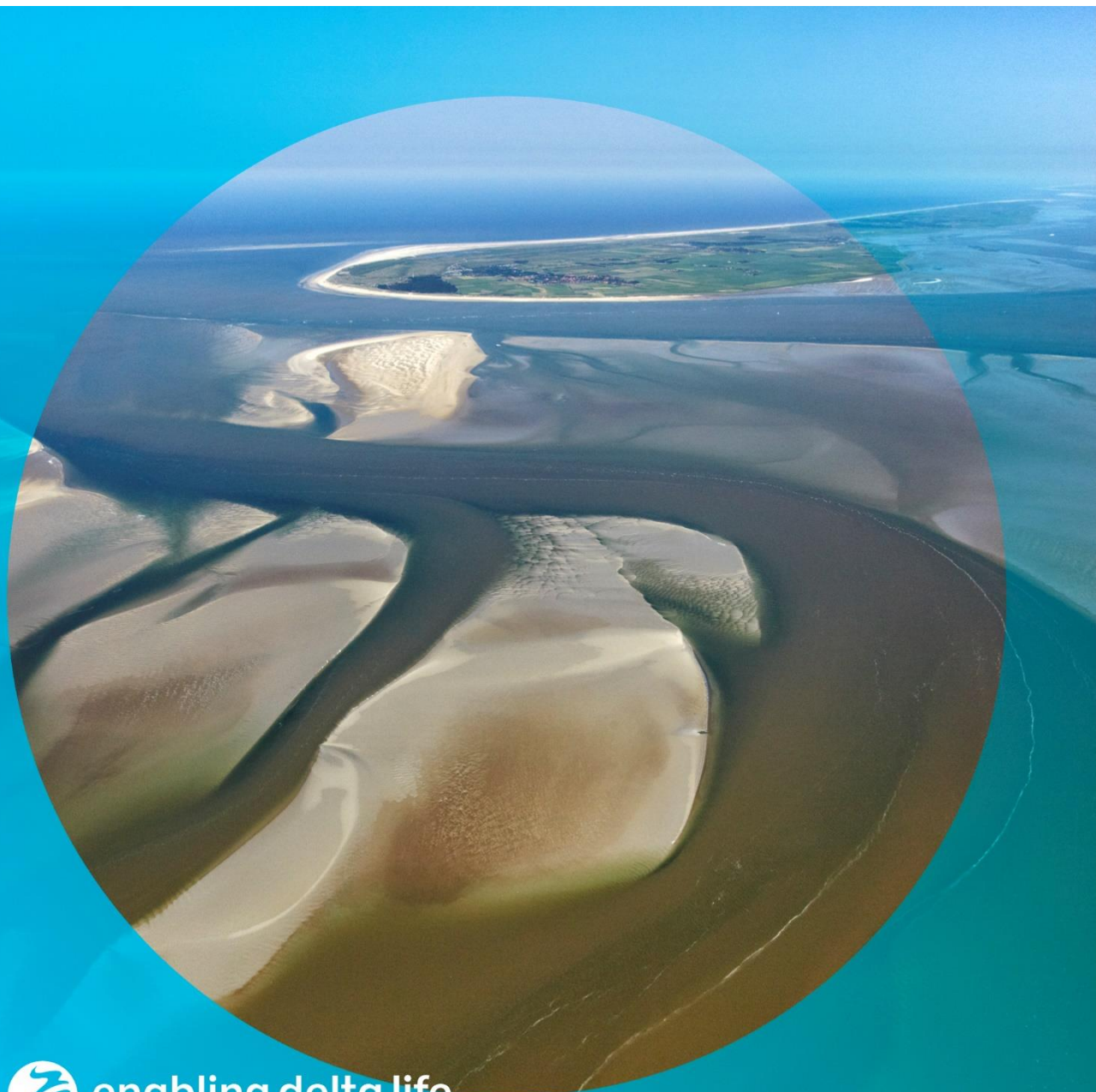


Modellering slibdynamiek voor de Waddenzee

Kalibratie voor KRW slib



Modellering slibdynamiek voor de Waddenzee
Kalibratie voor KRW slib

Auteur(s)

Julia Vroom
Roy van Weerdenburg
B.P. Smits
Peter Herman

Partners

ARCADIS Nederland BV, ZWOLLE
Royal HaskoningDHV, AMERSFOORT

Modellering slibdynamiek voor de Waddenzee

Kalibratie voor KRW slib

Opdrachtgever	Rijkswaterstaat Water, Verkeer en Leefomgeving
Contactpersoon	Herman Mulder
Referenties	
Trefwoorden	Slibdynamiek, Waddenzee, DELWAQ online, Delft3D-FM, kalibratie, SPM, bodemslibgehalte

Documentgegevens

Versie	1.0
Datum	12-06-2020
Projectnummer	11205229-001
Document ID	11205229-001-ZKS-0001
Pagina's	61
Status	definitief

Auteur(s)

	Julia Vroom	
	Roy van Weerdenburg	
	Bob Smits	
	Peter Herman	

Doc. Versie	Auteur(s)	Controle	Akkoord	Publicatie
1.0	Julia Vroom [REDACTED]	Thijs van Kessel [REDACTED]	Toon Segeren [REDACTED]	
	Roy van Weerdenburg			
	Bob Smits			

Samenvatting

Voor een optimaal beleid en beheer van het Waddengebied wordt een numeriek model ontwikkeld dat de karakteristieke eigenschappen van de slibdynamiek in het systeem reproduceert. Dit numerieke model kan daarmee niet alleen direct ingezet worden om het effect van beheeringrepen te voorspellen, het draagt ook bij aan het vergroten van het systeembegrip doordat het effect van bepaalde processen in het model kan worden aan of uitgezet. Daarnaast komt er informatie beschikbaar over slibparameters zoals slib in de waterkolom en slib in de bodem die ruimtelijk dekkend is voor de gehele Waddenzee en ook in de tijd op een hoge frequentie kan worden uitgevoerd. Analyse van het numerieke model is daarmee een waardevolle aanvulling op de analyse op de metingen zoals gerapporteerd in Herman et al. (2018).

Er is een nieuw Delft3D-FM (*Flexible Mesh*) model ontwikkeld voor de Waddenzee inclusief het Eems estuarium (DWSM, Dutch Wadden Sea Model), dat een uitsnede is van het 6^e generatie Noordzeemodel (DCSM, Dutch Continental Shelf Model). Dit model laat zeer goede resultaten zien met betrekking tot reproductie van waterstanden, snelheden en saliniteit in de Waddenzee, in het bijzonder voor de fijne roosterresolutie van 100x100m zoals gerapporteerd in Van Weerdenburg & Zijl (2019). Voor de slibdynamiek is het DWSM vanwege rekentijden vergroot naar 200x200 m en zijn hier golven aan toegevoegd middels een voor dit project geoptimaliseerde strijklengte-aanpak.

Het slibmodel, in het softwarepakket Delwaq online gekoppeld met Delft3D-FM, is voor de gemiddelde, ruimtelijk variërende en seizoensvariërende van zwevend slib gekalibreerd op metingen in de Noordzee en Waddenzee (MWTL). Enkele hoogfrequente projectmetingen van zwevend slib zijn gebruikt ter kalibratie van de intragetijvariatie, van de getij-asymmetrie en van de verticale verdeling. Het slibgehalte in de bodem wordt vergeleken met de Sedimentatlas Waddenzee.

Door de beperkte modelresolutie wordt de slibdynamiek in het Eems estuarium niet goed gereproduceerd, maar voor dit gebied zijn veel betere numerieke modellen beschikbaar (i.k.v. ED2050).

Het slibmodel is voor drie jaar ingespeeld om tot dynamisch evenwicht te komen. De resultaten van het model zijn voor de meeste slibkarakteristieken redelijk tot goed. Afwijkingen ten opzichte van de metingen betreffen vooral de intragetijvariatie, die het model met een factor 2 onderschat en de verticale verdeling. In het model is er altijd een relatief groot verschil is tussen het zwevend slib gehalte nabij de bodem en aan het wateroppervlak, terwijl tijdens bepaalde momenten van de getijcyclus een volledig gemengde waterkolom wordt gemeten.

Echter, inzicht in de intragetijvariatie is gebaseerd op slechts twee meetpunten, waarvan een in het Eems estuarium waar het model niet goed presteert. Het andere punt ('Boontjes') betreft metingen in een ander jaar dan waarvoor het model is gedraaid en is eveneens het enige punt waar op twee verschillende hoogtes in de waterkolom is gemeten. Dit meetpunt wordt beïnvloed door de zoetwaterspui vanaf het IJsselmeer en is daarmee niet representatief voor de gehele Nederlandse Waddenzee. Nieuwe metingen zullen daarom belangrijk zijn voor verdere verbetering van de modellering van de slibdynamiek in het Waddengebied. Desalniettemin is het voorliggende model geschikt om het effect van beheeringrepen te kwantificeren en het systeembegrip te vergroten.

Inhoud

	Samenvatting	4
1	Introductie	7
1.1	Achtergrond	7
1.2	Het conceptuele model	8
1.2.1	Slibdynamiek op verschillende tijdschalen	8
1.2.2	Bijdrage van bodemslib aan morfologische veranderingen	9
1.2.3	Meerjarige fluctuaties in gesuspendeerd slib (SPM)	9
1.2.4	Interactie met ecologie	9
1.2.5	Link met beleid en beheer	10
1.3	Onderzoeksvragen	10
1.4	Leeswijzer	11
2	Modelopzet	12
2.1	Hydrodynamisch model	12
2.1.1	Opzet	12
2.1.2	Reproductie waterstanden	15
2.1.3	Reproductie saliniteit	17
2.1.4	Reproductie residuele debieten	18
2.1.5	Toevoegen golfforcing	19
2.1.6	Bodemschuifspanning door stroming en golven	20
2.1.7	Representativiteit van de gekozen simulatieperiode	22
2.2	Slibmodel	24
2.2.1	Initiële condities en randvoorwaarden	25
2.2.2	Observatiepunten	26
3	Kalibratie slibmodel	28
3.1	Criteria	28
3.2	Versimpelde 1DV methode	29
3.3	Resultaten	30
3.3.1	Jaargemiddelde SPM	31
3.3.2	Ruimtelijke verdeling SPM	35
3.3.3	Seizoensvariatie SPM	37
3.3.4	Intra-getijvariatie SPM	39
3.3.5	Verticale verdeling SPM	40
3.3.6	Gedrag bodemlagen onder kalme en stormcondities	41
3.3.7	Slibbalans Waddenzee	42
3.3.8	Bodemsamenstelling	45
3.4	Vergelijking met eerdere modelstudies	48
4	Conclusies en aanbevelingen	49
5	Referenties	50
A	Golfmodule	52
A.1	Formuleringen	52
A.2	Reproductie golfhoogte	52
B	Formuleringen buffermodel	58

B.1	DELWAQ Online	58
B.2	Buffermodel	58
C	1DV Matlab-tool	60

Veelvoorkomende begrippen zijn in deze rapportage als volgt gedefinieerd:

Term	Parameter	Definitie
Depositie-efficiëntie [-]	depeff	Fractie van de bruto depositieflux van de waterkolom naar de bodem die in de bodemlagen terecht komt.
Slibfractie in de waterkolom	IM1	<i>Inorganic Matter</i> ; Eerste slibfractie in het buffermodel
Slibfractie in de waterkolom	IM2	<i>Inorganic Matter</i> ; Tweede slibfractie in het buffermodel
Intra-getijvariatie		Variatie die terug te zien is op een tijdschaal van een getijperiode
Manningscoëfficiënt [$s/m^{1/3}$]		Veelgebruikte kwantificering voor de ruwheid van de bodem
Flufflaag		Zie S1. Kan in havens en vaargeulen zich manifesteren als 'fluffy' materiaal.
Bodemlaag S1	S1	Gemakkelijk erodeerbare bodemlaag van het zgn. tweelagen of buffermodel; heeft in het model alleen massa en geen dikte en ligt op de onderlaag S2.
Bodemlaag S2	S2	Bufferlaag van het buffermodel. Bestaat uit een zandige matrix waarin slib wordt gebufferd of geconsolideerd slib met hogere erosieweerstand.
SPM		<i>Suspended Particulate Matter</i> ; deeltjes die in de waterkolom zitten. Ook wel aangeduid met zwevende stof in de waterkolom
SSC		<i>Suspended Sediment Concentration</i> ; sediment dat in de waterkolom zit. Omdat in dit rapport alleen slib wordt gemodelleerd, is dat sediment slib. Ook wel aangeduid slib- of sedimentconcentratie in de waterkolom.
Residuele stroming		Netto stroming [m/s] over een bepaalde periode
Residueel transport		Netto transport [m^3/s] over een bepaalde periode
Restdebiet		Netto debiet [m^3/s] over een bepaalde periode
Strijklengte		De ononderbroken afstand waarover de wind over het water kan waaien tot hij een zeker punt bereikt. Deze lengte is bepalend voor de hoogte van golven.
τ_{flow} [Pa]		Bodemschuifspanning ten gevolge van stroming
τ_{flow} [Pa]		Bodemschuifspanning ten gevolge van golven
Valsnelheid	w_s	Snelheid waarmee deeltjes in stilstaand water door de waterkolom naar de bodem zakken
Verblijftijd in de bodem		Gemiddelde duur dat slib in de bodem verblijft

1 Introductie

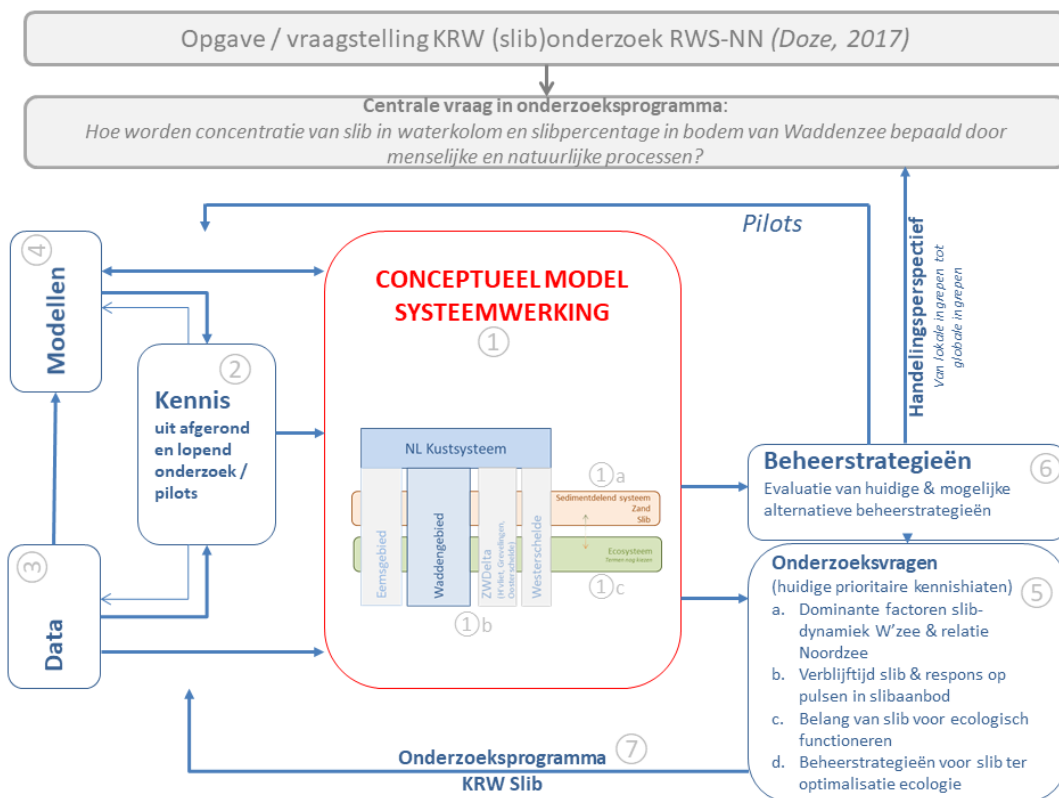
1.1 Achtergrond

Rijkswaterstaat is in 2016 gestart met een programma voor de ontwikkeling van kennis over de morfologie van de Nederlandse Waddenzee en voor het inbedden hiervan in beleid en beheer. In het programma wordt morfologische kennis op een structurele manier verzameld, geanalyseerd, geordend en geborgd. Daarnaast wordt de kennis toegankelijk gemaakt voor beleids- en beheervraagstukken op het gebied van veiligheid, bereikbaarheid, natuur en overige gebruiksfuncties. Hiertoe wordt afstemming gezocht met beleidsmakers, beheerders, adviseurs, wetenschappers en gebruikers van het wad.

Het voorliggende rapport wordt uitgebracht als onderdeel van het onderzoek naar de slibhuishouding van de Waddenzee voor het project Kaderrichtlijn Water Waddenzee, in opdracht van Rijkswaterstaat Noord-Nederland.

Het beleid en beheer van het Waddengebied is erop gericht om belangrijke functies (bereikbaarheid, veiligheid en natuurlijkheid) te kunnen waarborgen. Het beleid en beheer heeft ook invloed op de slibdynamiek, bijvoorbeeld omdat slibrijk sediment wordt gebaggerd uit geulen en havens en de baggerspecie elders wordt verspreid. Om het beleid en beheer van de Waddenzee, en daarmee de menselijke ingrepen te kunnen optimaliseren, is het van belang te begrijpen hoe het systeem werkt en waarom het op een bepaalde manier reageert. Met die kennis kan het effect van menselijke ingrepen zo goed mogelijk van tevoren worden ingeschat. Om de slibhuishouding in de Waddenzee te kunnen doorgronden, is een conceptueel denkmodel van de systeemwerking opgezet, dat gebaseerd is op analyse van data, numerieke modelresultaten en aanwezige kennis (Figuur 1.1). Dit denkmodel wordt verder ingevuld en verfijnd door nieuwe data-analyse en modelresultaten, zodat kennisvragen over het systeem stukje bij beetje beantwoord worden. Het conceptuele denkmodel vormt het uitgangspunt voor beleid en beheer, waarbij de impact van mogelijke ingrepen kan worden ingeschat en het onderzoek naar en/of de uitvoering van ingrepen weer kunnen zorgen voor een vergroting van het systeembegrip.

In 2018 is er voornamelijk data-analyse uitgevoerd om bij te dragen aan het conceptuele denkmodel. Daarnaast is er geput uit kennis van eerder uitgevoerde modelleringsstudies. Het conceptuele model is gerapporteerd in Herman et al. (2018). In 2019 is er gestart met de opzet van een numeriek model (Van Weerdenburg en Zijl, 2019) om kennisvragen te kunnen beantwoorden die niet met data-analyse alleen kunnen worden beantwoord. De meetdata in de Waddenzee zijn namelijk beperkt in de plaats en ruimte (voor zwevend slib (SPM, *suspended particulate matter*) bijvoorbeeld een aantal locaties die tweewekelijks tot maandelijks aan de oppervlakte worden bemonsterd). In 2020 is de kalibratie van het slibmodel afgerond met het model beschreven in voorliggend rapport als resultaat. Een numeriek model biedt de mogelijkheid het effect van sturende factoren afzonderlijk te onderzoeken, door deze modelmatig aan of uit te zetten. Verder kan het numerieke model ingezet gaan worden om beheermaatregelen door te rekenen.



Figuur 1.1 Schematisch overzicht van het KRW Silt project. Het conceptueel model over de systeemwerking (1) staat centraal. Deze wordt ondersteund door kennis (2) op basis van data (3) en modellen (4). Uiteindelijk helpt dit conceptueel model om inzicht te verkrijgen in onderzoeksvragen (5) en beheerstrategieën (6).

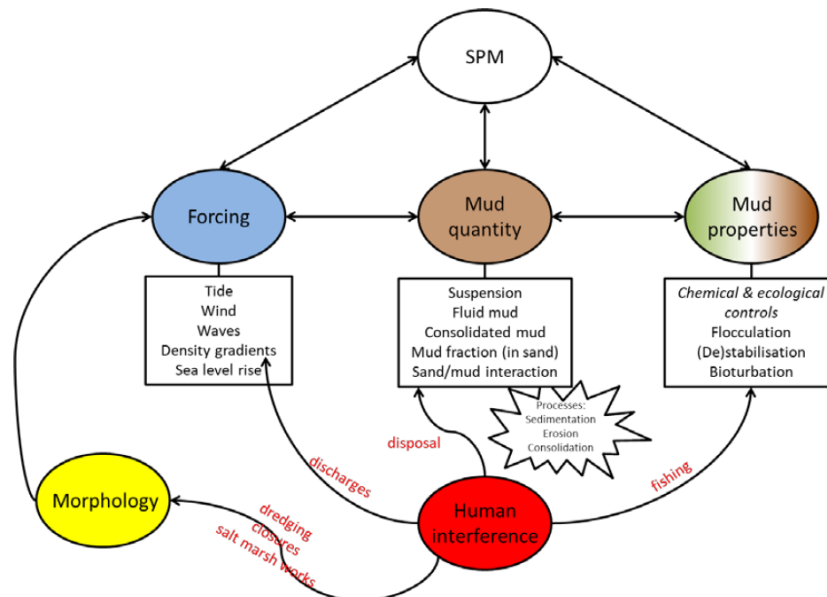
1.2 Het conceptuele model¹

1.2.1 Slibdynamiek op verschillende tijdschalen

Het conceptueel model heeft drie tijdschalen (kort, middel en lang) en drie invloedsfactoren (hoeveelheid slib, slibeigenschappen en hydrodynamica) voor de slibdynamiek (Figuur 1.2). Op de korte tijdschaal (uren tot dagen) wordt de slibdynamiek gedomineerd door de hydrodynamica, gegeven de aanwezige hoeveelheid slib en de eigenschappen hiervan. Op de middellange tijdschaal (weken tot enkele jaren) kunnen de hoeveelheid en eigenschappen van slib gaan variëren door fysische en biologische invloeden en hierdoor neemt de complexiteit toe. Op de lange tijdschaal (vele jaren) komt hier nog de interactie met morfologische ontwikkeling bij.

De slibconcentratie in de waterkolom en de slibfractie in de bodem worden bepaald door de interactie van deze invloedsfactoren op verschillende tijdschalen. De verblijftijd van slib in de Waddenzee bepaalt op welke tijdschaal de hoeveelheid slib wezenlijk varieert en deze verblijftijd is vermoedelijk gemiddeld meerdere jaren. De analyse van de toestand van de Waddenzee m.b.t. slibdynamiek en de implicaties voor KRW-doelen moet tenminste op deze tijdschaal plaatsvinden. Het belang van slib voor ecologische doelen is nog niet verder uitgewerkt, maar lichtklimaat en bodemsamenstelling zijn in ieder geval twee belangrijke koppelingen.

¹ Deze paragraaf is ontleend aan de Nederlandse samenvatting in het Deltares rapport 11202177-000-ZKS-0011. (Herman et al., 2018. Mud dynamics in the Wadden Sea. Towards a conceptual model.)



Figuur 1.2 Sturende factoren voor slibdynamiek (SPM)

1.2.2 Bijdrage van bodemslib aan morfologische veranderingen

In meer detail is aangetoond dat slib een belangrijke rol speelt in de morfologische processen op langere termijn in de Waddenzee (Cleveringa, 2018). In sedimenten met relatief hoog slibgehalte draagt slib aanzienlijk bij tot het totale sedimentvolume. De tweedeling in de sedimenttypes suggereert dat hiervoor alleen de zeer slibrijke afzettingen echt van belang zijn. Dit is het geval in tientallen procenten van het totale intertidale areaal van de Waddenzee, nog exclusief de kwelders. Slibsedimenten zetten zich op andere plaatsen af dan zand, en ook om die reden is het meenemen van slib in de morfologische evolutie op langere termijn van groot belang. Daarnaast suggereren de resultaten dat slibafzettingen bij de vastelandskust, deels als gevolg van kwelderwerken, ook een uitstralend effect hebben op de aangrenzende zone van de Waddenzee en wellicht op de wantijen, omdat zij komberging reduceren en daardoor via de hydrodynamiek weer de dynamiek van slib verder beïnvloeden.

1.2.3 Meerjarige fluctuaties in gesuspendeerd slib (SPM)

Het onderzoek (Herman et al. 2018, De Vries et al. 2018) heeft verder het belang aangetoond van de mesoschaal in de slibdynamiek, tussen de tijdschaal van het getij en die van de langjarige morfodynamiek. Het systeem beschikt over aanzienlijk langer geheugen, bv. in de SPM concentraties, dan op basis van getijdendynamiek verwacht zou worden. De suggestie is dat belangrijke buffers, misschien via fysisch-ecologische interactie en beïnvloed door relatief grootschalige processen als het weer, deze mesoschaal dynamiek bepalen. Het beter begrijpen van deze dynamiek is noodzakelijk als men de meerjarige trendcomponenten beter wil evalueren op hun belang voor het beleid.

Er is geen duidelijk causaal verband aangetoond tussen trends in het SPM van de Noordzee, en trends in de Waddenzee. Binnen beide systemen is er wel samenhang, wat suggereert dat er ruimtelijk grootschalige fenomenen aan ten grondslag liggen, maar tussen beide systemen zijn de fluctuaties verschillend. Ook is geen duidelijk verband gevonden met gedocumenteerde slibbronnen zoals zandwinning, storten van havenslib en dergelijke. Voorlopig zijn hier geen voor de hand liggende aanwijzingen voor directe menselijke invloed gevonden.

1.2.4 Interactie met ecologie

Zoals genoemd is geen aandacht besteed aan effecten van slib, zowel SPM als slibgehalte in het sediment, op ecologische processen. Het omgekeerde, effect van ecologische processen op

slibdynamiek, heeft aandacht gekregen in de vorm van onderzoek naar tijdsdynamiek van microfytobenthos in relatie tot de dynamiek van SPM en van slibgehalte in het sediment. De biomassa van het microfytobenthos correleert ruimtelijk zeer sterk met de verspreiding van slibgehalte in het sediment en de dynamiek van microfytobenthos correleert in de tijd, zeker op seizoens-schaal, zeer sterk met de dynamiek van SPM. Of dit op de langere tijdschaal ook zo is, blijft relatief onduidelijk omdat de tijdserie van microfytobenthos daarvoor te kort is. Het is anderzijds ook niet uitgesloten. Het microfytobenthos is een belangrijk kandidaat voor de veronderstelde 'bufferfunctie' die verantwoordelijk is voor het lange geheugen in het SPM.

1.2.5 Link met beleid en beheer

Het belang van slib voor de morfologische evolutie op langere termijn, en zeker ook het belang van de 'kwelderwerken' daarin, kan helpen om de context van praktische problemen zoals het stijgende onderhoud van vaarwegen beter te begrijpen. Het kan ook aanleiding zijn om de doelstellingen van het beleid aan te passen, zoals het zoeken naar oplossingen op basis van gebruik van slib buiten het systeem. Het lange geheugen van SPM in het systeem kan ook van belang zijn bij het bepalen van optimale strategieën voor het behandelen van baggerslib. Het terugstorten van dit slib kan aanleiding geven tot een verhoogde massa van SPM die lang in het systeem blijft hangen, wat misschien reden is te zoeken naar alternatieve behandelingen. Het numerieke model dat in deze rapportage wordt beschreven zal bijdragen aan verder begrip van het effect van beleid en beheer op de slibdynamiek.

1.3 Onderzoeksvragen

In de vorige alinea's worden al enkele onderzoeks- en beheervragen opgeworpen. Met de numerieke modellering worden de kennishiaten a (Dominante factoren slibdynamiek Waddenzee en relatie Noordzee) en b (Verblijftijd slib en respons op pulsen in slibaanbod) uit Figuur 1.1 onderzocht. Daarvoor worden de volgende onderzoeksvragen gespecificeerd:

1) Wat veroorzaakt de middellange termijn en seizoensfluctuaties in SPM?

Natuurlijke oorzaken:

- a) Golven
- b) Meteorologie (wind, luchtdruk)
- c) Microfytobenthos
- d) Watertemperatuur
- e) Verticale menging
- f) Veranderingen in eigenschappen van slib (zoals bodemstabiliteit, -samenstelling of vlokvorming, waardoor gevoelige modelparameters als kritische schuifspanning en valsnelheid veranderd zijn)

Deels natuurlijke en deels door de mens beïnvloede oorzaken:

- g) Zoetwaterafvoer
- h) SPM variaties op de Noordzee

Volledige door de mens gestuurde oorzaken:

- i) Baggeren en verspreiden

2) Wat veroorzaakt de lange termijn fluctuaties in SPM en bodemslibgehalte?

Deels natuurlijke en deels door de mens beïnvloede oorzaken:

- a) Aanbod vanaf land en vanaf de Noordzee
- b) Kwelderwerken

3) Wat is de verblijftijd van slib in de Waddenzee en hoe groot is de 'dynamische pool' van slib dat beschikbaar is voor resuspensie en transport?

