

## Morfologische processen van het Friesche Zeegat

Een conceptueel model.



**Morfologische processen van het Friesche Zeegat**  
Een conceptueel model.

**Auteur(s)**

Edwin Elias

Albert Oost

## Morfologische processen van het Friesche Zeegat

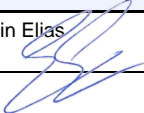
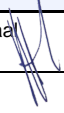

Een conceptueel model.

<b>Opdrachtgever</b>	Rijkswaterstaat Water, Verkeer en Leefomgeving
<b>Contactpersoon</b>	S. Pluis
<b>Referenties</b>	-
<b>Trefwoorden</b>	Friesche Zeegat, Morfologie, Waddenzee

### Documentgegevens

<b>Versie</b>	1.0
<b>Datum</b>	19-03-2021
<b>Projectnummer</b>	11205236-003
<b>Document ID</b>	11205236-003-ZKS-0005
<b>Pagina's</b>	130
<b>Status</b>	definitief

### Auteur(s)

Doc. Versie	Auteur	Controle	Akkoord	Publicatie
1.0	Edwin Eljas 	Marcel Taal 	Toon Segeren 	

# Samenvatting

Binnen het programma KPP B&O Kust werken Rijkswaterstaat en Deltares samen aan onderzoek om kennis te ontwikkelen van het Nederlandse kustsysteem. Deze studie beoogt het opstellen van een conceptueel model dat de morfologische ontwikkelingen en de onderliggende processen van het Friesche Zeegat beschrijft. Het doel is het huidige morfologische gedrag van de buitendelta en de sedimentuitwisseling met de aanliggende eilandkusten te beschrijven en om betere voorspellingen van de toekomstige ontwikkeling van het morfologische systeem mogelijk te maken.

Het conceptuele model bestaat uit meerdere onderdelen. Overkoepelend is het denkmodel dat gebaseerd is op vier schalen van ruimteschalen en de samenhang daartussen. Die vier schalen zijn: (1) de kustlijnen en individuele platen of geulen, (2) de buitendelta, (3) het zeegatsysteem en (4) het Waddengebied als geheel.

Een belangrijke conclusie op basis van de uitgevoerde analyses is dat er geen duidelijke beïnvloeding vanuit het schaalniveau van het hele Waddengebied op de ontwikkeling van het Friesche Zeegat en de aanliggende kustlijnen is te onderscheiden. De morfologische kenmerken van het zeegat blijven op grote ruimtelijke schaal en lange tijdschalen stabiel. Ook mogelijke effecten van gaswinning en zeespiegelstijging, zoals een verdieping of verlies van plaatareaal, zijn hier niet te onderscheiden van de natuurlijke variaties.

Op de schaal van het gehele zeegat kan geconcludeerd worden dat het Friesche Zeegat uit twee delen bestaat. De Engelsmanplaat en Het Rif vormen een barrière en daarmee een scheiding tussen de zeegaten van het Pinkegat en de Zoutkamperlaag. Beide zeegaten hebben een eigen dynamiek van geulen en platen. Het sedimentaire systeem van het Friesche Zeegat, reikend van eiland tot eiland, is daarmee geen doorlopende keten. Dit maakt het mogelijk en zinvol om aparte conceptuele modellen voor beide deelsystemen, het Pinkegat en de Zoutkamperlaag op te stellen.

De analyses uitgevoerd in dit onderzoek laten zien dat een conceptueel model dat gebaseerd op cyclische ontwikkeling bij het Friesche Zeegat niet toepasbaar is. Een *deterministisch* denkmodel dat primair is gebaseerd op cyclische ontwikkeling is aantrekkelijk omdat dit een krachtig concept is. Het geeft immers een zekere toekomstvoorspelling omdat opeenvolgende ontwikkelingen een causaal verband hebben. Niet stationair stochastische processen, door mens of natuur geïnitieerd, spelen echter een belangrijke rol bij de morfologische ontwikkelingen. Dit is voor het kustbeheer een belangrijk nieuw inzicht en in lijn met de inzichten die opgedaan zijn voor het Ameland Zeegat in het kader van het Kustgenese 2.0 onderzoeksprogramma (Elias et al., 2019).

Ook al is het niet mogelijk om met grote zekerheid de morfologische ontwikkeling ver in de toekomst te voorspellen, het is wel zo dat een ontwikkeling in gang is gezet, deze wel goed deterministisch kan worden doordacht. Het frequent monitoren van de buitendelta's lijkt dan ook een vereiste om waar te nemen wanneer veranderingen starten. Alleen zo kan zowel het systeem gedrag worden begrepen als eventuele verstoringen (perturbaties) tijdig worden opgemerkt

Het verklaren van de ontwikkelingen op de schaal van de buitendelta en de kustlijn gebeurt door middel van een conceptuele beschrijving van de sediment bypassing proces. Sediment bypassing beschrijft de zandverplaatsing van het bovenstroomse eiland (Ameland) naar het benedenstroomse eiland (Schiermonnikoog) waarbij de buitendelta in dit proces het doorgeefluik is van sediment. De meest opvallende vorm van sediment bypassing is bankvorming, verplaatsing over de buitendelta van de banken en de aanlanding op de benedenstroomse eilandkop, waardoor deze instantaan sterk uitbouwt.

### **Conceptueel model Pinkegat**

De morfologische veranderingen van het Pinkegat zijn belangrijk voor de ontwikkeling van de eilandstaart van Ameland (De Hon). Dit zeegat varieert tussen een één- en meergeulensysteem. Het uitbouwen en terugtrekken van De Hon lijkt samen te vallen met de afwisseling tussen de één- en de meergeulenconfiguratie van het zeegat. In de één-geulconfiguratie is de hoofdgeul groot en diep en is De Hon sterk uitgebouwd. De herhalingsstijd, niet te verwarren met cycliciteit, ligt over het algemeen tussen de 40 tot 50 jaar. Naast het afwisselen tussen een één- en meergeulensysteem zijn ook herhalingen in de dynamiek te zien bij de kleinere geulen Strandgat en Wierumergat, met een interval van ongeveer 10 jaar.

### **Conceptueel model Zoutkamperlaag**

De morfologische veranderingen van het zeegat van de Zoutkamperlaag zijn belangrijk voor de eilandkop van Schiermonnikoog, in het bijzonder de bankaanlandingen. Vóór afsluiting van de Lauwerszee vonden deze aanlandingen gemiddeld om de 25 tot 35 jaar plaats. Na die afsluiting in 1969 was er weer een bankaanlanding rond 1997. Deze aanlanding wordt verklaard als een direct effect van de afsluiting van de Lauwerszee. De afsluiting verkleinde namelijk het getijprisma en daarmee ook de ebstroming en de zandtransporten in de geulen. Met deze reductie van de zandtoevoer kon het front van de buitendelta niet meer in stand blijven en verplaatste onder de invloed van golven landwaarts richting de kop van Schiermonnikoog. Een grote strandhaak vormde en verheelde met de kust. Deze strandhaak domineerde tijdelijk de morfologische veranderingen op de buitendelta, maar het grootschalige, langjarige patroon en de sediment bypassing dynamiek zijn hierdoor echter niet wezenlijk veranderd. De recente morfologische veranderingen zijn vergelijkbaar met wat in een verder verleden optrad. Er is al eeuwen een afwisseling van perioden met een enkele hoofdgeul (1927-2018) en perioden met twee hoofdgeulen (1820-1921 en vanaf 2018) op de buitendelta.

De geul-bankverplaatsingen die optreden op de buitendelta kunnen worden beschreven aan de hand van twee conceptuele modellen. Het eerste conceptuele model is *outer channel shifting* en beschrijft de veranderingen in de perioden 1850-1859, 1903-1934 en 1970-1987. Hierbij strekt de geul zich ver zeewaarts uit. De dominante morfologische veranderingen treden dan op het zeewaartse deel van de buitendelta op, terwijl het centrale deel van de buitendelta relatief stabiel blijft.

Het tweede conceptueel model, *main ebb channel shifting*, is toepasbaar van in de periode rond 1873/74 en 1987 tot 2006. Dan blijft eigenlijk alleen de keel van het zeegat stabiel en verandert vrijwel de gehele buitendelta. Dit proces wordt geïnitieerd door de vorming van een langgerekte bank zeewaarts van de Engelsmanplaat. Op deze banken ontstaan periodiek ebschaar en ebschild systemen. Deze systemen beginnen als een kleine instabiliteit maar groeien snel in grootte en verplaatsen zeewaarts de buitendelta op. De ebschaar neemt hierbij steeds meer stroming van de hoofdgeul over waardoor deze verdwijnt en de ebschaar de nieuwe hoofdgeul vormt en het proces herstart. Na iedere cyclus blijft het ebschild dan als bank achter op de buitendelta. Deze banken migreren onder de invloed van golven landwaarts en zullen dan uiteindelijk aanlanden op de eilandkop van Schiermonnikoog. In het verleden hebben deze bankaanlandingen plaatsgevonden, het is dan ook aannemelijk dat ook in de toekomst bankaanlandingen bij de kust van Schiermonnikoog blijven plaatsvinden.

# Inhoud

	<b>Samenvatting</b>	<b>4</b>
<b>1</b>	<b>Inleiding</b>	<b>8</b>
1.1	Algemene achtergrond KPP B&O Kust	8
1.2	De rol van de buitendelta's	8
1.3	Probleemstelling en Doelstelling	11
1.4	Opbouw van deze rapportage	12
<b>2</b>	<b>Een algemene beschrijving van het Friesche Zeegat</b>	<b>14</b>
2.1	Inleiding	14
2.2	Geulen en platen	16
2.3	Vigerende morfologische processen	18
<b>3</b>	<b>Beschikbare data van bodems en ingrepen.</b>	<b>20</b>
3.1.1	Hydrografische kaarten	20
3.1.2	Digitale Bodemdata	21
3.2	Een overzicht van ingrepen	27
3.3	Veranderingen in het bekken: wantijligging en -verplaatsing	32
<b>4</b>	<b>Morfologische ontwikkelingen van het Friesche Zeegat (1832-2019)</b>	<b>33</b>
4.1	Inleiding	33
4.2	Dynamiek van Pinkegat en eilandstaart van Ameland en veranderingen in vorm en grootte van de Engelsmanplaat	34
4.2.1	Morfologische ontwikkeling vóór afsluiting van de Lauwerszee	34
4.2.2	Morfologische ontwikkeling ná afsluiting van de Lauwerszee (1967-2018)	38
4.3	Plaataanlandingen op Engelsmanplaat en Het Rif	43
4.4	Ontwikkeling van het Zoutkamperlaag zeegat en uitwisseling van buitendelta en kust	44
4.4.1	Morfologische ontwikkeling vóór afsluiting van de Lauwerszee (1832-1967)	44
4.4.2	De Afsluiting van de Lauwerszee	49
4.4.2.1	Afsluiting van de Lauwerszee in vogelvlucht	49
4.4.2.2	Veranderingen in processen	52
4.4.3	Morfologische ontwikkeling ná afsluiting van de Lauwerszee (1967-2019)	54
4.4.3.1	Gedrag van de Zoutkamperlaag en het Westgat na afsluiting van de Lauwerszee	54
4.4.3.2	Vorming van een strandhaak (1967 – 2006)	58
4.4.3.3	Sediment bypassing in de vorm van buitendeltabanken (1997-2019)	60
4.4.4	De Hon, Ameland	61
4.4.5	Westerstrand, Schiermonnikoog	67
<b>5</b>	<b>Een conceptueel model voor het Friesche Zeegat</b>	<b>71</b>
5.1	Een schaalcascade model van het Friesche Zeegat	71
5.1.1	Inleiding	71
5.1.2	Morfologisch gedrag op grote schaal (schaal 3 en 4)	73
5.1.3	Morfologische interactie buitendelta en eilandkust (schaal 1 en 2)	74
5.1.4	Morfologische interactie tussen De Hon en Pinkegat	74
5.1.5	Morfologische interactie tussen Zoutkamperlaag en de kop van Schiermonnikoog.	77
5.2	Een enkele of dubbele hoofdgeul op de buitendelta van de Zoutkamperlaag. Is dat van belang voor de transportprocessen?	81
5.3	Cyclisch of periodiek gedrag op de buitendelta?	83

<b>6</b>	<b>Conclusies en Aanbevelingen</b>	<b>85</b>
6.1.1	Conclusies	85
6.1.2	Aanbevelingen	86
<b>7</b>	<b>Referenties</b>	<b>87</b>
<b>A</b>	<b>Meetdata</b>	<b>92</b>
A.1	Zeekaart Rijkswaterstaat	92
A.2	Een overzicht van de Hydrografische Kaarten	93
A.3	Een overzicht van de beschikbare bodemdata over de periode 1926-1952	101
A.4	Een overzicht van de Lidar datasets	102
A.5	Een overzicht van alle Vaklodingen bodems	108
<b>B</b>	<b>SedTrails resultaten</b>	<b>118</b>
B.1	SedTrails modellering	118
B.2	Huidige situatie	120
B.3	2009 bodemschematisatie	124
B.4	Afsluiting van de Lauwerszee	128

# 1 Inleiding

## 1.1 Algemene achtergrond KPP B&O Kust

Het onderzoeksprogramma Kennis Primaire Processen Beheer & Onderhoud Kust (KPP B&O Kust) ondersteunt Rijkswaterstaat bij het onderhoud en beheer van de kust. Sinds 1990 is het kustbeheer gericht op dynamisch handhaven van de kustlijn (Rijkswaterstaat, 1990; Hillen & de Haan 1993; Hillen & Roelse, 1995; de Ruig, 1998). Met name bij de zeegaten treden structurele zandverliezen en erosieproblemen op. Het beter begrijpen van het morfologische systeem en de sedimentuitwisselingen tussen kust, zeegat en bekken is een belangrijk onderdeel van het deelproject Zeegaten. Deze kennis heeft altijd als doel het suppletieprogramma te ondersteunen door (1) Systeemkennis te ontwikkelen over de werking van zeegatsystemen en (2) Kennis te ontwikkelen ten behoeve van het beheer van en onderhoud aan eilandkoppen.

Waar staat het kennisprogramma? In de afgelopen jaren is er veel inzicht verkregen in werking en ontwikkeling van de Nederlandse Zeegaten. Er is meer begrip van de veranderingen die opgetreden zijn in de zeegaten en hoe het systeem grootschalig functioneert (zie bijv. Elias et al. 2012, 2016), er is kennis gegenereerd over het functioneren van de zeegaten in samenhang met het dynamisch kustbeheer (Elias en van der Spek, 2017) en de analyses uitgevoerd bij Ameland geven een uniek beeld van de vorming en ontwikkeling van “sediment bypassing banken” in buitendelta-systemen (Elias et al. 2019, 2020). De aanlanding van deze banken zorgt dan voor een sterke uitbouw van de kust terwijl er juist vóór aanlanding en ná aanlanding er langdurige erosie optreedt. Deze kennis maakt het mogelijk steeds beter de samenhang tussen grootschalige processen en de vaak lokale kusterosie te begrijpen. Deze kennis geeft richting aan toekomstig onderzoek naar systeem- of buitendelta-suppleties.

## 1.2 De rol van de buitendelta's

Een belangrijke les uit de studies van Kustgenese 2.0 is het belang van de buitendelta's in de kustlijndynamiek en dus ook het kustbeheer. Het principe achter de vorming van buitendelta's is eigenlijk eenvoudig (Figuur 1-1, basis). Een zeegat vormt een smalle opening waarin het getij versneld. Hierdoor ontstaan hoge stroomsnelheden die zich tijdens eb ver zeewaarts en tijdens vloed landwaarts uitstrekken. Een diepe geul vormt en het sediment uit deze geul wordt aan het uiteinde van deze geul neergelegd waar de snelheden kleiner worden dan de kritische transportsnelheid voor bezinking. Ook de sedimenttoevoer vanaf de aanliggende, bovenstroomse kust, wordt op deze manier verspreid. Aan beide zijden van het zeegat ontstaat zo een ondiep platform de eb- en vloeddelta's. De grootte van de eb- en vloeddelta is een functie van het getijprisma; met een groter prisma ontstaat een grotere delta. De ebdelta, ook wel buitendelta of ebb-tidal delta genoemd, is geen vlak, platform van constante diepte, maar er ontstaan allerlei kleinere banken. Voorliggend aan de hoofdgeul ontstaat vrijwel altijd een maanvormige bank, het ebschild. Terwijl verder landwaarts nog allerlei secundaire banken van verschillende vormen en grootte aanwezig zijn.

De buitendelta's beïnvloeden en bepalen voor een groot deel de (lokale) dynamiek van de naastliggende eilanden en de zandtransporten langs de eilandkusten. Daarnaast vormt de buitendelta het doorgeefluik voor de sedimentstroom van het bovenstroomse eiland (Ameland) naar het benedenstroomse eiland (Schiermonnikoog). Een belangrijk onderdeel van deze dynamiek is *sediment bypassing*. Sediment bypassing beschrijft hoe de sedimentstroom zich over de buitendelta verplaatst. Als de buitendelta in evenwicht is, dan bepalen getij en golven het sediment bypassing proces (zie o.a. Bruun en Gerritsen, 1959; Oertel, 1977, FitzGerald, 1996). Er kan dan onderscheid gemaakt worden in twee verschillende vormen van sediment bypassing. Sediment kan rechtstreeks via de geulen getransporteerd worden en zo direct het zeegat passeren, of het sediment vormt



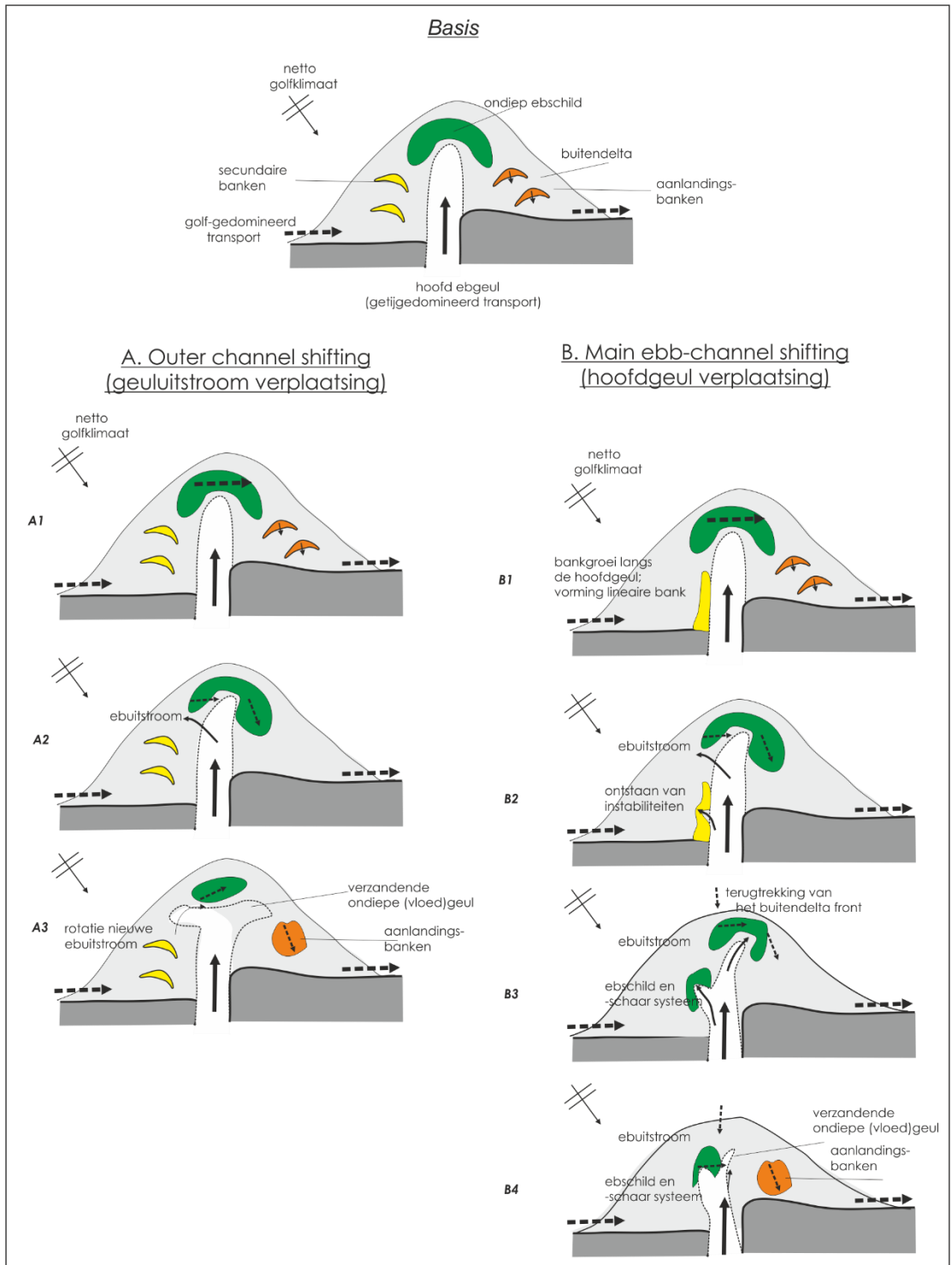
banken op de buitendelta. Sediment bypassing in de vorm van banken is direct zichtbaar in de bodemmetingen van de buitendelta en er zijn dan ook al vele conceptuele modellen opgesteld zoals bijvoorbeeld gedocumenteerd in de studie van FitzGerald et al. (2000). Voor deze studie zijn met name de conceptuele modellen *outer channel shifting* en *main ebb channel shifting* (ook wel ebb-tidal delta breaching genoemd) van belang (Figuur 1-1A en B).

*Outer channel shifting* ofwel *geuluitstroom verplaatsing (A)*; Deze vorm van sediment bypassing wordt gekenmerkt door beperkte aanpassingen van de buitendelta. De aanvoer van sediment vanaf de bovenstroomse zijde wordt vooral door de hoofgeul zeewaarts verplaatst waardoor een groot ebschild ontstaat, terwijl de secundaire banken beperkt in omvang blijven (A1). Golfbreking op het ebschild zorgt voor een oostwaartse verplaatsing van het ebschild en drukt daarbij de achterliggende geul ook oostwaarts (A2); het landwaartse deel van de geul blijft hierbij stabiel liggen. Met oostwaartse verplaatsing wordt de uitstroming van de geul steeds minder efficiënt en op een gegeven moment vormt er een nieuwe uitstroomopening aan de westelijke (bovenstroomse) zijde van de bank, waarna het proces herstart. Met iedere cyclus wordt een deel van het ebschild opgenomen in het benedenstrooms gelegen platform en er ontstaan aanlandingsbanken die onder invloed van golven landwaarts migreren en uiteindelijk verheelen met de kust.

*Main ebb channel switching* ofwel *hoofdgeul verplaatsing (B)*; De onderliggende processen zijn hier vrijwel identiek aan *outer channel shifting* alleen verandert nu niet alleen de uitstroomopening maar vrijwel de gehele ebgeul van plaats. Hierdoor vindt een grootschalige verstoring van de buitendelta plaats. In het proces van *main ebb channel switching* spelen de secundaire banken een grote rol. Door bankgroei aan de landwaartse, bovenstroomse zijde van de hoofgeul ontstaat een langgerekte bank. Deze bank vormt geen stabiel evenwicht. Er ontstaan vanuit de hoofdgeul instabiliteiten. Deze instabiliteiten kunnen zich vervolgens ontwikkelen tot kleine ebschaartjes. Deze ebschaartjes groeien uit tot een nieuw ebgeul en deze neemt een gedeelte van het debiet van de hoofdgeul over. De oude uitstroom neemt in belang af en het buitendelta front trekt zich landwaarts terug. Het ebschild van de nieuw uitstroom verplaatst verder zeewaarts en groeit. Door golven wordt dit ebschild oostwaarts gedrukt, waardoor het de oude hoofdgeul dicht begint te drukken. Dit versterkt de groei van de nieuwe ebgeul en deze neemt de functie van de hoofdgeul over. Het oude ebschild wordt in het bovenstroomse platform opgenomen en kan een aanlandingsbank gaan vormen. De aanlandingsbank verplaatst onder de invloed van golven landwaarts en uiteindelijk verheelt ze met het benedenstroomse eiland.

Verhelingsen, feitelijk de laatste fase van de sediment bypassing cyclus, die plaatsvinden zijn met regelmaat duidelijk zichtbaar in de vorm van grote bankaanlandingen zoals de Bornrif Strandhaak op Ameland of de strandhaak van Schiermonnikoog (Figuur 1-2), maar soms gaat het sediment op in de kustlangse sedimentstroom. Een voorbeeld hiervan zijn de Noordelijke Uitlopers van de Noorderhaaks (Texel) (Elias en van der Spek, 2017).

De studie van Herrling en Winter (2018) laat zien dat er eigenlijk ook een derde modus van sediment bypassing aanwezig kan zijn. Sediment kan ook via de buitenrand van de buitendelta het gehele zeegat passeren. Deze sedimentstroom is in de bodemdata echter niet te observeren, omdat dit niet in de vorm van morfologische veranderingen optreedt. Om dit in kaart te brengen is modellering van de sediment transporten benodigd.



Figuur 1-1: Twee variaties van sediment bypassing zoals dit optreedt op de buitendelta's van de Waddenzee zeegaten. Deze modellen zijn gebaseerd op FitzGerald et al. (2000) en aangepast zodat ze representatief zijn voor de Waddenzee (Zoutkamperlaag buitendelta). Model A (links) beschrijft het concept van Outer channel shifting (het meest zeewaartse deel van de geul verplaatst periodiek van west naar oost) en model B (rechts) het proces van main eb-channel shifting waarbij de gehele geul verplaatst.



Figuur 1-2: De strandhaak van Schiermonnikoog, een aangelande zandbank afkomstig van de buitendelta in de vorm van een haakvormige spit, situatie 1994. Bron: Beheerbibliotheek Terschelling, Oost et al. (2018) .

Bankverhelingen bepalen voor een belangrijk deel de kustlijnontwikkeling van benedenstrooms gelegen eilanden op langere termijn. Het aanlanden van banken treden vaak met enige regelmaat of herhaling op en word daarom opgevat als een cyclisch proces (Oertel, 1977; FitzGerald et al., 1984; Oost, 1995; Israel en Dunsbergen, 1999; Hein et al., 2016). Cyclischeit suggereert dat er sprake is van een regelmatige herhaling wat dan een zekere mate van voorspelbaarheid geeft. Deze cyclische benadering is de laatste tijd in toenemende mate ter discussie komen te staan. Enerzijds zijn de meetdata vaak beperkt of onvolledig, wat vaststellen van periodiciteit inherent onzeker maakt. (Son et al., 2011). Anderzijds worden alle ontwikkelingen in een dynamisch kustgebied beïnvloed door zowel deterministische processen, processen die een causaal verband hebben zoals bijv. morfologische respons op het gemiddeld getij of golfklimaat, als stochastische processen die op toeval berusten (bijv. plaataanlanding of geulafsluiting door een extreme storm, menselijk ingrijpen), waardoor een eerder geobserveerde ontwikkeling zich niet langer, of enkel nog op een andere wijze, kan voltrekken (Elias et al., 2019). Dit heeft gevolgen voor de voorspelbaarheid van ontwikkelingen in kustsystemen. Ter illustratie: voor Ameland laten Elias et al. (2019) zien dat voorspelbaarheid gebaseerd op een, eerder aangenomen, periodisch verlopende cyclus niet optreedt. In de studie wordt aangetoond dat de configuratie van de geulen en platen op de buitendelta het resultaat blijkt te zijn van zowel deterministische ontwikkelingen die gedreven kunnen worden vanuit de veranderingen in het bekken (langdurige en grootschalige processen), maar ook door stochastische interacties op de kleinste schaal (instabiliteiten op de buitendelta). De verstoringen die deze instabiliteiten veroorzaken zijn inherent onvoorspelbaar, waardoor modellen ten aanzien van de timing van cyclisch gedrag niet geldig of accuraat zijn. Resumerend kan gesteld worden dat er op de buitendelta's vaak sprake is van een herhaling van patronen, maar dat deze zich zeker niet met een vast interval voltrekken. Cyclischeit lijkt dan ook niet de meest geschikte basis voor een conceptuele beschrijving.

### 1.3 Probleemstelling en Doelstelling

Een directe aanleiding voor deze studie is de geobserveerde erosie aan de noordwestzijde van Schiermonnikoog. Hier is de BKL in een aantal raaien al overschreden en dreigen er ook in de toekomst overschrijdingen plaats te vinden; zie Elias (2020) voor een eerste beschouwing. De keuze wel of niet suppleren hangt mede af van de toekomstige ontwikkelingen van de buitendelta van het Friesche Zeegat. In het verleden hebben plaataanlandingen vanuit de buitendelta op de

kust plaatsgevonden. Deze aanlandingen zijn allen uniek, de volumes en locatie van aanlanding zijn voor iedere aanlanding anders. Wel geven deze aanlandingen altijd een fase van groei en terugtrekking van de kustlijn. Deze fasen wisselden elkaar af. Op dit moment vindt fase van kustlijn terugtrekking plaats, maar het is mogelijk dat er in de nabije toekomst weer een fase van groei plaatsvindt. Wel of niet suppleren hangt mede af of en wanneer deze kentering optreedt.

Voor een succesvol kustbeheer van de eilandkop en eilandstaart is het van cruciaal belang het sediment bypassing proces goed te begrijpen. Als er op korte termijn een plaataanlanding is te verwachten, dan is het misschien niet nodig een suppletie uit te voeren en visa versa in een periode van langdurige geulvorming of structurele erosie zou dan juist wel een suppletie uitgevoerd kunnen worden. De in het verleden uitgevoerde studies (o.a. Oost 1995, Steijn 1991, Steijn en Hartsuiker, 1992) hebben vooral gekeken naar de effecten van de afsluiting van de Lauwerszee. Met doorgaande metingen en studies (o.a. Laan, 2019; Elias, 2020; Elias en Vermaas, 2019a) worden steeds meer aanvullende inzichten verkregen. Een hiaat in de huidige kennis van het Friesche Zeegat is dat we de recente sediment bypassing mechanismen van de buitendelta van het Friesche Zeegat nog niet voldoende begrijpen.

Door het consolideren van de oude en nieuwe studies, aangevuld met de analyse van recente meetdata en de resultaten van numerieke modellen kan de huidige morfodynamiek van het Friesche zeegat beter begrepen worden. Dit begrip is essentieel voor een onderbouwde kustlijnhandhavingstrategie. De doelstelling van dit onderzoek is dan ook het opstellen van een conceptueel model voor de werking van het Friesche Zeegat, dat het huidige morfologische gedrag van de buitendelta en de uitwisseling met de aanliggende eilandkusten beschrijft. Dit model stelt ons in staat betere voorspellingen van het geulgedrag van de buitendelta te maken, waarmee we de ontwikkeling van de aanliggende eilandkusten beter kunnen begrijpen en voorspellen.

## 1.4 Opbouw van deze rapportage

Naast deze inleiding bestaat de rapportage nog uit vijf inhoudelijke hoofdstukken. Hoofdstuk 2 geeft een beknopte beschrijving van de morfologische kenmerken van het Friesche zeegat. In Hoofdstuk 3 wordt een overzicht van de beschikbare bodemdata en een overzicht van de ingrepen die in het zeegat zijn uitgevoerd gegeven. De basis van deze studie bestaat uit een uitgebreide (her)analyse van de beschikbare bodemdata van het Friesche Zeegat. In de analyse maken we onderscheid tussen het zeegat Pinkegat (Hoofdstuk 4.2), het bankengebied Engelsmanplaat en Het Rif (Hoofdstuk 4.3) en het zeegat van de Zoutkamperlaag (Hoofdstuk 4.4). De analyse is gebaseerd op de beschikbare hydrografische kaarten over de periode 1832-1926 en de Vaklodingen (1926-20189). De hydrografische kaarten zijn zeker tot 1904 (toen het eerste-orde-net voor de Rijksdriehoeksmeting was afgerond) niet geschikt voor gedetailleerde volumeanalyses of plaatsbepalingen, maar geven wel een beeld van de grootschalige morfologische processen en de natuurlijke ontwikkelingen van het zeegatsysteem. De morfologische analyses van de zeegaten op de grotere tijd- en ruimteschaal vormen de basis voor het begrijpen van de opgetreden kustlijnontwikkeling van de naastgelegen eilandkop en -staart (op de kleinere tijd- en ruimteschaal) (Hoofdstuk 4.5) in deze analyse worden ook de recente Lidar (kusthoogte) metingen gebruikt. Waar mogelijk en nodig zijn aanvullende modelsimulaties met SedTRAILS uitgevoerd om de onderliggende sedimenttransportstromen in kaart te brengen.

In Hoofdstuk 5 wordt invulling gegeven van het conceptuele model van de werking van het Friesche Zeegat. Hiervoor gebruiken we het schaalcascade concept als kapstok. Op basis van deze benadering worden de samenhang van de opgetreden morfologische ontwikkelingen in kaart gebracht en samengevat in een conceptueel model. Aan de hand van dit concept wordt nagegaan wat er nog wel (of niet) gezegd kan worden over de toekomst van het aanlanden van zandplaten uit de buitendelta van het Friesche Zeegat. Het uiteindelijke doel is de kustlijnontwikkeling van de aanliggende eilandkusten beter te begrijpen zodat eventuele knelpunten kunnen worden

geïdentificeerd en betere adviezen kunnen worden gegeven ter ondersteuning van de kustlijnhandhaving. De conclusies en aanbevelingen volgen in Hoofdstuk 6.

