

Ontwikkeling diepe vooroever Nederlandse kust



Ontwikkeling diepe vooroever Nederlandse kust

Auteur(s)

Ad van der Spek

Ontwikkeling diepe vooroever Nederlandse kust

Opdrachtgever	Rijkswaterstaat Water Verkeer & Leefomgeving
Contactpersoon	Harry de Looff, Laura Brakenhoff, Carola van Gelder
Referenties	Referenties
Trefwoorden	Diepe vooroever; zeewaarts zandtransport; sediment volumebalans; shoreface-connected ridges

Documentgegevens

Versie	1.0
Datum	12-03-2025
Projectnummer	11207897-002
Document ID	11207897-002-ZKS-0012
Pagina's	102
Classificatie	
Status	definitief

Auteur(s)

	Ad van der Spek	

Samenvatting

De doelstelling van het onderdeel Diepe Vooroever van project Zandige Kust is (i) inzicht verwerven in de opbouw en morfologische ontwikkeling van de diepe vooroever, (ii) het nader onderzoeken van de verdieping van de diepe vooroever en de onderliggende oorzaken, en (iii) het toetsen van de centrale hypothese die stelt dat er als gevolg van de sterke piek- en residuele stromingen langs het westelijk deel van de Waddenkust, in combinatie met de verandering in oriëntatie van de kust, tussen Callantsoog en het Zeegat van het Vlie zand uit de kustzone afgevoerd wordt.

Sedimentvolumebalans

Uit de opgestelde sedimentvolumebalans blijkt dat de diepe vooroevers van nagenoeg alle kustvakken sediment verliezen. Het totale volumeverlies bedraagt 16 miljoen kubieke meter per jaar. De grootste volumeafnames vinden plaats bij de westelijke Waddenkust en de monding van het Eems estuarium.

Op basis van de volumeveranderingen van de diepe vooroever en onder de aanname van gelijke zeewaartse en kustlangse transporten wordt een totaal zeewaarts 'verlies' van 12 miljoen kubieke meter per jaar berekend. De grootste verliezen treden op bij de westelijke Waddenkust: van noordelijk Noord-Holland tot aan Terschelling. De conclusie dat er op jaarbasis een zeewaarts transport van ca. 12 miljoen kubieke meter moet optreden is een nieuw inzicht.

Sedimenttransport

Het algemene beeld op basis van bestaande rapporten en artikelen is dat op de diepe vooroever (dieptes van 8-20 m) de stroming die veroorzaakt wordt door getij, wind en dichtheidsverschillen domineert. De rol van golven is beperkt tot het opwoelen van sediment. Het sedimenttransport vindt plaats in een relatief dunne laag nabij de bodem en het grootste deel van de tijd bestaat het transport uit bodemtransport. Desondanks domineert het zwevend transport, met name tijdens stormen.

Een nadere analyse van de modellering van de waterbeweging in de kustzone bevestigt het beeld van een sterke noord- tot noordoost gerichte residuele stroming tussen Callantsoog en het Zeegat van het Vlie. De zandtransporten nemen vanaf Callantsoog naar het noorden toe, gevolgd door een sterke afname in transport ter hoogte van het Zeegat van het Vlie.

De residuele stroming ten noordwesten en noorden van de buitendelta van het Zeegat van Texel is sterk en gaat naar het noorden. Sediment dat hier terecht komt wordt naar het noorden, over de NAP-20m-dieptelijn verplaatst. De residuele stroming is bij het Eierlandse Gat en het Zeegat van het Vlie eveneens sterk en zeewaarts gericht.

Een geologische verkenning laat zien dat het pakket actief zeezand zeewaarts van de vooroever van met name Vlieland relatief dik is. Dit relatief dikke zandpakket is waarschijnlijk het gevolg van netto transport van zand uit de kustzone naar de diepere Noordzee.

Uit deze en andere studies blijkt dat het kustdwarse transport op de (diepe) vooroever veel kleiner is dan het kustlangse transport. Hierdoor is de kustdwarse uitwisseling van sediment tussen de diepe en ondiepe vooroever beperkt.

Zandbanken op de diepe vooroever

Het centrale deel van de Hollandse kust is min of meer stabiel op zowel korte als lange tijdschaal en wordt gekenmerkt door een relatief steile onderwateroever. Op de diepe vooroever tussen Katwijk en Petten komen zandbanken voor die verbonden zijn met de vooroever. De waterdiepte in het bankengebied varieert van 14 tot 20 m.

Op basis van verschillen in korrelgrootte, kleur en schelpinhoud kan de interne opbouw van deze banken vastgesteld worden. De kustnabije bank is relatief laag en bestaat uit een dunne laag merendeels recent zeezand die een in oudere afzettingen ingesneden reliëf bedekt. Deze bank heeft geen oudere kern. De verder zeewaarts gelegen banken bestaan vrijwel geheel uit zand, ze hebben een oude kern van sub-recent en/of oud zeezand. De interne opbouw van deze banken wijst op verplaatsing in noordelijke en dus zeewaartse richting, wat overeenkomt met gemeten en berekende zandtransporten.

Op de steile vooroever van de centrale Hollandse kust vindt geen accumulatie van zand plaats. Waarschijnlijk wordt er onder energetische golfcondities zand naar dieper water gevoerd door retourstroming, waarna dit zand door de getijstroming naar het noorden wordt verplaatst of op de kustnabije bank afgezet. Of er uitwisseling van zand is tussen de kustnabije bank en de banken verder zeewaarts is niet duidelijk.

Uit een recente analyse van seismische opnamen blijkt dat de banken ten noorden van IJmuiden vrijwel direct op pleistocene afzettingen liggen. De banken hebben hier een vlakke onderzijde.

Eindconclusie

De sedimentvolumebalans van de diepe vooroever bevestigt de grote volumeafname langs de westelijke Waddenkust. De diepe vooroevers van de buitendelta's van de Zeegaten van Texel en het Vlie verdiepen het sterkst. De analyse van waterbeweging en sedimenttransport bij de westelijke Waddenkust onderbouwt het beeld van zeewaartse transporten over de 20m-dieptecontour in dit gebied. De relatief grote dikte van het actieve zandpakket op de zeebodem buiten de 20m-dieptecontour bij Texel en Vlieland past in het beeld van zeewaartse zandverliezen langs dit deel van de Waddenkust. Hiermee is de hypothese van aanzienlijke zeewaartse zandverliezen bij de westelijke Waddenzee verder onderbouwd en kan voorlopig gehandhaafd kan blijven.

Inhoud

	Samenvatting	4
1	Inleiding	9
1.1	Kader	9
1.2	Aanleiding	9
1.3	Doelstelling onderzoek	12
1.4	Leeswijzer	14
1.5	Referenties	14
2	Laatste stand van zaken internationale literatuur over shoreface	16
2.1	Clifton 2005	16
2.2	Hamon-Kerivel et al. 2023	17
2.3	Referenties	19
3	Morfologische ontwikkeling en sedimentbalans diepe vooroever op basis van Vaklodingen	21
3.1	Hollandse kust	21
3.1.1	Holland-Zuid: Delfland & Rijnland - van Hoek van Holland tot IJmuiden	21
3.1.2	Holland-Noord - van IJmuiden tot Groote Keeten	23
3.1.3	Synthese sedimentbalans Hollandse kust	25
3.1.3.1	Holland-Zuid: Delfland	25
3.1.3.2	Holland-Zuid: Rijnland	27
3.1.3.3	Holland-Noord	27
3.2	Voordelta	28
3.2.1	Westerscheldemonding	28
3.2.2	Oosterschelde buitendelta	28
3.2.3	Grevelingen buitendelta	29
3.2.4	Haringvliet buitendelta	30
3.2.5	Synthese sedimentbalans Voordelta	30
3.3	Westelijke Waddenkust	31
3.3.1	Zeegat van Texel en eilandkust Texel	31
3.3.2	Eierlandse Gat en eilandkust Vlieland	34
3.3.3	Zeegat van het Vlie en eilandkust Terschelling	36
3.3.4	Synthese westelijke Waddenkust	38
3.4	Oostelijke Waddenkust	41
3.4.1	Zeegat van Ameland en eilandkust Ameland	41
3.4.2	Friesche Zeegat en kust Schiermonnikoog	43
3.4.3	Groninger Wad en Eemsmonding	46
3.4.4	Synthese oostelijke Waddenkust	47
3.5	Interpretatie en conclusies sedimentbalans diepe vooroever Nederlandse kust	49
3.5.1	Volumeontwikkeling diepe vooroever (Fig. 3.20)	49
3.5.2	Verdieping diepe vooroever (Fig. 3.21)	50
3.5.3	Sedimenttransport (Fig. 3.22)	51

3.5.4	Discussie	52
3.6	Referenties	53
4	Zandtransporten over de diepe vooroever	54
4.1	Analyse getijvoortplanting en residuele stroming langs de Waddenkust	54
4.1.1	Getijvoortplanting en -stroming	54
4.1.2	Residuele snelheden	55
4.2	Stroming over de diepe vooroever – nadere analyse modelresultaten Grasmeijer et al. (2022)	57
4.2.1	Residuele stroming	57
4.2.2	Zandtransport	59
4.3	Inventarisatie sedimenttransport tussen de ondiepe en diepe kustzone - Overzicht van uitgevoerde metingen, modelanalyses en publicaties.	60
4.4	Aanvullende gegevens morfodynamiek en sedimenttransport diepe vooroever	61
4.5	Eindconclusie over kustlangs en kustdwars zandtransport over de diepe vooroever	63
4.6	Referenties	63
5	Zeebodema fzettingen zeewaarts van de Waddeneilanden	65
5.1	Interpretatie	69
5.2	Conclusie	69
5.3	Referenties	71
6	De shoreface-connected ridges voor de centrale Hollandse kust	72
6.1	Kenmerken shoreface-connected ridges	73
6.2	Morfologie van de centrale Hollandse kust	74
6.3	Zeebodemsedimenten	75
6.4	Boringen en seismiek: de ontwikkeling op geologische tijdschaal	77
6.5	Hypothese zandtransporten kustzone met shoreface-connected ridges	80
6.6	Referenties	82
7	De ondergrond van de diepere kustzone van zuidelijk Noord-Holland	84
7.1	Analyse seismische dataset Beverwijk-Bergen aan Zee	84
7.2	Besluit	88
7.3	Referenties	88
8	Synthese en conclusies	89
8.1	Volumebalans	89
8.2	Waterbeweging en sedimenttransport	90
8.2.1	Kustlangse transporten	90
8.2.2	Kustdwarse transporten	90
8.3	Dikte actief zeezand	91
8.4	Banken voor de centrale Hollandse kust	91

8.5	Eindconclusie	91
A	Analysis of tidal propagation and residual currents along the Dutch Wadden Sea	93
A.1	The Delft3D FM model	93
A.2	Tidal propagation	93
A.3	Alongshore and cross-shore currents	96
A.4	Residual velocities	97
B	Overzicht van publicaties over de shoreface-connected ridges langs de Hollandse kust	101

1 Inleiding

1.1 Kader

Dit rapport is een product van het RWS-onderzoeksprogramma *Zandige Kust*. Dit programma onderzoekt hoeveel zand nodig is om de Nederlandse kust te handhaven bij verschillende zichtwaarden van zeespiegelstijging, als onderdeel van het Kennisprogramma Zeespiegelstijging (KP ZSS). Daarnaast ontwikkelt het kennis voor de uitwerking van de huidige strategie van handhaven van de kustlijn voor de komende 15 jaar.

De vraag over de verschillende zichtwaarden van zeespiegelstijging is in 2023 voorlopig beantwoord met de rapportage 'Sedimentbehoefte Nederlands kuststelsel bij toegenomen zeespiegelstijging' (Taal et al., 2023). Na afronding van het genoemde rapport hebben Deltares en Rijkswaterstaat samen vastgesteld wat belangrijke kennisleemtes zijn bij het toepassen van de rekenregel voor sedimentbehoefte. Validatie van het aangepaste denkmodel over het gedrag van de ondiepe en diepe vooroever werd als urgent gezien, in het bijzonder vanwege de waargenomen verdieping van de diepe vooroever van de Nederlandse kust.

Dit rapport beschrijft het hiervoor verrichte onderzoek en de daaruit voortkomende conclusies. Het is een van de onderbouwende technische rapporten van de eindrapportage van *Zandige Kust*. De eindrapportage (Taal et al., 2025) presenteert een overzicht van alle ontwikkelde kennis ten behoeve van de uitwerking van de voorkeursstrategie 2025-2040.

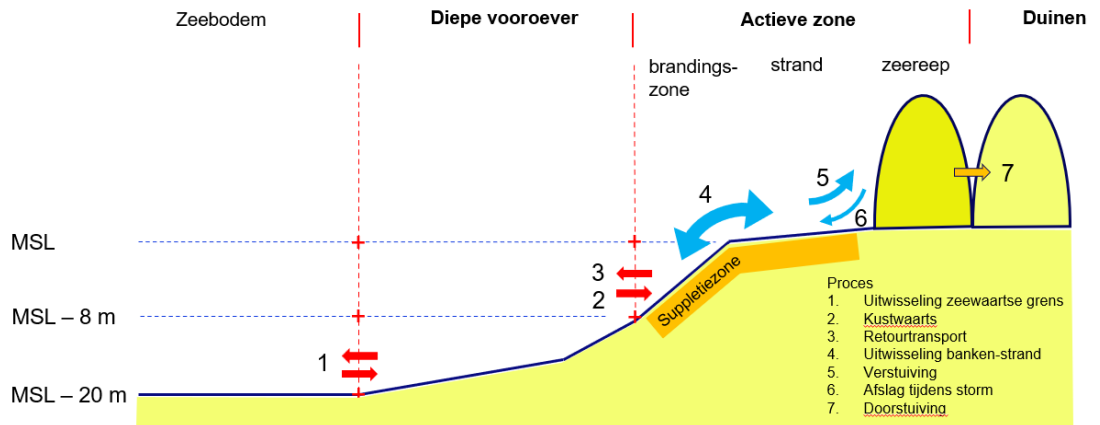
1.2 Aanleiding

Diepe vooroever

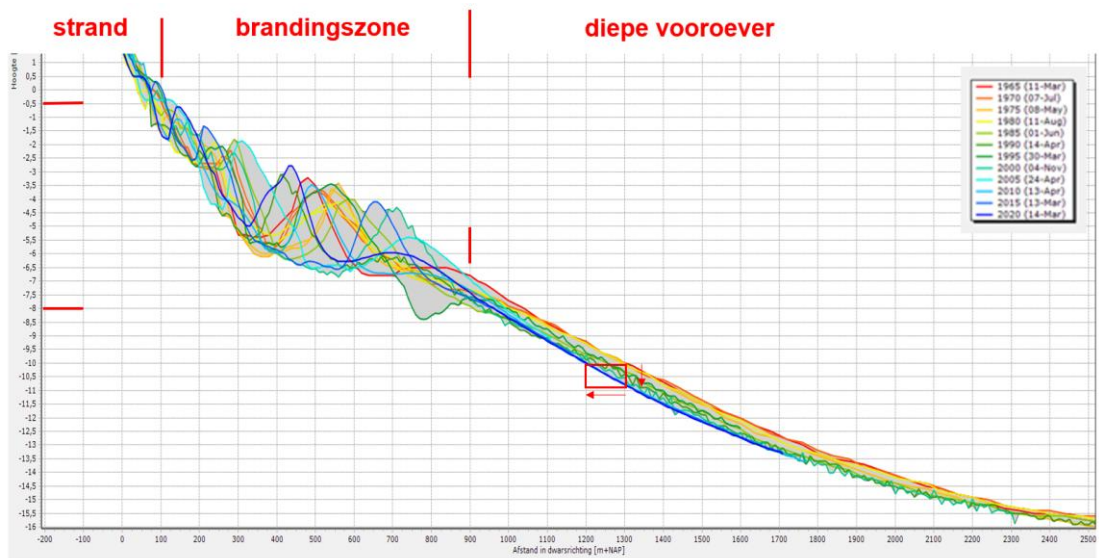
De diepe vooroever is het deel van het kustprofiel zeewaarts van de brandingszone (Fig. 1.1), het beslaat een groot deel van het oppervlak van het kustfundament. De tijdschaal van verandering is hier lang, morfologische ontwikkelingen verlopen langzaam. Uit de analyse van Jarkusprofielen blijkt dat de diepe vooroever op een groot aantal locaties verdiept (zie Figs. 1.2; 1.3 en de bijbehorende onderschriften).

Zeewaartse grens

De zeewaartse grens van de diepe vooroever wordt beschouwd als de zeewaartse grens van het kustfundament. In het verleden, bij de invoering van de definitie van het kustfundament, is de zeewaartse grens op de NAP-20m-dieptelijn gelegd, ervan uitgaand dat dit de maximale diepte is waarop gebeurtenissen met een frequentie van eens in de paar honderd jaar een significante impact hebben. Met andere woorden, dit werd beschouwd als een veilige grens voor de lange termijn. Als gevolg van deze keuze beslaat het kustfundament een relatief groot oppervlak. De doorgetrokken groene lijn in Fig. 1.4 geeft de grenzen van het kustfundament weer.



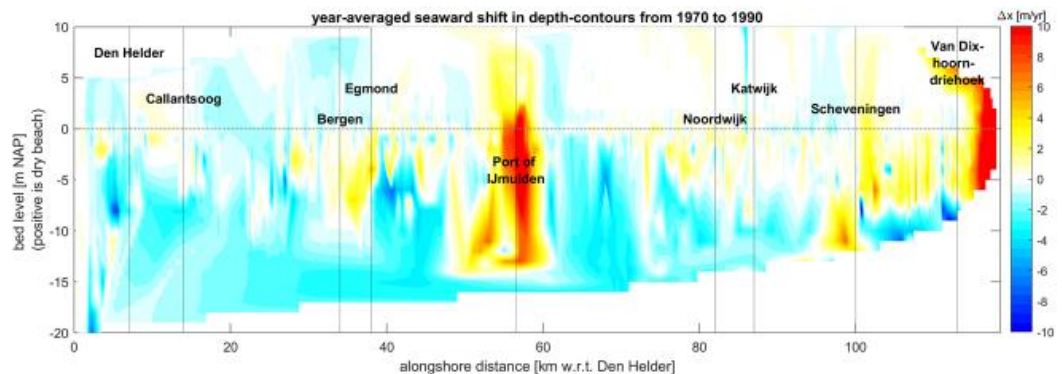
Figuur 1.1: Schematische dwarsdoorsnede van de kust, waarin tevens de kustdwarse uitwisseling van zand is aangegeven. De kust bestaat uit, van land naar zee, de duinen, de actieve zone die zeereep, strand en brandingszone omvat, en de diepe vooroever. De grens tussen de brandingszone en de diepe vooroever ligt op ca. 8 m onder MSL (mean sea level = gemiddeld zeeniveau – NAP). De zeewaartse grens van de diepe vooroever ligt op ca. 20 m onder MSL.



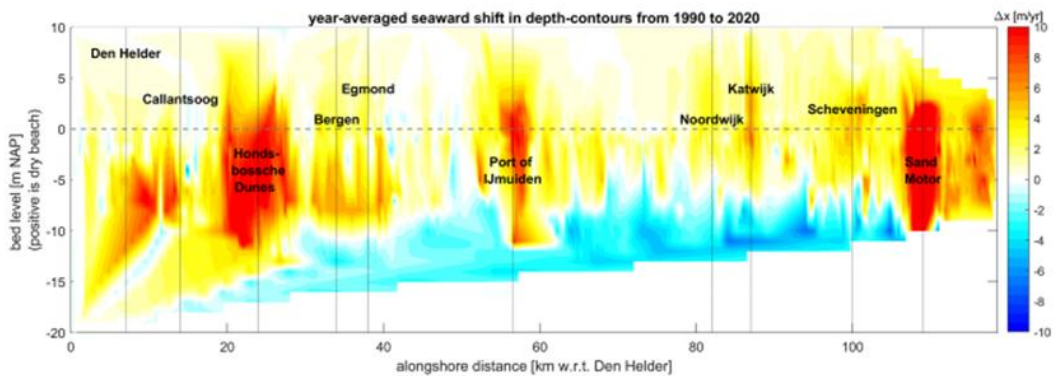
Figuur 1.2: Ontwikkeling van het kustprofiel in Jarkusraai 43.00, tussen Egmond aan Zee en Castricum aan Zee, tussen 1965 (rood) en 2020 (donkerblauw). De brandingszone laat een grote variabiliteit zien als gevolg van de verplaatsing van brandingsbanken. De diepe vooroever vertoont een structurele verdieping van orde 1 m. Als gevolg hiervan verplaatsen de dieptelijnen zich in landwaartse richting.

Bij de berekening van de sedimentbehoefte van de Nederlandse kust komt de vraag naar voren of de gekozen zeewaartse grens van het kustfundament realistisch is: enerzijds leidt de verre zeewaartse positie van deze grens tot de berekening van een aanzienlijk suppletievolume, anderzijds wordt het aan de diepe vooroever toegerekende zandvolume niet daar aangebracht. Bij de analyse van de dynamiek van de diepe vooroever in het kader van het Kustgenese 2 project, werd vastgesteld dat de ondergrens van significante morfologische verandering langs de Nederlandse kust op een tijdschaal van decennia varieert. Dit maakt toepassing van ruimtelijke variatie in de ondergrens van het kustfundament bij het berekenen van de sedimentbehoefte toelaatbaar (van der Spek et al., 2020b).

Verplaatsing dieptelijnen Hollandse kust 1970 - 1990 o.b.v. Jarkus



Verplaatsing dieptelijnen Hollandse kust 1990 - 2020 o.b.v. Jarkus



Figuur 1.3: Verplaatsing van de dieptelijnen langs de Hollandse kust op basis van de ontwikkeling van Jarkusraaien. Op de verticale as staat diepte in m t.o.v. NAP. Blauwe kleuren geven landwaartse verplaatsing aan (in m per jaar), en daarmee verdieping. Gele en rode kleuren geven zeewaartse verplaatsing aan en daarmee verondieping. In de periode 1970-1990 (boven) overheerst de kleur blauw, het hele traject is erosief met uitzondering van de aangelegde Van Dixhoorndriehoek bij Hoek van Holland en de aanzanding rond de havendammen van IJmuiden. De ontwikkeling na 1990 (onder), als het kustonderhoud door middel van zandsuppleties geïmplementeerd is en omvangrijke zandige versterkingen zijn uitgevoerd, laat zien dat de actieve zone (ondieper dan NAP-8 m) vrijwel overal uitbouwt. De ontwikkeling van diepe vooroever blijft overwegend erosief.

Ontwikkeling diepe vooroever

Bij de onderbouwing van de gehanteerde suppletie methode is er altijd vanuit gegaan dat het aangebrachte zandvolume zich door natuurlijke processen herverdeelt over het gehele kustprofiel, waardoor het hele kustfundament, van de zeewaartse grens tot aan de binnenduinrand, van extra zand wordt voorzien. Bestudering van een halve eeuw aan kustmetingen (de Jarkus dataset, opgenomen sinds midden jaren Zestig) leidt tot de vaststelling dat dit blijkbaar niet het geval is: het sinds 1990 aangebrachte volume suppletiezand en het volume van de zandige versterkingen bevindt zich nog vrijwel geheel in de morfodynamisch meest actieve zone, welke bestaat uit de brandingszone, het strand en de zeereep (Taal et al., 2023; zie ook Fig. 1.3).

De diepe vooroever ontvangt geen extra zand en groeit niet mee. Dit roept de vraag op of de diepe vooroever dan onderhouden moet worden.

Om deze vraag goed te kunnen beantwoorden is meer inzicht nodig in de toestand en ontwikkeling van de diepe vooroever. Hiertoe is als onderdeel van het Kustgenese 2 project informatie verzameld op de diepe vooroever (in drie studiegebieden zijn sedimentkernen en multibeamsonaropnamen verzameld en procesmetingen verricht) en is een hydrodynamisch model gebouwd en afgeregeld om de sedimenttransporten langs de Nederlandse kust te berekenen (Grasmeijer et al., 2022). Deze informatie is bijeen gebracht in een Atlas van de Nederlandse onderwateroever (van der Spek et al., 2020a; 2022).

De belangrijkste bevindingen en conclusies, gebaseerd op de samenvatting in Van der Spek et al. (2020a) zijn:

- De samenstelling en morfologie van de diepe vooroever varieert aanzienlijk langs de Nederlandse kust. De grootschalige morfologie lijkt stabiel, de kleinschalige morfologie kan op tijdschaal van dagen veranderen.
- De multibeamsonarbeelden tonen onverwachte morfologische fenomenen zoals kustdwarse geulen die veroorzaakt worden door de geologische opbouw van de ondergrond. De bij Noordwijk tussen -15 m en -18 m aangetroffen geulen lijken als zeewaartse transportweg voor water en zand te werken.

Uit de berekende sedimenttransporten ontstaat het volgende beeld (Fig. 1.4):

- Het kustlangse zandtransport is veel groter dan het kustdwarse transport.
- De grootste zandtransporten op de 20m-dieptecontour treden op tussen Wijk aan Zee en Texel. Hier is het transport evenwijdig aan de kust of naar dieper water gericht. Elders is het transport op de 20m-dieptecontour kustwaarts gericht.
- Het gemodelleerde landwaartse zandtransport neemt toe met afnemende waterdiepte. Dit suggereert dat de diepe vooroever tussen -20 m en -15 m diepte jaarlijks enkele mm's verdiept en dat (een deel van) het geërodeerde zand landwaarts wordt verplaatst.

Dit leidt tot volgende **hypothese**:

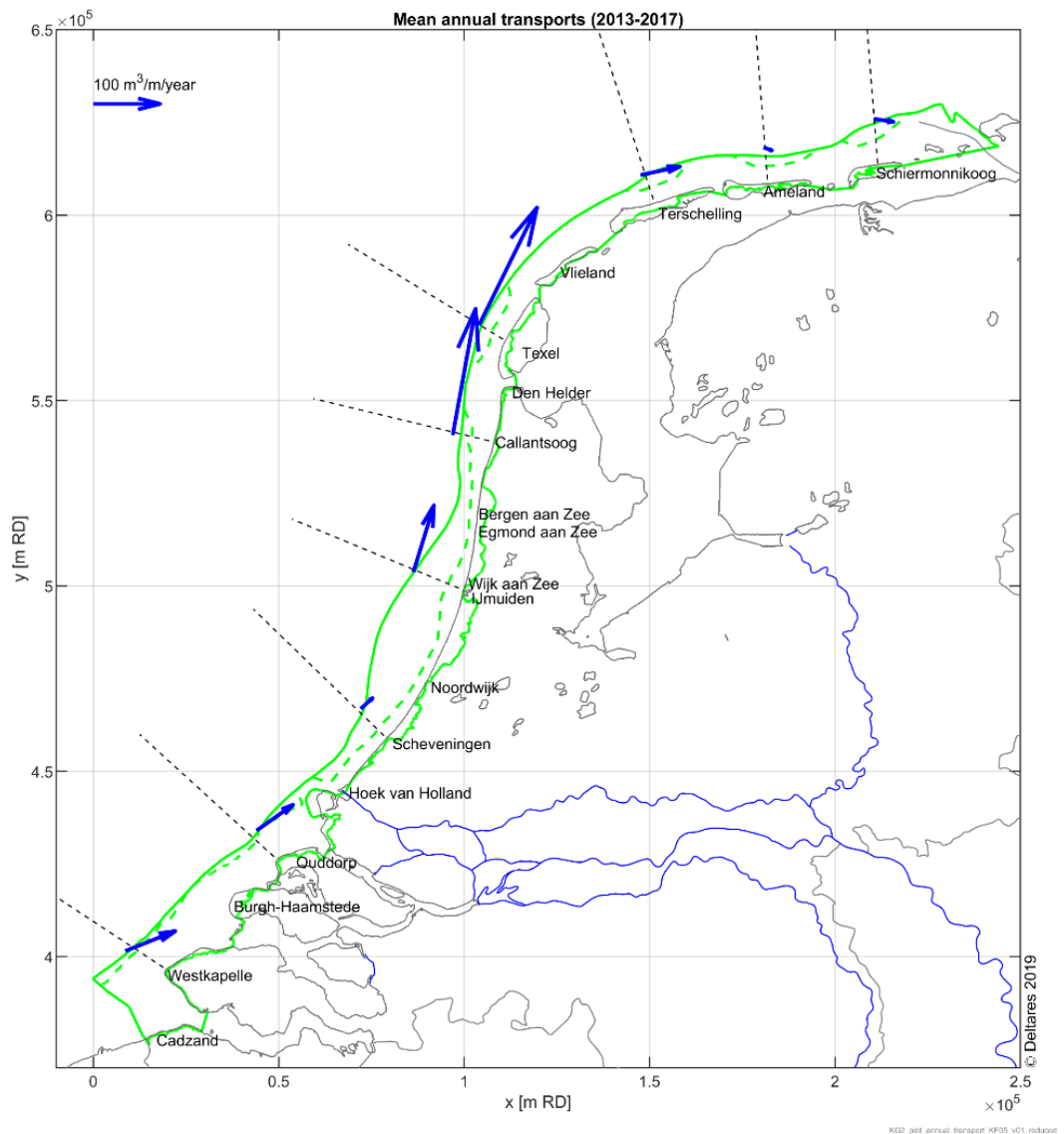
- ➔ De sterkste piek- en residuele stromingen in de Nederlandse kustzone treden op langs het westelijk deel van de Waddenkust, tussen Callantsoog en het Zeegat van het Vlie. Dit resulteert in aanzienlijke sedimenttransporten, zie Fig. 1.4.
- ➔ Op dit traject buigt de strekking van de kust om van overwegend noord-zuid naar oost-west. Aangezien de transporten ter hoogte van Terschelling aanzienlijk kleiner zijn leidt dit tot de conclusie dat het getransporteerde sediment in dit traject is afgezet. Daar de kustzone tussen Texel en Terschelling niet aanzandt moet het sediment uit de kustzone verdwenen zijn.
- ➔ De aanname is dat de stroming hier door traagheid 'uit de bocht vliegt' en op die manier wellicht zand uit het kustfundament naar de Noordzee brengt.

Figuur 1.5 schetst het principe van het hypothetische zeewaartse zandtransport over de NAP-20m-dieptelijn.

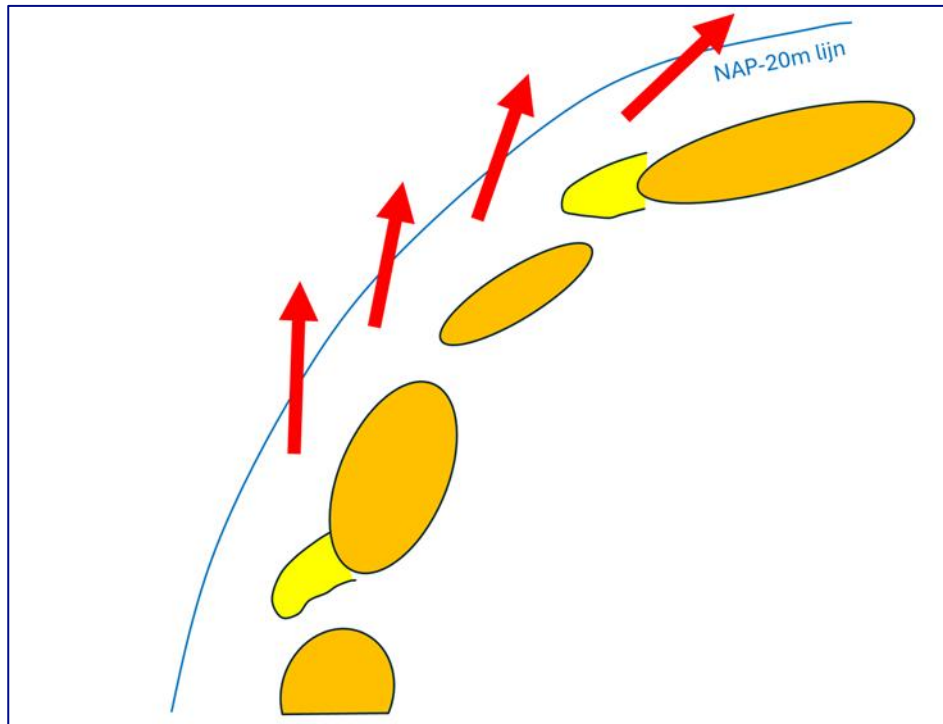
1.3 Doelstelling onderzoek

De doelstelling van het onderdeel Diepe Vooroever van project *Zandige Kust* is (i) verder inzicht verwerven in de opbouw en morfologische ontwikkeling van de diepe vooroever, (ii) het nader onderzoeken van de verdieping van de diepe vooroever en de onderliggende oorzaken, en (iii) het toetsen van de bovengenoemde centrale hypothese. Hiervoor zijn de volgende taken uitgevoerd:

1. Het opstellen van een sedimentvolumebalans voor de diepe vooroever om inzicht te verkrijgen in de volumeontwikkelingen over de tijd en de daarmee samenhangende zandtransporten.
2. Het verwerven van meer inzicht in de sturende processen en de grootte van de zandtransporten over de diepe vooroever, onder meer om de resultaten van de modellering beter te kunnen beoordelen.
3. Het analyseren van de dikte van de actieve zeebodemaftzettingen en het daaruit af te leiden patroon van sedimentatie en erosie op geologische tijdschalen.
4. Het nader analyseren van specifieke fenomenen op de diepe vooroever langs de centrale Hollandse kust zoals de shoreface-connected ridges en de opbouw van de ondergrond van de diepere kustzone van zuidelijk Noord-Holland om meer inzicht in hun invloed op de morfodynamiek te krijgen.



Figuur 1.4: Overzicht van de door Grasmeijer et al. (2022) berekende gemiddelde jaarlijkse zandtransporten op de (doorgetrokken) NAP-20 m dieptecontour langs de Nederlandse kust. De doorgetrokken groene lijn geeft de grenzen van het kustfundament weer. De groene streepjeslijn is de NAP-15 m contour.



Figuur 1.5: Principeschets van het hypothetische zeewaartse zandtransport vanaf de diepe vooroever over de NAP-20m-dieptelijn ter hoogte van de westelijke Waddenkust (oranje: eiland - geel: (grote) buitendelta).

1.4 Leeswijzer

Bovenstaande aspecten worden in de Hoofdstukken 3 tot en met 7 besproken. Daaraan voorafgaand geeft Hoofdstuk 2 van dit rapport een beknopt overzicht van de recente inzichten in de morfodynamica van vooroevers (*shoreface* in het Engels) van zandige kusten. Hoofdstuk 8 presenteert de synthese van de verzamelde informatie en de daaruit te trekken conclusies.

Een korte duiding van de gepresenteerde informatie en literatuurreferenties worden steeds aan het eind van elk hoofdstuk gegeven.

Het referentievlak voor aangegeven dieptes is NAP, dit is niet overal expliciet vermeld.

1.5 Referenties

Grasmeijer, B., Huisman, B., Luijendijk, A., Schrijvershof, R., van der werf, J., Zijl, F., de Looff, H., de Vries, W., 2022. Modelling of annual sand transports at the Dutch lower shoreface. *Ocean and Coastal Management* 217, 105984.

Taal, M., Quataert, E., van der Spek, A., Huisman, B., Elias, E., Wang, Z., Vermeer, N., e.a., 2023. Sedimentbehoefte Nederlands kuststelsel bij toegenomen zeespiegelstijging. Deltares rapport 11207897-002-ZKS-0004, in opdracht van Rijkswaterstaat WVL voor het Kennisprogramma Zeespiegelstijging, 114 pp.

Taal, M., Elias, E., Huisman, B., van der Spek, A., Quataert, E., Vermeer, N., Wang, Z., Dagalaki, V., 2025. Zand en Zee in Balans. Technisch Eindrapport Zandige Kust (Synthese). Deltares rapport 11207897-002-ZKS-008, 197 pp.

- van der Spek, A., Forzoni, A., Vermaas, T., 2022. Holocene deposits at the lower shoreface and inner shelf of the Dutch coast. *Ocean and Coastal Management* 224, 106203.
- van der Spek, A., van der Werf, J., Grasmeijer, B., Oost, A., Schrijvershof, R., Vermaas, T., 2020a. The Kustgenese 2.0 Atlas of the Dutch Lower Shoreface. Final version – February 2020. Deltares rapport 1220339-000-ZKS-0068, 85 pp.
- van der Spek, A., van der Werf, J., Grasmeijer, B., Vreugdenhil, H., van Oeveren – Theeuwes, C., Nolte, A., 2020b. Technisch advies mogelijkheid voor een alternatieve zeewaartse grens van het kustfundament - ten behoeve van het beleidsadvies Kustgenese 2.0. Deltares rapport 1220339-009-ZKS-0013, 33 pp.

2 Laatste stand van zaken internationale literatuur over shoreface

Bij wijze van korte introductie in de hydro- en morfodynamica van diepe vooroevers (*shoreface* in het Engels), zijn hieronder twee relevante teksten uit de Engelstalige literatuur overgenomen. De beschrijvingen zijn niet een-op-een te vertalen naar de Nederlandse kust, aan het eind van de betreffende passages wordt een korte toelichting op de Nederlandse situatie gegeven.

2.1 Clifton 2005

Clifton (2005) geeft een kernachtige samenvatting van de morfologie en dynamica van de shoreface. Hij hanteert de laagwaterlijn en de overgang naar de 'vlakke' zeebodem als grenzen. Het voor dit rapport relevante deel is hier overgenomen.

“The shoreface, a relatively steep surface that slopes away from the low-tide shoreline and imperceptibly merges with the flatter inner shelf ..., is an integral feature of nearly all clastic coasts.”

Development and maintenance¹ of the shoreface

“Early in the history of the concept, it was recognized that the shoreface is part of an equilibrium profile generated by shoaling waves. ...

Although unrelated to wave base as such, the development and maintenance of a shoreface is at least partly controlled by aspects of shoaling waves. Niedoroda and Swift (1981, see also Niedoroda et al., 1984) provide a plausible explanation for the maintenance of the shoreface, that balances the onshore transport of sand under (mostly) fair-weather conditions with the offshore transport during storms. In shallow water, the oscillatory flow of water induced by passing waves becomes asymmetric, with short relatively strong landward flow under the crest of a wave and a more prolonged weaker, seaward flow under the trough. This orbital velocity asymmetry drives sediment in a landward direction, building the shoreface. Storms sporadically interrupt this process and seaward flowing rip and geostrophic currents erode the shoreface. Much of the eroded sediment is subsequently returned to the shoreface during fair weather, maintaining its concave-up profile. ...

Shoreface profiles

The shape of the shoreface profile on constructive (progradational) coasts differs from that of erosive (or transgressive) coasts. Progradation occurs where high rates of sediment supply (relative to base level change²) cause a coastline to build laterally into the adjacent basin. Sediment is sufficient to provide a bottom profile in equilibrium with the shoaling waves. A simple concave-up profile typically results ... Because of the large volume of sediment available, the relief of progradational shorefaces reflects the energy of the coastal waves. ...

Most coasts today are still in a transgressive or erosional phase, where the volume of sediment is insufficient to create a simple equilibrium profile. Commonly on such coasts, older deposits crop out on the shoreface, where they resist erosion by waves and coastal currents. Differential erosion creates irregularity in the shoreface profile ... although many such profiles contain a simple “wave-tuned” component in their upper part, either because

¹ Met *maintenance* wordt hier in stand houden middels de aanvoer van zand door natuurlijke processen bedoeld.

² Met *base level change* wordt verandering van de relatieve zeespiegel bedoeld.

that is where unconsolidated sediment is concentrated or simply owing to intensified wave erosion in the shallowest water. Because transgressive coasts typically lack an abundance of sediment, the depth to which they extend reflects in part the topography crossed by the transgression. The relief of transgressive coasts is highly variable ...

Sedimentologic aspects of the shoreface

The textural character and sedimentary structures of shorefaces differ with energy and provenance. Typically, wave energy reaches a maximum in the shallower part of a shoreface, and coarse sand and gravel, if available, are concentrated in the active breaker zone adjacent to the shoreline (the coarsest typically being at the very base of the foreshore³). The grain size typically decreases to seaward across a shoreface to fine or very fine sand at it[s] base.

In some areas, the base of the shoreface marks the transition between sand and mud, but in many places sand continues well out to the inner shelf. ... The proportion of sand, silt, and mud, depend on the sediment available and the wave-energy regime (Galloway and Hobday, 1996) and are not specifically related to the shoreface morphology.

....

The sedimentary structures of a shoreface depend on both wave energy and sediment texture. The shallower part consists of the nearshore, in which bedforms are generated by passing waves or by longshore and rip currents of the nearshore circulation cell. Bedform size, shape, and orientation differ as a function of wave size and direction of approach and the grain-size of the seabed material (Clifton and Dingler, 1984). [...] Shore-parallel or other breaker bars are common features on the upper part of many shorefaces and can serve to focus longshore and rip currents. Depending on infauna and sediment texture, bioturbation can obliterate much of the physical structures on the outer part of the shoreface.”

Bovenstaande beschrijving is niet een-op-een te vertalen naar de Nederlandse kust. Het voorgestelde evenwicht tussen golfgedreven landwaarts transport en zeewaarts transport tijdens storm geldt met name voor de brandingszone, waar ook het beschreven concave profiel wordt aangetroffen. Op de diepe vooroever van de Nederlandse kust overheerst stroming evenwijdig aan de kust door getij, wind en dichtheidsverschillen. In kustsecties die zich terugtrekken, zoals bijvoorbeeld noordelijk Noord-Holland, kunnen erosieresistente lagen in de ondergrond zich manifesteren als afwijkingen in het profiel van de diepe vooroever. De diepe vooroever van de Nederlandse kust is hoofdzakelijk zandig, net als de aangrenzende zeebodem. Een duidelijke overgang in sedimentsamenstelling in zeewaartse richting is er dan ook niet.

2.2 Hamon-Kerivel et al. 2023

Hamon-Kerivel et al. (2023) geven een actueel overzicht van de laatste inzichten in de variatie van shorefaces in ruimte en tijd. In tegenstelling tot Clifton hierboven rekenen deze auteurs de brandingszone niet tot de shoreface. De inleiding van hun publicatie geeft een duidelijk overzicht van de stand van zaken en is hier daarom integraal (en onvertaald) overgenomen.

“In coastal systems, the shoreface is located between the surf zone and shelf and represents an important transitional zone between the deeper offshore and the shoreline/beach system. It modifies incident waves before they reach the surf zone and it can be a sediment source, conduit and/or sink (Hamon-Kerivel et al., 2020). Understanding shoreface behaviour in space and time is essential for understanding coastal system functioning. In terms of dynamics, the shoreface is characterized by significant sediment transport, with these fluxes

³ NB de *foreshore* is NIET de vooroever maar het 'natte' strand tussen hoog- en laagwater. Zoals eerder opgemerkt wordt vooroever vertaald met *shoreface*.

usually result from wave, wind and/or tidal forcing (Héquette, 2001). The asymmetry of shoaling waves across the shoreface is the main driver of onshore directed sediment transport (Austin et al., 2009), while return flows such as rip currents and undertows, are responsible for most of the offshore-directed cross shore sediment transport (Castelle et al., 2016).

The shoreface is often subdivided into the upper and lower shoreface zones. The upper shoreface is morphologically active at an annual time scale (Lee et al., 1998; Ruggiero et al., 2016), while visible morphological changes are difficult to capture on the lower shoreface even if significant sediment transport is occurring (Aagaard, 2014; Patterson and Nielsen, 2016; Swift et al., 1985). Morphological change on the lower shoreface is only measurable over time periods exceeding a decade. In other words, the boundary between upper and lower shoreface is equivalent to the definition of the depth of closure (Cowell et al., 1999).

This boundary, the depth of closure, has been traditionally calculated using Hallermeier (1981, 1978) Depth of Closure (DoC) formula [...]. It offers a relatively straightforward method to calculate the boundary for the upper shoreface. The determination of the seaward boundary of the lower shoreface is more complicated. Historically, the lower shoreface was considered to be inert because at the time scale of observation no morphological change was usually observed (below the threshold of observation) (Hoekstra et al., 1999). However, it is now clear that sediment transport does occur across the whole shoreface and thus likely [is] significant for the overall sediment budget and general coastal dynamics (Hamon-Kerivel et al., 2020). Several boundaries have been proposed as a viable limit for the lower shoreface. The wave base was first proposed as the seaward limit of shoaling wave by Hallermeier (1981) and used as the lower shoreface limit. However, recently, other limits have been proposed based on different variables such as Depth of Transport based on Bed shear stress (Ortiz and Ashton, 2016; Valiente et al., 2019) and Morphodynamic Depth of Closure calculated using energetics-based formulation (Ortiz and Ashton, 2016). Valiente et al. (2019) proposed Depth of Transport (DoT) as the seaward boundary of the shoreface where the DoT is defined as the outer boundary of the zone where sediment transport does not create a discernible morphological change but where it is volumetrically significant over time. This definition is more in line with the idea that the lower shoreface is a zone that is active, even over smaller time scales than normally detectable.

Shoreface morphologies are variable globally (Athanasίου et al., 2019), and while the general assumption is that shorefaces adopt an equilibrium profile (Dean, 1991), in nature such morphologies are only rarely developed and many observed profiles are not well fitted by equilibrium parametrizations (Hamon-Kerivel et al., 2020). Equilibrium morphologies, in fact, appear to be more an exception than the general rule, especially under geologically-constrained conditions and/or sediment scarcity (Pilkey et al., 1993; Thieler et al., 1995)."

Zandtransport over de diepe vooroever wordt hier benaderd als een overwegend kustdwars uitwisseling. Dit is met name gebaseerd op waarnemingen in kustgebieden die grenzen aan diepe zeeën en blootgesteld worden aan lange golven, waardoor dwarstransport door golven daar tot grote waterdieptes kan overheersen en de zeewaartse grens van de shoreface dus ook dieper ligt. Voor de Nederlandse kust die grenst aan de relatief ondiepe Noordzee gaat dat niet op. De modelberekeningen van Grasmeijer et al. (2022) hebben laten zien dat de zandtransporten op de diepe vooroever van de Nederlandse kust gedomineerd worden door kustlangs transport.