Een belangrijke vraag betreft de aandrijvende krachten achter de middellange termijn variaties in SPM (vraag 1). In de data zijn deze variaties zichtbaar als enkele jaren met verhoogd SPM-gehalte. Met het model kunnen we de aandrijvende krachten isoleren of in detail bestuderen. Op kortere termijn (<1 jaar) is het inzichtelijk in hoeverre de aandrijvende krachten impact hebben op het SPM-gehalte. Is het effect van fluctuaties in de aandrijvende kracht op korte termijn klein, dan zal het effect op langere termijn (orde jaren) ook beperkt zijn. Bijvoorbeeld, als golven een sterke variatie laten zien met hogere golven in de winter en rustiger condities in de zomer, maar het effect hiervan op het SPM-gehalte is klein, dan zal het verschil tussen stormachtige en kalme jaren ook leiden tot kleine verschillen in SPM op die tijdschaal. Het effect van golven, meteorologie, zoetwaterafvoer, faecal pellets, watertemperatuur, menselijke ingrepen (baggeren en verspreiden), SPM variaties op de Noordzee en de verticale verdeling kunnen met het grootschalige model van de Waddenzee worden onderzocht. Door SPM op de Noordzee modelmatig te variëren, kan de relatie met de Noordzee worden onderzocht en kan de respons van het systeem op pulsen in het slibaanbod worden bestudeerd (kennishiaat a en b).

Het effect van verspreiden van gebaggerd slib is ook onderzocht in een eerdere KRW slib studie (van Kessel et al. 2015), maar toen was er nog geen duidelijk beeld van de middellange termijn fluctuaties in het SPM-gehalte en dat werd modelmatig ook nog niet gereproduceerd.

Het effect van microfytobenthos zit nu nog niet in de modelformuleringen, maar wordt via een offline tool gekoppeld en onderzocht met een kleiner model van één bekken. Als dit effect belangrijk blijkt te zijn, zal het in de software van het grote model als proces worden ingebouwd.

Zoals in de beschrijving van het conceptuele model ook wordt aangegeven, kunnen op de langere termijn, orde decennia, morfologische veranderingen leiden tot veranderingen in SPM (vraag 2). Het effect van kwelders op de hydrodynamica (verkleining van de komberging) en SPM zal worden onderzocht met het kleine model van 1 bekken. Het effect van een ander aanbod vanaf de Noordzee en veranderende slibeigenschappen op de lange termijn zal worden onderzocht door het model meerdere opeenvolgende jaren te laten simuleren.

Met het ingespeelde model zal ook een inschatting worden gemaakt van de verblijftijd van slib in de Waddenzee en de dynamische buffers (vraag 3 en kennishiaat b). Een eerste inschatting hiervan kan gemaakt worden met een simpele rekentool, die de bodemsamenstelling berekend voor een opgegeven SPM-gehalte op elk punt (zonder horizontale uitwisselingen). De bodemsamenstelling is daarmee een functie van de sedimenteigenschappen en de bodemschuifspanning in dat punt.

De voorliggende rapportage presenteert alleen de modelkalibratie. Het is belangrijk dat de kalibratie van het model zodanig is, dat het model geschikt wordt voor haar latere toepassing, namelijk het beantwoorden van de onderzoeksvragen en het onderzoeken van het effect van beheersscenario's. Het model is geschikt hiervoor als het de dominante processen in de slibdynamiek om de juiste redenen reproduceert. Deze processen worden gereflecteerd in de kalibratiecriteria. In de periode hierna gaat het model daarvoor ingezet worden en de resultaten daarvan zullen in een aparte rapportage worden gepresenteerd.

1.4 Leeswijzer

Het voorliggende rapport is een update van de conceptversie die eind december 2019 is opgeleverd naar Rijkswaterstaat. Commentaar van Rijkswaterstaat is in deze nieuwe versie verwerkt. Het rapport beschrijft de opzet van het hydrodynamische en slibmodel in Hoofdstuk 2. De opzet en kalibratie van de hydrodynamica is gerapporteerd in Van Weerdenburg en Zijl (2019) en wordt kort samengevat in dit hoofdstuk. Hoofdstuk 3 bevat de modelkalibratie en in hoofdstuk 4 wordt afgesloten met de conclusies en aanbevelingen.

2 Modelopzet

In dit hoofdstuk wordt eerst een beknopt overzicht gegeven van het gekalibreerde hydrodynamische model (Van Weerdenburg & Zijl, 2019) dat is gebruikt als basis voor het slibmodel. Vervolgens wordt de toevoeging van golven aan dit model beschreven. Met deze uitgebreide hydrodynamica kan het slibmodel worden opgezet. De gekozen formuleringen worden toegelicht in paragraaf 2.2. Tot slot worden de initiële condities van het slibmodel gepresenteerd.

2.1 Hydrodynamisch model

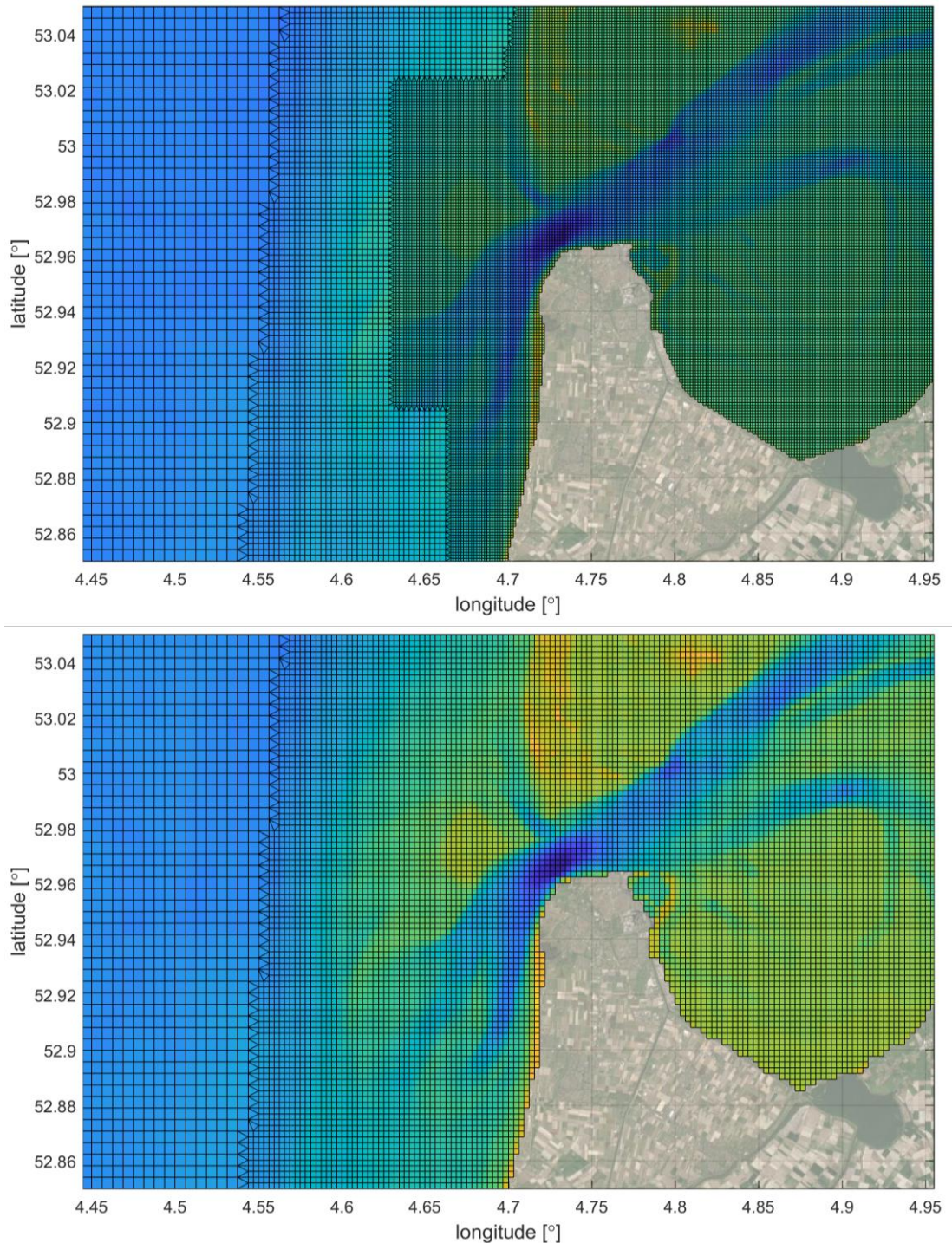
2.1.1 Opzet

Het hydrodynamisch model maakt gebruik van de Delft3D-Flexible Mesh software, waarin het rekenrooster kan bestaan uit zowel rechthoeken, als driehoeken als vijfhoeken. Het domein van het Dutch Wadden Sea Model (DWSM) omvat de Waddenzee, het Eems-Dollard estuarium en het nabijgelegen deel van de Noordzee (zie Figuur 2.2). In de modelversie die wordt beschreven door Van Weerdenburg & Zijl (2019) neemt de modelresolutie in 3 stappen toe van 1/2 nautische mijl (nm) * 1/2 nm in de noordwestelijke hoek van het modeldomein tot ongeveer 100 meter (m) x 100 m in de Waddenzee en het Eems-Dollard estuarium. Voor de opzet en de kalibratie van het slibmodel wordt een modelversie gebruikt waarbij de kleinste resolutie 200 m x 200 m is (zie Figuur 2.1). Hierdoor neemt de rekentijd af; enerzijds omdat het aantal roostercellen in het domein afneemt en anderzijds omdat met een grotere tijdstap gerekend kan worden. In Delft3D-FM wordt de tijdstap namelijk automatisch gekozen op basis van het CFL-criterium voor stabiliteit, waardoor een grotere tijdstap mogelijk is met grotere roostercellen. Het terugbrengen van de modelresolutie versnelt het werkproces tijdens de ontwikkeling van het slibmodel, omdat relatief veel modelsimulaties worden uitgevoerd om verschillende instellingen te testen. Als de modelresultaten en gewenste scenario's daar aanleiding toe geven, is er een versie van het model achter de hand met een fijnere resolutie.

De hydrodynamische randvoorwaarden op open modelranden zijn afgeleid van het 0.5 nm Dutch Continental Shelf Model (DCSM) model (Zijl et al., 2018). Ook randvoorwaarden voor temperatuur en saliniteit zijn uit dat model afgeleid. Meteorologische forcering is gebaseerd op HiRLAM modelsimulaties door het KNMI. Afvoeren uit de Eems en bij de spuilsuizen van Den Oever, Kornwerderzand, Lauwersoog, Helsdeur, Spijksterpompen, Noordpolderzijl en De Drie Delfzijlen zijn meegenomen op basis van gemeten (spui)debieten. Dit betekent dat er nog enkele middelgrote afvoeren in de huidige versie van het model ontbreken, zoals de spuidebieten bij Harlingen en Balgzand. Voor het systeem op grote schaal zijn deze afvoeren van secundair belang (grootte van enkele m³/s t.o.v. een totale zoetwaterafvoer van ~500 m³/s naar de Waddenzee), maar aangezien het model ook gebruikt kan worden voor lokale studies d.m.v. roosterverfijning en daarvoor ook in Beheer en Onderhoud genomen zal worden, is het wel wenselijk zoveel mogelijk van deze kleine afvoeren ook op te nemen.

In de versie van het DWSM model die is beschreven door Van Weerdenburg & Zijl (2019) is de bathymetrie afgeleid uit de Baseline software. In het model dat hier wordt beschreven is deze bathymetrie aangepast door de meest recente bodemdata uit de vaklodgingen (tot 2018) te gebruiken. Hierdoor representeert de bodemligging in het model de huidige morfologie in de Waddenzee beter. Concreet betekent dit dat de bathymetrie in de westelijke Waddenzee is aangepast in het model dat gebruikt wordt in deze studie (zie Figuur 2.2). De belangrijkste reden hiervoor was dat het huidige model ook is ingezet voor het slibmotorproject (Van Weerdenburg et al., 2019), waarbij de berekende stroomsnelheden zijn vergeleken met metingen op intergetijdengebied. Stroomsnelheden bleken ook in die studie erg gevoelig voor de bodemligging,

en daarom dient de modelbodem zo goed mogelijk overeen te komen met de bodemligging tijdens de metingen.



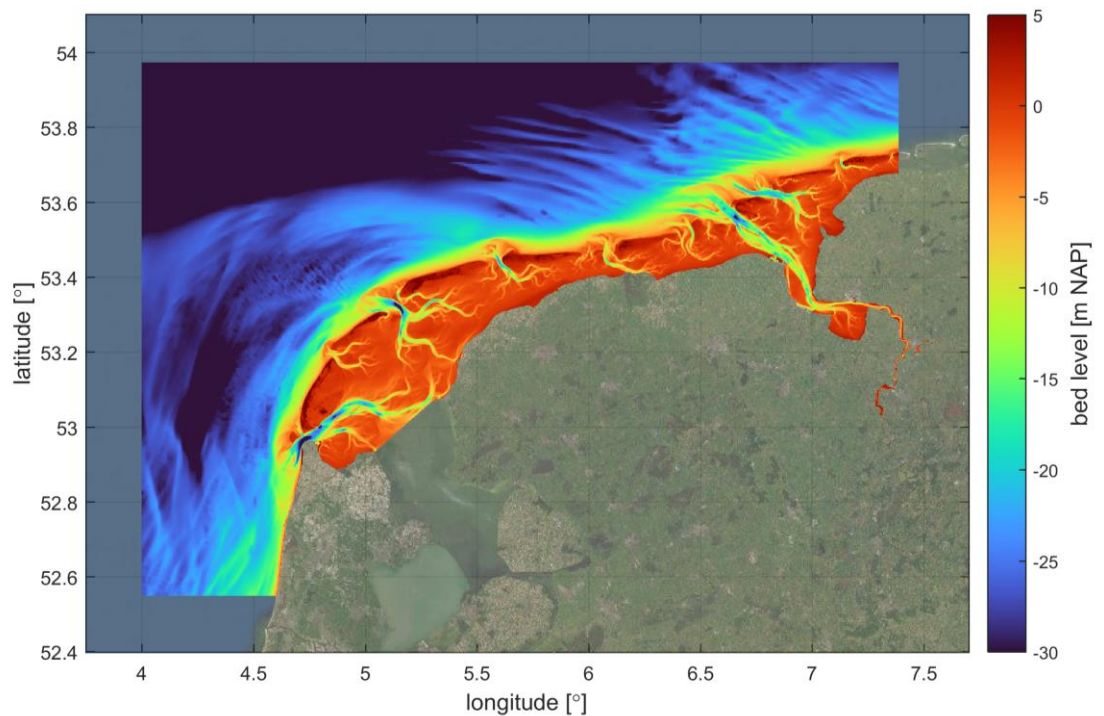
Figuur 2.1 Rooster nabij Marsdiep voor roosterversies met een maximale resolutie van 100 m x 100 m (boven) en met een maximale resolutie van 200 m x 200 m (onder).

De bodemruwheid in het model is een combinatie van bodemruwheid veroorzaakt door bodemvormen (ribbels, onderwaterduinen) en korrelgrootteverdeling. Deze twee zijn gecorreleerd in de zin dat grover sediment over het algemeen ook meer bodemvormen heeft. De ruwheid door bodemvormen is vooral belangrijk voor de hydrodynamica, terwijl de ruwheid door korrelgrootte vooral van belang is voor slibresuspensie. Idealiter zou men ook in een numeriek model een

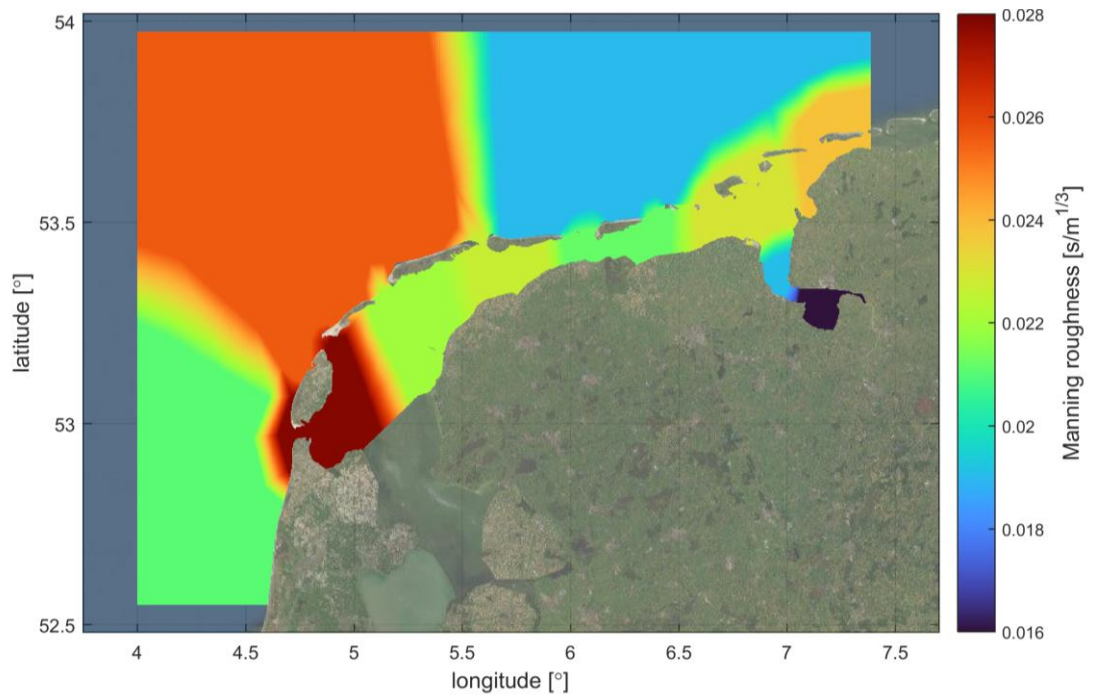
onderscheid maken tussen ruwheid veroorzaakt door bodemvormen en de ruwheid als gevolg van korrelgrootte, maar dit is in het huidige softwarepakket (in combinatie met de berekening van bodemschuifspanning door golven in FM) niet mogelijk.

Voor de hydrodynamische kalibratie is de ruwheid, gedefinieerd met een Manningscoëfficiënt, (geautomatiseerd) aangepast om een optimale reproductie van de waterstanden te krijgen (Figuur 2.3). In overeenstemming met wat bekend is over de korrelgrootteverdeling in de Waddenzee is de bodem ruwer in de Westelijke bekkens van de Waddenzee en gladder in de Oostelijke bekkens, waar de bodem rijker is aan slib. De bodem in het Eems estuarium is nog gladder (slibrijker). Ook de grovere bodem in de Noordzee ter hoogte van Vlieland komt overeen met grover bodemsediment dat daar is gevonden.

Voor het berekenen van slibresuspensie heeft de bodemruwheid die veroorzaakt wordt door de korrelgrootte direct invloed via de bodemschuifspanning. Fijner sediment heeft een lagere ruwheid, waardoor de bodemschuifspanning lager is en minder resuspensie optreedt. De bodemruwheid die gekalibreerd is voor de hydrodynamica is suboptimaal voor het berekenen van de slibdynamiek, omdat er scherpe overgangen in de ruwheid zitten die scherpe overgangen in resuspensie veroorzaken. Om deze reden zijn de gradiënten aangepast door een grotere overgangszone tussen velden met verschillende Manningscoëfficiënten op te nemen (zie Figuur 2.3). Hiermee blijft de reproductie van de waterstanden zoveel mogelijk in tact, terwijl er voor de slibdynamiek een meer natuurlijke overgang wordt opgelegd.



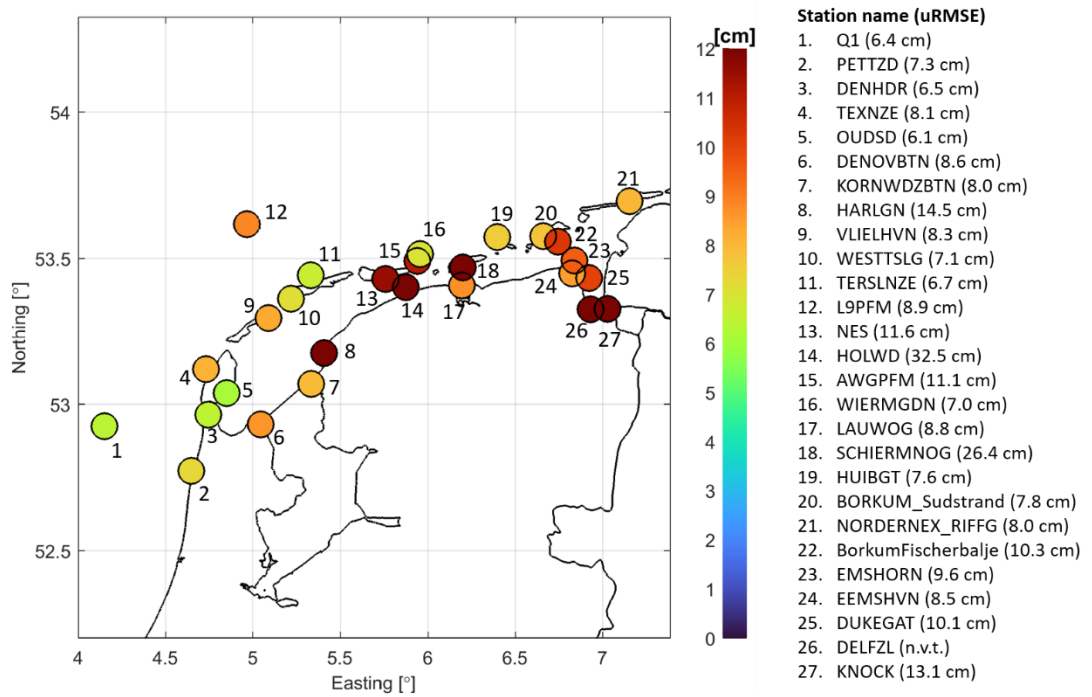
Figuur 2.2 Weergave van het ruimtelijke domein van DWSM en de gebruikte bodemhoogte in het slibmodel op basis van de meest actuele vaklodings data.



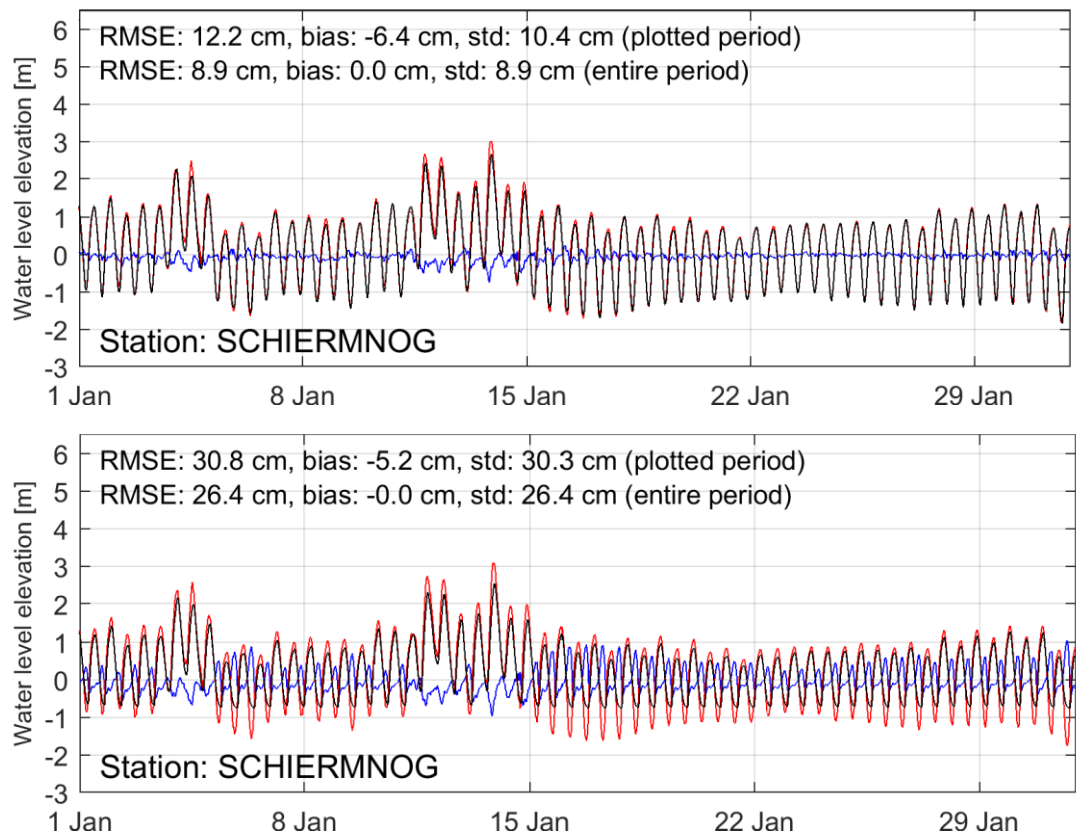
Figuur 2.3 Opgelegde bodemruwheid in DWSM-Slib, aangegeven als Manning ruwheidscoëfficiënt.

2.1.2 Reproductie waterstanden

Door het terugbrengen van de modelresolutie tijdens het opzetten van het slibmodel worden gemeten waterstanden minder nauwkeurig voorspeld (zie Figuur 2.4) dan wat gerapporteerd werd door Van Weerdenburg & Zijl (2019): met een roosterresolutie van 100 m x 100 m in de Waddenzee is de gemiddelde standaarddeviatie ~8 cm. Doordat kleine geulen wegvallen bij een lagere modelresolutie is de getijvoortplanting in de Waddenzee minder nauwkeurig, waardoor dit effect het sterkst is in de Oostelijke bekkens in de Waddenzee waar de geulen kleiner zijn (gemiddelde standaarddeviatie ~12 cm). Omdat die kleine geulen juist belangrijk zijn voor de afwatering van ondiepe delen richting grotere geulen, zorgt de lagere modelresolutie gewoonlijk voor een overschatting van de laagwaterstanden. Dit speelt bijvoorbeeld bij station Schiermonnikoog Noord (SCHIERMNOG), waar de laagwaterstand niet verder afneemt omdat de geul richting dit punt niet goed is opgenomen in de modelbathymetrie (zie Figuur 2.5).



Figuur 2.4 Standaarddeviatie tussen tijdreeksen van gemeten en berekende waterstanden in 2017 bij observatiepunten in en rond de Waddenzee. De roosterresolutie van dit model is 200 m x 200 m.



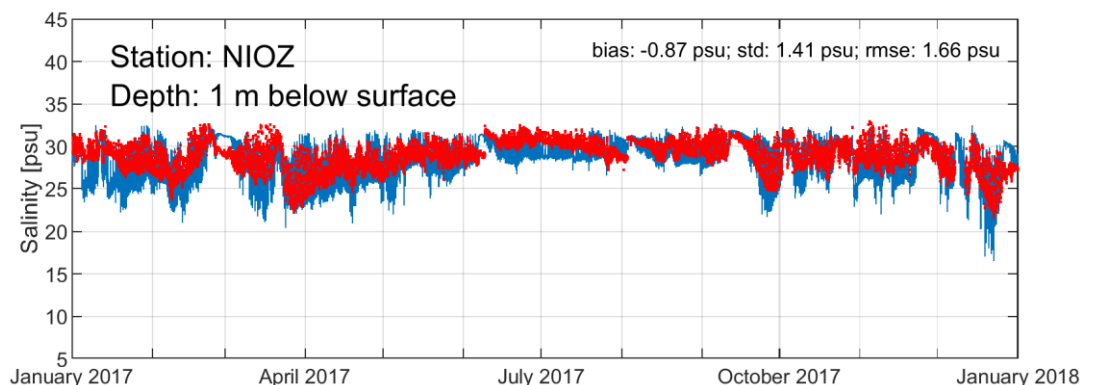
Figuur 2.5 Tijdseries van de gemeten (rood) en berekende (zwart) waterstanden bij station Schiermonnikoog in januari 2017 voor een modelrun met een roosterresolutie van 100 m x 100 m (boven) en voor een modelrun met een roosterresolutie van 200 m x 200 m (onder). De blauwe lijn toont het verschil tussen de gemeten en de berekende waterstand.

2.1.3 Reproductie saliniteit

De ruimtelijke verdeling van saliniteit wordt gestuurd door de randvoorwaarden op open randen van het modeldomein en door zoetwaterafvoeren op de spuilocaties. Doordat de opgelegde randvoorwaarden variëren over de waterdiepte, wordt eventuele stratificatie al geforceerd op de randen van het huidige modeldomein. Daardoor wordt ook eventuele stratificatie in de Rijn ROFI (Region Of Freshwater Influence) correct meegenomen.

Het enige meetpunt waar de saliniteit in 2017 continu werd gemeten is bij de NIOZ steiger aan het wateroppervlak. Dit observatiepunt ligt in het Marsdiepbekken; net ten oosten van het zeegat en tegen de kust van Texel (Figuur 2.16). Verder zijn er MWTL metingen beschikbaar, waar maandelijks tot tweewekelijks de saliniteit wordt gemeten. In de Nederlandse Waddenzee zijn de saliniteitsmetingen dus beperkt. Daarom wordt voor dit project ook de ontwikkelingen binnen het EU Interreg project (“Harmonisation of phytoplankton assessment in the Dutch-German Wadden Sea”) gevolgd, waarbij de Nederlandse en de Duitse Waddenzee op een gelijkwaardige manier wordt gemodelleerd en de saliniteit wordt gekalibreerd met Duitse Ferryboxmetingen, die belangrijk inzicht in de saliniteitsstratificatie verschaffen.