## 2 Een algemene beschrijving van het Friesche Zeegat

### 2.1 Inleiding

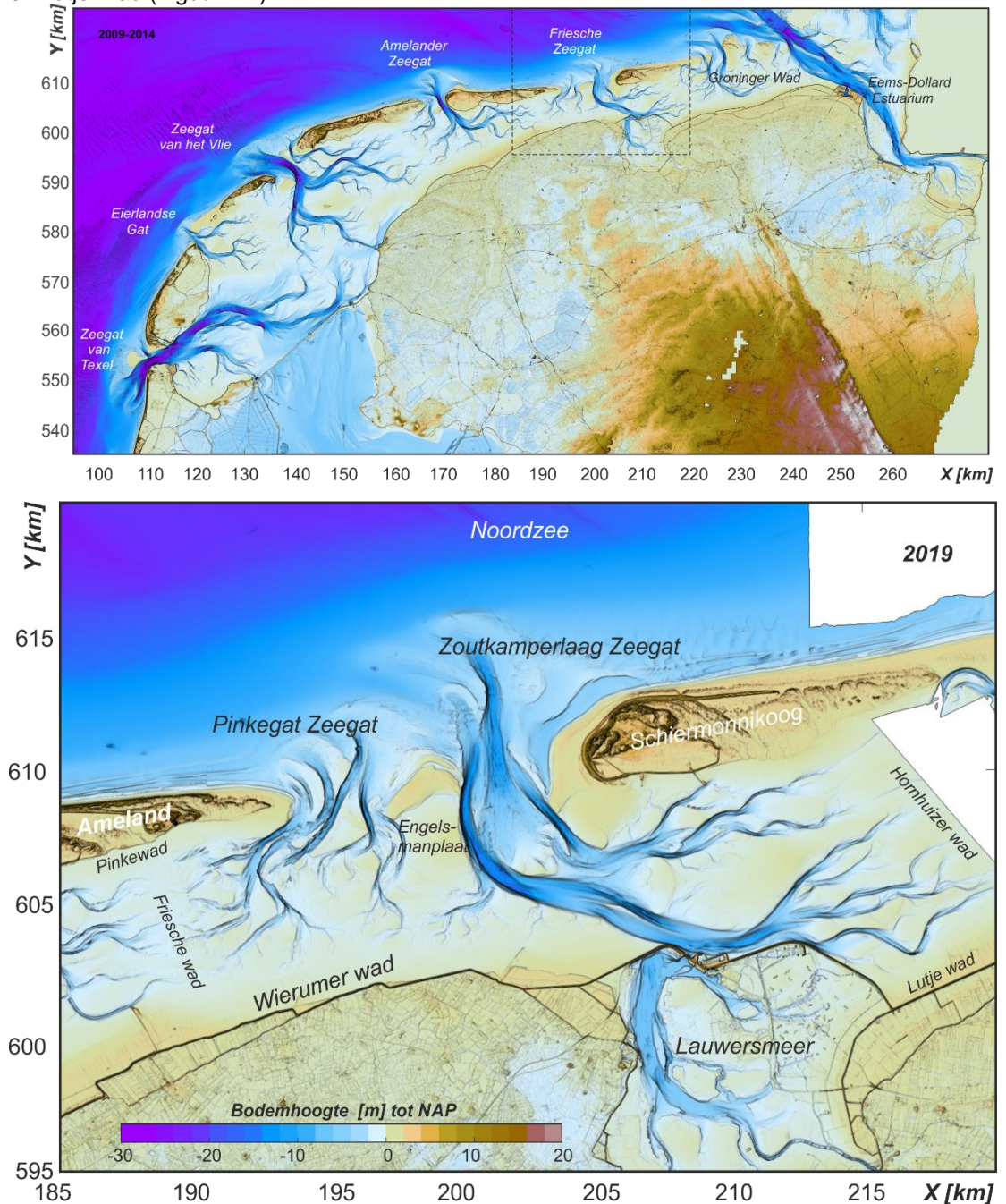
Het Friesche Zeegat vormt een onderdeel van de Nederlandse Waddenzee. De Waddenzee strekt zich over een afstand van bijna 500 km uit langs de Nederlandse, Duitse en Deense Noordzeekust. Het Nederlandse deel van de Waddenzee bestaat uit vijf grote zeegaten, van west naar oost, het Zeegat van Texel, het Eierlandse Gat, het Zeegat van het Vlie, het Amelander Zeegat en het Friesche Zeegat en een gebied van kleinere, dynamische zeegaten ten oosten van Schiermonnikoog (aangeduid als Groninger Wad) en het Eems-Dollard estuarium (Figuur 2-1). Het totale oppervlakte van het Nederlandse waddengebied is 4155 km<sup>2</sup>, waarvan de Waddenzee een oppervlakte van 2710 km<sup>2</sup> inneemt (Lammers, 2016). Met uitzondering van het Friesche Zeegat is bij alle grote zeegaten één van de eilandkoppen of -staarten door menselijke ingrepen vastgelegd en ook wordt sinds 1990 het centrale deel van de eilandkustlijn waar nodig in stand gehouden door zandsuppleties. Eigenlijk kunnen alleen de kleine zeegaten ten oosten van Schiermonnikoog nog vrij bewegen.

Karakteristiek voor de Waddenzee is het complexe stelsel van geulen en platen dat zich zowel in de Waddenzee, in de zeegaten en in de voorliggende kust bevindt. Ieder getij worden grote hoeveelheden water en zand door het zeegat geperst. De stroming versnelt en schuurt de geulen diep uit. In het bekken vormen zich zo, de voor de Waddenzee karakteristieke, vertakkende geulstructuren met tussenliggende plaatoppervlakten. Dit wordt ook wel de *vloeddelta* of binnendelta genoemd. Deze loopt bij het Friesche Zeegat door tot aan de wantijen en de vastelandskust. De intergetijde (droogvallende) platen komen vooral in het oostelijke deel van de Waddenzee voor. Het westelijke deel en met name het bekken van het Zeegat van Texel is relatief diep met weinig intergetijdegebieden. Aan de zeewaartse zijde van de zeegaten zijn grote zandvolumes aanwezig, de zogenaamde ebdelta's of buitendelta's. Ook deze buitendelta's worden gekenmerkt door de aanwezigheid van geulen en platen. Hier vallen de platen bij laagwater over het algemeen niet of beperkt droog en spelen de golven een belangrijke rol in de ligging en de verplaatsing van de geulen en platen. Het grootste deel van de sedimenten van het getijdengebied bestaat uit fijn tot middelgroot kwartszand. Het zand is voornamelijk afkomstig uit het kustgebied van de Noordzee, dat vrijkwam bij kusterosie; het slib is voornamelijk afkomstig van kliferosie in Engeland en rivieren zoals de Rijn. Daarnaast is een deel van al het sediment biogeen van oorsprong (diatomeeën, organisch materiaal en ca. 5% schelpen).

De getijdeslag neemt van west naar oost toe van 1,4 m bij Den Helder naar 2,1 m in het Eems-estuarium, terwijl de gemiddelde significante golfhoogte ( $H_s$ ) tussen de 1,2 en 1,4 m ligt. Op basis van de indeling van Davis & Hayes (1984) zou het Friesche Zeegat een mixed-energy, golfgedomineerd zeegat zijn. Dit wil zeggen dat zowel getij als golven een belangrijke rol spelen voor de morfologie van het zeegat. Het grote getijprisma zorgt ervoor dat zich zowel in het bekken en aan zeezijde diepe geulen en platen hebben gevormd. Met name op de buitendelta spelen golven een belangrijke rol in de ligging en verplaatsing van deze geulen en banken.

Het Friesche Zeegat is gelegen tussen de eilanden Ameland en Schiermonnikoog (Figuur 2-1, onder) en bestaat uit de twee deelsystemen: het zeegatsysteem van het Pinkegat, aan de westzijde, en het grotere zeegatsysteem van de Zoutkamperlaag aan de oostzijde. De Engelsmanplaat en het onderliggende wantij vormen een scheiding tussen deze twee systemen. Verwarrend in de naamgeving is dat Pinkegat en Zoutkamperlaag zowel de naam van het zeegat als de naam van de hoofdgeul binnen het zeegat weergeeft. In deze studie wordt dan ook de naam het 'zeegatsysteem van het Pinkegat' of 'Pinkegat zeegat' en het 'zeegatsysteem van de Zoutkamperlaag' of

'Zoutkamperlaag zeegat' als we het gehele systeem beschouwen. De benaming 'Pinkegat geul' en 'Zoutkamperlaag geul' wordt gebruikt als voor de geul. Als afbakening tussen de verschillende zeegaten worden vaak de wantijen gebruikt. Voor het Friesche Zeegat is dat het Friesche Wad aan de westzijde en het Hornhuizer Wad aan de oostzijde. Langs de kust vinden we het Wierumer Wad en Lutje Wad (Figuur 2-1).



Figuur 2-1 (boven): Een overzicht van de Nederlandse Waddenzee met, van links naar rechts, de vijf grote zeegaten (Zeegat van Texel, Eierlandse Gat, Zeegat van het Vlie, Amelander Zeegat en Friesche Zeegat), de kleinere zeegaten van het Groninger Wad en het Eems-Dollard estuarium van het Nederlandse deel van de Waddenzee. Onder: een uitsnede van het Friesche Zeegat en de ligging van de twee afzonderlijke zeegatsystemen Pinkegat zeegat en Zoutkamperlaag Zeegat en de wantijen. Op basis van deze bodem heeft beslaat het totale bekken van het Friesche Zeegat 189 km<sup>2</sup> (oppervlakte tijdens GHW). Het bekken van de Zoutkamperlaag is met 138 km<sup>2</sup> veel groter dan dat van het Pinkegat (51 km<sup>2</sup>). Wel bestaat het Pinkegat uit meer wadplaten (77% oppervlakte tussen GLW en GHW) dan de Zoutkamperlaag (68%). De bodem is gebaseerd op de 2019 Vakloding van het buitengebied en de 2018 Vakloding van het bekken.

## 2.2 Geulen en platen

Naamgeving van geulen en platen in dynamische gebieden is lastig. Geulen migreren, vullen op of vormen zich opnieuw op een andere locatie. Soms springen zelfs namen van platen over op geulen (bijvoorbeeld Javaruggen voor een serie geulen bij de Afsluitdijk). Dit probleem speelt ook bij het Friesche Zeegat. Door morfologische veranderingen is de naamgeving van deze geulen en platen daarom niet altijd eenduidig en consequent. Als basis van onze naamgeving gebruiken we de Rijkswaterstaat bodemkaart van 1986 (zie Bijlage A.1) Met name in de hydrografische kaarten kan het voorkomen dat de naamgeving afwijkt van de huidige benaming van de geulen. Zo verandert het Plaatgat in opeenvolgende bodemopnamen van Plaatgat naar Noordgat of Westgat. Ook het Pinkegat is in ligging niet altijd consistent.

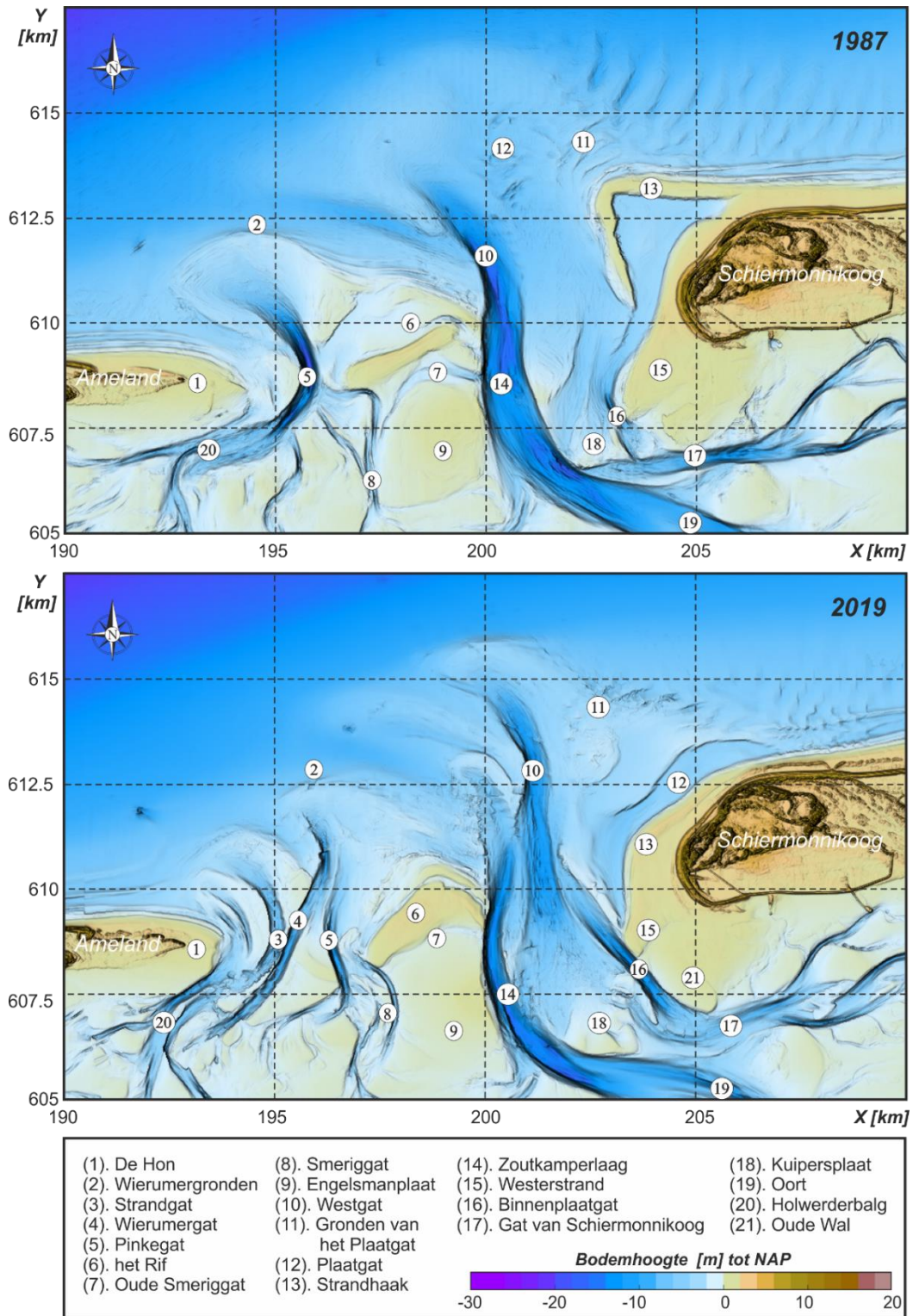
In dit rapport proberen we waar mogelijk de naamgeving aan te houden zoals weergegeven in Figuur 2-2. Deze figuur geeft een overzicht van de belangrijkste geulen en platen op de buitendelta van het Friesche Zeegat in 1987 (boven) en in 2019 (onder). De 1987 bodemkaart geeft een duidelijk overzicht van de ligging van de geulen en platen ten tijde van de strandhaak. Deze geulen en platen zijn sindsdien veranderd in ligging zoals geïllustreerd door de 2019 bodem (deze bodem bestaat uit 2018 en 2019 metingen). In onderstaande beschrijving en ook in de andere figuren van dit rapport refereert de aanduiding [...] naar het bijbehorende nummer in de figuur, in dit geval Figuur 2-2. Een consequentie van de gehanteerde naamgeving is dat deze niet altijd overeenkomt met de aanduiding in de hydrografische kaarten.

De buitendelta van het Pinkegat zeegat wordt gevormd door het platengebied Wierumergronden [2]. De Wierumergronden bestaan in 1987 vrijwel alleen uit een groot ebschild rond de uitstroom van het Pinkegat [5]. In de 1987 bodem heeft het Pinkegat zeegat nog één dominante hoofdgeul, maar in de 2019 bodem zijn er drie geulen zichtbaar. Deze geulen zijn van west naar oost: het Strandgat [3]. Het Wierumergat [4] en het Pinkegat [5]. Deze drie geulen variëren sterk in locatie en ligging, wij hanteren hier als definitie dat het Strandgat de geul is die verbinding maakt met het kombergingsgebied dat afwatert via de Holwerderbalg [20]. Het Wierumergat [4] is een tussengeul en het Pinkegat [5] maakt verbinding met het Smeriggat [8] en verzorgt zo voor de afwatering van het centrale deel van het bekken. De 2019 bodem lijkt een overgangsbodem te zijn waarin een hele strikte scheiding van de geulen Strandgat, Wierumergat en Pinkegat niet aanwezig is. Dit zou kunnen duiden op een herschikking van de geulen.

De buitendelta van het Zeegat van de Zoutkamperlaag vertoont grote morfologische veranderingen tussen 1987 en 2019. In 1987 is de Strandhaak [13] die vormde na afsluiting van de Lauwerszee nog zichtbaar. In 2019 is deze strandhaak al geheel verheeld met de kust. De Zoutkamperlaag [14] is de hoofdgeul en draineert via de geul Oort [19] het merendeel van het bekken. Een kleiner geulenstelsel, het Gat van Schiermonnikoog [17], bevindt zich langs de zuidkant van de eilandkop van Schiermonnikoog (Oude Wal [21]). Dit gebied wordt ook Het Rif genoemd, maar om verwarring te voorkomen met Het Rif bij de Engelsmanplaat gebruiken we hier uitsluitend de naam Oude Wal. Het Gat van Schiermonnikoog heeft in de 2019 bodem verbinding gemaakt met het Binnenplaatgat [16] en vormt hier nu een vrijwel doorgaande geul. Ingeklemd tussen deze geul en de Zoutkamperlaag bevindt zich de Kuipersplaat [18]. In de 2019 bodem vormt deze het vloedschild van het Westgat [10]. In 1987 was het Westgat nog de uitstroom van de Zoutkamperlaag, maar in de 2019 bodem vormen er zich twee min of meer gescheiden geulen. Ten oosten van het Westgat liggen de Gronden van het Plaatgat [11], ondiepe banken die onderdeel uitmaken van het buitendeltaplatform. De Gronden van het Plaatgat bestaan uit een opeenvolging van ondiepe banken, voormalige ebschilden, die langzaam richting de kust migreren. In 2019 heeft zich dan een ondiepe richel gevormd langs vrijwel de gehele noordwestzijde van de eilandkop. Een ondiepe geul, Plaatgat [12], scheidt deze nog van de kust en zorgt ervoor dat er bankaanwas aan de noord- en aan de zuidzijde van het Plaatgat optreedt met de kust van Schiermonnikoog. In de oudere bodems, zie ook 1987, werd de benaming Plaatgat gebruikt voor de vloedgeulen die zich van tijd tot tijd ten oosten van het Westgat vormden en dan oostelijk verder migreerden. Als de 2-geulen ontwikkeling



van het Westgat doorzet zou het oostelijke, zeewaartse deel van het Westgat dan ook hernoemd moeten worden naar (nieuwe) Plaatgat. De twee zeegatsystemen Pinkegat en Zoutkamperlaag worden van elkaar gescheiden door de bankengebieden van de Engelsmanplaat [9] en Het Rif [6]. Deze zijn in 1987 nog gescheiden door een ondiepe geul, het oude Smeriggat [7]. In 2019 is deze geul al vrijwel verdwenen.



Figuur 2-2: Een overzicht van de geulen en platen van de Zoutkamperlaag voor 1987 en 2019. De bodemdata zijn afkomstig uit de Vaklodingen datasets. Waar nodig zijn missende datapunten aangevuld met de omliggende jaren. De centrale delen van de eilanden zijn gebaseerd op het Algemeen Hoogtebestand Nederland (AHN).

## 2.3 Vigerende morfologische processen

Een schematisch overzicht van de maatgevende zandtransporten wordt weergegeven in Figuur 2-3. Deze figuur is gebaseerd op de SedTRAILS resultaten weergegeven in Appendix B, bijlage B.1. SedTRAILS is hierbij zowel voor een morfologisch getij met en zonder morfologisch golfklimaat doorgerekend. Het getij zorgt de basis van de transportpaden (de rode en zwarte gestreepte lijnen en vectoren in Figuur 2-3). De toevoeging van golven verandert deze basis niet. Wel zijn de verplaatsingen veel groter. Door golven wordt veel sediment omgewoeld wat vervolgens door het getij kan worden verplaatst. Door de toevoeging van golven ontstaan ook 2 additionele transportpaden (zie de groene lijnen in Figuur 2-3). Ten eerste ontstaat een doorgaand transportpad over de ondiepten van de buitendelta. Deze zandstroom wordt gevoed door de transporten vanuit de geulen en verplaatst zich dan via de ondiepten (ebschilden) van west naar oost over de (ondiepe) rand van de buitendelta. Daarnaast vindt er een duidelijke vergroting van de oostelijk gerichte transporten in het Plaatgat plaats. Deze transporten zijn een mogelijke verklaring voor die hier opgetreden kustlijninterugtrekking.

De getijgedreven zandtransporten vertonen een netto verplaatsing van west naar oost. Deze observatie geldt op de buitendelta maar ook op de voorliggende kustzone. Deze verplaatsing in de kustzone is klein langs de kust van Ameland maar vergroot aanzienlijk om de buitendelta heen. Hier speelt contractie van de stroomlijnen een belangrijke rol. De buitendelta vormt een kustdwars obstakel voor het getij, waardoor de stroomlijnen hier in elkaar gedrukt worden. Contractie van de stroomlijnen resulteert in een vergroting van de stroomsnelheden en hierdoor nemen ook de transporten toe op de vooroever toe. Er vormt zich zo een doorgaand transportpad langs de diepere, zeewaartse rand van de buitendelta (zie transportpad (1) in Figuur 2-3).

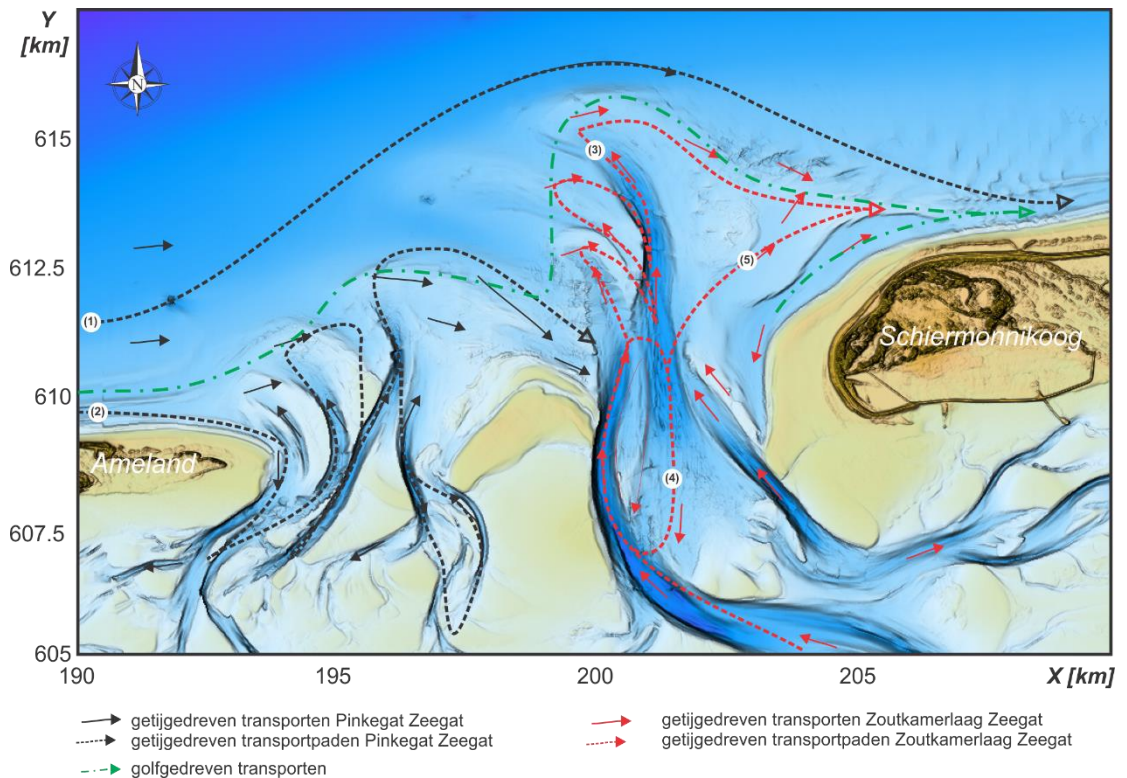
Op de buitendelta vormen zich complexe transportpatronen. In het Pinkegat Zeegat vindt er duidelijke tweedeling plaats tussen de transporten op de buitendelta en de transporten in het bekken. Op de buitendelta vindt er alleen een netto, vloeddominant ofwel bekkengericht, getijgedreven transport plaats langs de Hon (transportpad (2) in Figuur 2-3). Alle geulen vertonen een ebdominante uitstroom de buitendelta op. In het bekken zijn er wel geulen die een landwaarts (vloeddominant) of een zeewaarts (ebdominant) transport hebben. Op de voorliggende banken (ebschilden) zijn de transporten dan oostwaarts gericht en er ontstaat een dominant transport pad richting het Zeegat van de Zoutkamperlaag door de vloedgeul zeewaarts van Het Rif.

De Zoutkamperlaag geul is ebgedomineerd. Het zand gaat via de ebgeul de buitendelta op. Een deel belandt op het buitendelta front door de hoofdgeul (Westgat) en een deel verplaatst zich via de ebschaar en -schild systemen zeewaarts en oostwaarts (transportpad (3) in Figuur 2-3). Het Westgat loopt in de keel van het zeegat uit over de ondiepe Kuipersplaat. De transporten zijn hier richting bekken gericht. In het Westgat ontstaat zo een splitsingspunt in een ebgedomineerd zeewaarts deel en een vloedgedomineerd landwaarts deel. Met tegengestelde transportrichtingen in het Westgat en de Zoutkamperlaag geul ontstaat een circulatie cel (Figuur 2-3, transportpad (4)). Dit is een mogelijke verklaring voor de hier gevormde rug tussen de twee geulen.

De transporten over de Gronden van het Plaatgat zijn voornamelijk oostelijk gericht. Een transportpad loopt via het front van de buitendelta (3) en een tweede transportpad vormt over het centrale deel van de bank (5). Beide transportstromen dragen bij aan de vorming van de banken die verhelen met de Noordzeekust van Schiermonnikoog. Ook in het Plaatgat vinden transporten plaats. Deze zijn echter relatief klein en een duidelijke verbinding of samenhang met de transporten door het centrale deel van het zeegat is niet te zien. Dit leidt tot de conclusie dat het Plaatgat eigenlijk geen actieve geul binnen het systeem vormt. Lokaal is deze geul wel van belang, maar een grootschalige invloed heeft de geul waarschijnlijk niet. De transporten hier zijn vooral golfgedomineerd, getij heeft een kleine invloed. Er ontstaat wel een divergentiepunt in de transporten. In het noordelijke deel van het Plaatgat zijn de transporten oostelijk gericht, in het zuidelijke deel zijn ze richting bekken gericht. Door golven nemen de transporten hier toe.

Het Plaatgat vertoont geen duidelijke verbinding met het zeegat, maar het Binnenplaatgat doet dat overduidelijk wel. In deze geul overheersen de ebdominante (zeewaarts gerichte) transporten. Deze transporten voeden het Westgat en dragen bij aan het transportpad over de gronden van het Plaatgat (5).

Alhoewel dit niet het doel is van dit onderzoek, valt ook de significante bijdrage van de golven op de transporten in het bekken op. Normaal wordt er vanuit gegaan dat golven dissiperen op de buitendelta en het effect in het bekken klein is. De SedTRAILS resultaten laten echter zien dat aanzienlijk langere paden ontstaan door de toevoeging van golven (en de bijbehorende wind). De lokaal opgewekte golven en windgedreven stromingen zijn dus in staat de transporten in het bekken te vergroten (zie Appendix B, Figuur B-3). Dit effect speelt vooral op de platen.



*Figuur 2-3: Een conceptuele weergave van de getijgedreven transporten en transportpaden voor het huidige morfologische systeem van het Friesche Zeegat voor de 2018-2019 bodem. De transporten zijn gebaseerd op de resultaten van de SedTRAILS simulaties weergegeven in Appendix B, bijlage B.2.*

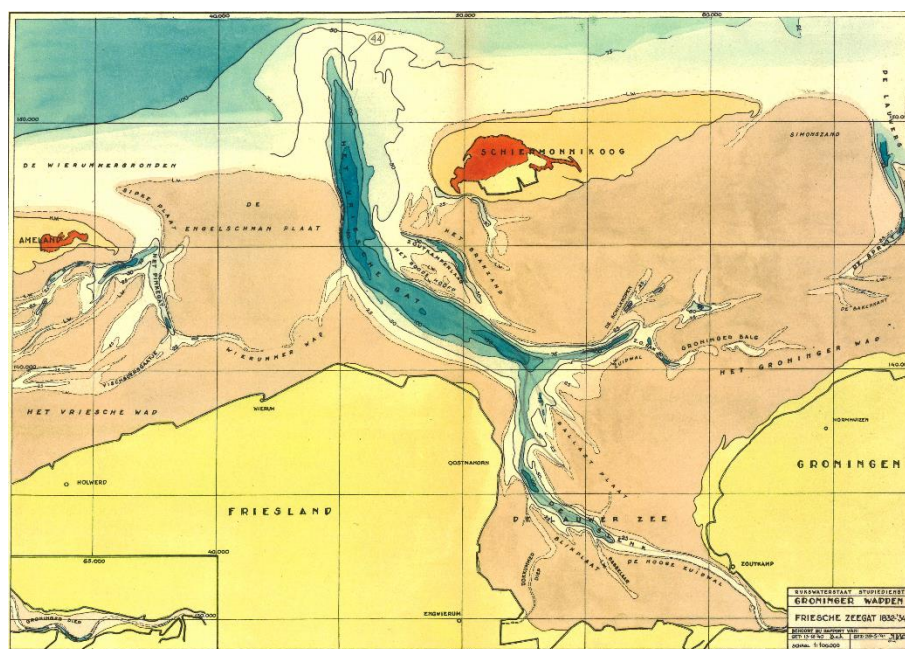
## 3 Beschikbare data van bodems en ingrepen.

Het conceptueel model opgesteld in deze rapportage is enerzijds gebaseerd op uitgebreide literatuur analyses; De studies van Oost (1995), Oost en Haas (1992,1993) en Biegel & Hoekstra (1995) geven al veel inzicht in de werking van het morfologische systeem. Deze studies worden verder aangevuld met analyses van de meest recente meetdata (o.a. Jarkus, Vaklodingen en Lidar) en een beknopte heranalyse van de oudere datasets zoals hydrografische kaarten, Jarkus, Vaklodingen en Lidar (zie Appendix A).

### 3.1 Bodemdata

#### 3.1.1 Hydrografische kaarten

Hydrografische kaarten van het Friesche Zeegat zijn beschikbaar vanaf 1806. De 1806 opname geeft echter enkel een beeld van het bekken en de Lauwerszee. De eerste gedetailleerde opname van de buitendelta is beschikbaar in 1832 (Figuur 3-1). Over de periode 1832 – 1958 zijn dan 11 kaarten voorhanden (Appendix A.2 voor de kaarten van de jaren 1832, 1850, 1859, 1873, 1891, 1903, 1921, 1927, 1934, 1941, 1950 en 1960). Deze kaarten zijn opgenomen door de hydrografische dienst van de Koninklijke Marine. Tot 1941 zijn deze kaarten ingekleurd. De opname van 1950 en 1960 is niet beschikbaar als ingekleurde kaart, maar alleen als contourlijn beschikbaar. Deze bodems kunnen echter wel vanuit de Vaklodingen dataset worden gereconstrueerd. .



Figuur 3-1: Hydrografische kaart van het Friesche Zeegat voor het jaar 1832-34.

Vanaf 1960 wordt de data ingewonnen door Rijkswaterstaat. Pas in 1904 waren de metingen voor het eerste-orde net voor de Rijksdriehoeksmeting afgerond. Tot zeker 1949 werd een groot deel van de lodingen handmatig gedaan, waarbij men veel moeite deed om de diepte zo goed mogelijk vast te stellen i.v.m. de overwegend houten schepen die in de 19<sup>e</sup> en begin 20<sup>e</sup> eeuw door de geulen voeren. Ook daarna lag de focus vooral op de geulen en werden de platen gewaterpast. De kwaliteit van de gebruikte kaarten voor 1927 is niet zo hoog dat gedetailleerde plaatsbepalingen mogelijk zijn. Hoewel er wel volumebepalingen kunnen worden gemaakt met kaarten vanaf 1927; worden pas in 1958 de lodingen nauwkeuriger waardoor meer gedetailleerde berekeningen mogelijk zijn.

Wel zijn de oudere kaarten geschikt om de veranderingen in geul- en plaatligging in kaart te brengen.

### 3.1.2 Digitale Bodemdata

Naast de hydrografische kaarten wordt gebruik gemaakt van de bodemdata die digitaal beschikbaar zijn bij Rijkswaterstaat. Sinds 1985 worden de bodemdata digitaal ingewonnen en opgeslagen. Data van voor 1985 bestaat hoofdzakelijk uit gedigitaliseerde bodemkaarten. De data zijn op te vragen bij de Helpdesk Water van Rijkswaterstaat (<https://www.helpdeskwater.nl>). Deltares maakt via het *Open-Earth* initiatief de data vrij en makkelijk toegankelijk:

<http://opendap.deltares.nl/thredds/catalog/opendap/rijkswaterstaat/catalog.html>.

