen werden het best gereproduceerd in simulaties waarin de ruwheid van de geulen iets werd verhoogd ($n = 0.026\text{-}0.027 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1/3}$) en de ruwheid van de ondieptes en intertidale gebieden werd verlaagd tot $n = 0.015 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1/3}$ (h246/h247/h249 in Tabel 4). Voor simulaties waarin de ruwheid van de geulen iets lager ligt ($n = 0.024\text{-}0.025 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1/3}$) zijn de recirculatie- en dwarsstromingen ook gesimuleerd, maar zijn de bijbehorende stroomsnelheden hoger dan in de metingen. Omgekeerd worden voor nog hogere bodemruwheden ($n = 0.028 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1/3}$) de dwarsstromingen juist onderschat. In de basisconfiguratie werden wel recirculatiestromingen gesimuleerd, maar deze waren te zwak om tot dwarsstromingen ter hoogte van meetpunten H1 en H2 te leiden (§3.1.1).

Op basis van de uitkomst van de kostenfunctie in Tabel 4 worden de stroomsnelheden in het algemeen het best gesimuleerd als de bodemruwheid van de ondieptes en intergetijdengebieden wordt verlaagd tot $n = 0.015 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1/3}$ en wanneer de ruwheid van de geulen lager is dan $n = 0.027 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1/3}$ of wanneer voor de geulen het ruimtelijk variërend ruwheidsveld van simulatie h249 wordt toegepast.

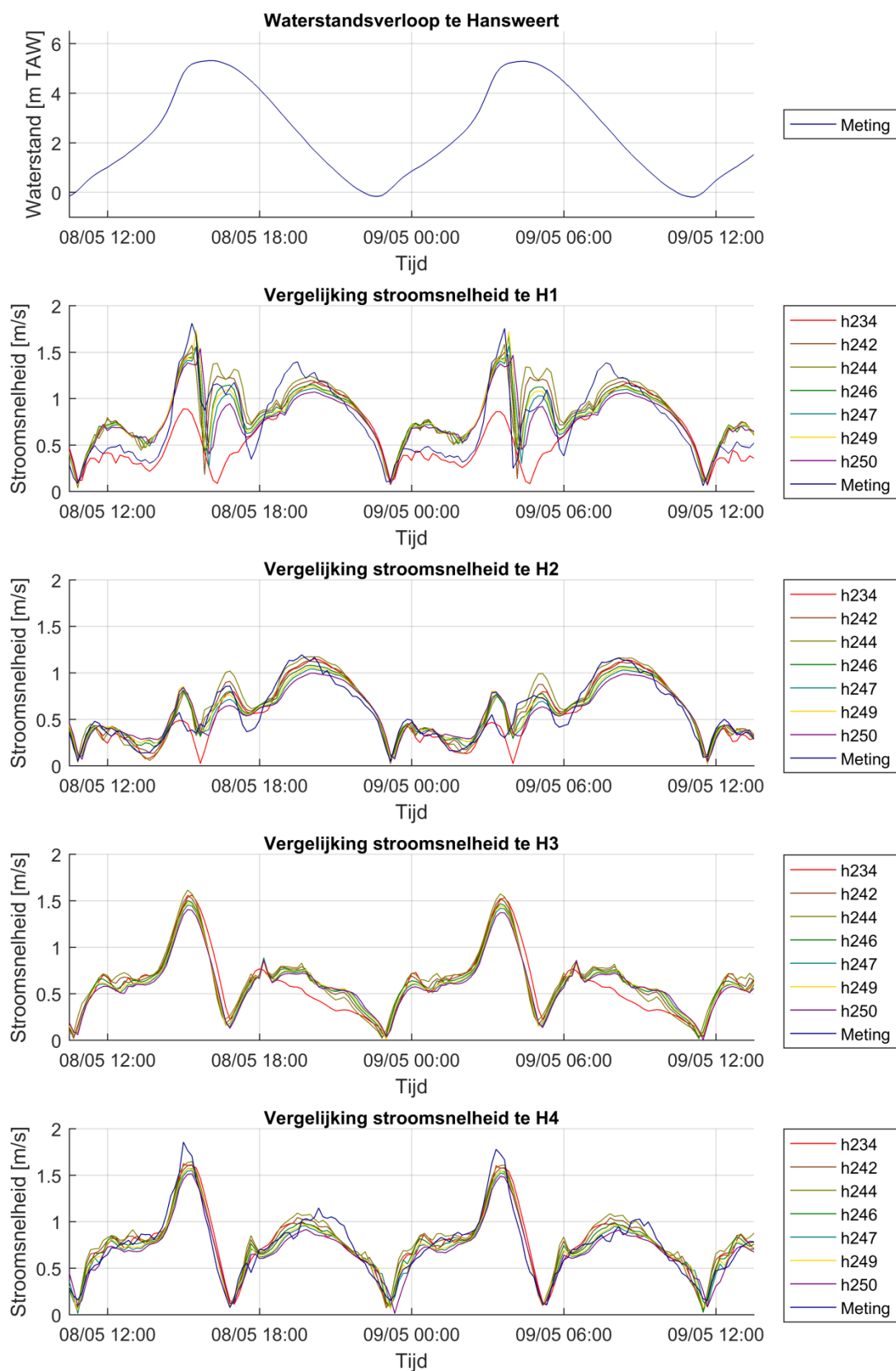
Tabel 4 – Overzicht van de berekende kalibratieparameters en uitkomst van de kostenfunctie voor de stroomsnelheden voor modelsimulaties waarin het ruwheidsveld werd gevarieerd.

Simulatie	RMSE _{VEL_TOT} [m/s]	RMSE _{VEL_MAX_EB} [m/s]	RMSE _{VEL_MAX_VLOED} [m/s]	W _{dwarsstroming} [-]	KOST _{VEL} [-]
h234 (ref)	0.18	0.11	0.41	2.0	1.00
h241	0.14	0.10	0.31	1.5	0.83
h242	0.13	0.08	0.15	1.5	0.63
h243	0.14	0.10	0.30	1.5	0.81
h244	0.14	0.08	0.14	1.5	0.61
h245	0.15	0.13	0.31	1.5	0.91
h246	0.13	0.11	0.14	1.0	0.66
h247	0.14	0.15	0.15	1.0	0.79
h249	0.13	0.13	0.14	1.0	0.71
h250	0.15	0.18	0.18	1.5	0.96

Figuur 34 – Gemodelleerde en gemeten stroomsnelheden ter hoogte van meetpunten H1-H4 voor simulaties waarin de bodemruwheid van de ondiepe delen tussen -5 m en +5 m TAW werd gevarieerd tussen $n=0.025 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ (h234), $n=0.020 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ (h241) en $n=0.015 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ (h242).



Figuur 35 – Gemodelleerde en gemeten stroomsnelheden ter hoogte van meetpunten H1-H4 voor simulaties waarin de bodemruwheid van de geulen werd veranderd tussen $n=0.024 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1/3}$ (h244), $n=0.025 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1/3}$ (h242) en $n=0.026 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1/3}$ (h246), $n=0.027 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1/3}$ (h247), $n=0.028 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1/3}$ (h250) en een ruimtelijk variabel ruwheidsveld met n tussen 0.024 en $0.027 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1/3}$ (h249).



3.2.2 Effecten op waterstandsverloop

In Figuur 36 en Figuur 37 worden de gesimuleerde en gemeten waterstanden ter hoogte van Hansweert weergegeven voor een representatief springtij voor modelsimulaties met verschillende ruwheidsvelden. Algemeen kan worden opgemerkt dat het veranderen van het ruwheidsveld ten opzichte van de basissimulatie tot een verminderde representatie van het gemodelleerde waterstandsverloop in het estuarium leidt (Tabel 5). Aangezien het waterstandsverloop in de basissimulatie al redelijk tot goed werd gesimuleerd wordt in deze kalibratiestap vooral gecontroleerd of eventuele wijzigingen in bodemruwheid, die ten goede komen aan de representatie van het stromingsveld (§3.4.1), niet leiden tot een te grote verslechtering van de gemodelleerde waterstanden.

Tabel 5 – Overzicht van de berekende kalibratieparameters en uitkomst van de kostenfunctie voor de waterstanden voor modelsimulaties waarin het ruwheidsveld werd gevarieerd.

Simulatie	RMSE _{WL_TOT} [m]	RMSE _{HW} [m]	RMSE _{LW} [m]	KOST _{WL} [-]
<i>h234 (ref)</i>	0.07	0.04	0.04	1.00
<i>h241</i>	0.09	0.07	0.05	1.37
<i>h242</i>	0.13	0.11	0.07	2.17
<i>h243</i>	0.11	0.10	0.07	2.03
<i>h244</i>	0.16	0.15	0.10	2.93
<i>h245</i>	0.07	0.05	0.04	1.07
<i>h246</i>	0.10	0.08	0.04	1.53
<i>h247</i>	0.08	0.05	0.04	1.30
<i>h249</i>	0.10	0.06	0.04	1.36
<i>h250</i>	0.08	0.06	0.06	1.54

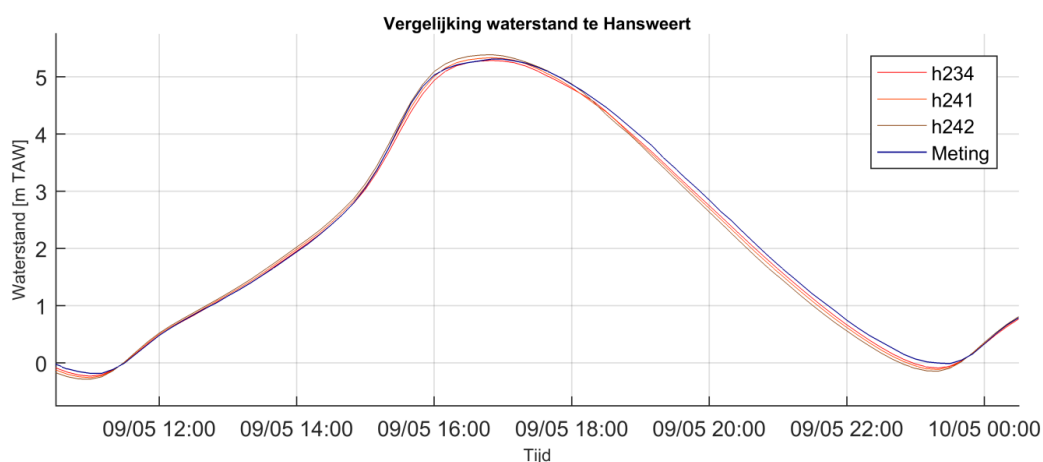
Het verlagen van de bodemruwheid in de ondiepe en intertidale delen van het estuarium naar $n = 0.020$ en $n = 0.015 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ (simulaties *h241* en *h242*) leidt in het algemeen wel tot een verslechtering van de modelprestatie met betrekking tot het waterstandsverloop (Tabel 5). Ter hoogte van meetstation Hansweert leidt dit tot een overschatting van de hoogwaters, een sterkere onderschatting van de laagwaters en een snellere voortplanting van het getij tussen de afwaartse modelrand en meetstation Hansweert wat zich vertaalt in een groter faseverschil tussen model en meting (Figuur 36).

Variaties in de bodemruwheid van de geulen hebben een grotere invloed op de getijvoortplanting en het waterstandsverloop in het estuarium. De mindere representatie van het waterstandsverloop in simulaties met een lagere ruwheid op de ondieptes kan voor een groot deel gecompenseerd worden door de bodemruwheid in de geulen te verhogen. Ten opzichte van simulatie *h242* hebben alle kalibratieparameters een betere waarde voor simulaties met een hogere ruwheid in de geulen (simulaties *h246-h250*; Tabel 5). De hoogwaters worden, de basissimulatie daargelaten, het best weergegeven bij een ruwheid van $n = 0.027 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ in de geulen (simulatie *h247*). Meer specifiek geven deze simulaties een overschatting van de hoogwaters bij meetstations Hansweert en Walsoorden van gemiddeld minder dan 0.03 m (Figuur 37). De laagwaters worden, de basissimulatie daargelaten, met een gemiddelde onderschatting van 0.04-0.05 m in Hansweert en Walsoorden het best weergegeven in simulatie *h249* (Figuur 37). Ook het faseverschil tussen model en meting ter hoogte van Hansweert wordt verkleind door de bodemruwheid in de geulen te verhogen (Figuur 36).

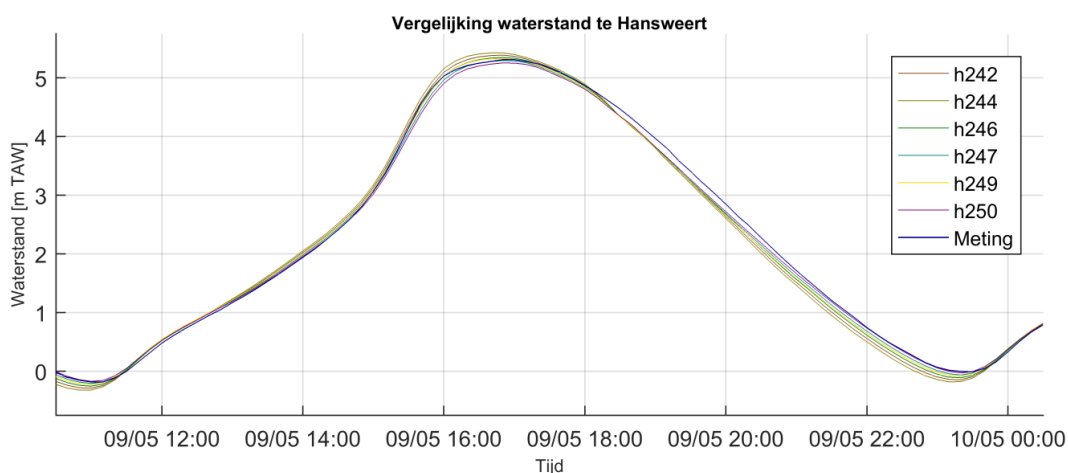
Andersom leidt een relatief lage bodemruwheid in de geulen ($n = 0.024\text{--}0.025 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1/3}$, simulaties h242/h244) tot een slechtere weergave van het waterstandsverloop. Zo worden in simulatie h244 de hoogwaters zelfs met gemiddeld 0.15 m overschat ter hoogte van meetstations Hansweert en Walsoorden, terwijl de laagwaters met gemiddeld 0.15 m worden onderschat (Figuur 36).

Op basis van de uitkomst van de kostenfunctie in Tabel 5 wordt het waterstandsverloop het best gesimuleerd in de basissimulatie (h234). Opgemerkt wordt ook dat het waterstandsverloop naast de basissimulatie het best wordt gerepresenteerd in run h245, waarin de ruwheid van de geulen werd verhoogd naar $n = 0.026 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1/3}$ en de ruwheid van de ondieptes werd verlaagd tot $n = 0.020 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1/3}$. Echter werd eerder al geconcludeerd dat de weergave van het stromingsveld in deze configuratie onvoldoende is (Tabel 4). Desalniettemin worden ook goede resultaten behaald in kalibratieruns met een lage bodemruwheid op de ondieptes en intertidale gebieden (h246-h250), met name in de simulaties waarin de bodemruwheid in de geulen is verhoogd naar $n = 0.027 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1/3}$ (h247) of waarin een variabel ruwheidsveld is gebruikt in de geulen (h249).

Figuur 36 – Gemodelleerde en gemeten waterstanden te Hansweert voor een springtij, waarbij de bodemruwheid van de ondiepe delen tussen -5 m TAW en +5 m TAW is gevarieerd tussen $n=0.025 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1/3}$ (h234), $n=0.020 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1/3}$ (h241) en $n=0.015 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1/3}$ (h242).



Figuur 37 – Gemodelleerde en gemeten waterstanden te Hansweert voor een springtij, waarbij de bodemruwheid van de geulen werd veranderd tussen $n=0.024 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1/3}$ (h244), $n=0.025 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1/3}$ (h242) en $n=0.026 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1/3}$ (h246), $n=0.027 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1/3}$ (h247), $n=0.028 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1/3}$ (h250) en een ruimtelijk variabel ruwheidsveld met $n=0.024\text{--}0.027 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1/3}$ (h249).



3.2.3 Discussie kalibratie stroomsnelheden Drempel van Hansweert

Op basis van de kalibratieresultaten blijkt dat de stroomsnelheden het best worden weergegeven in simulaties waarin de ruwheid van de ondieptes en intergetijdengebieden is verlaagd tot $n = 0.015 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ en de ruwheid van de geulen kleiner of gelijk is dan $n = 0.027 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ (h242, h244, h246, h247 en h249). In al deze simulaties is sprake van neervorming en bijbehorende recirculatie- en dwarsstromingen in het noordoostelijk deel van de Platen van Ossensisse en ook op de Drempel van Hansweert. De gemodelleerde recirculatie- en dwars-stromingen komen het best overeen met de metingen in simulaties h246, h247 en h249. Het waterstandsverloop wordt het best weergegeven voor de basissimulatie (h234) of voor simulaties waarbij de ruwheid van de ondieptes in intertidale gebieden is verlaagd en de ruwheid van de geulen is verhoogd tot $n = 0.026\text{-}0.028 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ (h245, h246, h247, h249 en h250).

De beste kalibratierun werd gekozen op basis van het gewogen gemiddelde van de kostenfuncties voor het stromingsveld (2/3) en het waterstandsverloop (1/3). De resultaten van deze gecombineerde kostenfunctie worden getoond in Tabel 6. Hieruit blijkt dat simulatie h249 de beste resultaten geeft. Deze configuratie zal in §3.4 gevalideerd worden door middel van een vergelijking tussen model en meting ter hoogte van de Drempel van Hansweert en Drempel van Frederik voor de gehele periodes van de meetcampagnes. Daarnaast is ervoor deze configuratie gekeken naar de gevoeligheid voor het ‘smoothen’ van het ruwheidsveld om scherpe overgangen in bodemruwheid tussen de geulen en ondieptes te vermijden (zie §3.3.3). Dit in verband met mogelijke effecten op het sedimentatie-erosie-patroon (zie: Meire et al., 2016).

Tabel 6 – Uitkomst van de totale kostenfunctie ten opzichte van de referentiesimulatie (h234).
De kalibratieparameters met hun bijbehorende gewichten zijn weergegeven in Tabel 3.

Simulatie	<i>h234</i> (<i>ref</i>)	<i>h241</i>	<i>h242</i>	<i>h243</i>	<i>h244</i>	<i>h245</i>	<i>h246</i>	<i>h247</i>	<i>h249</i>	<i>h250</i>
KOST _{TOT} [-]	1.00	0.97	1.01	1.11	1.19	0.95	0.88	0.91	0.87	1.10

3.3 Aanvullende simulaties en gevoeligheidsanalyse

3.3.1 Turbulente diffusiviteit en viscositeit

In deze paragraaf wordt aan de hand van enkele aanvullende simulaties nagegaan wat de effecten van turbulente diffusiviteit en viscositeit in de modelinput zijn op de stroomsnelheden en waterstanden ter hoogte van de Drempel van Hansweert. Er zijn vier extra simulaties opgezet waarin de ‘eddy viscosity’ met een factor 10 en factor 100 is verlaagd en waarin de ‘eddy diffusivity’ met een factor 10 en factor 100 is verhoogd (Tabel 7).

Tabel 7 – Overzicht simulaties gevoeligheidsonderzoek 3D effecten, secundaire stroming en HLES

Naam	Beschrijving	
	‘eddy viscosity’ [m ² /s]	‘eddy diffusivity’ [m ² /s]
h249	0.1	1
h256	0.01	1
h257	1	1
h258	0.1	10
h259	0.1	100

Uit deze modelsimulaties volgt dat het effect van variaties in deze parameters op zowel de stroomsnelheden als de waterstanden vrij klein is (Figuur 41). Wel leidt het verlagen van de turbulente viscositeit en het verhogen van de diffusiviteit tot iets lagere dwarsstromingen en pieksnelheden bij vloed ter hoogte van meetpunt H1, maar de verschillen zijn een stuk kleiner dan bij het variëren van de bodemruwheid. Daarom is ervoor gekozen een meer uitvoerige kalibratie op basis van turbulente viscositeit en/of diffusiviteit achterwege te laten. De uitkomsten van de kostenfunctie voor simulaties h256, h257, h258 en h259 zijn weergegeven in Tabel 9. Hieruit blijkt dat de gebruikte waarden een zeer kleine vermindering van de modelprestatie tot gevolg hebben.

3.3.2 3D-simulaties, secundaire stroming en HLES

In deze paragraaf worden enkele aanvullende simulaties besproken waarin de effecten van het gebruik van een driedimensionaal model met 2 of 6 lagen, het implementeren van secundaire stromingseffecten ('secondary flow on') en het gebruik van HLES ('horizontal large eddy simulation') worden geanalyseerd (Tabel 8).

Tabel 8 – Overzicht simulaties gevoeligheidsonderzoek 3D effecten, secundaire stroming en HLES

Naam	Beschrijving
h234	Basisconfiguratie (zie §3.1)
h031	h234 met HLES
h223	h234 met secundaire stromingseffecten
h231	3D-model van de basisconfiguratie met 2 lagen
h232	3D-model van de basisconfiguratie met 6 lagen

In Figuur 42 worden de resultaten van de aanvullende simulaties ten opzichte van de basissimulaties getoond. Uit de modelresultaten blijkt dat het implementeren van secundaire stromingseffecten (h223) en het gebruik van HLES (h031) nauwelijks effect heeft op de gemodelleerde stroomsnelheden. Wel is er een opmerkelijke en foutieve schommeling zichtbaar in het waterstandsverloop voor simulatie h223 (Figuur 42). De 3D-simulaties leiden allebei tot een toename van de (dieptegemiddelde) stroomsnelheden op meetlocaties H1-H4, waarbij de pieksnelheden in het model met 2 lagen (h231) over het algemeen iets hoger liggen. De impact het gebruiken van een 3D-model op het waterstandsverloop is klein, al zijn de hoogwaters iets lager voor het 3D-model met 6 lagen (h232). Geen van de simulaties heeft een significante verbetering in representatie van de pieksnelheden of recirculatie- en dwarsstromingen ter hoogte van H1 tot gevolg. Uit deze simulaties en de resultaten van de modelkalibratie (§3.2.3) kan geconcludeerd worden dat het niet nodig is om 3D-modellen te gebruiken om deze recirculatie-stromingen te simuleren. Vanwege het ontbreken van enkele uitvoerpunten in de modelsimulaties was het voor configuraties h031, h223, h231 en h232 niet mogelijk om waarden voor $KOST_{WL}$ en $KOST_{TOT}$ te berekenen.

3.3.3 Aanvullende simulaties bodemruwheidsveld

Omdat scherpe overgangen in bodemruwheid een effect kunnen hebben op het erosie- en sedimentatiepatroon (zie: Meire *et al.*, 2016) is er voor het gekalibreerd model ook een alternatief ruwheidsveld opgesteld waarin de bodemruwheid 'gesmooth' of ruimtelijk 'uitgesmeerd' is (simulatie h255). Hiervoor werd gebruikt gemaakt van de smoothing-functie in QUICKIN. Er werd over twee stappen een 'smoothing-factor' van 0.5 toegepast. Ook is een simulatie uitgevoerd waarin de bodemruwheid voor gridcellen met een diepteligging van -7.5 m TAW of hoger diepteafhankelijk is gemaakt (simulatie h260). Hiervoor zijn de volgende ruwheden toegekend op basis van het bodemniveau z_b :

- n uit simulatie h249 voor $z_b < -7.5$ m TAW
- $n = 0.015 - 0.002 \cdot (z_b + 2.5)$ voor -7.5 m TAW $< z_b < -2.5$ m TAW
- $n = 0.015$ voor -2.5 m TAW $< z_b < 2.5$ m TAW
- $n = 0.015 + 0.01 \cdot (z_b - 2.5)$ voor $z_b > 2.5$ m TAW

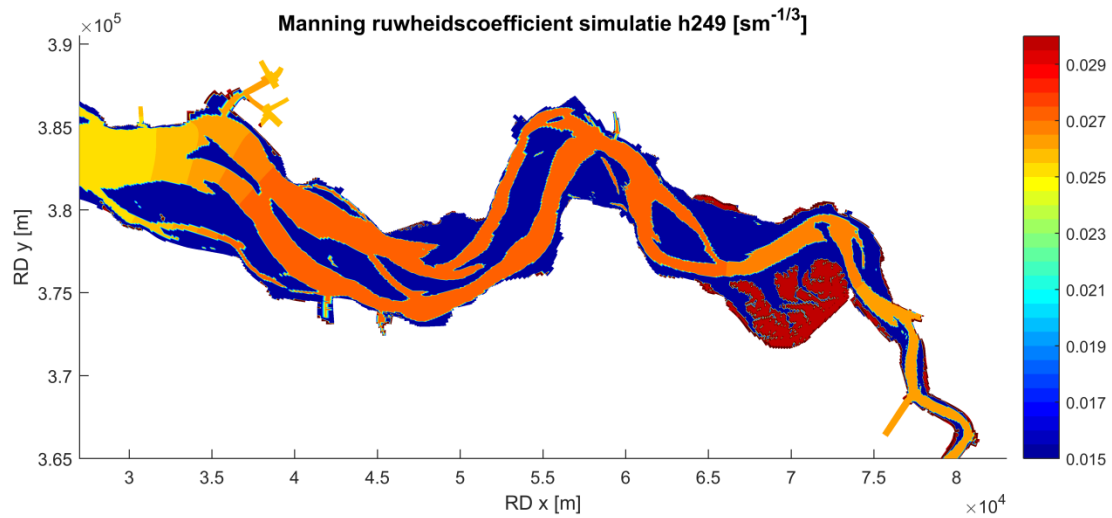
Bovenstaande ruwheden voor simulatie h260 zijn alleen toegepast op de Westerschelde (van Vlissingen tot Prosperpolder). In de aangepaste ruwheidsvelden van simulatie h255 en h260 zijn de overgangen in bodemruwheid tussen de geulen ($n = 0.025-0.027 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1/3}$) en ondieptes en intertidale delen ($n = 0.015 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1/3}$) dus meer geleidelijk. Figuur 38, Figuur 39 en Figuur 40 tonen de ruwheidsvelden voor respectievelijk simulaties h249, h255 en h260. Verder zijn er twee aanvullende simulaties uitgevoerd waarin de ruwheid van de ondieptes en intertidale delen verder is gevarieerd ten opzichte van het gekalibreerd model (h249). In run h252 is de ruwheid van deze gebieden verhoogd naar $n = 0.017 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1/3}$ en in run h254 is de ruwheid van deze gebieden verlaagd tot $n = 0.013 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1/3}$.

Uit de modelresultaten voor simulatie h255 blijkt dat het effect van hiervan op de stroomsnelheden en het waterstandsverloop bij de Drempel van Hansweert zeer beperkt is (Figuur 43). Derhalve kan geconcludeerd worden dat het 'gesmooth' ruwheidsveld uit simulatie h255 evengoed gebruikt kan worden en zelfs de voorkeur zou genieten mocht dit leiden tot een betere prestatie van het morfologisch model. Ook simulatie h260 met diepteafhankelijke bodemruwheid op de ondieptes en intertidale delen geeft gelijkaardige stroomsnelheden als het gekalibreerd model (h249), al zijn bij meetpunt H1 de pieksnelheden tijdens de stromingspiek gerelateerd aan de neervorming en dwarsstroming wel iets lager voor simulatie h260. Desalniettemin worden in de modelvalidatie (§3.4) zowel de modelconfiguratie van run h249 als van run h255 en h260 beschouwd. Uit de modelresultaten (Figuur 43) blijkt dat het verhogen of verlagen van de bodemruwheid in de ondiepe delen leidt tot respectievelijk een toename of afname van de stroomsnelheden tijdens vloed bij meetpunten H1 en H2. In beide gevallen komt dit neer op een verslechtering van de modelprestatie. De effecten op de snelheden bij meetpunten H3 en H4, alsmede op het waterstandsverloop zijn nihil. De uitkomsten van de kostenfunctie voor simulaties h252, h254, h255 en h260 zijn weergegeven in Tabel 9. Op basis van de kostenfunctie presteren simulaties h255 en h260 gelijkaardig aan simulatie h249. Enkel simulatie h254 presteert duidelijk minder.

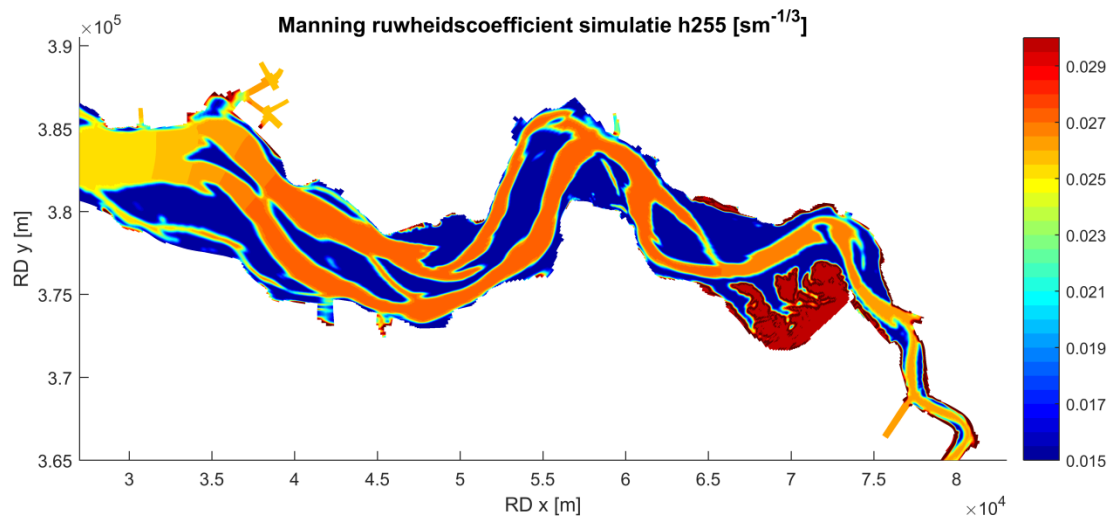
Tabel 9 – Overzicht van de berekende kalibratieparameters en uitkomst van de kostenfunctie voor de stroomsnelheden voor modelsimulaties in de gevoeligheidsanalyse.

Simulatie	$W_{\text{dwarsstroming}}$ [-]	$KOST_{\text{VEL}}$ [-]	$KOST_{\text{WL}}$ [-]	$KOST_{\text{TOT}}$ [-]
<i>h234 (basisconfiguratie)</i>	2.0	1.00	1.00	1.00
<i>h249 (gekalibreerd ruwheidsveld)</i>	1.0	0.71	1.36	0.88
<i>h252</i>	1.0	0.77	1.23	0.88
<i>h254</i>	1.0	0.74	1.71	0.98
<i>h255</i>	1.0	0.72	1.44	0.89
<i>h256</i>	1.0	0.72	1.40	0.89
<i>h257</i>	1.0	0.75	1.43	0.92
<i>h258</i>	1.0	0.74	1.46	0.92
<i>h259</i>	1.0	0.75	1.47	0.93
<i>h260</i>	1.0	0.73	1.30	0.87

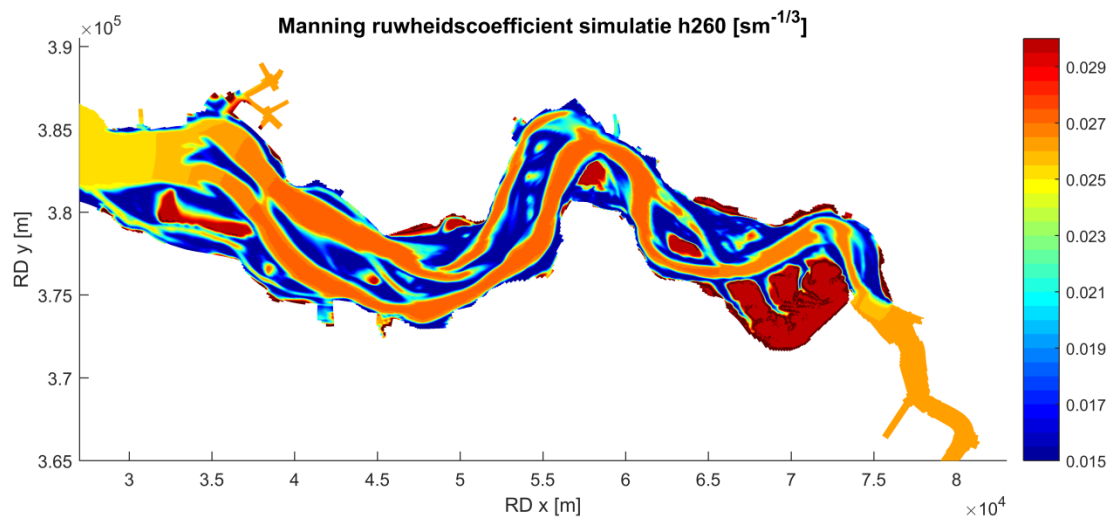
Figuur 38 – Ruwheidsveld Westerschelde in simulatie h249 (gekalibreerd model).



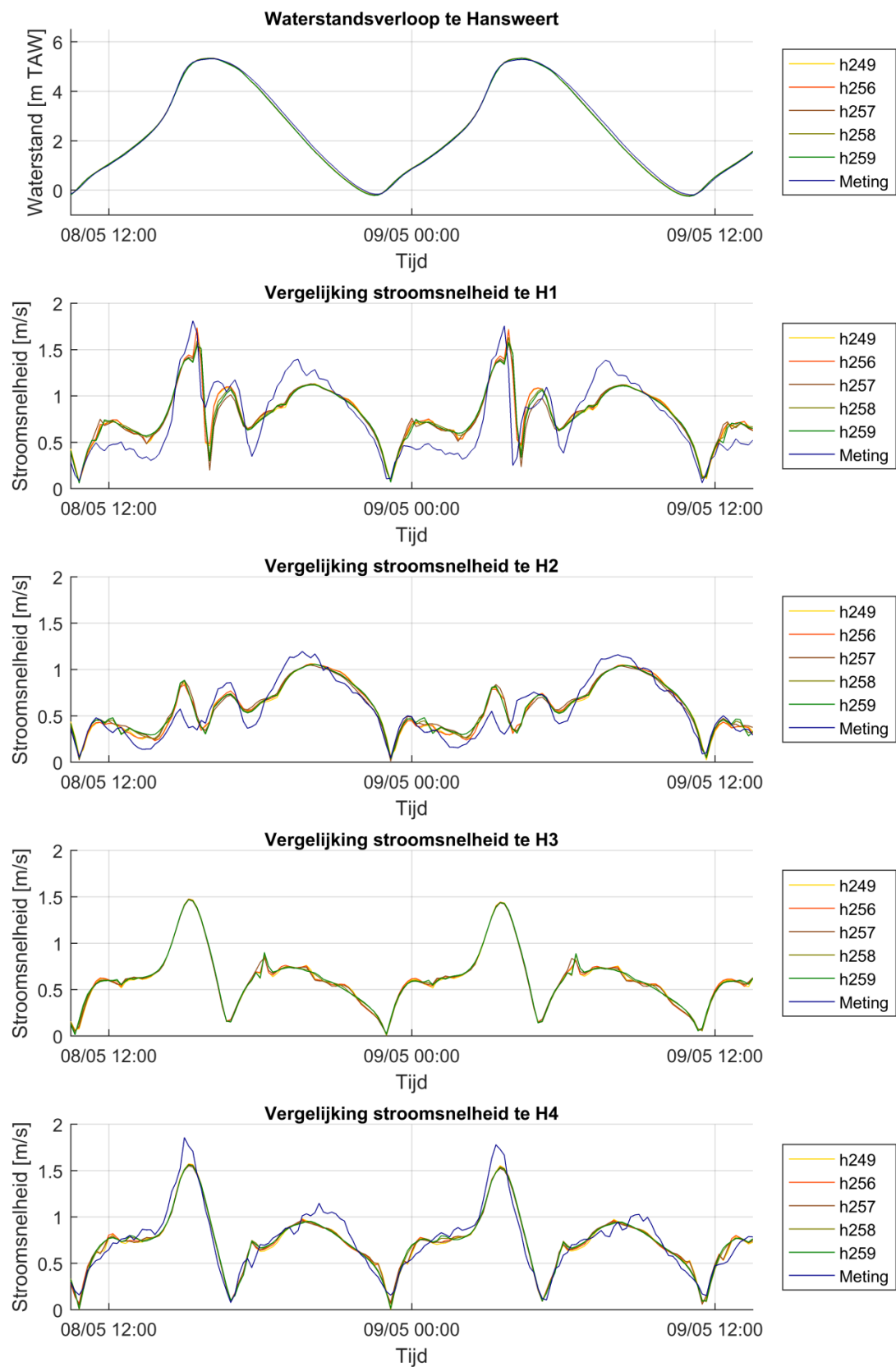
Figuur 39 – Ruwheidsveld Westerschelde in simulatie h255 (gesmooth).



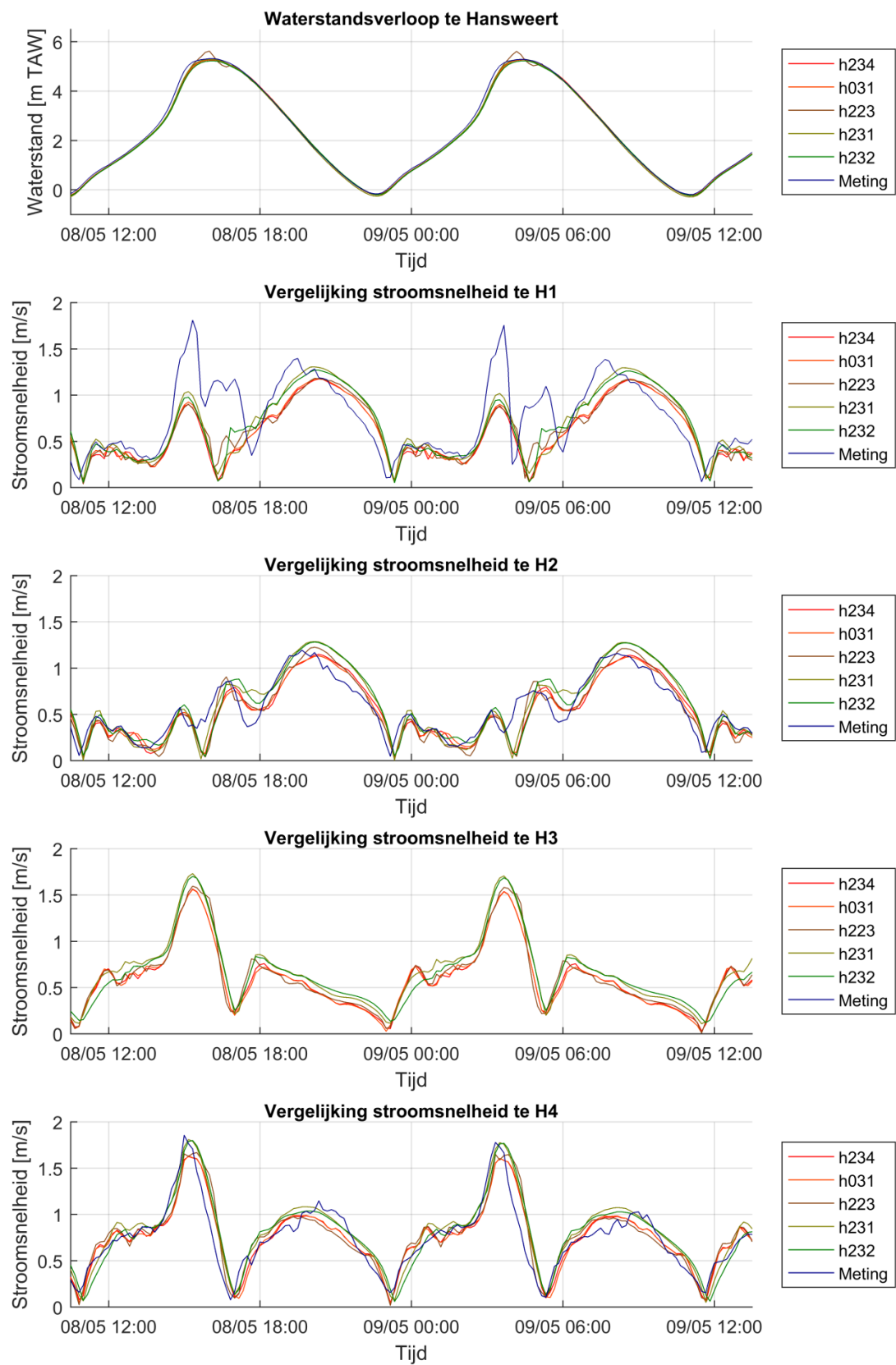
Figuur 40 – Ruwheidsveld Westerschelde in simulatie h260 (diepte-afhankelijke ruwheid op ondieptes).



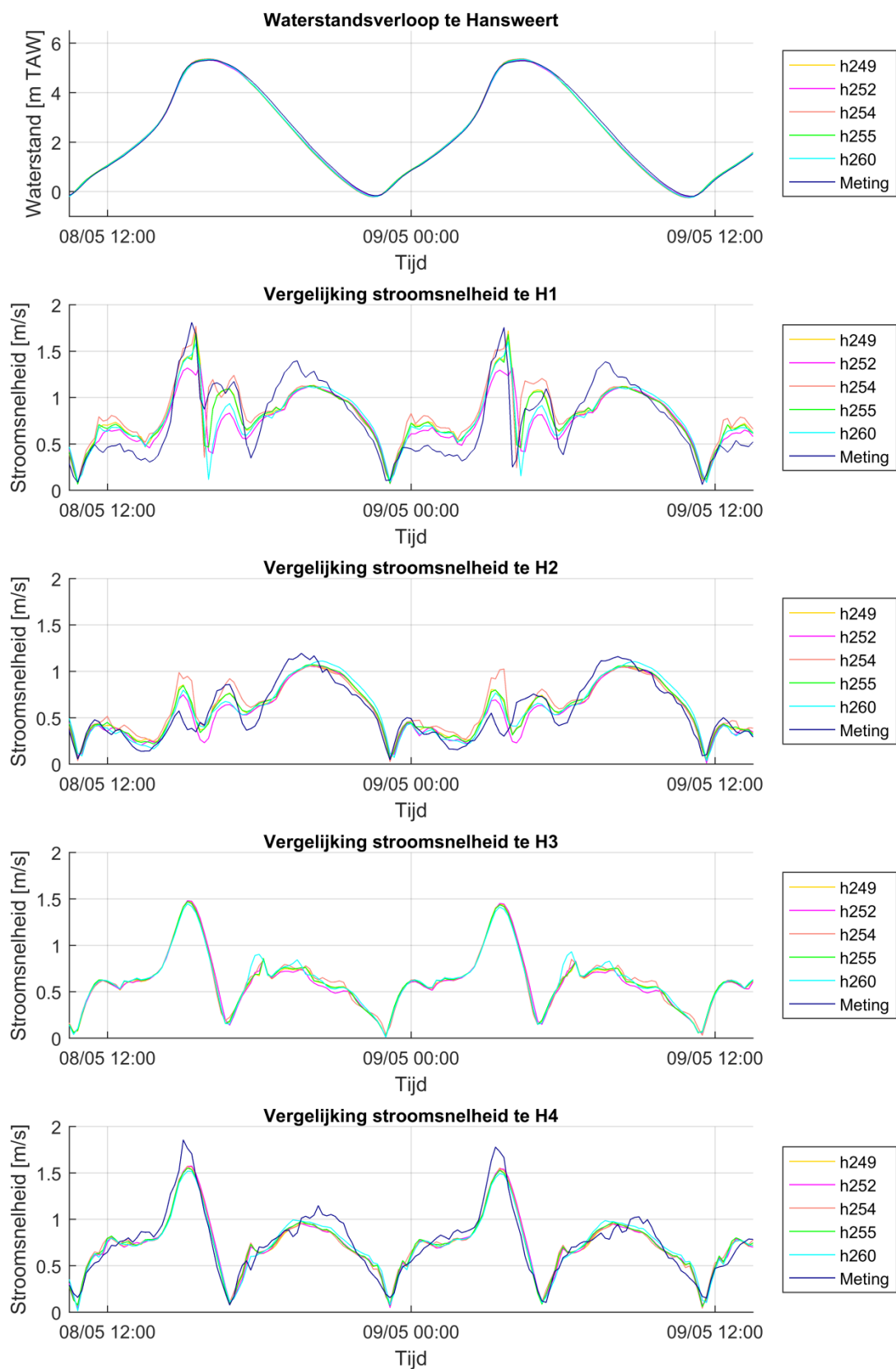
Figuur 41 – Gemodelleerde en gemeten waterstanden te Hansweert en stroomsnelheden ter hoogte van meetpunten H1-H4 (Hansweert) voor modelsimulaties met variërende 'eddy diffusivity' en 'eddy viscosity' (zie Tabel 7).



Figuur 42 – Gemodelleerde en gemeten waterstanden te Hansweert en stroomsnelheden ter hoogte van meetpunten H1-H4 voor de basissimulatie (h234) en simulaties met HLES (h031), secondary flow (h223) en in 3D met 2 lagen (h231) of met 6 lagen (h232).



Figuur 43 – Gemodelleerde en gemeten waterstanden te Hansweert en stroomsnelheden ter hoogte van meetpunten H1-H4 voor het gekalibreerd model (h249), simulaties met verhoogde (h252) en verlaagde (h254) ruwheid op de ondieptes en intertidale delen en voor een simulatie met 'gesmooth' (h255) of diepteafhankelijk (h260) ruwheidsveld.



3.3.4 Locatie- en dieptegevoeligheid ter hoogte van meetpunt H1 (Hansweert)

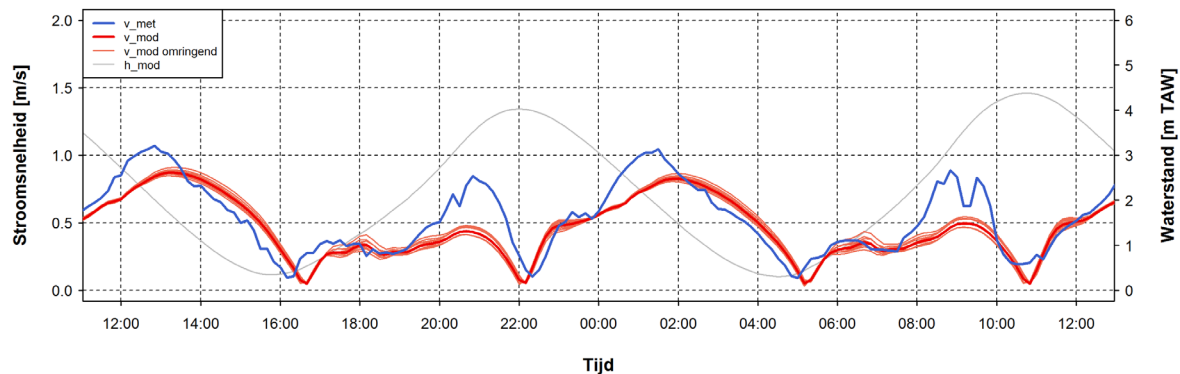
De kalibratie van de waterbeweging ter hoogte van meetpunt H1 toonde al aan dat de gemodelleerde stroomsnelheden tijdens de laatste fase van de vloed erg gevoelig zijn voor het lokale ruwheidsveld. In de basissimulatie zijn deze stroomsnelheden een duidelijke onderschatting van de gemeten stroomsnelheden (Figuur 13 en Figuur 17), terwijl het gekalibreerd model met een ruimtelijk variërend ruwheidsveld de stroomsnelheidspieken ter hoogte van H1 wel kan reproduceren. In deze paragraaf wordt de diepte-afhankelijkheid van de stroomsnelheidspieken ter hoogte van H1 onderzocht. Het bodemniveau (z_b) van een gemodelleerde gridcel zal immers steeds een benadering zijn van het gemeten bodemniveau. Zo is het gemodelleerde bodemniveau ter hoogte van locatie H1 -4,7 m TAW (Tabel 10) terwijl het gemeten bodemniveau -4,3 m TAW bedraagt.

Om meer inzicht te krijgen in het stromingsveld ter hoogte van H1 is een locatie- en dieptegevoeligheidsanalyse uitgevoerd op basis van de modelresultaten van omringende gridcellen. Een vergelijking van de gemodelleerde stroomsnelheid ter hoogte van H1 en de gemodelleerde stroomsnelheden van de omringende cellen toont aan dat de invloed van diepte en locatie zowel tijdens doottij- als springtijcondities beperkt is (Figuur 44 en Figuur 45). Zo is het gemiddelde en maximale verschil in stroomsnelheid respectievelijk 0,08 m/s en 0,25 m/s ofwel 5% en 15% van de maximale stroomsnelheid, en dit voor een maximale variatie in diepteligging van 0,87 m (verschil tussen -4,35 m TAW en -5,22 m TAW, zie Tabel 10). De dieptevariatie in de buurt van H1 heeft vergeleken met het effect van variaties in het ruwheidsveld dus slechts een beperkt effect op de gemodelleerde stroomsnelheden.

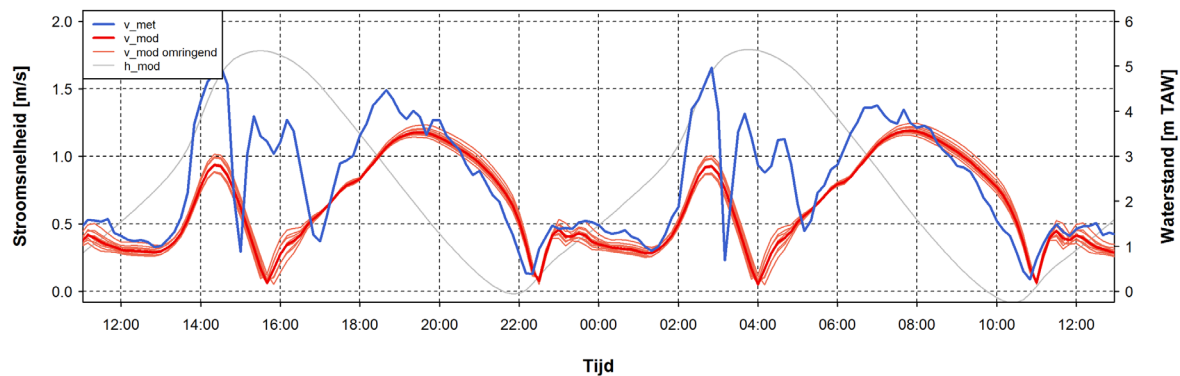
Tabel 10 – Gridcellen rondom meetpunt H1 met bijhorende bodempeilen (z_b). De aanduiding bij de locatie geeft de oriëntatie van de omliggende gridcellen ten opzichte van de centrale gridcel H1 aan.