Figuur 2.6 toont tijdreeksen van de gemeten saliniteit bij dit observatiepunt in 2017 en hoe die saliniteit gereproduceerd wordt in de modelsimulaties. De saliniteit bij de NIOZ steiger wordt voorspeld met een gemiddelde fout van -0.9 PSU en een standaarddeviatie van 1.4 PSU. De gemiddelde saliniteit en de variabiliteit worden dus beide met grote nauwkeurigheid gereproduceerd. In Tabel 2.1 zijn statistieken opgenomen van de reproductie van de saliniteit op MWTL meetstations. Door een lage frequentie van metingen kan de variabiliteit in saliniteit niet worden beoordeeld op basis van MWTL-metingen. De tijdsgemiddelde saliniteit wordt echter ook op deze stations goed gereproduceerd, al is de tijdsgemiddelde saliniteit in modelresultaten steeds net iets lager dan in metingen.



Figuur 2.6 Tijdseries van de gemeten saliniteit (in rood) en de modelresultaten (in blauw) in 2017 bij de NIOZ steiger (1 meter onder het wateroppervlak).

Tabel 2.1 Statistieken van de kwaliteit van modelresultaten ten opzichte van metingen van de saliniteit op MWTL meetpunten in 2017. De locaties van de MWTL stations zijn opgenomen in Figuur 2.16.

MWTL Station	Gemiddelde fout [PSU]	Standaarddeviatie [PSU]	RMSE [PSU]
DANTZGT	-2.0	2.0	2.9
DOOVBWT	-2.4	1.2	2.5
MARSDND	-1.2	1.5	1.9
ROTTMPT3	-0.9	0.9	1.3
TERSLG10	-0.1	0.6	0.6
VLIESM	-0.2	1.0	1.0

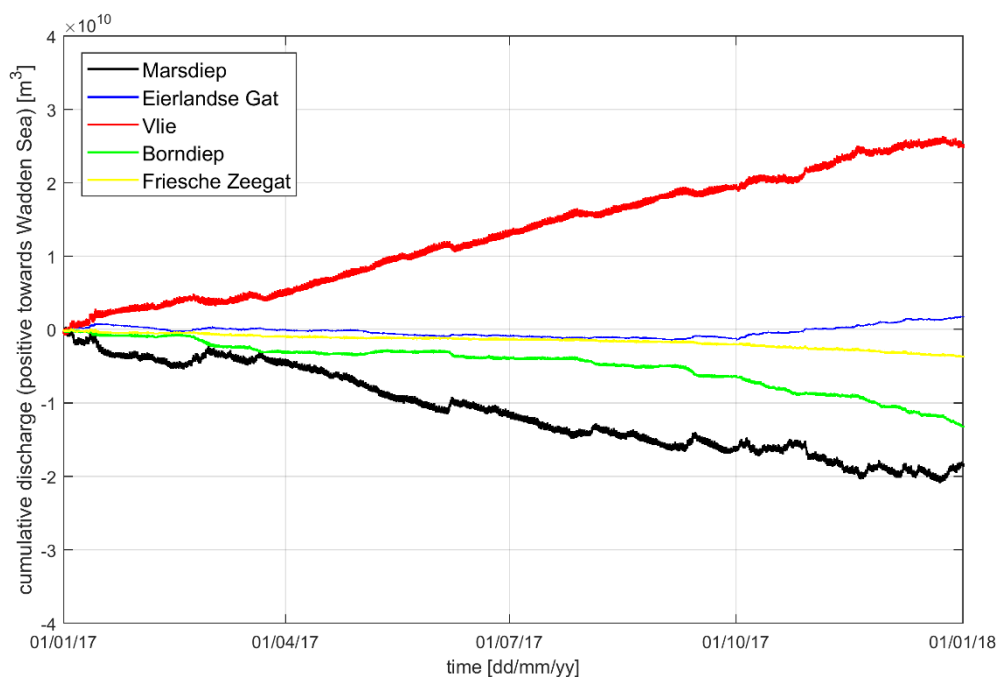
2.1.4 Reproductie residuele debieten

Het residuele of restdebiet is een belangrijk onderwerp in de Waddenzee, omdat dit de uitwisseling tussen de bekkens bepaald. Omdat het lastig is het residueel debiet te meten, is er veel onzekerheid over de grootte van de residuele debieten. Kalibratie van modellen met gemeten stroomsnelheden op het wantij om daarmee ook het residuele debiet goed te modelleren (Nederhoff et al., 2019) heeft aangetoond dat het door lokale effecten en een beperkte modelresolutie lastig is om de gemeten stroomsnelheden op ondiepe delen (zoals op de wantijen) te reproduceren. Ook is gebleken dat het opleggen van ruimtelijk variërende windcondities belangrijk is voor het correct modelleren van restdebieten (e.g. Buijsman & Ridderinkhof, 2007; Duran-Matute et al. 2016; Nederhoff et al. 2019). De residuele debieten worden dus sterk gestuurd door de windforcering, die van jaar tot jaar verschillend is. Modelsimulaties voor verschillende jaren kunnen daarom verschillende resultaten laten zien. In paragraaf 2.1.7 wordt nader ingegaan op de representativiteit van het gekozen jaar 2017. Ook laten simulaties met het huidige model voor verschillende roosterresoluties zien, dat de roosterresolutie ook invloed heeft op de grootte van de residuele debieten.

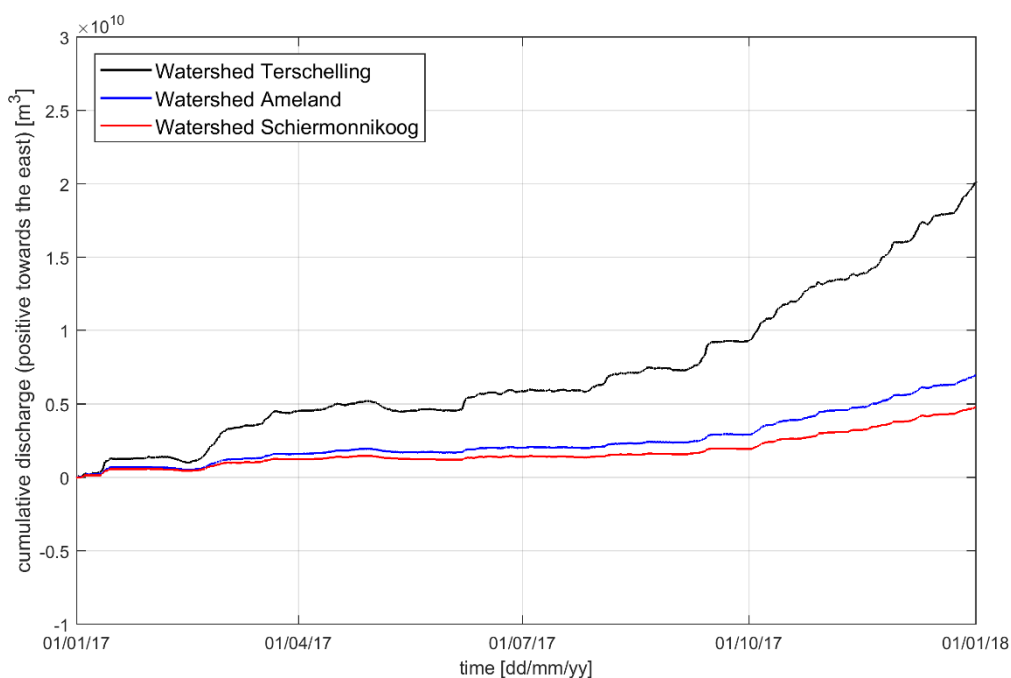
De berekende residuele debieten door zeegaten in 2017 zijn weergegeven in Figuur 2.7 en de residuele debieten over de wantijen achter Terschelling, Ameland en Schiermonnikoog zijn weergegeven in Figuur 2.8. Netto stroomt er water bij het Vlie bekken naar binnen en door de andere zeegaten naar buiten, overeenkomstig met bevindingen uit andere modellen. De berekende residuele debieten door de zeegaten (Figuur 2.7) zijn iets groter dan in eerdere modelstudies met een vergelijkbare roosterresolutie voor delen van de Waddenzee (Duran-Matute et al., 2016; Van Weerdenburg, 2019). In Duran-Matute et al. (2016) wordt een ander jaar gemodelleerd en wordt een ruimtelijk uniforme windforcering opgelegd, beide verschillen kunnen significant bijdragen aan verschillen in residuele debieten. Grotere restdebieten door het Amelanders zeegat en over de wantij van Terschelling en Ameland dan gerapporteerd door Van Weerdenburg (2019) kunnen verklaard worden door een vergroting van het modeldomein (van drie bekkens in Van Weerdenburg (2019) naar de gehele Waddenzee en Eems estuarium in het huidige model) en door het meenemen van zoetwaterafvoeren (o.a. van de Afsluitdijk).

De berekende residuele debieten veranderen ten opzichte van Van Weerdenburg & Zijl (2019) door de aanpassing in de roosterresolutie. De residuele debieten door de zeegaten in 2017 zijn ~20% kleiner dan met een modelschematisatie van 100 m x 100 m. Het residuele debiet over het wantij van Terschelling is ~25% kleiner dan met een modelschematisatie van 100 m x 100 m, de residuele debieten over de wantij van Ameland en Schiermonnikoog zijn zelfs ~40% kleiner. Een mogelijke verklaring voor dit verschil is dat in de Oostelijke Waddenzee meer kleine geulen te vinden zijn, die niet goed zijn opgenomen in de 200 m x 200 m modelbathymetrie.

Het is onzeker hoe groot de residuele debieten in werkelijkheid zijn, waardoor het nu niet duidelijk is met welke modelresolutie de residuele debieten beter gereproduceerd worden. In het vervolg van deze studie zullen de residuele debieten in meer detail onderzocht worden, alsook het effect van wind en stormen op de residuele debieten en sedimenttransporten.



Figuur 2.7 Berekende restdebieten door de zeegaten in 2017 met een modelschematisatie met 200 m x 200 m roosterresolutie. Een positief debiet stroomt de Waddenzee in.



Figuur 2.8 Berekende restdebieten over de wantij van Terschelling, Ameland en Schiermonnikoog in 2017 met een modelschematisatie met 200 m x 200 m roosterresolutie. Een positief debiet is gericht naar het oosten.

2.1.5 Toevoegen golfforcering

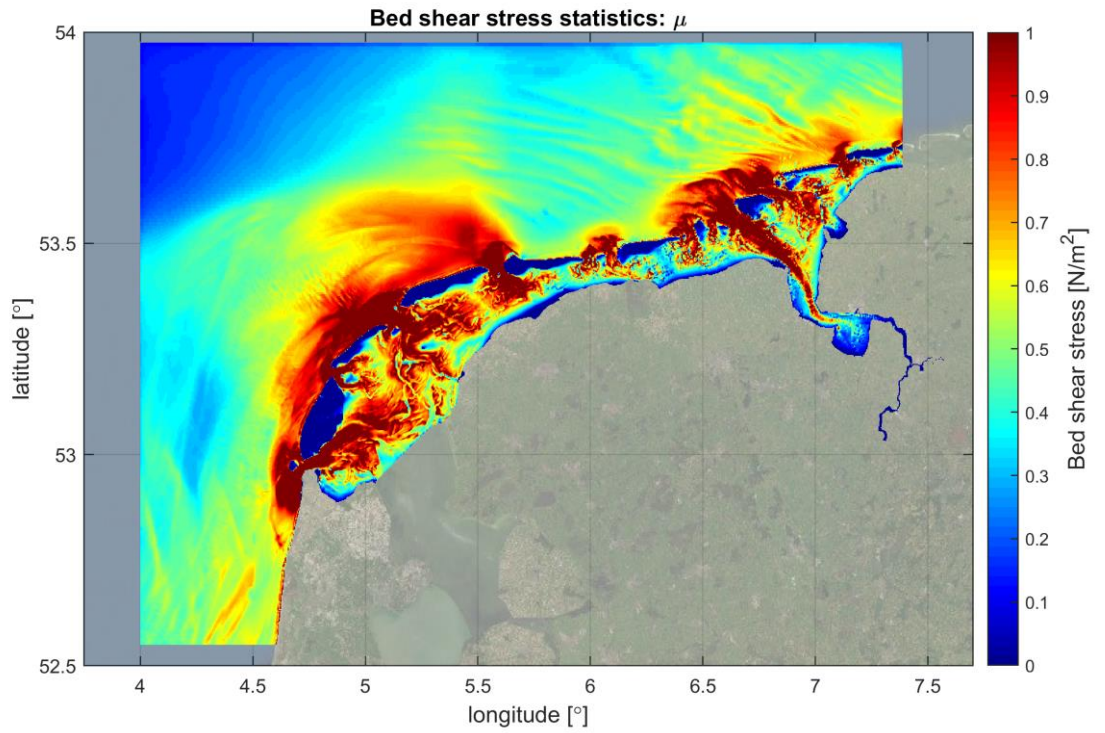
De resuspensie van bodemslib wordt niet alleen beïnvloed door de slibeigenschappen, maar ook gestuurd door de optredende bodemschuifspanning. De bodemschuifspanning wordt opgewekt door stroming en door golven. Daarom wordt een golfmodel toegevoegd aan het hydrodynamische stromingsmodel van Van Weerdenburg & Zijl (2019). De relatieve bijdragen van golven en stroming zijn belangrijk in ondiepe getijdesystemen zoals de Waddenzee, waarbij golven de erosie van slib op de platen bepalen, terwijl in de diepere geulen de resuspensie vooral wordt bepaald door de

stroming. In de Noordzee zijn de golven hoger en langer, waardoor ze daar ook tot resuspensie van bodemslib leiden. Het golfmodel moet daarom een ruimtelijk variërende bodemschuifspanning genereren, met hogere schuifspanningen op ondiepe delen en lagere bodemschuifspanningen in geulen.

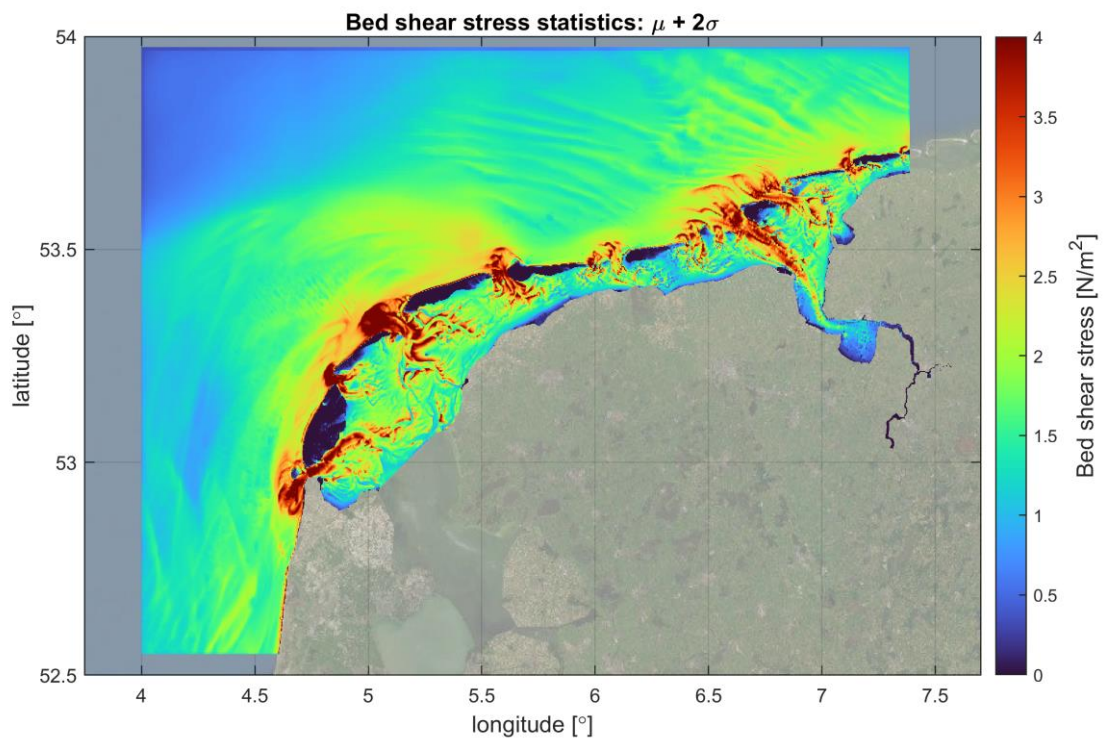
In het huidige Delft3D-FM modelinstrumentarium is de koppeling met het golfmodel SWAN nog niet beschikbaar voor 3D berekeningen. Aangezien we niet geïnteresseerd zijn in exacte golfhoogtes, lijkt een strijklengteaanpak, die al wel beschikbaar is, voldoende nauwkeurig om te leiden tot golfgedreven resuspensie op de platen en in de Noordzee. De strijklengteaanpak in Delft3D-FM is gebaseerd op de formuleringen van Hurdle & Stive (1989), zie bijlage A. Deze bijlage laat ook zien hoe goed de golven op verschillende stations in het modeldomein worden gereproduceerd.

2.1.6 Bodemschuifspanning door stroming en golven

De totale bodemschuifspanning (τ) is een belangrijke parameter voor de erosie van bodemslib en dus voor de slibdynamiek in het systeem en wordt door de gekozen modelaanpak en -instelling voldoende geproduceerd om verder te kunnen gaan met de kalibratie van het slibmodel. Figuur 3.11 worden tijdseries van gecombineerde bodemschuifspanningen door stroming en golven gegeven voor een punt in een geul en een punt op een plaat. Hieruit is duidelijk te zien dat in de geulen de bodemschuifspanningen worden gestuurd door het getij, er is een duidelijke springtij-doodtijcyclus en dubbeldaags getijsignaal. Op de plaat is het signaal veel sterker beïnvloed door golven en door droogvallen door het getij. Op beide locaties wordt de totale bodemschuifspanning tijdens storm ongeveer 5 Pa, maar tijdens rustigere condities is de bodemschuifspanning op de plaat veel lager dan in de geul. Extreme waarden voor de bodemschuifspanning worden vooral gestuurd door τ_{wave} , zodat de bodemschuifspanning vooral op ondiepe delen en overgangsgebieden (bijvoorbeeld plaatranden, buitendelta's en aan het begin van het bekken) sterk verhoogd is ten opzichte van gemiddelde condities (zie Figuur 2.10). Gebieden die verder van de geulen liggen zijn nog steeds luwer, omdat de waterdiepte (nog) lager is en de golven zijn gebroken of gedempt. De *gemiddelde* waarde voor de totale bodemschuifspanning (zie Figuur 2.9) kan zowel door golven of stroming worden gestuurd (Figuur 3.11), maar is met name hoog waar stroomsnelheden hoog zijn.



Figuur 2.9 Gemiddelde van de berekende totale bodemschuifspanning ($\tau = \tau_{flow} + \tau_{wave}$) in 2017.



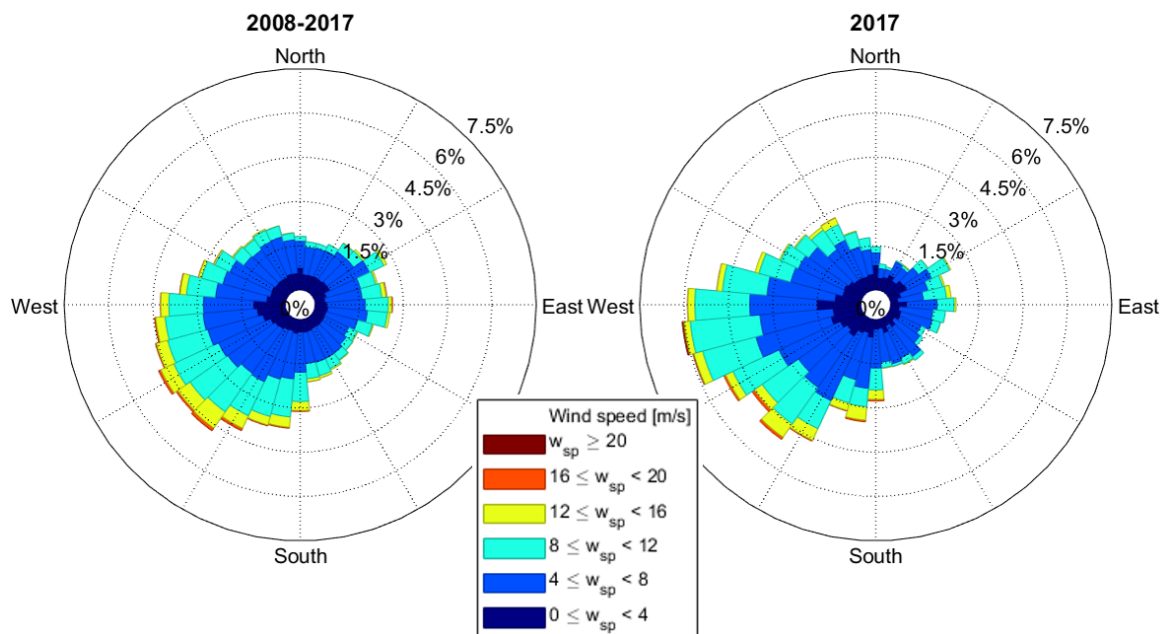
Figuur 2.10 Gemiddelde plus twee standaarddeviaties ($\mu + 2\sigma$) van de berekende totale bodemschuifspanning (τ) in 2017. Deze waarde wordt alleen in extreme condities overschreden (~98^e percentiel).

2.1.7 Representativiteit van de gekozen simulatieperiode

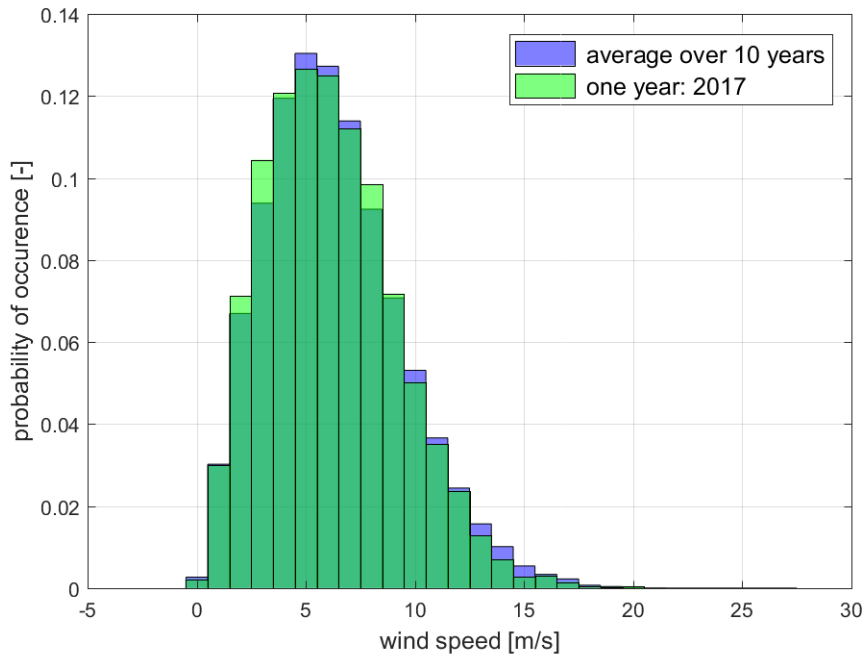
Voor het hydrodynamisch model is gebruik gemaakt van randvoorwaarden, windcondities en afvoeren van het jaar 2017. Om de resultaten van het slibmodel goed te kunnen duiden, is het van belang om te weten hoe representatief deze condities zijn voor de langere termijn. Zo zou bijvoorbeeld een uitzonderlijk stormachtig jaar kunnen leiden tot relatief hoge slibconcentraties. In eerdere studies is gebleken dat windcondities een dominante rol hebben in de aandrijving van residuele debieten (o.a. Buijsman & Ridderinkhof, 2007; Duran-Matute et al. 2016; Nederhoff et al. 2019; Van Weerdenburg, 2019) en sedimenttransporten (Sassi et al., 2015). Nu in deze studie is gekozen om de slibdynamiek in het jaar 2017 te modelleren, wordt gekeken hoe de gemiddelde windcondities in 2017 verschillen ten opzichte van meerjarige gemiddelden.

In Figuur 2.11 is te zien dat de windcondities in 2017 in het algemeen goed overeenkomen met de gemiddelde windcondities over een periode van 10 jaar. Sterke wind ($w_{sp} > 12$ m/s) kwam in 2017 - overeenkomstig met de gemiddelde windcondities over 10 jaar - vooral uit het zuidwesten, minder vaak uit het westen en soms uit het noordwesten. De windsnelheid was in 2017 wel iets minder vaak hoog ($w_{sp} > 12$ m/s) dan gemiddeld over 10 jaar (zie Figuur 2.12). Een opvallend verschil is dat de wind in 2017 vaker uit het westen gericht was dan gemiddeld over de 10-jarige periode. Het betreft dan vooral een zwakke tot matige wind uit het westen (Figuur 2.13).

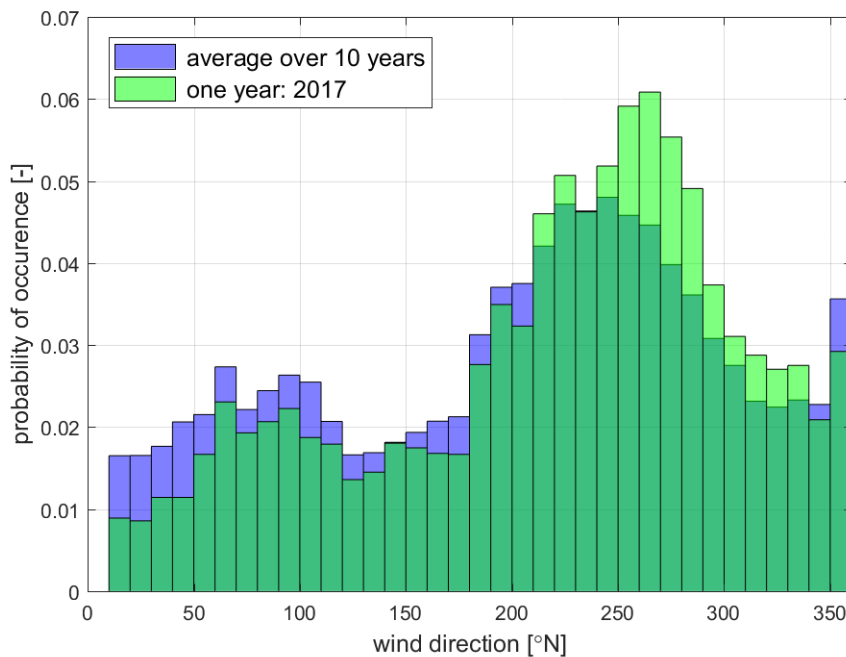
Dat de windcondities met hoge windsnelheden vergelijkbaar zijn met een langere periode is veelbelovend om de huidige modelresultaten te interpreteren als representatief voor een periode die langer is dan alleen 2017. Door resuspensie van slib zullen SPM gehalten tijdens deze periodes hoog zijn en residuele transporten groot. Dit moet in overweging worden genomen wanneer modelresultaten gebruikt worden om uitspraken te doen voor een langjarige periode.



Figuur 2.11 Windrozen zoals gemeten bij KNMI station Hoorn, Terschelling voor een periode van 10 jaar (2008-2017, links) en voor het jaar waarvoor de slibdynamiek binnen dit project wordt gemodelleerd (2017, rechts).



Figuur 2.12 Histogram van de gemeten windsnelheid bij KNMI station Hoorn, Terschelling voor een periode van 10 jaar (2008-2017, in blauw) en voor 2017 (in lichtgroen). De staven zijn in donkergroen weergegeven waar de twee histogrammen overlappen.

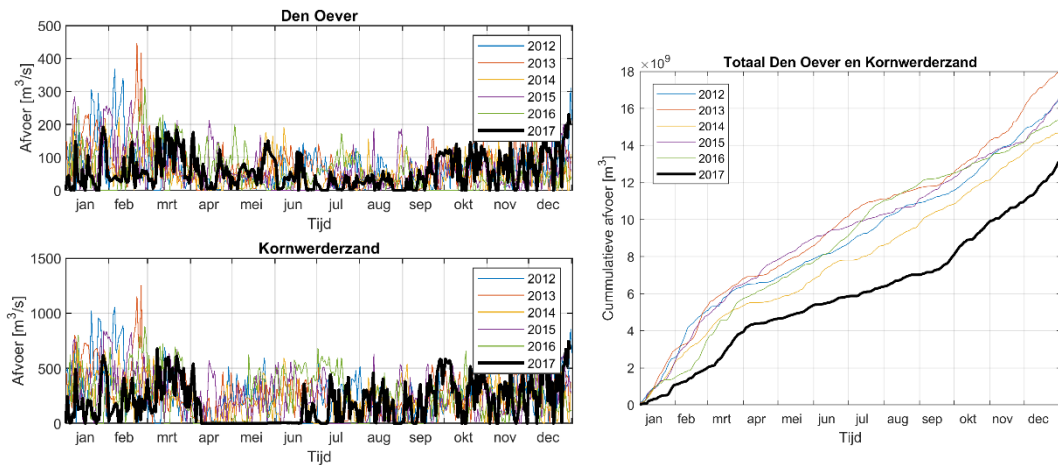


Figuur 2.13 Histogram van de gemeten windrichting bij KNMI station Hoorn, Terschelling voor een periode van 10 jaar (2008-2017, in blauw) en voor 2017 (in lichtgroen). De staven zijn in donkergroen weergegeven waar de twee histogrammen overlappen.