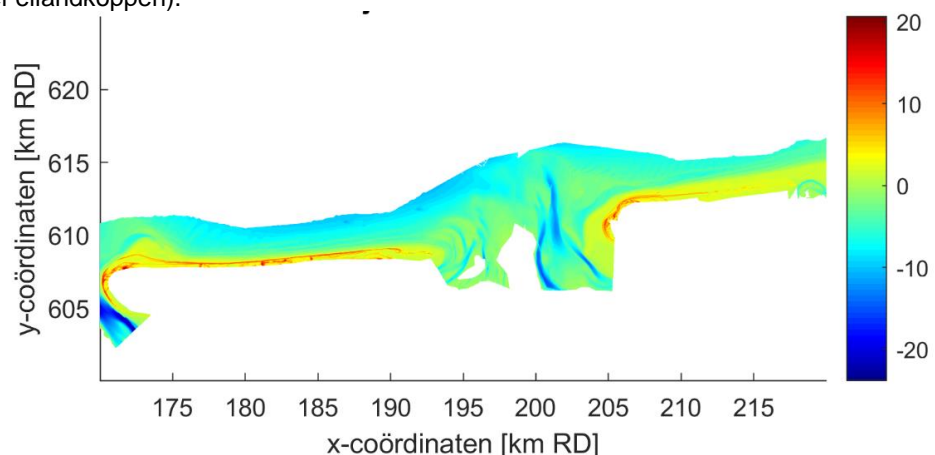
Een uitgebreide inventarisatie van de bij RWS centraal gearchiveerde, meetdata is in het verleden gemaakt door De Kruif (2001). In dit document wordt een overzicht gegeven van alle bodemdata aanwezig bij Rijkswaterstaat in de periode 1925-2000 met een accent op de periode 1965-2000. In het algemeen kan gesteld worden, dat Rijkswaterstaat vanaf 1985 de bodemdata digitaal heeft ingewonnen en opgeslagen. Data van voor 1985 bestaat hoofdzakelijk uit gedigitaliseerde bodemkaarten. De rapportage van Elias en Vermaas (2019a) geeft een beknopt overzicht van de beschikbare recente data (1985-2018).

De bodemdata bestaat uit drie bronnen met gedeeltelijk overlappende data namelijk (1) Kustmetingen, (2) Lidarmetingen en (3) Vaklodingen. Hieronder worden deze bronnen kort behandeld:

#### 1) Kustmetingen(JarKus)

De kustmetingen bestaan zowel het natte deel (dieptemetingen) en droge strand en duinen (hoogtemetingen). Deze worden uitgevoerd op specifieke raaien die loodrecht op de kust staan. Deze raaien hebben een tussenafstand van ongeveer 200-250m en een lengte van 800-1200 m vanaf de RijksStrandPalen (RSP-lijn). In totaal bestaat de Nederlandse kust uit 2000 raaien. De raaien worden sinds 1964 jaarlijks ingemeten vandaar de naam JarKus (Jaarlijkse Kust) metingen. Het natte deel van de JarKus raai (en ook de Vaklodingen, zie hieronder) wordt met een single-beam echo-sounder (zelfregistrerend echolood) opgenomen. Het droge deel van het strand en de droge delen van de Waddenzee worden sinds 1996 vanuit een vliegtuig met laseraltimetrie (Lidar) ingewonnen.

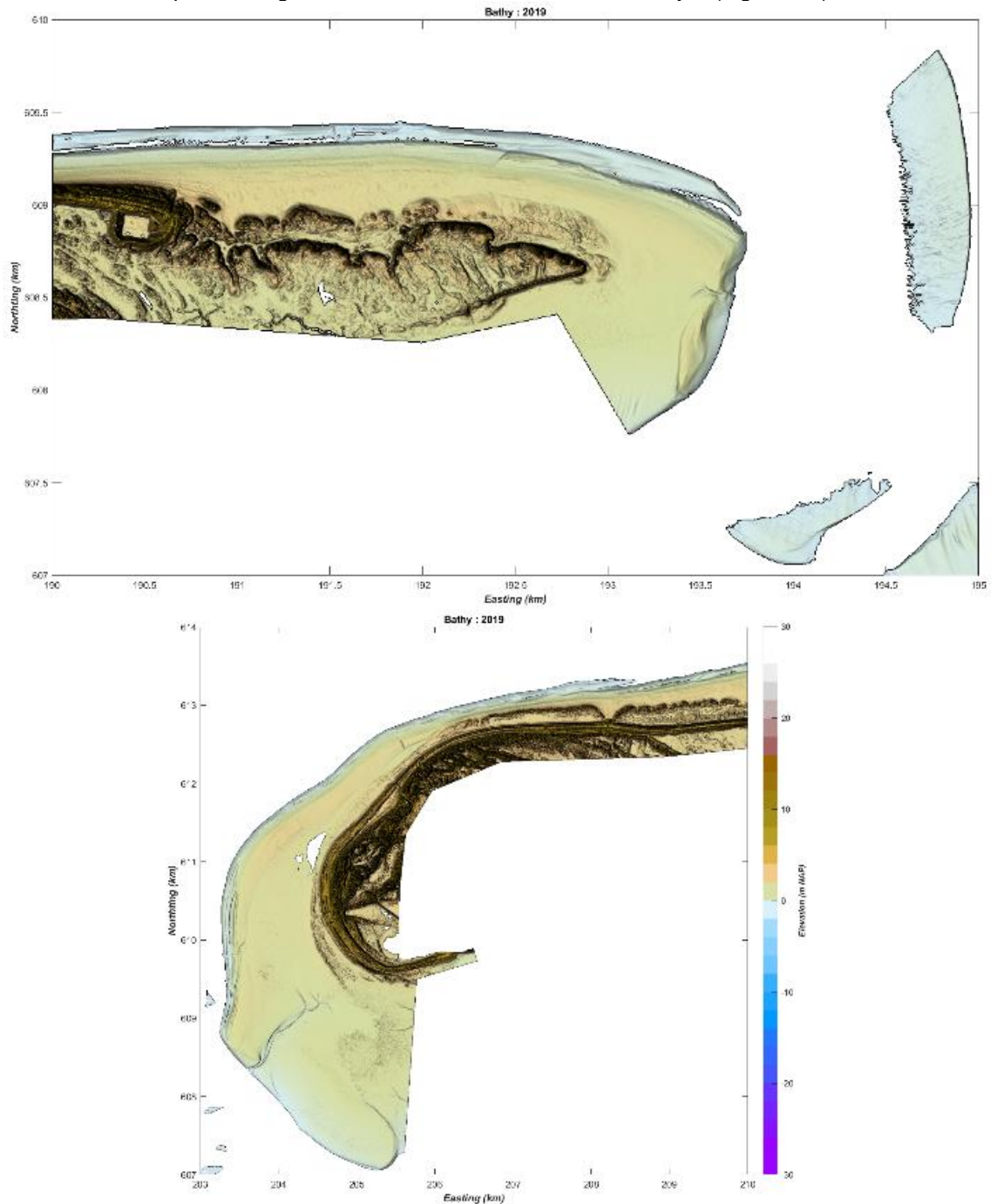
De JARKUS metingen worden opgeslagen als raaien, maar ook als grid met 20 m rasterresolutie. Als voorbeeld wordt in Figuur 3-2 de vergridde JarKus data getoond voor het Friesche Zeegat uit 2019. Sinds 2017 worden de JarKus raaien bij de zeegaten zo ingemeten, dat de gehele keel van het zeegat is opgenomen. De data opgenomen vóór 2017 bevat alleen de kustzone van de eilanden (inclusief eilandkoppen).



Figuur 3-2: Een overzicht van de dekking van de meest recente (vergridde) JarKus data voor het jaar 2019.

## 2) Lidarmetingen

Als onderdeel van de JarKus metingen, worden de hoogtewaarnemingen van het strand en de duinen sinds 1996 opgenomen met een laserscanner (LIDAR) aan boord van een vliegtuig. Na analyse van de resultaten wordt een Digitaal Terrein Model (DTM) verkregen. De DTM wordt verwerkt in de JarKus metingen maar wordt ook in 5 m rasterresolutie gearhiveerd. Voor eilandstaart van Ameland (de Hon) en de kop van Schiermonnikoog zijn er DTM 's beschikbaar voor de periode 1997 – 2017 (Appendix A.4, Figuur A-11 en A-12). Iedere DTM bevat het droogvallende strand tot een diepte van ongeveer -1,0 m NAP en de eerste duinenrijen (Figuur 3-3).



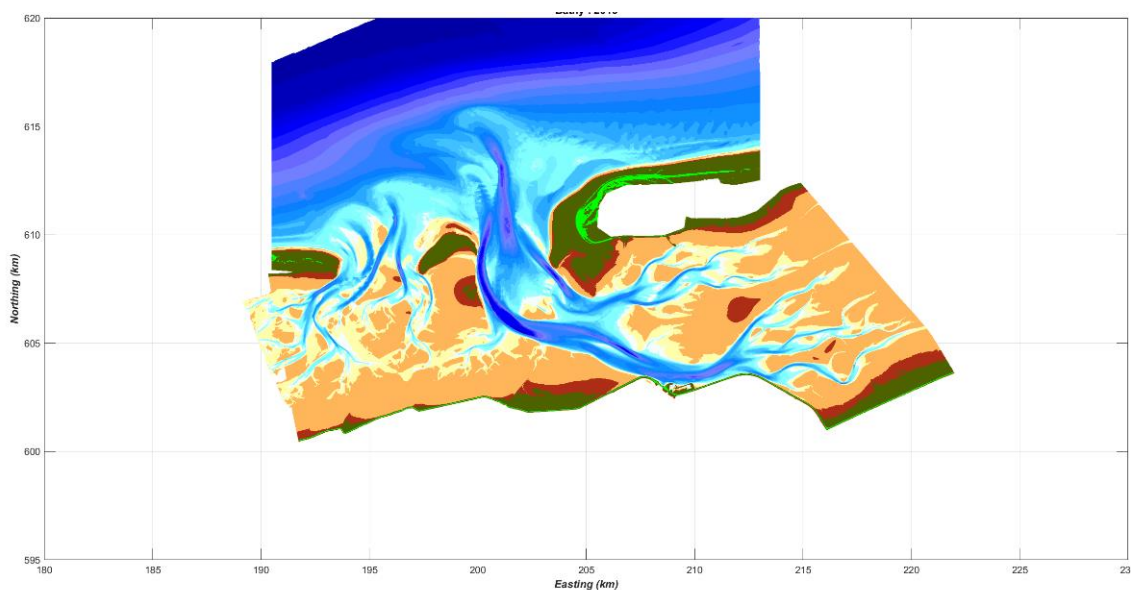
Figuur 3-3: Een voorbeeld van een Kusthoogtemeting van oost Ameland (boven) en de kop van Schiermonnikoog (onder).

### 3) Vaklodingen

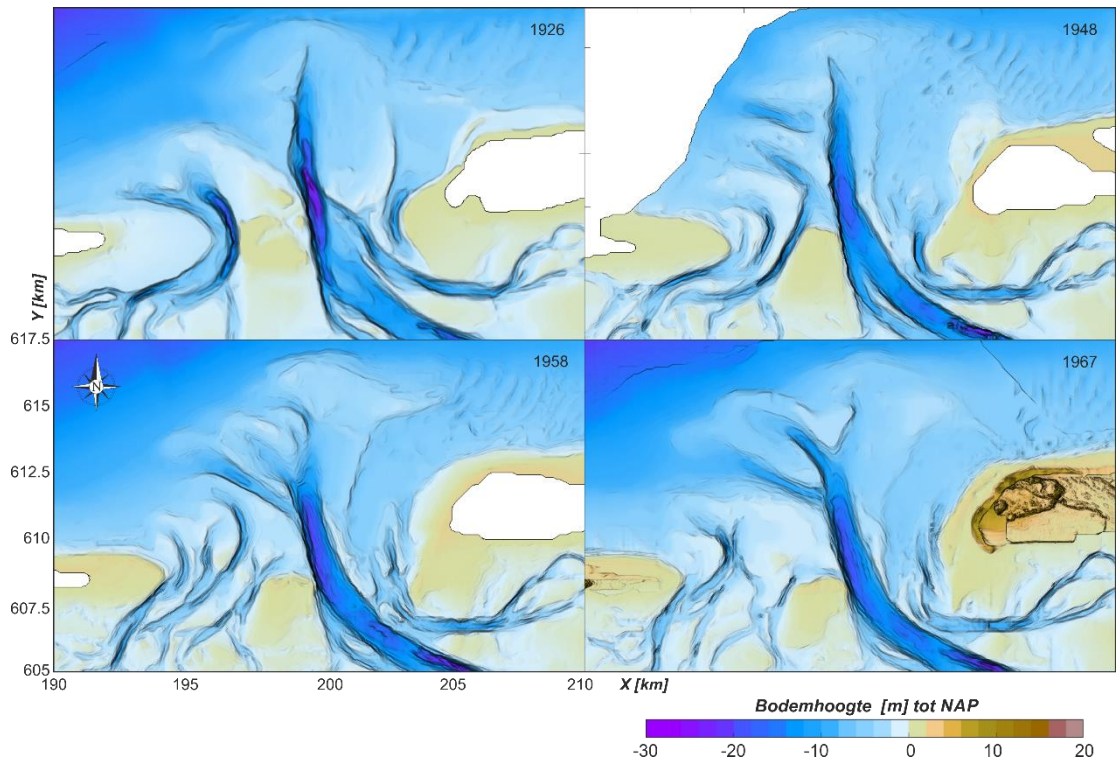
In het algemeen sluiten de Vaklodingen aan op de JarKus-metingen en lopen door tot ongeveer de NAP -20m lijn (Figuur 3-4). De metingen worden ook uitgevoerd met een single-beam echosounder. Er wordt in een vast raster van raaien gevaren. De raaien liggen op ongeveer 200m afstand en in iedere raai wordt in een bemonsteringsafstand van 5 meter geregistreerd. De raaien staan waar mogelijk loodrecht op de geulen en banken. Na inwinning van de dieptelodingen worden complete kaarten opgebouwd door de lodingen aan te vullen met de waterpassingen en tegenwoordig Lidar metingen van de droogvallende platen in de Waddenzee en de Jarkus metingen van de kust. De opgevulde datasets worden met behulp van het programma Digipol (Digipol, 1997) geïnterpoleerd naar de hoekpunten van een 20x20 m rooster en vervolgens opgeslagen als Vaklodingen kaartbladen. De Vaklodingen worden niet jaarlijks ingewonnen, maar worden gefaseerd uitgevoerd. In de Waddenzee wordt, van west naar oost, jaarlijks één bekken ingemeten. Elke zes jaar is er dan een volledige opname van de Waddenzee. In de kustzone is de dynamiek van de geulen en platen groter en daarom wordt deze in 3-jaarlijks interval opgenomen.

De bodemdata voor het Friesche zeegat bestaat eigenlijk uit twee delen. De data vóór 1991 is de data gedigitaliseerd van minuutbladen en aangevuld met bijv. landaanwinningsgegevens, kustmetingen en detailkaarten waar nodig. Deze pré-1991 bodems zijn geconstrueerd in het kader van het eerste Kustgenese onderzoek, zie Oost en de Haas (1992, 1993) voor details. De uiteindelijke gegevensbestanden van de dieptemetingen zijn gerasterd in een rooster met een celgrootte van 90\*90 meter. Sinds 1991 is de data in hogere resolutie (20x20 m) en frequentie (drie of zes jaar) beschikbaar.

In totaal zijn er 20 bodemkaarten te maken over de periode 1926-2019 (Figuur 3-5, Figuur 3-6, Figuur 3-7). In Appendix A-5, Figuur A-13 tot A-22 worden de bodemkaarten in grote vorm weergegeven.

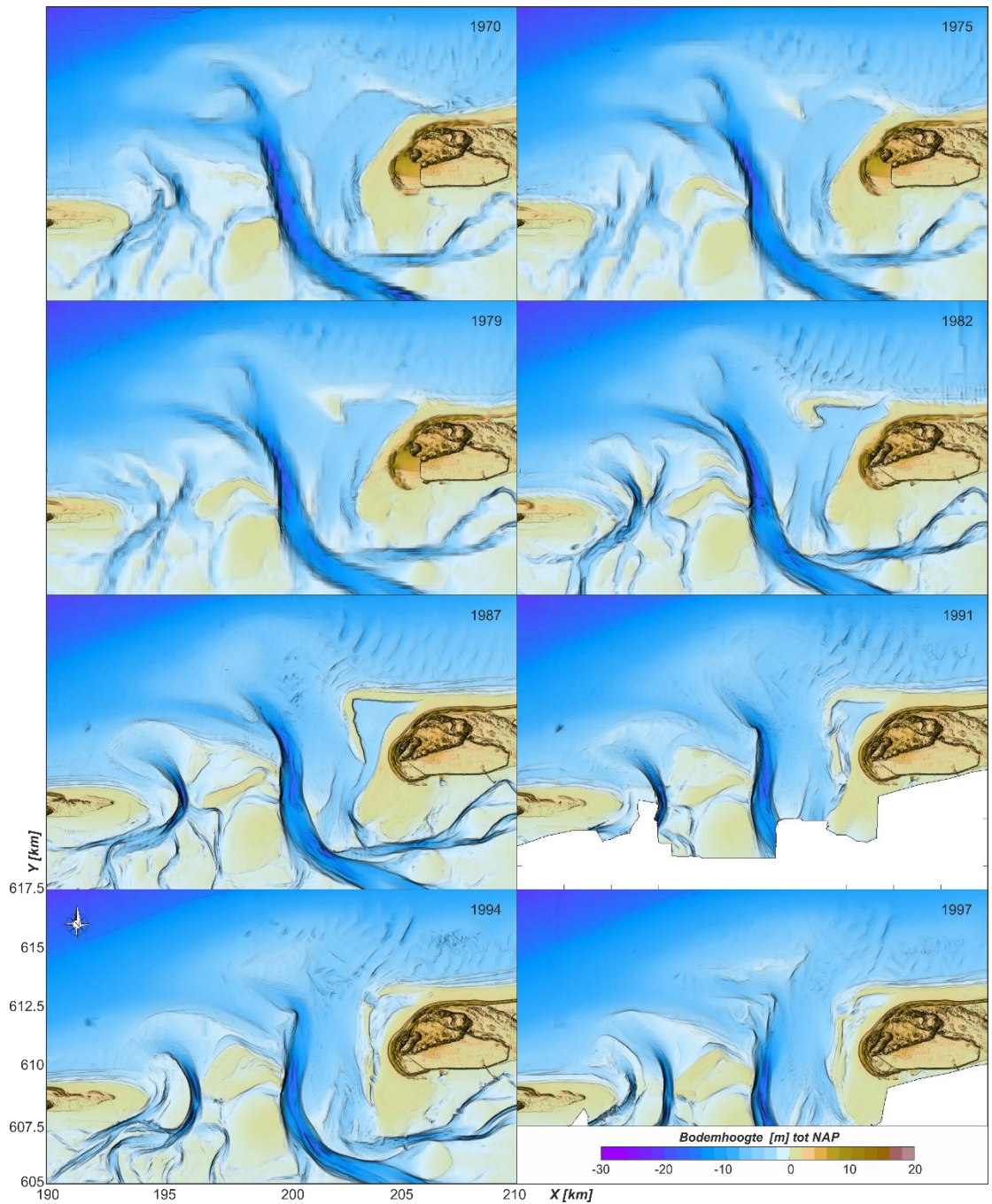


Figuur 3-4: Een overzicht van de dekking van de meest recente Vaklodingen data (onder).

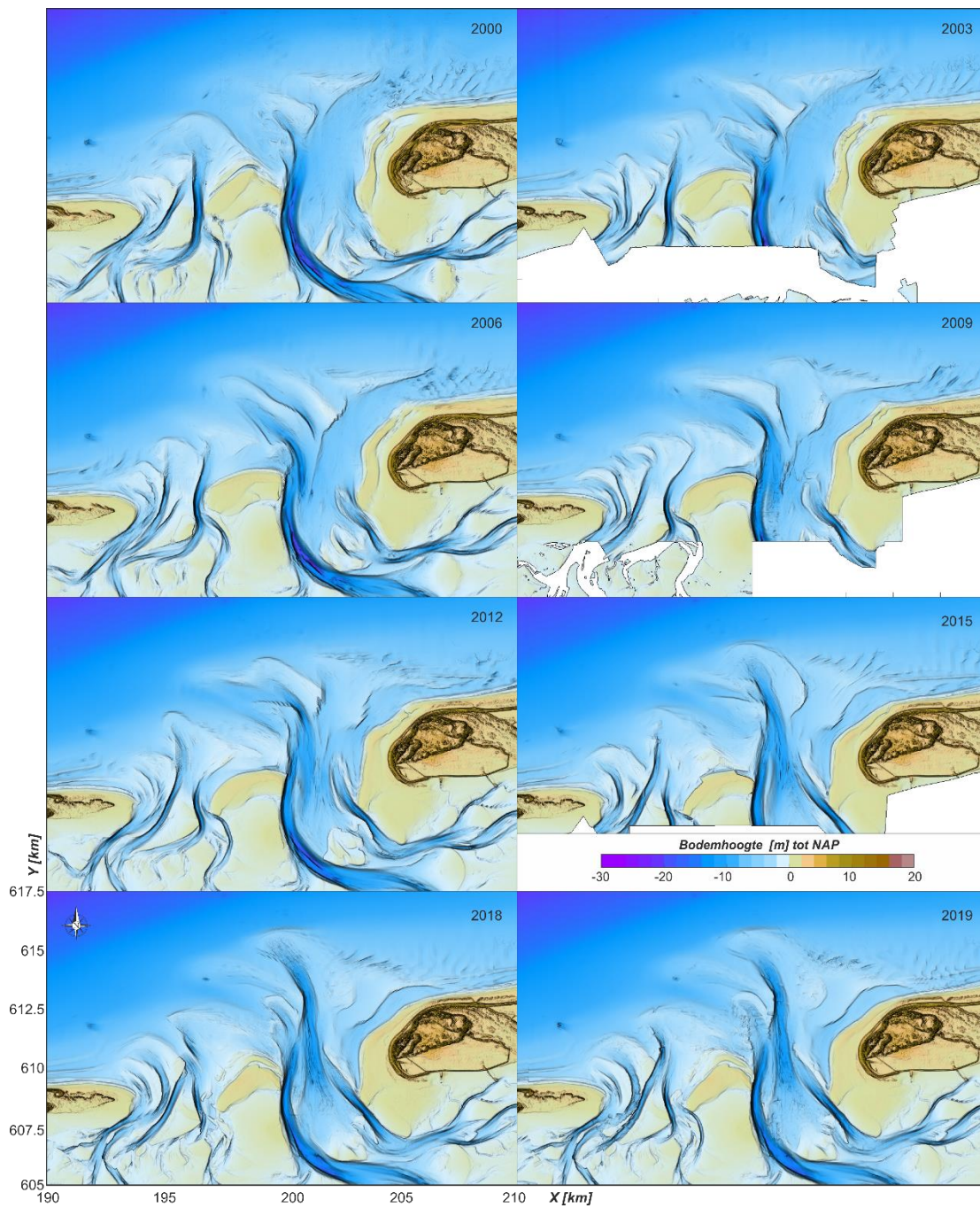


Figuur 3-5: : Overzicht bodemkaarten Friesche Zeegat over de periode 1926 tot 1967.





Figur 3-6: Overzicht bodemkaarten Friesche Zeegat over de periode 1970 tot 1997.



Figuur 3-7: Overzicht bodemkaarten Friesche Zeegat over de periode 2000 tot 2019.

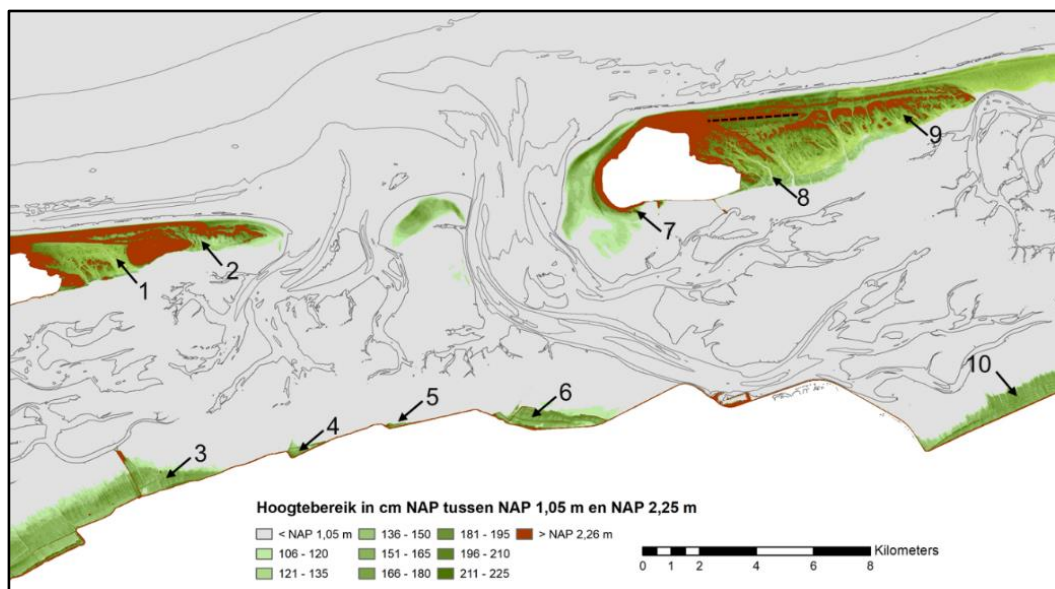


### Dijken, kwelders en stuifdijken

Over de gehele waddenzeekustlijn zijn dijken aanwezig die het achterliggende land beschermen. De eerste lokale dijken waren aanwezig in de 9<sup>de</sup> en 10<sup>de</sup> eeuw. Ze omringden kleinere gebieden om akkers tegen de meeste wintervloeden te beschermen. Rond 1000 na Chr. werden deze lage lokale zomerdijken wijdverspreid (Van der Spek, 1994; Oost 1995, Ey, 2010) en daaropvolgend werden ook dijken langs stromen aangelegd om de uitstroom van wateren te kanaliseren (Ey, 2010).

Rond 1400 na Chr. ontstond een doorlopend systeem van winterdijken langs de gehele Waddenkust van het vasteland (Oost, 1995). Landbouw en drainage van de veengronden leidden tot bodemdaling op het vasteland, gevolgd door overstromingen en landverlies. In de 16<sup>de</sup>-17<sup>de</sup> eeuw bereikten daardoor een aantal grotere baaien hun maximum areaal. Deels samenvallend met het begin van de Kleine IJstijd begon daarna door aanslibbing een fase van succesvolle landwinning, welke van tijd tot tijd teruggezet werd door hevige stormvloeden (Oost, 1995). De grote inhammen slibden geleidelijk op zodat ze stukje bij beetje konden worden ingepolderd waardoor op termijn uitgestrekte gebieden (Middelzee, Lauwerszee, Fivelboezem) konden worden teruggewonnen (van der Spek, 1994; Oost, 1995; Vollmer et al., 2001; Van Heteren & van der Spek, 2003). De landaanwinningen verminderden het oppervlak van de getijdenbekkens, waardoor kleinere getijdenprisma's ontstonden, wat op haar beurt resulteerde in kleinere zeegatsystemen. Omdat de kust van het vasteland op veel plaatsen zeewaarts uitbouwde en de Waddeneilanden zich terugtrokken in landwaartse richting, werden de getijdenbekkens van de Waddenzee kleiner.

Kwelders zijn aanwezig aan de Waddenzee zijde van de eilanden (Figuur 3-9). Op Ameland gaat het dan om De Hon [2] en het iets westelijk gelegen Neerlands Reid [1]. De kwelders op het Neerlands Reid op Ameland zijn voor een belangrijk deel ontstaan na de stuifdijkaanleg op Ameland. De eerste stuifdijken werden hier aangelegd in de periode 1839-1880. Een doorgaande west-oost lopende stuifdijk ontstond pas tussen 1882-1888. In de luwte van de stuifdijk kon de kwelder van Neerlands Reid zich ontwikkelen (Ehlers, 1988), maar kaarten laten zien dat al in de 17<sup>e</sup> eeuw hier een begroeide washoevervlakte aanwezig was. De kwelders van De Hon zijn grotendeels natuurlijk gevormd door de aangroei van eilandstaart van Ameland; een deel is mogelijk ook beïnvloed door de stuifdijk aangelegd tot iets oostelijk van het gaswinstation van de NAM



Figuur 3-9: Kaart met de kwelders rond de kombergingsgebieden Pinkegat en Zoutkamperlaag (Bron: Oost et al., 2020).

Langs het vaste land bevinden zich een aantal kleine kwelders die ontstaan door kwelderwerken. De kwelderwerken waren slechts beperkt succesvol als landaanwinning en pogingen ertoe zijn gestaakt in de jaren '60. Zeewaarts van de Waddenzeedijk bij de Friese vastelandskust zijn van

west naar oost aanwezig: de kwelders oostelijk van de veerdam bij Holwerd [3], It Skoar [4], De Kromme Horne [5] en De Peazemerlannen [6]. De Peazemerlannen zijn ontstaan na dijkbreuk en het onderlopen van de achterliggende polder. Langs de Groningse waddenzeedijk, ten oosten van de Lauwerszee, bevinden zich de Groningerkwelders [10]. Hier zijn uitgebreide kwelderwerken aanwezig. Vanaf de vroege 19<sup>de</sup> eeuw tot ongeveer 1930 vonden hier vele inpolderingen plaats. Sindsdien gaat de ophoging van de kwelders nog steeds door met een huidige aanslibingssnelheid van minder dan 1 cm/jaar (Oost et al., 2020).

Op Schiermonnikoog bevinden zich de kwelder Rif [7] aan de zuidwestzijde en meer centraal gelegen op het eiland: de Binnenkwelder of Oosterkwelder [8] en Kwelder Oostpunt [9]. Deze kwelders zijn na 1945 ontstaan nadat de inkepingen en doorbraakgaten in de zeereep werden gesloten. Stuifdijken zijn aangelegd vanaf de eilandkop van Schiermonnikoog doorgaand tot RSP 16. Het grootste deel van de buitenste stuifdijken is aangelegd na 1953. Vooral in de afgelopen halve eeuw is door Rijkswaterstaat in de duinen onderhoud gepleegd, voornamelijk door het plaatsen van stuifschermen en planten van helm. Hierdoor is op het eiland een aaneengesloten, brede en hoge zeereep ontstaan. Door de werkzaamheden is langs een groot deel van de kust het duingebied zeewaarts uitgebreid. Het onderhoud van de zeereep vanaf de Waddenzeedijk tot aan RSP 7 had tot 1990 als doel het maken van een hoge en brede zandbuffer om afslag van de kust op te kunnen vangen. Deze duinen stabiliseren de eilandkop maar hebben weinig invloed op het gedrag van de aanliggende buitendelta.

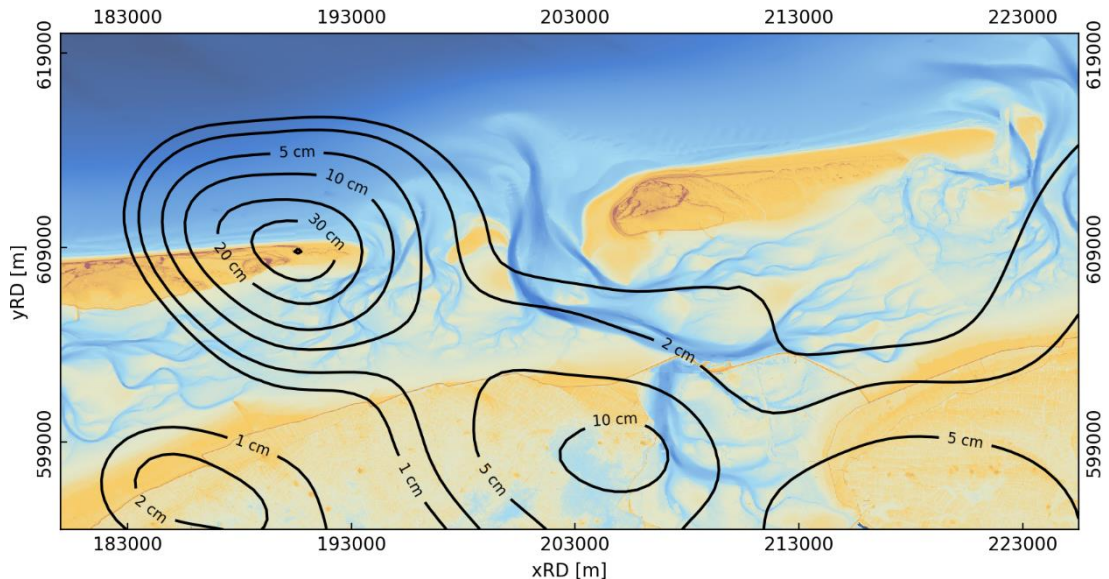


Figuur 3-10: Stuifdijken langs de eilandkop van Schiermonnikoog. (uit Beheerbibliotheek Schiermonnikoog, foto: Rijkswaterstaat: <https://beeldbank.rws.nl>, Rijkswaterstaat / Joop van Houdt)

### **Gaswinning** (samenvatting uit Van der Lugt, 2020)

De Nederlandse Aardolie Maatschappij (NAM) exploiteert enkele aardgasvelden in het waddegebied en de Noordzee. Winning vindt vanaf 1986 plaats bij Ameland waardoor zowel aan de Noordzeezijde als onder het Wad de diepe ondergrond daalt. Sinds de start van de winning in 1986 is de totale daling onder het midden van de kom van Ameland-Oost zo'n 40 centimeter. De mate van daling neemt snel af met afstand tot dit midden, zie Figuur 3-11. In 2007 is de winning uitgebreid met drie gasvelden in de Waddenzee: Moddergat, Lauweroog en Vierhuizen. Deze gaswinning leidt tot daling van de diepe bodem in de vorm van een dalingskom waar in het midden van de kom een daling is van meerdere millimeters per jaar. Het totale dalingsgebied beperkt zich voornamelijk tot de komberging van het Pinkegat zeegat en de voorliggende Noordzee; in mindere mate vindt ook daling van de diepe ondergrond plaats onder de westzijde van de komberging van

het zeegat van de Zoutkamperlaag (Figuur 3-11). De daling in Noordzee en de kom van het Pinkegat zeegat kan momenteel op basis van dit figuur en van een kegelsnede geschat worden op ca. 30-40 miljoen m<sup>3</sup> sinds de start van gaswinning in 1987. De daling van de diepe ondergrond creëert extra accommodatieruimte in de vloedkommen. Hierdoor vergroot de gaswinning, net zoals zeespiegelstijging doet, de importbehoefte van de bekkens. Monitoring aan de hand van LiDAR metingen van plaathoogte en sedimentatiesnelheden met een methode genaamd spijkermetingen wijzen uit dat de contouren van diepe bodemdaling zich niet één-op-één door vertalen tot een afname van plaatoppervlak. Wel zijn er gebieden aan te wijzen waar de sedimentatie niet voldoende sterk is om de daling van de diepe bodem direct te compenseren zoals de kwelders achter de stuifdijk van het Hon. Dit laat zien dat de toename van de accommodatie ruimte leidt tot een toename van sedimentatie op de platen.