Locatie	Bodempeil model z_b
H1	-4,70 m TAW
H1_W	-4,65 m TAW
H1_NW	-4,45 m TAW
H1_N	-4,35 m TAW
H1_NO	-4,68 m TAW
H1_O	-5,22 m TAW
H1_ZO	-5,10 m TAW
H1_Z	-5,03 m TAW

Figuur 44 – Gemodelleerde stroomsnelheden (H1 + omringende cellen) en gemeten stroomsnelheden over een individueel getij representatief voor doortij (1 tot 2 mei 2016).



Figuur 45 – Gemodelleerde stroomsnelheden (H1 + omringende cellen) en gemeten stroomsnelheden over een individueel getij representatief voor springtij (7 tot 8 mei 2016).



3.3.5 Implementatie strekdam bij Drempel van Frederik

Locaties F1 en F2 ter hoogte van de Drempel van Frederik worden gekenmerkt door een verschillende hydro-morfodynamische context: F1 is gelegen in de eb-gedomineerde vaargeul en F2 situeert zich in de vloodschaar van Ouden Doel. Beide locaties worden van elkaar gescheiden door een strekdam die eind jaren '60 werd aangelegd (Figuur 4). We merken op dat de vloodschaar al aanwezig was vóór de aanleg van de strekdam.

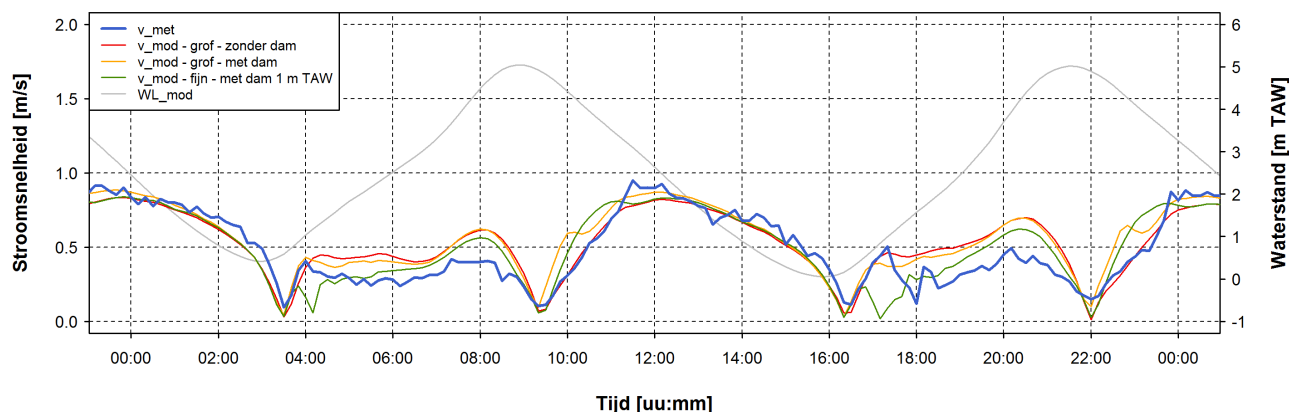
Om de invloed van de implementatie van de strekdam in het model na te gaan op de waterbeweging werd een simulatie uitgevoerd zonder expliciete implementatie van de kruin van de strekdam en een simulatie waarbij de kruin van de strekdam expliciet in het rekenrooster werd aangebracht. Dit laatste werd gerealiseerd door in het rekenrooster manueel de rekencellen ter hoogte van de kruin van strekdam de hoogte van de kruin toe te kennen. Aangezien de resolutie van het NEVLA-grid ter hoogte van de Drempel van Frederik kleiner is dan de breedte van de strekdam (60 m vs. 15 m) werd nog een derde simulatie uitgevoerd met het detailgrid (Figuur 7). De resolutie van het detailgrid ter hoogte van de Drempel van Frederik bedraagt ongeveer 20 m. Ook in dit gedetailleerde rooster werd de kruin van de strekdam expliciet in het rekenrooster aangebracht.

De gemodelleerde stroomsnelheden voor de simulatie met het grovere NEVLA-grid en zonder expliciete implementatie van de kruin van de strekdam (v_{mod} - grof - zonder dam) tonen voor locatie F1 een overschatting van de gemeten stroomsnelheden tijdens de vloodfase (Figuur 46 en Figuur 47). Op locatie F2 wordt er zowel tijdens de vloodfase als tijdens de ebfase een overschatting van de gemeten stroomsnelheden gesimuleerd (Figuur 48 en Figuur 49). Expliciete implementatie van de kruin van de strekdam in het oorspronkelijke NEVLA-grid (v_{mod} - grof – met dam) reduceert de overschatting van de

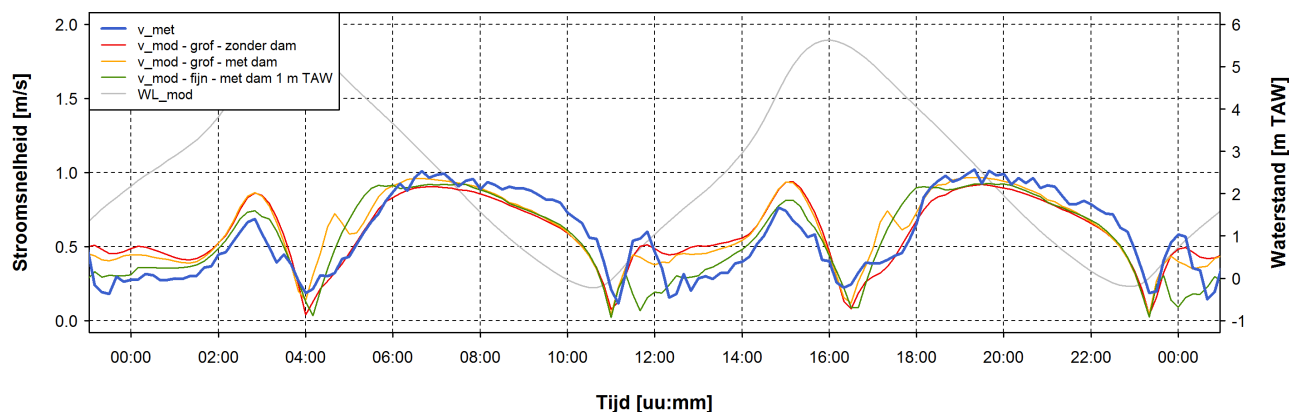
stroomsnelheid tijdens de vloedfase ter hoogte van F1. Tijdens de initiële ebphase wordt de stroomsnelheid daarentegen wel overschat, wat niet het geval was voor de simulatie met de zonder expliciete implementatie van de strekdam. Ter hoogte van locatie F2 leidt expliciete implementatie van de strekdam tot een lichte verbetering van de gemodelleerde stroomsnelheden tijdens de initiële fase van de vloed en een grote verbetering tijdens de ebphase. Toch blijft de overschatting van de stroomsnelheid tijdens eb nog steeds aanzienlijk.

De modelsimulatie met het detailgrid en expliciete implementatie van de strekdam (v_mod - fijn - met dam) resulteert in de kleinste overschatting van de stroomsnelheid tijdens de vloedfase ter hoogte van F1. De stroomsnelheid tijdens de initiële fase van de eb wordt nog steeds overschat in deze simulatie. Opmerkelijk is dat er in de simulatie met het detailgrid na kentering LW (valt ongeveer 30 minuten na de laagwaterstand) geen onmiddellijke toename is in gemodelleerde stroomsnelheid bij locatie F1. Iets wat wel het geval is voor de gemeten stroomsnelheden en de overige modelsimulaties. Op locatie F2 is de overeenstemming tussen de gemodelleerde stroomsnelheden en de gemeten stroomsnelheden duidelijk het best voor het detailgrid. Derhalve kan geconcludeerd worden dat het detailmodel met expliciete implementatie van de kruinhoogte van de strekdam het best in staat is de gemeten stroomsnelheden ter hoogte van de Drempel van Frederik te reproduceren.

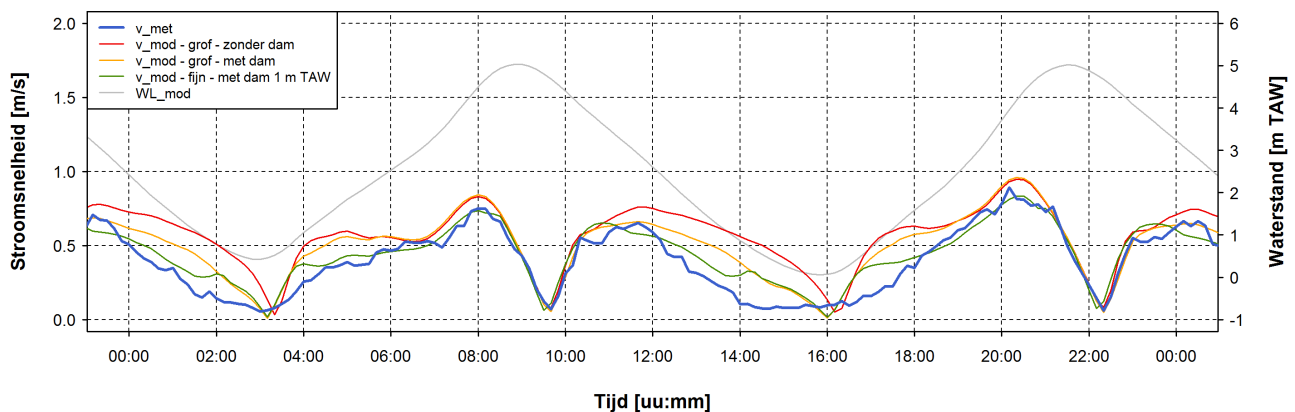
Figuur 46 – Gemodelleerde stroomsnelheden (scenario's strekdam) en gemeten stroomsnelheden over een individueel getij ter hoogte van F1, representatief voor doottij (19 december 2015).



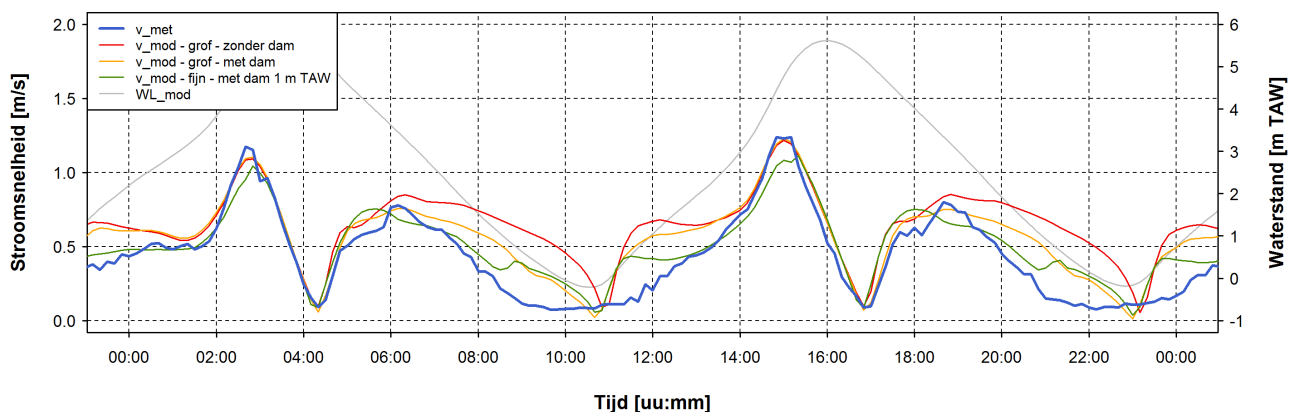
Figuur 47 – Gemodelleerde stroomsnelheden (scenario's strekdam) en gemeten stroomsnelheden over een individueel getij ter hoogte van F1, representatief voor springtij (26 december 2015).



Figuur 48 – Gemodelleerde stroomsnelheden (scenario's strekdam) en gemeten stroomsnelheden over een individueel getij ter hoogte van F2, representatief voor doottij (19 december 2015).



Figuur 49 – Gemodelleerde stroomsnelheden (scenario's strekdam) en gemeten stroomsnelheden over een individueel getij ter hoogte van F2, representatief voor springtij (26 december 2015).



3.4 Validatie gekalibreerd model

In deze sectie worden de modelresultaten van het in §3.2 gekalibreerd model vergeleken met waterstandsmetingen op getijposten langs het estuarium en met de snelheidsmetingen bij de Drempel van Frederik en de Drempel van Hansweert over de volledige meetperiodes in plaats van slechts enkele springtijden. Bij de Drempel van Hansweert wordt een vergelijking wordt gemaakt voor de modelconfiguraties uit h249 (gekalibreerd model), h255 (gekalibreerd model waarin de bodemruwheid op de overgang tussen geul en ondiepte 'gesmooth' is) en h260 (gekalibreerd model met diepteafhankelijk ruwheid op de overgang tussen geul en ondiepte). Ter hoogte van de Drempel van Frederik wordt de validatie uitgevoerd voor de basissimulatie (DF102 met constante bodemruwheid van $n = 0.025$) en voor een simulatie met de ruwheid als in run h255 (DF104), waarbij beide validatie-runs worden uitgevoerd met het detailgrid en expliciete implementatie van de strekdam bij de vloed-schaar van Ouden Doel. Dit omdat uit gevoeligheidsonderzoek (§3.3.5) blijkt dat dit leidt tot een significante verbetering van de modelprestatie.

3.4.1 Waterstanden

In Figuur 50 en Tabel 11 worden de gemodelleerde en gemeten waterstanden vergeleken ter hoogte van getijposten in Vlissingen, Terneuzen, Hansweert, Walsoorden (niet in Figuur 50), Bath, Prosperpolder (niet in Figuur 50), Liefkenshoek en Antwerpen. Opgemerkt wordt hierbij dat de RMSE-waarden in Tabel 11 niet

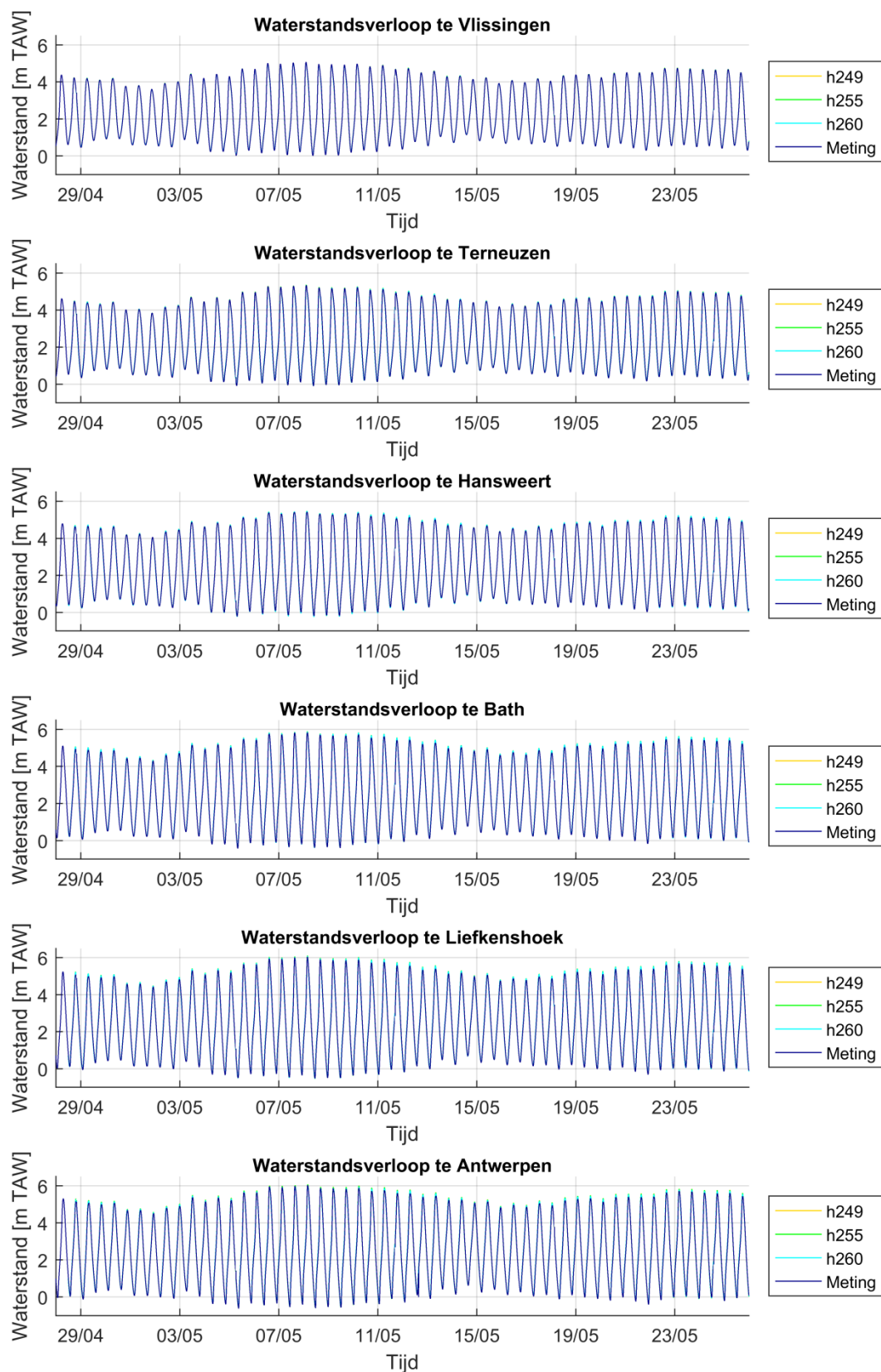
noodzakelijk overeen komen met de waarden die gebruikt zijn voor de modelkalibratie omdat de validatieruns in deze paragraaf een langere simulatieduur hebben. De RMSE-waarden zijn hier berekend over de periode van 28 april 2016 tot 26 mei 2016. De modelvalidatie laat zien dat de waterstanden over het algemeen goed worden gerepresenteerd door het gekalibreerd model. Vooral bij getijposten Hansweert en Walsoorden rondom de Drempel van Hansweert blijft het verschil tussen model en meting beperkt. De hogere waarden voor $RMSE_{WL_TOT}$ opwaarts van Bath komen voort uit een faseverschil tussen model en meting tijdens vloed dat over deze sectie toeneemt. Daarnaast worden de hoogwaters opwaarts van Bath met gemiddeld meer dan 10 cm overschat met het voor de Drempel van Hansweert gekalibreerd model. De laagwaters worden daarentegen goed gerepresenteerd doorheen het estuarium (Tabel 11).

Ook is voor deze simulaties het verhang tussen de getijposten rondom de Platen van Ossensisse berekend en vergeleken, enkel voor simulatie h255, met het gemeten verhang (Figuur 51). Het gemodelleerd verhang met het gekalibreerd model vertoont geen significante verschillen met het gemodelleerd verhang in de basissimulatie (Figuur 12 in §3.1). Dit betekent dat het gemodelleerd verhang tijdens het grootste deel van de vloedfase een faseachterstand van 20-30 minuten vertoont ten opzichte van het gemeten verhang, wat met name zichtbaar is in de late vloedfase voor het verhang tussen OVHA en HANS. Verder worden de trends en pieken in het verhang rondom de Platen van Ossensisse door het model gerepresenteerd.

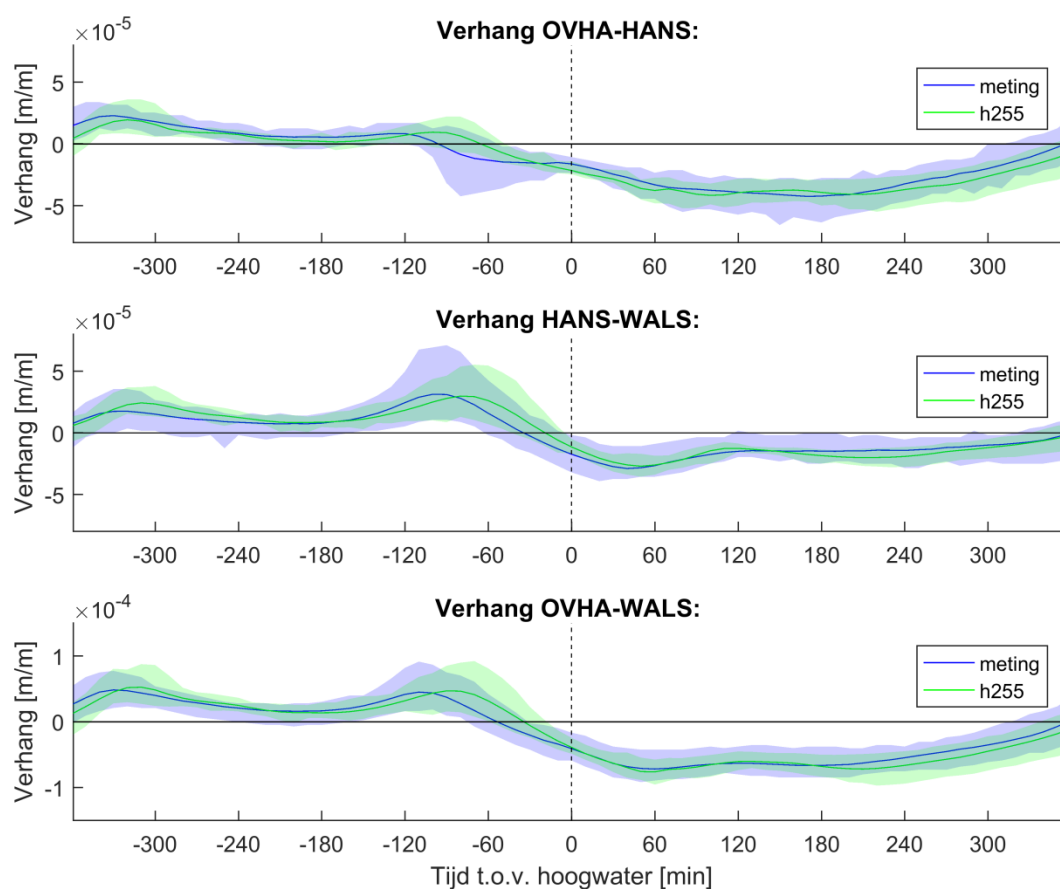
Tabel 11 – Modelprestatie op basis van de gemeten en gemodelleerde waterstanden bij getijposten langs het estuarium voor het gekalibreerd model (h249) uit § 3.2, het gekalibreerd model waarin de bodemruwheid is 'gesmooth' (h255) en waarin de bodemruwheid op de ondieptes diepteafhankelijk is (h260).

Simulatie:		<i>h249</i>	<i>h255</i>	<i>h260</i>
	Locatie:			
RMSE_{WL_TOT} [m]	VLIS	0.04	0.04	0.02
	TERN	0.10	0.11	0.09
	HANS	0.07	0.08	0.07
	WALS	0.07	0.08	0.07
	BATH	0.10	0.11	0.10
	PROS	0.14	0.15	0.14
	LIEF	0.12	0.13	0.11
	ANTW	0.14	0.14	0.11
RMSE_{HW} [m]	VLIS	0.02	0.02	0.02
	TERN	0.04	0.04	0.03
	HANS	0.07	0.07	0.07
	WALS	0.07	0.07	0.07
	BATH	0.11	0.12	0.11
	PROS	0.14	0.15	0.14
	LIEF	0.13	0.14	0.11
	ANTW	0.14	0.13	0.10
RMSE_{LW} [m]	VLIS	0.03	0.02	0.03
	TERN	0.03	0.03	0.03
	HANS	0.04	0.04	0.04
	WALS	0.05	0.05	0.06
	BATH	0.04	0.04	0.04
	PROS	0.09	0.09	0.08
	LIEF	0.04	0.04	0.04
	ANTW	0.06	0.06	0.06

Figuur 50 – Gemodelleerde en gemeten waterstanden bij verschillende getijposten gedurende 28 dagen (28 april tot 26 mei 2016), voor het gekalibreerd model (h249) uit § 3.2, het gekalibreerd model waarin de bodemruwheid is ‘gesmooth’ (h255) en waarin de bodemruwheid op de ondieptes diepteafhankelijk is (h260).



Figuur 51 – Overzicht van het gemeten verhang (blauw) en in simulatie h255 (bodemruwheid ‘gesmooth’) gemodelleerd verhang (groen) tussen OVHA-HANS (boven), HANS-WALS (midden) en OVHA-WALS (onder) bij springtij. De verticale lijn duidt het tijdstip van hoogwater aan.



3.4.2 Validatie stroomsnelheid Drempel van Hansweert

In Figuur 52 en Tabel 12 worden de gemeten en gemodelleerde stroomsnelheden bij meetpunten H1-H4 ter hoogte van de Drempel van Hansweert vergeleken op basis van het gekalibreerd model (h249) en het gekalibreerd model met uitgesmeerd (h255) of diepteafhankelijk (h260) ruwheidsveld voor de ondiepe delen voor een langere simulatieduur. Wederom wordt opgemerkt dat de in Tabel 12 gepresenteerde RMSE-waarden niet noodzakelijk overeen komen met de RMSE-waarden die zijn gebruikt tijdens de modelkalibratie omdat de validatieruns in deze paragraaf een langere simulatieduur hebben dan de kalibratieruns in §3.2.

In het algemeen volgen gelijkaardige modelresultaten uit de validatieruns voor h249, h255 en h260. De RMSE-waarden voor het gehele stroomsnelheidsverloop zijn in deze validatieruns het grootst bij meetpunt H1 en kleiner bij meetpunten H3 en H4. Dit kan verklaard worden door het meer complexe stromingspatroon bij meetpunt H1. Langs de oostrand van de Platen van Ossensisse zijn de pieksnelheden hoger en treden afhankelijk van de hoogte van het getij ook recirculatie- en dwarsstromingen op. Het stromingsveld bij springtij wordt later in meer detail geanalyseerd op basis van Figuur 53 en Figuur 54.

Uit de kalibratieruns en de gevoeligheidsanalyse bleek al dat de hoge pieksnelheden tijdens vloed en de snelheidspiek als gevolg van neervorming en bijbehorende recirculatie- en dwarsstromingen tijdens springtij ter hoogte van meetpunt H1 goed worden gerepresenteerd door simulaties h249 en h255. In simulatie h260 wordt de vloedpiek bij springtij hier ook goed gerepresenteerd, maar is er sprake van een kleine onderschatting van de snelheidspiek ten gevolge van de recirculatie- en dwarsstroming. De pieksnelheden tijdens springtij-eb bij H1 worden in alle simulaties met gemiddeld 0.21-0.22 m/s

onderschat. De validatieruns laten verder zien dat de tweede snelheidspiek, die gerelateerd kan worden aan de neervorming en bijbehorende dwarsstromingen, in de simulaties bij meer getijden voorkomt dan in de metingen. Uit de validatieruns blijkt ook dat voor doottij tot middeltij de vloedpiek bij H1 iets overschat wordt (+0.10 tot +0.20 m/s voor doottij), terwijl de snelheidspiek tijdens eb juist wordt onderschat. Dit heeft tot gevolg dat voor sommige getijden de gemodelleerde vloedpiek iets groter is dan de gemodelleerde ebpiek, terwijl in de metingen de ebpiek altijd groter is bij doottij (Figuur 52).

Ter hoogte van meetpunt H2 is de modelprestatie over het algemeen goed, zowel bij doottij als bij springtij. Uit de validatieruns blijkt wel dat het model de sterke vloedpiek, die in werkelijkheid enkel bij de hoogste springtijden optreedt, ook voor iets lagere getijden laat zien (Figuur 52). Hierdoor worden de maximum vloodsnelheden bij doottij hier overschat. Dit kan gerelateerd worden aan de aanwezigheid en de sterkte van de neervorming en bijbehorende dwarsstroming die ter hoogte van meetpunt H2 in het model bij meer (lagere) getijden voorkomt dan in de metingen. Deze overschatting van de vloedpieken is minder sterk voor simulatie h260 met diepteafhankelijke bodemruwheid op de ondiepe delen. De pieksnelheden bij eb worden juist iets onderschat (met gemiddeld van 0.0 tot -0.15 m/s) bij meetpunt H2.

Bij meetpunten H3 en H4 zijn de gemeten en gemodelleerde vloedpieken hoger dan de ebpieken, gedurende de gehele springtij-doottij-cyclus. De modelprestatie bij meetpunten H3 is geanalyseerd op basis van slechts enkele getijcycli rondom doottij. Uit deze metingen blijkt dat ter hoogte van H3 de vloedpiek bij doottij goed gerepresenteerd wordt, terwijl de ebpiek bij doottij enigszins wordt overschat (gemiddeld +0.10 m/s). Bij meetpunt H4 wordt het algehele snelheidsverloop goed weergegeven, al wordt de snelheidspiek tijdens de vloedfase voornamelijk bij springtij wel onderschat (gemiddeld -0.14 m/s).

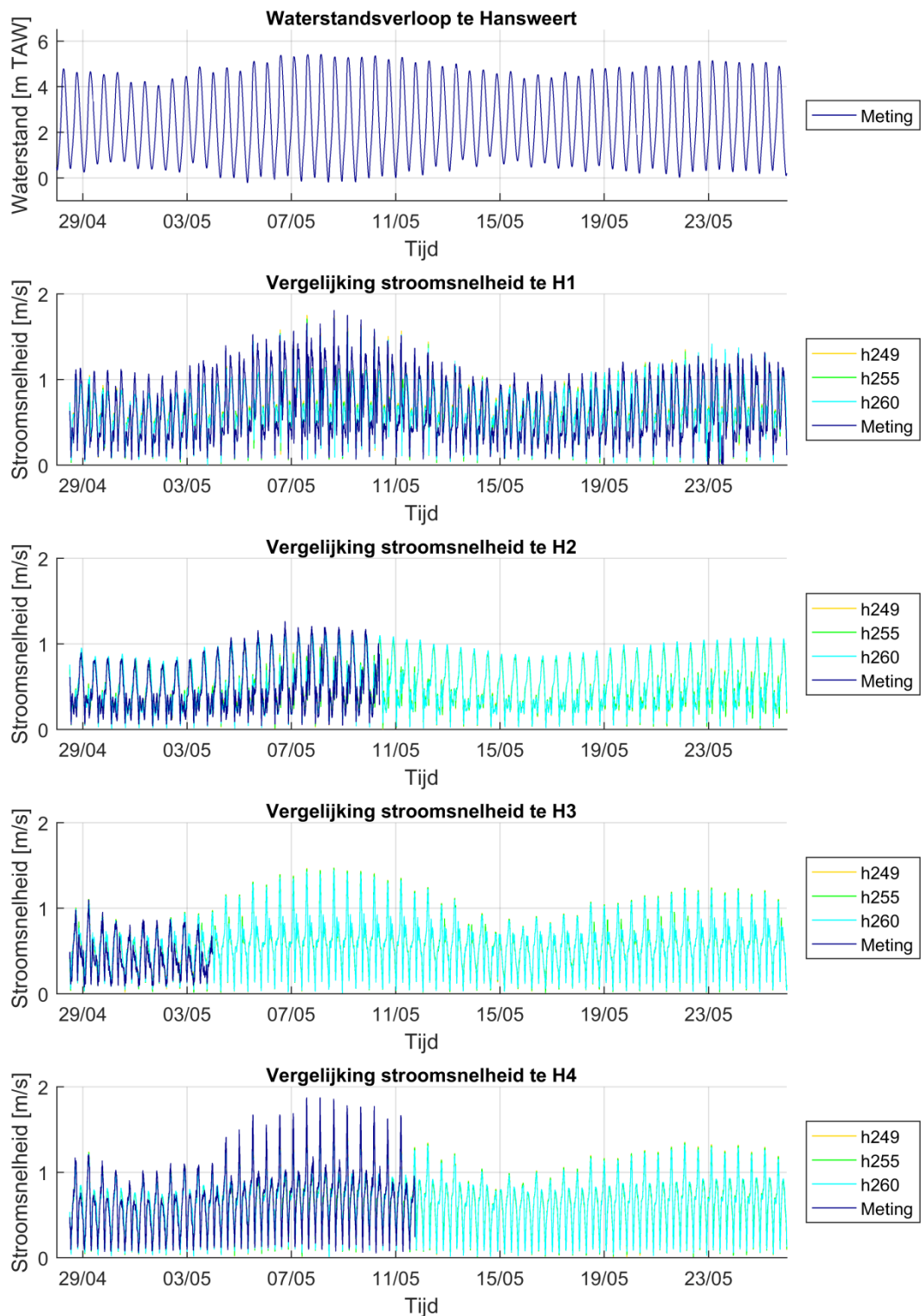
Neervorming en dwarsstromingen

Figuur 53 tot en met Figuur 55 laten de stromingsvelden ter hoogte van de Platen van Ossensisse en de Drempel van Hansweert rondom springtij-HW zien voor respectievelijk simulatie h249, h255 en h260. In alle drie configuraties worden duidelijke recirculatie- en dwarsstromingen gesimuleerd. Deze recirculatiestromingen of neren ontstaan boven de ondiepte gebieden aan de oostkant van de Platen van Ossensisse en breiden zich rondom HW en in de periode na HW uit in de richting van de geul boven de drempel van Hansweert. Als de gemodelleerde snelheidsvectoren rondom HW worden vergeleken met de gemeten vectoren rondom HW blijkt dat die zowel qua grootte als qua richting redelijk tot goed overeen komen. Hieruit kan geconcludeerd worden dat de in werkelijkheid optredende recirculatie- en dwarsstromingen bij springtij ook redelijk tot goed worden gereproduceerd in het gekalibreerd model. Tot slot wordt wel opgemerkt dat er in simulaties h249 en h255 nog een tweede kleiner recirculatiepatroon wordt gesimuleerd aan de noordrand van de Platen van Ossensisse. Dit recirculatiepatroon is niet of in mindere mate aanwezig in simulatie h260.

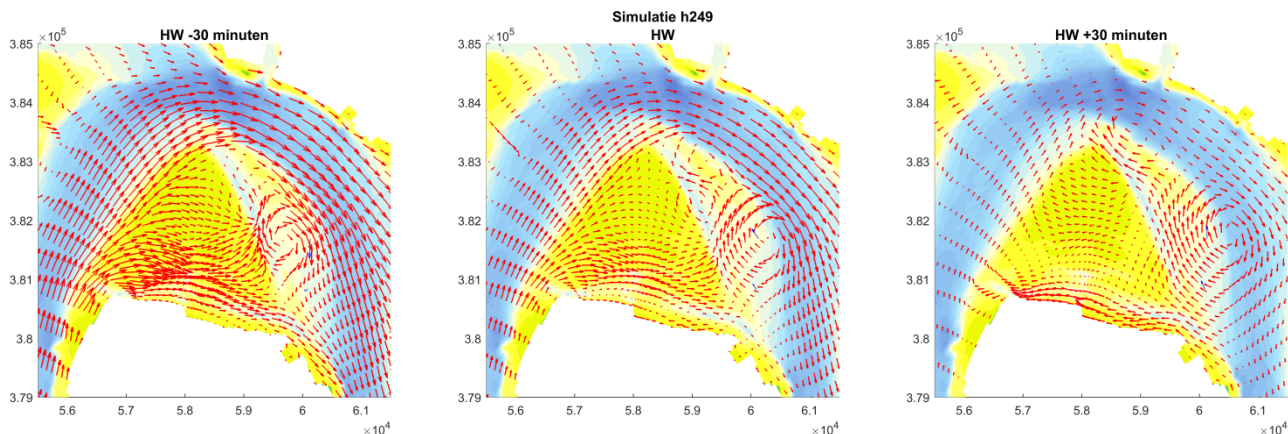
Tabel 12 – Modelprestatie op basis van de gemeten en gemodelleerde stroomsnelheden bij de Drempel van Hansweert voor het gekalibreerd model (h249) uit § 3.2, het gekalibreerd model waarin de bodemruwheid is 'gesmooth' (h255) en waarin de bodemruwheid op de ondieptes diepteafhankelijk is (h260).

Simulatie	RMSE _{VEL_TOT} [m/s]				RMSE _{VEL_MAX_EB} [m/s]				RMSE _{VEL_MAX_VLOED} [m/s]			
	H1	H2	H3	H4	H1	H2	H3	H4	H1	H2	H3	H4
h249	0.17	0.07	0.05	0.07	0.21	0.07	0.06	0.04	0.12	0.10	0.05	0.14
h255	0.17	0.08	0.05	0.07	0.22	0.06	0.06	0.04	0.12	0.10	0.05	0.15
h260	0.17	0.07	0.06	0.07	0.22	0.05	0.05	0.05	0.12	0.07	0.05	0.16

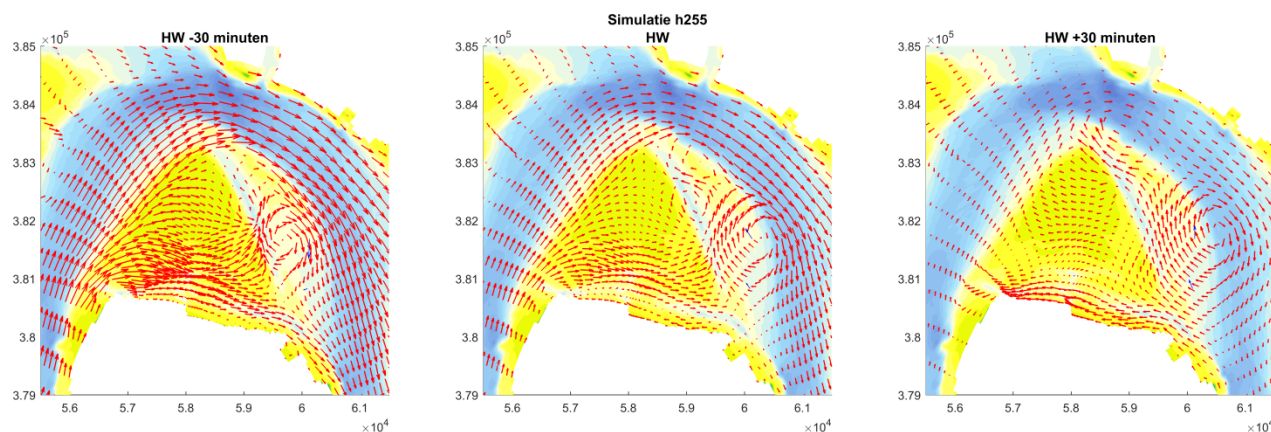
Figuur 52 – Gemeten waterstanden en gemodelleerde en gemeten stroomsnelheden op meetpunten H1-H4, gedurende 28 dagen (28 april tot 26 mei 2016) gesimuleerd met het gekalibreerd model (h249) uit § 3.2, het gekalibreerd model waarin de bodemruwheid is 'gesmooth' (h255) en waarin de bodemruwheid op de ondieptes diepteafhankelijk is (h260).



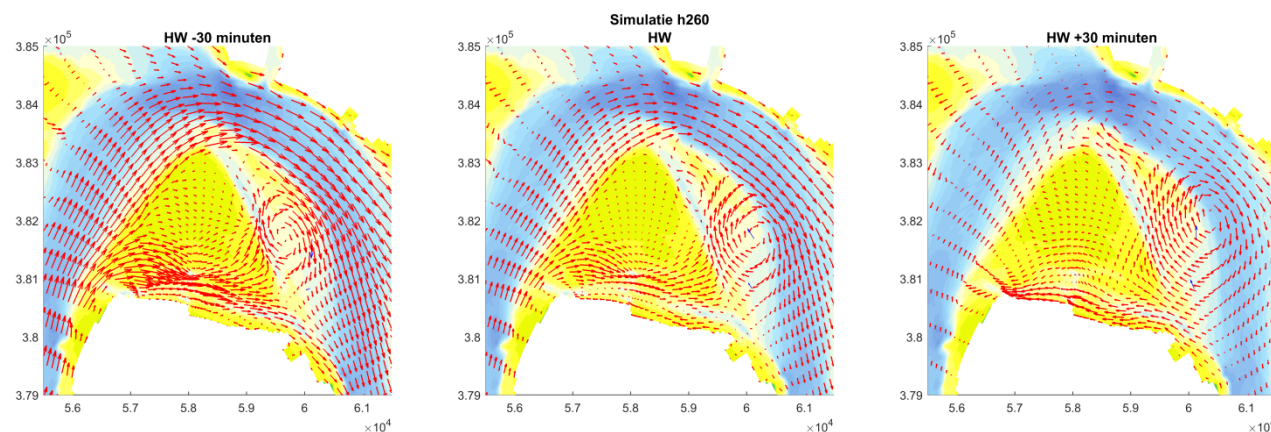
Figuur 53 – Gemodelleerd stromingsveld 30 minuten voor (links), tijdens (midden) en 30 minuten na (rechts) springtij-HW ter hoogte van de Platen van Ossensisse voor het gekalibreerd model (h249). De stroomsnelheidsmetingen zijn in blauw weergegeven.



Figuur 54 – Gemodelleerd stromingsveld 30 minuten voor (links), tijdens (midden) en 30 minuten na (rechts) springtij-HW ter hoogte van de Platen van Ossensisse voor het gekalibreerd model met ‘gesmooth’ ruwheidsveld (h255). De stroomsnelheidsmetingen zijn in blauw weergegeven.



Figuur 55 – Gemodelleerd stromingsveld 30 minuten voor (links), tijdens (midden) en 30 minuten na (rechts) springtij-HW ter hoogte van de Platen van Ossensisse voor het gekalibreerd model met diepteafhankelijk ruwheidsveld voor de ondieptes (h260). De stroomsnelheidsmetingen zijn in blauw weergegeven.



3.4.3 Validatie stroomsnelheid Drempel van Frederik

De modelvalidatie op basis van de snelheidsmetingen bij de Drempel van Frederik is gedaan voor zowel de basissimulatie (DF102) als een simulatie waarbij de bodemruwheid uit het gekalibreerd model is gebruikt (DF104 met ruwheidsveld uit h255). Beide simulaties zijn uitgevoerd met het detailgrid en met een expliciete implementatie van de strekdam bij de vloodschaar van Ouden Doel omdat uit de gevoeligheidsanalyse (§3.3.5) al bleek dat tot de beste modelresultaten leidt. Dit om na te gaan of het gekalibreerd model al dan niet tot een verbetering leidt van de modelprestatie. De validatieruns omvatten de gehele meetperiode, terwijl een vergelijking tussen model en meting gemaakt is voor de periode tussen 10 december 2015 en 12 januari 2016. In Figuur 56 en Tabel 13 zijn de resultaten van deze modelsimulaties vergeleken met de stroomsnelheidsmetingen ter hoogte van meetpunten F1 en F2. De RMSE-waarden in Tabel 13 zijn berekend over de periode van 10 december 2015 tot 12 januari 2016.

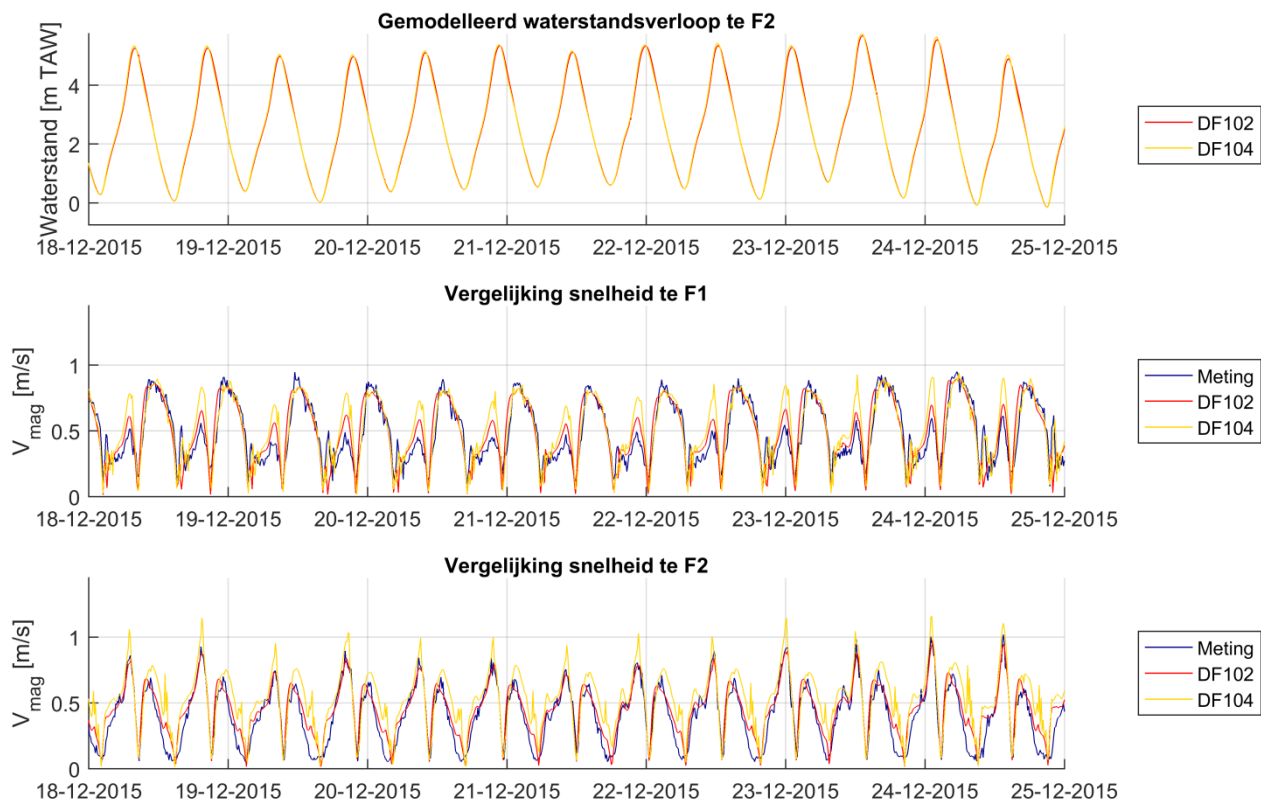
Uit de resultaten van de validatieruns blijkt dat het implementeren van het bodemruwheidsveld uit het voor de Drempel van Hansweert gekalibreerd model (DF104) niet leidt tot een verbetering van de modelprestatie bij de Drempel van Frederik. In simulatie DF104 zijn de stroomsnelheden doorlopend hoger, zowel bij meetpunt F1 als F2. Dit heeft tot gevolg dat de overschatting van de vloedpiek bij F1 alleen maar toeneemt (van gemiddeld +0.08 m/s naar gemiddeld +0.28 m/s). Ook wordt in deze simulatie de vloedpiek bij meetpunt F2 iets overschat (gemiddeld +0.13 m/s), terwijl in de basisconfiguratie de vloedpiek bij F2 nog licht onderschat werd (gemiddeld -0.06 m/s). De invloed op de ebpieken is weliswaar kleiner, maar ook hier valt op dat deze bij meetpunt F2 worden overschat in simulatie DF104 (gemiddeld +0.08 m/s), terwijl de modelprestatie in de basisconfiguratie DF102 al goed was (gemiddeld +0.0 m/s).

Op basis van de modelvalidatie wordt ervoor geadviseerd om ter hoogte van de Drempel van Frederik geen gebruik te maken van het in §3.2 gekalibreerd model, maar simulaties uit te voeren in de al goed presterende basisconfiguratie met een ruimtelijk constante bodemruwheid. Buiten de verslechtering van de representatie van het stroomsnelheidsverloop is ook de representatie van het waterstandsverloop in dit deel van het estuarium beter met de basisconfiguratie dan met het voor de Drempel van Hansweert gekalibreerde model.

Tabel 13 – Modelprestatie op basis van de gemeten en gemodelleerde stroomsnelheden bij de Drempel van Frederik voor modelsimulaties met het detailgrid en constante bodemruwheid (DF102) en met het detailgrid en de ruwheid uit het gekalibreerd model uit h249 (DF104).

Simulatie	RMSE _{VEL_TOT} [m/s]		RMSE _{VEL_MAX_EB} [m/s]		RMSE _{VEL_MAX_VLOED} [m/s]	
	F1	F2	F1	F2	F1	F2
DF102	0.12	0.11	0.06	0.03	0.07	0.06
DF104	0.14	0.17	0.05	0.06	0.20	0.11

Figuur 56 – Gemodelleerde waterstanden en gemodelleerde en gemeten stroomsnelheden op meetpunten F1 en F2, gedurende 7 dagen (18-25 december 2015) gesimuleerd met het detailgrid en constante bodemruwheid (DF102) en met het detailgrid en de ruwheid uit het gekalibreerd model uit h249 (DF104).