Ook de zoetwaterafvoeren spelen een belangrijke rol voor de aandrijving van residuele debieten (o.a. Duran-Matute et al. 2014). De afvoeren bij Den Oever en Kornwerderzand zijn weergegeven in Figuur 2.14. In 2017 was de jaargemiddelde afvoer bij Den Oever $229 \text{ m}^3/\text{s}$ (t.o.v. $258 \text{ m}^3/\text{s}$ over de periode 2012-2017) en bij Kornwerderzand $187 \text{ m}^3/\text{s}$ (t.o.v. $241 \text{ m}^3/\text{s}$ over de periode 2012-2017). De jaargemiddelde afvoeren waren dus aanzienlijk lager dan gemiddeld, met name bij

Kornwerderzand. Daarnaast valt op dat er daar tussen begin april en eind juni 2017 geen zoetwaterafvoer plaatsvond.

Tijdens lage afvoer worden de dichtheidsgradiënten kleiner en de verticale menging groter. De zout-gedreven dichtheidsstroming aan de bodem, richting de spuilsuizen, wordt ook zwakker, waardoor het netto slibtransport richting de Afsluitdijk vermindert.



Figuur 2.14 Jaarlijkse afvoeren bij Den Oever en Kornwerderzand. Links de instantane afvoer voor de afzonderlijke locaties en rechts de totale afvoer van beide locaties cumulatief weergegeven. De zwarte lijn is de afvoer van 2017.

Voor langjarige gemiddelden is het effect van de 18.6-jarige getijcyclus (ofwel knopencyclus) van belang. In 2016 was er piek in deze cyclus, dus ook in 2017 (de gekozen simulatieperiode) liggen de gemiddelde waterstanden relatief hoog. De getijslag kan tot ongeveer 4% groter zijn dan in een gemiddeld jaar (Wang (Deltares), persoonlijke communicatie, 27 maart 2020). In de Waddenzee is het effect op laagwaterstanden over het algemeen groter dan het effect op hoogwaterstanden (Dillingh, 2013). Een verhoging van laagwaterstanden zou kunnen zorgen voor een versterkt effect van golven, al zijn andere factoren (zoals de fasering van stormen gedurende het getij (De Vet, et al., 2018)) vermoedelijk belangrijker. Daarnaast is het effect van deze 18.6-jarige getijcyclus vermoedelijk verwaarloosbaar ten opzichte van de nauwkeurigheid van het golfmodel (met de huidige schematisatie). Gezien de geringe amplitude van deze getijcomponent en de andere beschreven nuances, is het effect op de slibresultaten vermoedelijk klein.

Samenvattend kan worden gesteld dat het jaar 2017 een windklimaat had dat vergelijkbaar is met het langjarig gemiddelde over 2008 tot 2017. Er zijn subtiele verschillen, namelijk iets minder stormen en onder rustige condities een wind die wat vaker uit het westen kwam. Dit heeft mogelijk effect op de residuele stromingen. De zoetwaterafvoeren waren laag ten opzichte van de periode 2012-2016, wat effect heeft op de zout-gedreven dichtheidsstromingen. De 18.6-jarige getijdencyclus zorgt in 2017 voor een kleine verhoging van vooral de laagwaterstanden, met naar verwachting een marginaal groter effect van golfwerking tot gevolg.

2.2 Slibmodel

Het hydrodynamische model is online gekoppeld met DELWAQ en de slibprocessen worden berekend met het buffermodel, waarbij onderscheid wordt gemaakt tussen een makkelijk erodeerbare sliblaag (S1) op de bodem en een onderlaag (S2) die meestal zandig is (van Kessel et al, 2011). In bijlage B wordt toegelicht wat de online koppeling van DELWAQ met Delft3D-FM inhoudt en welke formuleringen worden gebruikt om de erosie en sedimentatie van de verschillende bodemlagen in het buffermodel uit te rekenen.

2.2.1 Initiële condities en randvoorwaarden

Het slibmodel wordt opgezet met twee slibfracties met verschillende valsnelheden maar gelijke erosie-eigenschappen. Deze worden in het volgende hoofdstuk nader toegelicht.

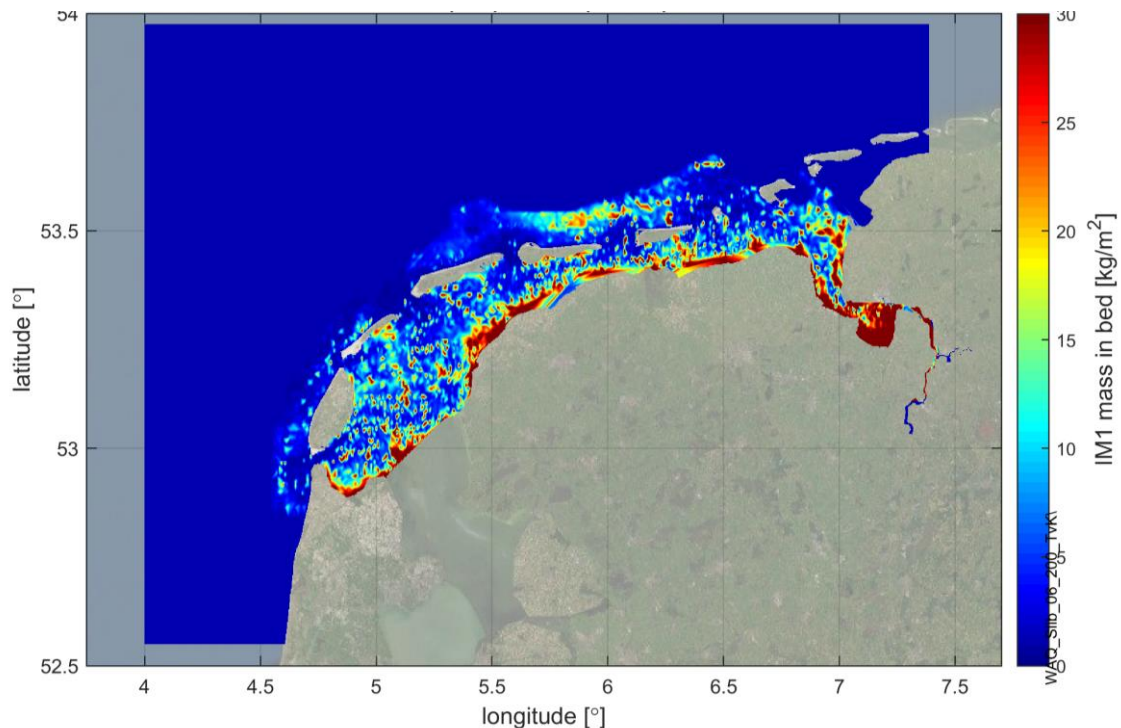
Op de open modelranden worden seizoens- en diepteafhankelijke slibconcentraties voorgeschreven. Hiermee wordt gepoogd de slibstroom langs de Nederlandse kust realistisch in het model te krijgen. Zowel de diepteafhankelijkheid van tijdsgemiddelde slibconcentraties als de seizoensvariatie zijn gebaseerd op de bevindingen van Herman et al. (2018) op basis van MWTL metingen op de Noordzee. De natuurlijke logaritme van de gemiddelde slibconcentratie bij een observatiepunt op de Noordzee blijkt namelijk goed te beschrijven als een lineaire functie van de natuurlijke logaritme van de waterdiepte bij dat observatiepunt. De seizoensvariatie wordt opgelegd op de open randen van het model door een sinusoïde rond de tijdsgemiddelde slibconcentratie voor te schrijven, waarbij de slibconcentratie in de winter ca. 2 keer zo hoog is als in de zomer.

Met de huidige randvoorwaarden is de totale netto slibstroom langs de Nederlandse kust ruim 10 miljoen ton per jaar, gelijk aan inschattingen uit de literatuur. Herman et al. (2018) beschrijft dat het residuele slibtransport langs de Nederlandse kust in de orde van 20 miljoen ton per jaar zal zijn.

De concentratie van de slibfracties in afvoeren van zoetwater bij spuisluizen en vanuit de Eems rivier is 10 mg l^{-1} per fractie. Omdat er twee slibfracties gebruikt worden is de totale concentratie van slib in afvoeren dus 20 mg l^{-1} . De waarde van de totale slibconcentratie in afvoeren (20 mg l^{-1}) is gebaseerd op meerjarige gemiddelden van slibconcentraties in het gespuide water volgens MWTL metingen. Er wordt aangenomen dat deze concentratie constant is in de tijd en dat deze dus niet varieert met de grootte van de afvoer, maar de hoeveelheid slib die het systeem wordt binnengebracht varieert dan dus wel met de afvoer. In totaal wordt er per jaar op deze manier ca. 0,3 miljoen ton slib het systeem ingebracht.

Een initiële slibverdeling in de bufferlaag (S2) is gebaseerd op het percentage slib in de bodem volgens de Sedimentatlas van de Waddenzee. Om het percentage slib in de bodem om te rekenen naar een aanwezige massa is aangenomen dat de dikte van de bufferlaag 10 cm is. Als er 100% slib in de bodem aanwezig is, levert dit een massa van 50 kg/m^2 uitgaande van een droge dichtheid van 500 kg/m^3 . De aanwezige massa in de bufferlaag wordt aangenomen voor 80% uit de grove slibfractie te bestaan (IM1) en voor 20% uit de fijne slibfractie (IM2), omdat door de lage valsnelheid de fijne fractie sneller uitwast. Door een ongelijke verdeling tussen IM1 en IM2 aan te nemen, wordt al dichterbij het uiteindelijke verwachte evenwicht gestart. In delen van het modeldomein waar de Sedimentatlas van de Waddenzee geen informatie geeft wordt initieel een kleine hoeveelheid slib in de bodem opgegeven, namelijk 1 kg m^{-2} voor elk van de twee slibfracties. De initiële slibverdeling is te zien in Figuur 2.15.

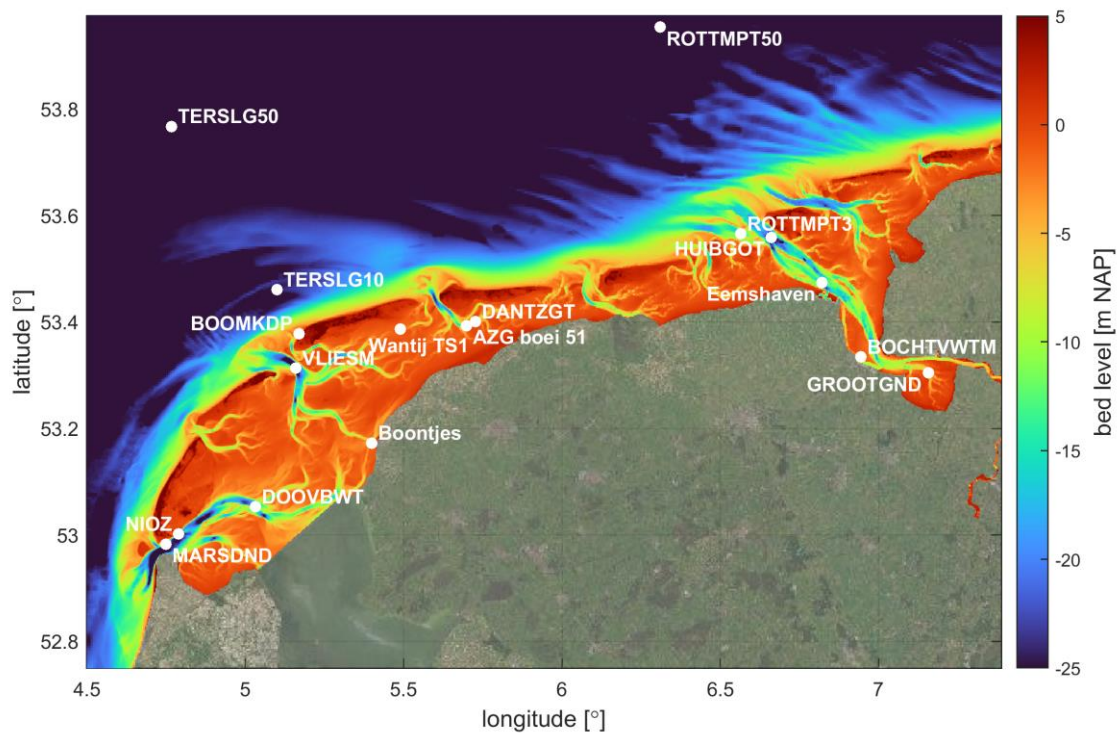
Aan het begin van de modelsimulaties is geen slib aanwezig in de bodemlaag S1 en in de waterkolom, omdat de massa in de waterkolom en de bodemlaag S1 in verhouding tot de onderlaag S2 klein is en deze zich relatief snel kan instellen. Vanaf de start van de simulatie vormen de modelranden, de spuidebieten en afvoeren en de bufferlaag (S2) een bron van slib.



Figuur 2.15 Initiële verdeling van de grove slibfractie in de bufferlaag (IM1S2) op basis van de Sedimentatlas van de Waddenzee. Voor de fijne fractie (IM2S2) zijn de patronen gelijk maar de hoeveelheden 4 keer lager.

2.2.2 Observatiepunten

Voor de kalibratie van het slibmodel wordt het model vergeleken met metingen op een groot aantal stations (Figuur 2.16). De MWTL (Monitoring Waterstaatkundige Toestand des Lands) stations verschaffen een laagfrequente, langjarige meetreeks. Van deze twaalf meetpunten die nog operationeel zijn in 2017, zijn er twee gelegen in het Waddenzee bekken (DANTZGT en DOOVBWT), twee in zeegaten (MARSDND en VLIESM), drie in het Eems estuarium (HUIBGOT, BOCHTVWTM en GROOTGND) en vijf op de Noordzee (BOOMKDP, TERSLG10, TERSLG50, ROTTMPT3 en ROTTMPT50). Om meer inzicht te krijgen in de SPM in de Waddenzee worden ook oude MWTL stations gebruikt. Daarnaast zijn er projectmetingen beschikbaar bij de Eemspaal en Boontjes. Op de punten Wantij TS1 en Amelander Zeegat boei 51 (AZG boei 51) wordt een vergelijking gemaakt tussen de gemodelleerde slibdynamiek in een geul en op een plaat tijdens stormcondities.



Figuur 2.16 Locaties van observatiepunten in het domein waar slibfracties in de bodem en saliniteit en concentraties in de waterkolom worden bekeken. De bodemhoogte in het model is aangegeven in kleur.

3 Kalibratie slibmodel

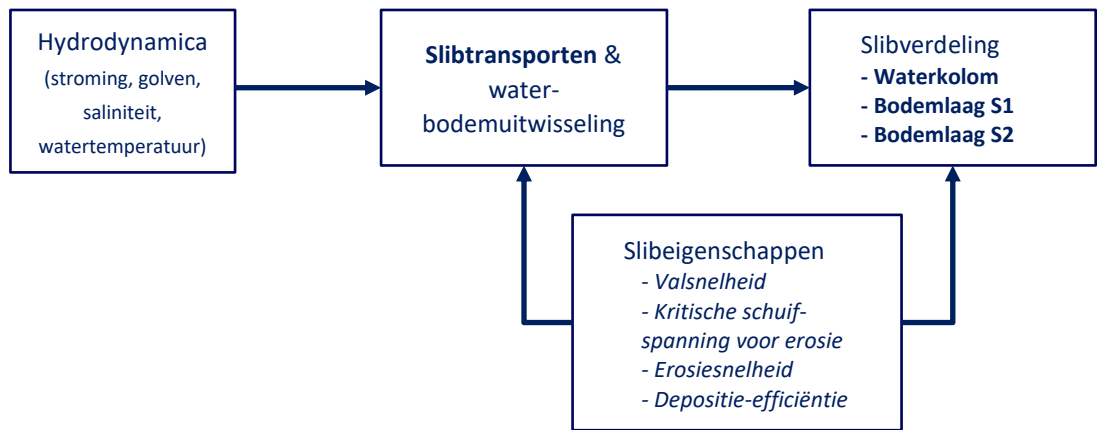
In dit hoofdstuk wordt de kalibratie van het slibmodel behandeld. Eerst worden de criteria beschreven waar het gekalibreerde slibmodel aan moet voldoen. Vervolgens worden de beschikbare knoppen om aan te draaien en beschikbare hulpmiddelen toegelicht. Op basis hiervan worden de meest toereikende instellingen bepaald voor het slibmodel, waarna de slibverdeling in de bodem, de slibbalans over de gehele Waddenzee en de slibconcentratie in afzonderlijke paragrafen worden besproken.

3.1 Criteria

Tijdens de kalibratie van het slibmodel worden slibeigenschappen aangepast totdat er voldaan is aan de kalibratiecriteria (Tabel 3.1). Het lastige hierbij is dat een slibeigenschap niet alleen het criterium beïnvloed waarbij het genoemd is (waar het het *grootste* effect heeft), maar ook invloed heeft op de andere criteria. Bijvoorbeeld de valsnelheid bepaalt de sedimentconcentratie (SPM), maar ook de netto slibbalans (import) en de ruimtelijke verdeling van slib in de bodem. De afhankelijkheden zijn met pijlen weergegeven in Figuur 3.1. Met de juiste instellingen van het slibmodel en na voldoende doorrekening is er min of meer sprake van een dynamisch evenwicht; op tijdschalen groter dan de gemiddelde verblijftijd zijn de erosieflux en de depositieflux van de twee bodemlagen dan in balans. Dit betekent dat de slibverdeling in de waterkolom en de bodemlagen en de residuele slibtransporten zijn ingespeeld.

Tabel 3.1 Criteria voor de kalibratie van het slibmodel en bijbehorende slibeigenschap waarmee de grootheden behorende bij dit criterium in het model kunnen worden beïnvloed. Locatie van meetstations zijn weergegeven in Figuur 2.16.

Parameter	Criterium	Slibeigenschap die het meest sturend is
Gemiddelde slibconcentratie in de waterkolom	Jaargemiddeld SPM moet overeenkomen met jaargemiddelde uit MWTL metingen	Valsnelheid
Ruimtelijke variatie van de slibconcentratie in de waterkolom	Ruimtelijke variatie van jaargemiddeld SPM moet overeenkomen met variatie over MWTL stations	Valsnelheid
Seizoensvariatie van de slibconcentratie in de waterkolom	Seizoensvariatie van SPM moet overeenkomen met seizoensvariatie van MWTL stations; loggetransformeerde variatie binnen een factor 2 op alle stations	Kritische schuifspanning voor erosie van bodemlaag S2
Intra-getijvariatie van de slibconcentratie in de waterkolom	Mate van variatie en getijasymmetrie moet overeenkomen met meting bij Eemshaven en Boontjes	Erosiesnelheid van bodemlaag S1, depositie-efficiëntie
Verticale verdeling van slibconcentratie in de waterkolom	Moet overeenkomen met meting bij Boontjes	Valsnelheid, depositie-efficiëntie
Invloed van stormen en kalme periodes	Tijdens kalme periodes 'ademt' de S1 laag met het getij, tijdens stormen wordt er slib gemobiliseerd uit S2	Verhouding α tussen sedimentatieflux naar bodemlagen S1 en S2
Slibbalans over de Waddenzee (netto sedimentatie)	De Waddenzee moet netto enkele miljoenen ton slib importeren	Kritische schuifspanning voor erosie van bodemlaag S1
Bodemsamenstelling (slibfractie)	Bodemsamenstelling moet overeenkomen met de sedimentatlas.	Erosiesnelheid van bodemlaag S2



Figuur 3.1 Schematische weergave van de kalibratie van het slibmodel, waarbij de slibeigenschappen (schuingedrukt) worden aangepast zodat de slibtransporten en de slibverdeling (dikgedrukt) de werkelijke slibdynamiek goed reproduceren.

Voor de kalibratie zijn de volgende metingen beschikbaar:

- Periodiek (tweewekelijks tot maandelijks) gemeten concentraties Zwevende Stof (SPM) bij observatiepunten in het MWTL meetnet in de Waddenzee en in de Noordzee. Deze geven inzicht in de (langjarige) gemiddelde slibconcentratie, de ruimtelijke variatie in slibconcentratie en de seizoensvariatie. Voor de seizoensvariatie is in Herman et al. (2018) de MWTL data gelogtransformeerd en gemiddeld per maand. De seizoensvariatie van de SPM valt dan voor alle stations binnen een factor 2 ten opzichte van het gemiddelde. Deze analyse is voor het model ook gemaakt.
- Tijdseries van de gemeten concentraties SPM bij Eemshaven en tijdseries van de troebelheid bij Boontjes (locaties in Figuur 2.16). Deze geven inzicht in de intra-getijvariatie, getijasymmetrie, het effect van stormen en de Boontjes ook in verticale verdeling van slib over de waterkolom.
- Ruimtelijke patronen van slib in de bodem. Hierbij wordt de Sedimentatlas van de Waddenzee als referentie gebruikt. Dit is ook de initiële conditie, wat betekent dat tijdens het inspelen van het model de uiteindelijke verdeling van het slib niet teveel mag afwijken van de initiële conditie (niet teveel 'opeten' van bodemslib).

Voor de overige parameters en criteria (dikte en variatie van de S1 en S2 lagen, netto sedimentatie) wordt gekalibreerd op basis van expert judgement. Het model is 4 jaar doorgerekend voordat dynamisch evenwicht is bereikt.

3.2 Versimpelde 1DV methode

Vanwege de rekentijd van het model (ca. 4 dagen voor een jaar op 5x4 processoren) en de simulatietijd die nodig is om een dynamisch evenwicht te bekijken (ca. 3-4 jaar), wordt voor de gevoeligheid van bepaalde parameters een eerste inschatting gemaakt met een versimpelde 1DV methode. Deze aanpak geeft direct inzicht in het eerste orde-effect van de sedimentinstellingen op het evenwicht tussen sedimentatie en erosie (d.w.z. verticale uitwisseling), maar missen belangrijke horizontale processen zoals advectie, diffusie en ruimtelijk variërende waarden.

Ook in deze 1DV methode is uitgegaan van het bufferlagenmodel en de bijbehorende processen voor de verticale uitwisseling tussen de waterkolom en de bodem. Om een eerste inschatting te krijgen van de geschikte instellingen voor dynamisch evenwicht wordt deze verticale uitwisseling benaderd voor een representatief punt. Daarbij is in eerste instantie niet gekeken naar horizontale uitwisseling (gestuurd door advectie-diffusie), maar is een evenwichtsconcentratie aangenomen voor de aanvoer van sediment. Zo kan de totale massabalans van sediment in een roosterpunt in

eerste instantie worden bepaald. Daarnaast is deze aanpak toegepast op het volledige modeldomein om ook inzicht te verkrijgen in de ruimtelijke patronen.

In bijlage C worden de balansvergelijkingen gegeven die opgelost worden in deze 1DV methode. Het resultaat geeft de verdeling van sediment tussen de waterkolom en bodemlagen S1 en S2, op basis van de gekozen evenwichtsconcentratie en laagdikte van bodemlaag S2 (0.10 m).

Deze 1DV methode is gebruikt voor de kalibratie van verschillende sedimentparameters, waarna de gekozen instellingen zijn toegepast in het Delft3D-FM Water Quality model. De sedimentparameters die zijn meegenomen voor de kalibratie zijn:

- de valsnelheid;
- de kritische schuifspanning voor erosie van bodemlagen S1 en S2;
- de erosiesnelheid van bodemlagen S1 en S2.

Op basis van Tabel 3.1 kan per kalibratiecriterium worden bepaald welke slibeigenschap het meest sturend is. De uiteindelijke modelkalibratie is het resultaat van snelle analyses van de 1DV tool en simulaties met het volledige Waddenmodel (DWSM), zie Tabel 3.2. Om het effect van stormen in SPM te verminderen is tijdens de kalibratie de kritische schuifspanning voor erosie van bodemlaag S2 is verlaagd van 1.0 N/m² naar 0.8 N/m². De intra-getijvariatie van de slibconcentratie is met behulp van continuumetingen bij Eemshaven en Boontjes verbeterd door tijdens de kalibratie de erosiesnelheid van bodemlaag S1 met een factor 5 te verhogen (parameters M_0 en M_1) en de depositie-efficiëntie te verhogen van 0,1 naar 0,25, zodat er meer uitwisseling tussen de bodem en de waterkolom plaatsvindt. Ook de verticale verdeling van slibconcentratie in de waterkolom is verbeterd met deze verhoging van de depositie-efficiëntie. De erosiesnelheid van bodemlaag S2 is met een factor 2.5 verhoogd (parameter M_2) om de verhoogde depositie-efficiëntie te balanceren.

Met deze aanpassingen kwamen ook de langjarig gemiddelde en ruimtelijke variatie van slibconcentratie goed overeen met MWTL metingen, waardoor de valsnelheid niet hoefde te worden aangepast.

3.3 Resultaten

Op basis van de kalibratiesimulaties zijn de meest geschikte parameterinstellingen gekozen voor de slibeigenschappen. De modelsimulatie met deze instellingen (zie Tabel 3.2) wordt in dit hoofdstuk besproken. De gepresenteerde resultaten volgen uit een simulatie die in dynamisch evenwicht is. Of het model dynamisch evenwicht heeft bereikt wordt bepaald op basis van tijdseries en ruimtelijke verdeling van slib in de bodemlagen (vertonen deze nog trends op plekken waar we dit niet verwachten) en de transporten door de zeegaten. Dit wordt getoond en toegelicht in paragrafen 3.3.7 en 3.3.8. Uiteindelijk is dynamisch evenwicht bereikt nadat de betreffende simulatie 3x is doorgestart.

Tabel 3.2 Instellingen van de erosie- en sedimentatieparameters van het slibmodel na kalibratie. De modelsimulatie met deze instellingen wordt in het vervolg van de kalibratie gebruikt als uitgangspunt.

Slibeigenschap	Fractie 1 (IM1)	Fractie 2 (IM2)
Valsnelheid [mm s ⁻¹]	1,5	0,4
Depositie-efficiëntie [-]	0,25	
Percentage van sedimentatie-flux naar bodemlaag S2 [-]	0,05	
Kritische schuifspanning voor erosie uit bodemlaag S1 [Pa]	0,10	
0 ^e orde erosiesnelheid van bodemlaag S1 [kg m ⁻² s ⁻¹]	6,9*10 ⁻⁵	
1 ^e orde erosiesnelheid van bodemlaag S1 [s ⁻¹]	5,8*10 ⁻⁶	
Kritische schuifspanning voor erosie uit bodemlaag S2 [Pa]	0,80	
Erosiesnelheid van bodemlaag S2 [kg m ⁻² s ⁻¹]	1,5 * 10 ⁻⁴	
Dikte van bodemlaag S2 [m]	0,10	

3.3.1 Jaargemiddelde SPM

Bij twaalf MWTL meetpunten kunnen berekende sedimentconcentraties aan de wateroppervlakte direct vergeleken worden met gemeten concentraties zwevende stof (SPM) voor het jaar 2017 (Figuur 3.2 en Tabel 3.3). Omdat het aantal 'actieve' MWTL stations in de Waddenzee zeer beperkt is, wordt ook een vergelijking gemaakt met het langjarig gemiddelde van 'oude' stations die in 2017 niet meer bemeten zijn (Figuur 3.3). Voor de 'actieve' stations kan vervolgens nog worden bekeken in hoeverre het langjarig gemiddelde afwijkt van het gemiddelde voor 2017. Omdat er per station minder dan 20 metingen beschikbaar zijn, kan er gemakkelijk een verschil ontstaan tussen het jaargemiddelde van 2017 en het langjarig gemiddelde. Bij stations VLIESM is dit verschil bijvoorbeeld al een factor 2 (Tabel 3.3). Het jaargemiddelde SPM van het model moet overeenkomen met het gemiddelde van 2017 en/of het langjarig gemiddelde van de metingen.

Figuur 3.3 toont de jaargemiddelde concentratie SPM aan de oppervlakte ter plaatse van de MWTL stations uit modelberekeningen (blauw), langjarig gemiddelde MWTL meting (zwart, over de aangegeven jaren) en jaargemiddelde MWTL over 2017 (rood). Tabel 3.3 toont voor zowel 2017 als de periode 1989²-2017 het aantal metingen, het gemiddelde SPM en de standaarddeviatie van het SPM. Daaruit blijkt dat de gemeten concentraties in 2017 gemiddeld lager zijn dan het meerjarig gemiddelde, behalve bij station GROOTGND in de Dollard.