Figuur 3-11: Totale daling van de diepe bodem in cm door gaswinning sinds de start winning in 1987 tot 2019 volgens het gekalibreerde geomechanisch model van NAM (bron: Van der Lugt et al., 2020).

### Zandsuppleties

Tot op heden kunnen alleen de zandsuppleties die langs de eilandkust van Ameland worden uitgevoerd kunnen een effect hebben op het Friesche Zeegat (op Schiermonnikoog is nog niet gesuppleerd). In de periode 1979-2019 is er bijna 39 miljoen m<sup>3</sup> aan zand op Ameland gesuppleerd in de vorm van strand- en vooroever- en duinsuppleties in het kader van Kustlijn zorg (Tabel 3-1). Daarnaast is er een geulwandsuppletie van 2,5 miljoen m<sup>3</sup> uitgevoerd in het Borndiep en een pilotsuppletie van 5 miljoen m<sup>3</sup> op de buitendelta van Ameland. Een deel van de suppleties, 11 miljoen m<sup>3</sup>, vond plaats op de eilandkop van Ameland. Deze suppleties hebben voornamelijk invloed op het bekken van het Zeegat van Ameland.

Een groot suppletievolume, 27 miljoen m<sup>3</sup>, is aangebracht in het midden van het eiland, tussen RSP. 10 – 20 (raaien 1000 – 2000). Aanvankelijk werden de suppleties vooral uitgevoerd op het strand of duin. In 1998 is dan de eerste vooroeversuppletie uitgevoerd, waarbij 2 miljoen m<sup>3</sup> zand werd aangebracht. Sindsdien zijn ook in 2003, 2006 en 2010-2011 vooroeversuppleties aangebracht. De strand- en vooroeversuppleties waren allemaal van significante omvang (1 tot 2 miljoen m<sup>3</sup>), maar met name in 2010 en 2015 zijn er extra grote hoeveelheden aangebracht. De vooroeversuppletie van 2010-2011 bij Ameland Midden was erg groot, in totaal 6,7 miljoen m<sup>3</sup>. Ook in 2015 en 2019-2020 is er vervolgens 4,3 en 4,6 miljoen m<sup>3</sup> gesuppleerd in een gecombineerd strand- en vooroeversuppletie. Deze suppleties hebben een directe invloed op het eiland. De suppleties voeden ook de langtransporten die richting het Pinkegat zeegat staan, maar of en hoe deze suppleties het gedrag van de eilandstaart en het Pinkegat zeegat wezenlijk beïnvloeden is niet

bekend. Een deel van het suppletiemateriaal zal ook bijgedragen hebben aan het invullen van de bodemdalingsschotel ten gevolge van de gaswinning.

Op Schiermonnikoog is tot op heden nog nooit een zandsuppletie uitgevoerd.

Tabel 3-1: Overzicht suppleties uitgevoerd op Ameland gebaseerd op de suppletiedatabase t/m 2019. Bron: Suppletiedatabase, januari 2021.

Locatie	Start Datum	Begin raai	Eind raai	Type	Volume (situ) [10 <sup>3</sup> m <sup>3</sup> ]	Volume [m <sup>3</sup> /m]
Hollum	01-Jun-79	160	220	strandsuppletie	300	500
Ameland-midden	01-Oct-80	1000	1600	duinverzwaring	2200	367
Oegepad- Paardepad	01-Aug-90	1380	1520	duinverzwaring	40	29
Westerpad-Jan Sietzepad	01-Aug-90	1240	1700	duinverzwaring	930	202
Ameland-midden	01-Jul-92	1150	1280	duinverzwaring	230	177
Ameland-midden	01-Jul-92	1150	1960	strandsuppletie	1442	178
Ameland-west	01-Jul-94	4860	4960	strandsuppletie	190	190
Ballum	01-Jun-96	720	1120	strandsuppletie	1555	389
Hollum	01-May-97	120	300	strandsuppletie	511	284
Ameland-midden	01-Apr-98	1300	2100	onderwatersuppletie	2031	254
Hollum	01-Apr-00	100	260	strandsuppletie	401	251
Midden	01-Jul-03	940	1370	onderwatersuppletie	1432	333
Noordwest	01-May-04	200	320	strandsuppletie	404	336
Midden	01-May-06	1100	1600	strandsuppletie	1001	200
Midden	01-May-06	1200	1700	onderwatersuppletie	1502	300
Westkop	01-Jul-07	195	302	onderwatersuppletie	1201	1123
Westkop	01-Jul-07	200	320	strandsuppletie	303	253
Midden	01-May-10	1100	1460	onderwatersuppletie	1941	539
Midden	01-May-10	1480	1680	onderwatersuppletie	1124	562
Midden	01-Sep-10	1140	1600	strandsuppletie	925	201
Midden	01-Nov-10	1700	2000	onderwatersuppletie	1635	545
West	01-Nov-10	200	400	strandsuppletie	1889	944
Midden	01-Jul-11	1620	2000	strandsuppletie	910	239
Midden	01-Jan-15	1240	1700	onderwatersuppletie	2000	435
West	01-Apr-15	140	402	strandsuppletie	1300	496
Midden	01-Sep-15	1240	1700	strandsuppletie	1000	217
Zuidwest	01-May-17	4600	4800	onderwatersuppletie	2500	1250
Amelander zeegat	01-Apr-18			buitendeltasuppletie	5000	n.v.t.
Ameland midden	01-Dec-18	1300	2300	vooroeversuppletie	4460	446
Ameland west	01-July-19	120	420	strandsuppletie	25420	518

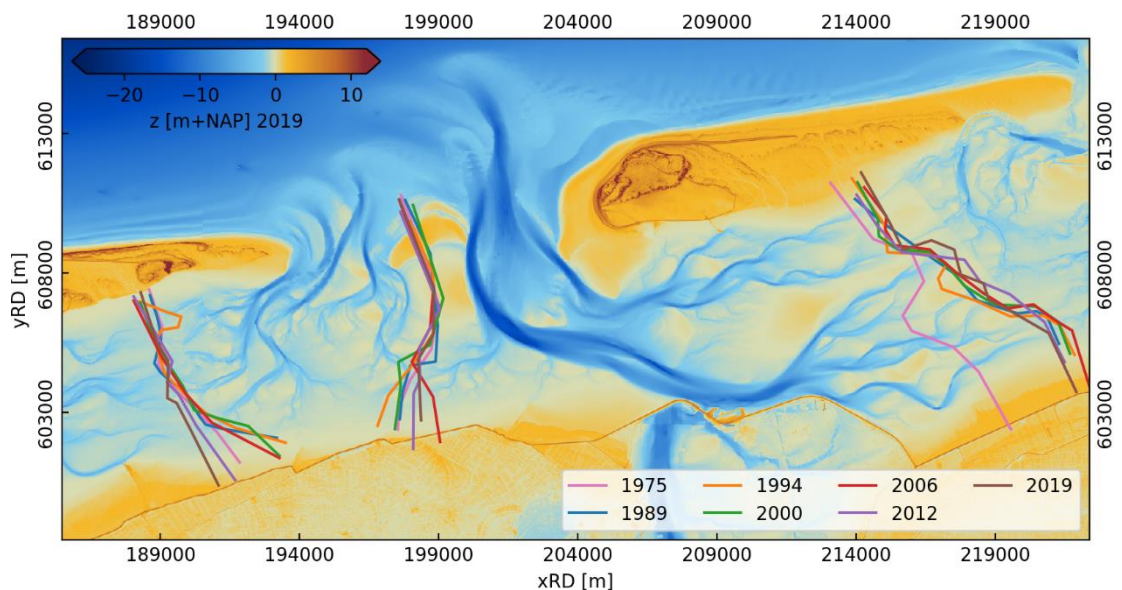
### 3.3 Veranderingen in het bekken: wantijligging en -verplaatsing

De grootte van het bekken is van belang voor het getijprisma door de zeegaten en is daardoor mede bepalend voor de morfologische ontwikkelingen. Een duidelijke reductie van bekkengrootte vond plaats door de afsluiting van de Lauwerszee (zie Hoofdstuk 3.3.1). De afsluiting verkleinde het bekkenoppervlakte met ongeveer 30%, waardoor het getijprisma reduceerde van 306 miljoen m<sup>3</sup> naar 200 miljoen m<sup>3</sup> (Oost, 1995; Wang, 2007).

De bekkengrootte kan ook veranderen door het opschuiven van de wantijen. In Figuur 3-12 wordt een ruwe schatting van de wantijligging gegeven tussen 1975 en 2019. De wantijligging is bepaald op basis van de minimale diepte en de oriëntatie en vorm van de geulen die aan weerskanten richting het wantij lopen.

Het wantij onder Ameland ligt aan de eilandkant redelijk stabiel. Aan de zuidkant is het wantij eerst oostelijk verplaatst, tot ongeveer 2000. Sindsdien lijkt het wantij terug westelijk verplaatst en ligt nu eigenlijk weer terug op een 1950 positie. Het wantij direct onder de Engelsmanplaat blijft stabiel liggen. Het zuidelijke deel vertoont fluctuaties in oostelijke en westelijke richting. Dit komt vooral door variaties in de kleine geultjes die hier aanwezig zijn.

Het wantij onder Schiermonnikoog is over de periode 1989-2019 ook wat heen en weer verschoven, maar trendmatige verplaatsing is niet af te leiden. Nabij het vasteland was een sterke oostwaartse verplaatsing direct na afsluiting van de Lauwerszee wel aanwezig, maar blijkbaar is de grootste respons in 1989 al achter de rug. De grote oostwaartse verplaatsing na afsluiting was verwacht. Deze hing samen met de veel te grote dimensies van de Zoutkamperlaag na afsluiting waardoor getij gemakkelijker het wantij kon bereiken. In de decennia na de afsluiting is de Zoutkamperlaag in belangrijke mate verondiept en de algemene verwachting was dat het wantij weer terug zou schuiven. De hypothese dat het wantij zich op de lange-termijn weer terug naar het westen verplaatst nadat het morfologische evenwicht van de Zoutkamperlaag weer is hersteld kan nog niet worden geverifieerd.



Figuur 3-12: Positie van de wantijen op basis van Vakkellingen 1975-2019 (uit Van Der Lugt et al., 2020).





Schiermonnikoog (het Westerstrand). Deze analyses zijn gebaseerd op beschikbare literatuur en aangevuld met Vaklodingen en Lidar data.

Door het dynamische gedrag van de geulen en platen is de gebruikte naamgeving in het Friesche Zeegat niet altijd eenduidig. Met name in het Pinkegat zeegat speelt dit een rol. In dit hoofdstuk worden drie namen als basis voor de dominante geulen gebruikt: Strandgat, Wierumergat en Pinkegat. Het Pinkegat is dan de hoofdgeul die verbinding maakt met het achterliggende (oostelijke) deel van het kombergingsgebied en de drainage van het centrale deel van het kombergingsgebied verzorgd. Het Strandgat is de geul die verbinding maakt met de Holwerderbalg en de drainage van het westelijke deel van het kombergingsgebied verzorgt. Deze geul vormt zich periodiek rond De Hon en migreert dan oostwaarts. Zodra deze geul de aansluiting met de Holwerderbalg verliest krijgt het de benaming Wierumergat. Wierumergat is dus de ebgeul die zich tussen het Strandgat en de Pinkegat geul bevindt en geen directe verbinding heeft met het kombergingsgebied. Alle andere geulen die vormen worden aangeduid als eb- of vloed-schaar/geul. Als er slechts één-geul aanwezig is dan krijgt deze de naam Pinkegat geul. Deze geul verzorgd dan de drainage van het gehele kombergingsgebied.

De totale buitendelta van het Pinkegat zeegat wordt hier aangeduid als de Wierumergronden en bevat de ebschildbanken van de geulen. Op de Wierumergronden, aan de zeezijde van de Engelsmanplaat, vormen zich ondiepe banken die aanlanden op de Engelsmansplaat. Deze banken heten Het Rif.

## 4.2 Dynamiek van Pinkegat en eilandstaart van Ameland en veranderingen in vorm en grootte van de Engelsmanplaat

### 4.2.1 Morfologische ontwikkeling vóór afsluiting van de Lauwerszee

#### *Morfologische veranderingen in de periode 1832-1926*

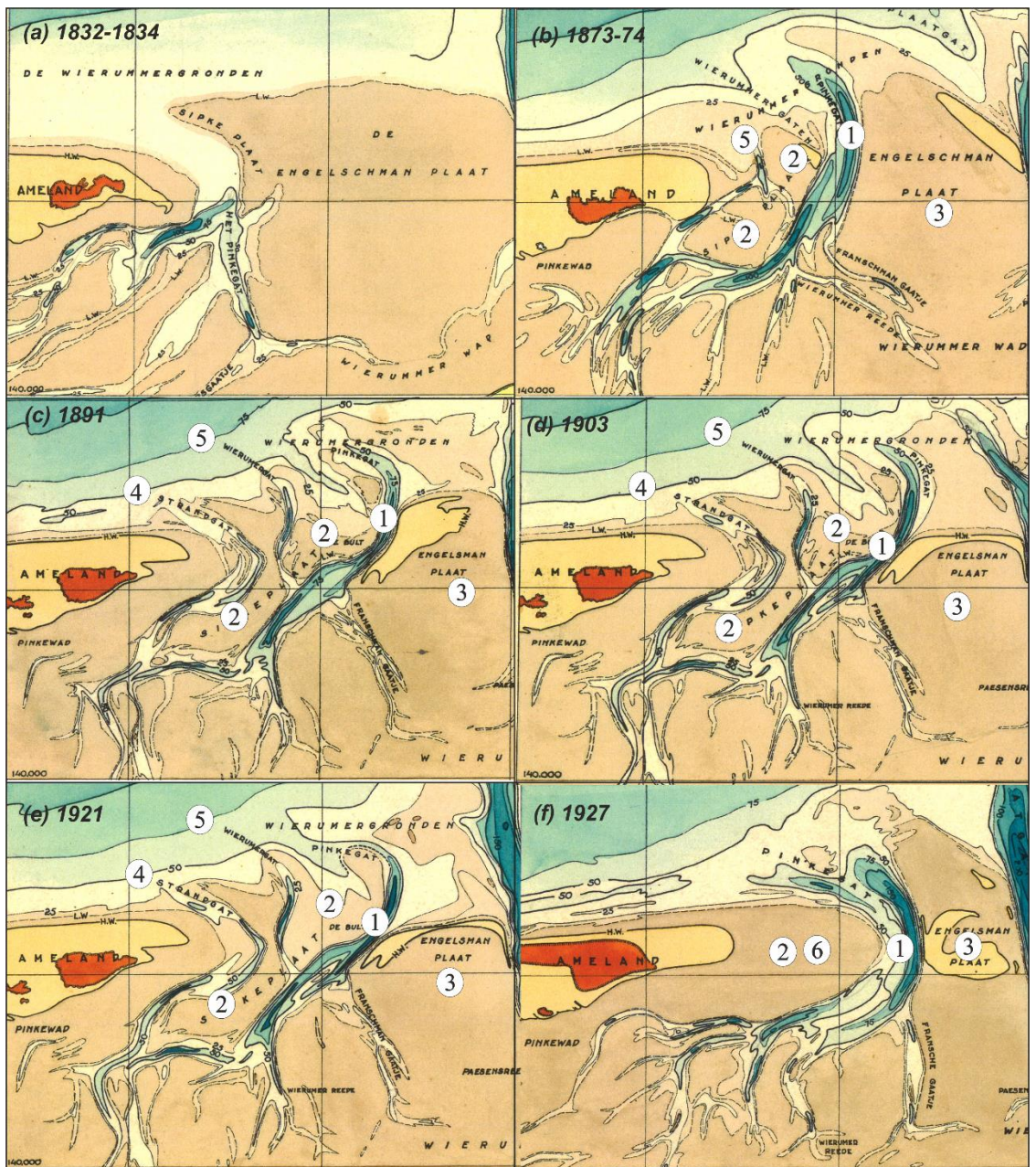
In de periode 1832 - 1927 ontwikkelt het Pinkegat zeegatsysteem zich van vrijwel een enkel geulsysteem naar een meergeulensysteem en terug (Figuur 4-2). Het aantal geulen varieert in deze periode tussen de één en drie tot vier. De verplaatsing van de geulen is niet altijd eenduidig te volgen, daarvoor is het interval tussen de metingen te groot en hebben de kaarten onvoldoende detail. Toch geeft een analyse van deze periode wel een goed beeld van de wisselwerking tussen het zeegat en De Hon, waar perioden van erosie en groei elkaar afwisselen.

In 1832 bestond het zeegat waarschijnlijk uit een enkele brede hoofdgeul die NW-ZO georiënteerd was (Figuur 4-2a). Deze geul ligt ingeklemd tussen De Hon en de brede Engelsmanplaat. In de periode 1832-1854 zijn de geulen slechts met beperkt detail weergegeven (Appendix A, Figuur A-3), maar uit lodingen van het oostelijkste deel van het Pinkegat zeegat en de studie van Van Rhijn (1851) blijkt dat in 1850 het systeem bestond uit twee geulen waarbij de meest westelijke een nieuwe geul was, terwijl de oude ca. 1 km oostwaarts was opgeschoven. Dit beeld wordt bevestigd door de loding van 1854 (Appendix A, Figuur A-3). Een goed beeld van het geulensysteem van het Pinkegat zeegat ontstaat door analyse van de 1873-74 opname (Figuur 4-2b). In deze opname is een doorgaand geulensysteem (Pinkegat geul [1]) aanwezig, lopende vanaf het bekken, langs de Engelsmanplaat naar de buitendelta. Ten westen hiervan, gescheiden door de Sykkeplaat [2], bevindt zich een kleinere geul [5]. Deze (eb)geul heeft echter nog geen sterke verbinding met het achterliggende kombergingsgebied. De Pinkegat [1] (hoofd)geul verzorgt hier nog de afwatering van het merendeel van het kombergingsgebied. Door de vorming van de Pinkegat geul is de Engelsmanplaat sterk in omvang afgenomen, met name de westelijke zijde is geërodeerd.

In de periode 1873/74-1927 zijn er helaas zeer beperkt lodingen uitgevoerd. Alleen in 1891 werd een volledige loding uitgevoerd waarbij het duidelijk is dat er hier sprake is van drie geulen (Figuur 4-2c): van west naar oost respectievelijk het Strandgat [4], het Wierumergat [5] en de Pinkegat geul [1]). Het Strandgat [4] maakt verbinding met de geulen in het bekken en neemt waarschijnlijk een

deel van de draingage van het (westelijk deel van het) kombergingsgebied over. De Pinkegat geul maakt nu vooral verbinding met het centrale en oostelijke deel van het bekken en doordat het kombergingsgebied afneemt, neemt ook de omvang van de geul af. Ook in de bodems van 1891 en 1921 blijven de drie geulen zichtbaar (Figuur 4-2c). De geulen hebben zich wel oostwaarts verplaatst. De Pinkegat geul erodeert hierdoor de westelijke zijde van de Engelsmansplaat.

Tussen 1921 en 1927 (Figuur 4-2 e-f) vinden er dan grote verandering plaats in het zeegat. Door de beperkte beschikbare meetdata is het niet geheel duidelijk hoe de bodem van 1927 precies is gevormd. De Sypkeplaat [2] heeft waarschijnlijk een belangrijke rol gespeeld in dit proces. Onder invloed van golven migreerde het zeewaartse deel van de Sypkeplaat oostwaarts (Figuur 4-2b-e) en drukt zo de Pinkegat geul oostwaarts. Terwijl de zeewaartse zijde van de Sypkeplaat oostwaarts migreerde is de bekkenzijde van de bank juist achtergebleven in migratie. In de 1921 bodem heeft zich dan een bank gevormd die zich diagonaal (van zuidwest naar noordoost) door het Pinkegat zeegat uitstrekt. Deze bank belemmert de uitwisseling tussen het bekken en de geulen Strandgat en Wierumergat, waardoor de verbinding tussen de geulen in het bekken en de geulen op de buitendelta belemmerd wordt. Het lijkt waarschijnlijk dat de sedimentaanvoer langs het eiland Ameland de geulen Strandgat en Wierumergat heeft dichtgedrukt. Met verzanding van het Strandgat en het Wierumergat kon de Sypkeplaat aanlanden op De Hon. In de 1927 bodem (Figuur 4-2f) is De Hon dan ook ver het zeegat in uitgebouwd als grote subgetijdeplaat. Een soortgelijke plaataanlanding werd in het verleden ook bij de Boschplaat (Terschelling) geobserveerd. Na aanlanding van de Sypkeplaat is de Pinkegat geul dan weer de enige overgebleven drainagegeul en sterk in omvang toegenomen. Aan de zeezijde, op de buitendelta, splitst de geul eigenlijk in een oostelijk gelegen eb-georiënteerde geul (de uitstroming van de Pinkegat geul) en een wat ondiepere vloed-georiënteerde geul in het westen. Deze vloed-georiënteerde instroom neemt eigenlijk de functie van het voormalige Strandgat en Wierumergat over.



(1). Pinkegat geul (2). Sypkeplaat (3). Engelsmanplaat (4). Strandgat (5). Wierumergat (6). De Hon  
 Figuur 4-2: Ontwikkeling van het Pinkegat in de periode 1832/1834 - 1927 op basis van de hydrografische kaarten.

Een opmerking die bij deze analyse geplaatst dient te worden is dat vooral tot ca. 1900 het aantal kaarten en andere waarnemingen beperkt is, zodat niet uitgesloten kan worden dat er fasen met één hoofdgeul (welke maar kort bestaan) zijn geweest die gemist worden. In 1903 is alleen het noordoostelijkste deel van de buitendelta gelood, en in 1921 werd alleen de meest oostelijke geul gelood. Het kan niet uitgesloten worden dat er ook sprake was van een enkel geulstelsel rond 1894, omdat tussen 1888-1894 een oostwaartse verplaatsing optreedt van de HW lijn op de oostpunt van Ameland optreedt over 0,8 km. Dit werd gevolgd door hernieuwde westwaartse erosie over 1,1 km in de periode 1894-1917 waarbij mogelijk opnieuw geulen ontstonden. In 1900 werd gesteld dat er sprake was van meerdere hoofdgeulen (Mars en Cordia, 1901).

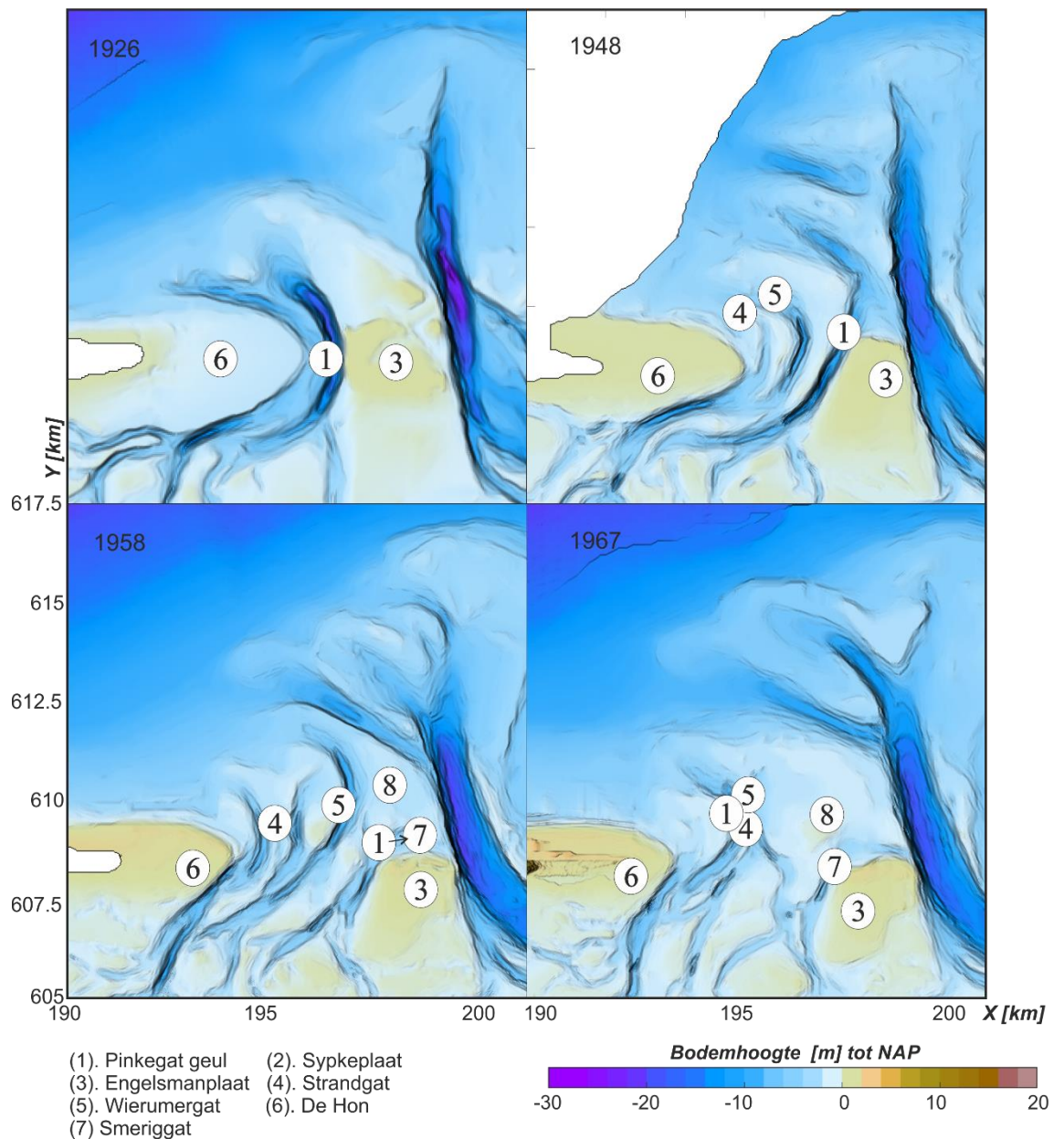
#### *Morfologische veranderingen in de periode 1926-1967*

De ontwikkelingen in de periode 1926-1967 worden gedomineerd door de overgang van een één naar een meergeulensysteem en terug (Figuur 4-3).

De Hon (Figuur 4-3 [6]) werd in de periode 1926-1948, met name tot 1940 hoger, van -2,5 / -1m NAP tot 0/+1 m en breidde zich nog iets oostwaarts uit (Postma, 1982). De hoofdgeul van 1926 blijkt naar het oosten verschoven te zijn door sterke erosie van de NW-zijde van de Engelsmanplaat. Zo ontstond aan de westzijde ruimte voor nieuwe geulen. Ondiepe geultjes waren daar in ieder geval al aanwezig rond 1941 (Jansen, 1941) en hadden zich in 1944 ontwikkeld tot forse geulen (het Strandgat [4] en Wierumergat [5]). Deze geulen werden van elkaar gescheiden door platen (van Straaten, 1964).

In 1948 zijn er dan drie geulen aanwezig (Figuur 4-3; Pinkegat geul [1], Strandgat [4] en Wierumergat [5]). De oostelijke, Pinkegat geul ligt dicht tegen de Engelsmanplaat aan en draineert het centrale deel van het kombergingsgebied. Doordat de geul ver oostwaarts is verplaatst, raakt de uitstroom verbonden met de westelijke vloed-georiënteerde buitengeul op de Zoutkamperlaag buitendelta. Uit werkkaarten van RWS blijkt dat dit gebeurde na 1938, waarschijnlijk rond 1941/42 (Reitsma, pers. comm.), maar in ieder geval tijdens of voor 1945 (toen deze verondiepende geul werd gebruikt om ammunitie in te dumpen (Van der Geest, pers. comm.).

In de periode 1948-1958 trad sterke erosie op van de oostpunt van Ameland, waarbij de HW lijn zich 1,3 km westwaarts terugtrok. Alle geulen (Strandgat, Wierumergat en Pinkegat geul) vertonen een klokwijze rotatie. De uitstroom veranderd van een noordwestelijk richting naar een noordelijke richting. In 1958 bestond het Pinkegat zeegat dan uit drie duidelijk gescheiden geulen. De platen ertussen waren groter geworden. De Pinkegat geul is hierbij zuidelijk teruggetrokken en het bankengebied tussen deze geul en het Vriesche Gat is in breedte toegenomen. De uitstroom van de Pinkegat geul ligt nu ingeklemd tussen Het Rif en de Engelsmanplaat en krijgt hier de naam Smeriggat (Figuur 4-3; 1958 [1, 7]). Het Wierumergat [5] neemt nu tijdelijk de functie van hoofdgeul over. In 1967 vormt zich dan opnieuw een enkele dominante hoofdgeul, een nieuwe Pinkegat geul [1,4,5], doordat Strandgat en Wierumergat in elkaar opgaan.



Figuur 4-3: Bodemhoogte Pinkegat vóór afsluiting van de Lauwerszee op basis van gedigitaliseerde bodemkaarten voor de jaren 1926 (deze is gelijk aan 1927 op de hydrografische kaart), 1948, 1958 en 1967.

#### 4.2.2 Morfologische ontwikkeling ná afsluiting van de Lauwerszee (1967-2018)

Een eerste analyse van de bodems laat zien dat de directe invloed van de afsluiting van de Lauwerszee op het Pinkegat zeegat beperkt lijkt te zijn; er is geen duidelijke morfologische verandering of verschil in gedrag vóór en ná afsluiting (Figuur 4-4). Deze observatie is in overeenstemming met de studies door Oost (1995) en Oost en Haas (1992).

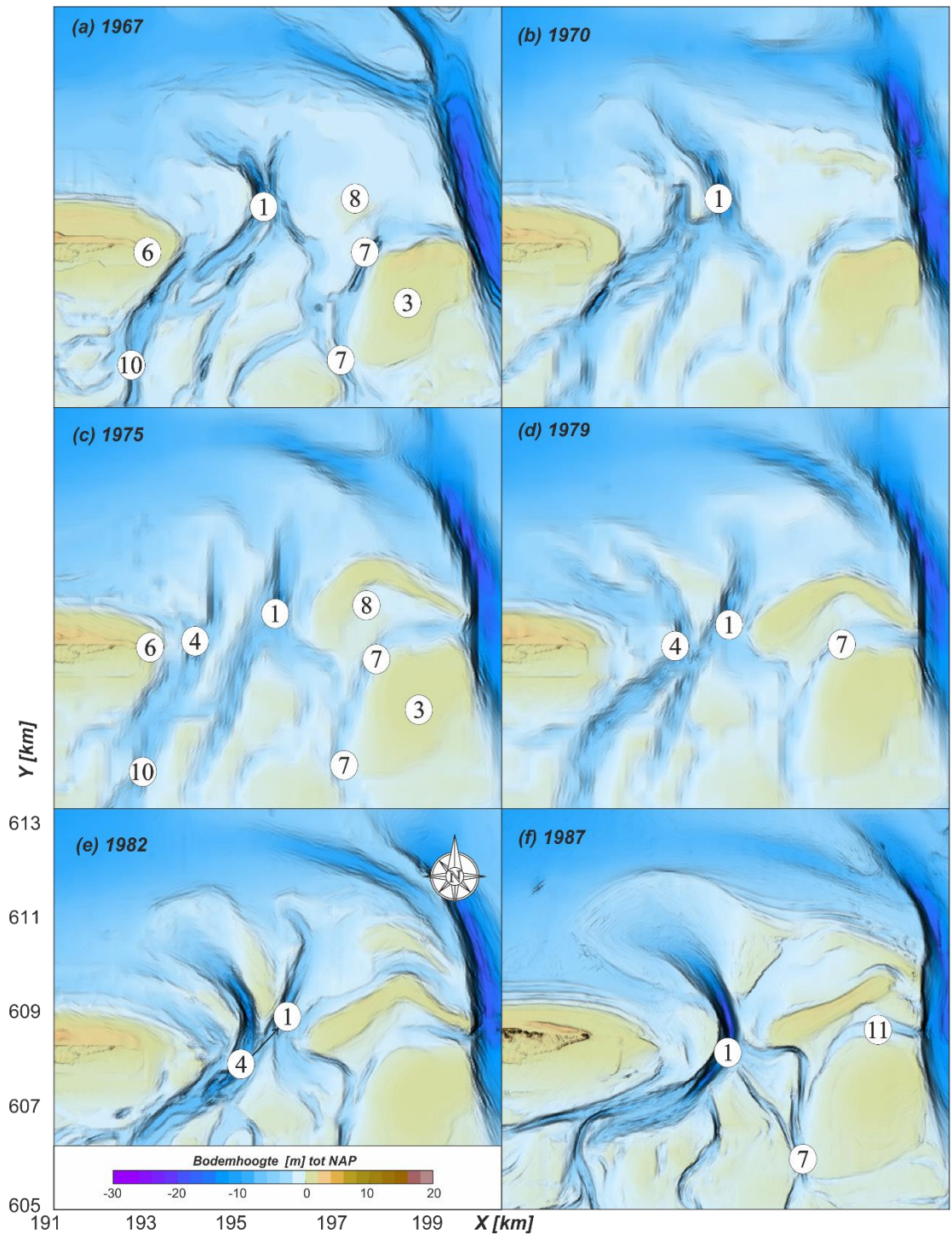
Ook na de afsluiting van de Lauwerszee (1967) zien we in de periode 1967-2019 fases met één of meer geulenconfiguratie terug (Figuur 4-4, Figuur 4-5, Figuur 4-6). In 1967 heeft het Strandgat het Wierumergat ingehaald en is er een grote (nieuwe) Pinkegat geul, aanwezig (Figuur 4-4 [1]). Het 'oude' Pinkegat ligt nu ingeklemd tussen de Engelsmanplaat [3] en Het Rif [8] en heet Smeriggat [7]. De vorming van een nieuwe geul aan de westzijde van het zeegat begint in 1970 en tijdelijk (1970-1979) ontwikkelt zich een tweegeulensysteem bestaand uit Strandgat [4] en de Pinkegat geul [1]. Deze geulen zijn in 1979 vrijwel even groot. Het Strandgat is in 1982 de dominante geul en neemt dan het Pinkegat in 1987 volledig over, waardoor er weer een één-geulensysteem ontstaat. In

Deze geul wordt dan hernoemd naar Pinkegat geul, omdat het de afwatering van het gehele kombergingsgebied verzorgd. Het Smeriggat [7] verliest steeds meer de verbinding met het bekken. Door het landwaarts verplaatsen van Het Rif wordt de geul dichtgedrukt en breekt rond 1982 uiteen in twee gedeeltes: het Oude Smeriggat [11], ingeklemd tussen het Rif [3] en de Engelmanplaat [8] en het Smeriggat [7] in het bekken, dat nu vooral verbinding heeft met het Pinkegat [1].

