

Verkenning morfologische ontwikkeling westelijke Waddenzee



Verkenning morfologische ontwikkeling westelijke Waddenzee

Auteur(s)

Bart Grasmeijer

Luka Jaksic

Julia Vroom

Verkenning morfologische ontwikkeling westelijke Waddenzee

Opdrachtgever	Rijkswaterstaat Water, Verkeer en Leefomgeving
Contactpersoon	de heer J. De Vries
Referenties	HV09 KPP Beheer en Onderhoud Waddenzee
Trefwoorden	Waddenzee, morfologie, morfologische ontwikkeling, komberging, geulen, getij

Documentgegevens

Versie	1.2
Datum	16-12-2022
Projectnummer	11208040-005
Document ID	11208040-005-ZKS-0001
Pagina's	96
Classificatie	
Status	definitief

Auteur(s)

	Bart Grasmeijer Luka Jaksic Julia Vroom	

Deze pagina is niet voor publicatie

Doc. Versie	Auteur	Controle	Akkoord	Publicatie
1.2	Bart Grasmeijer	Zheng Wang	Philip Visman	
	Luka Jaksic			
	Julia Vroom			

Samenvatting

Dit rapport geeft een overzicht van de ontwikkelingen van de westelijke Waddenzee en een verwachting voor de toekomst op mega, macro- en meso-schaal. Dit wil zeggen op de schaal van de hele westelijke Waddenzee, op de schaal van de kombergingsgebieden en op de schaal van zes individuele geulsystemen. Dit is gedaan op basis van eerdere studies, bodemhoogtekaarten van 1976, 1991, 2003 en 2015 en op basis van modelberekeningen van de waterbeweging met deze vier verschillende bodems. Gebaseerd op deze analyses wordt aangegeven hoe het systeem zich de komende decennia mogelijk verder zal ontwikkelen en worden aanbevelingen gedaan om de analyses verder uit te breiden.

De waterbeweging in de westelijke Waddenzee is sterk beïnvloed door de afsluiting van de Zuiderzee in 1932. Voor de afsluiting van de Zuiderzee was de voortplantingsrichting van het getij door de zeegaten van Texel en Eierland noord-zuid gericht. Na de afsluiting was deze west-oost gericht. Nog steeds past de westelijke Waddenzee zich aan deze ingreep aan. De getijdebieten door het Marsdiep en het Eierlandse Gat nemen toe. De getijdebieten door het zeegat van het Vlie nemen af.

Met name het Vlie bekken ondervindt betrekkelijk sterke sedimentatie. Het plaatoppervlak in dit bekken neemt sterker toe en het oppervlak ondiepwatergebied neemt sterker af dan in de andere twee bekkens. De uitbreiding van de plaatoppervlak in het Vlie bekken vindt vooral plaats in het zuidelijke deel langs de Friese vastelandskust. Ook de gemiddelde plaathoogte neemt hier sterk toe.

Ook in het Marsdiep bekken neemt het plaatoppervlak en de gemiddelde plaathoogte sterk toe in het meest zuidwestelijke deel tegen de vastelandskust van Noord-Holland. De meer west-oost gerichte stroming door Texelstroom zorgt nog steeds voor bodemaanpassingen in die richting, waardoor het getij met een recentere bodem minder weerstand ondervindt richting Den Oever en Harlingen.

In het bekken van het Eierlandse Gat nemen het plaatoppervlak en de gemiddelde plaathoogte dichtbij het zeegat en in het zuidelijke deel van het bekken iets toe.

Door de sedimentatie langs de Friese vastelandskust is het de verwachting dat de komberging verder af zal nemen in de komende jaren en dat de geulen in die richting de neiging zullen hebben zich te vernauwen. De betrekkelijk sterke toename van het plaatoppervlak en de gemiddelde plaathoogte in dit gebied suggereren dit ook.

Omdat de plaathoogte aan de zuidzijde van de bekkens meer stijgt dan de gemiddelde zeespiegel verwachten we dat het baggerbezwaar hier toe zal nemen in de komende decennia.

Deze verkenning laat zien dat het analyseren van de waterbeweging van historische modelbodems van meerwaarde is voor het begrijpen van de morfologische ontwikkeling van verschillende delen van de Waddenzee. De analyse is echter nog niet uitputtend. We raden aan om dit verder uit te breiden en doen hiervoor enkele suggesties.

Inhoud

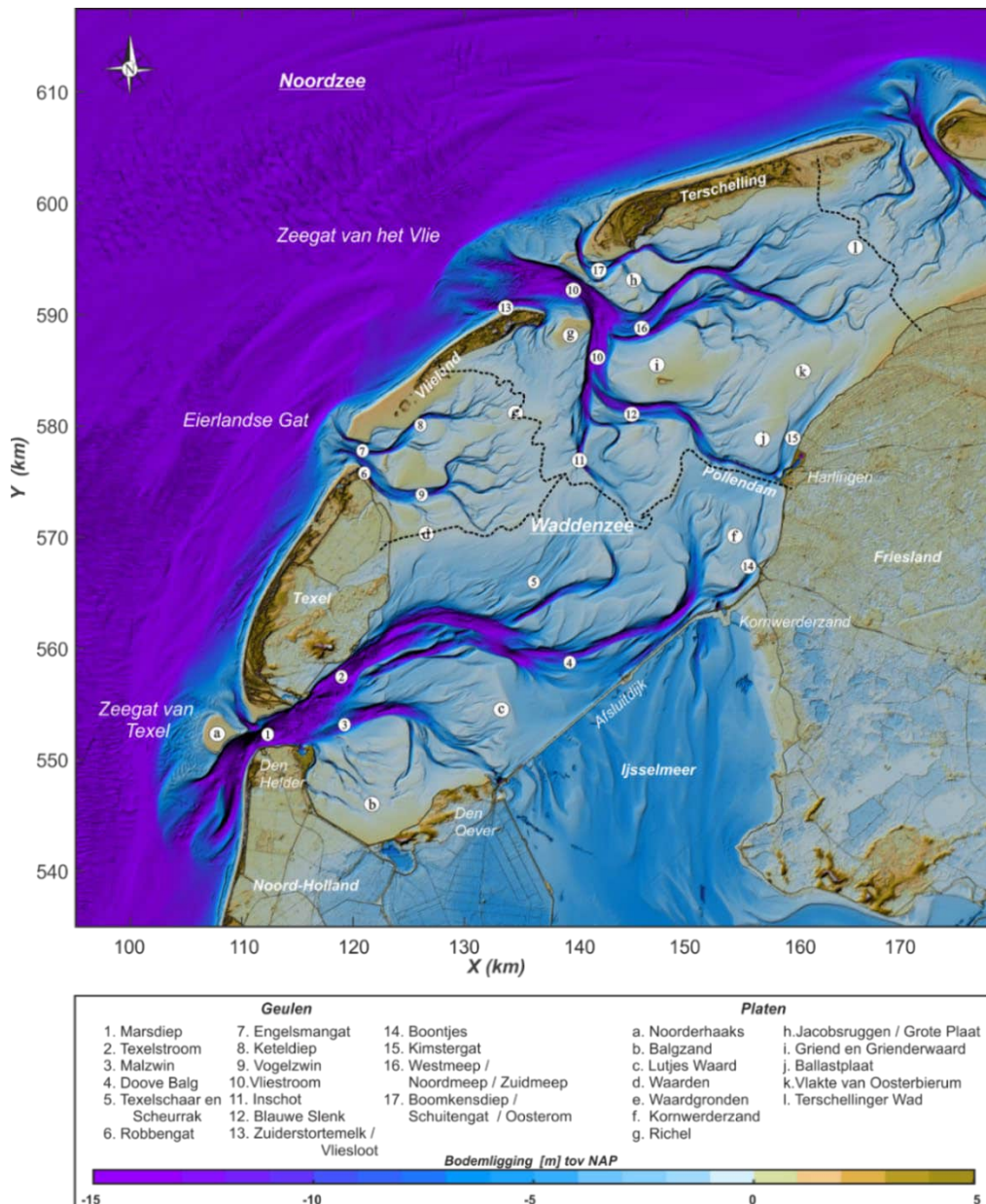
	Samenvatting	5
1	Inleiding	8
1.1	Achtergrond	8
1.2	Doelstelling	9
1.3	Methode	9
1.4	Leeswijzer	9
2	Ontwikkelingen waterbeweging en morfologie	10
2.1	Inleiding	10
2.2	Hydrodynamische ontwikkelingen op mega- en macroschaal	10
2.2.1	Verandering van het getij na afsluiting van de Zuiderzee in 1932	10
2.2.2	Verandering van getijdebieten door de zeegaten tussen 1976 en 2015	12
2.2.3	Verandering van de reststroming door de zeegaten tussen 1976 en 2015	15
2.2.4	Verandering van het stromingspatroon tussen 1976 en 2015	19
2.3	Morfologische ontwikkelingen op mega- en macroschaal	23
2.3.1	Erosie en sedimentatiepatronen	23
2.3.2	Sedimentbalansen westelijke Waddenzee	26
2.3.3	Sedimentbalans per bekken	29
2.3.4	Hypsometrische curves en trends gemiddelde oppervlakte per dieptezone	30
2.3.5	Gemiddelde bodemhoogtetrends per dieptezone	34
2.4	Ontwikkelingen waterbeweging en morfologie op mesoschaal	36
2.4.1	Visjagersgaatje	36
2.4.2	Doove Balg	38
2.4.3	Boontjes	41
2.4.4	Kimstergat	43
2.4.5	Pannengat, Blauwe Slenk en Vaargeul langs Pollendam	46
2.4.6	Slenk en Schuitengat	49
3	Conclusies en aanbevelingen	53
3.1	Conclusies	53
3.1.1	Waterbeweging en morfologie op mega- en macroschaal	53
3.1.2	Ontwikkelingen op mesoschaal	54
3.2	Aanbevelingen	56
	Referenties	57
	Bijlage A Methode	59
	Bodemveranderingen	59
	Modelsimulaties	60
	Modelvalidatie	62
	Bijlage B: Piek getijdebieten en ratio vloed- en ebduur	67

B1. Marsdiep	67
B2. Eierlandse Gat	68
B3. Vlie	69
B4. Wantij Terschelling	70
Bijlage C: Dwarsdoorsnedes	71
C1. Dwarsdoorsnedes Visjagersgaatje	71
C2. Dwarsdoorsnedes Doove Balg	73
C3. Dwarsdoorsnedes Boontjes	76
C4. Dwarsdoorsnedes Kimstergat	78
C5. Dwarsdoorsnedes Pannengat, Blauwe Slenk en Vaargeul langs Pollendam	81
C6. Dwarsdoorsnedes Slenk en Schuitengat	84
Bijlage D: Aanleg Pollendam en vaargeul	87
Bijlage E: Getijkarakteristieken	88
Bijlage F: Oppervlaktes per dieptezone	91
Bijlage G: Gemiddelde bodemhoogte per dieptezone	92

1 Inleiding

1.1 Achtergrond

De westelijke Waddenzee wordt gevormd door het Zeegat van Texel (Marsdiep), het Eierlandse Gat en het Zeegat van het Vlie met hun achterliggende bekkens. Figuur 1-1 toont dit deel van de Waddenzee en de ligging van de belangrijkste platen en geulen. De ontwikkeling van de westelijke Waddenzee wordt bepaald door autonome natuurlijke ontwikkelingen en menselijk ingrijpen, waarvan de afsluiting van de Zuiderzee in 1932 de grootste is.



Figuur 1-1 Een overzicht van de drie zeegaten die de westelijke Waddenzee vormen en de ligging van de belangrijkste platen en geulen op basis van de representatieve 2015 bodem (Elias, 2019). Gestippelde zwarte lijnen geven de indicatieve locaties van de wantijen weer.

De westelijke Waddenzee is sinds de afsluiting van de Zuiderzee in 1932 onderhevig geweest aan netto sedimentatie, vooral langs de vastelandskust in de oude geulen die nu afgesneden zijn door de Afsluitdijk (Elias, et al., 2012; Elias, 2019; Nederhoff, et al., 2017; Colina Alonso, et al., 2021). Sommige gebieden zijn aan erosie onderhevig, zoals bijvoorbeeld het subgetijdengebied ten noorden van de Texelstroom. In deze rapportage worden deze grootschalige morfologische ontwikkelingstrends in de bodemhoogtes van plaatgebieden en geulen beschreven, en wordt ook het verband gelegd met de waterbeweging die met een numeriek model is berekend voor verschillende jaren. Op basis van deze samenhangende ontwikkelingen wordt per deelgebied een prognose gegeven van de ontwikkelingsrichting tot 2050.

1.2 Doelstelling

Doel van dit rapport is om op basis van eerdere studies, nieuwe modelberekeningen en analyses een overzicht te geven van ontwikkelingen van de westelijke Waddenzee in het verleden op de mega- macro- en meso-schaal en op basis daarvan een prognose te geven van de toekomstige ontwikkeling tot 2050 .

1.3 Methode

We beschrijven de ontwikkelingen van de morfologie en de waterbeweging in de westelijke Waddenzee op basis van literatuur, recente analyses en nieuwe modelberekeningen. Bodemveranderingen in de westelijke Waddenzee worden bekeken aan de hand van de analyse door Colina Alonso et al. (2021). Deze is gebaseerd op historische vaklodingen. De morfologische ontwikkelingen worden op verschillende schaalniveaus omschreven; van megaschaal (westelijke Waddenzee), via macroschaal (kombergingsgebied) naar meso-schaal (lokale morfologische eenheden zoals geulen, platen, slikken en kwelders binnen een kombergingsgebied). We berekenen de effecten van verschillende bodemligging op de hydrodynamica met het 2D hydrodynamische Dutch Continental Shelf Model in Delft3D – Flexible Mesh (2D DCSM-FM 100m) en gebruiken daarbij vier historische bodems, namelijk die van 1976, 1991, 2003 en 2015. Een uitgebreide beschrijving van de methode wordt gegeven in bijlage A.

1.4 Leeswijzer

In hoofdstuk 2 wordt eerst de ontwikkeling van de waterbeweging beschreven op basis van voorspellingen over de invloed van de afsluiting van de Zuiderzee uit 1980 en resultaten van nieuwe modelberekeningen. Daarna worden de morfologische ontwikkelingen op mega- en macroschaal beschreven, mede op basis van trends in gemiddelde oppervlakken en hoogtes per dieptezone (diep water, ondiep water, intergetijdezone) verkregen uit lodingen. tot slot worden de ontwikkelingen op mesoschaal beschreven voor zes geulsystemen. In hoofdstuk 3 worden de conclusies en aanbevelingen gegeven. Hier wordt ook de prognose voor de toekomst samengevat.

2 Ontwikkelingen waterbeweging en morfologie

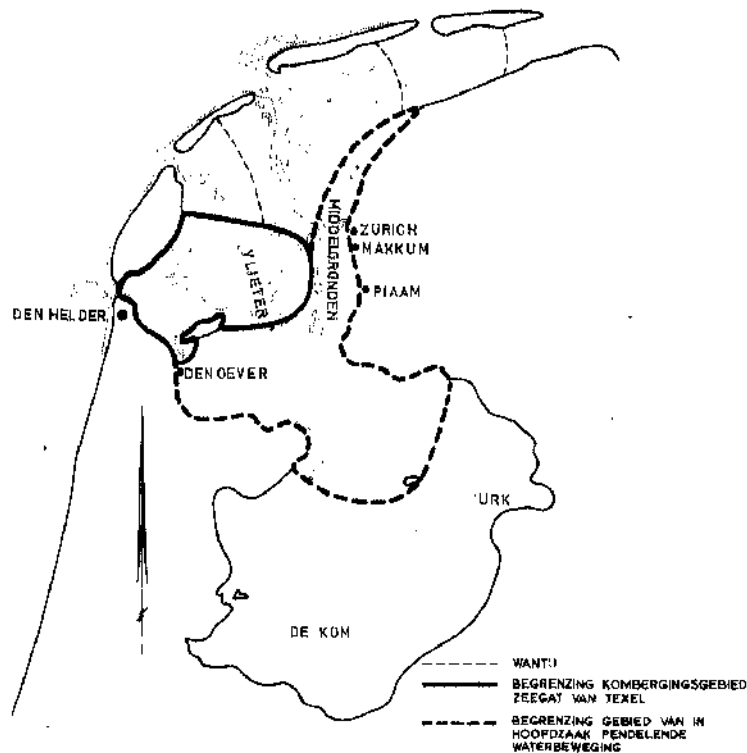
2.1 Inleiding

In dit hoofdstuk bespreken we de veranderingen op de grote schaal van de hele westelijke Waddenzee (megaschaal), op de kleinere schaal van de drie kombergingsgebieden (macroschaal) en op de kleinste schaal van geulen en platen (mesoschaal). We bespreken eerst de veranderingen in de waterbeweging en vervolgens morfologie. Meer over het ontstaan van de Waddenzee en de morfologische ontwikkelingen zijn door Rijkswaterstaat duidelijk in beeld gebracht in een recente publicatie (Rijkswaterstaat, 2021).

2.2 Hydrodynamische ontwikkelingen op mega- en macroschaal

2.2.1 Verandering van het getij na afsluiting van de Zuiderzee in 1932

De waterbeweging in de westelijke Waddenzee is sterk beïnvloed door de afsluiting van de Zuiderzee in 1932 (Klok & Schalker, 1980). Voor de afsluiting van de Zuiderzee liep de door de zeegaten binnenkomende getijgolf door de geulen de Vlieter en de Middelgronden het Zuiderzeebekken binnen (Figuur 2-1). De getijgolf werd bij het bereiken van de zuidelijke oever van de Zuiderzee teruggekaatst. Deze teruggekaatste getijgolf interfereerde met de binnenkomende golf. Zou de getijgolf geen weerstand in de vorm van bodemwrijving ondervinden en de getijgolf zou zuiver loodrecht de kust naderen, dan zou er een zuivere staande golf ontstaan. Op de knooplijnen, op afstanden van een kwart van golflengte voor het einde van het bekken, zou er dan geen verticale waterbeweging zijn. Door de geringe diepte ondervond de getijgolf echter weerstand, zodat van een duidelijke knooplijn, waar de verticale beweging nul zou zijn geen sprake meer was. De teruggekaatste golf had een kleinere amplitude dan de invallende waardoor deze de invallende nooit geheel kon opheffen. Op de knooplijn bleef een kleine amplitude bestaan. Dit minimum tijverschil trad ter hoogte van Urk op en bedroeg circa 20 cm.

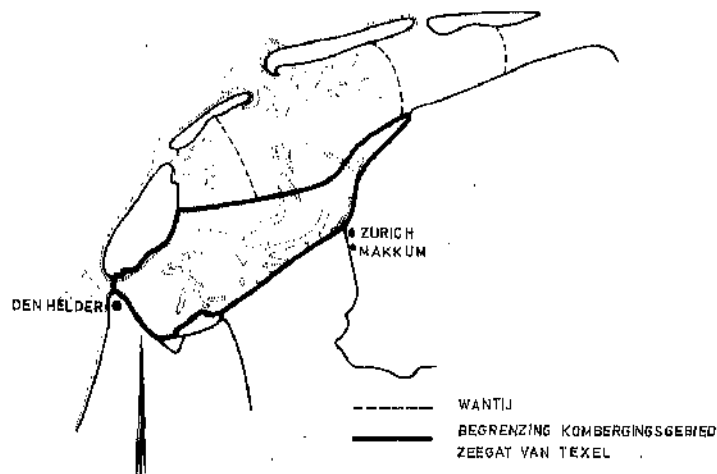


Figuur 2-1 De Waddenzee voor de afsluiting van de Zuiderzee (Klok & Schalker, 1980)

Door de aanleg van de afsluitdijk werd het bekken, waarin de getijgolf zich kon voortplanten, verkleind. De demping van de invallende golf door interferentie met de teruggekaatste golf werd hierdoor minder. Na de afsluiting nam de getijamplitude dan ook toe.

Vlak na de afsluiting van de Zuiderzee veranderde ook de kombergingsgebied van het Zeegat van Texel, met het Marsdiep (Figuur 2-2). De omgeving van de afsluitdijk, een gedeelte van het kombergingsgebied van het Zeegat van het Vlie en het gebied waar voor de afsluiting een pendelende waterbeweging was, zijn geheel in de invloedssfeer van het Zeegat van Texel gekomen. De grootte van het kombergingsgebied van dit zeegat is dan ook ten koste van die van het Eijerlandse Gat en het Zeegat van het Vlie toegenomen (Klok & Schalker, 1980).

De Staatscommissie Zuiderzee verwachtte een volledig wantij in de lijn Vliehors-Makkum op basis van getijberekeningen en op grond van de volgende theorie (Klok & Schalker, 1980): Achter de Waddeneilanden komt een wantij voor, een lijn waarlangs men bij laagwater vrijwel droogvoets de vaste wal kan bereiken. De getijgolven die van weerskanten uit de zeegaten de Waddenzee binnenkomen, interfereren met elkaar en de daarbij behorende stromen, die tegengesteld gericht zijn, heffen elkaar op. Door het ontbreken van stroom kunnen op deze plaats geen geulen ontstaan. Wanneer men Texel en Vlieland als één eiland beschouwd, dan vindt men de aanduiding van een wantij ongeveer in de lijn Vlieland-Makkum/Zurich. Dit wantij werd voor de afsluiting doorbroken door enige diepe geulen, waarin krachtige stromen liepen. Het lag voor de hand deze afwijking aan de aanwezigheid van de Zuiderzee toe te schrijven. Wordt nu de vloedkom weggenomen, dan is er aldus de Staatscommissie geen reden meer voor deze afwijking en kan de vorming van een volledig wantij hier worden verwacht.



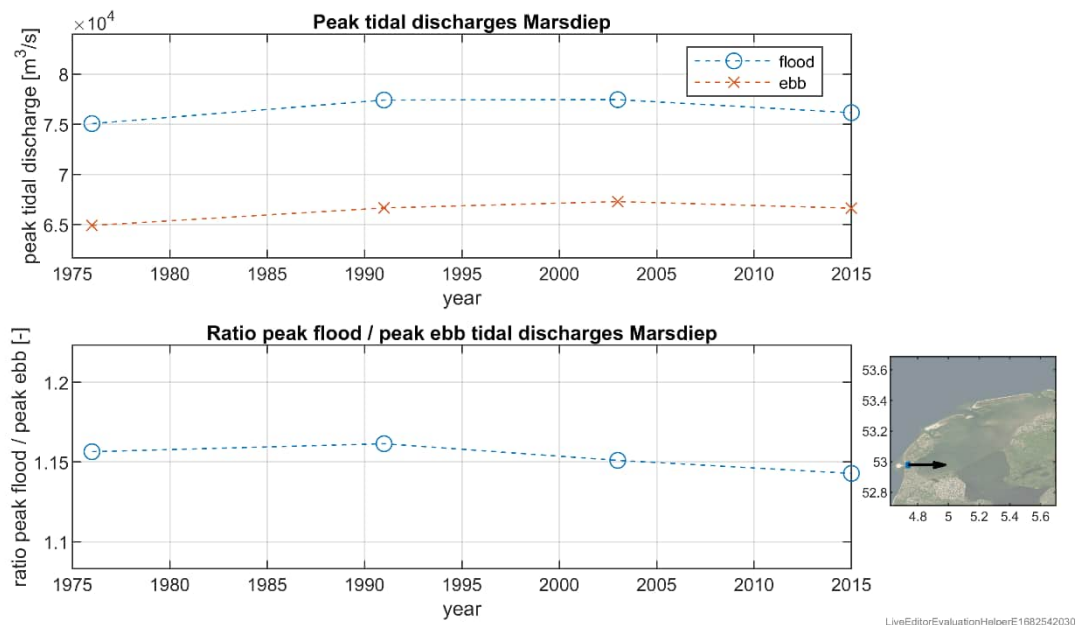
Figuur 2-2 De Waddenzee na de afsluiting van de Zuiderzee (Klok & Schalker, 1980)

Het bovengenoemde wantij in de lijn Vlieland-Makkum vormde zich in de eerste decennia (ongeveer 1933-1975) na afsluiting van de Zuiderzee niet. De vraag is of een dergelijk wantij zich nu aan het vormen is. Belangrijke verandering is in elk geval de voortplantingsrichting van het getij door de zeegaten van Texel en Eierland. Voor de afsluiting was deze noord-zuid gericht en na afsluiting west-oost. De posities van de wantijen hebben een directe invloed op de omvang van het getijdebekken. Met behulp van empirische relaties voor het morfologisch evenwicht is in eerdere studies aangetoond dat de beweging van de wantijen na b.v. de afsluiting van de Zuiderzee grote invloed heeft op de totale hoeveelheid sediment die nodig is om het morfologische evenwicht voor de bekkens te herstellen (Wang, et al., 2013). De positie van de wantijen heeft daarom altijd de interesse van onderzoekers. Als gevolg van de afsluiting van de Zuiderzee is het wantij tussen het Marsdiep en het Vlie verplaatst van nabij Kornwerderzand naar ten zuiden van de Pollendam (Van Geer, 2007). Hier ligt een zone met lagere stroomsnelheden. Bij migratie van wantijen kan de verplaatsing van het hydrodynamisch wantij zich vrij snel voltrekken, het morfologisch wantij (zone met intergetijdenplaten) volgt daarna (Vroom, 2011). Het morfologische wantij dat bestaat uit intergetijdengebieden is hier echter (nog) niet goed ontwikkeld (Smits, et al., 2022).

2.2.2 Verandering van getijdebieten door de zeegaten tussen 1976 en 2015

De invloed van de bodemhoogteveranderingen op de grootschalige waterbeweging is zichtbaar in veranderingen van getijdebieten door de zeegaten. In de volgende figuren tonen we de berekende getijgemiddelde eb- en vloedvolumes door het Zeegat van Texel, het Eierlandse Gat, het Zeegat van het Vlie en over het wantij onder Terschelling, gebaseerd op simulaties met de bodem van 1976, 1991, 2003 en 2015. Bijlage B toont naast de getijgemiddelde eb- en vloedvolumes ook de piek getijdebieten en de ratio tussen vloeduur en ebduur.

Figuur 2-3 laat zien dat de berekende piek getijdebieten door het Marsdiep toenemen tussen 1976 en 2015. De getijdebieten door het Marsdiep nemen na 2003 weer iets af. Het is nog onduidelijk wat hiervan de reden van die afname in de laatste jaren is. De piek vloedebieten door het Marsdiep zijn in 1976 en 1991 nog 15% groter dan de piek ebdebieten maar dit verschil neemt heel licht af vanaf 1991.

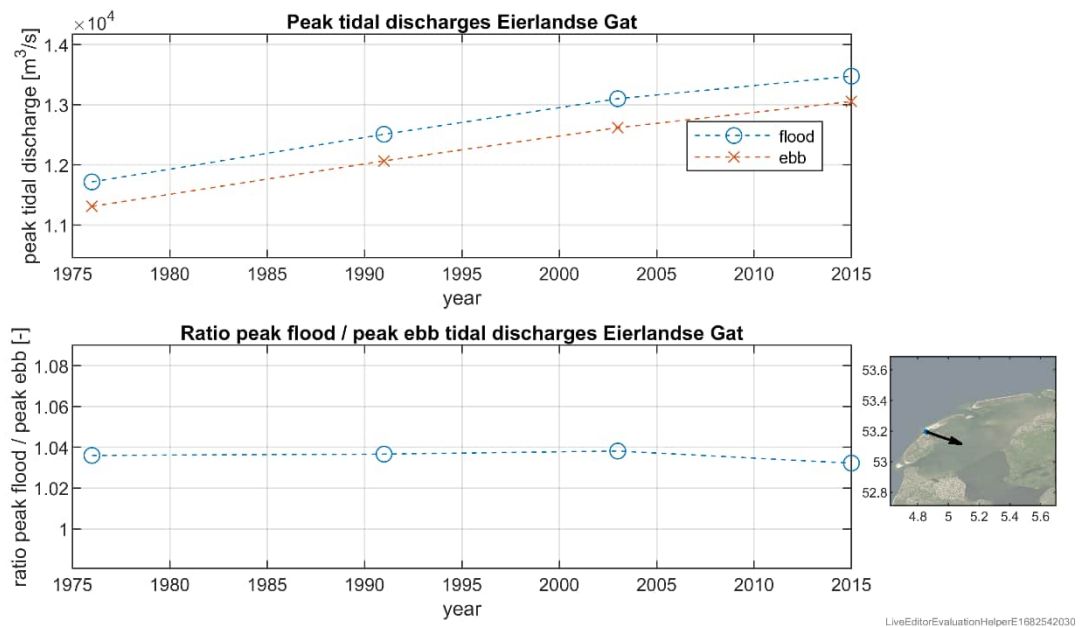


Figuur 2-3 Berekende getijgemiddelde eb- en vloedvolumes door het Zeegat van Texel (Marsdiep) gebaseerd op simulaties van een jaar met de bodem van 1976, 1991, 2003 en 2015 en steeds dezelfde randvoorwaarde op de buitenrand van het model.

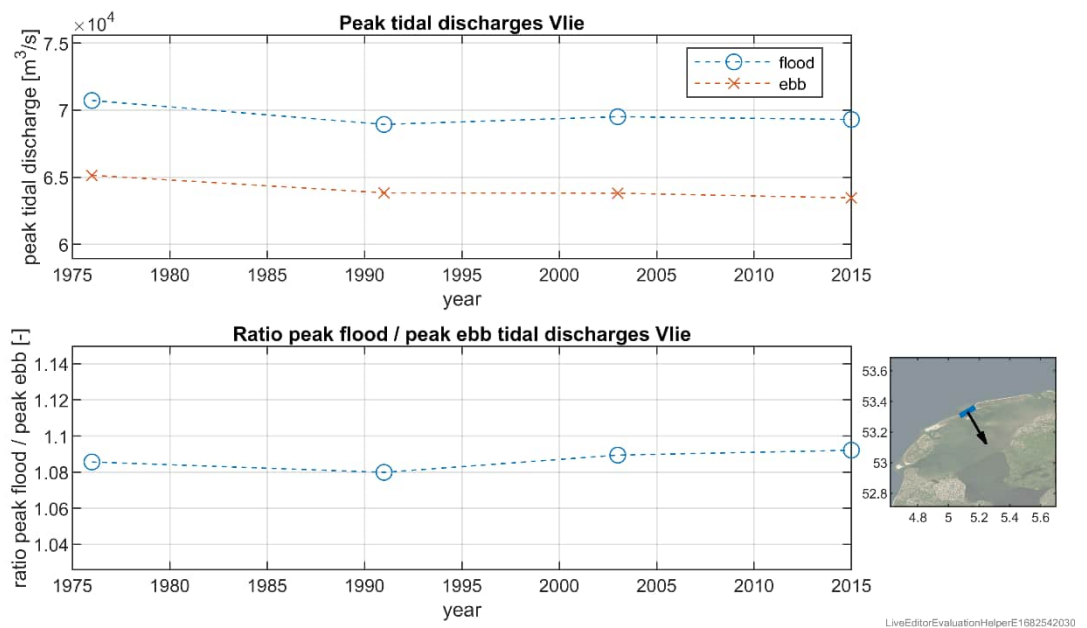
Ook voor het Eierlandse Gat nemen de piek getijdebieten toe in de tijd (Figuur 2-4). De piek vloeddebieten zijn bijna 4% groter dan de piek ebdebieten. Dit verschil blijft ongeveer gelijk tussen 1976 en 2003 en neemt heel licht af vanaf 2003.

In tegenstelling tot de twee westelijke zeegaten blijven de piek getijdebieten in het oostelijke deel van de westelijke Waddenzee ongeveer gelijk of nemen ze iets af. Figuur 2-5 laat dit zien voor het Zeegat van het Vlie en Figuur 2-6 voor het wantij onder Terschelling. De piek vloeddebieten door het Vlie zijn ongeveer 8-9% groter dan de piek ebdebieten. Bijlage B.3 laat nauwelijks verandering in de tijd zien van de ratio tussen vloedduur en ebduur. Zowel in 1976 als in 2015 is deze ongeveer 0.95 (vloed duurt 5% korter dan eb).

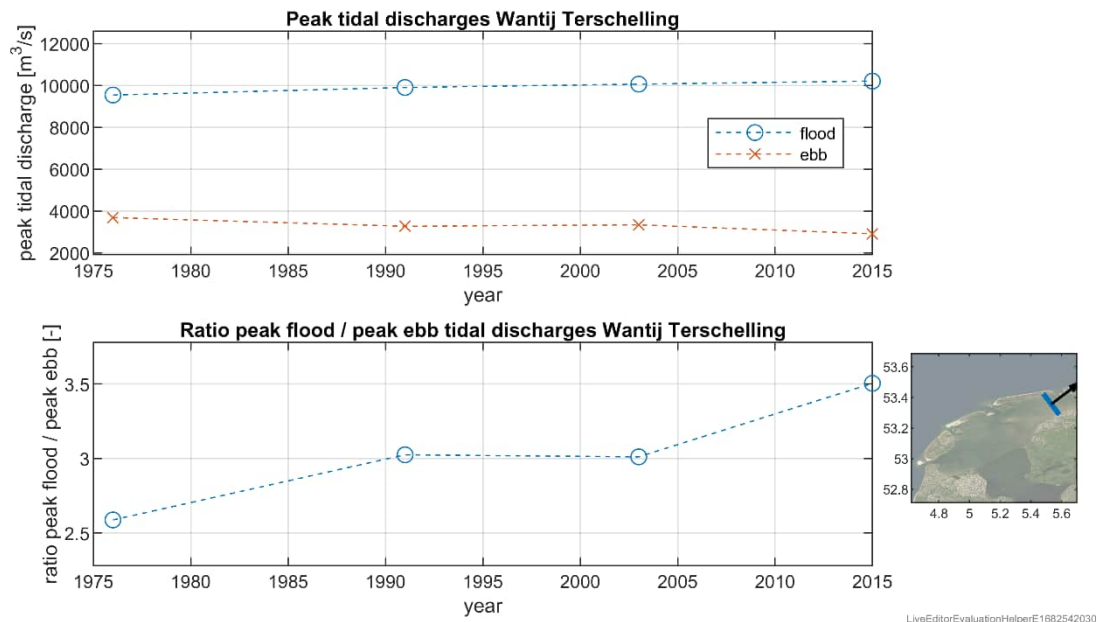
Over het wantij van Terschelling zijn de piek vloeddebieten in 1976 ongeveer 2.5 keer groter dan de piek ebdebieten. Dit neemt toe tot 3.5 keer in 2015, door vooral een afname van de piek ebdebieten.



Figuur 2-4 Berekende getijgemiddelde eb- en vloedvolumes door het Eierlandse Gat gebaseerd op simulaties van een jaar met de bodem van 1976, 1991, 2003 en 2015 en steeds dezelfde randvoorwaarde op de buitenrand van het model.



Figuur 2-5 Berekende getijgemiddelde eb- en vloedvolumes door het Zeegat van het Vlie gebaseerd op simulaties van een jaar met de bodem van 1976, 1991, 2003 en 2015 en steeds dezelfde randvoorwaarde op de buitenrand van het model.



Figuur 2-6 Berekende getijgemiddelde eb- en vloedvolumes door het wantij onder Terschelling gebaseerd op simulaties van een jaar met de bodem van 1976, 1991, 2003 en 2015 en steeds dezelfde randvoorwaarde op de buitenrand van het model.

De toename van de getijvolumes door het Eierlandse Gat kunnen gekoppeld worden aan het exporterende gedrag van dit zeegat. Voor het Marsdiep treedt de toename op, ondanks een netto sedimentatie in het bekken. Waarschijnlijk is de netto sedimentatie hier van relatief klein belang voor de getijdebieten, omdat deze voor een groot gedeelte in het subgetijdengebied plaatsvindt. Dit betekent dat de getijslag in delen van het bekken is toegenomen, of dat de getijvoortplanting is veranderd. We laten in paragraaf 2.2.4 zien dat dit inderdaad het geval is. De afname van de debieten door het Vlie zijn mogelijk het gevolg van de verkleining van de komberging, omdat de sedimentatie hier wel op het intergetijdengebied plaatsvindt. Het kan ook zijn dat een gebied op de overgang tussen het Marsdiep en Vlie eerst meer gevoed werd vanuit het Vlie, en nu meer vanuit het Marsdiep. Bij het beschrijven van de ontwikkelingen op mesoschaal gaan we dieper in op de relatie tussen sedimentatie op de plaatgebieden en debieten door de geulen.

2.2.3 Verandering van de reststroming door de zeegaten tussen 1976 en 2015

Eventuele veranderingen van de reststroming kunnen een indicatie zijn van morfologische ontwikkelingen van de zeegaten, de daarbij behorende kombergingsgebieden en de wantijen in de westelijke Waddenzee. We brengen deze reststroming in beeld op basis van de berekende waterbeweging voor de vier verschillende historische bodems tussen 1976 en 2015. We moeten hierbij wel vermelden dat de reststroming sterk afhankelijk is van de windforcering (Duran-Matute, et al., 2014). In onze berekening is echter alleen de bodem aangepast terwijl de windforcering voor de vier verschillende bodems gelijk is gehouden. Figuur 2-7 illustreert de windsnelheid en -richting bij West Terschelling met betrekkelijk sterke WNW wind in het najaar. De getoonde reststroming representeert dus niet een meerjarig gemiddelde maar laat alleen de invloed van een andere bodem zien. Het grootschalige patroon, met netto uitstroom via het Marsdiep (van 40 miljard m^3) en netto instroom via het Vlie (van ruim 40 miljard m^3) wijzigt tussen de verschillende bodems niet, evenals de netto instroom door het Eierlandse Gat die een orde van grootte kleiner is dan het restdebiet door het Marsdiep en Vlie. Over het wantij onder Terschelling verdwijnt er ca. 20 miljard m^3 per jaar. Dit is ongeveer gelijk aan het volume dat door de spuisluizen in de Afsluitdijk wordt aangevoerd. Dit grootschalige

reststromingspatroon wordt aangedreven door het verschil in getijslag tussen de zeegaten van het Marsdiep en het Vlie en door de vorm en diepte van de bekkens. Dit effect is belangrijker dan het faseverschil tussen de stroming door de zeegaten (Ridderinkhof, 1990).

Figuur 2-8 t/m Figuur 2-11 tonen de berekende cumulatieve reststroom door het Marsdiep, Eierlandse gat, Zeegat van het Vlie en over het wantij van Terschelling. De verschillende gekleurde lijnen tonen de cumulatieve reststroom voor verschillende historische bodems.

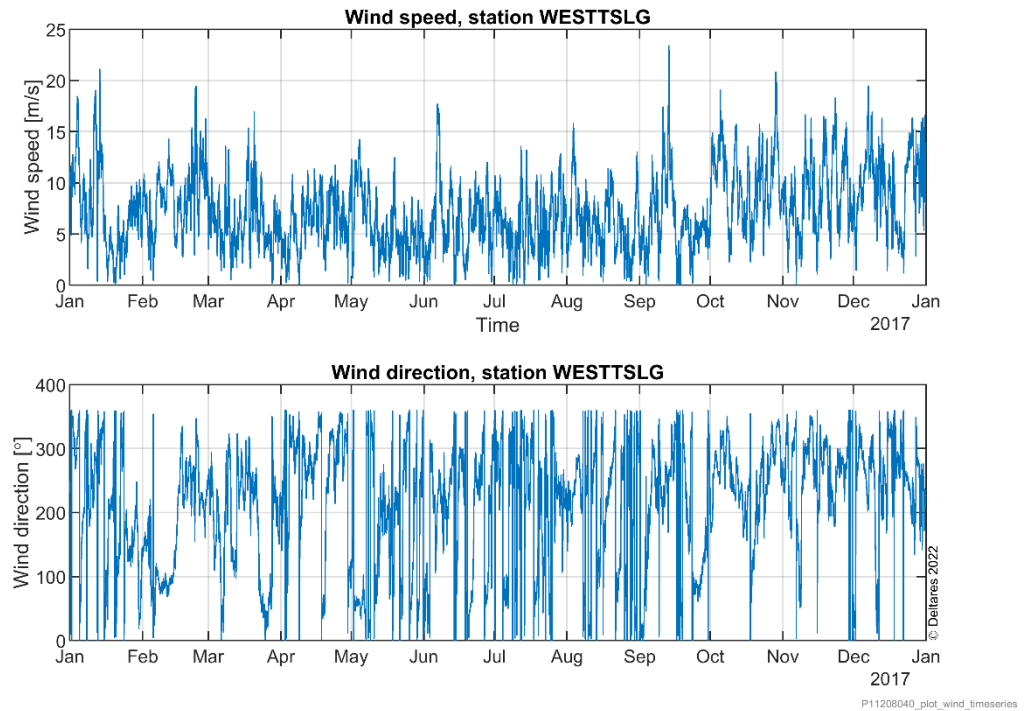
Figuur 2-8 laat zien dat de cumulatieve reststroom door het Marsdiep vrijwel steeds naar buiten is gericht en na één jaar $-3.9 \cdot 10^{10}$ tot $-4.4 \cdot 10^{10} \text{ m}^3$ bedraagt, afhankelijk van de toegepaste historische bodem.

Voor het Eierlandse Gat is de cumulatieve reststroom veel kleiner, varieert sterk in de tijd en verschilt duidelijk voor de verschillende historische bodems (Figuur 2-9). Voor bodems van 1976 en 1991 wordt de cumulatieve reststroom door het Eierlandse Gat in de eerste 9 maanden van het jaar (tussen 1 januari en 1 oktober) geleidelijk groter in de ebrichting (naar buiten). In de laatste 3 maanden van het jaar wordt dit gecompenseerd en draait de richting van de cumulatieve reststroom van eb- naar vloed (van buiten naar binnen). Voor de bodems van 2003 en 2015 is de cumulatieve reststroom juist vloed gericht in de eerste 9 maanden en blijft deze min of meer constant terwijl deze in de laatste 3 maanden van het jaar verder toeneemt in vloedrichting. Na een jaar bedraagt de reststroom door het Eierlandse Gat $0.9 \cdot 10^9$ tot $5.2 \cdot 10^9 \text{ m}^3$, afhankelijk van de toegepaste bodem en is deze naar binnen gericht voor alle vier bodems.

De cumulatieve reststroom door het Zeegat van het Vlie neemt geleidelijk toe in vloedrichting (naar binnen) en bedraagt na een jaar $4.2 \cdot 10^{10}$ tot $4.4 \cdot 10^{10} \text{ m}^3$, afhankelijk van de toegepaste bodem (Figuur 2-10).

De cumulatieve reststroom over het Wantij Terschelling neemt geleidelijk toe in de vloedrichting (uit de westelijke Waddenzee) en bedraagt na een jaar $1.9 \cdot 10^{10}$ tot $2.0 \cdot 10^{10} \text{ m}^3$ (Figuur 2-11).

Kortom, met de hier toegepaste forcering laten de modelresultaten zien dat er sprake is van netto uitstroom door het Marsdiep en over Wantij Terschelling en netto instroom door het Eierlandse gat en het Zeegat van het Vlie.

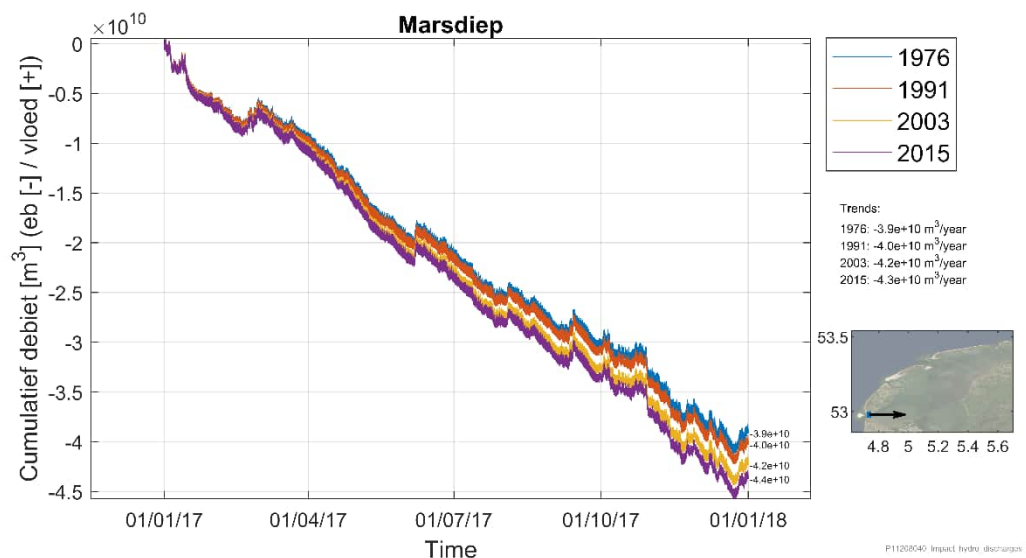


Figuur 2-7 Windsnelheid en -richting bij station West Terschelling (WESTTSLG)

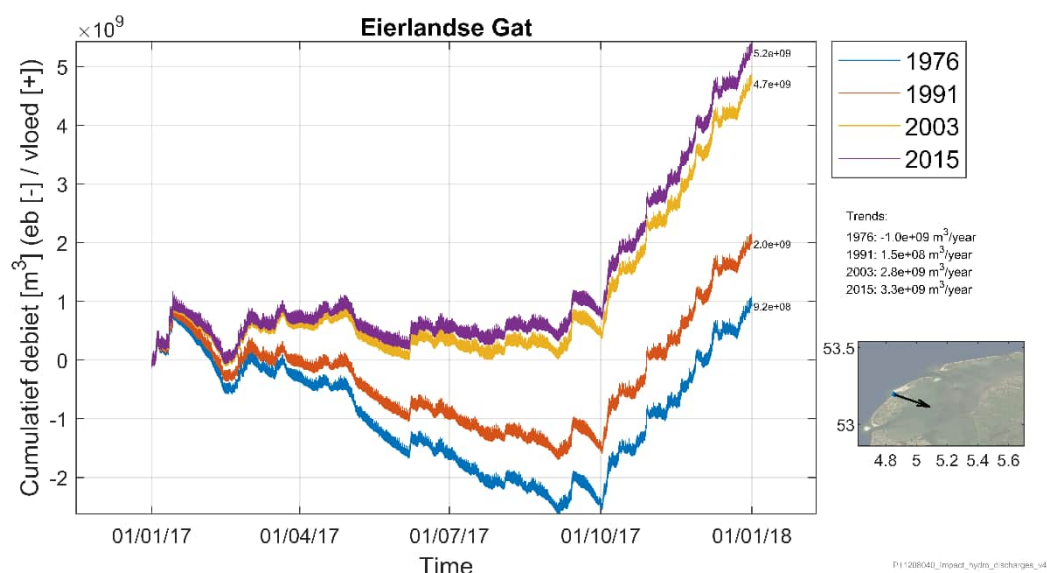
Uit de modelresultaten blijkt verder dat de reststroom door de westelijke zeegaten toeneemt tussen 1976 en 2015. Verder valt op dat de invloed van seizoenvariëaties op de reststroom even groot kan zijn als de invloed van historische bodemontwikkelingen op de tijdsschaal van decennia.