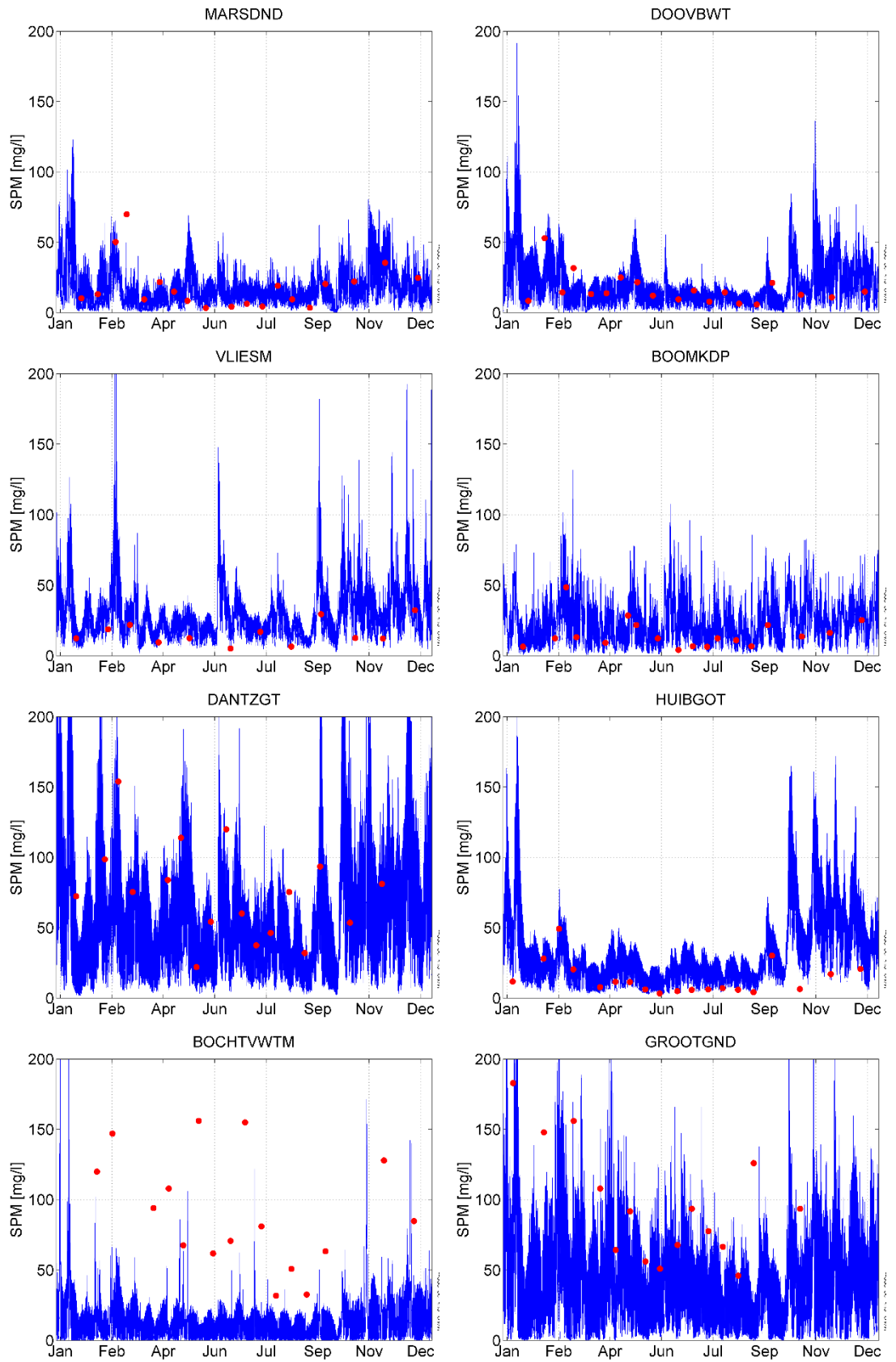
Op de meeste stations wordt het gemiddeld SPM goed gereproduceerd. De berekende tijdseries (Figuur 3.2) laten duidelijk de grote intragetijvariatie van het SPM zien en de hogere SPM in de winter. De metingen vallen voor de meeste stations in de gemodelleerde variatie. Bij DOOVBWT en MARSDND wordt de gemiddelde sedimentconcentratie gemeten in 2017 met deze modelinstellingen benaderd. Bij VLIESM liggen de modelresultaten boven de gemeten sedimentconcentratie van 2017, maar wel zeer goed in lijn met het langjarig gemiddelde. Bij DANTZGT wordt het SPM iets onderschat, maar valt het nog wel binnen de bandbreedte van de intragetijvariatie, laat Figuur 3.2 zien. Op de Noordzee wordt het SPM bij TERSLG10, TERSLG50 en ROTTMPT50 onderschat, maar komt het wel beter overeen met het langjarig gemiddelde. Voor een deel kan dit ook het gevolg zijn van een onderschatting van de golfwerking op de Noordzee: als de windsnelheid laag is worden de golven heel laag omdat er geen golfpropagatie en dus geen deining is. Desalniettemin voorspelt het model nog binnen een factor 2.

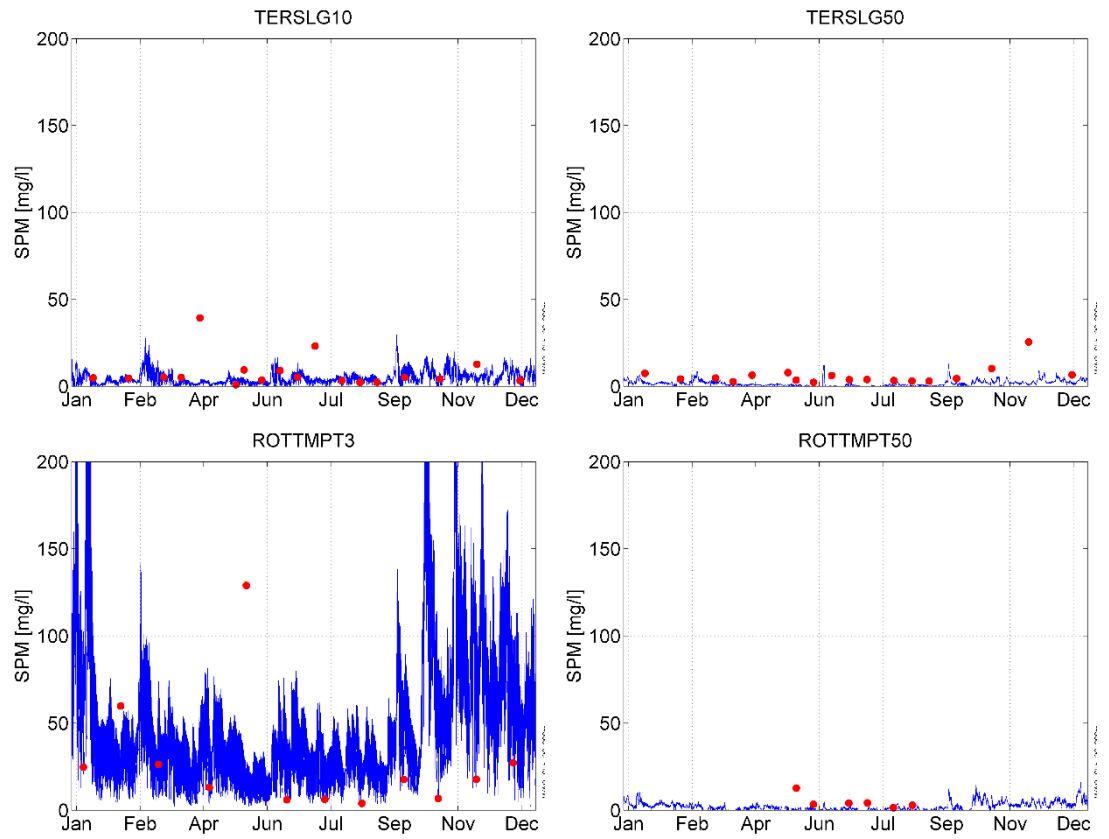
² In deze tabel is 1989 als startjaar gekozen, omdat de metingen vanaf dat moment consistent zijn. Echter, om op meer verschillende locaties inzicht te krijgen in het SPM gehalte, is in Figuur 3.3 de gehele dataset van metingen gebruikt.

Alleen de stations HOLWD (uitsluitend te vergelijken met metingen in de periode 1973-1975, zie Figuur 3.3) en de stations in het Eems estuarium (HUIBGOT, BOCHTVWTM en GROOTGND) laten geen goede resultaten zien. Bij Holwerd treden hele hoge sedimentconcentraties op, en zowel de horizontale als verticale modelresolutie is waarschijnlijk niet toereikend. Ook worden bepaalde processen, zoals de sediment-gedreven dichtheidskoppeling en flocculatie, niet meegenomen in het model. Ook in het Eems estuarium en de Eems rivier is de resolutie te laag, zeker bij BOCHTVWTM, een station dat in een zeer smalle geul ligt.

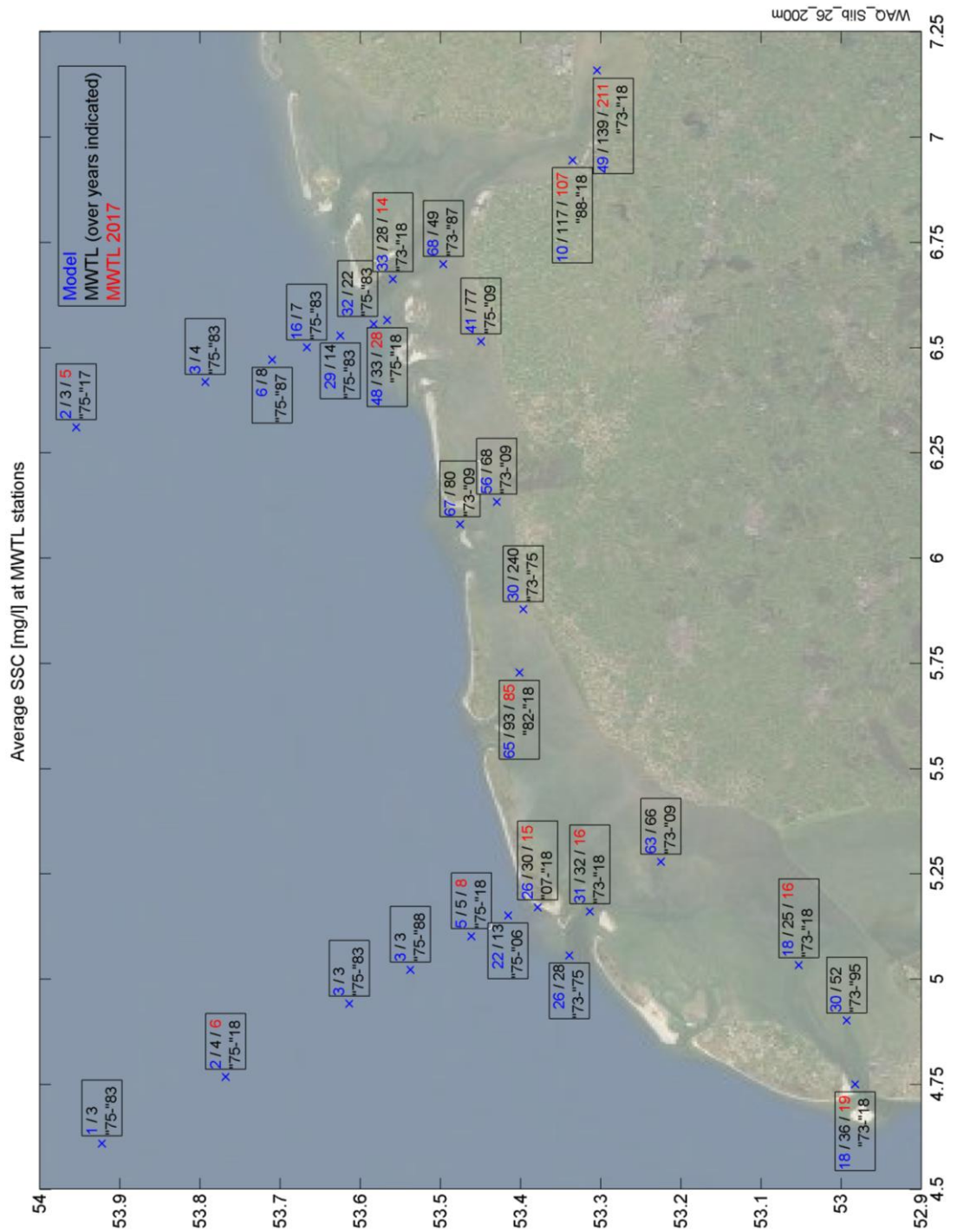
Tabel 3.3 Statistieken van gemeten en gesimuleerde SPM waarden bij MWTL meetpunten in de Waddenzee, met N het aantal metingen, μ de gemiddelde concentratie en σ de standaarddeviatie van de concentratie. De instellingen van de gebruikte modelsimulatie zijn opgenomen in Tabel 3.2.

Meetpunt	SPM in MWTL 2017		SPM in MWTL 1989 tot 2017		SPM in modelresultaten (N=52.560)
	N	μ (mg/l)	N	μ (mg/l)	μ (mg/l)
BOCHTVWTM	18	106.7	471	116.6	9.9
BOOMKDP	18	15.4	188	29.3	26.0
DANTZGT	18	84.8	671	97.7	64.7
DOOVBWT	19	16.5	517	22.7	17.9
GROOTGND	19	211.0	526	147.0	49.0
HUIBGOT	19	13.6	526	15.6	32.6
MARSDND	19	18.5	524	27.4	17.9
ROTTMPT3	12	28.2	225	25.0	48.0
ROTTMPT50	6	4.8	172	3.5	2.2
TERSLG10	18	8.0	434	5.1	4.6
TERSLG50	18	6.1	331	5.0	1.6
VLIESM	12	15.8	338	26.7	31.1





Figuur 3.2 Tijdsreeën van de gemodelleerde slibconcentratie bovenin de waterkolom (blauwe lijn) en gemeten waarden (rode markers) op de twaalf MWTL meetpunten in 2017.

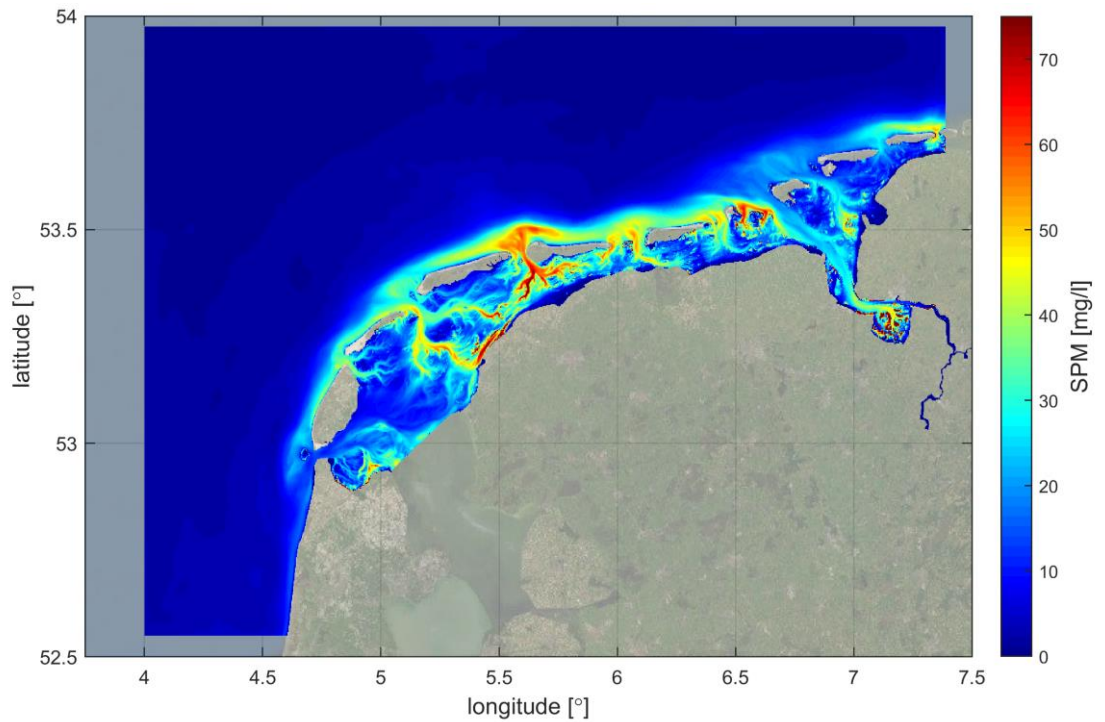


Figuur 3.3 Vergelijking tussen jaargemiddelde concentratie SPM [mg/l] aan de oppervlakte ter plaatse van de MWTL stations uit modelberekeningen (blauw), langjarig gemiddelde MWTL meting (zwart, over de aangegeven jaren) en jaargemiddelde MWTL meting van 2017 (rood).

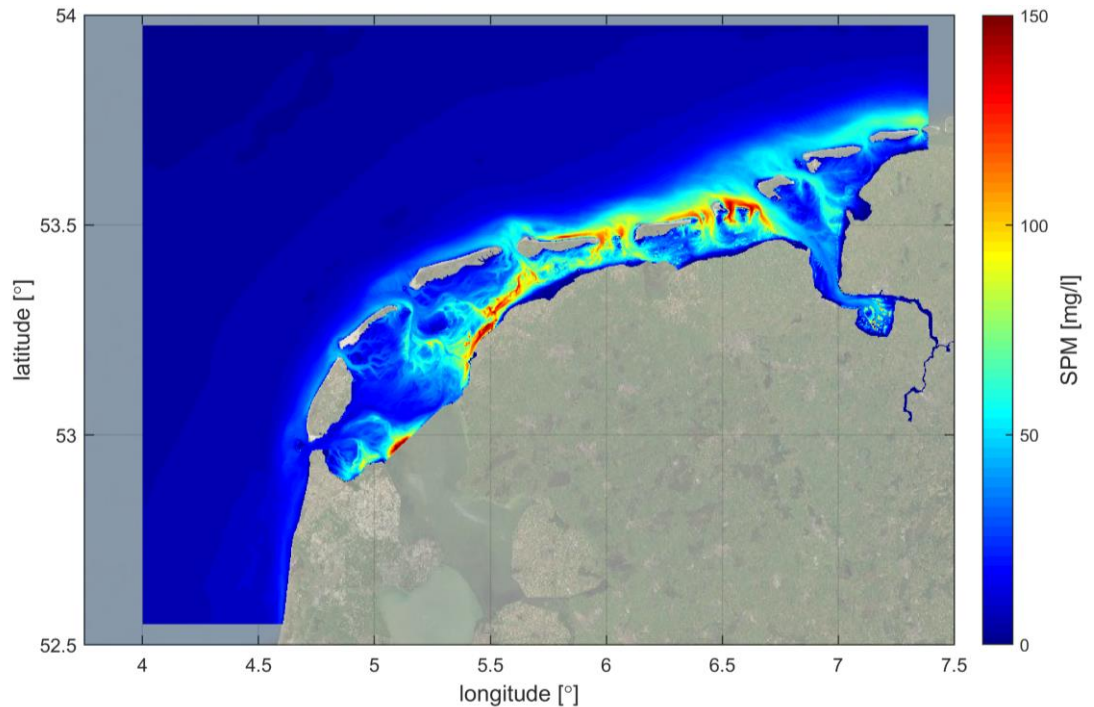
3.3.2 Ruimtelijke verdeling SPM

Figuur 3.3 laat zien dat de SPM op de meeste stations redelijk wordt gereproduceerd, met uitzondering van de stations nabij Holwerd en in het Eems estuarium. Er is geen onder- of overschatting over het gehele modeldomein. Ook op de Noordzee komen de gemiddelde SPM gehalten redelijk overeen, zoals beschreven in de vorige paragraaf. Ruimtelijke velden van tijdsgemiddelde SPM concentraties in juni en in oktober zijn opgenomen in respectievelijk Figuur 3.4 en Figuur 3.5. Het verschil tussen de tijdsgemiddelde SPM concentraties in juni en oktober wordt

veroorzaakt door verschil in wind- en golfcondities, zoals ook de tijdreeksen in Figuur 3.2 laten zien dat er een verschil is tussen het SPM gehalte in zomer en najaar. Daarnaast valt het op dat in juni de hoge SPM gehalten zich vooral voordoen in de geulen. Er is door kalme condities weinig resuspensie van slib vanaf de platen en de resuspensie wordt vooral gestuurd door de stroming. In oktober zijn er wel hogere SPM gehalten boven de platen. Verder laten de figuren duidelijk hogere SPM gehalten in de oostelijke bekkens zien en lagere SPM gehalten in de westelijke bekkens. Ook boven het Balgzand en bij Zwarte Haan zijn hoge SPM gehalten zichtbaar. Boven het wantij achter Schiermonnikoog en Rotummerplaat zijn geen hoge SPM gehalten aanwezig. Dit is waarschijnlijk het gevolg van beperkte resolutie, waardoor geulen niet goed in het model zitten en er te weinig sediment naar deze ondiepe gebieden transporteert (te weinig advection). De vastelandskwelders laten lage SPM gehalten zien omdat deze gebieden zo hoog liggen dat ze bijna nooit nat zijn.



Figuur 3.4 Berekende maandgemiddelde concentratie SPM in juni 2017 aan de oppervlakte in [mg/l].



Figuur 3.5 Berekende maandgemiddelde concentratie SPM in oktober 2017 aan de oppervlakte in [mg/l].

3.3.3 Seizoensvariatie SPM

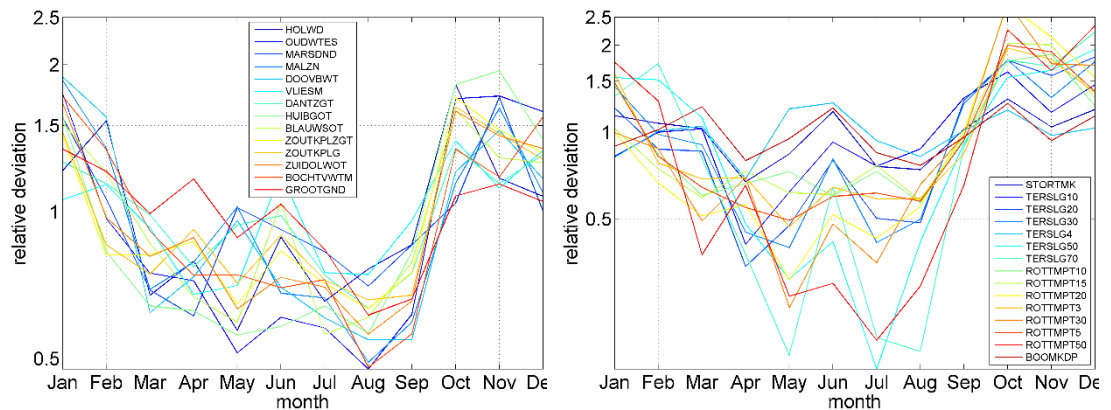
In de beschrijving van het conceptueel model (Herman et al., 2018) is de seizoensvariatie van slibconcentraties onderzocht. In de MWTL zwevende stof metingen zit een duidelijke seizoensvariatie, die opmerkelijk genoeg op alle meetstations met ongeveer dezelfde factor variëren: tussen 0,5 tot 2x de jaargemiddelde waarde.

De seizoensvariatie in modelresultaten wordt hier op een vergelijkbare manier uitgewerkt als in Herman et al. (2018). In Herman et al. (2018) is het gemiddelde per maand gebaseerd op metingen vanaf 1989 (1 tot 2 metingen per maand in elk jaar). Als we ons bij het verwerken van de modelresultaten ook zouden beperken tot ~2 meetpunten per maand voor 1 jaar dan zien we de seizoensvariatie minder goed terug, omdat we dan middelen over maar een enkel punt (en de intragetijvariatie groot is). Daarom worden maandelijkse gemiddelden bepaald voor het model bepaald op de gehele tijdreeks (elke 10 minuten een datapunt). Recente analyse van metingen bij de meetpaal Eemshaven laten zien dat dezelfde factor in seizoensvariatie wordt gevonden in deze meetreeks als in de langjarige MWTL metingen. De gekozen analyse van de modelresultaten (gebruik hoogfrequente i.p.v. laagfrequente modeluitvoer) zou daarom representatief moeten zijn.

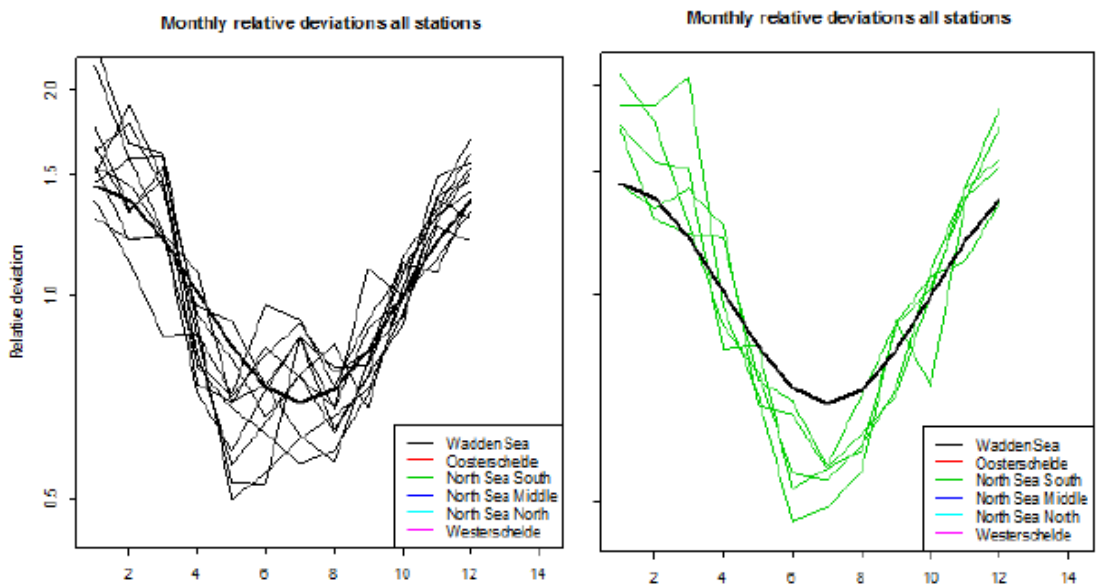
Figuur 3.6 toont de seizoensvariatie in het model. De variatie zoals beschreven door Herman et al. (2018), waarbij de relatieve afwijking van de tijdsgemiddelde sedimentconcentraties afneemt tot ~0.5 in de zomer en toeneemt tot ~2 in de winter (zie Figuur 3.7), is goed terug te zien in de modelresultaten voor de Waddenzee. Wel treedt in het najaar (september) een snelle stijging van het SPM op, die in de metingen meerdere maanden in beslag neemt. In het voorjaar lijkt het SPM in de observaties ook sneller af te nemen dan in het model. De observaties gebaseerd zijn op maandelijkse tot tweewekelijkse metingen en een langjarig gemiddelde, terwijl het model bepaald wordt door de condities (golven, meteorologie, zoetwaterafvoer) van het betreffende jaar (2017). In 2017 trad er in september bijvoorbeeld een flinke storm op, met hoge SPM tot gevolg. Verschillen tussen metingen en model kunnen dus deels daarvoor verklaard worden, maar er kan ook een andere fysische oorzaak zijn. Mogelijk kan het slib in het model na de zomer te makkelijk eroderen, en wordt het in het voorjaar langzamer vastgelegd, omdat biologische of consolidatie-effecten in het model niet zijn meegenomen (microfytobenthos, flocculatie door algengroei). Een deel van de

biologische effecten (vastleggen van slib door microfytobenthos) wordt in het vervolg van dit project nog nader onderzocht. De seizoensvariatie wordt zowel overschat als onderschat op de Noordzee door een grotere spreiding in berekende SPM gehalten in de zomerperiode. Het model wordt aangestuurd met randvoorwaarden waar de seizoensvariatie met de genoemde factor inzit. Waarschijnlijk wordt lage SPM veroorzaakt door te weinig opwoeling door golven, als gevolg van de afwezigheid van golfpropagatie. De SPM bij de Terschelling stations zijn juist hoger in de zomer. Ook heeft er in juni nog een storm plaatsgevonden, met hoge maangemiddelde SPM tot gevolg.

Merk op dat een eventuele biologische component (zoals vastleggen van slib door microfytobenthos in de zomer) die ook van invloed kan zijn op de seizoensvariatie nog ontbreekt in de modelsimulaties.