Het één-geul systeem blijft slechts kort in stand. De vorming van een nieuw Strandgat is te volgen in de periode 1991-1997 (Figuur 4-5a-c). In de periode 2000-2019 (Figuur 4-5d-f, Figuur 4-6a-e) zien we dat het meergeulensysteem in stand gehouden wordt. De Pinkegat geul blijft hier eigenlijk relatief stabiel liggen. Westelijk hiervan vormen zich meerdere geulen die telkens oostwaarts migreren en in elkaar opgaan. Een voorbeeld van dit proces is te zien in de periode 1991-2006. Een kleine geul vormt langs de Hon in 1991. Deze geul groeit en maakt verbinding met het bekken. Er ontstaat een nieuw Strandgat (Figuur 4-5b [4]). Het Strandgat migreert oostwaarts (Figuur 4-5c,d) en er ontstaat ruimte tussen de geul en De Hon waar een nieuwe geul kan vormen. Deze nieuwe geul neemt de afwatering van de Holwerderbalg over en er ontstaat een nieuw Strandgat (Figuur 4-5d, [4]). Het 'oude' Strandgat, nu Wierumergat [5], blijft dan nog lang zichtbaar in de bodems (2000-2019).

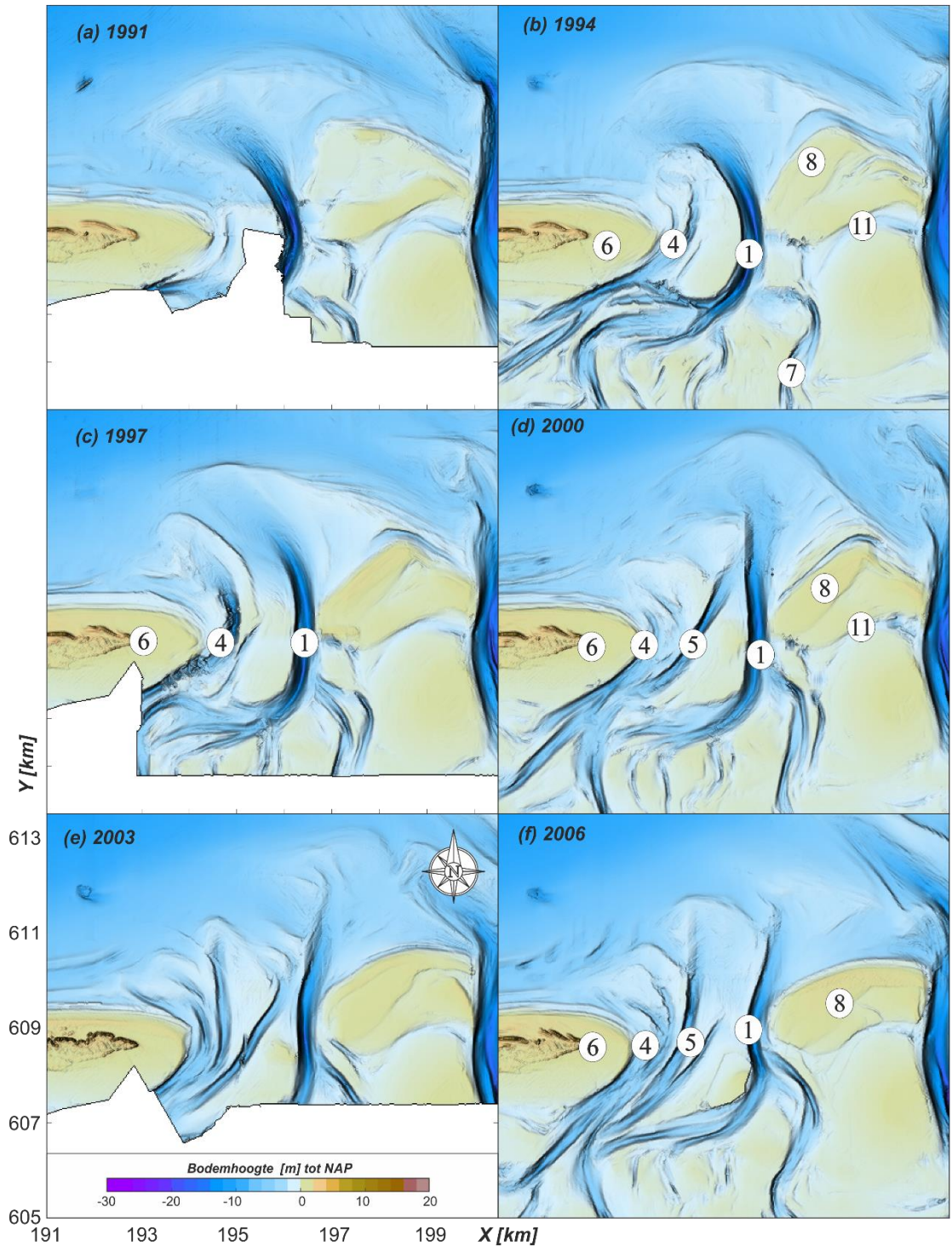
Het ontstaan van kleine vloedgeulen langs de Hon, het verdringen van het Strandgat en het oostwaarts migreren van het Strandgat herhaalt zich enkele malen. Het interval tussen de 3-jaarlijkse vaklodingen is echter te groot om de geulontwikkeling in detail te beschrijven. In Figuur 4-7 is daarom een timestack van profielontwikkeling op basis van de JarKus metingen gegeven. Raai 2509 ligt haaks op de eilandpunt. Vanaf 1990 is de raai over voldoende afstand gemeten om de geulontwikkeling te volgen. In dit profiel zien we 5x de vorming van een kortsluitgeul, een nieuw Strandgat (2), langs de eilandstaart terug. De eerste vorming vindt plaats rond 1993. Deze geul gaat dan al snel op in het Wierumergat. In 2001 vormt zich een nieuwe kortsluitgeul die dan lang aanwezig blijft. Deze geul migreert oostwaarts en versmelt rond 2015 met het Wierumergat (3). Een tweede, kleinere geul, is zichtbaar in 2002. Deze geul migreert veel sneller dan het eerdere Strandgat en deze geul is vrijwel opgegaan met het Wierumergat in 2018. Een derde geul lijkt zich dan rond 2017 te vormen.

*Resumerend*, in de periode 1832-1967 we zien een sterke oostelijke verschuiving van de geulen van het Pinkegat zeegatsysteem op de buitendelta en in de keel. Daarbij is er in 1832, 1873/74, 1926/27 en 1967 sprake van ruwweg één enkele hoofdgeul. Daartussen traden fasen op waarin meerdere geulen de drainage van het Pinkegat-kombergingsgebied verzorgden. Vooral tot ca. 1900 is het aantal kaarten en andere waarnemingen beperkt, zodat niet uitgesloten kan worden dat er fasen met één hoofdgeul (welke maar kort bestaan) zijn geweest die gemist worden. Wat wel kan worden geconcludeerd is dat er een zich herhalend patroon voordoet dat met een interval van ongeveer 40 tot 50 jaar. Ook ná afsluiting van de Lauwerszee zet deze ontwikkeling zich door. Een enkele hoofdgeul ontstaat in 1987, sindsdien is er een meergeulensysteem aanwezig. Het Pinkegat blijft gehandhaafd langs de oostzijde van de Engelsmanplaat. Periodiek vormen er geulen langs de kop van De Hon die oostwaarts migreren en verhelen met het Wierumergat.

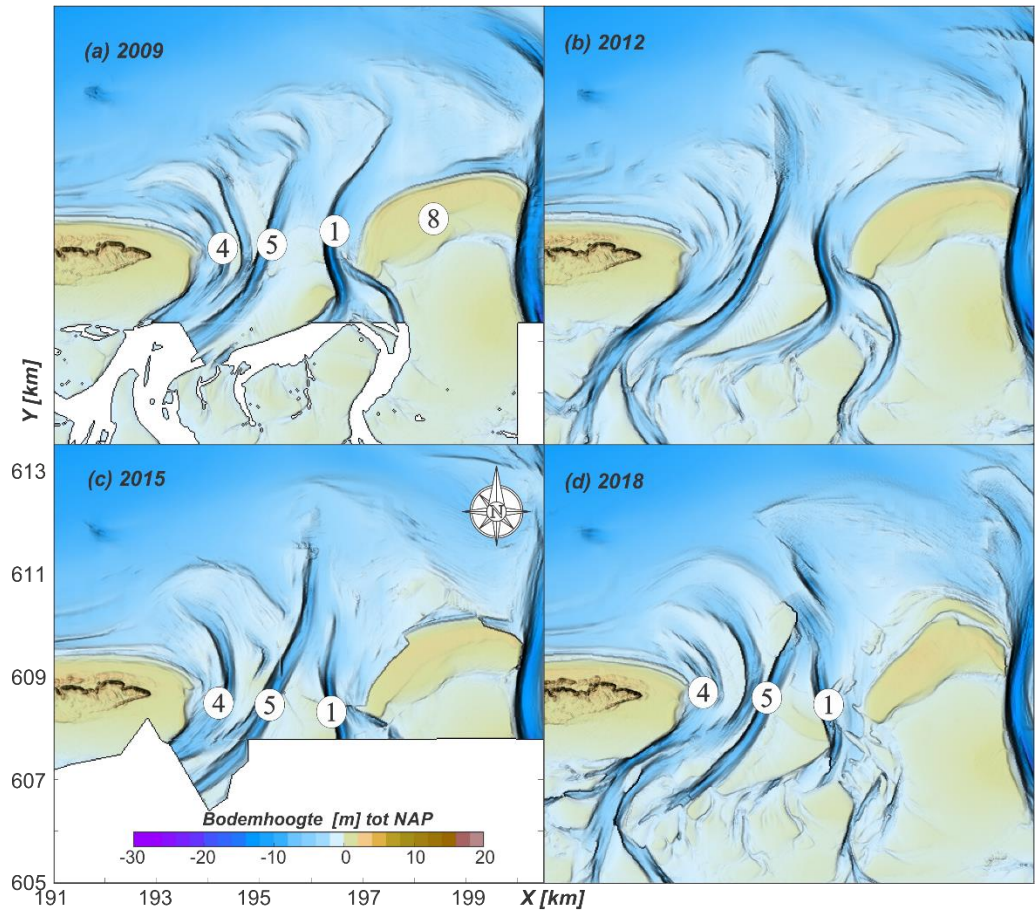


Figuur 4-4: Ontwikkeling van het Pinkegat zeegat over de periode 1967-1987. Naamgeving: (1). Pinkegat Geul, (3). Engelsmanplaat, (4). Strandgat, (5). Wierumergat, (6). De Hon, (7). Smeriggat, (8). Het Rif, (9). Wierumergronden, (10). Hornwerderbalg, (11). Oude Smeriggat,.

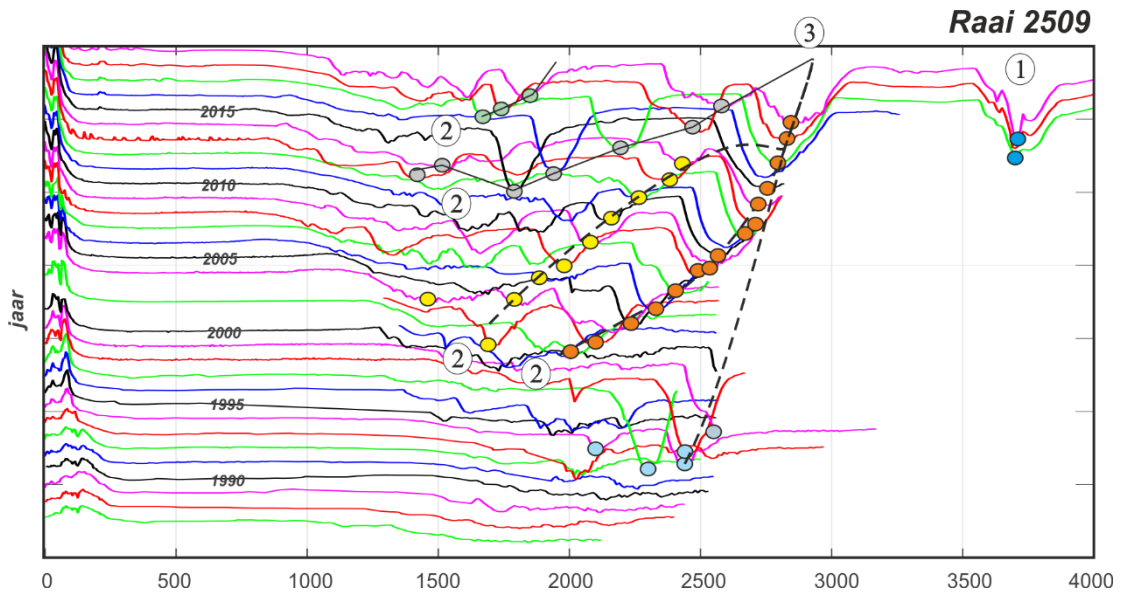




Figuur 4-5: Ontwikkeling van het Pinkegat zeegat over de periode 1991-2006. Naamgeving: (1). Pinkegat Geul, (3). Engelsmanplaat, (4). Strandgat, (5). Wierumergat, (6). De Hon, (7). Smeriggat, (8). Het Rif, (9). Wierumergronden, (10). Hornwerderbalg, (11). Oude Smeriggat,.



Figuur 4-6: Ontwikkeling van het Pinkegat zeegat over de periode 2009-2018.

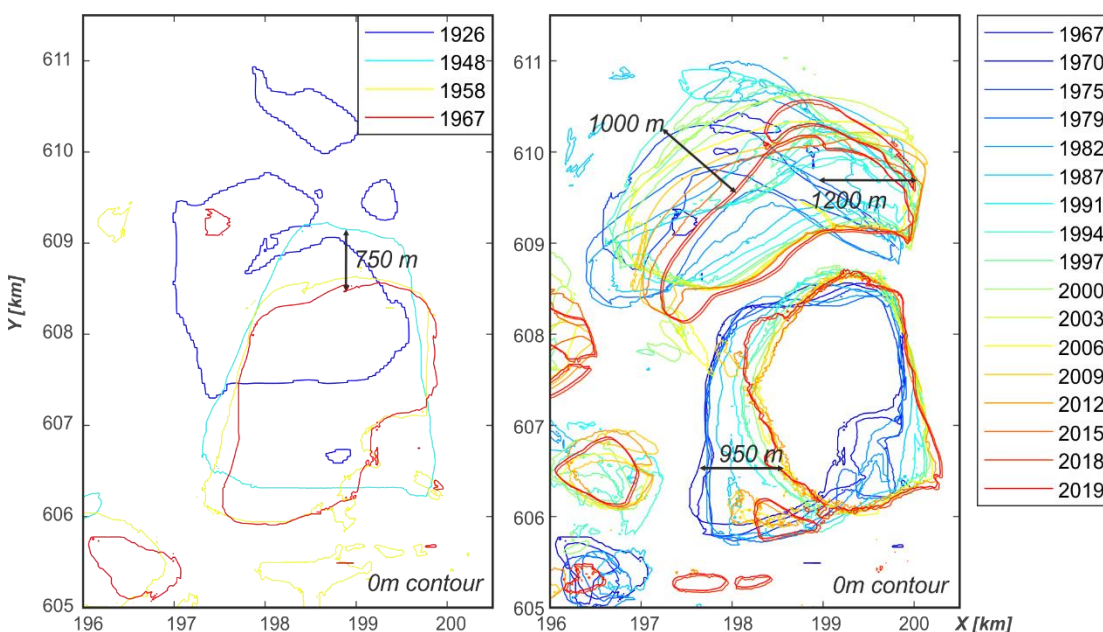


Figuur 4-7: Timestack van geulontwikkeling op de kop van De Hon aan de hand van Jarkus raai 2509 (1987-2019). Het Pinkegat (1) is hier alleen zichtbaar in de meest recente opnamen omdat deze zich verder het zeegat in uitstrekken. op een afstand van ongeveer. Het Wierumergat (3) ligt op een afstand van 2500-3000m zeewaarts. Op de locatie van het Strandgat (2) ontwikkelen zich vier geulen die alleen oostelijk (het zeegat in) migreren en waarvan er drie uiteindelijk opgaan in het Wierumergat. De 4<sup>de</sup> geul bevindt zich nog in een ontwikkelend stadium.

### 4.3 Plaataanlandingen op Engelsmanplaat en Het Rif

De Engelsmanplaat vormt een belangrijk element binnen het zeegat. De Engelsmanplaat is lange tijd een hooggelegen gebied geweest (Oost, 1995; Wang, 2007). De kern bestaat uit erosie-resistente holocene klei. Aan de noordkant hiervan hebben zich in de afgelopen vijf eeuwen grote (droogvallende) zandbanken ontwikkeld. De Engelsmanplaat vergroot in oppervlak en in hoogte als de zandbank aan de noordkant aansluit en de kortsluitgeul afsluit. De Haan et al. (1983) beschrijven een 90-100 jarig patroon van zich herhalende ontwikkeling van de Engelsmanplaat. Dit is vooral gebaseerd op de naamgeving van de geul aan de NW zijde van de Engelsmanplaat (het huidige Smeriggat). Deze cyclische ontwikkeling zien we niet direct terug in de hier uitgevoerde analyse. De hydrografische kaarten (1834-1927) laten vooral een afname van de grootte van de Engelsmanplaat zien (Figuur 4-2). In de 1834 bodem besloeg de Engelsmanplaat een groot deel van het Pinkegat zeegatsysteem. Er vindt erosie plaats aan de westzijde van het platform door verplaatsing van het Pinkegat. Door de structurele erosie van de westelijke zijde blijft er slechts een beperkte plaatbreedte over. De breedte van Engelsmanplaat is afgenomen van 7,1 km in 1832 tot 2,2 km in 1991. De sterkste afname is tussen 1832-1834 en 1892 te zien.

Het is duidelijk dat er een sterk verband ligt tussen de morfologische veranderingen van de Engelsmanplaat en het Pinkegat zeegat. De aanlandingsbanken worden waarschijnlijk voor een groot deel gevormd door de banken (ebschilden) die zich in het Pinkegat vormen en onder invloed van de geulverplaatsingen (en golven) zich oostelijk verplaatsen. Daarnaast kan erosie van de Engelsmanplaat ook rechtstreeks aan geulvorming in het Pinkegat zeegat worden gekoppeld. Zo zorgt de vorming van de Pinkegat geul voor een sterke erosie van de Engelsmanplaat in de periode tot 1873. In de bodem van 1891 zien we dat het zeewaarts uitstrekken van Pinkegat de Engelsmanplaat sterk beïnvloedt. De plaat wordt richting het bekken geduwd en neemt in omvang af, maar in hoogte toe. Dit landwaarts verplaatsen zet zich door tot 1921. Een grote afname zien we dan in de bodem van 1927. Een grote Pinkegat geul is gevormd met een noordwestelijke uitstroom waardoor de Engelsmanplaat van vorm veranderd. De klokwijze rotatie van Pinkegat verkleint dan de Engelsmanplaat tot 1949.



Figuur 4-8: Ontwikkeling van het Engelsmanplaat en Het Rif in de periode 1926-1967 (links) en 1967-2019 (rechts) door visualisatie van de 0m contouren.

Het gedrag van de Engelsmanplaat over de periode 1926-1967 en 1967-2019 wordt weergegeven in Figuur 4-8 aan de hand van de 0 m contourlijnen. In de periode 1926-1967 migreert de

Engelsmanplaat richting het bekken. Sinds 1948 is de zeewaartse zijde bijna 750m landwaarts verplaatst deels door geulerosie. Sinds 1967 blijft de noordoostzijde van de Engelsmanplaat stabiel in positie. Wel erodeert de westelijke zijde (zo'n 950 m) en groeit de zuidoosthoek aan. De grootte van Engelsmanplaat is sterk afgenomen, het supragetijde gedeelte is tussen 2000 en 2019 bijna gehalveerd in oppervlakte. De stabiele ligging van de oostzijde van de Engelsmanplaat is waarschijnlijk gerelateerd aan de onderliggende laag van erosie-resistente klei (Oost en De Haas, 1992, 1993; Oost, 1995; Sha, 1992). De data van Sha (1992) laat zien dat deze kleilaag varieert in diepteligging van -5 m tot -13,5 m. Deze kleilaag kan dus de migratie van de Zoutkamperplaat en erosie van de oostzijde van de plaat tegengaan.

Zeewaarts van de Engelsmanplaat bouwt vanaf 1958 een nieuwe plaat, Het Rif op. Het Rif ontstaat als ondiepe bank op de voorliggende buitendelta. De vorming van banken zeewaarts van de Engelsmanplaat is ook voor afsluiting van de Lauwerszee wel zichtbaar en lijkt samen te hangen met het zandvolume dat zich in de vooroever bevindt. Een proces wat in ieder geval tussen 1926 en 1948 een rol speelde is het insnoeren tussen de Engelsmanplaat, van de meest oostelijke buitendeltageul van het Pinkegat nadat deze in contact kwam met zuidwestelijke buitendeltageul van de Zoutkamperlaag. In de bodemkaarten begint Het Rif rond 1958 zichtbaar te worden als een plaat op -2,5 m NAP, rond 1967 als een intergetijdeplaat en rond 1970 als een supragetijdeplaat. In 1975 heeft de plaat een duidelijke halvemaan-vorm. Sindsdien is deze bank verder in hoogte toegenomen, en is bijna 1 km richting bekken en 1,2 km westelijk verplaatst.

Ook voor afsluiting van de Lauwerszee was er al een groot volume zand beschikbaar, maar het is goed mogelijk dat de afsluiting de vorming van Het Rif heeft versterkt. Met de afsluiting is er een grote puls zand richting de kust verplaatst. Dit resulteerde niet alleen in de vorming van de strandhaak, maar heeft hoogstwaarschijnlijk ook een extra bijdrage aan Het Rif gegeven. Het resultaat is dat een autonome, hoge bank vormde waarop zich embryonale duinen hebben gevormd met een hoogte van een 2m NAP. De duinen onderdrukken *overwash* en landwaartse migratie van Het Rif. Tussen Het Rif en de Engelsmanplaat ligt de kortsluitgeul het Oude Smeriggat. Deze geul is een overblijfsel van een oude Pinkegat geul. De geul is sterk in diepte afgenomen. In 1967 was de diepte nog -2,8m NAP in het smalste deel, maar dit is afgenomen tot -0,3m NAP in 2019. Het Rif heeft zich vooralsnog niet rechtstreeks verheeld met de Engelsmanplaat, zoals dat wel is opgetreden in vorige situaties; dit wordt bemoeilijkt door de aanwezigheid van het Smeriggat en de duinvorming op Het Rif. Hoewel het Smeriggat nog steeds opvult, vertragen deze processen de aanlanding van Het Rif op de Engelsmanplaat. Het Rif lijkt momenteel een de rol van de Engelsmanplaat over te nemen. Aan de zeezijde van de bank vinden nu plaataanlandingen plaats vanuit de voorliggende vooroever. Deze plaataanlandingen vinden plaats met een frequentie van ongeveer 10 jaar.

## 4.4 Ontwikkeling van het Zoutkamperlaag zeegat en uitwisseling van buitendelta en kust

### 4.4.1 Morfologische ontwikkeling vóór afsluiting van de Lauwerszee (1832-1967)

In deze paragraaf bekijken we twee dominante morfologische ontwikkelingen die optreden in het Zoutkamperlaag Zeegat vóór afsluiting. Ten eerste vindt er een grootschalige geulverandering in de keel van het zeegat plaats. De voormalige hoofdgeul Vriesche Gat wordt verdrongen door de nieuwe hoofdgeul Zoutkamperlaag. Ten tweede is er een variatie in het aantal en de ligging van de uitstroomgeulen de buitendelta op. Variaties in de (uitstroom)geulliggingen liggen ten grondslag aan het ontstaan van banken op de buitendelta die uiteindelijk aanlanden op de kust van Schiermonnikoog.

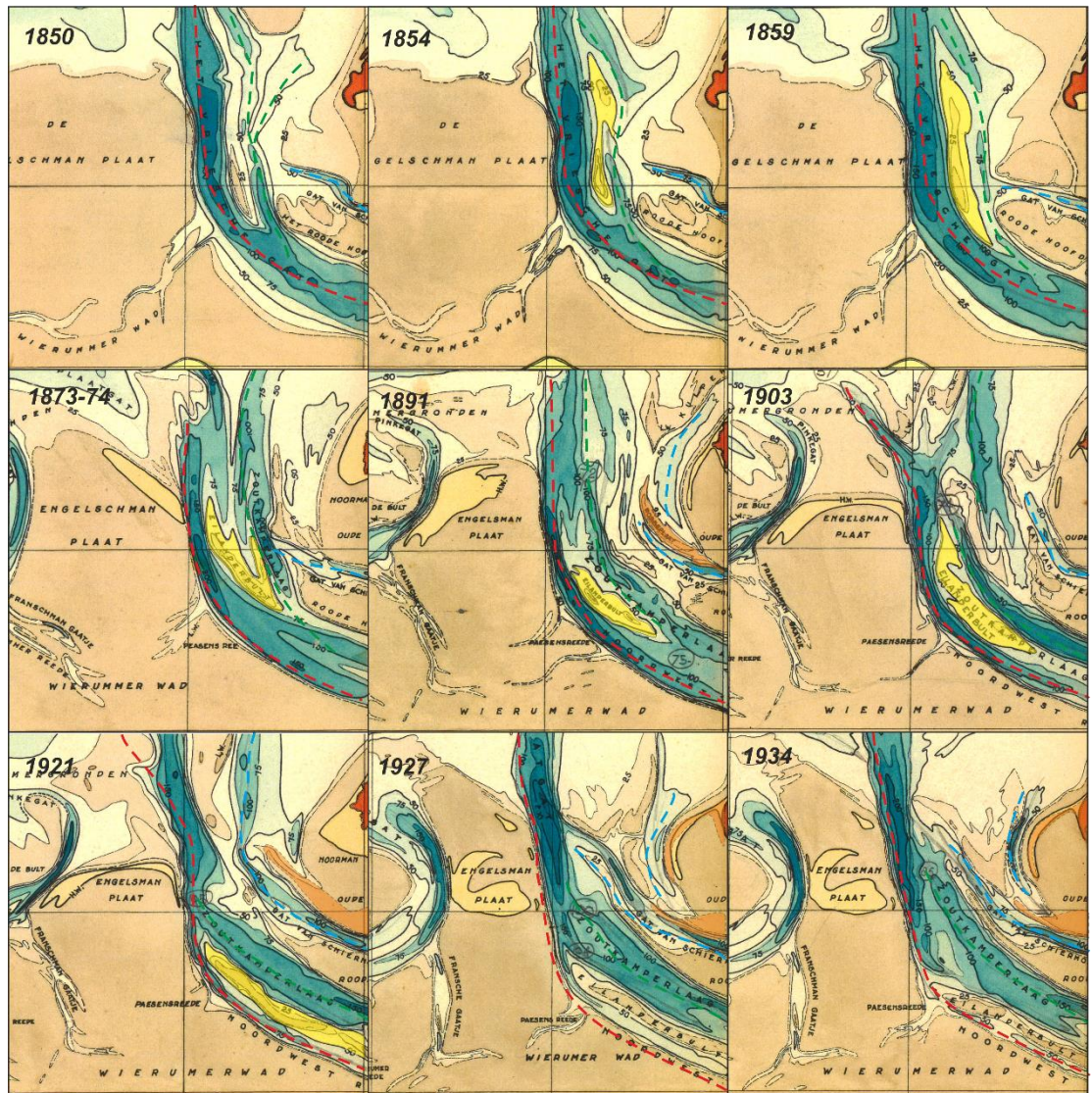
#### ***Geulen in de keel van het zeegat***

De positie van de hoofdgeul in het kombergingsgebied is vrij stabiel gebleven van de 16<sup>e</sup> tot 21<sup>e</sup> eeuw. De stabiele positie wordt voor een belangrijk deel veroorzaakt door de vorm van het

kombergingsgebied wat bestond uit een zuidelijk deel (Lauwerszee) en een oostelijk deel ten noorden van Groningen. De hoofdgeul bestaat simpelweg als de snelste (kortste) weg tussen deze gebieden en de geulen in de buitendelta en de vorm van het kombergingsgebied bepaalt de vorm, ligging van de geul. Ook speelt de geologie een rol. De laterale beweging van de hoofdgeul wordt beperkt door de onderliggende geologie: naar het westen zijn dat vroeg mariene Holocene klei-rijke afzettingen onder de Engelsmanplaat en naar het oosten een Pleistoceen hoog met kleirijke afzettingen en veen.

Alhoewel de hoofdgeul stabiel in ligging blijft treden er wel veranderingen op. Zo illustreert Figuur 4-9 de verdringing van de Vriesche Gat geul door de Zoutkamperlaag geul. De hoofdgeul blijft behouden, maar het is in de begin- en eindbodem eigenlijk niet dezelfde geul. In 1850 was de hoofdgeul van het Friesche Zeegat het Vriesche Gat (rode stippellijn in Figuur 4-9). De Zoutkamperlaag geul is in deze figuur al zichtbaar in de vorm van een kleine geul die net ten noorden van de bank Het Roode Hoofd aftakt van het Friesche gat (zie de groene stippellijn in Figuur 4-9). De Zoutkamperlaag maakt verbinding met een ondiepe vloedgeul die zich oostelijk, parallel aan het Vriesche Gat uitstrekt op de buitendelta. Tussen de twee geulen is al het begin van een kleine bank, rug aanwezig. Deze rug is rond 1850 aanwezig op de buitendelta en migreert bekkenwaarts tussen 1854 en 1891 waar het de Eilanderbult vormt (zie Figuur 4-9). Met een zuidelijke migratie van de Eilanderbult ontstaat een tweedeling in de hoofdgeul. De noordoostelijke zijde vormt een doorgaande verbinding met de Zoutkamperlaag geul (Figuur 4-9, 1891). Het zuidwestelijke deel, het voormalig Vriesche Gat, verkleint in doorsnede en wordt nu het Noordwestgat genoemd. Het verdringen van Vriesche Gat zal mede veroorzaakt zijn door de Engelsmanplaat die beneden de -5m NAP uit massieve mariene klei bestaat, waardoor deze geul nauwelijks westwaarts kan migreren. Het Noordwestgat blijft nog lange tijd zichtbaar (1891-1927), maar blijft wel sterk verkleinen. In de 1934 bodem is het Noordwestgat al bijna niet meer terug te zien. De Zoutkamperlaag is dan nog de enige hoofdgeul in de keel van het zeegat. Het diepe deel van de Zoutkamperlaag geul ligt hierbij wel verder oostwaarts dan het Vriesche Gat.

Naast de geulen Vriesche Gat en Zoutkamperlaag bevindt zich nog een derde geul in het zeegat: Het Gat van Schiermonnikoog (de blauwe stippellijn in Figuur 4-9). De geul strekt zich langs de zuidwestzijde van Schiermonnikoog uit en vertoont afwisselend perioden met een westelijk uitstroom (richting Zoutkamperlaag). Aan de noordzijde daarvan ontstaat een lange spilt. Deze spit vormt vanaf de Oude Wal en strekt zich dan noordwestelijk uit. De vorming en het verdwijnen, verhelen met de kust, van deze spit hangt samen met het geulgedrag van het Gat van Schiermonnikoog en de vloedgeul die zich vormt iets ten noorden. Als het Gat van Schiermonnikoog een noordwestelijke uitstroom heeft vormt de spit zich langs de noordoostzijde van de geul. Deze spit wordt dan gevoed door de uitstroom tijdens eb vanuit het Gat van Schiermonnikoog en vanuit de vloedgeul (zie Figuur 4-9, 1891 als voorbeeld). De spit is lang en relatief smal. Als deze doorbroken wordt, verheelt het zand dan snel met de kust en een doorgaande geul vormt langs de eilandkop van Schiermonnikoog (zie 1927-1949).



— — — Vriesche Gat / Noordwest Gat    - - - Zoutkamperlaag    - - - Gat van Schiermonnikoog    ■ Eilanderbult    ■ Spitvorming

Figuur 4-9: Ontwikkeling van de keel van de Zoutkamperlaag in de periode 1850-1934 op basis van de hydrografische kaarten. De stippellijnen geven de geulligingen van Vriesche Gat (rood), Zoutkamperlaag (groen) en Gat van Schiermonnikoog weer. De gele polygonen geven het bankengebied Eilanderbult weer. De oranje polygonen illustreren spitvorming lang de eilandkop van Schiermonnikoog.