De reststroom door het Eierlandse gat en het Marsdiep verandert het meest onder invloed van de historische bodemontwikkeling, zowel in absolute als relatieve zin (zie verschillende kleuren lijnen in Figuur 2-8 en Figuur 2-9). De reststroom lijkt hier tussen 1976 en 2015 toe te nemen met een volume in de orde van 10^9 m^3 . Bij de Vlie en het wantij van Terschelling is de toename in (absolute) reststroom een factor 2-4 keer kleiner dan bij de meest westelijke zeegaten en bovendien niet trendmatig (Figuur 2-10 en Figuur 2-11).

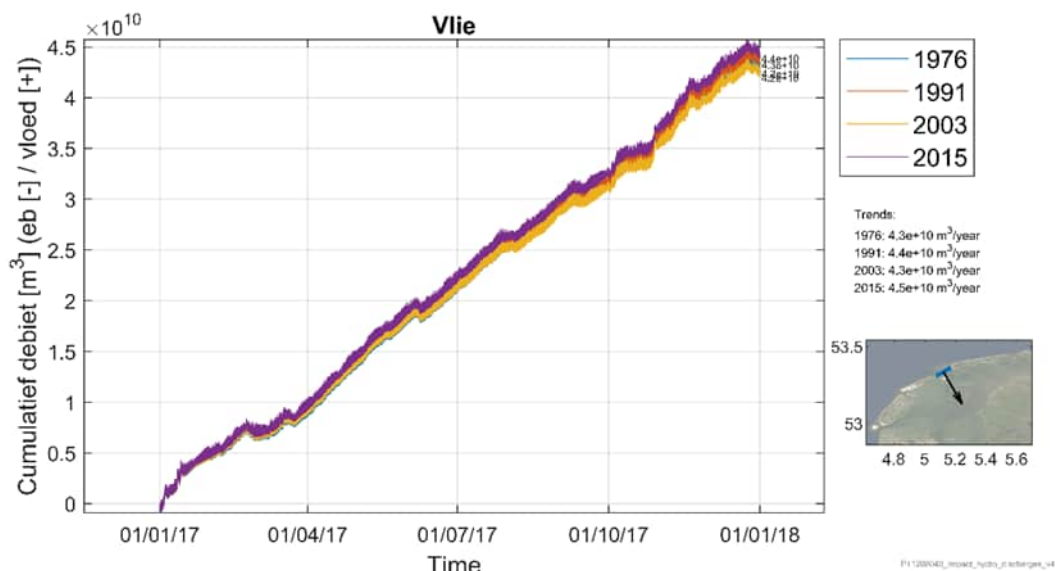
Wat betreft de variatie in reststroom gedurende het jaar, valt de seizoenvariëatie in het Eierlandse gat op (Figuur 2-9). Hier is tot oktober nauwelijks sprake van netto instroom (of zelfs netto uitstroom), waarna de instroom door het zeegat sterk toeneemt tot december. De verandering in reststroom onder invloed van seizoenvariëaties lijkt hier even belangrijk als de invloed van de bodemontwikkelingen tussen 1976 en 2015.



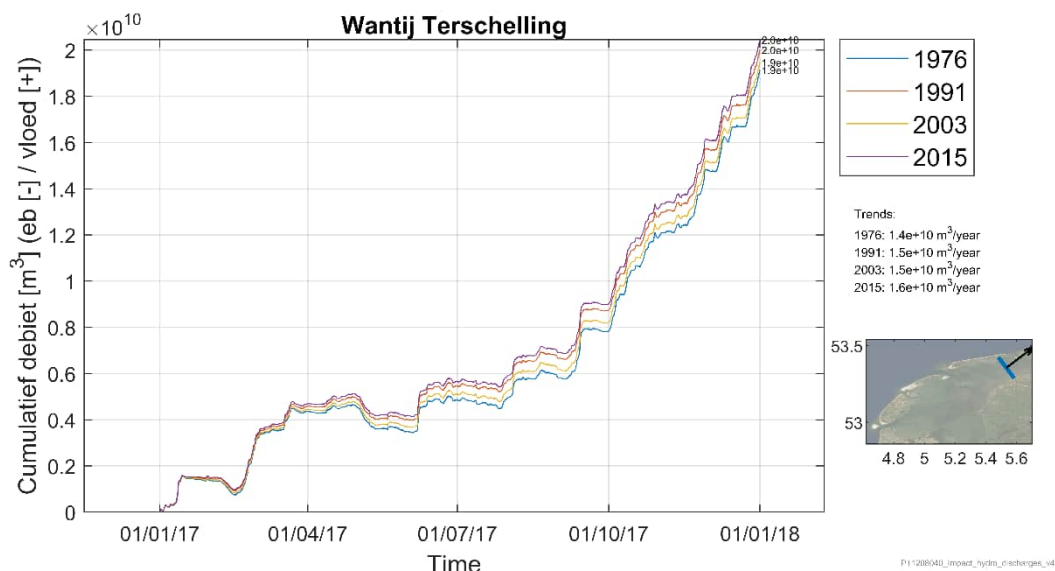
Figuur 2-8 Reststroom door het Marsdiep voor een historische bodem uit 1976, 1991, 2003 en 2015. Randvoorwaarden behoren altijd tot het jaar 2017. Gekleurde lijnen tonen de reststroom voor verschillende historische bodems. Peil op kaartje geeft positieve stroomrichting aan.



Figuur 2-9 Reststroom door het Eierlandse gat voor een historische bodem uit 1976, 1991, 2003 en 2015. Randvoorwaarden behoren altijd tot het jaar 2017. Gekleurde lijnen tonen de reststroom voor verschillende historische bodems. Peil op kaartje geeft positieve stroomrichting aan.



Figuur 2-10 Reststroom door het zeegat van het Vlie voor een historische bodem uit 1976, 1991, 2003 en 2015. De forcing van het model is voor het jaar 2017. Gekleurde lijnen tonen de reststroom voor verschillende historische bodems. Peil op kaartje geeft positieve stroomrichting aan.



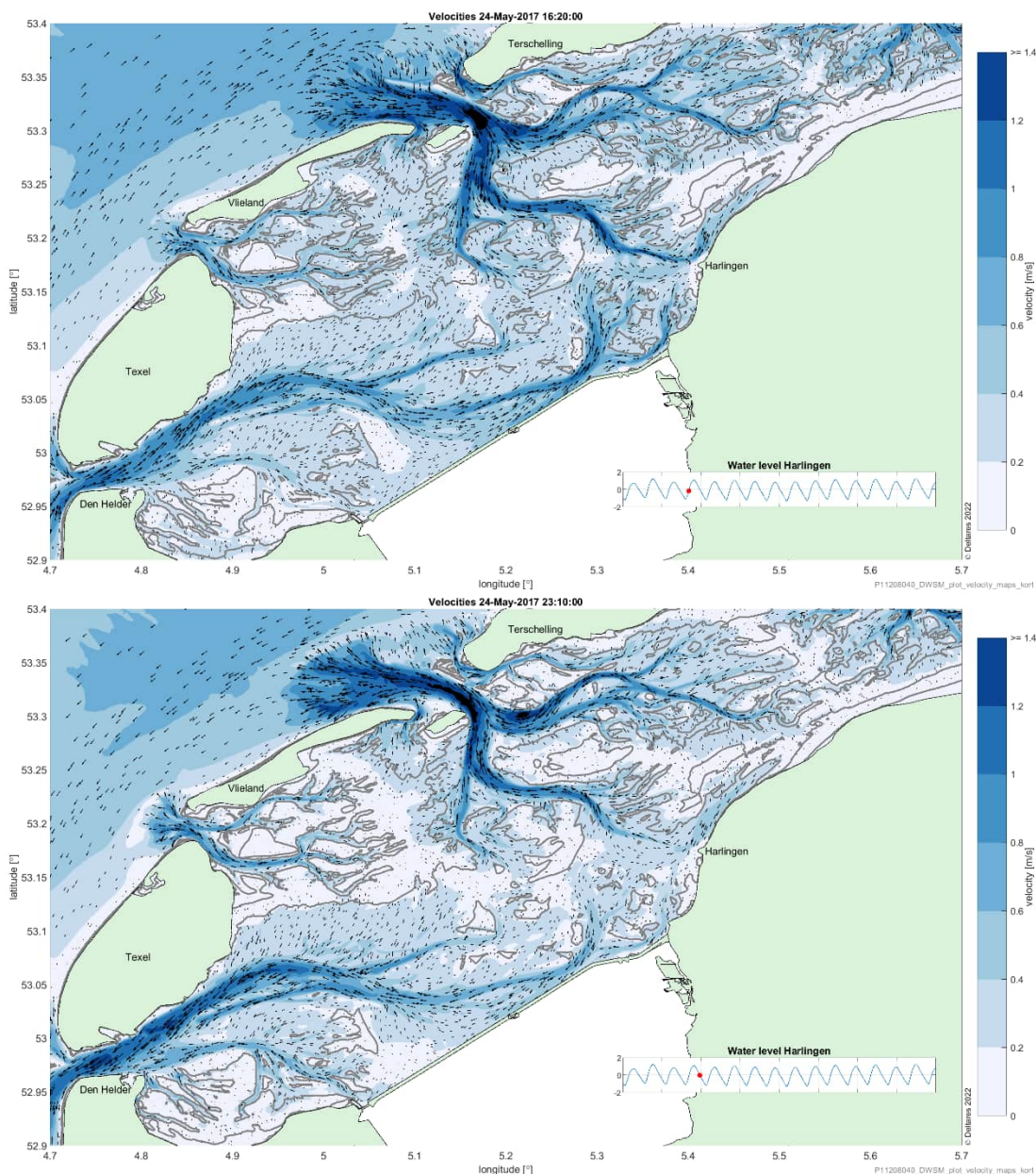
Figuur 2-11 Reststroom over wantij Terschelling voor een historische bodem uit 1976, 1991, 2003 en 2015. Randvoorwaarden behoren altijd tot het jaar 2017. Gekleurde lijnen tonen de reststroom voor verschillende historische bodems. Peil op kaartje geeft positieve stroomrichting aan.

2.2.4 Verandering van het stromingspatroon tussen 1976 en 2015

We tonen de verdere verandering van stromingspatroon tussen 1976 en 2015 door eerst een beeld te geven van de stroming in 2015, en dit patroon daarna te vergelijken met 1976. Omwille van de leesbaarheid wordt daarom hier voornamelijk het verschil met 1976 beschreven.

Figuur 2-12 toont voorbeelden van de berekende dieptegemiddelde stroomsnelheden tijdens vloed (boven) en tijdens eb (onder) uitgaande van de bodemhoogte uit het jaar 2015. De bijbehorende animatie kan worden bekeken via de volgende YouTube link <https://youtu.be/onE3vZ8eUlc>. De figuur en animatie tonen duidelijk de betrekkelijk grote

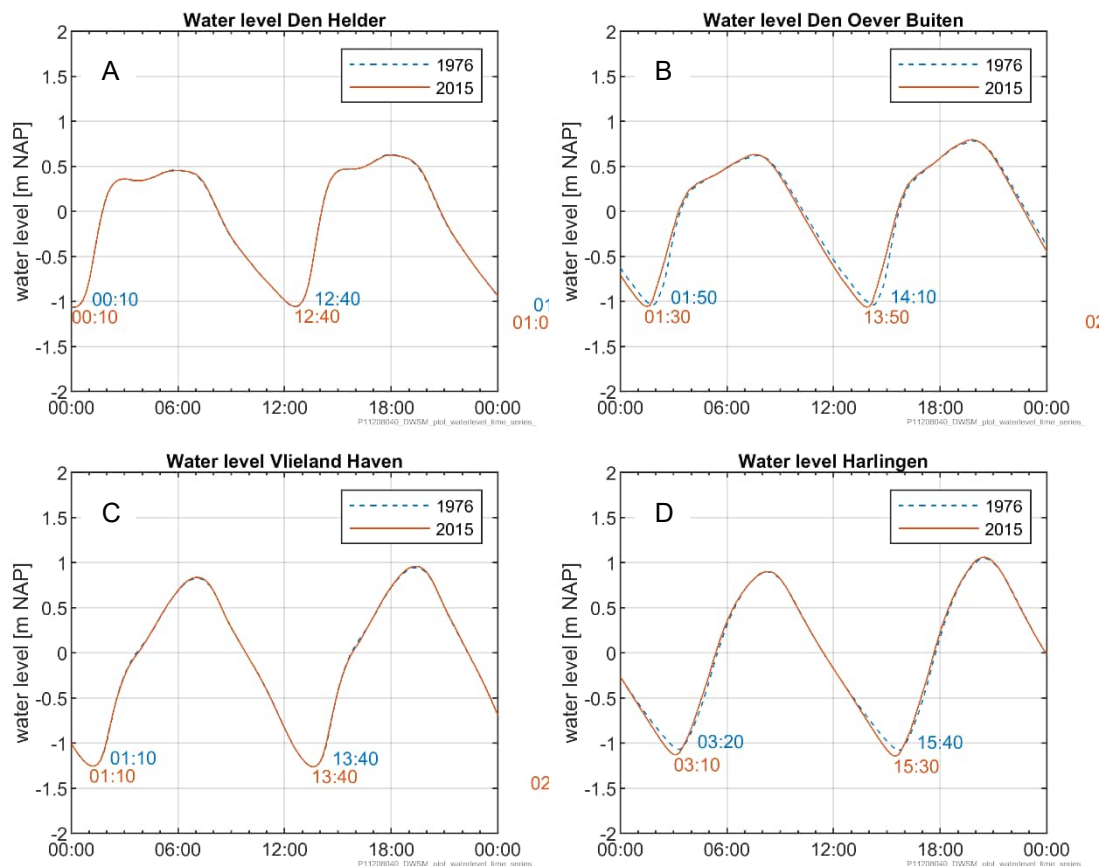
stroomsnelheden in de zeegaten van enkele tientallen cm/s tot soms meer dan 1.4 m/s. De belangrijkste geulen in de Waddenzee zijn met de donkerblauwe kleuren ook duidelijk zichtbaar. Midden op de platen en ter hoogte van de wantijen zijn de stroomsnelheden het laagst. In deze stroomsnelheden is goed te zien dat het bekken van het zeegat van Texel betrekkelijk langgerekt is en grofweg stroomt van het Marsdiep in het westen via verschillende geulen richting Harlingen in het oosten en weer terug. Het bekken van het Eierlandse Gat is klein met sterk vertakkende geulen. Het bekken van het Vlie stroomt vanuit de Vliestroom naar het zuidoosten en vertakt zich vervolgens in een deel naar het oosten onder Terschelling door en een deel naar het zuidoosten richting Harlingen.



Figuur 2-12 Voorbeeld van berekende dieptegemiddelde stroomsnelheden tijdens vloed (boven) en tijdens eb (onder) bij bodemhoogte 2015. Zie de volgende YouTube link voor de bijbehorende animatie <https://youtu.be/onE3vZ8eUlc>

Veranderingen van de bodemhoogte heeft invloed op de voortplantingssnelheid van het getij in de Waddenzee. Figuur 2-13 toont daarom tijdseries van het berekende waterstandsverloop met de bodem van 1976 en die van 2015 voor Den Helder (A), Den Oever Buiten (B), Vlieland Haven (C) en Harlingen (D). Deze figuur laat zien dat er voor de stations aan de buitenkant

van de Waddenzee zoals Den Helder en Vlieland nauwelijks verschil is te zien in het waterstandverloop met de bodem van 1976 en 2015. Voor de stations bij de vastelandskust is er wel een verschil. Volgens de berekeningen komt het laagwater bij Den Oever met de bodem van 2015 ongeveer 20 minuten eerder aan dan met de bodem van 1976. Bij Harlingen is dit ongeveer 10 minuten eerder. Dit betekent dat getij met een recentere bodem iets minder weerstand ondervindt richting Den Oever en Harlingen. Ook de berekende getijslag bij Den Oever en Harlingen is iets groter voor het jaar 2015 dan die voor 1976 (Tabel 2-1 en Tabel 2-2).



Figuur 2-13 Voorbeeld van tijdseries van het berekende waterstandsverloop met de bodem van 1976 en die van 2015 voor Den Helder (A), Den Oever Buiten (B), Vlieland Haven (C) en Harlingen (D).

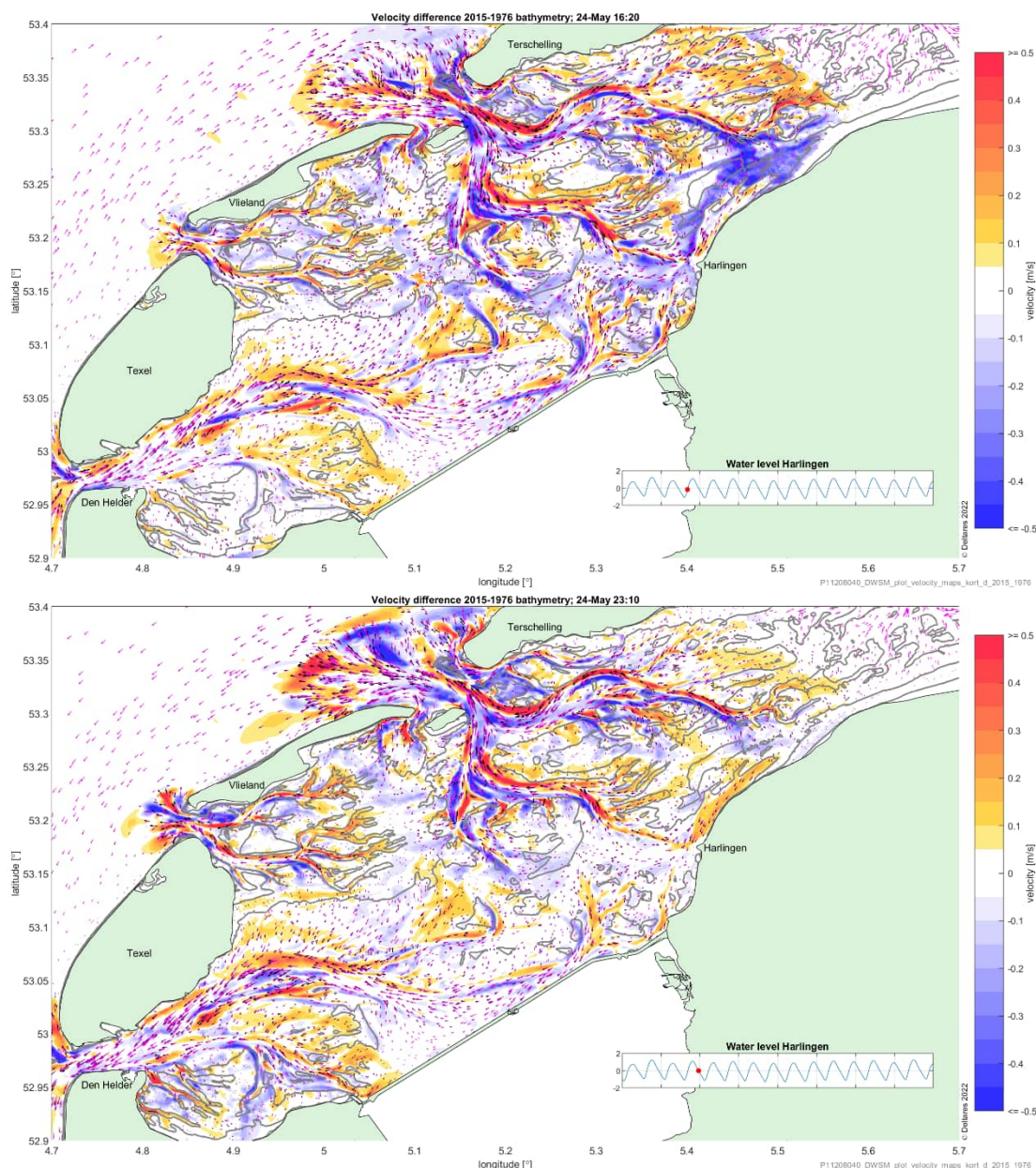
Tabel 2-1 Berekend gemiddeld hoog- en laagwater bij Harlingen voor korte gesimuleerde periode

Berekend jaar	Gemiddeld laagwater	Gemiddeld hoogwater	Gemiddelde getijslag
1976	-0.86	+1.03	1.89
2015	-0.90	+1.04	1.94

Tabel 2-2 Berekend gemiddeld hoog- en laagwater bij Den Oever voor korte gesimuleerde periode

Berekend jaar	Gemiddeld laagwater	Gemiddeld hoogwater	Gemiddelde getijslag
1976	-0.69	+0.76	1.45
2015	-0.75	+0.78	1.53

Om een indruk te krijgen van het effect van de morfologische veranderingen op de stroomsnelheden vergelijken we de simulatie met de bodem van 2015 met de bodem van 1976. Figuur 2-14 toont de verschillen in stroomsnelheid tussen die jaren. De rode kleuren geven een toename in stroomsnelheid aan tussen die jaren en de blauwe kleuren een afname. De zwarte vectoren tonen de stroming voor de bodem van 2015 en de paarse vectoren die voor de bodem van 1976. Op megaschaal valt in deze figuren op dat de dieprode en -blauwe kleuren het meest voorkomen in het oostelijke deel van de westelijke Waddenzee, dus in het bekken van het Vlie. In de grootste geulen vanaf het zeegat is geulmigratie zichtbaar door sterk toenemende naast sterk afnemende snelheden tussen de bodem van 1976 en 2015. Verder valt in dit bekken op dat vooral tijdens vloed de stroomsnelheden dichtbij de vastelandskust van Friesland over een groot gebied voor de 2015 bodem lager zijn dan voor de bodem van 1976.



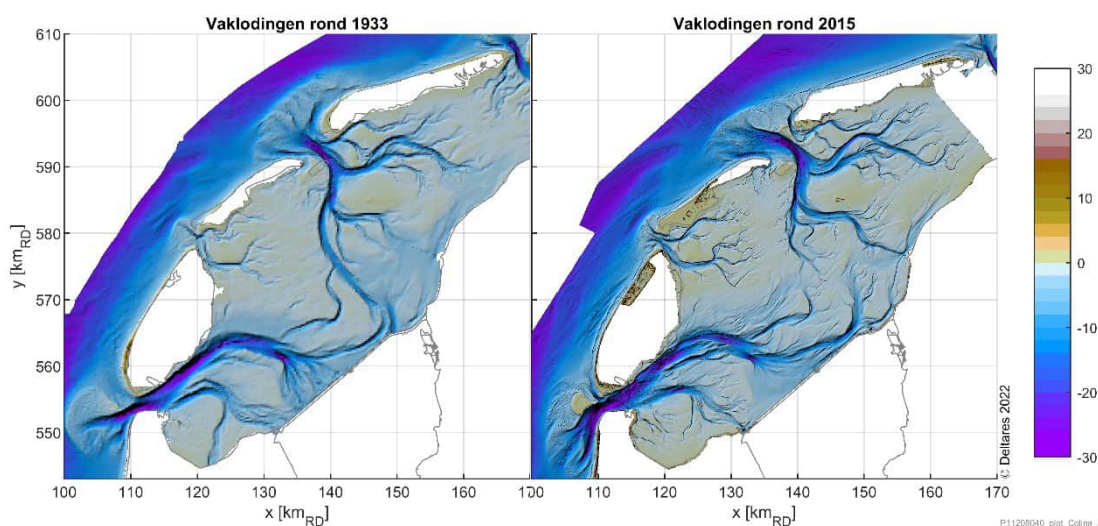
Figuur 2-14 Voorbeeld van berekende verschillen in dieptegemiddelde stroomsnelheden tussen de bodem van 2015 en die van 1976 tijdens vloed (boven) en tijdens eb (onder). De rode kleuren tonen een toename in stroomsnelheid in 2015 ten opzichte van 1976 en de blauwe kleuren een afname.

Tot nu toe hebben we alleen gekeken naar de veranderingen op megaschaal. We analyseerden hierbij de morfologische veranderingen en de looptijd van het getij en globale stromingsbeelden. In 2.4 gaan we inzoomen op de kleinere schaal en analyseren we ook de debieten in de geulen.

2.3 Morfologische ontwikkelingen op mega- en macroschaal

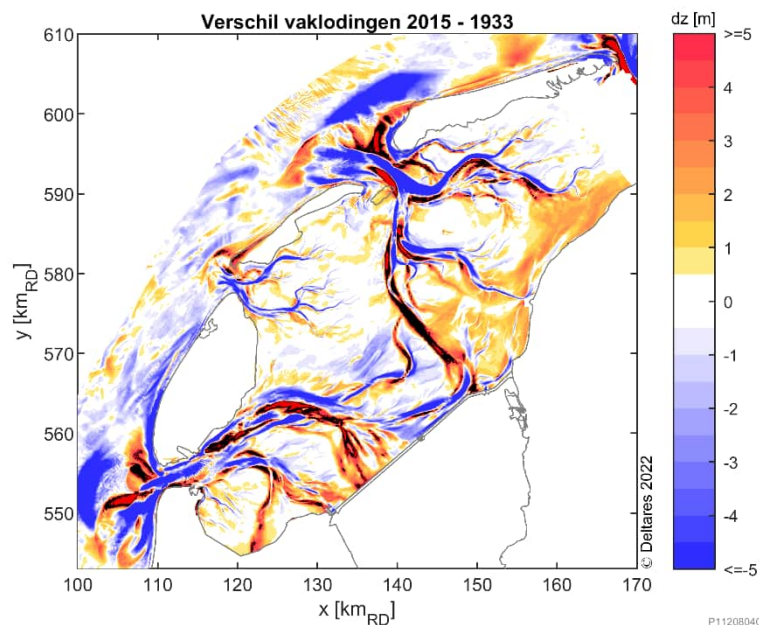
2.3.1 Erosie en sedimentatiepatronen

De bodemveranderingen in de westelijke Waddenzee tussen 1933 en 2015 laten een duidelijk effect van afsluiting van de Zuiderzee in 1932 zien (Figuur 2-15 en Figuur 2-16). In de hoofdgeulen van de zeegaten zijn sedimentatie-/erosiepatronen te zien als gevolg van geulmigratie en in de uiteinden van de geulen die eerst met de Zuiderzee waren verbonden is sterke sedimentatie te zien. Ook langs het wad- en kweldergebied van het vasteland van Friesland is sterke sedimentatie te zien. Figuur 2-15 laat zien dat de geulen die in het bekken van het Zeegat van Texel in 1933 nog naar de Zuiderzee waren gericht zich in 2015 meer naar het oosten hebben gericht. De geulen in het bekken van het Eierlandse Gat zijn duidelijk ruimer geworden tussen 1933 en 2015 en de geulen die in het bekken van het Vlie in 1933 nog naar de Zuiderzee waren gericht zijn in 2015 afgestompt terwijl de geulen naar het oosten in dit bekken iets meer naar het noorden richting Terschelling zijn geduwd.

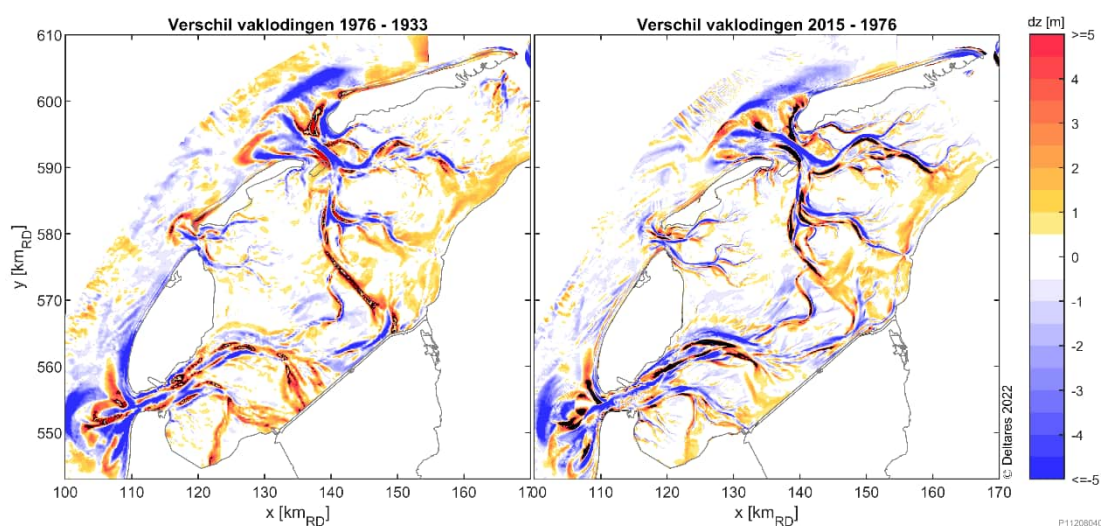


Figuur 2-15 Bodemhoogte westelijke Waddenzee in 1933 (links) en 2015 (rechts).

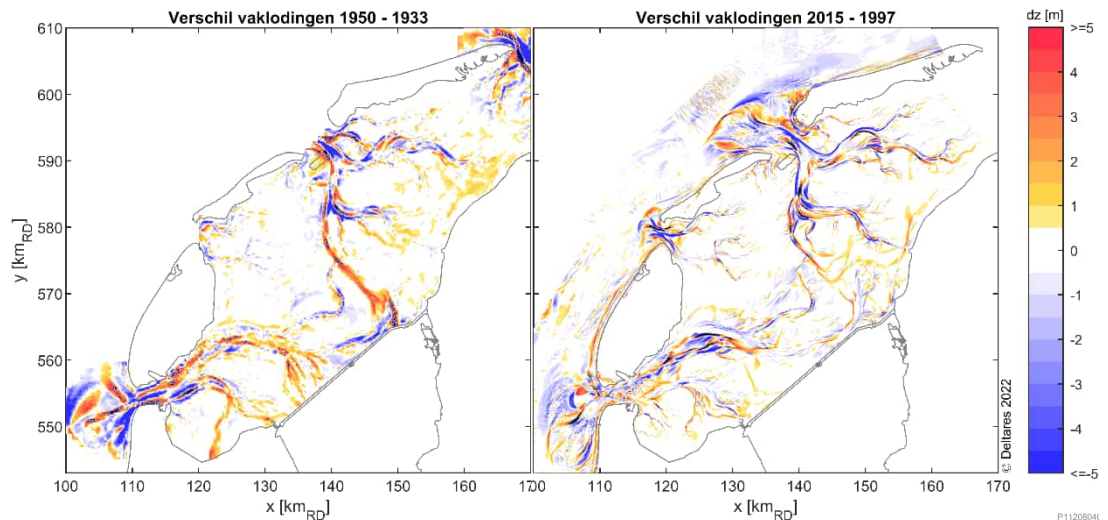
Figuur 2-16 toont de verschilkaart tussen 2015 en 1933. Figuur 2-17 laat zien dat de sedimentatie aan de uiteinden van de geulen die de Afsluitdijk doorsneden, en die langs de Friese vastelandskust lopen, sterker is in de eerste decennia na de afsluiting van de Zuiderzee (1976-1933 = 43 jaar) dan in de laatste decennia (2015-1976 = 39 jaar). Ook wanneer we kortere periodes beschouwen dan is de sedimentatie in de uiteinden van de geulen groter in de 17 jaar tussen 1933 en 1950 dan in de 19 jaar tussen 1997 en 2015 (Figuur 2-18).



Figuur 2-16 Verschilkaart vaklodingen 2015 - 1933.



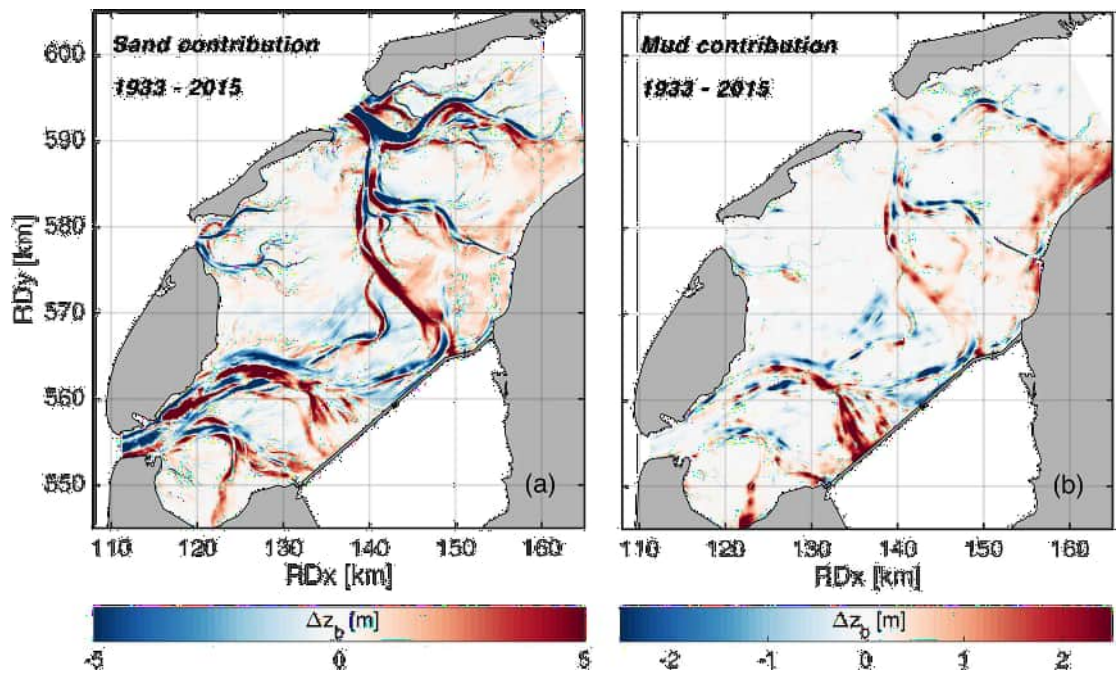
Figuur 2-17 Verschilkaart vaklodingen 1976 - 1933 (43 jaar) en 2015 - 1976 (39 jaar).



Figuur 2-18 Verschilkaart vaklodingen 1950 - 1933 (17 jaar) en 2015 - 1997 (18 jaar).

Colina Alonso et al. (2021) onderzochten de sedimentatie, erosie en volumeveranderingen in de westelijke Waddenzee en de bijdrage van zand en slib aan de opvulling van getijdenbekkens als reactie op de afsluiting van de Zuiderzee. De gegevens over bodemsamenstelling werden gecombineerd met historische bodemhoogtekaarten (Figuur A-0) om de bijdragen van zand en slib aan de morfodynamische ontwikkeling op de lange termijn te scheiden. Figuur 2-19 toont de resulterende bijdrage van zand en slib aan de bodemveranderingen van 1933-2015.

In de hoofdgeulen van de zeegaten van Texel en Vlie zijn duidelijke sedimentatie-/erosiepatronen van zand te zien als gevolg van laterale geulmigratie (Figuur 2-19a). De sedimentatiesnelheden waren groot in de uiteinden van de geulen die het Texel- en Vliebekken met de Zuiderzee verbonden. Hier nam de getijstrooming af tot bijna nul, wat leidde tot een snelle sedimentatie (Elias, et al., 2003). De hoofdgeul die het Vliebekken met de Zuiderzee verbond is vooral opgevuld met zand. De toegangsgeulen van het Texelbekken zijn grotendeels opgevuld met slib (Figuur 2-19b). Deze opvulling was een snelle reactie op de sluiting en vond vooral plaats vóór 1971, waarna de sedimentatiesnelheid in de geulen aanzienlijk afnam. Sedimentatie van slib vond ook plaats langs het wad- en kweldergebied van het vasteland van Friesland. Historische gegevens laten geen duidelijke trendbreuken in de bodemsamenstelling zien, aangezien dit al voor sluiting een slibbige omgeving was (Colina Alonso, et al., 2021). Dit slibrijke gebied is echter snel gegroeid en breidt zich nog steeds uit.



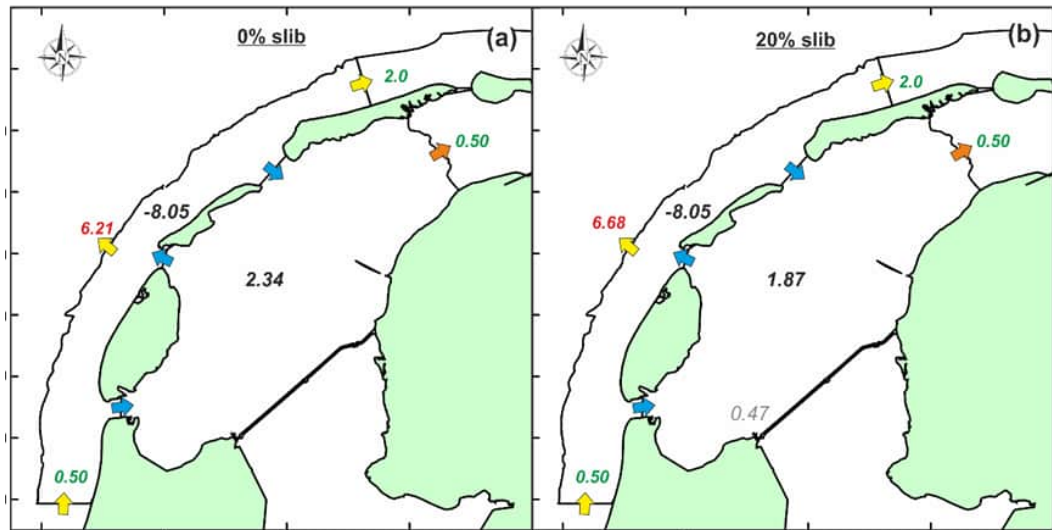
Figuur 2-19 De bijdrage van zand (linker paneel) en slib (rechter paneel) aan de bodemveranderingen van 1933-2015 in de westelijke Waddenzee (Colina Alonso, et al., 2021).

2.3.2 Sedimentbalansen westelijke Waddenzee

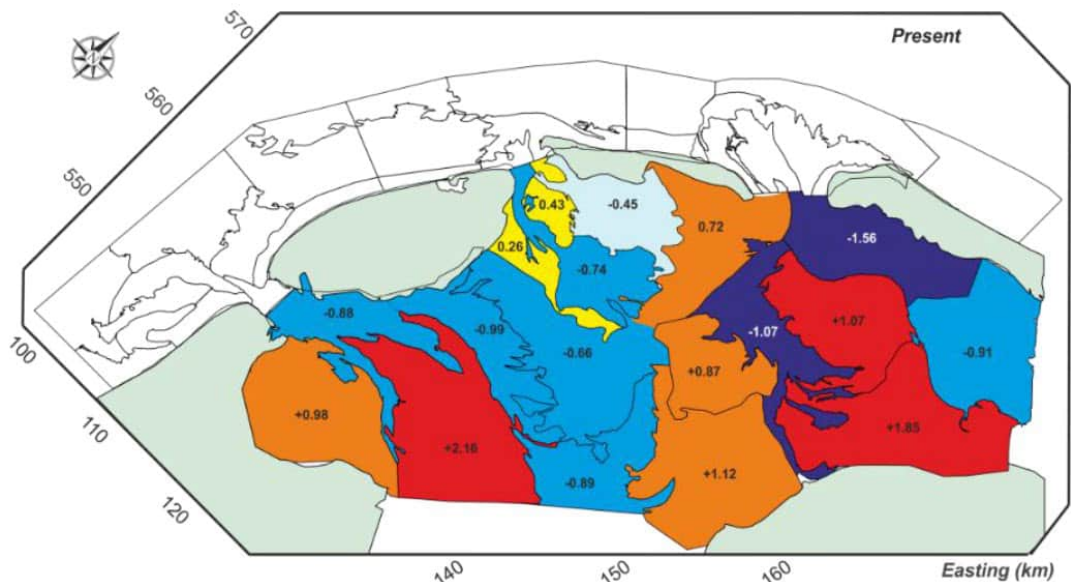
Een sedimentbalans geeft inzicht hoeveel sediment er wordt geïmporteerd naar de Waddenzee en wordt afgezet in de verschillende bekkens. De morfologische veranderingen op de kleine schaal worden samengevoegd en over morfologische eenheden gesommeerd. Bijvoorbeeld een bekken, deelgebied binnen een bekken of een buitendelta. We presenteren hier drie verschillende sedimentbalansen en bespreken de verschillen:

1. Elias (2019).
2. Colina Alonso et al. (2021).
3. Nederhoff et al. (2017).

Elias (2019) geeft de zandbalans van de Waddenzee op basis van een analyse waarin alle winst- en verliesposten zijn gedefinieerd. Hierbij is de ontwikkeling van de bekkens gekoppeld aan de ontwikkeling van de Noordzeekustzone, waarbij de buitendelta's eroderen. Figuur 2-20 toont zijn schatting van de trend in volumeveranderingen in de westelijke Waddenzee vanaf de jaren '90. Het linker paneel toont de geschatte trend in zandsedimentatie of -erosie in miljoen m^3 /jaar uitgaande van 0% slib en het rechter paneel uitgaande 20% slib, uniform over het gehele bekken. Dit laatste is een zeer ruwe indicatie. Ook is er aangenomen dat de buitendelta geen slib bevat. In deze analyse krijgt de westelijke Waddenzee er elk jaar ongeveer 2 miljoen m^3 zand bij. Dit vanuit de Noordzeekustzone via het Zeegat van Texel en het Zeegat van het Vlie wordt aangevoerd.



Figuur 2-20 Zandbalans in de westelijke Waddenzee vanaf de jaren '90 volgens Elias (2019). Het linker paneel toont de geschatte trend in miljoen m³/jaar uitgaande van 0% slib en het rechter paneel uitgaande van 20% slib uniform over het bekken. De transporten, aangegeven met pijlen, betreffen alleen zand.



Figuur 2-21 Sedimentbalans in de westelijke Waddenzee vanaf de jaren '90 volgens Elias (2019), uitgesplitst per deelgebied.

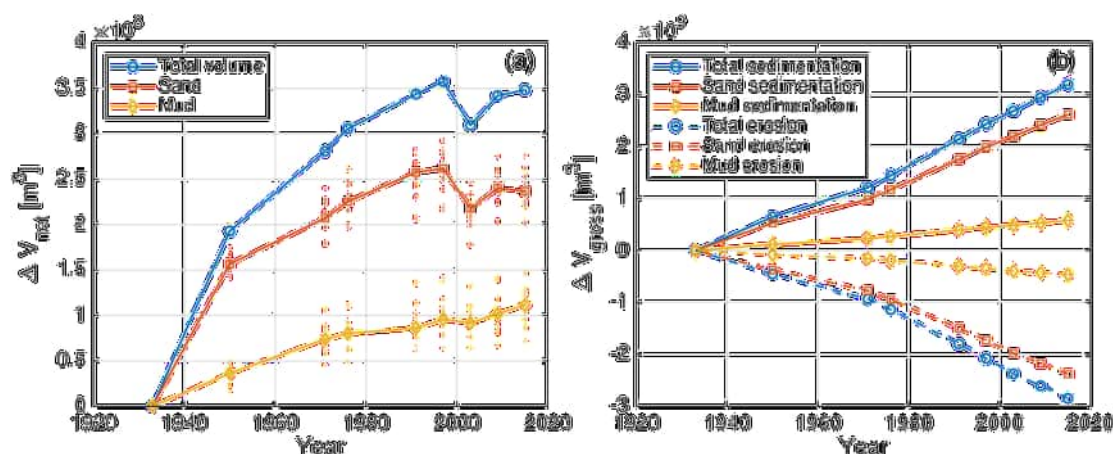
Colina Alonso et al. (2021) maken een inschatting van het aandeel zand en slib op basis van de bodemsamenstellingskaart. Figuur 2-22 toont de netto volumeveranderingen (de som van de totale sedimentatie en erosie) in de bekkens voor de periode 1933–2015 (Colina Alonso et al. 2021). De blauwe lijn geeft de totale volumeveranderingen van zand en slib samen weer en is alleen gebaseerd op bodemhoogtegegevens en tevens het totaal van de bijdrage van zand en de bijdrage van slib. De totale volumeveranderingen laten een snelle initiële respons zien na afsluiting van de Zuiderzee. Dit vertraagde na 1971, zoals eerder waargenomen (Wang, et al., 2018). De schattingen van volumeveranderingen door afzonderlijk zand (rode lijn) en slib (geel) zijn ook aangegeven. De bijdrage van slib aan de netto opvulling is groot (ruim 30%) en de relatieve bijdrage ervan neemt ook in de tijd toe. De bijdrage van slib aan de totale netto volumeveranderingen over de gehele periode sinds 1927 is 21–42% (32% voor de beste schatting), wat aanzienlijk groter is dan Elias (2019) en ook groter is dan het huidige slibgehalte in de bovenste bodemlaag van de westelijke Waddenzee (gemiddeld 11,8%, maar met een

mediaan slibgehalte van slechts 3,6% als gevolg van segregatie van zand en slib). De veel grotere bijdrage van slib aan de totale opvulling komt doordat de gebieden die de grootste sedimentatie leveren, slibrijk zijn. Op deze sedimenterende gebieden wordt dus veel slib afgezet, terwijl zandige gebieden veel minder sedimentatie of zelfs erosie laten zien. In de zandige gebieden vormt geulmigratie de grootste bruto verandering. Gebieden met de grootste geulen laten in de detailbalans van Elias (2019) ook erosie zien (Figuur 2-21).

In de laatste decennia is de bijdrage van slib aan sedimentatie min of meer constant gebleven, terwijl er weinig zand meer geïmporteerd lijkt te worden. Het is nog onduidelijk of dit daadwerkelijk zo is, omdat de buitendelta's nog steeds zand verliezen. Deze verliezen zouden dan naar een andere post moeten worden toegeschreven (eilanden, Noordzee, oostelijke Waddenzee).