Figuur 3.6 Maandgemiddelde slibconcentratie bovenin de waterkolom in 2017 in de modelsimulatie op punten waar ook MWTL metingen worden uitgevoerd. Links de locaties in de Waddenzee en rechts de locaties in de Noordzee

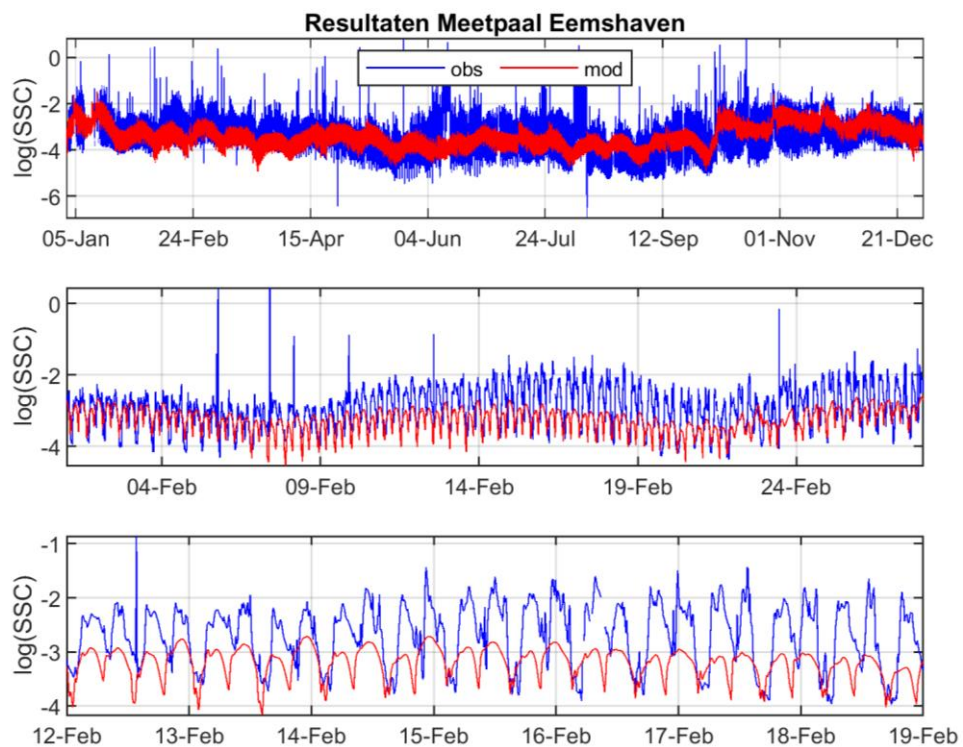


Figuur 3.7 Gemiddelde relatieve afwijking van het lange termijn gemiddelde in SPM per maand op basis van MWTL-metingen sinds 1989 in de Waddenzee (links) en in de Zuidelijke Noordzee (rechts). Figuur overgenomen uit Herman et al. (2018).

3.3.4 Intra-getijvariatie SPM

Naast de MWTL metingen is er SPM gemeten bij Eemshaven (meetpaal Eemshaven in 2017) en troebelheid bij Boontjes (in 2012). Hoewel voor de 2012 metingen een directe vergelijking niet mogelijk is, geven de metingen wel inzicht in de intragetijvariatie en de springtij-doodtij cyclus die niet worden gevangen in de MWTL metingen en de variatie over de waterkolom (zie volgende paragraaf).

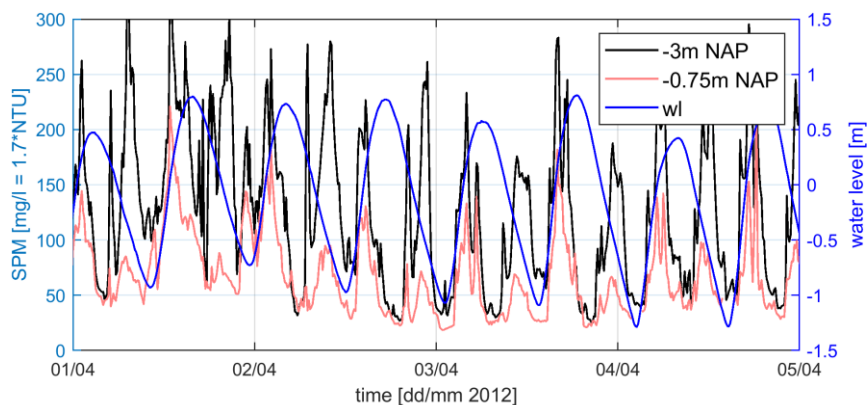
De metingen bij de meetpaal Eemshaven³ zijn gelogtransformeerd om uitschieters in de data minder dominant in de tijdseries naar voren te laten komen (Figuur 3.8). Uit deze directe vergelijking blijkt dat de intragetijvariatie in het model veel kleiner is dan in de metingen. Het seizoenspatroon is zowel in de meting als het model te herkennen. Ook is er in de metingen een verhoging van SPM in de zomer te zien, na een verlaging die aan het einde van het voorjaar was ingezet, die ook in lichte mate door het model wordt gevolgd. De springtij-doodtij cyclus komt zowel in de metingen als in het model naar voren (bovenste en middelste figuur). De onderste figuur toont dat de fasering van het getij goed overeen komt. Ook de getijasymmetrie lijkt goed overeen te komen: de pieken in SPM zijn voor eb en vloed gelijk, zowel in meting als model en ook de ongelijkheid in kenteringsduur komt overeen. Alleen de mate van fluctuatie wordt met een ongeveer factor 2 onderschat. Dit is onder andere het gevolg van de beperking in depositie-efficiëntie, waardoor de SPM gehalten tijdens kentering hoger blijven en de fluctuatie kleiner wordt in combinatie met een te laag getijgemiddeld SPM gehalte.



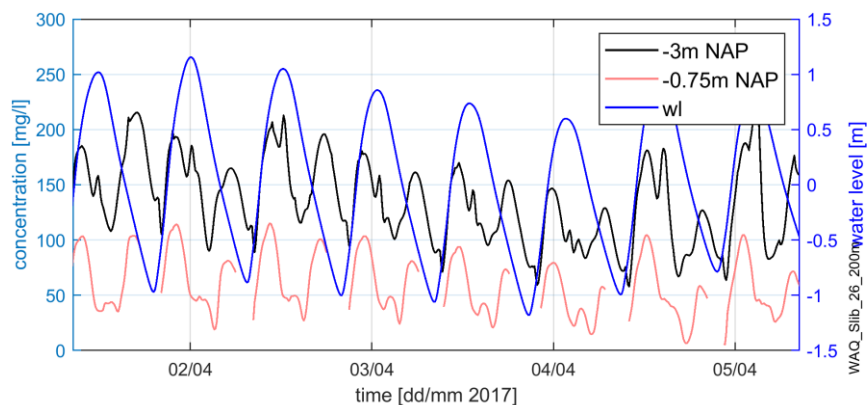
Figuur 3.8 Gelogtransformeerde SPM gehalten voor meting (blauw) en model (rood) bij de meetpaal Eemshaven. De panelen tonen dezelfde resultaten op verschillende tijdschalen: het bovenste paneel toont het gehele jaar, het middelste paneel toont een de maand februari en het onderste paneel een zoom naar een week in februari.

³ De gemeten vertroebeling is vermenigvuldigd met een factor 1,7, dat is de kalibratiefactor met het slibdeel van de watersamples. Bij de MWTL metingen wordt de conversie van vertroebeling naar zwevend stof concentratie gedaan met de massa van alle deeltjes (inclusief algen en zand). Bij de MWTL metingen, die genomen zijn in het bovenste deel van de waterkolom, is de zandfractie zeer klein. Ook het aandeel algen in het totale watermonster is in de Waddenzee klein. Daarom kunnen beide metingen gebruikt worden om het model mee te kalibreren.

Bij de Boontjes is in 2012 de vertroebeling gemeten (Figuur 3.9). Helaas is de omrekening van vertroebeling naar sedimentconcentraties destijds mislukt. Voor een eerste inschatting kan een conversiefactor van 1,7 worden gebruikt. Dan kunnen de metingen nog inzicht verschaffen in de intragetijvariatie, door op specifieke karakteristieke aspecten van de tijdseries te focussen in plaats van een directe vergelijking. In Figuur 3.9 en Figuur 3.10 worden de gemeten en berekende SPM gehalten/vertroebeling geplot en is ook de waterstand zichtbaar, zodat een vergelijking per getijfase kan worden gemaakt. De metingen laten zien dat er bij de bodem geen eb- of vloeddominantie in de vertroebelingspieken zit, bij de oppervlakte lijkt de vloedpiek hoger. Dit kan het gevolg zijn van grotere verticale menging tijdens vloed. Het model laat zowel bij de bodem als de wateroppervlakte ook lichte vloedasymmetrie zien. Bij verhoging van de kritische bodemschuifspanning voor erosie voor de bodemlaag S1 van 0,1 naar 0,2 Pa werden de modelresultaten hier sterk vloeddominant. Vandaar dat de kritische bodemschuifspanning is gehandhaafd op 0,1 Pa. De asymmetrie in kenteringsduur komt uit de metingen niet sterk naar voren, en ook het model laat dit niet zien. In de volgende paragraaf focussen we op de verticale verdeling van SPM, ook op basis van de Boontjes data.



Figuur 3.9 Gemeten troebelheid bij Boontjes (in mg/l op basis van een conversiefactor van 1,7) begin april 2012 op NAP -3.0 m (in zwart) en op NAP -0.75 m (in grijs).



Figuur 3.10 Berekende slibconcentraties bij Boontjes (in mg/l) begin april 2017 bij de bodem (in zwart) en bij het wateroppervlak (in grijs).

3.3.5 Verticale verdeling SPM

Als we de metingen bij de Boontjes beschouwen met betrekking tot de verticale verdeling van SPM, dan zien we dat tijdens kentering, vlak na hoogwater en vlak na laagwater, de sedimentconcentraties uitzakken en bij de bodem en de oppervlakte ongeveer gelijke concentraties worden gemeten. In het model is er altijd een offset tussen de bodem en oppervlaktelagen, die vooral lijkt te worden veroorzaakt doordat de SPM tijdens kentering bij de bodem te hoog blijft. Enerzijds kan dit erop wijzen dat de valsnelheid in het model te hoog is, anderzijds dat de depositie-

efficiëntie te laag is, waardoor teveel sediment in de waterkolom blijft hangen. Voor een depositie-efficiëntie kleiner dan 1, wordt een deel van het sediment in de onderste waterlaag vastgehouden in plaats van afgezet op de bodem. De sedimentconcentraties in de onderste waterlaag neemt hierdoor sterk toe, en door menging zal ook de concentratie in de daarboven gelegen waterlagen kunnen toenemen. In werkelijkheid is de sedimentconcentratie bij de bodem mogelijk ook verhoogd, maar deze 'laag' met hoge concentratie kan deze zich onder de onderste sensor bevinden. Dit bemoeilijkt de vergelijking tussen meting en model nabij de bodem, want de sedimentconcentratie is sterk afhankelijk van rekenlaagdikte (model) en sensorhoogte boven de bodem (meting).

Door het verhogen van de depositie-efficiëntie komen de berekende sedimentconcentraties bij de oppervlakte en bij de bodem voor bepaalde fases van het getij (kentering) dichter bij elkaar te liggen. Het nadeel hiervan is dat het gemiddelde SPM-gehalte in het model te laag kan worden. Door de valsnelheid te verlagen zal het SPM bij de oppervlakte ook hoger worden, wat niet gewenst is. Daarnaast zal de ruimtelijke verdeling van het slib veranderen, wat met de huidige instellingen nu een goed resultaat geeft.

De kalibratie van de hoogfrequente dynamiek (intragetijvariatie) en de verticale verdeling van de sedimentconcentratie is gebaseerd op slechts twee meetpunten, waarvan één in het Eems estuarium waar het model niet goed presteert. Het andere punt ('Boontjes') betreft metingen in een ander jaar dan waarvoor het model is gedraaid en is eveneens het enige punt waar op twee verschillende hoogtes in de waterkolom is gemeten. Dit meetpunt wordt beïnvloed door de zoetwaterspui vanaf het IJsselmeer en is daarmee niet representatief voor de gehele Nederlandse Waddenzee. Nieuwe metingen zullen daarom belangrijk zijn voor verdere verbetering van de modellering van de slibdynamiek in het Waddengebied.

3.3.6 Gedrag bodemlagen onder kalme en stormcondities

In Figuur 3.11 zijn tijdseries opgenomen van modelresultaten op een diep punt in een geul (NAP - 12,8 m) en een ondiep punt op het wantij (NAP -1,3 m) in september 2017. Beide punten liggen ver in het bekken (Figuur 2.16). Hoewel er geen metingen zijn om deze tijdseries mee te vergelijken, kijken we of het gewenste gedrag van de bodemlaag S1 en bufferlaag S2 wordt vertoond.

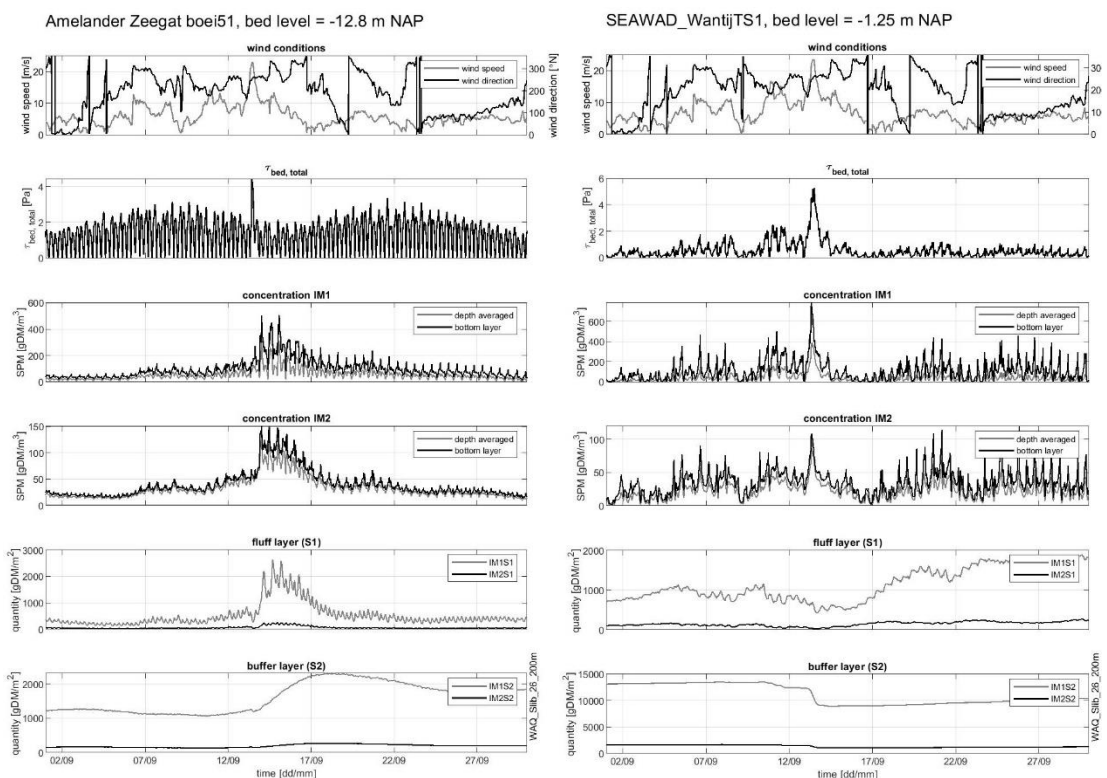
De bodemschuifspanningen in de geul laten een duidelijk getijsignaal zien, met eb- en vloedpieken, een duidelijke springtij-doodtijcyclus en het effect van een storm op 13 september, als de windsnelheid boven de 15 m/s uitkomt. Op het wantij zijn de bodemschuifspanningen veel lager, en is er wel effect van het getij te zien, maar niet van de springtij-doodtij cyclus. Ook de storm is heel duidelijk te zien, en deze piek is ook breder dan in de geul. De wind heeft meer invloed op dit ondiepe punt dan in de geul.

De sedimentconcentraties in de geul tonen overeenkomstig met de bodemschuifspanning een duidelijk dubbeldaags getijsignaal, maar weinig invloed van de springtij-doodtijcyclus. Het effect van de storm is duidelijk zichtbaar en ijlt lang na. Tijdens de storm worden grote hoeveelheden sediment gemobiliseerd, die voor langere tijd zorgen voor verhoogde SPM. Op het wantij worden het SPM meer gestuurd door de wind en golven. Ook het effect van de storm zichtbaar, maar deze zorgt voor een minder lang na-ijl effect op het wantij. Het punt in de geul laat ook zien dat er bij het sediment met hogere valsnelheid ($IM1$, $w_s = 1,5$ mm/s) een groter verschil is tussen SPM nabij de bodem en gemiddeld over de diepte.

Op het wantij, waar de condities luwer zijn, is de dikte van de makkelijk erodeerbare bodemlaag S1 hoger dan in de geul. Ook zien we dat de dikte van deze laag varieert met het getij. Tijdens de storm halverwege september wordt er veel slib geërodeerd op het ondiepe punt, zowel uit de flufflaag (S1) maar met name uit de bufferlaag (S2). In de geul vindt geen netto erosie plaats, omdat het aanbod van slib in waterkolom en daarmee de sedimentatieflux sterk wordt verhoogd. In de geul is voordat de storm optreedt weinig slib aanwezig, omdat de getijdestroming dit heeft weggespoeld. Ten gevolge van de storm komt er slib, geërodeerd van het wantij en de platen, in de geul terecht. Het

duurt een aantal getijperiodes voordat dit weer grotendeels is weggespoeld uit de bodemlaag S1. Ook komt er in de geul slib in de bufferlaag S2 terecht, maar het duurt iets langer voordat dit in deze laag terecht komt, omdat dat via resuspensie van de S1 laag moet gebeuren (zie paragraaf 2.1.1). Door de grotere weerstand tegen erosie, duurt het ook langer voordat in de geul het slib uit de bufferlaag is opgeruimd. Tijdens de kalme condities na de storm kan er weer sediment sedimenteren op de wantijen en de platen. Te zien is dat het in de bufferlaag op het wantij nog een tijd duurt voordat deze weer het niveau van voor de storm bereikt heeft.

Het beschreven gedrag, waarbij onder rustige condities de bodemlaag S1 ademt met het getij en tijdens storm slib vanaf de ondiepe en intergetijdengebieden wordt geërodeerd en in de geulen wordt afgezet, is conform onze huidige inzichten van de slibdynamiek in de Waddenzee. Ook het na-ijl effect van enkele dagen tot weken lijkt realistisch. De dikte van de bodemlaag S1 op het wantij, in de orde van 1 kg/m^2 komt overeen met ongeveer een centimeter en is de juiste orde van grootte. In de bufferlaag is een grotere hoeveelheid slib aanwezig op het ondiepe punt dan in de geul, en dat is ook realistisch.



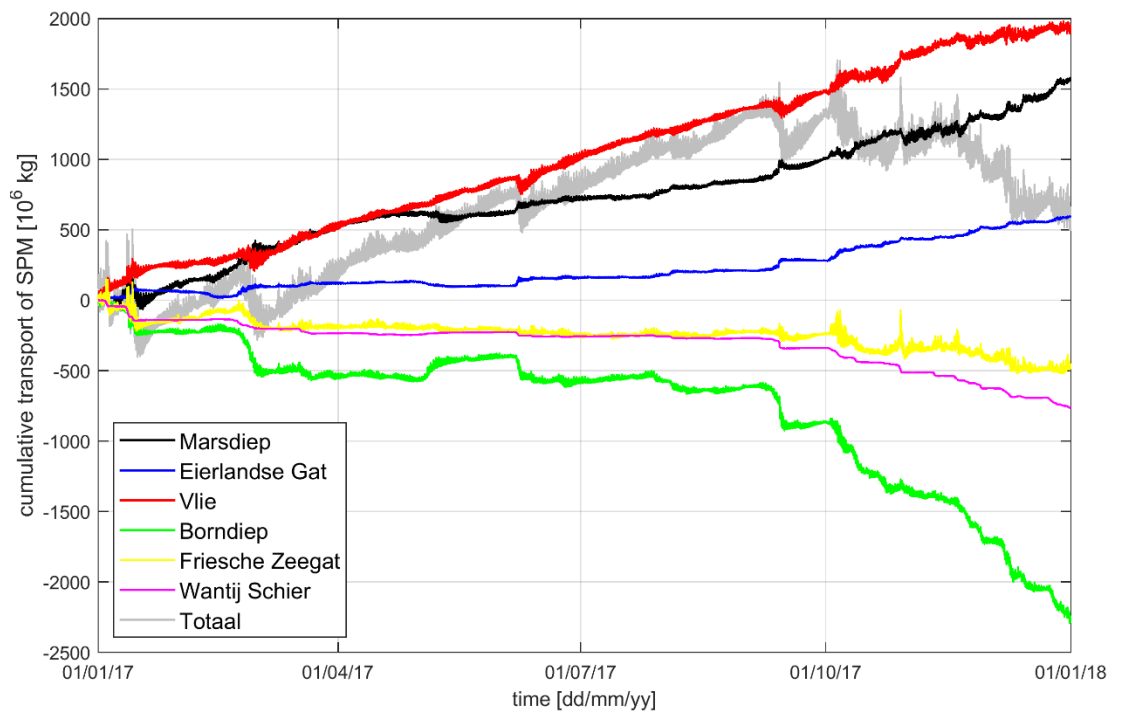
Figuur 3.11 Tijdsree van modelresultaten bij observatiepunten Ameland Zeevat boei 51 (links, bodemniveau -12,8 m NAP) en SEAWAD Wantij TS1 (rechts, bodemniveau -1,25 m NAP) in september 2017: [1/6] de windsterkte en richting, [2/6] de totale bodemschuifspanning door stroming en golven, [3/6] de concentratie IM1 in de waterkolom, [4/6] de concentratie IM2 in de waterkolom, [5/6] de hoeveelheid slib in de bodemlaag S1 en [6/6] de hoeveelheid slib in de bufferlaag S2.

3.3.7 Slibbalans Waddenzee

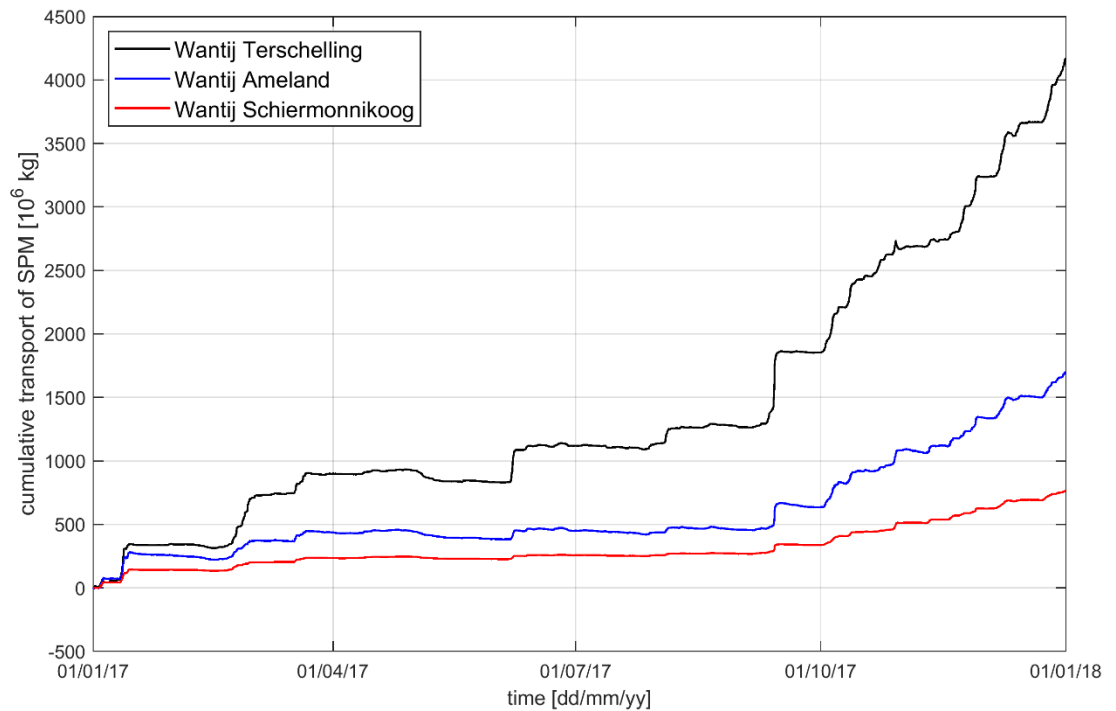
Wanneer een dynamisch evenwicht is bereikt zal de hoeveelheid slib in de Waddenzee min of meer in evenwicht zijn (dus geen grote toe- of afname van de massa slib in de waterkolom en bodemlagen S1 en S2), waardoor de residuele fluxen door de zeegeten afnemen en een kleine netto import laten zien (er vindt immers slibsedimentatie plaats in de Waddenzee).

Gedurende het jaar 2017 vindt er in de zomer import van slib plaats, terwijl er in de winter export plaatsvindt. Opvallend is dat deze export alleen vanuit de oostelijke bekkens plaatsvindt. Netto komt over de gehele Waddenzee het transport na een jaar licht importerend uit. Echter wordt er via de zoetwaterafvoeren ook nog ca. 300 miljoen kg slib het model ingebracht, dat niet naar buiten verdwijnt. Ten opzichte van het verwachte import van enkele miljoenen tonnen per jaar is de 1 miljoen ton die het model voorspelt aan de lage kant. Het model laat zien dat de westelijke bekkens (Marsdiep, Eierlandse Gat en Vlie) importerend zijn, terwijl er uit de oostelijke bekkens juist slib verdwijnt, zowel naar de Noordzee als over het wantij, vooral in het laatste kwartaal. Netto wordt er dus sediment geïmporteerd door de westelijke bekkens en geëxporteerd uit de oostelijke bekkens. Dit betekent dat het transport over het wantij groot is, wat wordt bevestigd door Figuur 3.13. Dit wordt mogelijk beïnvloed door de wind, die in 2017 iets meer uit het westen kwam dan gemiddeld over het afgelopen decennium.

Tabel 3.4 laat zien hoeveel er per bekken geïmporteerd en exporteerd wordt, en wat de resulterende sedimentatie is. De bekkens van Marsdiep, Vlie en Eierland zijn hierbij samengenomen, omdat de wantijen (vooral tussen Marsdiep en Vlie) heel laag zijn en er veel transport over plaatsvindt. Dit laat zien dat ondanks dat de oostelijke bekkens exporteren via de zeegaten, er nog wel netto sedimentatie plaatsvindt. In alle drie gebieden is de sedimentatie vergelijkbaar, alleen zijn de oppervlaktes van de bekkens wel verschillend.



Figuur 3.12 Residuele transporten van SPM in miljoen kg door de zeegaten en over het wantij van de ingespeelde simulatie. Een positief transport gaat de Waddenzee in.

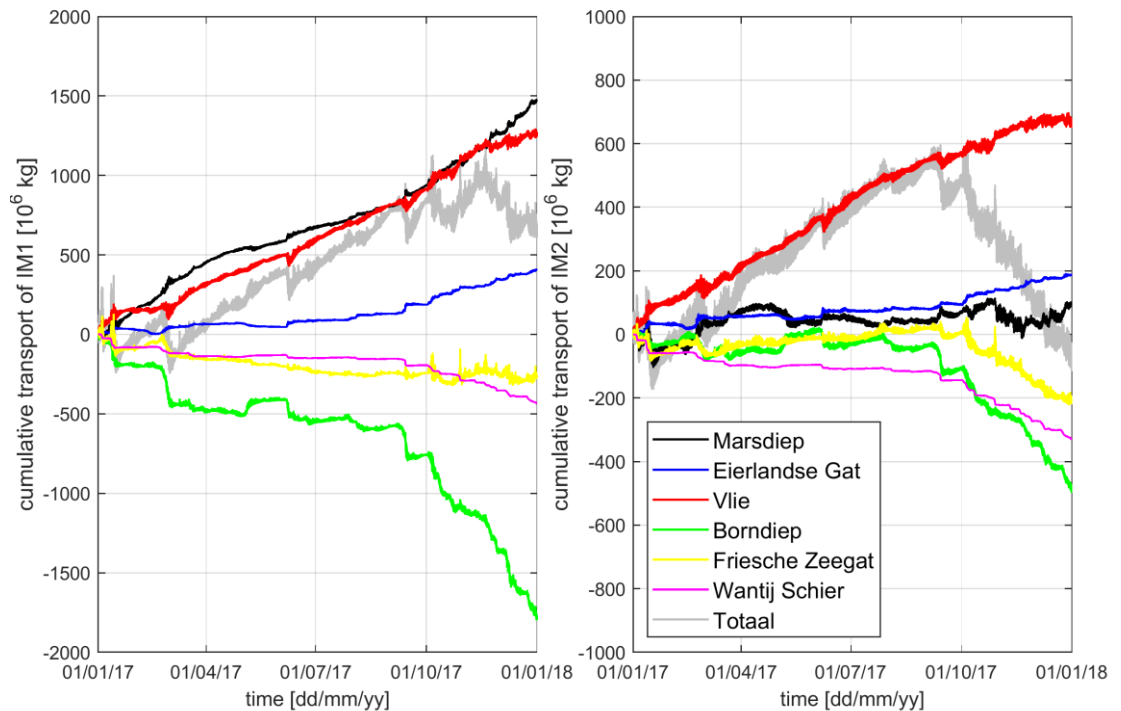


Figuur 3.13 Residuele transporten van SPM in miljoen kg over de wantijen van de ingespeelde simulatie. Een positief transport gaat naar het oosten.