### ***Gedrag van de buitendelta van het Zeegat Zoutkamperlaag***

Het geulgedrag op de buitendelta in de periode 1832-1927 (Figuur 4-10) wordt gedomineerd door twee ontwikkelingen. Ten eerste, wisselen fases met een enkele, dominante uitstroombank en fases met twee geulen elkaar af. Ten tweede vindt er ook een migratie/rotatie van de hoofdgeul plaats.

Een duidelijke, enkele hoofdgeul is aanwezig in de bodemopname van 1832 en 1927. In de één-geulconfiguratie is de hoofdgeul diep en strekt zich ver uit op de buitendelta. In de overige bodems is er nog een secundaire (eb)geul zichtbaar. Deze ebgeul ligt vrijwel parallel en oostelijk van de hoofdgeul. Tussen 1873 en 1927 zijn deze twee geulen duidelijk gescheiden.

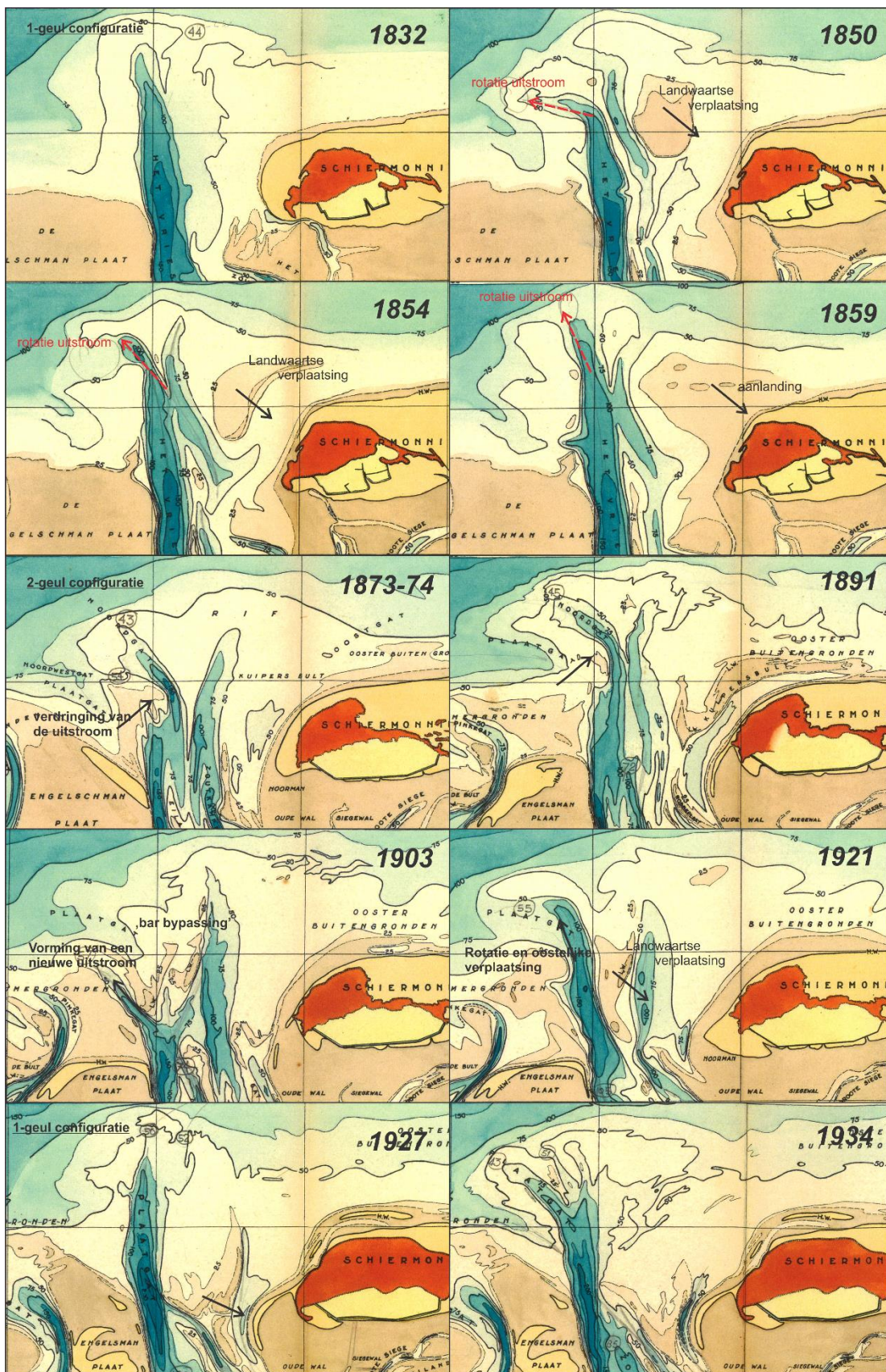
Ten tweede vindt er ook een migratie/rotatie van de hoofdgeul plaats. In 1850 is de uitstroom van het Vriesche Gat nog westelijk gericht. Deze uitstroom roteert kloksgewijs en is in 1859 dan noordelijk gericht. Een vrijwel rechte geul ontstaat op de buitendelta. De buitendelta strekt zich dan ook ver zeewaarts uit. In deze periode is ook de landwaartse migratie en aanlanding van een buitendelta bank te volgen. Op de buitendelta platform ontstaat ten oosten van de uitstroming van de geulen een grote bank (1850). Deze bank migreert landwaarts (1854) en verheelt met de kust van Schiermonnikoog (1859). Bodemdata in de periode 1832-1850 is niet aanwezig maar het is waarschijnlijk dat de bank gevormd werd door eerdere geulrotaties waarna het ebschild achterbleef.

Tussen 1859 en 1873/74 doen zich grote veranderingen voor in de geulen op de buitendelta. Er ontstaat ook een 2-geulenstelsel bestaand uit het Noordgat en de Zoutkamperlaag. Aan de noordzijde van de Engelsmanplaat ontwikkelt zich een langgerekte bank (zie bodem van 1873-74). Deze bank duwt het Noordgat verder zeewaarts en oostelijk. Dit opduwen is ook in de bodem van 1891 terug te zien. Het Noordgat gaat hier dan al bijna op in de naastgelegen geul.

Tussen 1891 en 1903 hebben zich dan weer grote veranderingen voorgedaan op de buitendelta. Het is waarschijnlijk dat het Noordgat is opgegaan in de oostelijk gelegen geul. Een nieuwe, kleine, ebgeul heeft zich dan ten noorden van de Engelsmanplaat gevormd. Deze geul ontwikkelt zich snel en in 1921 is er weer een grote ebgeul aanwezig die zich ver zeewaarts uitstrekt. Tijdelijk ontstaat een 1-geul systeem op de buitendelta (1927). Deze bodem lijkt dan weer sterk op de situatie in 1832.

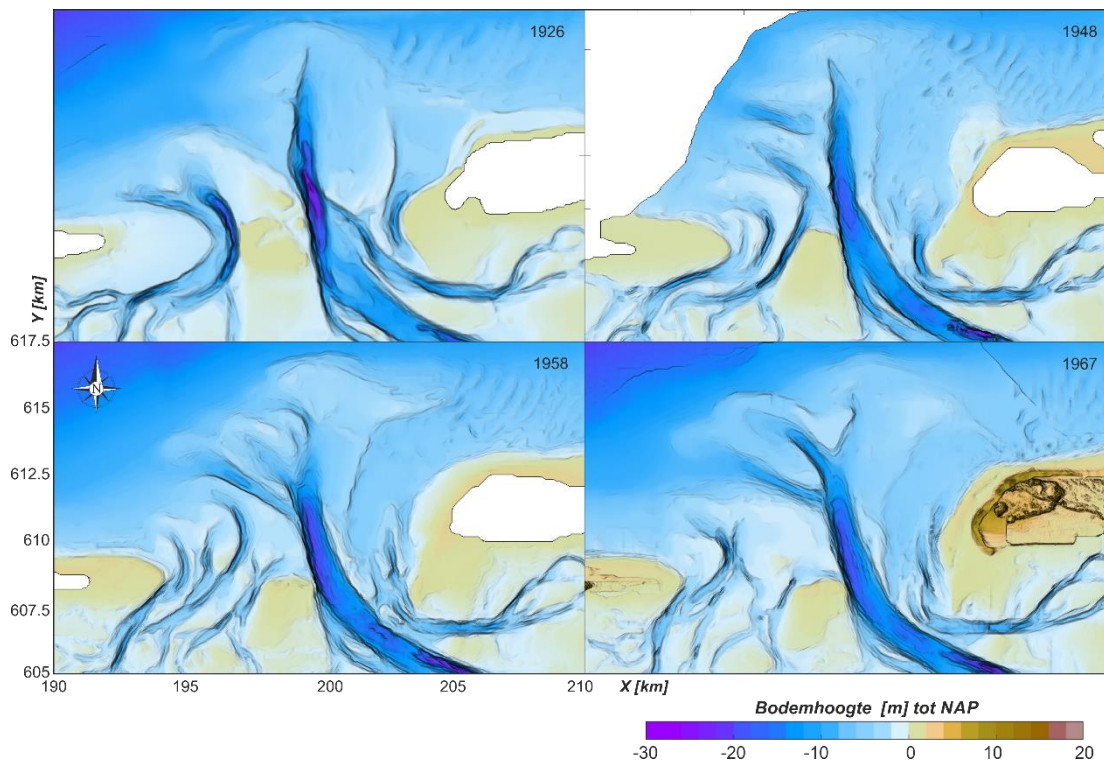
Met de vorming van een nieuwe westelijke uitstroming in 1903 verliest een groot bankengebied de verbinding met de Engelsmanplaat. Dit bankengebied migreert oostwaarts, richting de eilandkop van Schiermonnikoog. De secundaire geul wordt hierbij ook oostwaarts gedrukt tegen de kust aan. De geul neemt dan sterk in omvang af, in 1934 is dan alleen nog een klein geultje langs de kop van Schiermonnikoog zichtbaar en ergens in de periode 1934-1948 landt de bank dan aan op de eilandkust (zie Figuur 4-11 voor 1948 bodem). Naast de eerder geobserveerde verplaatsing van het ebschild, illustreren deze ontwikkelingen een tweede modus van sediment bypassing. Ten oosten hiervan bevindt zich een groot plaatoppervlakte dat oostwaarts en landwaarts verplaatst door de golfgedreven transporten. In de bodem van 1927 en 1934 ligt dit bankoppervlakte dan net voor de noordwestkust van Schiermonnikoog.

De ontwikkeling in de periode 1948-1967 (Figuur 4-11) lijkt op die tussen 1850-1859. De hoofdgeul blijft behouden maar het zeewaartse deel 'kwispelt'. Verplaatst van een westelijke naar een noordelijke uitstroom. Een nieuwe westelijke uitstroom ontstaat en de noordelijke uitstroom verdwijnt



Figur 4-10: Ontwikkeling van de buitendelta van het Zoutkamperlaag Zeegat van 1832 tot en met 1934.





Figuur 4-11: Ontwikkeling van de buitendelta van het Zoutkamperlaag Zeegat van 1926 tot en met 1967.

*Samenvattend;* Grootschalig verandert het vertoont de buitendelta dus een afwisseling van één naar een twee-geulensysteem en terug. Deze ontwikkeling vond plaats over een tijdsduur van ongeveer 90 jaar. Het platenoppervlakte zeewaarts van de Engelsmanplaat lijkt een belangrijke rol te spelen in deze ontwikkelingen. De grootschalige ontwikkeling bestaat uit de vorming een westelijke uitstroom van de hoofdgeul, het kloksgewijs roteren van deze geul tot een maximale noordelijke ligging en uitbouw. Binnen deze grootschalige ontwikkeling, is er ook een fluctuatie in de uitstroom op kortere tijdschaal. Deze fluctuatie bestaat uit de vorming van een westelijke uitstroom van de hoofdgeul, het kloksgewijs roteren van deze regelmatig optredende uitstroming tot een maximale noordelijke ligging en uitbouw. Dit treedt op tussen 1850-1859, 1873 – 1903, 1903-1927 en 1934-1949. Volgens de aanwezige waarnemingen varieert de tijdsduur van deze slingering tussen de 10 en 30 jaar. Echter, door het tijdsinterval tussen de metingen is het is mogelijk dat niet alle herhalingen gemeten zijn, waardoor de tijdsduur van 30 jaar overschat wordt.

#### 4.4.2 De Afsluiting van de Lauwerszee

##### 4.4.2.1 Afsluiting van de Lauwerszee in vogelvlucht

Ook voor afsluiting zien we dat het bekken van de Lauwerszee al verkleint. De Lauwerszee slibde in de periode 1927 – 1966/67 geleidelijk op waarbij van tijd tot tijd inpoldering volgde. In deze periode werd ongeveer 15 miljoen m<sup>3</sup> sediment afgezet. In de hydrografische kaarten is deze opslibbing duidelijk te volgen in de vorm van steeds kleiner wordende geulen (Appendix A.2). Deze trend begon duidelijk zichtbaar te worden na 1859. Vanaf 1949 zijn er dan ook kwelderwerken ingetekend om een verdere opslibbing te bevorderen.

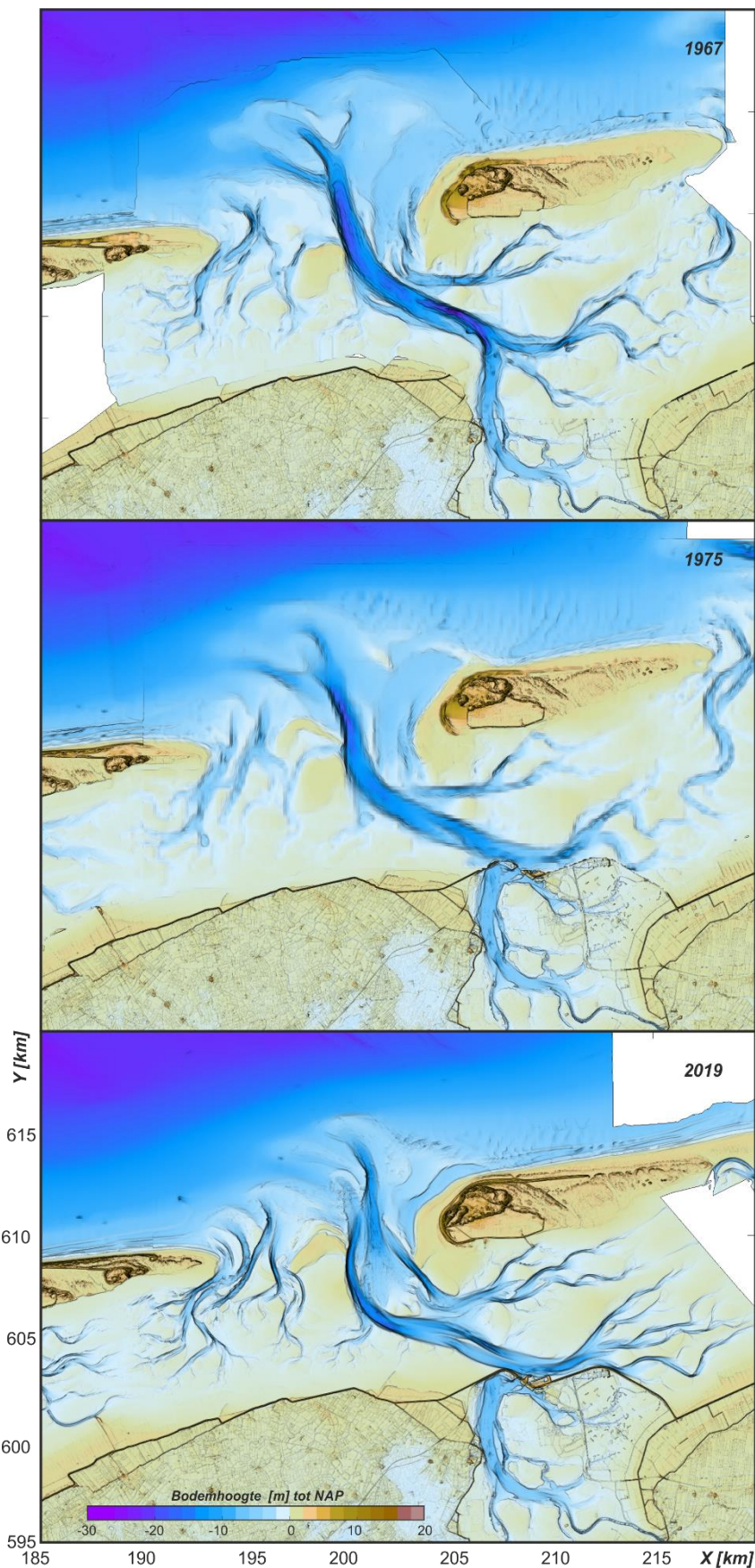
De grote invloed van de afsluiting van de Lauwerszee, nu Lauwersmeer, in 1969 is wel bekend (zie o.a. Biegel en Hoekstra, 1995; Oost en de Haas, 1992; Oost, 1995). Na afsluiting, vonden er grote veranderingen in zowel het kombergingsgebied als het zeegat plaats (Figuur 4-12). De afsluiting verkleinde het bekkenoppervlakte met ongeveer 30%, waardoor het getijprisma reduceerde van 306 miljoen m<sup>3</sup> naar 200 miljoen m<sup>3</sup> (Oost 1995, Wang 2007). Deze grote afname in getijprisma was

mede verantwoordelijk voor de geobserveerde, grote morfologische veranderingen; het zeegat tracht een nieuw morfologisch evenwicht te vormen met het verkleinde prisma. De geulen zijn te ruim voor de kleinere debieten en dit resulteert in een afname van de stroomsnelheden en een snelle opvulling van de geulen. In de periode 1967-1979 (in totaal 22 jaar) treedt er in het bekken 48 miljoen m<sup>3</sup> aanzanding op (Elias, 2018). Na deze initiële eerste aanpassing zijn de volumeveranderingen in de periode 1979-2012 (in totaal 33 jaar) met 15 miljoen m<sup>3</sup> dan weer een stuk kleiner. Deze significante afname in bekkensedimentatie, suggereert dat het bekken zich snel heeft aangepast. Er zijn aanwijzingen dat in de periode 1975-1982 de platen langs de hoofdgeul van de Zoutkamperlaag tijdelijk erodeerden om aan de sedimentvraag van de geul te voldoen (Oost, 1995).

Aangezien de buitendelta van de Zoutkamperlaag over deze periode een ongeveer gelijk volumeverlies vertoont (-50 miljoen m<sup>3</sup> over de periode 1967-2015, is het waarschijnlijk dat de buitendelta het bekken heeft gevoed. Een geheel sluitende balans wordt hier niet verwacht aangezien een deel van de sedimentatie, met name nabij de afsluitdijk van het Lauwersmeer, uit slib bestaat.

Op de buitendelta heeft de reductie van het getijprisma als direct gevolg dat de verhouding tussen getij- en golfgedreven transport wordt verstoord. Door de gereduceerde getijstromingen kon de omvang en de vorm van de oorspronkelijke buitendelta niet worden behouden. De zeewaarts gerichte, getijgedreven transporten men af en de landwaarts gerichte component door de golven overheerst. Het sediment aan de buitenkant van de buitendelta wordt hierdoor landwaarts herverdeeld. In de 1975 bodem (Figuur 4-12) zien we het opduwen van de rand van de buitendelta al duidelijk terug. Het voormalige plaatoppervlakte ten noordoosten van de Zoutkamperlaag geul is dan al aan de kust van Schiermonnikoog aangeland. Een relatief lange bank strekt zich vanaf de kust de buitendelta op. Deze bank vormt in een later stadium de gesloten strandhaak. De aanlanding van deze strandhaak en de herverdeling van dit sediment bepaalt in grote mate de morfologische ontwikkeling van de achterliggende eilandkop in de periode tot en met ... (zie Hoofdstuk 4.4.2.3 voor details). Na aanlanding van de strandhaak vormt er geen nieuwe strandhaak op de buitendelta, maar ontwikkelt een sediment bypassing proces waarin kleinere banken vormen en migreren over de buitendelta. Deze banken landen oostelijk van de eilandkop aan (Hoofdstuk 4.4.2.4).

Naast de vorming van banken vertonen ook de geulen grote veranderingen. Eerst wordt het geulgedrag nog bepaald door de vorming van ebscharen die zich regelmatig ontwikkelen (1970-2009) en uiteindelijk lijkt er zich in de meest recente bodems (2018-2019) een 2-geulensysteem te vormen op de buitendelta (zie Hoofdstuk 4.4.2.2 voor details).



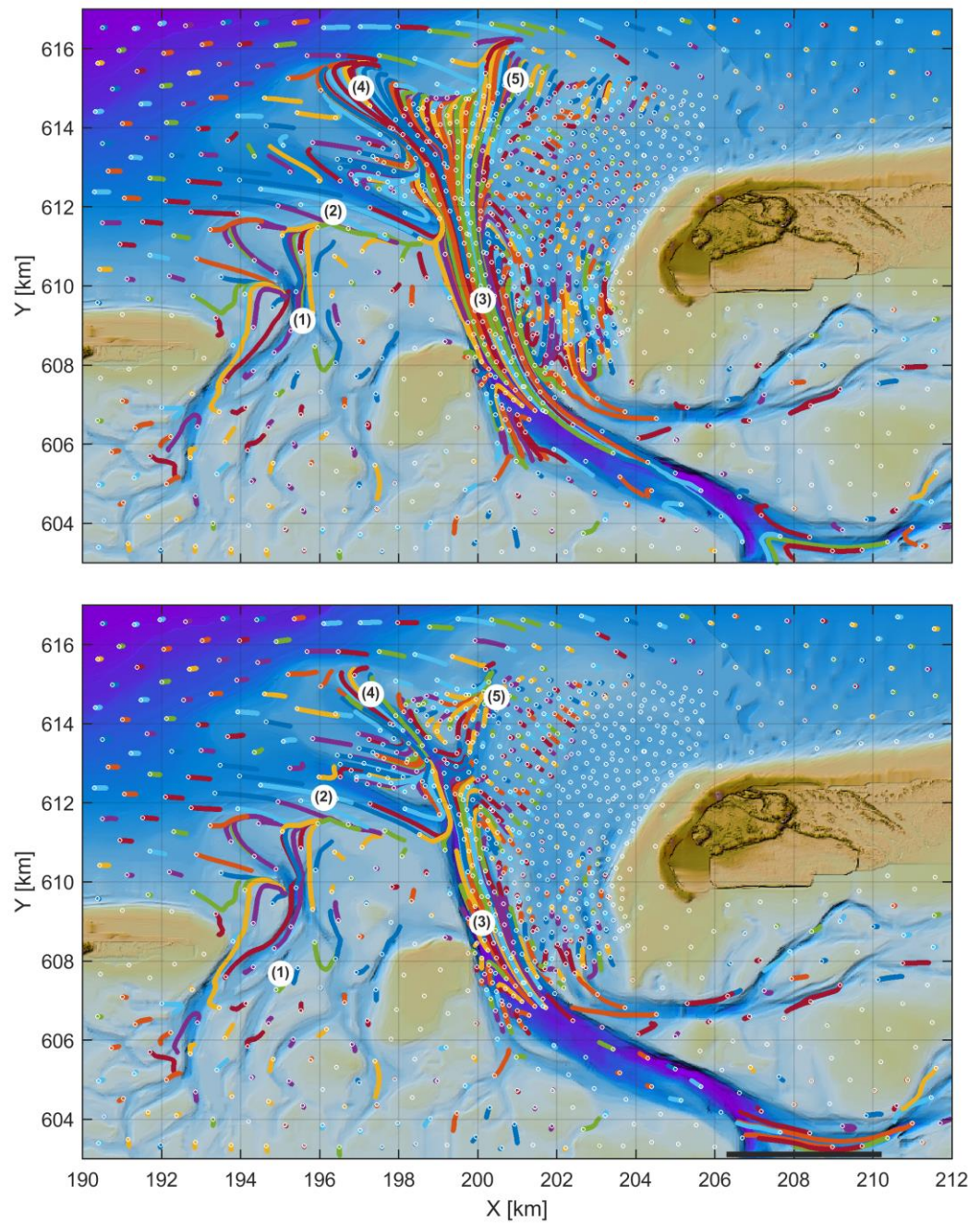
Figuur 4-12: Bodemhoogte voor (1967) en na (1975) afsluiting van de Lauwerszee en de meest recente 2019 bodem (onder).

#### 4.4.2.2 Veranderingen in processen

Met behulp van SedTRAILS kunnen de effecten van de afsluiting van de Lauwerszee op de sedimenttransport patronen in kaart gebracht worden (*Figuur 4-13* en Appendix B, bijlage B.4). De modelresultaten zijn gegenereerd door het morfologische getij te simuleren over de 1967 bathymetrie waarin de Lauwerszee open is en een identieke simulatie maar nu met een afgesloten Lauwerszee. Het verschil in modelresultaat geeft dan een direct beeld van de beïnvloeding van de sedimenttransporten in het zeegat door afsluiting. De afsluiting van de Lauwerszee had een grote invloed op het getij maar geen invloed op het golfklimaat. In de SedTRAILS simulaties zijn golven dan ook niet meegenomen.

Oost (1995) en Wang (2007) geven aan dat het getijprisma met een 30% afnam door het verlies aan komberging. Doordat het prisma afneemt gaat er per getij minder debiet door het zeegat heen. De geulen zijn initieel, direct na afsluiting, dan ook te ruim in verhouding tot de debieten. De getijsnelheden en de bijbehorende transporten nemen dan ook sterk af. Dit effect is duidelijk zichtbaar in de modelresultaten gepresenteerd in *Figuur 4-13*.

Een analyse van de transportpaden laat zien dat de transportpaden in het Pinkegat Zeegat voor en na afsluiting vrijwel gelijk blijven voor de 1967-bodem (zie (1) in *Figuur 4-13*). Dit laat zien dat de afsluiting geen direct effect op de sedimenttransporten in het Pinkegat heeft gehad. De transporten in het zeegat van de Zoutkamerplaag zijn echter wel sterk beïnvloed. De transporten nemen hier duidelijk af. De afname van de transporten in de Zoutkamperlaag geul (3) is wel verwacht, dit is een direct effect van de afgenomen debieten. Naast deze grote afname laten de transportbanen nog een aantal kleinere veranderingen zien. Door afsluiting worden de transporten aan de zeezijde van het Pinkegat systeem wel degelijk beïnvloedt. De vloeddominante transporten in de vloedgeul richting de Zoutkamperlaag geul zijn na afsluiting veel kleiner (2), maar het transportpad blijft hier wel behouden. Het transportpad vanaf de Zoutkamerplaag de buitendelta op blijft behouden richting de noordwestzijde (4), maar niet richting de noordoostzijde (5). Voor afsluiting van de Lauwerszee was hier nog een doorgaand transportpad aanwezig vanaf de Zoutkamperlaag geul, via het Westgat naar de noordoostzijde van de buitendelta (5). Na afsluiting stopt dit transportpad halverwege op de buitendelta. De toevoer richting de noordoostzijde is nu vooral een herverdeling van zand van de aangrenzende banken. Het verlies aan getijgedreven zandtoevoer richting de noordoostzijde van de buitendelta is waarschijnlijk onderliggend aan de vorming van de Strandhaak. De getijgedreven (zeewaartse) aanvoer neemt af, maar de golfgedreven (landwaartse) transporten blijven (het golfklimaat is immers identiek). Het resultaat is dat het aanwezige sediment landwaarts wordt opgeduwd (zie Hoofdstuk 4.4.3.2).



*Figuur 4-13: Een weergave van de getijgedreven transporten en transportpaden vóór (boven) en ná (onder) afsluiting van de Lauwerszee voor de 1967-bodem.*

### 4.4.3 Morfologische ontwikkeling ná afsluiting van de Lauwerszee (1967-2019)

#### 4.4.3.1

Gedrag van de Zoutkamperlaag en het Westgat na afsluiting van de Lauwerszee

De ontwikkelingen van de buitendelta na afsluiting van de Lauwerszee worden geïllustreerd in Figuur 4-14 en Figuur 4-15. Om verwarring in de naamgeving te voorkomen zijn de dominante geulen met verschillende kleuren ingetekend. De hoofd(eb)geul is aangegeven met de rode stippellijnen, De (vloed)geul met de zwarte stippellijnen en het Gat van Schiermonnikoog met de gele stippellijnen. Op de buitendelta gaat de Zoutkamperlaag geul over in het Westgat, de hoofd ebgeul, die de uitstroming vanuit het bekken verzorgt.

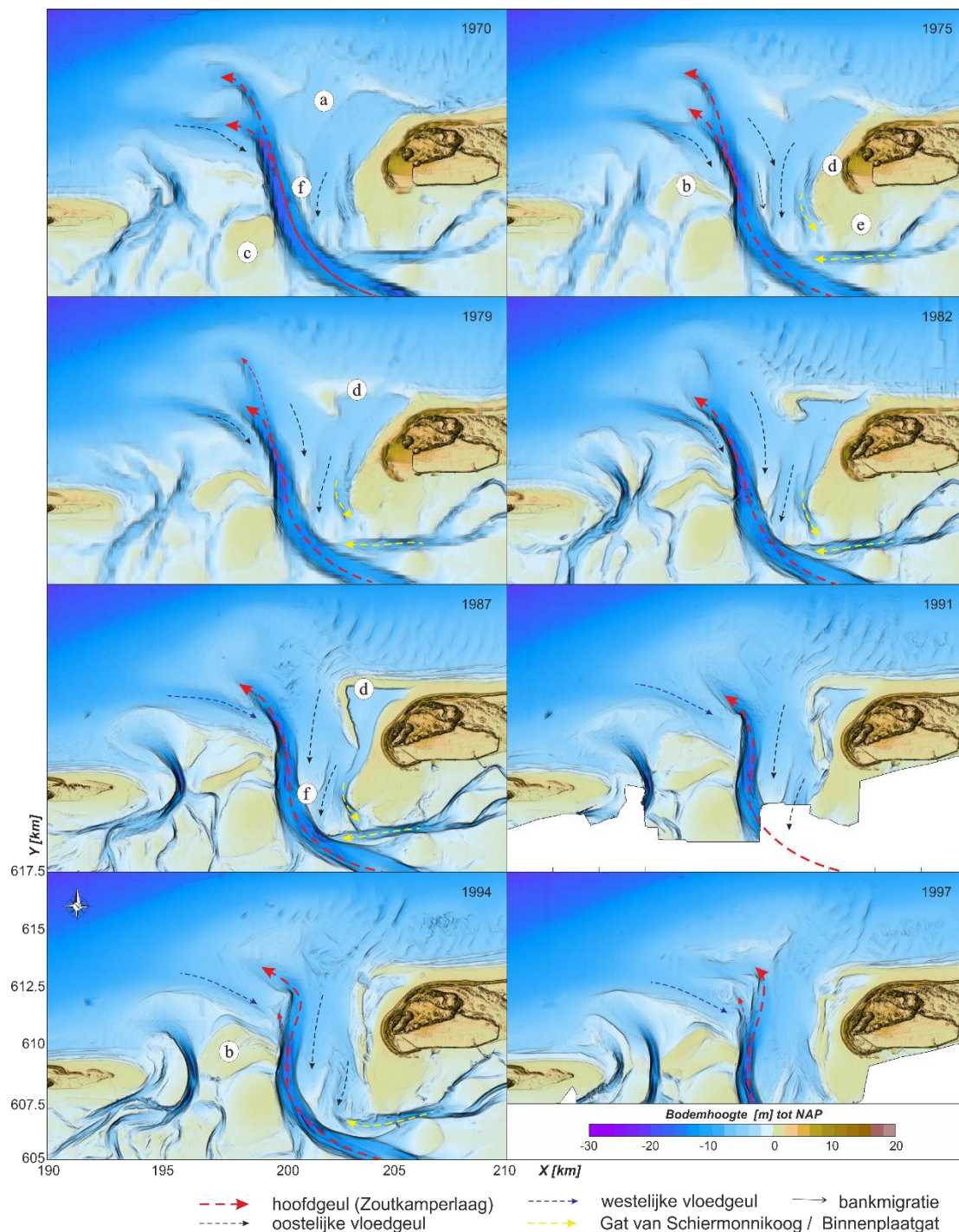
De hoofdgeul (Zoutkamperlaag geul) blijft ook na afsluiting nog lange tijd vrijwel onveranderd liggen (zie rode lijnen) alleen de uitstroomopening (het Westgat) vertoont grote veranderingen. In de periode 1970-1982 heeft het Westgat een noordnoordwestelijke oriëntatie. De uitstroom van de geul (Westgat) is westelijk gericht. Naast de zeewaartse uitstroming aan het einde van de geul is er landwaarts ook een ebschaar zichtbaar net ten noorden van de vloedgeul. Rond het uiteinde van Westgat en de ebschaar zijn banken, ebschilden, gevormd. In de periode 1975-1982 roteert de het Westgat met de klok mee en een vrijwel rechte geul met maximale uitbouw van de buitendelta is aanwezig in 1979. De diepte van de ebschaar neemt in deze periode toe en dit wordt dan, rond 1982, de belangrijkste uitstroomopening, een nieuw Westgat, voor de Zoutkamperlaag geul. Aan weerszijden van de hoofdgeul bevinden zich dan ondiepe vloedgeulen (zie de zwarte pijlen in de 1982 opname). Stroming door de oostelijke vloedgeul zorgt ervoor dat de Kuipersplaat (f) het zeegat ingedrukt wordt (1982-1991). In deze periode begint zich op het oostelijk deel van de buitendelta, de Plaatgronden (a), de Strandhaak (d) te vormen (zie Hoofdstuk 4.4.2.3). Het Gat van Schiermonnikoog (gele pijlen) heeft een westelijke uitstroom en maakt direct verbinding met de Zoutkamperlaag. Net ten noorden hiervan ontwikkelt een vloedschaar om de Oude Wal (e) heen (gele pijlen).