Colina Alonso et al. (2021) evalueerden de gevoeligheid van de bijdragen van zand en slib door deze ook te berekenen met andere aannames (gerelateerd aan dichtheden en korrelgroottegegevens). Deze resultaten (getoond met de spreidingspunten in Figuur 2-22) laten zien dat de aannames niet de waargenomen volumetrends beïnvloeden, maar alleen (en vrij beperkt) de bijdrage van zand en slib.

De totale sedimentatie van zand stijgt minder hard na 1950 en is na 1997 zelfs teruggekeerd naar erosie. Sedimentatie van slib daarentegen verloopt bijna lineair, tot op heden. De opvulling met slib lijkt tussen 1971 en 1991 iets langzamer te zijn verlopen. Dit kan een data-artefact zijn, dat naar voren komt door de lage frequentie van waarnemingen. De afnemende snelheid van netto volumeveranderingen is in elk geval niet het resultaat van een vermindering van de dynamiek van de bodem. Figuur 2-22b toont de bruto veranderingen in het sedimentvolume, bestaande uit de cumulatieve sedimentatie- en erosievolumes. Terwijl de netto volumeveranderingssnelheid duidelijk afneemt in de tijd, zijn de bruto volumeveranderingen sinds 1971 toegenomen. Deze toename -zowel voor zand als voor slib- wordt waargenomen in zowel de sedimentatie- als de erosievolumes, hoewel ze meer uitgesproken is in de laatste. De morfologie blijft past zich aanpassen aan de sluiting van de Zuiderzee.



Figuur 2-22 Volumeveranderingen voor zand (rood) en slib (geel): a) Netto volumeveranderingen voor 1933–2015. Lijnen tonen de resultaten volgens de beste schatting van Colina Alonso et al. (2021). De verspreide stippen tonen het bereik van de resultaten voor verschillende aannames. b) Bruto volumeveranderingen bestaande uit een afzonderlijke analyse van de sedimentatie- en erosiepatronen.

Nederhoff et al. (2017) hebben een analyse voor de verschillende bekkens uitgevoerd, en kwamen daarbij op een totale sedimentatie (zand en slib) van 3,3 miljoen m^3/j voor de gehele westelijke Waddenzee. Dit getal is groter dan dat van Elias (2019), omdat hiervoor de gehele

periode sinds 1927 wordt beschouwd, en de grootste volumeveranderingen direct na de afsluiting van de Zuiderzee (dus vóór 1991) plaatsvonden. In §2.3.3 wordt deze analyse per bekken gepresenteerd.

Tabel 2-3 Volumeveranderingen in de westelijke Waddenzee volgens verschillende bronnen

Studie	Scenario	Periode	Volumeverandering in miljoen m ³ /j		
			zand	slib	totaal
Elias (2019)	0% slib	1991 - 2015	2,34	0	2,34
	20% slib	1991 - 2015	1,87	0,47	2,34
Colina Alonso et al. (2021)	Volgens bodemsamenstellingskaart	1927 - 2015	3,1	1,2	4,2
		1991 - 2015	-0,3	0,3	0,06
Nederhoff et al. (2017)		1927-2010			3,3

Voor deze studie wordt vooralsnog uitgegaan van de volgende dominante grootschalige morfologische veranderingen:

1. ophoging van de plaatgebieden aan de landwaartse zijde van de bekkens (Balgzand, Ballastplaat, plaatgebied rondom de Boontjes)
2. opvulling van de oude geulen die doorsneden zijn door de Afsluitdijk, incl. Inschot (tussen het bekken van het Marsdiep en het Vlie)
3. erosie van het plaatgebied ten noorden van de Texelstroom.

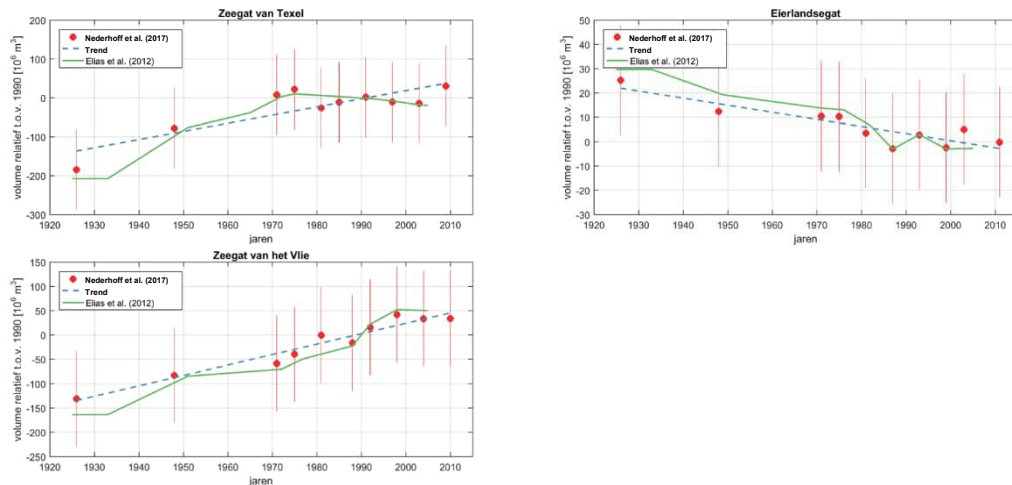
2.3.3 Sedimentbalans per bekken

In alle bekkens van de Nederlandse Waddenzee is sedimentatie opgetreden sinds 1930. De sedimentatie volgt een min of meer lineaire trend (Nederhoff, et al., 2017). Het Eierlandse Gat vormt een uitzondering op deze trend en erodeert sinds de jaren '30. De afsluitingen van de Zuiderzee en de Lauwerszee zijn de belangrijkste oorzaken van de sedimentatie.

Figuur 2-23 toont de ontwikkeling van het volume ten opzichte het jaar 1990 van de drie bekkens in de westelijke Waddenzee (Nederhoff et al., 2017). Een negatief volume betekent dat de bodem gemiddeld lager lag dan in 1990. Een toename van het volume betekent een toename van de gemiddelde bodemhoogte. In deze figuur is te zien dat in het bekken van het Zeegat van Texel sedimentatie optrad tot de jaren 1970 met een min of meer lineaire trend. Daarna bleef het sedimentvolume ongeveer constant, terwijl het punt na 2005 weer sedimentatie laat zien, in lijn met de lineaire trend. Sinds 1990 is er meer dan 30 miljoen m³ gesedimenteerd in het bekken van het Zeegat van Texel (1.6 miljoen m³ per jaar).

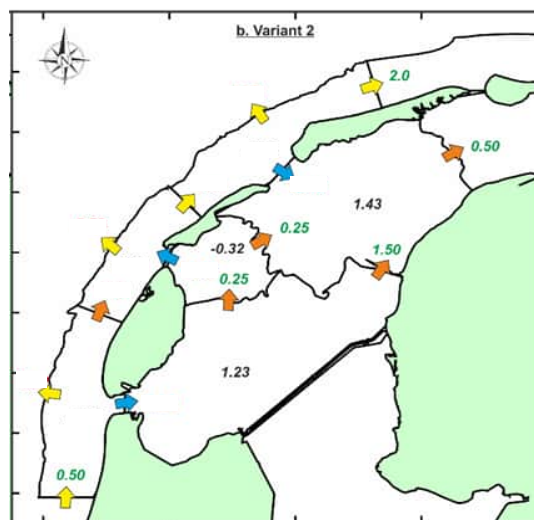
Het bekken van het Eierlandse Gat is het enige in de Nederlandse Waddenzee dat is geërodeerd (Figuur 2-23 rechtsboven). De erosie trad op tot ongeveer 1990. Daarna bleef het volume ten opzichte NAP ongeveer constant (Cleveringa & Elias, 2022).

In het bekken van het Zeegat van het Vlie trad sedimentatie op tot eind vorige eeuw (Figuur 2-23 linksonder). Daarna bleef het sedimentvolume ongeveer constant. Sinds 1990 is er meer dan 34 miljoen m³ gesedimenteerd in het Zeegat van het Vlie (1.7 miljoen m³ per jaar).



Figuur 2-23 Ontwikkeling van het volume ten opzichte van het jaar 1990 van de drie bekkens in de westelijke Waddenzee (Nederhoff, et al., 2017).

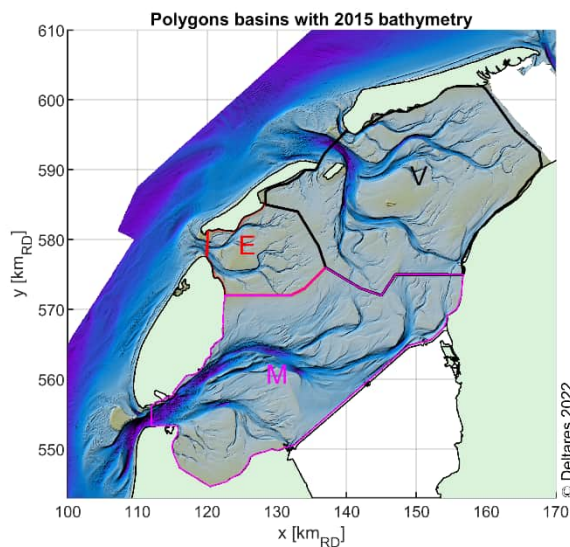
Figuur 2-24 toont de trends in zandvolumeveranderingen in de bekkens van de westelijke Waddenzee vanaf de jaren '90 volgens Elias (2019). De zwarte getallen geven de trends aan in miljoen m^3/j en de groene getallen de transporten in miljoen m^3/j . Deze figuur illustreert een netto transport van west naar oost met een toename van het zandvolume in het bekken van het Zeegat van Texel van ruim 1,2 miljoen m^3/j , een afname in het bekken van het Eierlandse Gat van 0,3 miljoen m^3/j en een toename van ruim 1,4 miljoen m^3/j in het Zeegat van het Vlie.



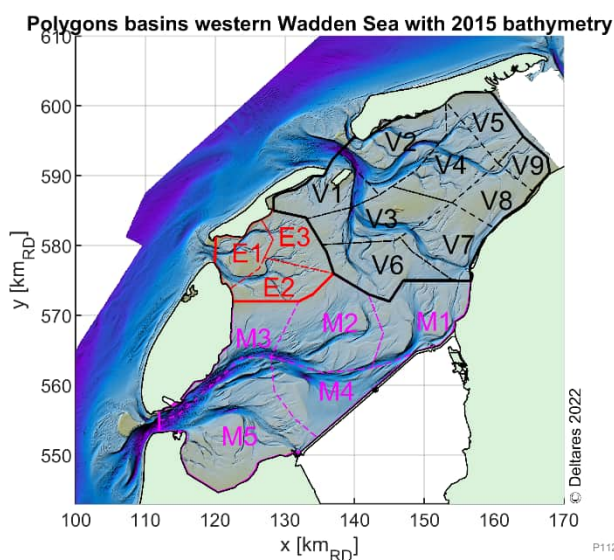
Figuur 2-24 Grootsschalige sedimentbalans in de westelijke Waddenzee vanaf de jaren '90 volgens Elias (2019). De zwarte getallen geven de trends aan in miljoen m^3/j en de groene getallen de transporten in miljoen m^3/j .

2.3.4 Hypsometrische curves en trends gemiddelde oppervlakte per dieptezone

De hypsometrische curve geeft de hoogteverdeling van het bekken weer en kan worden gebruikt om de ontwikkelingen van de diep water, ondiep water en intergetijdengebieden te bepalen. Diep water definiëren we dan als alle bodemhoogtes onder NAP-5 m, ondiep water als alle bodemhoogtes tussen NAP-5 m en NAP-1 m en de platen als alle bodemhoogte boven NAP-1 m. Figuur 2-25 toont de polygonen van de bekkens die hier zijn gebruikt.



Figuur 2-25 Polygonen van de bekken waarvoor de hypsometrische curves, oppervlakken per dieptezone en gemiddelde bodemhoogtes per dieptezone zijn bepaald. M = Marsdiep, V = Vlie, E = Eierlandse Gat.

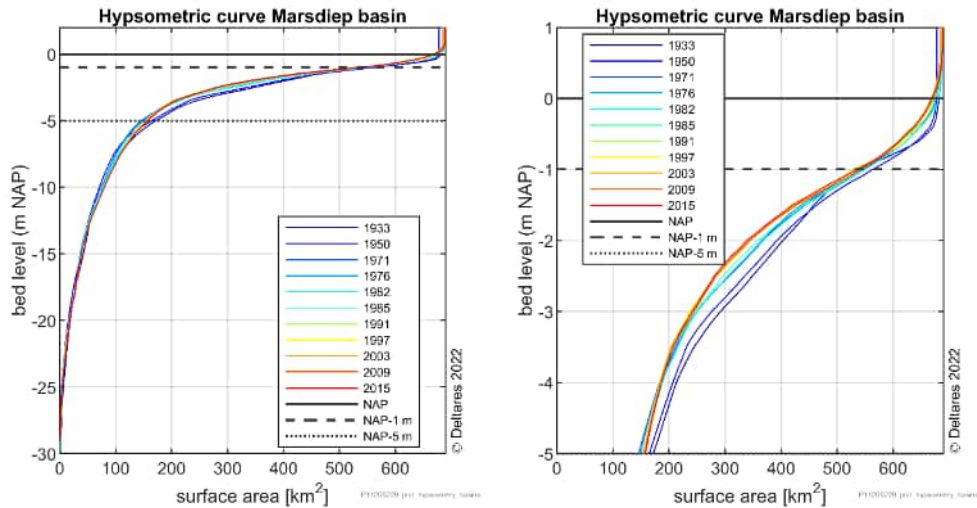


Figuur 2-26 Subpolygonen per bekken. M = Marsdiep, V = Vlie, E = Eierlandse Gat.

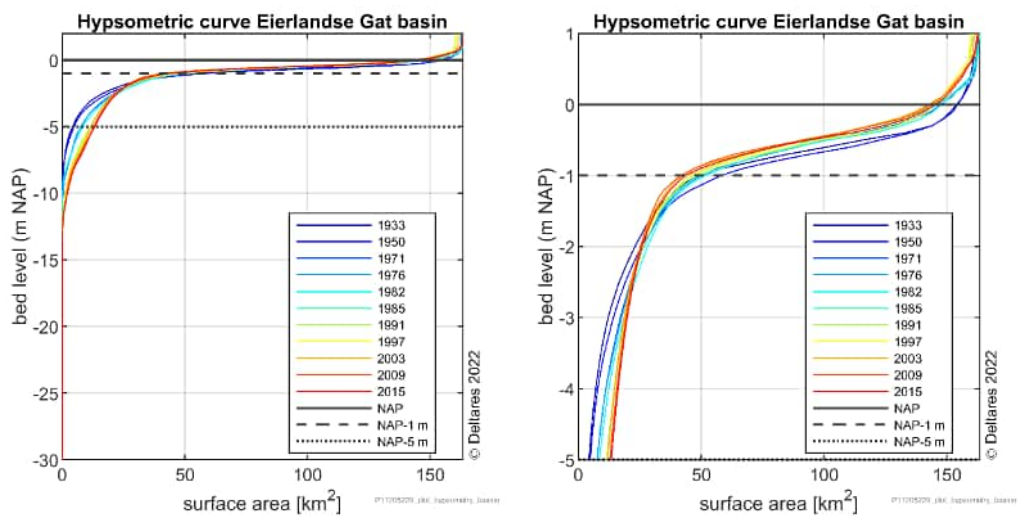
Figuur 2-27 toont hypsometrische curves voor het bekken van het Zeegat van Texel (Marsdiep bekken) voor de beschikbare bodemhoogtekaarten van 1933 t/m 2015. Deze figuur laat zien dat de meeste sedimentatie is opgetreden in de ondiep water zone tussen NAP -5 m en -1 m. De intergetijdengebieden (boven ~ NAP -1 m) zijn uitgebreid.

Figuur 2-28 toont hypsometrische curves voor het bekken van het Eierlandse Gat. Dit is het bekken dat in de afgelopen jaren is geërodeerd. De erosie is vooral opgetreden onder NAP -5 m, dus in de diep water zone. Het oppervlak van de ondiep water zone is afgenomen, terwijl er meer oppervlakte tot platen en diepe geulen is gaan behoren.

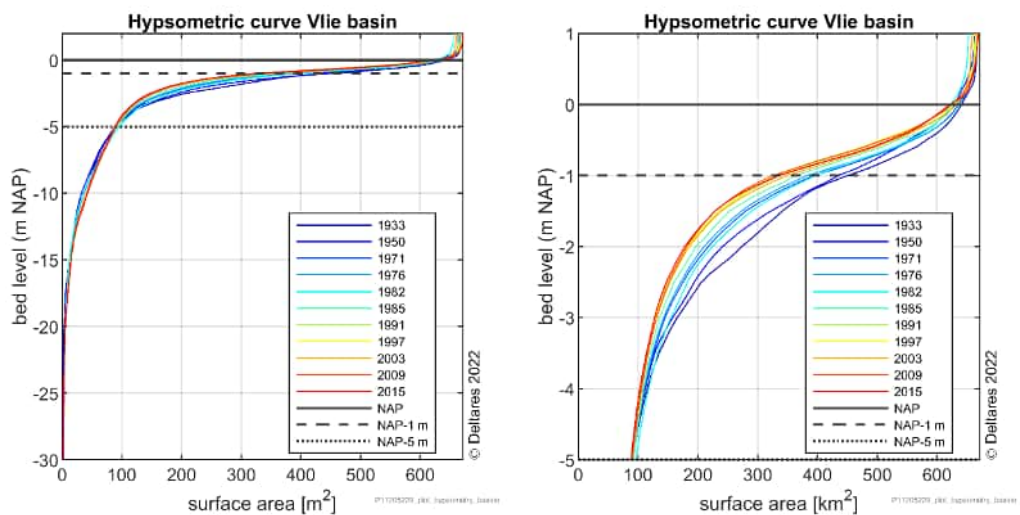
De hypsometrische curves voor het bekken van het Zeegat van het Vlie laten zien dat vooral het oppervlak van de ondiep water zone is afgenomen terwijl dat van de platen is toegenomen (Figuur 2-29).



Figuur 2-27 Hypsometrische curven voor het bekken van het Zeegat van Texel voor verschillende jaren (links) en ingezoomd op deel tussen NAP-5 en NAP-1 m.

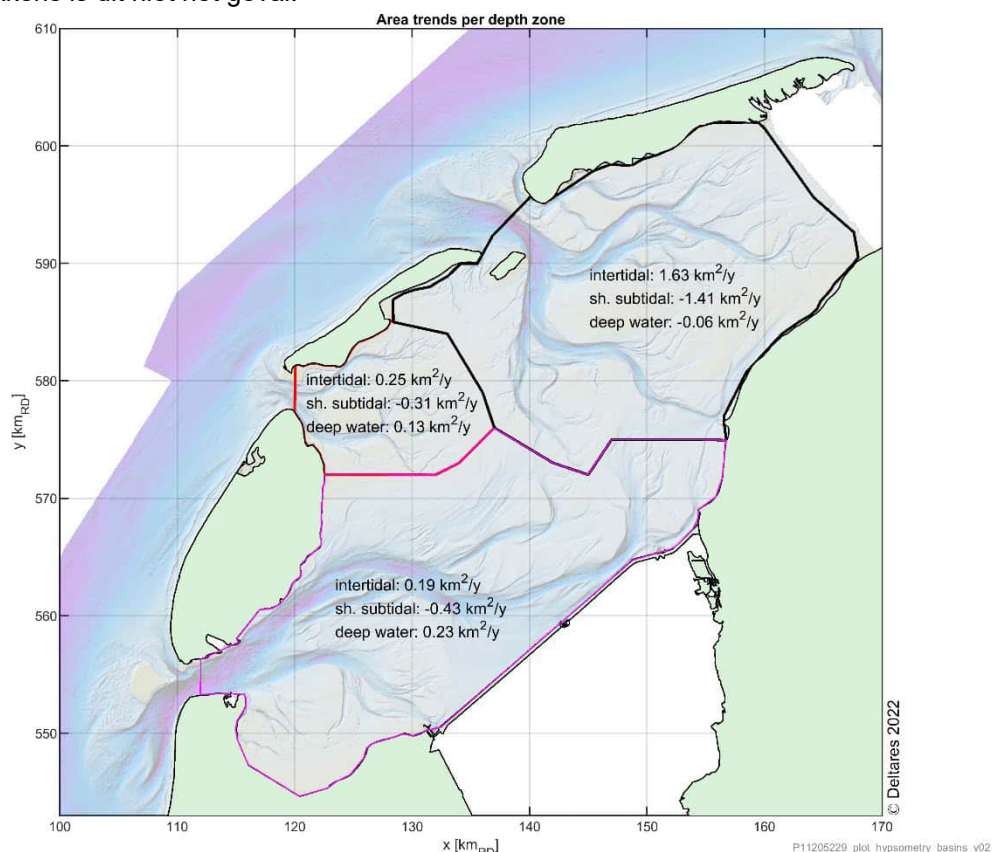


Figuur 2-28 Hypsometrische curven voor het bekken van het Eierlandse Gat voor verschillende jaren (links) en ingezoomd op deel tussen NAP-5 en NAP-1 m.



Figuur 2-29 Hypsometrische curven voor het bekken van het Zeegat van het Vlie voor verschillende jaren (links) en ingezoomd op deel tussen NAP-5 en NAP-1 m.

Figuur 2-30 vat de oppervlaktetrends per dieptezone van de drie bekkens samen in een kaart. De oppervlaktes en de daaruit berekende trends worden in detail getoond in bijlage F. In Figuur 2-30 valt op dat het plaatoppervlak van in het Vlie bekken sterker toeneemt dan die in de andere twee bekkens en dat het oppervlak ondiepwatergebied sterker afneemt in het Vlie bekken dan in de andere bekkens. Het geuloppervlak verandert slechts gering in het Vlie bekken. De uitbreiding van de platen is van dezelfde orde grootte als de verkleining van de ondiepwaterzone. Het geuloppervlak neemt in geringe mate af in dit bekken. Je zou kunnen zeggen dat het bekken langzaam volloopt met sediment. Dit is consistent met de afname van het getijdebiet door het Zeegat van het Vlie getoond in paragraaf 2.2.2. Er hoeft steeds minder water door het zeegat want er is steeds minder ruimte om met water te vullen. In de andere twee bekkens is dit niet het geval.

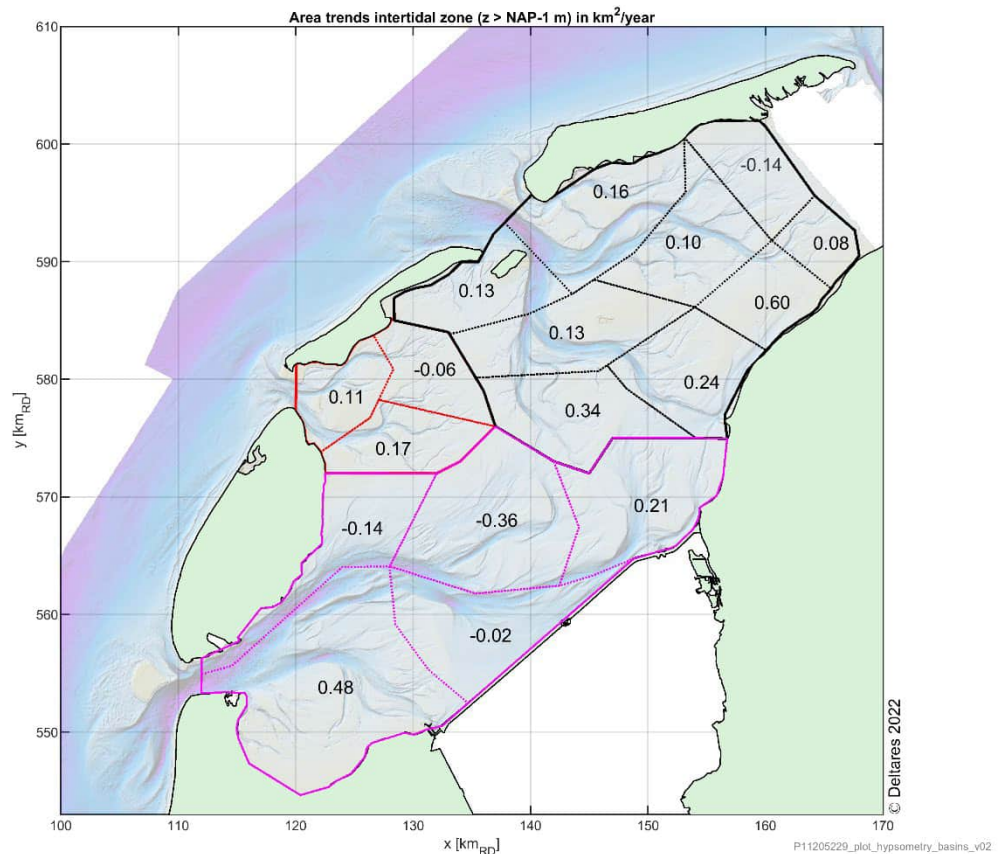


Figuur 2-30 Oppervlaktetrends per dieptezone. Zie bijlage F voor de berekende trends.

Het is interessant om te zien hoe de ruimtelijke verdeling van de uitbreiding van het plaatoppervlak eruit ziet. Figuur 2-31 toont de oppervlaktetrends van het plaatoppervlak in een aantal deelgebieden van de drie bekkens in de westelijke Waddenzee. Deze figuur laat zien dat de uitbreiding van het plaatoppervlak in het Vlie bekken vooral plaatsvindt in het zuidelijke deel langs de Friese vastelandskust. In de meeste andere delen neemt het plaatoppervlak ook toe maar in mindere mate. In het meest noordoostelijke deel van het Vlie neemt het plaatoppervlak iets af. Deze verdeling van de trends in plaatoppervlak laat een bekken zien dat vooral het gebied aan de vastelandszijde sedimenteert.

In het Marsdiep bekken neemt het plaatoppervlak sterk toe in het meest zuidelijke deel tegen de vastelandskust van Noord-Holland en ook enigszins richting Harlingen. Langs de afsluitdijk en in het noorden van dit bekken neemt het plaatoppervlak iets af. Ook deze verdeling van het plaatoppervlak laat een bekken zien dat vooral aan de landzijde sedimenteert.

In het bekken van het Eierlandse Gat neemt het plaatoppervlak bij het zeegat iets toe en ook in het zuidelijke deel. In het noordoostelijke deel neemt het plaatoppervlak iets af.



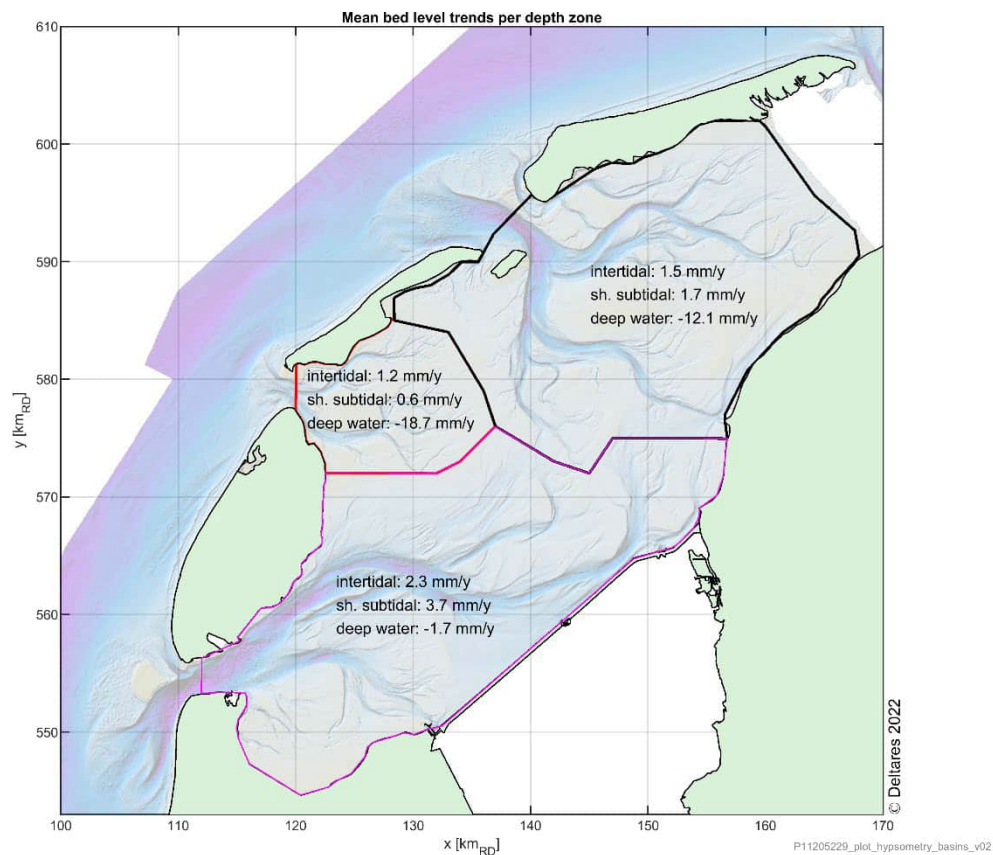
Figuur 2-31 Oppervlaktetrends in km^2/jaar van de platen ($z > \text{NAP}-1 \text{ m}$) in deelgebieden

2.3.5 Gemiddelde bodemhoogtetrends per dieptezone

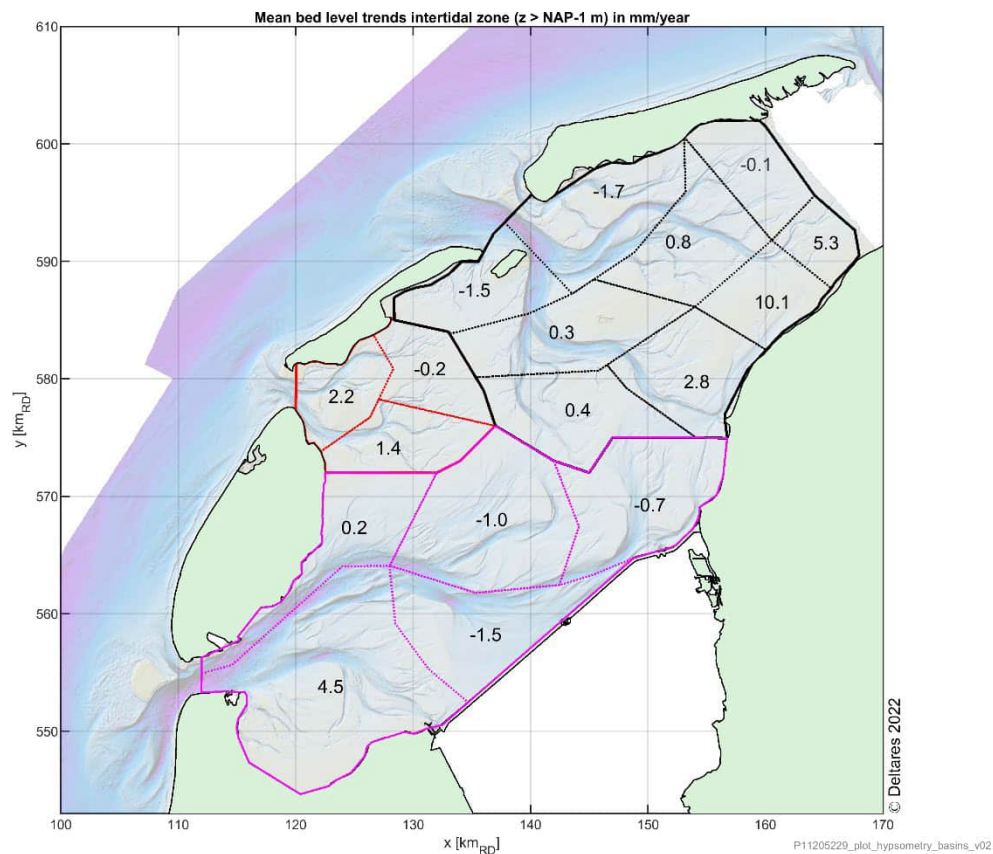
Sedimentatie en erosie resulteert zich niet alleen in een verandering van oppervlak per dieptezone maar ook in een verandering van de gemiddelde bodemhoogte per dieptezone. Figuur 2-32 toont de gemiddelde bodemhoogtetrends per dieptezone in de drie bekkens. De bodemhoogtetrends zijn bepaald voor de periode 1965-2015. De gemiddelde plaathoogte neemt in alle drie bekkens toe, evenals de gemiddelde hoogte van de subgetijdezone. De gemiddelde diepte van de geulen neemt af.

Figuur 2-33 toont de ruimtelijke verdeling van de gemiddelde bodemhoogteverandering per deelgebied. Deze figuur laat zien dat de gemiddelde plaathoogte sterk toeneemt langs de vastelandskust van het Vlie bekken en van het Marsdiep bekken. Deze toename van 2.8 mm/jaar tot 10.1 mm/jaar is veel meer dan de huidige zeespiegelstijging van ongeveer 2 mm/jaar.

In de overige delen van de bekkens neemt de plaathoogte minder sterk toe of neemt deze iets af. In het noordelijke deel van het Vlie bekken neemt de gemiddelde plaathoogte af met 1.5 tot 1.7 mm/jaar. In het Marsdiep bekken neemt de gemiddelde plaathoogte langs de afsluitdijk af met 1.5 mm/jaar. In het noordoostelijke deel van het Marsdiep bekken neemt de plaathoogte af met 0.7 tot 1.0 mm/jaar. In het bekken van het Eierlandse Gat neemt de gemiddelde plaathoogte bij het zeegat iets toe en ook in het zuidelijke deel. In het oostelijke deel van dit bekken neemt de gemiddelde plaathoogte iets af. Het is belangrijk te benadrukken dat de ruimtelijke variatie van trends in gemiddelde plaathoogte binnen een bekken erg groot is. Omdat langs de vastelandskust de plaathoogte veel meer stijgt dan de gemiddelde zeespiegelstijging neemt hier het baggerbezwaar in de vaargeulen ook toe.



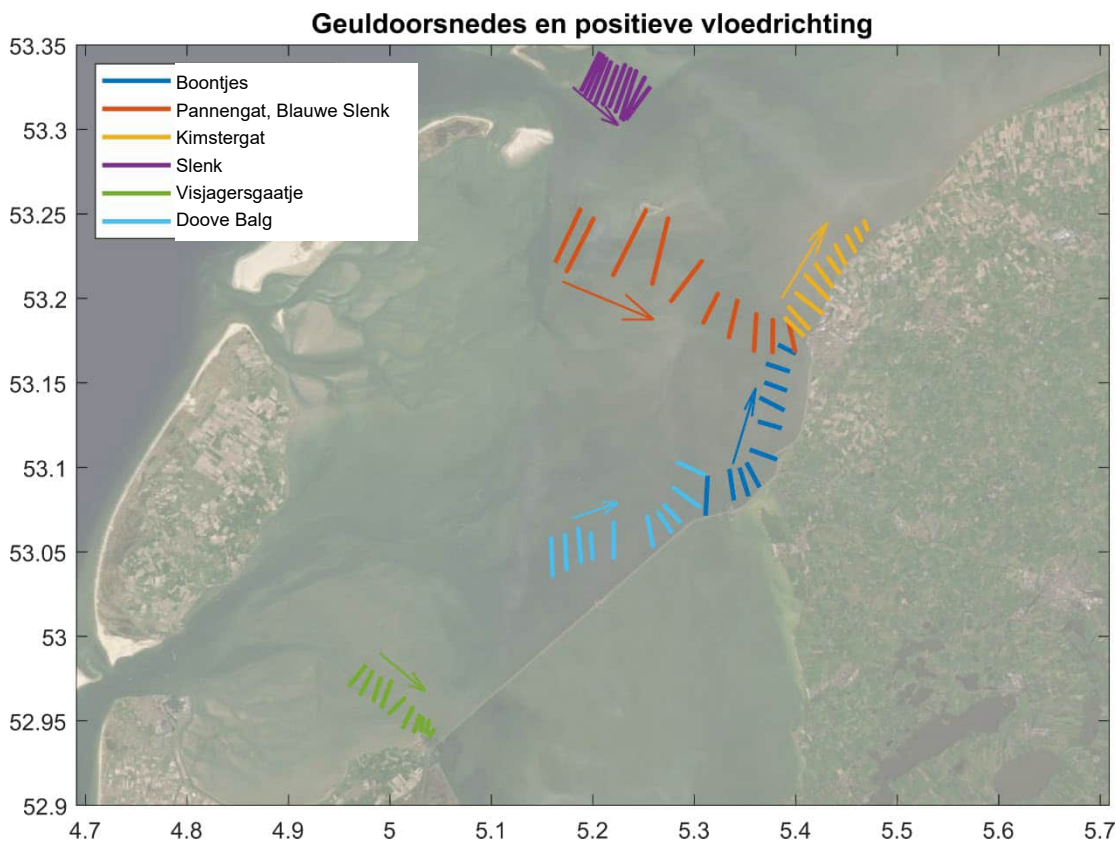
Figuur 2-32 Gemiddelde bodemhoogtetrends per dieptezone.



Figuur 2-33 Gemiddelde bodemhoogtetrends van de platen in deelgebieden

2.4 Ontwikkelingen waterbeweging en morfologie op mesoschaal

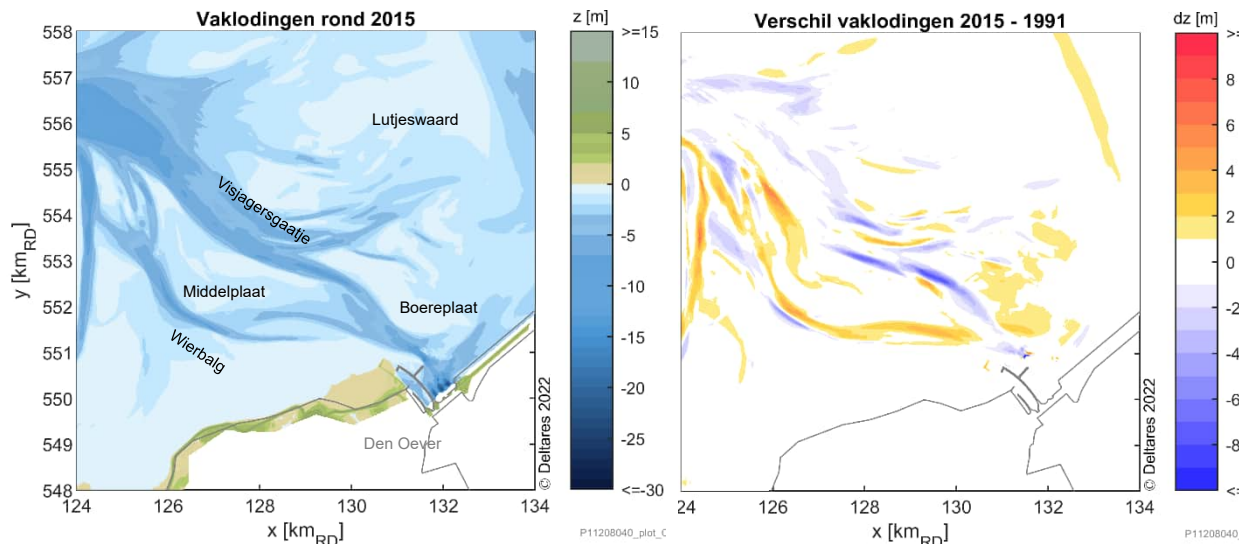
We bespreken de ontwikkelingen op mesoschaal op basis van zes verschillende geulsystemen. We gaan hierbij van west naar oost. Figuur 2-34 toont de betreffende geulsystemen.



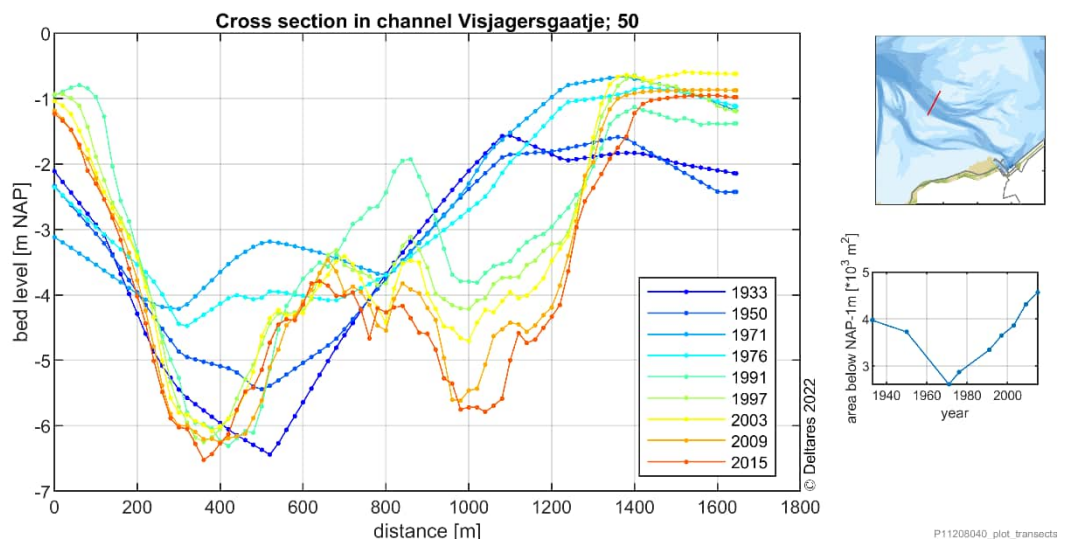
Figuur 2-34 Geulsystemen met elk tien raaien waarvoor de jaargemiddelde debieten berekend zijn. Peilen geven de positieve richting aan (vloedrichting).

2.4.1 Visjagersgaatje

Het visjagersgaatje is de vanaf het Marsdiep via het Malzin de belangrijkste vloedgeul die het intergetijdengebied aan de noordwestzijde van de afsluitdijk van water voorziet en het tevens het belangrijkste vaarwater naar de Stevinsluizen bij Den Oever. Figuur 2-35 (links) toont de bodemhoogte met de namen van de geulen en platen in dit gebied. Rechts in deze figuur toont de sedimentatie en erosie tussen 1991 en 2015. Het Visjagersgaatje vertoonde in deze jaren flinke verruiming terwijl de geul Wierbalg sedimentatie liet zien. In het Visjagersgaatje wordt gebaggerd in een drempelgebied van een vloodschaar. Het gemiddelde gebaggerde volume over de afgelopen 10 jaar (2012-2021) bedraagt 36.743 m³/jaar (Van der Vegt & Cleveringa, 2022). De verruiming in de afgelopen jaren is ook te zien in de morfologische ontwikkeling van een dwarsdoorsnede door het Visjagersgaatje in Figuur 2-36. Het oppervlak onder NAP -1 m is tussen 1976 en 2015 toegenomen met ongeveer 50%. Bijlage C1 toont ook de ontwikkeling van andere doorsneden in het Visjagersgaatje.



Figuur 2-35 Bodemhoogte ten noorden van Den Oever in 2015 (links) en sedimentatie-erosie tussen 1991 tot 2015 (rechts).

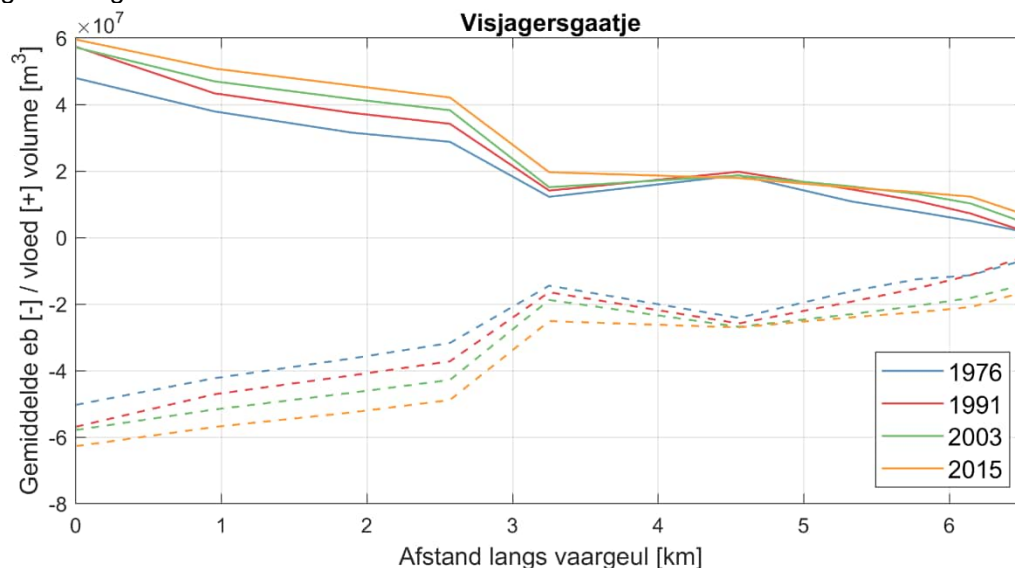


Figuur 2-36 Morfologische ontwikkeling van een dwarsdoorsnede door het Visjagersgaatje

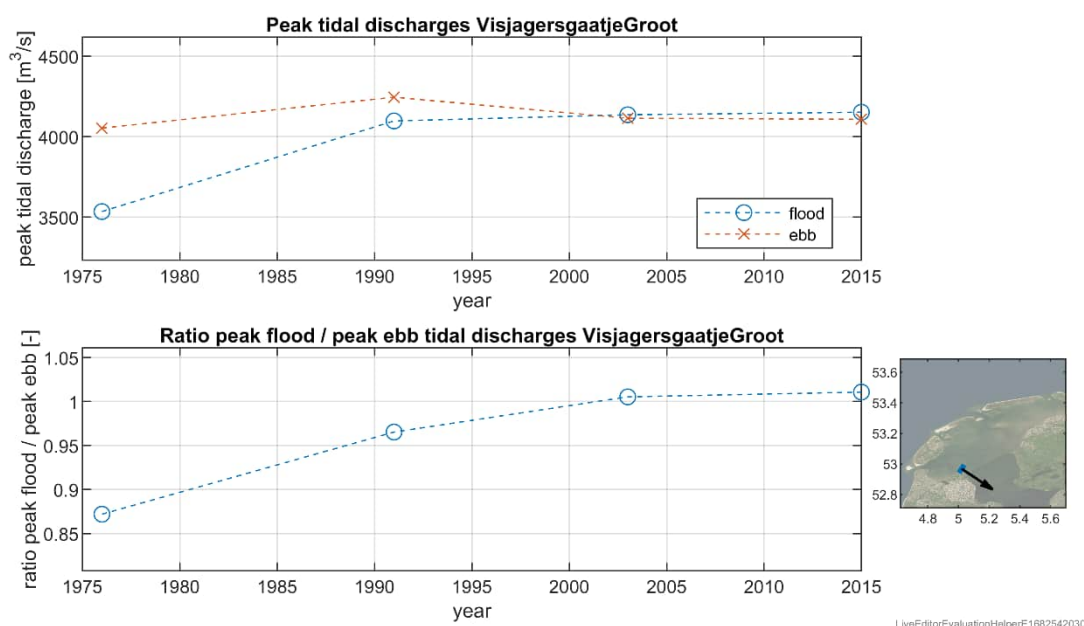
Figuur 2-37 illustreert de ontwikkeling van het jaargemiddelde getijprisma over de lengte van het Visjagersgaatje. Zowel het volume wat deze geul instroomt tijdens vloed als het volume wat de geul uitstroomt tijdens eb neemt toe tussen 1976 en 2015. In zijn algemeenheid kan gesteld worden dat de natte dwarsdoorsnede van een watervoerende geul lineair evenredig is met het volume water dat per getij door die dwarsdoorsnede stroomt (Eysink, 1990). De toename van de geuldoorsnede die sinds 1976 wordt waargenomen past in die zin bij de berekende toename van de getijvolumes. De gesimuleerde toename in getijprisma is in de orde van 20%.