Tabel 3.4 Import en export in de bekkens en resulterende sedimentatie over 2017, alles in miljoen ton.

Bekken	IN	UIT	Sedimentatie
Marsdiep + Eierlandse Gat + Vlie	Marsdiep: 1,5 Eierlandse Gat: 0,6 Vlie: 2 Afsluitdijk: 0,3	Wantij Terschelling: 4	0,4
Amelandse Zeegat	Wantij Terschelling: 4	Wantij Ameland: 1,5 Borndiep (zeegat): 2,2	0,3
Friesche Zeegat	Wantij Ameland: 1,5 Lauwersmeer: 0,04	Wantij Schiermonnikoog: 0,8	0,24

In Figuur 3.14 zijn de residuele transporten van slibfracties IM1 ($w_s=1,5$ mm/s) en IM2 ($w_s=0,4$ mm/s) te zien. Voor de meeste secties zit er ongeveer een factor 2 tussen IM1 en IM2. Echter voor het Marsdiep is dit niet het geval, er wordt verhoudingsgewijs veel minder van IM2 geïmporteerd dan van IM1. Mogelijk is dit het gevolg van het kleine areaal aan intergetijdengebied in het bekken van het Marsdiep, waardoor de fijne slibfractie niet in voldoende mate kan bezinken in het bekken. Een andere reden hiervoor zou kunnen zijn dat bij het Marsdiep het transport wordt beïnvloed door de zoetwaterspui, waarbij de reststroming aan de oppervlakte naar buiten is gericht en bij de bodem naar binnen. Het sediment met hogere valsnelheid bevindt zich lager in de waterkolom en kan dus makkelijker naar binnen. Bij het Borndiep is er juist veel meer export van IM1 dan van IM2.



Figuur 3.14 Residuele transporten van slibfractie IM1 (links) en IM2 (rechts) in miljoen kg door de zeegaten en over het wantij van de ingespeelde simulatie. Een positief transport gaat de Waddenzee in. Merk op dat de verticale assen verschillend zijn.

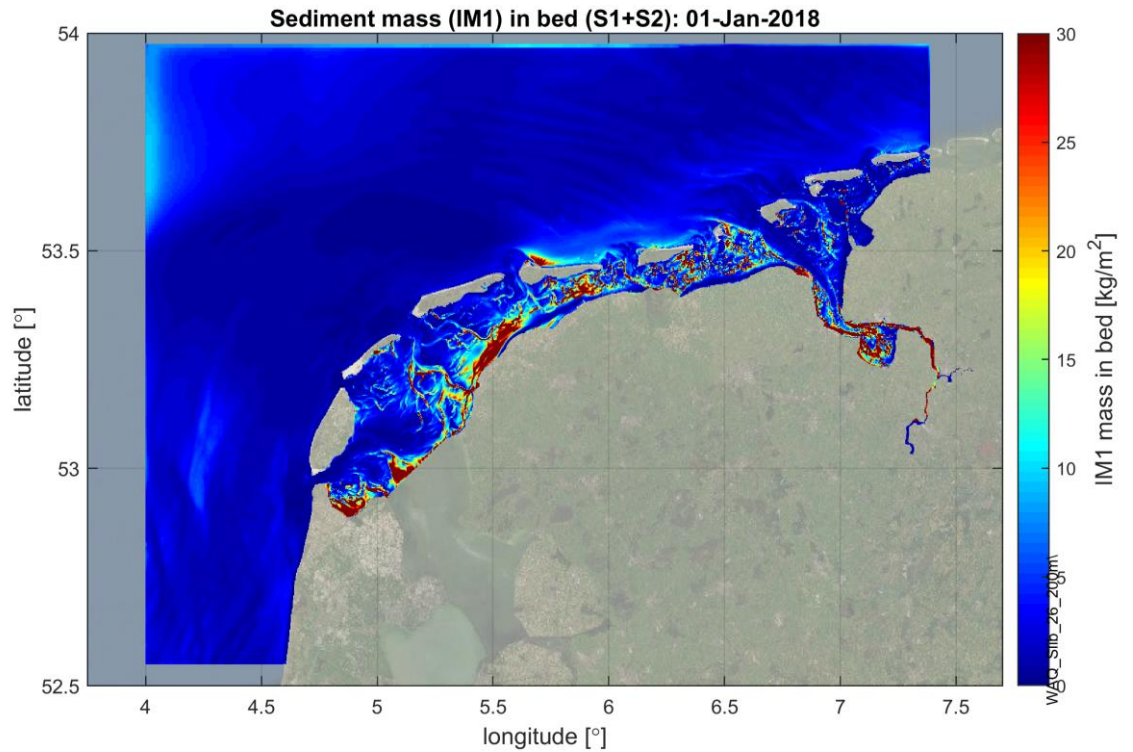
3.3.8 Bodemsamenstelling

De bodemsamenstelling is gedefinieerd als de massa slib gedeeld door de totale sedimentmassa (slib plus de massa van 10 cm zand bij een porositeit van 40%). De bodemsamenstelling van het ingespeelde model (Figuur 3.15 en Figuur 3.16) laat een paar opmerkelijke verschillen zien met de begincondities (Figuur 2.15). In de beginconditie is nog duidelijk het stipperige patroon van de interpolatie zien, na het inspelen ziet de slibverdeling er gladder en realistischer uit. Op en vlak voor de vastelandskwelders is slib geërodeerd. Dit het gevolg van het feit dat deze gebieden alleen onder stormcondities onder water komen (slibprocessen worden pas actief bij een waterdiepte groter dan 10 cm), en dat er dan erosie optreedt. Ook zit er in het model geen vegetatie of rijshouten dammen die het sediment invangen. Het wantij onder Schiermonnikoog is weinig slibrijk. De maandgemiddelde SPM kaarten (Figuur 3.4 en Figuur 3.5) lieten hier ook al lage waardes zien. Dit is waarschijnlijk het gevolg van een gebrek aan advectie van slib doordat de hele smalle geulen hier niet goed zijn opgenomen in het rooster met 200x200m resolutie. Aan de oostzijde van de buitendelta van Ameland ligt veel slib, wat ook bij de SEAWAD meetcampagne is waargenomen bij het verzamelen van bodemmonsters. In het model wordt hier ook meer slib afgezet omdat de bodemschuifspanningen hier relatief laag zijn. Dit gebied is afgeschermd voor de dominante golfrichting (zuidwest) en in de strijklengte-aanpak draaien de golven niet bij, waardoor de golven daar waarschijnlijk worden onderschat.

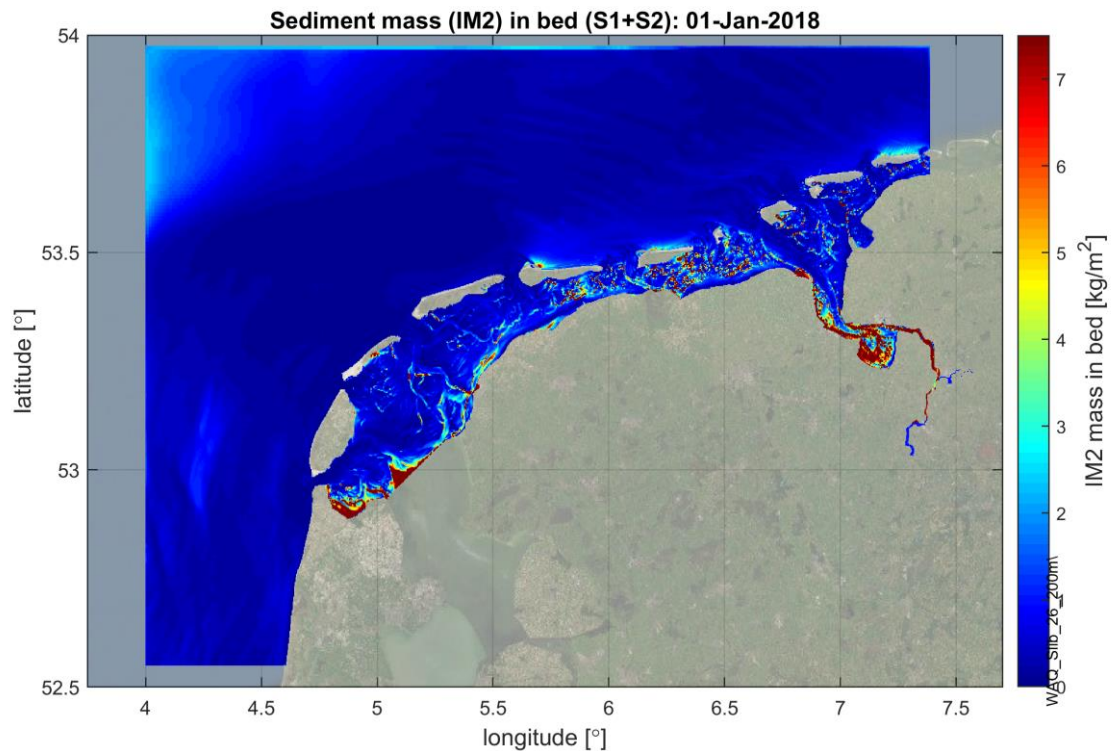
Omdat de fijne fractie een lagere valsnelheid heeft, verzamelt dit materiaal zich in de hele luwe gebieden, bij het Balgzand, de Dollard en de oostelijke bekkens (Figuur 3.16).

Het slibgehalte in de bodem verandert tussen het begin en het einde van de ingespeelde simulatie (Figuur 3.17) nauwelijks, dat laat zien dat het model in dynamisch evenwicht is. Vergelijking met de waarden van de Sedimentatlas op precies dezelfde kleurschaal (Figuur 3.18) laat zien dat de slibpercentages in het model wat aan de lage kant zijn. De totale hoeveelheid sediment in de onderlaag kan nog worden verhoogd door de erosiesnelheid vanuit deze laag te verlagen. De ruimtelijke patronen blijven dan hetzelfde, maar het gemiddelde komt dan beter overeen met de

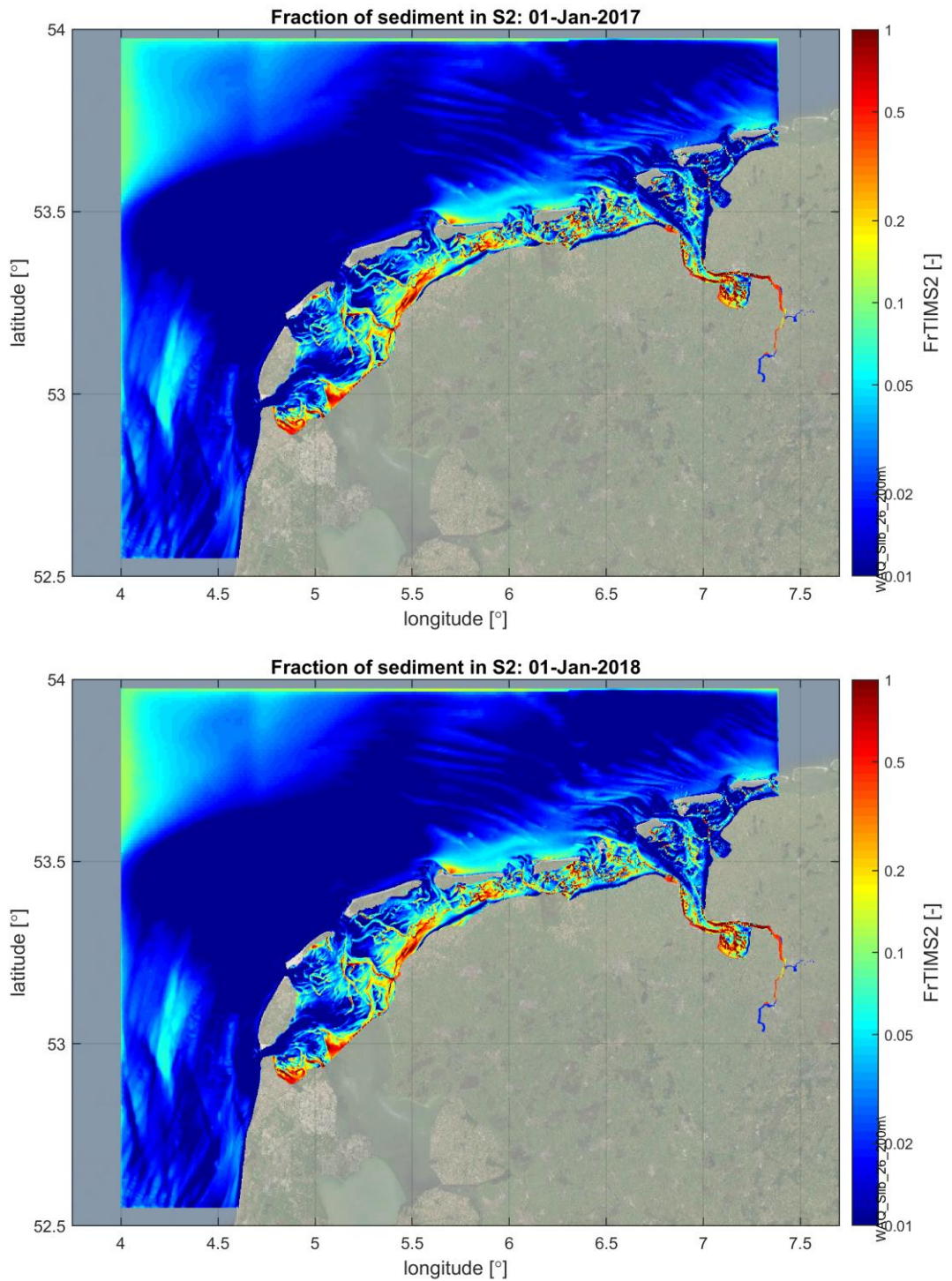
metingen. Ook zien we weer de lage slibgehalten voor en op de vastelandskwelders, waarvoor waarschijnlijk een verbetering van de hydrodynamica op heel ondiep water nodig is.



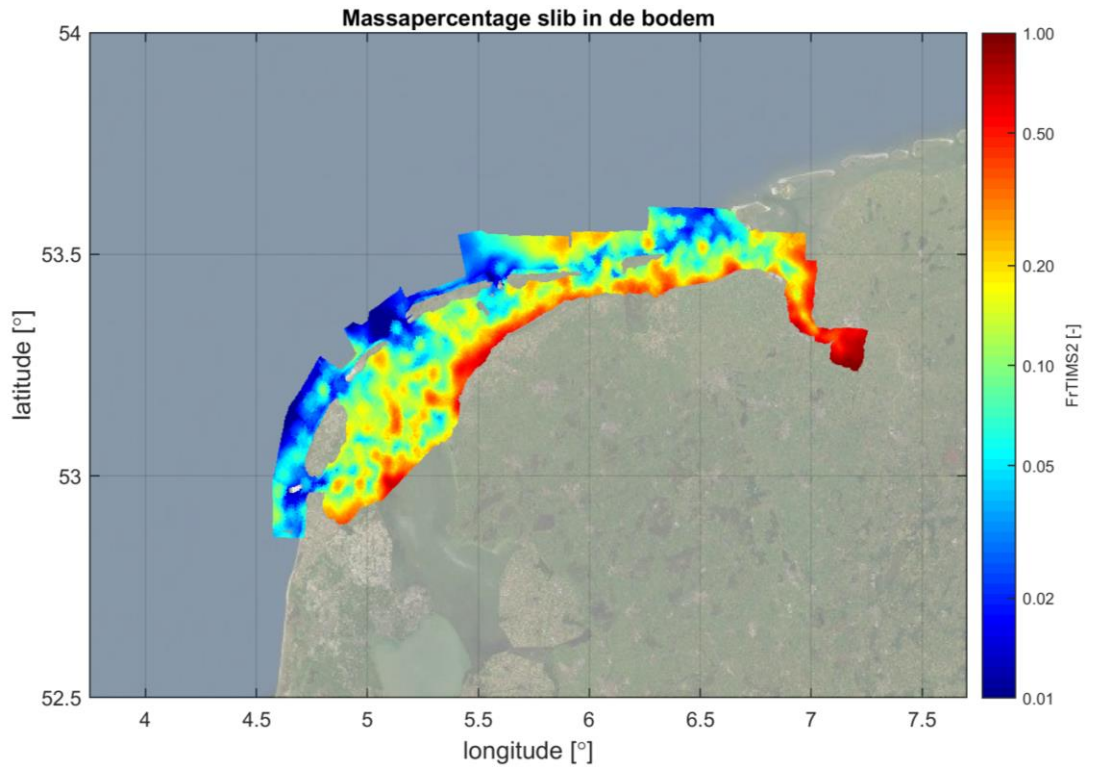
Figuur 3.15 Hoeveelheid slib (grote fractie, IM1) in de bodem (S1+S2) na een simulatietijd van 51 maanden (drie keer doorstarten).



Figuur 3.16 Hoeveelheid slib (fijne fractie, IM2) in de bodem (S1+S2) na een simulatietijd van 51 maanden (drie keer doorstarten).



Figuur 3.17 Slibfractie ten opzichte van totale hoeveelheid sediment (-) in de bufferlaag (S2) op een logaritmische schaal na een simulatietijd van 39 maanden (boven, twee keer doorstarten) en 51 maanden (onder, drie keer doorstarten).



Figuur 3.18 Slibfractie ten opzichte van totale hoeveelheid sediment (-) in de bufferlaag (S2) op een logaritmische schaal zoals geïnterpoleerd met een co-kriging methode (waarbij lijnen van gelijke diepte worden gevolgd) vanaf de Sedimentatlas.

3.4 Vergelijking met eerdere modelstudies

Het voorliggende model heeft voortgebouwd op eerdere modelstudies. Ten opzichte van het vorige KRW slib model (Van Kessel, 2015) heeft de kalibratie zich nu gericht op een groter aantal MWTL stations, waarbij ook expliciet is gekalibreerd op de seizoensvariatie volgens de methode uit Herman et al. (2018) en er in meer detail is gekeken naar de dynamiek van de S1 laag. De hoge sedimentconcentraties in de oostelijke bekkens in het vorige KRW slibmodel, treden in het huidige model niet op. Het vorige KRW slibmodel voorspelde in alle bekkens import en een veel grotere netto sedimentatie, terwijl het huidige model in de oostelijke bekkens export voorspelt. In het vervolg van dit project zal er in meer detail worden gekeken naar het effect van meteorologie en residuele debieten op de resttransporten.

4 Conclusies en aanbevelingen

Het voorliggende rapport is de eerste succesvolle toepassing van een slibmodel gebaseerd op Delft3D-FM met een online koppeling met Delwaq. Om dit mogelijk te maken zijn meerdere verbeteringen aan de software gedaan.

Het gepresenteerde slibmodel komt op de meeste punten goed overeen met gemeten parameters en gewenst gedrag op basis van expert judgement:

- De berekende ruimtelijke verdeling en jaargemiddelde SPM gehalten komen goed overeen met MWTL metingen.
- De seizoensvariatie is op de Waddenzee vergelijkbaar met metingen, maar wordt op de Noordzee overschat. Dit is waarschijnlijk het gevolg van te weinig golfwerking onder rustige condities door afwezigheid van golfpropagatie in het model.
- De intragetijvariatie wordt in het model onderschat. Dit zou verder kunnen worden verhoogd door verhoging van de depositie-efficiëntie, maar als gevolg daarvan neemt de netto import naar de Waddenzee af. Daarom is gekozen de depositie-efficiëntie op het gekozen niveau te handhaven.
- Het gedrag onder rustige condities en stormen wordt juist gereproduceerd.
- Het model is in voldoende mate ingespeeld en verkeerd in dynamisch evenwicht.
- Het model berekend een netto import vanaf de Noordzee in de Waddenzee van 0.7 miljoen ton per jaar. Daarnaast wordt er via de zoetwaterafvoeren nog 0.3 miljoen ton de Waddenzee ingebracht. Hoewel de oostelijke bekkens (Amelander en Friesche Zeegat) netto exporterend zijn door de keel van het zeegat, treedt in de bekkens sedimentatie op van 0,2-0,3 miljoen ton vanwege transport over de wantijen.
- Voor en op de vastelandskwelders treedt een probleem op van incidentele erosie bij kleine waterdieptes, waardoor het slibgehalte daar te laag is. Bovendien wordt door de lage stroomsnelheden relatief weinig sediment naar deze zone toe getransporteerd. Ook ontbreekt vegetatie in het model, waardoor op de begroeide delen te weinig slib wordt ingevangen. De lage sedimentconcentraties achter Schiermonnikoog zijn mogelijk het gevolg van een beperkte roosterresolutie in verhouding tot het fijnmazige patroon van geulen in dit bekken.
- Het baggeren en storten wordt momenteel nog ingebouwd in de software om parallel te kunnen rekenen. Deze functionaliteit moet nog worden toegevoegd aan het model.

Het gekalibreerde model reproduceert de slibdynamiek voldoende om simulaties te draaien die het systeembegrip vergroten. Ook kunnen er beheersscenario's mee worden doorgerekend. Verdere verbetering van het model kan nog worden bereikt door:

- Vergroten van de hoeveelheid slib in de bufferlaag (S2) door het verlagen van de erosiesnelheid.
- Verbetering golfmodel; ofwel door toepassen SWAN model of wel door rekestijd van de strijklengte-aanpak te verkorten door slimme initialisatie.
- Testen met de burial modus van het buffermodel, waardoor slib in luwe gebieden (waar het dus relatief veel in de S1 laag blijft hangen vanwege beperkte resuspensie naar de waterkolom) beter beschermd is tegen erosie door stormen.
- Verbeteren van de hydrodynamica rond het droogvalcriterium.
- Meer hoogfrequente metingen van SPM op meerdere posities in de verticaal. Het oude 'Boontjes' is niet gekalibreerd (enkel troebelheid en geen SPM) en ligt sterk onder invloed van het spuien bij Kornwerderzand. Daarnaast is dit enkel voor 2012 beschikbaar.

5 Referenties

- Buijsman, M.C. and Ridderinkhof, H. (2007). Water transport at subtidal frequencies in the Marsdiep Inlet. *Journal of Sea Research*, 58, 255-268.
- Cleveringa, J. (2018). *Slibsedimentatie in de kwelders van de Waddenzee. Bijdrage aan de kwantificering van sinks voor slib in de Waddenzee i.h.k.v. project KRW Slib*. Arcadis. Referentie: 083755930 0.1.
- De Vet, P. L., Van Prooijen, B. C., Schrijvershof, R. A., Van der Werf, J. J., Ysebaert, T., Schrijver, M. C., & Wang, Z. B. (2018). The importance of combined tidal and meteorological forces for the flow and sediment transport on intertidal shoals. *Journal of Geophysical Research*, 2464-2480.
- De Vries, B., Dankers, P. en Vroom, J. (2019). *Slib in de Waddenzee. Een analyse en verklaring van de langjarige fluctuaties van sedimentconcentraties in water en bodem i.h.k.v. project KRW slib*. Royal HaskoningDHV. BG2802WATRP1812170918.
- Dillingh, D. (2013). *Veranderingen in gemiddelde zeeniveaus in de Nederlandse kustwateren*. Delft: Deltares.
- Duran-Matute, M., Gerkema, T., & Sassi, M. G. (2016). Quantifying the residual volume transport through a multiple-inlet system in response to wind forcing: The case of the western Dutch Wadden Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*(121), 7431-7454.
- Duran-Matute, M., Gerkema, T., De Boer, G. J., & Nauw, J. J. (2014). Residual circulation and freshwater transport in the Dutch Wadden Sea: a numerical modelling study. *Ocean Science*, 10(4), 611.
- Herman, P., van Kessel, T., Vroom, J., Dankers, P., Cleveringa, J., de Vries, B., & Villars, N. (2018). *Mud dynamics in the Wadden Sea. Towards a conceptual model*. Deltares report 11202177-000-ZKS-0011.
- Hurdle, D., & Stive, R. (1989). Revision of SPM 1984 wave hindcast model to avoid inconsistencies in engineering applications. *Coastal Engineering*, 12(4), 339-351.
- Nederhoff, C., Schrijvershof, R., Tonnon, P., & Van der Werf, J. (2019). *The Coastal Genesis II Terschelling - Ameland inlet (CGII-TA) model; Model setup, calibration and validation of a hydrodynamic-wave model*. Deltares report 1220339-008.
- Pawlowicz, R., B. Beardsley, and S. Lentz. (2002). Classical Tidal Harmonic Analysis Including Error Estimates in MATLAB using "T_TIDE". *Computers and Geosciences*, 28, 929-937.
- Sassi, M., Duran-Matute, M., van Kessel, T., & Gerkema, T. (2015). Variability of residual fluxes of suspended sediment in a multiple tidal-inlet system: the Dutch Wadden Sea. *Ocean Dynamics*(65), 1321–1333.
- Swart, D. H. (1974). *Offshore sediment transport and equilibrium beach profiles*. PhD thesis, Delft University of Technology, Delft, The Netherlands .
- van Kessel, T. (2015). *Opzet en toepassing slibmodel Waddenzee* . Deltares report 1220102-000.
- van Kessel, T., Winterwerp, H., van Prooijen, B., van Ledden, M., & Borst, W. (2011). Modelling the seasonal dynamics of SPM with a simple algorithm for the buffering of fines in a sandy seabed. *Continental Shelf Research*, 31, S124-S134.
- Van Maren, B., & Scheel, F. (2019). *Modelbeschrijving Havenontwikkeling Den Helder* . Deltares memo 11202093-000-ZKS-0005.
- Van Maren, B., Smits, B., & Cronin, K. (2017). *Hydromorfologische verbetering ED2050. Opzet D3S model*. Deltares rapport 11200594-000.
- Van Weerdenburg, R. (2019). Exploring the relative importance of wind for exchange processes around a tidal inlet system: the case of Ameland Inlet. *MSc. Thesis, Delft University of Technology, Delft, The Netherlands*.
- Van Weerdenburg, R., & Zijl, F. (2019). *Development of a Delft3D-FM model of the Dutch Wadden Sea - Model Setup and Validation of DWSM*. Deltares concept report.

Van Weerdenburg, R., Vroom, J. en Van Maren, B. (2019). *Transport of Mud Motor sediment, Modelling hydrodynamics and sediment transport*. Deltares report 1209751-012-ZKS-0002.

Zijl, F., Veenstra, J., & Groenenboom, J. (2018). *The 3D Dutch Continental Shelf Model - Flexible Mesh (3D DCSM-FM)*. Deltares report 1220339-000.

A Golfmodule

A.1 Formuleringen

De strijklengteaanpak in Delft3D-FM is gebaseerd op de formuleringen van Hurdle & Stive (1989). Er wordt daarbij aangenomen dat golven gegenereerd worden door de lokale wind en dat golven niet vervormen door de aanwezigheid van de bodem. Golfhoogtes en -periodes worden berekend op basis van de windsnelheid, de waterdiepte en de strijklengte; er vindt geen golfpropagatie plaats. De strijklengte wordt elke 2 uur opnieuw berekend⁴ voor 12 representatieve windrichtingen ($\Delta\varphi = 30^\circ$), afhankelijk van de actuele waterstand. Dat wordt gedaan voor elk roosterpunt en voor elk van de 12 representatieve windrichtingen door de minimale afstand tot een droog punt te berekenen. De windforcering voor golven is gelijk aan de windforcering voor de stroming, en dus gebaseerd op HiRLAM modelsimulaties door het KNMI. De maximale ratio tussen de golfhoogte en de lokale waterdiepte is ingesteld op 0.6.

De totale bodemschuifspanning (τ ; N m⁻²) volgt uit een optelling van de bodemschuifspanning door stroming en de bodemschuifspanning door golven. De bodemschuifspanning door stroming (τ_{flow}) is gelijk aan de bodemwrijving die door de stroming wordt ondervonden in het hydrodynamische deel van het model:

$$\tau_{\text{flow}} = \frac{1}{2} \rho_w c_f U_b^2$$

waarbij:

- ρ_w soortelijke massa van water
- c_f wrijvingscoëfficiënt
- U_b stroomsnelheid bij de bodem.

De bodemschuifspanning door golven (τ_{wave}) wordt als volgt berekend:

$$\tau_{\text{wave}} = \frac{1}{2} \rho_w f_w U_{\text{orb}}^2$$

waarbij:

- U_{orb} orbitaalsnelheid bij de bodem
- f_w wrijvingscoëfficiënt uit de formuleringen van Swart (1974).

Uiteindelijk wordt de totale bodemschuifspanning berekend door een lineaire optelling van de bijdragen door stroming en golven ($\tau = \tau_{\text{flow}} + \tau_{\text{wave}}$). Niet-lineaire interacties tussen golven en stromingen worden hierbij dus niet meegenomen. De bijdrage van golven kan worden gestuurd door de bodemschuifspanning in het golfmodel te variëren. Hierdoor verandert zowel de totale bodemschuifspanning als de relatieve bijdrage van golven ten opzichte van het getij. De wrijvingscoëfficiënt (f_w) gebruikt een Nikuradse ruwheidshoogte als maat voor de bodemruwheid. Voor de balans tussen de bodemschuifspanning door stroming en door golven is (na kalibratie) een ruwheidshoogte van $1 \cdot 10^{-3}$ m toegepast op basis van expert judgement.