Vanaf 1991 treedt een duidelijke verandering in geulgedrag op. Aan de westzijde van de geul Zoutkamperlaag vormt zich, vanaf Het Rif (b), een langgerekte bank. Deze bank duwt het diepe deel van de Zoutkamperlaag geul in noordnoordoostelijke richting en een duidelijk knikpunt ontstaat tussen de Zoutkamperlaag en het Westgat. De uitstroom van het Westgat blijft noordwestelijk gericht. De langgerekte bank is instabiel en er vormen zich kleine ebschaar- en ebschildsystemen. Soms zijn deze ebschaartjes instabiel en dempen ze uit, maar sommige nemen in omvang toe en tot ze uiteindelijk de uitstroming van de Zoutkamperlaag overnemen (zie de opnamen tussen 1994 en 2003) en het nieuwe Westgat vormen. De oorspronkelijke ebgeul (het oude Westgat) verdwijnt en de bijbehorende banken migreren oostwaarts de Gronden van het Plaatgat op. Een opeenvolging van drie banken, voormalige ebschilden, is in de 2006 opname duidelijk terug te zien. Het aanlandingsproces van deze banken is anders dan de vorming van de Strandhaak. In Hoofdstuk 4.4.2.4. wordt hier nader op in gegaan.

De ontwikkelingen in de periode 1987-2000 lijken mede gestuurd te worden door de grote veranderingen in het Pinkegat. In deze periode verandert het Pinkegat van een één-geulstelsel naar een meergeulstelsel. Het bijbehorende ebschild vormt zich oostelijk van de hoofdgeul en geeft zo een grote toename van het sedimentvolume tussen Pinkegat en Zoutkamperlaag. Een groot ondiep platform ontstaat zeewaarts van Het Rif. De aanwezige vloedgeul zorgt ervoor dat dit zand richting de Zoutkamperlaag wordt getransporteerd, wat leidt tot de bouw van een langgerekte bank aan de westelijke rand van de Zoutkamperlaag geul. De ebdominantie in de Zoutkamperlaag zorgt voor daarna voor de bankopbouw op de buitendelta van het Zeegat van de Zoutkamperlaag. Deze bankopbouw is typische bankgedrag dat ontstaat als eb- en vloedgeulen elkaar ontmoeten en is in het verleden al beschreven door Van Veen (1950). Dit gedrag lijkt grote overeenkomsten te tonen met de recente veranderingen in het zeegat van Ameland. Ook in dit zeegat was sprake van bankopbouw en de vorming van ebscharen die uiteindelijk de functie van hoofdgeul overnemen (Elias et al, 2020).

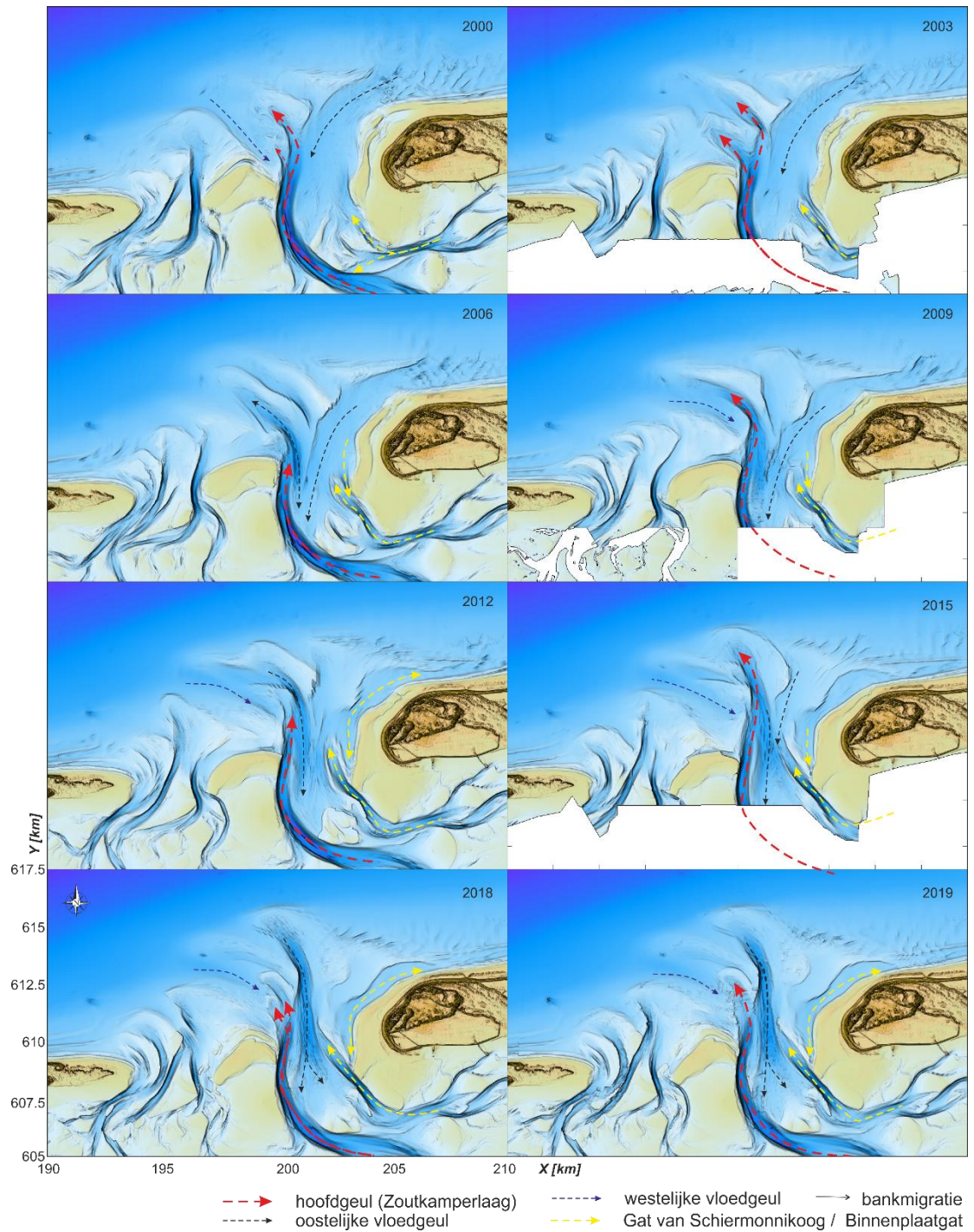
Na 2006 treedt dan weer een andere ontwikkeling op de buitendelta. Het is nu niet de uitstroming van de Zoutkamperlaag geul die beïnvloed wordt, maar het Westgat splitst in een westelijk en noordelijk ebgedomineerde geul. In het noordelijk gelegen Westgat is het transport ebdominant in uiteinde van de geul, terwijl het binnenste gedeelte van de geul vloedgedomineerd is (zie Fig. 2-3). Beide geulen worden gescheiden door een ondiepe rug (zie de 2018 en 2019 bodem). De vloedstroming duwen de Kuipersplaat het bekken in en vervormen deze bank in de typische vorm van een vloedschild. Langs de kust van Schiermonnikoog, direct langs de eilandkop, ligt dan nog een derde geul (Gat van Schiermonnikoog, gele stippellijn in Figuur 4-15). Ook in het verleden zijn er meergeulensystemen aanwezig geweest op de buitendelta. De voormalige hoofdgeul Vriesche Gat (Hoofdstuk 4.1.1) is uiteindelijk verdrongen door de voormalige vloedgeul Zoutkamperlaag. Het is mogelijk dat zo'n ontwikkeling zich hier ook in de toekomst gaat voordoen.

Voor de zuidwestzijde van Schiermonnikoog zijn het met name de veranderingen in het geulensysteem van het Gat van Schiermonnikoog die direct de kustlijnontwikkeling bepaald. In de periode 1970-1997 was de uitstroom van het Gat van Schiermonnikoog nog westelijk gericht en had dan een directe verbinding met de Zoutkamperlaag. Rond de zuidwestpunt van de Oude Wal bevond zich een kleine geul, ontgrondingskuil, gescheiden door een ondiepe drempel van het Gat van Schiermonnikoog. In de bodem van 2000 zien we de twee geulen al in elkaar overgaan en één geul vormt. Het Gat van Schiermonnikoog verliest dan zijn westelijke verbinding met de Zoutkamperlaag en de uitstroom is nu noordwestelijk gericht. De noordwestelijke geul neemt sterk in lengte en diepte toe (2000-2015). Aan de noordoostzijde van de geul vormt zich een hoge, langgerekte bank. De vorming van deze bank komt waarschijnlijk door de ebdominante stroming in de geul en de vloeddominante stroming langs de westzijde van de eilandkop (Van Veen, 1950). In de meest recente bodems (2015-2019) lijkt zich een evenwicht te hebben ingesteld. De grootte en ligging van de geul en bank verandert slechts weinig. Een verstoring van dit evenwicht tijdens een grote storm of door andere morfologische veranderingen zou ertoe kunnen leiden dat de bank weer aanland aan de westzijde van Schiermonnikoog en zo een nieuwe kleinschalige strandhaak vormt. Dit soort aanlandingen zijn in het verleden ook geobserveerd. Ook in de opnamen van 1891 en 1927 is er sprake van kleinschalige strandhaakvorming (Figuur 4-10).



**Figuur 4-14: Ontwikkeling van de buitendelta van de Zoutkamperlaag over de periode 1970-1997. Hierin zijn sedimenttransporten in de hoofdgeul (Zoutkamperlaag) met de rode stippellijn aangegeven, de vloed(geul)en met de zwarte en blauwe stippellijnen en het Gat van Schiermonnikoog met de gele kleur. De bankgebieden zijn gelabeld met (a). Gronden van het Plaatgat, (b). Het Rif, (c) Engelsmanplaat, (d) Westerstrand, (e) Oude Wal, (f) Kuipersplaat. In deze figuren zijn de pijlen gebaseerd op expert-judgement.**



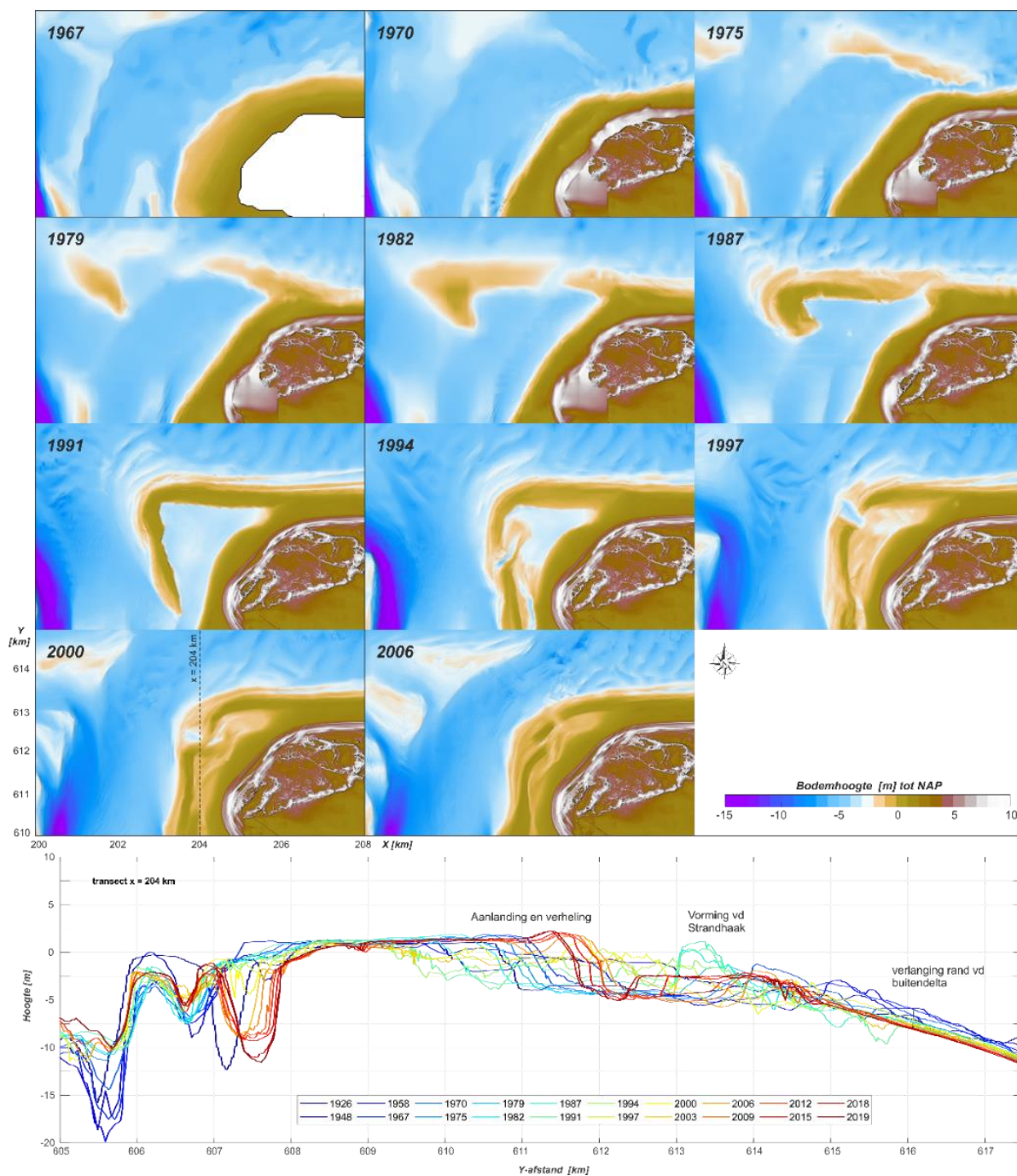


Figuur 4-15: Ontwikkeling van de buitendelta van de Zoutkamperlaag over de periode 2000-2019. Hierin zijn de sedimenttransporten in de hoofdgeul (Zoutkamperlaag) met de rode stippellijn aangegeven, de vloed(eb)geulen met de zwarte en blauwe stippellijnen en het Gat van Schiermonnikoog met de gele kleur. De bankgebieden zijn gelabeld met (a). Gronden van het Plaatgat, (b). Het Rif, (c) Engelsmanplaat, (d) Westerstrand, (e) Oude Wal, (f) Kuipersplaat. In deze figuren zijn de pijlen gebaseerd op expert-judgement.

#### 4.4.3.2 Vorming van een strandhaak (1967 – 2006)

Eén van de meest in het oog springende veranderingen op de buitendelta na afsluiting van de Lauwerszee is de vorming van een grote strandhaak (Figuur 1-2 en Figuur 4-16). Noordstra (1989) heeft berekend dat er in de Strandhaak meer dan 6 miljoen m<sup>3</sup> zand zit opgeslagen boven de -2m NAP lijn. De vorming van de strandhaak vertoont grote overeenkomsten met de respons van de buitendelta's van de Grevelingen en Haringvliet na afsluiting van de achterliggende estuaria. Ook hier werd het buitendeltafront door golfwerking landwaarts verplaatst en vormde dan een hoge, langgerekte bank. De onderliggende processen zijn als volgt: Vóór afsluiting vormt een buitendelta als dynamisch evenwicht tussen de (eb)getijstromingen welke zand zeewaarts brengen en banken vormen. Golven breken op deze banken en transporteren het zand terug landwaarts. Op grote schaal vormt dit een dynamisch evenwicht, maar kleinschalige dynamiek, zoals het verplaatsen van individuele banken treedt wel op. Ná afsluiting verkleint het getijprisma en dus ook de ebstroming en de zandtransporten in de geulen. Het landwaarts transport door golven overheerst. Deze transporten geven dan een netto erosie van het front van de buitendelta en de vorming van grote banken. Deze banken resulteren dan uiteindelijk in de vorming van een kustparallele bank, welke verbinding maakt met het eiland. De vorm van de eilandkop en het onderliggende buitendeltaplatform zal hier sterk bijgedragen hebben aan de specifieke Strandhaak die hier gevormd is. Deze Strandhaak dan ook eigenlijk niet vergelijkbaar met bijvoorbeeld de Bornrif Strandhaak. Hier lande een grote bank aan op de kust. Door (golfgedreven) langstransport ontstaat aan de voorkant van de bank een spit die zich kustlangs uitstrekt en richting de kust krult (Elias et al. 2019).

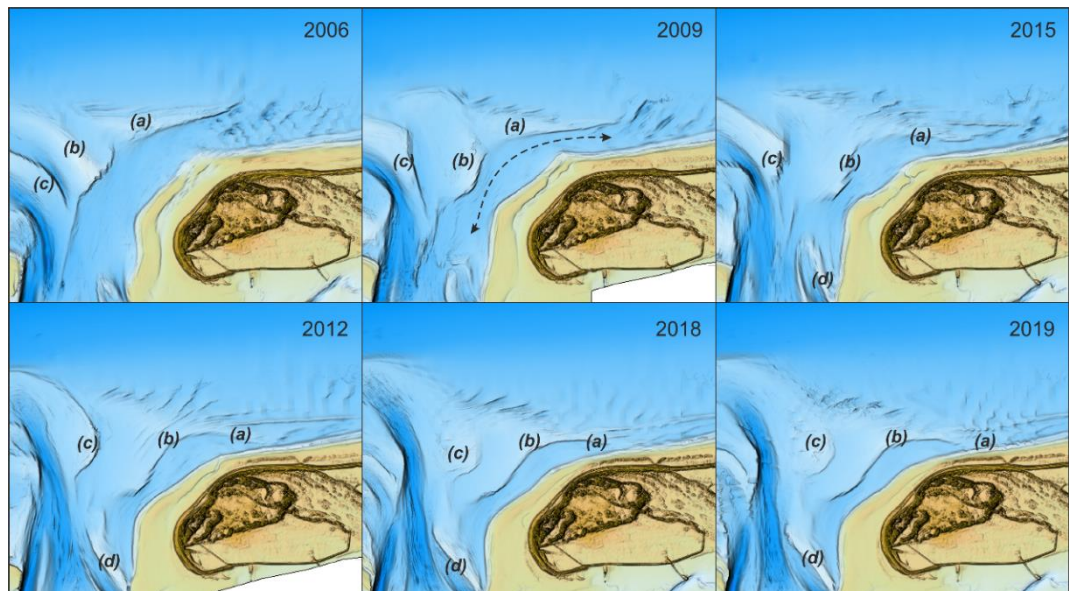
De vorming van de Strandhaak is in Figuur 4-16 te volgen. Aan de noordoostzijde van de buitendelta bevindt zich in 1967 een ondiep bankengebied. Dit gebied verplaatst landwaarts en oostelijk (1970) en vormt dan een langgerekte bank aan de noordzijde van de eilandkop (1975). In de tussentijd is ook het centrale deel van de buitendelta hoger geworden. De bank maakt rond 1982 verbinding met de langgerekte bank en een kleine haak vormt. Aan de noordwestzijde van de haak blijven kleinere banken vanuit de buitendelta verhelen waardoor de strandhaak, onder invloed van golven, in oostelijke richting uitbouwt. De Strandhaak verplaatst steeds meer richting de kop van Schiermonnikoog en rond 1997 vindt verheling plaats. Het haakvormige bankencomplex blijft lange tijd aanwezig (1987 - 1991), maar uiteindelijk landt de bank aan op Schiermonnikoog en wordt dan snel opgenomen in het kustsysteem (1994-2006). Hierdoor ontstaat een breed strand dat door verstuing ook hoog werd. Door kolonisatie door terrestrische planten ontstond een zogeheten groen strand. Het brede strand is sinds aanlanding wel aan grote erosie onderhevig (zie Hoofdstuk 4.5.2 voor details).



Figuur 4-16: Ontwikkeling van de Strandhaak (1967 - 2006). Let op dat in deze figuur het kleurenschema is aangepast om de ontwikkeling van de strandhaak optimaal weer te geven. De bruine kleuren geven hier ruwweg de intergetijde gebieden aan, de blauwe kleuren liggen onder GLW. De onderste figuur geeft het tijdsverloop van de bodemontwikkeling door een dwarsraai (X-km: 204) genomen over de strandhaak weer. De ligging van de raai is in de 2000 bodem aangegeven.

#### 4.4.3.3 Sediment bypassing in de vorm van buitendeltabanken (1997-2019)

De vorming van de grote strandhaak is waarschijnlijk een eenmalig proces. Deze werd alleen gevormd doordat de getijprisma's sterk afgenomen zijn en er een overschot aan zand in de buitendelta lag. Na aanlanding van de strandhaak stelt zich een nieuw bankgedrag, of sediment bypassing proces, in, dat meer in evenwicht is met de huidige situatie. Dit proces bestaat uit het regelmatig vormen, roteren en afstoten van ebscharen en ebschilden rond de uitstroom van de Zoutkamperlaag (zie Hoofdstuk 4.4.2.2). Aan de westzijde van de Zoutkamperlaag ontwikkelen zich met regelmaat kleine ebscharen die groeien en dan de ebstroming van het Westgat overnemen. Dit proces is tweemaal waar te nemen sinds de afsluiting van de Lauwerszee, namelijk in de periode 1991-2003 en de periode 2009-2018/19 (Fig. 4-14 en Fig. 4-15). De afgestoten ebgeul verzandt en de bijbehorende ebschilden worden in oostelijke richting verplaatst (zie Figuur 4-14, Figuur 4-15, 1997-2003). Deze ebschilden vormen banken en ondiepten op de Gronden van het Plaatgat. In de 2006 bodem zijn al drie van deze banken zichtbaar (a, b, c in Figuur 4-17). Deze banken verplaatsen oostwaarts. Tussen de bank en de kust ontstaat nu een ondiepe geul. In de huidige bodems heet deze het Plaatgat. De diepte ter plaatse van deze geul verandert nauwelijks in de metingen. Dit geeft aan dat het Plaatgat geen dominante, stroomvoerende geul is die rechtstreeks verbinding maakt met een kombergingsgebied. Er is in het profiel genoeg ruimte om de vernauwing van de geul op te vangen; het water zoekt de weg van de minste weerstand en zal meer over de platen stromen.



*Figuur 4-17: Verplaatsing van banken over het oostelijke deel van de buitendelta tussen 2006 en 2019. (a-d) geeft de positie van de verschillende banken weer.*

Dat het Plaatgat geen dominante stroomvoerende getijgeul is wil niet zeggen dat de geul geen invloed uitoefent op het gedrag van de buitendelta en de kustlijn. Daarnaast is er nog steeds kustlijnerosie door (lokale) golfwerking. De grote golven breken wel op de ondiepe buitendelta, maar de kleinere golven kunnen ongestoord over de buitendelta heen propageren en breken dan rechtstreeks op de kustlijn. De geul zorgt ervoor dat de landwaartse verplaatsing van de banken vertraagt en dat het sediment kustlangs wordt afgevoerd. Zowel aan de noordoostzijde en aan de zuidzijde ontstaan banken. De banken aan de noordoostzijde verhelen ter plaatse van RSP 5 met de kust van Schiermonnikoog. Met de landwaartse verplaatsing van het Plaatgat verplaatst ook de kustlijn landwaarts. De noordwestzijde van de eilandkop verplaatst sinds 2000 met gemiddeld 30 m/jaar landwaarts. Op dit moment lijkt er zich tijdelijk een evenwicht in te stellen waarin het Plaatgat de landwaartse verplaatsing van de banken tegengaat en het sediment kustlangs, naar het oosten en zuiden, afvoert (d). Als er voldoende zand in de nabijheid van het Plaatgat bevindt kan dit het evenwicht terug verstoren en is een grootschalige plaataanlanding weer mogelijk. De landwaartse

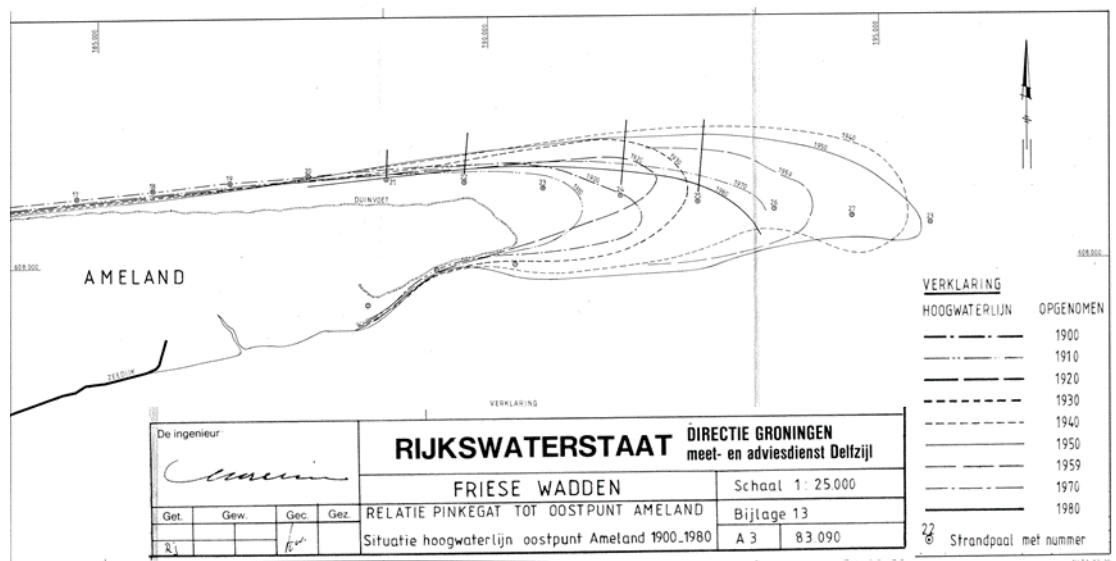
verplaatsing van bank (c) (zie Figuur 4-17) zou hiervoor kunnen zorgen. Dit zand draagt ook bij aan de vorming van een langgerekte bank langs het Gat van Schiermonnikoog (d). Ontwikkeling van de kustlijnen

Een belangrijke doelstelling van deze rapportage is het beter begrijpen van het huidige kustlijngedrag in relatie tot de ontwikkelingen van de buitendelta. In dit hoofdstuk wordt daarom in detail naar de ontwikkeling van de eilandkoppen (zowel vóór als ná afsluiting) gekeken. Een gedetailleerde beschouwing van het huidige gedrag kan gemaakt worden op basis van de Lidar datasets (zie Appendix A.4). Deze data geven een goed beeld van het droogvallende strand (ruwweg boven de -1,0 m NAP). Waar nodig zijn deze data aangevuld met profielen vanuit de JarKus metingen. Deze analyses worden aangevuld met de inzichten opgedaan uit de hydrografische kaarten, de JarKus metingen en de Vaklodgingen.

In de oudere kaarten wordt vaak de Gemiddeld Hoogwater of Gemiddeld Laagwater lijn (GHW of GLW) gebruikt als indicatie van de kustlijn. Op deze kaarten is echter de exacte waarde niet. In de hier uitgevoerde analyse van de Lidar data worden de kustlijnliggingen gerepresenteerd door de 0 m contour lijnen. De exacte ligging van de kustlijn zal dus iets afwijken van de hydrografische kaarten, maar het verloop en kustlijnontwikkeling zal vrijwel identiek blijven.

#### 4.4.4 De Hon, Ameland

De lodingskaarten over de periode 1859-1903 laten geen duidelijke sprong in kustlijnligging zien. In deze periode zijn er waarschijnlijk meerdere geulen in het Pinkegat aanwezig, misschien met uitzondering van 1894, wanneer er over de periode 1888-1894 een oostwaartse verplaatsing optreedt van de HW lijn op de oostpunt van Ameland optreedt over 0,8 km (Oost, 1995). Bij meer geulen lijkt De Hon teruggetrokken. Met de vorming van een één-geulensysteem verplaatst De Hon zich juist zeewaarts (zie H. 4.2.1 en H. 4.2.2).

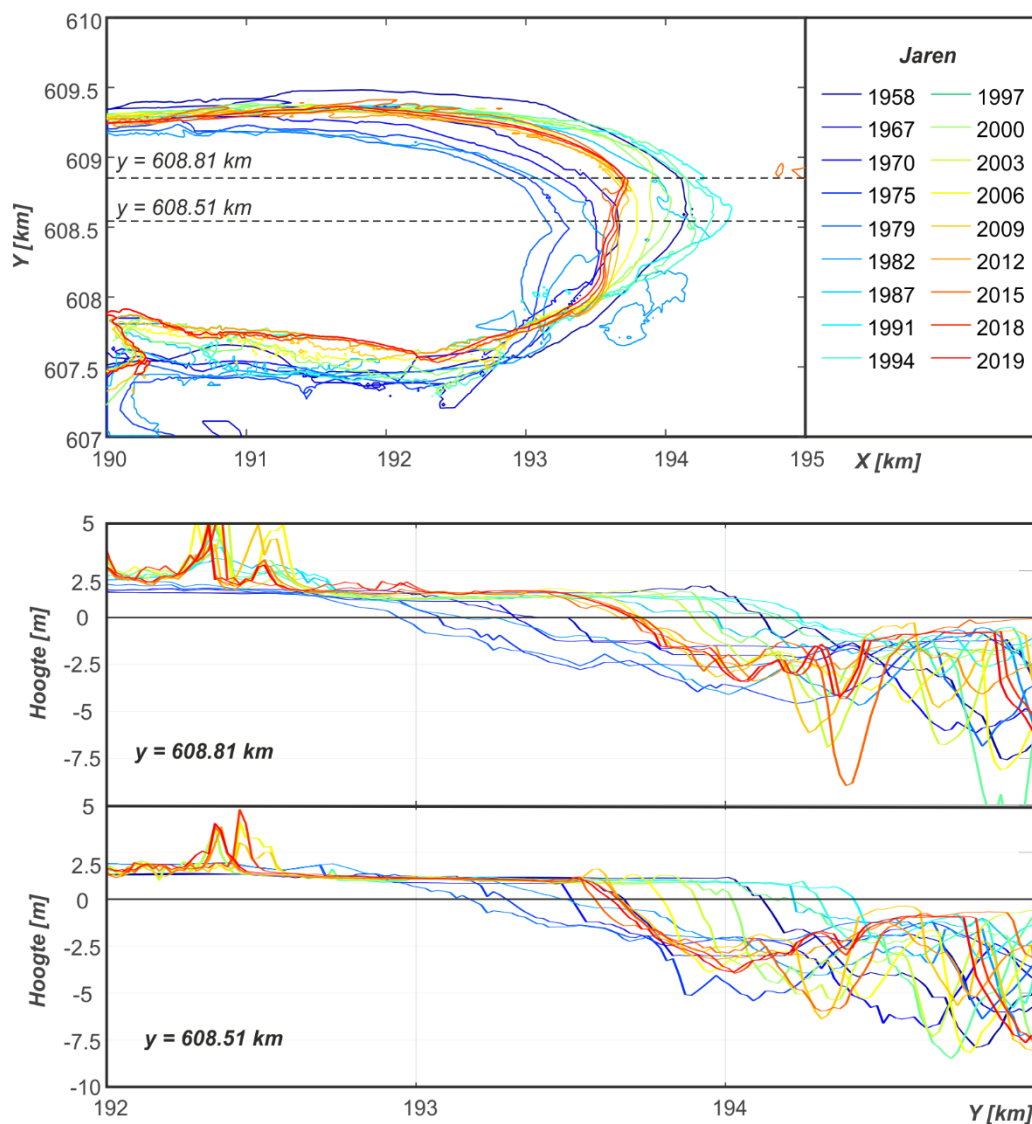


Figuur 4-18: Historische ontwikkeling van De Hon (Ameland) over de periode 1900-1980. Lijnen geven de Hoogwaterlijn weer. Bron: Postma (1982).

Op basis van de ontwikkeling over de periode 1900-1980 geeft Postma (1982) aan dat de ontwikkeling van de eilandstaart een periodiek proces doorloopt. In een tijdsbestek van ongeveer 35 jaar neemt de oostpunt af en groeit dan weer aan. Dit proces wordt geïllustreerd door de ontwikkeling van de GHW over de periode 1900-1980 in Figuur 4-18. Uit deze figuur blijkt dat de kustlijn rond 1910 zijn minimale ligging had bereikt. In de periode 1910-1950 breidt de kustlijn zich sterk uit. De 1950 positie ligt zo'n 4,3 km oostwaarts van de 1910 ligging. Sindsdien treedt dan weer een terugtrekking op van 2,3 km. Een grote terugtrekking vindt plaats in de periode 1950-1959 (-1,4 km).

De grote sprong tussen 1910 en 1950 kan worden verklaard vanuit de lodingskaarten. In de kaart van 1927 (Appendix A, Figuur A-6) is hier de aanlanding van de Sypkeplaat duidelijk te onderscheiden. Door aanlanding van deze plaat vindt meer dan 4 km aangroei plaats. Vanaf 1950 beginnen geulen de aangelande plaat weer te doorsnijden en op te ruimen. Initieel zijn het kleine vloedschaartjes die vormen om de eilandstaart heen. Met de vorming van het Strandgat tussen 1950 en 1958 vindt dan een grote terugtrekking van de eilandstaart plaats.

Postma (1982) geeft als verwachting dat de kustlijn na 1981 weer oostwaarts zal uitbouwen. De voorliggende ebschaar is in 1981 verzandt, waardoor er dan weer een bankaanlanding zou kunnen optreden. Aan de hand van de Vaklodingen metingen kunnen we deze inschatting controleren. Figuur 4-19 geeft een indicatie van de kustlijnligging gebruik makend van de 0 m contourlijn. Deze is afgeleid uit de Vaklodingen over de periode 1958-2019. Omdat hier gebruik is gemaakt van een andere hoogte is de exacte ligging van de kustlijn niet gelijk aan Figuur 4-18, maar voor het verloop van de trends zou dit geen probleem moeten geven.