De geul Visjagersgaatje ligt in het zuidelijke deel van het Marsdiep dat een sterke groei van het plaatoppervlak laat zien en een toename van de gemiddelde plaathoogte (zie Figuur 2-31 en Figuur 2-33). Ook door Oost et al. (2019) wordt deze ontwikkeling beschreven. Hierdoor neemt de komberging in het omliggende gebied af en nemen daardoor op termijn de getijdebieten door de geul mogelijk af. Mogelijk komt hierdoor de verruiming van de geul tot stilstand. De verandering van de piek getijdebieten in de tijd door een doorsnede van het

Visjagersgaatje in Figuur 2-38 laten zien dat de toename van de getijdebieten reeds enigszins is gestabiliseerd sinds 1991.



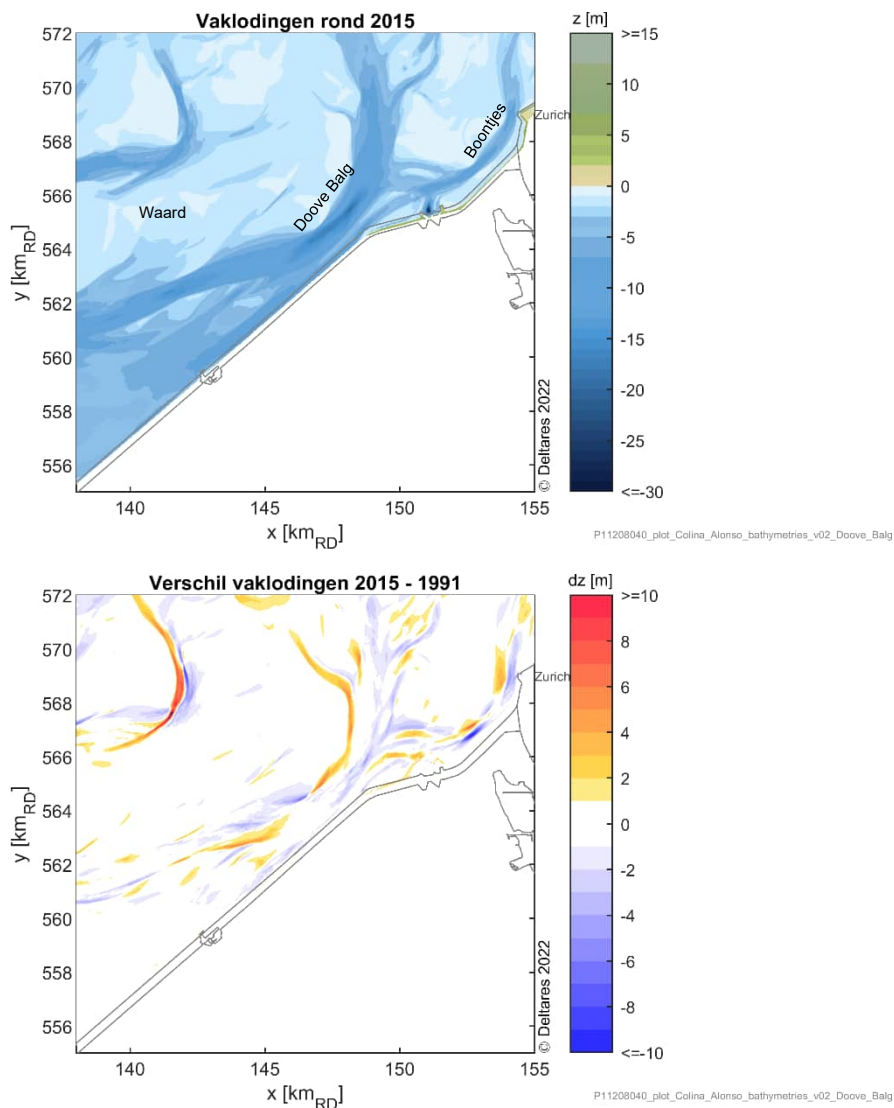
Figuur 2-37 Ontwikkeling van de jaargemiddelde getijprisma over de lengte van het Visjagersgaatje - berekend met vloed (+) en eb (-) debieten, respectievelijk. Gekeurde lijnen zijn verschillende historische bodems.



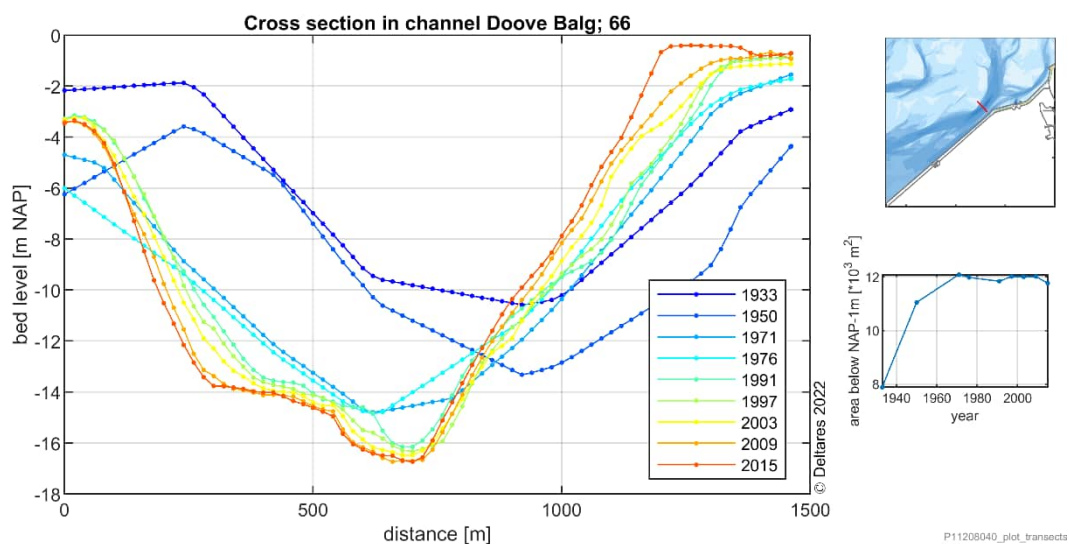
Figuur 2-38 Piek getijdebieten door een doorsnede van het Visjagersgaatje

2.4.2 Doove Balg

Figuur 2-39 toont in het bovenste paneel de ligging van de geulen Doove Balg en Boontjes ter noordoosten van de afsluitdijk. De Doove Balg loopt ten zuiden van de plaat Waard naar het oosten en wordt door de afsluitdijk afgebogen naar het noordoosten. Het is de belangrijkste vloedgeul die het intergetijdengebied tot aan Harlingen verder naar het noordoosten van water voorziet. Het sedimentatie-erosiepatroon in het onderste paneel van Figuur 2-39 laat zien dat de Doove Balg enigszins naar het zuidoosten, dus richting de afsluitdijk is gemigreerd, van 1991 tot 2015. Het oppervlak van het dwarsprofiel onder NAP -1 m is betrekkelijk constant gebleven in deze jaren. Oost et al. (2019) tonen een westelijker geleden doorsnede van de Doove Balg die iets verruimd. Ook verder naar het oosten verruimt de geul enigszins.

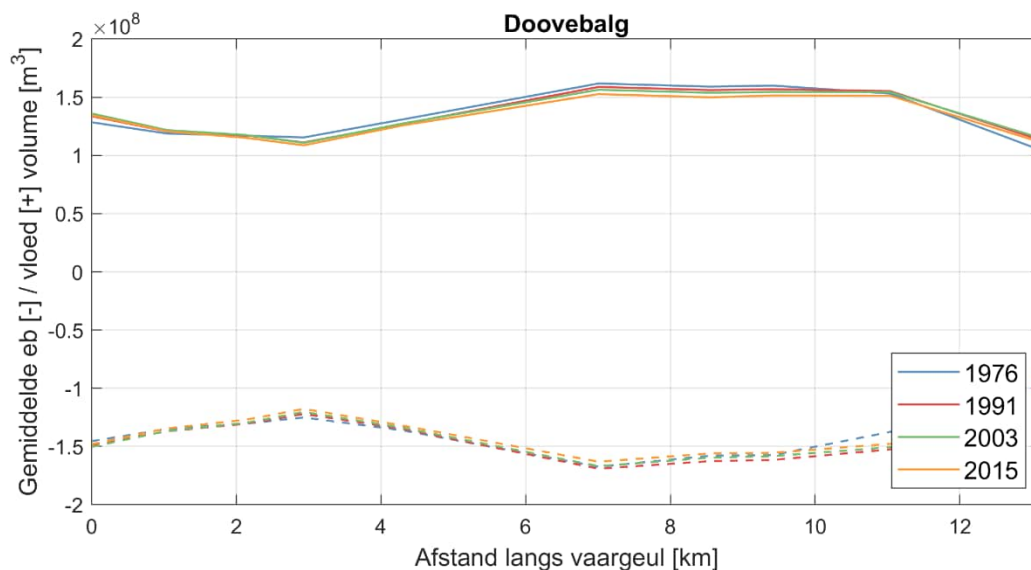


Figuur 2-39 Bodemhoogte ten zuidwesten van Harlingen 2015 (bovenste paneel) en sedimentatie-erosie tussen 1991 tot 2015 (onderste paneel).

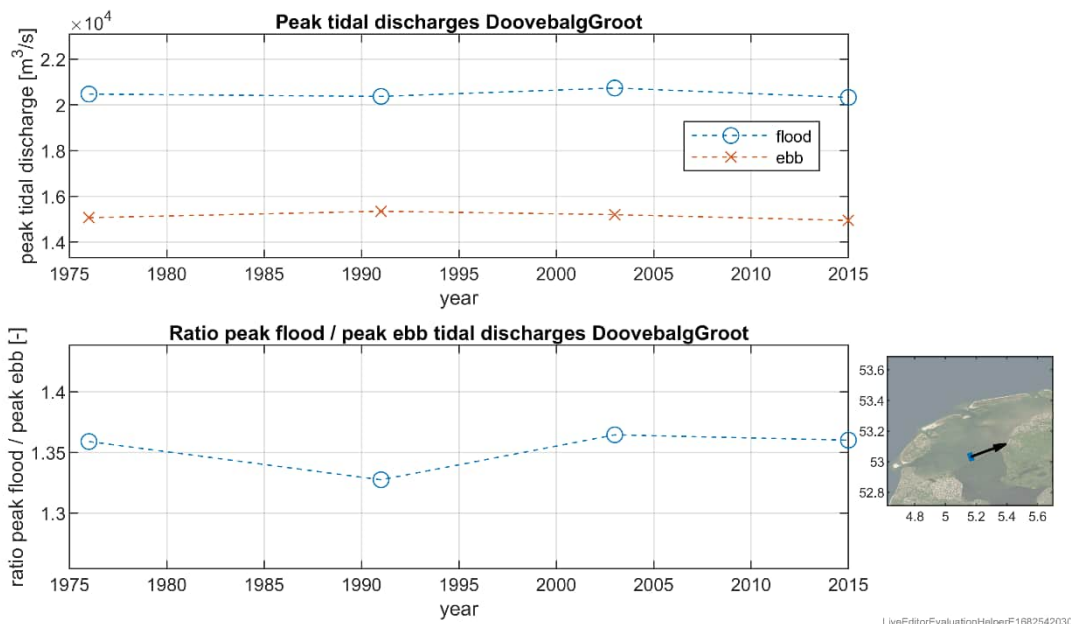


Figuur 2-40 Morfologische ontwikkeling van een dwarsdoorsnede door de Doove Balg (zie bijlage C2 voor andere doorsneden)

Figuur 2-41 illustreert de ontwikkeling van het jaargemiddelde getijprisma over de lengte van de Doove Balg. Zowel het volume wat deze geul instroomt tijdens vloed als het volume wat de geul uitstroomt tijdens eb blijft relatief constant tussen 1976 en 2015. In het meest oostelijke deel van de Doove Balg (nabij de Boontjes), lijkt sprake te zijn van een kleine toename in het getijprisma. De gesimuleerde toename in getijprisma is in de orde van $10^6 - 10^7 \text{ m}^3$ en is meer evident voor de eb volumes (stippellijnen). De geul Doove Balg ligt in een gebied dat een sterke verkleining van het plaatoppervlak kent een verlaging van de gemiddelde plaathoogte (zie Figuur 2-31 en Figuur 2-33). Dit past bij de lichte toename van het getijprisma. Deze ontwikkeling past ook bij waargenomen grootschalige ontwikkeling van het Marsdiep bekken na de afsluiting van de Zuiderzee met een meer west-oost gerichte getijstroming (zie paragraaf 2.2.1). De verwachting is dat de ontwikkeling van de Doove Balg zich verder zal stabiliseren. Figuur 2-42 laat zien dat ook de piek getijdebieten betrekkelijk constant blijven.



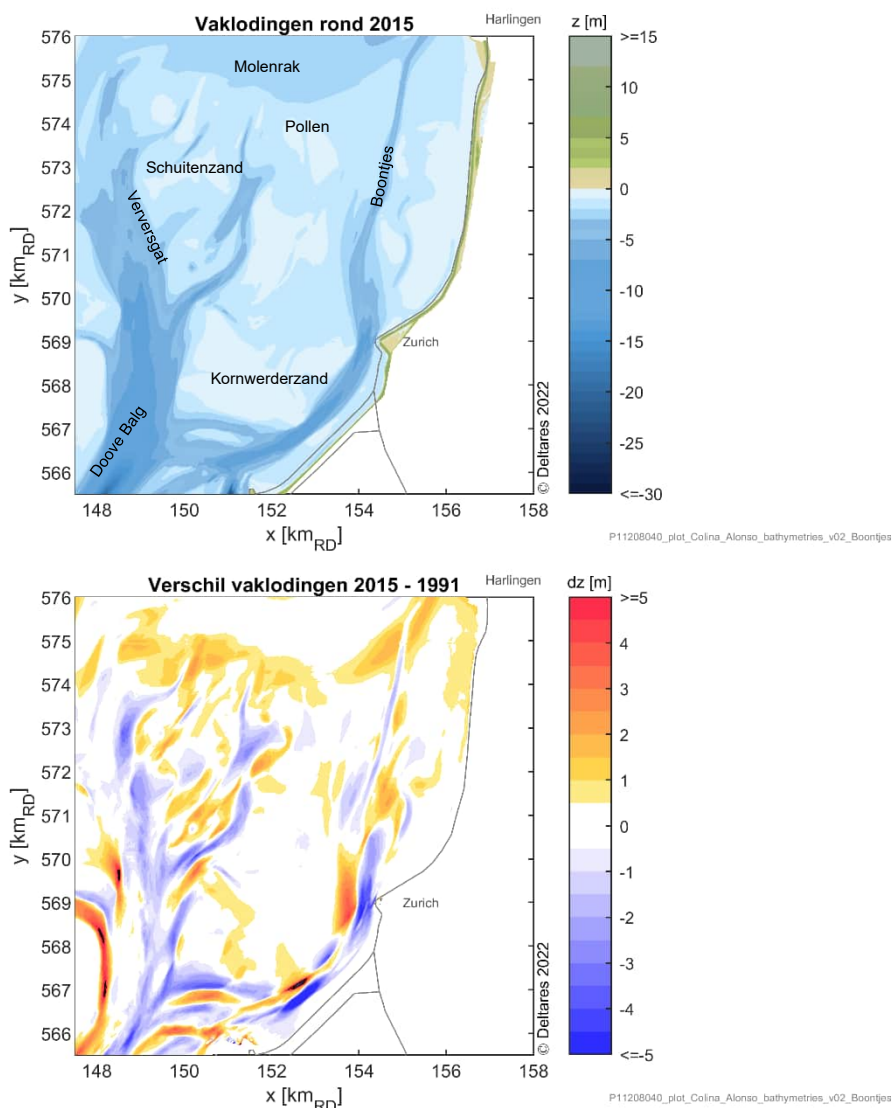
Figuur 2-41 Ontwikkeling van de jaargemiddelde getijprisma over de lengte van de Doove Balg - berekend met vloed (+) en eb (-) debieten, respectievelijk. Gekleurde lijnen zijn verschillende historische bodems.



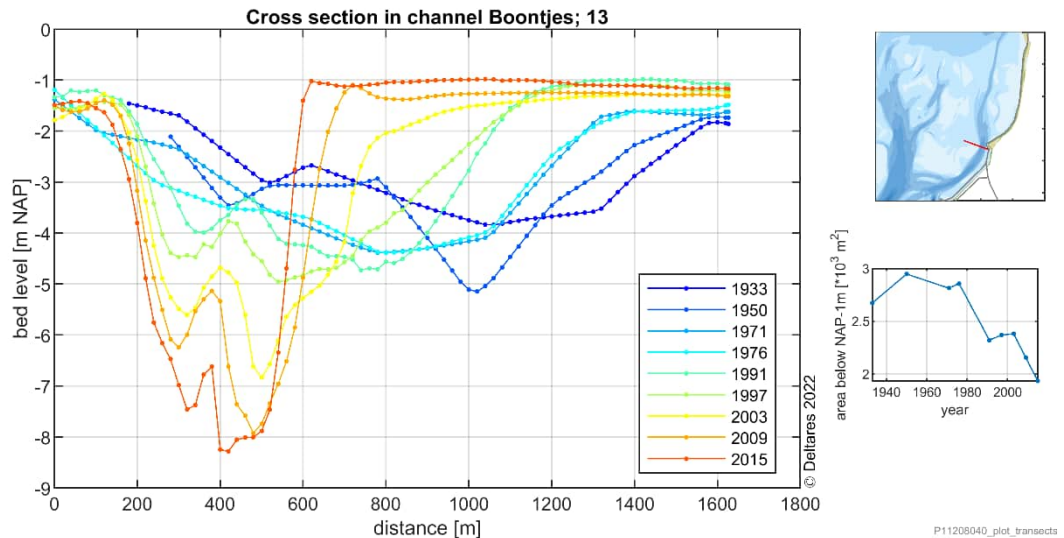
Figuur 2-42 Piek getijdebieten door een doorsnede van de Doove Balg

2.4.3 Boontjes

Het bovenste paneel van Figuur 2-43 toont de ligging van de belangrijkste geulen Doove Balg en Boontjes ten zuidwesten van Harlingen, ter hoogte van Zurich. Het onderste paneel van Figuur 2-43 toont de sedimentatie en erosie tussen 1991 en 2015. Het zuidelijke deel van de geul Boontjes migreerde in deze periode naar het zuidoosten, dichterbij de kust toe. Figuur 2-44 toont de morfologische ontwikkeling van een dwarsdoorsnede door de Boontjes en laat deze migratie duidelijk zien (zie bijlage C3 voor andere doorsneden). Tegelijk met de migratie is de geul dieper maar vooral ook smaller geworden. In het hele noordelijke deel van de geul is sprake van sedimentatie (Oost, et al., 2019). Het oppervlak onder NAP -1 m (ongeveer gemiddeld laagwater bij Harlingen) vertoont hier een geleidelijke afname van bijna 30% tussen 1976 en 2015. De vaargeul wordt als het ware vanaf de zijanten 'geknepen' (Smits, et al., 2022).



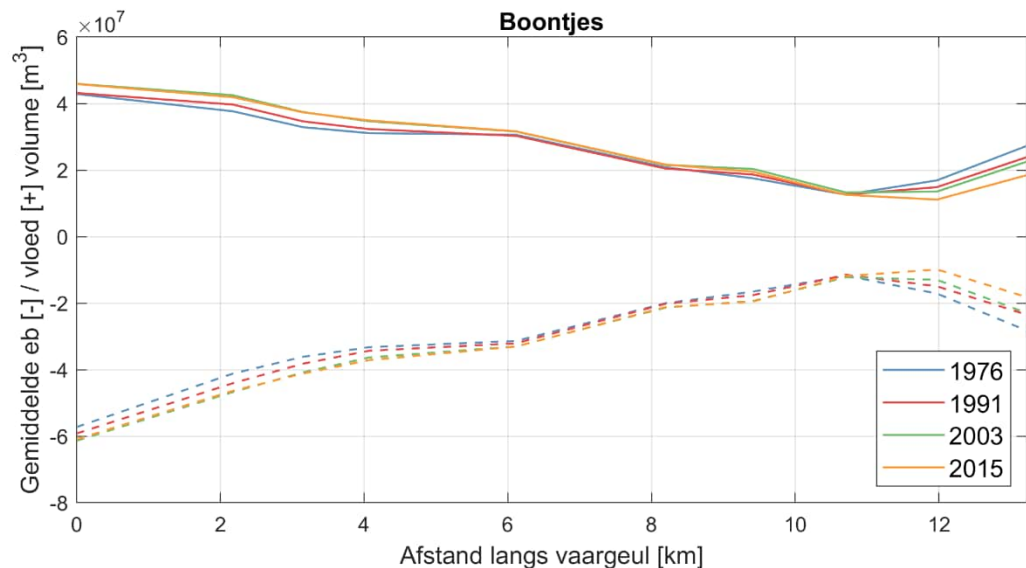
Figuur 2-43 Bodemhoogte ten zuidwesten van Harlingen in 2015 (bovenste paneel) en sedimentatie-erosie tussen 1991 en 2015 (onderste paneel).



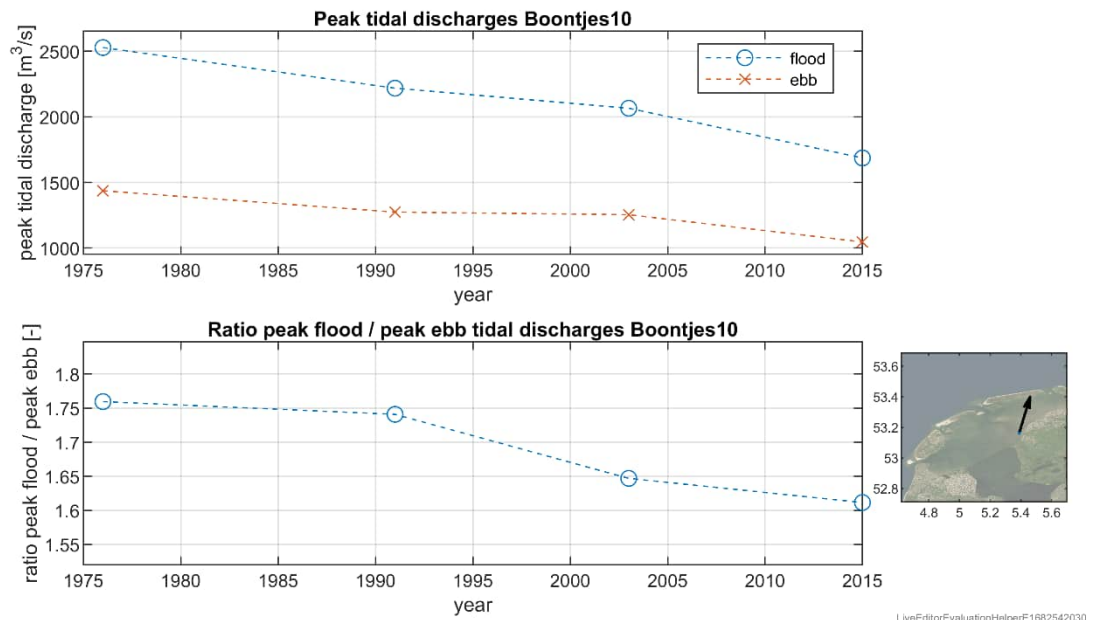
Figuur 2-44 Morfologische ontwikkeling van een dwarsdoorsnede door de Boontjes. Punt 0 ligt nabij de dijk.

Figuur 2-45 illustreert de ontwikkeling van het jaargemiddelde getijprisma over de lengte van de Boontjes. De gesimuleerde veranderingen in getijprisma in de Boontjes zijn in de orde van $10^6 - 10^7 \text{ m}^3$. Hoewel de eb- en vloedvolumes enigszins toenemen in het meest zuidelijke deel van de geul dichtbij de Doove Balg, is dit in het meest noordoostelijke deel van de geul andersom en nemen de eb- en vloedvolumes in verhouding sterk af. Dit is in overeenstemming met de aanslibbing en vernauwing van dit noordoostelijke deel van de geul sinds 1976 (Figuur 2-44). Ook wordt het noordelijke uiteinde beïnvloed door de stroming vanuit het Molenrak (Smits, et al., 2022).

De geul Boontjes ligt in een complex gebied waarvan het plaatoppervlak toeneemt en de gemiddelde plaathoogte iets afneemt (zie Figuur 2-31 en Figuur 2-33). De ruimtelijke verschillen zijn ook binnen dit deelgebied echter groot met vooral betrekkelijk grote sedimentatie ten noordoosten van de Boontjes (Figuur 2-43). Het ligt bovendien in een gebied waar de Staatscommissie Zuiderzee een volledig wantij in de lijn Vliehors-Makkum/Zurich verwachtte (Klok & Schalker, 1980). Als gevolg van de afsluiting van de Zuiderzee is het wantij tussen het Marsdiep en het Vlie verplaatst van nabij Kornwerderzand naar ten zuiden van de Pollendam (Van Geer, 2007). Hier ligt een zone met lagere stroomsnelheden. Bij migratie van wantijen kan de verplaatsing van het hydrodynamische wantij zich vrij snel voltrekken, het morfologische wantij (zone met intergetijdenplaten) volgt daarna (Vroom, 2011). Het morfologische wantij dat bestaat uit intergetijdengebieden is hier echter (nog) niet goed ontwikkeld. De verwachting is dat het wantij zich op termijn verder zal ontwikkelen, waardoor de platen ophogen (Smits, et al., 2022). Figuur 2-46 illustreert de afname van de piek getijdebieten door een doorsnede in het noordelijke deel van de Boontjes, met een duidelijke afname van de vloeddominantie.



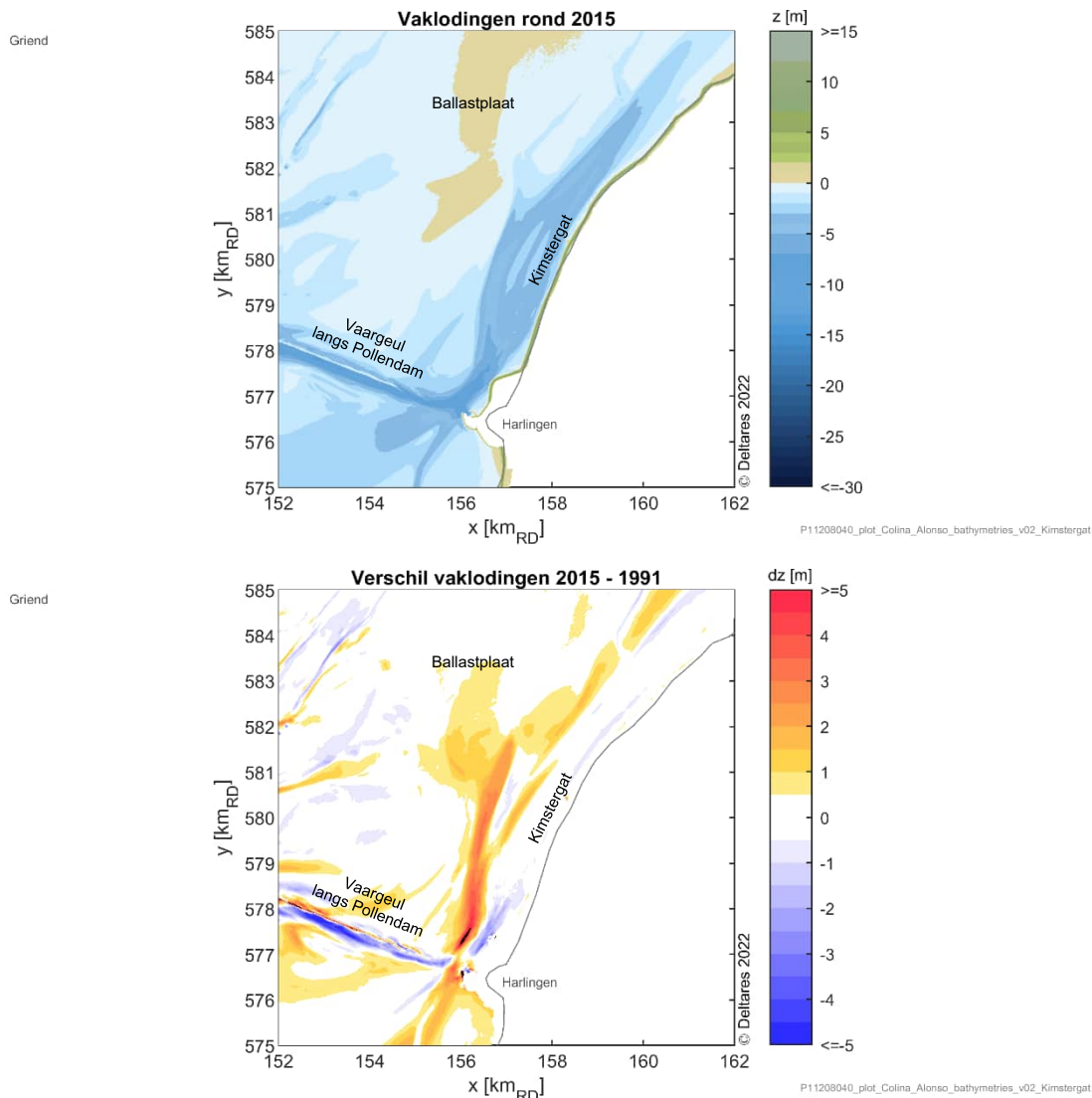
Figuur 2-45 Ontwikkeling van de jaargemiddelde getijprisma over de lengte van de Boontjes - berekend met vloed (+) en eb (-) debieten, respectievelijk. Gekleurde lijnen duiden de verschillende historische bodems aan.



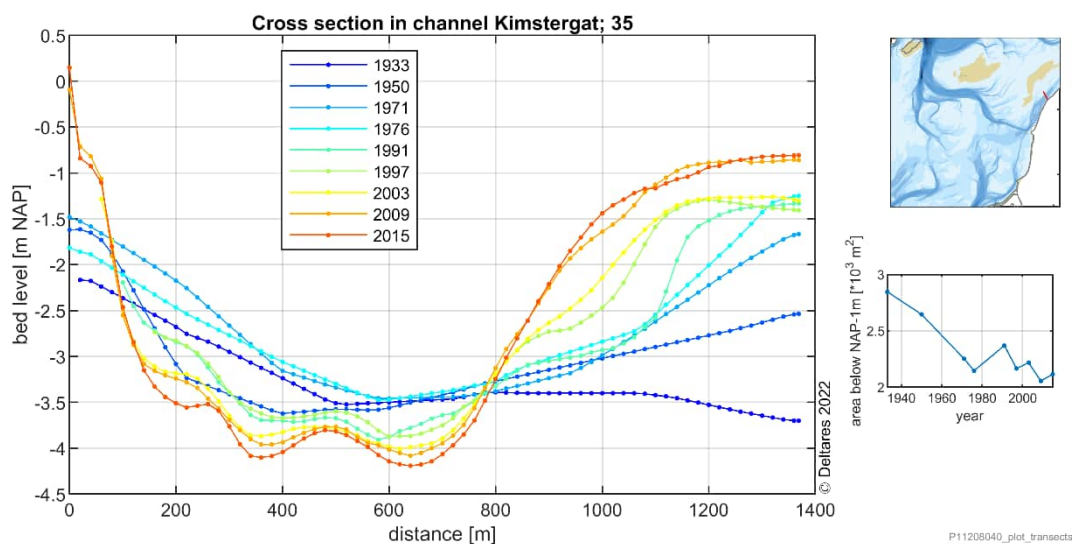
Figuur 2-46 Piek getijdebieten door een doorsnede in het noordelijke deel van de Boontjes

2.4.4 Kimstergat

Het Kimstergat loopt van Harlingen naar het noordoosten langs de Friese vastelandskust (Figuur 2-47 bovenste paneel). Het is één van de geulen die het intergetijdengebied dicht bij de kust van het Terschellingerwad tot het wantij van water voorziet. Het onderste paneel in Figuur 2-48 laat zien er tussen 1991 en 2015 sedimentatie is opgetreden aan de zuidelijke zijde van de Ballastplaat dichtbij het Kimstergat. Hierdoor is het Kimstergat iets naar het oosten richting de kust gemigreerd. Tegelijk met de migratie is de geul iets dieper maar vooral ook smaller geworden. Dit is ook goed zichtbaar in de ontwikkeling van een doorsnede door het Kimstergat in Figuur 2-48. Bijlage C4 toont ook andere doorsneden in het Kimstergat.

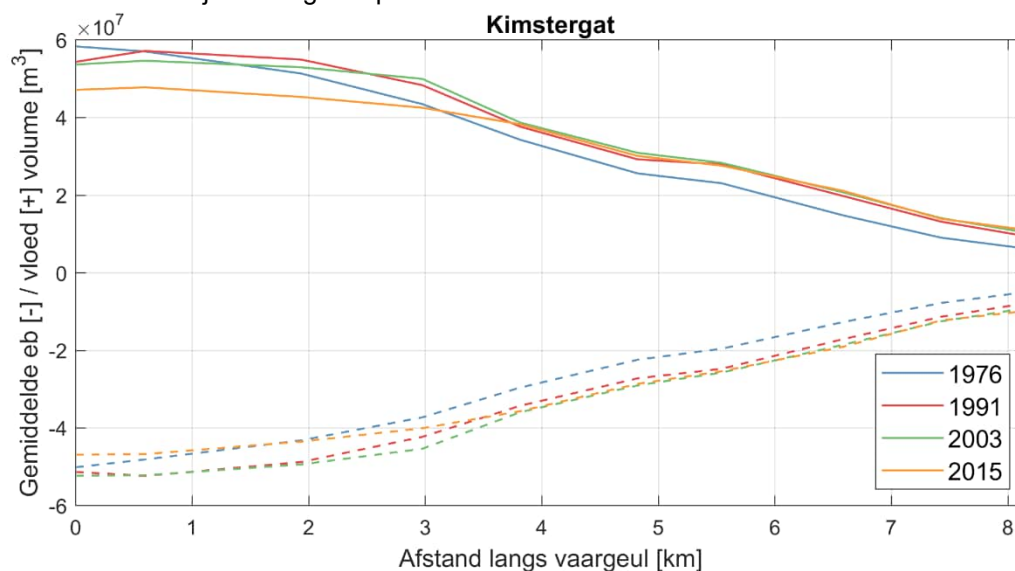


Figuur 2-47 Ligging van de belangrijkste geulen ten noordwesten van Harlingen (bovenste paneel) en sedimentatie-erosie tussen 1991 en 2015 (onderste paneel)

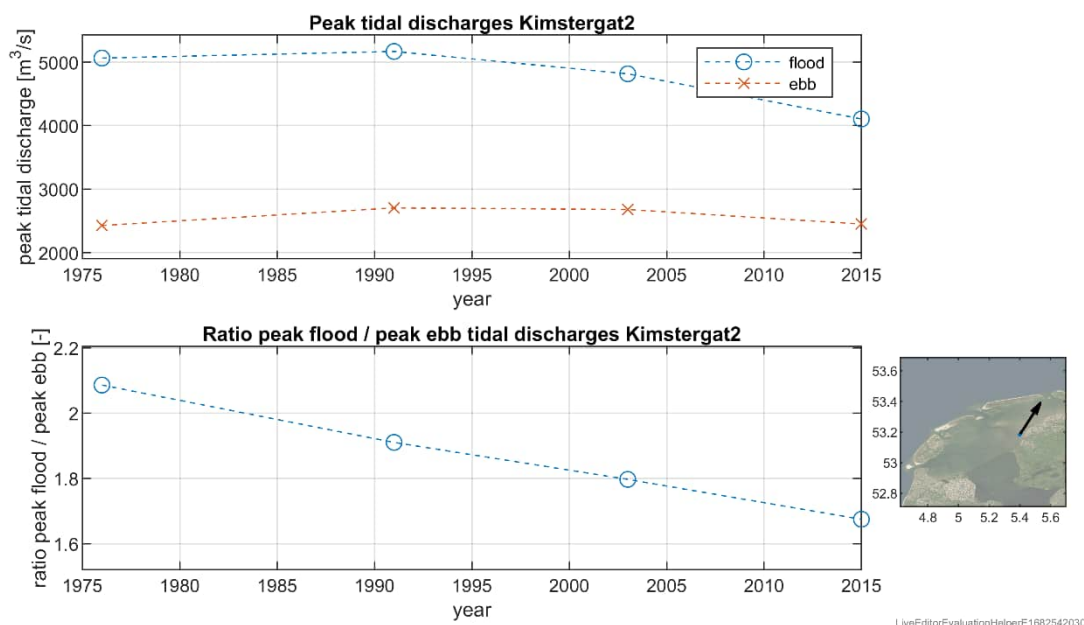


Figuur 2-48 Morfologische ontwikkeling van een dwarsdoorsnede door het Kimstergat. Punt 0 ligt bij de dijk.

Figuur 2-49 toont de berekende getijvolumes langs het Kimstergat. Ruimtelijk nemen deze af richting het noordoosten. Hoewel het vloedvolume in het zuidwestelijke deel van de geul de afgelopen jaren iets is afgenomen zijn de getijvolumes in het noordoostelijke deel van de geul juist iets toegenomen. De afgelopen jaren heeft de geul echter vernauwing laten zien en door de verkleining van het kombergingsgebied is de verwachting dat deze vernauwing zich voort zal zetten en de getijvolumes af zullen nemen. De toename van het plaatoppervlak en de gemiddelde plaathoogte in het gebied rondom het Kimstergat bevestigen deze verwachting (zie Figuur 2-31 en Figuur 2-33). Oost et al. (2019) voorspellen een afname van de natte doorsnede naar nul in ruwweg 70 tot 90 jaar. Figuur 2-50 laat zien dat de piek vloeddebieten door een doorsnede in het zuidelijke deel van de geulen inderdaad afnemen waardoor de vloeddominantie sterk afneemt. Door het afnemende geulvolume wordt de geul minder vloeddominant (Friedrichs & Aubrey, 1988). Net als de geul Boontjes wordt het Kimstergat als het ware vanaf de zijkanten ‘geknepen’.



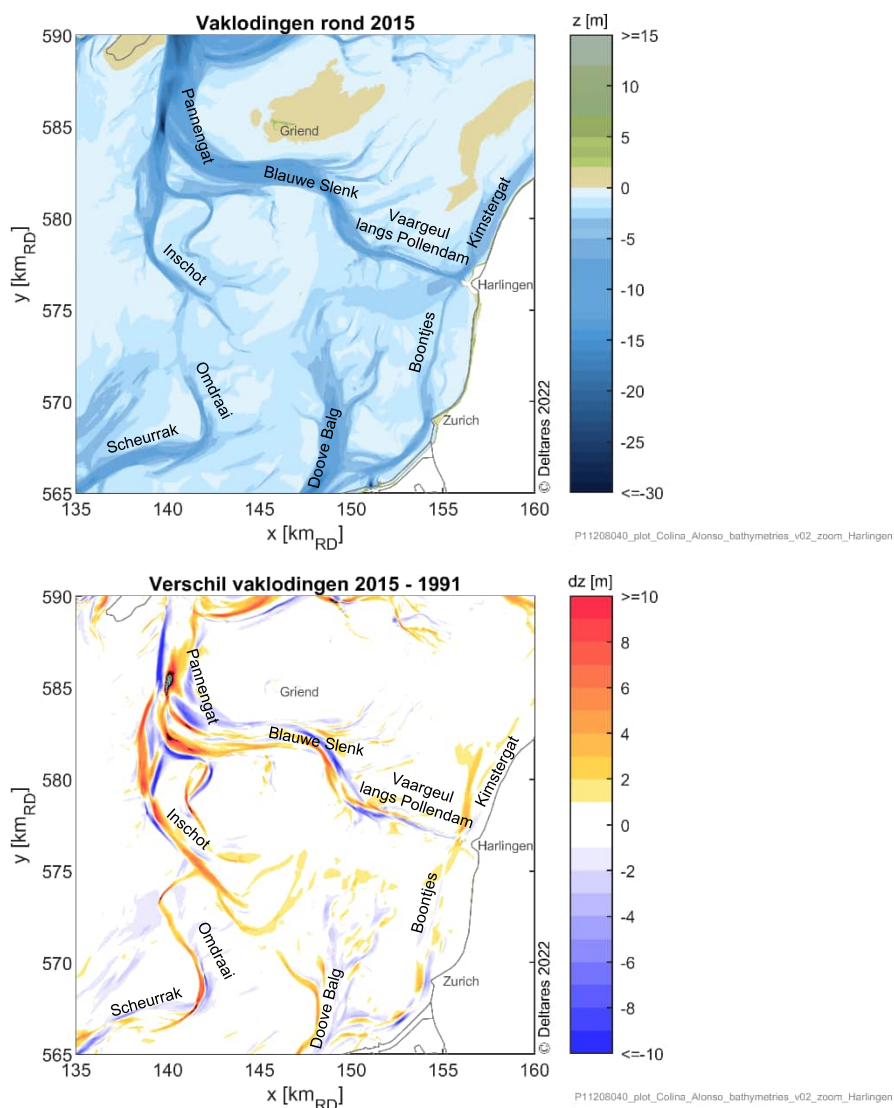
Figuur 2-49 Ontwikkeling van de jaargemiddelde getijprisma over de lengte van het Kimstergat - berekend met vloed (+) en eb (-) debieten, respectievelijk. Kleuren duiden verschillende historische bodems aan.



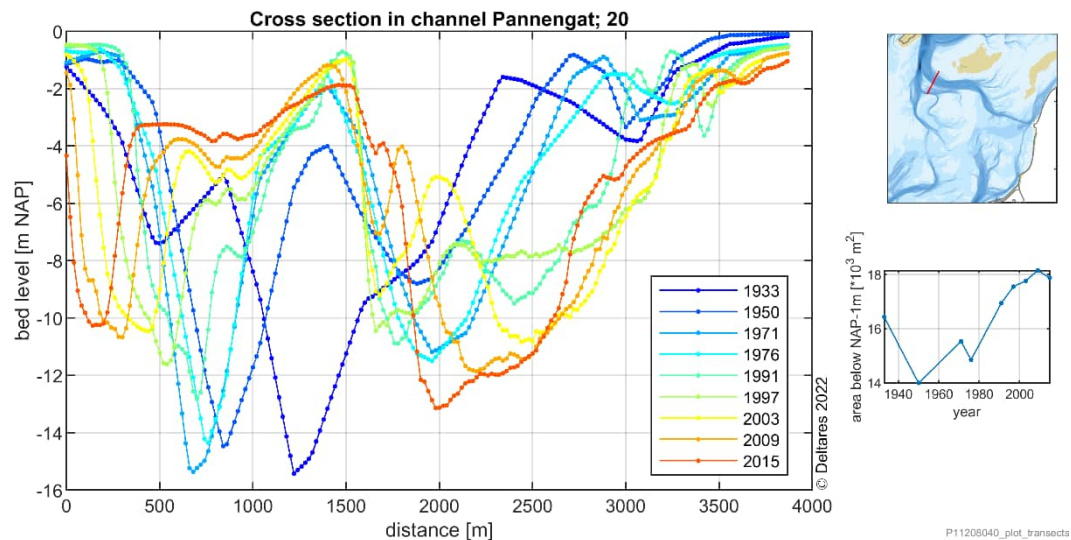
Figuur 2-50 Piek getijdebieten door een doorsnede in het zuidelijke deel van het Kimstergat

2.4.5 Pannengat, Blauwe Slenk en Vaargeul langs Pollendam

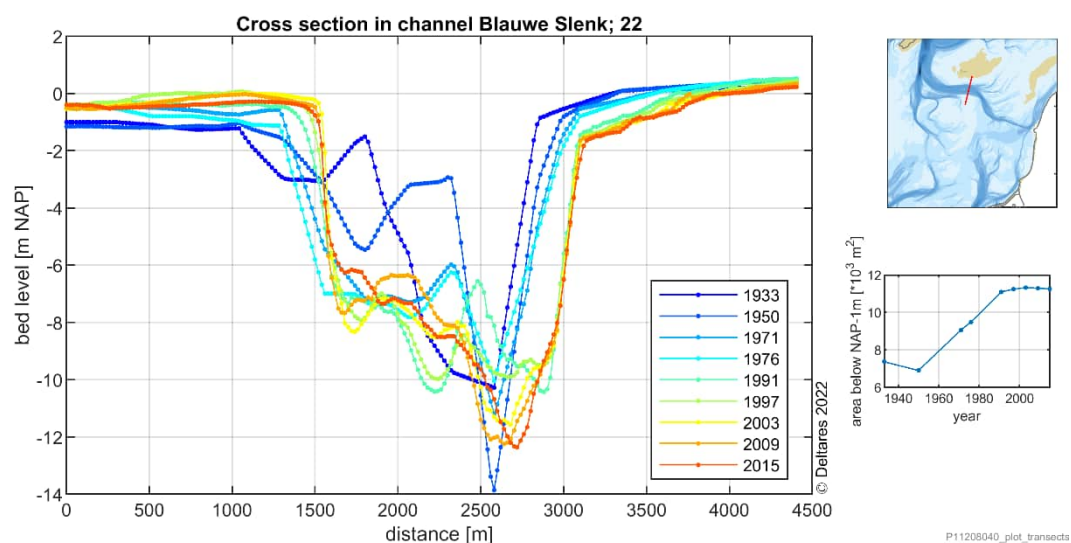
Figuur 2-51 toont in het bovenste paneel de ligging van de belangrijkste geulen ten westen van Harlingen. Het onderste paneel toont de sedimentatie en erosie ten westen van Harlingen tussen de jaren 1991 en 2015. Deze figuur toont enige noordoostelijke migratie van het Pannengat met erosie in de binnenbocht op de overgang naar de Blauwe Slenk (zie ook Oost et al., 2019). Ook de Blauwe Slenk toont enige noordoostelijke migratie met erosie in de buitenbocht van deze geul. De vaargeul langs de Pollendam vertoont erosie in de buitenbocht op de overgang vanaf de Blauwe Slenk. Figuur 2-52, Figuur 2-53 en Figuur 2-54 tonen de ontwikkelingen van de dwarsdoorsneden (zie ook bijlage C5). De Pollendam werd rond 1874-1875 aangelegd over de ondiepten tussen de Blauwe Slenk en het dieper water voor de haven van Harlingen. Met de stroomgeleiding door de Pollendam werd beoogd om de vaarweg in stand te houden en voor de scheepvaart hinderlijke dwarsstroming te beperken. Tegen de verwachtingen in vormde zich na aanleg een geul aan de zuidzijde van de dam, die vanaf 1878 tot de dag vandaag de vaargeul vormt (Oost, et al., 2019; Noordstra, 1992). Bijlage D beschrijft de historische case van de aanleg van de Pollendam en de vaargeul in meer detail.