2.3 Referenties

- Aagaard, T., 2014. Sediment supply to beaches: Cross-shore sand transport on the lower shoreface. *J. Geophysical Research - Earth Surface* 119 (4), 913–926.
- Athanasiou, P., van Dongeren, A., Giardino, A., Voudoukas, M., Gaytan-Aguilar, S., Ranasinghe, R., 2019. Global distribution of nearshore slopes with implications for coastal retreat. *Earth System Sci. Data* 11 (4), 1515–1529.
- Austin, M., Masselink, G., O'Hare, T., Russell, P., 2009. Onshore sediment transport on a sandy beach under varied wave conditions: Flow velocity skewness, wave asymmetry or bed ventilation? *Marine Geology* 259, 86–101.
- Castelle, B., Scott, T., Brander, R., McCarroll, R., 2016. Rip current types, circulation and hazard. *Earth-Science Reviews* 163, 1–21.
- Clifton, H.E., 2005. Shoreface. In: Schwartz, M.L. (ed.), *Encyclopedia of Coastal Science*, Springer, pp. 877–881.
- Clifton, H.E., Dingler, J.R., 1984. Wave-formed structures and paleoenvironmental reconstruction. *Marine Geology* 60, 165–198.
- Cowell, P., Hanslow, D., Meleo, J., 1999. The shoreface. In: A.D. Short (ed.), *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*, Wiley, Chichester, pp. 39–71.
- Dean, R.G., 1991. Equilibrium beach profiles: Characteristics and applications. *J. Coastal Research* 7 (1), 53–84.
- Galloway, W.E., Hobday, D.K., 1996. *Terrigenous Clastic Depositional Systems: Applications to Fossil Fuel and Groundwater Resources*, 2nd edn. New York: Springer.
- Grasmeijer, B., Huisman, B., Luijendijk, A., Schrijvershof, R., van der werf, J., Zijl, F., de Looft, H., de Vries, W., 2022. Modelling of annual sand transports at the Dutch lower shoreface. *Ocean and Coastal Management* 217, 105984.
- Hallermeier, R.J., 1978. Uses for a calculated limit depth to beach erosion. In: *Coastal Engineering 1978*, pp. 1493–1512.
- Hallermeier, R.J., 1981. A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. *Coastal Engineering* 4, 253–277.
- Hamon-Kerivel, K., Cooper, A., Jackson, D., Sedrati, M., Pintado, E.G., 2020. Shoreface mesoscale morphodynamics: A review. *Earth-Science Reviews* 209, 103330.
- Hamon-Kerivel, K., Jackson, D.W.T., Guisado-Pintado, E., Cooper, A., Sedrati, M., 2023. Spatial and temporal variability of shorefaces: A morpho-hydrodynamic controlled system. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 281, 108162. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2022.108162>
- Héquette, A., 2001. Courants et transports sédimentaires dans la zone littorale: Le rôle des courants orbitaux et de downwelling/currents and sediment transport in the coastal zone: The role of orbital and downwelling currents. *Géomorphol. Relief, Process. Environ.* 7 (1), 5–16.
- Hoekstra, P., Houwman, K., Ruessink, G., 1999. The role and time scale of cross-shore sediment exchange for a barrier island shoreface. In: *Coastal Sediments*. ASCE, pp. 519–534.

- Lee, G.-h., Nicholls, R.J., Birkemeier, W.A., 1998. Storm-driven variability of the beach-nearshore profile at Duck, North Carolina, USA, 1981–1991. *Marine Geology* 148 (3-4), 163–177.
- Niedoroda, A.W., Swift, D.J.P., 1981. Maintenance of the shoreface by wave orbital currents and mean flow: observations from the Long Island coast. *Geophysical Research Letters* 8, 337-340.
- Niedoroda, A.W., Swift, D.J.P., Hopkins, T.S., Ma, C.-M., 1984. Shoreface morphodynamics on wave-dominated coasts. *Marine Geology* 60, 331-354.
- Ortiz, A.C., Ashton, A.D., 2016. Exploring shoreface dynamics and a mechanistic explanation for a morphodynamic depth of closure. *J. Geophysical Research - Earth Surface* 121 (2), 442–464.
- Patterson, D., Nielsen, P., 2016. Depth, bed slope and wave climate dependence of long term average sand transport across the lower shoreface. *Coastal Engineering* 117, 113–125.
- Pilkey, O.H., Young, R.S., Riggs, S.R., Smith, A.S., Wu, H., Pilkey, W.D., 1993. The concept of shoreface profile of equilibrium: A critical review. *J. Coastal Research* 9 (1), 255–278.
- Ruggiero, P., Kaminsky, G.M., Gelfenbaum, G., Cohn, N., 2016. Morphodynamics of prograding beaches: A synthesis of seasonal- to century-scale observations of the Columbia River littoral cell. *Marine Geology* 376, 51–68.
- Swift, D.J., Niedoroda, A.W., Vincent, C.E., Hopkins, T.S., 1985. Barrier island evolution, middle Atlantic shelf, USA part i: Shoreface dynamics. *Marine Geology* 63, 331–361.
- Thieler, E.R., Brill, A.L., Cleary, W.J., Hobbs III, C.H., Gammisch, R.A., 1995. Geology of the Wrightsville beach, North Carolina shoreface: Implications for the concept of shoreface profile of equilibrium. *Marine Geology* 126, 271–287.
- Valiente, N.G., Masselink, G., Scott, T., Conley, D., McCarroll, R.J., 2019. Role of waves and tides on depth of closure and potential for headland bypassing. *Marine Geology* 407, 60–75.

3 Morfologische ontwikkeling en sedimentbalans diepe vooroever op basis van Vaklodingen

De recent opgestelde sedimentbalans van de Nederlandse kust (Elias et al., 2024) geeft op basis van Vaklodingen een overzicht van de veranderingen over de tijd in het sedimentvolume van de diepe vooroever. Om de balans te laten sluiten moeten een aantal aannames gedaan worden over de verdeling over langs- en dwarstransport:

- Indien er geen harde aanwijzingen zijn voor netto uitwisseling van zand tussen de actieve zone en de diepe vooroever, wordt aangenomen dat dit niet optreedt;
- Bij zeer brede diepe vooroevers zoals bij de Hollandse kust, wordt aangenomen dat er géén transport over de 20 m-dieptecontour is; en
- Bij smallere diepe vooroevers, met name bij buitendelta's, is transport over 20 m-dieptecontour wel voorstelbaar. Indien het sedimentvolume van de diepe vooroever hier afneemt wordt aangenomen dat één helft van het verdwenen volume kustlangs naar het noorden dan wel het oosten is verplaatst en de andere helft zeewaarts. Dit om het berekenen van onrealistisch grote langstransporten te voorkomen.

Op basis van het patroon van volumeafname en -toename wordt een overzicht verkregen van de sedimentbronnen en -putten en de sedimentfluxen over de diepe vooroever van de Nederlandse kust.

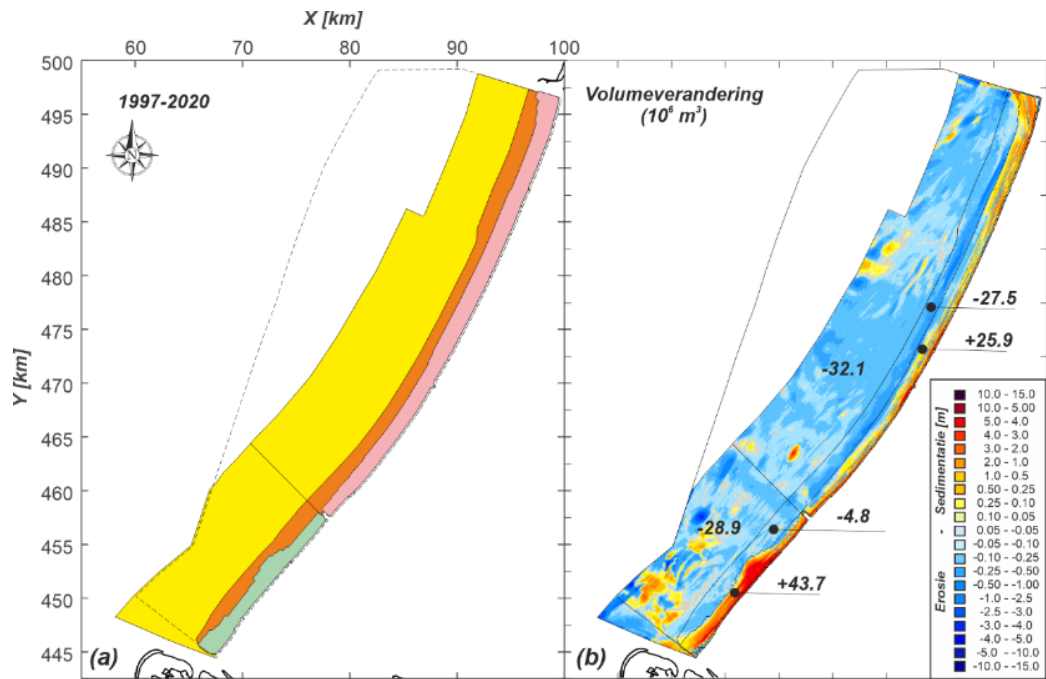
De morfologische ontwikkeling van de diepe vooroever is opgedeeld in de kustvakken Voordelta, Holland-Zuid en Holland-Noord, en Westelijke en Oostelijke Waddenkust. Deze kustvakken worden afzonderlijk besproken, gebaseerd op het sedimentbalansrapport van Elias et al. (2024).

Op de diepe vooroever van de kust van Holland is niet direct op grote schaal ingegrepen. Bovendien heeft de vooroever hier een relatief eenvoudige morfologie. De ontwikkelingen hier worden eerst besproken. De Delta- en Waddenkust bestaan uit eilanden, van elkaar gescheiden door zeegaten met zeewaarts daarvan buitendelta's. Deze kustvakken ondervinden nog altijd de gevolgen van grootschalige ingrepen, de morfologische ontwikkelingen over de afgelopen decennia zijn hierdoor beïnvloed. Bij het vaststellen van representatieve ontwikkelingen wordt hier daarom uitgegaan van kortere intervallen.

3.1 Hollandse kust

3.1.1 Holland-Zuid: Delfland & Rijnland - van Hoek van Holland tot IJmuiden

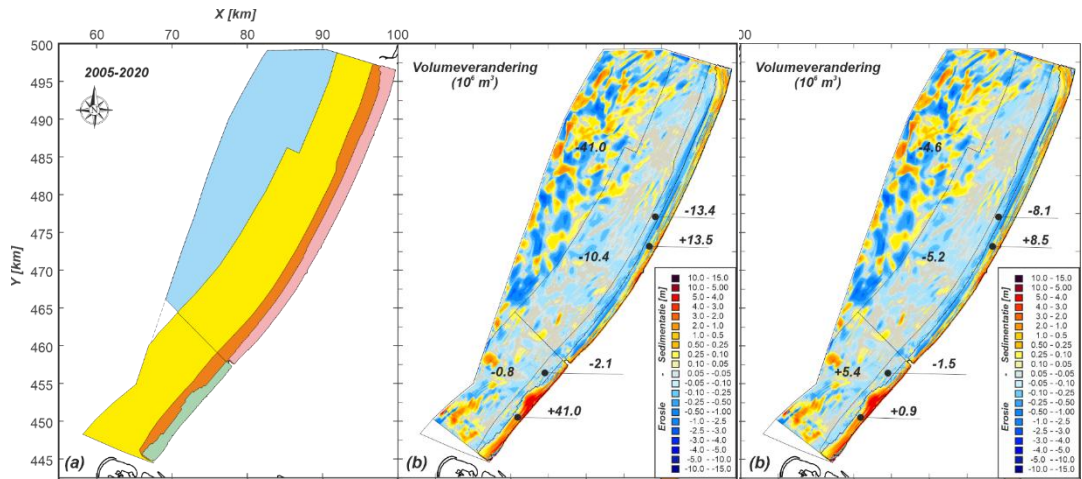
Voor de kustzone van Delfland en Rijnland zijn bodemkaarten op basis van de Vaklodingen beschikbaar voor de periode 1990-2020. In de periode 1990-1997 is de diepe vooroever niet helemaal opgenomen, met name het meest zeewaartse deel ontbreekt. Pas vanaf 2005 dekken de bathymetrische kaarten het hele gebied (Figs. 3.1, 3.2; zie Elias et al., 2024, Fig. 3-3, voor een overzicht van de opnamen).



Figuur 3.1: Opgenomen deelgebieden kustvak Holland-Zuid (links) en volumeveranderingen (rechts) over de periode 1997-2020. Het kustvak Holland-Zuid is opgedeeld in de beheersgebieden van de Hoogheemraadschappen Delfland (groen in het linker paneel) en Rijnland (roze, linker paneel). Deze roze en groene stroken geven de 'actieve zone' weer. De oranje strook direct zeewaarts hiervan is de 'diepe kustzone'. Het gele vlak is de 'diepe vooroever'.

De Figuren 3.1 en 3.2 laten een toename in sedimentvolume van de meest kustnabije ('actieve') zone zien over de hele periode 1997-2020. Dit is vooral een gevolg van de hier uitgevoerde suppleties en kustversterkingen. In een smalle zone direct zeewaarts hiervan (de oranje zone) worden aanzienlijke volumeverliezen vastgesteld. Dit is de *diepe kustzone* uit Elias et al. (2024), welke globaal tussen -8 a -9 m en -13 a -14 m ligt. Verder zeewaarts, in de gele zone, is het beeld aanzienlijk gelijkmatiger. De sedimentatiegebieden voor het zuidelijk deel van de kust van Delfland zijn de voormalige stortvakken voor baggerspecie. De NO-ZW gerichte sedimentatie-erosie patronen voor de kust van het noordelijk deel van Rijnland (vanaf y-coördinaat 480 naar het noorden) komen in oriëntatie overeen met de hier voorkomende shoreface-connected ridges. Dit suggereert dat deze diepteveranderingen samenhangen met de ontwikkeling van deze zandbanken. De veranderingen in de periode 2005-2020 in het meest zeewaartse deel (de lichtblauwe zone in het linkerpaneel van Fig. 3.2) hangen samen met de migratie van de zandgolven die hier voorkomen.

Gezien de verschillen in oppervlakte tussen de onderscheiden vakken kunnen de volumeveranderingen zoals aangegeven in de figuren en Tabel 3.1 niet direct vergeleken worden. Door de volumeveranderingen te delen door de oppervlakte per gebied wordt de vakgemiddelde diepteverandering berekend, welke wel vergelijkbaar is met andere vakken. Tabel 3.2 geeft de vakgemiddelde jaarlijkse diepteveranderingen voor de diepe kustzone en de diepe vooroever van de gehele Hollandse kust. De tabellen laten zien dat de gemiddelde jaarlijkse toename in diepte voor de kust van Delfland en Rijnland minder wordt in zeewaartse richting.



Figuur 3.2: Opgenomen deelgebieden kustvak Holland-Zuid (links) en volumeveranderingen over de perioden 2005-2020 (midden) en 2011-2020 (rechts). Het kustvak Holland-Zuid is opgedeeld in de beheersgebieden van de Hoogheemraadschappen Delfland (groen in het linker paneel) en Rijnland (roze, linker paneel). Deze roze en groene stroken geven de 'actieve zone' weer. De oranje strook direct zeewaarts hiervan is de 'diepe kustzone'. Het gele vlak is de 'diepe vooroever', het blauwe vlak de 'voeroever zeewaarts'.

Tabel 3.1: Volumeveranderingen, zowel totaal, per jaar en de lineaire trendwaardes, en de totale en jaarlijkse diepte veranderingen op de vooroevers van de kustvakken Delfland en Rijnland. Voor de onderbouwing van de keuzes voor de representatieve periodes, zie Elias et al. (2024).

Kustvak	Periode	Volumeverandering (miljoen m ³)			Diepte verandering	
		totaal	per jaar	trend	totaal (m)	mm / jr.
1. Delfland						
Diepe kustzone	1990-2020	-6,2	-0,2	-0,2	-0,32	-11
Diepe vooroever	2005-2020	-0,8	-0,05	+0,0	-0,01	0
2. Rijnland						
Diepe kustzone	1990-2020	-21,8	-0,7	-1,2	-0,40	-13
Diepe vooroever	2005-2020	-10,4	-0,7	-0,8	-0,09	-6
Vooroever zee.	2011-2020	-4,6	-0,5	-0,2	-0,02	-2

(Bron: Elias et al., 2024; Tabel 3-4)

3.1.2 Holland-Noord - van IJmuiden tot Groote Keeten

Het kustvak Holland-Noord bestaat uit het traject IJmuiden-Groote Keeten, en omvat de Hondsbossche Duinen (HBD; vroeger de Hondsbossche en Pettemer Zeewering). De kuststrook verder naar het noorden, tot aan Den Helder, wordt tot het zuidelijk deel van de buitendelta van het Zeegat van Texel gerekend en valt dus niet in dit kustvak. De vooroever in het meest noordelijke deel van Holland-Noord heeft een afwijkende morfologie als gevolg van hier vrijwel blootliggende erosiebestendige lagen van pleistocene ouderdom. Hierdoor vertonen de dieptelijnen een grillig verloop, ze lopen niet evenwijdig aan de kustlijn (zie Fig. 3.3, midden). Van de HBD en het gebied ten noorden daarvan, hier aangeduid met *Holland-Noord noord*, zijn opnamen beschikbaar vanaf 1987. Van het gebied ten zuiden van de HBD, *Holland-Noord zuid*, zijn minder opnamen beschikbaar waardoor de analyse daar niet verder teruggaat dan 1996. Bodemkaarten voor het hele kustvak, dus inclusief het meest zeewaartse deel van de diepe vooroever, zijn alleen beschikbaar voor de periode 2002 – 2020 (Fig. 3.3).

Tabel 3.2: Vakgemiddelde jaarlijkse diepteveranderingen van de vooroever van de Hollandse kust. (Gegevens overgenomen uit Elias et al. 2024; Tabs. 3-4, B-2.)

Kustvak	Periode	Gemiddelde diepteverandering (mm/jaar)		
		Diepe kustzone	Diepe vooroever	Vooroever zeewaarts
Holland-Noord noord	1987-2020	-7	-9	
Holland-Noord zuid	1996-2020	-11	-7	-6 (2002-2020)
Rijnland	1990-2020	-13	-6 (2005-2020)	-2 (2011-2020)
Delfland	1990-2020	-11	0 (2005-2020)	

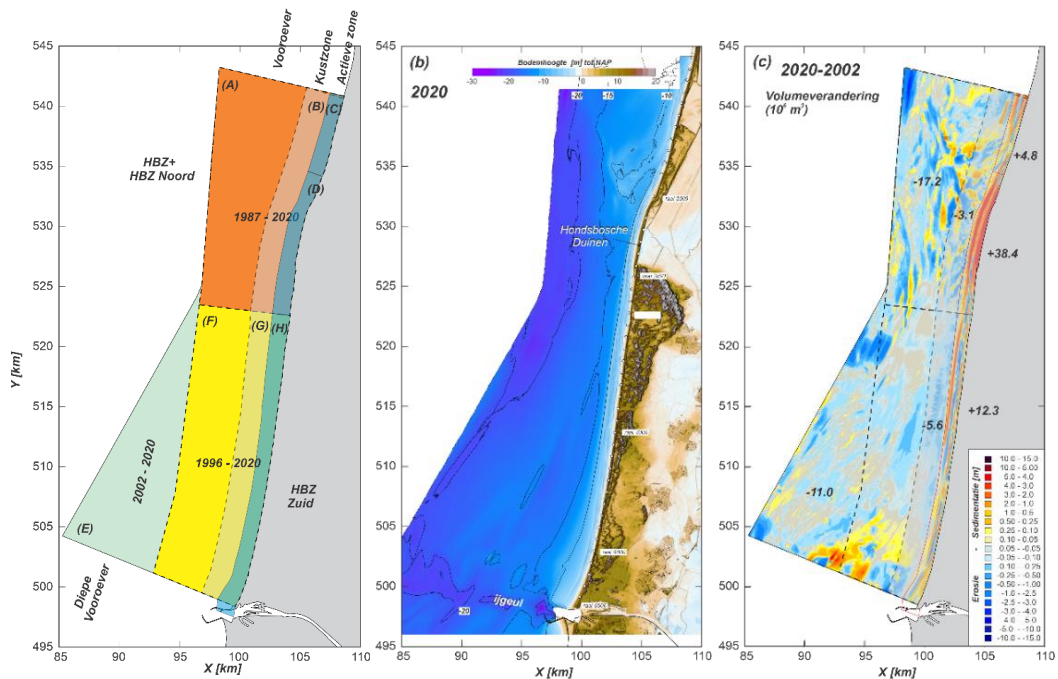
Tabel 3.3: Volumeveranderingen, zowel totaal, per jaar en de lineaire trendwaardes, en de totale en jaarlijkse diepteveranderingen op de vooroevers van de kustvakken in Holland-Noord. Voor de onderbouwing van de keuzes voor de representatieve periodes, zie Elias et al. (2024).

Kustvak Holland-Noord	Periode	Volumeverandering (miljoen m ³)			Diepteverandering	
		totaal	per jaar	trend	totaal (m)	mm / jr.
1. noord						
Diepe kustzone	1987-2020	-8,1	-0,25	-0,3	-0,22	-7
Diepe vooroever	1987-2020	-31,9	-0,9	-1,2	-0,29	-9
2. zuid						
Diepe kustzone	1996-2020	-11,1	-0,5	-0,5	-0,26	-11
Diepe vooroever	1996-2020	-17,3	-0,7	-0,9	-0,17	-7
Vooroever zeew.	2002-2020	-11,0	-0,6	-0,6	-0,11	-6

(Bron: Elias et al., 2024; Tabel B-2)

Ook hier groeit de meest kustnabije, 'actieve' zone over de gehele respectievelijke waarnemingsperiodes. De grote volumetoename door de aanleg van de Hondsbossche Duinen valt direct op (Fig. 3.3, rechts). De diepe kustzone en de diepe vooroever ten zuiden van de HBD laten overal erosie zien. De sedimentatie in het zuiden van dit gebied is het gevolg van het storten van baggerspecie uit de IJgeul en de havenmond van IJmuiden. Het patroon van sedimentatie en erosie in de diepe kustzone en diepe vooroever van het noordelijke vak hangt waarschijnlijk samen met de pleistocene lagen aldaar.

De jaarlijkse toename in gemiddelde diepte van de diepe kustzone is in het noordelijk deel van kustvak Holland-Noord aanzienlijk minder dan in de andere vakken langs de Hollandse kust: 7 mm versus 11 a 13 mm (Tabel 3.2). In vak Holland-Noord noord is de verdieping van de diepe kustzone zelfs minder dan de jaarlijkse verdieping van de diepe vooroever. Dit in tegenstelling tot de andere kustvakken. Uit Tabel 3.2 blijkt dat de jaarlijkse verdieping van de diepe vooroever toeneemt in noordelijke richting, van vrijwel nihil in Delfland tot 9 mm per jaar in het noorden van Holland-Noord.



Figuur 3.3: Deelgebieden kustvak Holland-Noord met de intervallen waarvoor opnamen beschikbaar zijn (links). Het middelste en rechter paneel geven resp. een overzicht van de bathymetrie van het gebied in 2020 en de diepteveranderingen over de periode 2002-2020. De zwarte cijfers in het rechterpaneel geven de volumeveranderingen (in miljoen m³) per deelgebied.

3.1.3 Synthese sedimentbalans Hollandse kust

Aan de hand van de berekende trendwaarden voor volumeverandering in de verschillende vakken is de sedimentvolumebalans voor de Hollandse kust uitgewerkt (zie Elias et al., 2024). Figuur 3.4 geeft een overzicht van deze volumeveranderingen en de uitwisseling tussen de verschillende vakken. De volumeveranderingen worden gegeven in eenheden van miljoen m³ per jaar; uit oogpunt van leesbaarheid van de tekst wordt dit geschreven als *mcm* (miljoen cubieke meter). In de figuur zijn, in tegenstelling tot de tekst, de waarden afgerond op één decimaal, met uitzondering van getallen waarvan de tweede decimaal een 5 is; om te voorkomen dat deze getallen ten onrechte naar boven afgerond worden, worden deze niet naar één decimaal afgerond. In de hierna volgende bespreking van de gehele volumebalans van de Hollandse kust wordt overigens niet steeds naar deze figuur verwezen.

3.1.3.1 Holland-Zuid: Delfland

In het vak Delfland, tussen Hoek van Holland en de haven van Scheveningen, neemt de actieve zone tussen 1990 en 2022 gemiddeld met 1,5 miljoen m³ per jaar toe. In totaal is in deze periode 1,8 mcm per jaar gesuppleerd, wat betekent dat er een klein netto zeewaarts transport uit de actieve zone van 0,3 mcm per jaar moet optreden (de actieve zone wordt aan de noordkant immers geblokkeerd door de hoofden van de Scheveningse haven).

Een netto zeewaarts transport uit de actieve zone naar dieper water is uitzonderlijk, elders langs de Hollandse kust wordt dit niet geconstateerd. Dit is waarschijnlijk een gevolg van de aanleg van de Zandmotor, waarop de kustlijn zich moet aanpassen.

De diepe kustzone van Delfland neemt jaarlijks af met een klein volume van 0,2 mcm, het sedimentvolume van de diepe vooroever is stabiel. Uitwerking van de sedimentbalans geeft een overschot van 0,5 mcm per jaar. Aangezien dit overschot in de kustzone ontstaat lijkt het aannemelijk dat dit direct of via de diepe vooroever door langtransport in noordelijke richting wordt verplaatst.

3.1.3.2 Holland-Zuid: Rijnland

Het sedimentvolume in de actieve zone van het kustvak Rijnland, dat is inclusief het Scheveningse strand, neemt jaarlijks met 1,3 mcm toe. Aangezien het gemiddelde jaarlijkse suppletievolume met 1,4 mcm groter is, moet ook hier een klein netto transport in zeewaartse richting optreden: 0,1 mcm per jaar.

De aangrenzende diepe kustzone verliest jaarlijks 0,7 mcm, waardoor het totale transport naar de diepe vooroever op 0,8 mcm per jaar komt. De berekende trend voor de gehele diepe vooroever van dit kustvak (periode 2005/2011 – 2020) is een jaarlijkse afname van 1,0 mcm. Met een aanvoer van 0,5 mcm vanuit het zuiden en 0,8 mcm uit landwaartse richting en een afname van 1,0 mcm, komt het totale volumeverlies van de diepe vooroever in dit kustvak op 2,3 mcm per jaar. Dit sediment moet naar het noorden of zeewaarts zijn afgevoerd.

Langs de kust van Holland verplaatst zand zich netto naar het noorden. Deze sedimentstroom wordt onderbroken door de IJgeul en de havendammen van IJmuiden. Dit leidt tot aanzanding en daarmee aangroei van de kustlijn aan met name de zuidkant van de dammen en verondieping van de IJgeul en de havenmond. Dit zand wordt weggebaggerd en aan de noordzijde van de IJgeul gestort. Daardoor is er geen volumeverlies. Echter, in de periode 1990-2003 is er per jaar 4,0 mcm zand gewonnen. Gemiddeld over de periode 1990-2020 is dat een structurele volumeonttrekking van 1,8 mcm per jaar. Het sedimentaanbod van 2,3 mcm per jaar vanuit Rijnland is meer dan voldoende om dit verlies te compenseren. Van het resterende volume van 0,5 mcm nemen we aan dat het op de diepe vooroever van kustvak Holland-Noord belandt, direct dan wel via afzetting in de havenmond van IJmuiden gevolgd door baggeren en storten.

3.1.3.3 Holland-Noord

De actieve zone ten zuiden van de Hondsbossche Duinen neemt in totaal met 0,6 miljoen mcm per jaar in volume toe. In deze zone is gemiddeld 0,8 mcm per jaar gesuppleerd. Voorts wordt er aan de noordgrens bij Camperduin een export van 0,3 mcm per jaar berekend. De volumebalans voor deze actieve zone komt op jaarbasis 0,1 mcm tekort, die waarschijnlijk geleverd wordt door de diepe kustzone die hier met 0,4 mcm per jaar afneemt. De resterende 0,3 mcm zal naar de diepe vooroever gegaan zijn.

In de actieve zone van de Hondsbossche Duinen en het gebied ten noorden daarvan treedt een aanzienlijk transport in noordelijke richting op. De diepe kustzone neemt hier met 0,3 mcm per jaar af. Dit volume gaat waarschijnlijk zeewaarts, naar de diepe vooroever.

In de analyse van de diepe vooroever wordt het meest zeewaartse deel (gebied E in Figuur 3.3) buiten beschouwing gelaten. Dit gebied is sterk erosief maar ligt grotendeels buiten de -20 m-contour. Aangezien een groot deel van de loswal ook in deze zone ligt, wordt het jaarlijks gestorte volume van 0,5 mcm als een zeewaarts verlies gerekend. Het zuidelijk deel van de diepe vooroever neemt jaarlijks met 0,7 mcm af. Optelling van de verlies- en winstposten geeft een resulterende export van 1,0 mcm per jaar naar de noordelijke diepe vooroever. Hier neemt het sedimentvolume jaarlijks met 0,9 mcm af, ondanks de aanvoer uit het zuiden en vanuit de diepe kustzone van, respectievelijk, 1,0 en 0,3 mcm per jaar. Dit telt op tot een jaarlijks volumeverlies in dit vak van 2,2 mcm. Omdat het niet duidelijk is in welke mate dit volume door langs- of dwarstransport uit het vak getransporteerd wordt, wordt een

50/50 verdeling aangenomen. Dat betekent een jaarlijks netto transport van 1,1 mcm naar het noorden, naar de buitendelta van het Zeegat van Texel, en een zeewaarts transport van eveneens 1,1 mcm.

3.2 Voordelta

De Deltakust omvat de mondingen van, van noord naar zuid, Haringvliet, Grevelingen, Oosterschelde en Westerschelde. Deze mondingsgebieden vormen gezamenlijk een ondiepe kustzone die wordt aangeduid met 'Voordelta'. De eerste drie zeegaten zijn geheel of gedeeltelijk afgesloten, waardoor de sedimenttransporten aldaar aanzienlijk veranderd zijn. De aanvoer van zand uit de estuaria is weggefallen, waardoor het noord-zuid-lopende Noordzeegetij en de golfwerking het in de buitendelta's aanwezige zand herverdelen. Het netto effect is een noord(oost)waartse verplaatsing waarbij het zandvolume van de buitendelta's van Oosterschelde en Grevelingen afneemt en dat van Haringvliet toeneemt. Eenzelfde ontwikkeling doet zich voor op de diepe onderwateroever van de Voordelta. De Westerscheldemonding wijkt af van de andere mondingen: de Westerschelde is nog steeds een open estuarium en in het mondingsgebied spelen andere processen dan verder noordelijk. De mondingen van Westerschelde en Oosterschelde wisselen zand uit via een relatief diep gebied ten NW van de kust van Walcheren.

Het algemeen beeld in de Voordelta sinds de afsluitingen is: grote volumeveranderingen in de actieve delen van de buitendelta's en langs de eilandkusten, versterkt door grootschalig en frequent suppleren. Op de diepe vooroever van de drie zuidelijke mondingen zien we een relatief kleine maar consistente afname in sedimentvolume. De geërodeerde volumes worden kustlangs naar het noorden of zeewaarts afgevoerd. De diepe vooroever van de Haringvlietmondning vertoont een lichte aangroei. Er lijkt geen uitwisseling van zand tussen de diepe vooroever en de actieve buitendelta's op te treden.

NB Elias et al. (2024) geeft geen waarden voor de jaarlijkse gemiddelde diepteverandering in de buitendelta's van de Deltakust.

NB2 De trendwaardes van de volumeveranderingen over de verschillende stadia van ontwikkeling van de buitendelta's langs de Deltakust worden in tabelvorm weergegeven zonder expliciet besproken te worden. De tabellen hebben derhalve geen nummering gekregen.

3.2.1 Westerscheldemonding

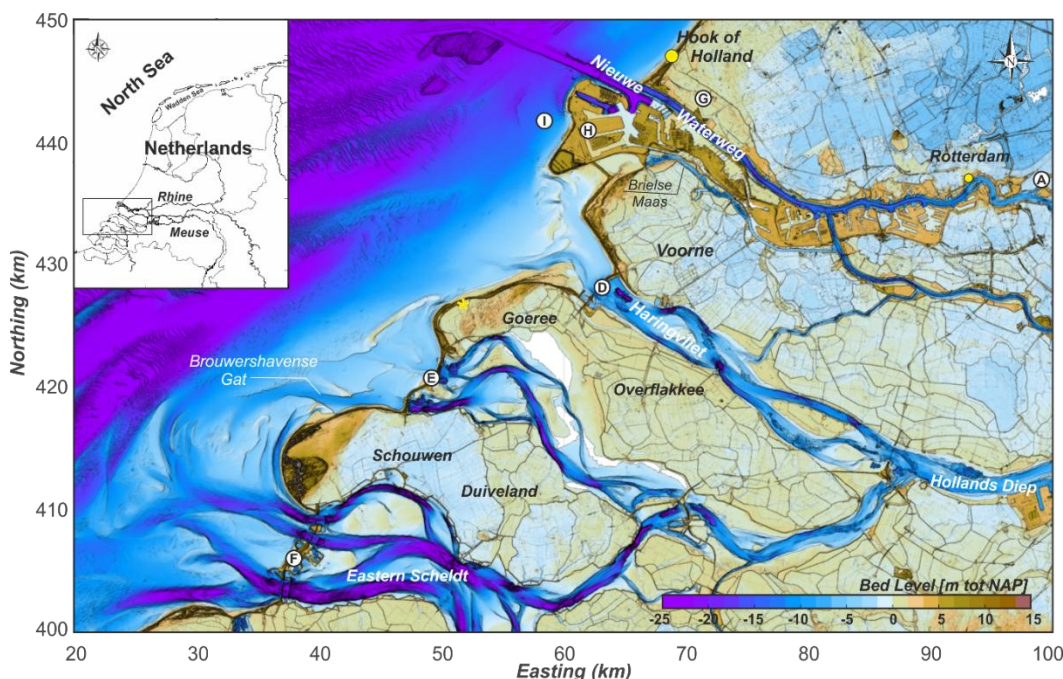
De volumebalans voor de Westerscheldemonding is op dit moment niet compleet omdat er grote onzekerheden bestaan omtrent de sedimentuitwisseling met het Vlaamse deel van de monding en met het Westerschelde estuarium. Op basis van geconstateerde volumeveranderingen wordt een export van 0,31 mcm per jaar naar het diepe deel van de Oosterscheldemonding ten NW van Walcheren aangenomen (Elias, 2023).

3.2.2 Oosterschelde buitendelta

Sinds de aanleg van de stormvloedkering, gereed in 1986, is de aanvoer van zand naar de buitendelta weggefallen, waardoor het oppervlak afneemt. De actieve buitendelta en de diepe vooroever eroderen. Het zand van de actieve buitendelta wordt noordwaarts verplaatst naar de aangrenzende buitendelta van de Grevelingen, het zand van de diepe vooroever verplaatst zich naar de diepe vooroever van de Grevelingen buitendelta.

Trendwaardes volumeverandering diepe vooroever buitendelta Oosterschelde (miljoen m ³ per jaar)			
Periode	1960-1980	1980-1992	1992-2022
Volumetrend	+2,27	-1,95	-0,98

(Bron: Elias et al. 2024; Tabel 2-4)



Figuur 3.5: Overzicht van een deel van de Voordelta: de mondingen van, van noord naar zuid, Haringvliet, Grevelingen en Oosterschelde. NB Maasvlakte 2 is nog niet aangegeven.

3.2.3 Grevelingen buitendelta

Met de afsluiting van het Brouwershavense Gat in 1971 werd de Grevelingen buitendelta gescheiden van het getijbekken. (De verbinding met de rivieren in het achterland was al eerder verbroken door de aanleg van de Grevelingendam.) Sindsdien neemt de buitendelta af in omvang en volume. Een deel van het zand wordt landwaarts verplaatst, daarnaast is er een netto verplaatsing van zand naar het noordoosten, richting de Haringvlietmonding, zowel vanuit het actieve deel van de buitendelta als op de diepe vooroever.

Trendwaardes volumeverandering diepe vooroever buitendelta Grevelingen (miljoen m ³ per jaar)			
Periode	1964-1980	1980-2000	2000-2022
Volumetrend	-0,2 ⁴	-0,91	-0,16

(Bron: Elias et al. 2024; Tabel 2-8)

Indien de periode 1964-2022 onderverdeeld wordt in een periode vóór het jaarlijkse suppletiebeleid (1964-1991) en een periode daarna (1991-2022) worden de volumetrends respectievelijk -0,24 en -0,46 mcm per jaar.

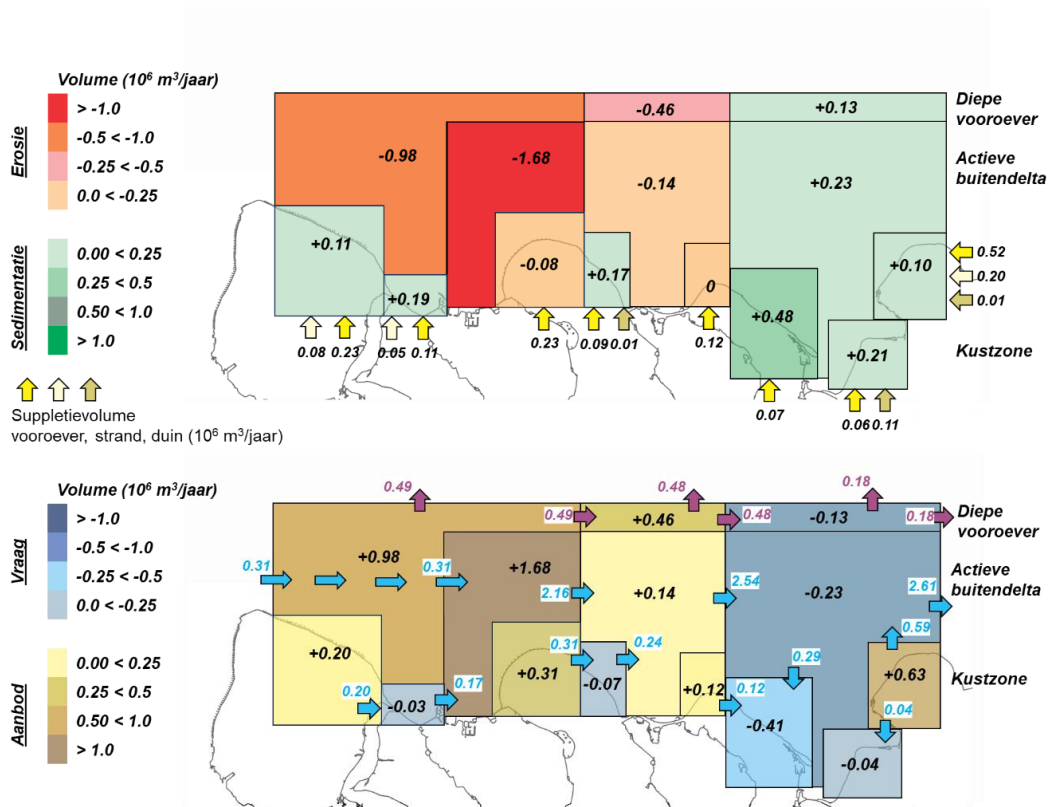
⁴ In Tabel 2-8 in Elias et al. (2024) staat een waarde van -0,02 voor deze periode, maar gezien de volumeveranderingen over dit interval lijkt dat een orde van grootte te klein.

3.2.4 Haringvliet buitendelta

De afsluiting van de Haringvlietmonding was met de voltooiing van de Haringvlietsluizen in 1970 een feit. In de voorliggende buitendelta is sindsdien veel zand en slib afgezet. Met de voltooiing van Maasvlakte 2 in 2013 is de aanvoer van zand naar het gebied nog verder toegenomen. Op dit moment is de kaartserie van het gebied niet compleet, waardoor de volumeverandering per jaar niet voor de hele periode berekend kan worden. De volumeveranderingen op de diepe vooroever zijn gering, er is een kleine netto aangroei.

Trendwaardes volumeverandering diepe vooroever buitendelta Haringvliet (miljoen m ³ per jaar)			
Periode	1967-1984	1984-2000	2000-2022
Trendwaarde	~0	geen data	+0,13

(Bron: Elias et al. 2024; Tabel 2-14)



Figuur 3.6: Synthese sedimentbalans Voordelta. Boven: overzicht van de trends na 1990 en suppleties (gemiddeld per jaar). Onder: de mate waarin het vak, gemiddeld per jaar, sediment leverde (source, positief) of 'opnam' (sink, negatief). De transporten zijn vervolgens van links naar rechts berekend. Paarse pijlen zijn aannamen in de balans, de blauwe pijlen zijn berekend.

3.2.5 Synthese sedimentbalans Voordelta

Deze synthese, zie Figuur 3.6, is overgenomen uit Elias et al. (2024) maar beperkt zich tot de trendcijfers voor de gehele monding en de diepe vooroever. Voor een uitleg van de overige cijfers, zie het Sedimentbalansrapport (Elias et al., 2024). De intervallen waarover de gehanteerde trendwaarden zijn berekend verschillen per monding, als gevolg van de spreiding in beschikbare opnamen.

Interval waarover trendwaarden berekend zijn				
Monding	Oosterschelde	Grevelingen	Haringvliet	Maasvlakte 2
Periode	1992 – 2022	1991 – 2022	2000 – 2022	2013 – 2022

Bij het opstellen van de synthese is aangenomen dat de diepe vooroever, die geheel buiten de actieve buitendelta ligt, niet direct hiermee uitwisselt. Als uit de synthese volgt dat de diepe vooroever sedimentvolume verliest, en daarmee een 'bron' van sediment is, wordt aangenomen dat 50% van het afgevoerde zand zeewaarts over de 20m-dieptecontour is verplaatst en 50% in langsrichting naar het aangrenzende deel van de diepe vooroever (dus binnen de -20 m contour).

1. Oosterschelde buitendelta

Het totale volume van de monding neemt met 2,44 miljoen m³ per jaar af. Dat gebeurt voornamelijk in de diepere delen, buiten de actieve zone. Ervan uitgaand dat de diepe vooroever van de Oosterscheldemonding geen netto sediment ontvangt uit de Westerscheldemonding (dit volume komt ten goede aan de actieve buitendelta), moet de waargenomen jaarlijkse afname van 0,98 mcm het gevolg zijn 0,49 mcm zeewaarts transport en een gelijk volume aan langstransport.

2. Grevelingen buitendelta

Het sedimentvolume van de totale Grevelingenmondning neemt met 0,43 mcm per jaar af. Ondanks een aanvoer van 0,49 mcm per jaar vanaf de diepe vooroever van de Oosterscheldemonding, neemt de diepe vooroever hier 0,46 mcm per jaar af. Volgens de 50/50 verdeelsleutel betekent dit een jaarlijks zeewaarts transport van 0,48 mcm en een vergelijkbaar transport naar het noorden. Deze waarden zijn nagenoeg gelijk aan die bij de Oosterschelde buitendelta.

3. Haringvliet buitendelta

Het sedimentvolume van de gehele Haringvlietmondning, inclusief Maasvlakte 2, neemt jaarlijks 1,15 mcm toe. Het volume in de diepe vooroever neemt toe met 0,13 mcm. Dat is opmerkelijk, dit is het enige deel van de diepe vooroever van de Nederlandse kust dat in volume toeneemt.⁵ De aanvoer vanuit de diepe vooroever van de Grevelingen bedraagt 0,48 mcm per jaar, wat betekent dat er jaarlijks 0,35 mcm uit dit vak moet verdwijnen, 0,18 mcm zeewaarts en 0,18 mcm noordwaarts, richting Euro-Maasgeul. NB het uit de Euro-Maasgeul gebaggerde zand wordt sinds 1996 buiten de -20 m-contour gestort en komt daarmee niet ten goede aan de diepe vooroever van de Hollandse kust.

3.3 Westelijke Waddenkust

De westelijke Waddenkust omvat de Zeegaten van Texel en het Vlie en het Eierlandse Gat en de aangrenzende kusten van noordelijk Noord-Holland, Texel, Vlieland en Terschelling. Bij het opstellen van een volumebalans per zeegat worden ook de aangrenzende delen van de kusten meegenomen die direct door het morfologisch gedrag van het zeegat beïnvloed worden. De bovengrens van de diepe vooroever varieert per zeegat, afhankelijk van de omvang van het zeegat en de grootte van de veranderingen in morfologie.