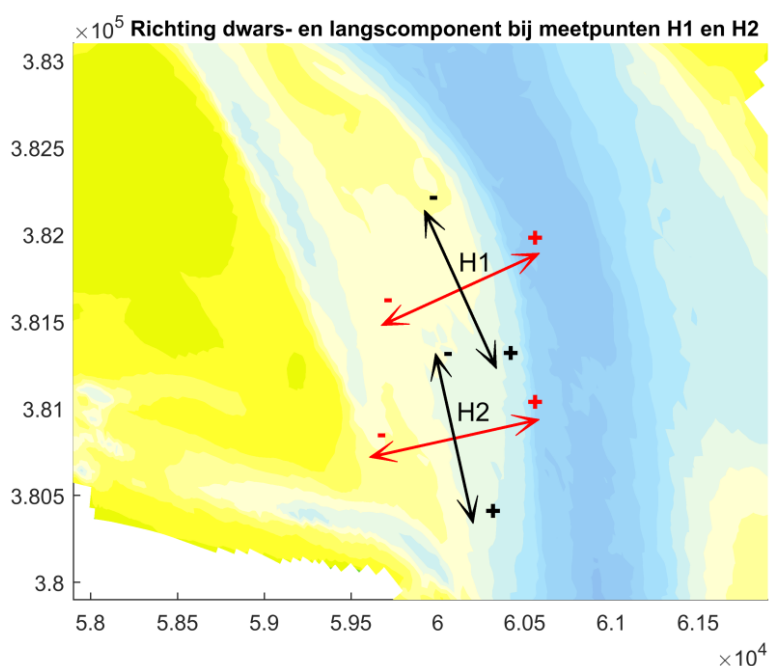


4 Validatie sedimenttransport

In dit hoofdstuk worden de gemeten sedimenttransporten tijdens de meetcampagnes die zijn beschreven in Vandebroek et al. (2017a) en (2017b) vergeleken met het sedimenttransport dat volgt uit het numeriek model. Hierbij is gekeken naar de invloed van de gebruikte transportformule, verschillende korrelgroottes, het gebruik van verschillende sedimentfracties en overige parameters zoals het gebruik van een (constante) ruwheidshoogte ten opzichte van de ruwheidshoogte-voorspeller van Van Rijn (2007). Voor alle simulaties zijn vervolgens RMSE-waarden bepaald ten opzichte van het gemeten sedimenttransport. Hierbij zijn de periodes waarin geen sedimenttransport werd gemeten buiten beschouwing gelaten (op basis van een drempelwaarde van $100 \text{ g}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$). Daarnaast zijn op basis van de stroomsnelheidsrichtingen de afzonderlijke sedimenttransporten in respectievelijk eb- en vloedrichting bepaald, waarmee een cumulatief (en residueel) transport berekend kan worden. Meer specifiek zijn de absolute sedimenttransporten geprojecteerd op een lijn overeenkomstig met de gemiddelde richting van de eb- en vloedstroming. Dit is van NNW (336° voor H1, 348° voor H2 en 343° voor H4) naar ZZO (156° voor H1, 168° voor H2 en 163° voor H4) (zie Figuur 57 voor meetpunten H1 en H2) en andersom. Er wordt dus uitgegaan van een bi-directionele getijstroming voor de berekening van het cumulatief sedimenttransport. Uiteraard is in werkelijkheid ook sprake van een transportcomponent in de dwarsrichting, zeker als er neervorming en bijbehorende recirculatiestromingen optreden. Deze dwarscomponenten zijn ook bepaald voor meetpunten H1 en H2 en de invloed ervan wordt besproken in §4.1.3. Voor de analyse van het cumulatief (of residueel) transport worden voor transporten in de vloedrichting (voor het langstransport) of richting de geul en de Drempel van Hansweert (voor het dwarstransport) positieve waarden aangenomen en voor sedimenttransport in ebrichting (langstransport) of richting de Platen van Ossenis (dwarstransport) negatieve waarden (Figuur 57).

De kalibratie van het sedimenttransportmodel wordt afzonderlijk uitgevoerd voor de Drempel van Hansweert (§4.1) en de Drempel van Frederik (§4.2) vanwege de verschillen in morfologische setting en sedimenttypes (korrelgrootteverdeling) tussen beide locaties. Daarnaast worden voor de Drempel van Hansweert en Drempel van Frederik andere configuraties van het hydrodynamisch model gebruikt.

Figuur 57 – Richting van de langs- (zwart) en dwarscomponenten (rood) voor het sedimenttransport bij meetpunten H1 en H2.

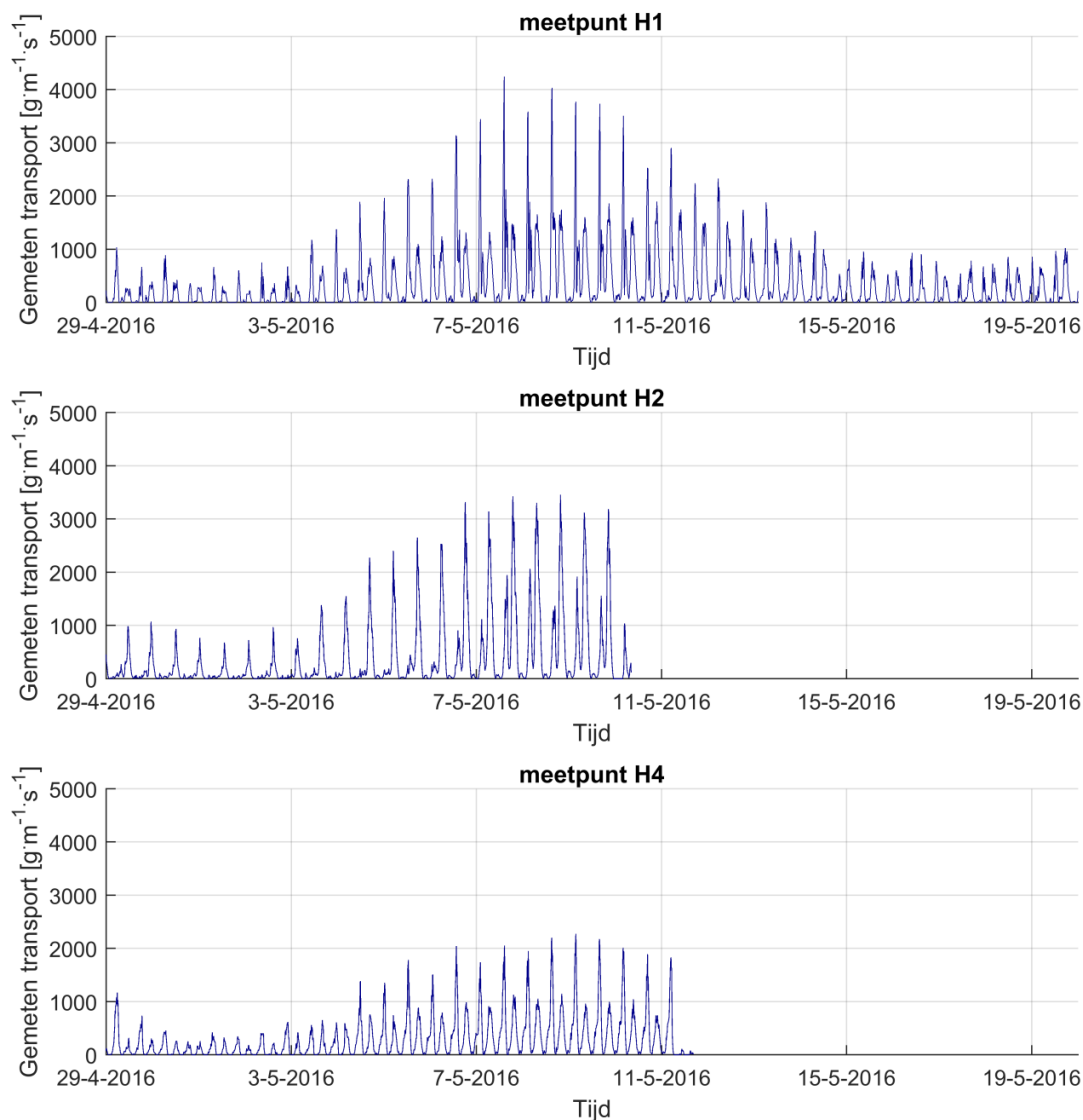


4.1 Drempel van Hansweert

4.1.1 Meting sedimenttransport bij Drempel van Hansweert

In Figuur 58 zijn de gemeten absolute sedimenttransporten weergegeven voor meetlocaties H1, H2 en H4 ter hoogte van Hansweert. Op locatie H3 zijn geen sedimenttransporten gemeten. De sedimenttransporten zijn berekend uit de via akoestische backscatter afgeleide sediment-concentraties en gemeten stroomsnelheden zoals beschreven is in Vandebroek et al. (2017a).

Figuur 58 – Gemeten absolute sedimenttransport voor locaties H1, H2 en H4 bij DvH.

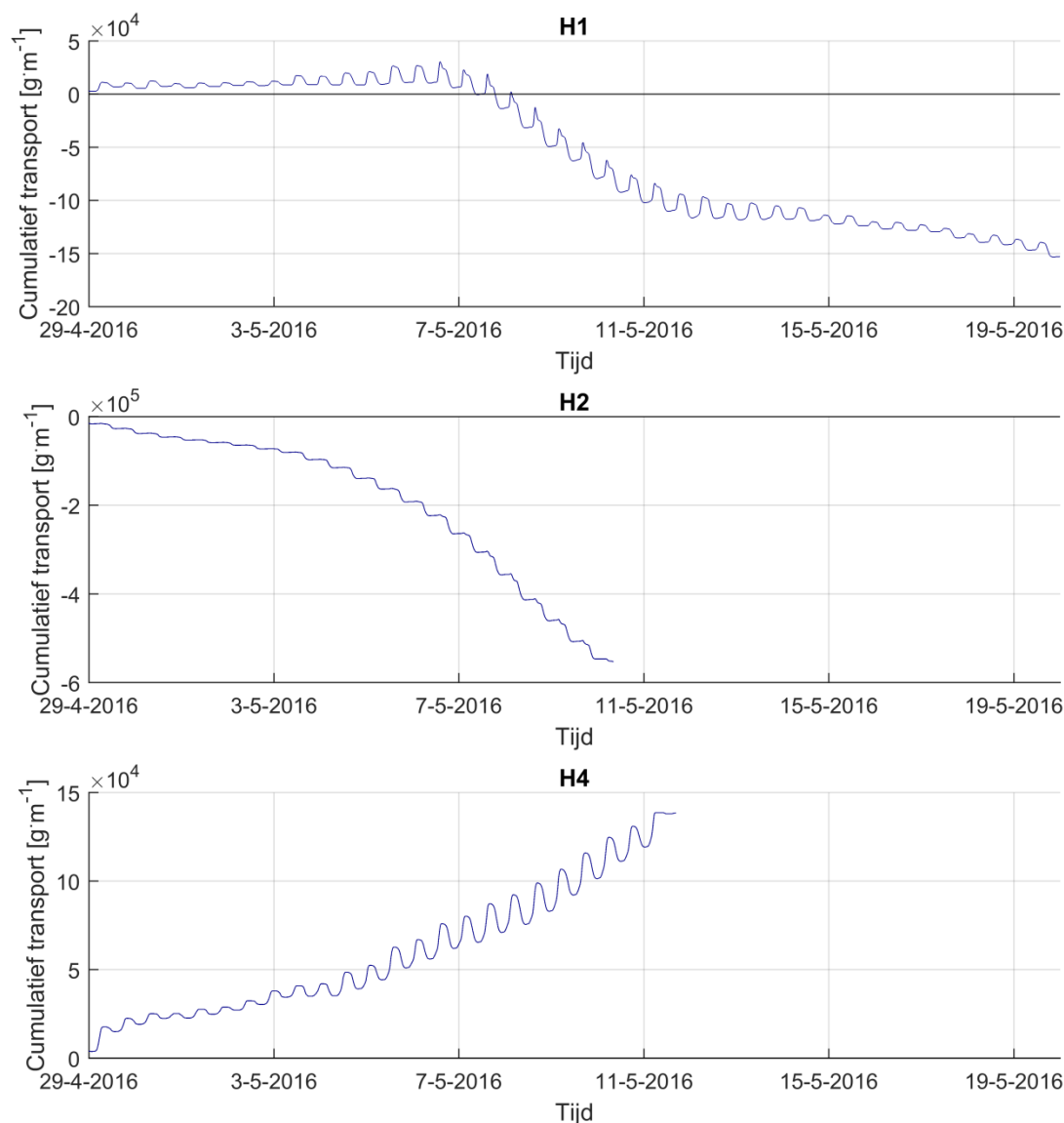


Uit de metingen volgt dat het residueel transport ter hoogte van H1 en H2 in eb-richting is, terwijl het residueel transport ter hoogte van meetpunt H4 in vloedrichting is (Figuur 59). Wel zijn de piektransporten op locatie H1 hoger tijdens de vloedfase dan tijdens de ebfase (Figuur 58). Verder blijkt uit de metingen dat het residueel of cumulatief transport bij meetpunt H2 bijna een grootteorde hoger ligt dan bij de andere twee meetpunten. Bij meetpunt H2 is voor alle getijden het hoogste sedimenttransport gemeten tijdens eb. Op deze locatie is er voor doortijd zelfs quasi geen transport in de vloedrichting.

Tot slot wordt opgemerkt dat de gemeten sedimenttransporten zijn gebaseerd op sedimentconcentraties die ook fijne en/of cohesieve fracties omvatten. Uit de analyse van de korrelgrootte door Vandebroek et al. (2017a) blijkt dat ten tijde van de pieksnelheden rondom hoogwater ongeveer de helft van het sediment in

suspensie bestaat uit slib- of kleideeltjes met een d_{50} groter dan $62.5 \mu\text{m}$. De gemiddelde korrelgrootte die tijdens de pieksnelheden vlak voor hoogwater met de Delftse Fles werd gemeten was zowel hoog als laag in de waterkolom ongeveer $150\text{--}170 \mu\text{m}$ (Vandebroek et al., 2017a).

Figuur 59 – Gemeten cumulatief sedimenttransport voor locaties H1, H2 en H4, waarbij een onderscheid is gemaakt tussen transport in vloedrichting (positieve waarden) en in ebrichting (negatieve waarden).



4.1.2 Kalibratie sedimenttransport bij Drempel van Hansweert

Overzicht modelconfiguraties

De gemeten sedimenttransporten op meetpunten H1, H2 en H4 ter hoogte van de Drempel van Hansweert worden vergeleken met gemodelleerde sedimenttransporten in verschillende modelconfiguraties (Tabel 14). Voor alle modelsimulaties in deze sectie wordt gebruik gemaakt van het gekalibreerd hydrodynamisch model waarin de bodemruwheid 'gesmooth' is: simulatie h255 zoals beschreven in hoofdstuk 3. Het sedimenttransport wordt door het model berekend op basis van de formuleringen van Engelund-Hansen, TR1993 (Van Rijn, 1993) of TR2004 (Van Rijn, 2007). Bij de Van Rijn (1993) formule werd verder nog een onderscheid gemaakt tussen de verschillende manieren waarop de ruwheidshoogte (k_s) wordt bepaald: (1) een tijdsafhankelijke en ruimtelijk constante ruwheidshoogte als modelinvoer of (2) een ruwheidshoogte

die middels de formuleringen van Van Rijn (2007) wordt bepaald aan de hand van onder meer de korrelgrootte, de plaatselijke stroomsnelheid en waterdiepte. Verder zijn er simulaties uitgevoerd waarin de korrelgrootte (d_{50}) is gevarieerd en waarin is gekeken naar de invloed van een tweede cohesieve (slib) of niet-cohesieve (zand) sedimentfractie. In het geval van een slibfractie werd gerekend met de formules van Partheniades-Krone (Partheniades, 1965). Naast de modelparameters in de rechterkolom van Tabel 14 heeft het cohesief sediment in deze simulaties een initiële laagdikte van 0.1 m, een karakteristieke valsnelheid van 0.00025 m/s , een specifieke dichtheid van 2650 kgm^{-3} , een drooggewicht van 500 kgm^{-3} en een referentie-dichtheid voor gehinderde bezinking ('hindered settling') van 1600 kgm^{-3} . De specifieke dichtheid en het drooggewicht voor niet-cohesief sediment (zand) zijn in alle simulaties hetzelfde: $\rho_s = 2650 \text{ kgm}^{-3}$ en $\rho_d = 1600 \text{ kgm}^{-3}$.

Tabel 14 – Overzicht simulaties kalibratie sedimenttransport DvH.

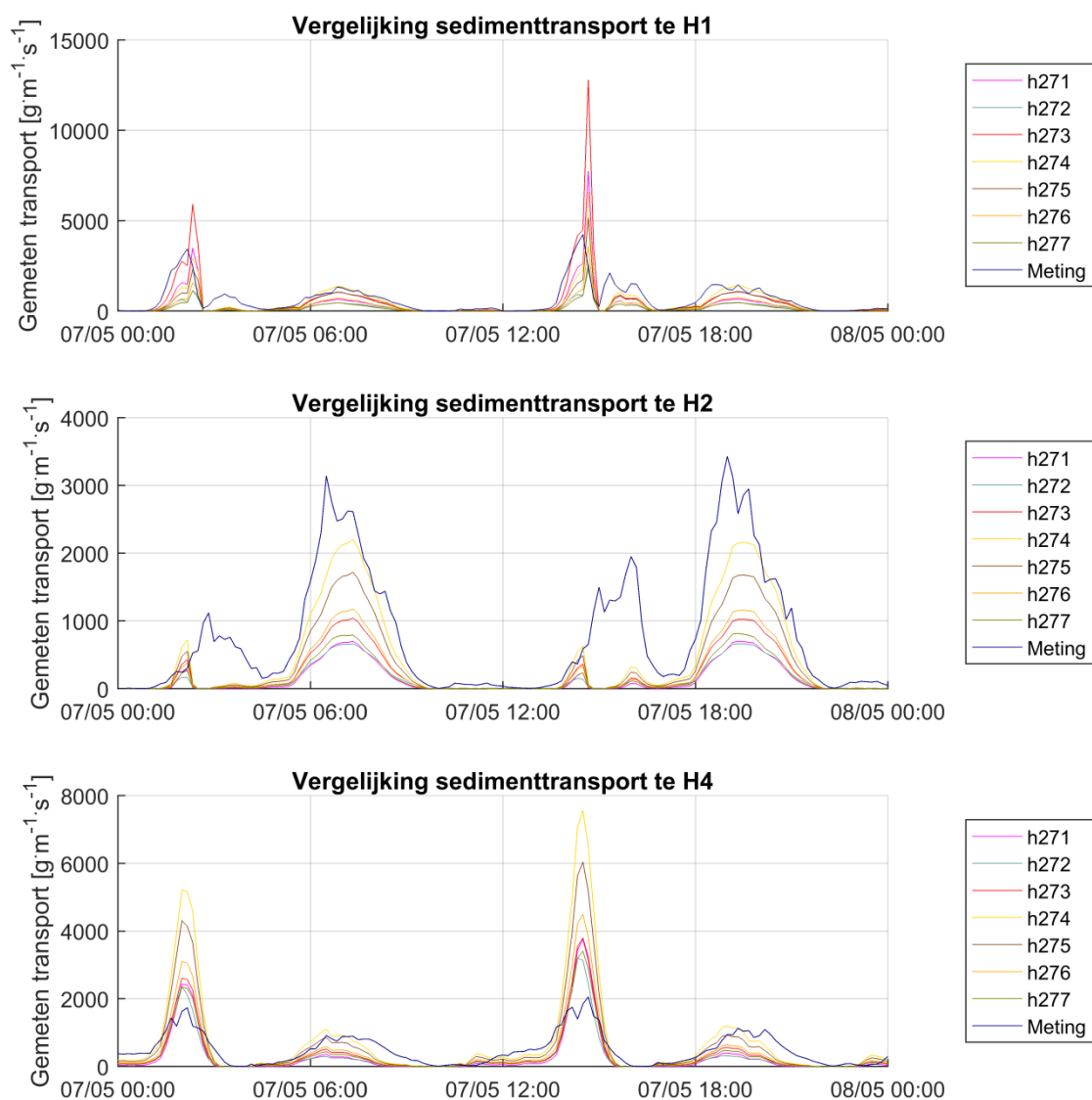
Simulatie	Formule(s)	d_{50}	Overige modelparameters
h271	TR2004	190 μm	k_s variabel
h272	Engelund-Hansen	190 μm	Kalibratie-coëfficiënt $\alpha = 1.0$
h273	TR1993	190 μm	k_s variabel op basis van ruwheidsvoorspeller Van Rijn (2007)
h274	TR1993	190 μm	$k_s = 0.01$ (constant)
h275	TR1993	190 μm	$k_s = 0.02$ (constant)
h276	TR1993	190 μm	$k_s = 0.05$ (constant)
h277	TR1993	190 μm	$k_s = 0.10$ (constant)
h278	TR1993 Partheniades-Krone	190 μm 'slib'	$k_s = 0.02$ (constant) $M_E = 10^{-5} \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1} / \tau_{cr} = 0.4 \text{ N}\cdot\text{m}^{-2}$
h279	TR1993 Partheniades-Krone	190 μm 'slib'	$k_s = 0.02$ (constant) $M_E = 10^{-3} \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1} / \tau_{cr} = 0.4 \text{ N}\cdot\text{m}^{-2}$
h280	TR1993 Partheniades-Krone	190 μm 'slib'	$k_s = 0.02$ (constant) $M_E = 10^{-3} \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1} / \tau_{cr} = 0.8 \text{ N}\cdot\text{m}^{-2}$
h285	TR1993	150 μm	$k_s = 0.02$ (constant)
h286	TR1993	170 μm	$k_s = 0.02$ (constant)
h287	TR1993	210 μm	$k_s = 0.02$ (constant)
h288	TR1993	230 μm	$k_s = 0.02$ (constant)
h291	TR1993	190 μm (50%) 70 μm (50%)	$k_s = 0.02$ (constant)
h292	TR1993	190 μm (50%) 100 μm (50%)	$k_s = 0.02$ (constant)
h293	TR1993	190 μm (50%) 130 μm (50%)	$k_s = 0.02$ (constant)
h294	TR1993	190 μm (50%) 300 μm (50%)	$k_s = 0.02$ (constant)

Transportformule

Er is een vergelijking gemaakt tussen de gemodelleerde sedimenttransporten rondom de Drempel van Hansweert in simulaties waarin de formule van Engelund-Hansen werd gebruikt en waarin de transportformules van Van Rijn (TR1993 en TR2004) werden gebruikt (Tabel 15). In alle gevallen wordt gerekend met een korrelgrootte van $d_{50} = 190 \mu\text{m}$. In het geval van de TR1993 formule is in simulatie h273 gerekend met de ruwheidshoogtevoorspeller op basis van de formuleringen van Van Rijn (2007). Opgemerkt wordt dat door het gebruik van de Engelund-Hansen formule in combinatie met een ruimtelijk

variërend ruwheidsveld de sedimenttransporten sterk kunnen verschillen tussen locaties met verschillende ruwheden vanwege de directe invloed van de bodemruwheid op het sedimenttransport. Figuur 60 geeft de meetresultaten en de modelresultaten van deze simulaties weer voor springtij. De laagste sedimenttransporten worden gesimuleerd met de Engelund-Hansen formule (h272). Opvallend is dat de maximum vloed-transporten (eerste en derde piek) bij meetpunt H4 overschat worden, terwijl de maximum vloed-transporten bij meetpunt H2 juist onderschat worden. Hierdoor is er dus geen sprake van een configuratie waarin de gemodelleerde sedimenttransporten op alle locaties geoptimaliseerd kunnen worden. Dit suggereert een verschil in sedimentsamenstelling tussen de vier meetpunten. Het gebruiken van een ruimtelijk variërende sedimentsamenstelling zou hiervoor een oplossing kunnen zijn. Verder valt op dat als de TR1993 formule met bodemruwheidsvoorspeller (h271 en h273) wordt gebruikt er sprake is van een overschatting van het sedimenttransport tijdens vloed bij meetpunt H1. De maximum eb-transporten (tweede en vierde piek) worden op alle meetlocaties onderschat ongeacht de transportformule of gekozen constante ruwheidshoogte.

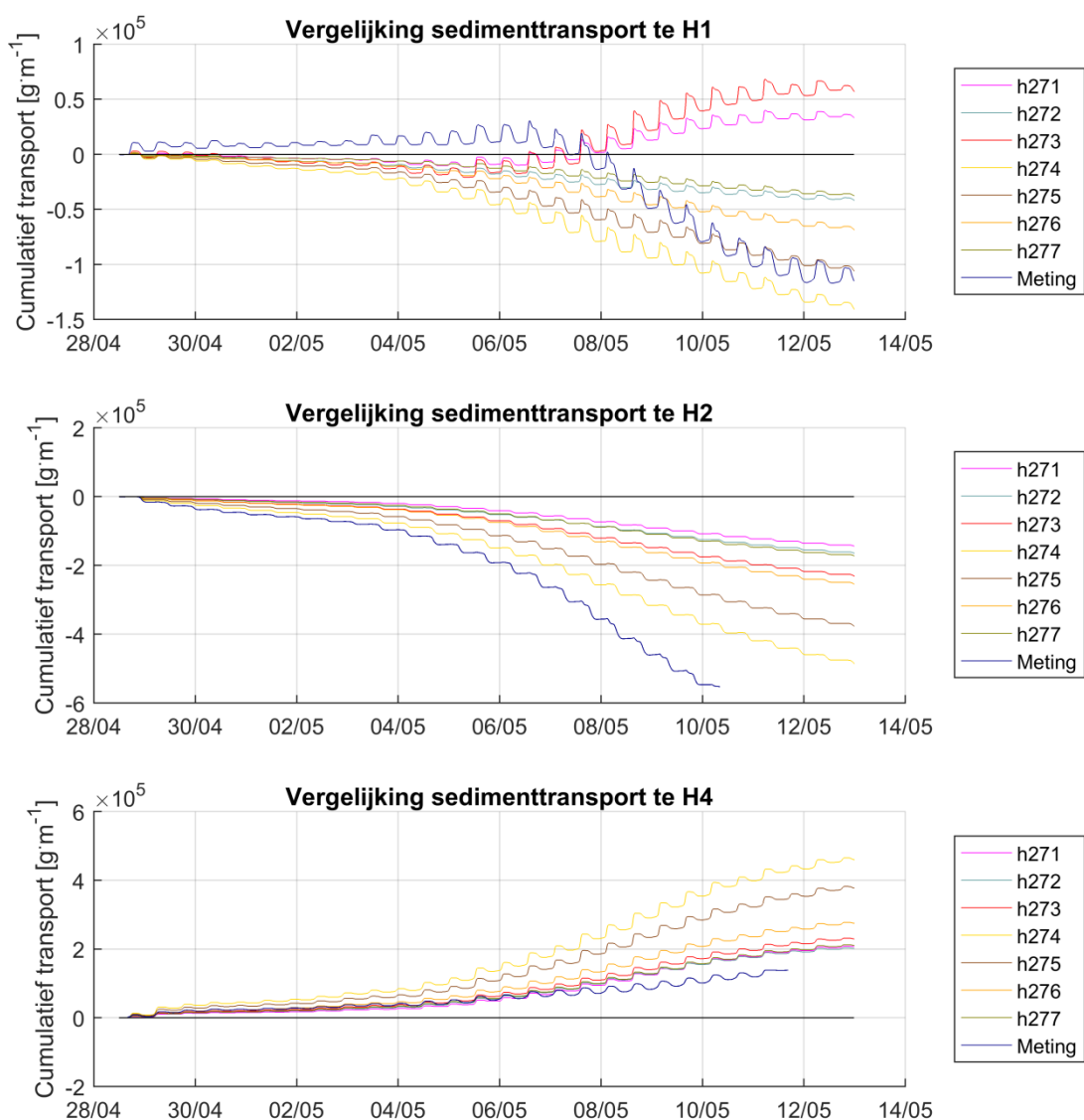
Figuur 60 – Gemodelleerde en gemeten sedimenttransporten tijdens springtij (7 tot 8 mei 2016) voor simulaties met verschillende transportformules: TR2004 (h271), Engelund-Hansen (h272) en TR1993 met ruwheidsvoorspeller (h273) of met constante bodemruwheidshoogtes k_s van 0.01 m (h274) 0.02 m (h275), 0.05 m (h276) of 0.10 m (h277).



De cumulatieve transporten in eb- of vloedrichting worden getoond in Figuur 61. Bij meetpunt H1 valt op dat de richting van het residueel transport niet correct wordt gesimuleerd als de TR1993 of TR2004 formule

met een variabele ruwheidshoogte (h271 en h273) wordt gebruikt. Voor de Engelund-Hansen formule en de TR1993 formule met constante ruwheidshoogte wordt het residueel transport wel correct in eb-richting gesimuleerd. Het gemodelleerd residueel transport komt het best overeen met de metingen als de ruwheidshoogte in de TR1993 formule op $k_s = 0.02$ m wordt gesteld. Daarnaast valt op dat het gemeten netto transport bij H1 tijdens doortij licht vloed-dominant is en bij springtij eb-dominant. In de modelsimulaties is het netto transport bij doortij en springtij eb-dominant (uitgezonderd simulaties H271 en h273, waarvoor het netto transport bij springtij juist vloed-dominant is). Ter hoogte van meetpunt H2 wordt het residueel transport in ebrichting in alle simulaties onderschat, terwijl bij meetpunt H4 het residueel transport in vloedrichting in alle simulaties wordt overschat. Het grootste residueel transport en daardoor het beste modelresultaat bij meetpunt H2 wordt hier steeds gesimuleerd met de TR1993 en $k_s = 0.01$ m (h274). Het kleinste residueel transport op deze meetlocaties en de beste modelresultaten voor meetpunt H4 worden verkregen met de Engelund-Hansen formule (h272), de TR2004 formule (h271) en de TR1993 formule met $k_s = 0.10$ m (h277).

Figuur 61 – Gemodelleerd en gemeten cumulatief sedimenttransport voor simulaties met verschillende transportformules: TR2004 (h271), Engelund-Hansen (h272) en TR1993 met ruwheidsvoorspeller (h273) of met constante bodemruwheidshoogtes k_s van 0.01 m (h274), 0.02 m (h275), 0.05 m (h276) of 0.10 m (h277). Negatieve waarden duiden op residueel transport in eb-richting.



Tabel 15 – Modelprestatie voor verschillende transportformules: TR2004 (h271), Engelund-Hansen (h272) en TR1993 met ruwheidsvoorspeller (h273) of met constante bodemruwheidshoogtes k_s van 0.01 m (h274), 0.02 m (h275), 0.05 m (h276) of 0.10 m (h277) op basis van de RMSE van de hele tijdserie (RMSE-qs) en het absolute en relatieve verschil in residueel transport (Δq_s -RES). Rode waarden voor Δq_s -RES duiden op een onjuiste richting van het residueel transport.

Simulatie	RMSE- q_s [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$]			Δq_s -RES [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-1}$]		
	H1	H2	H4	H1	H2	H4
h271	0.50	0.52	0.28	$1.5 \cdot 10^2$ (-128%)	$4.1 \cdot 10^2$ (-74%)	68.7 (+50%)
h272	0.55	0.51	0.26	74.3 (-64%)	$3.9 \cdot 10^2$ (-70%)	63.3 (+46%)
h273	0.57	0.45	0.26	$1.7 \cdot 10^2$ (-149%)	$3.2 \cdot 10^2$ (-58%)	91.1 (+66%)
h274	0.43	0.28	0.63	$2.5 \cdot 10^2$ (+21%)	67.6 (-12%)	$3.2 \cdot 10^2$ (+232%)
h275	0.46	0.34	0.46	9.8 (-8%)	$1.8 \cdot 10^2$ (-32%)	$2.4 \cdot 10^2$ (+172%)
h276	0.52	0.43	0.30	47.4 (-41%)	$3.0 \cdot 10^2$ (-54%)	$1.4 \cdot 10^2$ (+98%)
h277	0.58	0.50	0.24	78.3 (-67%)	$3.8 \cdot 10^2$ (-69%)	72.1 (+52%)

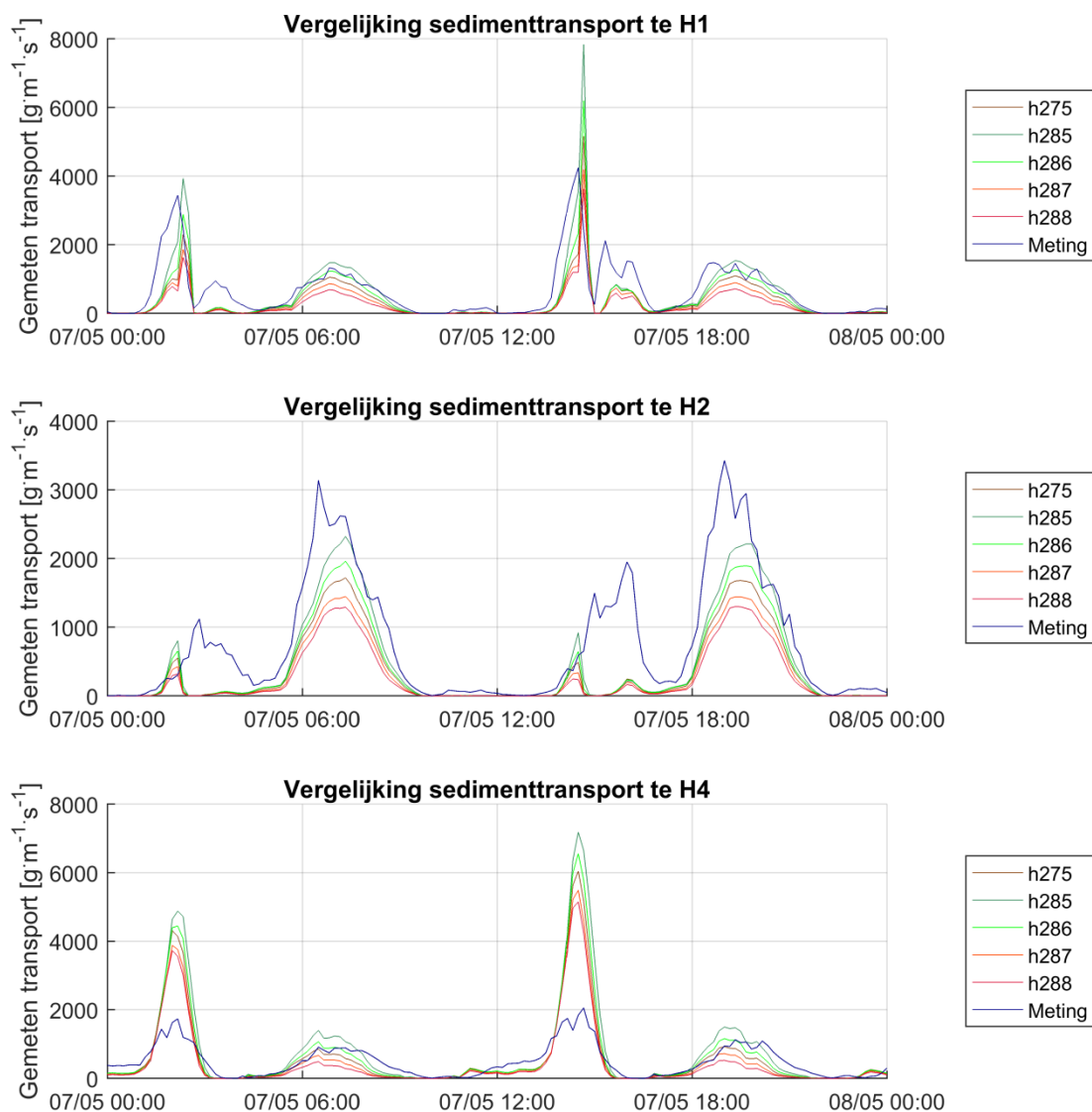
Korrelgrootte

In simulaties h285-h288 wordt de invloed van verschillen in korrelgrootte of sedimentdiameter (d_{50}) gesimuleerd ten opzichte van simulatie h275 (Van Rijn formule met $k_s = 0.02$ m). Als de gesimuleerde sedimenttransporten rechtstreeks worden vergeleken volgt uit deze simulaties dat een kleinere d_{50} tot hogere sedimenttransporten leidt, terwijl een grotere d_{50} lagere transporten oplevert (Figuur 62). Een vergelijking met de gemeten sedimenttransporten laat zien dat voor meetpunt H1 het maximale sedimenttransport tijdens vloed het best weergegeven wordt bij een iets grovere fractie met $d_{50} = 210 \mu\text{m}$ (h288), terwijl het eb-transport juist beter wordt gesimuleerd als de fijnste zandfractie met $d_{50} = 150 \mu\text{m}$ wordt gebruikt (h285). Bij meetpunt H2 wordt het sedimenttransport wederom in alle simulaties onderschat en geeft de kleinste zandfractie (h285) dus de kleinste afwijking ten opzichte van de gemeten transporten. De vloed-transporten bij meetpunt H4 worden juist overschat ongeacht de korrelgrootte. Het maximale transport in eb-richting bij meetpunt H4 wordt het best weergegeven voor een zandfractie met $d_{50} = 170 \mu\text{m}$ (h286).

De cumulatieve of residuele sedimenttransporten laten een wisselend beeld zien voor simulaties waarin de korrelgrootte wordt gevarieerd (Figuur 63 en Tabel 16). Bij meetpunten H1 en H2 neemt het residueel transport in eb-richting toe voor kleinere korrelgroottes (h285 en h286) en af voor grotere korrelgroottes (h287 en h288). Wel wordt bij meetpunt H2 dit residueel transport in de simulatie met de kleinste korrelgrootte ($d_{50} = 150 \mu\text{m}$) nog steeds onderschat (h285). Ter hoogte van meetpunt H4 worden de hoogste residuele sediment-transporten in vloedrichting voor een sedimentdiameter van $d_{50} = 190 \mu\text{m}$. Zowel grotere of kleinere waarden voor d_{50} leiden tot iets lagere residuele transporten. Het laagste residueel transport wordt hier gesimuleerd voor de kleinste korrelgrootte ($d_{50} = 150 \mu\text{m}$).

Het gebruik van een ruimtelijk variërende sedimentsamenstelling met bijvoorbeeld een fijne en een grove sedimentfractie zou een oplossing kunnen zijn waardoor het sedimenttransport op de ene locatie verhoogd kan worden en op de andere locatie verlaagd. Hierbij wordt tevens opgemerkt dat tijdens de meetcampagne ongeveer de helft van het piektransport in de omgeving van meetpunten H1 en H2 bestond uit slibdeeltjes met een d_{50} kleiner dan $62.5 \mu\text{m}$ (i.e., slib).

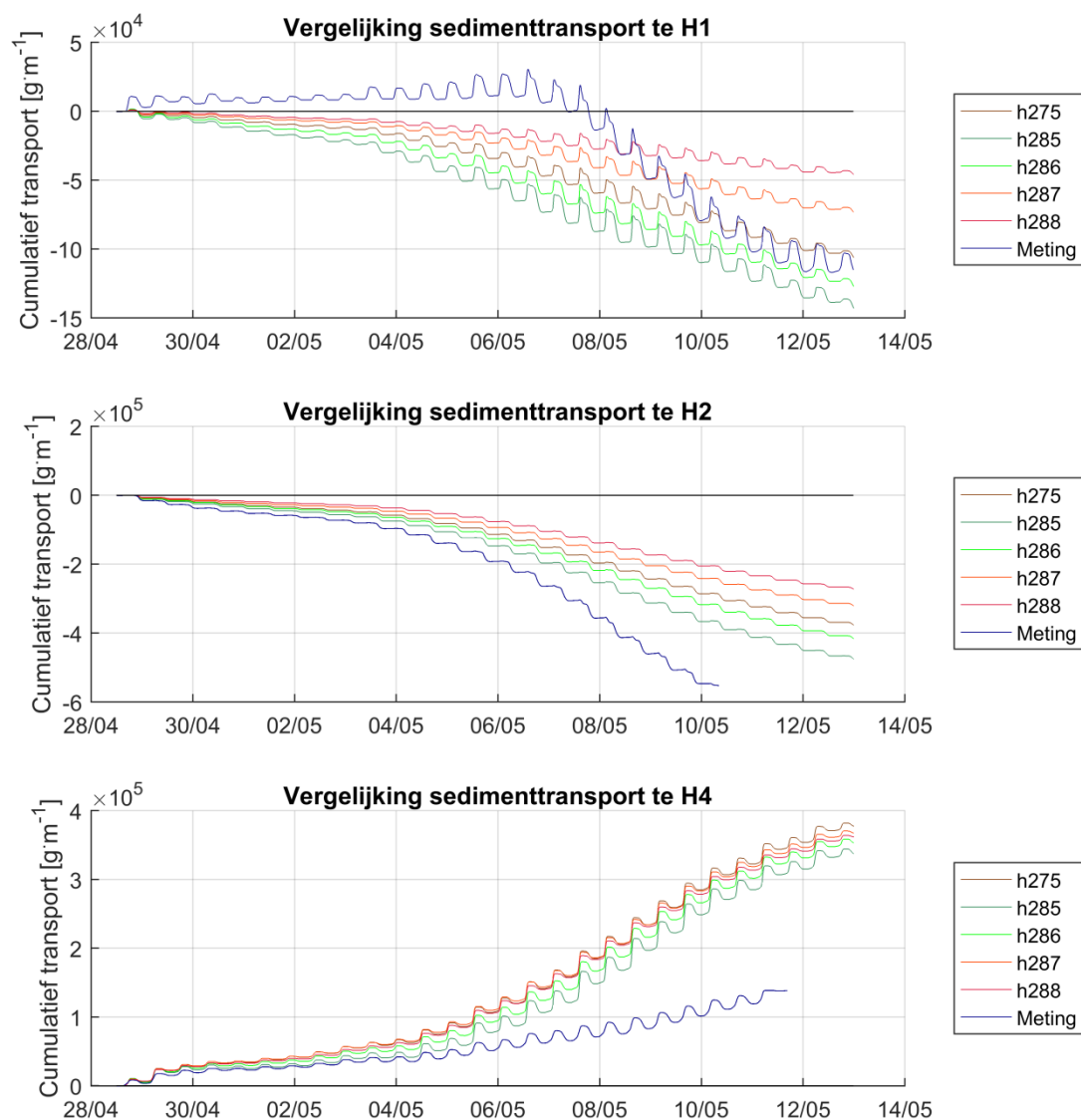
Figuur 62 – Gemodelleerde en gemeten sedimenttransporten tijdens springtij (7 tot 8 mei 2016) voor simulaties met verschillende korrelgroottes voor zand: $d_{50} = 150 \mu\text{m}$ (h285), $170 \mu\text{m}$ (h286), $190 \mu\text{m}$ (h275), $210 \mu\text{m}$ (h287) en $230 \mu\text{m}$ (h288).



Tabel 16 – Modelprestatie voor simulaties met verschillende korrelgroottes voor zand: $d_{50} = 150 \mu\text{m}$ (h285), $170 \mu\text{m}$ (h286), $190 \mu\text{m}$ (h275), $210 \mu\text{m}$ (h287) en $230 \mu\text{m}$ (h288); op basis van de RMSE van de hele tijdserie (RMSE- q_s) en het absolute en relatieve verschil in residueel transport (Δq_{s-RES}).

Simulatie	RMSE- q_s [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$]			Δq_{s-RES} [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-1}$]		
	H1	H2	H4	H1	H2	H4
h275	0.46	0.34	0.46	9.8 (-8%)	$1.8 \cdot 10^2$ (-32%)	$2.4 \cdot 10^2$ (+172%)
h285	0.43	0.29	0.60	-27.1 (+23%)	$0.8 \cdot 10^2$ (-14%)	$2.0 \cdot 10^2$ (+144%)
h286	0.44	0.32	0.50	-11.2 (+10%)	$1.4 \cdot 10^2$ (-25%)	$2.1 \cdot 10^2$ (+155%)
h287	0.49	0.38	0.40	42.7 (-37%)	$2.3 \cdot 10^2$ (-42%)	$2.3 \cdot 10^2$ (+165%)
h288	0.52	0.41	0.38	70.1 (-60%)	$2.8 \cdot 10^2$ (-50%)	$2.2 \cdot 10^2$ (+161%)

Figuur 63 – Gemodelleerd en gemeten cumulatief sedimenttransport voor simulaties met verschillende korrelgroottes voor zand: $d_{50} = 150 \mu\text{m}$ (h285), $170 \mu\text{m}$ (h286), $190 \mu\text{m}$ (h275), $210 \mu\text{m}$ (h287) en $230 \mu\text{m}$ (h288). Negatieve waarden duiden op residueel transport in eb-richting.

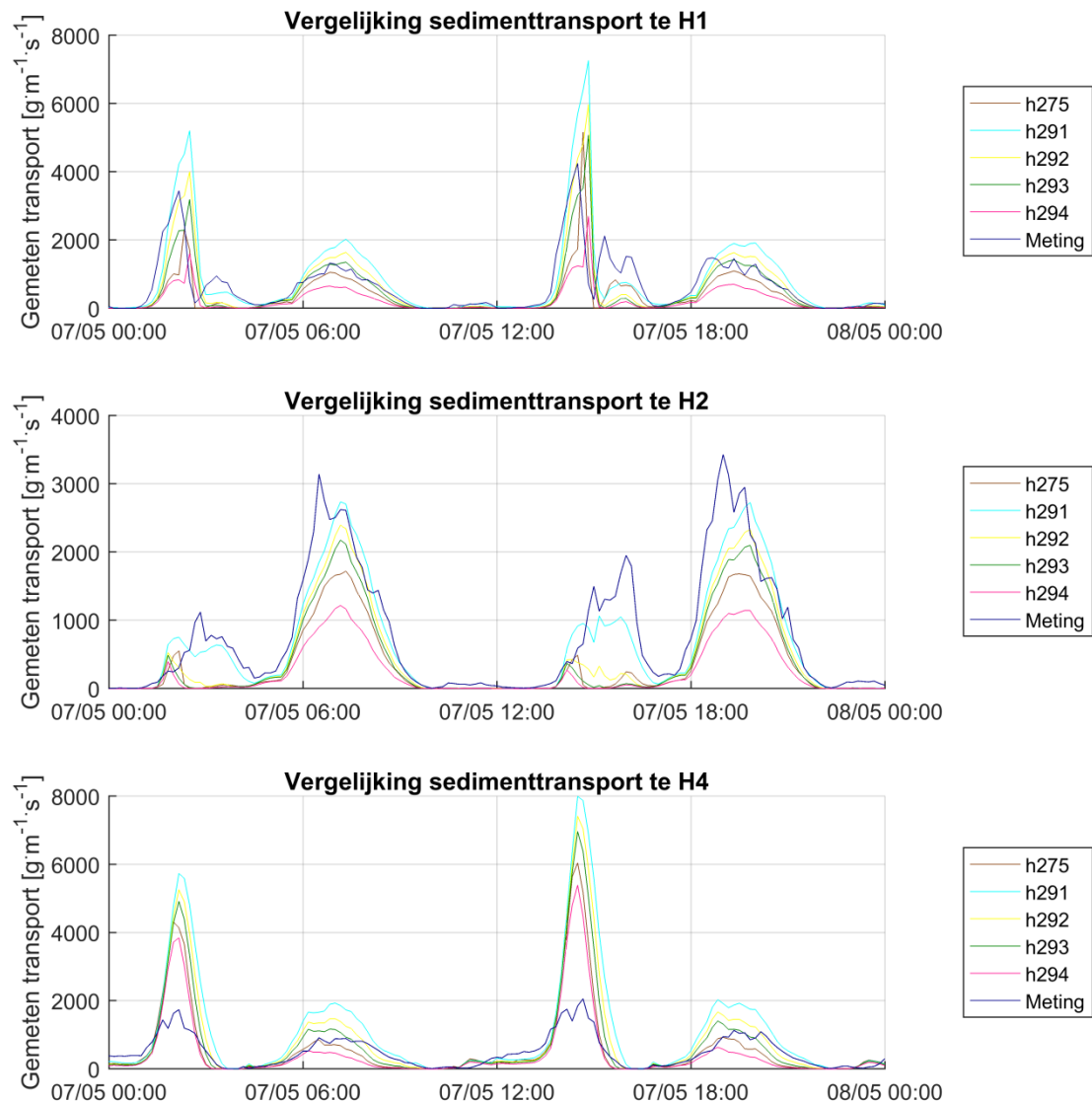


Additionele zandfracties

Er zijn vier simulaties uitgevoerd waarin een tweede sedimentfractie is toegevoegd aan een vaste fractie met $d_{50} = 190 \mu\text{m}$ (simulatie h275). In simulaties h291-h293 is een fijnere sedimentfractie toegevoegd en in simulatie h294 is een grovere sedimentfractie toegevoegd. In deze modelsimulaties is de dikte van de sediment-laag wel gelijk aan de simulatie(s) met slechts één sedimentfractie.

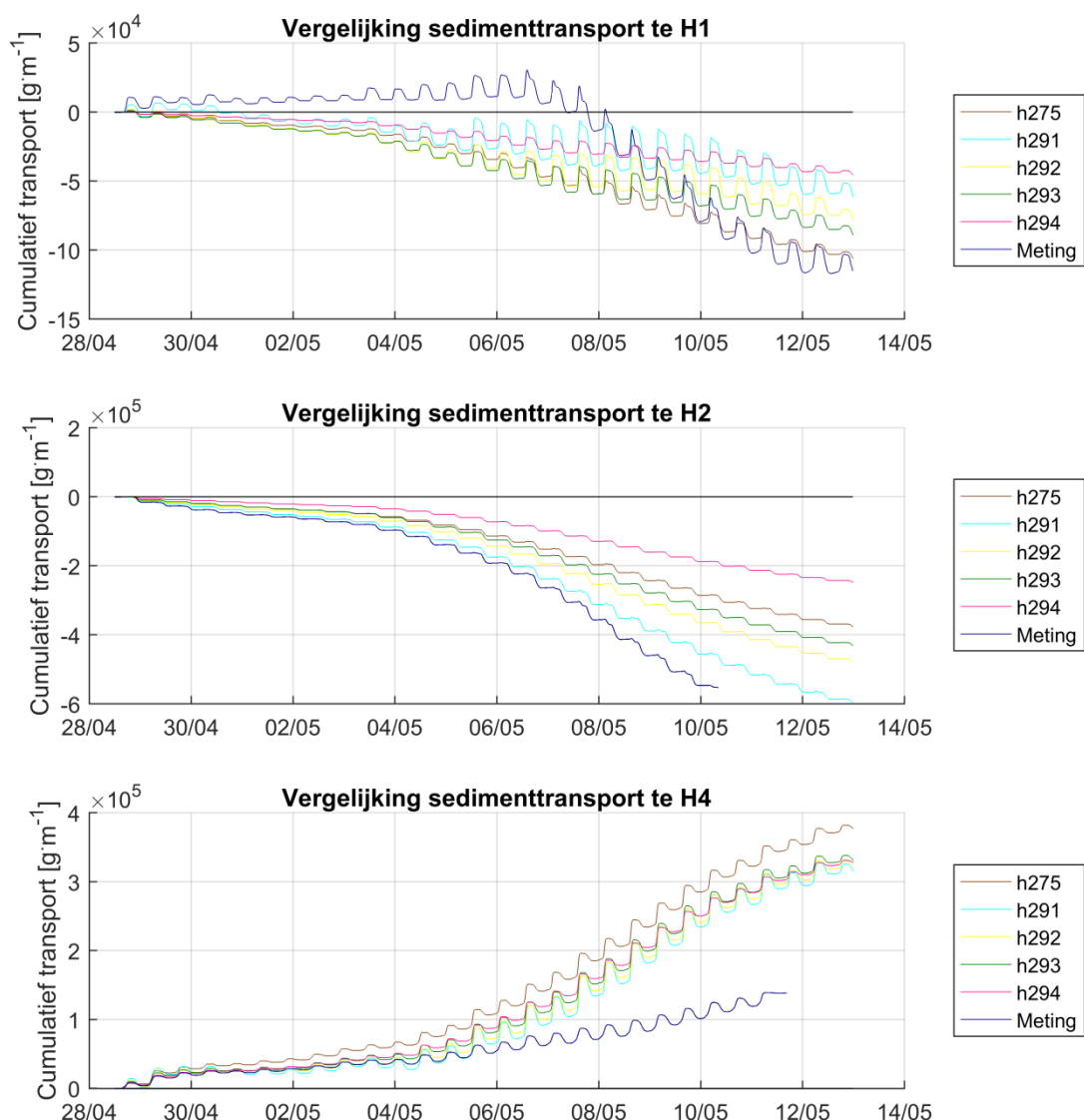
De resultaten van deze simulaties laten zien dat het toevoegen van een fijne fractie tot hogere sedimenttransporten leidt, terwijl het toevoegen van een grove fractie tot lagere sedimenttransporten leidt (Figuur 64). Dit heeft tot gevolg dat bij meetpunt H1 de sedimenttransporten het best gesimuleerd worden voor de simulatie waar een tweede zandfractie met $d_{50} = 130 \mu\text{m}$ aan is toegevoegd (h293). Ter hoogte van meetpunt H2, waar de sedimenttransporten structureel worden onderschat, worden de gemeten sedimenttransporten het best gesimuleerd als een nog fijnere tweede zandfractie met $d_{50} = 70 \mu\text{m}$ wordt toegevoegd (h291). Bij meetpunt H4 worden de maximale vloedtransporten in alle simulaties met een tweede zandfractie nog steeds sterk overschat, terwijl de eb-transporten het best weergegeven worden in simulatie h293.