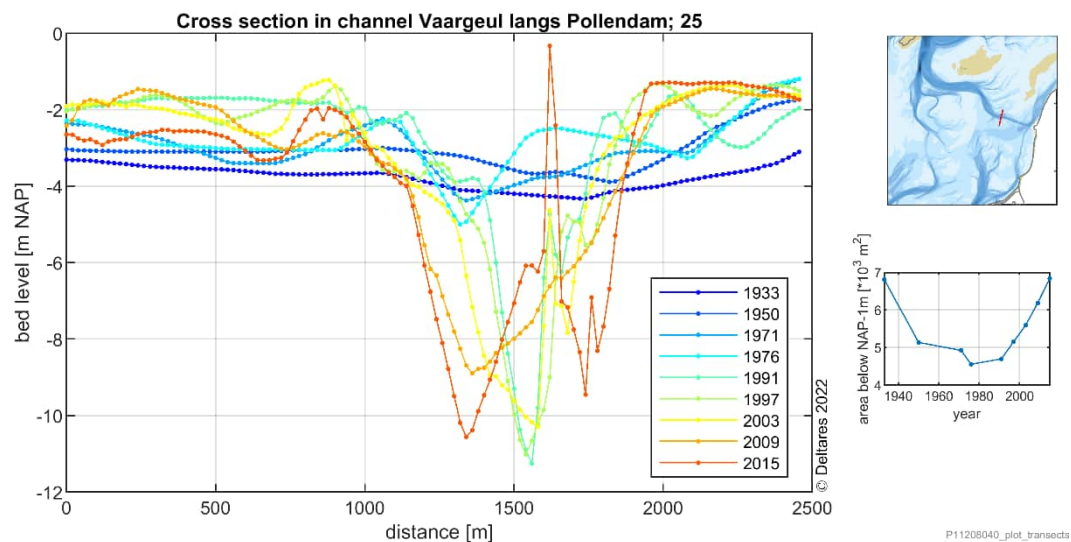
Figuur 2-51 Ligging van de belangrijkste geulen ten westen van Harlingen (bovenste paneel) en sedimentatie-erosie tussen 1991 en 2015 (onderste paneel).



Figuur 2-52 Morfologische ontwikkeling van een dwarsdoorsnede door geul Pannengat

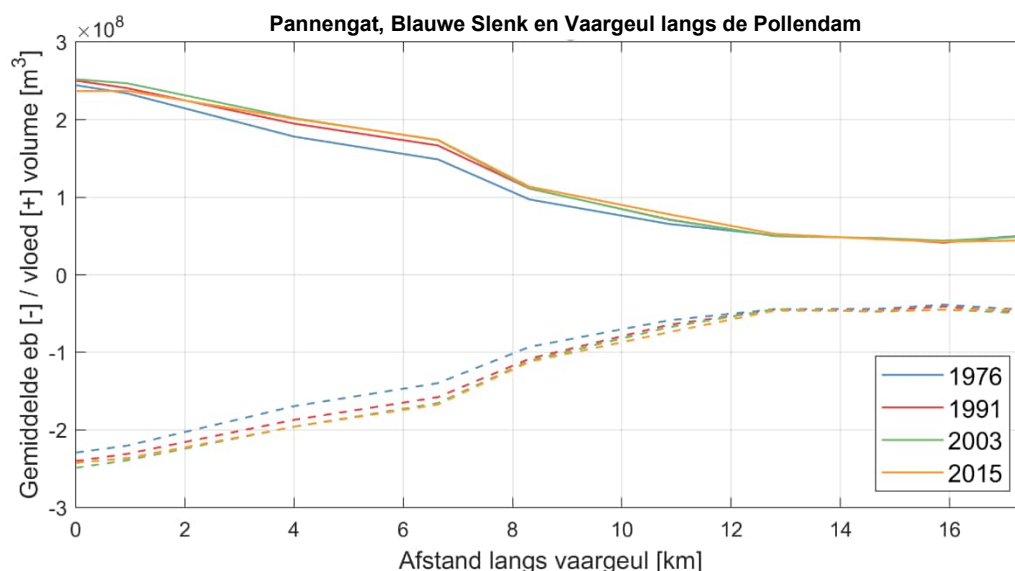


Figuur 2-53 Morfologische ontwikkeling van een dwarsdoorsnede door geul Blauwe Slenk

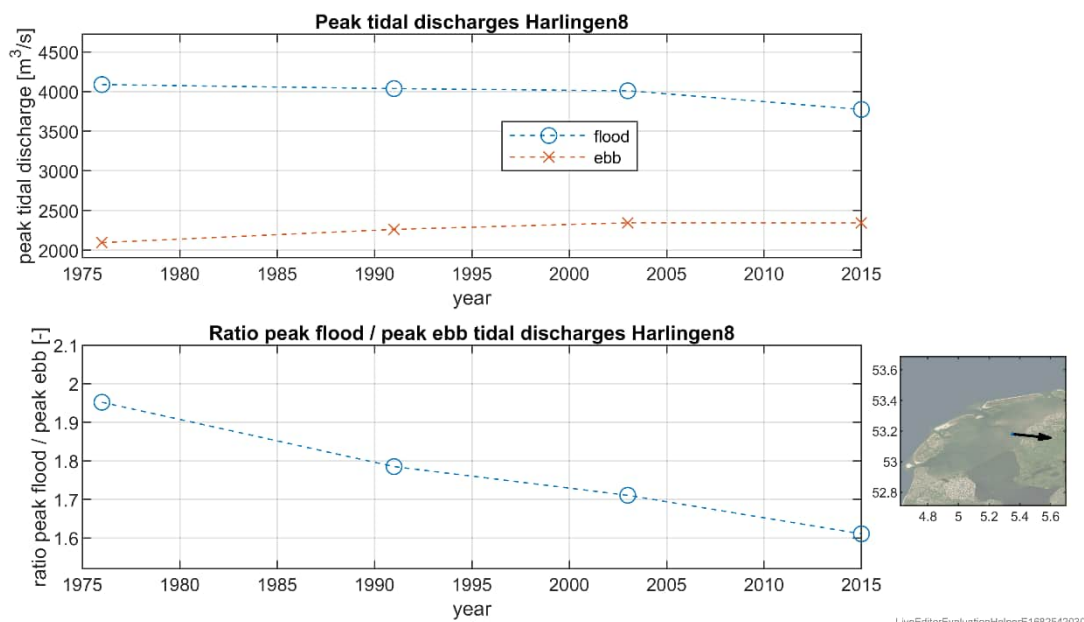


Figuur 2-54 Morfologische ontwikkeling van een dwarsdoorsnede door de vaargeul langs de Pollendam

Figuur 2-55 toont de jaargemiddelde eb- enloedvolumes langs het Pannengat, de Blauwe Slenk en de Pollendam. Ruimtelijk nemen de getijvolumes af langs dit traject. In de tijd, zijn de getijvolumes in het meest noordelijke deel van dit traject, dus dichterbij het zeegat, enigszins toegenomen maar dichterbij Harlingen zijn ze juist iets afgenomen. Door de sedimentatie langs de Friese vastelandskust is de verwachting dat de komberging verder af zal nemen in de komende jaren en dat de geul langs de Pollendam de neiging zal hebben te vernauwen. De betrekkelijk sterke toename van het plaatoppervlak en de gemiddelde plaathoogte in het gebied ten noordoosten van het Kimstergat bevestigen deze verwachting (zie Figuur 2-31 en Figuur 2-33). De vloeddominantie van de Vaargeul langs de Pollendam neemt sterk af (Figuur 2-56).



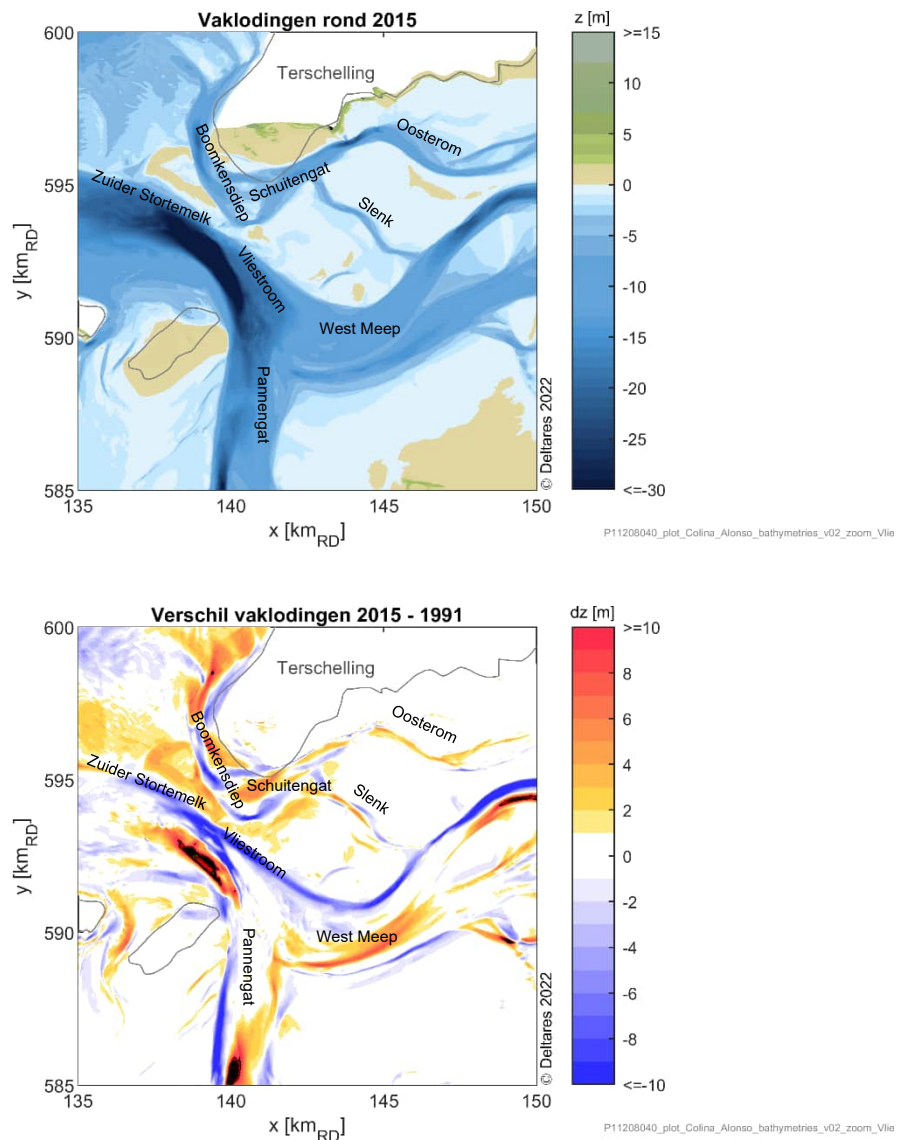
Figuur 2-55 Ontwikkeling van de jaargemiddelde getijprisma over de lengte van de Blauwe Slenk en vaargeul langs de Pollendam - berekend met vloed (+) en eb (-) debieten, respectievelijk.



Figuur 2-56 Piek getijdebieten door een doorsnede in de Vaargeul langs de Pollendam

2.4.6 Slenk en Schuitengat

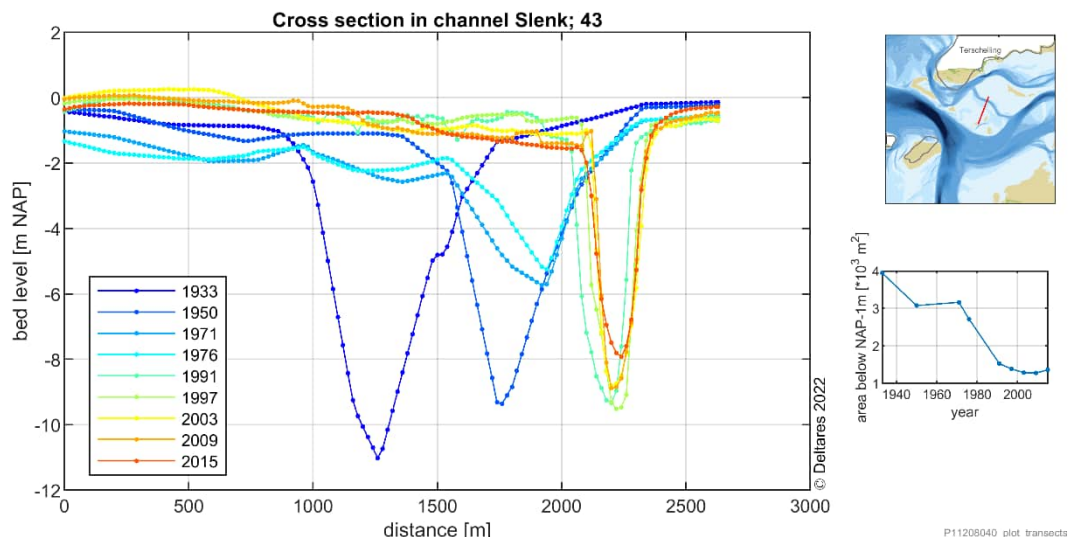
Figuur 2-57 toont de ligging van de belangrijkste geulen rond het zeegat van het Vlie op basis van de 2015 bodem. Het zeegat omvat drie geulsystemen. De centraal gelegen Vliestroom is de grootste. De andere geulsystemen zijn Zuider Stortemelk-Vliestroom en Boomkensdiep-Schuitengat. Hier besteden we speciale aandacht aan de geul de Slenk ten zuiden van Terschelling. Dit is de geul die ook door de veerboot tussen Harlingen en Terschelling wordt gebruikt. Voor 1996 liep de veerbootverbinding via het Schuitengat naar de Vliestroom (Oost, et al., 2019). Door morfologische veranderingen liep het baggerbezuur van de route via het Schuitengat sterk op. Door natuurlijke ontwikkeling is in 2015 opnieuw een verbinding ontstaan tussen het Schuitengat en de Vliestroom. Deze verbinding is betond, maar heeft van nature niet voldoende diepgang voor de grote veerboten. In 2017 is onderzocht of het baggeren van de Schuitengat verbinding een duurzaam alternatief biedt voor de route via Slenk (Van Til & Cleveringa, 2018).



Figuur 2-57 Ligging van de belangrijkste geulen rond het zeegat van het Vlie op basis van de 2015 bodem (bovenste paneel) en sedimentatie-erosie rond het zeegat van het Vlie tussen 1991 en 2015.

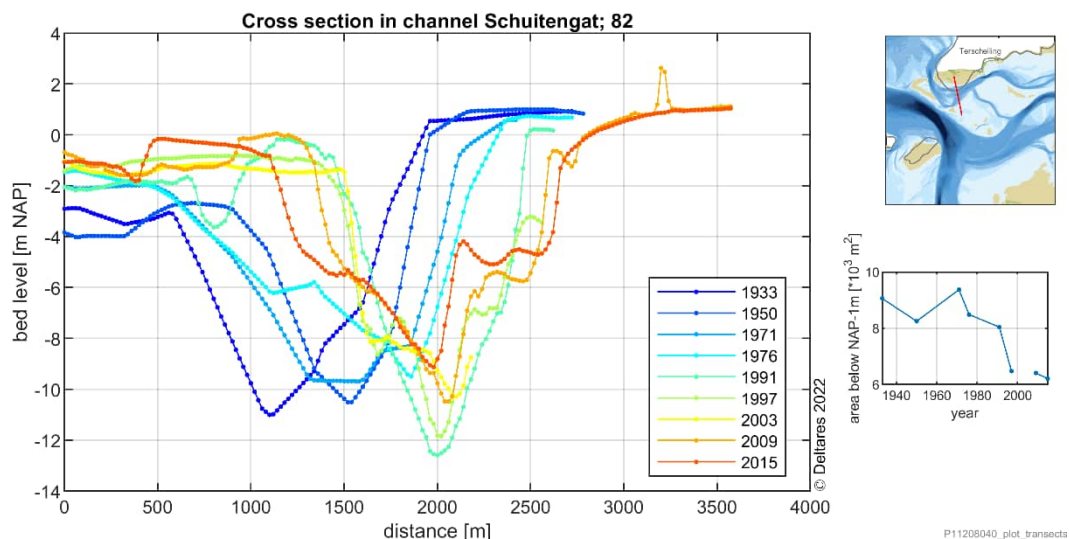
Het onderste paneel toont de sedimentatie en erosie rond het zeegat van het Vlie tussen de jaren 1991 en 2015. Hierin is te zien dat het Boomkensdiep en Schuitengat enigszins uitbochten in deze jaren terwijl de geul Oosterom aanzanding vertoont. Ook de Slenk vertoont

aanzanding met migratie naar het noordnoordoosten. De Vliestroom en West Meep migreren naar het noorden. Het Pannengat migreert naar het westen. Figuur 2-58 illustreert de morfologische ontwikkeling in een doorsnede door de geul de Slenk (zie bijlage C6 voor andere doorsneden in deze geul). Tussen 1933 en 2015 is de geul naar het noordnoordoosten gemigreerd en ondieper geworden. De natte doorsnede is tussen 1933 en 1991 met ongeveer 50% afgenomen. Tussen 1991 en 2015 blijft de natte doorsnede afnemen maar dit is veel minder sterk dan in voorgaande jaren.

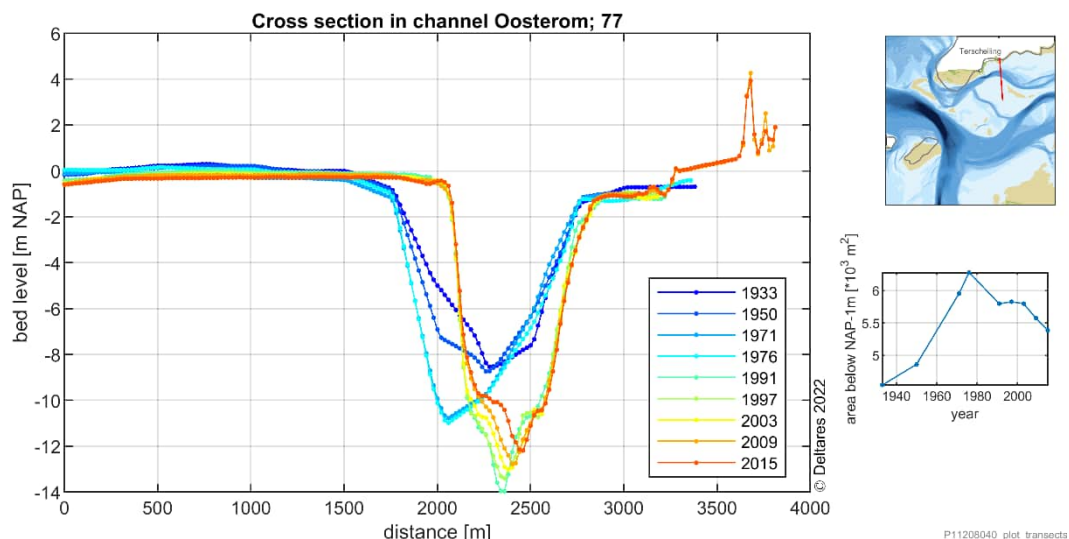


Figuur 2-58 Morfologische ontwikkeling van een dwarsdoorsnede door geul de Slenk ten zuiden van Terschelling

Figuur 2-59 illustreert de morfologische ontwikkeling in een doorsnede door de geul Schuitengat. Deze geul vertoont een noordwaartse migratie tussen 1933 en 1991 met daarna aanzanding tot 2015. Figuur 2-60 laat zien dat de geul Oosterom tussen 1933 en 1976 verruimde, noordwaartse migreerde tussen 1976 en 1991 en aanzanding vertoonde tussen 1991 en 2015.

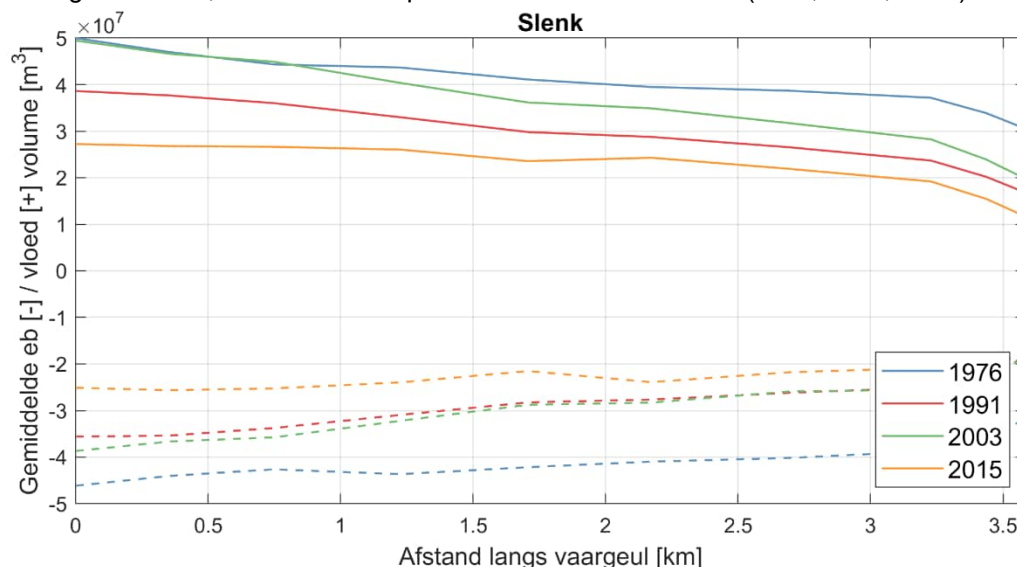


Figuur 2-59 Morfologische ontwikkeling van een dwarsdoorsnede door de geul Schuitengat bij Terschelling



Figuur 2-60 Morfologische ontwikkeling van een dwarsdoorsnede door geul Oosterom ten zuiden van Terschelling

Figuur 2-61 illustreert de ontwikkeling van het jaargemiddelde getijprisma over de lengte van de Slenk. Zowel het volume wat deze geul instroomt tijdens vloed als het volume wat de geul uitstroomt tijdens eb lijkt af te nemen tussen 1976 en 2015. Dit is in overeenstemming met de vernauwing die deze geul vertoonde in dezelfde periode (Figuur 2-58). De gesimuleerde afname in getijprisma is in de orde van 10^7 m^3 . Hoewel Figuur 2-31 in een ruime zone rondom de geulen Slenk en Schuitengat een lichte toename van het plaatoppervlak laat zien, toont Figuur 2-33 tegelijkertijd een afname van de gemiddelde plaathoogte in dit gebied. Het deelgebied is echter te ruim om conclusies te trekken over de verwachte ontwikkeling van beide geulen. Duidelijk is wel dat er minder sedimentatie optreedt in dit noordelijke deel van het Vlie bekken dan in het zuidelijke deel langs de Friese vastelandskust. Deze ontwikkelingen worden in de kombergingsrapportage in meer detail besproken. Oost et al. (2019) concluderen dat de huidige vaargeul door de Slenk een betrekkelijk stabiele ligging heeft, geholpen door de baggerwerkzaamheden die hier jaarlijks worden uitgevoerd. De bestaande verbinding via Slenk is weliswaar relatief lang, maar wel betrouwbaar en voorspelbaar. Een verbinding via het Schuitengat is korter, maar niet voorspelbaar en niet betrouwbaar (Oost, et al., 2019).



Figuur 2-61 Ontwikkeling van de jaargemiddelde getijprisma over de lengte van de Slenk - berekend met vloed (+) en eb (-) debieten, respectievelijk. Gekleurde lijnen duiden de verschillende historische bodems aan.

3 Conclusies en aanbevelingen

3.1 Conclusies

Dit rapport geeft een overzicht van de ontwikkelingen van de westelijke Waddenzee en een verwachting voor de toekomst op mega, macro- en meso-schaal. Dit wil zeggen op de schaal van de hele westelijke Waddenzee, op de schaal van de kombergingsgebieden en op de schaal van zes individuele geulsystemen. Dit is gedaan op basis van eerdere studies, bodemhoogtekaarten van 1976, 1991, 2003 en 2015 en op basis van modelberekeningen van de waterbeweging met deze vier verschillende bodems.

3.1.1 Waterbeweging en morfologie op mega- en macroschaal

De waterbeweging in de westelijke Waddenzee is sterk beïnvloed door de afsluiting van de Zuiderzee in 1932. Voor de afsluiting van de Zuiderzee was de voortplantingsrichting van het getij door de zeegaten van Texel en Eierland noord-zuid gericht. Na de afsluiting was deze west-oost gericht. Nog steeds past de westelijke Waddenzee zich aan deze ingreep aan. De getijdebieten door het Marsdiep en het Eierlandse Gat nemen toe. De getijdebieten door het zeegat van het Vlie nemen af.

De westelijke Waddenzee ontvangt jaarlijks ruim 2 miljoen m³ sediment uit de Noordzee kustzone. Dit sediment komt binnen via het Zeegat van Texel en het Zeegat van het Vlie. Er vindt een netto transport van sediment in de westelijke Waddenzee plaats van west naar oost. Het oostelijke deel van de westelijke Waddenzee (ten zuiden van Terschelling) vertoont een sterker sedimenterende trend dan het westelijke deel (ten zuiden van Texel en Vlieland). Het sedimentvolume in het bekken van het Zeegat van Texel neemt toe met ruim 1,2 miljoen m³/jaar, het sedimentvolume in het bekken van het Eierlandse Gat neemt af met 0,3 miljoen m³/jaar en het sedimentvolume in het bekken van het Zeegat van het Vlie neemt toe met ruim 1,4 miljoen m³/jaar volgens Elias (2019).

Met name het Vlie bekken ondervindt betrekkelijk sterke sedimentatie. Het plaatoppervlak in dit bekken neemt sterker toe en het oppervlak ondiep water sterker af dan in de andere twee bekkens. Het geuloppervlak verandert slechts gering in het Vlie bekken. De uitbreiding van de platen is van dezelfde orde grootte als de verkleining van het areaal ondiep water. Het geuloppervlak neemt in geringe mate af in dit bekken. Dit is consistent met de afname van het getijdebiet. Er hoeft steeds minder water door het zeegat want door het uitbreiden van het intergetijdengebied neemt de komberging af. In de andere twee bekkens is dit niet het geval.

De uitbreiding van het plaatoppervlak in het Vlie bekken vindt vooral plaats in het zuidelijke deel langs de Friese vastelandskust. Ook de gemiddelde plaathoogte neemt hier sterk toe. In de meeste andere delen van dit bekken neemt het plaatoppervlak ook toe maar in mindere mate. In het noordelijke deel van het Vlie bekken, dichtbij het zeegat neemt de gemiddelde plaathoogte af. Ook het plaatoppervlak neemt hier af. Deze verdeling van de trends in plaatoppervlak en gemiddelde plaathoogte laat een bekken zien dat vooral aan de vastelandszijde sedimenteert in de intergetijdenzone. Doordat de opvulling met sediment van het Vlie bekken vooral gebeurt vanaf de landwaartse kant worden de geulen die dit landwaartse deel met water vullen geleidelijk kleiner. Er is geen sprake van verdrinking van het Vlie bekken door zeespiegelstijging in de komende decennia. Mogelijk ontstaan er wel grotere gradiënten.

Ook in het Marsdiep bekken neemt het plaatoppervlak en de gemiddelde plaathoogte sterk toe in het meest zuidwestelijke deel tegen de vastelandskust van Noord-Holland. In het midden

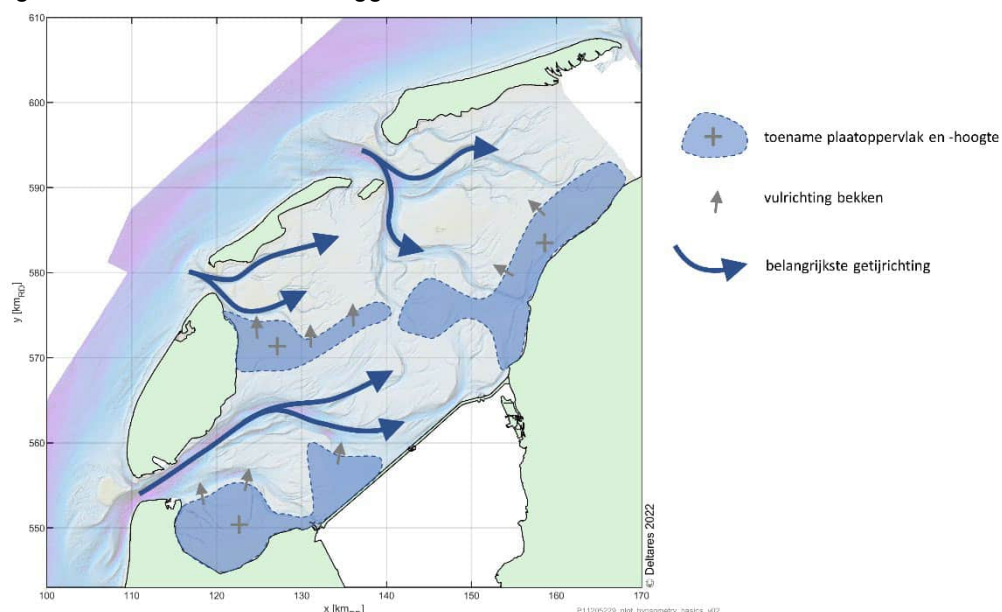
van het bekken, iets verder naar het noordoosten, neemt het plaatoppervlak en de gemiddelde bodemhoogte van de platen juist af. Deze verandering laat zien dat het bekken zich nog steeds aan het aanpassen is aan de afsluiting van de Zuiderzee. De meer west-oost gerichte stroming zorgt nog steeds voor bodemaanpassingen in die richting, waardoor het getij met een recentere bodem minder weerstand ondervindt richting Den Oever en Harlingen. Uit de berekeningen blijkt dat de laagwaterkentering op deze plaatsen iets eerder optreedt met de bodem van 2015 dan met die van 1976 en dat ook de getijslag iets groter is. Daardoor neemt het getijvolume door het zeegat van Texel toe. Door het eerder optreden van laagwater neemt de duur van de ebperiode marginaal af. Daardoor wordt het getij minder vloeddominant. Dit is in lijn met het proces waarbij er eerst veel, en vervolgens geleidelijk aan minder zand in de bekkens wordt geïmporteerd na de afsluiting van de Zuiderzee. We verwachten dat deze ontwikkelingen in de komende decennia sterker zullen zijn dan de invloed van zeespiegelstijging.

In het bekken van het Eierlandse Gat nemen het plaatoppervlak en de gemiddelde plaathoogte dichtbij het zeegat en in het zuidelijke deel van het bekken iets toe. In het noordoostelijke deel nemen het plaatoppervlak en de gemiddelde plaathoogte iets af. We verwachten niet dat zeespiegelstijging de komende decennia tot een andere ontwikkeling zal leiden.

Samengevat zien we de volgende grootschalige morfologische veranderingen (zie Figuur 3-1):

1. ophoging van de plaatgebieden aan de zuidzijde van de bekkens (Balgzand, Ballastplaat, plaatgebied rondom de Boontjes)
2. opvulling van de oude geulen die doorsneden zijn door de Afsluitdijk, incl. Inschot (tussen het bekken van het Marsdiep en het Vlie)
3. erosie van het plaatgebied aan de noordzijde van de bekkens
4. hierdoor meer west-oost gerichte getijbeweging
5. langs de vastelandskust stijgt plaathoogte veel meer dan de gemiddelde zeespiegel

Omdat de plaathoogte aan de zuidzijde van de bekkens meer stijgt dan de gemiddelde zeespiegel verwachten we dat het baggerbezwaa hier toe zal nemen in de komende decennia.



Figuur 3-1 Schets ontwikkeling westelijke Waddenzee

3.1.2 Ontwikkelingen op mesoschaal

De geul Visjagersgaatje is vanaf het Marsdiep via het Malzin de belangrijkste vloedgeul die het intergetijdengebied aan de noordwestzijde van de afsluitdijk van water voorziet en het tevens het belangrijkste vaarwater naar de Stevin sluizen bij Den Oever. De geul vertoont enige

verruiming terwijl de geul Wierbalg sedimentatie laat zien. Echter, het Visjagersgaatje ligt in het zuidelijke deel van het Marsdiep dat een sterke groei van het plaatoppervlak laat zien en een toename van de gemiddelde plaathoogte. Hierdoor neemt de komberging in het omliggende gebied af en nemen daardoor op termijn de getijdebieten door de geul af. Mogelijk komt hierdoor de verruiming van de geul tot stilstand.

De geul Doove Balg loopt ten zuiden van de plaat Waard naar het oosten en wordt door de Afsluitdijk afgebogen naar het noordoosten. Het is de belangrijkste vloedgeul die het intergetijdengebied tot aan Harlingen verder naar het noordoosten van water voorziet. De Doove Balg is de afgelopen jaren enigszins naar het zuidoosten, dus richting de Afsluitdijk gemigreerd. Het doorstroomoppervlak blijft betrekkelijk constant. De geul Doove Balg ligt in een gebied dat een sterke verkleining van het plaatoppervlak kent een verlaging van de gemiddelde plaathoogte. Dit past bij de lichte toename van het getijprisma. Deze ontwikkeling past ook bij waargenomen grootschalige ontwikkeling van het Marsdiep bekken na de afsluiting van de Zuiderzee met een meer west-oost gerichte getijstrooming. De verwachting is dat de ontwikkeling van de Doove Balg zich verder zal stabiliseren.

De geul Boontjes migreerde de afgelopen jaren naar het zuidoosten, dichterbij de kust toe. Tegelijk met deze migratie is de geul iets dieper maar vooral ook smaller geworden. Het doorstroomoppervlak neemt geleidelijk af. De geul ligt in een complex gebied waarvan het plaatoppervlak toeneemt met vooral betrekkelijk grote sedimentatie ten noordoosten van de Boontjes. Hoewel de eb- en vloedvolumes enigszins toenemen in het meest zuidelijke deel van de geul dichtbij de Doove Balg, nemen deze in het meest noordoostelijke deel van de geul sterk af. Dit is in overeenstemming met de sedimentatie en vernauwing van dit noordoostelijke deel van de geul. De geul ligt in een gebied waar de Staatscommissie Zuiderzee na afsluiting van de Zuiderzee een volledig wantij in de lijn Vliehors-Makkum/Zurich verwachtte. Hoewel iets noordelijker geven de lage stroomsnelheden ten zuiden van de Pollendam een indicatie voor dit wantij. De verwachting is dat de sedimentatie in de geul Boontjes zich voort zal zetten.

Het Kimstergat loopt van Harlingen naar het noordoosten langs de Friese vastelandskust. Het is één van de geulen die het intergetijdengebied dicht bij de kust van het Terschellingerwad tot het wantij van water voorziet. Sterke sedimentatie is opgetreden aan de zuidelijke zijde van de Ballastplaat dichtbij het Kimstergat. Hierdoor is het Kimstergat iets naar het oosten richting de kust gemigreerd. Tegelijk met de migratie is de geul iets dieper maar vooral ook smaller geworden. Door een verdieping van de Geul langs de Pollendam, lijkt het Kimstergat zich meer op deze geul te oriënteren en minder op de Boontjes en het Molenrak. Door verkleining van het kombergingsgebied is de verwachting dat deze vernauwing zich voort zal zetten en de getijvolumes af zullen nemen. De toename van het plaatoppervlak en de gemiddelde plaathoogte in het gebied rondom het Kimstergat bevestigen deze verwachting.

De vaargeul langs Pannengat, Blauwe Slenk en de Pollendam laat in het meest noordelijke deel van dit traject, dus dichtbij het zeegat, een lichte toename zien van de getijvolumes. Dichterbij Harlingen nemen de getijvolumes juist af. Door de sedimentatie langs de Friese vastelandskust is de verwachting dat de komberging verder af zal nemen in de komende jaren en dat de geul langs de Pollendam de neiging zal hebben te vernauwen. De betrekkelijk sterke toename van het plaatoppervlak en de gemiddelde plaathoogte in het gebied ten noordoosten van het Kimstergat suggereren dit ook.

De Slenk ten zuidwesten van Terschelling vertoont enige aanzanding met migratie naar het noordnoordoosten. In dit noordelijke deel van het Vlie bekken treedt een lichte toename op van het plaatoppervlak maar een afname van de gemiddelde plaathoogte. Er treedt in dit deel van het Vlie bekken veel minder sedimentatie op dan in het zuidelijke deel langs de Friese vastelandskust.

3.2 Aanbevelingen

Voorliggende verkenning laat zien dat het analyseren van de waterbeweging van historische modelbodems van meerwaarde is voor het begrijpen van de morfologische ontwikkeling van verschillende delen van de Waddenzee. Echter, de getoonde analyse is nog niet uitputtend. Door meer gedetailleerde analyse van de resultaten, kunnen betere verbanden worden gevonden. We raden aan om deze analyse verder uit te breiden. We doen daarvoor enkele suggesties:

- Voor het koppelen van de waargenomen hydrodynamische veranderingen van deelgebieden (geulen en bijbehorend kombergingsgebied) aan de morfologie is de afbakening van de deelgebieden van grote invloed. Wij bevelen aan één methode hiervoor te kiezen en te hanteren voor het bepalen van de positie van de wantijen tussen de bekkens en voor de lokale wantijen die de kombergingsgebieden van geulen bepalen. We stellen voor om de wantijen te bepalen op basis van het minimum van de standaarddeviatie van de stroomsnelheden.
- Bepaling van trends in hypsometrische curves, oppervlakken en gemiddelde bodemhoogte per dieptezone voor deze nieuw gedefinieerde kleinere deelgebieden.
- Koppel de getijamplificatie, getijvoortplantingssnelheid en getijasymmetrie (in het bijzonder de kenteringsduur) met de morfologische veranderingen op de verschillende ruimteschalen. In dit rapport is hier een eerste aanzet voor gegeven, maar dit kan nog verder worden uitgewerkt door deze parameters voor meerdere ruimtelijk verdeelde stations te bepalen om zodoende de gradiënten in beeld te brengen.
- Breng de sedimentatiesnelheden van de verschillende kleinschalige plaatcomplexen in kaart.

Referenties

- Cleveringa, J. & Elias, E., 2022. *Kombergingsrapportage Eierlandse Gat. Rapport 11208040-002-ZKS-0001*, Delft, The Netherlands: Deltares.
- Codiga, D. L., 2011. *Unified Tidal Analysis and Prediction Using the UTide Matlab Functions*, Narragansett: Graduate School of Oceanography, University of Rhode Island..
- Colina Alonso, A. et al., 2021. The contribution of sand and mud to infilling of tidal basins in response to a closure dam. *Marine Geology*, 439(2021), p. 15.
- Condiga, D. L., 2011. *Unified Tidal Analysis and Prediction Using the UTide Matlab Functions*, Narragansett: Graduate School of Oceanography, University of Rhode Island..
- Duran-Matute, M. et al., 2014. Residual circulation and freshwater transport in the Dutch Wadden Sea: A numerical modelling study. <https://doi.org/10.5194/os-10-611-2014>. *Ocean Science*, 10(4), p. 611–632.
- Elias, E., 2019. *Een actuele sedimentbalans van de Waddenzee. Report 11203683-001-ZKS-0002*, Delft, The Netherlands: Deltares.
- Elias, E. P., Van Der Spek, A. J., Wang, Z. B. & De Ronde, J., 2012. Morphodynamic development and sediment budget of the Dutch Wadden Sea over the last century. *Geologie en Mijnbouw/Netherlands Journal of Geosciences*, 91(3), pp. 293-310.
- Elias, E., Stive, M., Bonekamp, H. & Cleveringa, J., 2003. Tidal inlet dynamics in response to human intervention. *Coastal Engineering Journal*, 45(4), p. 629–658.
- Eysink, W., 1990. *Morphological response of tidal basins to changes. The Dutch Coast: Paper No. 8. Coastal Engineering Proceedings*, 1(22).. Delft, The Netherlands, American Society of Civil Engineers (ASCE).
- Friedrichs, C. T. & Aubrey, D. G., 1988. Non-linear tidal distortion in shallow well-mixed estuaries: a synthesis.. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 27(5), p. 521–545.
- Klok, B. & Schalker, K. M., 1980. *De veranderingen in de Waddenzee ten gevolge van de afsluiting van de Zuiderzee. Notitie 78.H238*, Hoorn, The Netherlands.: Rijkswaterstaat, Directie waterhuishouding en waterbeweging, district kust en zee, studiedienst Hoorn.
- Nederhoff, K., Smits, B. & Wang, Z. B., 2017. *Kennisontwikkeling morfologie en baggerhoeveelheden. Data analyse hypsometrie en getij. Rapport 11200521-000-ZKS-0005*, Delft, The Netherlands: Deltares.
- Noordstra, P., 1992. *Verwachting toekomstig baggerwerk in de vaargeul langs de Pollendam. Notitie ANW 92.27, 3.*, Leeuwarden, The Netherlands: Rijkswaterstaat, Directie Friesland.
- Oost, A., Cleveringa, J. & Taal, M., 2019. *Morfologie Kombergingsgebieden Marsdiep en Vlie. Beheerbibliotheek Waddenzee, versie 2019. Report 11203669-000-ZKS-0006*, Delft, The Netherlands: Deltares.
- Rijkswaterstaat, 2021. *Morfologische veranderingen. Duurzame bescherming en ontwikkeling van dynamische Waddenzeenatuur*, s.l.: Rijkswaterstaat.
- Smits, B., J., V., Van Weerdenburg, R. & Colina Alonso, A., 2022. *Morfologie en onderhoud vaargeul Boontjes*, Delft, The Netherlands: Deltares.
- Smits, B. P. & Nederhoff, C. M., 2018. *Meso schaal volumebalans Westelijke Waddenzee. Report 11202177-000-ZKS-0007*, Delft, The Netherlands: Deltares.
- Van der Vegt, H. & Cleveringa, J., 2022. *Dynamisch Vaargeulbeheer. Rapport 11208040-009-ZKS-0003*, Delft, The Netherlands: Deltares.
- Van Til, S. & Cleveringa, J., 2018. *Morfologische dynamiek Schuitengat. Analyse t.b.v. de scheepvaartfunctie*, Zwolle, The Netherlands: Arcadis.
- Vroom, J., van Weerdenburg, R. & Smits, B., 2020. *Modelleringslibdynamiek voor de Waddenzee*, Delft: Deltares.
- Wang, Z. B., Elias, E. P., Van Der Spek, A. J. & Lodder, Q. J., 2018. Sediment budget and morphological development of the Dutch Wadden Sea: Impact of accelerated sea-level rise

and subsidence until 2100. *Geologie en Mijnbouw/Netherlands Journal of Geosciences*, 97(3), pp. 183-214.

Wang, Z. B. et al., 2013. Movement of tidal watersheds in the Wadden Sea and its consequences on the morphological development. *International Journal of Sediment Research*, 28(2), pp. 162-171.

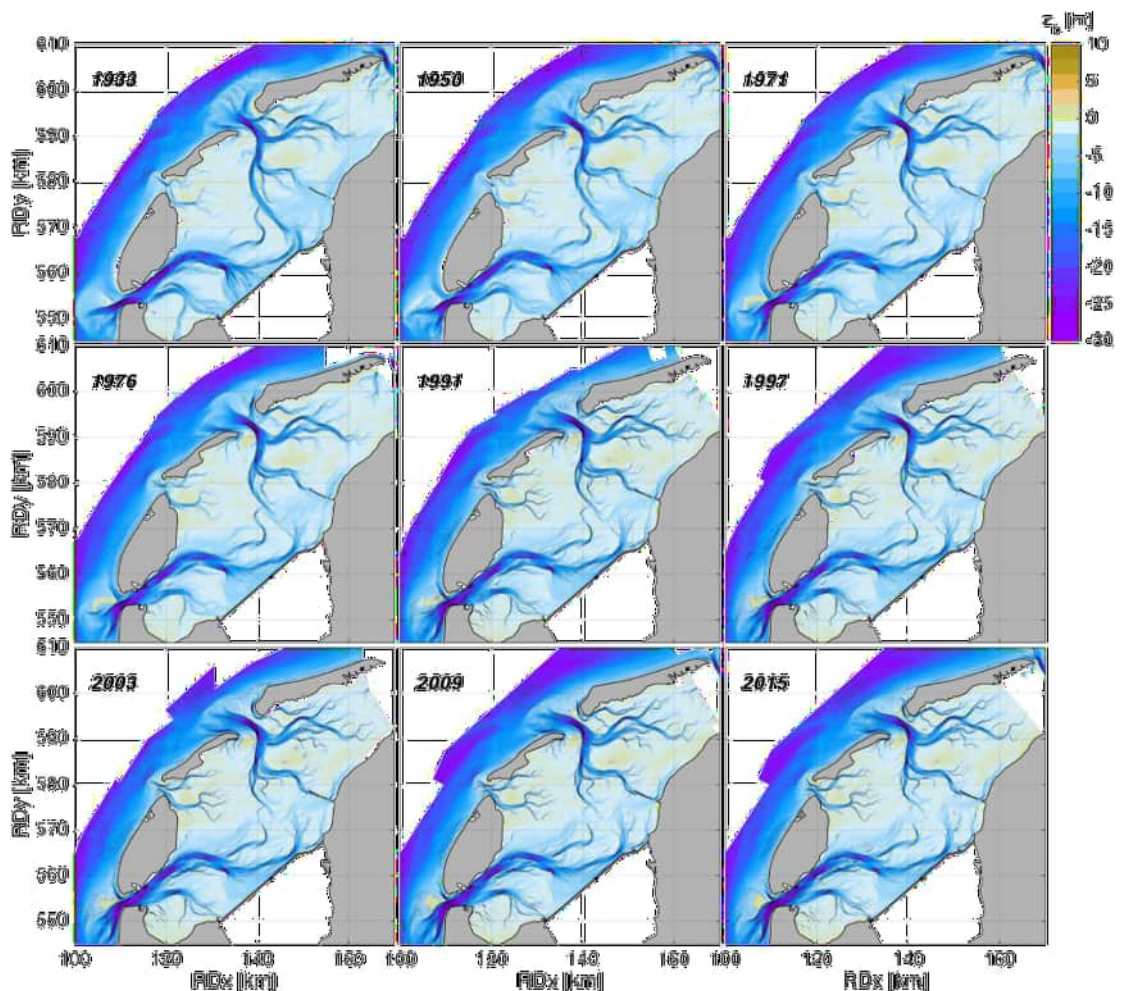
Zijl, F. & Groenenboom, J., 2020. *Development of a sixth-generation model for the NW European Shelf (DCSM-FM 100m)*, Delft: Deltares.