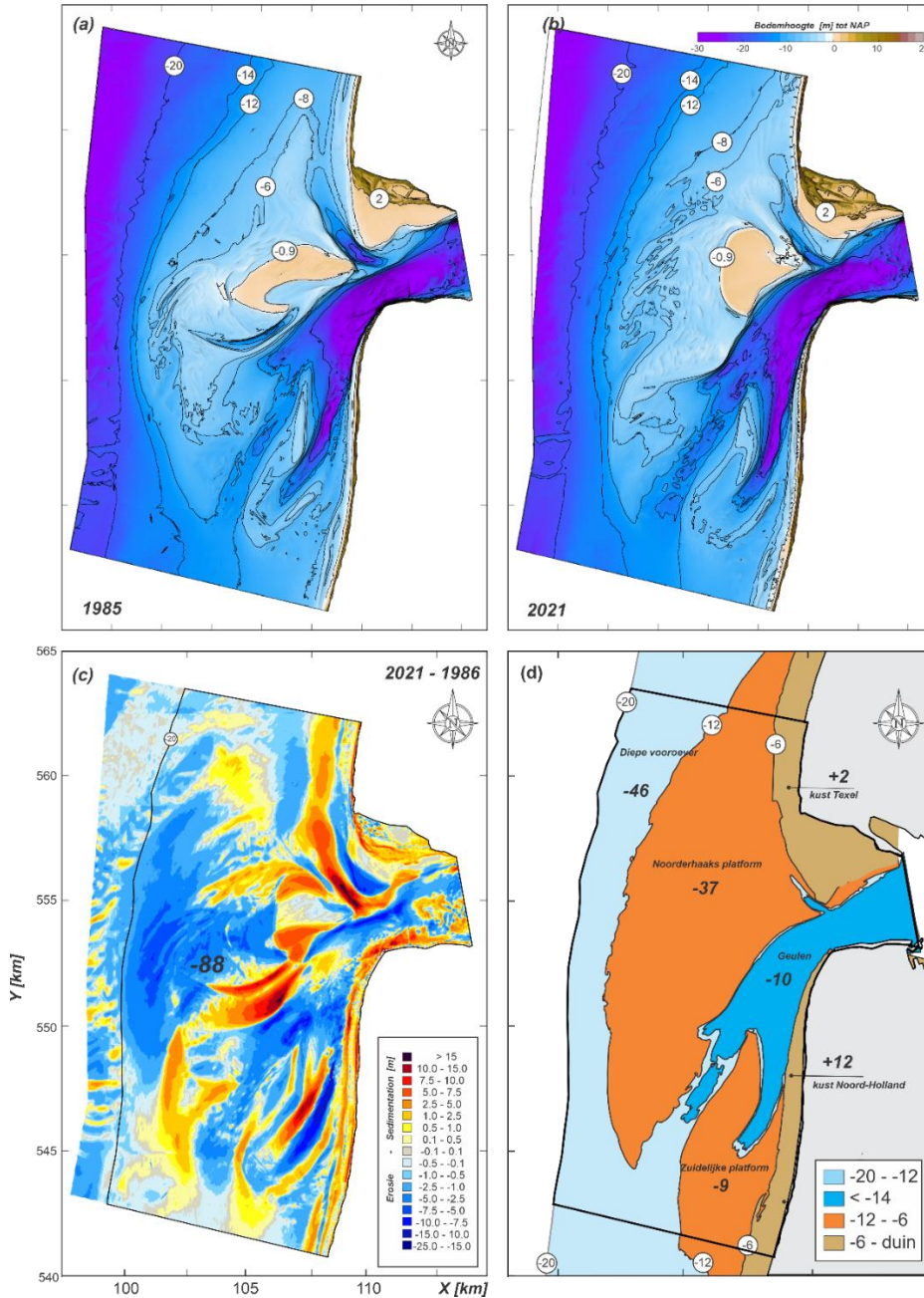
3.3.1 Zeegat van Texel en eilandkust Texel

Zeegat van Texel

Het Zeegat van Texel strekt zich uit van Groote Keeten in Noord-Holland tot en met ZW Texel (Fig. 3.7). De buitendelta ondergaat nog steeds veranderingen als gevolg van de

⁵ Het is niet uitgesloten dat dit een gevolg is van de gekozen dieptegrens tussen actieve buitendelta en diepe onderwateroever.

afsluiting van de Zuiderzee in 1932. Sinds de afsluiting hebben de hoofdgeulen in de buitendelta zich verlegd naar het ZZW, waardoor dit deel van de buitendelta onderhouden wordt door de getijstroming. De geulen en banken aan de zuidzijde van de buitendelta laten weinig verandering zien. Het centrale en noordelijke deel van de buitendelta zijn in de afgelopen decennia sterk aangetast door de golfwerking. De buitenrand van de buitendelta wordt afgebroken door de golven, waarbij het geërodeerde zand overwegend naar het noorden getransporteerd wordt.



Figuur 3.7: Samenvatting van de volumeveranderingen in het Zeegat van Texel. (a) en (b): Bathymetrie van de buitendelta in 1986 en 2021, (c) diepteveranderingen tussen 1986 en 2021, de totale volumeafname over deze periode bedraagt 88 mcm, en (d) volumeverandering van de verschillende onderscheiden morfologische eenheden op de buitendelta.

De westzijde van de Noorderhaaks erodeert met ca. 3 mcm per jaar. Aan de noordzijde groeiden de Noordelijke Uitlopers van de Noorderhaaks uit totdat ze in 2018 op een diepte van ca. 5 m verheelden met de vooroever van Texel (Fig. 3.7, situatie 2021). De theoretisch verwachte aanlanding van een grote zandplaat is uitgebleven.

Tabel 3.4: Totale en gemiddelde volumeafname, en de bijbehorende lineaire trendwaarde, en de totale en gemiddelde verdieping per jaar van de diepe vooroever van de buitendelta van het Zeegat van Texel.

Volumeveranderingen 1986-2021 diepe vooroever buitendelta Zeegat van Texel tussen -12 m en -20 m					
dieptezone	volumeafname miljoen m ³	gemiddeld miljoen m ³ /jr	lineaire trend miljoen m ³ /jr	verdieping m	verdieping mm/jr
-12 m t/m -14 m	-24,7	-0,71	-0,77	1,10	31
-14 m t/m -20 m	-21,5	-0,62	-0,59	0,77	22
Totaal	-46,3	-1,32	-1,36	0,93	27

(Bron: Elias et al. 2024; Tabs. 4-4,4-5)

De grens tussen de actieve buitendelta en de diepe vooroever ligt op -12 m, dat is dus dieper dan de grens bij de centrale eilandkust. Dit hangt samen met de afbakening van de 'actieve buitendelta', het platform van de buitendelta waarop de grootste veranderingen plaatsvinden.

De diepe vooroever neemt jaarlijks in sedimentvolume af, de lineaire negatieve trend bedraagt -1,36 mcm per jaar over de periode 1986-2021. Gedeeld door het oppervlak van dit vak geeft dat een jaarlijkse verdieping van 27 mm (Tab. 3.4). Opmerkelijk is dat de dieptezone tussen -12 m en -14 m sterker verdiept dan de zone tussen -14 m en -20 m. De afname in beide zones is nagenoeg lineair en bedraagt respectievelijk 31 en 22 mm per jaar (Tab. 3.4). Het aangrenzende diepste deel van de actieve buitendelta (tussen -8 m en -12 m) is in dezelfde periode met 71,3 mcm afgenomen.

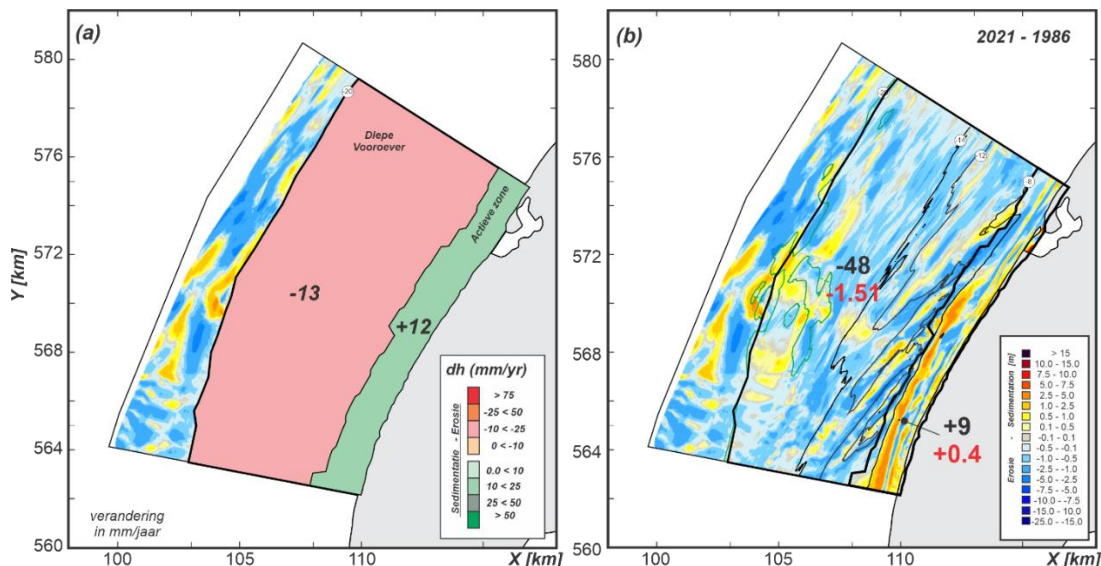
Eilandkust Texel

Het sedimentvolume van de actieve zone van de centrale eilandkust van Texel (tot een diepte van -8 m) is tussen 1986 en 2021 sterk toegenomen als gevolg van de grote suppletie-inspanning. De diepe vooroever is echter met 48 mcm afgenomen in dezelfde periode (Fig. 3.8b). De grootste afname vond plaats tussen 1994 en 2003 (-4,5 mcm / jaar), daarna was de afname aanzienlijk minder: -0,5 mcm per jaar. Gemiddeld over de periode 1986-2021 verdiepte de diepe vooroever jaarlijks met 13 mm (Tab. 3.5; Fig. 3.8a).

Tabel 3.5: Totale en gemiddelde volumeafname, en de bijbehorende lineaire trendwaarde, en de totale en gemiddelde verdieping per jaar van de diepe vooroever van de kust van Texel.

Volumeveranderingen 1986-2021 diepe vooroever kust Texel tussen -8 m en -20 m					
dieptezone	volumeafname miljoen m ³	gemiddeld miljoen m ³ /jr	lineaire trend miljoen m ³ /jr	verdieping m	verdieping mm/jr
-8 m t/m -20 m	-48,4	-1,38	-1,51 (1994-2021)	0,47	13

(Bron: Elias et al. 2024; Tab. C-3)



Figuur 3.8: (a) Ontwikkeling van de centrale kustzone van Texel tussen 1986 en 2021. (a) Begrenzing van de actieve zone en diepe vooroever en gemiddelde diepteverandering in mm per jaar, (b) Sedimentatie (geel) en erosie (blauw) over de periode 1986-2021. Zwarte getallen geven totale volumeverandering in miljoen m³ en rode getallen de trends in miljoen m³ per jaar.

3.3.2 Eierlandse Gat en eilandkust Vlieland

Buitendelta Eierlandse Gat

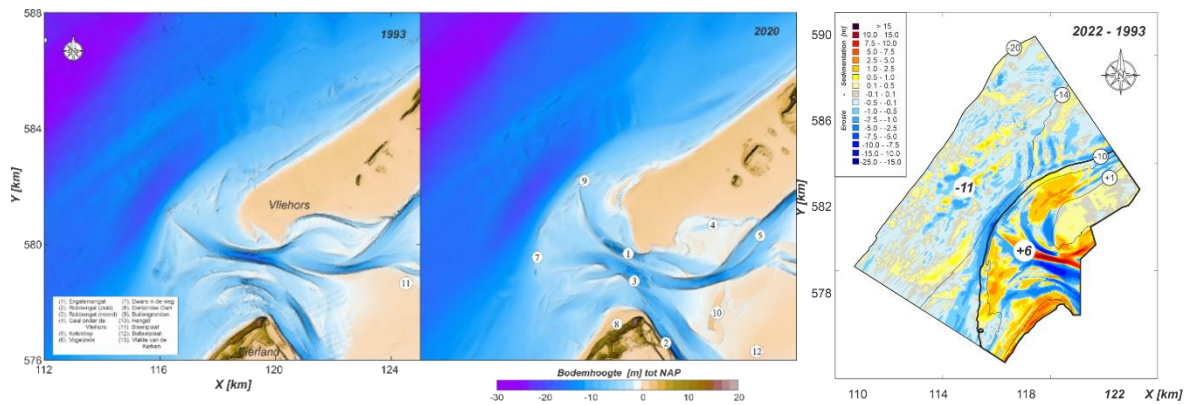
Het sedimentvolume van diepe vooroever van de buitendelta van het Eierlandse Gat nam tussen 1993 en 2021 af met 11 mcm, het actieve deel nam in volume toe met 6 mcm, waardoor het totaal op een netto afname van 5 mcm komt (zie Fig. 3.9, rechts). Het diepste deel van de vooroever, tussen -14 m en -20 m neemt het sterkst in volume af, toch erodeert de bodem in de zone tussen -10 m en -14 m meer: respectievelijk 5 en 8 mm per jaar (Tab. 3.6).

Het sedimentatie-erosiepatroon op de diepe vooroever (Fig. 3.9, rechts) duidt op verplaatsing van banken in NO richting (het streep patroon in het NO deel van de diepe vooroever), enige erosie direct onder de -10 m-contour samenhangend met verlegging van geulen op de actieve buitendelta en het noordwaarts verplaatsen van slechtbekende banken op dieper water (sedimentatie- en erosiezones met een ZW-NO strekking).

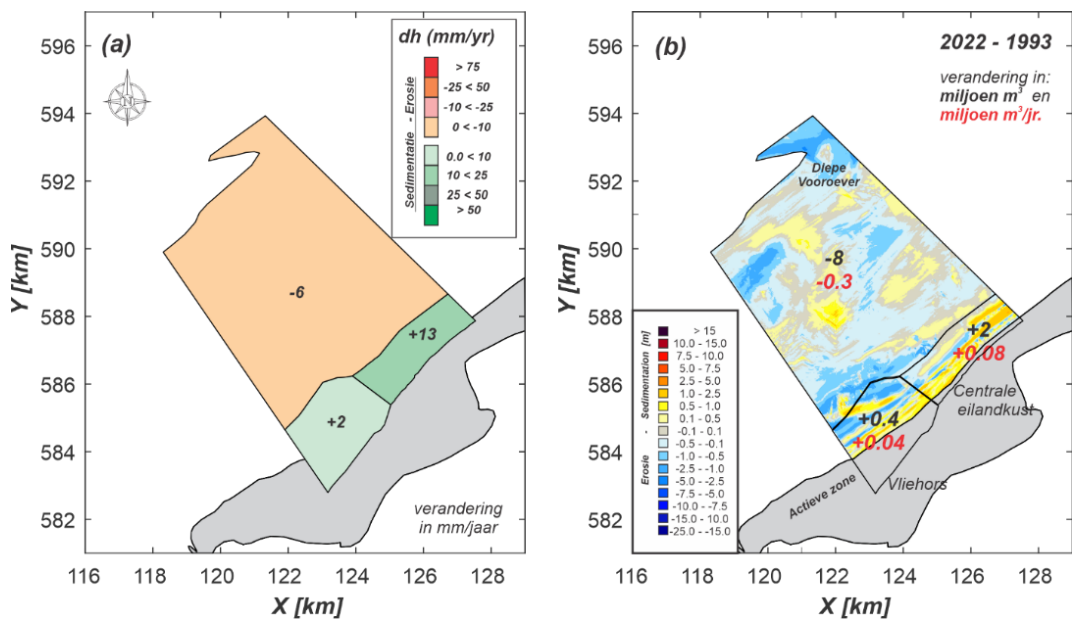
Tabel 3.6: Totale en gemiddelde volumeafname, en de bijbehorende lineaire trendwaarde, en de totale en gemiddelde verdieping per jaar van de diepe vooroever van de buitendelta van het Eierlandse Gat.

Volumeveranderingen 1993-2021 diepe vooroever buitendelta Eierlandse Gat tussen -10 m en -20 m					
dieptezone	volumeafname miljoen m ³	gemiddeld miljoen m ³ /jr	lineaire trend miljoen m ³ /jr	verdieping m	verdieping mm/jr
-10 m t/m -14 m	-4,0	-0,14	-0,12	0,24	8
-14 m t/m -20 m	-7,0	-0,24	-0,20	0,15	5
Totaal	-11,0	-0,38	-0,32	0,17	6

(Bron: Elias et al. 2024; Tab. 4-8)



Figuur 3.9: Een overzicht van de bodemligging van het Eierlandse Gat in 1993 (links) en 2020 (midden). Rechts: Sedimentatie-erosiepatroon van de actieve buitendelta (+6) en diepe vooroever (-11) van het Eierlandse Gat over de periode 1993 - 2022. Getallen zijn de netto volumeverandering in miljoen m^3 .



Figuur 3.10: Ontwikkeling van de centrale kustzone van Vlieland tussen 1993 en 2022. (a) Gebiedsindeling van de sedimentbalans en gemiddelde diepteverandering per jaar, (b) sedimentatie-erosie patroon over de periode 1993-2022. NB de jaarlijkse verdieping op de diepe vooroever moet 8 mm zijn.

Eilandkust Vlieland

Over de periode 1993-2022 nam het sedimentvolume van de diepe vooroever van centraal Vlieland af met 8,17 mcm, dat is 0,28 mcm per jaar. De lineaire trendwaarde ligt iets hoger, op -0,32 mcm per jaar (Tab. 3.7). Het hele kustvak neemt 6 mcm in volume af (-0.20 mcm per jaar) als gevolg van de volumetoename van de actieve zone (Fig. 3.10b). De structurele afname van de diepe vooroever begint in 2005. Vanaf dat moment nam het volume van de actieve zone geleidelijk toe. Het gesuppleerde volume is hier vrijwel nihil.

Het patroon in diepteveranderingen vertoont duidelijke sedimentatie- en erosiegebieden. De samenhang met de (complexe) bathymetrie van het gebied is niet duidelijk.

Tabel 3.7: Totale en gemiddelde volumeafname, en de bijbehorende lineaire trendwaarde, en de totale en gemiddelde verdieping per jaar van de diepe vooroever van de kust van Vlieland. NB de bovengrens van de diepe vooroever is aangenomen op NAP-8 m.

Volumeveranderingen 1993-2022 diepe vooroever kust Vlieland tussen -8 m en -20 m					
dieptezone	volumeafname miljoen m ³	gemiddeld miljoen m ³ /jr	lineaire trend miljoen m ³ /jr	verdieping m	verdieping mm/jr
-8 m t/m -20 m	-8,17	-0,28	-0,32	0,22	8

(Bron: Elias et al. 2024; Tab. C-5)

3.3.3 Zeegat van het Vlie en eilandkust Terschelling

Buitendelta Zeegat van het Vlie

Ook de buitendelta van het Zeegat van het Vlie is nog aan het aanpassen aan de afsluiting van de Zuiderzee: de hoofdgeulen hebben zich naar het WNW verlegd, waaraan de buitenrand van de delta zich aanpaste: terugtrekking op de voormalige geullocatie en uitbouw op de nieuwe locatie. Ook lijken de geulen uit te diepen waardoor er extra sediment op hun ebschild terecht komt. Het noordoostelijk deel van de buitendelta is sterk in volume afgenomen, deze ontwikkeling lijkt nog niet afgelopen. De zandbanken op het deltaplatform zijn in volume toegenomen.

Tabel 3.8: Totale en gemiddelde volumeafname, en de bijbehorende lineaire trendwaarde, en de totale en gemiddelde verdieping per jaar van de diepe vooroever van de buitendelta van het Zeegat van het Vlie.

Volumeveranderingen 1987-2020 diepe vooroever buitendelta Zeegat van het Vlie tussen -10 m ⁶ en -20 m					
dieptezone	volumeafname miljoen m ³	gemiddeld miljoen m ³ /jr	lineaire trend miljoen m ³ /jr	verdieping m	verdieping mm/jr
-10 m t/m -14 m	-21,3	-0,65	-0,66	0,94	29
-14 m t/m -20 m	-22,0	-0,67	-0,60	0,50	15
Totaal	-43,3	-1,31	-1,27	0,88	25

(Bron: Elias et al. 2024; Tabs. 4-10, 4-11)

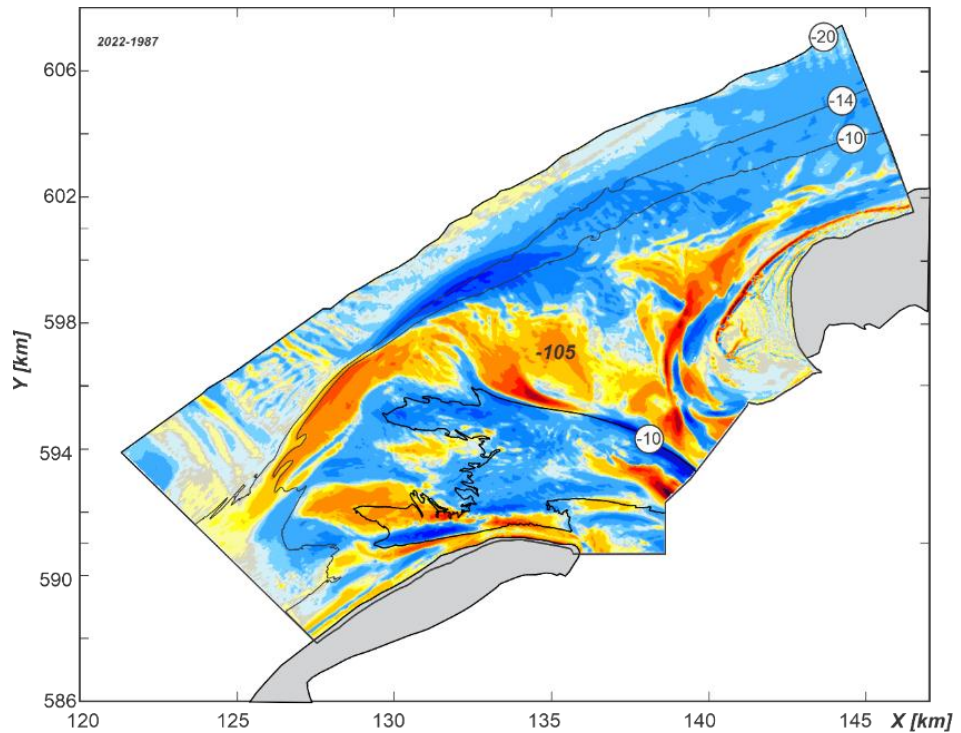
De diepste contour die het hele platform van de buitendelta omsluit is de -10 m contour, dit is daarmee de grens van de actieve buitendelta. Over de gehele periode 1987-2022 neemt het totale volume van de buitendelta met 105 mcm af. Deze afname wordt vooral veroorzaakt door een groot verlies aan de zeezijde van het noordoostelijk deel van de buitendelta en door verdieping van het meest zeewaartse deel van de Vliestroom (Figuur 3.11).

De diepe vooroever van de buitendelta verloor 43,3 mcm sediment tussen 1987 en 2020⁷, waarbij de ondiepe zone tussen -10 m en -14 m tweemaal zoveel verdiepte als de zone daaronder, respectievelijk 29 mm en 15 mm per jaar (Tab. 3.8).

Verder valt op dat de zone tussen -10 m en -14 m tot 1999 aanzienlijk langzamer erodeerde dan in de periode erna. De respectievelijke trends zijn -0,13 en -0,92 mcm per jaar. NB dat het laatste getal is 7x groter dan het eerste (zie Tab. 4-11 in Elias et al., 2024).

⁶ NB deze waarde is in een later stadium aangepast. Deze aanpassing wordt besproken in Sectie 3.3.4.

⁷ De volumeveranderingen laten tussen 2020 en 2022 een onrealistisch grote sprong zien. In de analyse is de opname uit 2022 daarom weggelaten en alleen de periode 1987-2020 gebruikt.



Figuur 3.11: Opgetreden sedimentatie (in geel-rood) en erosie (blauw) tussen 1987 en 2022 in kustvak Zeegat van het Vlie.

Eilandkust Terschelling

Ook de centrale kustzone van Terschelling is onderverdeeld in een actieve zone en een vooroever (Fig. 3.12). De actieve zone omvat een stukje van de Noordsvaarder, het deel waar zandbanken vanaf de buitendelta op de kust aanlanden, en het centrale deel van Terschelling.

In totaal neemt het kustvak over de periode 1987-2022 in volume af, met name door erosie van de vooroever die 44 mcm verliest (Tab. 3.9). De trendwaarde van deze afname is -1,2 mcm per jaar. In de periode 1987-2005 is het volumeverlies met een afname van 0,31 mcm/jr. beperkt, maar de verliezen nemen daarna sterk toe tot -2,28 mcm/jr.⁸

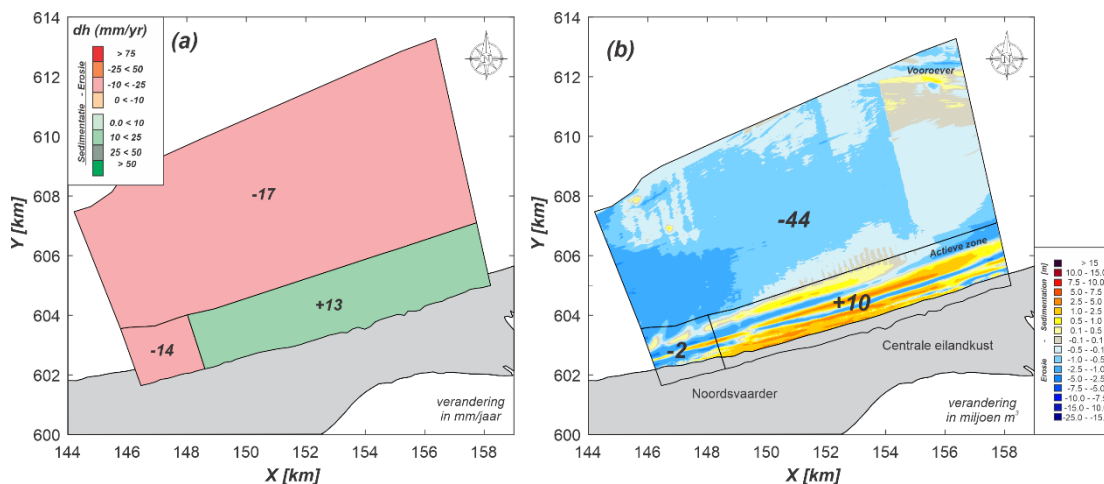
Het patroon van de diepte veranderingen op de diepe vooroever (Fig. 3.12b) duidt niet op een relatie met de morfologie; de kustdwarse strepen suggereren een data-artefact.

Tabel 3.9: Totale en gemiddelde volumeafname, en de bijbehorende lineaire trendwaarde, en de totale en gemiddelde verdieping per jaar van de diepe vooroever van de kust van Terschelling. NB de bovengrens van de diepe vooroever is aangenomen op NAP-8 m.

Volumeveranderingen 1987-2022 diepe vooroever kust Terschelling tussen -8 m en -20 m					
interval	volumefname miljoen m ³	gemiddeld miljoen m ³ /jr	lineaire trend miljoen m ³ /jr	verdieping m	verdieping mm/jr
1987-2005	-5,52	-0,31		0,08	4
2005-2022	-38,73	-2,28		0,53	31
1987-2022	-44,25	-1,26	-1,23	0,61	17

(Bron: Elias et al. 2024; Fig. C-34, Tab. C-7)

⁸ De genoemde waarde zijn berekend aan de hand van de waarden in Tabel C-7 van Elias et al. (2024). Ze komen niet overeen met die in de tekst op p. 98 van genoemd rapport.



Figuur 3.1: Ontwikkeling van de centrale kustzone van Terschelling in de periode 1987-2022. (a) Gebiedsindeling sedimentbalans en gemiddelde hoogteverandering in mm per jaar, (b) diepte veranderingen over de periode 1986-2022. Ook de totale volumeveranderingen van de diepe vooroever en de actieve zone zijn aangegeven (getallen in zwart).

3.3.4 Synthese westelijke Waddenkust

Deze synthese, zie Figuur 3.13, is overgenomen uit Elias et al. (2024) maar beperkt zich tot de trendcijfers voor de gehele monding en de diepe vooroever.⁹ Voor een uitleg van de overige cijfers wordt verwezen naar het Sedimentbalansrapport (Elias et al., 2024). De intervallen waarover de gehanteerde trendwaarden zijn berekend verschillen, als gevolg van de spreiding in beschikbare opnamen. De grens tussen de actieve buitendelta en de bijbehorende diepe vooroever heeft geen uniforme diepte. Deze grens is per buitendelta vastgesteld op basis van de daar waargenomen morfologische veranderingen (Tab. 3.10). De grens tussen de actieve zone en de diepe vooroever op de kusten van Vlieland en Terschelling is aangenomen op NAP-8 m.

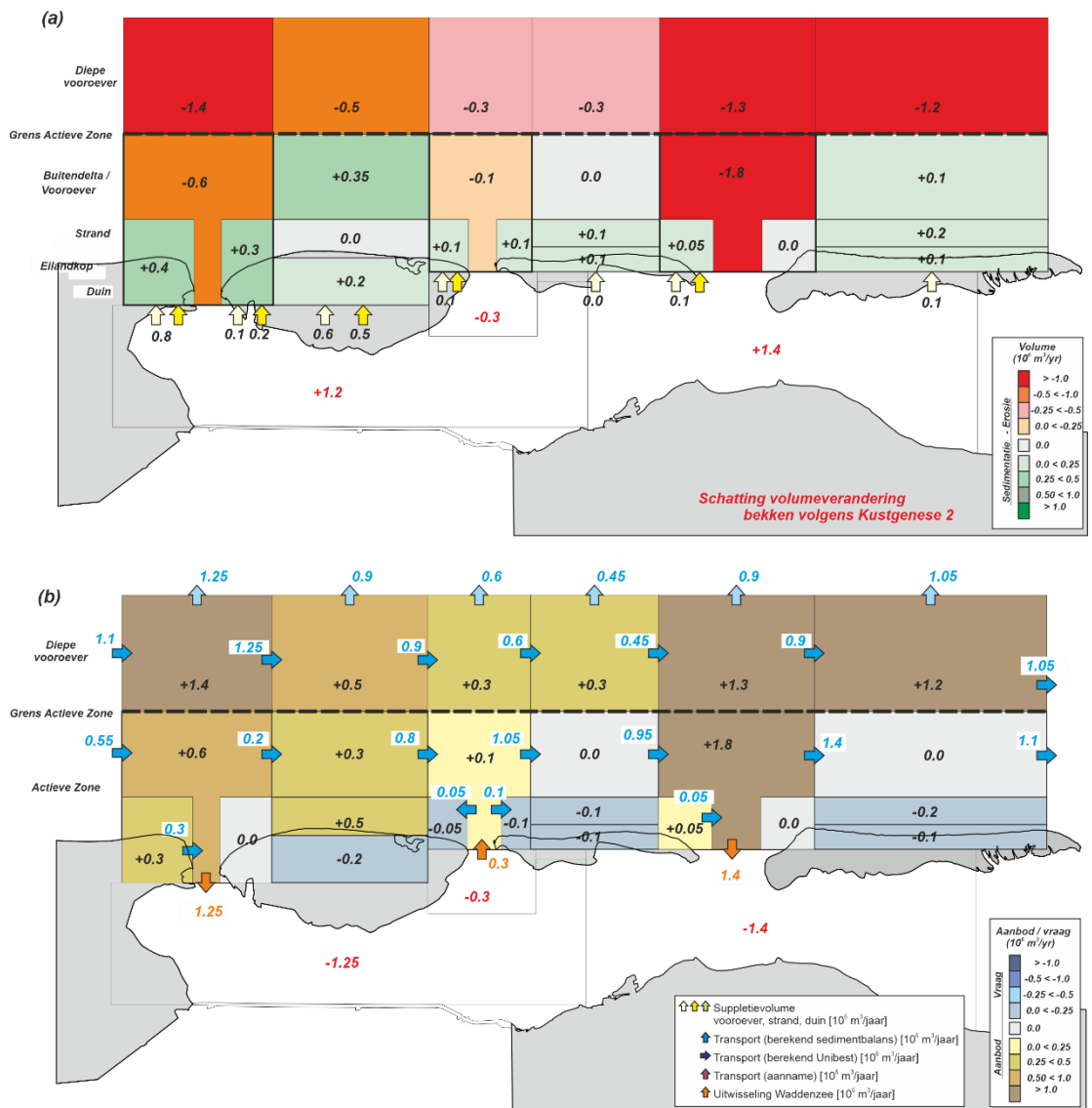
Tabel 3.10: De bovengrenzen van de diepe vooroevers van de kustvakken van de westelijke Waddenkust (t.o.v. NAP), de lineaire trends van de volumeafname van de diepe vooroevers, in miljoen m³ per jaar, en de perioden waarover deze waarden berekend zijn. NB de bovengrens van de diepe vooroevers van Vlieland en Terschelling is aangenomen op -8 m.

Monding	Zeegat van Texel		Eierlandse Gat		Zeegat van het Vlie	
	zeegat	Texel	zeegat	Vlieland	zeegat	T.schelling
Bovengrens vooroever	-12 m	-8 m	-10 m	-8 m	-8 m	-8 m
Trend volumeafname	-1,36	-1,51	-0,32	-0,32	-2,39	-1,23
Periode	1986-2021	1994-2021	1993-2021	1993-2022	1987-2020	1987-2022

Bij het opstellen van deze synthese is aangenomen dat de diepe vooroever, die geheel buiten de actieve buitendelta ligt, niet direct daarmee uitwisselt.

⁹ In Figuur 3.13 zijn (in tegenstelling tot de tekst) de waarden in miljoenen m³/jr. afgerond op één cijfer achter de komma, met uitzondering van waar het een afronding van x,5 zou betekenen: dan staan in deze figuur twee cijfers achter de komma.

Voor de centrale eilandkusten geldt deze aanname niet. Als uit de synthese volgt dat de diepe vooroever sedimentvolume verliest, en daarmee een 'bron' van sediment is, wordt aangenomen dat 50% van het afgevoerde zand zeewaarts over de -20 m contour is verplaatst en 50% in langsrichting naar het aangrenzende deel van de diepe vooroever (en dus binnen de -20 m contour blijft).



Figuur 3.13: Synthese sedimentbalans Westelijke Waddenkust. Boven: overzicht van de trends na 1991 en suppleties (gemiddeld per jaar). Onder: de mate waarin het vak, gemiddeld per jaar, sediment leverde (source, positief) of 'opnam' (sink, negatief). De transporten zijn vervolgens van links naar rechts berekend. Paarse pijlen zijn aannamen in de balans, de blauwe pijlen zijn berekend. NB de bijstelling van de grens van de actieve buitendelta van het Zeegat van het Vlie van NAP-10 m naar NAP-8 m (zie tekst voor toelichting) en de daaruit voorkomende verschuivingen in de volumeveranderingen en transporten zijn **niet** aangepast in deze figuur.

1. Zeegat van Texel en eilandkust Texel

Het totale volume van de buitendelta, inclusief de (eiland)kusten, neemt met 1,3 miljoen m³ per jaar af. Dat gebeurt voornamelijk in de diepere delen, buiten de actieve zones. De diepe vooroever van de buitendelta ontvangt op jaarbasis 1,1 mcm vanaf de diepe vooroever van

Holland-Noord. De vastgestelde jaarlijkse volumeafname van de diepe vooroever van 1,36 mcm moet dan het gevolg zijn van 1,25 mcm zeewaarts transport en een gelijk volume aan langstransport. NB dit zijn de grootste (natuurlijke) jaarlijkse verliezen langs de gehele Nederlandse kust.

De huidige trend op de diepe vooroever van centraal Texel is een afname van 0,5 mcm per jaar. Met een aanvoer van 1,25 mcm per jaar van de buitendelta moet deze vooroever in totaal 1,75 mcm per jaar kwijtraken, 0,9 mcm zeewaarts en 0,9 mcm naar het noorden.

2. Eierlandse Gat en eilandkust Vlieland

Het totale volume van de buitendelta van het Eierlandse Gat neemt met 0,18 mcm per jaar af. Dat gebeurt voornamelijk in de diepere delen, buiten de actieve zones. De diepe vooroever van de buitendelta ontvangt op jaarbasis 0,9 mcm vanaf de diepe vooroever van Texel. De vastgestelde jaarlijkse volumeafname van de diepe vooroever van 0,38 mcm moet dan het gevolg zijn van 0,6 mcm zeewaarts transport en 0,6 mcm langstransport. De trendwaarde van het sedimentverlies op de diepe vooroever van centraal Vlieland bedraagt 0,32 mcm per jaar. Ook het vanaf het diepe deel van het Eierlandse Gat aangevoerde volume van 0,6 mcm moet afgevoerd worden, wat de totale jaarlijkse exporten op 0,45 mcm zeewaarts en 0,45 mcm kustlangs brengt.

3. Zeegat van het Vlie en eilandkust Terschelling

Het totale volume van de buitendelta van het Zeegat van het Vlie neemt met 2,71 mcm per jaar af (trendwaarde -2,89 mcm per jaar). Dat gebeurt voornamelijk in de diepere delen, buiten de actieve zones. De diepe vooroever van de buitendelta raakt jaarlijks 1,31 mcm (trendwaarde -1,27 mcm per jaar) kwijt. De netto jaarlijkse aanvoer vanaf de diepe vooroever van Vlieland bedraagt 0,45 mcm, wat de totale jaarlijkse export op 1,75 mcm brengt. Dit betekent dat zowel het zeewaartse als het kustlangse transport verdubbelt tot 0,9 mcm per jaar.

!!! Bij het opstellen van het eindrapport van het project Zandige Kust (Taal et al., 2025) werd geconstateerd dat het berekende transport uit de actieve buitendelta van het Zeegat van het Vlie (2,8 mcm per jaar in Elias et al., 2024) resulteert in 1,4 mcm per jaar transport naar het bekken en 1,4 mcm per jaar kustlangs transport in de actieve zone. Dit grote kustlangse transport is voor een belangrijk deel het gevolg van het toerekenen van de terugtrekkende rand van de buitendelta tussen -8 m en -10 m aan de actieve buitendelta. De terugtrekkende rand kan beter als een verlies op de diepe vooroever beschouwd worden, de bovengrens van de diepe vooroever schuift hiermee op van -10 m naar -8 m (aangepast in Tab. 3.10). De totale volumeafname van de diepe vooroever van de buitendelta van het Zeegat van het Vlie komt hiermee op 78,2 mcm, wat een jaarlijks afname van 2,37 mcm oplevert (zie Tabel 3.8 hieronder). De zeewaartse en kustlangse transporten uit de diepe vooroever van de buitendelta nemen hiermee toe tot 1,45 mcm per jaar. NB deze correctie is niet doorgevoerd in Figuur 3.13.*

Ook de diepe vooroever van centraal Terschelling erodeert, het verlies bedraagt 1,2 mcm per jaar. Samen met de aanvoer vanaf de diepe zone van de buitendelta neemt het jaarlijkse exportvolume verder toe tot de aanzienlijke waarde van 2,1 mcm. De zeewaartse en kustlangse componenten bedragen dan beide 1,05 mcm per jaar.

Tabel 3.8*: Totale en gemiddelde volumeafname, en de bijbehorende lineaire trendwaarde, en de totale en gemiddelde verdieping per jaar van de verschillende dieptezones van de diepe vooroever van de buitendelta van het Zeegat van het Vlie. **NB de zone -8 m / -10 m is toegevoegd.** Zie tekst voor toelichting.

Volumeveranderingen 1987-2020 diepe vooroever buitendelta Zeegat van het Vlie tussen -8 m en -20 m					
dieptezone	volumeafname miljoen m ³	gemiddeld miljoen m ³ /jr	lineaire trend miljoen m ³ /jr	verdieping m	verdieping mm/jr
-8 m t/m -10 m	-34,9	-1,06	-1,12	0,84	26
-10 m t/m -14 m	-21,3	-0,65	-0,66	0,94	29
-14 m t/m -20 m	-22,0	-0,67	-0,60	0,50	15
Totaal	-78,2	-2,37	-2,39*	0,72*	22*

(Bron: Elias et al. 2024; Tabs. 4-10, 4-11. De met * gemerkte getallen zijn berekend)

3.4 Oostelijke Waddenkust

De oostelijke Waddenkust strekt zich uit van het Zeegat van Ameland tot aan het Eems estuarium. Het omvat de eilanden Ameland en Schiermonnikoog, de kleine eilanden Rottumerplaat en Rottumeroog, en het tussengelegen Friesche Zeegat en de monding van de Eems, die een complex geheel met de buitenbanken van de kleine zeegaten Eilanderbalg, Lauwers en Schild vormt. Ook hier gelden de uitgangspunten:

- De bovengrens van de diepe vooroever varieert per zeegat, afhankelijk van de omvang van het zeegat en de grootte van de veranderingen in morfologie; en
- Een zeegat omvat ook delen van de aangrenzende kusten van de eilanden waar het morfologisch gedrag bepaald wordt door de ontwikkelingen in het zeegat.

3.4.1 Zeegat van Ameland en eilandkust Ameland

Zeegat van Ameland

Het Zeegat van Ameland strekt zich uit van de oostelijke punt van Terschelling, de Boschplaat, tot en met de NW punt van Ameland. De ontwikkeling van het Zeegat van Ameland en zijn buitendelta werd niet beïnvloed door ingrepen in de afgelopen decennia, desondanks vonden er duidelijke morfologische ontwikkelingen plaats die samenhangen met veranderingen in het geulpatroon. Zie bijvoorbeeld Elias et al. (2019) voor een overzicht.

Kenmerkend voor de ontwikkelingen rond het Amelander Zeegat zijn de sterke afslag van de oostpunt van Terschelling en het aanlanden van grote zandbanken op de NW punt van Ameland (samenhangend met verlegging van de hoofdgeul in de buitendelta), afgewisseld met het oprukken van kortsluitgeulen waardoor de kustlijn hier terugtrekt. Iets verder naar het oosten landen regelmatig (kleinere) zandbanken aan vanaf de buitendelta, een golfgedreven proces waarmee de eilandkust van zand wordt voorzien. Daarnaast wordt er veel zand gesuppleerd op Ameland. Tot 2020 is er 8,6 mcm aangebracht op NW Ameland, in 2018 is er 5 mcm aan de buitendelta toegevoegd als pilotproject.

De lodingen uit de periode 1989-2002 vertonen grote fluctuaties die wellicht niet realistisch zijn, daarom zijn deze opnamen weggelaten uit de analyse.

In de periode 2002-2020 neemt het sedimentvolume van dit kustvak toe met 6 mcm, de lineaire trendwaarde is 0,2 mcm per jaar.

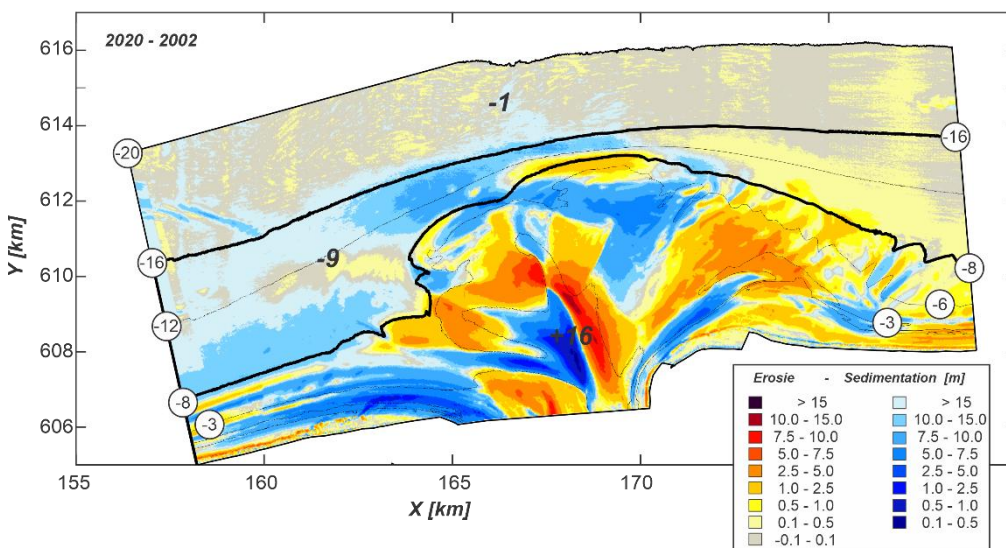
De bovengrens van de diepe vooroever van de buitendelta van het Amelanders Zeegat ligt op -16 m (Fig. 3.14). De totale volumeverandering tussen 2002 en 2020 van de diepe vooroever is klein: -0,6 mcm, gemiddeld -0,03 mcm per jaar (Tab. 3.11). De diepteverandering zou hiermee op -1 mm per jaar komen.

De buitenrand van de buitendelta tussen -8 m en -16 m verliest een aanzienlijk volume sediment als gevolg van verlegging van de hoofdgeul: 9,3 mcm, de lineaire trend is -0,7 mcm per jaar. Het actieve deel van de buitendelta boven -8 m neemt toe met 16 mcm. Dit is het netto resultaat van grote lokale sedimentatie- en erosievolumina, waarbij opvalt dat de kust van Terschelling ondieper dan -6 m 40 mcm verliest, terwijl NW Ameland er in dezelfde dieptezone 42 mcm verkrijgt. Daarnaast is er in de periode 2002-2020 8,6 mcm zand gesuppleerd op NW Ameland en 5 mcm op de buitendelta.

Tabel 3.11: Totale en gemiddelde volumeafname, en de bijbehorende lineaire trendwaarde, en de totale en gemiddelde verdieping per jaar van de diepe vooroever van het Zeegat van Ameland tussen 2002 en 2020.

Volumeveranderingen 2002-2020 diepe vooroever buitendelta Zeegat Ameland tussen -16 m en -20 m					
dieptezone	volumeafname miljoen m ³	gemiddeld miljoen m ³ /jr	lineaire trend miljoen m ³ /jr	verdieping m	verdieping mm/jr
-16 m t/m -20 m	-0,58	-0,03	-0,14	0,01	1

(Bron: Elias et al. 2024; Tabs. 5-4, D-2)



Figuur 3.14: Veranderingen in diepte en sedimentvolume (zwarte getallen; afgerond) over de periode 2002-2020 in het Zeegat van Ameland.