Figuur 64 – Gemodelleerde en gemeten sedimenttransporten tijdens springtij (7 tot 8 mei 2016) voor simulaties met één sedimentfractie (h275) en simulaties met een toegevoegde tweede zandfractie van $d_{50} = 70 \mu\text{m}$ (h291), $100 \mu\text{m}$ (h292), $130 \mu\text{m}$ (h293) of $300 \mu\text{m}$ (h294).



Wanneer de cumulatieve of residuele sedimenttransporten beschouwd worden zijn er voor deze simulaties verschillende trends te zien op de drie meetpunten (Tabel 17 en Figuur 65). Bij meetpunt H1 leidt het toevoegen van zowel een grovere als een fijnere sedimentfractie tot een verlaging van het residuele transport in eb-richting en dus tot een toenemende afwijking van het model ten opzichte van de meting. Opvallend is dat de simulaties met de kleinste (h291) en grootste (h294) tweede sedimentfractie een bijna identiek residueel transport opleveren bij meetpunt H1. De oorzaak is echter wel anders. In simulatie h291 met de fijnste toegevoegde zandfractie neemt het ebtransport bij H1 sterker toe dan het vloedtransport, terwijl in simulatie h294 met een grovere tweede fractie het vloedtransport sterker afneemt dan het ebtransport. Bij meetpunt H2 wordt het grootste residueel transport in eb-richting wel gesimuleerd voor de simulatie met de kleinste tweede sedimentfractie (h291), terwijl het laagste transport gesimuleerd wordt als er een grovere sedimentfractie wordt toegevoegd (h294). Bij meetpunt H4 is de invloed van een tweede sedimentfractie op het residueel transport klein. Zowel een grovere als fijnere sedimentfractie leidt hier tot een iets lager residueel transport in vloed-richting en dus een iets betere modelprestatie. Geen van de simulaties komt echter in de buurt van het gemeten residueel transport bij meetpunt H4.

Figuur 65 – Gemodelleerd en gemeten cumulatief sedimenttransport voor simulaties met één sedimentfractie (h275) en simulaties met een toegevoegde tweede zandfractie van $d_{50} = 70 \mu\text{m}$ (h291), $100 \mu\text{m}$ (h292), $130 \mu\text{m}$ (h293) of $300 \mu\text{m}$ (h294).
Negatieve waarden duiden op residueel transport in eb-richting.



Tabel 17 – Modelprestatie voor simulaties met één sedimentfractie (h275) en simulaties met een toegevoegde tweede zandfractie van $d_{50} = 70 \mu\text{m}$ (h291), $100 \mu\text{m}$ (h292), $130 \mu\text{m}$ (h293) of $300 \mu\text{m}$ (h294) op basis van de RMSE van de hele tijdserie (RMSE- q_s) en het absolute en relatieve verschil in residueel transport ($\Delta q_{s-\text{RES}}$).

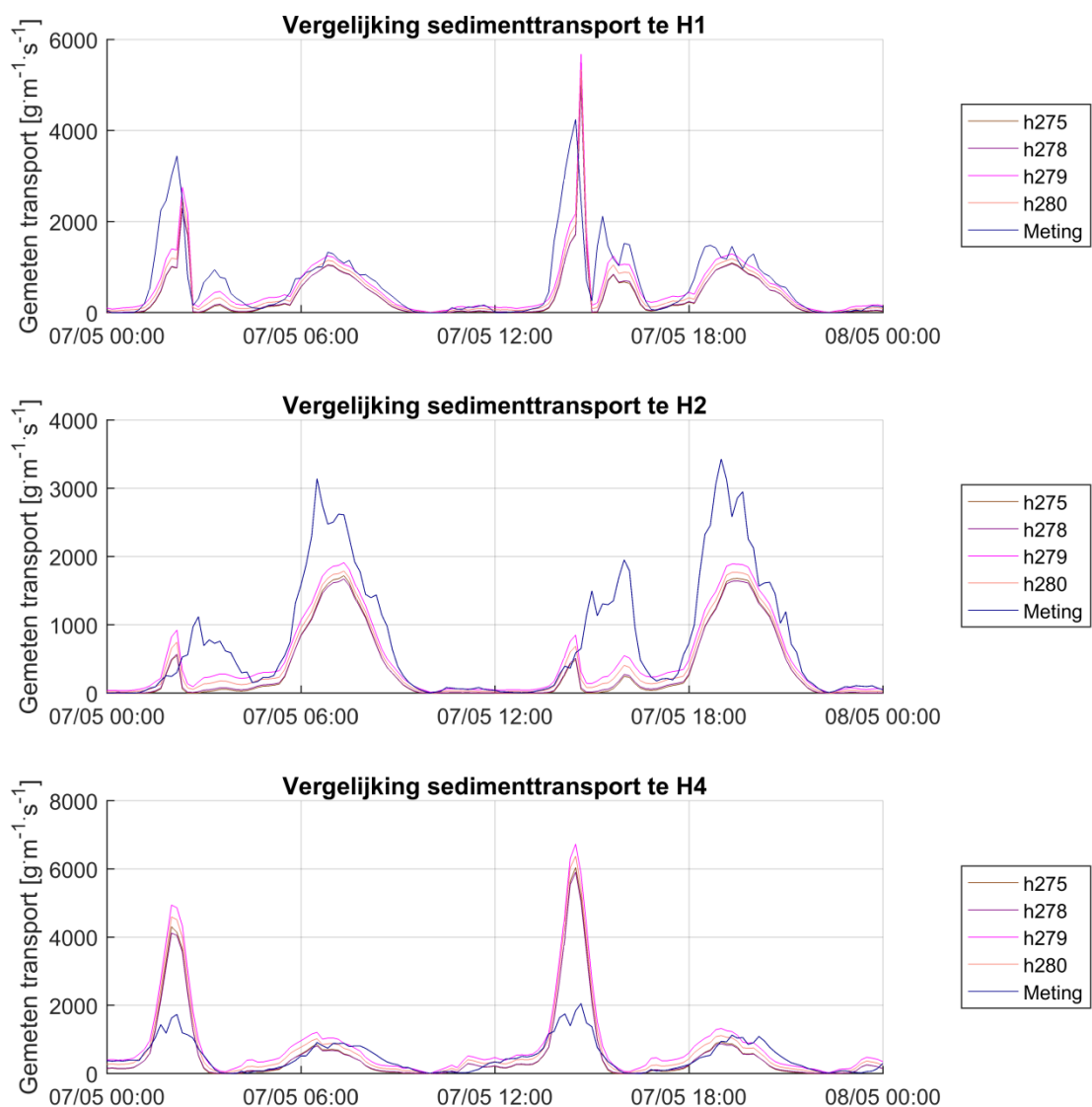
Simulatie	RMSE- q_s [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$]			$\Delta q_{s-\text{RES}}$ [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-1}$]		
	H1	H2	H4	H1	H2	H4
h275	0.46	0.34	0.46	9.8 (-8%)	$1.8 \cdot 10^2$ (-32%)	$2.4 \cdot 10^2$ (+172%)
h291	0.53	0.23	0.81	54.2 (-47%)	45.9 (-8%)	$1.8 \cdot 10^2$ (+127%)
h292	0.44	0.28	0.65	37.2 (-32%)	72.8 (-13%)	$1.8 \cdot 10^2$ (+132%)
h293	0.43	0.31	0.56	26.8 (-23%)	12.0 (-22%)	$1.9 \cdot 10^2$ (+139%)
h294	0.53	0.44	0.38	70.3 (-61%)	30.5 (-55%)	$1.9 \cdot 10^2$ (+137%)

Additionele slibfractie

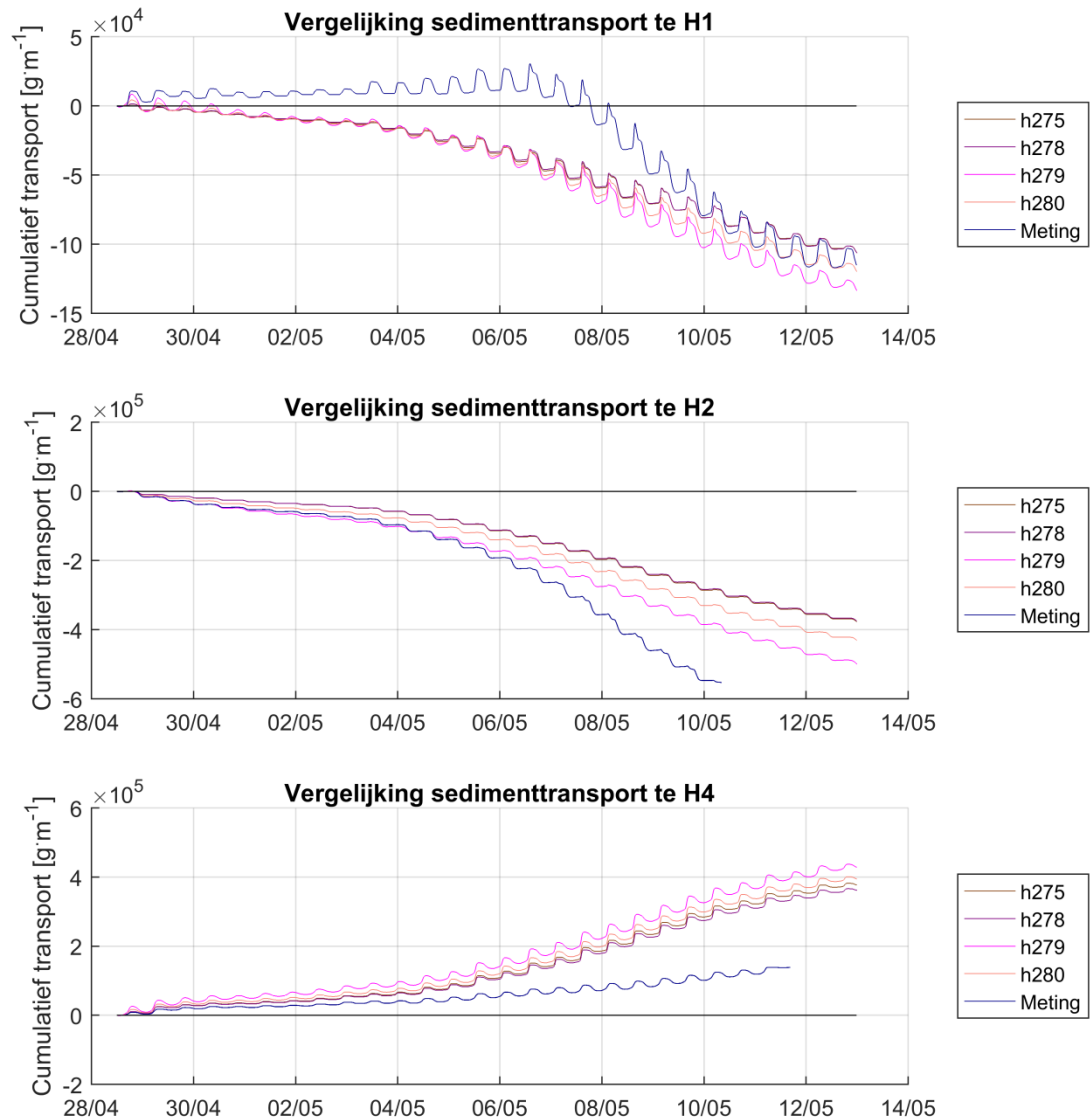
In simulaties h278-h280 zijn cohesieve sedimentfracties of slibfracties met variërende eigenschappen toegevoegd als tweede sedimentfractie (naast een niet-cohesieve fractie met $d_{50} = 190 \mu\text{m}$). De erosie en sedimentatie van de slibfractie wordt door het model berekend op basis van de Partheniades-Krone formuleringen.

In het algemeen is de invloed van een toegevoegde slibfractie op de gemodelleerde sedimenttransporten klein (Tabel 18, Figuur 66 en Figuur 67). Toch neemt in alle simulaties waar een slibfractie is toegevoegd het instantaan sedimenttransport en het residueel sedimenttransport iets toe. Het grootste cumulatief of residueel transport wordt steeds gesimuleerd voor simulatie h279, waarin de kritische bodemschuifspanning voor erosie kleiner is dan in simulatie h280 ($0.4 \text{ N}\cdot\text{m}^{-2}$ in plaats van $0.8 \text{ N}\cdot\text{m}^{-2}$) en de erosie-parameter groter is dan in simulatie h278 ($10^{-3} \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ in plaats van $10^{-5} \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$).

Figuur 66 – Gemodelleerde en gemeten sedimenttransporten over een individueel getij representatief voor springtij (7 tot 8 mei 2016) voor simulaties met enkel een zandfractie (h275) en simulaties met een slibfractie toegevoegd: $M_E = 10^{-5} \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1} / \tau_{cr} = 0.4 \text{ N}\cdot\text{m}^{-2}$ (h278), $M_E = 10^{-3} \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1} / \tau_{cr} = 0.4 \text{ N}\cdot\text{m}^{-2}$ (h279), $M_E = 10^{-3} \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1} / \tau_{cr} = 0.8 \text{ N}\cdot\text{m}^{-2}$ (h280).



Figuur 67 – Gemodelleerd en gemeten cumulatief sedimenttransport voor simulaties met enkel een zandfractie (h275) en simulaties met een slibfractie toegevoegd: $M_E = 10^{-5} \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1} / \tau_{cr} = 0.4 \text{ Nm}^{-2}$ (h278), $M_E = 10^{-3} \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1} / \tau_{cr} = 0.4 \text{ Nm}^{-2}$ (h279), $M_E = 10^{-3} \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1} / \tau_{cr} = 0.8 \text{ Nm}^{-2}$ (h280). Negatieve waarden duiden op residueel transport in eb-richting.



Tabel 18 – Modelprestatie voor simulaties met een cohesieve sedimentfractie toegevoegd: $M_E = 10^{-5} \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1} / \tau_{cr} = 0.4 \text{ Nm}^{-2}$ (h278), $M_E = 10^{-3} \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1} / \tau_{cr} = 0.4 \text{ Nm}^{-2}$ (h279), $M_E = 10^{-3} \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1} / \tau_{cr} = 0.8 \text{ Nm}^{-2}$ (h280); op basis van de RMSE van de hele tijdserie (RMSE- q_s) en het absolute en relatieve verschil in residueel transport (Δq_{s-RES}).

Simulatie	RMSE- q_s [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$]			Δq_{s-RES} [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-1}$]		
	H1	H2	H4	H1	H2	H4
h275	0.46	0.34	0.46	9.8 (-8%)	$1.8 \cdot 10^2$ (-32%)	$2.4 \cdot 10^2$ (+172%)
h278	0.45	0.35	0.44	9.6 (-8%)	$1.8 \cdot 10^2$ (-32%)	$2.2 \cdot 10^2$ (+161%)
h279	0.37	0.28	0.60	17.7 (+15%)	53.5 (-10%)	$2.9 \cdot 10^2$ (+209%)
h280	0.41	0.31	0.51	3.9 (+3%)	$1.2 \cdot 10^2$ (-22%)	$2.6 \cdot 10^2$ (+185%)

4.1.3 Langs- en dwarscomponenten van het sedimenttransport

Zoals eerder in dit hoofdstuk al werd opgemerkt wordt bij de bepaling van het cumulatief sedimenttransport uitgegaan van een zuiver bi-directionele getijstroming. Meer specifiek worden de sedimenttransporten geprojecteerd op een lijn die overeenkomt met de gemiddelde eb-vloedrichting: van NNW (336° voor H1, 348° voor H2 en 343° voor H4) naar ZZO (156° voor H1, 168° voor H2 en 163° voor H4) (zie Figuur 57). In werkelijkheid heeft het geprojecteerde sedimenttransport ook een component in dwarsrichting, welke vooral een rol speelt als er neervorming en bijbehorende recirculatiestromingen optreden. In deze paragraaf wordt voor meetpunten H1, H2 en H4 onderzocht hoe groot deze dwarscomponent is ten opzichte van het sedimenttransport in langsrichting en wat de eventuele bijdrage hiervan is aan het cumulatief transport en het effect op de richting van het residueel transport.

Figuur 68, Figuur 69 en Figuur 70 laten het gemeten en gemodelleerd sedimenttransportverloop in langs- en dwarsrichting tijdens springtij zien voor respectievelijk meetpunt H1, H2 en H4. Voor het gemodelleerd transport wordt enkel het modelresultaat van simulatie h275 getoond omdat deze configuratie (TR1993-formule met $k_s = 0.02$ m en $d_{50} = 170$ μ m) relatief goede modelresultaten oplevert. Ter hoogte van meetpunt H1 treden direct na het piektransport tijdens vloed (eerste piek in langs-richting) enkele piektransporten in dwarsrichting op. Eerst is er een sterke negatieve piek, duidend op een transport in westelijke richting, gevolgd door een tweede lagere piek in oostelijke richting. Ook bij meetpunt H2 is een dergelijk patroon te zien in het verloop van de dwarscomponent van het sedimenttransport. Deze opeenvolgende pieken in tegengestelde richting zijn te verklaren door de hier optredende neervorming en bijbehorende recirculatie- en dwarsstroming. Bij H1 en H2 leidt deze neervorming eerst tot een dwarsstroming van de geul richting de Platen van Ossensisse en daarna tot een dwarsstroming van de Platen van Ossensisse richting de geul en de Drempel van Hansweert (zie ook Figuur 53). Verder valt op dat bij meetpunt H1 nog een derde kleine piek in de dwarscomponent van het geprojecteerde sedimenttransport in westelijke richting volgt. Tot slot wordt opgemerkt dat de dwarscomponent van het geprojecteerde sedimenttransport bij meetpunt H4 nihil is.

Richting van het residueel transport

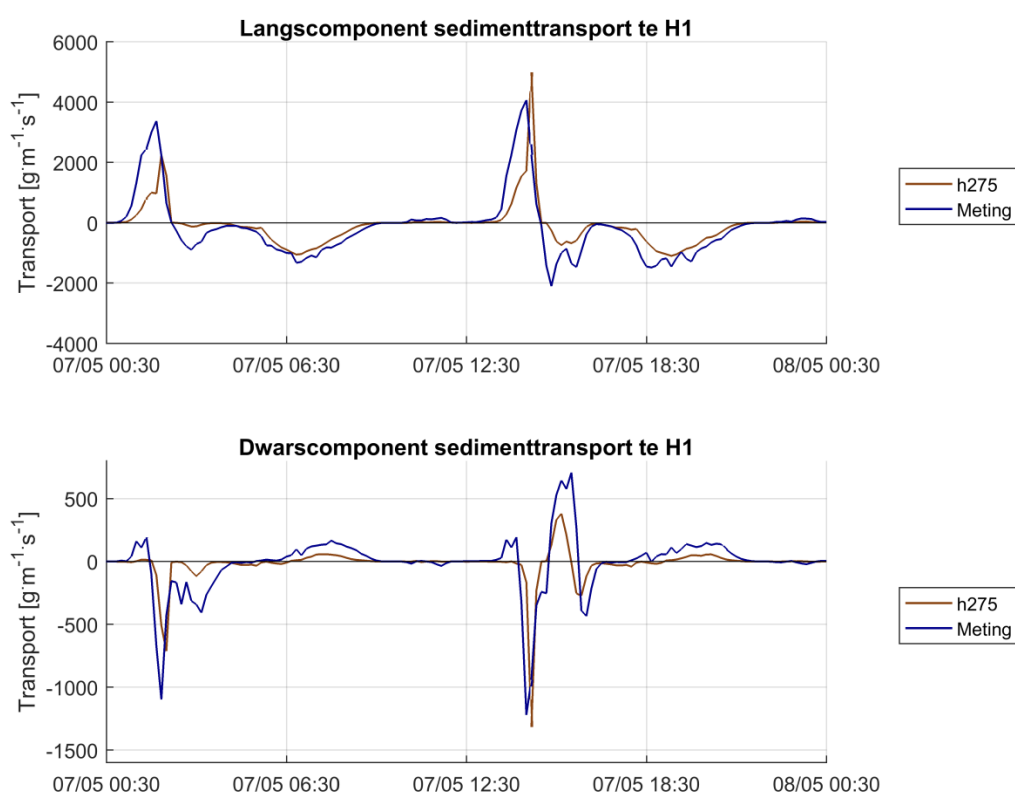
Voor meetpunten H1 en H2 is ook het cumulatief transport in langs-richting (identiek aan de cumulatieve transporten in de vorige paragraaf) en dwarsrichting ten opzichte van de gemiddelde eb-vloed-richting (zie Figuur 57 voor de richtingscomponenten) berekend. Vanwege de zeer geringe dwarscomponent bij meetpunt H4 is deze analyse voor H4 achterwege gelaten. Figuur 71 en Figuur 72 tonen de cumulatieve langscomponent en dwarscomponent van het gemeten en het gesimuleerd transport bij respectievelijk meetpunt H1 en H2.

Bij meetpunt H1 is de dwarscomponent voor doottij of de lagere getijden tijdens een springtij-doottij-cyclus richting de vaargeul (29/4 tot 6/5 in Figuur 71). Deze dwarscomponent van het cumulatief transport richting de Drempel van Hansweert in de metingen wordt niet gereproduceerd door het model, wat duidt op een klein verschil in sedimenttransportrichting tussen model en meting. Als ook de langscomponent in rekening wordt gebracht is de richting van het residueel transport bij H1 tijdens doottij in ZO-richting (i.e., van de ondiepte richting de Drempel van Hansweert). Voor hogere getijden tijdens een springtij-doottij-cyclus (7/5 tot 13/5 in Figuur 71), als er neervorming en dwarsstromingen optreden in het gebied, zijn de netto dwarscomponent en de (sterkere) netto langscomponent van het sedimenttransport bij H1 beiden negatief. De netto dwarscomponent van het op eb-vloed-richting geprojecteerde cumulatieve transport is tijdens springtij dus van de vaargeul naar de Platen van Ossensisse gericht. Samen duidt dit op een residueel transport in NW-richting tijdens springtij. Het residuele transport in dwarsrichting tijdens springtij wordt wel door het model gesimuleerd, al zijn de absolute vloed- en eb-transporten hier te laag. Tot slot wordt opgemerkt dat het residueel transport tijdens springtij bij H1 een stuk hoger is dan tijdens doottij, wat ertoe leidt dat het residuele transport over de gehele springtij-doottij-cyclus bij meetpunt H1 in NW-richting is. Dit is dus min of meer parallel aan de stroomrichting in de vaargeul tijdens eb, al is de netto dwarscomponent uiteindelijk licht negatief (i.e., van de vaargeul richting de ondiepte).

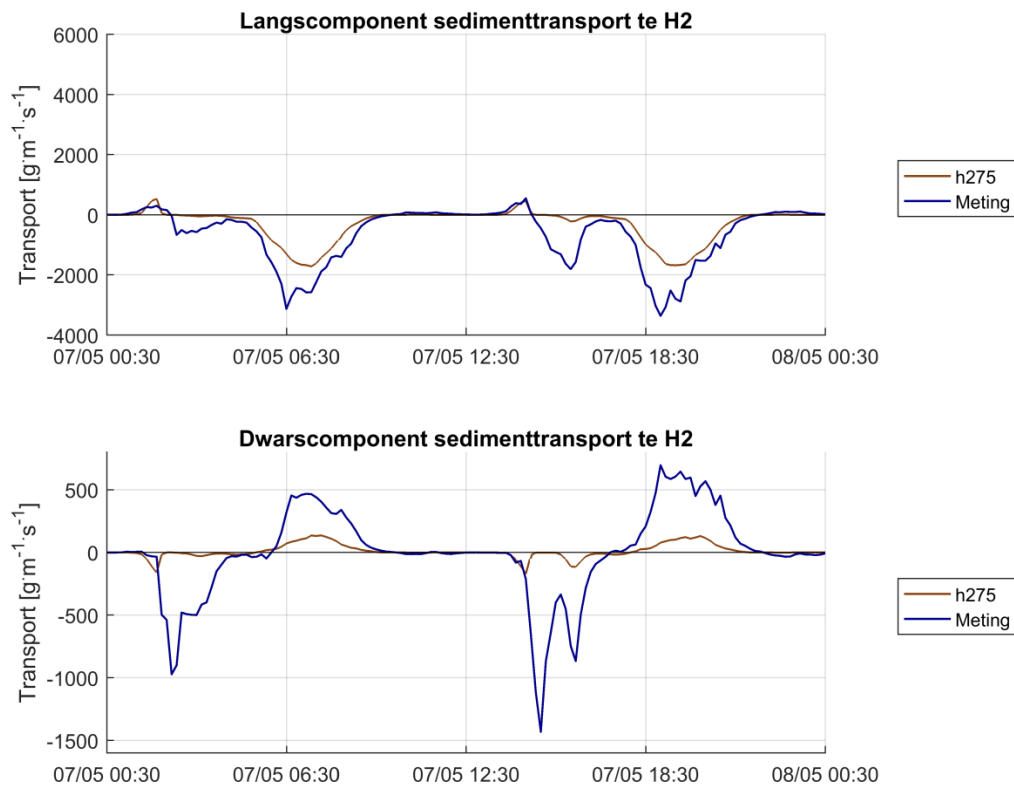
Bij meetpunt H2 is de dwarscomponent van het getij gering (let hier op het verschil in schaal op de verticale as in Figuur 72). Tijdens doottij is de dwarscomponent van het residueel transport bij H2 in de richting van de Platen van Ossensisse. Tijdens de hoogste springtij is de dwarscomponent hier veel sterker en juist van de Platen van Ossensisse naar de vaargeul en de Drempel van Hansweert gericht (het cumulatief transport stijgt richting positieve waarden). Deze springtij-doottij-variatie van de dwarscomponent van het residueel transport bij H2 wordt niet correct door het model gereproduceerd. In de modelsimulatie is de dwarscomponent bij meetpunt H2 voor alle getijden licht positief (i.e., van de ondiepte richting de vaargeul gericht). Aangezien de langscomponent bij meetpunt H2 een grootteorde hoger is dan de dwarscomponent is de invloed van de dwarscomponent op de richting van het residueel transport relatief klein. Daarom kan geconcludeerd worden dat het residueel sedimenttransport ook bij springtij in eb-richting ofwel in NW-richting is (langscomponent is negatief).

In het algemeen kan gesteld worden dat verschillen tussen de gemeten en gemodelleerde dwarscomponenten van het residueel transport tijdens springtij waarschijnlijk worden veroorzaakt door een verschil in de exacte locatie en omvang van de neervorming en bijbehorende recirculatie- en dwarsstromingen tussen model en meting. Daarnaast valt op dat de sterke springtij-doottij-variatie van de richting van het residueel transport door het model wordt onderschat en dat de richting van de dwarscomponent van het residuele transport bij doottij op beide locaties verkeerd wordt gesimuleerd.

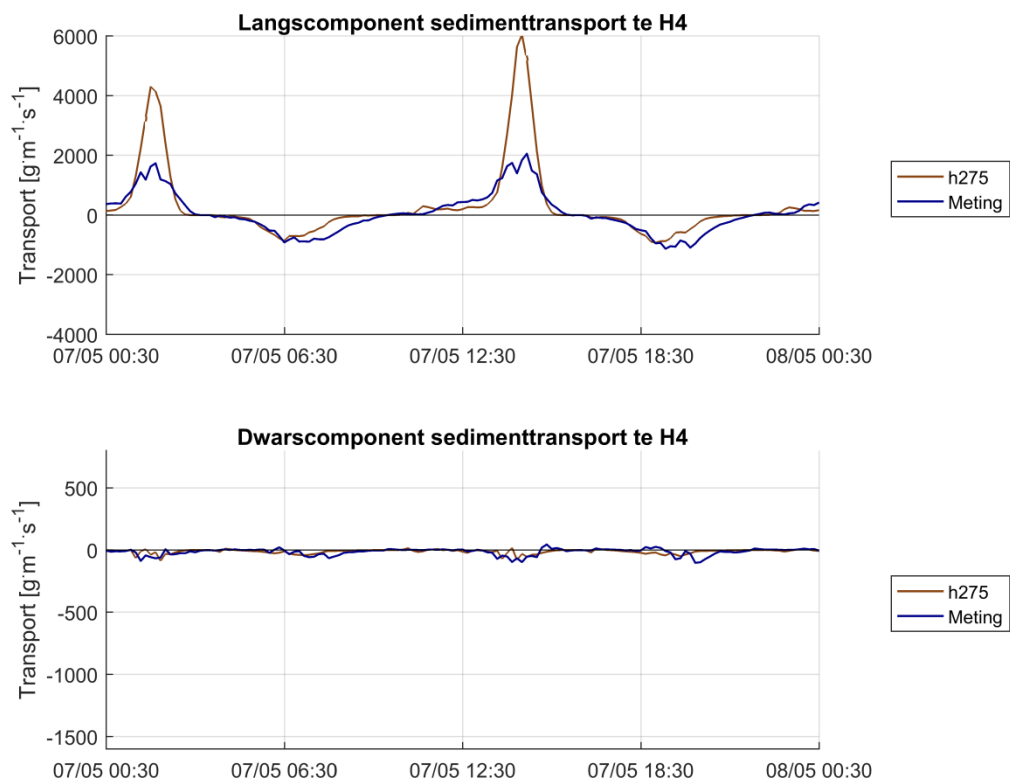
Figuur 68 – Gemodelleerde (simulatie h275) en gemeten langscomponent (boven) en dwars-component (onder) van het op eb-vloedrichting geprojecteerd sedimenttransport bij meetpunt H1 over een representatief voor springtij (7 tot 8 mei 2016).



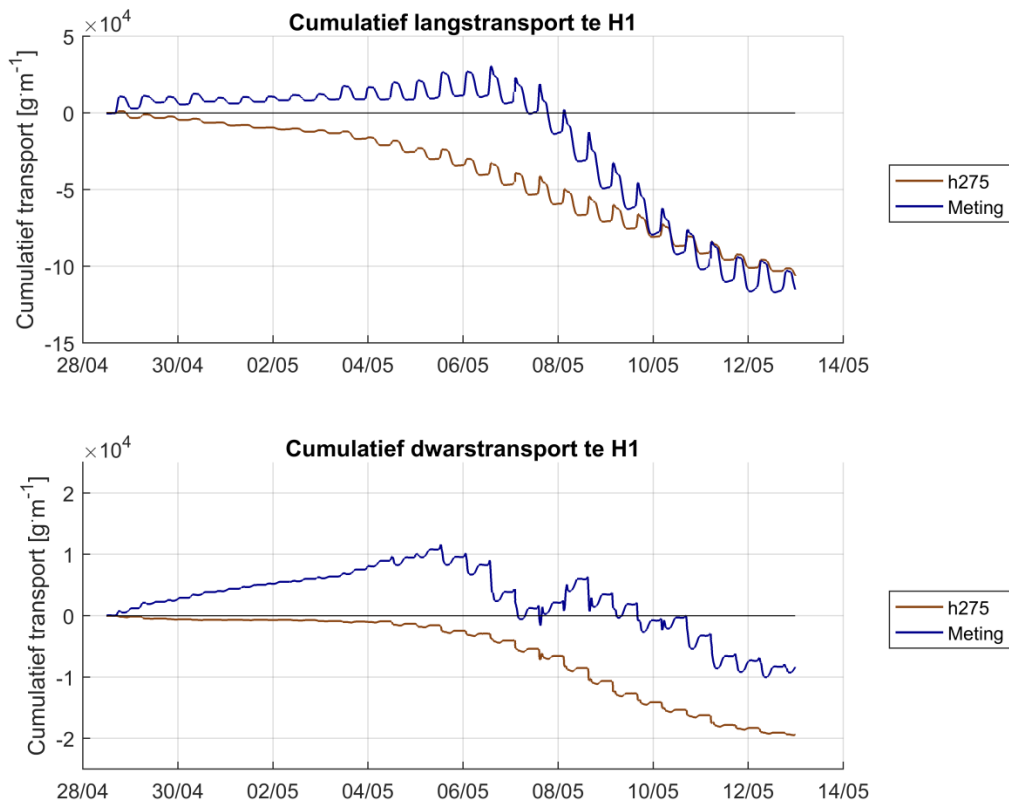
Figuur 69 – Gemodelleerde (simulatie h275) en gemeten langsgcomponent (boven) en dwars-component (onder) van het op eb-vloedrichting geprojecteerd sedimenttransport bij meetpunt H2 over een representatief voor springtij (7 tot 8 mei 2016).



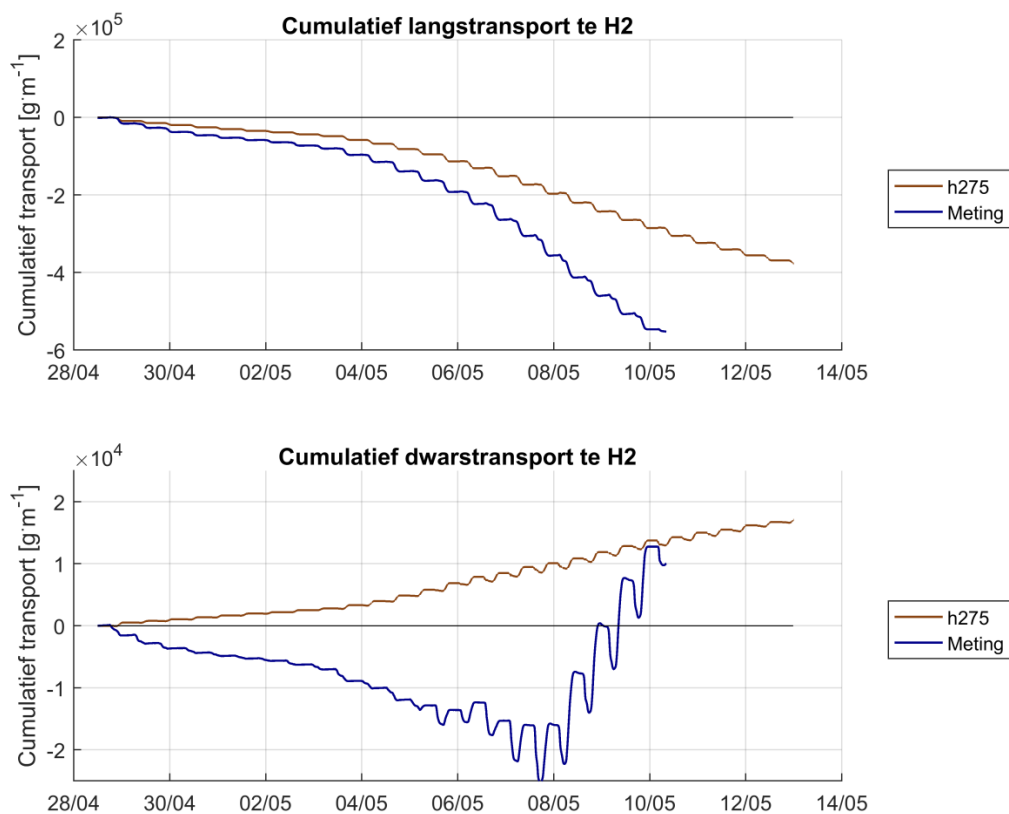
Figuur 70 – Gemodelleerde (simulatie h275) en gemeten langsgcomponent (boven) en dwars-component (onder) van het op eb-vloedrichting geprojecteerd sedimenttransport bij meetpunt H4 over een representatief voor springtij (7 tot 8 mei 2016).



Figuur 71 – Gemodelleerd (simulatie h275) en gemeten cumulatief sedimenttransport geprojecteerd op de gemiddelde eb-vloedrichting (boven) en bijbehorende dwarscomponent van het cumulatief sedimenttransport (onder) bij meetpunt H1.



Figuur 72 – Gemodelleerd (simulatie h275) en gemeten cumulatief sedimenttransport geprojecteerd op de gemiddelde eb-vloedrichting (boven) en bijbehorende dwarscomponent van het cumulatief sedimenttransport (onder) bij meetpunt H2.



4.1.4 Discussie kalibratie sedimenttransport voor Drempel van Hansweert

In de modelkalibratie is de invloed van verschillende transportformules, sedimentfracties en korrelgroottes op de modelprestatie onderzocht. Hiervoor zijn zowel het instantaan sedimenttransport als het cumulatief of residueel sedimenttransport vergeleken met de gemeten transporten ter hoogte van de Drempel van Hansweert.

Uit de modelkalibratie komen een aantal algemene trends en afwijkingen naar voren die onafhankelijk van de modelinstellingen voor sediment of sedimenttransport gesimuleerd worden. Zo wordt in alle simulaties het sedimenttransport tijdens eb en tijdens vloed onderschat bij meetpunt H2 en wordt het sedimenttransport tijdens vloed sterk overschat bij meetpunt H4. Dit heeft tevens tot gevolg dat het residueel transport in vloed-richting bij meetpunt H4 overschat wordt in alle simulaties. Het residueel sedimenttransport in eb-richting bij meetpunt H2 wordt juist in meer of mindere mate onderschat in alle modelsimulaties. Door deze contradictie in de modelresultaten (overschatting van het residueel transport bij H4 en onderschatting van het residueel transport bij H2) was het niet mogelijk het transportmodel voor beide meetpunten tegelijk te optimaliseren, temeer omdat het effect van de variaties in de modelinput in deze kalibratie op het gesimuleerd transport bij H4 beperkt is. Deze tegenstrijdige modelresultaten suggereren ruimtelijke verschillen in de sedimentsamenstelling, in het bijzonder tussen locaties H2 en H4 aan weerszijden van de Drempel van Hansweert. Het gebruiken van een ruimtelijke verdeling van verschillende sedimentfracties kan hier de oplossing bieden. De gemeten eb-transporten ter hoogte van meetpunten H1, H2 en H4, alsmede de vloedtransporten ter hoogte van locatie H1 worden afhankelijk van de modelinstellingen en gebruikte sedimentfractie(s) wel redelijk tot goed gesimuleerd. Tot slot valt in het algemeen op dat de springtij-doodtij variaties in het gemeten cumulatief sedimenttransport, zowel voor het transport in langsrichting als het transport in dwarsrichting, niet als zodanig door het model gevat worden.

Met betrekking tot de grote afwijking tussen model en meting op enkele meetpunten wordt opgemerkt dat de in deze paragraaf gepresenteerde gemeten sedimenttransporten een significante fractie fijn sediment of slib ($d_{50} \approx 50 \mu\text{m}$ en $\approx 50\%$ kleiner dan $62.5 \mu\text{m}$) bevatten (Vandebroek et al., 2017a). Deze slibfractie werd niet door het zandtransportmodel gesimuleerd en ook niet in de met de Delftse Fles rechtstreeks gemeten gemiddelde korrelgroottes geobserveerd ($d_{50} \approx 170 \mu\text{m}$ en $\approx 10\%$ kleiner dan $62.5 \mu\text{m}$). Het is dus mogelijk dat de grote afwijkingen tussen model en meting, zoals de onderschatting van het vloedtransport bij meetpunt H2 veroorzaakt worden door het ontbreken van een fijne sedimentfractie in de modelsimulaties. Echter, ook in de enkele simulaties met een additionele cohesieve sedimentfractie of een zeer fijne zandfractie werd geen ander transportpatroon gesimuleerd dan in de simulaties zonder cohesieve fractie. De overschatting van de vloedpiek bij meetpunt H4 zou dan weer verklaard kunnen worden door de knik in de kalibratiecurve van de via akoestische backscatter afgeleide sedimenttransporten bij meetpunt H4 (Vandebroek, 2017a). Hierdoor kan een relatief klein verschil in gemeten 'backscatter' een groot verschil maken voor de gemeten sedimentconcentraties en dus sedimenttransporten.

Ondanks enkele grote afwijkingen tussen meting en simulatie kunnen op basis van de modelkalibratie wel enkele conclusies getrokken worden. Zo volgt uit een vergelijking tussen de transportformules dat de TR1993-formulering (Van Rijn, 1993) met constante bodemruwheid k_s de beste resultaten oplevert. Het gebruik van de Engelund-Hansen formule geniet niet de voorkeur vanwege de sterke invloed die de ruimtelijk variërende bodemruwheid dan heeft op het ruimtelijk sedimenttransport en daarmee de morfologische modelresultaten (zie ook Meire et al., 2017 en Deltares, 2011). In dit geval leidt de relatief lage bodemruwheid op de ondiepe en intertidale delen tot een onderschatting van het sedimenttransport (met uitzondering van de algemene overschatting van het vloedtransport bij meetpunt H2). Als de TR2004-formule (Van Rijn, 2007) of de TR1993-formule (Van Rijn, 1993) met bodemruwheidsvoorspeller (Van Rijn, 2007) wordt gebruikt leidt dit tot een overschatting van de vloed-transporten bij meetpunt H1. Mede hierdoor wordt het residueel transport in deze configuraties zelfs in vloed-richting in plaats van in eb-richting gemodelleerd. Het gebruik van deze formuleringen wordt dus afgeraden.

De (constante) bodemruwheid en de korrelgrootte van de niet-cohesieve sedimentfractie kunnen gebruikt worden om de grootte van het sediment-transport te kalibreren. Als gekeken wordt naar de

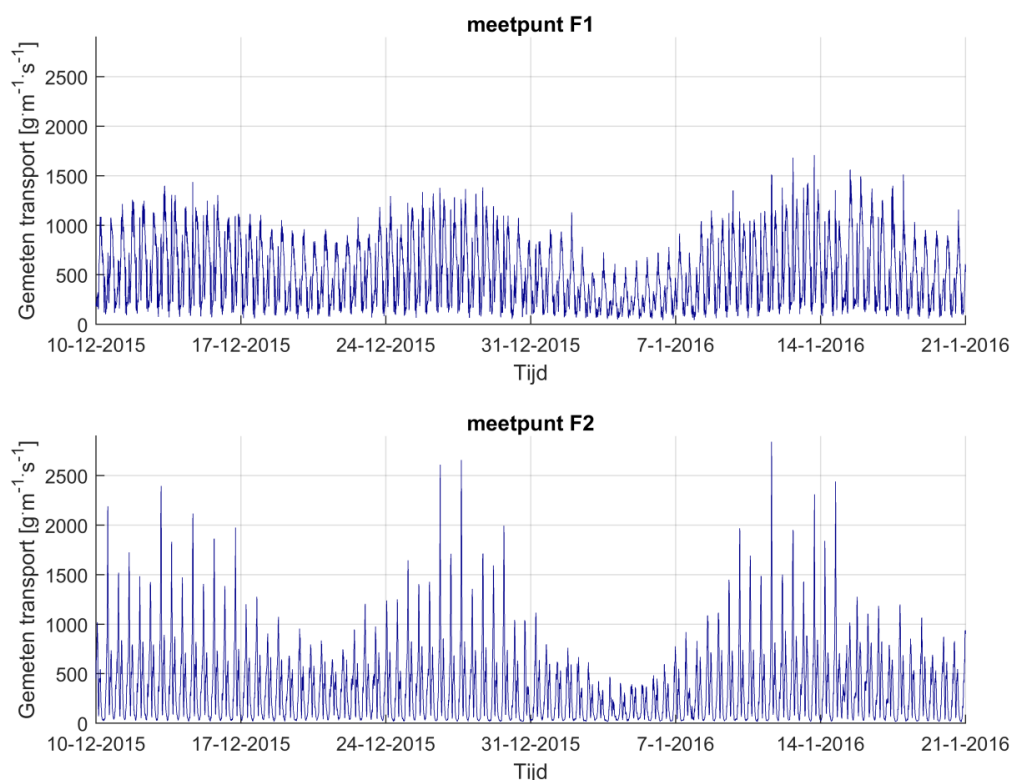
transportpatronen die door het model redelijk tot goed gerepresenteerd worden (dit zijn het vloed-transport bij H1 en het eb-transport bij H1, H2 en H4) dan wordt de beste overeenkomst tussen model en meting bereikt met $k_s \approx 0.01\text{-}0.02$ m en $d_{50} \approx 170\text{-}190$ μm . Het toevoegen van een additionele zandfractie of cohesieve sedimentfractie leidt in de meeste gevallen niet tot andere trends in het gemodelleerde sediment-transport. Enkel wanneer een zeer fijne tweede sedimentfractie wordt gebruikt ($d_{50} \approx 70$ μm), leidt dit tot een sterk verbeterde weergave van de anders onderschatte sedimenttransporten bij meetpunt H2, al gaat dit wel ten koste van de modelprestatie bij de overige meetpunten. In het algemeen kan een cohesieve of niet-cohesieve tweede sedimentfractie gebruikt worden om de gemodelleerde sedimenttransporten nog verder te kalibreren. Daarnaast lijkt een ruimtelijke verdeling van fijne en grove sedimentfracties nodig te zijn om het sedimenttransportmodel te kunnen optimaliseren op de verschillende meetlocaties rondom de Drempel van Hansweert.

4.2 Drempel van Frederik

4.2.1 Meting sedimenttransport bij Drempel van Frederik

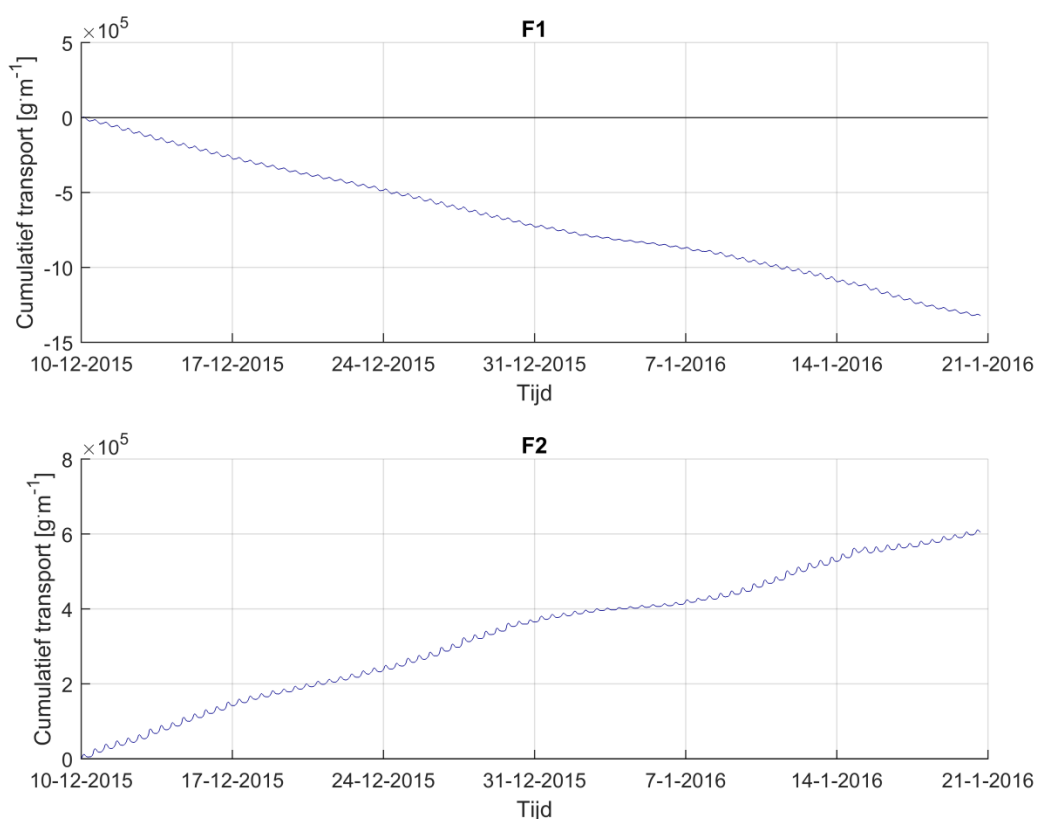
In Figuur 73 zijn de gemeten absolute sedimenttransporten weergegeven voor meetlocaties F1 en F2 ter hoogte van de Drempel van Frederik (zie Figuur 4 voor meetlocaties). De sedimenttransporten zijn berekend uit de via akoestische backscatter afgeleide sediment-concentraties en gemeten stroomsnelheden zoals is beschreven in Vandebroek et al. (2017b). Op basis van sedimentmonsters die zijn genomen tijdens de korte kalibratiecampagne bij de Drempel van Frederik blijkt dat slechts 5-30% van het sediment in suspensie bestaat uit deeltjes met een d_{50} groter dan 62.5 μm . Tijdens het grootste deel van de meetcampagne was de zandfractie ($d_{50} > 62.5$ μm) zelfs lager dan 10%. De gemiddelde korrelgrootte van het gesuspendeerd sediment lag tijdens de kalibratiecampagne tussen de 8 en 30 μm .

Figuur 73 – Gemeten absolute sedimenttransport voor locaties F1 en F2 bij DvF.