Bijlage A Methode

Deze bijlage beschrijft de gebruikte waarnemingen, numerieke modelsimulaties en analysetechnieken. Ook worden de modelresultaten ter validatie vergeleken met metingen die zijn uitgevoerd door Rijkswaterstaat.

Bodemveranderingen

Bodemveranderingen in de westelijke Waddenzee worden bekeken aan de hand van de analyse door Colina Alonso et al. (2021). Deze analyse is gebaseerd op historische vaklodingen en worden getoond in Figuur A-0. In Hoofdstuk 2 worden aan de hand van deze data de morfologische ontwikkelingen op verschillende schaalniveaus omschreven; van megaschaal (westelijke Waddenzee), via macroschaal (kombergingsgebied) naar mesoschaal (lokale morfologische eenheden zoals geulen, platen, slikken en kwelders binnen een kombergingsgebied).



Figuur A-0 Bodemdata die in deze studie wordt gebruikt, zoals opgewerkt door Colina Alonso et al. (2021). Bodemhoogtes zijn weergegeven in meters ten opzichte van NAP.

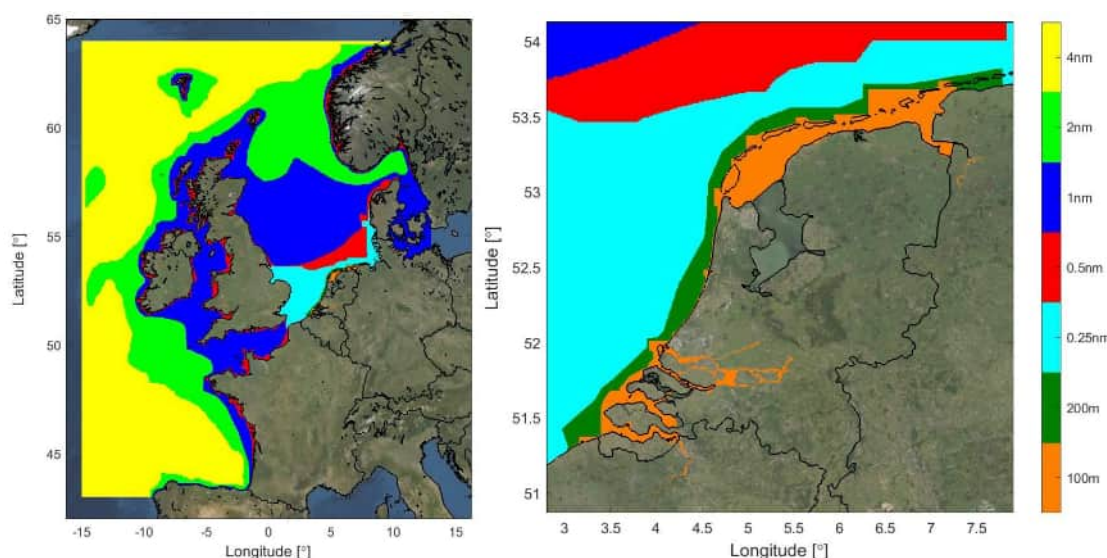
Vervolgens wordt onderzocht welke invloed de waargenomen morfologische veranderingen hebben op de waterbeweging in de westelijke Waddenzee. We simuleren de waterbeweging

met vier verschillende historische bodems tussen 1976 en 2015. Dit gebeurt aan de hand van simulaties met een Delft3D-FM model (ref).

Alle simulaties maken gebruik van randvoorwaarden, windcondities en afvoeren behorende bij het jaar 2017. De invloed van variabele weersomstandigheden of klimaatverandering op de hydrodynamica en daarmee op de morfologie (bijvoorbeeld door het intensiveren van stormen) valt dus buiten het bestek van deze studie. Door dezelfde set aan randvoorwaarden te gebruiken kan worden onderzocht hoe enkel de morfologische veranderingen doorwerken in veranderingen in de waterbeweging. We beschouwen de getijkarakteristieken (op megaschaal), de residuele debieten in de verschillende kombergingsgebieden (op macroschaal) en de bruto debieten door de verschillende geulen (op meso-schaal).

Modelsimulaties

We gebruiken het 2D hydrodynamische Dutch Continental Shelf Model in Delft3D – Flexible Mesh (2D DCSM-FM 100m) als basis voor het bepalen van de effecten van verschillende bodemligging op de hydrodynamica. Het modeldomein omvat de gehele Noordzee, en heeft een hogere resolutie langs de Nederlandse kust (~200m) en in de Waddenzee (~100m) (Figuur A-1). Voor een volledige omschrijving van het model wordt verwezen naar Zijl & Groenenboom (2020).

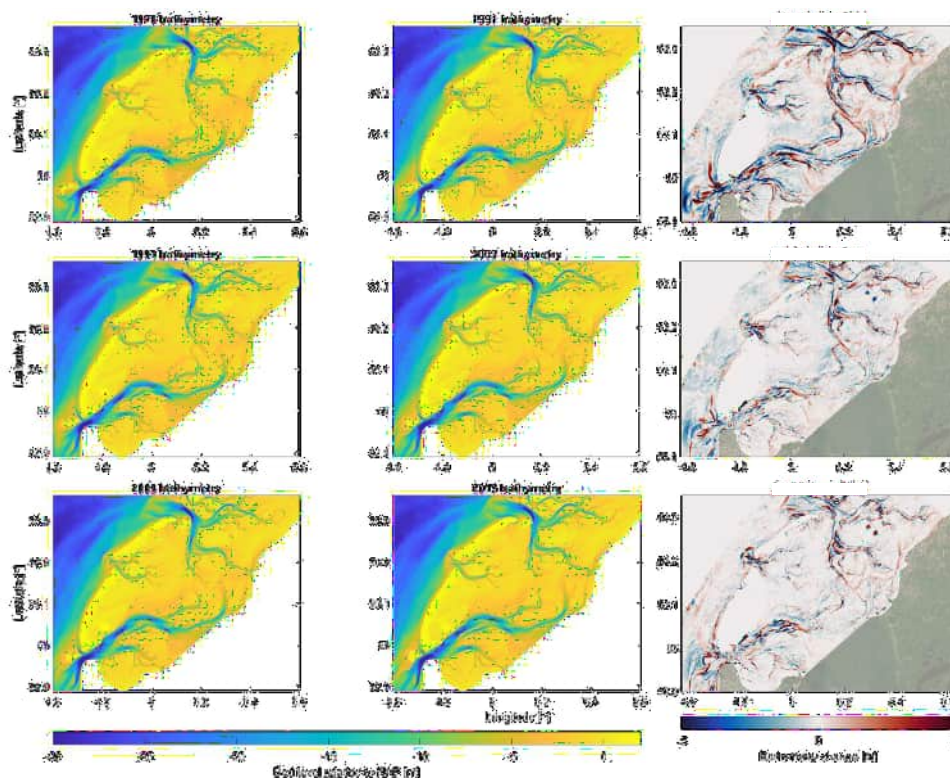


Figuur A-1 Domein van het DCSM-FM 100m model. Kleuren tonen de resolutie van het rooster (geel: ~4nm; licht groen: ~2nm; blauw: ~1nm; rood: 0.5 nm; cyan: ~0.25 nm; donker groen: ~200m en oranje: ~100m).

Het model bevat getij- en windforcering. Als simulatieperiode wordt het jaar 2017 gebruikt, omdat de waterbeweging voor deze periode met metingen gevalideerd is. Op basis van 18 meetstations in de Waddenzee bleek de gemiddelde standaard afwijking ten opzichte van Rijkswaterstaat metingen voor het getij, de opzet en het totale waterniveau, respectievelijk: $RMSE = 5.4\text{ cm}$, 5.8 cm en 7.1 cm . De maximale fase fout in de westelijke Waddenzee is 3° voor de M2 component en 12.6° voor de M4 component (Zijl & Groenenboom, 2020).

Vroom et al. (2020) laten zien dat de windcondities in 2017 in het algemeen goed overeenkomen met de gemiddelde windcondities voor de periode 2008-2017, maar dat de wind in 2017 vaker uit het westen gericht was dan gemiddeld over de 10-jarige periode.

In totaal zijn hydrodynamische modelsimulaties uitgevoerd voor vier historische bodems, namelijk voor de bodems van 1976, 1991, 2003 en 2015 (zie Figuur A-2). De bathymetrie in het model is grotendeels gebaseerd op bodemgegevens van het European Marine Observation and Data Network (EMODnet, versie oktober 2016) en Baselineboom *Nederland_6/j16_6-w4* in Nederlandse wateren. Om de invloed van de bodemontwikkeling op de waterbeweging in de westelijke Waddenzee te onderzoeken, is de bodem ten westen van het wantij van Terschelling aangepast met historische bodemdata, zoals opgewerkt door Colina Alonso et al. (2021). Ook is in een strook van 5-8 km aan de Noordzee zijde van de eilanden de bodemligging vervangen met de historische bodemdata, om zo de bodemveranderingen in de zeegaten en buitendelta's te vangen.



Figuur A-2 Bodemhoogte veranderingen voor opeenvolgende bodems uit het jaar 1976, 1991, 2003 en 2015. In de witte gebieden (rechter kolom) zijn de chronologisch opeenvolgende bodems identiek.

De standaard schematisatie van het DCSM-FM 100m model is aangepast door de Pollendam nabij Harlingen toe te voegen. Tot slot zijn ook de spuisluisdebiëten toegevoegd bij Kornwerderzand, Den Oever Buiten (beiden in de Afsluitdijk) en de Cleveringsluizen (Lauwersmeer), omdat die grote spuidebiëten doorwerken in de stroming in nabijgelegen geulen. De debiëten zijn in het model opgenomen op basis van gemeten spuidebiëten gedurende de simulatieperiode en voor alle vier scenario's (modelbodems) hetzelfde. Omdat het model dieptegemiddeld is, wordt het effect van de zoutgedreven dichtheidsstroming (gravitatiecirculatie) niet meegenomen in de analyse. De debiëten door de geulen, waterstanden en stroomsnelheden worden op de grote schaal in de Waddenzee hier beperkt door beïnvloed. Voor de interpretatie van de reststroming moet de afwezigheid van dichtheidsverschillen tussen zoet en zout water in de berekeningen wel in het achterhoofd worden gehouden.

In deze verkennende studie is een 2D schematisatie gekozen vanwege de gunstige rekentijden. Het model is bovendien nauwkeurig gekalibreerd en gevalideerd op

waterstanden¹. Ook de bruto debieten door de hoofdgeulen worden naar verwachting goed berekend omdat deze bepaald worden door o.a. de gradiënten in getij amplitude.

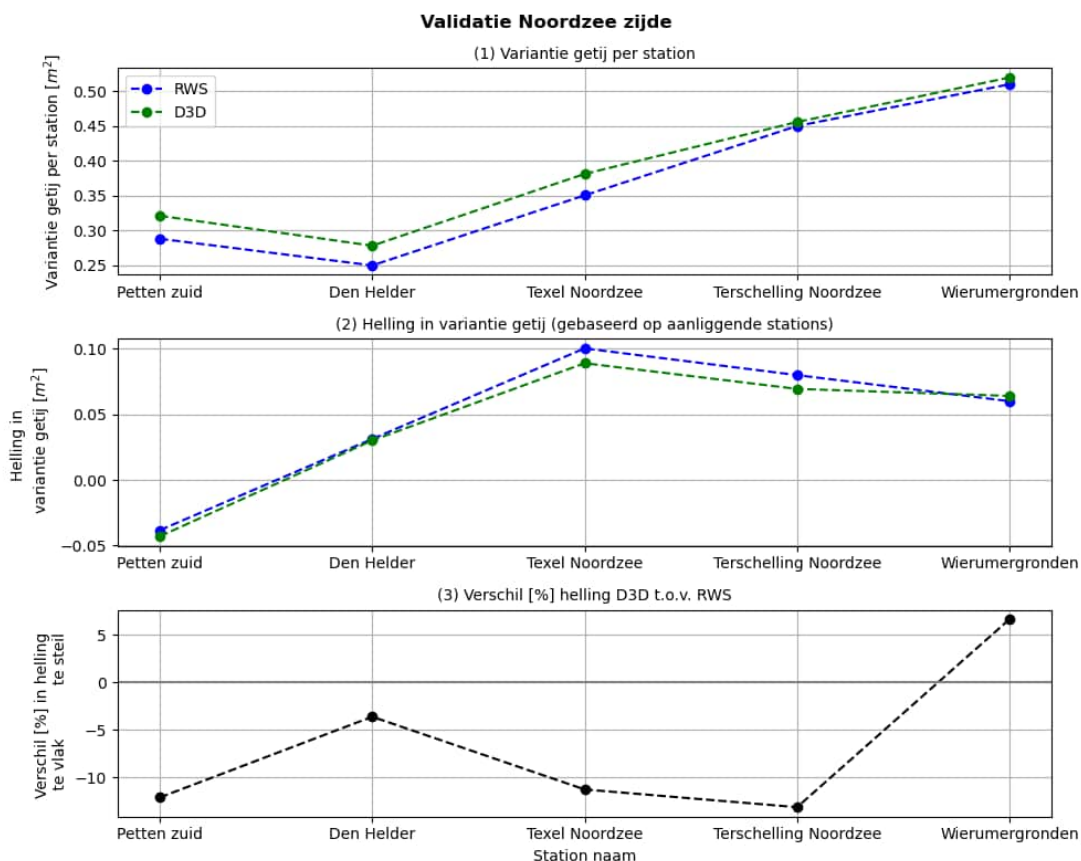
Modelvalidatie

Voordat we het 2D DCSM-FM 100m model gebruiken om debietontwikkelingen te bestuderen, valideren we de modelresultaten van de aangepaste modelconfiguratie door middel van een vergelijking met Rijkswaterstaat (RWS) metingen.

We vergelijken RWS metingen uit het jaar 2017 met de simulatie met randvoorwaarden uit 2017 en een bodem uit 2015. De aanname daarbij is dat de bodemveranderingen tussen 2015 en 2017 een verwaarloosbaar effect hebben op de waterstanden bij Rijkswaterstaat meetstations.

Figuur A-3 tot en met Figuur A-5 tonen de gemeten en gesimuleerde (gradiënten in) de getijamplitude langs de zeegaten en in de hoofdgeulen. Het maximale verschil tussen de gemeten en gesimuleerde getijdevariantie is 4 cm bij West-Terschelling. Langs de zeegaten (Figuur A-3) en in Texelstroom (Figuur A-4) komen de gemeten en gesimuleerde gradiënten kwalitatief goed overeen (middelste rijen). De afwijking in getij gradiënt is hier maximaal 12% (onderste rijen).

In de Vliestroom (tussen West-Terschelling en Harlingen) wordt de gradiënt in getijamplitude met 30% onderschat (Figuur A-5).



Figuur A-3 Vergelijking gemeten en berekende (gradiënten in) getijamplitude langs de zeegaten. Blauwe stippen zijn Rijkswaterstaat metingen uit het jaar 2017, groene stippen tonen modeluitvoer voor de simulatie met randvoorwaarden uit 2017 en een bodem uit 2015. (1) Bovenste grafiek toont de variantie [m²] van het

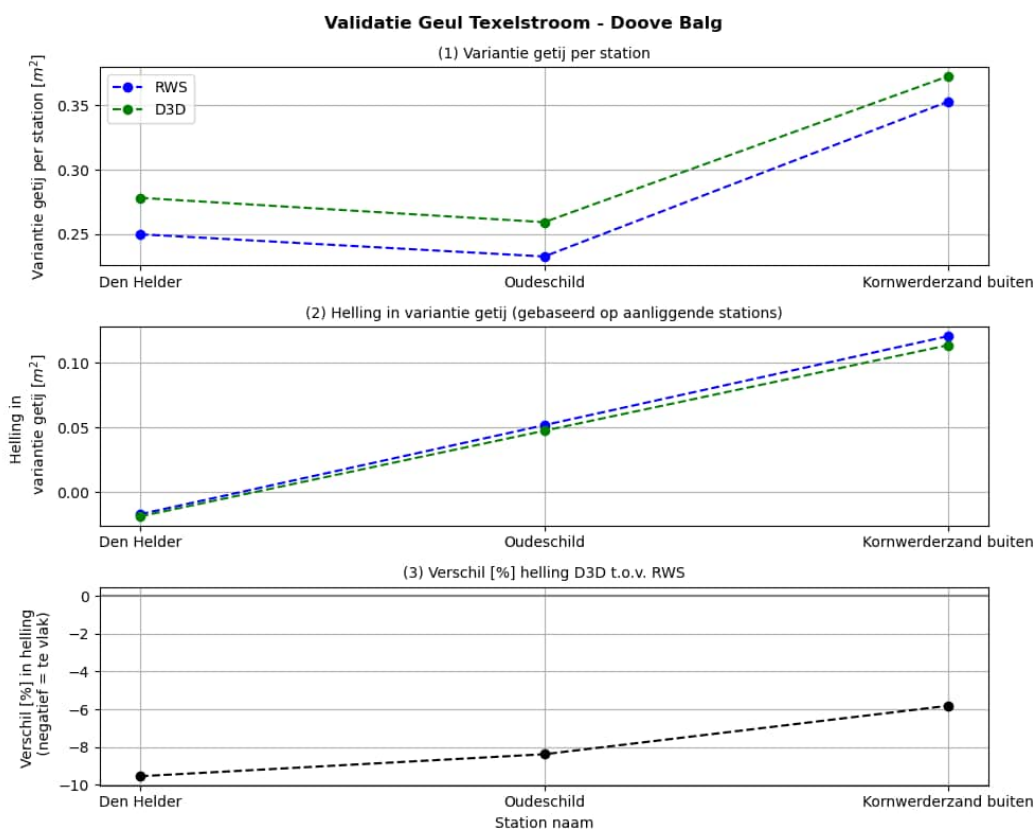
¹ N.B. 2D DCSM-FM 100m is het operationele waterstandverwachtingen model van Rijkswaterstaat.

getij (zonder opzet) voor 5 meetstations aan de Noordzee zijde van de Waddeneilanden. (2) Middelste grafiek toont de helling in getij-variantie tussen aanliggende stations, berekend met een centrale differentieformule (of voor-/achterwaarts Euler bij de uiteinden). Deze twee lijnen zouden moeten overlappen. (3) Onderste grafiek toont het procentuele verschil tussen de gemeten en berekende gradiënten.

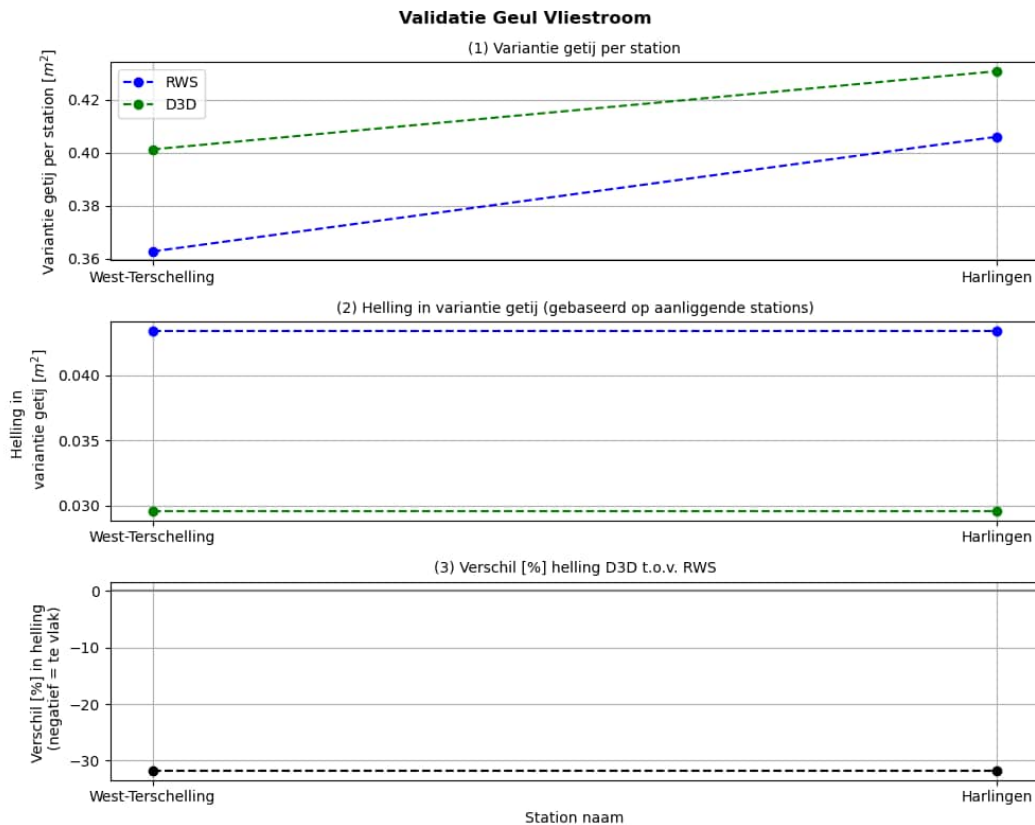
Deze vergelijking wijst erop dat de getalswaarden van de debieten voorzichtig geïnterpreteerd moeten worden, maar geeft ook vertrouwen dat de berekende debietverdeling over de zeegaten in de juiste orde van grootte zou moeten zijn. Het model wordt daarmee nuttig geacht om debietontwikkelingen kwalitatief te bestuderen.

De residuele debieten door geulen in de Waddenzee zijn erg klein in vergelijking met de bruto debieten. Daarmee liggen residuele debieten vaak binnen de foutmarge van het reproduceren van bruto geuldebieten. In deze studie worden residuele debieten daarom alleen kwalitatief bekeken, in relatie tot de opgetreden morfologische veranderingen.

In appendix C, wordt een soortgelijke analyse gepresenteerd met de jaargemiddelde zeespiegelgradiënten.



Figuur A-4 Vergelijking gemeten en berekende (gradiënten in) getijamplitude in de geul Texelstroom – Doove Balg. Zie omschrijving Figuur A-3.

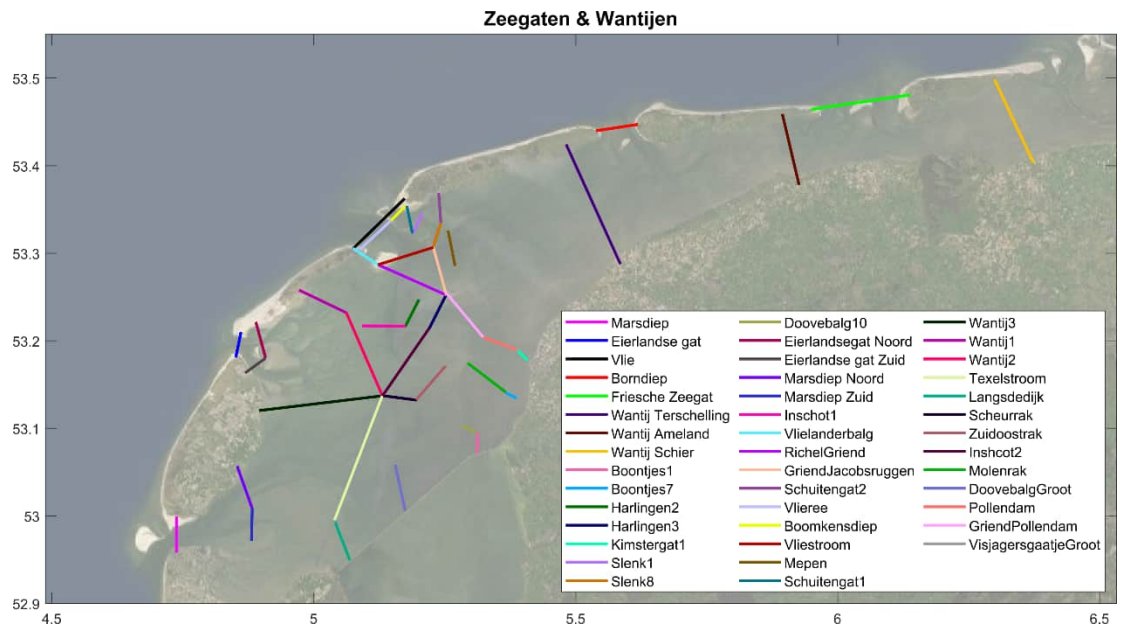


Figuur A-5 Vergelijking gemeten en berekende (gradiënten in) getijamplitude in de geul Vliestroom. Zie omschrijving Figuur A-3.

Op megaschaal (schaal van de westelijke Waddenzee) worden veranderingen in de waterbeweging geanalyseerd door middel van een harmonische analyse van het waterstandssignaal op 13 meetlocaties in of rondom de Westelijke Waddenzee. Hierbij wordt het berekende getijsignaal ontbonden in een set van harmonische componenten, elk met een specifieke frequentie, amplitude en fase (Condiga, 2011). De karakteristieken van de belangrijkste getijcomponenten M2 en M4 worden gebruikt om de verandering in de propagatie van het getij en de getijasymmetrie te beoordelen. Getijasymmetrie wordt veroorzaakt door vervorming van de getijgolf onder invloed van de morfologie en is belangrijk voor het netto sedimenttransport, met name voor zand (Friedrichs en Aubrey, 1988).

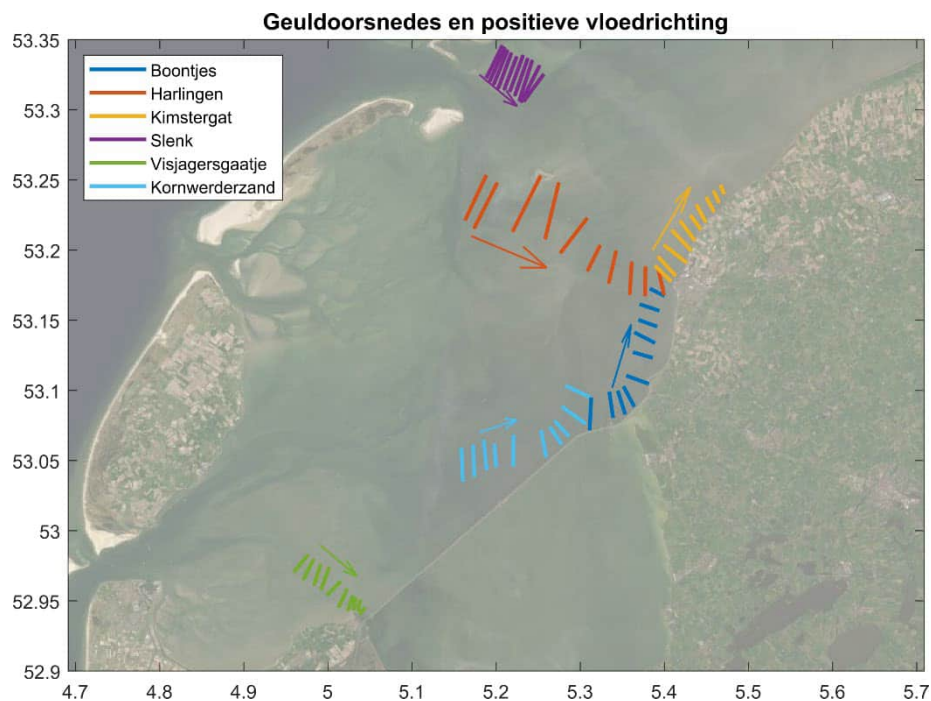
Het verschil tussen tweemaal de fase van de M2 component en de fase van de M4 component ($2\varphi_{M2} - \varphi_{M4}$) bepaalt de aard van de asymmetrie: het getij is vloeddominant als dit tussen 0 en 180 graden ligt en ebdominant als het tussen 180 en 360 graden ligt. De grootte van de amplitudeverhouding M4/M2 is een indicator voor de sterkte van de asymmetrie (Nederhoff, et al., 2017).

Op het schaalniveau van de verschillende kombergingsgebieden wordt de waterbeweging geanalyseerd aan de hand van de residuele debieten door een selectie aan raaien in 2017. Deze liggen op wantijen, in de zeegaten en in belangrijke geulen (Figuur A-6).



Figuur A-6 Raaien in geulen en over wantijen waarvoor residuele debieten bepaald zijn.

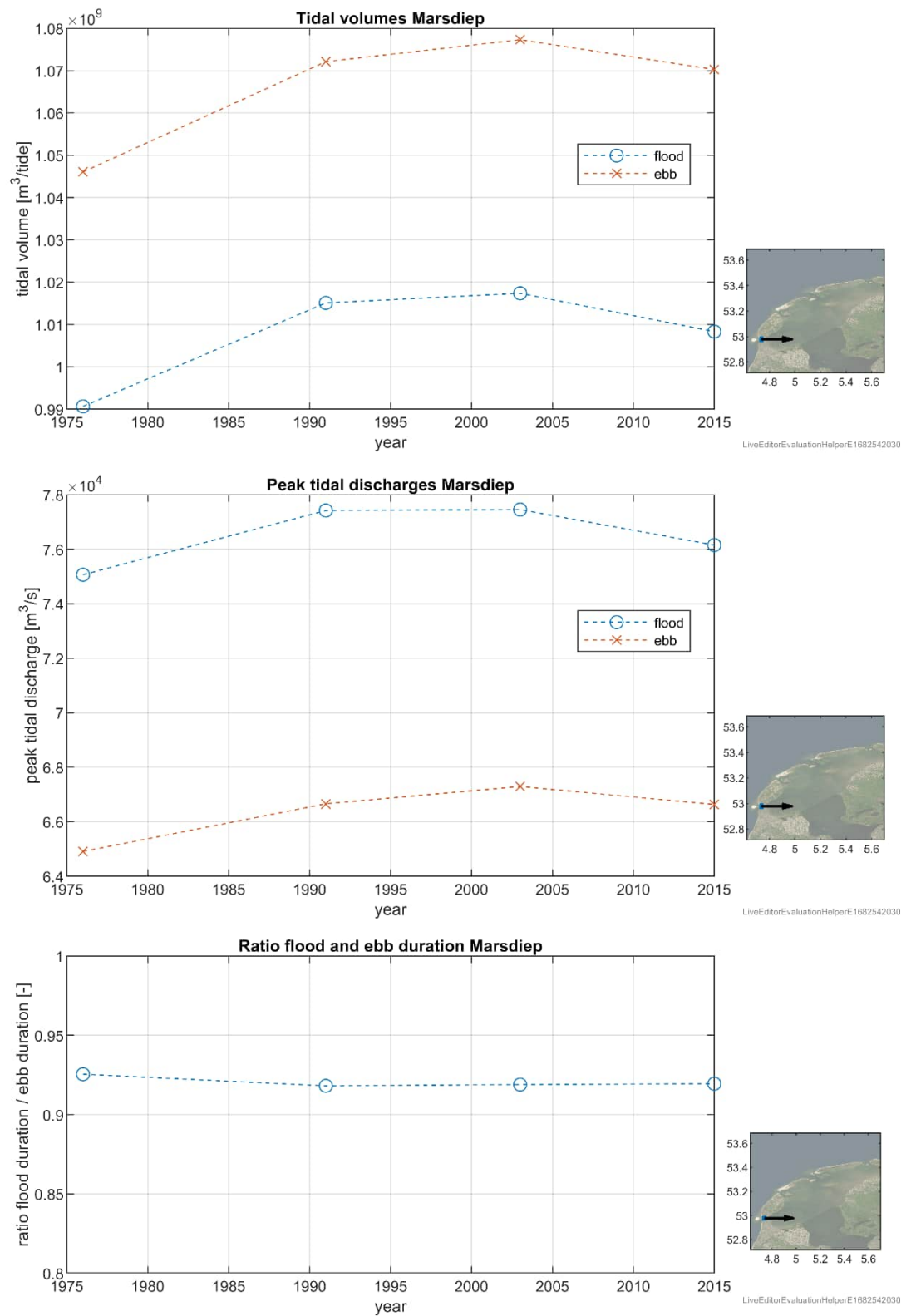
Ten slotte wordt op schaal niveau van individuele geulen de waterbeweging onderzocht door het jaargemiddelde getijprisma te berekenen over de lengte van zes verschillende geulen (Figuur A-7). We gebruiken hiervoor tien raaien per geul. In deze verkennende studie is ervoor gekozen om de breedte van de raaien niet te variëren per historische bodem. De raaien zijn zodanig geplaatst dat ze voor elke historische bodem de geul (< -2 m diepte) omvatten. Hoewel de bijdrage van het intergetijdengebied in het totale debiet hierdoor kan variëren tussen de verschillende historische bodems, maakt dit wel een eenduidige vergelijking mogelijk tussen modelsimulaties met de historische bodems.



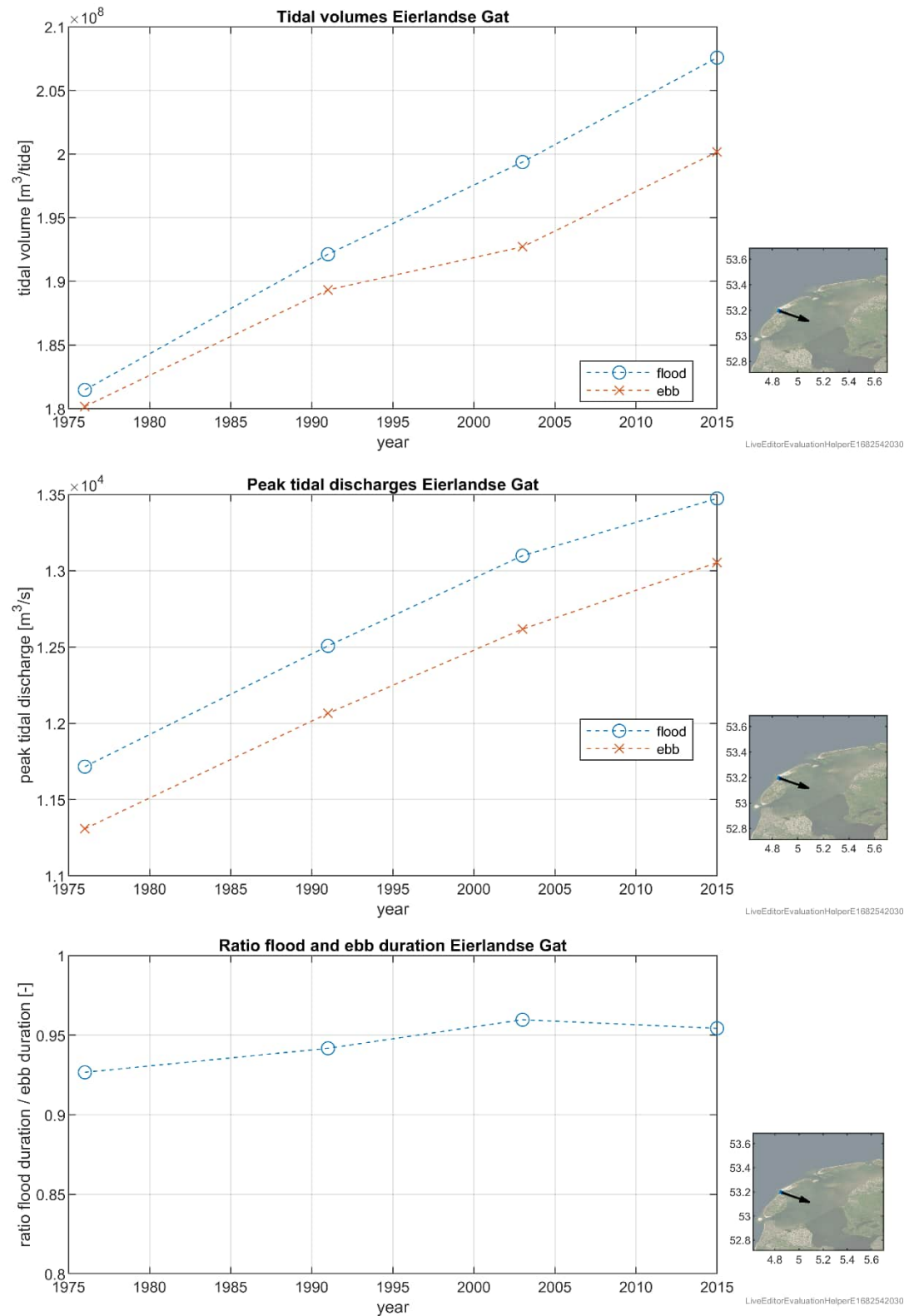
Figuur A-7 Geulen met elk tien raaien waardoor de jaargemiddelde bruto debieten bepaald zijn.

Bijlage B: Piek getijdebieten en ratio vloed- en ebduur

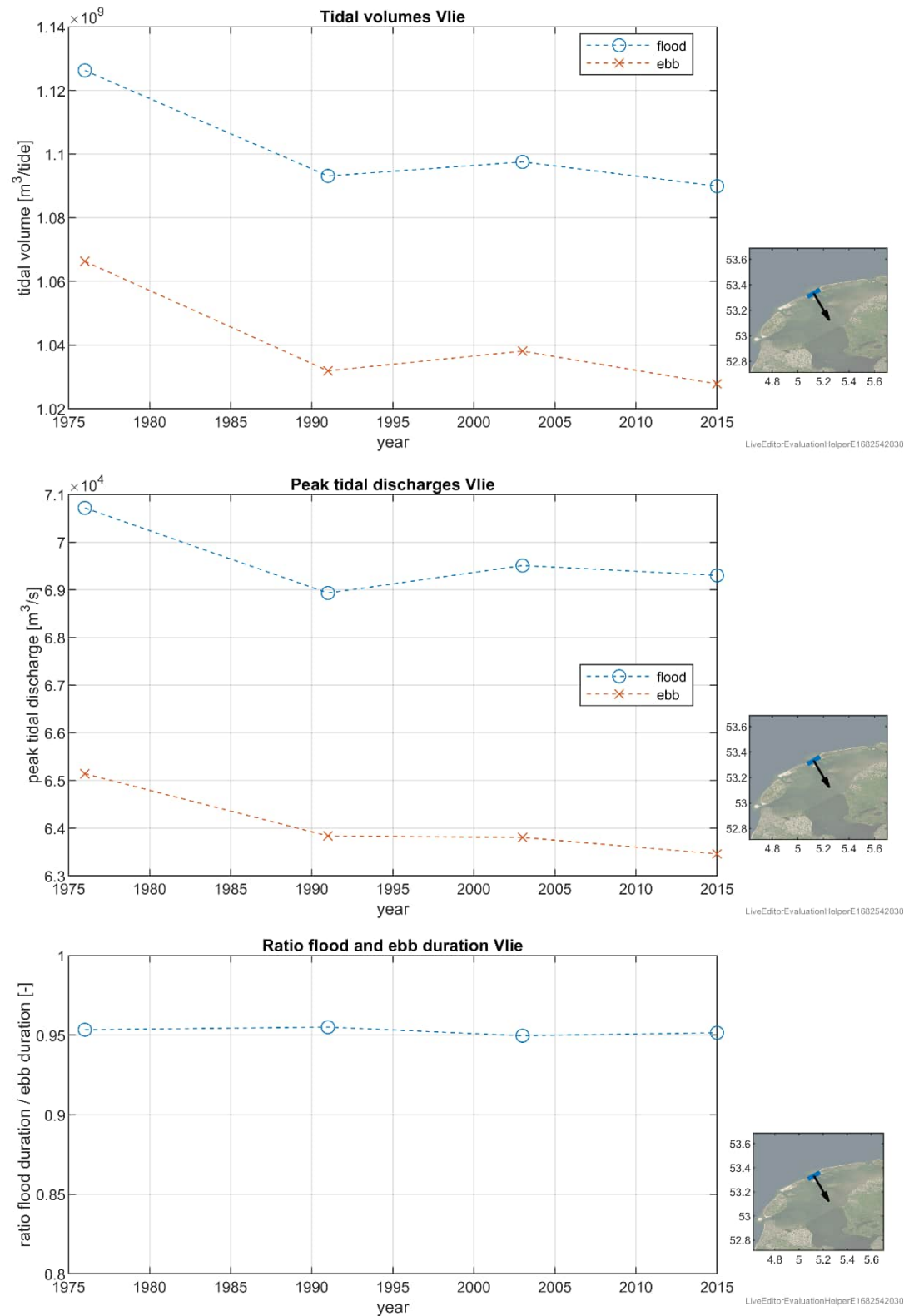
B1. Marsdiep



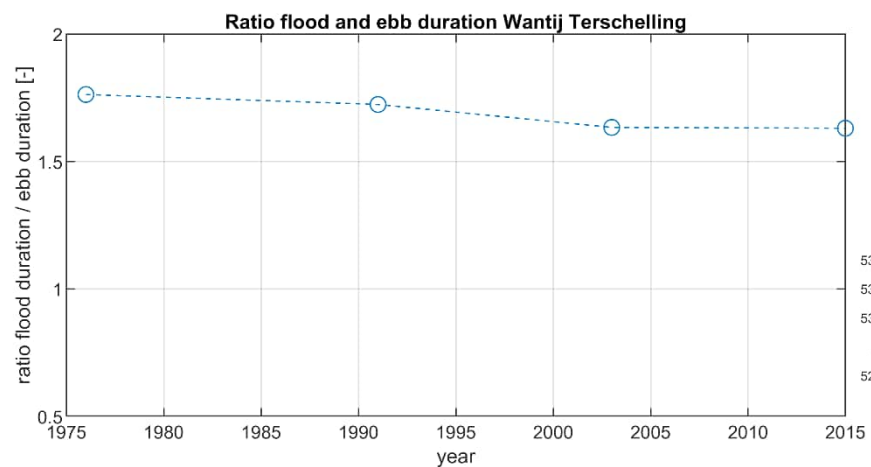
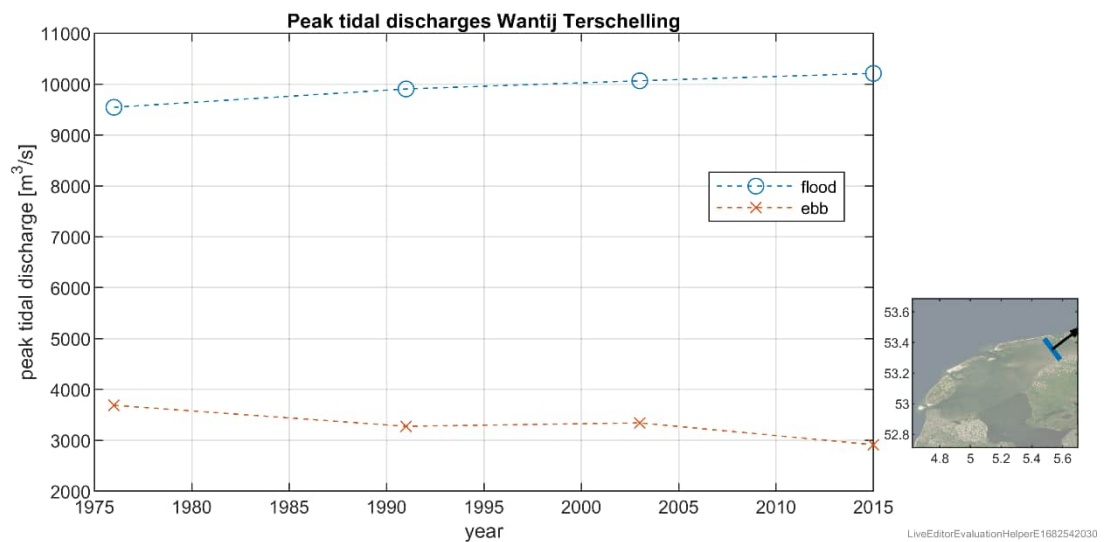
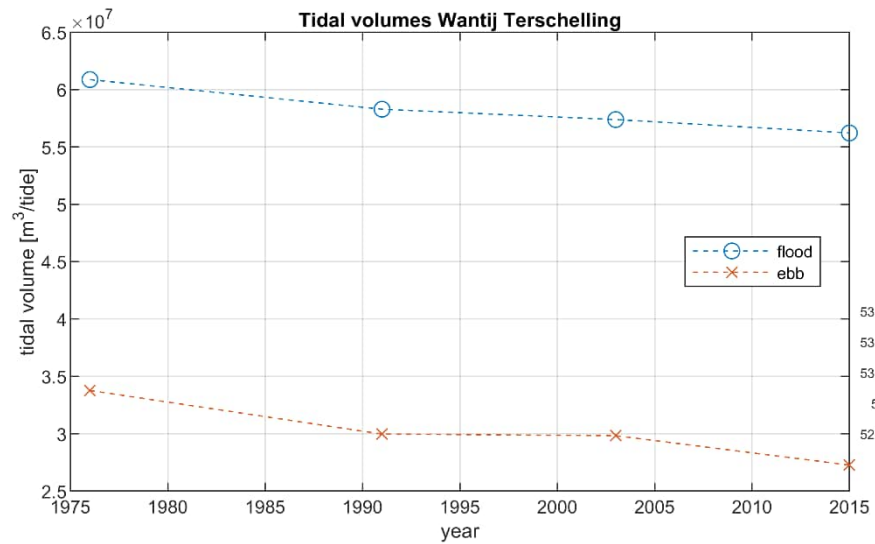
B2. Eierlandse Gat