Kust van Ameland

Ook de centrale kust van Ameland laat in de periode 2002-2020 een volumetoename van de actieve zone zien en een bescheidener afname van de diepe vooroever, respectievelijk +7,3 mcm en -4,8 mcm (Fig. 3.15). De diepteveranderingen op de diepe vooroever laten in het westen aanzanding zien, in de zone van aanlanding van zandbanken, en verdieping in het oosten. Deze verdieping kan samenhangen met de bodemdaling door gaswinning op

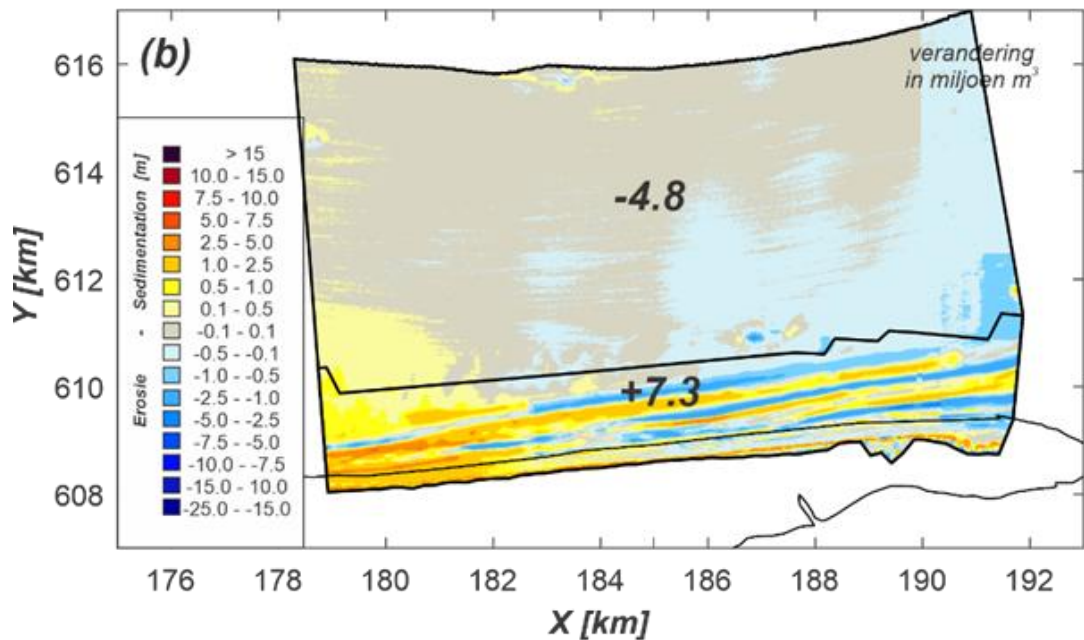
Ameland-Oost. De effecten van de bodemdaling zijn niet verdisconteerd in de volumeveranderingen. Rekening houden met de opvulling van de bodemdalingsschotel heeft effect op de sedimentfluxen, dit wordt besproken in Sectie 3.4.4. Zie verder Wang & Krol (2024) voor meer informatie over de effecten van de bodemdaling op kust van centraal en Oost-Ameland.

Tabel 3.12: Totale en gemiddelde volumeafname, en de bijbehorende lineaire trendwaarde, en de totale en gemiddelde verdieping per jaar van de diepe vooroever van de kust van Ameland tussen 2002 en 2020. NB de bovengrens van de diepe vooroever is aangenomen op NAP-8 m.

Volumeveranderingen 2002-2020 diepe vooroever Ameland tussen -8 m en -20 m					
dieptezone	volumeafname miljoen m ³	gemiddeld miljoen m ³ /jr	lineaire trend miljoen m ³ /jr	verdieping m	verdieping mm/jr
-8 m t/m -20 m	-4,78	-0,27	-0,44	0,06	4

(Bron: Elias et al. 2024; Tab. D-4)

Op de actieve zone van de kust van centraal en Oost-Ameland is sinds 1990 23,2 mcm zand aangebracht. Het volumeverlies van de diepe vooroever is 0,3 mcm per jaar (Tab. 3.12). Dit houdt in dat de diepe vooroever ieder jaar gemiddeld 4 mm dieper wordt.



Figuur 3.15: Diepte- en volumeveranderingen (getallen in zwart) van de centrale eilandkust van Ameland over de periode 2002-2020.

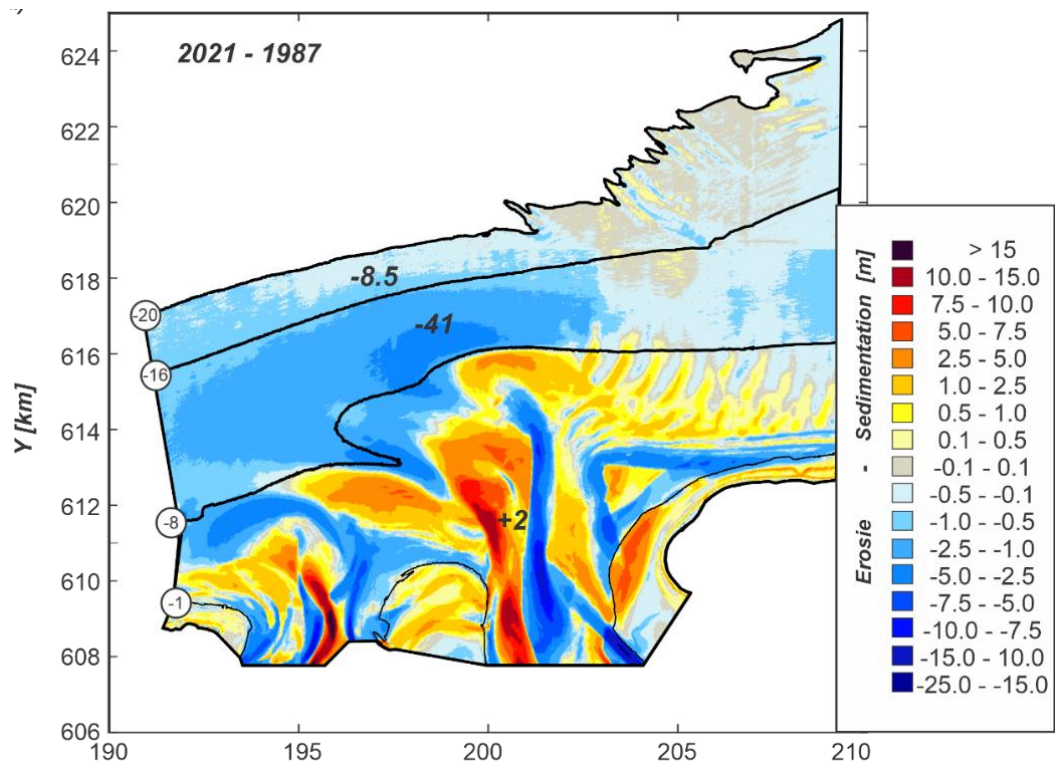
3.4.2 Friesche Zeegat en kust Schiermonnikoog

Het Friesche Zeegat bedient twee getijdebekken, het wad achter Oost-Ameland staat via het Pinkegat in verbinding met de Noordzee, het wad ten zuiden van Schiermonnikoog via de Zoutkamperlaag. Beide bekkens worden gescheiden door Engelsmanplaat, in beide bekkens wordt gas gewonnen. De hierdoor veroorzaakte bodemdaling strekt zich niet tot de vooroever uit.

De afsluiting van de Lauwerszee in 1969 heeft grote veranderingen op de buitendelta van de Zoutkamperlaag veroorzaakt. De buitendelta is sterk in omvang afgenomen, veel zand is richting Schiermonnikoog verplaatst met een aanzienlijke groei van het actievezonevolume, de strandbreedte en eilandlengte tot gevolg. Het Pinkegat kent een veel minder geforceerde ontwikkeling (met uitzondering van de effecten van de gaswinning op Oost-Ameland), maar blijkt van nature behoorlijk dynamisch.

De diepte- en volumeveranderingen in het zeegat over de periode 1987-2021 vertonen grote variatie. De actieve buitendelta laat grote diepte- en volumeveranderingen zien (Fig. 3.16), maar het netto effect is slechts een zeer kleine toename in sedimentvolume van 2 mcm. Opvallend is dat de toename in sedimentvolume tussen -3 m en -6 m de volumeafname in de andere zones boven -8 m vrijwel geheel compenseert. De grootste volumeveranderingen vonden plaats in de periode 1987-2009.

De grens tussen de diepe vooroever en de actieve buitendelta ligt op -16 m. Hierboven ligt, tussen -16 m en -8 m, het diepe deel van de actieve buitendelta. Daar vindt de grootste volumeafname plaats: 41,3 mcm (Fig. 3.16). Dat is gemiddeld -1,22 mcm per jaar (lineaire trendwaarde: -1,35 mcm/jr.). In totaal is de bodem in deze zone gemiddeld 0,83 m dieper komen te liggen (-24 mm/jr.). De diepe vooroever neemt veel minder in volume af: 8,5 mcm, gemiddeld -0,25 mcm per jaar (Tab. 3.13). Deze erosie trad op in de periode 1987-2012: de lineaire trend was -0,36 mcm per jaar. Vanaf 2012 is de diepe vooroever vrijwel stabiel, de lineaire trendwaarde is zelfs heel licht positief: +0,01 mcm per jaar. De bodem is hier sinds 1987 in totaal 0,24 m verdiept, dat is gemiddeld -7 mm per jaar.



Figuur 3.16: Diepte- en volumeveranderingen (afgerond, zwarte getallen) in het Friesche Zeegat over de periode 1987-2021.

Eilandkust Schiermonnikoog

Dit kustvak omvat, naast de centrale eilandkust ook een deel van de eilandstaart die in de laatste decennia aangegroeid is. De diepe vooroever neemt fors in volume af met 27,0 mcm

(Tab. 3.14). Het sedimentatie-erosie patroon (Fig. 3.17b) in het oostelijk deel van de diepe vooroever hangt samen met de veranderingen in de Eemsmonding (zie hieronder), de rechte lijnen in het westelijk deel lijken een data-artefact. De erosie van de diepe vooroever vertoont een doorgaande, vrijwel lineaire trend van -0,85 mcm per jaar, wat tot een verdieping van gemiddeld 12 mm per jaar leidt (Fig. 3.17a). Een vergelijkbare doorgaande verdieping van de diepe vooroever is ook vastgesteld voor de Eemsmonding (Elias, 2021).

Tabel 3.13: Totale en gemiddelde volumeafname, en de bijbehorende lineaire trendwaarde, en de totale en gemiddelde verdieping per jaar van de diepe vooroever van het Friesche Zeegat tussen 1987 en 2021.

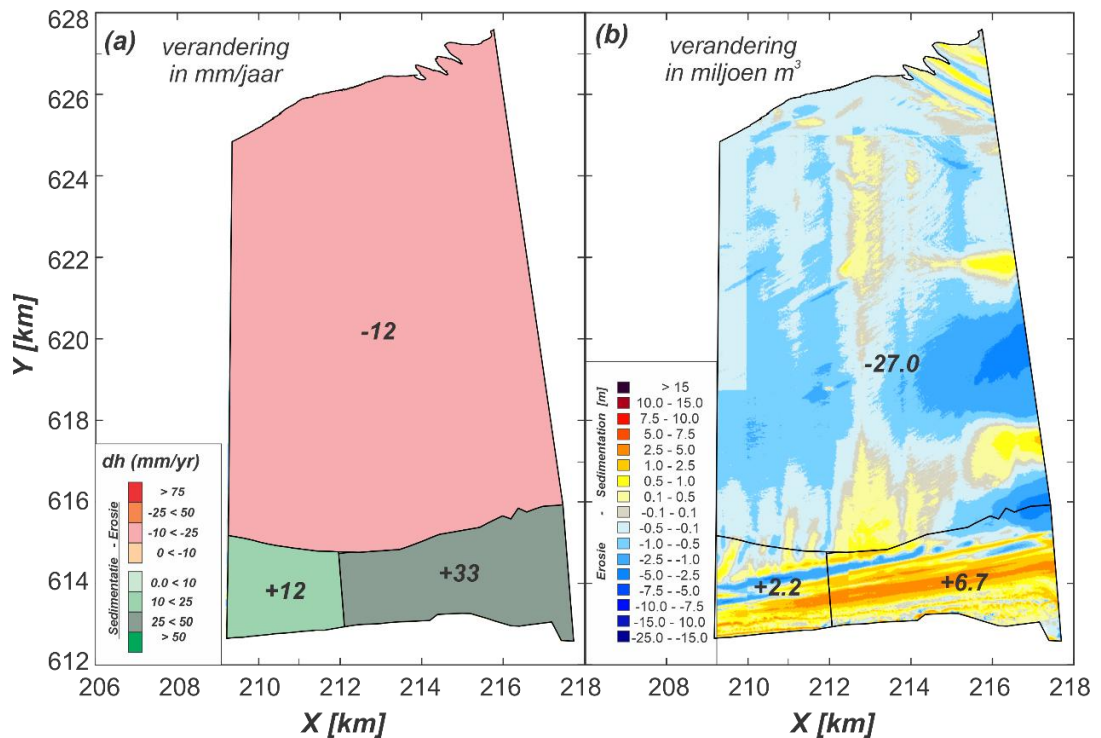
Volumeveranderingen 1987-2021 diepe vooroever Friesche Zeegat tussen -16 m en -20 m					
dieptezone	volumeafname miljoen m ³	gemiddeld miljoen m ³ /jr	lineaire trend miljoen m ³ /jr	verdieping m	verdieping mm/jr
-16 m t/m -20 m	-8,5	-0,25	-0,29	0,24	7

(Bron: Elias et al. 2024; Tab. 5-6)

Tabel 3.14: Totale en gemiddelde volumeafname, en de bijbehorende lineaire trendwaarde, en de totale en gemiddelde verdieping per jaar van de diepe vooroever van de kust van Schiermonnikoog tussen 1989 en 2020. NB de bovengrens van de diepe vooroever is aangenomen op NAP-8 m.

Volumeveranderingen 1989-2020 diepe vooroever Schiermonnikoog tussen -8 m en -20 m					
dieptezone	volumeafname miljoen m ³	gemiddeld miljoen m ³ /jr	lineaire trend miljoen m ³ /jr	verdieping m	verdieping mm/jr
-8 m t/m -20 m	-27,01	-0,87	-0,85	0,38	12

(Bron: Elias et al. 2024; Tab. D-6)



Figuur 3.17: Diepte- en volumeveranderingen in respectievelijk meters en miljoen m³, van de centrale eilandkust van Schiermonnikoog over de periode 1989-2020 (rechts) en de hierdoor veroorzaakte jaarlijkse diepteverandering in mm (links).

3.4.3 Groninger Wad en Eemsmonding

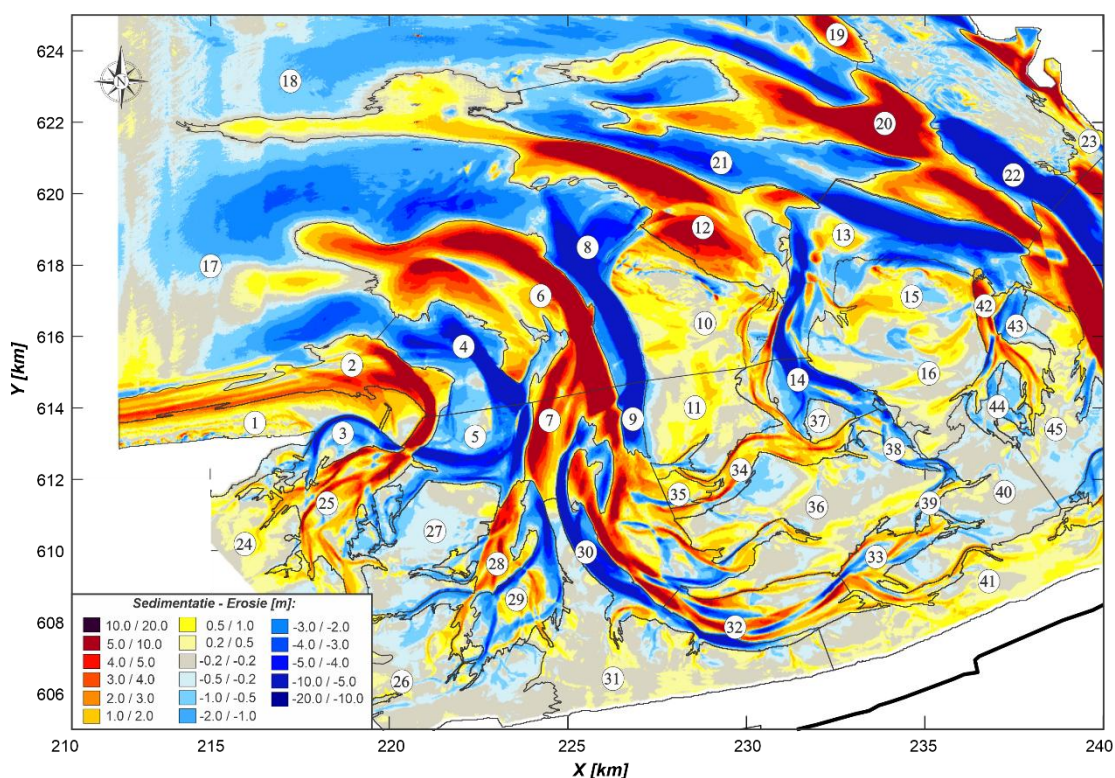
De gegevens van het Groninger Wad en de Eemsmonding zijn overgenomen uit recente studies (Elias & Cleveringa, 2021; Elias et al., 2022).

Het geulpatroon van het Groninger Wad en de ten noorden daarvan liggende Eemsmonding (Fig. 3.18) laat een grote dynamiek zien: over het algemeen zijn de grote geulen naar het (noord-) oosten opgeschoven. Toch is de volumeverandering beperkt: een afname van 11 mcm in 29 jaar. Wel zijn er trendverschillen in de ontwikkeling vastgesteld: tussen 2000 en 2007 nam het volume sterk af, sinds die tijd neemt het volume weer toe.

Tabel 3.15: Totale en gemiddelde volumeafname, en de bijbehorende lineaire trendwaarde, en de totale en gemiddelde verdieping per jaar van de diepe vooroever van de Eemsmonding tussen 1989 en 2019. NB de bovengrens van de diepe vooroever is aangenomen op NAP-8 m.

Volumeveranderingen 1990-2019 diepe vooroever Eemsmond – polygonen 17 & 18					
dieptezone	volumefname miljoen m ³	gemiddeld miljoen m ³ /jr	lineaire trend miljoen m ³ /jr	verdieping m	verdieping mm/jr
-8 m t/m -20 m	-89,70	-3,09	-3,05	0,93	32

(Bron: Elias et al. 2024; Tabs. 5-7, E-1)



Figuur 3.18: Sedimentatie-erosiepatroon van het Groninger Wad en de Eemsmonding over de periode 1989-2019.

De diepe vooroever van dit gebied bestaat met name uit de monding van de verschillende Eemsgeulen (polygonen 17 en 18 in Fig. 3.18; NB de diepe vooroever wordt hier niet op een dieptecriterium gebaseerd). In tegenstelling tot de andere deelgebieden neemt het sedimentvolume van de diepe vooroever continu af: 90 mcm tussen 1989 en 2019, wat neerkomt op een jaarlijkse afname van 3,1 mcm (Tab. 3.15). Dit representeert een verdieping van ca. 1,0 m, dat is 32 mm per jaar. De Eemsmonding lijkt zich landwaarts terug te trekken.

De volumebalans van de totale Eemsmonding is een netto toename van 16 mcm (0,3 mcm/jr.). Het netto transport uit de monding naar het estuarium wordt geschat op 3,5 mcm er jaar.

3.4.4 Synthese oostelijke Waddenkust

Deze synthese, zie Figuur 3.19, is overgenomen uit Elias et al. (2024) maar beperkt zich tot de trendcijfers voor de gehele monding en de diepe vooroever.¹⁰ Voor een uitleg van de overige cijfers, zie het Sedimentbalansrapport (Elias et al., 2024). De intervallen waarover de gehanteerde trendwaarden zijn berekend verschillen per monding, als gevolg van de spreiding in beschikbare opnamen. De grens tussen de actieve buitendelta en de bijbehorende diepe vooroever, voor zover vastgesteld, ligt op -16 m.

Bij het opstellen van deze synthese is aangenomen dat de diepe vooroever, die geheel buiten de actieve buitendelta ligt, niet direct daarmee uitwisselt. Voor de centrale eilandkusten geldt deze aanname niet. Als uit de synthese volgt dat de diepe vooroever sedimentvolume verliest, en daarmee een 'bron' van sediment is, wordt aangenomen dat 50% van het afgevoerde zand zeewaarts over de -20 m contour is verplaatst en 50% in langsrichting naar het aangrenzende deel van de diepe vooroever (dus binnen de -20 m contour).

1. Zeegat van Ameland en eilandkust Ameland

De diepe vooroever van deze buitendelta verliest vrijwel geen sediment, gemiddeld 0,1 miljoen m³/jr.¹¹ De diepe rand van de actieve buitendelta tussen -8 m en -16 m daarentegen verliest over de periode 2002-2020 0,7 miljoen m³/jr. aan het ondiepe deel van de actieve buitendelta.

De diepe vooroever van de buitendelta ontvangt jaarlijks 1,05 mcm van de diepe vooroever van Terschelling. Uit de aanname van een gelijke verdeling over langs- en dwarstransport volgt dat de diepe vooroever per jaar 0,6 mcm sediment verliest door langstransport en eenzelfde volume aan zeewaarts transport.

De diepe vooroever van de kust van Ameland neemt ieder jaar met 0,3 mcm af in volume. De aanvoer van de buitendelta bedraagt 0,6 mcm zodat de transporten naar de diepe vooroever van het Friesche Zeegat en zeewaarts ieder 0,45 mcm moeten zijn. Rekening houdend met de opvulling met zand van bodemdalingsschotel veroorzaakt door de gaswinning bij Ameland-Oost bedraagt de afname van de diepe vooroever van Ameland 0,2 mcm per jaar (Elias, 2024). Dit betekent dat het langstransport en het zeewaarts transport beide afnemen tot 0,40 mcm. NB deze correctie is niet doorgevoerd in Figuur 3.19.

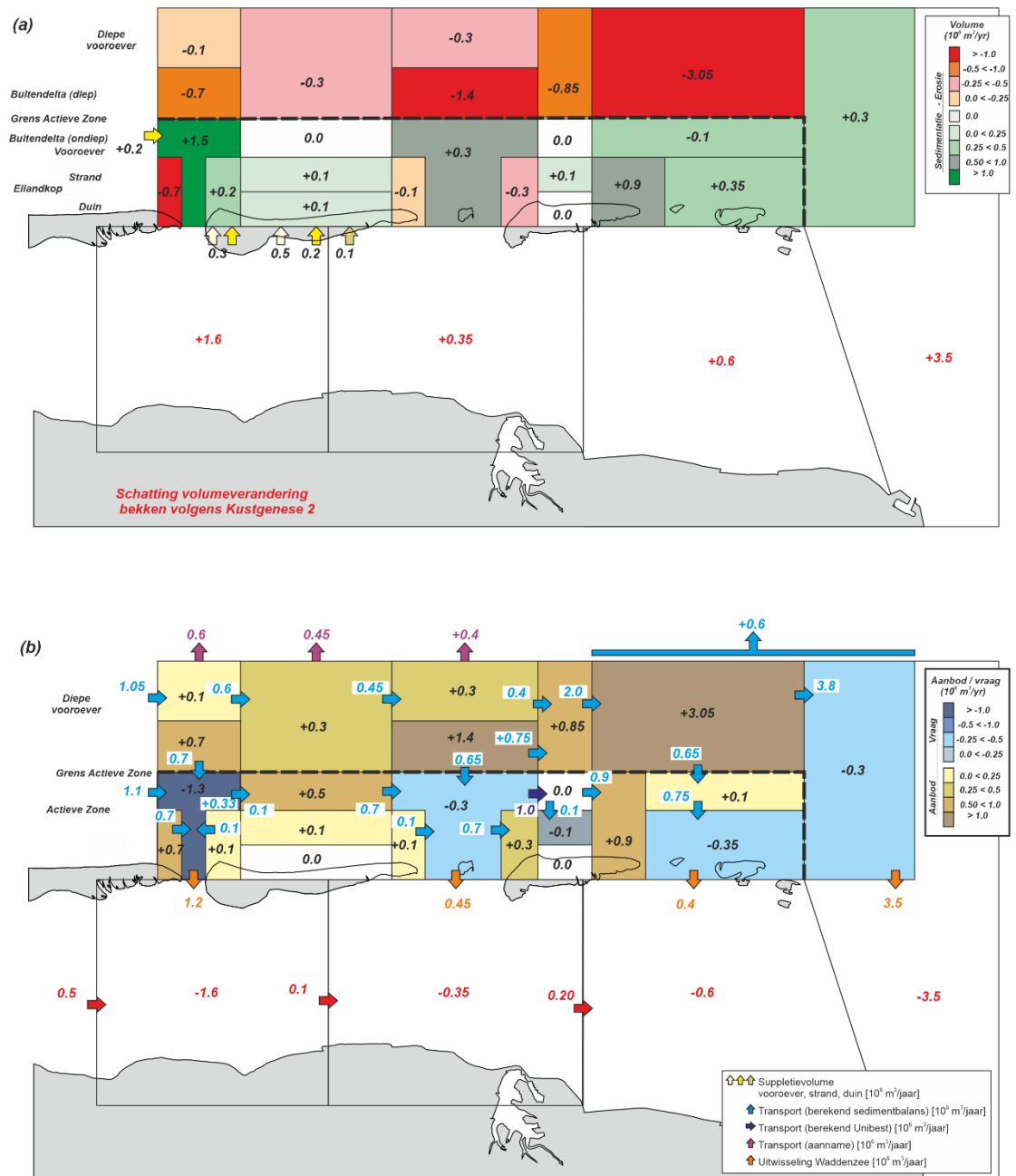
2. Friesche Zeegat en eilandkust Schiermonnikoog

De diepe vooroever van het Friesche Zeegat neemt over de gehele periode 1987-2021 met 0,29 mcm per jaar af. De zeewaartse en kustlangse afvoeren bedragen elk 0,4 mcm per jaar. Hierbij moet aangetekend worden dat de gemiddelde jaarlijkse afname in de periode 1987-2012 hoger lag (-0,36 mcm per jaar) en dat het gemiddelde over de daaropvolgende periode 2012-2021 zelfs een klein beetje positief is (+0,1 mcm per jaar), zie Tabel 5-6 in Elias et al. (2024). De diepe rand van de actieve buitendelta verliest een aanzienlijk volume: gemiddeld

¹⁰ In Figuur 4.19 zijn (in tegenstelling tot de tekst) de waarden op miljoenen m³/jr. afgerond op één cijfer achter de komma, met uitzondering waar het een afronding van x,x5 zou betekenen (dan staan in deze figuur twee cijfers achter de komma).

¹¹ Dit lijkt een ruime schatting; de berekende volumevermindering op de diepe vooroever is 0,6 mcm tussen 2002 en 2020. Dat is een jaarlijks gemiddelde afname van 0,03 mcm, de bijbehorende dieptetoename is 1 mm (!). De trendwaarden in Tabel 5-4 in Elias et al. (2024) zijn eveneens aan de hoge kant.

1,35 mcm per jaar (periode 1987-2021). Een deel hiervan (0,75 mcm/jr.) komt waarschijnlijk op de diepe vooroever van Schiermonnikoog terecht¹². Ondanks dat de diepe vooroever van de buitendelta 0,4 mcm/jr. levert, samen dus 1,15 mcm per jaar, neemt het sedimentvolume op de diepe vooroever van Schiermonnikoog af met 0,85 mcm per jaar. Voor deze diepe vooroever wordt een kustlangse afvoer van 2,0 mcm per jaar berekend.



Figuur 3.19: Synthese van de volumeveranderingen van de Oostelijke Waddenkust. (a) Samenvatting van de verandering in sedimentvolume en suppletiehoeveelheden van 1991 tot 2022. (b) Sedimentbalans (sink en source) gebaseerd op de getallen uit (a). NB in deze figuur zijn de correcties voor de bodemdaling bij Ameland-oost uit Elias (2024) **niet** toegepast.

¹² Na correctie voor de bodemdaling bij Ameland-oost neemt deze waarde af tot 0,55 mcm per jaar (Elias, 2024).

Tabel 3.16: De bovengrenzen van de diepe vooroevers van de kustvakken van de oostelijke Waddenkust, de lineaire trends van de volumeafname van de diepe vooroevers, in miljoen m³ per jaar, en de perioden waarover deze waarden berekend zijn. NB de bovengrens van de diepe vooroevers van Ameland en Schiermonnikoog is aangenomen op -8 m.

Monding	Zeegat van Ameland		Friesche Zeegat		Oostelijk wad & Eems
	zeegat	Ameland	zeegat	Schier.	Monding Eems
Bovengrens vooroever	-16 m	-8 m	-16 m	-8 m	??
Trend volumeafname	-0,14	-0,44	-0,29	-0,85	-3,05
Periode	2002-2020	2002-2020	1987-2021	1989-2020	1990-2019

Voor het verder oplossen van de sedimentbalans wordt in dit kustvak en bij de Eemsmonding de 50/50 verdeling van langs- en dwarstransport op de diepe vooroever losgelaten. Het lijkt namelijk het meest waarschijnlijk dat de geobserveerde sterke erosie van de diepe vooroever van Schiermonnikoog het gevolg is van landwaartse terugtrekking van het gehele mondingsgebied, waardoor het sediment landwaarts verplaatst. Derhalve is er geen zeewaarts transport uit deze diepe vooroever aangenomen.

3. Groninger Wad en Eemsmonding.

Rottumerplaat en Rottumeroog hebben geen duidelijke vooroever, direct zeewaarts van de eilanden ligt de Eemsmonding. Dit hele gebied verliest jaarlijks veel sediment, 3,05 mcm, met name in de diepe delen. Dit is waarschijnlijk het gevolg van terugtrekking van de Eemsmonding. De totale afvoer van sediment bedraagt 5,05 mcm per jaar: 2,0 mcm aanvoer vanaf de diepe vooroever van Schiermonnikoog en 3,05 mcm lokale erosie. De afvoer naar het buitengebied van het Groninger Wad en het Eems estuarium bedragen respectievelijk 0,65 mcm en 3,8 mcm per jaar. Van het resterende volume van 0,6 mcm per jaar wordt aangenomen dat het zeewaarts afgevoerd is.

3.5 Interpretatie en conclusies sedimentbalans diepe vooroever Nederlandse kust

Onder aanname van (1) het ontbreken van netto uitwisseling van zand tussen diepe vooroever en actieve zone en (2) het door de diepe vooroever geleverde sediment voor één helft zeewaarts verplaatst is en voor de andere helft kustlangs in stroomafwaartse richting¹³ en rekening houdend met netto onttrekking van sediment aan de diepe vooroever door baggeren in de Euro-Maasgeul en IJgeul en storten van de baggerspecie buiten het kustfundament is de sedimentbalans sluitend en kunnen conclusies getrokken worden.

NB in de hierna volgende Figuren 3.20 tot en met 3.22 zijn gecorrigeerde waarden voor de diepe vooroevers van de buitendelta van het Zeegat van het Vlie (bovengrens verschoven van -10 m naar -8 m) en de eilandkust van Ameland (opvulling bodemdalingsschotel) verwerkt.

3.5.1 Volumeontwikkeling diepe vooroever (Fig. 3.20)

- De diepe vooroever verliest in alle kustvakken sediment, met uitzondering van kustvak Haringvlietmonding.
- De grootste volumeafnames vinden plaats bij de westelijke Waddenkust en de monding van het Eems estuarium.

¹³ Stroomafwaarts is in de richting van de vloedstroming, noordwaarts langs de Deltakust en Hollandse kust en oostwaarts langs de Waddenkust. Deze aanname is nodig om het berekenen van onrealistisch grote langstransporten te voorkomen.

- De totale volumeafname bedraagt 16 mcm per jaar

VOLUMEBALANS DIEPE VOOROEVER NEDERLANDSE KUST																																																						
Waddenkust - oost																																																						
Waddenkust - west	zeewaarts transport																																																					
		1,45	1,05	0,60	0,40	0,40	0,00	0,60																																														
		-2,37	-1,20	-0,10	-0,20	-0,30	-0,85	-3,05	0,30																																													
		0,45	1,45	1,05	0,60	0,40	0,40	2,00	3,80																																													
		ZGV	TS	ZGA	AML	FZG	SCH	GRW	EED																																													
	0,45	-0,30							3,50																																													
		0,60	VLL																																																			
	0,60	-0,30	EIG																																																			
	0,90	-0,50	TX																																																			
	1,25	-1,40	ZGT																																																			
	1,10	-0,90																																																				
	1,00	HNn																																																				
Hollandse kust	0,50	-0,70																																																				
		0,50	HNz																																																			
	1,80	-1,80	YGE																																																			
	0,00	-1,00	RYL																																																			
		0,50	DFL																																																			
	0,00	0,00	EMG																																																			
Deltakust	0,18	0,13																																																				
		0,48	HVL																																																			
	0,48	-0,46	GRV																																																			
		0,49																																																				
	0,49	-0,98	OSC																																																			
<table border="0"> <tr> <td colspan="2">zeewaarts transport</td> <td><1</td> <td></td> <td>volumeverandering</td> </tr> <tr> <td>>1</td> <td>mcm/jaar</td> <td>> 0,8</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td colspan="2">kustlangs transport</td> <td>> 1</td> <td>mcm/jaar</td> <td></td> </tr> <tr> <td><1</td> <td></td> <td>> 2</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>>1</td> <td>mcm/jaar</td> <td>TOTAAL:</td> <td>-15,98</td> <td>mcm/jaar</td> </tr> </table>											zeewaarts transport		<1		volumeverandering	>1	mcm/jaar	> 0,8			kustlangs transport		> 1	mcm/jaar		<1		> 2			>1	mcm/jaar	TOTAAL:	-15,98	mcm/jaar																			
zeewaarts transport		<1		volumeverandering																																																		
>1	mcm/jaar	> 0,8																																																				
kustlangs transport		> 1	mcm/jaar																																																			
<1		> 2																																																				
>1	mcm/jaar	TOTAAL:	-15,98	mcm/jaar																																																		
<table border="0"> <tr> <td>OSC</td> <td>Oosterscheldemon</td> <td>EIG</td> <td>Eierlandse Gat</td> </tr> <tr> <td>GRV</td> <td>Grevelingenmond</td> <td>VLL</td> <td>Vlieland</td> </tr> <tr> <td>HVL</td> <td>Haringvlietmond</td> <td>ZGV</td> <td>Zeegat van het Vlie</td> </tr> <tr> <td>EMG</td> <td>Euro-Maasgeul</td> <td>TS</td> <td>Terschelling</td> </tr> <tr> <td>DFL</td> <td>Delfland</td> <td>ZGA</td> <td>Zeegat van Ameland</td> </tr> <tr> <td>RYL</td> <td>Rijnland</td> <td>AML</td> <td>Ameland</td> </tr> <tr> <td>YGE</td> <td>IJgeul</td> <td>FZG</td> <td>Friesche Zeegat</td> </tr> <tr> <td>HNz</td> <td>Holland-Noord zuid</td> <td>SCH</td> <td>Schiermonnikoog</td> </tr> <tr> <td>HNn</td> <td>Holland-Noord noord</td> <td>GRW</td> <td>Groninger Wad</td> </tr> <tr> <td>ZGT</td> <td>Zeegat van Texel</td> <td>EED</td> <td>Eems-Dollard</td> </tr> <tr> <td>TX</td> <td>Texel</td> <td></td> <td></td> </tr> </table>											OSC	Oosterscheldemon	EIG	Eierlandse Gat	GRV	Grevelingenmond	VLL	Vlieland	HVL	Haringvlietmond	ZGV	Zeegat van het Vlie	EMG	Euro-Maasgeul	TS	Terschelling	DFL	Delfland	ZGA	Zeegat van Ameland	RYL	Rijnland	AML	Ameland	YGE	IJgeul	FZG	Friesche Zeegat	HNz	Holland-Noord zuid	SCH	Schiermonnikoog	HNn	Holland-Noord noord	GRW	Groninger Wad	ZGT	Zeegat van Texel	EED	Eems-Dollard	TX	Texel		
OSC	Oosterscheldemon	EIG	Eierlandse Gat																																																			
GRV	Grevelingenmond	VLL	Vlieland																																																			
HVL	Haringvlietmond	ZGV	Zeegat van het Vlie																																																			
EMG	Euro-Maasgeul	TS	Terschelling																																																			
DFL	Delfland	ZGA	Zeegat van Ameland																																																			
RYL	Rijnland	AML	Ameland																																																			
YGE	IJgeul	FZG	Friesche Zeegat																																																			
HNz	Holland-Noord zuid	SCH	Schiermonnikoog																																																			
HNn	Holland-Noord noord	GRW	Groninger Wad																																																			
ZGT	Zeegat van Texel	EED	Eems-Dollard																																																			
TX	Texel																																																					

Figuur 3.20: Schematisch overzicht van de volumeveranderingen op de diepe vooroever van de Nederlandse kust in miljoen m³ (mcm) per jaar. De kustvakken met de grootste verliezen zijn met rode kleuren aangegeven. Kustvak Haringvlietmond, het enige vak met een aangroeiende diepe vooroever, is met groen aangegeven. De rode cursieve cijfers geven het volume dat uit het aangrenzende vak is aangevoerd. De cijfers in de blauwe vakken geven de jaarlijkse zeewaartse transporten uit een vak aan.

3.5.2 Verdieping diepe vooroever (Fig. 3.21)

- Omdat de kustvakken verschillen in oppervlakte kunnen de volumeafnames niet direct vergeleken worden. Door het volumeverlies te delen door het oppervlak van het kustvak wordt een gemiddelde dieptetoename berekend welke vergelijking met andere kustvakken wel mogelijk maakt.
- De grootste verdiepingen (ca. 30 mm per jaar) worden berekend voor de diepe vooroevers van de buitendelta's van de Zeegaten van Texel en het Vlie en de Eemsmonding (Fig. 3.21). Opvallend is dat hogere deel van de diepe vooroevers van de genoemde buitendelta's sterker afneemt dan het diepere deel. De afname van de diepe vooroevers van deze buitendelta's maakt wellicht deel uit van de aanpassing van deze zeegaten aan de afsluiting van de Zuiderzee bijna een eeuw geleden.
- Verder vallen op: (i) de verdieping van de diepe vooroever van Terschelling met 17 mm per jaar en (ii) de verdieping van 3 van de 4 *diepe kustzones*¹⁴ langs de Hollandse kust en de diepe vooroevers van Texel en Schiermonnikoog, allen met 11-13 mm per jaar.
- Langs de Hollandse kust verdiepen de diepe kustzones meer dan de meer zeewaartse, diepere delen van de vooroever.

¹⁴ De *diepe kustzone* is de zone direct zeewaarts van de brandingszone, met een diepte van ca. -7 a -8 m tot ca. -13 a -14 m.

De berekende volumeveranderingen en verdieping van de diepe vooroever zijn vakgemiddelde waarden, ze geven nog géén indicatie waar de verliezen precies optreden en daarmee ook geen indicatie voor de verantwoordelijke processen. Hiervoor is nader en meer gedetailleerd onderzoek nodig.

De aanpassing van de diepe vooroever is een langlopend proces. Het volumeverlies op de diepe vooroever van de Zeegaten van Texel en het Vlie is wellicht nog onderdeel van de aanpassing aan de afsluiting van de Zuiderzee rond 1930. De verliezen op de diepe vooroever van noordelijk Noord-Holland passen in het beeld van de aanzienlijke terugtrekking van de kustlijn ten noorden van Egmond welke zich over de voorgaande 2 millennia heeft voltrokken. De aanpassing van de diepe vooroevers van noordelijk Noord-Holland, Texel en Vlieland wordt waarschijnlijk vertraagd door de daar voorkomende erosieresistente Pleistocene afzettingen.

Voor de grote volumeverliezen bij Terschelling is geen voor de hand liggende verklaring. Uit de analyse van boringen op de vooroever van Terschelling (zie Van der Spek et al., 2022) bleek dat hier slechts een dunne laag actief sediment aanwezig is. Welke ontwikkelingen hier spelen is niet duidelijk.

3.6 Referenties

- Elias, E.P.L., 2021. Morfologie van het Groninger Wad en de Rottums. Conceptrapport 11206794-002, Deltares, Delft, 108 pp.
- Elias, E.P.L., 2023. Sedimentbalans Westerscheldemonding. Memo Deltares, Delft, 31 pp.
- Elias, E., 2024. Bodemdaling door gaswinning (Effekt op de sedimentbalans van de oostelijke Waddenkust). Memo Deltares, Delft (19 december 2024), 8 pp.
- Elias, E.P.L. & J. Cleveringa, 2021. Kombergingsrapport Lauwers en Groninger Wad. Rapport 11206799-002. Deltares, Delft, 88 pp.
- Elias, E.P.L., A. Colina Alonso & B. van Maren, 2022. Morfologische veranderingen Eems-Dollard en Groninger Wad. Rapport 11203742-000. Deltares, Delft, 148 pp.
- Elias, E., E. Quataert, M. Taal & N. Vermeer, 2024. Sedimentbalans Nederlandse Kust. Deltares conceptrapport 11207897-002-ZKS-0007 (aug. 2024), 210 pp.
- Elias, E.P.L., A.J.F. van der Spek, S.G. Pearson & J. Cleveringa, 2019. Understanding sediment bypassing processes through analysis of high-frequency observations of Ameland Inlet, the Netherlands. *Marine Geology* 415, 105956.
- Taal, M., Elias, E., Huisman, B., van der Spek, A., Quataert, E., Vermeer, N., Wang, Z., Dagalaki, V., 2025. Zand en Zee in Balans. Technisch Eindrapport Zandige Kust (Synthese). Deltares rapport 11207897-002-ZKS-008, 197 pp.
- van der Spek, A., A. Forzoni & T. Vermaas, 2022. Holocene deposits at the lower shoreface and inner shelf of the Dutch coast. *Special issue Future Dutch Coast, Ocean and Coastal Management* 224, 106203.
- Wang, Z.B. & J. Krol, 2024. Monitoring effecten bodemdaling door gaswinning Ameland-oost. Rapport 11205488-002-ZKS-0002, Deltares, Delft & Natuurcentrum Ameland, 127 pp.

4 Zandtransporten over de diepe vooroever

Taak 1 genoemd onder de doelstelling van deze studie (Sectie 1.3) is het verwerven van meer inzicht in de sturende processen en de grootte van de zandtransporten over de diepe vooroever, onder meer om de resultaten van de modellering beter te kunnen beoordelen. Hiertoe zijn de volgende activiteiten ondernomen:

1. Een gedetailleerde analyse van de getijvoortplanting en residuele stromingen bij de Waddenkust (zie 4.1).
2. Een nadere analyse van de door Grasmeijer et al. (2022) berekende zandtransporten (zie 4.2).
3. Het verzamelen, analyseren en samenvatten van historische studies en waarnemingen aan sedimenttransport over de diepe vooroever (zie 4.3).
4. Analyse bestaande aanvullende informatie die aanwijzingen kan geven over morfodynamiek en sedimenttransport diepe vooroever (zie 4.4)

4.1 Analyse getijvoortplanting en residuele stroming langs de Waddenkust

Deze analyse is uitgevoerd door Mónica Aguilera Chaves. Het volledige verslag is te vinden in Bijlage A.

Het gebruikte model is de 2022-release van het Dutch Continental Shelf Model in Flexible Mesh (DCSM-FM; zie Zijl et al., 2023, voor details). De grootte van de gridcellen in de kustzone is 800 a 900 m. Het model berekent de dieptegemiddelde stroming op basis van getij, meteorologie en dichtheidsverschillen (saliniteit, temperatuur). Het model berekent géén sedimenttransporten.

4.1.1 Getijvoortplanting en -stroming

De getijvoortplanting langs de Waddenkust is geanalyseerd aan de hand van een tweetal getijcycli uit april 2017¹⁵. April was de kalmste maand van het jaar 2017, de gesimuleerde stroming benadert hiermee de door het getij veroorzaakte stroming het meest (al is er enige invloed van dichtheidsverschillen als gevolg van saliniteitsgradiënten). Het getijverschil betreft een gemiddeld getij.

De hoogwaterkentering bij het Zeegat van Texel valt op 16 april rond 10 uur. Drie uur later is de ebstroming zeewaarts van Den Helder op zijn sterkst, de zuidgaande ebstroming op de 20m-dieptelijn bereikt zijn pieksnelheid. De zeewaartse snelheden op de buitendelta zijn echter meer dan tweemaal zo groot als die op de 20m-contour en verder zeewaarts (zie bv. Fig. A.4). Ditzelfde verschil in snelheid treedt ook op bij het Zeegat van het Vlie. Ebsnelheden in de overige zeegaten zijn aanzienlijk kleiner dan in het Zeegat van Texel.

De pieksnelheid van de ebstroming neemt toe van het Zeegat van Texel naar het Zeegat van het Vlie. Van het Zeegat van het Vlie naar het oosten neemt de pieksnelheid af. Daarnaast is er een faseverschil tussen de ebstroming in het zeegat en op de 20m-contour: in de Zeegaten van het Vlie en Ameland bereikt de ebstroming in het zeegat 1,5 a 2 uur eerder zijn piekwaarde dan op de 20m-contour. Dit suggereert dat de ebstroming op de 20m-contour vooral bepaald wordt door de getijvoortplanting (en dus niet door de uitstroming).

¹⁵ Het gaat om het interval van 09.20 uur op 16 april tot 09.50 uur op 17 april 2017 Deze periode valt 4 dagen voor doortij, waardoor het getijverschil overeenkomt met een gemiddeld getij.

Ter hoogte van het Zeegat van Texel, meer precies op de 20m-dieptecontour, is er een significante asymmetrie in het horizontale getij: de (dieptegemiddelde) maximale vloedsnelheid is met 0,9 m/s bijna tweemaal zo groot als de maximale ebsnelheid (0,5 m/s). Een vergelijkbare asymmetrie wordt ook gevonden zeewaarts van Texel, Vlieland en Terschelling. Van Ameland naar het oosten neemt deze asymmetrie sterk af.