Op basis van de stroomsnelheidsrichtingen werden wederom de afzonderlijke sedimenttransporten in eb- en vloedrichting bepaald, waarmee een cumulatief (en residueel) transport berekend kan worden (Figuur 74). In deze cumulatieve transporten is een duidelijk verschil tussen locaties F1 en F2 te zien. Ter hoogte van meetpunt F1 is het netto transport in eb-richting, terwijl het netto-transport bij meetpunt F2 in vloedrichting is. Verder blijkt uit de metingen dat de springtij-doodtij variatie het grootst is voor de vloed-transporten bij locatie F2. Wel is ter hoogte van meetpunt F2 voor alle getijden het gemeten maximale vloed-transport groter dan het gemeten maximale eb-transport. Bij meetpunt F1 is de springtij-doodtij variatie kleiner en zijn de maximale transporten in eb-richting juist groter voor de meeste getijden.

Figuur 74 – Gemeten cumulatief sedimenttransport voor locaties F1 en F2, waarbij een onderscheid is gemaakt tussen transport in vloedrichting (positieve waarden) en in ebrichting (negatieve waarden).



4.2.2 Kalibratie sedimenttransport voor Drempel van Frederik

Overzicht modelconfiguraties

De gemeten sedimenttransporten op meetpunten F1 en F2 ter hoogte van de Drempel van Frederik worden vergeleken met de gemodelleerde transporten voor variërende modelinstellingen (Tabel 19). In alle modelconfiguraties wordt gebruik gemaakt van het hydrodynamisch model in de configuratie zoals beschreven in hoofdstuk 3 (simulatie DF102). Er zijn simulaties uitgevoerd waarin met een zandfractie, een slibfractie of een combinatie van beiden is gerekend.

Net als in de vorige paragraaf wordt het niet-cohesieve sedimenttransport (zandtransport) door het model berekend op basis van de formuleringen van Engelund-Hansen en de TR1993 of TR2004 formules van Van Rijn (1993, 2007). In het geval van de TR1993 formule wordt verder nog een onderscheid gemaakt tussen de verschillende manieren waarop de ruwheidshoogte (k_s) wordt bepaald: (1) een tijdsafhankelijke en ruimtelijk constante ruwheidshoogte als modelinvoer of (2) een ruwheidshoogte die middels de

formuleringen van Van Rijn (2007) wordt bepaald aan de hand van onder meer de korrelgrootte, de plaatselijke stroomsnelheid en waterdiepte. In simulaties met zandfracties is gekeken naar de invloed van variaties in de korrelgrootte d_{50} , die in eerste instantie op $d_{50} = 100 \mu\text{m}$ is gesteld. De specifieke dichtheid en het drooggewicht voor zandfracties zijn in alle simulaties hetzelfde: $\rho_s = 2650 \text{ kgm}^{-3}$ en $\rho_d = 1600 \text{ kgm}^{-3}$.

Voor het cohesief sediment (slib) werd gerekend met de formules van Partheniades-Krone (Partheniades, 1965). In het geval van het cohesief sediment zijn simulaties uitgevoerd waarin de karakteristieke valsnelheid w_s (ms^{-1}), kritische bodemschuifspanning voor erosie τ_{kr} (Nm^{-2}) en de erosieparameter M_E ($\text{kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$) zijn gevarieerd. Een eerdere modelstudie naar slibconcentraties in de Beneden-Zeeschelde met het verfijnde NEVLA-grid (Coen et al., 2016) liet al zien dat door het variëren van de valsnelheid het verschil tussen fijne slibfracties ($w_s \approx 0.01\text{-}1 \text{ mm/s}$) en zwaardere slibfracties of slibvlokken ($w_s \approx 1\text{-}10 \text{ mm/s}$) gesimuleerd kan worden. Op basis van literatuur en metingen lijkt een valsnelheid van om en nabij 2 mm/s een realistische waarde om het effect van vlokvorming op sedimentconcentraties te kunnen simuleren (IMDC, 2007). De overige instellingen voor de sedimentkarakteristieken zijn opgesomd in Bijlage 8.2. In deze studie zijn simulaties uitgevoerd met een lage valsnelheid (DF211-219) en hogere valsnelheid (DF221-222) om de effecten van verschillende slibsamenstellingen en de aanwezigheid van sedimentvlokken op het gemodelleerd sedimenttransport te onderzoeken. Ook bleek uit de modelstudie door Coen et al. (2016) dat het verhogen of verlagen van de kritische bodemschuifspanning voor erosie (τ_{kr}) leidt tot respectievelijk lagere en hogere sedimentconcentraties in de waterkolom. Evenzo bleek dat het verlagen of verhogen van de erosieparameter (M_E) leidt tot respectievelijk lagere en hogere sedimentconcentraties. De effecten van dergelijke variaties in M_E en τ_{kr} op sedimenttransport zijn in deze studie ook onderzocht (DF211-216 en DF218-219). In alle simulaties met slibfracties is de specifieke dichtheid voor cohesief sediment $\rho_s = 2650 \text{ kgm}^{-3}$, het drooggewicht $\rho_d = 500 \text{ kgm}^{-3}$ en de referentie-dichtheid voor gehinderde bezinking ('hindered settling') $C_{ref} = 1600 \text{ kgm}^{-3}$.

Tabel 19 – Overzicht simulaties kalibratie sedimenttransport DvF.

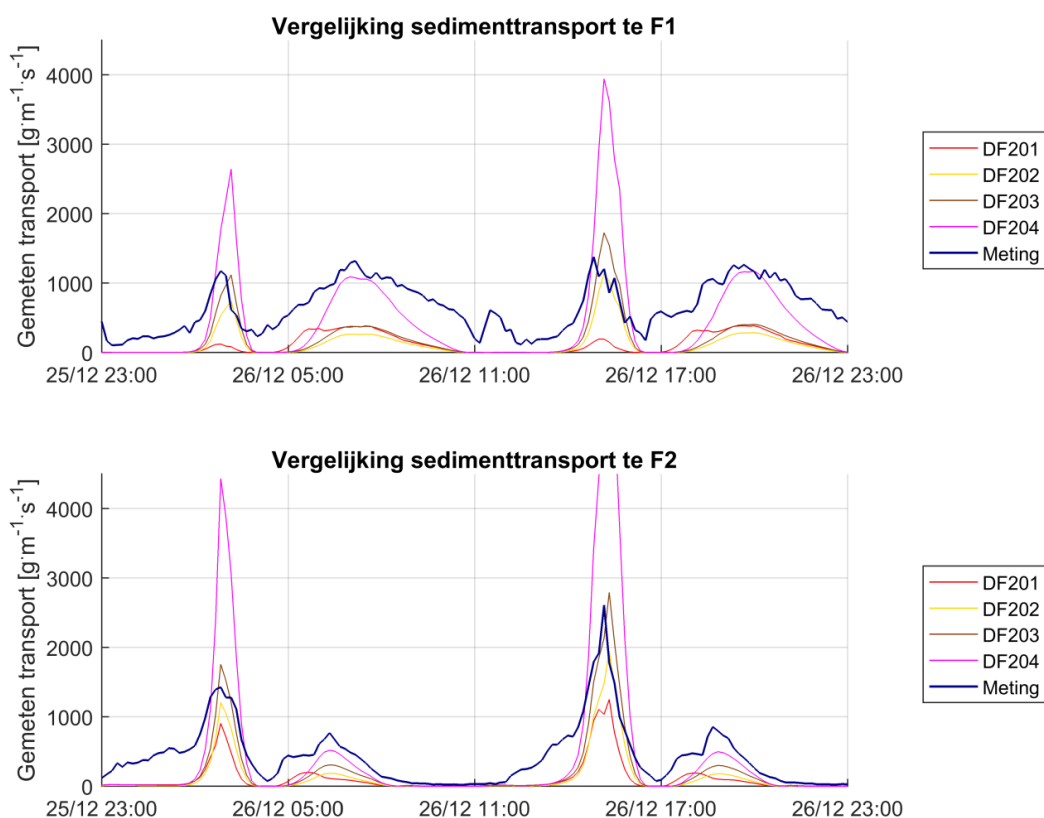
Simulatie	Transport formule(s)	Overige parameters voor sediment
DF201	Engelund-Hansen	zand: $d_{50} = 100 \mu\text{m}$
DF202	TR1993	zand: $d_{50} = 100 \mu\text{m}$ / k_s variabel
DF203	TR1993	zand: $d_{50} = 100 \mu\text{m}$ / $k_s = 0.02 \text{ m}$
DF204	TR2004	zand: $d_{50} = 100 \mu\text{m}$
DF206	TR2004	zand: $d_{50} = 70 \mu\text{m}$
DF207	TR2004	zand: $d_{50} = 130 \mu\text{m}$
DF211	Partheniades-Krone	slib: $M_E = 1.0\text{e-}4 \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$ / $\tau_{kr} = 0.4 \text{ Nm}^{-2}$ / $w_s = 2.5\text{e-}4 \text{ ms}^{-1}$
DF212	Partheniades-Krone	slib: $M_E = 1.0\text{e-}5 \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$ / $\tau_{kr} = 0.4 \text{ Nm}^{-2}$ / $w_s = 2.5\text{e-}4 \text{ ms}^{-1}$
DF213	Partheniades-Krone	slib: $M_E = 1.0\text{e-}3 \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$ / $\tau_{kr} = 0.4 \text{ Nm}^{-2}$ / $w_s = 2.5\text{e-}4 \text{ ms}^{-1}$
DF214	Partheniades-Krone	slib: $M_E = 1.0\text{e-}4 \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$ / $\tau_{kr} = 0.2 \text{ Nm}^{-2}$ / $w_s = 2.5\text{e-}4 \text{ ms}^{-1}$
DF215	Partheniades-Krone	slib: $M_E = 1.0\text{e-}4 \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$ / $\tau_{kr} = 0.8 \text{ Nm}^{-2}$ / $w_s = 2.5\text{e-}4 \text{ ms}^{-1}$
DF216	Partheniades-Krone	slib: $M_E = 1.0\text{e-}4 \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$ / $\tau_{kr} = 0.4 \text{ Nm}^{-2}$ / $w_s = 1.5\text{e-}4 \text{ ms}^{-1}$
DF217	Partheniades-Krone	slib: $M_E = 1.0\text{e-}4 \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$ / $\tau_{kr} = 0.4 \text{ Nm}^{-2}$ / $w_s = 3.5\text{e-}4 \text{ ms}^{-1}$
DF218	Partheniades-Krone	slib: $M_E = 5.0\text{e-}5 \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$ / $\tau_{kr} = 0.8 \text{ Nm}^{-2}$ / $w_s = 2.5\text{e-}4 \text{ ms}^{-1}$
DF219	Partheniades-Krone	slib: $M_E = 5.0\text{e-}5 \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$ / $\tau_{kr} = 0.6 \text{ Nm}^{-2}$ / $w_s = 2.5\text{e-}4 \text{ ms}^{-1}$
DF221	Partheniades-Krone	slib: $M_E = 1.0\text{e-}4 \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$ / $\tau_{kr} = 0.4 \text{ Nm}^{-2}$ / $w_s = 2.5\text{e-}3 \text{ ms}^{-1}$
DF222	Partheniades-Krone	slib: $M_E = 1.0\text{e-}4 \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$ / $\tau_{kr} = 0.6 \text{ Nm}^{-2}$ / $w_s = 2.5\text{e-}3 \text{ ms}^{-1}$
DF231	TR2004 Partheniades-Krone	zand: $d_{50} = 100 \mu\text{m}$ (50%) slib: $M_E = 5.0\text{e-}5 \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$ / $\tau_{kr} = 0.6 \text{ Nm}^{-2}$ / $w_s = 2.5\text{e-}4 \text{ ms}^{-1}$ (50%)

Transportformule voor niet-cohesief sedimenttransport

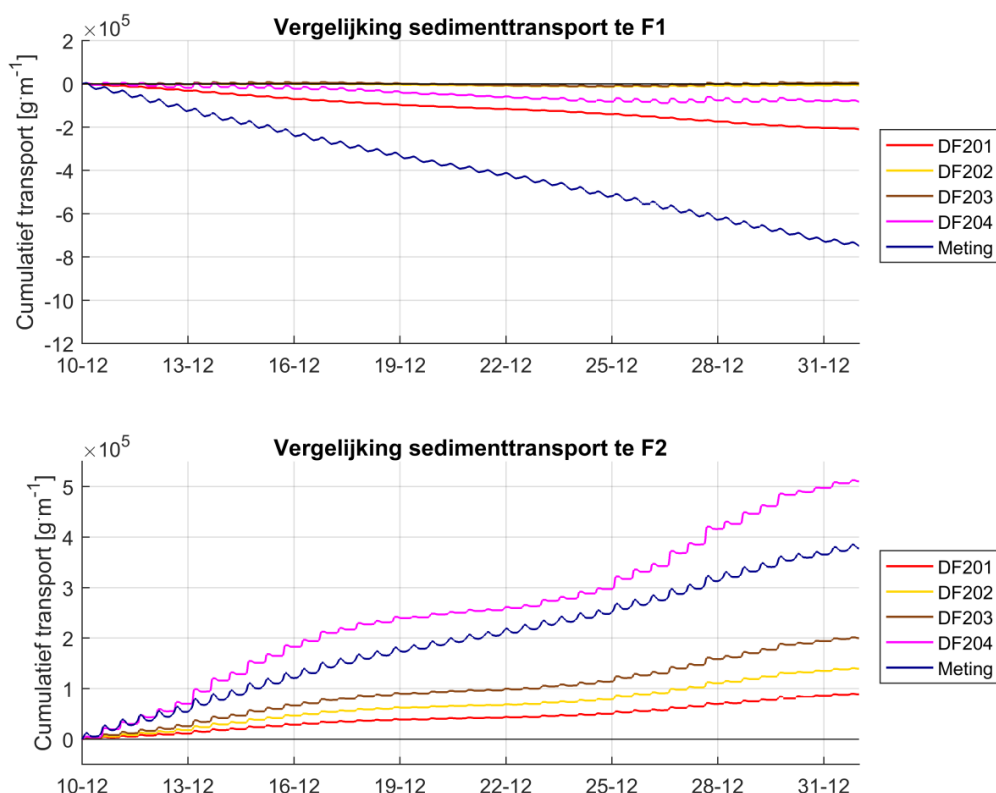
Het gemeten en gemodelleerd sedimenttransport is vergeleken voor simulaties met verschillende sedimenttransportformules: Engelund-Hansen, TR2004 en TR1993, waarbij in alle gevallen wordt gerekend met een korrelgrootte van $d_{50} = 100 \mu\text{m}$ (Tabel 19). Uit deze modelsimulaties volgt dat het gemeten sedimenttransportverloop in deze configuraties grotendeels onderschat wordt, ongeacht of de Engelund-Hansen of TR1993-formule gebruikt wordt (Figuur 75 en Tabel 20). Enkel voor de TR2004-formule wordt het maximum sedimenttransport tijdens vloed bij zowel F1 als F2 sterk overschat. Dit maximum vloedtransport wordt correct weergegeven met de TR1993-formule. Het maximumtransport tijdens eb bij F1 wordt het best benaderd door de TR2004-formule. Verder wordt het sedimenttransport in het algemeen het meest onderschat in de simulatie met de Engelund-Hansen formule. Een onderschatting is in dit geval aanvaardbaar omdat het aandeel van het zandtransport in het totale gemeten sedimenttransport ook gering was.

Het cumulatief of residueel transport bij meetpunt F1 wordt door alle transportformules sterk onderschat (Figuur 76). In het geval van de TR1993-formule is het residueel transport bij F1 zelfs minimaal. De kleinste onderschatting van het residueel transport wordt gemodelleerd met de Engelund-Hansen formule (DF201). Ter hoogte van meetpunt F2 wordt het residueel transport ook onderschat in de simulaties met de Engelund-Hansen of TR1993-formule. Als de TR1993-formule met een constante ruwheidshoogte van $k_s = 0.02 \text{ m}$ (DF203) wordt gebruikt is de onderschatting van het residueel transport bij F2 het kleinst. Als de TR2004-formule wordt toegepast wordt het residueel transport bij F2 juist iets overschat.

Figuur 75 – Gemodelleerde en gemeten sedimenttransporten tijdens springtij (26 december 2015) voor simulaties met verschillende sedimenttransportformules voor zand: Engelund-Hansen (DF201), TR1993 met bodemruwheidsvoorspeller (DF202), of met constante $k_s = 0.02\text{m}$ (DF203) en TR2004 (DF204).



Figuur 76 – Gemodelleerd en gemeten cumulatief sedimenttransport voor simulaties met verschillende sedimenttransportformules voor zand: Engelund-Hansen (DF201), TR1993 met bodemruweheidsvoorspeller (DF202), of met constante $k_s = 0.02\text{m}$ (DF203) en TR2004 (DF204). Negatieve waarden duiden op residueel transport in eb-richting.



Tabel 20 – Modelprestatie voor simulaties voor simulaties met verschillende sedimenttransportformules voor zand: Engelund-Hansen (DF201), TR1993 met bodemruweheidsvoorspeller (DF202) of met constante $k_s = 0.02\text{m}$ (DF203) en TR2004 (DF204) op basis van de RMSE van de hele tijdserie (RMSE- q_s) en het absolute en relatieve verschil in residueel transport (Δq_{s-RES}).

Simulatie	RMSE- q_s [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$]		Δq_{s-RES} [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-1}$]	
	F1	F2	F1	F2
DF201	0.47	0.36	$6.7 \cdot 10^2$ (-74%)	$-3.3 \cdot 10^2$ (-77%)
DF202	0.49	0.34	$8.9 \cdot 10^2$ (-98%)	$-2.8 \cdot 10^2$ (-65%)
DF203	0.46	0.29	$9.0 \cdot 10^2$ (-99%)	$-2.1 \cdot 10^2$ (-50%)
DF204	0.43	0.39	$7.9 \cdot 10^2$ (-87%)	$1.1 \cdot 10^2$ (+25%)

Korrelgrootte voor niet-cohesief sedimenttransport

Het gemeten en gemodelleerd sedimenttransport is ook vergeleken voor simulaties met verschillende korrelgroottes (d_{50}): 70 μm (DF206), 100 μm (DF204) en 130 μm (DF207). In deze simulaties wordt steeds gebruik gemaakt van de TR2004-formule. De modelresultaten tonen aan dat variaties in korrelgrootte het instantaan sedimenttransport kwantitatief vergroten of verkleinen (Figuur 77). De beste overeenkomst met het gemeten sedimenttransportverloop tijdens vloed wordt bij beide meetpunten F1 en F2 verkregen met 130 μm (DF207) en tijdens eb met 100 μm (DF204). Het cumulatief of residueel transport bij meetpunt F1 wordt, net zoals voor de simulaties met andere sedimenttransportformules, sterk onderschat (Figuur 78 en Tabel 21). Voor simulatie DF206 is zelfs sprake van een licht vloed-dominant residueel transport. Bij

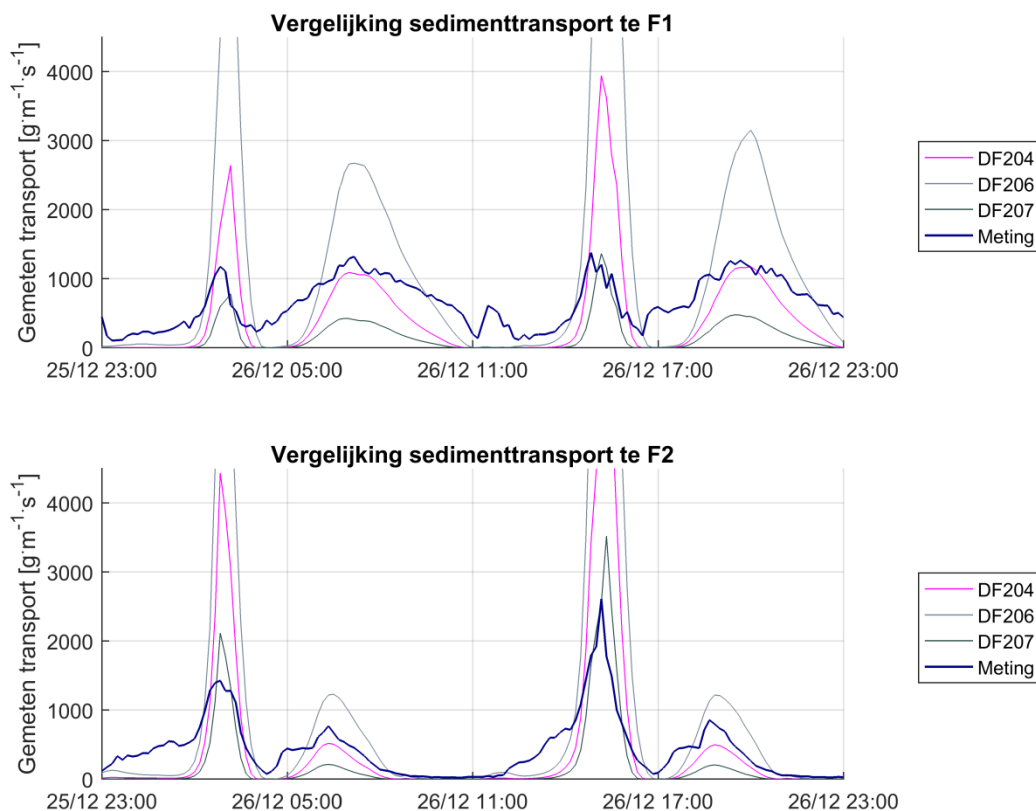
meetpunt F2 wordt het cumulatieve sedimenttransport sterk overschat voor een kleinere korrelgrootte (DF206) en licht overschat voor een grotere korrelgrootte (DF207). De beste overeenkomst met het gemeten cumulatief transport zou hier gevonden kunnen worden voor een korrelgrootte tussen $d_{50} = 100 \mu\text{m}$ en $d_{50} = 130 \mu\text{m}$. Hierbij wordt wederom opgemerkt dat een onderschatting van het gemeten sedimenttransport aanvaardbaar is aangezien de zandfractie slechts een klein deel vormt van het totale gemeten sedimenttransport. Ook wordt opgemerkt dat de korrelgroottes waarvoor het model het best presteert kunnen verschillen als er een andere transportformulering wordt gekozen.

Tabel 21 – Modelprestatie voor simulaties met verschillende d_{50} voor zand ($70 \mu\text{m}$ in DF206, $100 \mu\text{m}$ in DF204 en $130 \mu\text{m}$ in DF207) op basis van de RMSE van de hele tijdserie (RMSE-qs) en het absolute en relatieve verschil in residueel transport ($\Delta q_{s\text{-RES}}$).

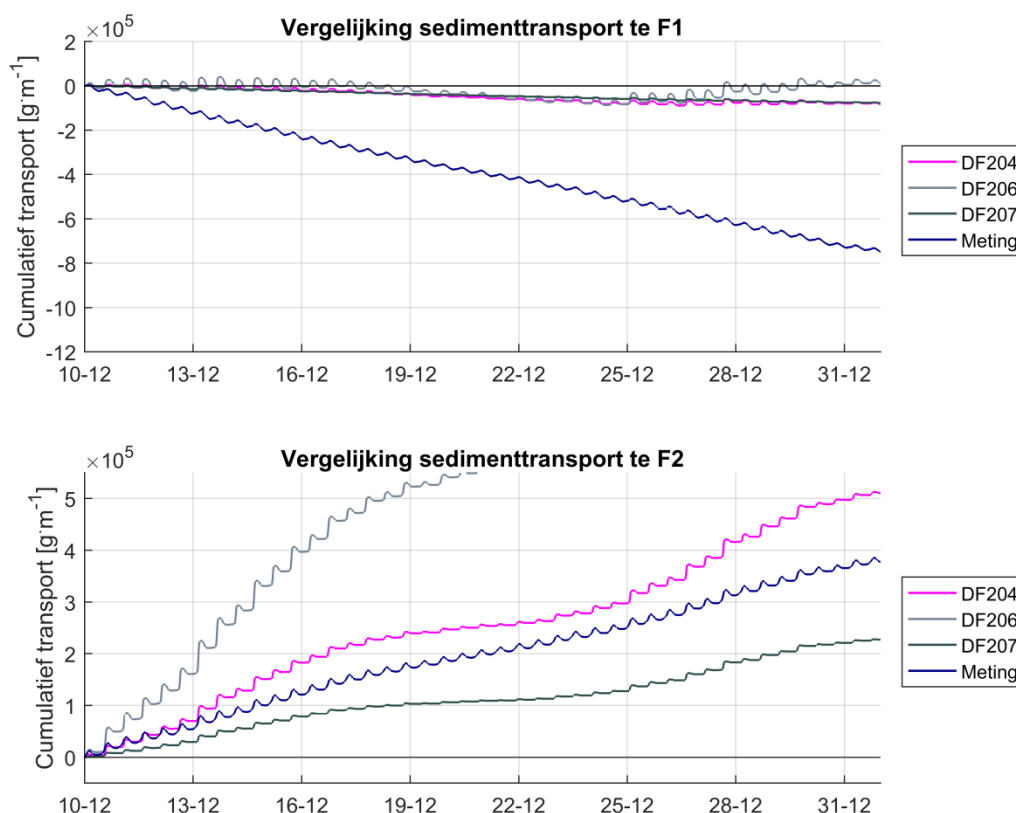
Rode waarden voor $\Delta q_{s\text{-RES}}$ geven aan dat het gesimuleerde residueel transport in verkeerde richting is.

Simulatie	RMSE- q_s [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$]		$\Delta q_{s\text{-RES}}$ [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-1}$]	
	F1	F2	F1	F2
DF204	0.43	0.39	$7.9 \cdot 10^2$ (-87%)	$1.1 \cdot 10^2$ (+25%)
DF206	1.06	0.89	$8.8 \cdot 10^2$ (-97%)	$6.5 \cdot 10^2$ (+152%)
DF207	0.47	0.32	$8.1 \cdot 10^2$ (-90%)	$-1.9 \cdot 10^2$ (-44%)

Figuur 77 – Gemodelleerde en gemeten sedimenttransporten tijdens springtij (26 december 2015) voor simulaties met verschillende korrelgroottes ($70 \mu\text{m}$ in DF206, $100 \mu\text{m}$ in DF204 en $130 \mu\text{m}$ in DF207).



Figuur 78 – Gemodelleerd en gemeten cumulatief sedimenttransport voor simulaties met verschillende korrelgroottes (70 μm in DF206, 100 μm in DF204 en 130 μm in DF207). Negatieve waarden duiden op residueel transport in eb-richting.



Cohesief sedimenttransport

Het gemeten en gemodelleerd sedimenttransport is ook vergeleken voor simulaties met slib, waarvan het transport berekend is met de Partheniades-Krone formuleringen. Hierin zijn eerst de eigenschappen van het sediment, zoals de kritische bodemschuifspanning (DF214-215), de karakteristieke erosiesnelheid (DF212-213) of de valsnelheid (DF216-217) individueel gevarieerd (Tabel 19).

Als de simulaties worden vergeleken (Tabel 22, Figuur 79 en Figuur 81) blijkt dat een lage kritische bodemschuifspanning van 0.2 Nm^{-2} (DF214), een relatief hoge karakteristieke erosiesnelheid van $M_E = 10^{-3} \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$ (DF213) of een lage karakteristieke valsnelheid van $w_s = O(10^{-4}) \text{ ms}^{-1}$ (DF216) leidt tot een grote overschatting van het sedimenttransport ter hoogte van meetpunten F1 en F2. Voor een relatief lage karakteristieke erosiesnelheid van $M_E = 10^{-5} \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$ (DF212) wordt het sedimenttransport juist onderschat, vooral tijdens de vloedpiek bij meetpunt F2. Het gebruiken van een hogere karakteristieke valsnelheid van $w_s = O(10^{-3}) \text{ ms}^{-1}$ (DF221/222) om het effect van zwaardere sedimentvlokken op het slibtransport te simuleren leidt ook tot een geringe onderschatting van het gemeten sedimenttransportverloop bij F1 en F2, al wordt het maximum vloedtransport voor simulatie DF221 wel licht overschat. Ter hoogte van meetpunt F1 wordt de beste overeenkomst met het gemeten sedimenttransportverloop verkregen voor $M_E = 5 \cdot 10^{-5} \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$ en een τ_{kr} van 0.8 Nm^{-2} (DF218). Bij meetpunt F2 wordt de beste overeenkomst verkregen voor $M_E = 10^{-4} \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$ en een τ_{kr} van 0.8 Nm^{-2} (DF215) of voor $M_E = 5 \cdot 10^{-5} \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$ en een τ_{kr} van 0.6 Nm^{-2} (DF219). In het algemeen laten de modelresultaten van de verschillende simulaties zien dat M_E , τ_{kr} en w_s allemaal gebruikt kunnen worden om de grootte van het sedimenttransport te schalen.

Het cumulatief sedimenttransport varieert eveneens sterk tussen de simulaties met verschillende eigenschappen voor cohesief sediment (Figuur 80 en Figuur 82). In simulaties met een hoge karakteristieke erosiesnelheid (DF213), lage kritische bodemschuifspanning (DF214) of een lage valsnelheid (DF216) wordt het gemeten residueel transport op beide locaties zeer sterk overschat. Bij meetpunt F1 wordt het residueel transport juist onderschat als een lagere erosie snelheid M_E (DF212) of een hogere valsnelheid

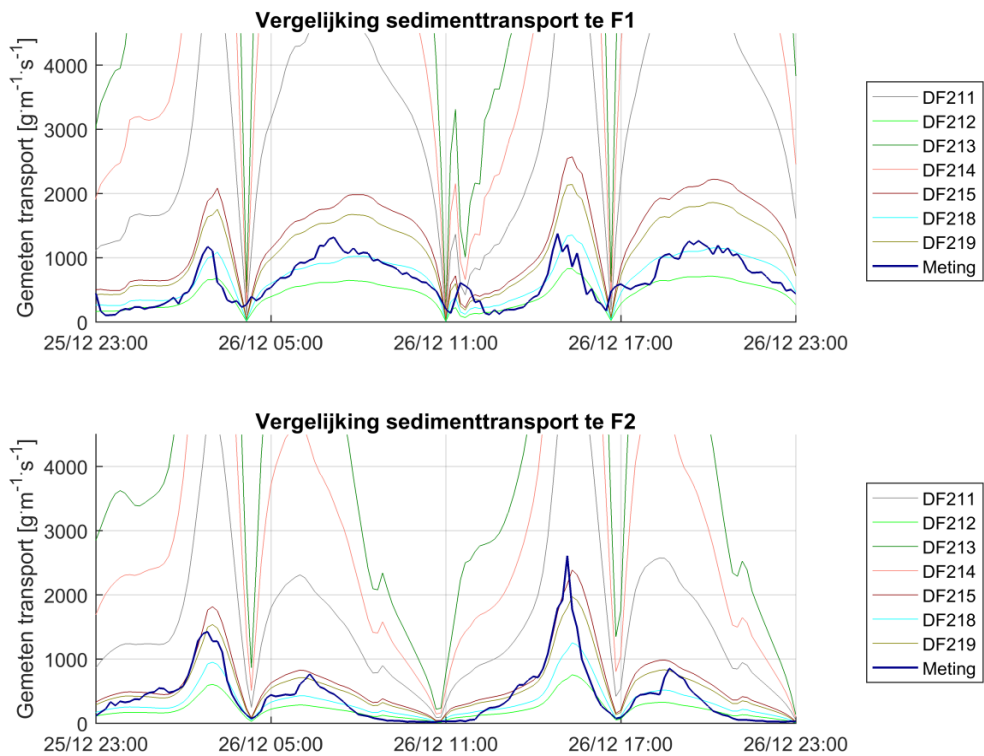
van $w_s = 0(10^{-3}) \text{ ms}^{-1}$ (DF221/222) wordt gebruikt. Het beste resultaat bij meetpunt F1 wordt verkregen voor simulatie DF219 met een hogere kritische bodemschuifspanning van τ_{kr} van 0.8 Nm^{-2} in combinatie met een erosiesnelheid van $M_E = 5 \cdot 10^{-5} \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$. Bij locatie F2 wordt het residueel transport juist het best gesimuleerd in simulatie DF217 waarin de valsnelheid iets is verhoogd naar $w_s = 3.5 \cdot 10^{-4} \text{ ms}^{-1}$. Voor simulatie DF219, waarmee het sedimenttransportverloop bij meetpunt F2 en het residueel transport bij meetpunt F1 zeer goed gerepresenteerd werden, wordt het residueel transport bij meetpunt F2 onderschat. Ook voor het cumulatief of residueel sedimenttransport geldt in algemene zin dat alle drie de kalibratieparameters M_E , τ_{kr} en w_s gebruikt kunnen worden om het cumulatief transport te schalen. Wel zijn er verschillen tussen de kwantitatieve invloed van deze parameters op het sedimenttransportverloop (Figuur 79 en Figuur 81) en op het cumulatief of residueel transport (Figuur 80 en Figuur 82). Zo blijkt bijvoorbeeld voor simulaties DF219 en DF221, die een gelijkaardig sedimenttransportverloop kennen, dat er toch een groot verschil in cumulatief transport bij locatie F1 gesimuleerd wordt.

Tot slot kan op basis van simulaties DF211-DF222 gesteld worden dat de beste representatie van het sedimenttransport voor slib verkregen wordt voor waarden tussen $\sim 5 \cdot 10^{-4}$ en $\sim 2 \cdot 10^{-3} \text{ ms}^{-1}$ voor w_s , tussen 0.4 en 0.6 Nm^{-2} voor τ_{kr} en tussen $\sim 5 \cdot 10^{-5}$ en $\sim 2 \cdot 10^{-4} \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$ voor M_E .

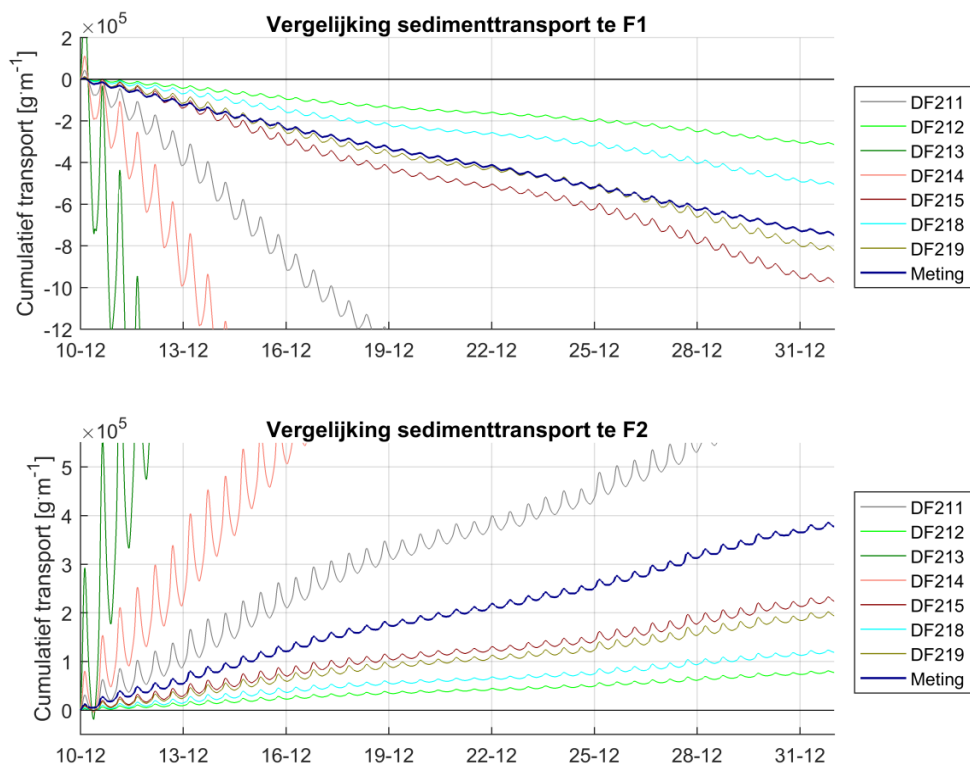
Tabel 22 – Modelprestatie voor simulaties met verschillende eigenschappen voor slib (DF211-DF222) op basis van de RMSE van de hele tijdserie (RMSE- q_s) en het absolute en relatieve verschil in residueel transport (Δq_{s-RES}).
Zie Tabel 19 voor modelconfiguraties.

Simulatie	RMSE- q_s [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$]		Δq_{s-RES} [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-1}$]	
	F1	F2	F1	F2
DF211	2.34	0.99	$-1.9 \cdot 10^3$ (+212%)	$2.9 \cdot 10^2$ (+68%)
DF212	0.27	0.30	$5.4 \cdot 10^2$ (-60%)	$-3.4 \cdot 10^2$ (-80%)
DF213	13.72	6.94	$-9.6 \cdot 10^3$ (+1067%)	$2.8 \cdot 10^3$ (+663%)
DF214	5.59	2.66	$-4.5 \cdot 10^3$ (+494%)	$1.2 \cdot 10^3$ (+270%)
DF215	0.53	0.16	$-1.9 \cdot 10^2$ (+21%)	$-1.8 \cdot 10^2$ (-42%)
DF216	4.07	1.81	$-3.6 \cdot 10^3$ (+402%)	$7.1 \cdot 10^2$ (+167%)
DF217	1.60	0.64	$-1.2 \cdot 10^3$ (+127%)	$1.1 \cdot 10^2$ (+27%)
DF218	0.20	0.23	$3.3 \cdot 10^2$ (-37%)	$-3.0 \cdot 10^2$ (-69%)
DF219	0.39	0.14	$-3.9 \cdot 10^2$ (+4%)	$-2.1 \cdot 10^2$ (-49%)
DF221	0.29	0.24	$6.2 \cdot 10^2$ (-68%)	$-2.3 \cdot 10^2$ (-54%)
DF222	0.39	0.33	$7.3 \cdot 10^2$ (-81%)	$-3.2 \cdot 10^2$ (-74%)

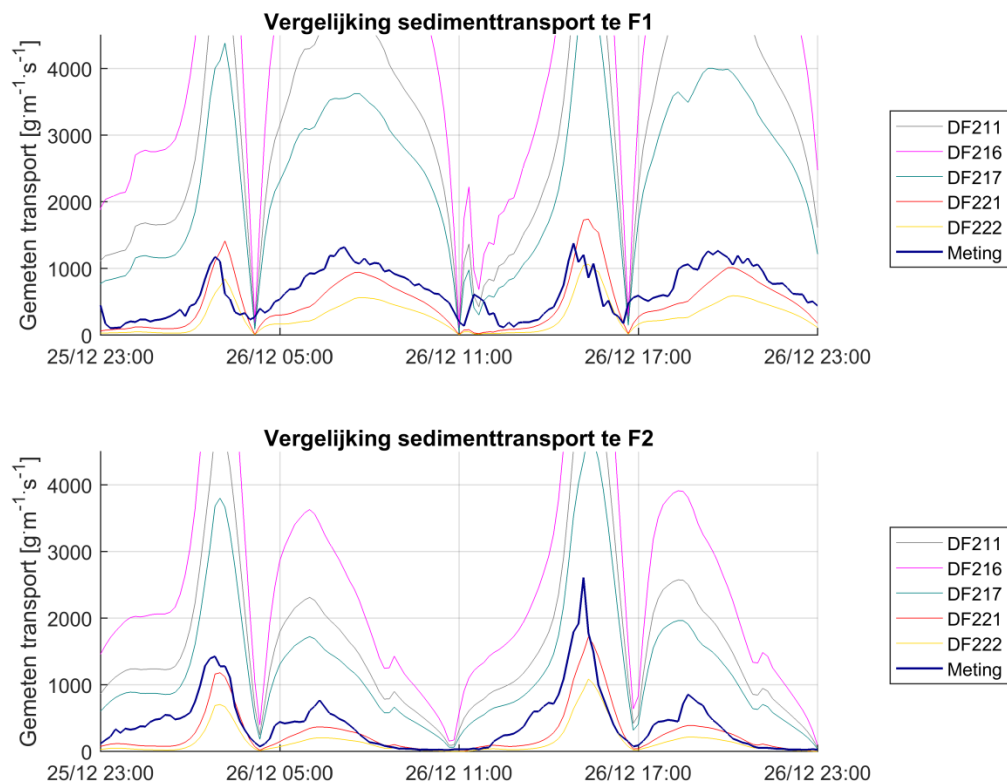
Figuur 79 – Gemodelleerde en gemeten sedimenttransporten tijdens springtij (26 december 2015) voor simulaties met variërende karakteristieke erosiesnelheid en kritische bodemschuifspanning: $M_E = 1.0e^{-4} / \tau_{kr} = 0.4$ (DF211), $M_E = 1.0e^{-5} / \tau_{kr} = 0.4$ (DF212), $M_E = 1.0e^{-3} / \tau_{kr} = 0.4$ (DF213), $M_E = 1.0e^{-4} / \tau_{kr} = 0.2$ (DF214), $M_E = 1.0e^{-4} / \tau_{kr} = 0.8$ (DF215), $M_E = 5.0e^{-5} / \tau_{kr} = 0.8$ (DF218) en $M_E = 5.0e^{-5} / \tau_{kr} = 0.6$ (DF219).



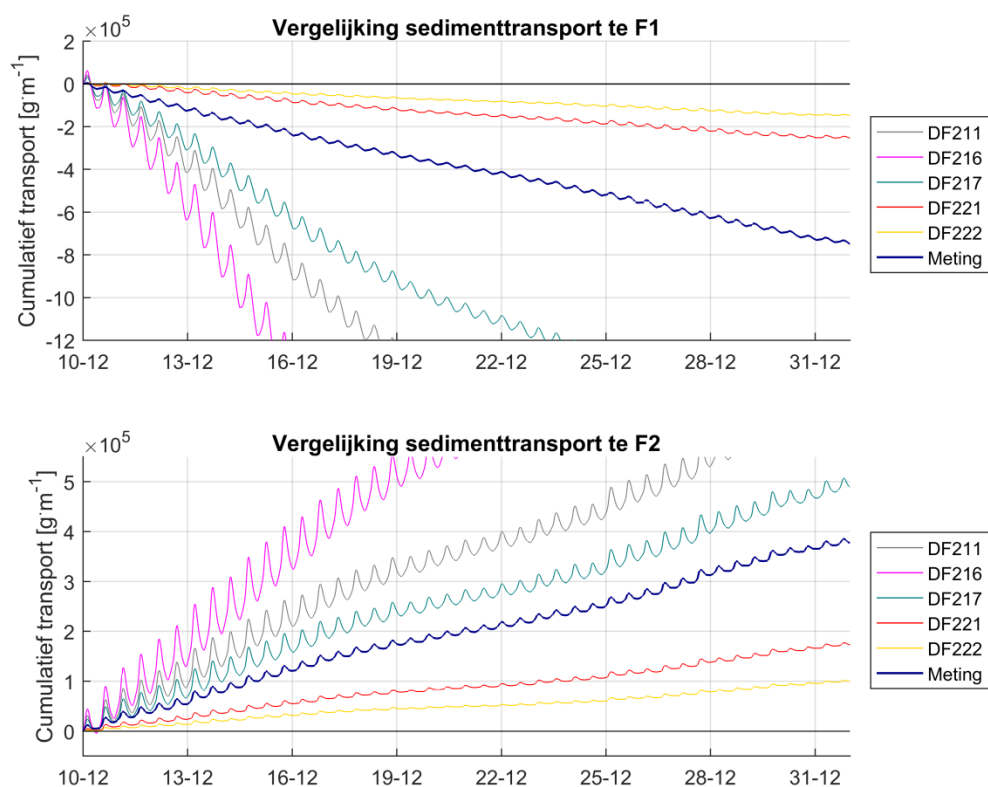
Figuur 80 – Gemodelleerd en gemeten cumulatief sedimenttransport voor simulaties met variërende karakteristieke erosiesnelheid en kritische bodemschuifspanning: $M_E = 1.0e^{-4} / \tau_{kr} = 0.4$ (DF211), $M_E = 1.0e^{-5} / \tau_{kr} = 0.4$ (DF212), $M_E = 1.0e^{-3} / \tau_{kr} = 0.4$ (DF213), $M_E = 1.0e^{-4} / \tau_{kr} = 0.2$ (DF214), $M_E = 1.0e^{-4} / \tau_{kr} = 0.8$ (DF215), $M_E = 5.0e^{-5} / \tau_{kr} = 0.8$ (DF218) en $M_E = 5.0e^{-5} / \tau_{kr} = 0.6$ (DF219). Negatieve waarden duiden op residueel transport in eb-richting.



Figuur 81 – Gemodelleerde en gemeten sedimenttransporten tijdens springtij (26 december 2015) voor simulaties met verschillende valsnelheden: $w_s = 2.5e^{-4} \text{ ms}^{-1}$ (DF211), $w_s = 1.5e^{-4} \text{ ms}^{-1}$ (DF216), $w_s = 3.5e^{-4} \text{ ms}^{-1}$ (DF217), $w_s = 2.5e^{-3} \text{ ms}^{-1}$ (DF221), $w_s = 2.5e^{-3} \text{ ms}^{-1}$ en $\tau_{kr} = 0.6 \text{ Nm}^{-2}$ (DF222).



Figuur 82 – Gemodelleerd en gemeten cumulatief sedimenttransport voor simulaties met verschillende valsnelheden: $w_s = 2.5e^{-4} \text{ ms}^{-1}$ (DF211), $w_s = 1.5e^{-4} \text{ ms}^{-1}$ (DF216), $w_s = 3.5e^{-4} \text{ ms}^{-1}$ (DF217), $w_s = 2.5e^{-3} \text{ ms}^{-1}$ (DF221), $w_s = 2.5e^{-3} \text{ ms}^{-1}$ en $\tau_{kr} = 0.6 \text{ Nm}^{-2}$ (DF222). Negatieve waarden duiden op residueel transport in eb-richting.



Combinatie van zand en slib

Tot slot is er ook een modelsimulatie uitgevoerd met een combinatie van een slibfractie (50%) en een zandfractie (50%). Hierin heeft de zandfractie een d_{50} van 100 μm en wordt het zandtransport berekend met de TR2004-formule (Van Rijn, 2007), identiek aan simulatie DF204. De slibfractie heeft een karakteristieke valsnelheid van $w_s = 2.5 \cdot 10^{-4} \text{ ms}^{-1}$, een erosie-parameter van $M_E = 5.0 \cdot 10^{-5} \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$ en een kritische bodemschuifspanning voor erosie van $\tau_{kr} = 0.6 \text{ Nm}^{-2}$, identiek aan simulatie DF219.

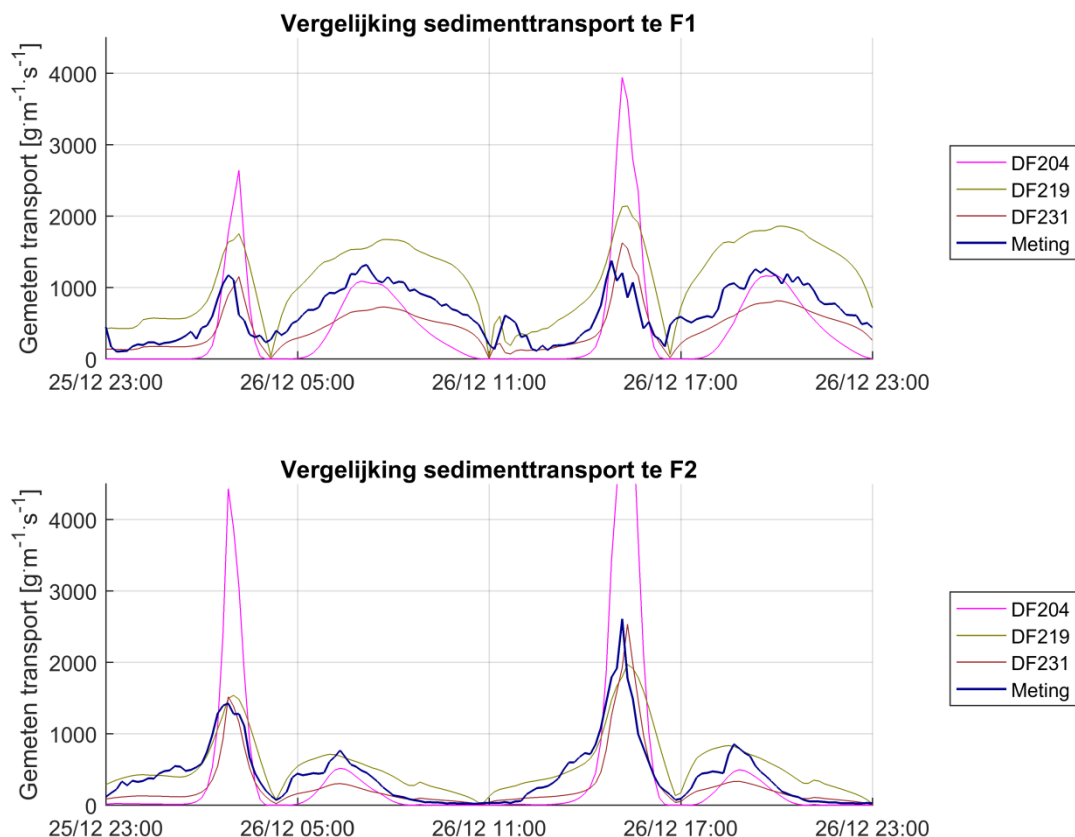
In de vergelijking tussen de simulaties met een zandfractie (DF204), een slibfractie (DF219) of een zand- en een slibfractie (DF231) valt op dat het sedimenttransportverloop in deze laatste simulatie niet het gemiddelde is van de eerste twee (Figuur 83). Ook zijn de opgetelde zand- en slibconcentraties in simulatie DF231 lager dan het gemiddelde van de zandconcentratie in DF204 en de slibconcentratie in DF219. Als het slib- en zandtransport in simulatie DF231 onafhankelijk van elkaar wordt beschouwd (Figuur 85) blijkt dat bij meetpunt F1 het vloedtransport bij springtij wordt veroorzaakt door de zandfractie en de slibfractie samen, terwijl het transport tijdens eb voor het grootste deel uit slib bestaat. Voor lagere getijden bestaat het transport bij F1 zowel bij eb als vloed vooral uit de slibfractie. Bij meetpunt F2 bestaat het vloedtransport tijdens springtij vooral uit de zandfractie, ook al komt het gesimuleerde sedimenttransport in Figuur 83 beter overeen met het sedimenttransportverloop uit de simulatie met slib (DF219). Het eb-transport bij F2, evenals het vloedtransport bij doodtij, wordt dan weer voornamelijk door de slibfractie veroorzaakt. Het cumulatief of residueel transport bij meetpunt F1 ligt dicht bij het cumulatief transport van enkel de zandfractie, in tegenstelling tot het cumulatief transport bij meetpunt F2 wat bijna identiek is aan het cumulatief transport veroorzaakt door enkel de slibfractie (Figuur 84 en Tabel 23).