B3. Vlie

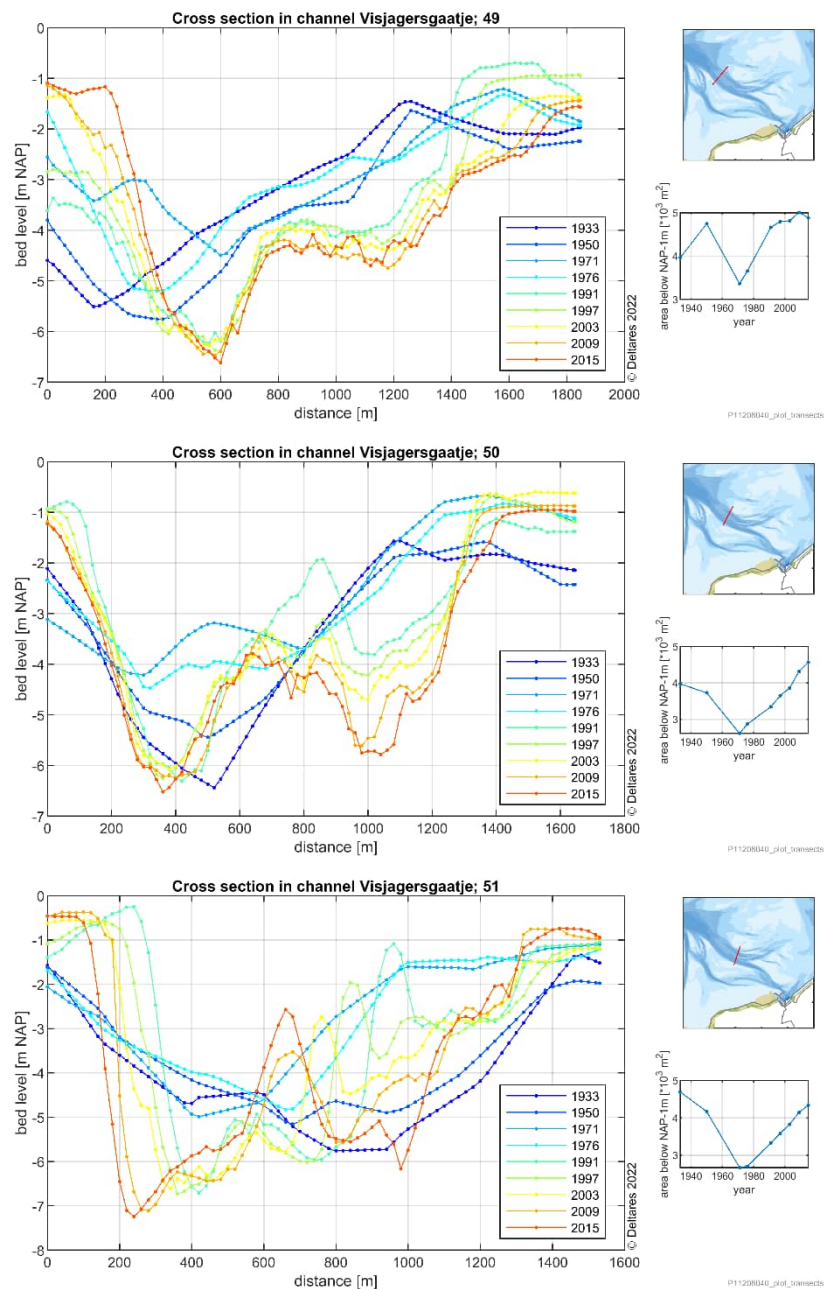


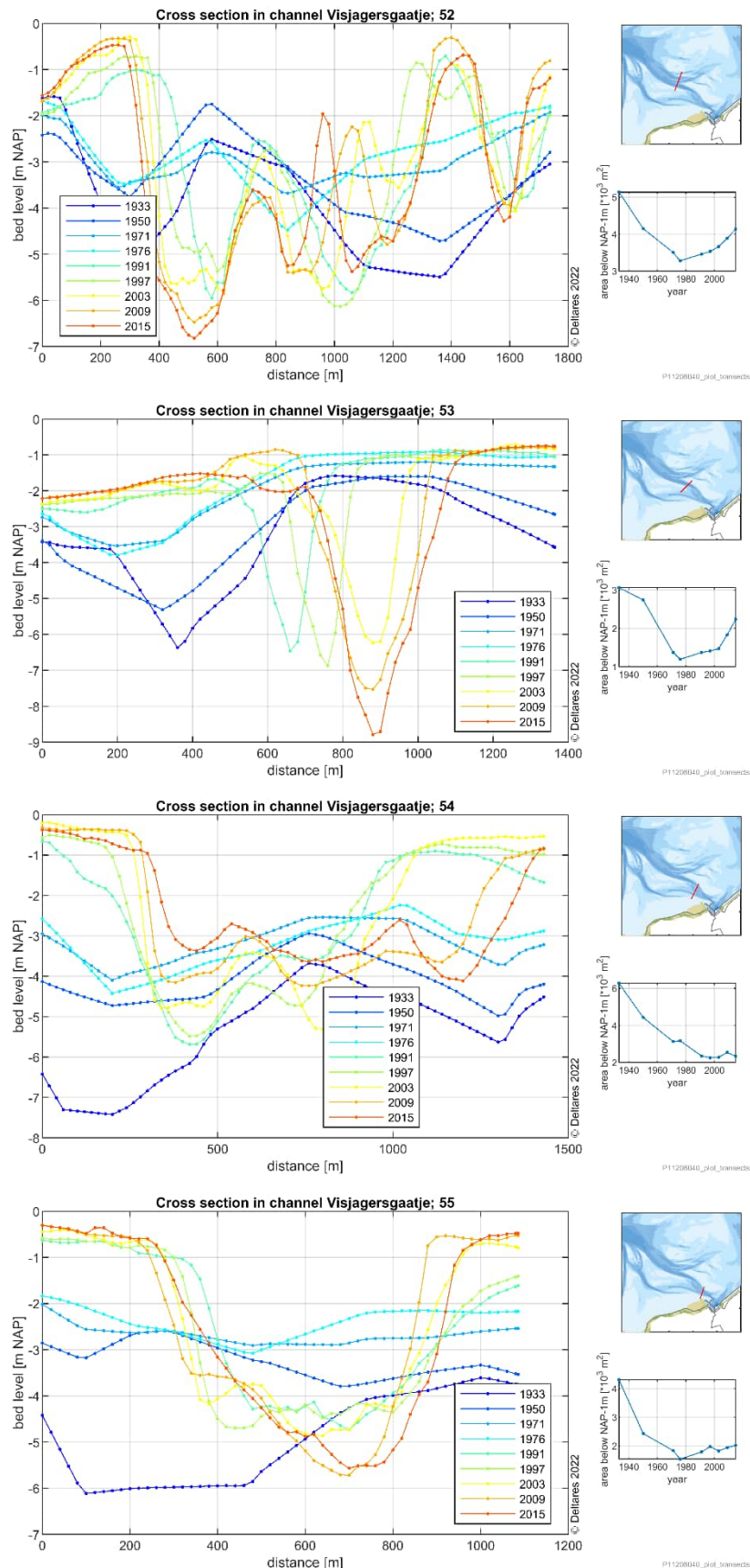
B4. Wantij Terschelling

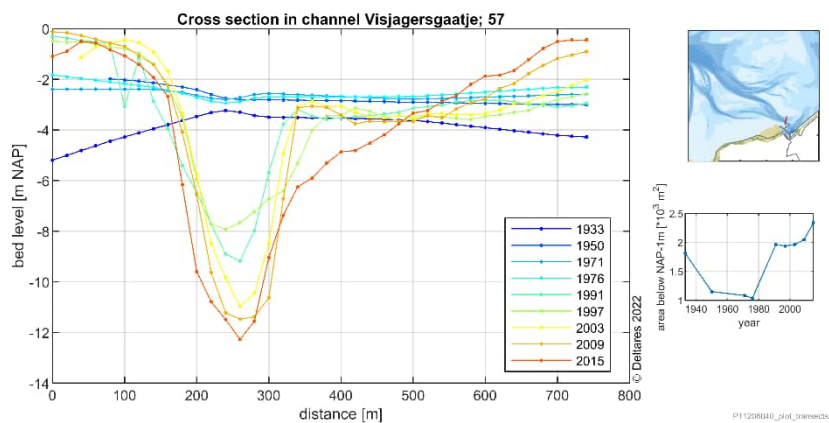
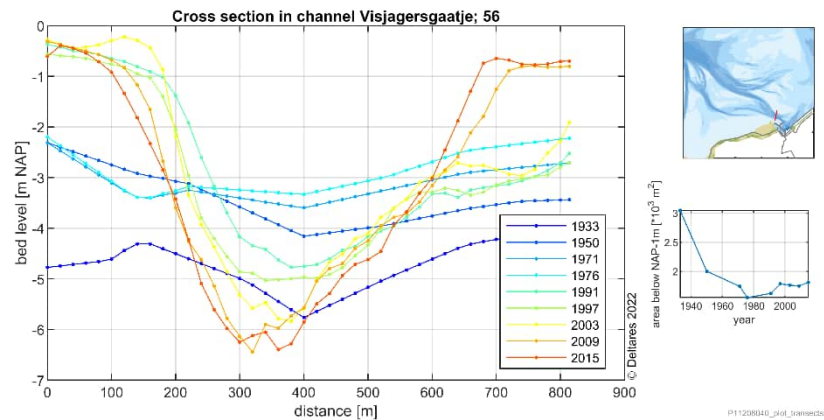


Bijlage C: Dwarsdoorsneden

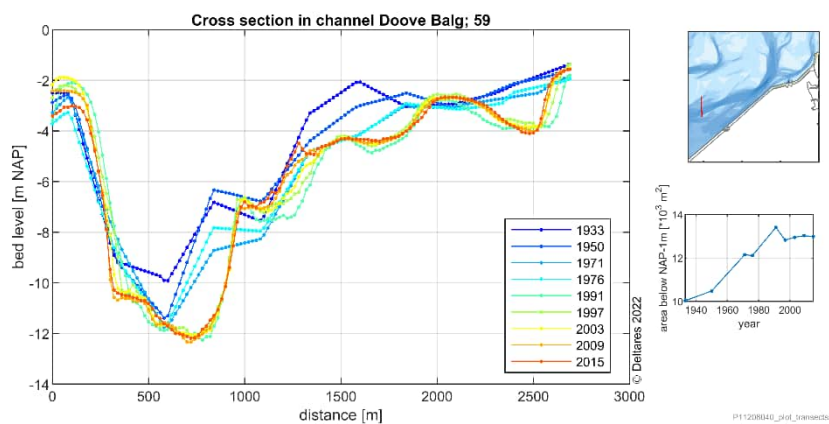
C1. Dwarsdoorsneden Visjagersgaatje

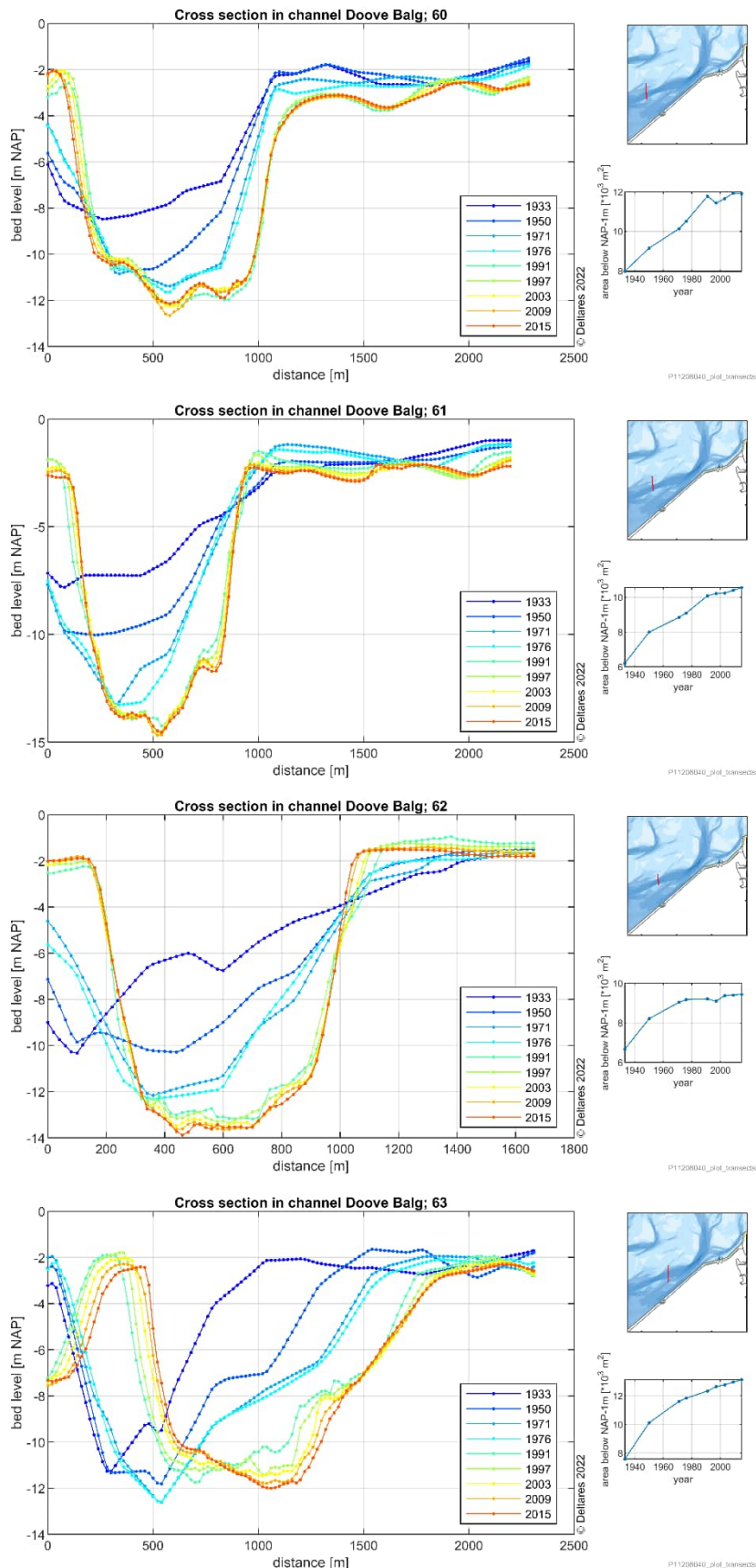


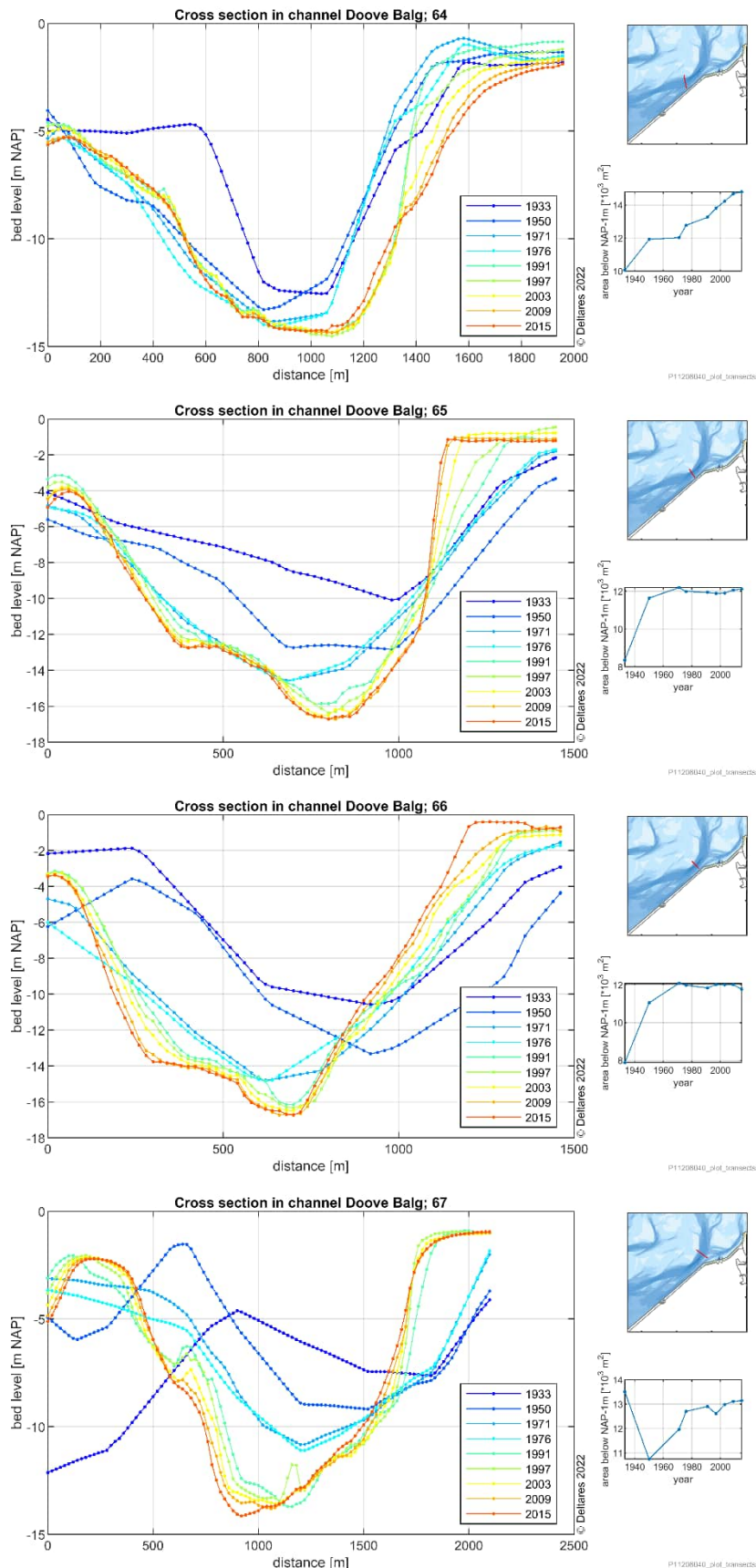


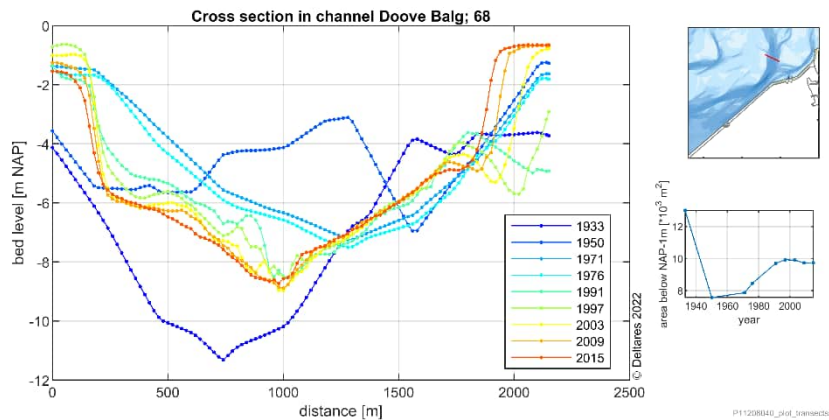


C2. Dwarsdoorsnedes Doove Balg

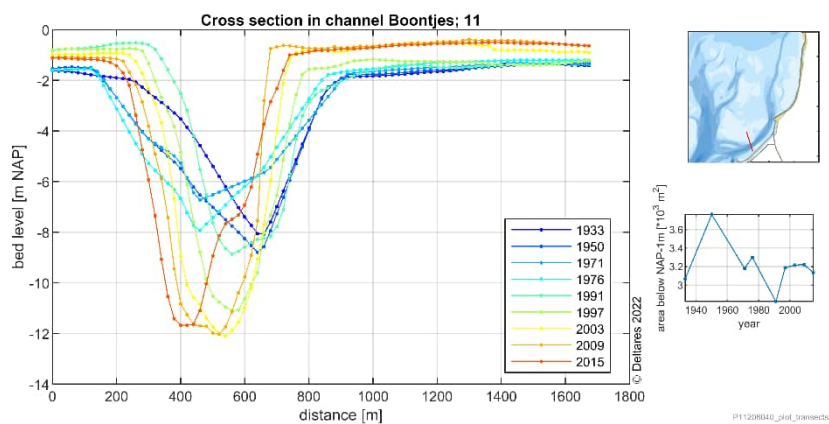
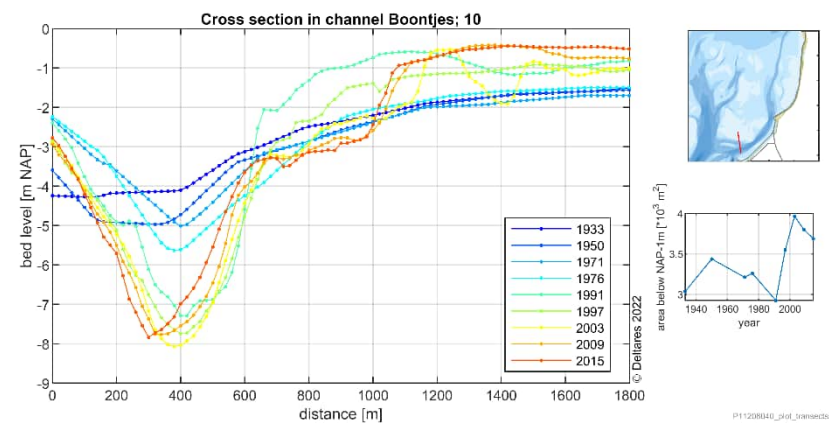


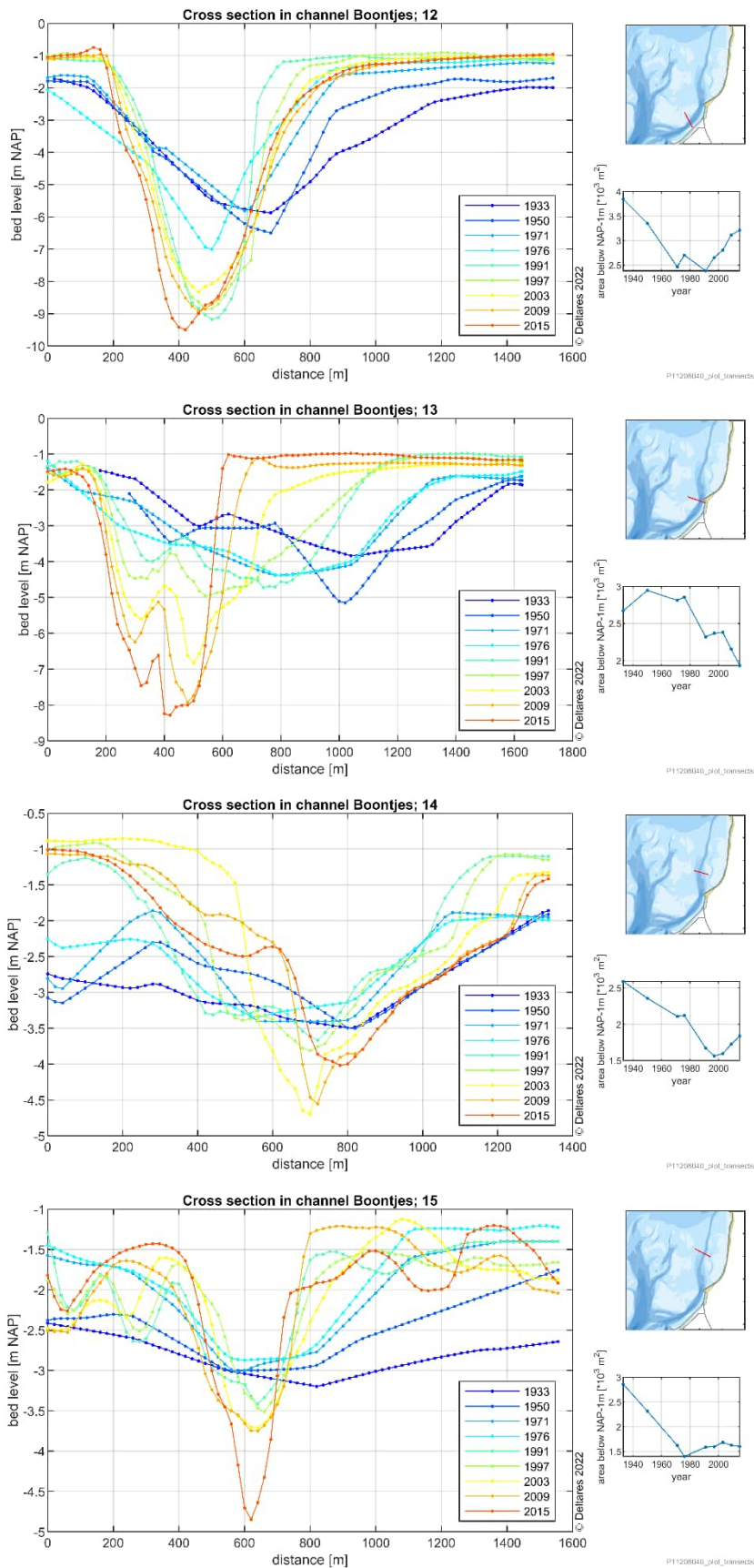


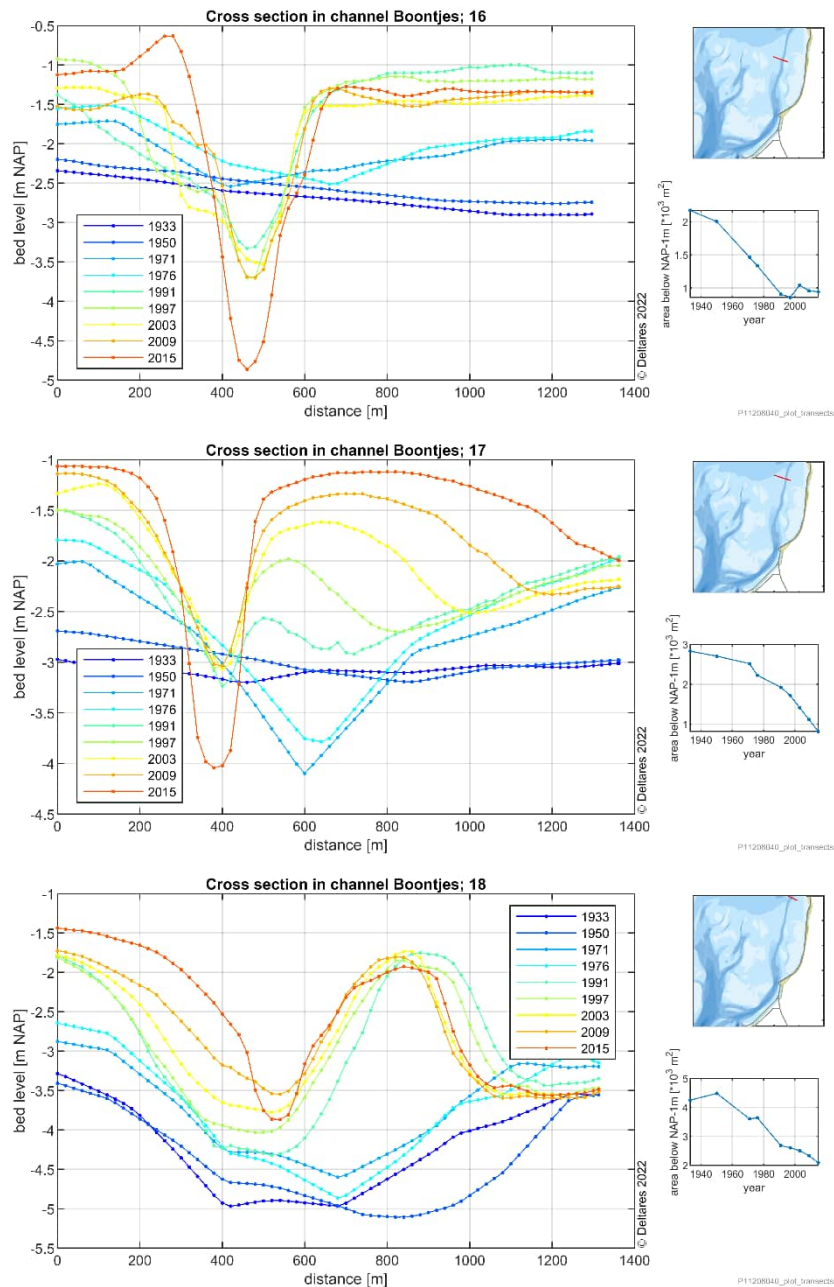




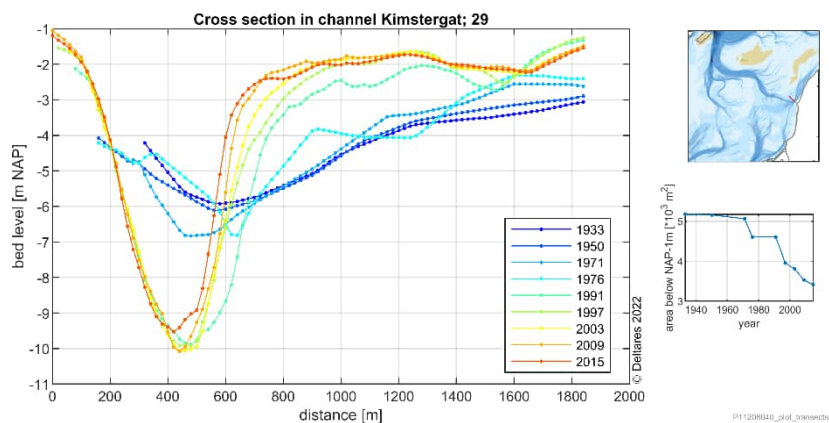
C3. Dwarsdoorsneden Boontjes

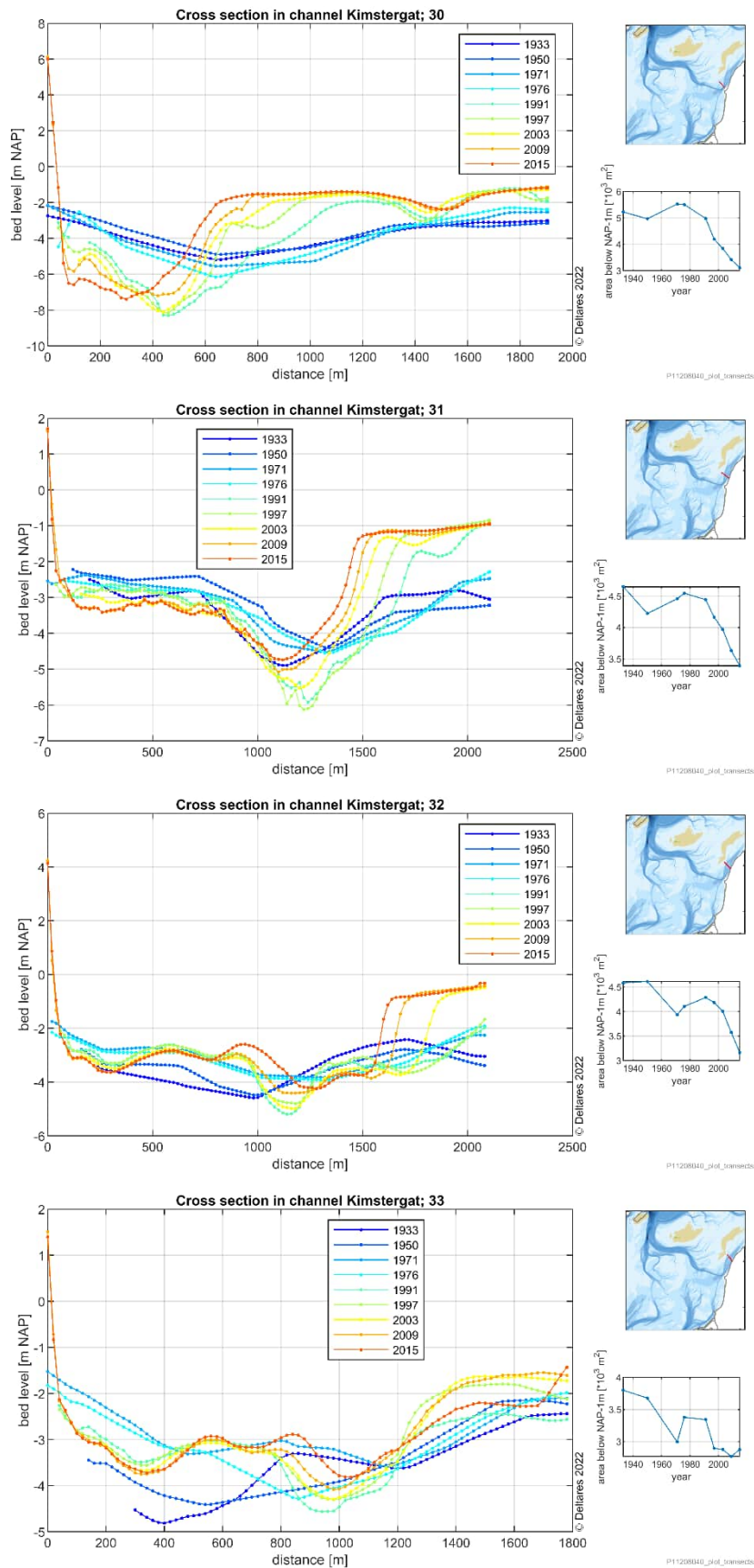


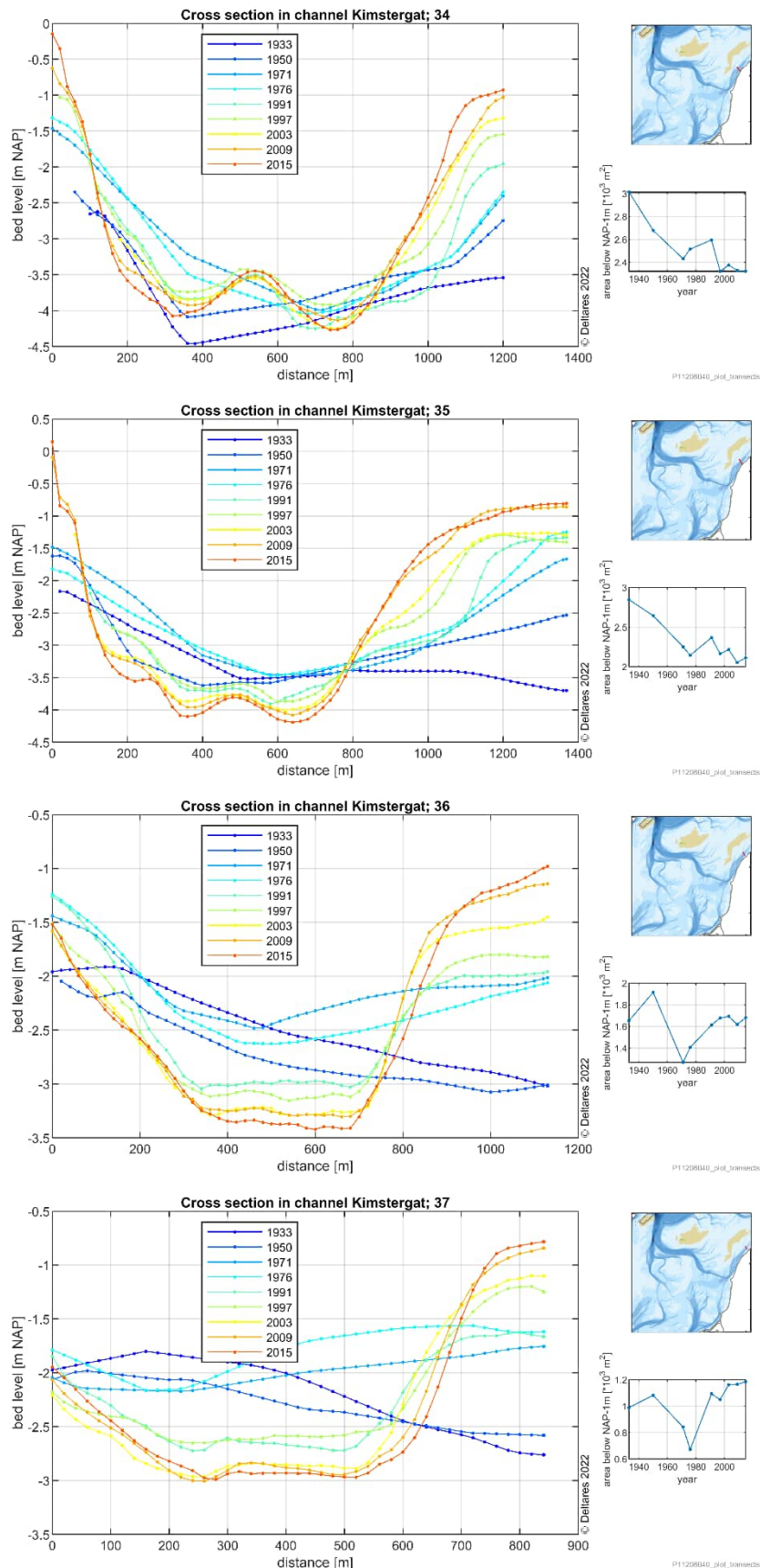


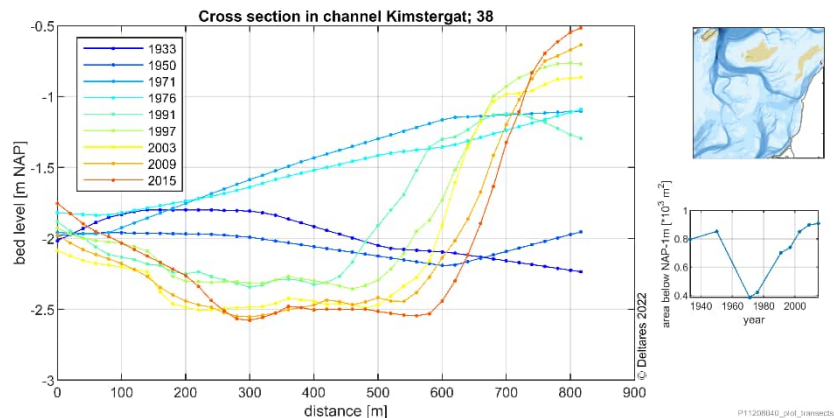


C4. Dwarsdoorsnedes Kimstergat

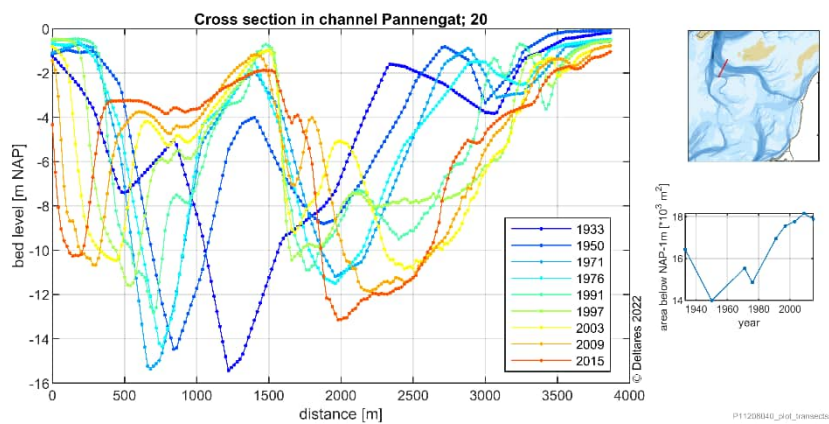
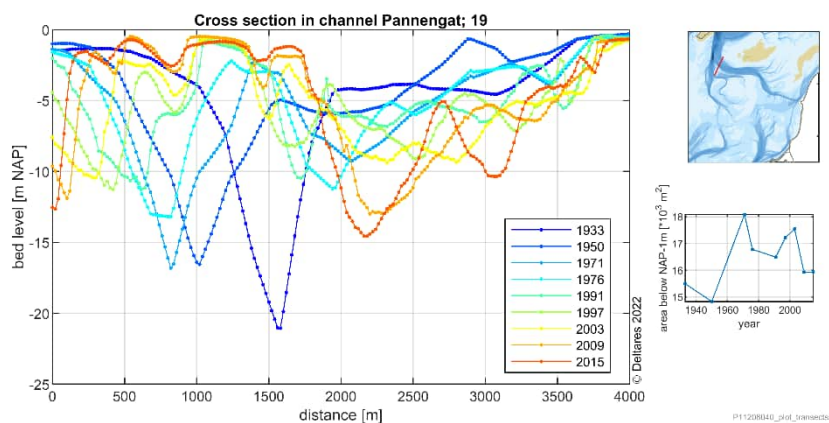