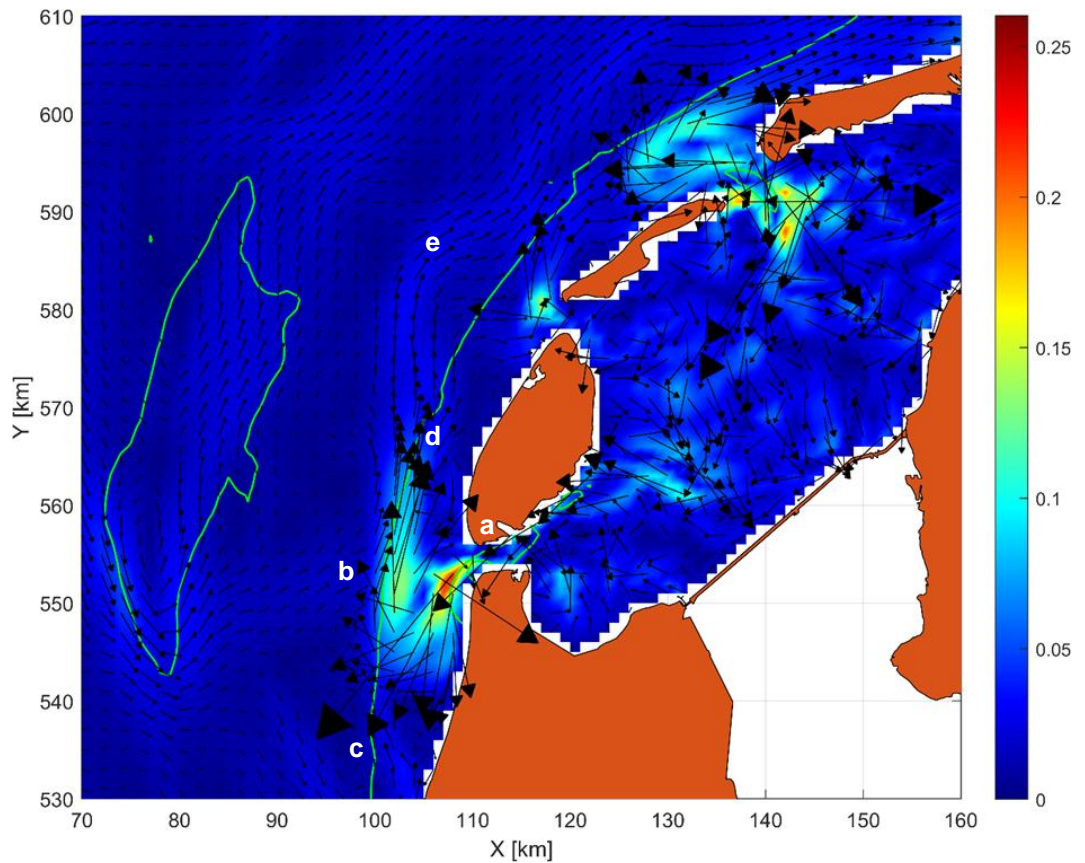
4.1.2 Residuele snelheden

Dieptegemiddelde residuele stromingen zijn berekend over een springtij-doodtij cyclus in april 2017 (zie Fig. A.1). Ze vertonen een complex patroon dat inzicht in de sedimenttransporten in dit gebied kan geven.

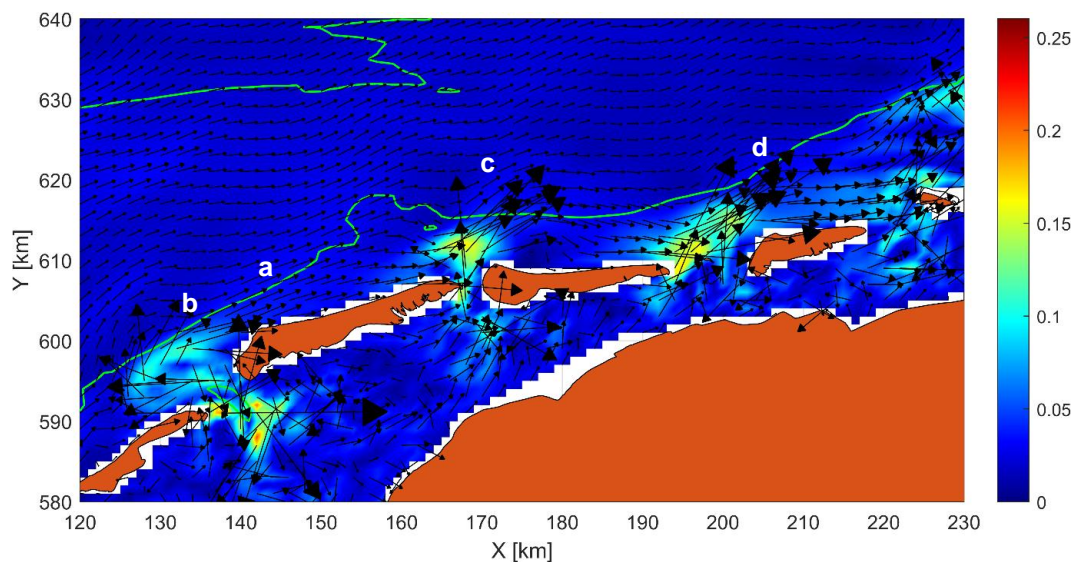
In gebieden dieper dan 20 m (zie Fig. 4.1, zeewaarts van de doorgetrokken groene lijn) gaat de residuele stroming naar het noordoosten. Residuele snelheden bij het Zeegat van Texel zijn relatief groot (Fig. 4.1: a). Verder zeewaarts (Fig. 4.1: b) zijn de residuele stromingen nog steeds groot en zeewaarts gericht. Ten zuiden van de buitendelta vertonen de residuele stromingen een tegen de klok in draaiend patroon (Fig. 4.1: c). Het effect daarvan is dat sediment hier blijft rondgaan, of wellicht verplaatst wordt langs de 20m-dieptelijn. De residuele stroming ten noordwesten en noorden van de buitendelta is sterk en gaat naar het noorden. Sediment dat hier terecht komt wordt naar het noorden, over de 20m-dieptelijn gebracht (Fig. 4.1: d). De residuele stroming ter plaatse van de 20m-contour vertoont een slingerend patroon (Fig. 4.1: e), afwisselend landwaarts en zeewaarts gericht zoals bijvoorbeeld ter hoogte van het Eierlandse Gat en het Zeegat van het Vlie. De residuele stroming is bij deze zeegaten eveneens sterk en zeewaarts gericht. Sediment dat door deze stroming zeewaarts wordt gevoerd wordt waarschijnlijk opgepikt en afgevoerd door de naar het noordoosten gaande stroming buiten de 20m-dieptelijn.

De residuele stromingen op de vooroever van Terschelling zijn sterker dan bij Texel of Vlieland. Ze gaan dezelfde richting uit als de stroming langs de 20m-contour, richting de buitendelta van het Zeegat van Ameland (Fig. 4.2: a). Dit suggereert een netto aanvoer van sediment naar deze omgeving. Zand van de buitendelta van het Zeegat van het Vlie lijkt ook naar de diepe vooroever van Terschelling verplaatst te worden (Fig. 4.2: b). De residuele stroming op de buitendelta van het Zeegat van Ameland gaat in noordoostelijke richting (Fig. 4.2: c), waardoor sediment eerder naar het Friesche Zeegat dan naar de vooroever van Ameland verplaatst wordt. De residuele stroming ten noordwesten van Schiermonnikoog heeft een noordoostelijke richting (Fig. 4.2: d) waardoor sediment richting de Eemsmonding verplaatst wordt.

Op basis van besproken residuele stromingspatronen kunnen we concluderen dat de getijstroming in de zeegaten en op de buitendelta's van de Waddenzee de richting van de residuele stroming over de diepe vooroever zodanig beïnvloedt dat sediment over de 20m-contour uitgewisseld kan worden met Noordzeebodem.



Figuur 4.1: Overzicht van het patroon van residuele stromingen bij de westelijke Waddenkust tijdens de gesimuleerde springtij-doottij cyclus in april 2017. De kleurschaal geeft de sterkte van de residuele stroming in m/s. De groene lijnen representeren de 20 m en 30 m dieptelijnen. Zie de tekst voor een beschrijving van de fenomenen a-e.



Figuur 4.2: Overzicht van het patroon van residuele stromingen bij de Waddenkust tijdens de gesimuleerde springtij-doottij cyclus in april 2017. De kleurschaal geeft de sterkte van de residuele stroming in m/s. De groene lijnen representeren de 20 m en 30 m dieptelijnen. Zie de tekst voor een beschrijving van de fenomenen a-d.

4.2 Stroming over de diepe vooroever – nadere analyse modelresultaten Grasmeijer et al. (2022)

Om de centrale hypothese over zeewaartse sedimentverliezen van de diepe vooroever tussen Texel en Terschelling (Sectie 1.2) verder te onderzoeken zijn de berekeningen van Grasmeijer et al. (2022) gedeeltelijk herhaald en nader geanalyseerd (Thillaigovindarasu, 2024). Hiervoor is het driedimensionale Dutch Continental Shelf Model - Flexible Mesh, hetzelfde model als gebruikt in Sectie 4.1, gebruikt met een complete set aan randvoorwaarden: getijbeweging, meteorologische forcering, en dichtheidsstroming (saliniteit en temperatuur). Het model berekent alleen waterbeweging, geen sedimenttransporten. Sedimenttransporten (bodem- en suspensietransport) zijn berekend met behulp van een 'local point-based transport module', gebaseerd op de Van Rijn 2007 transportformuleringen. Gezien de interesse in de transporten ten noorden van Texel is een uitvoerraai ter hoogte van centraal Vlieland toegevoegd.

4.2.1 Residuele stroming

Om de resultaten te kunnen vergelijken met simulaties van Grasmeijer et al. (2022) zijn de residuele stromingen, zowel dieptegemiddeld als aan oppervlakte en bodem, berekend voor het jaar 2017¹⁶. De resultaten worden weergegeven op raaien dwars op de kust.

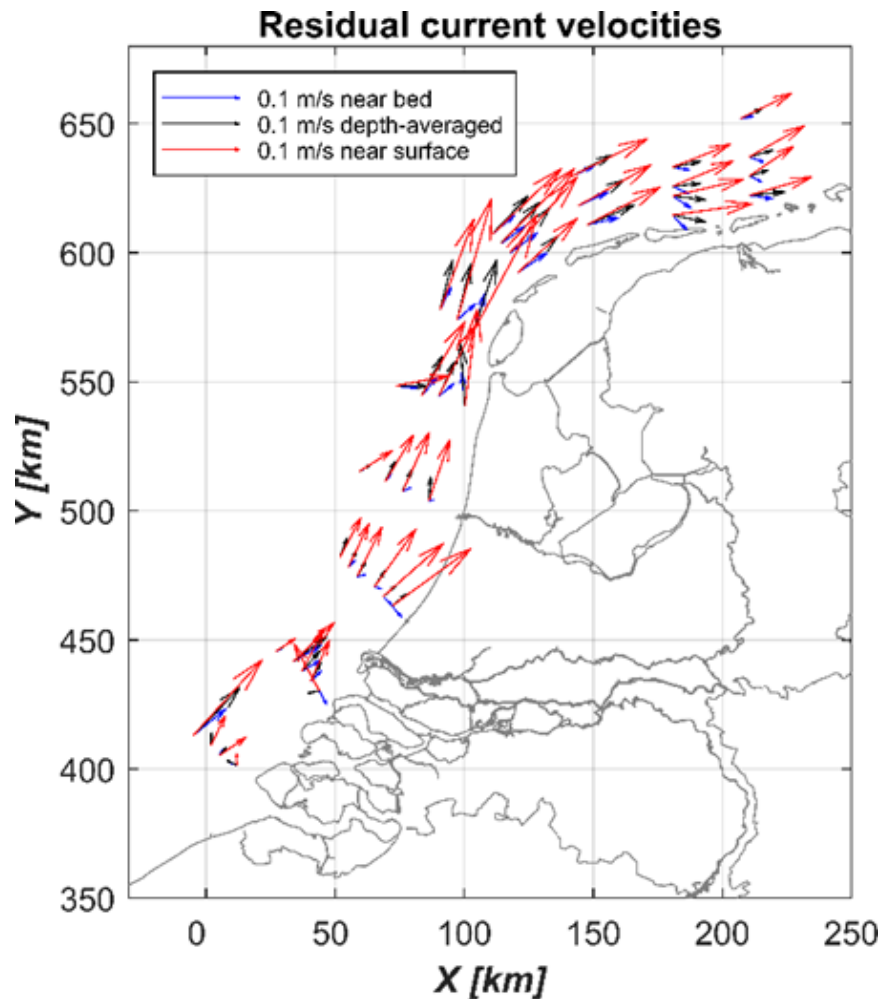
De residuele stroming is aan het oppervlak het sterkst, zie Figuur 4.3, de invloed van wind en barocliene processen is groot. Op de diepe vooroever bij Scheveningen is de oppervlaktestroming enigszins kustwaarts gericht, van IJmuiden naar het noorden is de stroming meer evenwijdig aan de kust. Verder zeewaarts is de residuele stroming ter hoogte van Callantsoog enigszins kustwaarts gericht, vanaf Texel en verder naar het noordoosten licht zeewaarts.

De dieptegemiddelde stroming is bij Scheveningen evenwijdig aan de oppervlaktestroming, enigszins zeewaarts gericht vanaf IJmuiden naar het noorden, om bij Ameland en Schiermonnikoog weer een kustwaartse component te laten zien.

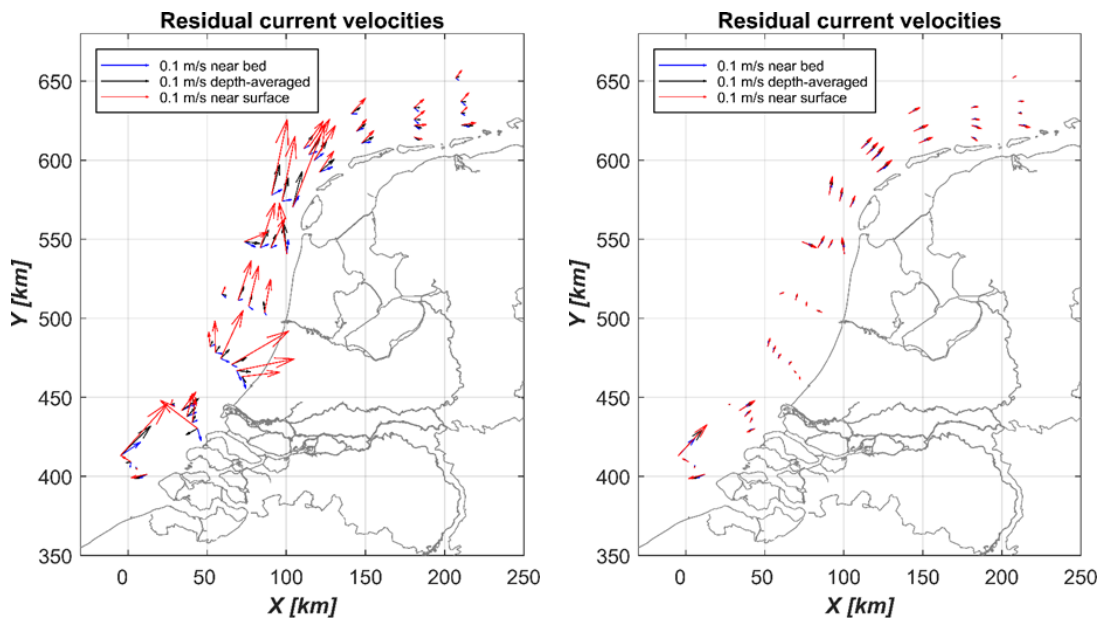
De residuele stroming aan de bodem heeft overal een kustwaartse component (m.u.v. de raai bij Westkapelle).

Om de invloed van wind en barocliene processen te onderzoeken is het model gerund met achtereenvolgens wind en zowel wind als barocliene processen uitgeschakeld (dus met alleen getijforcering). Zonder windforcering, maar dus wel met barocliene processen, zijn de berekende snelheden en richtingen van de residuele stroming langs de west- en zuidwestkust goed vergelijkbaar met de basisrun (vergelijk Fig. 4.4, links, met Fig. 4.3). Opvallend is de forse afname van de snelheden langs de noordkust bij het weglaten van windforcering. Zonder windforcering zijn de bodemstromingen iets meer kustwaarts gericht, terwijl de oppervlaktestromingen bij Texel en verder naar het noorden meer zeewaarts gericht zijn.

¹⁶ Grasmeijer et al. (2022) berekenden jaargemiddelde waarden voor de periode 2013-2017.



Figuur 4.3: Berekende residuele stroming aan bodem en oppervlakte en dieptegemiddeld, langs de Nederlandse kust voor het jaar 2017.



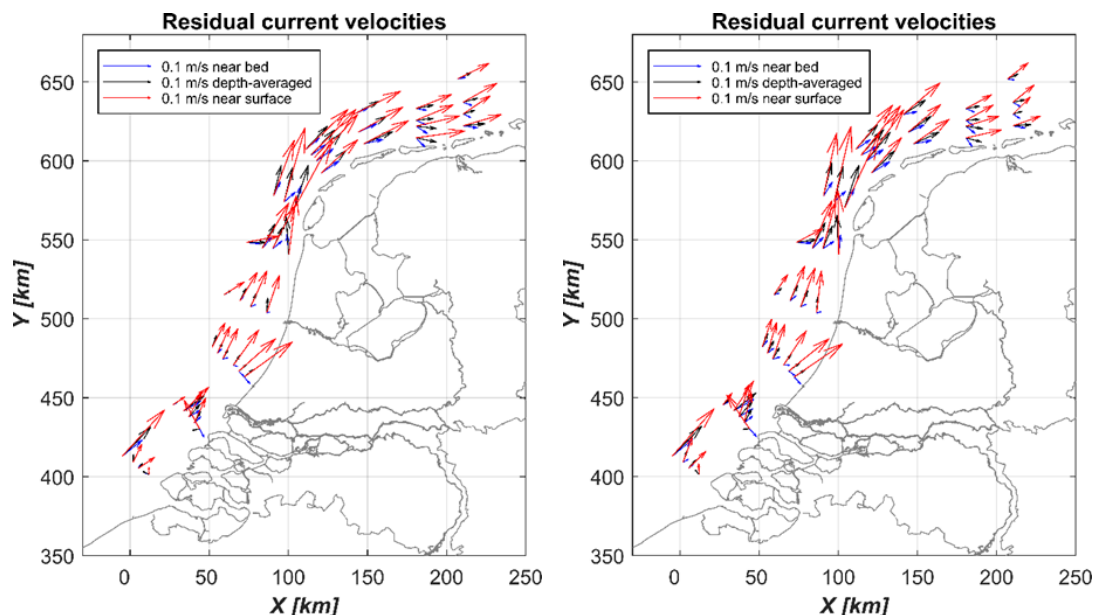
Figuur 4.4: Berekende residuele stroming aan bodem, dieptegemiddeld en oppervlakte, langs de Nederlandse kust voor het jaar 2017 met uitgeschakelde windforcering (links) en met alleen getijforcering (rechts)

Met alleen getijforcering (Fig. 4.4, rechts) zijn de residuele snelheden langs de Hollandse kust aanzienlijk kleiner. Verder werden de snelheidsprofielen verticaal homogeen in richting en zijn de berekende residuele snelheden vrijwel overal evenwijdig aan de kust.

Uit de gepresenteerde resultaten kunnen we afleiden dat de residuele stroming langs de Hollandse kust in sterke mate beïnvloed wordt door gradiënten in temperatuur en saliniteit: het weglaten van de windforcering heeft niet veel effect, het weglaten van barocliene effecten des te meer. Voor de noordkust geldt het omgekeerde: het weglaten van de windforcering heeft een duidelijke invloed op de sterkte van de residuele stroming, het weglaten van dichtheidseffecten amper.

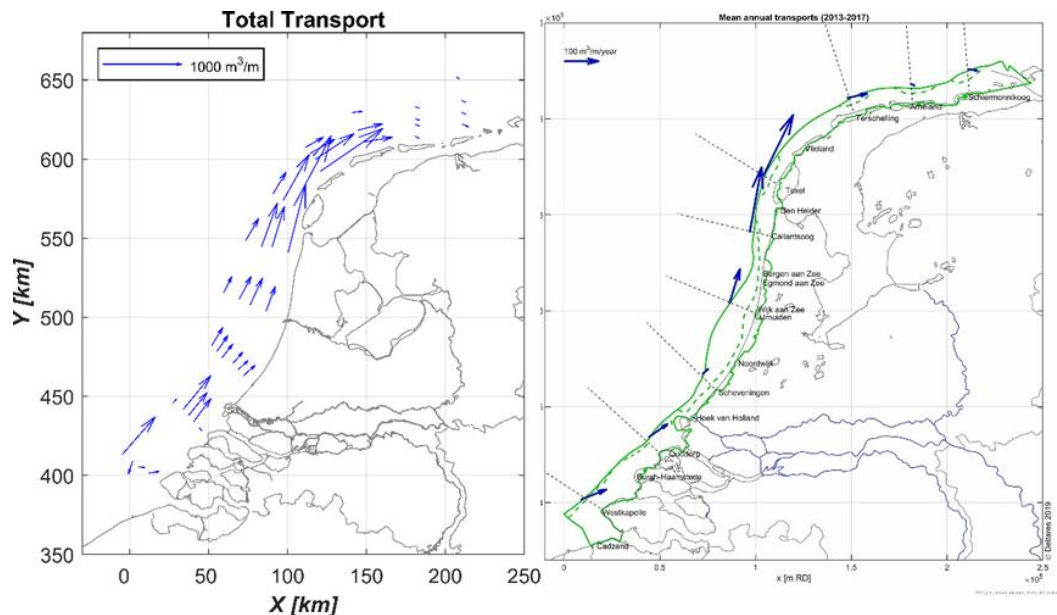
4.2.2 Zandtransport

De gemiddelde residuele stroming geeft een indicatie van de grootte en richting van het sedimenttransport. Het jaar 2009 is qua windrichting en frequentieverdeling representatief voor de langjarige gemiddelden van de offshore stations Europlatform (1997-2017) en L9 Platform (2009-2017). De voor 2009 berekende dieptegemiddelde en oppervlaktestromingen zijn op alle locaties meer zeewaarts gericht dan in 2017 (Fig. 4.5).



Figuur 4.5: Berekende residuele stroming aan bodem, dieptegemiddeld en oppervlakte, langs de Nederlandse kust voor het jaar 2017 (basisrun; links – identiek aan Fig. 4.3) en voor 2009, representatief voor het langjarig gemiddelde, met volledige forcering (rechts).

De grootte van de berekende zandtransporten blijkt niet in overeenstemming met de resultaten van Grasmeyer et al. (2022), het patroon van de transporten is wel vergelijkbaar (Fig. 4.6): grote transporten tussen Callantsoog en Vlieland en sterk gereduceerde transporten vanaf Terschelling naar het oosten. Verder blijken de grootte en richting van de residuele stroming een goede benadering van de jaargemiddelde transporten te geven. Ter hoogte van Texel en Vlieland zijn de dieptegemiddelde stromingen enigszins zeewaarts gericht, wat mogelijk een verklaring is voor de zeewaartse sedimentverliezen aldaar.



Figuur 4.6: Totale transporten langs de Nederlandse kust berekend voor het jaar 2009 (links) en het gemiddelde jaarlijks transport over de periode 2013-2017 berekend door Grasmeyer et al. (2022; rechts). Let op het verschil in grootte van de pijlen in de twee figuren.

4.3 Inventarisatie sedimenttransport tussen de ondiepe en diepe kustzone - Overzicht van uitgevoerde metingen, modelanalyses en publicaties.

De resultaten van het model van Grasmeyer et al. (2022) suggereren een toenemend landwaarts transport met afnemende diepte over de -20 m en -15 m contouren. Dit impliceert dat de diepe vooroever tussen -20 m en -15 m erodeert en dat het geërodeerde zand landwaarts verplaatst wordt. Echter, er treedt geen significante voeding van de brandingszone met zand op, anders was suppleren niet nodig. De uitwisseling van zand tussen het diepe en ondiepe deel van de vooroever over de 8m-dieptecontour is uiterst onzeker (zie ook Van Rijn, 1997), daarom zijn alle beschikbare overzichten van, en voor zover aanwezig de metingen zelf verzameld en op een rij gezet. De resultaten zijn vastgelegd in een rapport (Vermeer, 2023).

Het rapport van Vermeer (2023) beschrijft een inventarisatie van beschikbare metingen, modelanalyses en publicaties over zandtransport die inzicht geven in de kustdwarse sedimenttransportprocessen op de overgang tussen de diepe en ondiepe vooroever van de Nederlandse kust. Sinds de jaren '90 zijn er diverse meetcampagnes langs de Nederlandse kust uitgevoerd. Het merendeel van deze campagnes was gericht op hydrodynamica en de dynamica van fijn sediment. Zandtransportprocessen zijn alleen gemeten tijdens de meetcampagnes van SANDPIT, STRAINS/MegaPex en Kustgenese én door Van de Meene & Van Rijn (2000). Vermeer (2023) geeft een overzicht van de uitgevoerde zandtransportmetingen vanaf de jaren '90 en waar deze data beschikbaar zijn.

Het merendeel van de meetcampagnes heeft niet specifiek naar de kustdwarse sedimenttransportprocessen op de overgang van de diepe naar de ondiepe vooroever gekeken. Alleen binnen het Kustgenese 2.0 project stond het kustdwarse zandtransport op de diepere vooroever centraal.

Wanneer de analyses van de verschillende rapporten en artikelen gecombineerd worden, komt er het volgende beeld uit: op de diepe vooroever (dieptes van 8-20 m) domineert de

gemiddelde stroming die veroorzaakt wordt door getij, wind en dichtheidsverschillen. De rol van golven is beperkt tot het opwoelen van sediment. Het sedimenttransport vindt plaats in een relatief dunne laag nabij de bodem en het grootste deel van de tijd bestaat het transport uit bodemtransport. Desalniettemin domineert het zwevend transport, met name tijdens stormen. Ten slotte, uit de studies blijkt dat het kustdwarse transport op de (diepe) vooroever veel kleiner is dan het kustlangse transport. Hierdoor is de kustdwarse uitwisseling van sediment tussen de diepe en ondiepe vooroever beperkt.

Al met al is de belangrijkste conclusie van het rapport dat de data van de uitgevoerde meetcampagnes langs de Nederlandse kust in de meeste gevallen niet geschikt zijn om het kustdwarse sedimenttransport op de overgang van de diepe naar de ondiepe vooroever te kwantificeren.

4.4 Aanvullende gegevens morfodynamiek en sedimenttransport diepe vooroever

De Deltadienst van Rijkswaterstaat heeft in het verleden studies uitgevoerd naar veranderingen in korrelgroottesamenstelling van het bodemmateriaal in het kustgebied. Uit de resultaten valt wellicht informatie af te leiden omtrent de uitwisseling van sediment over het kustprofiel.

Terwindt (1969a) beschrijft een onderzoek uitgevoerd in de periode 1958-1961 met als doel vast te kunnen stellen of 's zomers een andere korrelgroottesamenstelling aanwezig is dan 's winters, en of dit ook het geval is na een periode van storm in vergelijking met een periode van kalme zee. Hiertoe zijn twee kusttraaien bemonsterd, raai 98 bij Scheveningen en raai 120 bij Monster. De raaien werden op vaste punten bemonsterd, gebaseerd op morfologische eenheden en op vaste afstanden uit een vaste nullijn. De resultaten laten zien dat alhoewel er plaatselijk significante verschillen in de korrelgroottesamenstelling tussen monsters genomen in de zomer en die in de winter kunnen optreden, er géén systematische verschillen over grote delen van het kustprofiel optreden. Uit het onderzoek blijkt dus niet dat het kustsediment 's zomers systematisch en significant afwijkt van dat in de winter. Dit geldt eveneens voor de datasets die in verschillende jaren (1959 en 1960) verzameld zijn: ook hier werden geen systematische afwijkingen over grote delen van het kustprofiel geconstateerd. En ook tussen monsters verzameld na kalme en na ruwe zee zijn geen systematische verschillen die over grote delen van het profiel voorkomen vast te stellen, de op een aantal plaatsen gevonden significante verschillen in korrelgrootte ten spijt.

Wel werd aan de hand van de cumulatieve korrelgrootteverdelingen als functie van de afstand uit de kust vastgesteld dat er van dieper water naar de brandingszone een verfijning van het bodemmateriaal optreedt. De fracties groter dan 210 μm nemen in kustwaartse richting sterk af en de fractie 105-210 μm neemt toe. In de brandingszone wordt het bodemmateriaal weer grover. Terwindt concludeert dat het bodemmateriaal bestaat uit een mengreeks van twee verschillende componenten: "De grove component komt overeen met die welke ver op de Noordzee wordt gevonden en kan dus als 'Noordzee zand' gekarakteriseerd worden. Naar de kust toe gaat dit 'Noordzee zand' over in fijner kustzand. De overgang vindt plaats op een afstand van 800-1200 m uit de duinvoet op een waterdiepte van 6 á 8 m." Verder merkt hij op dat het fijne materiaal blijkaar blijft circuleren in de kustnabije zone en niet afgevoerd wordt tijdens/na stormen, en dat de uitwisseling van "Noordzeezand" met de kust gemiddeld genomen klein is. In de genoemde overgangszone tussen 800 en 1200 m uit de kust is er een aanzienlijke spreiding in de gemiddelde korrelgrootte omdat de aanvoer van Noordzee zand periodiek wordt afgewisseld met aanvoer van hoger gelegen fijner sediment.

Terwindt (1969b) beschrijft een vergelijkbaar onderzoek uitgevoerd bij Katwijk aan Zee. Hier werden 3 evenwijdige raaien in totaal 6x bemonsterd in augustus en september 1962, na perioden van kalme en 'onrustige' zee, om "de orde van grootte van de variaties van de korrelsamenstelling van de kustsedimenten vast te stellen en te trachten deze variaties in verband te brengen met de hydraulische condities".

Het bleek dat na ruwe zee in de brandingstrog en tot ca. 700 m zeewaarts van de brandingsrug sedimentatie was opgetreden, terwijl in de overige delen van het profiel geen significante verschillen in waterdiepte werden geconstateerd.

In de korrelgrootteverdelingen werden de belangrijkste verschillen vastgesteld voor de fracties 105-150 μm en 150-210 μm . Na kalme zee was er in kustwaartse richting een grote toename in de fractie 105-150 μm , na ruwe zee was dat het geval in de fractie 150-210 μm . Het materiaal dat na ruwe zee in het gebied zeewaarts van de brandingszone afgezet was, kan zijn aangevoerd door "golven vanuit dieper gelegen zeebodem en door stromen vanuit nabij gelegen kustzones".

Op basis van de bovengenoemde resultaten kunnen de volgende conclusies getrokken worden:

- Er vindt uitwisseling van sediment plaats over de diepe vooroever, waarbij tijdens stormachtige omstandigheden grove zandfracties vanuit dieper water kustwaarts gevoerd worden. Of dit leidt tot een netto toename van het zandvolume is niet duidelijk.
- De aangetroffen fijnere fracties maken deel uit van de kustafzettingen; ze worden tijdens stormen geresuspendeerd maar niet afgevoerd. Derhalve is het bodemmateriaal van de diepe vooroever een mengsel van materiaal uit deze twee bronnen, wat een aanzienlijke spreiding in de korrelgrootteverdelingen oplevert.
- Ondanks significante lokale verschillen in korrelgroottesamenstelling na kalme en stormachtige perioden zijn er geen systematische verschillen over een groot deel van het kustprofiel vast te stellen.

Hoekstra et al. (1999) komen op basis van procesmetingen en korrelgroottemonsters van de vooroever van Terschelling tot de conclusie dat de golfcondities in de brandingszone de kustdwarse uitwisseling van sediment op jaarbasis op dieptes van 5 tot 9 m bepalen. Bij toenemende golfcondities domineert het suspensietransport het bodemtransport. In de genoemde dieptezone wordt de grootste bijdrage aan het suspensietransport geleverd door het kustwaartse, hoogfrequent oscillerende transport dat vrijwel gelijk is aan, en vereffend wordt door, het zeewaarts gerichte transport als gevolg van retourstroming. Laagfrequente golven leveren een kleine bijdrage aan het sedimenttransport die mogelijk de doorslag geeft en het eindresultaat bepaalt. Van events met netto land- of zeewaarts transport tussen de ondiepe en diepe vooroever blijkt geen sprake te zijn.

In de overgangszone van ondiepe naar diepe vooroever wordt goedgesorteerd fijnkorrelig sediment met een min of meer constante mediane korrelgrootte (140-170 μm) aangetroffen. Het ontbreken van een gradiënt in de mediane korrelgrootte suggereert een beperkte uitwisseling van sediment. Het fijnkorrelige sediment is wellicht in suspensie aangevoerd door zeewaartse retourstromingen waarna het uitzakt in de genoemde dieptezone. De diepe vooroever wordt gedomineerd door getij- en windgedreven stromingen, wat de hier voorkomende grovere sedimenten verklaard. De ondiepe en diepe vooroever lijken als gescheiden systemen te opereren.

4.5 Eindconclusie over kustlangs en kustdwars zandtransport over de diepe vooroever

Nadere analyse van de stroming over de diepe vooroever van de Nederlandse kust met behulp van numerieke modellen bevestigt het beeld van Grasmeyer et al. (2022) dat de grote kustlangse transporten vanaf Callantsoog naar het noorden ter hoogte van Texel en Vlieland een zeewaartse component hebben. Tevens beïnvloedt de ebstroming door de zeegaten van de Waddenzee de richting van de residuele stroming op de diepe vooroever van de Waddenkust zodanig dat er uitwisseling van zand met de Noordzeebodem over de 20m-dieptelijn plaats kan vinden.

Uit de analyse en literatuuronderzoek blijkt dat op de diepe vooroever (dieptes van 8-20 m) de gemiddelde stroming die veroorzaakt wordt door getij, wind en dichtheidsverschillen domineert. De rol van golven is beperkt tot het opwoelen van sediment. Het kustlangse transport op de diepe vooroever is veel groter dan het kustdwarse transport.

Het sedimenttransport vindt plaats in een relatief dunne laag nabij de bodem en het grootste deel van de tijd bestaat het transport uit bodemtransport. Desalniettemin domineert het zwevend transport, met name tijdens stormen. Het kustwaartse golfgedreven transport blijkt vrijwel gelijk te zijn aan het zeewaarts gerichte transport als gevolg van retourstroming. Van een stelselmatig netto land- of zeewaarts transport tussen de ondiepe en diepe vooroever lijkt geen sprake te zijn.

Korrelgrootteanalyses bevestigen de aanvoer van zand uit dieper water naar de diepe vooroever, al is het niet duidelijk of dit tot een netto volumetoename leidt. Wel is duidelijk dat er op de diepe vooroever direct zeewaarts van de brandingszone, menging van relatief grover zand uit dieper water met fijner zand van hogerop plaatsvindt.

Kortom: het netto effect van de kustdwarse uitwisseling van sediment tussen de diepe en ondiepe vooroever is beperkt.

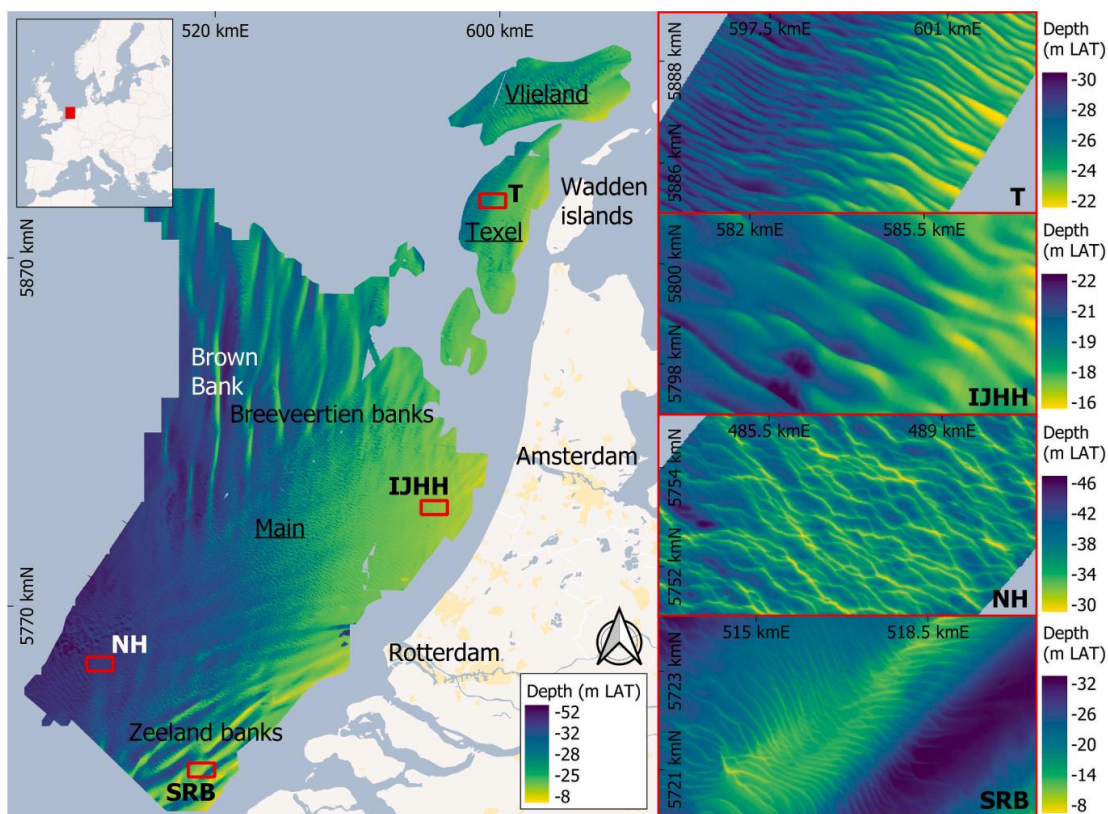
4.6 Referenties

- Grasmeyer, B., Huisman, B., Luijendijk, A., Schrijvershof, R., van der werf, J., Zijl, F., de Looft, H., de Vries, W., 2022. Modelling of annual sand transports at the Dutch lower shoreface. *Ocean and Coastal Management* 217, 105984.
- Hoekstra, P., Houwman, K., Ruessink, G., 1999. The role and time scale of cross-shore sediment exchange for a barrier island shoreface. *Coastal sediments '99 - Proceedings of the 4th International Symposium on Coastal Engineering and Science of Coastal Sediment Processes*, Long Island, New York, June 21-23, 1999, p. 519-534.
- Terwindt, J.H.J., 1969a. Variabiliteit van kustsedimenten vóór Delfland. *Nota Rijkswaterstaat Delta Dienst K-132*.
- Terwindt, J.H.J., 1969b. Onderzoek korrelgroottevariëaties voor de kust van Katwijk 1962. *Nota Rijkswaterstaat Delta Dienst K-324*.
- Thillaigovindarasu, N. R., 2024. Modelling the Dutch Lower Shoreface. Concept intern werkdokument Deltares, 15 pp,
- van de Meene, J.W.H., van Rijn, L.C., 2000. The shoreface-connected ridges along the central Dutch coast – part 1: field observations. *Continental Shelf Research* 20, 2295-2323.

- van Rijn, L.C., 1997. Sediment transport and budget of the central coastal zone of Holland. Coastal Engineering 32, 61-90.
- van Rijn, L.C., 2007a. Unified view of sediment transport by currents and waves. I: Initiation of motion, bed roughness, and bed-load transport. Journal of Hydraulic Engineering 133 (6), 649–667.
- van Rijn, L.C., 2007b. Unified view of sediment transport by currents and waves. II: Suspended transport. Journal of Hydraulic Engineering 133 (6), 668–689.
- Vermeer, N., 2023. Inventarisatie sedimenttransport op de overgang tussen de ondiepe en diepe kustzone - Overzicht van uitgevoerde metingen, modelanalyses en publicaties. Deltares rapport 11207897-000-ZKS-0010, 52 pp.
- Zijl, F., Zijlker, T., Laan, S., Groenenboom, J., 2023. 3D DCSM FM: a sixth-generation model for the NW European Shelf - 2022 release. Deltares rapport 11208054-004-ZKS-0003, 68 pp

5 Zeebodemaftzettingen zeewaarts van de Waddeneilanden

De resultaten van de volumebalans van de diepe vooroever (Hoofdstuk 3) en de modellering van sedimenttransporten (Hoofdstuk 4) laten zien dat er ter hoogte van de westelijke Waddenkust sediment verdwijnt uit de kustzone. Waar het weggevoerde sediment wordt afgezet is lastig vast te stellen: het gaat op jaarbasis weliswaar over een groot volume maar het sediment wordt wellicht verspreid over een groot oppervlak, waardoor netto sedimentafzetting moeilijk is vast te stellen. Bovendien komen hier zeewaarts van de kustzone actieve zandgolfvelden voor (zie Fig. 5.1), waar zandgolven met een typische hoogte en lengte in de orde van respectievelijk 2 m en 250 m, met 1 tot 6 m per jaar naar het noordoosten migreren (deelgebied Texel; Van der Meijden et al., 2023). Het migreren van de zandgolven leidt tot verticale bodemveranderingen in de orde van decimeters per jaar. De afzetting van nieuw aangevoerd sediment wordt daardoor lastig vast te stellen. Tot slot moet opgemerkt worden dat de bathymetrie zeewaarts van de 20m-dieptecontour niet regelmatig opgenomen wordt, waardoor de beschikbare informatie zeer beperkt is.



Figuur 5.1: Samengesteld overzicht van de meest recente bathymetrische opnamen van het Nederlands Continentaal Plat, waarop aangegeven de zandgolfvelden bij Texel en Vlieland. De kolom rechts geeft gedetailleerde bathymetrie van de deelgebieden Texel (T), IJmuiden-Hoek van Holland (IJHH), Noord Hinder (NH) en Schaar Rabsbank (SRB). (Figuur overgenomen uit Van der Meijden et al., 2023; bron bathymetrische data: Deltares.)

Om toch enig inzicht te krijgen in de sedimenthuishouding van de westelijke Waddenkust bieden de samenstelling en diktevariatie van het totale pakket actief zeebodemsediment een mogelijkheid. Het oppervlaktensediment, overwegend zand, is een product van de netto

veranderingen over lange termijn. Informatie over het actieve zeebodemsediment zeewaarts van de Waddeneilanden is te vinden in het rapport van Niessen (1990). Dit rapport is opgesteld als onderdeel van het (eerste) Kustgenese-project in de jaren Tachtig en Negentig. Het rapport beschrijft de opbouw van de zeebodem op dwarsraaien ter hoogte van de centrale delen van de Waddeneilanden op basis van seismische opnamen en boringen. Het zand zeewaarts van de Waddeneilanden wordt gerekend tot de Terschellinger Bank Member, welke deel uitmaakt van de Nieuw Zeeland Gronden Formatie¹⁷ (hier verder afgekort tot TBM; aangegeven met oranje in de Figs. 5.2 en 5.3). Het betreft een pakket bruin tot grijsbruin, enigszins slibhoudend zand, waarin soms fragmenten van volmariene soorten worden aangetroffen¹⁸. De gemiddelde korrelgrootte varieert van 170 tot 420 µm, het slibgehalte is minder dan 10%. In de raaien bij Texel en Vlieland worden in deze afzettingen grindjes aangetroffen. Ook zijn in deze twee raaien de d50-waarden van het zand zeewaarts van de 20m-dieptelijn over het algemeen hoger (220-230 µm) dan in de overige raaien (170-180 µm). Het zand landwaarts van de voet van de kusthelling (Fig. 5.2) is in de raaien bij Texel en Vlieland fijner (155-190 µm).

Het actieve zandpakket is gevormd aan de zeebodem door omwerking en transport van dieper gelegen afzettingen. Vrijwel overal ligt het actieve zand op oudere holocene afzettingen gevormd door migrerende wadgeulen (aangegeven met groen in Figs. 5.2 en 5.3). De Texel-raai toont een afwijkend beeld: de holocene wadafzettingen zijn hier dun en niet overal aanwezig. In het laatste geval ligt het actieve zand direct op pleistocene afzettingen. Ook is hier onder de diepe vooroever keileem en glaciaal zand aangetroffen (Fig. 5.2; blauwe kleuren). Het voorkomen van grind en hogere d50-waarden zeewaarts van Texel en Vlieland en het ontbreken van grind samen met lagere d50-waarden in de overige raaien suggereren een verfijning in korrelgrootte en daarmee een transportrichting van zand van west naar oost.