Hoewel de gemeten sedimenttransporten beter benaderd lijken te kunnen worden door het gebruik van twee (of meerdere) sedimentfracties met verschillende instellingen of in verschillende verhoudingen zijn er geen extra simulaties met meerdere sedimentfracties meer uitgevoerd. Voor een meer gedetailleerde studie naar het effect van meerdere sedimentfracties op slibconcentraties en slibtransporten wordt verwezen naar het rapport "Sedimentstrategie Beneden-Zeeschelde. Deelrapport 1 – Opzet en validatie slibmodel" door Coen et al. (2016). In dit rapport werd het verfijnd NEVLA-model, dat ook in deze studie wordt gebruikt, gekalibreerd tegen gemeten slibconcentraties in de Beneden-Zeeschelde, waaronder metingen ter hoogte van Boei 84 in bij de Drempel van Frederik. Uit deze studie kwam onder meer naar voren dat gemeten sedimentconcentraties in de omgeving van de Drempel van Frederik het best gesimuleerd worden met een combinatie van een zandfractie ($d_{50} = 130 \mu\text{m}$), een lichte slibfractie ($w_s = 2.0 \cdot 10^{-3} \text{ ms}^{-1} / M_E = 1.2 \cdot 10^{-3} \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1} / \tau_{kr} = 0.4 \text{ Nm}^{-2}$) en een zwaardere slibfractie om ook het effect van vlokvorming te simuleren ($w_s = 2.0 \cdot 10^{-4} \text{ ms}^{-1} / M_E = 8.0 \cdot 10^{-4} \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1} / \tau_{kr} = 0.8 \text{ Nm}^{-2}$).

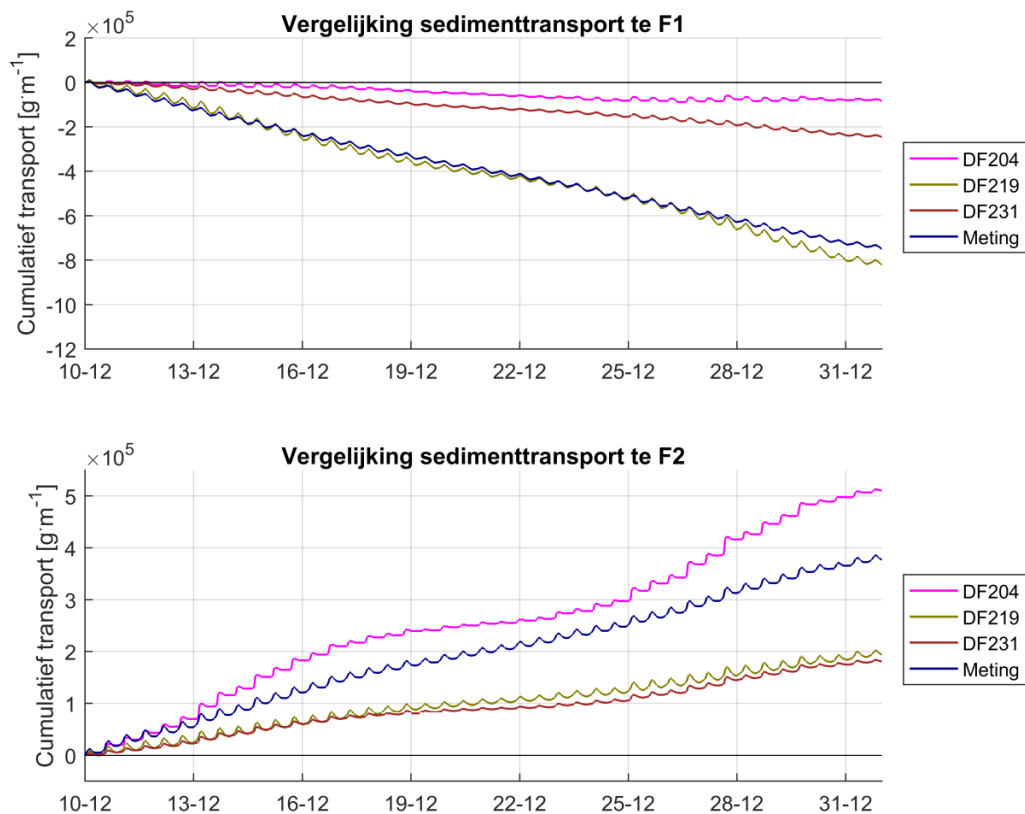
Tabel 23 – Modelprestatie voor simulaties met een zandfractie (DF204), een slibfractie (DF219) en met een zand- en slibfractie (DF231) op basis van de RMSE van de hele tijdserie (RMSE-qs) en het absolute en relatieve verschil in residueel transport (Δq_s -RES).

Simulatie	RMSE- q_s [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$]		Δq_s -RES [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-1}$]	
	F1	F2	F1	F2
DF204	0.43	0.39	$7.9 \cdot 10^2$ (-87%)	$1.1 \cdot 10^2$ (+25%)
DF219	0.39	0.14	$-3.9 \cdot 10^2$ (+4%)	$-2.1 \cdot 10^2$ (-49%)
DF231	0.30	0.27	$-6.1 \cdot 10^2$ (-67%)	$-2.3 \cdot 10^2$ (-54%)

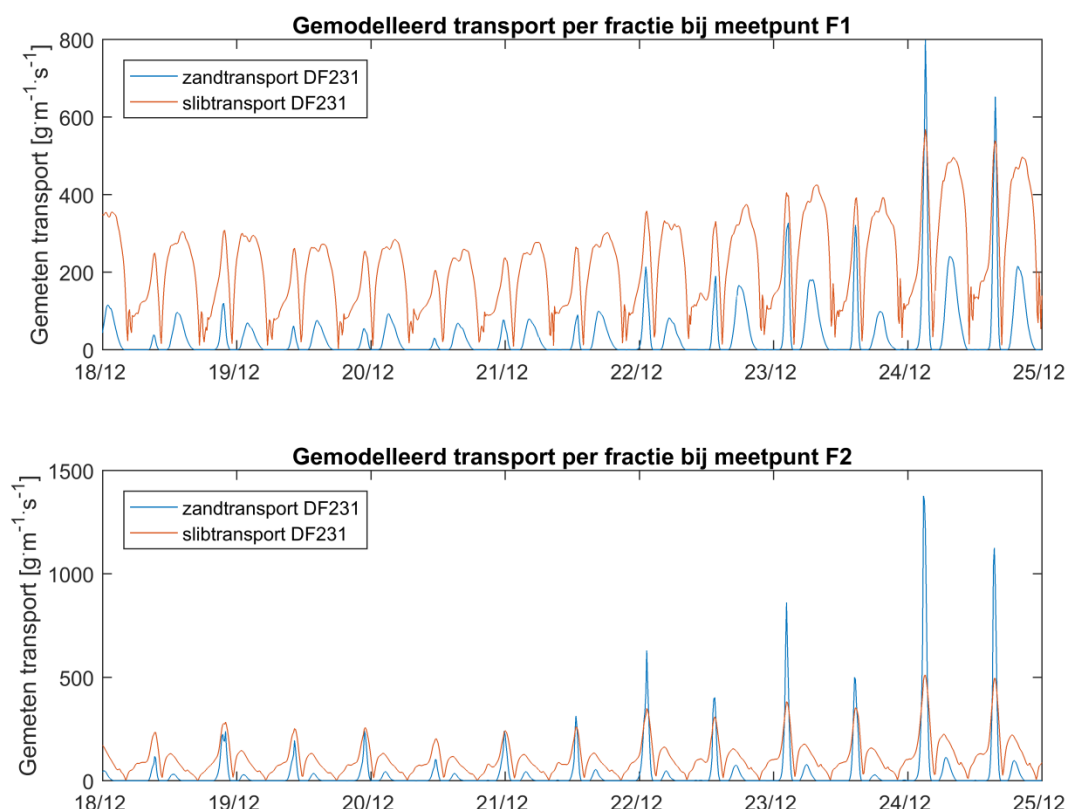
Figuur 83 – Gemodelleerde en gemeten sedimenttransport tijdens springtij (26 december 2015) voor simulatie met een zandfractie (DF204), een slibfractie (DF219) en met een zand- en slibfractie (DF231).



Figuur 84 – Gemodelleerd en gemeten cumulatief sedimenttransport voor simulatie met een zandfractie (DF204), een slibfractie (DF219) en met een zand- en slibfractie (DF231). Negatieve waarden duiden op residueel transport in eb-richting.



Figuur 85 – Gemodelleerd sedimenttransport per fractie (zand en slib) van doortij tot springtij (18 tot 25 december 2015) voor de simulatie met twee sedimentfracties (DF231).



4.2.3 Discussie kalibratie sedimenttransport voor Drempel van Frederik

In de modelkalibratie is de invloed van verschillende transportformules en sedimentfracties (zand en slib) met verschillende eigenschappen (korrelgrootte van zandfractie of kritische bodemschuifspanning, valsnelheid en erosieparameter voor de slibfractie) op de modelprestatie onderzocht. Hiervoor zijn zowel het instantaan sedimenttransportverloop als het cumulatief of residueel sedimenttransport vergeleken met de gemeten transporten ter hoogte van de Drempel van Frederik. Op basis van de huidige modelkalibratie voor sedimenttransport kunnen enkele bevindingen gedaan worden.

Als er met een zandfractie wordt gemodelleerd valt op dat de eb-transporten in het algemeen iets onderschat worden. Dit geldt niet wanneer de TR2004 formule van Van Rijn (2007) wordt gebruikt, maar in die configuratie worden de vloedtransporten juist weer sterk overschat. De korrelgrootte d_{50} kan dan gebruikt worden om het sedimenttransport te schalen. Voor het cumulatief of residueel transport wordt opgemerkt dat het cumulatief transport bij meetpunt F1 voor alle transportformules en onafhankelijk van de korrelgrootte sterk onderschat wordt. Bij F2 wordt het residueel transport beter weergegeven, in het bijzonder wanneer de TR2004 formule met een d_{50} tussen 100 μm en 130 μm wordt gebruikt.

Als er met een slibfractie en de Partheniades-Krone formuleringen gerekend wordt zijn de verschillen tussen gemodelleerde sedimenttransporten in simulaties met variërende instellingen voor slibtransport groter. Op basis van de huidige modelkalibratie met één slibfractie wordt de beste representatie van het sedimenttransport voor slib verkregen voor waarden tussen $\pm 5 \cdot 10^{-4}$ en $\pm 2 \cdot 10^{-3} \text{ ms}^{-1}$ voor de valsnelheid w_s , tussen 0.4 en 0.6 Nm^{-2} voor de kritische bodemschuifspanning τ_{kr} en tussen $\pm 5 \cdot 10^{-5}$ en $\pm 2 \cdot 10^{-4} \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$ voor de erosieparameter M_E . Deze waarden komen redelijk overeen met de modelinstellingen die na een modelkalibratie voor sedimentconcentraties bij de Drempel van Frederik gevonden werden door Coen et al. (2016). Wel werd in die studie gebruik gemaakt van een hogere erosieparameter M_E tussen $8 \cdot 10^{-4}$ en $1.2 \cdot 10^{-3} \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$. Dit kan verklaard worden door het gebruiken van een combinatie van een zand- en

slibfractie in de modelstudie door Coen *et al.* (2016), waardoor de erosiesnelheid van de sedimentfracties individueel afneemt.

Afhankelijk van de modelconfiguratie is het dus mogelijk om met een zandfractie of een slibfractie of een combinatie van beiden de gemeten sedimenttransporten bij meetpunten F1 en F2 redelijkerwijs te representeren. Dit geldt voor het instantaan sedimenttransport en het residueel of cumulatief sedimenttransport. Op basis van de gemeten sedimentsamenstelling (korrelgrootte en zandfractie) rondom de Drempel van Frederik is een combinatie van een zandfractie en één of meerdere slibfracties de meest realistische wijze om het sedimenttransport te modelleren. Tijdens de meetcampagne (gepresenteerd in Vandebroek, 2017b) werd immers een zandfractie ($d_{50} > 63 \mu\text{m}$) van ongeveer 3-10% bij lagere stroomsnelheden tot 36 % tijdens de piekstromingen gemeten. Hierbij viel op dat de door de LISST gemeten gemiddelde korrelgrootte gedurende een groot deel van de meetperiode boven de $63 \mu\text{m}$ lag, wat kan worden toegeschreven aan de aanwezigheid van sedimentvlokken. Deze vlokken fijn sediment of fijn slib worden door de LISST aangezien voor een grovere sedimentfractie. Met een dergelijke combinatie van een zandfractie en één of meerdere slibfracties (fijn voor kleine slibdeeltjes en een grovere slibfractie voor vlokken) werd in deze studie niet gesimuleerd. Echter, in Coen *et al.* (2016) wordt een modelvalidatie voor sedimentconcentraties rondom de Drempel van Frederik gepresenteerd waaruit inderdaad blijkt dat de beste resultaten behaald worden met een combinatie van een zandfractie en één of twee slibfracties met verschillende eigenschappen (voornamelijk valsnelheid en erosiesnelheid).

5 Validatie morfologie

In dit hoofdstuk worden de morfologische modelresultaten besproken en sedimentatie- en erosiepatronen vergeleken met in werkelijkheid opgetreden morfologische veranderingen tijdens zogenaamde baggervrije periodes om de natuurlijke sedimentatie te kunnen analyseren (zie Vos *et al.*, 2016b). Hiertoe wordt gebruik gemaakt van het in de vorige hoofdstukken gekalibreerde model. Voor de morfologische validatie van het model wordt de nadruk gelegd op de sedimentatie- en erosiepatronen bij de Drempel van Hansweert (§5.1).

Uit een vorige studie is al gebleken dat de morfologische veranderingen bij de Drempel van Frederik niet accuraat gereproduceerd kunnen worden met een zandmodel (Vos *et al.*, 2016a). Met een gecombineerd zand- en slibmodel waarin met meerdere slibfracties wordt gerekend bleek het wel mogelijk de gemeten sedimentconcentraties bij de Drempel van Frederik te simuleren (Coen *et al.*, 2016). Het ontwikkelen, kalibreren en valideren van een dergelijk zand- en slibmodel voor morfologische simulaties valt echter buiten de scope van deze studie. Daarom zullen voor deze locatie alleen de morfologische resultaten van het gevalideerd zandmodel met het detailgrid kort worden besproken (§5.1.7).

Een gevoeligheidsanalyse in Meire *et al.* (2016) heeft aangetoond dat de morfologische modelresultaten vooral gevoelig zijn voor de gebruikte transportformulering en sedimentkarakteristieken (i.e., d_{50} voor zandfracties). Om deze reden wordt in de modelvalidatie in dit hoofdstuk de gevoeligheid van de modelresultaten voor de gekozen d_{50} nog eens onderzocht. Voor wat betreft de gekozen sedimenttransportformule wordt uitgegaan van de modelvalidatie voor sedimenttransport in Hoofdstuk 4. Dit betekent concreet dat er voor de Drempel van Hansweert wordt gerekend met de TR-1993 formule met een constante ruwheidshoogte van 0.02 m. Ook is uit de gevoeligheidsanalyse gebleken dat scherpe overgangen in bodemruwheid kunnen leiden tot onrealistische sedimentatie- en erosiepatronen. Daarom wordt in de morfologische simulaties in dit hoofdstuk gerekend met een uniform ruwheidsveld voor de Drempel van Frederik en met het 'gesmooth' (Figuur 39) of diepteafhankelijk (Figuur 40) ruwheidsveld voor de Drempel van Hansweert. Tevens is gekeken naar het effect van initiële bathymetrie en naar de invloed van het gebruik van een zogenaamd morfologisch getij. Tot slot kwam uit de gevoeligheidsanalyse door Meire *et al.* (2016) naar voren dat bij het gebruik van een morfologische versnellingsfactor (*MorFac*) van hoger dan 49 de modelprestatie verslechtert. In deze modelvalidatie wordt derhalve geopteerd voor een *MorFac* van 24.5.

Uit een eerdere morfologische modeloefening door Vos *et al.* (2016a) bleek verder dat de morfologische modelprestatie ter hoogte van de Drempel van Frederik positief wordt beïnvloed door het gebruik van realistische sedimentlagen met een variabele dikte waarbij rekening wordt gehouden met de aanwezigheid van harde lagen in de bodem en de aan- of afwezigheid van slib in verschillende delen van het estuarium. In de huidige modelvalidatie wordt de dikte van de sedimentlaag daarom ook afhankelijk gemaakt van de aanwezigheid van harde lagen in de bodem op basis van lithologische kaarten die zijn gepresenteerd in Vos *et al.* (2016a).

5.1 Drempel van Hansweert

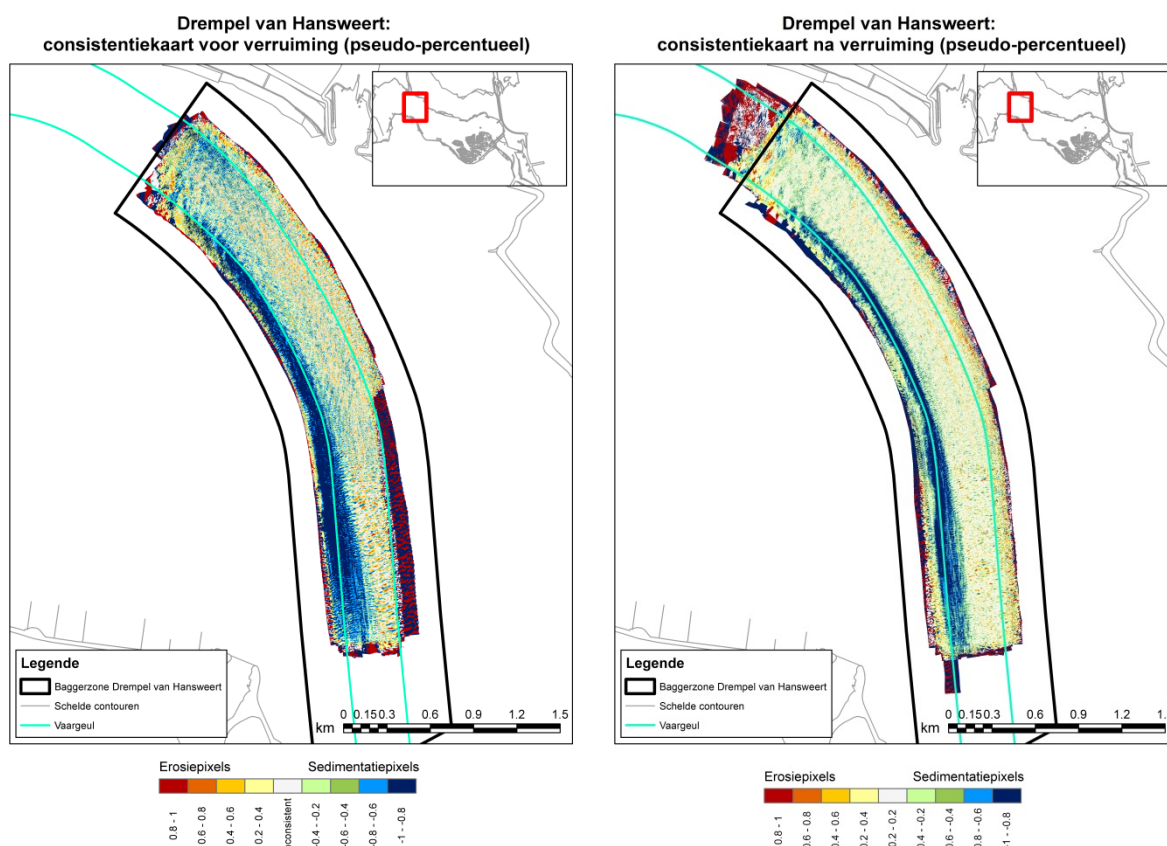
5.1.1 Geobserveerde morfologische veranderingen Drempel van Hansweert

De geobserveerde morfologische verandering ter hoogte van de Drempel van Hansweert werden gepresenteerd door Vos *et al.* (2016b) aan de hand van sedimentatie- en erosiepatronen en consistentiekaarten tijdens baggervrije periodes om de 'natuurlijke sedimentatie' te analyseren. Hiervoor werden op basis van de BIS-gegevens van de afdeling Maritieme Toegang periodes geselecteerd waarin

minstens 6 weken niet gebaggerd werd. Over deze periodes werden vervolgens de sedimentatie- en erosiepatronen bepaald. Tevens werden consistentiekaarten opgesteld met een pseudo-percentuele weergave van de periodes of tijdsintervallen waarin sedimentatie werd geobserveerd ten opzichte van de tijdsintervallen waarin erosie werd geobserveerd.

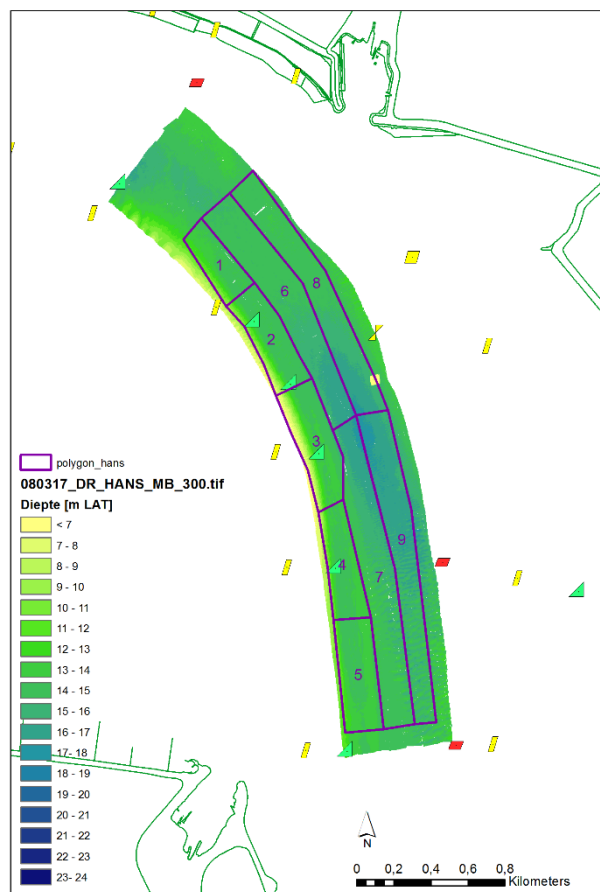
Uit deze consistentiekaarten (Figuur 86) blijkt dat het algemene beeld weinig verschilt voor of na de verruiming van de vaargeul: in alle periodes wordt de strook ter hoogte van de groene boeien zijde (i.e., westzijde van de Drempel van Hansweert langs de Platen van Ossensisse) gekenmerkt door sedimentatie, terwijl de overige gebieden geen uitgesproken tendens tonen. Net ten noorden en ten oosten van de Drempel van Hansweert lijkt juist sprake te zijn van erosie op basis van de consistentiekaarten.

Figuur 86 – Overzicht consistentiekaart drempel van Hansweert: voor verruiming (links) en na verruiming (rechts).

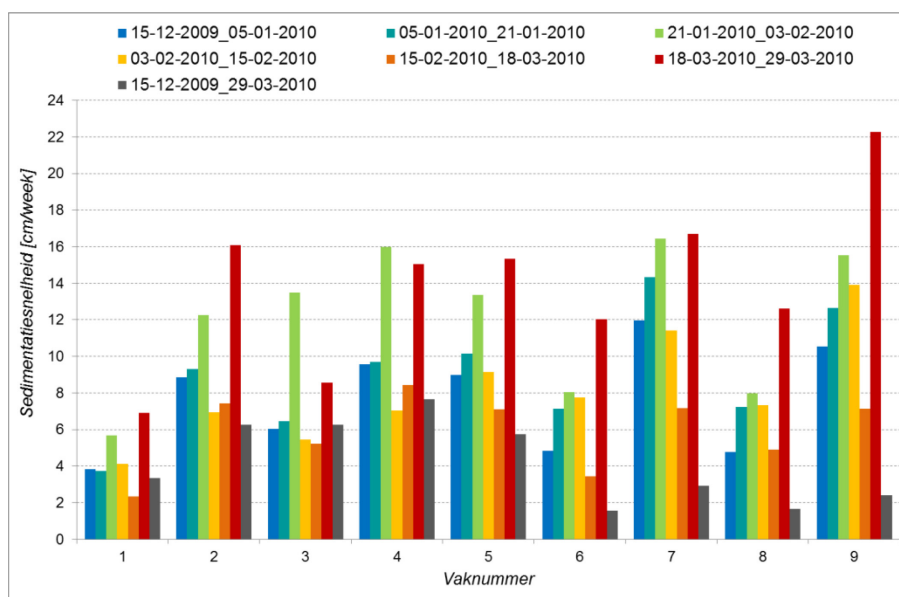


In aanvulling op de consistentiekaarten zijn ook de sedimentatiesnelheden op de Drempel van Hansweert bepaald gedurende de bagger vrije periodes. Hiervoor is het drempelgebied in 9 polygonen onderverdeeld (Figuur 87). Daarna is voor elke polygoon en voor iedere bagger vrije periode de sedimentatiesnelheid in centimeter per week (cm/wk) berekend (Figuur 88). Deze sedimentatiesnelheden variëren tussen de 2 en 22 cm/wk. De sedimentatiesnelheden zijn over het algemeen lager aan de noordzijde (polygonen 1, 6 en 8) dan aan de zuidzijde (polygonen 5, 7 en 9) van het drempelgebied. Als de gemiddelde sedimentatiesnelheid over de gehele periode beschouwd wordt ligt deze echter een stuk lager: variërend van ongeveer 2 cm/wk aan de noordkant tot maximaal 7 cm/wk langs de zuidwestkant van het drempelgebied. Verder wordt opgemerkt dat de sedimentatie voor de periodes van 21-1-2010 t/m 3-2-2010 en van 18-3-2010 t/m 29-3-2010 opvallend hoger zijn dan voor de overige periodes.

Figuur 87 – Ligging polygonen voor berekening van de gemiddelde sedimentatiesnelheid op de Drempel van Hansweert.



Figuur 88 – Geobserveerde wekelijkse sedimentatiesnelheid per deelgebied (polygoon) ter hoogte van de Drempel van Hansweert voor de baggervrije periodes tussen 9/12/2009 tot 29/3/2010.



5.1.2 Modelconfiguratie morfologische simulaties Drempel van Hansweert

Zoals eerder in dit hoofdstuk al werd opgemerkt zal de morfologische validatie gebeuren met het model zoals dat is gekalibreerd en gevalideerd in Hoofdstuk 3 (voor hydrodynamica) en Hoofdstuk 4 (voor sedimenttransport). Dat wil zeggen dat gebruik wordt gemaakt van het ruwheidsveld uit simulatie h255 of h260 (respectievelijk 'gesmooth' of diepteafhankelijke ruwheid op de overgangen tussen intertidale gebieden en geulen) en dat het sedimenttransport wordt berekend met de TR1993-formule (Van Rijn, 1993) met een constante ruwheidshoogte van 0.02 m. Tevens wordt gebruik gemaakt van een harde laag (i.e., variabele initiële dikte van de sedimentlaag) op basis van lithologische kaarten (zie Vos *et al.*, 2016a). Er wordt in alle morfologische simulaties gerekend met een *MorFac* van 24.5. Omdat de morfologische modelresultaten waarschijnlijk gevoelig zijn voor de sedimentkarakteristieken (Meire *et al.*, 2016) wordt het effect van variaties in d_{50} in dit hoofdstuk ook nog onderzocht. Evenals in de gevoeligheidsanalyse door Meire *et al.* (2016) wordt er in alle morfologische simulaties gerekend met een zogenaamd morfologisch getij waarmee het residueel sedimenttransport in een volledige springtij-doodtij cyclus gerepresenteerd kan worden door een combinatie van twee getijden met een *MorFac* (zie Lesser, 2009). Het gebruik van een morfologisch getij betekent voor dit studiegebied een sterke vereenvoudiging van de werkelijkheid, zeker als naar de spring-doodtij variatie in het stroomsnelheidsverloop en het al dan niet ontstaan van neren en recirculatiestromingen wordt gekeken (Hoofdstuk 3). In §5.1.7 wordt het gebruik van het morfologisch getij in een morfologische simulatie vergeleken met het gebruik van reguliere springtij-doodtij-cycli. Ook wordt in §5.1.8 een vergelijking gemaakt tussen morfologische simulaties met een verschillende initiële bathymetrie rondom de Drempel van Hansweert (i.e., bathymetrie uit 2006 en 2016).

Bijlage 8.1 geeft een volledig overzicht van de gebruikte modelinstellingen.

Hieronder worden eerst de resultaten getoond van een morfologische simulatie met het diepteafhankelijk ruwheidsveld (Figuur 40), een korrelgrootte van $d_{50} = 150 \mu\text{m}$ (simulatie h306). Vervolgens wordt het effect van variaties in korrelgrootte en van het gebruik van een alternatief ruwheidsveld besproken.

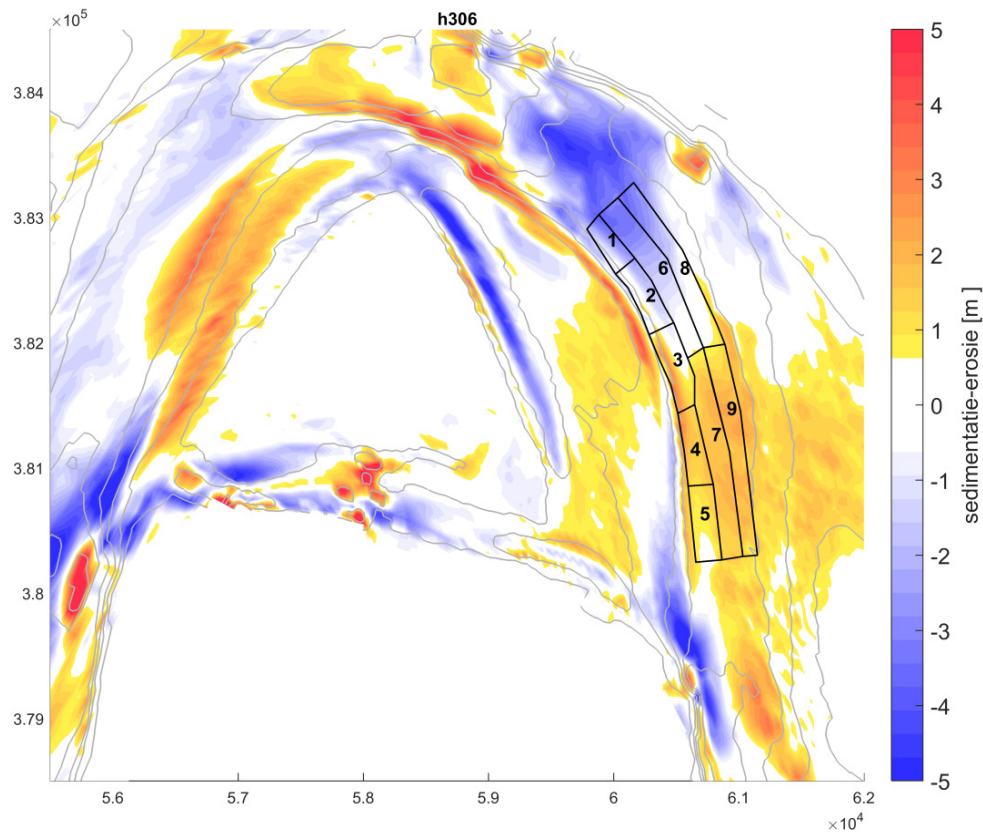
5.1.3 Gemodelleerd sedimentatie- en erosiepatroon Drempel van Hansweert

Het gesimuleerd sedimentatie- en erosiepatroon ter hoogte van de Drempel van Hansweert en Platen van Ossensisse na één morfologisch jaar is voor simulatie h306 weergegeven in Figuur 89. De gesimuleerde morfologische ontwikkeling wordt gekenmerkt door enkele duidelijke sedimentatiegebieden: aan de zuidkant van het drempelgebied ten westen van de Platen van Walsoorden, aan de westrand van de Platen van Ossensisse, aan de rand van de ondiepte ten oosten van de Platen van Ossensisse, en op de ondiepte ten noordoosten van de Platen van Ossensisse zelf. Duidelijke erosiegebieden zijn: de vaargeul net opwaarts van meetpunt Hansweert, het Zuidergat ter hoogte van Walsoorden (dorp) en Perkpolder en de ondiepe geul tussen de Platen van Ossensisse en de aangrenzende ondiepte. Verder zijn er in het sedimentatie- en erosiepatroon nog meerdere kleine gebieden zichtbaar waarvoor lokaal zeer sterke sedimentatie of erosie wordt gemodelleerd. Dergelijke onregelmatigheden in het patroon zijn in veel gevallen te wijten aan de initiële morfologische respons van het model, waarin oneffenheden in de bathymetrie door het model worden uitgevlakt.

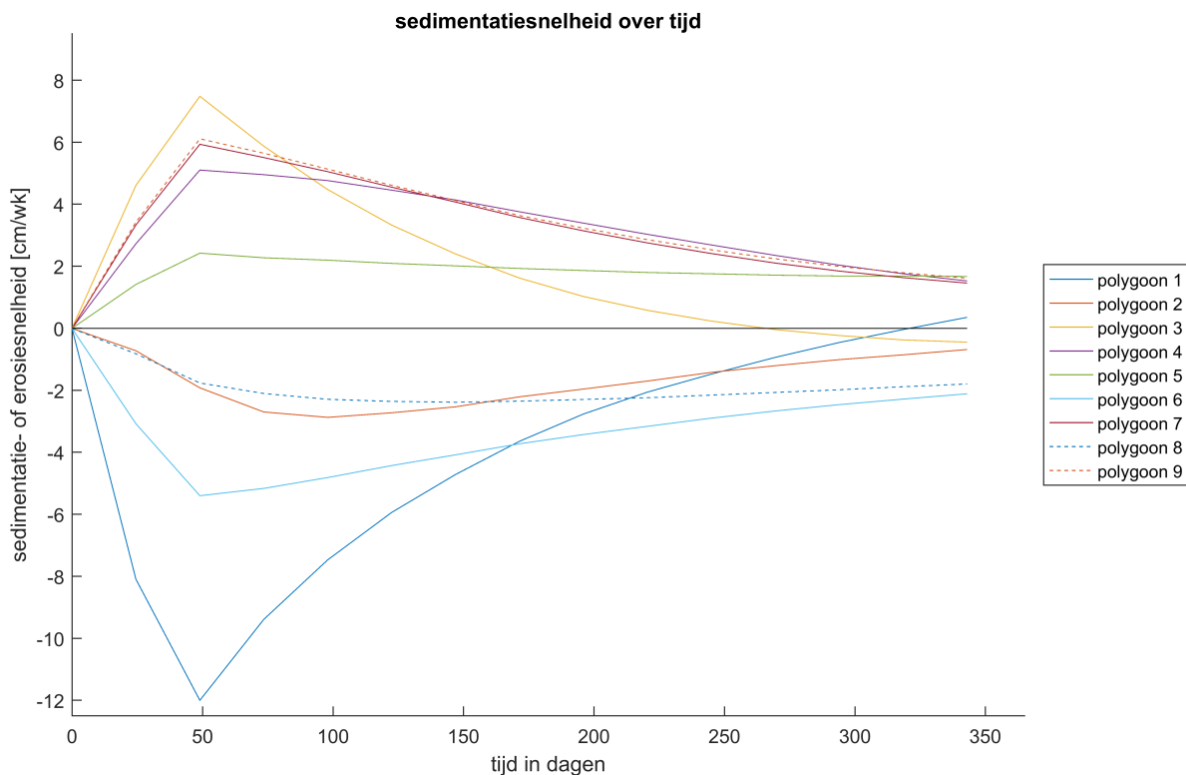
Ter hoogte van de Drempel van Hansweert zelf valt op dat het zuidelijk deel van het drempelgebied gekenmerkt wordt door sedimentatie (polygonen 3, 4, 5, 7 en 9), terwijl in het noordelijk deel van de Drempel van Hansweert juist erosie plaatsvindt (polygonen 1, 2 en 6). Deze erosie op de drempel komt echter niet voor in de geobserveerde bathymetrische veranderingen (Figuur 86 en Figuur 88). Op de consistentiekaarten in Figuur 86 is wel sprake van erosie net ten noordwesten van het drempelgebied. Ook zijn de sedimentatiesnelheden in het model beduidend lager: tot maximaal 5-8 cm/wk in polygonen 3, 4, 7 en 9 (Figuur 90). Hierbij moet wel in ogenschouw worden genomen dat de metingen zijn gebeurd over een periode van enkele weken, terwijl de modelsimulatie over een langere periode is gedaan. Verder is de sedimentatieband die wordt geobserveerd langs de rand tussen de Drempel van Hansweert en de ondiepte ten noordoosten van de Platen van Ossensisse minder uitgesproken in de modelsimulatie dan in de metingen. Wel loopt deze sedimentatieband tussen de ondiepte en de vaargeul in de modelsimulatie door

tot buiten het drempelgebied (i.e., ten noorden van de ondiepte) en daarmee ook buiten de polygonen waarvoor de sedimentatiesnelheden werden berekend.

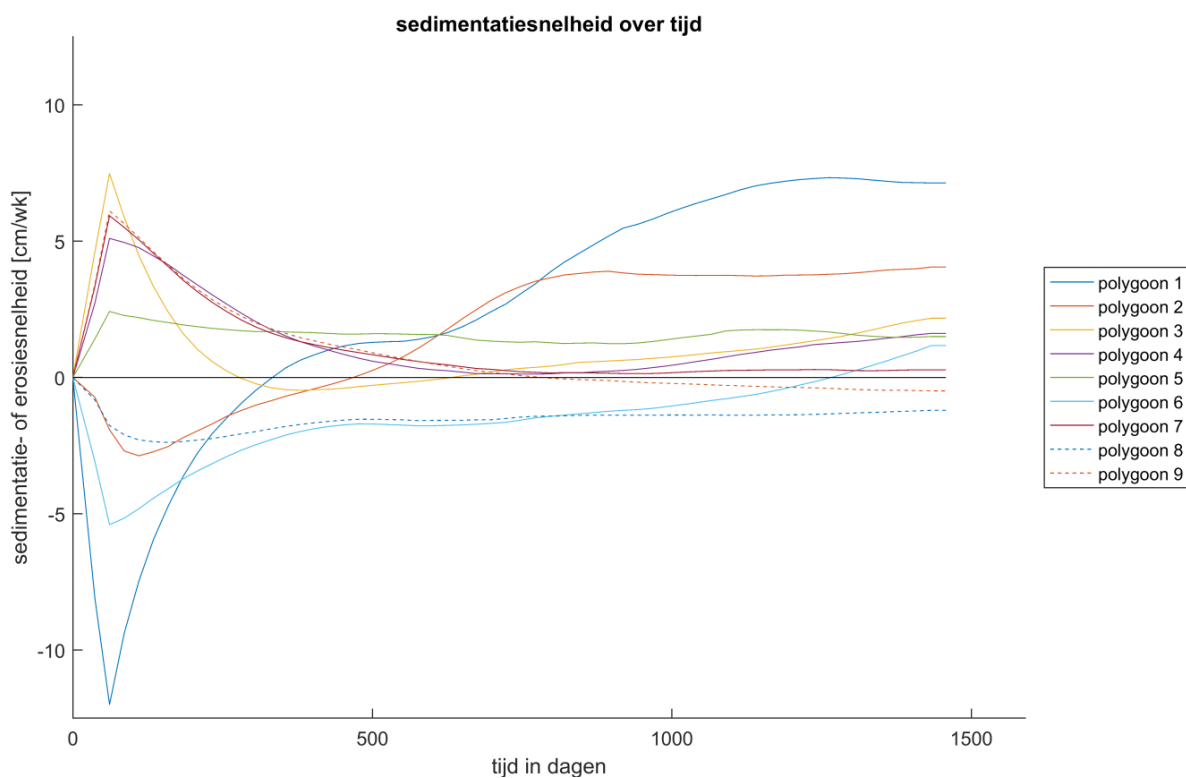
Figuur 89 – Gemodelleerd sedimentatie- (rood) en erosie- (blauw) -patroon en ligging polygonen bij de Drempel van Hansweert na één (morfologisch) jaar voor het gekalibreerd model met diepteafhankelijk ruwheidsveld (Figuur 40) en $d_{50} = 150 \mu\text{m}$ (h306).



Figuur 90 – Gemodelleerde sedimentatie- of erosiesnelheid gedurende één jaar per deelgebied (polygoon) bij de Drempel van Hansweert voor het gekalibreerd model met diepteafhankelijk ruwheidsveld (Figuur 40) en $d_{50} = 150 \mu\text{m}$ (h306).



Figuur 91 – Gemodelleerde sedimentatie- of erosiesnelheid gedurende vier jaar per deelgebied (polygoon) bij de Drempel van Hansweert voor het gekalibreerd model met diepteafhankelijk ruwheidsveld (Figuur 40) en $d_{50} = 150 \mu\text{m}$ (h306).



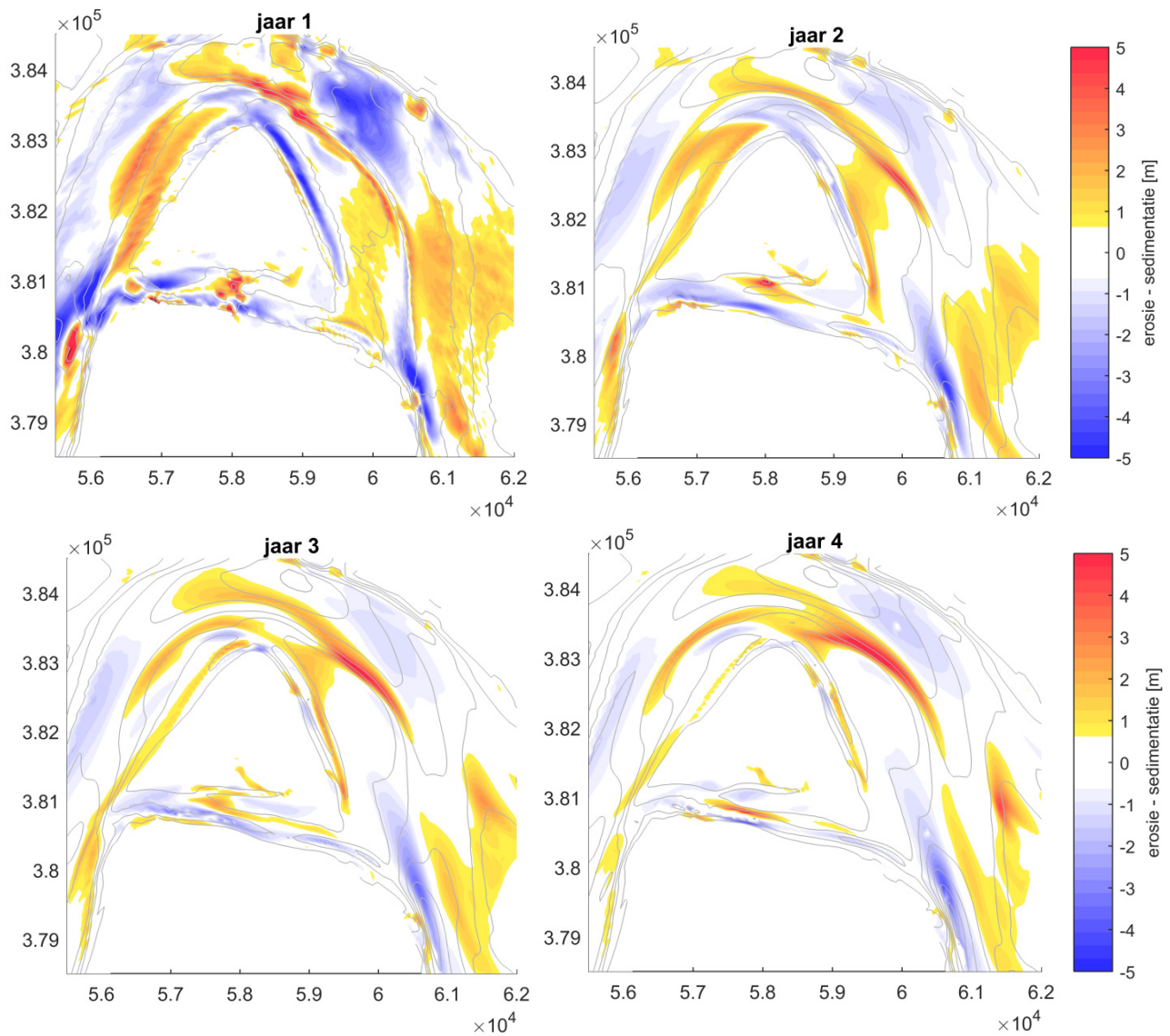
5.1.4 Ontwikkeling van sedimentatie- en erosiepatroon over tijd

Aangezien de geobserveerde natuurlijke sedimentatie op de Drempe van Hansweert steeds over een periode van enkele weken is gemeten en de simulatie één morfologisch jaar representeert is ook gekeken naar de ontwikkeling van de gesimuleerde sedimentatie- of erosiesnelheden over tijd. In Figuur 90 wordt deze ontwikkeling voor het eerste morfologische jaar weergegeven. Het blijkt dat de gesimuleerde sedimentatie of erosie in polygonen 1-9 inderdaad het sterkst is gedurende de eerste weken en na ongeveer 50 dagen geleidelijk afneemt. De hogere erosie- of sedimentatiesnelheden in de eerste weken van de simulatie kunnen wederom deels toe worden geschreven aan de te verwachten initiële morfologische respons. Mede hierom is een rechtstreekse kwantitatieve vergelijking van de gemodelleerde sedimentatiesnelheden met de geobserveerde sedimentatiesnelheden moeilijk. Ook zijn er verschillen tussen de initiële bathymetrie van het drempelgebied in het model en de exacte bathymetrie van het drempelgebied in de periodes waarvoor de natuurlijke sedimentatie berekend werd. Dergelijke (kleine) verschillen kunnen leiden tot verschillen in sedimentatiesnelheid of de precieze locatie van de sedimentatiegebieden. Derhalve is de modelprestatie vooral kwalitatief geanalyseerd aan de hand van het sedimentatie- en erosiepatroon.

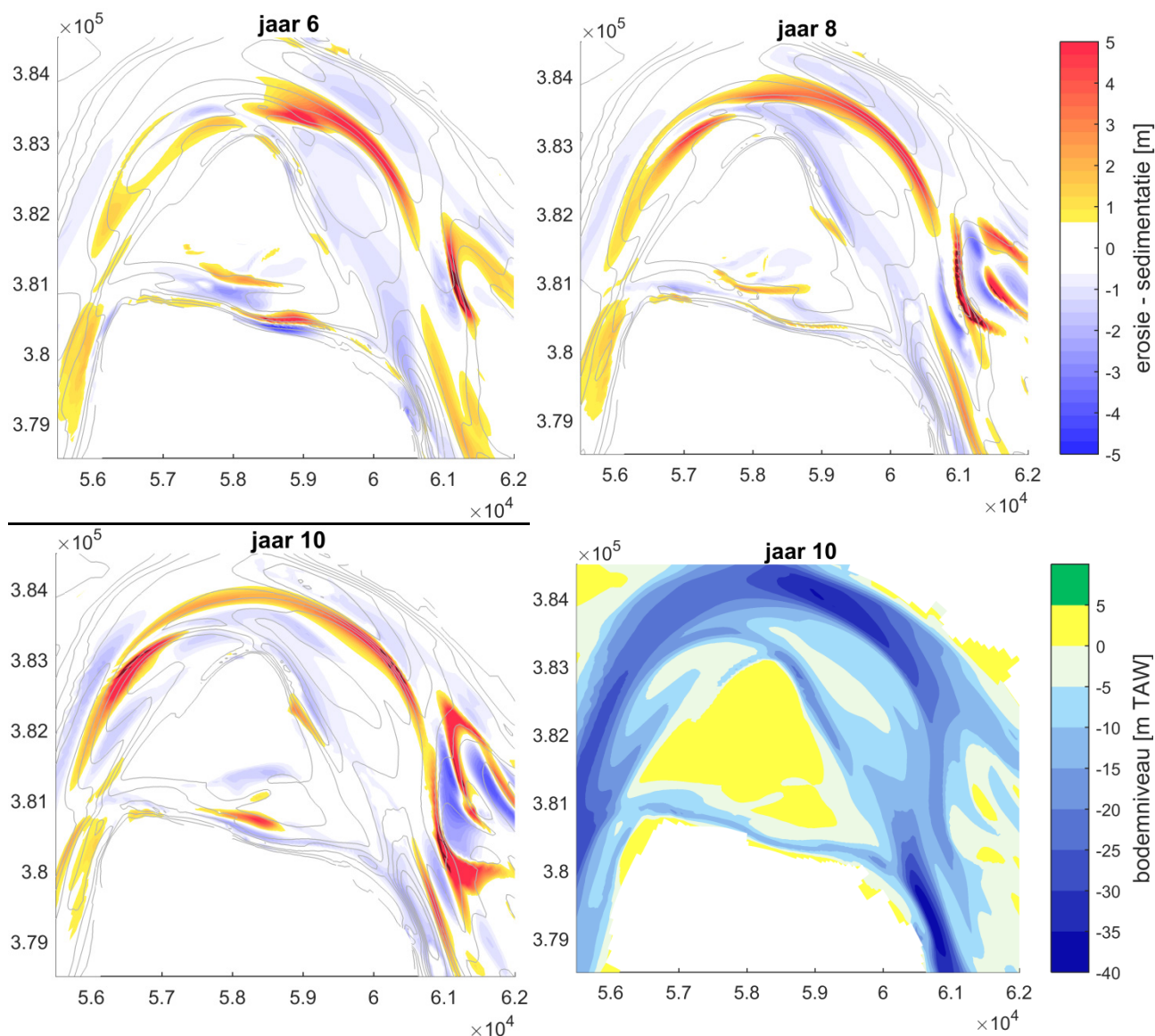
Simulatie h306 is ook over een periode van tien jaar gesimuleerd (Figuur 91, Figuur 92 en Figuur 93). Hieruit kunnen de morfologische ontwikkelingen over iets langere termijn afgeleid worden. Dit zorgt voor een betere interpretatie van de sedimentatie- en erosiepatronen op kortere termijn. Figuur 92 laat zien dat de sedimentatie- en erosiesnelheid op de Drempe van Hansweert over het algemeen afneemt na het eerste jaar. Wel blijven enkele duidelijke morfologische ontwikkelingen zelfs na vier jaar nog zichtbaar. Zo is er in het vierde morfologische jaar nog steeds sprake van een sterke sedimentatieband ten noorden van de ondiepte tussen de Platen van Ossensisse en het Zuidergat, duidend op een geleidelijke uitbreiding van deze ondiepte in de richting van de vaargeul. Ook blijft er sprake van sedimentatie ten westen van de Plaat van Walsoorden, wat kan duiden op een geleidelijke uitbreiding van deze plaat in westelijke richting. Dit is echter wel in tegenspraak met de geobserveerde erosietrend over de periode 1990-2010 (Plancke et al., 2010). Verder is de uitdieping (erosie) van de vaargeul ter hoogte van de Perkpolder, evenals de uitdieping ter hoogte van Hansweert, ook nog steeds aanwezig na vier jaar. Op nog langere termijn (Figuur 93) zetten de noordwestelijke uitbreiding van de ondiepte en de geulvorming tussen deze ondiepte en de Platen van Ossensisse zich door. Na tien jaar is er sprake van een totaal veranderde bodemligging, waarin er twee geulen zijn die het Zuidergat verbinden met de Overloop van Hansweert. Deze verandering lijkt echter na tien jaar nog niet te zijn gestopt, getuige de sterke sedimentatieband die nog steeds aanwezig is. Ook is er vanaf het zesde morfologische jaar sprake van opvallende sedimentatie- en erosiepatronen aan de westrand van de Plaat van Walsoorden.