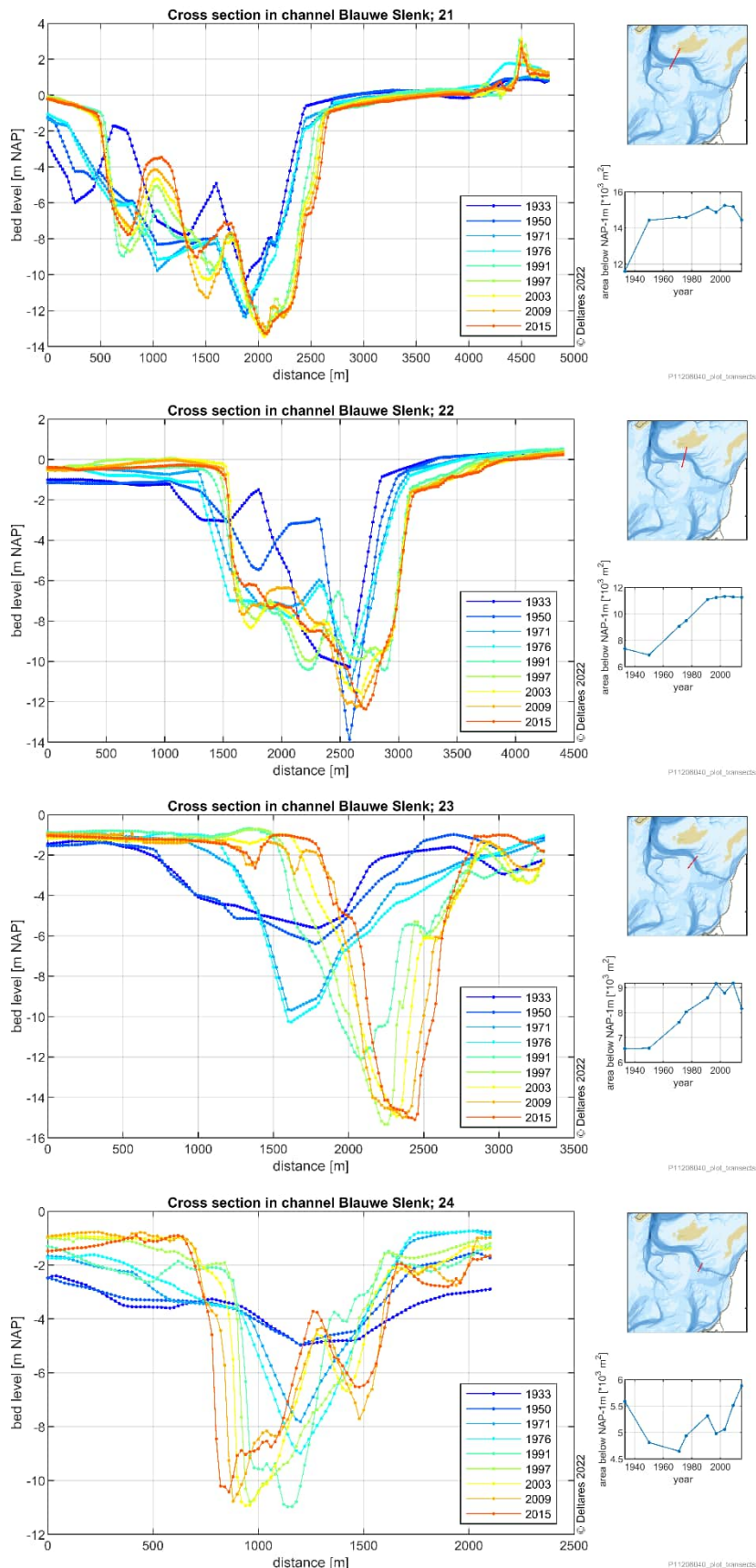


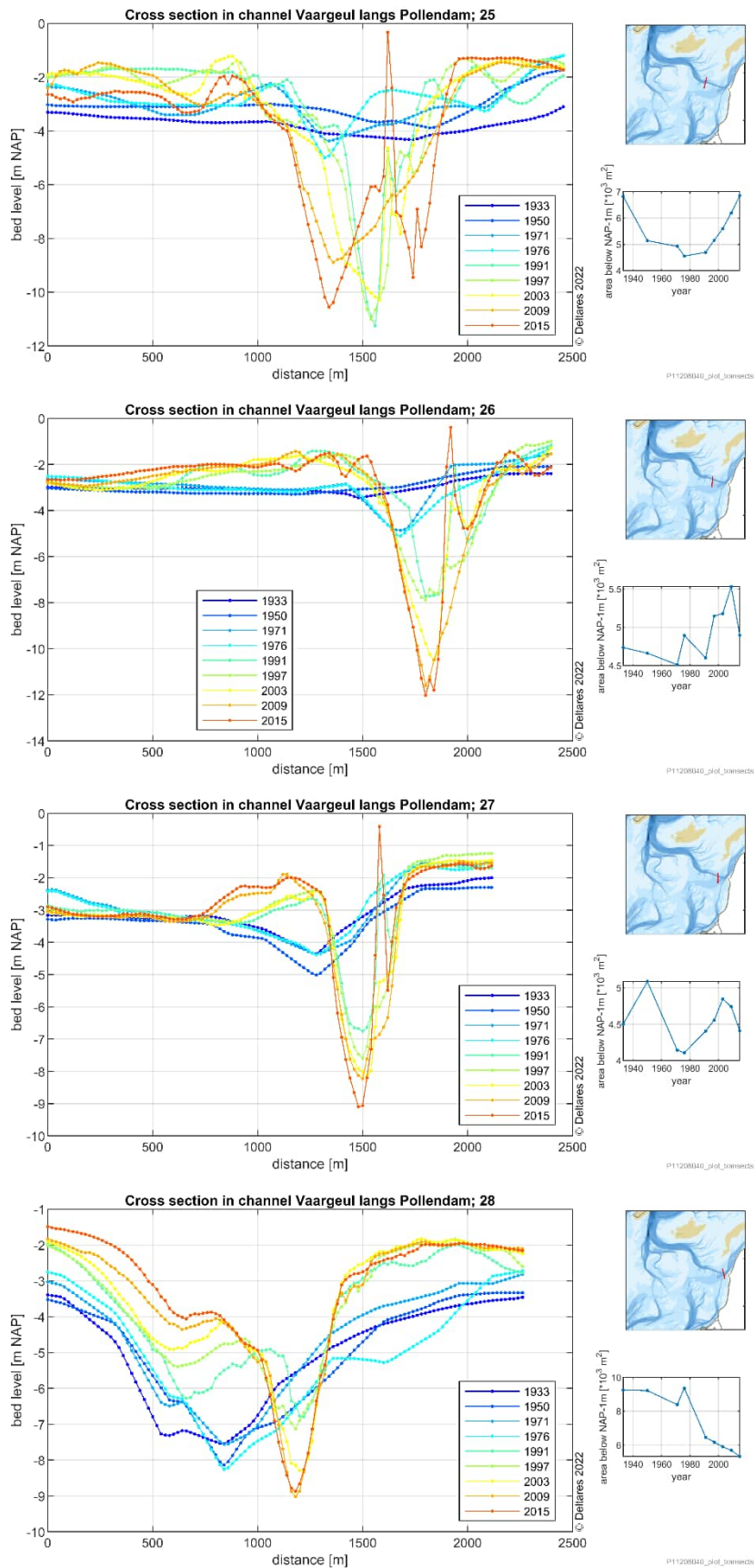




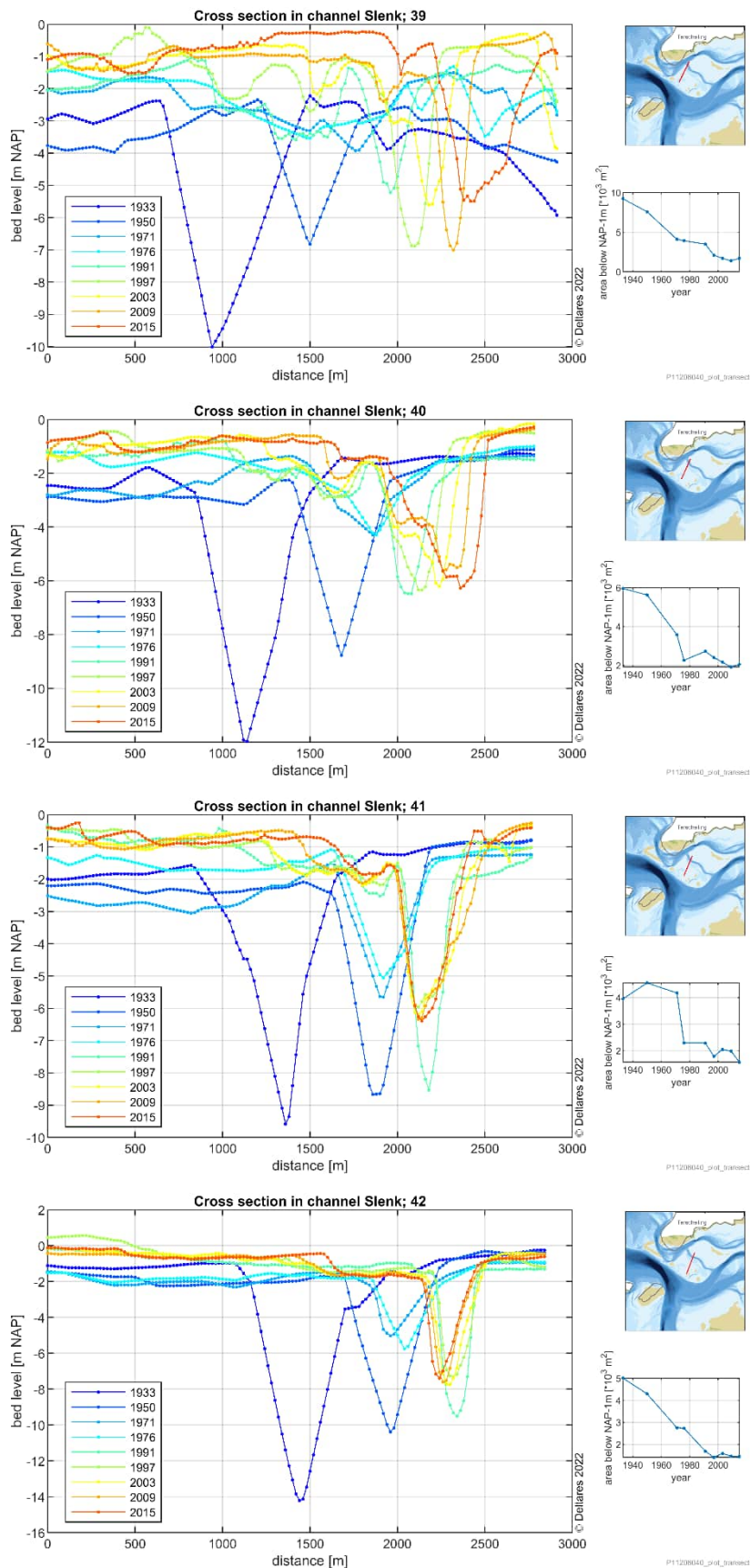
C5. Dwarsdoorsnedes Pannengat, Blauwe Slenk en Vaargeul langs Pollendam

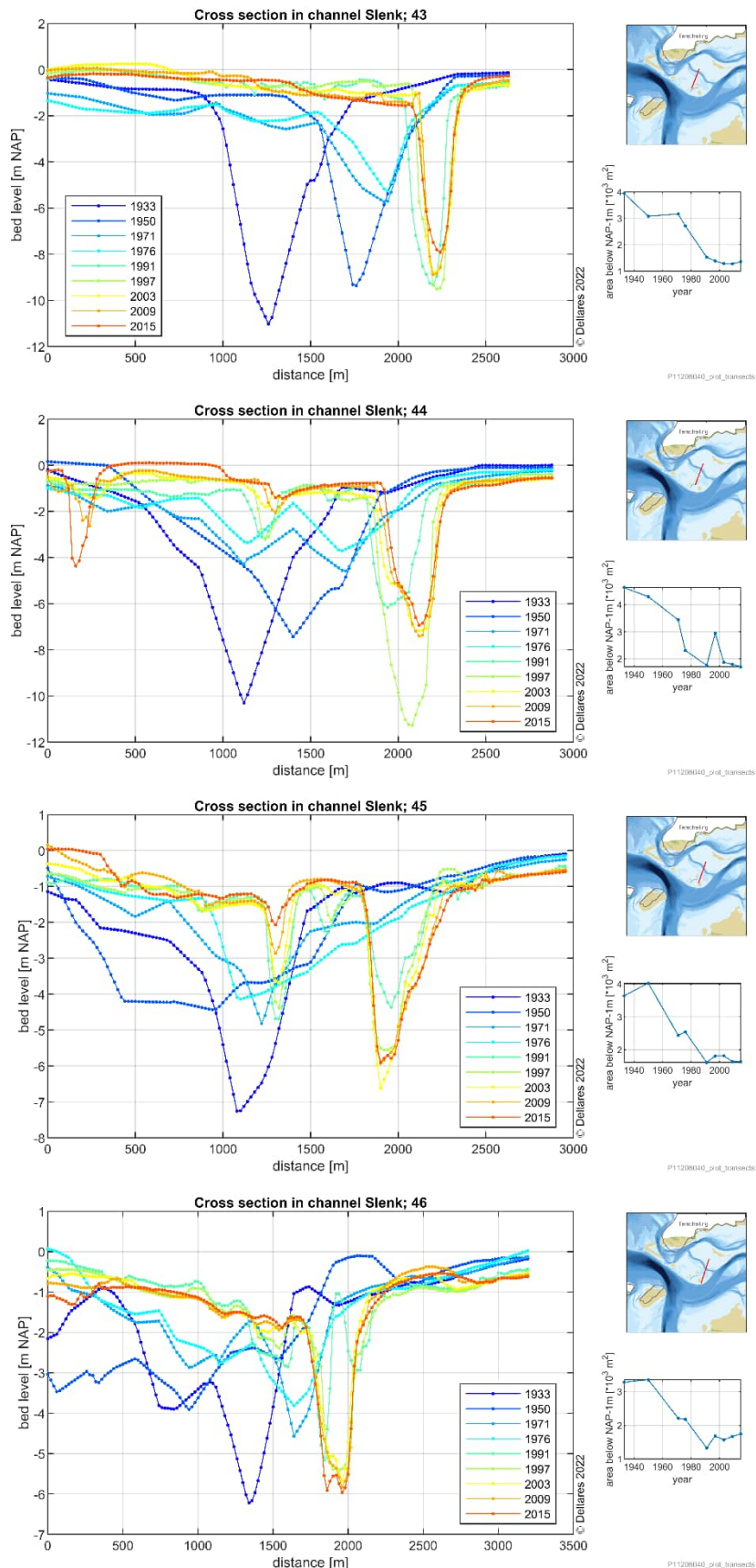


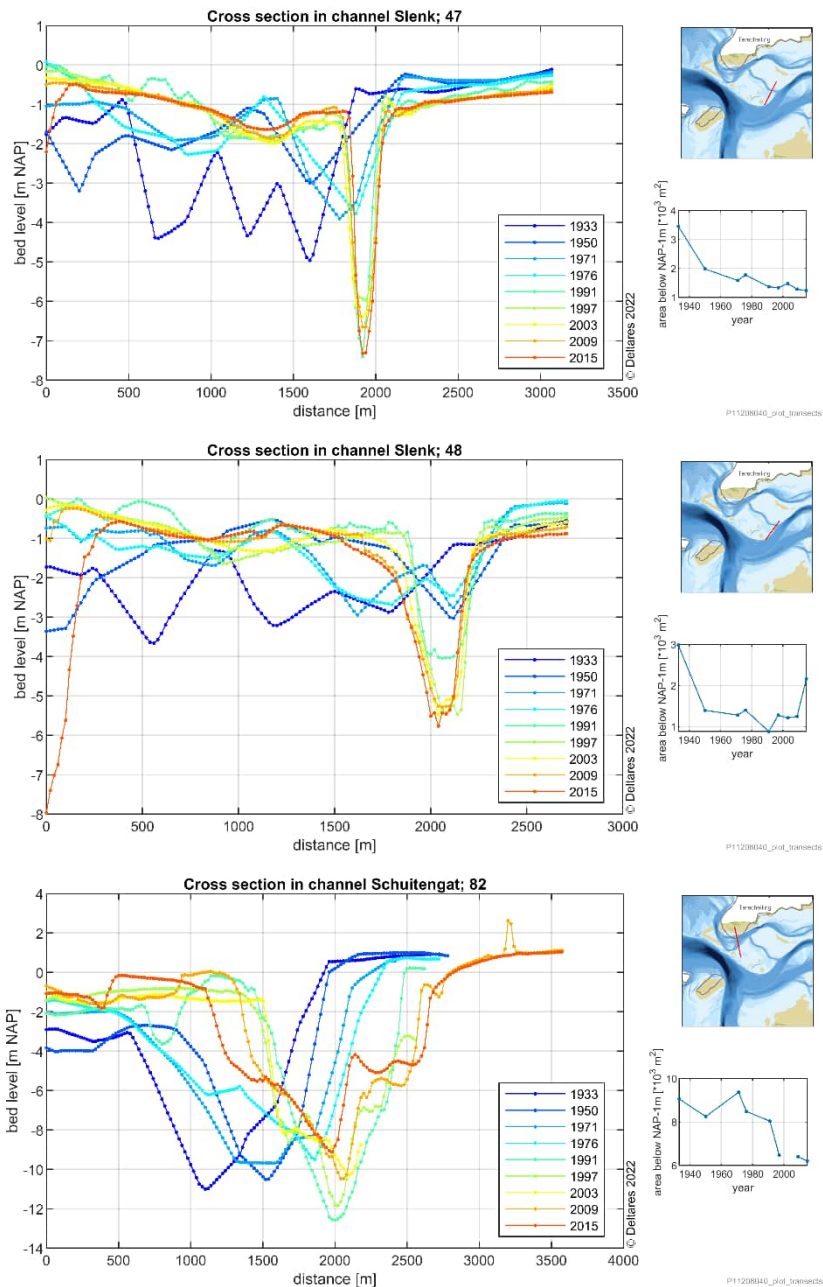




C6. Dwarsdoorsnedes Slenk en Schuitengat



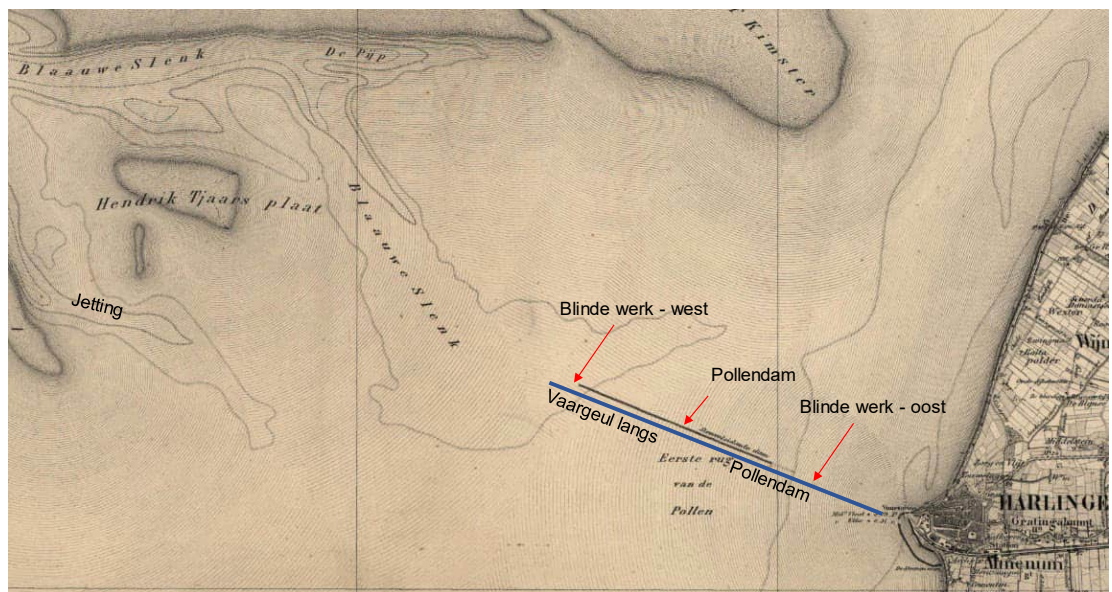




Bijlage D: Aanleg Pollendam en vaargeul

Oost et al (2019) beschrijven de aanleg van de Pollendam en de ontwikkeling van de vaargeul. Hier herhalen we deze beschrijving.

Tot ca. 1840 was de Jetting de vaarweg tussen het Vlie en Harlingen. Daarna wordt de route via de Blauwe Slenk en de vlakte der Pollen gevolgd. De geringe diepte van het nieuwe vaarwater door de Pollen van slechts NAP -2,9 m leidde ertoe dat veel schepen alleen bij hoogwater konden passeren. In de periode 1864-1866 werd een geul gebaggerd in de verwachting dat door stroming de vaarweg blijvend zou worden verbeterd. Dit bleek niet het geval en in 1874-1875 werd ten zuiden van de gebaggerde geul de ca. 4,5 km lange Pollendam aangelegd op zinkstukken op de wadbodem (Noordstra, 1992), met haar bodem (grondslag) op NAP -3,4 tot -4,4 m (door klink nu op NAP -4, tot -5,5 m). Tegen de verwachtingen in vormde zich echter een geul aan de zuidzijde van de dam, die vanaf 1878 tot de dag vandaag de vaargeul vormt.



Figuur D.1 Topografische kaart 1875 van de omgeving van Harlingen, met daarin de Pollendam (Oost, et al., 2019).

Deze geul werd stapsgewijs dieper en breder gemaakt door baggeren. Voor 1900 was de diepte NAP -3,6 m tot -3,9 m, vanaf 1900 bedroeg de diepte NAP, met vanaf 1930 een breedte van 50m, tot een diepte van NAP -7,5 m en breedte van 100 m sinds 2005 (zie Rijkswaterstaat, 1974; Noordstra, 1992; Rijkswaterstaat, 1998; Kats, 2005; Mulder et al., 2005). Onduidelijk is in hoeverre het oostwaarts verschuiven van het Marsdiep systeem bij heeft gedragen aan het mogelijk maken van een steeds grotere en bredere vaargeul.

Ook aan de bestortingen zijn de nodige veranderingen aangebracht. Het westelijk Blinde werk werd na 1967 geleidelijk verhoogd van gemiddeld NAP -2,5 m naar NAP -2 m in 1972. Door geulverdieping en het steiler worden van het talud kwam de stabiliteit van de dam in gevaar, waarvoor in 1979 een teenverdediging aangebracht (Noordstra, 1992). Daarnaast werd het oostelijke Blinde werk opgehoogd. De doorgaande erosie werd in 1988 een halt toegeeroepen door het aanbrengen van stroombestendig materiaal (Noordstra, 1992). In de 80-er jaren werd geconcludeerd dat het oostelijk blinde werk hindernissen oplevert in de vorm van een drempel in het vaarwater ten zuiden ervan. Ook bleek door de korte afstand tussen de havenmond van Harlingen en het oostelijk blinde werk de in- en uitvaart van de haven niet optimaal (van der Molen, 1982). In september 1983 werd het oostelijk blinde werk van de Pollendam ingekort.

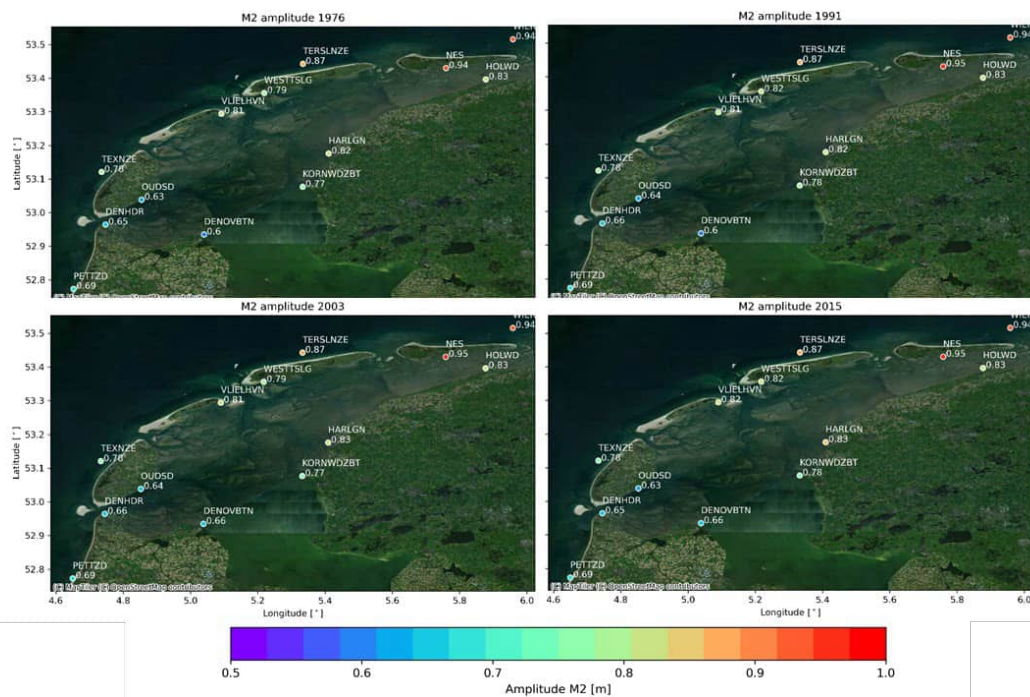
Bijlage E: Getijkarakteristieken

Eventuele veranderingen van de getijkarakteristieken kunnen een indicatie zijn van grootschalige morfologische ontwikkelingen in de westelijke Waddenzee. Getijamplitude en -asymmetrie zijn hierbij de belangrijkste aspecten. We brengen deze in beeld op basis van de berekende waterbeweging voor vier verschillende historische bodems tussen 1976 en 2015 en een harmonische analyse van de M2 en M4 getijcomponenten voor 13 verschillende getijstations (Nederhoff, et al., 2017).

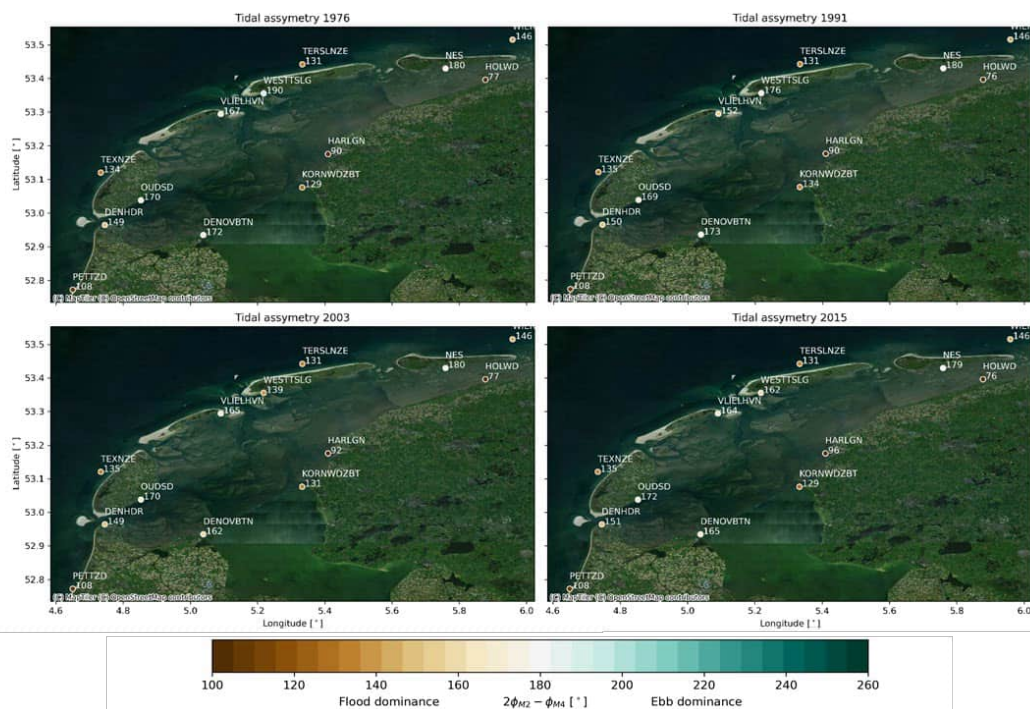
Figuur toont de M2-getijamplitude [m] voor de vier historische bodems. Deze figuur laat zien dat voor alle vier bodems de getijamplitude toeneemt richting het oosten, zowel op de Noordzee als op de Waddenzee. De verandering in de tijd van de M2-getijamplitude is verwaarloosbaar klein want deze is voor alle vier historische bodems nagenoeg hetzelfde. Eventuele kleine veranderingen blijven binnen de onzekerheidsmarge van het model

Het faseverschil $2\varphi_{M2} - \varphi_{M4}$ geeft een indicatie van de asymmetrie van het getij. Bij een faseverschil van 180° is het getij symmetrisch, d.w.z. niet vloed- of eb-dominant. Wanneer het faseverschil kleiner is dan 180° dan is het getij vloeddominant en wanneer het groter is dan 180° dan is het eb-dominant. *Figuur* toont het faseverschil $2\varphi_{M2} - \varphi_{M4}$ voor de vier historische bodem op 13 getijstations. Deze figuur laat zien dat het getij in de westelijke Waddenzee over het algemeen vloeddominant ($2\varphi_{M2} - \varphi_{M4} < 180^\circ$) of symmetrisch ($2\varphi_{M2} - \varphi_{M4} \approx 180^\circ$) is. Er zijn geen significante verschillen in de propagatie of vervorming van het getij voor verschillende historische bodems. Alleen meetstation West-Terschelling toont na 1976 een omslag van eb- naar vloeddominantie. Verder duiden de resultaten op een afname in vloeddominantie bij Den Oever buiten. Voor de overige stations zijn de veranderingen in het relatief faseverschil beperkt ($< 4^\circ$) en in de orde van de modelnauwkeurigheid.

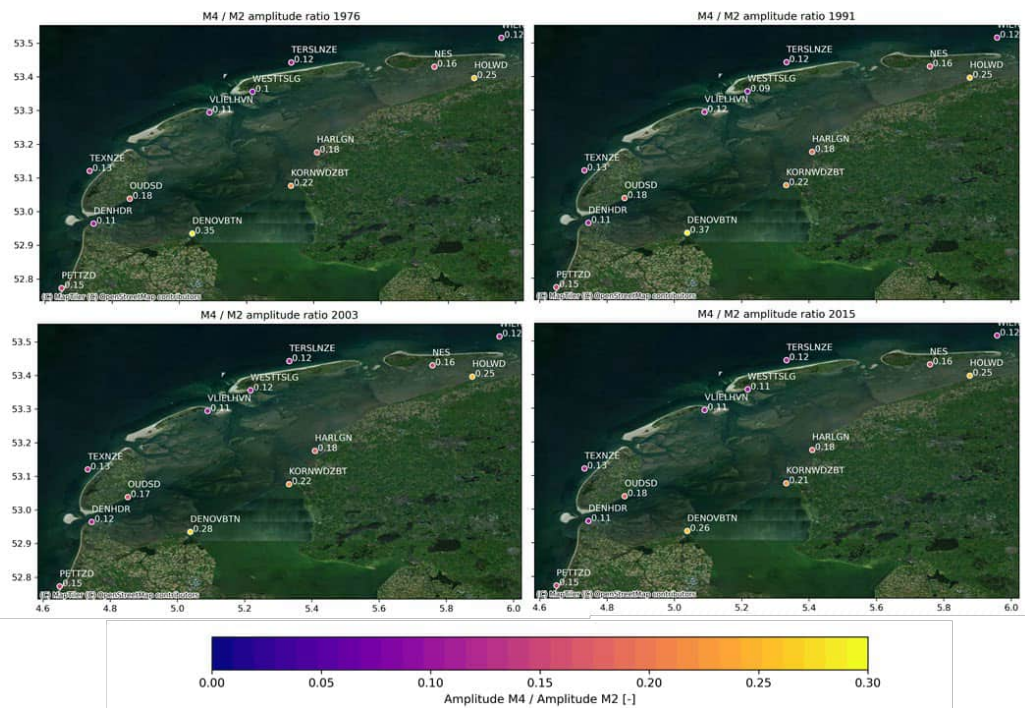
Figuur toont tot slot de verhouding van de M4 en M2 getijamplitudes (M4/M2). Dit is een indicator voor de sterkte van de getijasymmetrie. Bij de meeste stations verschilt deze parameter nauwelijks voor de verschillende historische bodems. Alleen bij Den Oever buiten is er sprake van een significante afname in M4/M2 (p-waarde < 0.05). Dit duidt op een afname in vloeddominantie in dit zuidwestelijke deel van de Waddenzee vanaf 1991.



Figuur E-1 Getijamplitude van de M2-component voor hydrodynamische modelsimulaties met vier historische bodems (1976, 1991, 2003 en 2015) bij meetstations in en nabij de westelijke Waddenzee. Voor alle simulaties zijn randvoorwaarden van het jaar 2017 gebruikt.

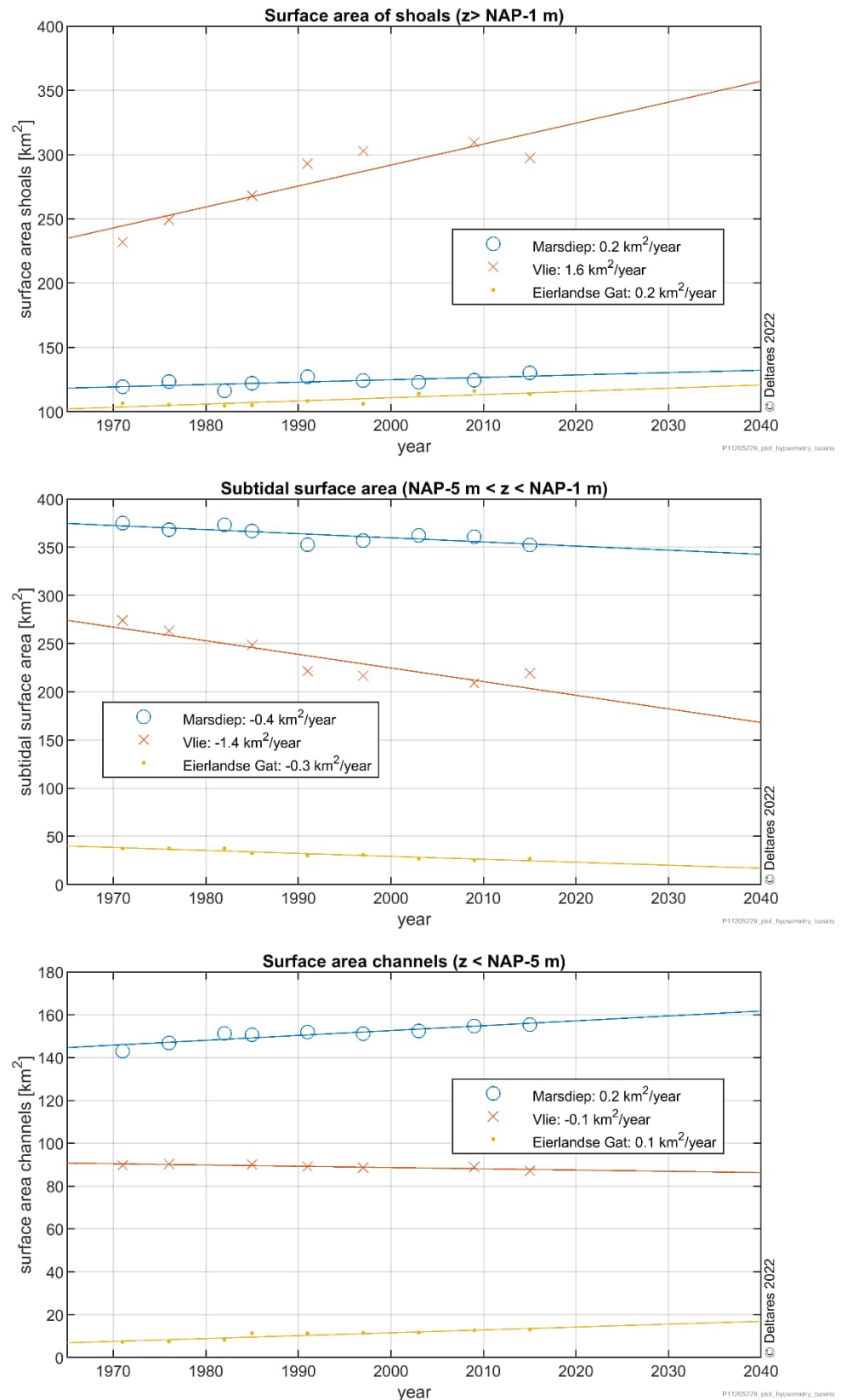


Figuur E-2 Relatief faseverschil 2M2-M4 voor vier gesimuleerde, historische bodems: 1976, 1991, 2003 en 2015. Voor alle simulaties zijn randvoorwaarden van het jaar 2017 gebruikt.

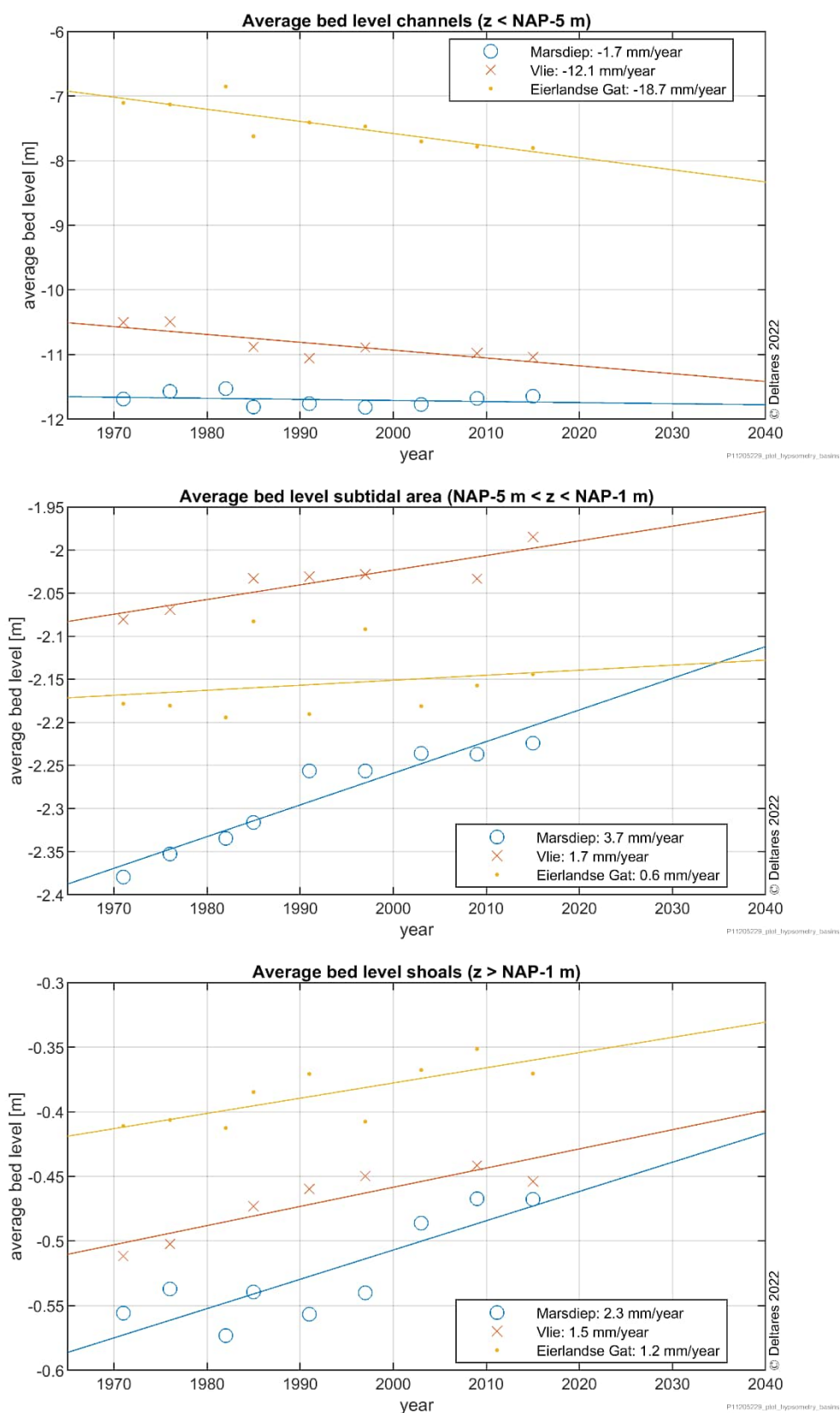


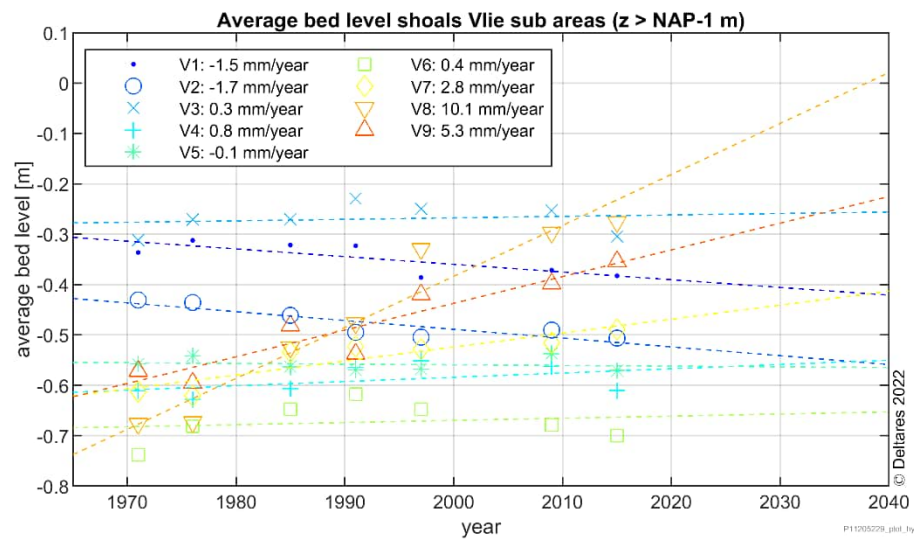
Figuur E-3 Verhouding getijamplitude M4/M2 voor vier gesimuleerde, historische bodems: 1976, 1991, 2003 en 2015. Voor alle simulaties zijn randvoorwaarden van het jaar 2017 gebruikt. De verhouding M4/M2 [-] zegt iets over de sterkte van de getij asymmetrie.

Bijlage F: Oppervlaktes per dieptezone

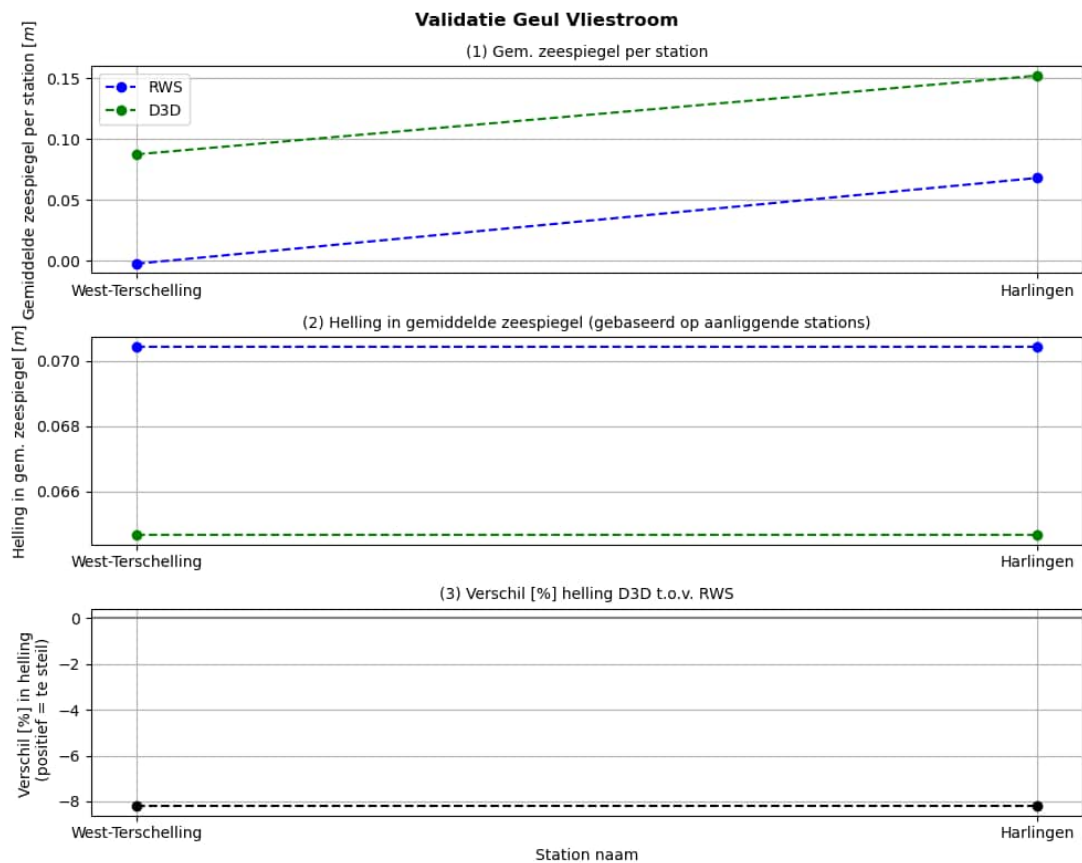


Bijlage G: Gemiddelde bodemhoogte per dieptezone

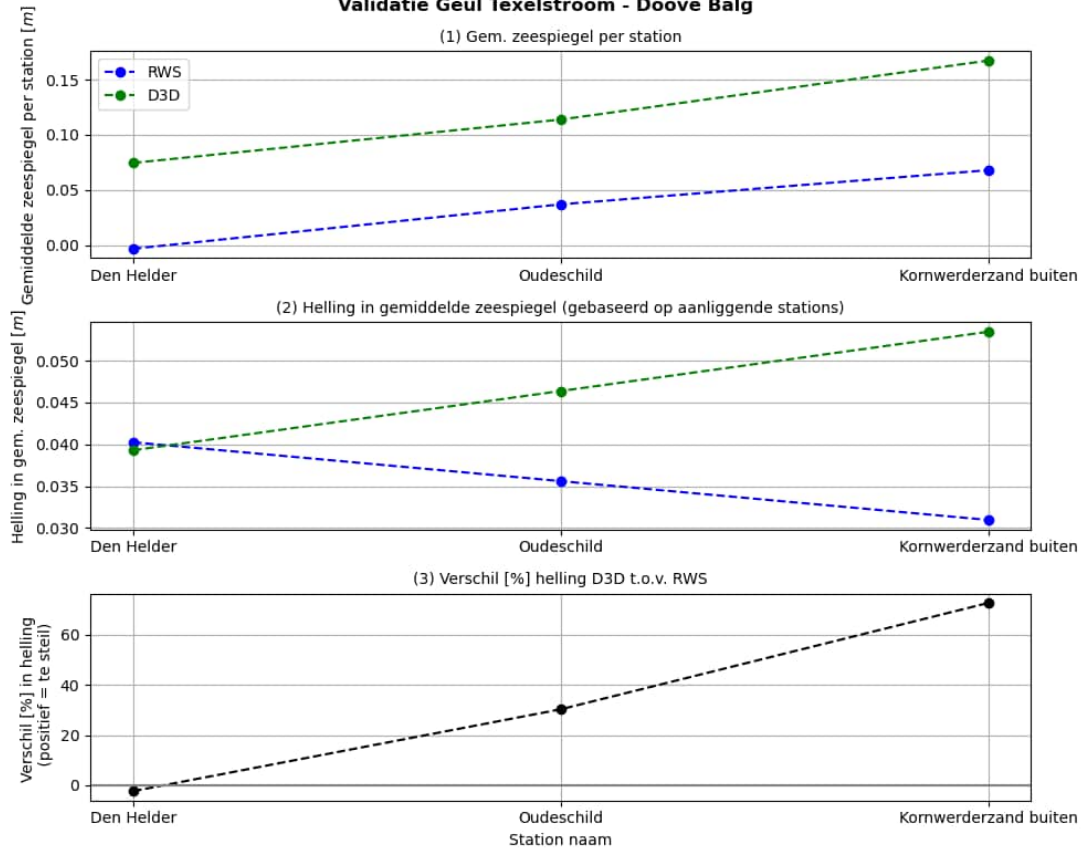




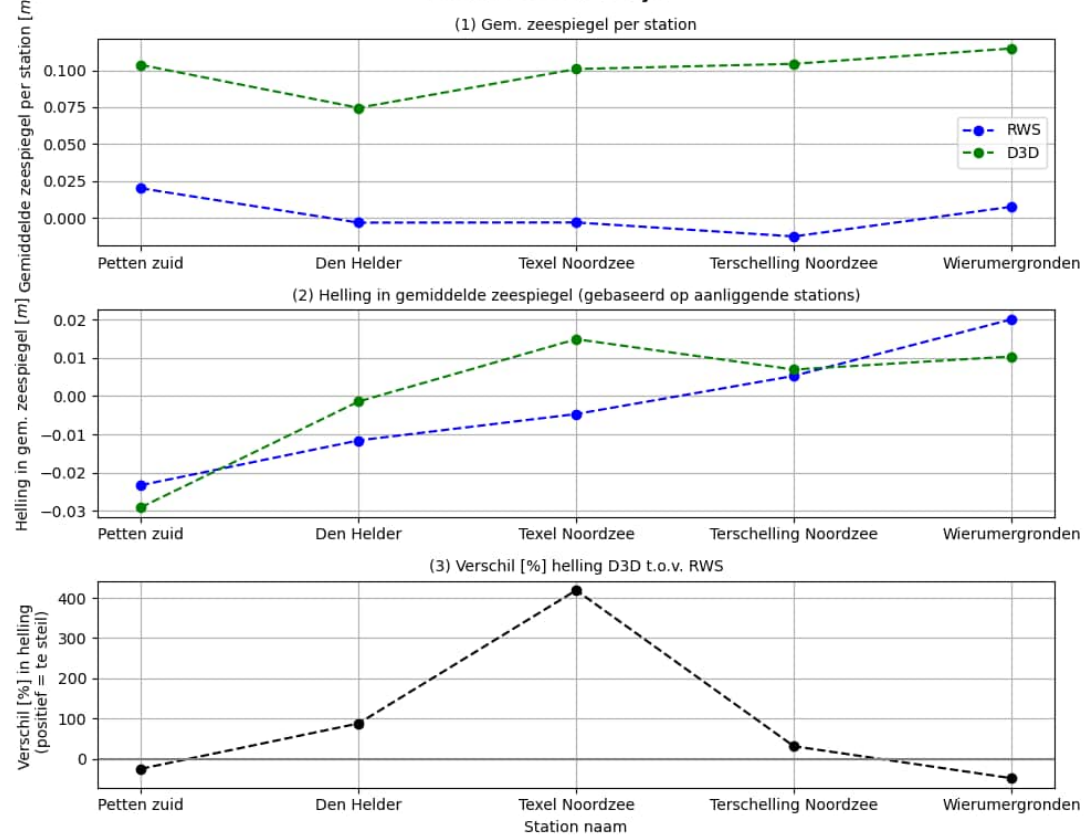
Bijlage H: Vergelijking gemiddelde waterstand



Validatie Geul Texelstroom - Doove Balg



Validatie Noordzee zijde



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