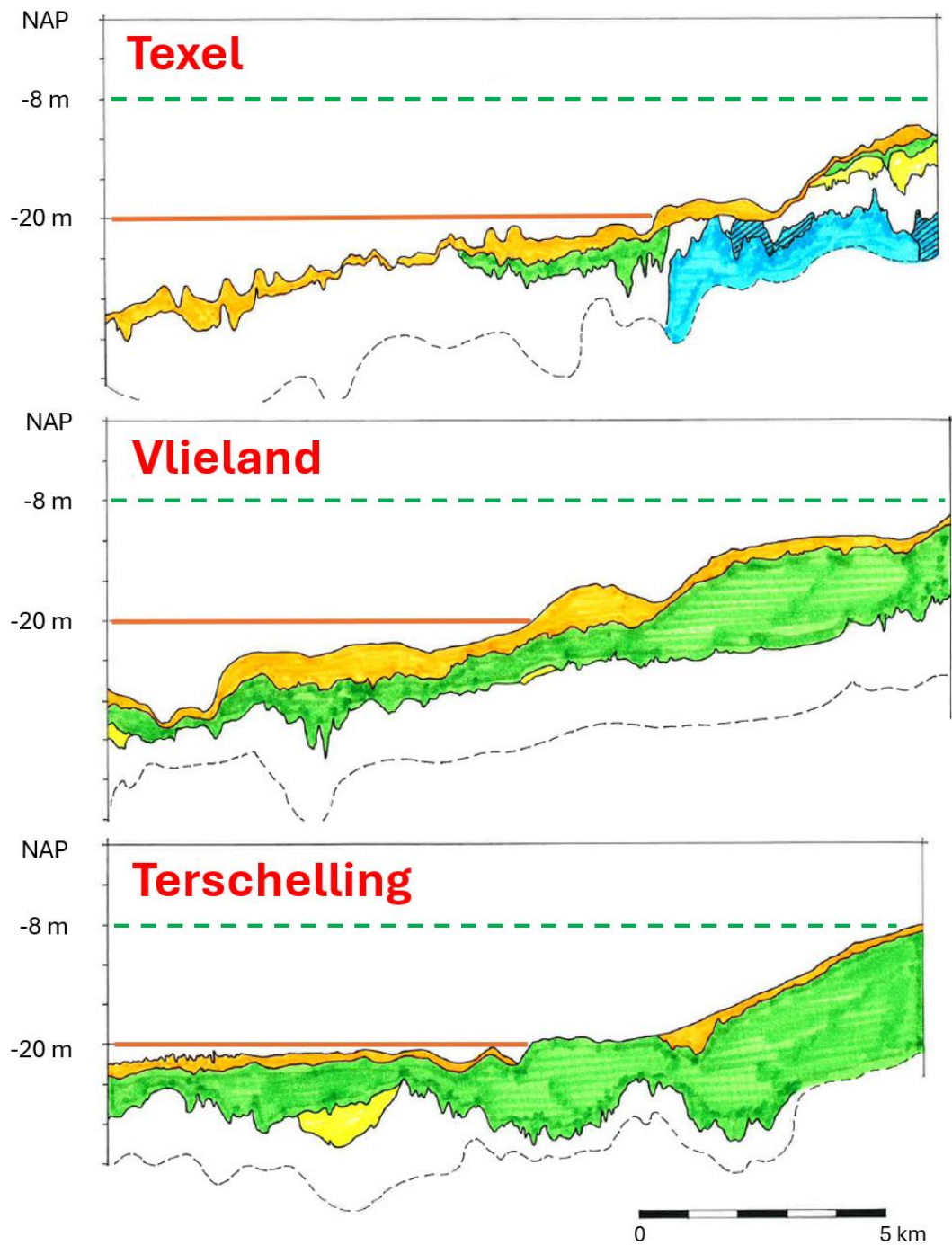
In de raaien bij Terschelling, Ameland en Schiermonnikoog (Fig. 5.3) komt tussen de 20m- en 10m-dieptelijn nauwelijks of geen zand van de Terschellinger Bank Member voor. Mogelijk fungeert deze zone uitsluitend als een soort transitiezone voor materiaal dat vanaf de kust zeewaarts verdwijnt en omgekeerd. Aan de zeewaartse zijde van deze zone overheerst het zandtransport met de oostwaarts gerichte reststroom en kustwaarts ervan bevindt zich de brandingszone (zie ook Sectie 4.2).

In de Texel- en Vlieland-raaien bedekt het TBM zand de gehele vooroever (Fig. 5.2). In de Texel-raai bereikt het pakket een grootste dikte van ca. 3 m rond de 20m-dieptelijn. Een minimale dikte van enkele decimeters wordt waargenomen op het knikpunt van de kustwaarts flauw oplopende zeebodem naar het steile deel van de onderwateroever. Sha et al. (1996; Fig. 16) laten zien dat de dikte van de actieve zandlaag op de diepe vooroever van Texel zeewaarts van de 10m-dieptecontour 2 m of minder bedraagt. Landwaarts van de 10m-dieptecontour neemt de dikte toe tot ca. 10 m bij de waterlijn. In de Vlieland-raai heeft het zandpakket tussen -20 m en -24 m een dikte van ca. 4 m. In de Terschelling-raai is het pakket TBM zand aanzienlijk dunner en is aan de voet van de kusthelling zelfs geheel afwezig (Fig. 5.2; 5.3).

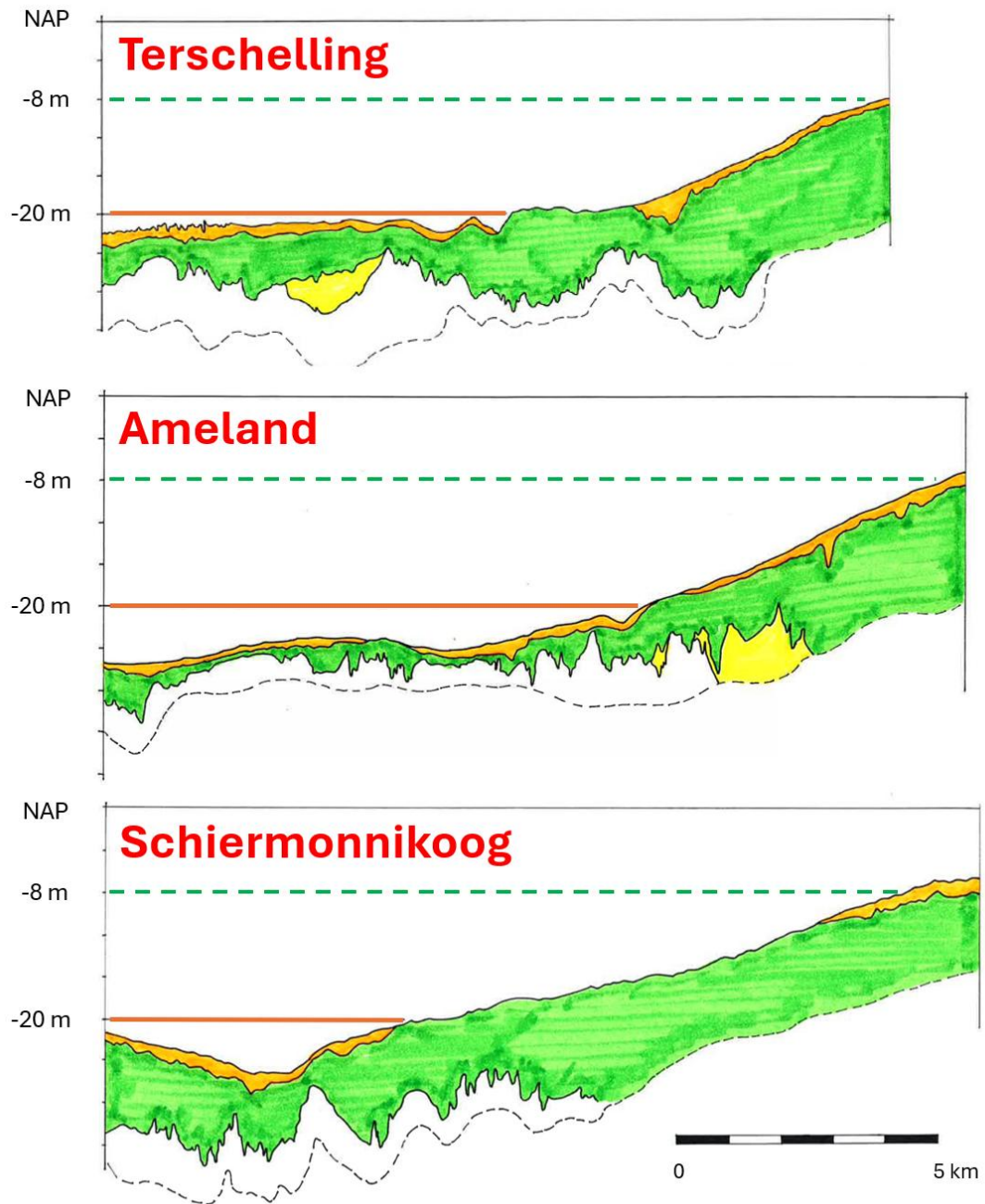
Ook in de Ameland- en de Schiermonnikoog-raai is de dikte van de TBM slechts gering, 1 a 2 m. In de Ameland-raai ontbreekt het TBM zand op twee locaties, in de Schiermonnikoog-raai komt tussen -10 m en -20 m helemaal geen TBM zand voor (Fig. 5.3).

¹⁷ In de huidige stratigrafie van de holocene zandige zeebodemaafzettingen in de Noodzee worden deze afzettingen geïnterpreteerd als het Terschellinger Bank Laagpakket van de Southern Bight Formatie.

¹⁸ Het gaat hier voornamelijk om fragmenten van de zeeëgel *Echinocardium cordatum* en de strandschelp *Spisula elliptica*, en in mindere mate om *Cerastoderma edule* (kokkel), *Donax vittatus* (zaagje) en *Mytilus edulis* (mossel).



Figuur 5.2: Opbouw van de ondergrond van kustdwarse raaien ter hoogte van de centrale delen van de Waddeneilanden Texel, Vlieland en Terschelling, op basis van seismische opnamen. Het actieve pakket zeebodembzand (Terschellinger Bank Member) is met oranje aangegeven. De groene kleur vertegenwoordigt oudere holocene wadafzettingen. Er zijn drie pleistocene afzettingen onderscheiden: dekzand uit het Weichselien (geel), glaciële afzettingen uit het Saalien (blauw; gearceerd = keileem) en overig Pleistoceen (geen kleur). De groene streeplijn geeft het niveau van NAP -8 m aan, wat ongeveer overeen komt met de landwaartse grens van de diepe vooroever. De rode lijn geeft het niveau van NAP -20 m weer, de zeewaartse grens van de diepe vooroever. De maximaal bereikte diepte van het seismisch profiel wordt aangegeven met de zwarte streepjeslijn. In het zeewaartse deel van het Texel-profiel zijn zandgolven te onderscheiden. (Bron: Niessen, 1990.)



Figuur 5.3: Opbouw van de ondergrond van kustdwarse raaien ter hoogte van de centrale delen van de Waddeneilanden Terschelling, Ameland en Schiermonnikoog, op basis van seismische opnamen. Het actieve zeebodemsand (Terschellinger Bank Member) is met oranje aangegeven. De groene kleur vertegenwoordigt oudere holocene wadafzettingen. Er worden twee pleistocene afzettingen onderscheiden: dekzand uit het Weichselien (geel) en overig Pleistoceen (geen kleur). De groene streeplijn geeft het niveau van NAP -8 m aan, wat ongeveer overeen komt met de landwaartse grens van de diepe vooroever. De rode lijn geeft het niveau van NAP -20 m weer, de zeewaartse grens van de diepe vooroever. De maximaal bereikte diepte van het seismisch profiel wordt aangegeven met de zwarte streepjeslijn. In het zeewaartse deel van het Terschelling-profiel zijn megaribbels te onderscheiden. (Bron: Niessen, 1990.)

Het lijkt alsof er op de onderwateroever twee gescheiden sedimentatiesystemen zijn met ertussen (globaal tussen de 10 en 20 meter dieptelijn) een zone van non-sedimentatie.

5.1 Interpretatie

Ter hoogte van Texel en Vlieland wordt grind aangetroffen, dit duidt op omwerking en uitspoeling van de hier voorkomende keileem en glaciële zanden. De scherpe grens in de mediane korrelgrootte rond de 20m-dieptelijn (d50 zeewaarts: 220-230 μm , d50 landwaarts: 155-190 μm) suggereert dat in het zeewaartse deel vooral uitspoeling en transport plaatsvindt, terwijl de fijnere korrelgroottes op de diepe vooroever duiden op aanvoer en afzetting van materiaal.

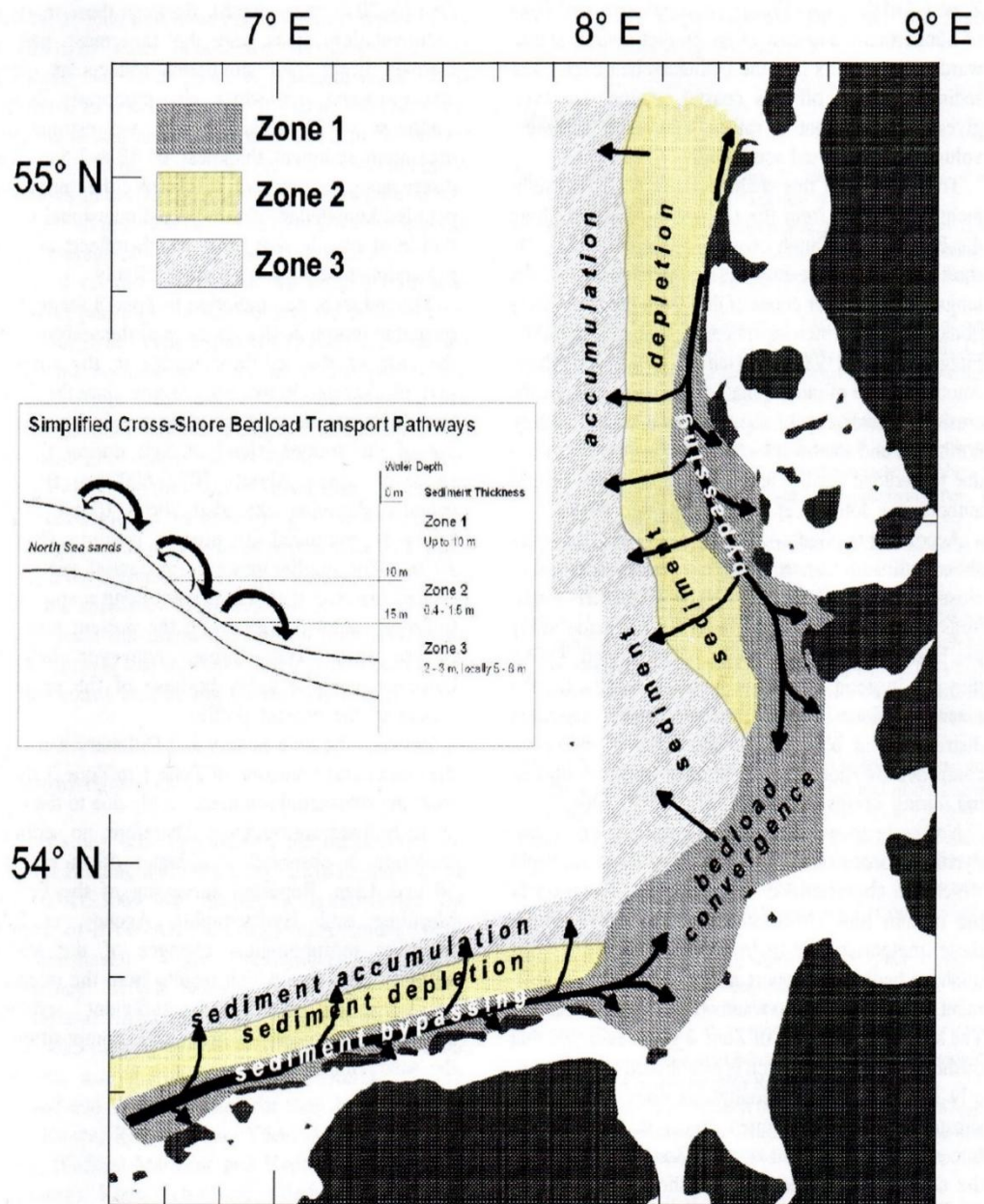
De dikte van de actieve laag bij Vlieland, 4 m tussen -20 m en -24 m strookt niet met het beeld van uitspoeling en transport. In dat geval is een relatief dunne laag van grof restmateriaal (een zogenaamde *lag*-afzetting) te verwachten. De dikte van het pakket suggereert dat er hier netto aanvoer en afzetting van zand plaatsvindt. Dit past in het beeld van zeewaarts transport uit de kustzone op deze locatie.

Het lokaal ontbreken van het TBM zandpakket vanaf Terschelling in oostelijke richting suggereert dat er twee gescheiden zandtransportsystemen bestaan: oostwaarts golfgedreven transport in de brandingszone en oostwaarts transport door de residuele stroming zeewaarts van de 20m-dieptecontour. Een vergelijkbaar concept van gescheiden transportzones is gesuggereerd voor de Oostfriese Waddeneilanden door Zeiler et al. (2000). Zij onderscheiden een driedeling in de dikte van de vooroeverafzettingen: (1) een dik pakket zand (ca. 10 m) tussen 0 en -10 m, (2) een zone met een dunne zandlaag (0,4 a 1,5 m) tussen -10 en -15 m, en (3) tussen -15 en -20 m een zandpakket dat gemiddeld 2 a 3 m dik is met uitschieters naar 5 a 6 m in zandbanken (Fig. 5.4). Zeewaarts van de 20m-dieptecontour is het zandpakket 1 a 2 m dik. Zeiler et al. interpreteren Zone 1 als een zone van (golfgedreven) langtransport. De Zones 2 en 3 lijken sediment uit te wisselen in dwarsrichting, waarbij Zone 2 afneemt en Zone 3 toeneemt in dikte. Te denken valt aan zeewaarts transport tijdens storm en landwaarts transport van een deel van het sedimentvolume tijdens rustig weer.

5.2 Conclusie

De dikte van het actieve zeezand is af te leiden uit de geologische verkenning van Niessen (1990). Zeewaarts van de vooroever van Texel en Vlieland is het pakket actief zand relatief dik. Ter hoogte van centraal Vlieland bedraagt de dikte ca. 4 m, wat netto sedimentatie van zand suggereert. Dit past in het beeld van vanaf Callantsoog naar het noorden toenemende sedimenttransporten gevolgd door een sterke afname in transport ter hoogte van het Zeegat van het Vlie. Ter hoogte van Vlieland lijkt er netto transport van zand uit de kustzone naar de diepere Noordzee op te treden. Het relatief dikke zandpakket ter hoogte van Vlieland zou hiervan het gevolg kunnen zijn.

Op de vooroeveren van Terschelling, Ameland en Schiermonnikoog komt naar het oosten gaand steeds minder actief zand voor op de diepe vooroever. De diepe vooroever lijkt een zone te zijn waarin vooral kustdwars zand wordt uitgewisseld, zonder tot netto afzetting te komen. Op deze manier vormt de diepe vooroever de scheiding tussen het zandtransport in de brandingszone en dat op de zeebodem buiten de kuststrook.



Figuur 5.4: Conceptueel model van de netto transportpaden op de vooroever van de Duitse Waddeneilanden. Een sediment 'bypassing' zone in ondiep water grenst aan een zone waar sediment netto verdwijnt ('depletion' zone) door netto dwarstransport naar een diepere zone ('accumulation' zone). (Bron: Zeiler et al., 2000)

5.3 Referenties

- Niessen, A.C.H.M., 1990. Project Kustgenese – Geologisch onderzoek van het kustgebied van de Waddeneilanden. Rapport Rijks Geologische Dienst, Haarlem, 25 pp. (briefnummer 90737; project 6527).
- Sha, L.P., Laban, C., Zonneveld, P.C., 1996. Influence of the Pleistocene topography on the Holocene coastal development off Texel. In: Beets, D.J., Fischer, M.M., de Gans, W. (red.), Coastal studies on the Holocene of the Netherlands, Mededelingen Rijks Geologische Dienst 57, p. 79-95.
- van der Meijden, R., Damveld, J.H., Ecclestone, D.W., van der Werf, J.J., Roos, P.C., 2023. Shelf-wide analyses of sand wave migration using GIS: A case study on the Netherlands Continental Shelf. *Geomorphology* 424, 108559. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108559>
- Zeiler, M., Schulz-Ohlberg, J., Figge, K., 2000. Mobile sand deposits and shoreface sediment dynamics in the inner German Bight (North Sea). *Marine Geology* 170, 363-380.

6 De shoreface-connected ridges voor de centrale Hollandse kust

Het centrale deel van de Hollandse kust is relatief stabiel en wordt gekenmerkt door een steile vooroever¹⁹. De vooroever gaat tussen Katwijk en Petten in zeewaartse richting over in een serie van negen parallelle zandbanken met een SSW-NNE strekking, waarvan er vier met hun noordoostelijke uiteinde 'vastzitten' aan de onderwateroever, ongeveer tussen Bloemendaal en Bergen aan Zee (Fig. 6.1). Deze banken staan bekend als shoreface-connected ridges (SFCR's). Deze banken spelen waarschijnlijk een rol in de kustwaartse uitwisseling van zand tussen de nearshore en offshore zones (Wiersma & van Alphen, 1988). Hun rol in de sedimenthuishouding van de kustzone is slecht bekend. De opbouw en ontwikkeling van de shoreface-connected ridges [vanaf hier aangeduid met 'banken' of 'zandbanken'] is bestudeerd om te komen tot een conceptueel model van de relatie tussen de shoreface en de zandbanken.

De SFCR's ten zuiden van IJmuiden zijn ca. 30 jaar geleden onderzocht door Van de Meene met behulp van procesmetingen, box- en vibrocores en seismische opnamen. Dateringen met radioactief koolstof aan juveniele *Spisula* schelpen geven een tijdsframe van de onderscheiden afzettingen. De hier gebruikte informatie is ontleend aan Van de Meene's proefschrift uit 1994. Een overzicht van de rapporten en publicaties van Van de Meene over de zandbanken is te vinden in Bijlage B.

Uit het onderzoek blijkt dat de meest kustnabije bank (van oudsher 't Harde genoemd) afwijkt in opbouw en gedrag. Deze bank bestaat uit een relatief dunne laag zeezand gedrapeerd over een in oudere holocene lagunaire afzettingen ingesneden reliëf. De lagunaire afzettingen zijn kleirijk en kunnen tot in de onderwateroever en verder landwaarts vervolgd worden. De zeewaarts van 't Harde gelegen banken bestaan vrijwel geheel uit zand en verheffen zich ten opzichte van de omringende zeebodem. De banken hebben een kern die tussen 5000 en 3000 jaar oud is met daaroverheen een jonge laag zeezand die tussen 1500 en 200 jaar geleden gevormd werd. De interne opbouw van deze banken wijst op een verplaatsing in noordelijke en dus zeewaartse richting, wat overeen komt met de gemeten en berekende zandtransporten.

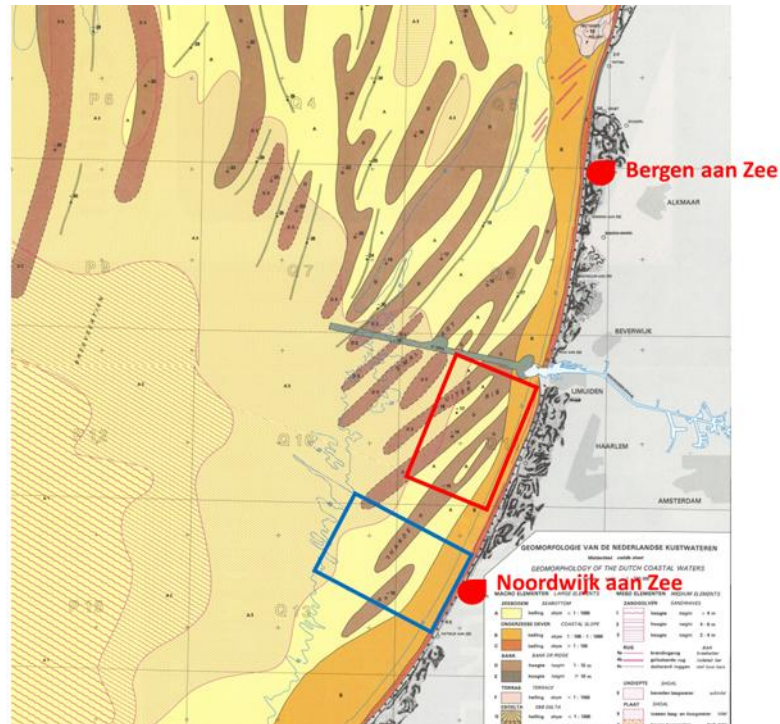
Recent onderzoek in het kader van het project Kustgenese 2 laat zien dat in de onderwateroever bij Noordwijk kleilagen voorkomen die lokaal zelfs de zeebodem vormen. Het voorkomen van deze kleilagen hangt hoogstwaarschijnlijk samen met de monding van de Oude Rijn die hier tussen 5000 en 1500 jaar geleden actief was.

De SFCR's spelen een rol in de zandbalans van de centrale Hollandse kust. Welke rol is niet duidelijk. Een nadere analyse van de banken en hun functioneren is daarom relevant. Hierbij spelen vragen als:

- Er zijn geen aanwijzingen voor grote zandtransporten over de meest kustnabije bank; klopt dit?
- Wat is de interactie van deze bank met de aangrenzende onderwateroever? en
- Welke rol speelt deze bank in de zandbalans?

¹⁹ NB de termen *vooroever* en *shoreface* zijn synoniemen en worden hier door elkaar gebruikt.

- De zeewaartse banken verplaatsen met ca. 1 m per jaar²⁰; spelen deze zandtransporten een rol in de zandbalans van de kust?



Figuur 6.1: Geomorphologische kaart van de centrale Hollandse kust tussen Wassenaar en Petten met in donkerbruin de shoreface-connected ridges en de locaties van de studiegebieden van Van de Meene (1994) [rode rechthoek] en het Kustgenese 2 project [blauwe rechthoek]. NB ten NW van de shoreface-connected ridges komen eveneens zandbanken voor die echter géén verbinding hebben met de diepe vooroever. (Bron kaart: Van Alphen & Damoiseaux, 1987.)

6.1 Kenmerken shoreface-connected ridges

De banken liggen voor het centrale deel van de Hollandse kust, op de overgang van inner shelf naar vooroever (Fig. 6.1). De waterdiepte in het bankengebied varieert van 14 tot 20 m. De banken hechten aan op de vooroever op 14 a 15 m waterdiepte. Het profiel van de banken varieert, er komen zowel symmetrische als asymmetrisch banken voor, asymmetrische banken kunnen hun steilste helling zowel aan zeewaartse als landwaartse zijde hebben. De zandbanken hebben een laag reliëf (het hoogteverschil ten opzichte van de aangrenzende troggen bedraagt hooguit enkele meters) met flauwe hellingen. De banken vormen geen grote fenomenen, desondanks beïnvloeden ze wel de (getij-)stroming.

Lodgingen en side-scan-sonar beelden laten zien dat de banken lokaal bedekt zijn met zandgolven (lengte 600-750 m, hoogte 0,8-2 m) en megaribbels (lengte 5-12 m, hoogte 0,15-0,3 m). Zandgolven komen voor op het zuidoende van Bank 1 en op geheel Bank 2 (en op één locatie te noorden van IJmuiden; zie Sectie 6.4 voor de locatie van Bank 1 en 2). De zandgolven op het noordelijk einde van Bank 2 zijn sterk asymmetrisch met een steile NNE gerichte zijde, wat overeenkomt met het noordwaarts gericht residueel zandtransport. Van Dijk en Kleinhans (2005) constateerden op basis van 4 multibeam-sonar lodgingen in één jaar tijd dat deze zandgolven zowel naar het zuiden als het noorden bewegen, maar netto naar

²⁰ Van de Meene (1994; p. 129, 130) concludeert op basis van sedimenttransportberekeningen gebaseerd op waargenomen stromingssnelheden dat de zeewaartse verplaatsing van de banken in de orde van 0,5 tot 1 m per jaar is.

het noorden migreren (6,5-20 m per jaar) onder invloed van vloeddominant langtransport in combinatie met opwoeling door golven. Op het zuidelijk deel van Bank 2 zijn de zandgolven meer symmetrisch en minder geprononceerd. In de verspreiding van megaribbels is geen duidelijk patroon te ontdekken. Ze komen voor in de meeste troggen, de meest kustnabije uitgezonderd. Op de banken ontbreken ze veelal, maar niet op Bank 2 waar ze de top van de zandgolven vormen.

Vergelijking van de vaklodingen in het bankengebied laten over een periode van 6 jaar tot 15 jaar geen veranderingen in diepte of verplaatsing zien. Dit was al eerder door Van de Meene geconstateerd (Van de Meene, 1994, Sectie 1.2.1, p. 7).

6.2 Morfologie van de centrale Hollandse kust

De 20m-dieptecontour ligt voor de centrale Hollandse kust ca. 10 km verder zeewaarts dan in de aangrenzende delen (zie Fig. 6.2). Tevens ligt de teen van de shoreface hier dichterbij de kustlijn en op een kleinere diepte, waardoor de helling van de shoreface van de centrale Hollandse kust steiler is dan ten noorden en ten zuiden hiervan.

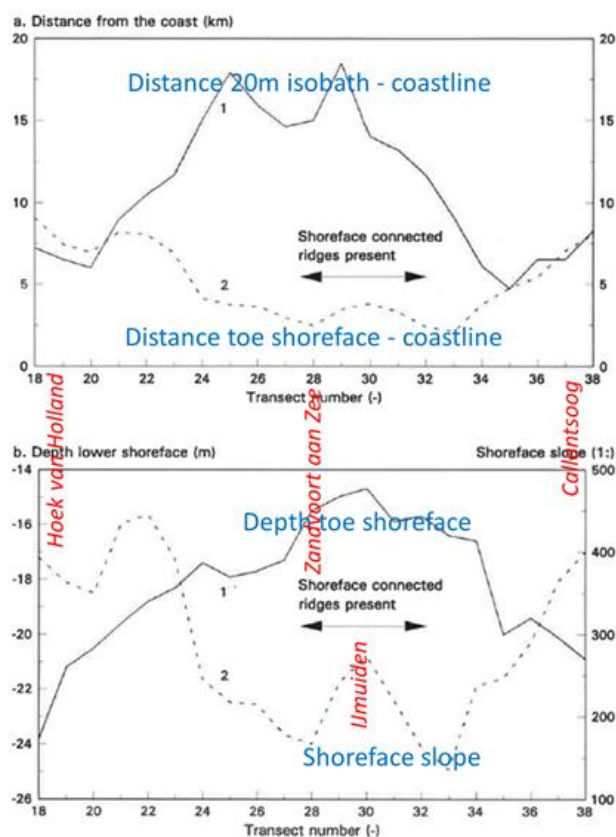


Fig. 6.2: (a) De afstand tussen de kustlijn langs de Hollandse kust en respectievelijk de 20m-dieptecontour en de teen van de shoreface. Langs het centrale deel van de Hollandse kust ligt de 20m-dieptecontour verder zeewaarts, terwijl de teen van de shoreface hier dichterbij ligt. Ook ligt de teen van de shoreface hier ondieper, waardoor de helling hier steiler is (b). (Bron basisfiguur: Van de Meene, 1994.)

Op een tijdschaal van eeuwen lijkt de centrale Hollandse kust min of meer stabiel of zelfs licht vooruit gaand, in tegenstelling tot de aangrenzende gebieden (Edelman, 1961): een 'holle kust zandt aan'.²¹

De Ruig (1989) concludeert op basis van een analyse van de Jarkusraaien en doorlodingen over de periode 1963-1986 dat de kust van Rijnland (raaien 56-97) aanzandt terwijl de kusten van Noord-Holland en Delfland eroderen. Interessant is zijn conclusie dat overall langs de Hollandse kust netto zand verstuift naar de zeereep: gemiddeld 3 tot 3,5 m³ per meter per jaar. In de aanzandende delen is dat zelfs 10 m³/m/jaar.

Ligtendag (1990) reconstrueerde de kustlijnen van de Hollandse kust van 1750 en 1600 op basis van oude kaarten. Hij concludeert aan de hand van deze reconstructies dat de Rijnlandse kust sinds 1600 beperkt achteruit gegaan is. Bij Noordwijk was de erosie het grootst, ongeveer 200 m. De erosie aan de Kennemerlandse kust sinds 1600 is nog minder geweest dan de Rijnlandse. Voor zover na te gaan is de hoogwaterlijn tussen Zandvoort en Castricum min of meer op dezelfde plaats gebleven. Ten noorden van Castricum is de kust wel achteruit gegaan. In tegenstelling tot de ontwikkeling in de laatste decennia heeft het middendeel van de Hollandse kust over de afgelopen eeuwen geen aanwas vertoont, de kustlijn is hier min of meer op zijn plaats gebleven (Ligtendag, 1991). De uitbouw bij IJmuiden dateert van na de aanleg van het Noordzeekanaal.

In een latere studie, gebaseerd op (geschreven) historische bronnen, gaat Ligtendag (1997) ervan uit dat de Hollandse kust in, of kort na, de Romeinse tijd haar maximale westwaartse uitbreiding heeft gehad en zich vervolgens in oostelijke richting is gaan verplaatsen. De auteur neemt aan dat de kust tussen Egmond en Katwijk in de periode 800-1300 AD, net als in de tijd erna, niet veel van plaats veranderd is.

Of er een relatie is tussen de aanwezigheid van de zandbanken en de morfologie kust en stabiliteit van de centrale Hollandse kust, en zo ja, welke, is onduidelijk.

6.3 Zeebodemsedimenten

Van de Meene trof in boxcores verzameld in zijn studiegebied twee soorten zeebodemsediment aan: (1) Fijn grijs, slecht gesorteerd zand met een mediane korrelgrootte van 150-200 µm en bijmenging van silt en klei, en (2) medium bruin, redelijk tot goed gesorteerd zand, d₅₀: 250-300 µm en weinig tot geen bijmenging. In de offshore trof hij vrijwel overal bruin zand aan. Boxcores van de shoreface en de aanhechtingspunten van de banken bevatten verschillende opeenvolgingen:

1. Alleen medium bruin zand;
2. Alleen fijn grijs zand, meestal homogeen (als gevolg van doorgraving!), met name op aanhechtingspunten van de banken op de 'middle shoreface', en
3. dicht bij kust: fijn grijs zand met daarop een dunne laag bruin zand, met veel schelpen en een scherpe ondergrens.

Korrelgrootteanalyses van het oppervlakesediment uit boxcores welke verzameld zijn op 3 juli 2017 en 6 september 2018 in het Kustgenese 2 studiegebied bij Noordwijk aan Zee (zie Figs. 6.1 en 6.3 voor locatie) laten zien dat het zeebodemsediment in het bankengebied

²¹ De Ruig, 1989, p. 14: "De Hollandse kust tussen Hoek van Holland en Den Helder is concaaf van vorm. Een dergelijke parabolische kustvorm wordt verondersteld in het midden aan te zanden en aan de uiteinden te eroderen, hetgeen veroorzaakt wordt door een gradiënt in het golfgedreven langstransport (Pelnaud-Considère, 1954; Edelman & Eggink, 1962). Grote verstoringen worden gevonden aan de randen, bij het Marsdiep en de Nieuwe Waterweg. Vooral aan de noordelijke begrenzing van de kustboog wordt veel sediment onttrokken. Verstoringen van het algemene beeld van aanzanding in het centrale deel van de kust, worden veroorzaakt door o.a. de havens van Scheveningen en IJmuiden (Edelman, 1961)."

grover en beter gesorteerd is dan op de shoreface (zie Tab. 6.1). In het bankengebied bevatte het sediment vrijwel geen slib, op de shoreface werd tot 12% slib aangetroffen in de monsters.

Tabel 6.1: Bereik en gemiddelde waarde (vetgedrukt) van mediane korrelgrootte, sortering en slibgehalte van bodemonsters uit het Kustgenese 2 studiegebied bij Noordwijk aan Zee. Met 'n' wordt het aantal geanalyseerde monsters aangegeven, de analyse zijn uitgevoerd met een Malvern Mastersizer. Sortering is gedefinieerd als de verhouding D_{60}/D_{10} ; waarden kleiner dan 1,80 duiden op een 'goede sortering', waarden tussen 1.80 en 2.19 classificeren als 'matig gesorteerd', hogere waarden betekenen 'slecht gesorteerd'. NB niet alle monsters bevatten slib, dit geldt met name in het bankengebied. (Bron: Van der Spek et al., 2022).

Mediane korrelgroottes Kustgenese 2 studiegebied Noordwijk					
	D_{50} (μm)	sortering	n	slib%	n
1. Shoreface					
2017	222- 282 -323	1,80- 2,04 -2,46	6	3-5-7	5
2018	217- 269 -313	1,94- 2,97 -6,73	12	2-6-12	12
2. Bankengebied					
2017	331- 362 -414	1,55- 1,69 -1,86	6	2	1
2018	335- 349 -366	1,60- 1,65 -1,76	4	0	0

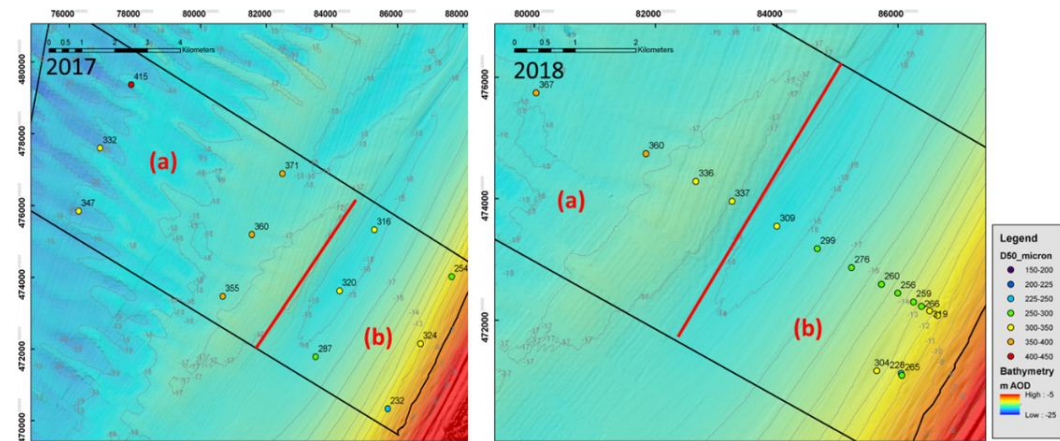


Fig. 6.3: Bathymetrie van het Kustgenese 2 studiegebied bij Noordwijk aan Zee in 2017 en 2018. NB in 2018 is alleen het kustwaartse deel van het gebied bemonsterd. Verder zijn posities aangegeven van de boxcores verzameld zowel in het bankengebied (a) als op de shoreface (b). Bij de monsterposities zijn de mediane korrelgroottes aangegeven. Het sediment in het bankengebied is gemiddeld grover dan op de shoreface. (Bron: Van der Spek et al., 2020).

Van de Meene constateerde een duidelijke overgang in het oppervlakesediment van medium bruin zand op de inner shelf en lower shoreface naar fijne grijze zanden hoger op de shoreface. Het bruine zand van de offshore sandsheet wigt uit op de lower shoreface, het vormt hier een schelpenrijke lag-deposit op het grijze zand. De vorming van een lag-deposit is een indicatie voor weinig netto sedimentatie op de lower shoreface, de fijnere fracties zijn afgevoerd.

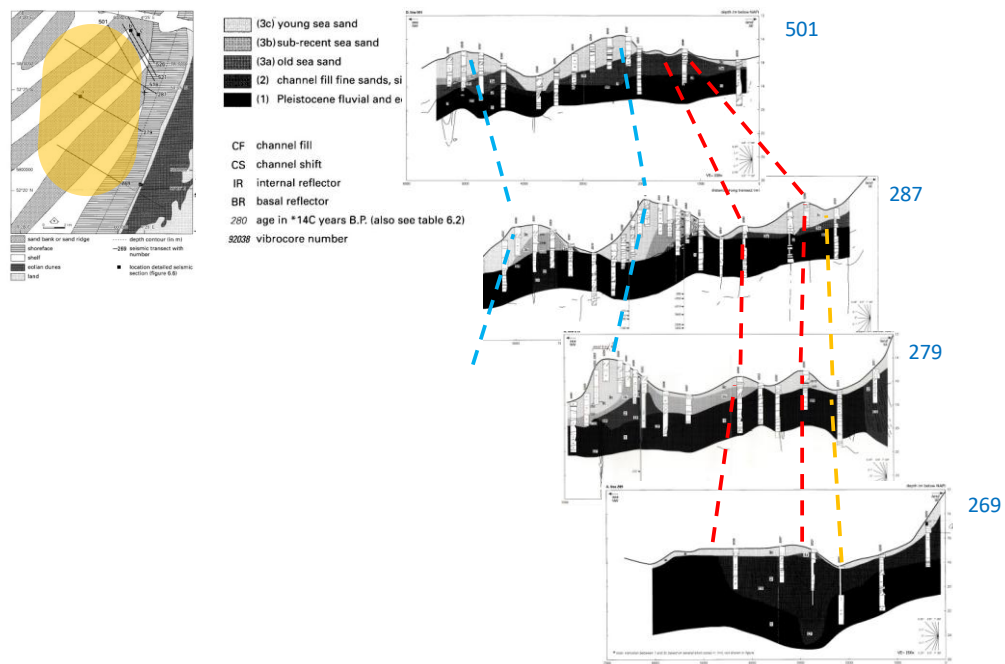
Het grijze zand op de middle shoreface bevat mariene schelpen, is soms volledig doorgraven, of wordt gedomineerd door low-angle en horizontale gelaagdheid. Deze afzettingen worden geïnterpreteerd als distale stormafzettingen.

Het voorkomen van grijs zand aan het oppervlak suggereert dat dit deel van de shoreface erodeert of wordt omgewerkt.

6.4 Boringen en seismiek: de ontwikkeling op geologische tijdschaal

Het zeezand dat Van de Meene aantrof in vibrocores was fijn tot medium, donkergrijs tot geel-bruin zand met een mediane korrelgrootte van 125 tot 300 μm , het bevatte sporadisch kleilensjes en een in hoeveelheid en grootte variabele open-mariene schelpenfauna gedomineerd door *Spisula subtruncata* (halfgeknotte strandschelp).

Sedimentaire structuren gevormd door stroming en golfwerking werden afgewisseld met doorgraving. NB doorgraving door in de zeebodem levende organismen vernietigt de door transportprocessen gevormde structuren in de afzetting. Er bleek geen samenhang tussen sedimentaire structuren of doorgraving en de morfologie van de zandbanken.



Figuur 6.4: Serie dwarsdoorsnedes door de shoreface-connected ridges tussen Noordwijkerhout en IJmuiden. De rode en blauwe streepjeslijnen verbinden de corresponderende banken, de gele streepjeslijn verbindt de trog aan de voet van de shoreface. De locatie van de doorsnedes wordt aangegeven door de oranje vlek op het kaartje. De meest landwaartse bank is relatief laag en heeft 2 toppen (rode streepjeslijnen), de twee zeewaartse banken (blauwe streepjeslijnen) zijn hoger en hebben een duidelijke interne opbouw. (Bron profielen en kaartje: Van de Meene, 1994).

Op basis van verschillen in korrelgrootte, kleur en schelpinhoud onderscheidde Van de Meene 3 sub-eenheden in het zeezand:

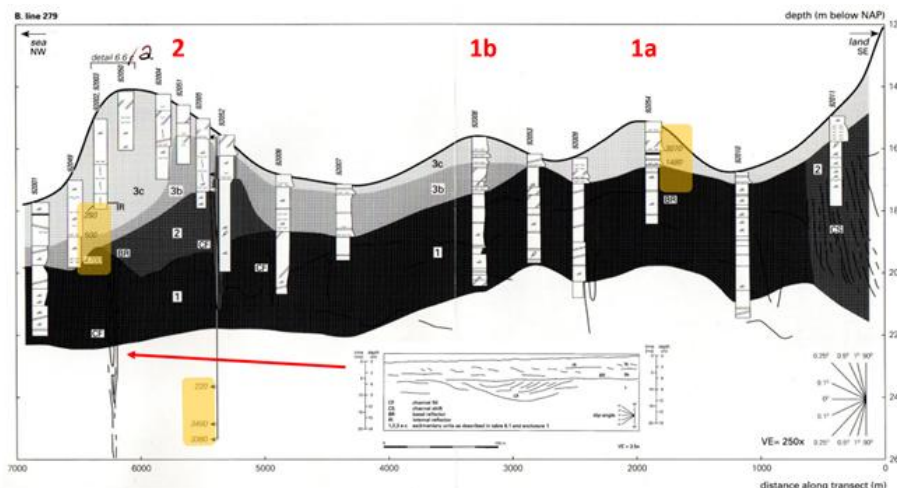
1. Oud zeezand (unit 3a): grijs tot donkergrijs fijn zand, met een mediane korrelgrootte van 125-250 μm , weinig kleilensjes en weinig schelpen. De schelpen vormden een open-mariene *Spisula* fauna, de ouderdom van deze afzetting is 3000-5000 BP²².
2. Subrecent zeezand (unit 3b): overwegend 'schoon', bruingrijs tot grijsbruin, fijn tot medium zand, met een mediane korrelgrootte van 200-300 μm , zeer weinig kleilensjes en een open-mariene schelpenfauna. Deze eenheid bevat meer schelpen dan Eenheid 3a, aan de basis van de eenheid komt vaak een schelpenlaag voor. De ouderdom is 2200-5000 BP.

²² BP: Before Present

3. Recent zeezand (unit 3c): geel tot bruin, goed gesorteerd medium zand, mediane korrelgrootte 250-300 μm , met zeer weinig kleilensjes en veel (grote) schelpen, zowel verspreid als in lagen. De ouderdom is 200-1500 BP.

Door de afzettingen in de boringen aan de hand van deze sub-eenheden te classificeren en de boringen vervolgens op de seismische profielen te projecteren, kon Van de Meene de interne opbouw van de banken vaststellen. Bank 1 is relatief laag, heeft twee toppen en bestaat uit een dunne laag merendeels recent zeezand (Fig. 6.4). De Banken 2 en 3 bevatten oudere kernen van sub-recent en/of oud zeezand, waarbij de overliggende jongere zandpakketten steeds zeewaarts verschoven zijn ten opzichte van het onderliggende pakket (Figs. 6.5 6.6).

Figuur 6.6 toont een dwarsdoorsnede van Bank 2 in detail. Op de landwaartse flank van de bank zijn de grenzen tussen de eenheden 3a, 3b en 3c scherp, aan de basis van eenheid 3c komt een schelpenlaag voor. De zeewaartse flank bestaat geheel uit eenheid 3c: recent zeezand. In het recente zeezand nemen zowel de mediane korrelgrootte als de grootte en het aantal schelpen van beneden naar boven toe. Dit illustreert de zeewaartse uitbouw van de banken, waarbij zand over de landwaartse flank van de bank wordt aangevoerd en op de zeewaartse flank wordt afgezet. Hierdoor migreren de banken in zeewaartse richting. Aangezien de banken grotendeels uit het recente zeezand van unit 3c bestaan lijken ze in hun huidige omvang relatief jong te zijn (maximaal 1500 jaar).