In de polygonen in het drempelgebied zelf (Figuur 91) blijkt dat de initiële erosie in het noordelijk deel na het derde morfologisch jaar grotendeels is verdwenen (polygoon 8 uitgezonderd). In polygonen 1 en 2 is na het tweede jaar zelfs sprake van sterke sedimentatie, welke gerelateerd is aan de uitbreiding van de ondiepte ten oosten van de Platen van Ossensisse. In de overige polygonen neemt de sedimentatie- of erosiesnelheid na het tweede morfologisch jaar af tot minder dan 2 cm/wk. Wel is in polygonen 3, 4 en 6 een lichte toename in sedimentatiesnelheid waarneembaar in het vierde jaar. Ook dit kan gerelateerd worden aan de uitbreiding van de ondiepte tussen de Platen van Ossensisse en de Drempe van Hansweert.

Figuur 92 – Gemodelleerde sedimentatie- of erosiepatronen in het eerste (linksboven), tweede (rechtsboven), derde (linksonder) en vierde jaar (rechtsonder) bij de Drempel van Hansweert voor het gekalibreerd model met diepteafhankelijk ruwheidsveld (Figuur 40) en $d_{50} = 150 \mu\text{m}$ (h306).



Figuur 93 – Gemodelleerde sedimentatie- of erosiepatronen in het zesde (linksboven), achtste (rechtsboven) en tiende jaar (linksonder) en bodemligging na tien jaar (rechtsonder) bij de Drempeel van Hansweert voor het gekalibreerd model met diepteafhankelijk ruwheidsveld (Figuur 40) en $d_{50} = 150 \mu\text{m}$ (h306).

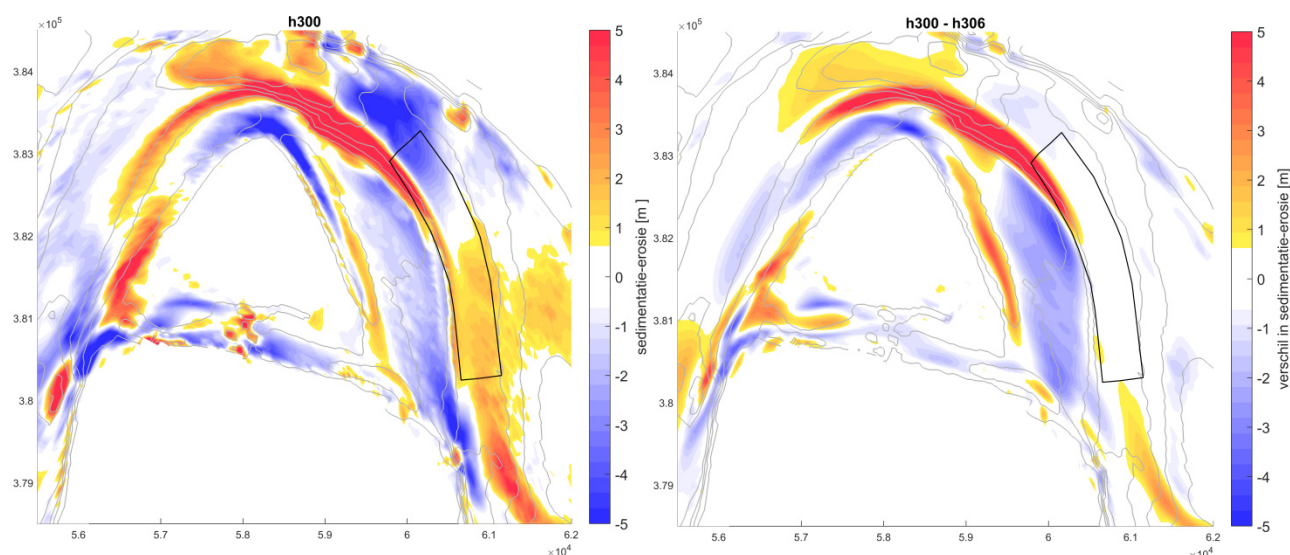


5.1.5 Invloed ruwheidsveld op sedimentatie- en erosiepatroon

Om na te gaan wat het effect is van het lokale ruwheidsveld op de gesimuleerde erosie- en sedimentatiepatronen zijn ook twee modelsimulaties uitgevoerd met een alternatief ruwheidsveld: simulatie h300 met een constante bodemruwheid van $n = 0.025 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$; en simulatie h305 met het 'gesmooth' ruwheidsveld voor het gekalibreerd model (zie Figuur 39). De resultaten van deze simulaties worden vervolgens vergeleken met simulatie h306 waarin het diepteafhankelijk ruwheidsveld op de ondiepe en intertidale delen werd gebruikt (zie Figuur 40).

Als simulaties h300 (constante bodemruwheid) en h306 (diepteafhankelijke bodemruwheid op de ondiepe en intertidale delen) worden vergeleken (Figuur 94) valt op dat de verschillen in morfologische veranderingen in het studiegebied groot zijn. Als een constant ruwheidsveld met $n = 0.025 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ wordt gebruikt is het erosie- en sedimentatiepatroon over het algemeen meer uitgesproken. Er zijn echter ook grote kwalitatieve verschillen tussen beide simulaties. Zo wordt er in simulatie h300 erosie gesimuleerd op de ondiepte ten oosten van de Platen van Ossensisse, terwijl in simulatie h306 sprake is van erosie. Ook is de sedimentatie ten noorden van de Platen van Ossensisse veel sterker in simulatie h300 met constant ruwheidsveld. Hierbij dient uiteraard bedacht te worden dat de stromingspatronen ter hoogte van de Drempel van Hansweert, waaronder de neervorming met bijbehorende recirculatiestromingen, niet correct gesimuleerd werden in simulaties met een constante bodemruwheid (zie Hoofdstuk 3). Dit geeft direct een verklaring voor de hierboven genoemde verschillen in het sedimentatie- en erosiepatroon. Meer specifiek tonen de verschillen tussen simulaties h306 en h300 aan dat de sedimentatie op de ondiepte veroorzaakt wordt door de neervorming en het bijbehorend stromingsveld. Op de Drempel van Hansweert zelf (polygoon in Figuur 94) zijn de verschillen tussen beide simulaties dan weer beperkt. Enkel in het noordwestelijk deel van de drempel is er sprake van een groot verschil tussen beide simulaties, welke gerelateerd kan worden aan het grote verschil in sedimentatiesnelheid aan de noordrand van de Platen van Ossensisse.

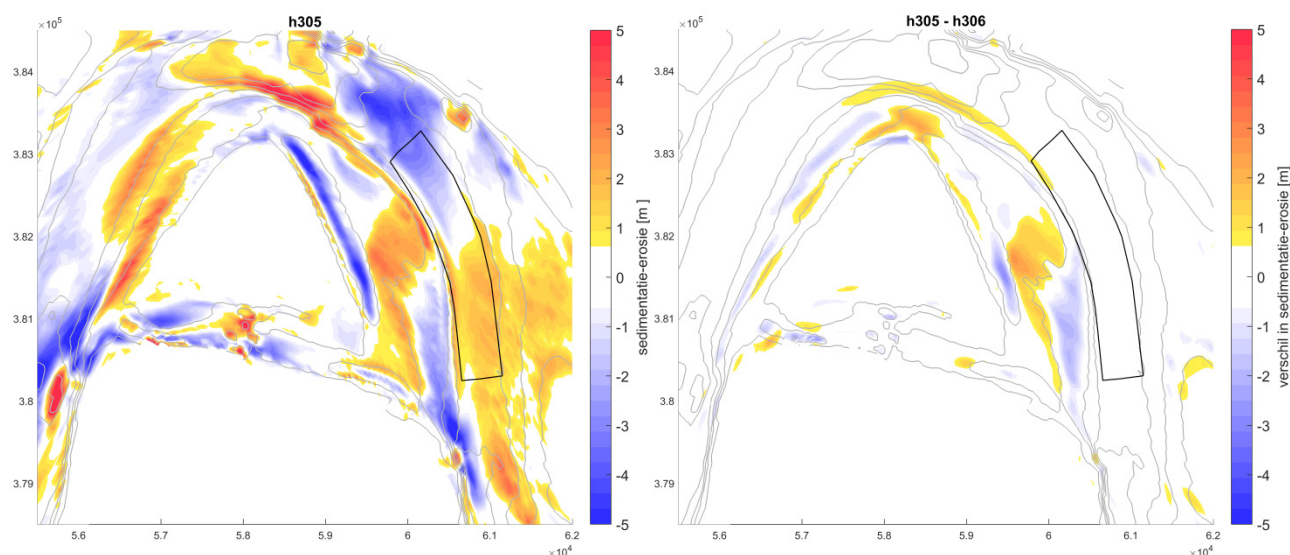
Figuur 94 – Gemodelleerd sedimentatie- of erosiepatroon bij de Drempel van Hansweert voor simulatie h300 met een constante bodemruwheid van $n = 0.025 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ (links) en verschil met simulatie h306 met diepteafhankelijk ruwheidsveld op ondiep en intertidale gebieden (rechts).



De verschillen tussen de simulaties met het 'gesmooth' ruwheidsveld (h305; Figuur 39) en het diepteafhankelijk ruwheidsveld (h306; Figuur 40) op de ondiepe en intertidale delen zijn een stuk kleiner (Figuur 95). Met name in de geulen en diepere delen van het studiegebied zit er eigenlijk geen significant verschil tussen beide simulaties. Dit kan logisch verklaard worden door het geringe verschil tussen beide ruwheidsvelden en de grote gelijkenis in het gemodelleerde stromingsveld en stroomsnelheidsverloop. Er zijn echter kleine verschillen zichtbaar op de ondiepte tussen de Platen van Ossensisse en de Drempel van

Hansweert en in de geul direct ten noorden van de Platen van Ossensisse. Zo zijn de gemodelleerde maximale sedimentatiesnelheden op de Drempeel van Hansweert bijvoorbeeld iets lager in simulatie h305 met het ‘gesmooth’ ruwheidsveld (tot maximaal 6 cm/wk in polygoon 3) dan in simulatie h306 met het diepteafhankelijk ruwheidsveld (tot maximaal 8 cm/wk in polygoon 3). Dergelijke verschillen geven een indicatie van de gevoeligheid van het model voor zeer lokale variaties in bodemruwheid.

Figuur 95 – Gemodelleerd sedimentatie- of erosiepatroon bij de Drempeel van Hansweert voor simulatie h305 met een ‘gesmooth’ ruwheidsveld (links) en verschil met simulatie h306 met diepteafhankelijk ruwheidsveld op ondiep en intertidale gebieden (rechts).



5.1.6 Invloed korrelgrootte op sedimentatie- en erosiepatroon

Er zijn ook morfologische simulaties uitgevoerd waarin de korrelgrootte werd gevarieerd tussen $d_{50} = 130 \mu\text{m}$ en $d_{50} = 210 \mu\text{m}$ om na te gaan wat het effect van variaties in korrelgrootte is op de gemodelleerde sedimentatie- en erosiepatronen:

- Simulatie h307 met $d_{50} = 130 \mu\text{m}$
- Simulatie h308 met $d_{50} = 170 \mu\text{m}$
- Simulatie h310 met $d_{50} = 210 \mu\text{m}$

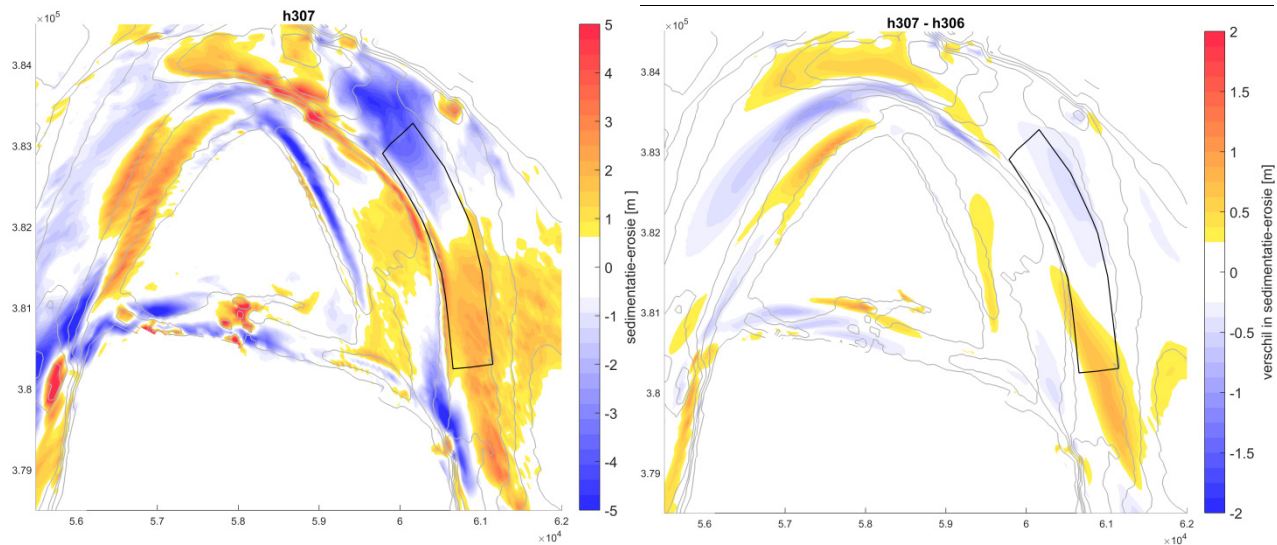
Hierbij wordt opgemerkt dat korrelgroottes van $d_{50} \approx 150\text{--}170 \mu\text{m}$ het best overeenkomen met de realiteit en in de validatie van het sedimenttransportmodel (Hoofdstuk 4) ook de beste resultaten opleverden. Figuur 96, Figuur 97 en Figuur 98 tonen de gemodelleerde sedimentatie- en erosiepatronen alsmede de verschilplots tussen bovenstaande simulaties en referentiesimulatie h306 met $d_{50} = 150 \mu\text{m}$.

In het algemeen kan gesteld worden dat de sedimentatie- en erosiepatronen kwalitatief erg gelijkend zijn voor simulaties met variërende korrelgrootte. De gebieden waarin sedimentatie dan wel erosie optreedt komen goed overeen tussen de verschillende simulaties.

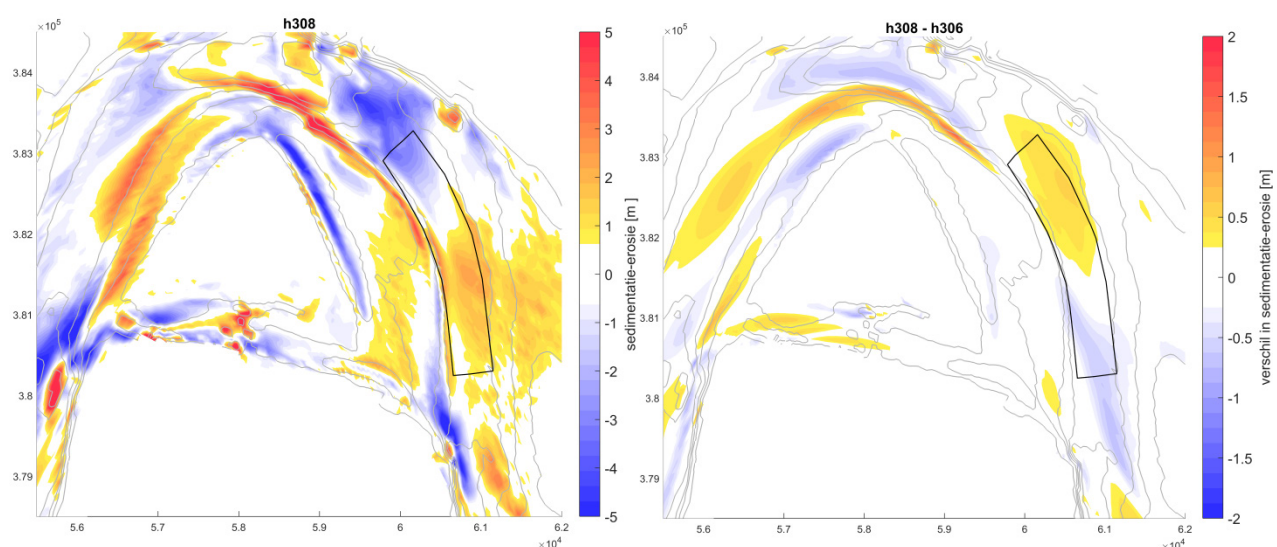
Een lagere korrelgrootte leidt tot een kleine toename van de gesimuleerde sedimentatie in het zuidelijk deel van het drempelgebied en een toename van de erosie in het noordelijk deel van het drempelgebied. Ook is de sedimentatieband ten noorden van de Platen van Ossensisse minder uitgesproken in simulatie h307. Dit gaat gepaard met een verondieping van de vaargeul ten noorden van de Platen van Ossensisse (Figuur 96).

Als met een grotere korreldiameter wordt gesimuleerd leidt dit tot een tegenovergesteld effect: de sedimentatie in het zuidelijk deel van het drempelgebied wordt lager en de erosie in het noordelijk deel van het drempelgebied neemt ook af (Figuur 97 en Figuur 98). Hetzelfde geldt voor de sedimentatieband ten noorden van de Platen van Ossensisse, welke het sterkst is voor grotere korreldiameters. Wanneer een korreldiameter van $d_{50} = 210 \mu\text{m}$ wordt gebruikt leidt dit tevens tot veranderingen in het sedimentatie- en erosiepatroon op de ondiepte tussen de Platen van Ossensisse en de Drempeel van Hansweert (Figuur 98).

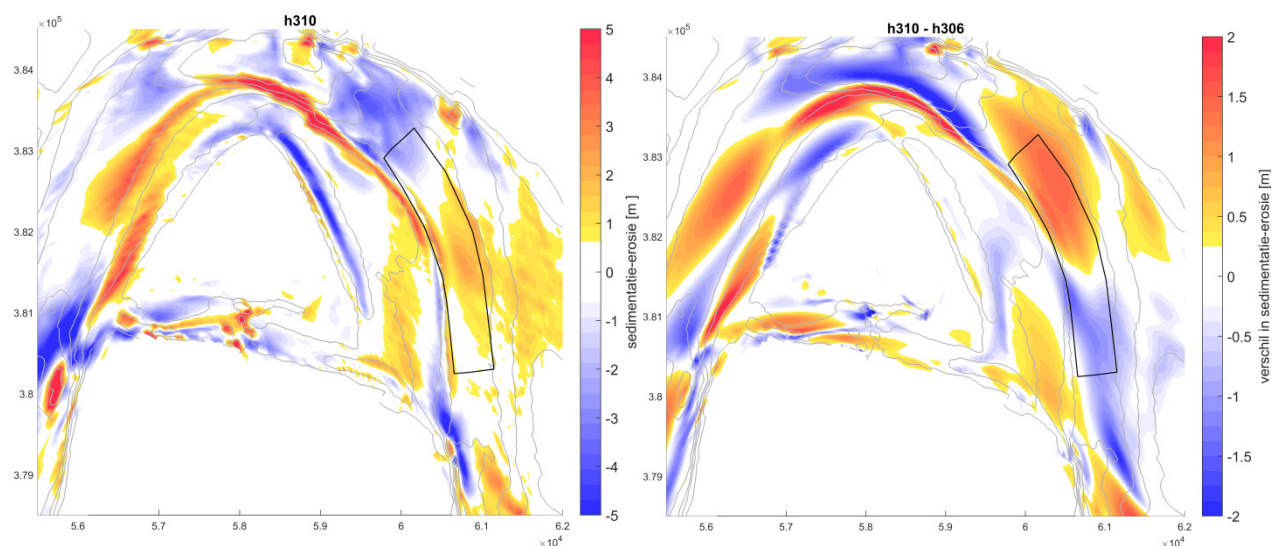
Figuur 96 – Gemodelleerd sedimentatie- of erosiepatroon ter hoogte van de Drempel van Hansweert voor simulatie h307 met een van $d_{50} = 130 \mu\text{m}$ (links) en verschil met referentiesimulatie h306 met $d_{50} = 150 \mu\text{m}$ (rechts).



Figuur 97 – Gemodelleerd sedimentatie- of erosiepatroon ter hoogte van de Drempel van Hansweert voor simulatie h308 met een van $d_{50} = 170 \mu\text{m}$ (links) en verschil met referentiesimulatie h306 met $d_{50} = 150 \mu\text{m}$ (rechts).



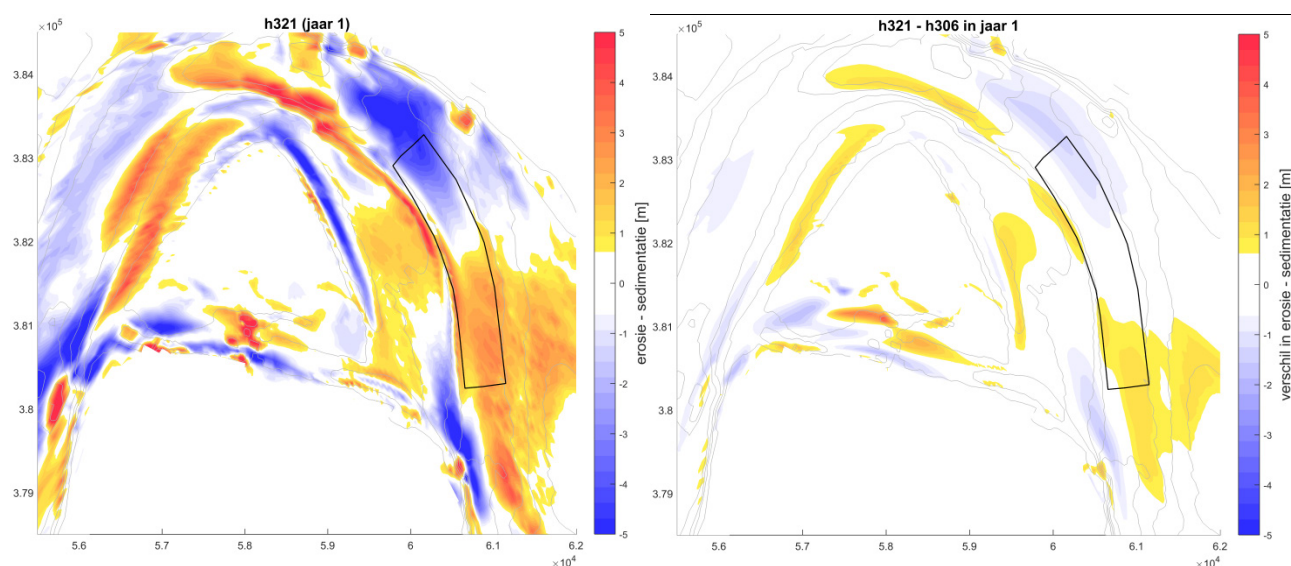
Figuur 98 – Gemodelleerd sedimentatie- of erosiepatroon ter hoogte van de Drempel van Hansweert voor simulatie h310 met een van $d_{50} = 210 \mu\text{m}$ (links) en verschil met referentiesimulatie h306 met $d_{50} = 150 \mu\text{m}$ (rechts).



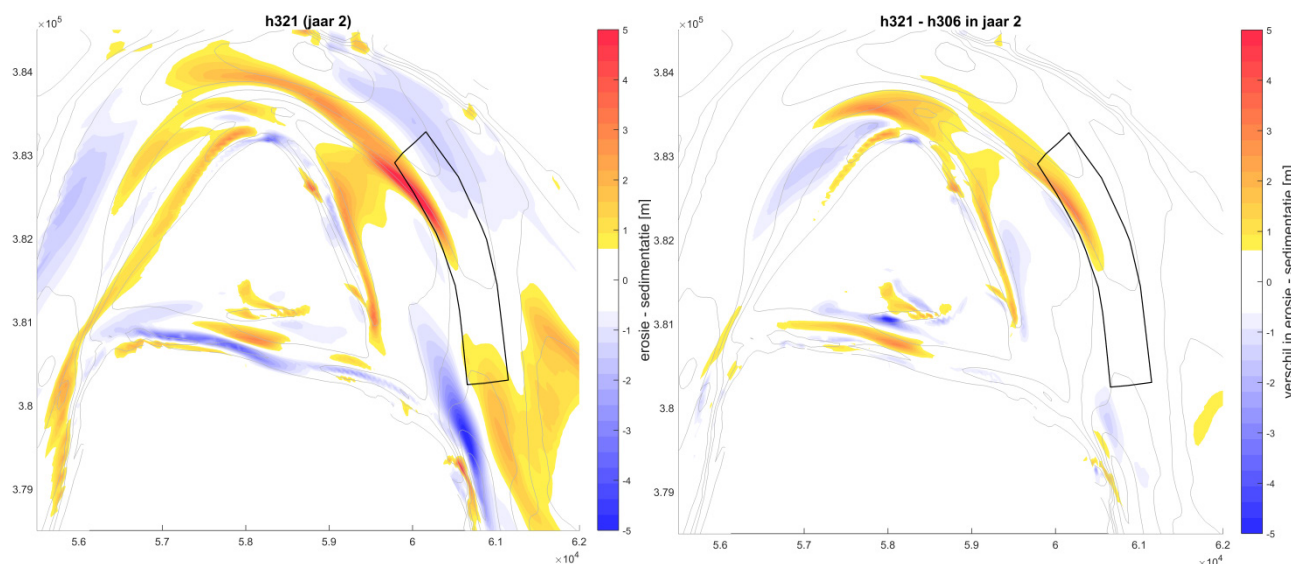
5.1.7 Invloed springtij-doodtij-variatie

Tevens is een morfologische simulatie uitgevoerd waarin aan de afwaartse rand reguliere springtij-doodtij-cycli in plaats van een morfologisch getij zijn opgelegd (h321). Zo kan worden nagegaan of het ontbreken van bepaalde getijden in de getijcyclus (e.g. doortij, hoogste springtij) een effect heeft op de gesimuleerde morfologische ontwikkeling. Het gebruik van een morfologisch getij betekent voor dit studiegebied namelijk een sterke vereenvoudiging van de werkelijkheid, aangezien het ontstaan van neren en recirculatiestromingen sterk samenhangt met de hoogte van een individueel getij (Hoofdstuk 3). De simulatieduur en morfologische versnellingsfactor (*MorFac*) zijn voor simulatie h321 identiek aan de initiële simulatie met een morfologisch getij (h306). Figuur 99 en Figuur 100 laten de gemodelleerde sedimentatie- en erosiepatronen voor simulatie h321 na één en twee morfologische jaren zien, alsmede het verschil met simulatie h306. Er dient wel rekening te worden gehouden met het gegeven dat de output-tijdstippen na één en na twee jaar allebei na een serie hoge springtijden vallen. Dit kan invloed hebben op de gemodelleerde morfologische verandering, welke anders kan zijn tijdens springtij dan tijdens doortij. Daarom is in Figuur 101 ook de sedimentatie- of erosiesnelheid over tijd weergegeven voor simulatie h321.

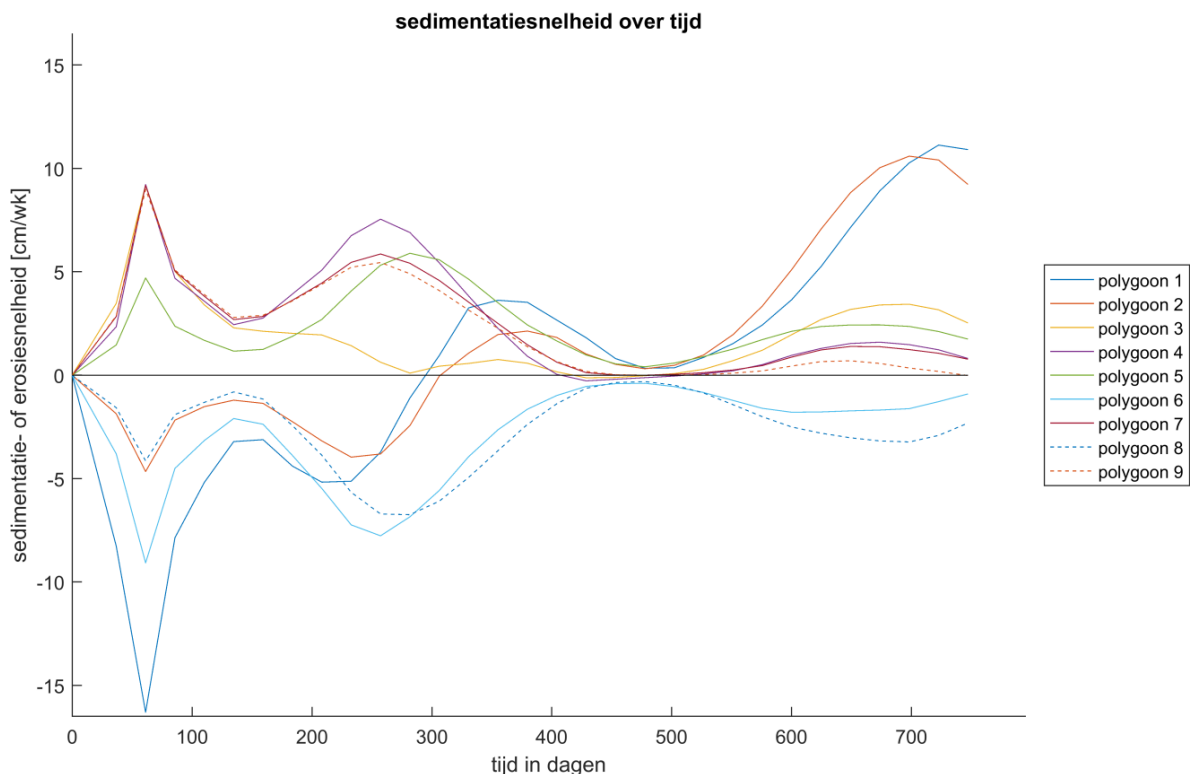
Figuur 99 – Gemodelleerd sedimentatie- of erosiepatroon bij de Drempel van Hansweert na één morfologisch jaar voor simulatie h321 op basis van springtij-doodtij-cycli (links) en verschil met simulatie h306 op basis van een morfologisch getij (rechts).



Figuur 100 – Gemodelleerd sedimentatie- of erosiepatroon bij de Drempel van Hansweert in het tweede morfologische jaar voor simulatie h321 op basis van springtij-doodtij-cycli (links) en verschil met simulatie h306 op basis van een morfologisch getij (rechts).



Figuur 101 – Gemodelleerde sedimentatie- of erosiesnelheid gedurende twee jaar per deelgebied (polygoon) bij de Drempel van Hansweert simulatie h321 op basis van springtij-doodtij-cycli in plaats van morfologisch getij.



Uit de modelresultaten blijkt dat het gebruik van een springtij-doodtij-cyclus in plaats van een morfologisch getij niet leidt tot grote verschillen in het ruimtelijke sedimentatie- en erosiepatroon. Wel blijkt dat, zeker in het eerste jaar, de sedimentatie- of erosiesnelheden in sommige gebieden hoger liggen als met springtij-doodtij-cycli wordt gerekend dan wanneer een morfologisch getij wordt gebruikt. Zo zijn de sedimentatiesnelheid op het zuidelijk deel van de Drempel van Hansweert en de erosiesnelheid in de vaargeul net opwaarts van meetpunt Hansweert hoger in deze simulatie. Dergelijke verschillen in het eerste morfologische jaar kunnen veroorzaakt worden door een versterking of verzwakking van de initiële morfologische respons in de eerste (morfologische) weken tot maanden van de modelsimulatie. Deze periode valt in simulatie h321 samen met doottij, terwijl het morfologisch getij in simulatie h306 veel hoger is.

In het tweede morfologische jaar is met name de sedimentatieband tussen de Drempel van Hansweert en de ondiepte ten oosten van de Platen van Ossensisse veel sterker als met springtij-doodtij-cycli wordt gerekend. Daarnaast is er sprake van een sterkere sedimentatieband ten noorden van de Platen van Ossensisse. De verschillen in het sedimentatie- en erosiepatroon op het zuidelijk deel van de Drempel van Hansweert zelf zijn niet meer aanwezig in het tweede morfologische jaar. Het opvallende verschil in sedimentatiesnelheid op de band tussen de Drempel van Hansweert en de Platen van Ossensisse (Figuur 100) kan erop duiden dat de sedimentatiesnelheid hier toch sterk beïnvloedt wordt door specifieke getijden in de springtij-doodtij-cyclus. Dit is in overeenstemming met de analyse van het effect van springtij-doodtij-variatie op de richting van het residuele sedimenttransport (zie §4.1.3). Hieruit kwam al naar voren dat het residueel transport op de ondiepte ten oosten van de Platen van Ossensisse een andere richting heeft tijdens springtij dan tijdens doottij.

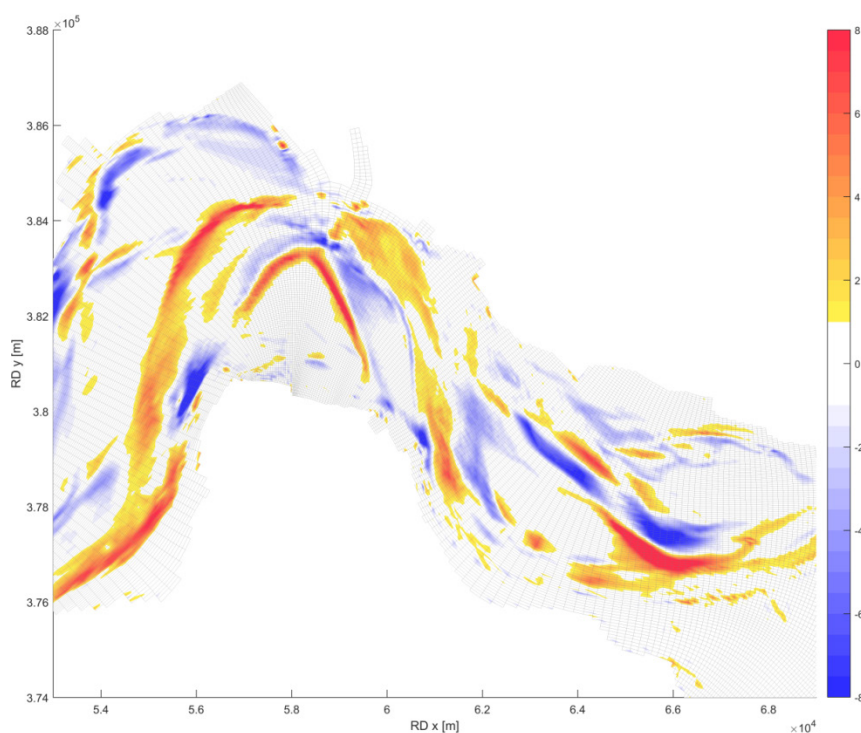
Een overzicht van de gemodelleerde sedimentatie- of erosiesnelheid op de Drempel van Hansweert over tijd (Figuur 101) laat echter zien dat, hoewel de gemodelleerde sedimentatie- of erosiesnelheid sterk verschillend is tussen springtij en doottij (i.e., het hoogste getij valt rond morfologische dag 280 en het laagste getij rond morfologische dag 460), er geen verschillen zijn in de trend van de morfologische ontwikkeling. Los van de springtij-doodtij-variatie is de ontwikkeling van de sedimentatiesnelheid over tijd

in de eerste twee morfologische jaren gelijkaardig aan die van simulatie h306 (Figuur 91). In gebieden waar sedimentatie dan wel erosie optreedt, gebeurt dit zowel tijdens springtij als doottij gebeurt, uitgezonderd de ontwikkeling van erosie naar sedimentatie in polygonen 1 en 2 welke in de simulatie met morfologisch getij ook al aanwezig was. Wel liggen de gemiddelde sedimentatiesnelheden in polygonen 1 en 2 tijdens het tweede morfologische jaar een stuk hoger in simulatie h321 dan in simulatie h306. Dit werd ook al duidelijk aan de hand van de sedimentatie-erosie patronen in Figuur 100, waarin te zien is dat de sedimentatie in het noordwestelijk deel van het drempelgebied veel sterker is in de simulatie met reguliere springtij-doottij-cycli dan in de simulatie met morfologisch getij.

5.1.8 Invloed initiële bathymetrie

Tot slot is er ook een simulatie uitgevoerd waarin met een andere initiële bathymetrie is gerekend om na te gaan wat de invloed van variaties in initiële bathymetrie op de gemodelleerde morfologische ontwikkeling zijn. Concreet is er voor het studiegebied rondom de Drenpel van Hansweert (i.e., van Terneuzen tot Bath) een bathymetrie uit 2006 geïmplementeerd. Deze initiële bodemligging stamt dus uit de periode voor de derde verruiming van de vaargeul tussen 2007 en 2010. In het resterende deel van het modeldomein is de initiële bathymetrie hetzelfde als in de basissimulatie en dus uit 2016. Figuur 102 toont een verschilkaart tussen deze bodemliggingen. Uit deze verschilkaart volgt dat de Drenpel van Hansweert zelf in 2006 een hogere bodemligging had, evenals het grootste deel van de vaargeul(en) in het studiegebied. De ondiepte tussen de Drenpel van Hansweert en de Platen van Ossensisse was lager gelegen in 2006 en de noordwestelijke en noordoostelijke randen van de Platen van Ossensisse zelf hadden juist een hogere bodemligging in 2006.

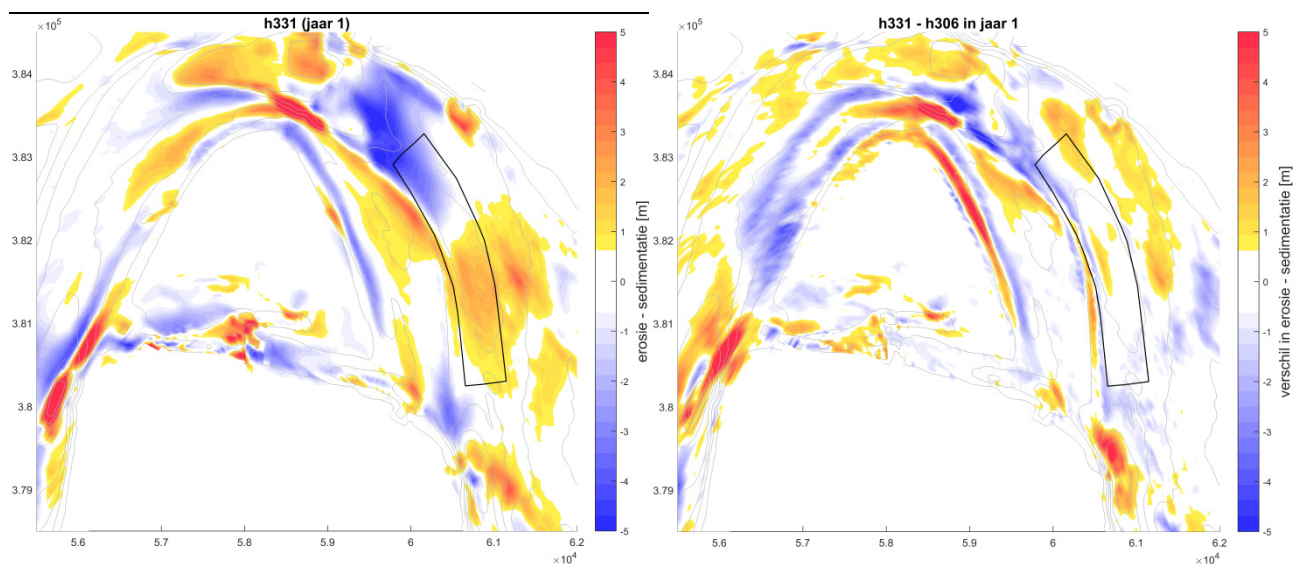
Figuur 102 – Verschil in initiële bathymetrie tussen 2006 (simulatie h331) en 2016 (simulatie h306). Positieve waarden duiden op een hogere bodemligging in 2006 (rood) en negatieve waarden duiden op een lagere bodemligging in 2006 (blauw).



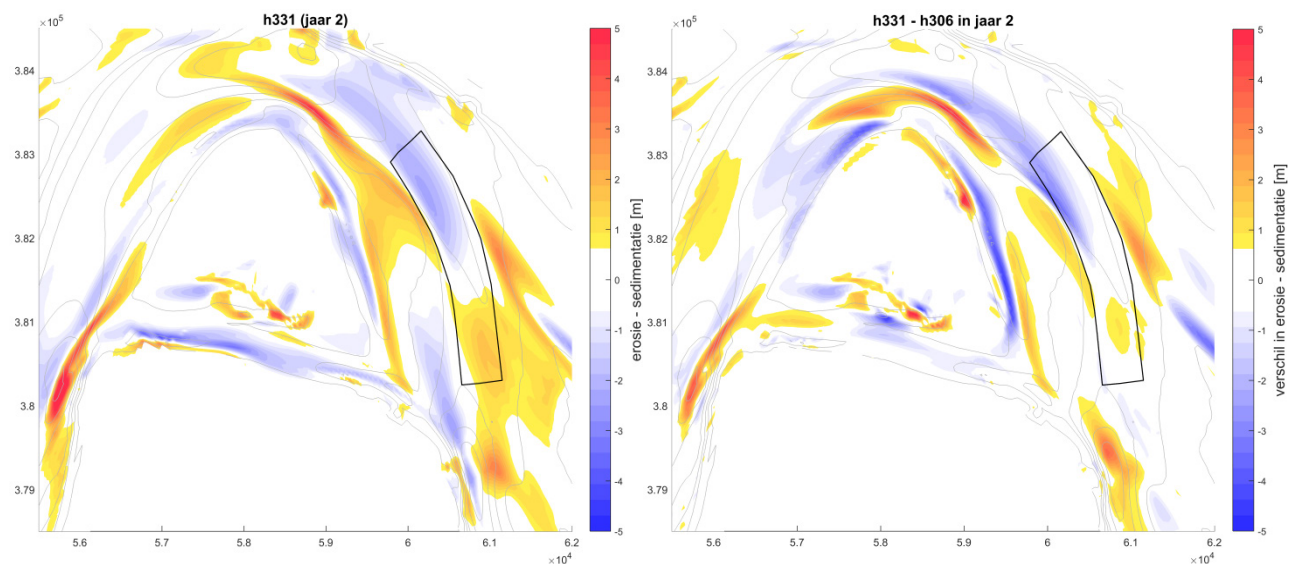
De morfologische modelresultaten van simulatie h331 met een initiële bathymetrie uit 2006, alsmede het verschil in sedimentatie- en erosiepatroon tussen simulatie h331 en h306, zijn weergegeven in Figuur 103 en Figuur 104 voor respectievelijk het eerste en tweede jaar van de morfologische simulatie. In het

algemeen kan geconcludeerd worden dat de ruimtelijke sedimentatie- en erosiepatronen rondom de Drempel van Hansweert gelijkaardig zijn voor beide simulaties. Er is in beide simulaties sprake van sedimentatie in het zuidelijk deel van het drempelgebied ten westen van de Platen van Walsoorden en sprake van erosie in het noordelijk deel van het drempelgebied nabij meetpunt Hansweert en in de vaargeul ten zuiden van de drempel nabij Walsoorden (dorp). Ook is er in beide simulaties sprake van sedimentatie op de ondiepte tussen de Drempel van Hansweert en de Platen van Ossensisse. Het grootste verschil tussen beide simulaties heeft vooral betrekking op de erosie- of sedimentatiesnelheid en de exacte locatie van de sedimentatieband langs de rand van de ondiepte tussen de vaargeul en de Platen van Ossensisse. Deze band is in simulatie h331 veel minder sterk. Dit heeft tot gevolg dat er net ten noordoosten van de ondiepte een groot verschil in bodemligging ontstaat tussen beide simulaties, waarbij de bodemligging in simulatie h331 startend in 2006 veel lager is dan in simulatie h306 startend in 2016. Een logische verklaring hiervoor is de initiële ligging en omvang van deze ondiepte. Die ondiepte is tussen 2006 en 2016 hoger komen te liggen en heeft ook aan omvang gewonnen waardoor verschillen in sedimentatie- en erosiesnelheid verwacht mogen worden.

Figuur 103 – Gemodelleerd sedimentatie- of erosiepatroon bij de Drempel van Hansweert in het eerste morfologische jaar voor simulatie h331 startend in 2006 (links) en verschil met simulatie h306 startend in 2016 (rechts).



Figuur 104 – Gemodelleerd sedimentatie- of erosiepatroon bij de Drempel van Hansweert in het tweede morfologische jaar voor simulatie h331 startend in 2006 (links) en verschil met simulatie h306 startend in 2016 (rechts).



5.1.9 Discussie morfologische modelresultaten Drempel van Hansweert

De morfologische modelresultaten kunnen enkel kwalitatief met de geobserveerde morfologische veranderingen in het drempelgebied worden vergeleken. Oorzaken hiervan zijn: (1) het verschil in tijdschaal tussen de meetperiode en de simulatieduur, (2) de initiële morfologische respons (e.g. Roelvink, 2012) die interfereert met de periode waarover de natuurlijke sedimentatiesnelheid werd bepaald, (3) verschillen in initiële bathymetrie in het model en de werkelijke bathymetrie tijdens de verschillende meetperiodes en (4) het gebruik van een morfologisch getij, wat met oog op de spring-doodtij variatie in neervorming en stromingspatronen een sterke vereenvoudiging betekent.

Wanneer de modelresultaten kwalitatief vergeleken worden met de geobserveerde sedimentatiepatronen blijkt dat het morfologisch model in staat is om de sedimentatiezone op het zuidelijk deel van de drempel te simuleren. Ook de sterke sedimentatieband aan de rand van de ondiepte tussen de Platen van Ossenis en de Drempel van Hansweert komt voor in alle morfologische modelresultaten. De exacte locatie van deze sedimentatieband is echter verschillend tussen model en meting, al verbetert het morfologisch model op dit punt na verloop van tijd wel. Daarnaast wordt er een erosiezone gesimuleerd aan de noordkant van de Drempel van Hansweert, welke niet werd geobserveerd in de metingen. Een langere simulatie toont verder aan dat de morfologische veranderingen in het drempelgebied afnemen met de tijd (i.e., de piek in sedimentatiesnelheid wordt al na enkele weken bereikt). Andere morfologische ontwikkelingen zoals de verdieping van de geul nabij Perkpolder en Walsoorden (dorp) en de uitbreiding van de ondiepte tussen de Platen van Ossenis en de vaargeul in noordelijke richting zetten zich op basis van de modelresultaten wel door. Zo lijkt er over een termijn van ongeveer tien jaar een natuurlijke morfologische ontwikkeling te zijn waarbij de ondiepe geul langs de Platen van Ossenis zich ontwikkelt tot een volwaardige estuariene geul en de ondiepte tussen de Platen van Ossenis en de Drempel van Hansweert zich in noordelijke richting beweegt om een nieuwe plaat te vormen tussen de kleiner geworden huidige vaargeul en de nieuwe estuariene geul langs de Platen van Ossenis. Een gedetailleerde validatie van de morfologische ontwikkeling voor de ruimere omgeving van het drempelgebied (zoals voor de Platen van Ossenis, het Zuidergat, de Overloop van Hansweert, etc.) valt echter buiten de scope van dit rapport.

Een gevoeligheidsanalyse laat zien dat het effect van korrelgrootte (d_{50} tussen 130 en 210 μm) op het sedimentatie- en erosiepatroon gering en louter van kwantitatieve aard is. Het effect van variaties in het ruwheidsveld is groter, zeker als vergeleken wordt tussen een ruimtelijk variërend ruwheidsveld en een constante bodemruwheid. Uit de hydrodynamische modelkalibratie bleek echter al dat het model met een constant ruwheidsveld niet in staat is om het stromingsveld en het stroomsnelheidsverloop ter hoogte van de Drempel van Hansweert adequaat te representeren (i.e., de neervorming en bijbehorende recirculatiestromingen worden dan niet goed gereproduceerd). Bij het beoordelen van de morfologische modelresultaten dient wel rekening te worden gehouden met potentiële effecten van het ruimtelijk variërend ruwheidsveld. Deze kunnen lokaal leiden tot onder- of overschatting van de gesimuleerde sedimentatie en erosie omdat de lokale bodemruwheid gebruikt wordt bij de berekening van het sedimenttransport. Ook heeft het gebruik van een morfologisch getij invloed op de gesimuleerde sedimentatiesnelheid op de Drempel van Hansweert. Vooral de sedimentatieband tussen de Drempel van Hansweert en de ondiepte ten oosten van de Platen van Ossenis blijkt minder sterk te zijn als een morfologisch getij wordt gebruikt in plaats van reguliere springtij-doodtij-cycli. Het gebruik van verschillende initiële bodemliggingen ter hoogte van de Drempel van Hansweert heeft ook vooral invloed op de sedimentatiesnelheid langs de rand van de ondiepte tussen de Platen van Ossenis en de Drempel van Hansweert. De initiële hoogteligging en locatie van deze ondiepte blijkt bepalend te zijn voor de exacte locaties van de sedimentatieband en erosiegebieden aan de noordkant van het drempelgebied.