A.2 Reproductie golfhoogte

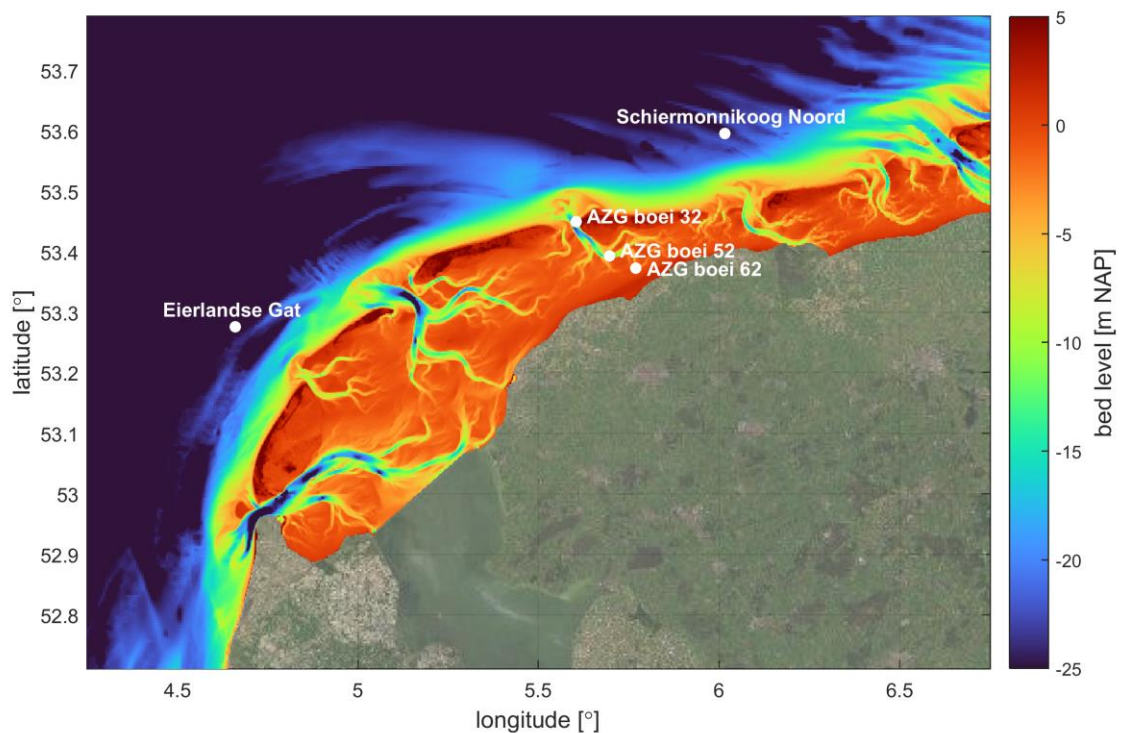
Hoewel we niet geïnteresseerd zijn in de golfhoogtes *an sich*, zijn deze wel bepalend voor de bodemschuifspanningen en moeten daarom in redelijke mate worden gereproduceerd.

In Figuur 5.1 zijn de ligging van een aantal observatiepunten in het modeldomein te zien waar berekende golfhoogtes worden vergeleken met gemeten golfhoogtes.

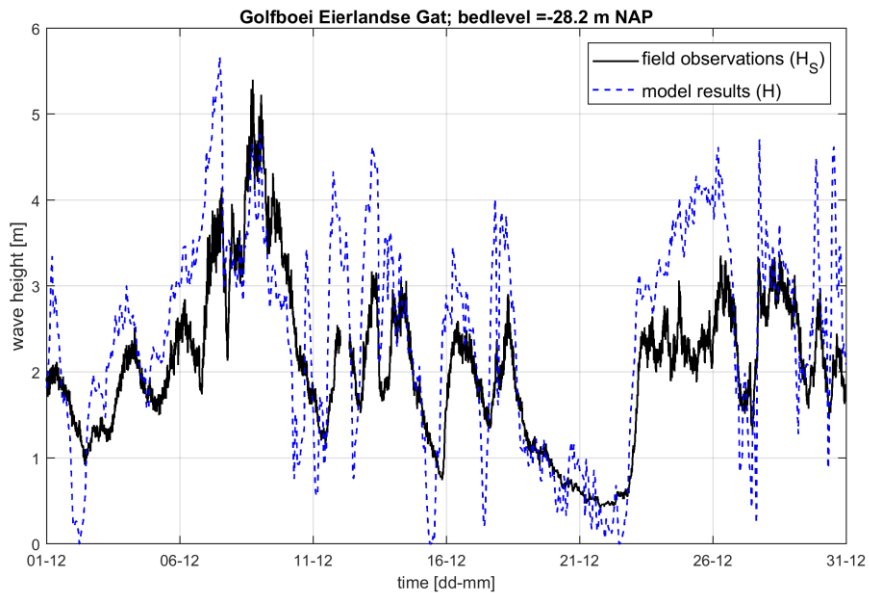
⁴ Het opnieuw berekenen van de strijklengtes vraagt relatief veel rekentijd. Daarom zal de modelsoftware nog verder ontwikkeld worden, zodat strijklengtes tijdens de modelinitialisatie eenmalig berekend worden voor een aantal representatieve waterdieptes (bijvoorbeeld laagwater, hoogwater en een zestal niveaus daartussen). Die strijklengtes kunnen dan in het vervolg van de modelsimulatie hergebruikt worden.

De golfhoogtes die worden berekend op diep en open water komen redelijk goed overeen met gemeten golfhoogtes (zie bijvoorbeeld bij golfboei Eierlandse Gat (Figuur 5.2) en station Schiermonnikoog Noord (Figuur 5.3), beide op de Noordzee). Hoge golven worden echter overschat en in tegenstelling tot de gemeten golfhoogte neemt de golfhoogte in het model af tot nihil wanneer de wind is gaan liggen. Dat laatste verschil volgt direct uit de aanname dat golven door lokale wind gegenereerd worden en dat er in het model geen golfpropagatie plaatsvindt (dus geen deining door swell waves, lage golven die elders zijn opgewekt en naar het interessegebied propageren).

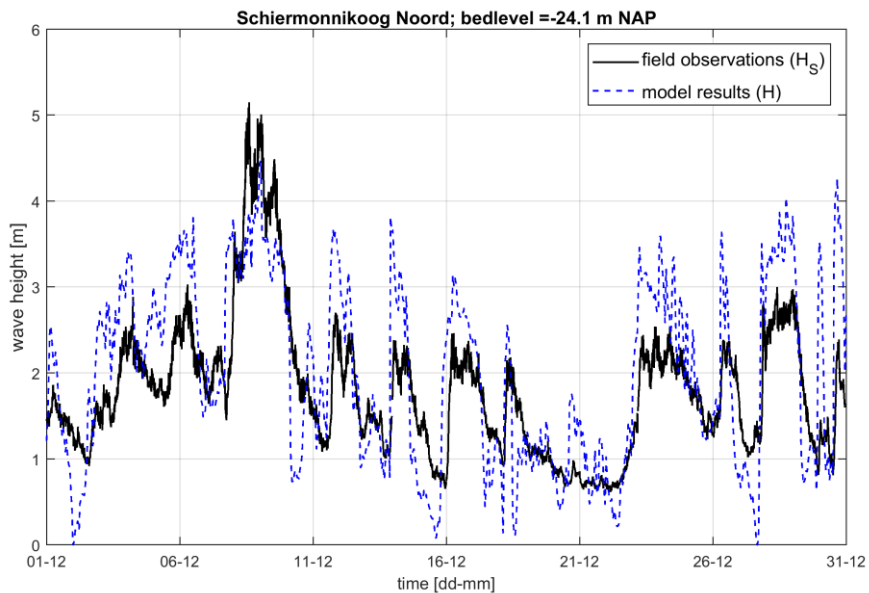
Voor een project t.b.v. de havenuitbreiding van Den Helder is een model opgezet voor de Westelijke Waddenzee in Delft3D-classic i.c.m. een SWAN model ('WADJE'), eveneens voor 2017. Hoewel dit model ook een andere roosterresolutie heeft, wordt aangenomen dat het effect hiervan op de relatief diepte-uniforme Noordzee verwaarloosbaar is en dit model gebruikt kan worden ter vergelijking met de strijklengteaanpak voor de Noordzee. De verdeling van de golfhoogte en golfperiode bij Eierlandse Gat (Figuur 5.4) laat ook zien dat met de strijklengteaanpak de hele hoge golven ontbreken in het model (staart van de verdeling is korter), maar dat dit met SWAN nog verder verslechtert. Ook de lage golven ($H_s < 1.5\text{m}$) zijn lager, zowel met SWAN als met de strijklengteaanpak. Voor de golfperiode is uit de data een gemiddelde periode uit het golfspectrum (T_{M02}) beschikbaar, voor de strijklengte aanpak een golfperiode en voor het SWAN model een piekperiode (T_p). Hieruit blijkt vooral dat de strijklengteaanpak golven van gemiddelde periode mist, en wel een deel hele korte golven ($< 3\text{ s}$) in het spectrum heeft. De lange golven worden overschat t.o.v. de data.



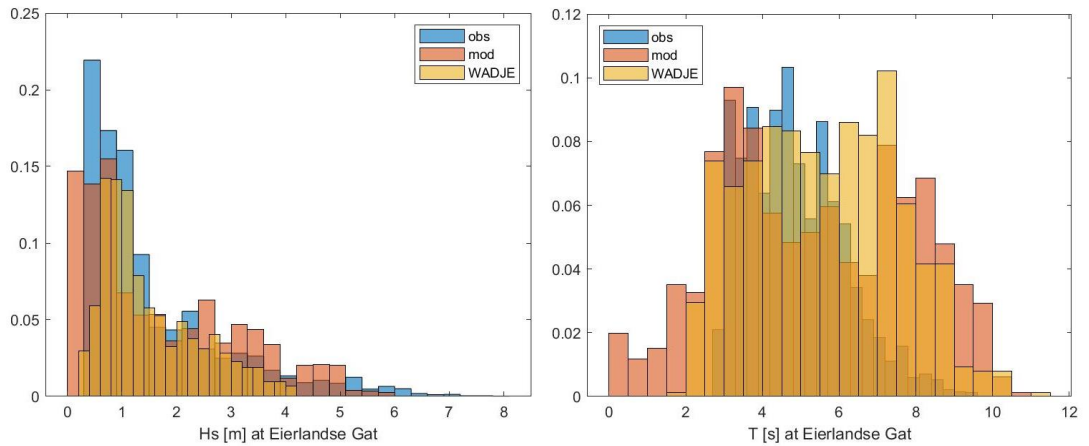
Figuur 5.1 Locaties van observatiepunten in het domein waar de gemeten en berekende golfhoogtes worden vergeleken. De bodemhoogte in het model is aangegeven in kleur.



Figuur 5.2 Gemeten (zwarte getrokken lijn) en berekende (blauwe gestippelde lijn) golfhoogtes bij Golfboei Eierlandse Gat in december 2017.

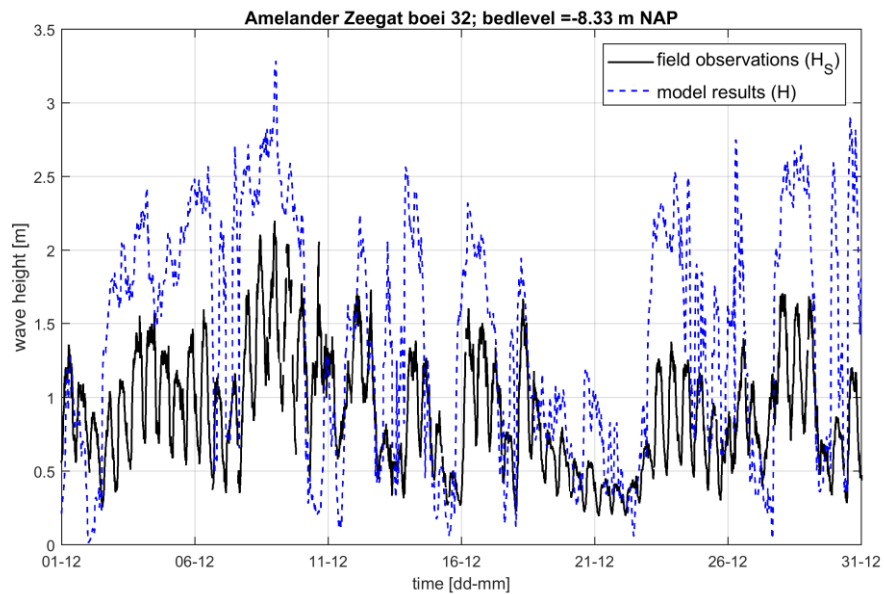


Figuur 5.3 Gemeten (zwarte getrokken lijn) en berekende (blauwe gestippelde lijn) golfhoogtes bij meetpunt Schiermonnikoog Noord in december 2017.

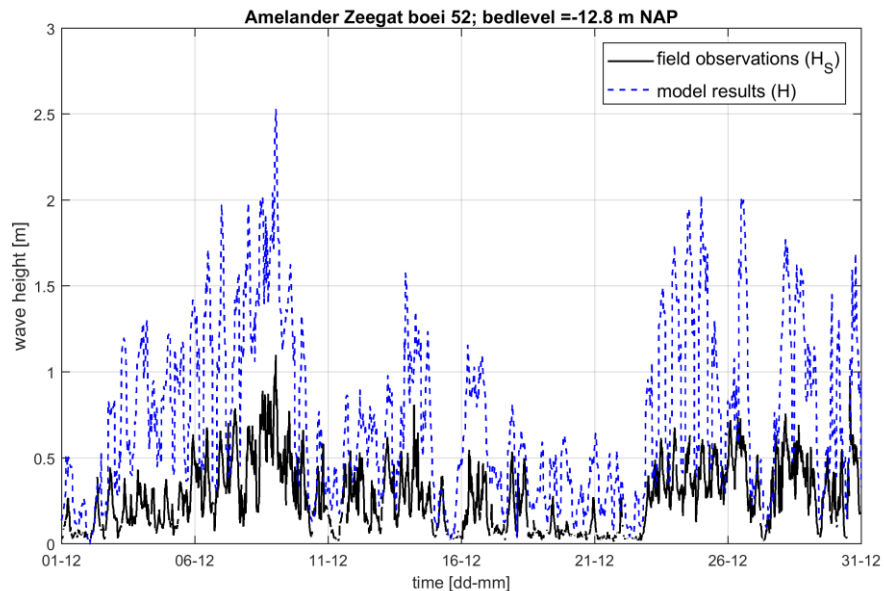


Figuur 5.4 Gemeten (blauw) en berekende (rood door strijklengteaanpak en geel door SWAN) golfhoogtes (links) en golfperiode (rechts) bij Golfboei Eierlandse Gat in januari 2017.

In theorie is de aanname dat golven op de Waddenzee gegenereerd worden door de lokale wind beter geldig dan op de Noordzee. In geulen in de Waddenzee (zie Figuur 5.5 en Figuur 5.6) wordt de golfhoogte echter overschat, omdat de lokale diepte groter is dan de effectieve strijklengte. Golfhoogtes worden met de huidige aanpak namelijk berekend op basis van enkel de lokale diepte in de betreffende roostercel. Als naast die roostercel een grote intergetijdenplaat ligt, waarboven de golven niet zo hoog kunnen worden door de geringe waterdiepte boven de plaat, wordt dit beschuttende effect niet meegenomen. Als gevolg hiervan worden de golfhoogtes in geulen vooral tijdens hoogwater overschat.

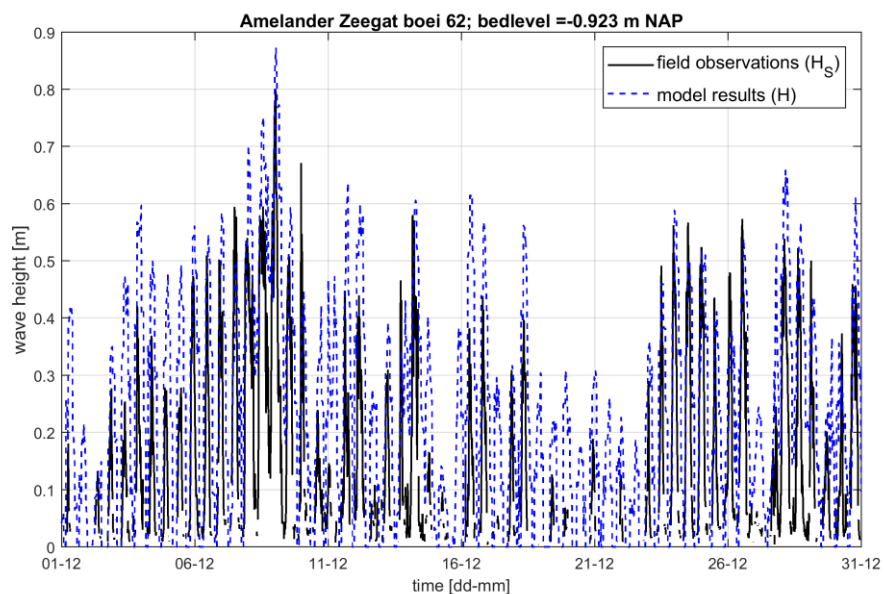


Figuur 5.5 Gemeten (zwarte getrokken lijn) en berekende (blauwe gestippelde lijn) golfhoogtes bij Golfboei 32 nabij het Amelander Zeegat (AMLZGTB32) in december 2017.



Figuur 5.6 Gemeten (zwarte getrokken lijn) en berekende (blauwe gestippelde lijn) golfhoogtes bij Golfboei 52 nabij het Amelander Zeegat (AMLZGTB52) in december 2017.

Op ondiepe delen en droogvallende platen in de Waddenzee wordt de golfhoogte beperkt door de strijklengte enerzijds en de lokale diepte anderzijds. De nauwkeurigheid in het reproduceren van de waterstanden speelt dus een rol in de vergelijking tussen berekende en gemeten golfhoogtes. In Figuur 5.7 is te zien dat de golfdynamiek op droogvallende platen redelijk goed wordt meegenomen met de huidige model setup en instellingen.



Figuur 5.7 Gemeten (zwarte getrokken lijn) en berekende (blauwe gestippelde lijn) golfhoogtes bij Golfboei 62 nabij het Amelander Zeegat (AMLZGTB62) in december 2017.

Samenvattend kan worden gesteld dat de golven in redelijke mate worden gereproduceerd voor het doel van de huidige modelstudie. De verwachting dat de strijklengteaanpak tot goede resultaten in de Waddenzee zou leiden en slechte resultaten voor de Noordzee zou geven is niet uitgekomen. De resultaten zijn juist boven verwachting in de Noordzee en beneden verwachting in de geulen in de Waddenzee. De resultaten kunnen verbeterd worden door een gemiddelde diepte over de

strijklengte aan te nemen voor de berekening van de golfhoogte in de rekencel of door gebruik van het SWAN model als dit beschikbaar komt. Echter, met het SWAN model is de ervaring dat het relatieve belang van de golven ten opzichte van het getij ook een aandachtspunt is. Beide verbeteringen vallen buiten de scope van de huidige KRW slib studie.

B Formuleringen buffermodel

B.1 DELWAQ Online

Het hydrodynamische model is uitgebreid ten behoeve van de modellering van slib met Delft3D-FM Water Quality online. Delft3D Water Quality, kortweg DELWAQ, is een modelinstrumentarium voor waterkwaliteitsberekeningen waar - bij gegeven hydrodynamica - transport van stoffen kan worden uitgerekend. Bij het modelleren van slibdynamiek kunnen slibfracties als inorganische stoffen worden opgenomen. Bij de tot nu toe gebruikelijke offline methode wordt de hydrodynamica eerst uitgerekend en weggeschreven naar een koppelingsbestand, waarna meerdere waterkwaliteitsberekening op basis van dezelfde hydrodynamica kunnen worden uitgerekend ('*file based coupling*'). Er worden géén morfologische veranderingen berekend, omdat er geen terugkoppeling is van de waterkwaliteitsberekening naar de waterbeweging.

De '*online coupling*' functionaliteit van DELWAQ is beschikbaar gekomen bij de koppeling met Delft3D-FM. De waterbeweging en het slibtransport worden hierin tegelijkertijd uitgerekend, waardoor de koppelingsbestanden overbodig zijn geworden. In eerdere projecten zijn de koppelingsbestanden namelijk onacceptabel groot gebleken. Daarnaast moet voor een deel van de onderzoeksvragen (bijvoorbeeld betreffende de zoetwaterafvoeren, temperatuurinvloeden en de windforcering) de hydrodynamica opnieuw worden uitgerekend. In eerste instantie is daarom voor de '*online coupling*' gekozen. Hierbij worden eveneens geen bodemveranderingen en geen sediment-gedreven dichtheidskoppeling berekend.

B.2 Buffermodel

De slibdynamiek wordt beschreven met het zogenaamde buffermodel (van Kessel et al., 2011). In deze bijlage wordt een korte beschrijving gegeven van de formuleringen die de erosie en depositie van slib in het buffermodel beschrijven. Daarbij worden de parameters toegelicht die tijdens de kalibratie worden aangepast.

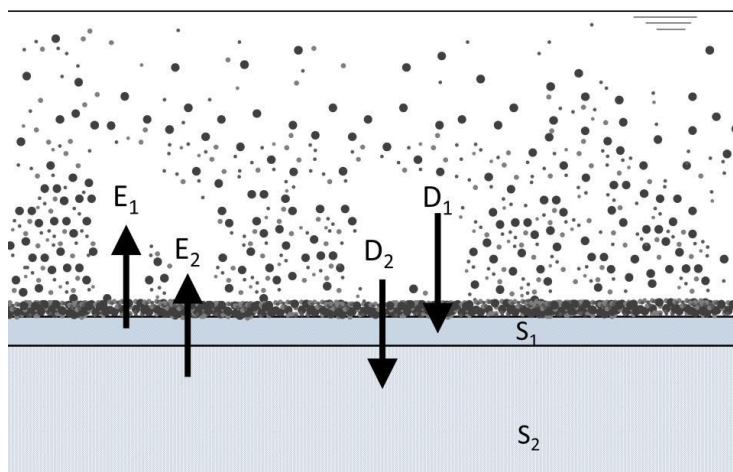
Volgens het buffermodel is het slib in/op de bodem deels aanwezig in een makkelijk erodeerbare bovenlaag (bodemlaag S1) en deels doorgemengd in de zandige bodem met een hogere weerstand tegen erosie (de zogenaamde bufferlaag, bodemlaag S2). Typisch is de verblijftijd van slibdeeltjes in bodemlaag S1 enkele dagen en in de onderlaag enkele maanden tot jaren. Onder rustige condities zal slib in de zandige bodem worden gebufferd. Dat slib kan dan tijdens stormcondities in suspensie worden gebracht door erosie van de zandige bodem (zie Figuur 5.1).

Erosie van slib vanuit de bufferlaag wordt bepaald door de erosiesnelheid van die laag (M_2 , $\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$), de verhouding tussen de totale bodemschuifspanning (τ ; N m^{-2}) en de kritische bodemschuifspanning voor erosie van de bufferlaag ($\tau_{\text{cr, res, S2}}$; N m^{-2}) en de hoeveelheid slib die aanwezig is in de poriën van de zandige bodem. De erosie van S2 (E_2 ; $\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$) wordt dan bepaald als $E_2 = M_2 (\tau/\tau_{\text{cr, res, S2}} - 1)^{1.5}$. Daarbij wordt de erosie van slib bepaald door de totale erosieflux te schalen met de slibfractie in de bodem.

Erosie vanuit bodemlaag S1 wordt gestuurd door de kritische bodemschuifspanning voor erosie behorende bij die laag ($\tau_{\text{cr, res, S1}}$; N m^{-2}). De erosiesnelheid van bodemlaag S1 is afhankelijk van de hoeveelheid slib op de bodem. Als er weinig slib in bodemlaag S1 aanwezig is, dan zal dit niet de hele bodem bedekken. Slibdeeltjes bevinden zich dan bijvoorbeeld tussen bodemvormen (ribbels). De erosiesnelheid wordt dan geschaald met de slibmassa m in de bodem (eerste orde erosie; $M_1 * m$). Als de hele bodem bedekt is met slib dan zal de erosiesnelheid niet verder toenemen bij een toenemende hoeveelheid slib (nulde orde erosie; M_0). De erosie van slib vanuit S1 (E_1 ; $\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$) wordt daarom bepaald als $E_1 = \min[M_0, M_1 * m] * (\tau/\tau_{\text{cr, res, S1}} - 1)$.

De depositieflux vanuit de waterkolom naar de bodem is afhankelijk van de valsnelheid van de slibfractie (w_s ; $m\ d^{-1}$), de slibconcentratie bij de bodem (C ; $g\ m^{-3}$) en de depositiekans (β). Er zijn meerdere redenen om de depositiekans te beperken ($\beta < 1$); de belangrijkste zijn (i) ter compensatie van een beperkte verticale resolutie waardoor slibconcentraties bij de bodem worden onderschat en (ii) omdat slib na depositie niet instantaan de sterkte heeft waarmee slib in de bodem gekarakteriseerd wordt, zelfs niet de relatief lage sterkte van de bovenlaag S1. De totale depositieflux wordt verdeeld over de twee bodemlagen. Dit kan enerzijds direct vanuit de waterkolom, waarbij α is de fractie van de totale depositieflux die naar de bufferlaag gaat en deze fractie is typisch klein (orde 5-20%). De depositiefluxen D_1 en D_2 (zie Figuur 5.1) worden dan berekend als respectievelijk $D_1 = (1 - \alpha) * \beta * w_s * C$ en $D_2 = \alpha * \beta * w_s * C$. Er is dan geen uitwisseling van materiaal tussen bodemlagen S1 en S2; slib kan alleen via de waterkolom getransporteerd worden naar een andere laag.

Een andere mogelijkheid is op al het slib vanuit de waterkolom naar de bovenlaag S1 te laten bezinken. Vervolgens kan het slib vanuit S1 naar de onderlaag S2 worden gebufferd met een snelheid die afhankelijk is van de hoeveelheid slib in de laag S1. Deze functionaliteit wordt voor deze rapportage niet gebruikt.



Figuur 5.1 Schematische weergave van de uitwisseling van slib tussen de waterkolom en bodemlagen S1 en S2 volgens het buffermodel (Van Kessel et al., 2011).

C 1DV Matlab-tool

De versimpelde 1DV-aanpak beschreven in paragraaf 3.2 kan worden beschreven middels drie analytische balansvergelijkingen. De gebruikte variabelen in deze vergelijkingen zijn:

w_s valsnelheid

M_1' resuspensie constante voor bodemlaag S1 (combinatie van nulde orde resuspensiecoëfficiënt $M_{S1,0}$ en eerste orde resuspensiecoëfficiënt $M_{S1,1}$)

M_2 resuspensie constante voor bodemlaag S2

$T_{crit i}$ kritische schuifspanning voor erosie uit laag Si

$depeff$ depositie-efficiëntie, aandeel van de sedimentatieflex die van de waterkolom naar de bodemlagen gaat

α aandeel van sedimentatie dat naar bodemlaag S1 gaat

d laagdikte van laag S2

De eerste balansvergelijking is de totale massabalans:

$$m_{tot} = m_1 + m_2 + Ch$$

waarbij h de lokale waterdiepte is, C de tijdgemiddelde sedimentconcentratie en m_1 en m_2 de massa per m^2 in bodemlagen S1 en S2, respectievelijk. De tweede balansvergelijking geeft het lange termijn evenwicht tussen sedimentatie en erosie voor laag S1:

$$depeff * \alpha w_s C = m_1 M_1' T_{e1} + p_2 M_2 T_{e2}$$

waarbij M_i de erosiecoëfficiënt voor bodemlaag i is en T_{ei} de lange termijn tijdgemiddelde overschrijding van de bodemschuifspanning voor bodemlaag i is: $T_{e1} = \int_t \frac{\tau}{\tau_{cr1}-1} dt$ en $T_{e2} = \int_t \left(\frac{\tau}{\tau_{cr2}-1}\right)^{3/2} dt$.

De derde balansvergelijking is gebaseerd op de lange termijn evenwicht tussen sedimentatie en erosie voor laag S2:

$$depeff * (1 - \alpha) w_s C = p_2 M_2 T_{e2}$$

Het verband tussen de slibfractie (p_2) en de sedimentmassa per m^2 (m_2) is:

$$m_2 = p_2 \rho (1 - n) d$$

waarbij d de dikte van bodemlaag S2 is, ρ de dichtheid van het sediment in de bodem en n de porositeit.

Op basis van deze vergelijkingen kunnen de onbekenden m_1 , m_2 en p_2 bepaald worden, gegeven de waarden voor C en d .

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

Deltares

www.deltares.nl