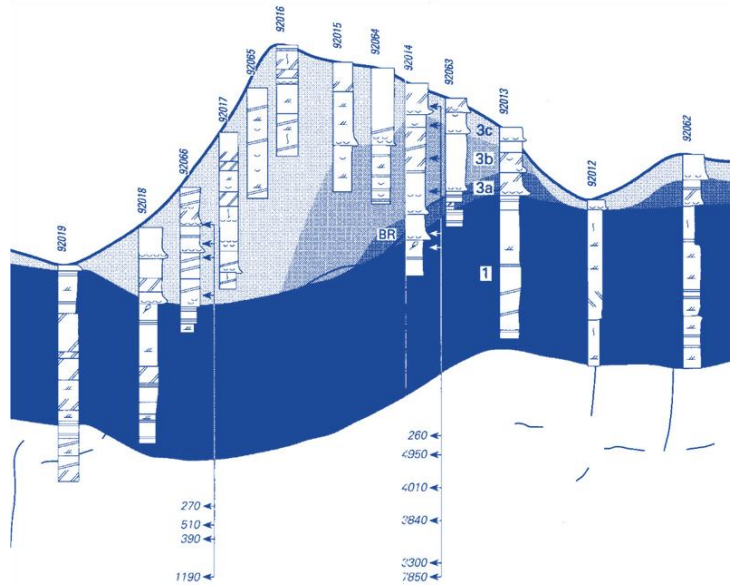


Figuur 6.5: Doorsnede 279 door de meest landwaarts banken. De twee meest landwaartse toppen zijn onderdeel van Bank 1, waarbij Bank 1a is opgebouwd uit recent zeezand (unit 3c) en Bank 1b een oudere kern van subrecent zeezand (unit 3b) bevat. Bank 2 is hoger en duidelijk asymmetrisch in doorsnede. Het dikke pakket recent zeezand aan de zeewaartse zijde van Bank 2 illustreert de afzetting van zand aan deze zijde van de bank. Zie Fig. 6.4. voor locatie. (Bron profiel: Van de Meene, 1994).

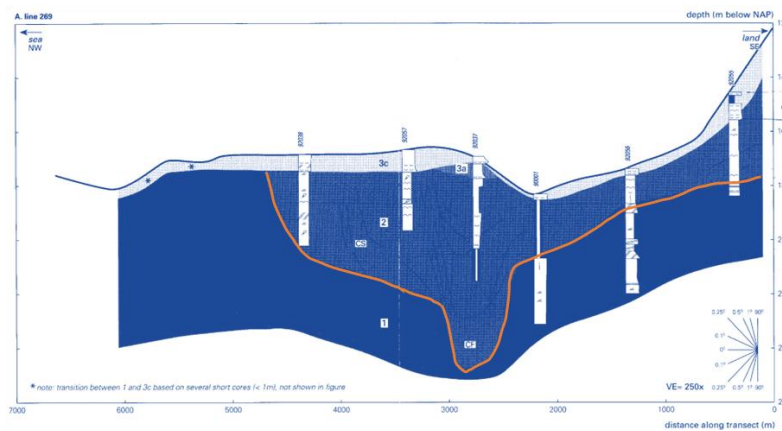
Bank 1 blijkt een afwijkende opbouw te hebben, zonder een oudere kern, zie Fig. 6.7. De bank bestaat uit een dunne laag recent zeezand (unit 3c, 0.4-0.8 m dik) die gedrapeerd is over een ouder reliëf. Het trog-bank reliëf blijkt zijn oorsprong te vinden in een insnijding van ca. 1,5 m diep in de top van een oudere holocene geulafzetting. Deze wadgeul is 2500 m breed en 8 m diep en is op zijn beurt ingesneden in de pleistocene ondergrond. De holocene geulafzetting loopt door tot onder de shoreface.

Een vergelijkbare situatie, een bank-en-trog reliëf als gevolg van insnijding in de ondergrond in plaats van actieve opbouw van een bank is ook verder naar het zuiden bij Noordwijk waargenomen (Fig. 6.1).

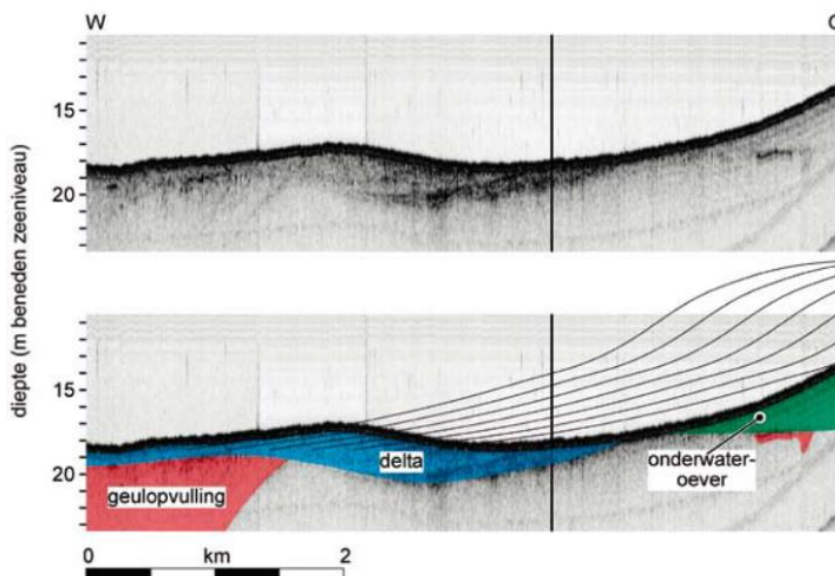
Van Heteren & Van der Spek (2008) presenteren een seismisch profiel waarop te zien is dat de interne structuur van de bank landwaarts te vervolgen is in de vooroever (Fig. 6.8).



Figuur 6.6: Dwarsdoorsnede van Bank 2 in doorsnede 287 (zie Fig. 6.4 voor locatie). De verticale kolommetjes representeren vibrocores die de interne opbouw van de bank tonen. De getallen onder de doorsnede geven de ouderdom van gedateerde lagen weer. In het rechterdeel van de bank komt aan de basis een laag oud zeezand (unit 3a) voor. Hierop, en enigszins verschoven ligt een pakket sub-recent zeezand (unit 3b), waar overheen en duidelijk zeewaarts verschoven een dik pakket recent zeezand (unit 3c) ligt. Deze opbouw representeert de zeewaartse uitbouw van de bank. (Bron profiel: Van de Meene, 1994).



Figuur 6.7: Dwarsdoorsnede door Bank 1 in doorsnede 269 (zie Fig. 6.4 voor locatie). Deze doorsnede laat zien dat de interne opbouw van Bank 1 hier duidelijk afwijkt van die van de meer zeewaartse banken. De bank bestaat uit een dunne laag recent zeezand (unit 3c) die gedrapeerd is over een ouder reliëf. Het trog-bank reliëf blijkt zijn oorsprong te vinden in een insnijding in de top van een oudere holocene geulafzetting en ten dele zelfs een pleistocene afzetting. De holocene geulafzetting loopt door tot onder de shoreface. (Bron profiel: Van de Meene, 1994).



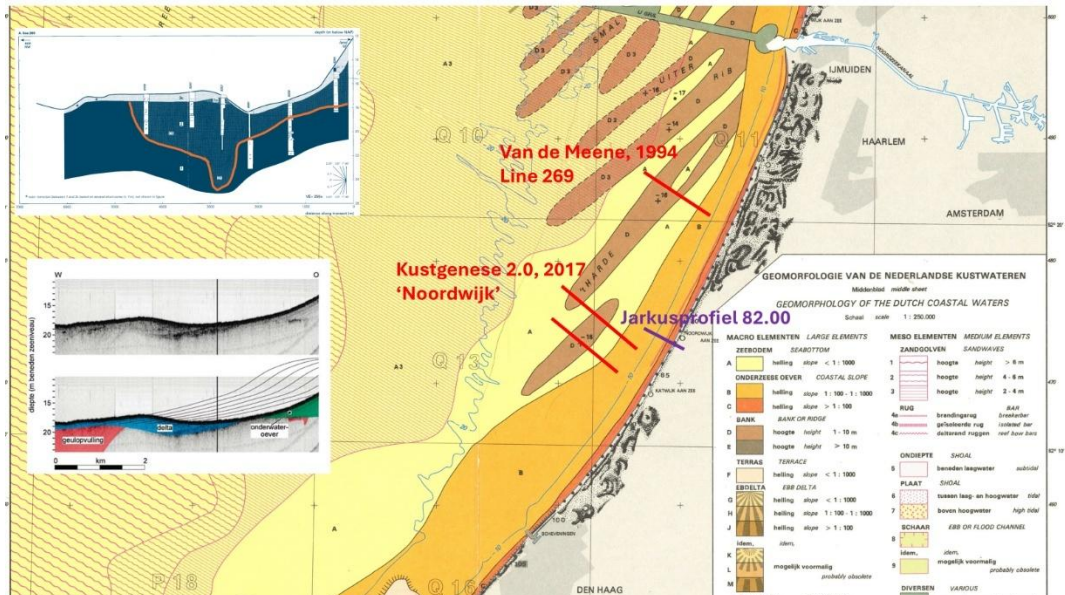
Figuur 6.8: Seismisch profiel door de vooroever bij Noordwijk. Het profiel (top) laat een naar links hellende interne gelaagdheid zien die ook in de onderwateroever te zien is. In het geïnterpreteerde profiel (onder) is de gelaagdheid in landwaartse richting doorgetrokken. Dit maakt duidelijk dat het oorspronkelijk tussen bank en onderwateroever liggende deel weggeërodeerd is. (Bron: Van Heteren & Van der Spek, 2008).

6.5 Hypothese zandtransporten kustzone met shoreface-connected ridges

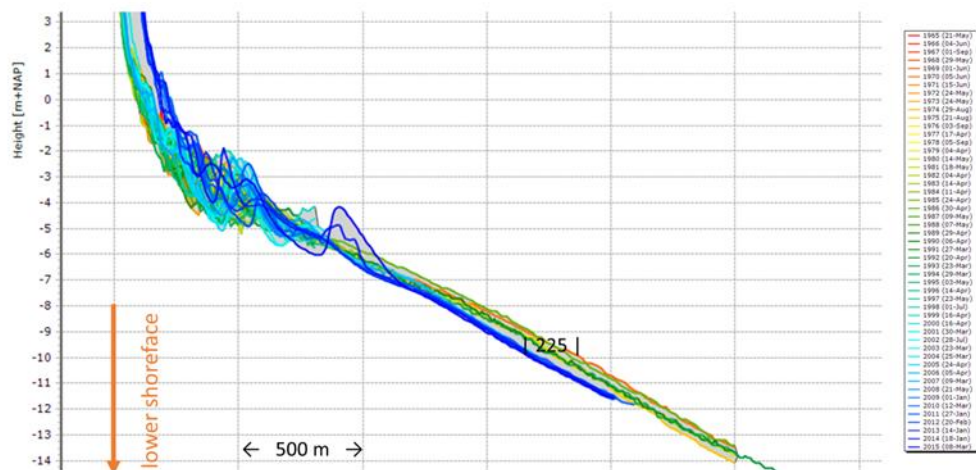
Op basis van de verzamelde gegevens van de ontwikkeling van de Hollandse kust tussen Katwijk aan Zee en IJmuiden kan een hypothese over de zandtransporten opgesteld worden. Figuur 6.9 geeft een overzicht van de morfologie van de kustzone in dit gebied. Vanaf de doorsnede Line 269 van Van de Meene naar het zuiden is de bank-trog morfologie ontstaan door insnijding in de ondergrond. Naar het noorden bestaat Bank 1 uit een dunne laag zand, de trog verdwijnt in deze richting (Fig. 6.4).

De vooroever hier is erosief, er vindt geen accumulatie van zand plaats. Van de Meene trof op de vooroever grijs zand aan dat suggereert dat er hier geen recent zand wordt afgezet (zie 6.3). Uit de ontwikkeling van de kusttraaien (zie Fig. 6.10) is af te leiden dat de diepe vooroever erodeert. Multibeam-sonar opnamen van de vooroever bij Noordwijk lieten een stelsel van kustdwarse geulen zien die actief zijn tijdens perioden met hoge golven (zie Van der Spek et al., 2022). Waarschijnlijk wordt er onder die condities zand naar dieper water gevoerd door retourstroming. Echter, in de trog tussen vooroever en eerste zandbank worden geen afzettingen aangetroffen. Dit suggereert dat het zand door de getijstrooming naar het noorden verplaatst is of dat het op de eerste bank is afgezet. Of er uitwisseling van zand is tussen Bank 1 en Bank 2 en 3 is niet duidelijk.

De tweede en derde bank worden onderhouden door zandtransporten door de getijgedreven stroming in combinatie met opwerveling door golven. Zand wordt aangevoerd via de troggen, zeewaarts over de bank gevoerd en vervolgens afgezet op de zeewaartse zijde van de bank. In de brandingszone vindt golfgedreven transport van zand plaats, waarbij er weinig uitwisseling is met de diepe vooroever. Figuur 6.11 geeft een overzicht van deze sedimentfluxen.

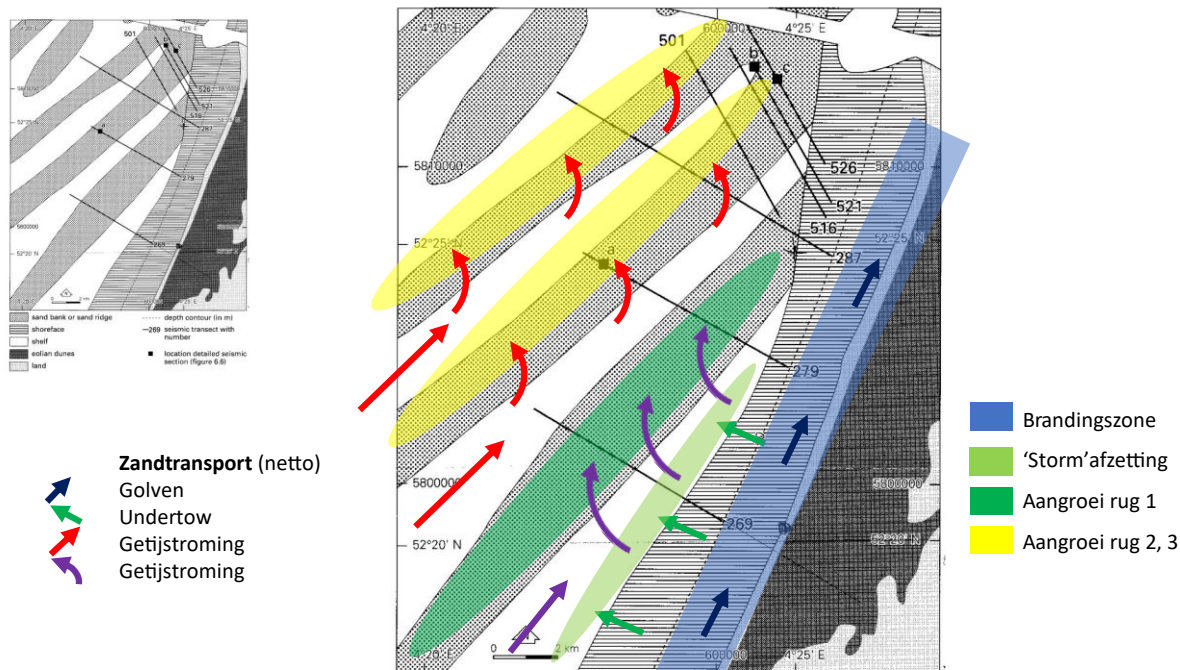


Figuur 6.9: Overzichtskartje van de kustzone met shoreface-connected ridges tussen Katwijk aan Zee en IJmuiden waarop aangeven de lokaties waar het bank-en-trog reliëf is ontstaan door insnijding in de ondergrond. De doorsnedes van de Figs. 6.7 en 6.8 worden eveneens getoond. (Bron kaart: Van Alphen & Damoiseaux, 1987).



Noordwijk; Jarkus profile 82.00; evolution 1965-2015

Figuur 6.10: De ontwikkeling van kustraij 82.00 bij Noordwijk over de periode 1965-2015. De profielontwikkeling laat zien dat de diepte vooroever tussen -7 m en -14 m verdiept. De 10m-dieptelijn is in 50 jaar 225 m landwaarts verplaatst. Zie Fig. 6.9 voor locatie.



Figuur 6.11: Hypothetisch conceptueel model van de sedimentfluxen tussen de vooroever en de shoreface-connected ridges tussen Noordwijk en IJmuiden. In de brandingszone vindt noordwaarts golfgedreven transport van zand plaats. Tijdens stormcondities wordt zand over de diepe vooroever zeewaarts verplaatst door retourstroming. Dit zand wordt aanvankelijk afgezet in de trog tussen vooroever en de eerste zandbank maar wordt door de getijstrooming direct afgevoerd naar het noorden of afgezet op de eerste bank. De tweede en derde bank worden met zand aangevuld door de getijstrooming, het zand wordt aan de zeewaarts zijde van de bank afgezet. (Bron kaart: Van de Meene, 1994).

6.6 Referenties

- de Ruig, J.H.M., 1989. De sedimentbalans van de gesloten Hollandse kust over de periode 1963 tot 1986. Nota Rijkswaterstaat Dienst Getijdewateren GWAO-89.016 / Directie Zeeland ZL-NXL89.42, 40 pp. + bijlagen (juli 1989).
- Edelman, T., 1961. Kustvorm en materiaaltransport. Studierapport WWK-62-1, Rijkswaterstaat, 9 pp.
- Edelman, T., Eggink, D.N., 1962. Some characteristics of the Dutch coast. In: J.W. Johnson (red.), Proceedings of the 8th Conference on Coastal Engineering, Mexico City, Mexico, November 1962, p. 756-764.
- Ligtendag, W.A., 1990. Van IJzer tot Jade. Een reconstructie van de zuidelijke Noordzeekust in de jaren 1600 en 1750. Rapport Rijkswaterstaat Meetkundige Dienst, 40 pp. met bijlagen.
- Ligtendag, W., 1991. Oude kaarten als kenbron voor verleden en toekomst. Historisch Geografisch Tijdschrift 9(3), 77-87.
- Ligtendag, W.A., 1997. De kust in de duistere eeuwen. Een reconstructie van de zuidelijke Noordzeekust omstreeks het begin van onze jaartelling, omstreeks 800 AD en omstreeks 1300 AD. Rapport Faculteit Ruimtelijke Wetenschappen, Universiteit van Amsterdam, 17 pp.

- Pelnaud-Considère, R., 1954. Essai de théorie de l'évolution des Formes di rivages en plages de sable et de galets. Quatrième Journées de l'Hydraulique, Paris.
- van Alphen, J.S.L.J., Damoiseaux, M.A., 1987. A morphological map of the Dutch shoreface and adjacent part of the continental shelf (1:250.000). Nota NZ-N-87.21, Rijkswaterstaat, Directie Noordzee.
- van Heteren, S., van der Spek, A., 2008. Waar is de delta van de Oude Rijn? Grondboor en Hamer 62 (3/4), 72-76.
- van de Meene, J.W.H., 1994. The shoreface-connected ridges along the central Dutch coast. Proefschrift, Universiteit Utrecht , 222 pp.
- Van Dijk, T.A.G.P., Kleinhans, M.G., 2005. Processes controlling the dynamics of compound sand waves in the North Sea, Netherlands. Journal of Geophysical Research 110, F04S10.
<https://doi.org/10.1029/2004JF000173>
- van der Spek, A., van der Werf, J., Oost, A., Vermaas, T., Grasmeijer, B., Schrijvershof, R., 2022. The lower shoreface of the Dutch coast – An overview. Ocean and Coastal Management 230, 106367.
<https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2022.106367>
- Wiersma, J., van Alphen, J.S.L.J., 1988. The morphology of the Dutch shoreface between Hook of Holland and den Helder (The Netherlands). In: P.L. de Boer et al. (red.), Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies. Reidel Publ. Comp., p. 101-111.

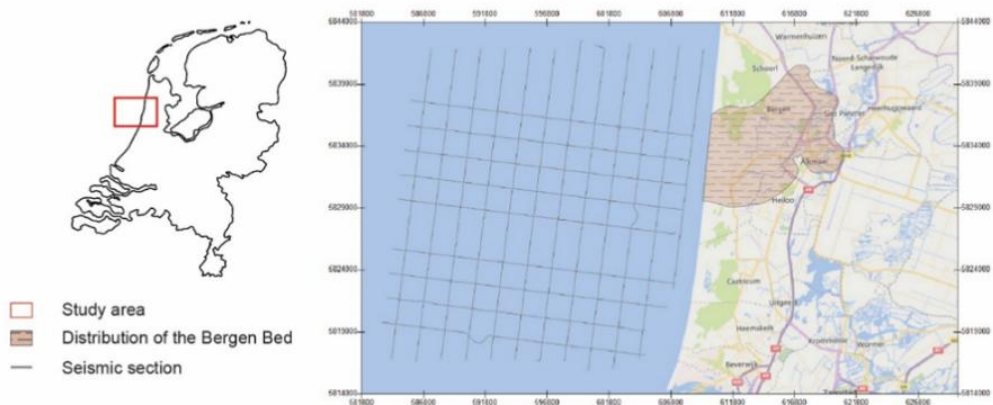
7 De ondergrond van de diepere kustzone van zuidelijk Noord-Holland

7.1 Analyse seismische dataset Beverwijk-Bergen aan Zee

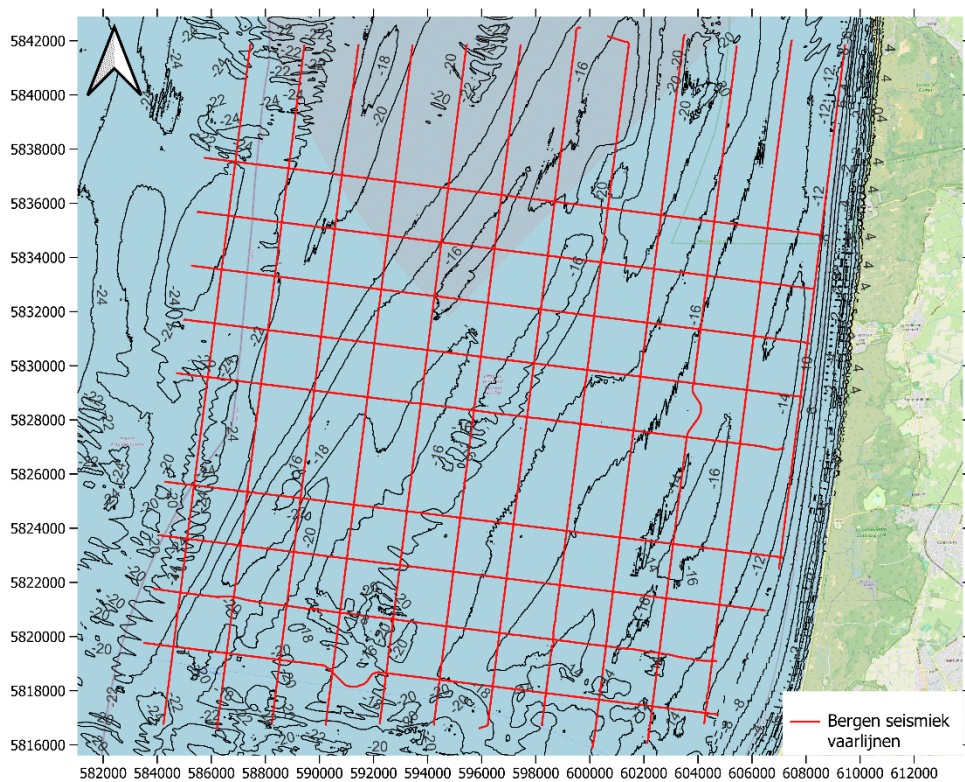
Uit geologisch onderzoek is bekend dat in de ondergrond van de diepe vooroever van de Hollandse kust ten zuiden van IJmuiden geulafzettingen van een waddengebied uit het midden van het Holoceen voorkomen (Beets et al., 1995; Rieu et al., 2005). Indien deze geulen met kleirijke sedimenten opgevuld zijn kunnen ze de ontwikkeling van de diepe vooroever beïnvloeden (zie bijvoorbeeld Figs. 6.7 en 6.8). De opbouw van de ondergrond van de diepe vooroever van de Hollandse kust ten noorden van IJmuiden is veel minder goed bekend. In boringen op het land zijn kleirijke afzettingen aangetroffen die geïdentificeerd zijn als fijnkorrelige shelfafzettingen, de Klei van Bergen (Fig. 7.1). Op basis van boringen en sonderingen zijn de dimensies van het kleilichaam vastgesteld, het blijkt om de opvulling van een 6 tot 8 km brede depressie²³ te gaan. Dat dit kleilichaam zich zeewaarts voortzet tot onder de diepe vooroever en wellicht verder, ligt voor de hand maar over de oriëntatie en het dieptebereik is weinig bekend. Ook een eventuele relatie tussen de samenstelling van de ondergrond van de diepe vooroever en de zeebodemmorfologie is onbekend. Om inzicht hierin te krijgen is een bestaande, maar niet eerder in detail geanalyseerde seismische dataset, verzameld door de geologische dienst in de jaren 2000 en 2001 tussen Beverwijk en Bergen aan Zee, zie Figs. 7.1 en 7.2, bestudeerd door een stagiaire van het Departement Aardwetenschappen van de Universiteit Utrecht. Het verslag en de resultaten van deze stage zijn vastgelegd in een werkdocument (Kooij, 2024). Op basis van de seismische informatie is een synthetisch kustlangs profiel samengesteld dat de samenhang tussen de verschillende onderscheiden eenheden weergeeft (Fig. 7.3). Onder de diepe vooroever worden de afzettingen van grote getijdegeulen met daarop een dik pakket kleiige afzettingen aangetroffen. Zie het bijbehorende figuuronderschrift voor een gedetailleerde toelichting op dit profiel. Hieronder volgen de belangrijkste bevindingen welke relevant zijn voor inzicht in de opbouw van de diepe vooroever.

De opbouw van de ondergrond van de kust tussen Beverwijk en Bergen aan Zee wordt gedomineerd door een diepe geulstructuur met een noordoost-zuidwest strekking, zie Fig. 7.4. Deze geul snijdt in in de top van de pleistocene afzettingen en kan worden geïnterpreteerd als de zeewaartse voortzetting van het voormalige Zeegat van Bergen/Alkmaar dat op het land is aangetroffen. Tijdens de snelle stijging van de zeespiegel in het midden-Holoceen ontstond in Noord-Holland een met de tijd in omvang toenemend getijdebekken, dit zeegat was een van de toegangen daartoe. Door het sluiten van de andere zeegaten van het Noord-Hollandse getijdegebied werd het Zeegat van Bergen/Alkmaar uiteindelijk het grootste zeegat van de Hollandse kust. Met de verlanding van het achterliggende bekken nam de grootte van het zeegat af, en uiteindelijk sloot ook dit zeegat rond 3200 BP.

²³ De Klei van Bergen ligt aan de zeewaartse zijde van een groot getijdebekken en wordt daarom meestal als een afzetting in een in grootte afnemend zeegat geïnterpreteerd. Het zou dan gaan om een zeegat dat qua grootte vergelijkbaar is met het huidige Zeegat van Texel.

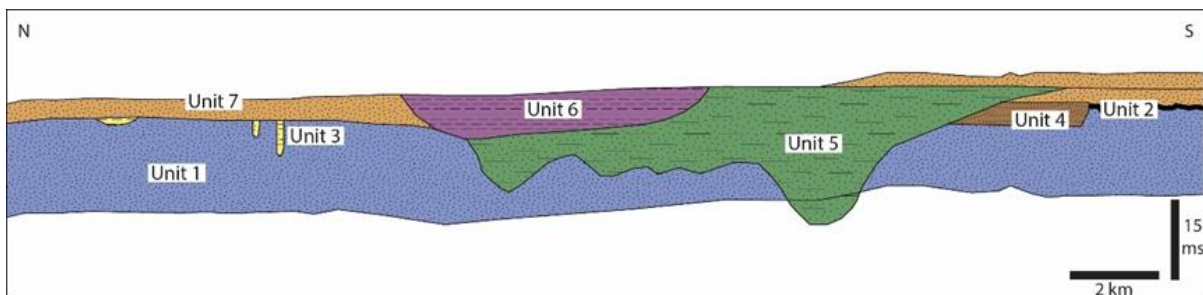


Figuur 7.1: De positie van het netwerk van seismische lijnen evenwijdig aan en dwars op de kust, verzameld in de jaren 2000 en 2001 voor de kust van Noord-Holland tussen Beverwijk en Bergen aan Zee. Op het land is de verbreiding van de Klei van Bergen, een kleirijke opvulling van een voormalig zeegat dat hier in de ondergrond voorkomt, aangegeven.

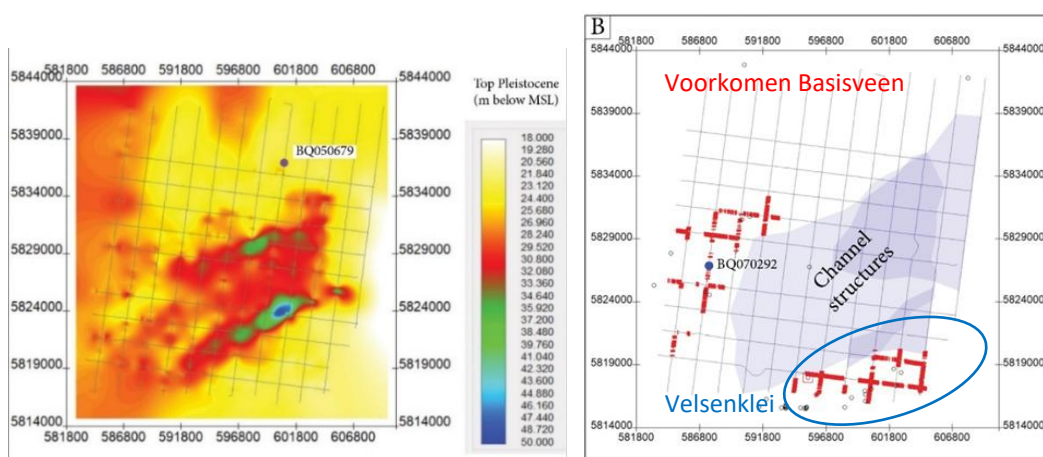


Figuur 7.2: Het netwerk van seismische lijnen geprojecteerd op bathymetrie van het studiegebied tussen Beverwijk en Bergen aan Zee. Diepte in m onder NAP, coördinaten in UTM.

In de geulstructuur kan een diepe zuidelijke geul en een iets minder diep insnijdende noordelijke geul onderscheiden worden (Fig. 7.4, links). Aan weerszijden van de geulstructuur wordt Basisveen aangetroffen (zie Fig. 7.4, rechts), die in het zuidoosten bedekt wordt met lagunaire brakwaterklei (Klei van Velsen). Dit duidt op een geleidelijke verdrinking van de oorspronkelijke kustvlakte.



Figuur 7.3: Samengestelde kustnabije noord-zuid doorsnede door de ondergrond van het studiegebied. De diepste aangetroffen eenheid (Unit 1) bestaat uit pleistocene afzettingen, overwegend dekzand uit de laatste ijstijd. In het zuiden van het gebied ligt er Basisveen met lagunaire klei op het Pleistoceen (Unit 2). Het pleistocene oppervlak wordt ingesneden door getijgeulen en hun sedimentopvulling, zowel kleine geulopvullingen die waarschijnlijk bij het transgressieve, mid-holocene getijbekken horen (Unit 3), als grote geulsystemen (Units 4, 5) die de dimensies van zeegaten hebben. De geulopvulling van Unit 5 gaat naar boven toe over in een kleirijk sedimentpakket (Unit 6). De toplaag in de doorsnede bestaat uit recent marien zand (Unit 7), waarvan de dikte afhangt van de lokale morfologie van de zeebodem.

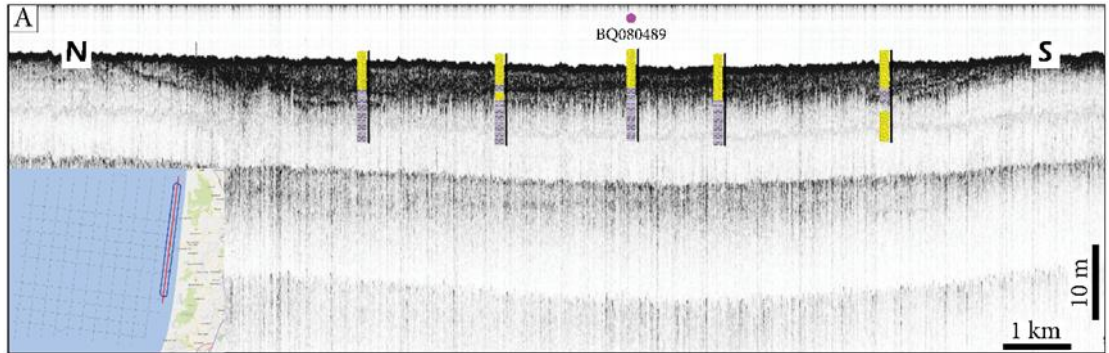


Figuur 7.4: Kaart van de diepte van de top van de pleistocene afzettingen (links). De diepte neemt in zeewaartse richting toe. Opvallend is de diep ingesneden geulstructuur, waarvan het diepste punt op ca. 50 m onder NAP ligt. Ten NW en ZO van de geulstructuur komt Basisveen voor, aangegeven met rood in de rechter figuur. Ten ZO van de geulstructuur wordt het Basisveen bedekt door de Klei van Velsen ('Velsenklei'), een klei die in een brakwaterlagune is afgezet.

De geulstructuur is ingevuld met een grootschalig scheefgelaagd pakket vooral zandige afzettingen. Dit pakket is van zuid naar noord afgezet, al zijn er in de opvulling ook lagen met een zuidelijke verplaatsingsrichting te onderscheiden. De zandige opvulling van de zuidelijke geul loopt door tot aan de zeebodem. De opvulling ter hoogte van de noordelijke geul gaat naar boven toe over in een kleilig pakket (Fig. 7.5) dat geïnterpreteerd is als de zeewaartse voortzetting van de Klei van Bergen op het land (Fig. 7.6). De top van dit pakket bestaat uit kleirijk zand en ligt dicht onder de zeebodem.

Het dikte van het holocene sedimentpakket buiten de geulstructuur is relatief gering. Dat betekent dat de top van het Pleistoceen zich daar dicht onder de zeebodem bevindt. De actieve laag van de zeebodem komt overal in het studiegebied voor, de dikte van de laag varieert. In het westelijk deel van het studiegebied komt de actieve laag alleen voor in vorm van zandbanken. Deze banken liggen vrijwel direct op Pleistoceen en dicht bij de kust ook op de Klei van Bergen, ze hebben een vlakke bodem, interne structuren zijn niet zichtbaar in de

doorsnede (Fig. 7.7). In het zuidelijk deel van het studiegebied ligt de zandbank op de grootschalige geulopvulling van Unit 5. Op de doorsnede zijn naar het (noord?)westen hellende lagen te onderscheiden.



Figuur 7.5: Noord-zuid doorsnede door de kleiige pakket dat geïnterpreteerd is als de zeewaartse voortzetting van de Klei van Bergen zoals die op het land is aangetroffen (zie Fig. 7.1 voor verbreiding op land).

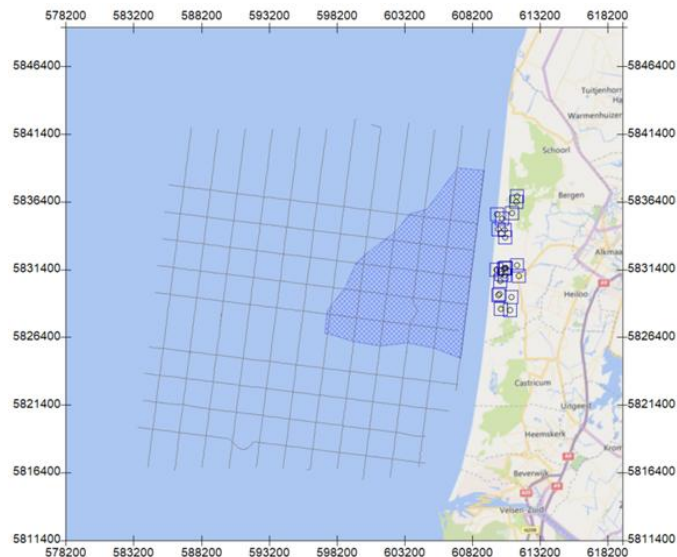


Fig. 7.6: Verbreiding van het kleirijke sedimentpakket dat dicht onder de zeebodem voorkomt. Deze kleiige afzetting is geïnterpreteerd als de zeewaartse voortzetting van de Klei van Bergen. De vierkantjes in de figuur geven de locaties aan waar de Klei van Bergen op land is aangetroffen (zie Fig. 7.1 voor verdere verbreiding op land).

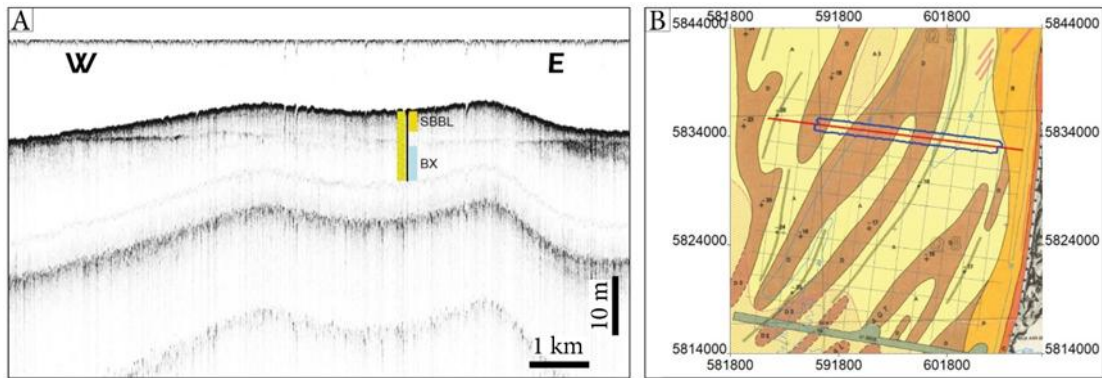


Fig. 7.7: Oost-west doorsnede door een zandbank in het noorden van het studiegebied. De westelijke top van de bank verheft zich ca. 4 m boven de aangrenzende zeebodem. De bank ligt vrijwel direct op het Pleistoceen (BX = Formatie van Boxtel: eolische afzetting uit het Weichselien). Interne structuren zijn niet te onderscheiden. (Bron locatiekaart: Van Alphen & Damoiseaux, 1987).

7.2 Besluit

Op basis van de geïnterpreteerde seismiek kunnen we ten aanzien van de opbouw van de diepe vooroever tussen Beverwijk en Bergen aan Zee vaststellen dat:

- Er in het noordelijk deel van het gebied direct voor de kust een kleirijke afzetting voorkomt dat doorloopt tot vlak onder de zeebodem.
- Dit pakket is geïnterpreteerd als de zeewaartse voortzetting van de Klei van Bergen.
- Het voorkomen van het kleirijke pakket heeft geen effect op de morfologie van de zeebodem.
- De in het onderzochte gebied voorkomende zandbanken hebben een vlakke onderkant, ze liggen vrijwel direct op pleistocene afzettingen en lokaal ook op het kleirijke pakket.

7.3 Referenties

- Beets, D.J., Cleveringa, P., Laban, C., Battagazore, P., 1995. Evolution of the lower shoreface of the coast of Holland between Monster and Noordwijk. Mededelingen Rijks Geologische Dienst 52, 235-247.
- Kooij, R., 2024. Offshore mapping of the Holocene Bergen Inlet, North Holland, the Netherlands. Concept-werkdocument Deltares, 28 pp.
- Rieu, R., van Heteren, S., van der Spek, A.J.F., de Boer, P.L., 2005. Development and preservation of a mid-Holocene tidal-channel network offshore the western Netherlands. Journal of Sedimentary Research 75 (3), 409-419. <https://doi.org/10.21110/jsr.2005.032>

8 Synthese en conclusies

De doelstelling van het onderdeel Diepe Vooroever van project Zandige Kust is

1. Verder inzicht verwerven in de opbouw en morfologische ontwikkeling van de diepe vooroever,
2. Het nader onderzoeken van de verdieping van de diepe vooroever en de onderliggende oorzaken, en
3. Het toetsen van de centrale hypothese die stelt dat er als gevolg van de sterke piek- en residuele stromingen langs het westelijk deel van de Waddenkust, in combinatie met de verandering in oriëntatie van de kust, tussen Callantsoog en het Zeegat van het Vlie zand uit de kustzone afgevoerd wordt.

Om dit te realiseren is een sedimentvolumebalans van de diepe vooroever opgesteld (Hoofdstuk 3). Het patroon van de volumeveranderingen is vervolgens vergeleken met de zandtransporten over de diepe vooroever (Hoofdstuk 4). Omdat er geen volumeveranderingen zeewaarts van de NAP-20m-dieptelijn zijn vast te stellen is het patroon van volumeveranderingen op de diepe vooroever vergeleken met de dikte van de mobiele zandlaag zeewaarts van de Waddeneilanden (Hoofdstuk 5). Voorts zijn de shoreface-connected ridges die voorkomen op de diepe vooroever van de centrale Hollandse kust en de opbouw van de ondergrond van de diepere kustzone van zuidelijk Noord-Holland geanalyseerd om meer inzicht te krijgen in hun invloed op de sedimenthuishouding en morfodynamiek van de diepe vooroever (Hoofdstukken 6 en 7).

De resultaten hiervan worden in de volgende secties besproken.

8.1 Volumebalans

Uit de opgestelde volumebalans blijkt dat de diepe vooroevers van alle kustvakken sediment verliezen, met uitzondering van kustvak Haringvlietmonding. Het totale volumeverlies bedraagt 16 miljoen kubieke meter per jaar. De grootste volumeafnames vinden plaats bij de westelijke Waddenkust en de monding van het Eems estuarium.

Voor de diepe vooroevers van de buitendelta's van de Zeegaten van Texel en het Vlie en de Eemsmonding wordt een verdieping van ca. 30 mm per jaar berekend. De diepe vooroever van Terschelling verdiept met 17 mm per jaar, de diepe kustzones langs de Hollandse kust en de diepe vooroevers van Texel en Schiermonnikoog verdiepen met 11-13 mm per jaar. Langs de Hollandse kust verdiepen de diepe kustzones meer dan de meer zeewaartse, diepere delen van de vooroever.

Op basis van de volumeveranderingen van de diepe vooroever en onder de aanname van gelijke zeewaartse en kustlangse transporten wordt een totaal zeewaarts 'verlies' van 12 miljoen kubieke meter per jaar berekend. De grootste verliezen treden op bij de westelijke Waddenkust: noordelijk Noord-Holland, het Zeegat van Texel, het Zeegat van het Vlie en de kusten van de Waddeneilanden Texel en Terschelling.

In eerder onderzoek waren de grote kustlangse transporten over de diepe vooroever al in beeld gekomen. De conclusie uit de sedimentbalansstudie dat er op jaarbasis een zeewaarts transport van ca. 12 miljoen kubieke meter moet optreden is een nieuw (en onverwacht) inzicht.

8.2 Waterbeweging en sedimenttransport

8.2.1 Kustlangse transporten

Het algemene beeld op basis van bestaande rapporten en artikelen is dat op de diepe vooroever (dieptes van 8-20 m) de stroming die veroorzaakt wordt door getij, wind en dichtheidsverschillen domineert. De rol van golven is beperkt tot het opwoelen van sediment. Het sedimenttransport vindt plaats in een relatief dunne laag nabij de bodem en bestaat het grootste deel van de tijd uit bodemtransport. Desondanks domineert het zwevend transport, met name tijdens stormen.

Een nadere analyse van de modellering van de waterbeweging in de kustzone bevestigt het beeld van een sterke noord- tot noordoost gerichte residuele stroming tussen Callantsoog en het Zeegat van het Vlie. De grootste bijdrage aan de residuele stroming wordt geleverd door wind- en dichtheidsgedreven componenten.

De residuele stroming ten noordwesten en noorden van de buitendelta van het Zeegat van Texel is sterk en gaat naar het noorden. Sediment dat hier terecht komt, wordt naar het noorden verplaatst, over de NAP-20m-dieptelij. De residuele stroming is bij het Eierlandse Gat en het Zeegat van het Vlie eveneens sterk en zeewaarts gericht. Sediment dat door deze stroming zeewaarts wordt gevoerd, wordt waarschijnlijk opgepikt en afgevoerd door de naar het noordoosten gaande stroming buiten de NAP-20m-dieptelij.

8.2.2 Kustdwarse transporten

Uit de studies blijkt dat het kustdwarse transport op de (diepe) vooroever veel kleiner is dan het kustlangse transport. Hierdoor is de kustdwarse uitwisseling van sediment tussen de diepe en ondiepe vooroever beperkt.

Vergelijking van de berekende sedimenttransporten op de vooroever met veldmetingen blijkt niet mogelijk omdat de data van de uitgevoerde meetcampagnes langs de Nederlandse kust in de meeste gevallen niet geschikt zijn om het kustdwarse sedimenttransport op de overgang van de diepe naar de ondiepe vooroever te kwantificeren.