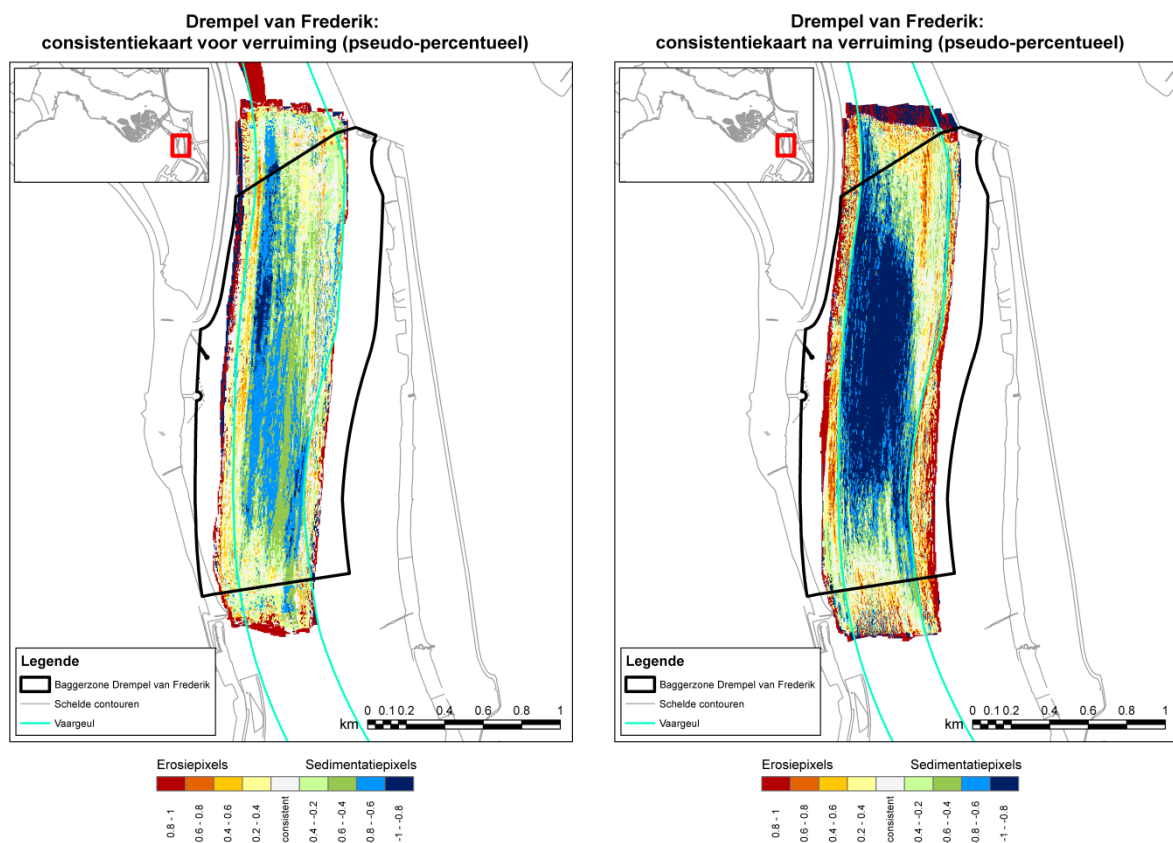
5.2 Drempel van Frederik

5.2.1 Geobserveerde morfologische veranderingen Drempel van Frederik

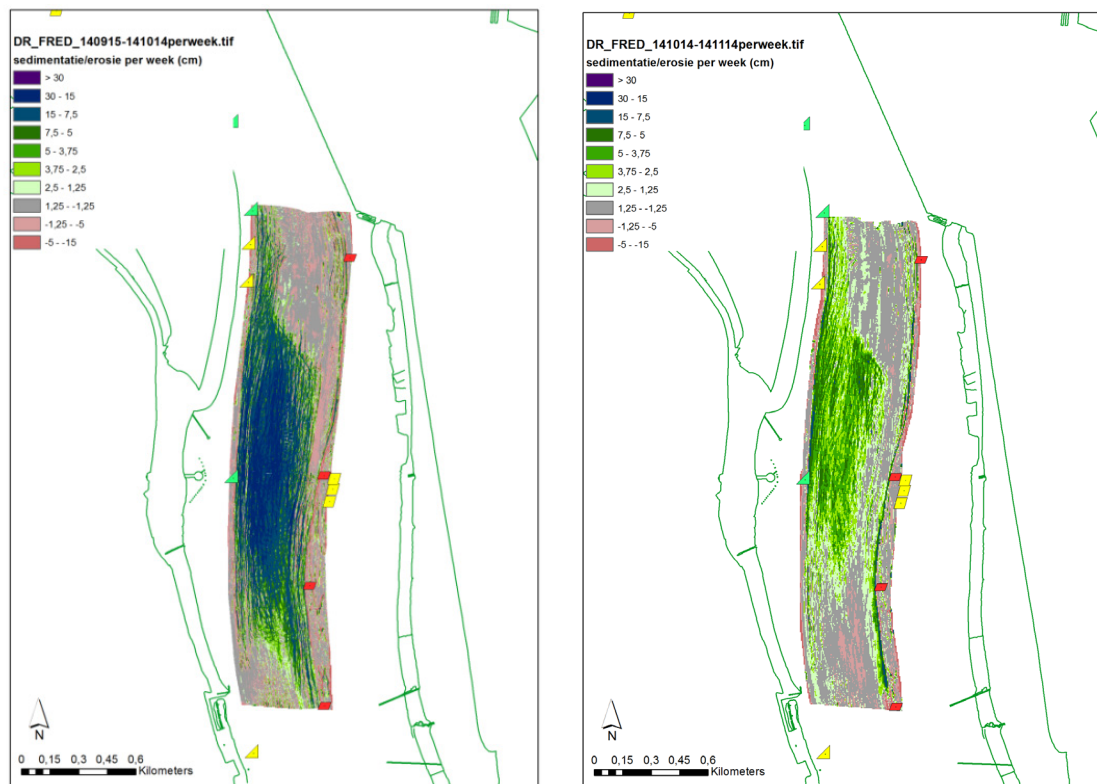
Voor de Drempel van Frederik werden de morfologische veranderingen tijdens bagger vrije periodes aan de hand van sedimentatie- en erosiepatronen en consistentiekaarten geanalyseerd door Vos *et al.* (2016b).

Uit de consistentiekaarten (Figuur 105) volgt dat de sedimentatiesnelheid op de Drempel van Frederik is toegenomen na de verruiming van de vaargeul. De sedimentatiesnelheid is over het algemeen hoger aan de westzijde van het drempelgebied en lager aan de oostzijde. Figuur 106 geeft verder de sedimentatie- en erosiepatronen ter hoogte van de Drempel van Frederik tijdens de eerste en tweede maand van de bagger vrije periode tussen 15-9-2014 en 14-11-2014. Hierbij valt op dat de sedimentatie aanzienlijk sterker is tijdens de eerste periode van ca. 1 maand (8 tot 12 cm/wk volgens Vos *et al.*, 2016b) in vergelijking met de tweede periode van ca. 1 maand (2 tot 3 cm/wk volgens Vos *et al.*, 2016b).

Figuur 105 – Overzicht consistentiekaart Drempel van Frederik: voor verruiming (links) en na verruiming (rechts).



Figuur 106 – Geobserveerde wekelijkse sedimentatie-erosie ter hoogte van de Drempeel van Frederik voor de periode 15/09/2014-14/10/2014 (links) en 14/10/2014-14/11/2014 (rechts).



5.2.2 Modelconfiguratie morfologische simulaties Drempeel van Frederik

Ook de morfologische modellering voor de Drempeel van Frederik zal gebeuren met het model zoals dat is gekalibreerd in Hoofdstuk 3 (voor hydrodynamica) en Hoofdstuk 4 (voor sedimenttransport). Echter zal voor dit studiegebied alleen een zandtransportmodel gebruikt worden in de morfologische simulaties. Het ontwikkelen, kalibreren en valideren van een meer complex gecombineerd zand- en slibmodel voor morfologie valt buiten de scope van dit rapport. Daarom wordt voor de Drempeel van Frederik slechts één morfologische simulatie gedaan (DF304), waarin de optimale configuratie van het sedimenttransportmodel voor niet-cohesief sediment of zand (configuratie DF204 in Tabel 19) met morfologie wordt uitgevoerd.

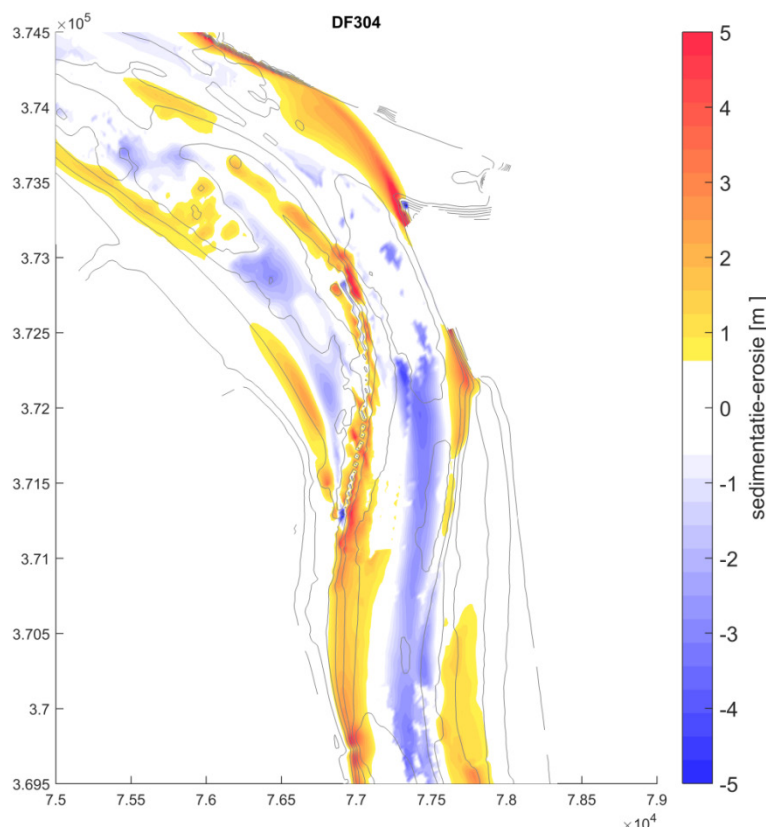
Dit betekent concreet dat gebruik wordt gemaakt van het detailgrid (afgesneden ter hoogte van Hansweert en bovenstrooms bij Tielrode en Terhagen), waarin de strekdam op de vloodschaar van Ouden Doel expliciet is geïmplementeerd. Het ruwheidsveld is ruimtelijk constant met een Manning's coëfficiënt van $n = 0.025 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$. Tevens wordt gebruik gemaakt van een harde laag (i.e., variabele initiële dikte van de sedimentlaag) op basis van lithologische kaarten (zie Vos *et al.*, 2016a). Ten behoeve van de stabiliteit van de simulatie is langs de randen van het detailgrid (ter hoogte van Hansweert, Tielrode en Terhagen) geen initiële sedimentlaag opgelegd. De gebruikte korrelgrootte is $d_{50} = 100 \mu\text{m}$ en het sedimenttransport wordt berekend met de TR2004-formule van Van Rijn (2007). Er wordt gerekend met een morfologische versnellingsfactor *MorFac* van 24.5. In de morfologische simulatie voor de Drempeel van Frederik wordt géén gebruik gemaakt van een morfologisch getij. Dit betekent dat de morfologische modelresultaten beïnvloedt kunnen worden door de springtij-doodtij-variatie.

Bijlage 8.2 geeft een volledig overzicht van de gebruikte modelinstellingen in de morfologische simulatie voor de Drempeel van Frederik.

5.2.3 Morfologische modelresultaten Drempel van Frederik

Het gesimuleerd sedimentatie- en erosiepatroon ter hoogte van de Drempel van Frederik na één morfologisch jaar is voor simulatie DF304 weergegeven in Figuur 107. De gesimuleerde morfologische ontwikkeling wordt gekenmerkt door erosie in de vaargeul en op de Drempel van Frederik zelf. Tevens zijn er enkele sedimentatiegebieden rondom de Drempel van Frederik zichtbaar: aan de westrand langs de strekdam van Ouden Doel en verder zuidelijk langs de oevers bij Doel (dorp), ter hoogte van de ingang van de Berendrechtsluis en ten oosten van het drempelgebied op de Plaat van Lillo.

Figuur 107 – Gemodelleerd sedimentatie- en erosiepatroon bij de Drempel van Frederik na één (morfologisch) jaar voor het detailmodel met één zandfractie, berekend met de TR2004 formule en $d_{50} = 150 \mu\text{m}$ (DF304).



De overeenkomst tussen het gemodelleerd sedimentatie- en erosiepatroon en de geobserveerde sedimentatie op de Drempel van Frederik tijdens baggervrije periodes is slecht. In de modelsimulatie is sprake van erosie in de vaargeul en sedimentatie in de gebieden langs de vaargeul, terwijl in werkelijkheid juist sedimentatie werd geobserveerd op de drempel. Als het gemodelleerde sedimentatie- en erosiepatroon over het gehele modeldomein wordt geanalyseerd valt op dat er langs grote delen van het modeldomein sprake is van erosie in het midden van de vaargeul en sedimentatie langs beide oevers. De gemodelleerde morfologische veranderingen bij de Drempel van Frederik lijken dus onderdeel te zijn van een initiële morfologische respons van het model waarin het dwarsprofiel van de hoofdgeul wordt aangepast aan de randvoorwaarden (e.g. hydrodynamica, sedimentkarakteristieken, bodemruwheid) (Roelvink, 2012).

Concluderend kunnen de morfologische modelresultaten op basis van enkel zandtransport als onbetrouwbaar worden gekwalificeerd. Het zandtransportmodel is niet in staat de geobserveerde sedimentatie op de Drempel van Frederik te reproduceren. Het gebruik van een slibmodel met meerdere slibfracties of een gecombineerd zand- en slibmodel lijkt daarom aangewezen. De ontwikkeling van een dergelijk model valt echter buiten de scope van dit rapport. In Coen *et al.* (2016) worden modelinstellingen voor het NEVLA-detailmodel gepresenteerd waarmee met meerdere cohesieve sedimentfracties en een zandfractie de sedimentconcentraties in het studiegebied redelijkerwijs konden worden gereproduceerd.

6 Conclusies en aanbevelingen

In dit laatste hoofdstuk wordt de prestatie van het model ter hoogte van de drempels van Hansweert en Frederik besproken en worden enkele aanbevelingen gedaan omtrent de te gebruiken modelinstellingen voor een optimale representatie van de gemeten stromingsvelden en het gemeten sedimenttransport op beide locaties. Deze metingen worden uitvoerig beschreven in Vandebroek, 2017a en 2017b. Tot slot wordt de kwaliteit en betrouwbaarheid van de morfologische modelresultaten besproken.

6.1 Drempel van Hansweert

In het algemeen kan gesteld worden dat het mogelijk is om met het NEVLA-model de gemeten stroomsnelheden en bijbehorende sedimenttransporten ter hoogte van de Drempel van Hansweert en de Platen van Ossensisse redelijk tot goed te simuleren. Het model kan de stromingspatronen waaronder de dwarsstromingen ten gevolge van neervorming reproduceren. Uit de modelkalibratie- en validatie blijkt dat het verlagen van de bodemruwheid op de ondiepe en intertidale delen (hier gedefinieerd als gebieden boven -5.0 m TAW) in het deel van het estuarium rondom de Drempel van Hansweert noodzakelijk is om deze neervorming met bijbehorende stromingsvelden en snelheidspieken ten oosten van de Platen van Ossensisse te simuleren. De modelkalibratie toont aan dat een lage Manning coëfficiënt van $n = 0.015 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ op deze ondiepe delen de beste representatie van de gemeten dwarsstromingen oplevert.

Hydrodynamisch model

Voor een optimale representatie van het stromingsveld rondom de drempel van Hansweert en Platen van Ossensisse wordt aanbevolen te rekenen met het ruwheidsveld uit simulatie h260 (zie Figuur 40). Dit ruwheidsveld is gebaseerd op het gekalibreerd ruwheidsveld uit simulatie h249 (zie Tabel 2 en Figuur 38) met een ruwheid van $n = 0.015 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ op de ondieptes en een gradueel variërende bodemruwheid in de geulen ($n = 0.025 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ aan de monding tot $n = 0.027 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ tussen Terneuzen en Bath en $n = 0.026 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ in de Beneden-Zeeschelde). Omdat dit laatste ruwheidsveld veel scherpe overgangen tussen relatief hoge ruwheden in de geulen en lage ruwheden op de ondiepe en intertidale delen bevat is, met het oog op potentiële effecten op morfologische- en sedimenttransportmodellering (e.g. Meire et al., 2016), het ruwheidsveld op de ondiepe en intertidale delen diepteafhankelijk gemaakt ($n = 0.025$ tot $0.015 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ voor $z = -7.5$ tot -2.5 m TAW en $n = 0.015$ tot $0.05 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ voor $z = +2.5 \text{ m}$ tot $+6 \text{ m TAW}$) om scherpe overgangen in het ruwheidsveld te voorkomen. Een alternatief is het ruwheidsveld uit simulatie h255 waarin de ruwheidscoëfficiënt uitgesmeerd of 'gesmooth' is om dergelijke scherpe overgangen in het ruwheidsveld eveneens te vermijden.

Er dient echter in ogenschouw genomen te worden dat de modelprestatie ter hoogte van de Drempel van Frederik verslechtert als het hierboven beschreven ruwheidsveld wordt toegepast. Daardoor blijft het onduidelijk of dit ruwheidsveld leidt tot een verbetering van de representatie van het stromingsveld op de ondiepe delen in het gehele estuarium of enkel ter hoogte van de Drempel van Hansweert. Daarom wordt aanbevolen om stroomsnelheidsmetingen op andere ondiepe locaties (i.e., op ondiep subtidale en intertidale delen) in het estuarium te gebruiken om de prestatie van het hydrodynamisch model met het nieuw gekalibreerde ruwheidsveld te verder te valideren.

Sedimenttransport-model

Voor een optimale representatie van het geobserveerd sedimenttransport ter hoogte van de drempel van Hansweert wordt aanbevolen om te rekenen met de TR1993-formule (Van Rijn, 1993) met een constante ruwheidshoogte van 0.01-0.02 m. Met deze transportformule wordt het sedimenttransportverloop evenals het cumulatief of residueel transport voor realistische korrelgroottes van $d_{50} \approx 150-170 \mu\text{m}$ het best gerepresenteerd. Het gebruik van meerdere zandfracties of een additionele slibfractie levert op basis van de huidige modelsimulaties nauwelijks significante verbetering van het gemodelleerd sedimenttransport op. Al kwam uit deze modelstudie wel naar voren dat het toevoegen van een tweede zeer fijne (zand)fractie nodig lijkt om de gemeten vloedtransporten over het ondiepe plateau ten oosten van de Platen van Ossensisse goed te representeren. Tot slot dient rekening te worden gehouden met enkele tekortkomingen van het model met betrekking tot het reproduceren van de gemeten sedimenttransportverlopen. Zo wordt het sedimenttransport bij meetpunt H2 aan de zuidoostkant van de Platen van Ossensisse in alle configuraties onderschat, terwijl het vloedtransport bij meetpunt H4 aan de kant van de Platen van Walsoorden juist overschat wordt in alle configuraties. Door dergelijke contradicties kon het sedimenttransport niet voor alle meetlocaties tegelijk geoptimaliseerd worden.

Ook ten aanzien van het sedimenttransportmodel wordt aanbevolen om de in deze studie gebruikte modelinstellingen (i.e., ruwheidsveld, transportformule, sedimentkarakteristieken, etc.) verder te valideren aan de hand van (bijkomende) metingen op de ondiepe gebieden rondom de Drempel van Hansweert en elders in het estuarium.

Morfologisch model

De gemodelleerde sedimentatie- en erosiepatronen konden kwantitatief niet goed gekalibreerd of gevalideerd worden door o.a.: het verschil tussen de simulatieduur en de werkelijke meetperiode, waarmee de initiële morfologische respons van het model (Roelvink, 2012) interfereert; verschillen tussen initiële bathymetrie in het model en de werkelijke bathymetrie tijdens de meetperiodes; en wellicht ook door het gebruik van een vereenvoudigd morfologisch getij. Bovendien is de gevoeligheid van zowel de hydrodynamische als de morfologische modelresultaten voor variaties in het ruwheidsveld groot in het studiegebied. Daarom wordt allereerst aanbevolen om de morfologische modelresultaten met grote voorzichtigheid te interpreteren en eerder als indicatief te gebruiken. Met betrekking tot de modelinstellingen wordt aanbevolen om morfologische modelsimulaties uit te voeren met de TR1993-formule (Van Rijn, 1993) en om realistische korrelgroottes van $d_{50} \approx 150-170 \mu\text{m}$ te gebruiken, zoals uit de validatie van het sedimenttransport naar voren kwam. Tevens wordt aanbevolen om het diepteafhankelijk ruwheidsveld uit simulatie h260 (Figuur 40) te gebruiken. De modelresultaten suggereren namelijk dat een goede representatie van de neervorming en dwarsstromingen noodzakelijk is om sommige kenmerken van het sedimentatie- en erosiepatroon, in het bijzonder op de ondiepte tussen de Platen van Ossensisse en de Drempel van Hansweert, te kunnen simuleren. Bij het beoordelen van de morfologische modelresultaten dient dan wel rekening te worden gehouden met potentiële effecten van het ruimtelijk variërend ruwheidsveld. Deze kunnen lokaal leiden tot onder- of overschatting van de gesimuleerde sedimentatie en erosie. Ook kan door het gebruik van een morfologisch getij het effect van de verschillen in sedimenttransport tussen springtij en doodtij op de morfologische ontwikkeling verloren gaan. Zo laat het gemeten residueel transport bijvoorbeeld zien dat de transportrichting op de ondiepte ten oosten van de Platen van Ossensisse tegengesteld is voor doodtij en springtij (i.e., waarschijnlijk door het al dan niet ontstaan van neervorming en bijbehorende recirculatiestromingen tijdens middeltij tot springtij).

Uit de morfologische modelresultaten komen verder nog enkele trends naar voren voor wat betreft de morfologische ontwikkeling op iets langere termijn. Zo neemt de sedimentatiesnelheid op de Drempel van Hansweert zelf in alle simulaties na verloop van tijd af. De hoogste sedimentatiesnelheden worden telkens in de eerste weken van de simulatie al bereikt. In alle modelresultaten is sprake van een gestage uitbreiding van de ondiepte tussen de Platen van Ossensisse en de Drempel van Hansweert in noordelijke richting en een verdere uitdieping van de kleine geul tussen de ondiepte en de Platen van Ossensisse zelf. De

morfologische modelresultaten suggereren dat deze geul zich over een langere termijn van omstreeks tien jaar kan ontwikkelen tot een diepe estuariene geul en dat de huidige ondiepte zich naar het noordoosten verplaatst om daar een losse plaat tussen deze nieuwe geul en de huidige vaargeul te vormen. Ook is in alle simulaties sprake van een gestage verdieping van de vaargeul (het Zuidergat) ter hoogte van Perkpolder en aan de noordrand van het drempelgebied net opwaarts van meetpunt Hansweert.

Tot slot dient vermeld te worden dat uit de data-analyse volgt dat de sedimentatiesnelheid op en rondom de Drempel van Hansweert evolueert en fluctueert in de tijd (Vos et al., 2017). Daarom wordt aanbevolen om naast de het modelmatig onderzoek naar de natuurlijke sedimentatie- en erosiepatronen in deze studie ook onderzoek te doen naar het effect van veranderingen in lokale en globale morfologie op de sedimentatiesnelheden in het drempelgebied. Ook wordt aanbevolen om de invloed van stortingen in en rondom het studiegebied op de sedimentatiesnelheid op de Drempel van Hansweert te onderzoeken.

Neervorming en dwarsstromingen

Ten aanzien van de neervorming en bijbehorende dwarsstromingen ter hoogte van de Drempel van Hansweert wordt opgemerkt dat hier in het verleden al modelmatig onderzoek naar gedaan is (e.g. Decrop et al., 2009; Vanlede et al., 2015). Hieruit kwam naar voren dat de hoogteligging en morfologie van de ondiepte tussen de Platen van Ossensisse en het Zuidergat bepalende factoren zijn voor de toename in frequentie van deze neervorming bij springtij-HW tussen 1960 en 2005. Deze studie werd echter nog gedaan op basis van bathymetrische gegevens en stroomsnelheidsmetingen van 2005 tot 2008. Uit de huidige meetcampagne en modelstudie blijkt dat ook voor minder hoge getijden (middeltij tot springtij) dwarsstromingen (gerelateerd aan neervorming) kunnen optreden boven de ondiepte tussen de Platen van Ossensisse en het Zuidergat. Daarom lijkt het aangewezen om de interactie tussen deze neervorming en de morfologische ontwikkeling van de ondiepte tussen de Platen van Ossensisse en het Zuidergat verder te onderzoeken. Zo heeft zich bijvoorbeeld een kleine geul gevormd die deze ondiepte scheidt van de Platen van Ossensisse en die zich op basis van de morfologische modelresultaten verder lijkt te verdiepen.

6.2 Drempel van Frederik

Ook voor de Drempel van Frederik is het mogelijk om met het NEVLA-model de stroomsnelheidsmetingen en sedimenttransportmetingen redelijk tot goed te reproduceren.

Hydrodynamisch model

Uit de gevoeligheidsanalyse in §3.3.5 is gebleken dat het originele modelgrid verfijnd dient te worden en de strekdam ter hoogte van de vloodschaar van Ouden Doel expliciet in de bathymetrie opgenomen dient te worden om tot een goede representatie van het stroomsnelheidsverloop bij de Drempel van Frederik te komen. Verder wordt aanbevolen om te rekenen met een constante Manning's ruwheid coëfficiënt van $0.025 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$. De modelvalidatie toont aan dat de gemeten stroomsnelheden met deze basisconfiguratie van het ruwheidsveld goed worden gereproduceerd. Het verlagen van de ruwheidscoëfficiënten op de ondiepe en intertidale gebieden, zoals is gebeurd om de modelprestatie bij de Drempel van Hansweert te verbeteren, heeft een negatief effect op de modelprestatie ter hoogte van de Drempel van Frederik. Daarnaast geniet een constante bodemruwheid in het algemeen de voorkeur in verband met mogelijke effecten op morfologische modelresultaten (Meire et al., 2016). Een verdere kalibratie van het hydrodynamisch model is om deze redenen dan ook achterwege gelaten.

Sedimenttransport-model

Het gemeten sedimenttransportverloop bij de Drempel van Frederik en de vloodschar van Ouden Doel kan door het model gereproduceerd worden bij het gebruik van verschillende type sedimentfracties: een zandfractie, een slibfractie, of een combinatie van sedimentfracties. In het geval van een zandfractie worden de beste resultaten behaald met de TR2004 formule (Van Rijn, 2007) en een korrelgrootte van $d_{50} \approx 100\text{-}130\text{ }\mu\text{m}$. Hierbij dient wel opgemerkt te worden dat het residueel sedimenttransport aan de geulzijde van de strekdam niet correct wordt weergegeven in simulaties met enkel een zandfractie. Bij een enkele slibfractie wordt het gemeten sedimenttransportverloop het best gerepresenteerd met waarden van $5 \cdot 10^{-4}$ tot $2 \cdot 10^{-3}\text{ ms}^{-1}$ voor de valsnelheid, tussen 0.4 en 0.6 Nm^{-2} voor de kritische bodemschuifspanning en tussen $5 \cdot 10^{-5}$ en $2 \cdot 10^{-4}\text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$ voor de Partheniades erosieparameter. Voor een combinatie van sedimentfracties wordt voor de aanbevolen instellingen verwezen naar Coen *et al.* (2016), waarin een modelvalidatie met hetzelfde verfijnde NEVLA-model voor sedimentconcentraties in de Beneden-Zeeschelde werd gerepresenteerd. Tot slot kan in het algemeen gesteld worden dat het rekenen met een combinatie van sedimentfracties (één zandfractie en meerdere slibfracties om het effect van zowel kleine slibdeeltjes als grotere slibvlokken te simuleren) het meest gelijkend is met de sedimentsamenstelling zoals die tijdens de meetcampagne gemeten werd (Vandebroek *et al.*, 2017b) en daarmee de aanbeveling verdient.

Morfologisch model

Uit een morfologische simulatie met enkel een zandfractie (§6.2) blijkt dat het op zandtransport gekalibreerd detailmodel niet in staat is om de geobserveerde sedimentatie op de Drempel van Frederik te reproduceren. Daarom wordt aanbevolen om voor toekomstige morfologische simulaties voor dit drempelgebied eerst een adequaat morfologisch model inclusief slibfractie(s) te ontwikkelen. Hierbij kan het aangewezen zijn om gebruik te maken van meerdere cohesieve en/of niet-cohesieve sedimentfracties (e.g. Coen *et al.*, 2016).

7 Referenties

- Beirinckx, K.; Taal, M.; Plancke, Y.; Van den Bergh, E. (2013).** Plan van Aanpak Onderzoek Agenda voor de Toekomst.
- Coen, L.; De Maerschalck, B.; Plancke, Y.; Verwaest, T.; Mostaert, F. (2016).** Sedimentstrategie Beneden-Zeeschelde: Deelrapport 1 – Opzet en validatie van het numerieke model voor het modelleren van slib. Versie 4.0. WL Rapporten, 14_025. Waterbouwkundig Laboratorium: Antwerpen, België.
- Cornet, E.; Mostaert, F. (2010).** Hydrologisch jaarboek 2009: HIC meetstations. Versie 1.0. WL Rapporten, 709_01. Waterbouwkundig Laboratorium: Antwerpen. 244 pp.
- Decrop, B.; De Clercq, B.; Vanlede, J.; Van Holland, G.; Ides, S.; Plancke, Y.; De Mulder, T.; Mostaert, F. (2009).** Dwarsstromingen Ossenisse-Zuidergat –Rapport numeriek modelonderzoek. WL Rapporten, 753_07. Waterbouwkundig Laboratorium & IMDC: Antwerpen, België.
- Deltares (2011).** Delft3D-FLOW - Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments - User Manual.
- IMDC (2007).** Uitbreiding studie dichtheitsstromingen in de Beneden-Zeeschelde in het kader van LTV meetcampagne naar hooggeconcentreerde slib suspensies. Deelrapport 9: Valsnelheid slib – INSSEV – zomer 2006. International Marine & Dredging Consultants i.s.m. WL Delft Hydraulics, R. Kirby en G. M. J. van der Vort. Waterbouwkundig Laboratorium: Antwerpen.
- Lesser, G. R. (2009).** An approach to medium-term coastal morphological modelling. UNESCO-IHE, Institute for Water Education. Doctoral thesis.
- Maximova, T.; Ides, S.; De Mulder, T.; Mostaert, F. (2009).** LTV O&M thema Veiligheid - Deelproject 1: Verbetering hydrodynamisch NeVla model ten behoeve van scenario-analyse. WL Rapporten, 756_05. Flanders Hydraulics Research & Deltares: Antwerp, Belgium.
- Meire, D.; Plancke, Y.; De Maerschalck, B.; Verwaest, T.; Mostaert, F. (2016).** Agenda voor de Toekomst: Morfologie Mesoschaal: Deelrapport 2 : Gevoeligheidsanalyse voor morfologische simulaties in de Westerschelde. Versie 1.0. WL Rapporten, 14_024. Waterbouwkundig Laboratorium Antwerpen, België.
- Partheniades, E. (1965).** Erosion and Deposition of Cohesive Soils. Journal of the Hydraulics Division, ASCE 91 (HY 1): 105-139.
- Pauwaert, Z.; Meire, D.; Plancke, Y.; Vandenbruwaene, W.; Verwaest, T.; Mostaert, F. (2016).** Historische evolutie getij en morfologie Schelde estuarium : Evolutie van het getij over de periode 1888-2013. Versie 1.0. WL Rapporten, 14_147. Waterbouwkundig Laboratorium: Antwerpen, België.
- Plancke, Y.; Vos, G.; Taverniers, E.; Mostaert, F. (2010).** Overleg Flexibel Storten: T0 morfologie plaatranden. Versie . WL Rapporten, 791_08. Waterbouwkundig Laboratorium: Antwerpen, België
- Roelvink, J. A.; Reniers, A. J. H. M. Eds. (2011).** A guide to modeling coastal morphology. Advances in Coastal and Ocean Engineering - Vol. 12, World Scientific.
- Van Rijn, L. (1993).** Principles of Sediment Transport in Rivers, Estuaries and Coastal Seas. Aqua Publications, 386 pp.

Van Rijn, L. (2007). Unified View of Sediment Transport by Currents and Waves. I: Initiation of Motion, Bed Roughness, and Bed-Load Transport. *Journal of Hydraulic Engineering* 133 (6): 649-667.

Vandebroek, E.; Plancke, Y.; Verwaest, T.; Mostaert, F. (2017a). Hydrodynamics and Sediment Dynamics at the mouth of the Schelde Estuary: Factual data report for frame- measurements at Drempel van Hansweert in May/June 2016. Version 1.0. WL Rapporten, 00_128. Flanders Hydraulics Research, Antea Group & VUB: Antwerp, Belgium.

Vandebroek, E.; Plancke, Y.; Verwaest, T.; Mostaert, F. (2017b). Hydrodynamics and Sediment Dynamics in the Schelde Estuary - Drempel van Frederik: Factual data report for frame- measurements at Drempel van Frederik in December 2015 and January 2016. Version 1.0. WL Rapporten, 14_024. Flanders Hydraulics Research & Antea Group: Antwerp, Belgium.

Vanlede, J.; De Clercq, B.; Decrop, B.; Ides, S.; van Holland, G.; De Mulder, T.; Mostaert, F. (2009) Permanente verbetering modelinstrumentarium. Verbetering Randvoorwaardenmodel. Deelrapport 2: Afregeling van het 2D Scheldemodel. Waterbouwkundig Laboratorium en IMDC (I/RA/11313/09.012/BOB), Antwerpen, B België

Vanlede, J.; Delecluyse, K.; Primo, B.; Verheyen, B.; Leyssen, G.; Plancke, Y.; Verwaest, T.; Mostaert, F. (2015). Verbetering randvoorwaardenmodel: Subreport 7 - Calibration of NEVLA 3D. Version 4.0. WL Rapporten, 00_018. Flanders Hydraulics Research & IMDC: Antwerp, Belgium.

Verheyen, B.; Leyssen, G.; Vanlede, J.; Schramkowski, G.; Mostaert, F. (2012, concept version). Verbetering randvoorwaardenmodel: Deelrapport 7: Afregeling van het 3D Scheldemodel. WL Rapporten, 753_09. Flanders Hydraulics Research & IMDC: Antwerp, Belgium

Vos, G.; De Maerschalck, B.; Plancke, Y.; Verwaest, T.; Mostaert, F. (2016a). Sedimentstrategie Beneden Zeeschelde: Deelrapport 2 – Opzet en validatie van het numerieke model voor het modelleren van zand. Versie 4.0. WL Rapporten, 14_025. Waterbouwkundig Laboratorium: Antwerpen, België.

Vos, G.; Meire, D.; Plancke, Y.; Verwaest, T.; Mostaert, F. (2016b) Agenda voor de toekomst – DT5 Morfologie Mesoschaal: Deelrapport 1 – Data-analyse sedimentdynamica ter hoogte van drempels. Versie 3.0. WL Rapporten, 14_024. Waterbouwkundig Laboratorium & Antea Group Belgium: Antwerpen, België.

Appendices

Modelconfiguratie Drempeel van Hansweert

De invoerwaarden en modelconfiguratie voor het gekalibreerd model voor de Drempeel van Hansweert worden in onderstaande tabellen opgesomd.

Tabel 24 – Modelinstellingen .mdf file voor gekalibreerd model (DvH)

Groep	Type	Parameter	Waarde
Domein:	<i>Grid parameters</i>	<i>Grid</i>	#simG36_1x1.grd#
		<i>Enclosure</i>	#simG36_1x1.enc#
		<i>Grid points-M</i>	380
		<i>Grid points-N</i>	3001
		<i>Latitude</i>	52.5 [°]
		<i>Orientation</i>	0
		<i>Layers</i>	1
	<i>Bathymetry</i>	<i>File</i>	#Bathymetry_WS2015_rest2011_TAW_1x1.dep#
	<i>Dry Points</i>	<i>File</i>	-
	<i>Thin dams</i>	<i>File</i>	#Thin_dams_Vlissingen_thd.thd#
Tijd:		<i>Reference date</i>	2016-04-01
		<i>Simulation start time</i>	26 04 2016 08 10 00
		<i>Simulation stop time</i>	13 05 2016 00 00 00
		<i>Time step</i>	0.05 [min]
		<i>Local time zone</i>	0 (+GMT)
Processen:		<i>Salinity</i>	True
		<i>Sediments</i>	True
		<i>Wind</i>	True
Initiële condities:		<i>File</i>	#D_U_V_sal_sand_V2.ini#
Randvoorwaarden:	<i>WL_Downstream</i>	<i>Water level</i>	#201604_CadzWKap_corr10.bct#
		<i>Salinity</i>	31 [ppt]
		<i>Sediment</i>	0.05 [kg/m3]
		<i>Forcing</i>	Time-series
		<i>Reflection parameter</i>	100 [s2]
		<i>Thatcher-Harleman</i>	0 [min]
	<i>Gent - Terneuzen</i>	<i>Discharge</i>	22.8 [m3/s]
		<i>Salinity</i>	0 [ppt]
		<i>Sediment</i>	0 [kg/m3]
		<i>Forcing</i>	Time-series
	<i>Grobbendonk</i>	<i>Discharge</i>	5.3 [m3/s]
		<i>Salinity</i>	0 [ppt]

Groep	Type	Parameter	Waarde
		<i>Sediment</i>	0 [kg/m ³]
		<i>Forcing</i>	Time-series
	<i>GroteNete - Itegem</i>	<i>Discharge</i>	4 [m ³ /s]
		<i>Salinity</i>	0 [ppt]
		<i>Sediment</i>	0 [kg/m ³]
		<i>Forcing</i>	Time-series
	<i>Dijle - Haacht</i>	<i>Discharge</i>	19.8 [m ³ /s]
		<i>Salinity</i>	0 [ppt]
		<i>Sediment</i>	0 [kg/m ³]
		<i>Forcing</i>	Time-series
	<i>Dender - Appels</i>	<i>Discharge</i>	9.8 [m ³ /s]
		<i>Salinity</i>	0 [ppt]
		<i>Sediment</i>	0 [kg/m ³]
		<i>Forcing</i>	Time-series
	<i>Merelbeke (Q Melle)</i>	<i>Discharge</i>	30.9 [m ³ /s]
		<i>Salinity</i>	0 [ppt]
		<i>Sediment</i>	0 [kg/m ³]
		<i>Forcing</i>	Time-series
	<i>Zenne - Eppegem</i>	<i>Discharge</i>	10.0 [m ³ /s]
		<i>Salinity</i>	0 [ppt]
		<i>Sediment</i>	0 [kg/m ³]
		<i>Forcing</i>	Time-series
	<i>Bath</i>	<i>Discharge</i>	37.2 [m ³ /s]
		<i>Salinity</i>	0 [ppt]
		<i>Sediment</i>	0 [kg/m ³]
		<i>Forcing</i>	Time-series
Fysische parameters:	<i>Hydrodynamic</i>	<i>Gravity</i>	9.81 [m/s ²]
		<i>Water density</i>	1023 [kg/m ³]
		<i>Air density</i>	1 [kg/m ³]
		<i>Temperature</i>	15 [°C]
	<i>Wind drag coefficients</i>	<i>First breakpoint</i>	0.0063 [-] 0 [m]
		<i>Second breakpoint</i>	0.00723 [-] 100 [m]
	<i>Roughness</i>	<i>Bottom roughness (Manning)</i>	Zie Figuur 38 (gekalibreerd model) Zie Figuur 39 ('gesmooth') Zie Figuur 40 (diepteafhankelijk)
		<i>Wall roughness</i>	Free
Viscositeit:	<i>Background</i>	<i>Hor. eddy viscosity</i>	0.1 [m ² /s]
		<i>Hor. eddy diffusivity</i>	1 [m ² /s]
Sediment:		<i>File</i>	#Sed150.sed#
Morfologie:		<i>File</i>	#morphology.mor#
Wind:	<i>Uniform</i>	<i>File</i>	#WindHansweert apr mei 2016.wnd#

Groep	Type	Parameter	Waarde
		<i>Interpolation</i>	linear
Numerieke parameters:	<i>Drying and flooding</i>		Centres and faces
	<i>Depth specified at</i>		Grid cell corners
	<i>Depth at centre</i>		Max
	<i>Depth at faces</i>		Mor
	<i>Threshold depth</i>		0.05 [-]
	<i>Marginal depth</i>		0.05 [-]
	<i>Smoothing time</i>		120 [-]
	<i>Advection scheme</i>	<i>Momentum</i>	cyclic
		<i>Transport</i>	cyclic
	<i>Forester filter</i>	<i>Horizontal</i>	True
	<i>Correction for sigma</i>		True
Overige parameters:	<i>Cstbnd</i>		#YES#
Modeluitvoer:	<i>Storage</i>	<i>Map results start</i>	08 05 2016 05 00 00
		<i>Map results stop</i>	10 05 2016 00 00 00
		<i>Interval</i>	30 [min]
		<i>History interval</i>	10 [min]

Tabel 25 – Modelinstellingen .mor file voor het gekalibreerd model met morfologie (DvH)

Parameter	Waarde
MorFac	24.5
MorStt	1440 [min]
Thresh	0.05 [m]
MorUpd	true
EqmBc	true
DensIn	false
AksFac	1 [-]
RWave	2 [-]
AlfaBs	1.0 [-]
AlfaBn	1.5 [-]
Sus	1.0 [-]
Bed	1.0 [-]
SusW	1.0 [-]
BedW	1.0 [-]
SedThr	0.1 [m]
ThetSD	0 [-]
HMaxTH	1.5 [m]
FWFac	1.0 [-]

Parameter	Waarde
EpsPar	False
lopKCW	[1]
RDC	0.01 [-]
RDW	0.02 [-]

Tabel 26 – Modelinstellingen .sed file voor gekalibreerd model (DvH)

Type	Parameter	Waarde
<i>Sediment overall</i>	<i>Cref</i>	1600 [kg/m ³]
	<i>lopSus</i>	0 [-]
<i>Sedimen_zand1</i>	<i>SedType</i>	sand
	<i>RhoSol</i>	2650 [kg/m ³]
	<i>SedDia</i>	130 / 150 / 170 / 190 / 210 [μm]
	<i>CDryB</i>	1600 [kg/m ³]
	<i>IniSedThick</i>	#dikte_sedimentlaag_tot.sdb#
	<i>FacDSS</i>	1 [-]

Modelconfiguratie Drempel van Frederik

De invoerwaarden en modelconfiguratie voor het in Hoofdstuk 3 en Hoofdstuk 4 gekalibreerd model met detailgrid voor de Drempel van Frederik worden in onderstaande tabellen opgesomd.

Tabel 27 – Modelinstellingen .mdf file voor het detailmodel (DvF)

Groep	Type	Parameter	Waarde
Domein:	<i>Grid parameters</i>	<i>Grid</i>	#verfijnd-grid.grd# (detailgrid)
		<i>Enclosure</i>	Filgrd = #verfijnd-grid.enc# (detailgrid)
		<i>Grid points-M</i>	518
		<i>Grid points-N</i>	2267
		<i>Latitude</i>	52.5 [°]
		<i>Orientation</i>	0
		<i>Layers</i>	1
	<i>Bathymetry</i>	<i>File</i>	#bathy2011_taw_metput_strekdam_min1_leidam_min2f.dep#
	<i>Dry Points</i>	<i>File</i>	-
	<i>Thin dams</i>	<i>File</i>	-
Tijd:		<i>Reference date</i>	2015-12-01
		<i>Simulation start time</i>	08 12 2015 07 00 00
		<i>Simulation stop time</i>	08 01 2016 07 00 00
		<i>Time step</i>	0.0625 [min]
		<i>Local time zone</i>	0 (+GMT)

Groep	Type	Parameter	Waarde
Processen:		<i>Sediments</i>	True
Initiële condities:	<i>Water level</i>	<i>Z_0</i>	0.1 [m]
	<i>Sediment_zand / Sediment_silt</i>	<i>C_0</i>	0.05 [kg/m ³]
Randvoorwaarden:	<i>Raai_6</i>	<i>Water level</i>	#2016_Boundary_afw.bct#
		<i>Sediment_zand Sediment_silt</i>	0.02 [kg/m ³]
		<i>Forcing</i>	Time-series
		<i>Reflection parameter</i>	0 [s2]
		<i>Thatcher-Harleman</i>	100 [min]
	<i>Tielrode</i>	<i>Discharge</i>	#2016_Boundary_afw.bct#
		<i>Sediment_zand Sediment_silt</i>	0.02 [kg/m ³]
		<i>Forcing</i>	Time-series
		<i>Reflection parameter</i>	0 [s2]
		<i>Thatcher-Harleman</i>	100 [min]
	<i>Terhagen</i>	<i>Discharge</i>	#2016_Boundary_afw.bct#
		<i>Sediment_zand Sediment_silt</i>	0.02 [kg/m ³]
		<i>Forcing</i>	Time-series
		<i>Reflection parameter</i>	0 [s2]
		<i>Thatcher-Harleman</i>	100 [min]
Fysische parameters:	<i>Hydrodynamic</i>	<i>Gravity</i>	9.81 [m/s ²]
		<i>Water density</i>	1000 [kg/m ³]
	<i>Roughness</i>	<i>Bottom roughness (Manning)</i>	0.025 s·m ^{-1/3}
		<i>Wall roughness</i>	Free
Viscositeit:	<i>Background</i>	<i>Hor. eddy viscosity</i>	1 [m ² /s]
		<i>Hor. eddy diffusivity</i>	10 [m ² /s]
Sediment:		<i>File</i>	#zand100.sed# #silt.sed#
Morfologie:		<i>File</i>	#morphology.mor#
Numerieke parameters:	<i>Drying and flooding</i>		Centres and faces
	<i>Depth specified at</i>		Grid cell corners
	<i>Depth at centre</i>		Max
	<i>Depth at faces</i>		Mor
	<i>Threshold depth</i>		0.05 [-]
	<i>Marginal depth</i>		0.05 [-]
	<i>Smoothing time</i>		120 [-]
	<i>Advection scheme</i>	<i>Momentum</i>	cyclic

Groep	Type	Parameter	Waarde
		<i>Transport</i>	cyclic
	<i>Forester filter</i>	<i>Horizontal</i>	True
Overige parameters:	TraFrm	<i>Sediment transport formula</i>	#TRANSPOR2004.tra#
Modeluitvoer:	<i>Storage</i>	<i>Map results start</i>	09 12 2015 07 00 00
		<i>Map results stop</i>	24 12 2015 09 40 00
		<i>Interval</i>	745 [min] voor morfologische resultaten
		<i>History interval</i>	10 [min]

Tabel 28 – Modelinstellingen .mor file voor detailmodel met morfologie (DvF)

Parameter	Waarde
MorFac	24.5
MorStt	1440 [min]
Thresh	0.05 [m]
MorUpd	true
EqmBc	true
DensIn	false
AksFac	1 [-]
RWave	2 [-]
AlfaBs	1.0 [-]
AlfaBn	1.5 [-]
Sus	1.0 [-]
Bed	1.0 [-]
SusW	1.0 [-]
BedW	1.0 [-]
SedThr	0.1 [m]
ThetSD	0 [-]
HMaxTH	1.5 [m]
FWFac	1.0 [-]
EpsPar	False
IopKCW	[1]
RDC	0.01 [-]
RDW	0.02 [-]

Tabel 29 – Modelinstellingen .sed file voor zand (Sediment_zand1) in detailmodel (DvF)

Type	Parameter	Waarde
<i>Sediment overall</i>	<i>Cref</i>	1600 [kg/m ³]
	<i>lopSus</i>	0 [-]
<i>Sediment_zand1</i>	<i>SedType</i>	sand
	<i>RhoSol</i>	2650 [kg/m ³]
	<i>SedDia</i>	100 [μm]
	<i>CDryB</i>	1600 [kg/m ³]
	<i>IniSedThick</i>	#harde_lagen_verfijnd_Frederik_eo.sdb#
	<i>FacDSS</i>	1 [-]

Tabel 30 – Modelinstellingen .sed file voor cohesief sediment (Sediment_silt) in detailmodel (DvF)

Type	Parameter	Waarde
<i>Sediment overall</i>	<i>Cref</i>	1600 [kg/m ³]
	<i>lopSus</i>	0 [-]
<i>Sediment_silt</i>	<i>SedType</i>	mud
	<i>RhoSol</i>	2650 [kg/m ³]
	<i>SalMax</i>	0 [ppt]
	<i>WS0</i>	2.5e-4 [m/s]
	<i>WSM</i>	2.5e-4 [m/s]
	<i>TcrSed</i>	1.0e3 [N/m ²]
	<i>TcrEro</i>	0.6 [N/m ²]
	<i>EroPar</i>	5.0e-5 [kg/m ² /s]
	<i>CDryB</i>	500 [kg/m ³]
	<i>IniSedThick</i>	#harde_lagen_verfijnd_Frederik_eo.sdb#
	<i>FacDSS</i>	1 [-]

DEPARTEMENT **MOBILITEIT & OPENBARE WERKEN**
Waterbouwkundig Laboratorium

Berchemlei 115, 2140 Antwerpen

T +32 (0)3 224 60 35

F +32 (0)3 224 60 36

waterbouwkundiglabo@vlaanderen.be

www.waterbouwkundiglaboratorium.be