Korrelgrootteanalyses van bodemsediment op de vooroever laten zien dat er uitwisseling van sediment over de diepe vooroever plaatsvindt, waarbij tijdens stormachtige omstandigheden grove zandfracties vanuit dieper water kustwaarts gevoerd worden. De aangetroffen fijnere fracties maken deel uit van de kustafzettingen; ze worden tijdens stormen geresuspendeerd maar niet afgevoerd. Het bodemsediment is een mengsel van materiaal uit deze twee bronnen, wat een aanzienlijke spreiding in de korrelgrootteverdelingen oplevert. Ondanks significante lokale verschillen in korrelgroottesamenstelling na kalme en stormachtige perioden zijn er géén systematische verschillen over een groot deel van het kustprofiel vast te stellen.

Bij Terschelling werd in de overgangszone van ondiepe naar diepe vooroever goed gesorteerd fijnkorrelig sediment met een min of meer constante mediane korrelgrootte van 140-170 μm aangetroffen. Het ontbreken van een gradiënt in de mediane korrelgrootte suggereert een beperkte uitwisseling van sediment. Het fijnkorrelige sediment is wellicht in suspensie aangevoerd door zeewaartse retourstromingen waarna het uitzakt in de genoemde dieptezone. De diepe vooroever wordt gedomineerd door getij- en windgedreven stromingen, wat de hier voorkomende grovere sedimenten verklaart. De ondiepe en diepe vooroever lijken als gescheiden systemen te opereren.

8.3 Dikte actief zeezand

Een geologische verkenning laat zien dat het pakket actief zand zeewaarts van de vooroever van Texel en Vlieland relatief dik is. Ter hoogte van centraal Vlieland bedraagt de dikte ca. 4 m, wat netto sedimentatie van zand suggereert. Dit past in het beeld dat vanaf Callantssoog naar het noorden de zandtransporten toenemen, gevolgd door een sterke afname in transport ter hoogte van het Zeegat van het Vlie. Bij Vlieland lijkt er netto transport van sediment uit de kustzone naar de diepere Noordzee op te treden. Het relatief dikke zandpakket ter hoogte van Vlieland zou hiervan het gevolg kunnen zijn.

8.4 Banken voor de centrale Hollandse kust

Het centrale deel van de Hollandse kust is relatief stabiel op zowel korte als lange tijdschaal en wordt gekenmerkt door een relatief steile onderwateroever. Op de diepe vooroever tussen Katwijk en Petten komen zandbanken voor die verbonden zijn met de vooroever. De waterdiepte in het bankengebied varieert van 14 tot 20 m.

Van de Meene (1994) beschrijft een duidelijke overgang in het oppervlakesediment van medium bruin zand op de inner shelf en diepe vooroever naar fijne grijze zanden hoger op de shoreface. Het voorkomen van grijs zand aan het oppervlak suggereert dat dit deel van de shoreface erodeert of wordt omgewerkt.

Op basis van verschillen in korrelgrootte, kleur en schelpinhoud onderscheidde Van de Meene oud, sub-recent en recent zeezand. Uit onderlinge verschillen tussen boringen kon hij hiermee de interne opbouw van de banken vaststellen.

De kustnabije bank is relatief laag en bestaat uit een dunne laag merendeels recent zeezand dat op een in oudere afzettingen ingesneden reliëf ligt. Deze bank heeft geen oudere kern. De verder zeewaarts gelegen banken bestaan vrijwel geheel uit zand en verheffen zich ten opzichte van de omringende zeebodem. Deze banken hebben een oude kern van sub-recent en/of oud zeezand, waarbij de overliggende jongere zandpakketten steeds zeewaarts van de oudere kern zijn afgezet. De interne opbouw van deze banken wijst op verplaatsing in noordelijke en dus zeewaartse richting, wat overeen komt met gemeten en berekende zandtransporten.

Op de vooroever vindt geen accumulatie van zand plaats. Waarschijnlijk wordt er onder energetische golfcondities zand naar dieper water gevoerd door retourstroming. Echter, in de trog tussen vooroever en kustnabije zandbank worden geen afzettingen aangetroffen. Dit suggereert dat het zand door de getijstroming naar het noorden verplaatst is of dat het op de kustnabije bank is afgezet. Of er uitwisseling van zand is tussen de kustnabije bank en de banken verder zeewaarts is niet duidelijk.

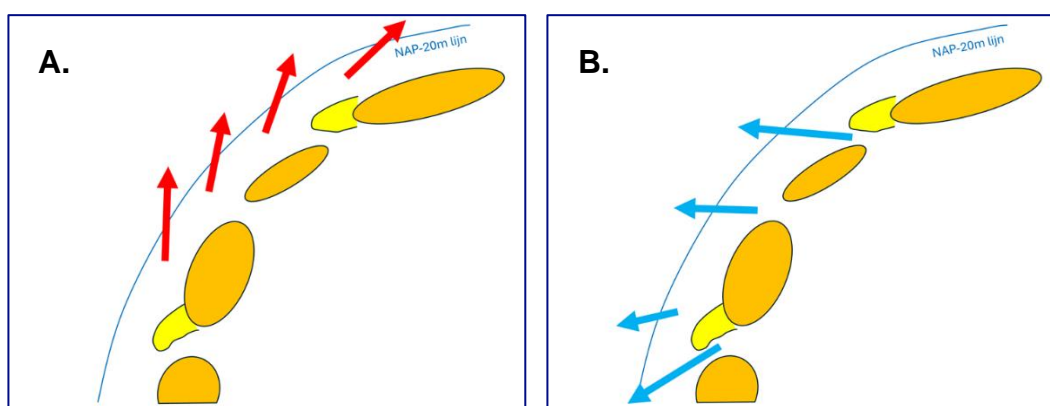
Uit een recente analyse van seismische opnamen blijkt dat de banken ten noorden van IJmuiden vrijwel direct op pleistocene afzettingen liggen. De banken hebben hier een vlakke onderzijde. In de diepe vooroever komt hier vlak onder de zeebodem een meters dikke laag kleirijk zand voor. Dit pakket is de zeewaartse voortzetting van de Klei van Bergen en is gevormd als opvulling van een oud zeegat dat hier in het midden Holoceen actief was.

8.5 Eindconclusie

Een van de doelstellingen van deze studie was het toetsen van de hypothese dat langs het westelijk deel van de Waddenkust tussen Callantssoog en het Zeegat van het Vlie zand uit de kustzone afgevoerd wordt. De nadere analyse van de waterbeweging en sedimenttransporten bij de westelijke Waddenkust onderbouwt het beeld van zeewaartse transporten over de 20m-dieptecontour in dit gebied en voegt er details aan toe.

Zo blijkt de residuele stroming bij de zeegaten, waaraan de uitstroming uit de Waddenzee een belangrijke bijdrage levert, eveneens bij te dragen aan zeewaarts transport over de NAP-20m-dieptelijn (zie Fig. 8.1). De volumebalans van de diepe vooroever bevestigt niet alleen de erosie van deze zone langs vrijwel de gehele Nederlandse kust, maar benadrukt dat langs de westelijke Waddenkust en bij de Eemsmonding de grootste volumeafnames plaatsvinden. De diepe vooroevers van de buitendelta's van de Zeegaten van Texel en het Vlie verdiepen het sterkst. Ook de diepe vooroever van Terschelling verdiept aanzienlijk op jaarbasis, waarvoor nog geen bevredigende verklaring gevonden is. Het is voorsnog ook niet duidelijk waar het hier geërodeerde zand naartoe gaat. De volumebalans is sluitend onder aanname van een significant zeewaarts transport van ca. 12 miljoen kubieke meter per jaar. Dit is een onverwacht groot transport, waarvan ca. de helft optreedt bij de westelijke Waddenkust. De relatief grote dikte van het actieve zandpakket op de zeebodem buiten de 20m-dieptecontour bij Texel en met name Vlieland ondersteunt de hypothese van zeewaartse zandverliezen langs dit deel van de Waddenkust.

Als eindconclusie mogen we stellen dat de hypothese van zeewaartse zandverliezen bij de westelijke Waddenzee verder onderbouwd is en voorlopig gehandhaafd kan blijven.



Figuur 8.1: Principeschets van zeewaarts zandtransport over de NAP-20m-dieptelijn. A: zeewaarts transport door stroming in noord- tot noordoostelijke richting, ter hoogte van de zeewaartse grens van de diepe vooroever. B: zeewaarts transport bij de zeegaten door uitstroming uit de Waddenzee. (Oranje: eiland - geel: (grote) buitendelta).

A Analysis of tidal propagation and residual currents along the Dutch Wadden Sea

Mónica Aguilera Chaves – 13 November 2024

A.1 The Delft3D FM model

The model that was applied in the study corresponds to the 2022 version of the 3D Dutch Continental Shelf Model in Flexible Mesh (dflowfm3d-noordzee_0_5nm-j22_6-v1a; Zijl et al., 2023²⁴). This is the version in which the horizontal schematization has grid cells of 800-900 m as highest resolution in Dutch waters. The model computes the hydrodynamics caused by tidal and meteorological forcing, as well as salinity and temperature differences. The model didn't include waves. Sediment transport is not computed by the model.

For the computation of the residual currents and the cross-shore and alongshore components I used an entire spring-neap cycle contained within April 2017. In Figure A.1, the start and end of the spring-neap cycle are indicated by the vertical blue lines. The horizontal axis shows the number of days with respect to 01 April 2017 at 00:00:00. For the part of tidal propagation I just used two cycles within this spring-neap cycle (approximately between day 15.4 and 16.4 after 01 April 2017 at 00:00:00).

A.2 Tidal propagation

To analyse tidal propagation in the coastal part of the Wadden Sea region, flow vectors were extracted every half an hour over two tidal cycles. The time period analysed extended from 16-Apr-2017 at 09:20:00 to 17-Apr-2017 at 09:50:00 (Figure A.1). April was the month from 2017 with the most calm weather conditions. Therefore, the currents reflected from the model are mostly caused by the tide although there is some influence from density differences due to the salinity gradient in the estuaries.

It can be observed that flow reversal from flood to ebb happens around 10 am (16 Apr) offshore of Den Helder. The velocities are negligible around the 20 m contour depth. The velocities in the shallower areas, including the ebb-tidal delta of the Texel inlet are also smaller at this time. Even though at this point, flow in the ebb direction is starting, flow in the flood direction happens for the rest of the Wadden Sea region. Flood velocities increase in the northward direction at this moment (Figure A.2).

As time passes, flow reversal happens in the northward direction. By the time that flow velocities are minimal offshore of Schiermonnikoog (around 1 pm), the ebb velocities reach their peak around the 20 m contour offshore of Den Helder (Figure). The seaward velocities in the ebb-tidal delta of the Texel inlet are over a factor two larger than the velocities around the 20 m contour and further offshore. At the moment of highest peak in ebb, the velocities in the ebb-tidal delta of Vlie are also a factor 2 larger than the velocities around the 20 m contour offshore of that area. The ebb velocities in the other inlet systems are much smaller than in Texel inlet.

²⁴ Zijl, F., Zijlker, T., Laan, S., Groenenboom, J., 2023. 3D DCSM FM: a sixth-generation model for the NW European Shelf - 2022 release. Deltares rapport 11208054-004-ZKS-0003, 68 pp.

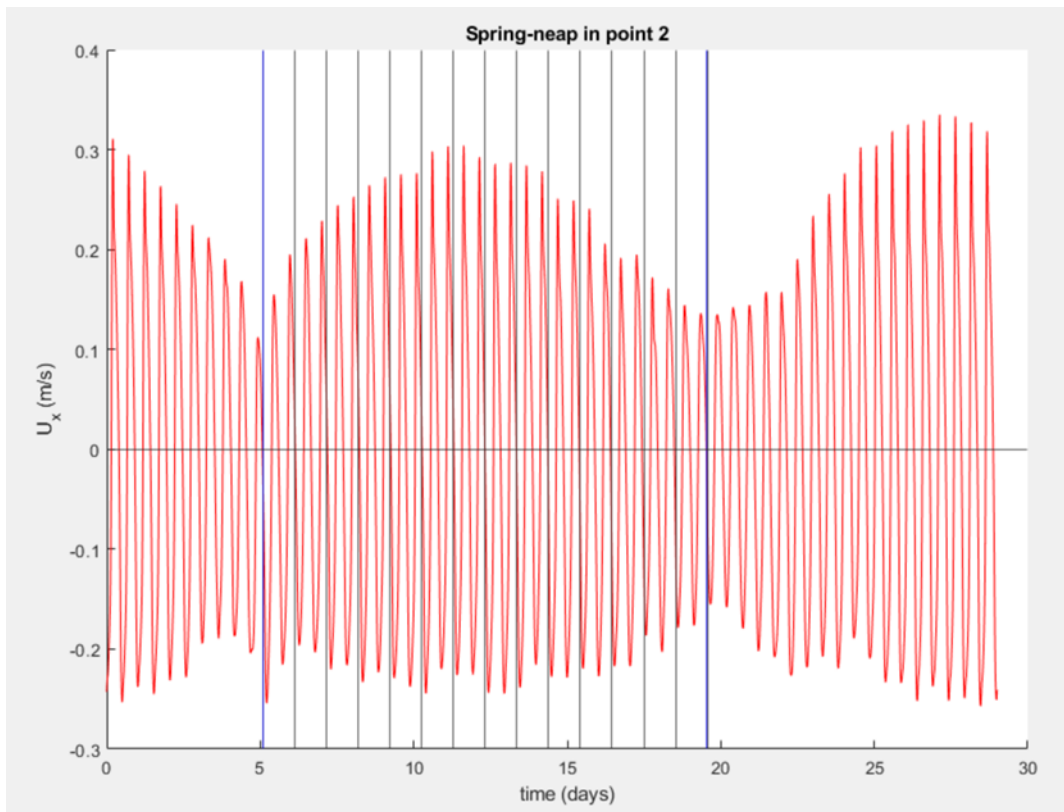


Figure A.1: Variation in alongshore tidal velocity over the month April in 2017. The horizontal axis shows the number of days with respect to 01 April 2017 at 00:00:00. The interval between the blue vertical lines indicates the spring-neap cycle used for the calculation of residual currents.

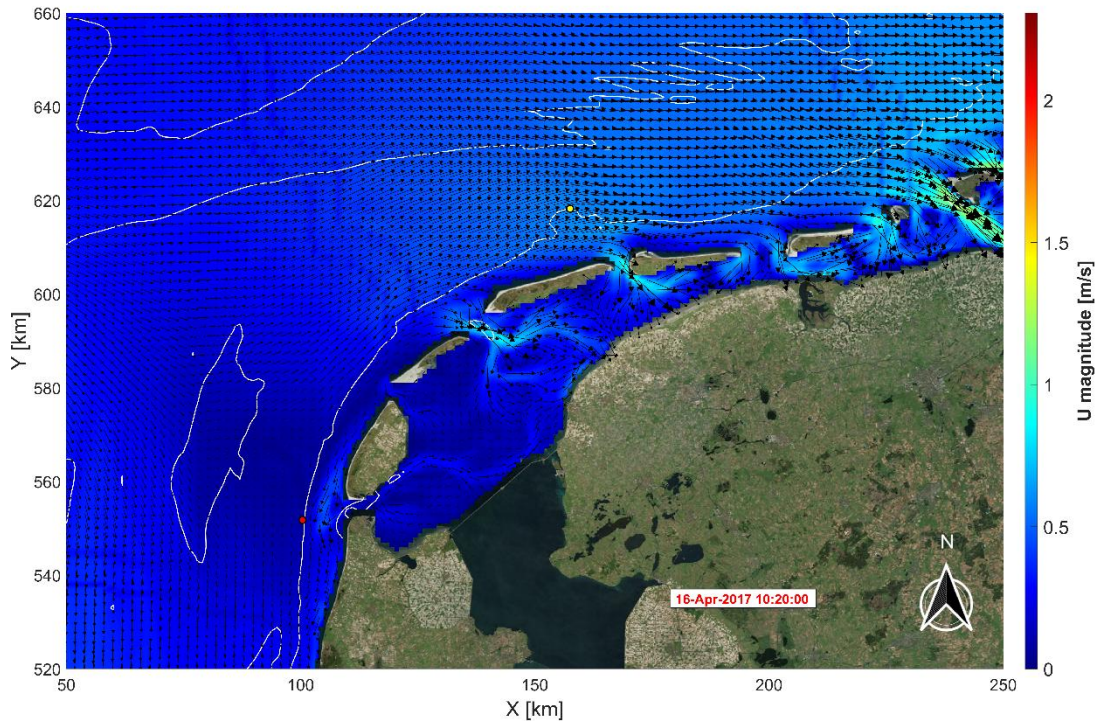


Figure A.2: Flow pattern at the moment when there is flow reversal from flood to ebb offshore of Den Helder. The white lines represent the 20, 30 and 40 m contours.

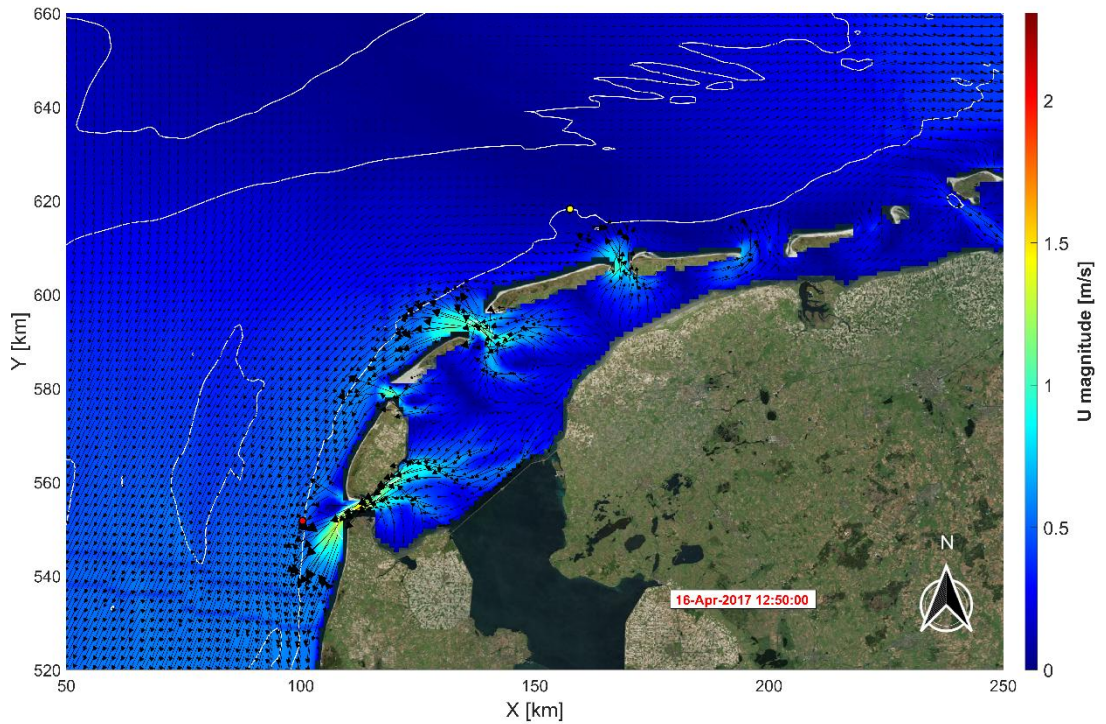


Figure A.3: Flow pattern at the moment when there is flow reversal from flood to ebb offshore of Schiermonnikoog. Notice the high ebb velocities in Texel inlet and further offshore. The white lines represent the 20, 30 and 40 m contours.

The timing at which the highest ebb velocities happen in the throats of the inlet systems and around the 20 m contour is slightly different. The peak of ebb velocities happen faster in the throats than around the 20 m contour. For the Vlie and Ameland inlet systems, there is a difference from 1.5 to 2 hours in between the peak ebb velocities happening at the throats and offshore. This suggests that there the peak in ebb velocities around the 20 m contour is determined by tidal propagation at the coast mostly. Focusing on the magnitude of the peak of ebb velocities, it increases in the northward direction from Texel to Vlie. After Vlie, it decreases (Figure A.4).

The peak in flood currents offshore (around the 20 m contour) of Den Helder happens around 6:20 pm (Figure A.5). At this location, there is a significant asymmetry in the horizontal tide as the peak in flood is much larger than the peak in ebb (around 0.9 m/s vs 0.5 m/s, compare Figure A.4 and Figure A.5). The peak in flood velocities is also notoriously larger than the peak in ebb velocities offshore of Texel, Vlieland and Terschelling. From offshore of Ameland inlet towards the northeast, the asymmetry in horizontal tide decreases considerably. Figure A.6 shows a timeseries of water levels and flow velocities offshore of Den Helder and the Ameland inlet. The exact stations where these values were extracted from the model are the red and yellow dots shown in the maps (e.g., Figure). The difference in peak flood and ebb velocities can more easily be spotted here. The water levels also show that there is an asymmetry in the vertical tide offshore of Den Helder, as the rise in the water level happens much faster than the fall. Offshore of the Ameland inlet, the rise and fall of the tide happens more symmetrically.

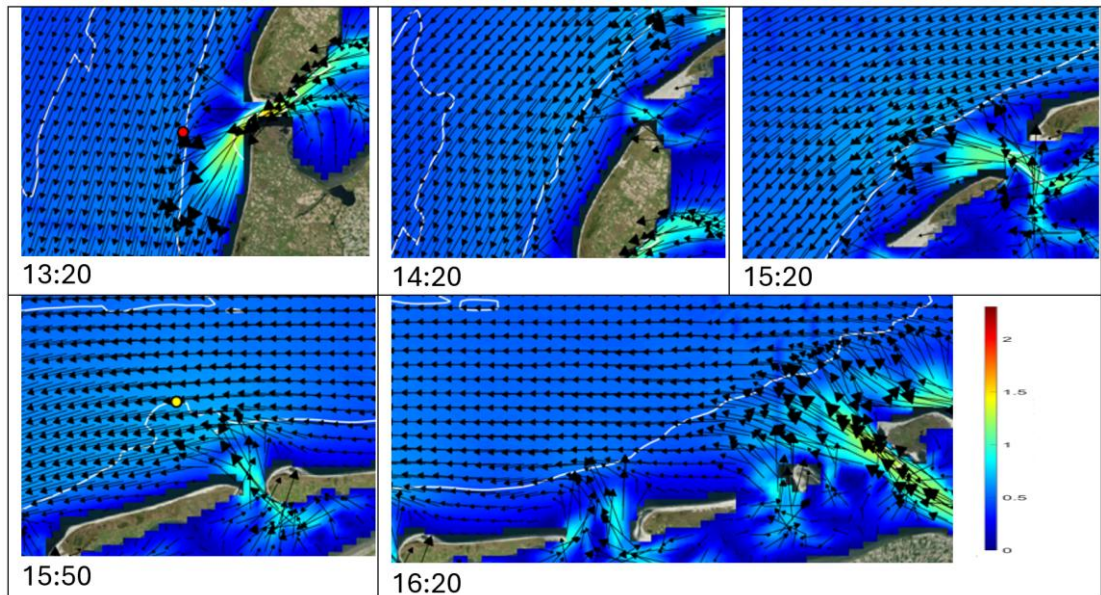


Figure A.4: Moment of peak ebb velocities offshore of each of the tidal inlet systems of the Wadden Sea.

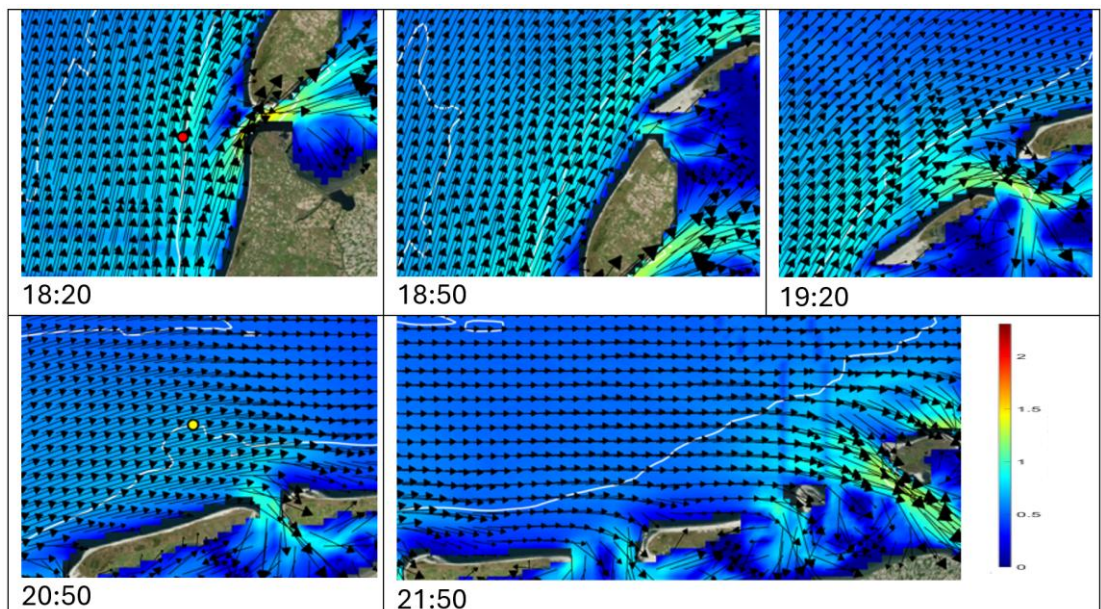


Figure A.5: Moment of peak flood velocities offshore of each of the tidal inlet systems of the Wadden Sea.

A.3 Alongshore and cross-shore currents

By means of the tidal ellipse analysis, the currents were separated in alongshore and cross-shore currents. The spring-neap cycle contained within the month of April 2017 was used for the analysis. In the Wadden Sea offshore area, including the lower shoreface, the alongshore currents are much larger than the cross-shore currents (Figure A.7). For example, in the ebb-tidal delta of the Texel inlet, the cross-shore currents are around 0.5 m/s. In this same location, the alongshore currents are a factor 2 larger (1 m/s). Nevertheless, for areas far away from the ebb-tidal deltas, the cross-shore currents are very small (0.05 m/s). On the other hand, the alongshore currents have a similar order of magnitude in regions far away from the ebb-tidal deltas than the ones nearby these features (slightly smaller than 1 m/s).

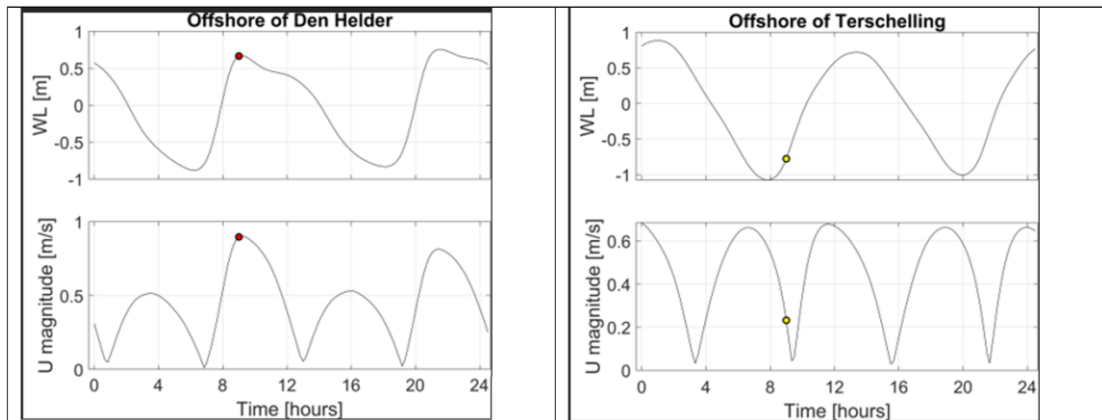


Figure A.6: Timeseries of water levels and flow velocities for a couple of stations placed near the 20 m contour. Red, offshore of Den Helder, and yellow, offshore of the Ameland inlet (see positions in Figure 1 and 2). The horizontal axis gives the time in hours with respect to 16-Apr-2017 at 09:20:00.

A.4 Residual velocities

The residual velocities were computed for the same timeframe used to extract alongshore and cross-shore velocities (one spring-neap cycle). They reflect a complex pattern, which can offer some guide into the potential displacement of sediment within the region. For areas deeper than the 20 m contour, the residual velocities point towards the northeast (Figure A.8). Close to the entrance to the Texel inlet system, the residual velocities are quite high, especially closer to the throat (Figure A.9; a). Closer to the 20 m contour, the residual velocities are still high and pointing seawards (Figure A.9; b). The currents originating southwards from the inlet point towards the southwest. Following this south-westerly direction, it can be observed that the residual currents enter in a circulation pattern in the anti-clockwise direction (Figure A.9; c). Sediment moved with these currents could either remain at the south of the ebb-tidal delta of Texel, or they could possibly move along the 20 m contour. The residual velocities west and north of the inlet are large and pointing towards the north. Sediment placed around these regions would be displaced across the 20 m contour in the seaward direction (Figure A.9; d).

The offshore residual currents that follow the 20 m contour have a zig-zag pattern. When they turn from offshore towards the 20 m contour, they change in the seaward direction again (Figure A.9; e). This happens especially nearby the inlet systems such as Eierlandse Gat and Vlie. Near the inlet of these systems, the residual velocities are also high and pointing seawards. Sediment that gets displaced near the inlets, probably fall in the residual northeastern current offshore of the 20 m contour. Then, there is a sediment loss within the lower shoreface from Den Helder to Terschelling. Given the magnitude of the residual currents, most of this sediment originates from the outward area close to the inlet systems. Nevertheless, sediment that gets displaced behind the islands could also be lost from the lower shoreface to deeper regions. As soon as it reaches the areas close to the inlet systems, they can get transported in the direction of the northeasterly residual currents offshore of the 20 m contour.

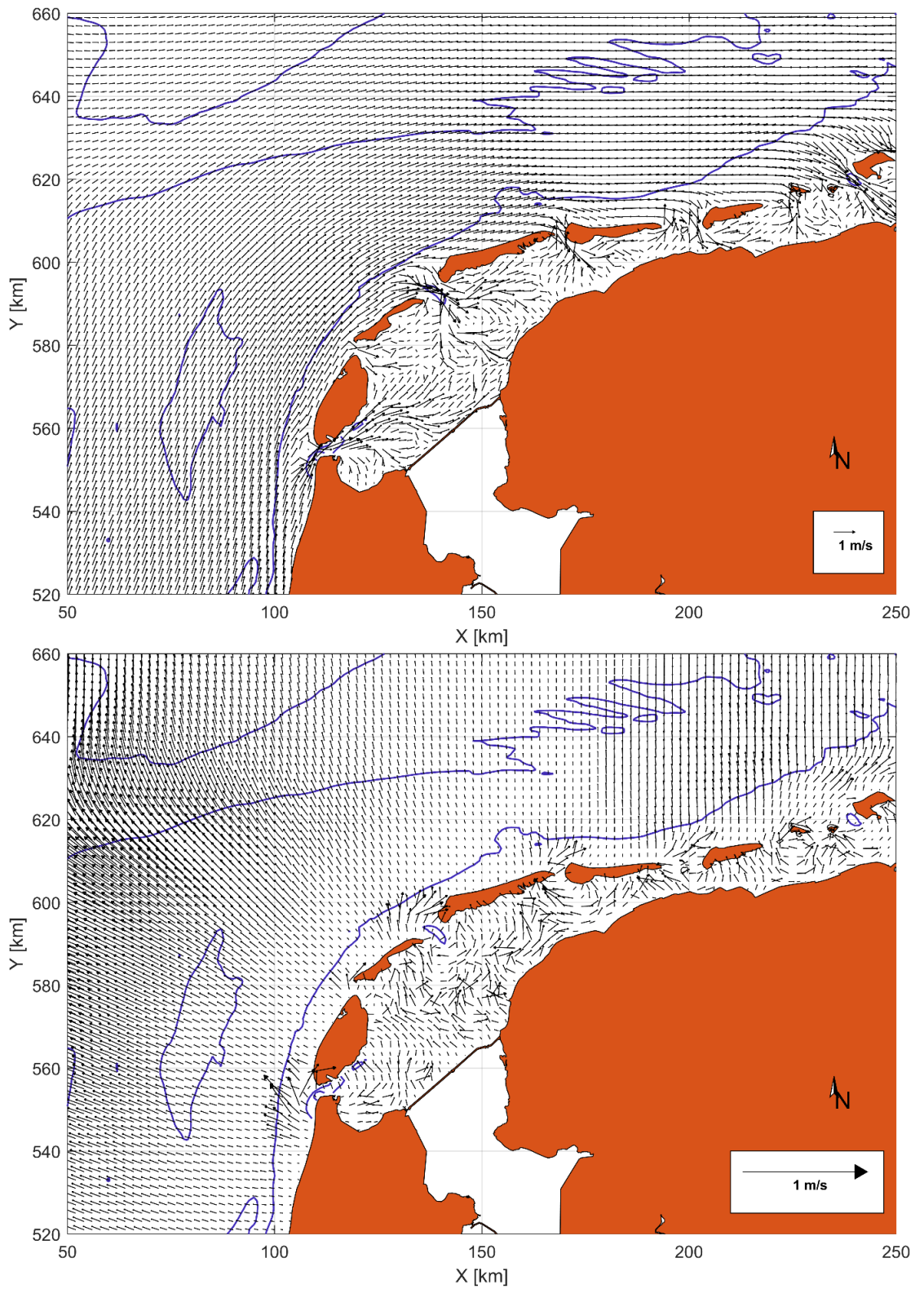


Figure A.7: Alongshore (upper panel) and cross-shore (lower panel) velocities in the Wadden Sea. Notice the difference in the scale of the vectors, which is much larger for the cross-shore velocities. The dark blue lines represent the 20, 30 and 40 m contours.

Behind Terschelling, the residual velocities are larger than behind Texel or Vlieland. Residual velocities following the 20 m contour, and the ones just behind the island converge in the direction towards the Ameland inlet (Figure A.10; a). This implies that there is some sediment gain within this region. Sediment displaced from the north outer region of the Vlie inlet could also end up in the lower shoreface behind Terschelling (Figure A.10; b). On the other hand, close to the Ameland inlet, the residual velocities also point towards the northeast. Sediment that would be displaced by these currents would possibly end up entering the region behind Ameland island and the Frisian inlet (Figure A.10; c). This happens because once again, the offshore currents near the 20 m contour converge in the southeastern direction. From the outward part of the Frisian inlet, sediment would end up following a pattern towards the Groninger Wad inlet, as the residual currents converge in this direction (Figure A.10; d).

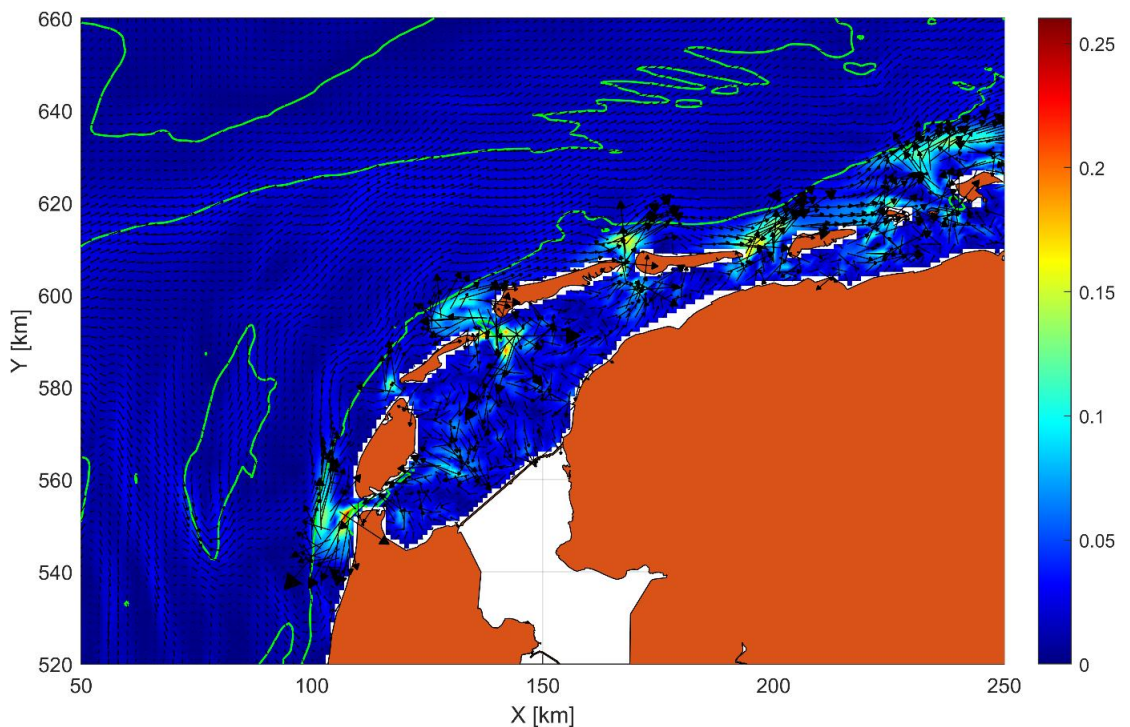


Figure A.8: Residual currents along the Wadden Sea coast over one spring-neap cycle in April 2017. The colour bar represents the magnitude of the residual currents in m/s. The green lines represent the 20, 30 and 40 m contours.

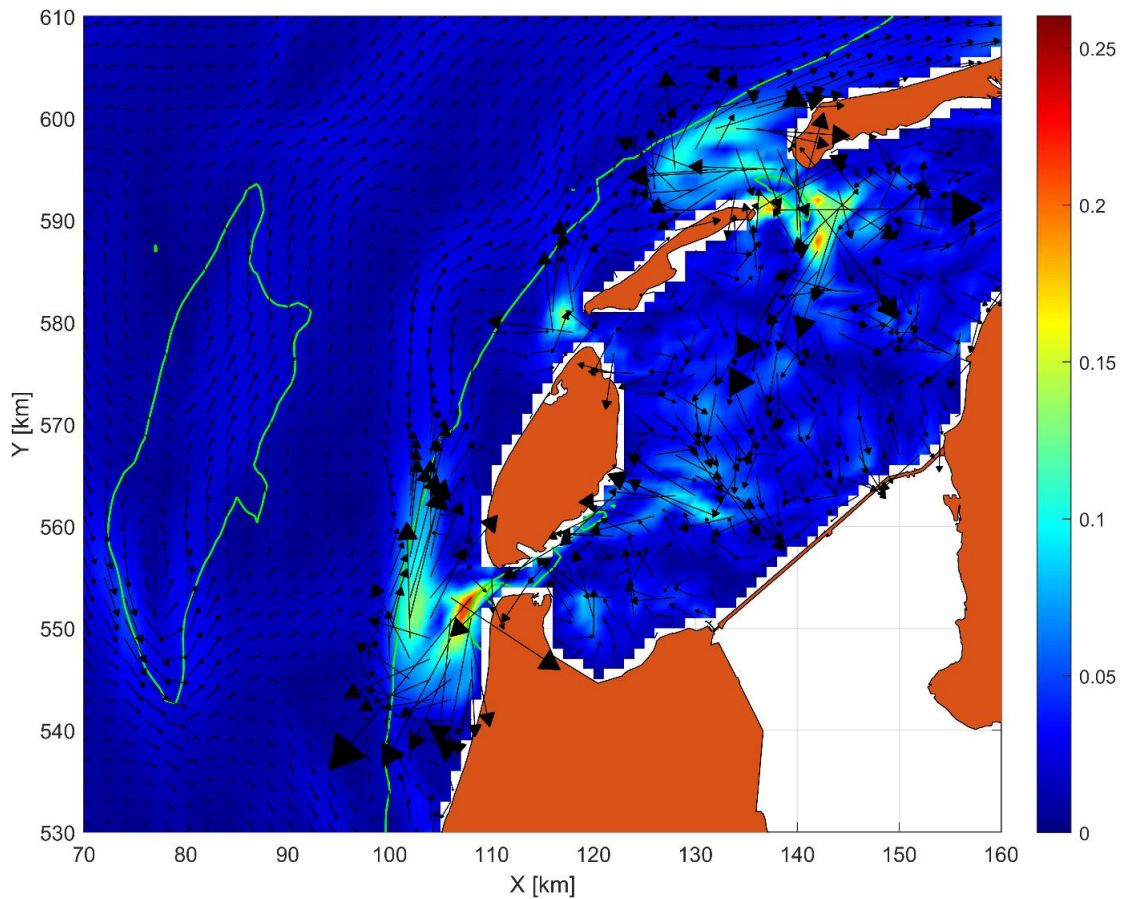


Figure A.9: Zoom in to the residual currents offshore of Den Helder, Texel and Vlieland over the spring-neap cycle of April 2017. The colour bar represents the magnitude of the residual currents in m/s. The green lines represent the 20, 30 and 40 m contours.

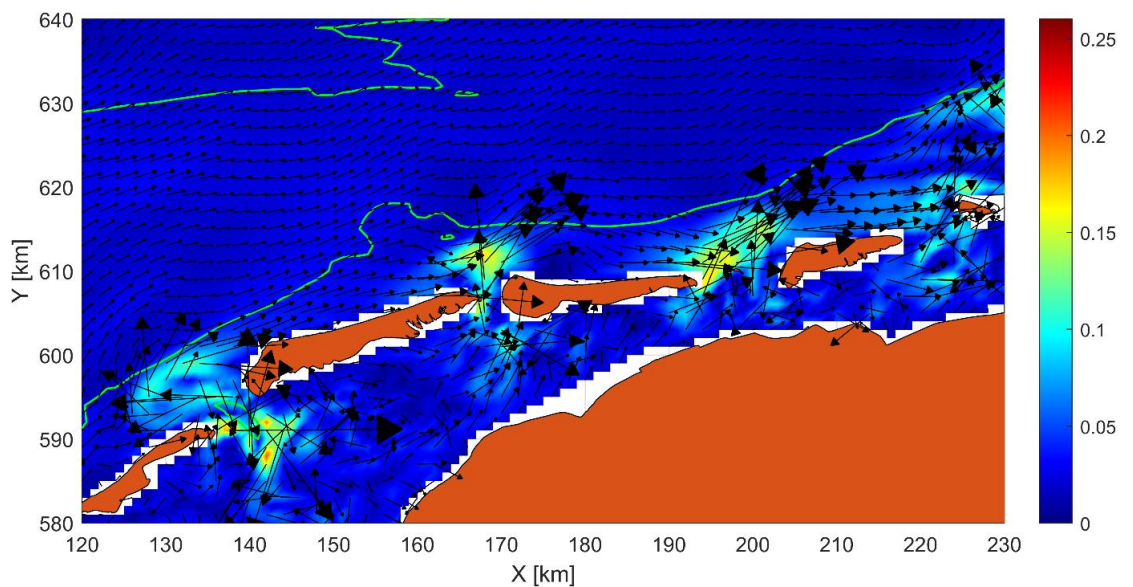


Figure A.10: Zoom in to the residual currents offshore of Terschelling, Ameland and Schiermonnikoog over the spring-neap cycle of April 2017. The colour bar represents the magnitude of the residual currents in m/s. The green lines represent the 20, 30 and 40 m contours.

B Overzicht van publicaties over de shoreface-connected ridges langs de Hollandse kust

van de Meene, J.W.H., 1994. The shoreface-connected ridges along the central Dutch coast. Nederlandse Geografische Studies 174, 222 pp.

van de Meene, J.W.H. & L.C. van Rijn, 1994. Tide- and stormdriven sediment transport on the inner-shelf along the Dutch coast. Proceedings Coastal Dynamics '94, Barcelona, Spain, 822-836.

van de Meene, J.W.H., Boersma, J.R., Terwindt, J.H.J., 1996. Sedimentary structures of combined flow deposits from the shoreface-connected ridges along the central Dutch coast. Marine Geology 131 (3-4), 151-175.

Van de Meene, J.W.H. & L.C. van Rijn, 2000. The shoreface-connected ridges along the central Dutch coast – part 1: field observations. Continental Shelf Research 20, 2295-2323.

Van de Meene, J.W.H. & L.C. van Rijn, 2000. The shoreface-connected ridges along the central Dutch coast – part 2: morphological modelling. Continental Shelf Research 20, 2325-2345.

Rapporten veldmetingen

Van de Meene, J.W.H., 1993. Evaluation of the field experiments in 1991 on the shoreface connected ridges near Zandvoort aan Zee, The Netherlands – Coastal Genesis. Rapport Instituut voor Marien en Atmosferisch Onderzoek Utrecht (IMAU), 30 pp. met bijlagen (februari 1993).

<https://open.rijkswaterstaat.nl/open-overheid/onderzoeksrapporten/@245153/evaluation-the-field-experiments-1991-on/#highlight=%20meene>

Van de Meene, J.W.H., 1993. Database of the field experiments on the shoreface connected ridges near Zandvoort aan Zee, The Netherlands – Coastal Genesis. Rapport Instituut voor Marien en Atmosferisch Onderzoek Utrecht (IMAU), 3 pp. met bijlagen (februari 1993).

<https://open.rijkswaterstaat.nl/open-overheid/onderzoeksrapporten/@36787/database-the-field-experiments-on-the/#highlight=%20meene>

Van de Meene, J.W.H., 1993. Analysis of the hydrodynamic measurements on the shoreface connected ridges near Zandvoort aan Zee, The Netherlands 1991 – Coastal Genesis. Rapport Instituut voor Marien en Atmosferisch Onderzoek Utrecht (IMAU), 21 pp. met bijlagen (maart 1993).

<https://open.rijkswaterstaat.nl/open-overheid/onderzoeksrapporten/@231533/analysis-the-hydrodynamic-measurements/#highlight=%20meene>

van de Meene, J.W.H. & L.C. van Rijn, 1993. Fair-weather sediment transport measurements on the shoreface connected ridges near Zandvoort aan Zee. Rapport Vakgroep Fysische Geografie, Universiteit Utrecht en Rijkswaterstaat Dienst Getijdewateren, 14 pp.

<https://open.rijkswaterstaat.nl/open-overheid/onderzoeksrapporten/@36808/kustgenese-coastal-genesis-fair-weather/#highlight=%20meene>

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