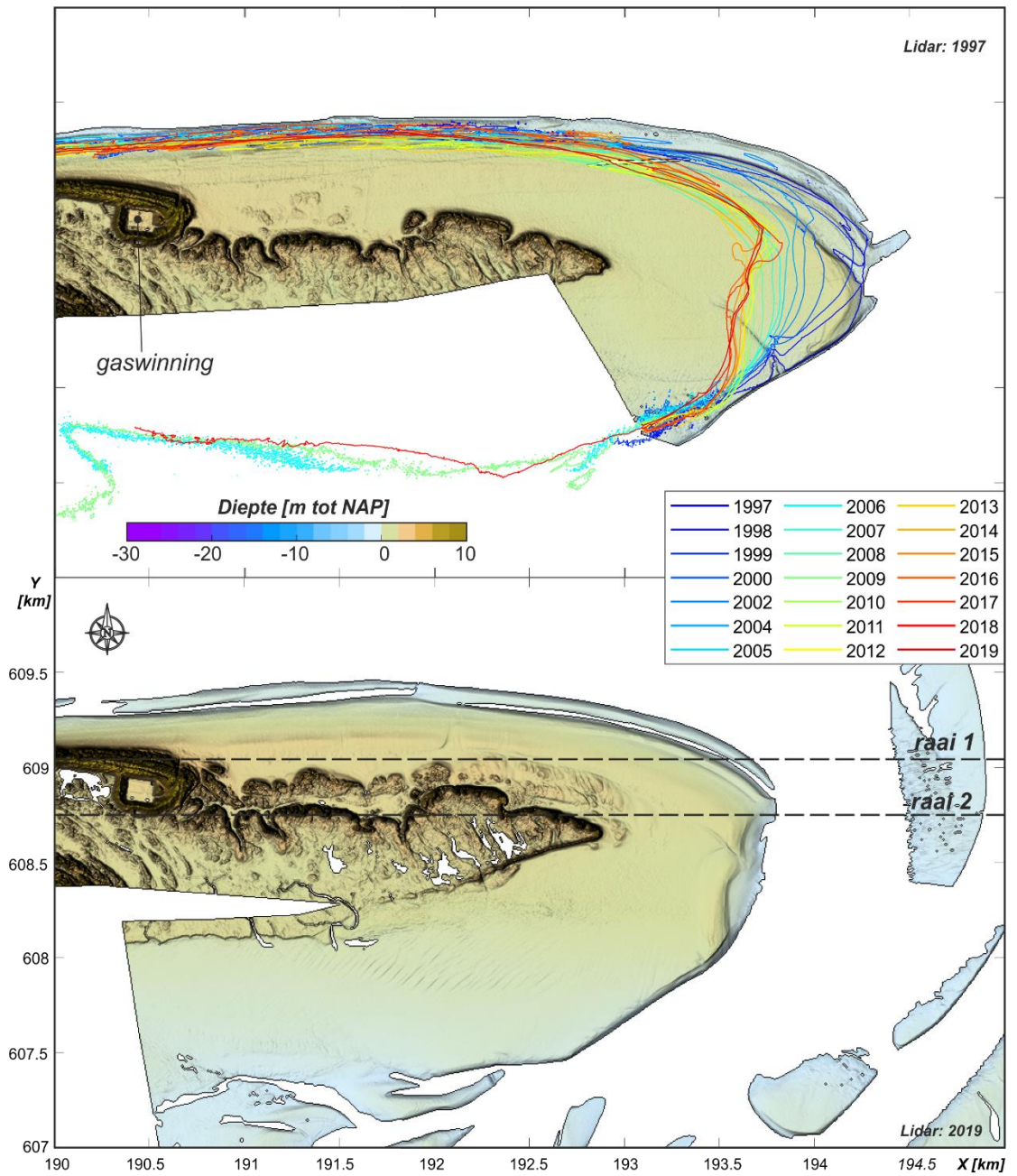
Figuur 4-19: Overzicht van de 0m contourlijn over de periode 1967-2019 afgeleid uit de Vaklodingen. Onderste twee figuren geven het dwarsprofiel ter plaatse van Y-km 608.81 en Y-km 608.51.

Op basis van de Vaklodingen kunnen we concluderen dat de eilandstaart is teruggetrokken in de periode 1958-1975. De totale gemiddelde terugtrekking ter plaatse van de twee raaien is dan 1 km. In de periode 1975-1994 bouwt de kustlijn dan zo'n 1,2 km oostwaarts uit. De metingen lijken het beeld van Postma dus te bevestigen. Deze periode van groei wordt dan weer gevolgd door een periode van terugtrekking. Tussen 1994 en 2012 is deze terugtrekking dan bijna 1 km (ca 56 m/jaar). De erosie tussen 2012 en 2019 verloopt wat langzamer: 300m (ca. 43 m/jaar). De verplaatsingen suggereren dat er een regelmaat in de eilandstaartontwikkeling, waarbij het rond de 35 jaar duurt om een volledige cyclus te doorlopen. De recente periode lijkt wel af te wijken van deze cyclus. Tussen 2012 en 2019 vond er slechts een kleine verandering plaats. Zo'n periode van stabilisatie is in het verleden ook wel geobserveerd. In de periode 1859-1903 waren de veranderingen van De Hon ook beperkt. Pas met aanlanding van de Sykkeplaat werd deze stabiliteit doorbroken. De recente stabilisatie zou mede veroorzaakt kunnen zijn door de vele zandsuppleties die in het midden van het eiland zijn uitgevoerd. Vergrote langstransporten kunnen het sediment bypassing proces verstoren. Qua grootte komt een duur van 35 jaar aardig overeen met de berekende lengte van de tijd tussen twee één-geulconfiguraties, wat een koppeling lijkt te impliceren tussen geulontwikkeling en eilandpunt ontwikkeling. Het eiland is uitgebouwd in de één-geulen situatie en teruggetrokken als er meerdere geulen ontstaan.

### **Lidar**

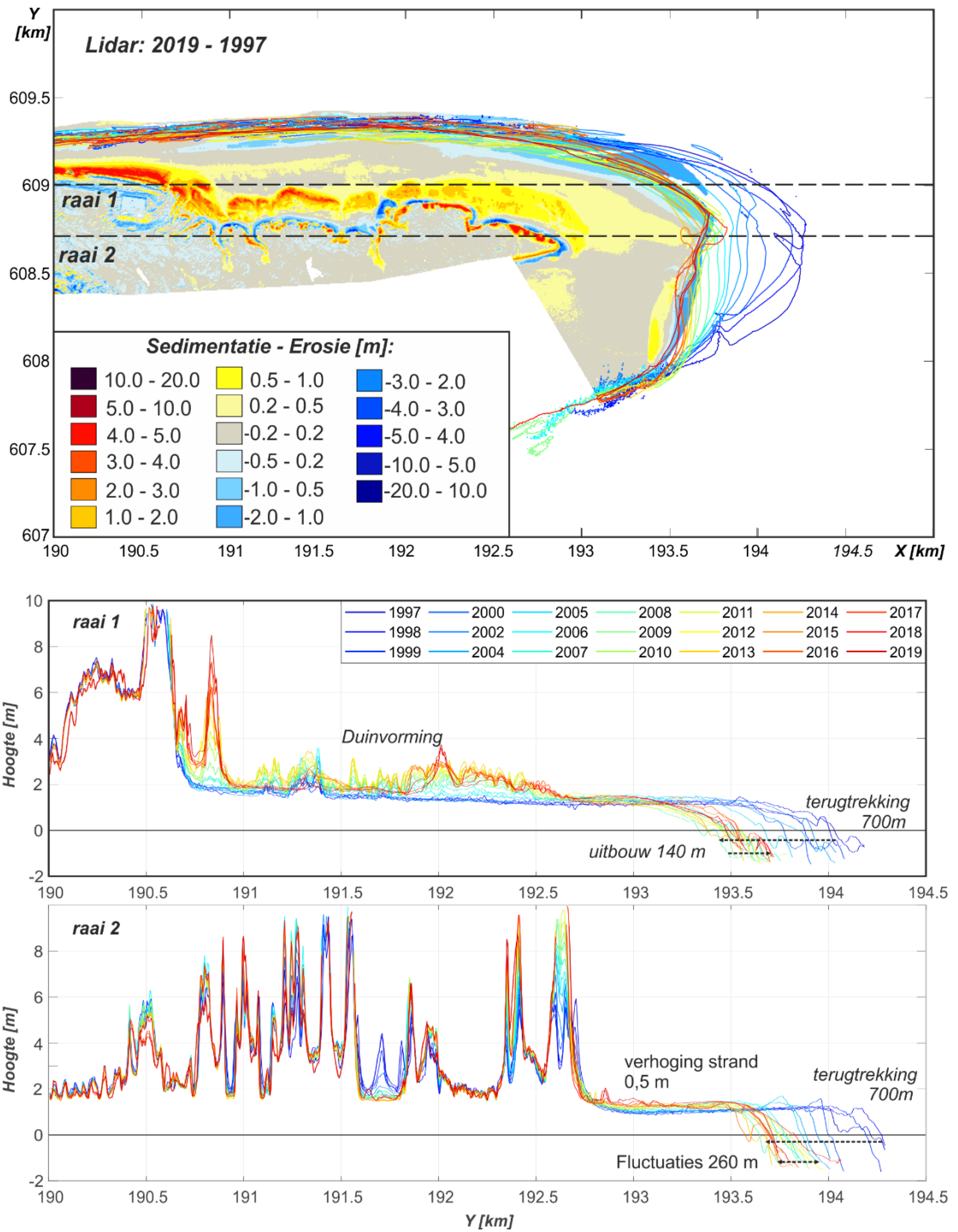
Een gedetailleerd beeld van de recente ontwikkelingen (1997-2019) kan worden verkregen door analyse van de Lidar hoogtemetingen (Figuur 4-20 en Figuur 4-21). Het grootschalige beeld vertoont een terugtrekking van de eilandstaart. In totaal is de westelijke punt 700m teruggetrokken. Het merendeel van deze terugtrekking vond plaats tussen 1997 en 2006. Sinds 2009 vindt dan vooral een vormverandering van de eilandstaart plaats. De eilandstaart had een vrijwel ronde, doorgaande vorm tussen 2006 en 2008. Vanaf 2008 vervormt dit en vindt er vanaf de zeezijde een kleine uitbouw plaats en aan de bekkenzijde juist erosie doordat hier een kleine geul vormt. Aan de kustzijde blijft de kustlijn relatief stabiel in positie liggen. De strandvlakte neemt in die tijd in hoogte toe met ongeveer 0,5 m. Aan de zeewaartse zijde van de duinenrij vindt duingroei plaats. Hier worden embryonale duinen gevormd met een hoogte van zo'n 2 m.

Met behulp van de Lidar data kunnen we een schatting maken van de volumeveranderingen van de eilandstaart. In totaal is het volumeverlies met 0,35 miljoen m<sup>3</sup> zeer beperkt. De erosie van de strandzone (-0,72 miljoen m<sup>3</sup>) is wel groter dan de geobserveerde duingroei (+ 0,40 miljoen m<sup>3</sup>). Wat in deze getallen niet is meegenomen is de zakking door gaswinning. Een schatting van de effecten van gaswinning kan worden verkregen door de hoogteverandering ter plaatse van het productieplatform te bepalen. Dit platform is omsloten door hoge duinen en hier kan de aanname worden gemaakt dat de zakking niet gecompenseerd wordt door aanvoer van zand. Ter plaatse van de productielocatie is de bodem gemiddeld met 0,30 cm gezakt. Deze zakking neemt sterk af met toenemende afstand tot de boorlocatie. Als we als gemiddelde zakking van de eilandstaart 0,20 m nemen dan zou, met een totaal oppervlakte van 3,1 km<sup>2</sup>, de eilandstaart 0,62 miljoen m<sup>3</sup> volume verliezen door de zakking van de ondergrond. Het geobserveerde verlies van slechts 0,35 miljoen m<sup>3</sup> betekent dus dat er waarschijnlijk een netto aanzanding heeft plaatsgevonden (Figuur 4-22).

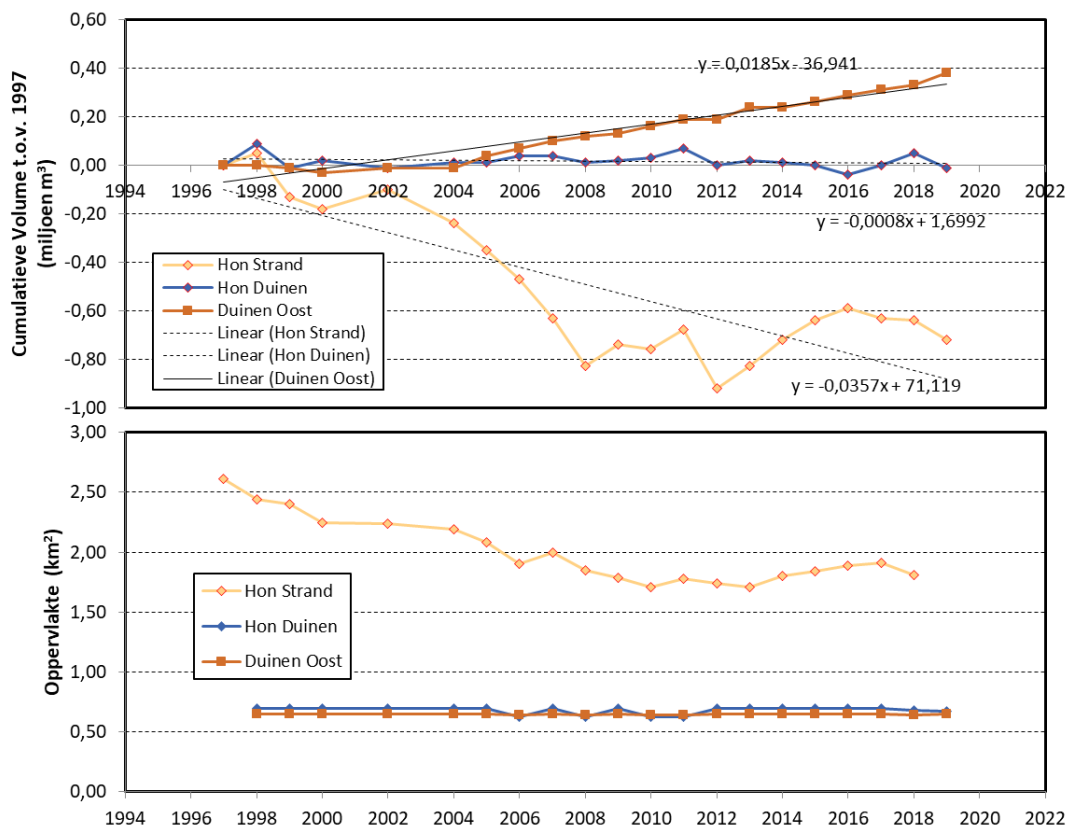
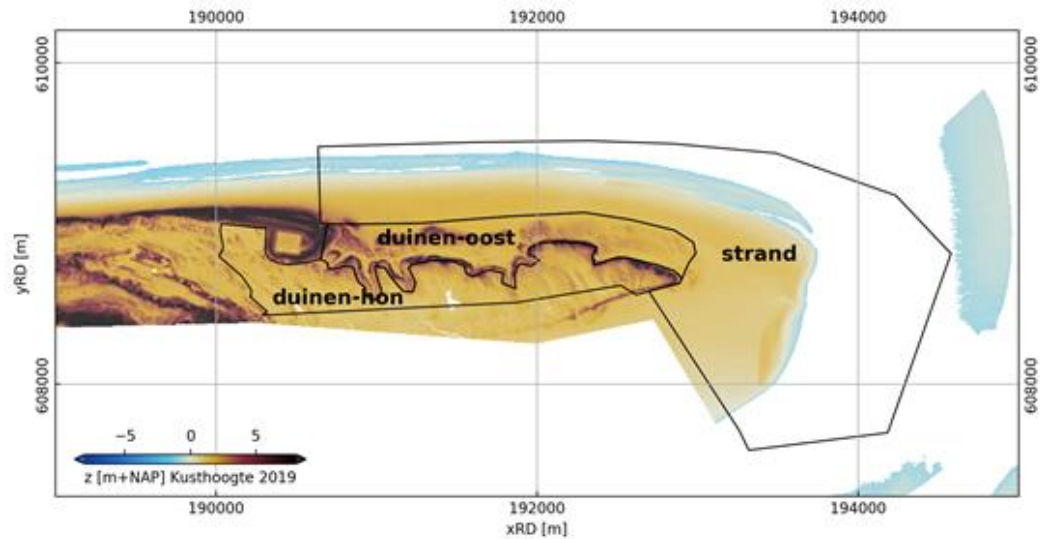


**Figuur 4-20: Ontwikkeling van De Hon (Ameland) aan de hand van de Lidar data over de periode 1997-2019. Lijnen geven de ligging van de NAP (0 m) contour weer.**





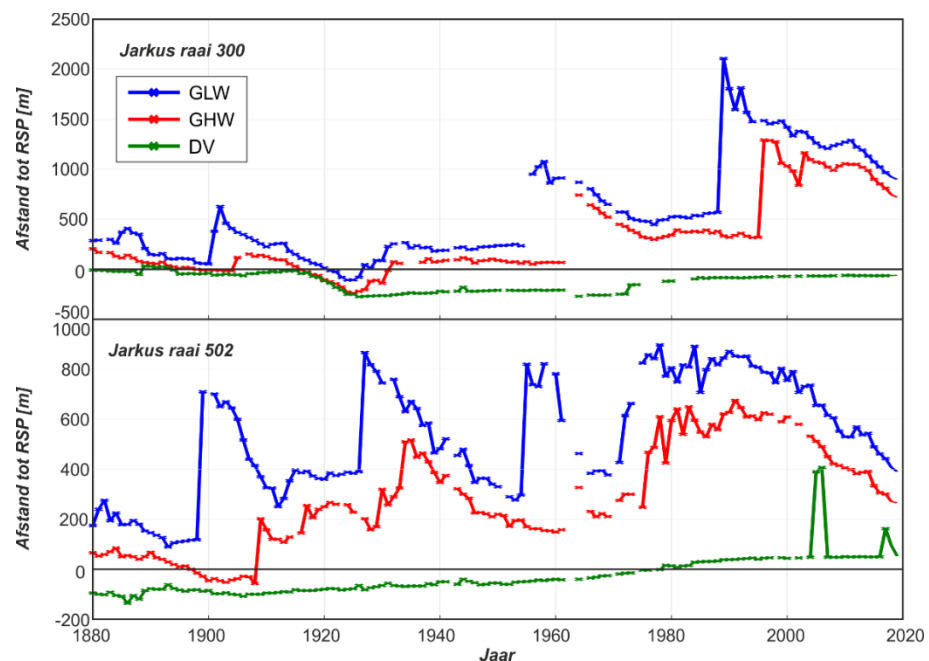
Figuur 4-21: Ontwikkeling van De Hon (Ameland) aan de hand van de sedimentatie-erosie kaart over de periode 1987-2019 (boven) en voor twee geselecteerde dwarsprofielen (onder).



Figuur 4-22: Ontwikkeling van volumes en oppervlakte van De Hon (Ameland) op basis van de Lidar data. Het volume en oppervlakte boven de -1m NAP is berekend voor drie geselecteerde polygonen (zie bovenste figuur voor ligging).

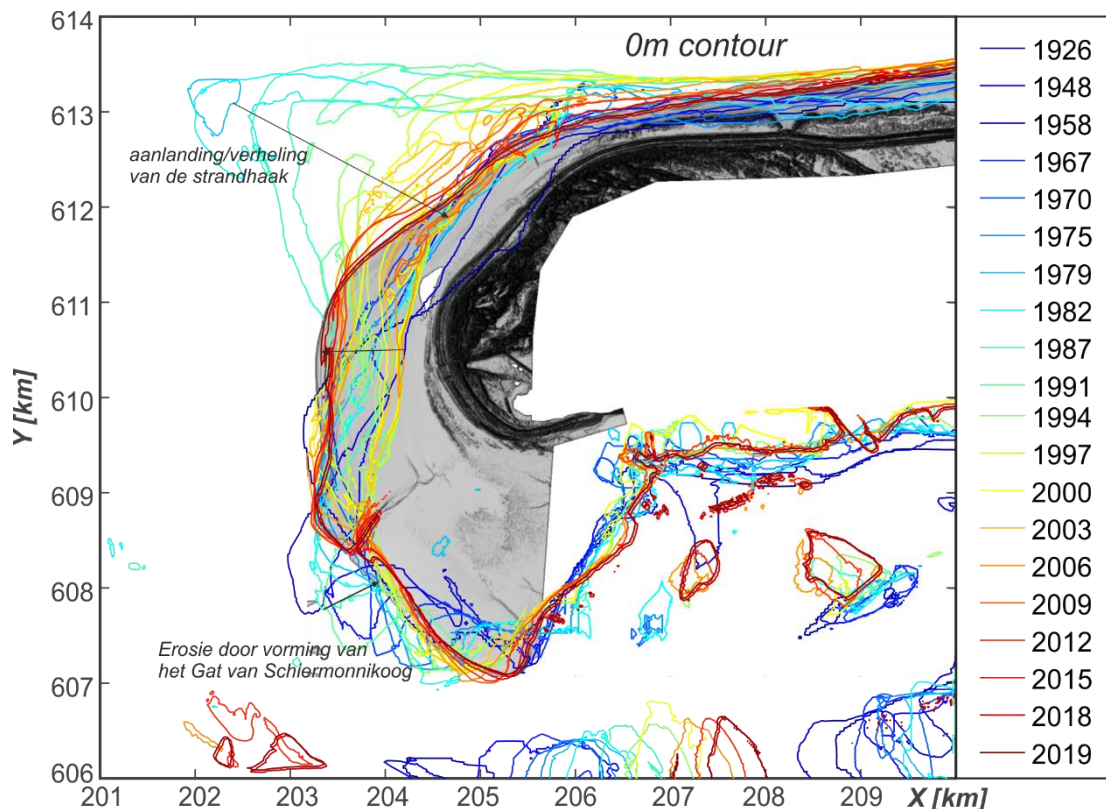
#### 4.4.5 Westerstrand, Schiermonnikoog

Oost (1995) geeft aan dat Schiermonnikoog vooral gekenmerkt wordt door groei. Al vanaf tenminste het jaar 1700 vond waarschijnlijk netto geen noemenswaardige landwaartse terugtrekking van de Noordzeekust van Schiermonnikoog plaats. Wel wisselen perioden van aangroei en sedimentatie elkaar af op de eilandkop. Deze afwisseling is duidelijk terug te zien in de kustlijnligging. In Figuur 4-23 is de strandlijnligging van de GLW, GHW en DV weergegeven voor Jarkus raaien 300 en 502 (zie Figuur 4-25 voor de ligging van de raaien). Deze raaien zijn gelegen aan de noordwestzijde van de eilandkop waar de banken vanaf de buitendelta verlandden. In raai 502 treedt periodiek, een sterke zeewaartse verplaatsing van de kustlijn op. Deze verplaatsing representeert het aanlanden van grootschalige banken. De vorming en migratie van zo'n een aanlandingsbank is te volgen over de periode 1850-1859 en 1873-1903 in Figuur 4-10. Tot 1967 vindt een zekere herhaling in de plaataanlandingen plaats met een aanlanding om de 25 tot 35 jaar. De plaataanlandingen vinden dus plaats op een ongeveer gelijke tijdschaal als veranderingen in de ebgeul (het Westgat). De aanlanding rond 1990 wijkt hier vanaf want deze wordt veroorzaakt door de Strandhaak. De strandhaak heeft de periodiciteit van de plaataanlandingen verstoort.



Figuur 4-23: Ontwikkeling van strandlijnen van raai 300 en raai 505 op Schiermonnikoog voor Gemiddeld Laag Water (GLW), Gemiddeld Hoog Water (GHW) en de DuinVoet (DV) over de periode 1880-2019. Zie Figuur 4-25 voor de ligging van de raaien.

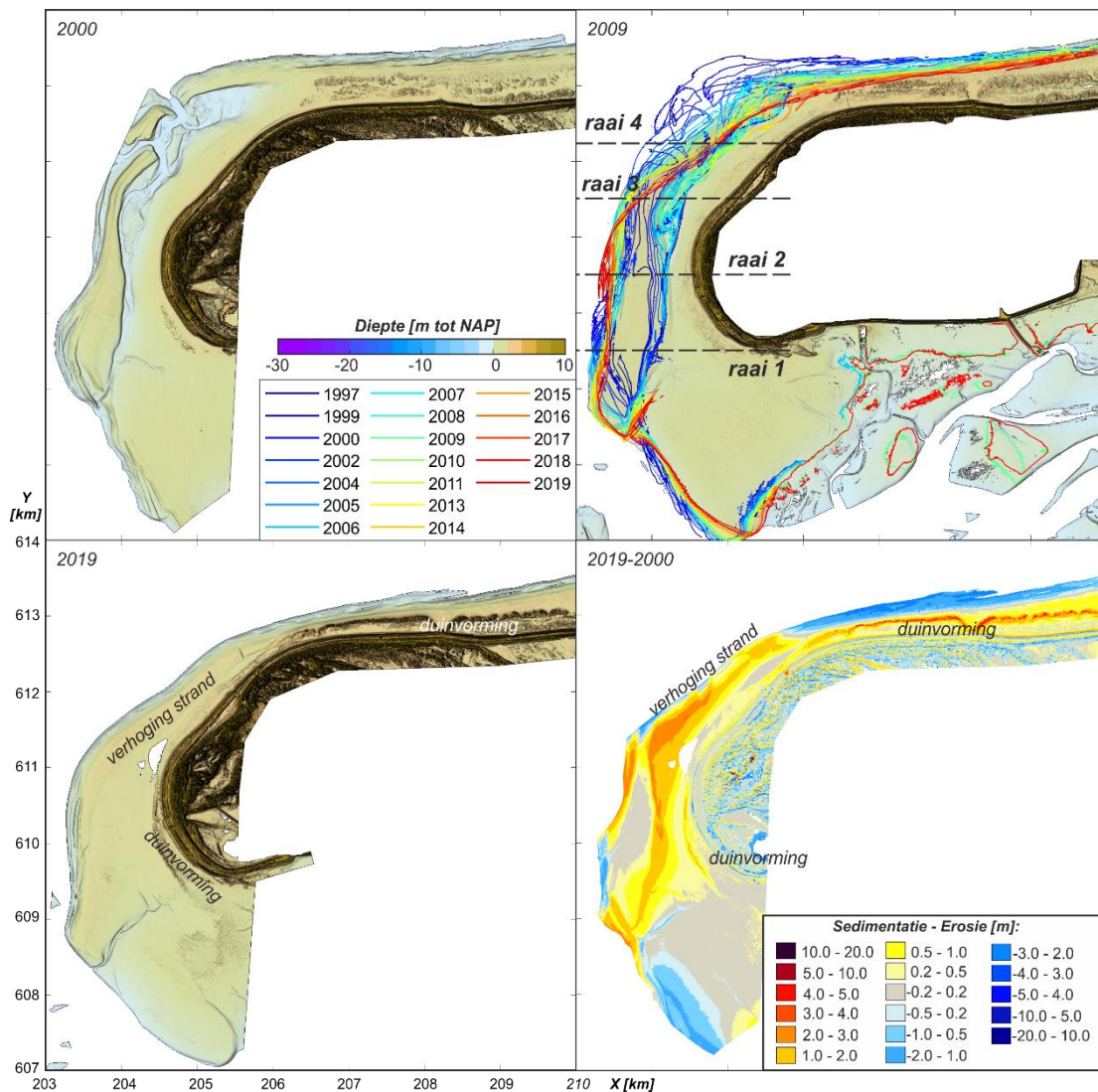
De kustlijnontwikkeling sinds 1926 kan ook worden gevolgd vanuit de Vaklodingen. In Figuur 4-24 (rechts) wordt de kustlijnligging (rechts) gerepresenteerd door de 0 m contour, onttrokken uit de Vaklodingen, te volgen. De noordwestzijde van het Westerstrand bouwt eerst sterk uit, maar met doorgaande verhelung trekt de kustlijn dan weer terug. Ter plaatse van raai 460 is deze terugtrekking ongeveer 30 m/jaar. De huidige kustlijnligging wijkt hier niet veel af van de ligging vóór afsluiting van de Lauwerszee. Aan de westzijde van de eilandkop (tussen Y-km 609 en 611) was de kust eerst teruggetrokken, maar sinds 2003 zien we hier juist een uitbouwende kust. De 0 m contour ligt in 2019 dan weer ongeveer op de locatie van de oudere contourlijnen.



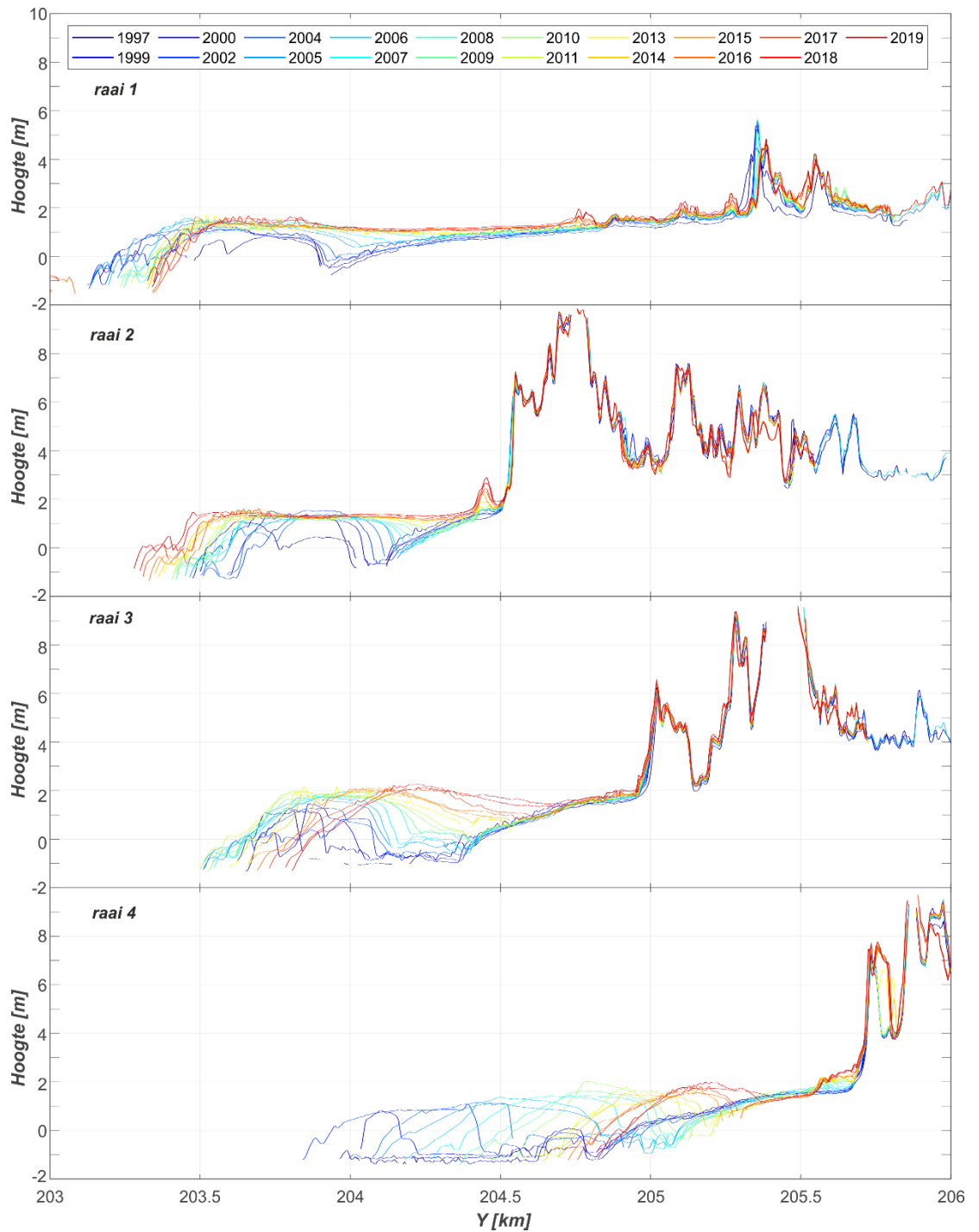
Figuur 4-24: Ontwikkeling van de kop van Schiermonnikoog, het Westerland, aan de hand van de Om NAP contour gebaseerd op de Vaklodings data over de periode 1926-2019 (geprojecteerd op 2019 Lidar hoogte).

De Lidar opnamen over de periode 1997-2019 geven de recente ontwikkelingen in detail weer (Figuur 4-25). Wat in deze opname opvalt is de significante verhoging van het strand. Ter plaatse van de strandhaak trekt de kustlijn sterk terug, maar het achterliggende strand neemt hier door verstuiving juist sterk in hoogte toe. Zowel aan de noordzijde en aan de zuidwestzijde vinden we embryonale duinvorming terug. Het grootschalige beeld vertoont een terugtrekking van de eilandkop. In totaal is de westelijke punt 700 m teruggetrokken. Het merendeel van deze terugtrekking vond plaats tussen 1997 en 2006. Sinds 2009 vindt dan vooral een vormverandering van de eilandkop plaats. De eilandkop had een vrijwel ronde, doorgaande vorm tussen 2006 en 2008. Vanaf 2008 vervormt dit en vindt er vanaf de zeezijde een kleine uitbouw plaats en aan de bekkenzijde (Schiermonnikoog-zuid) juist erosie doordat hier een kleine geul vormt. Aan de Noordzezijde blijft de kustlijn relatief stabiel in positie liggen. De strandvlakte neemt in die tijd in hoogte toe met ongeveer 0,5 m. Aan de zeewaartse zijde van de duinenrij vindt duingroei plaats. Hier worden embryonale duinen gevormd met een hoogte van zo'n 2 m.

De zuidwestzijde van de eilandkop vertoont een terugtrekking en vormverandering. Hier vindt erosie plaats door de vorming van een doorgaande geul bestaand uit het Binnenplaatgat en het gat van Schiermonnikoog. Deze geul zorgt ervoor dat er zand zeewaarts en landwaarts wordt neergelegd. Ter hoogte van x-km 205 zien we dan een lichte uitbouw van de kust.



Figuur 4-25: Ontwikkeling van de kop van Schiermonnikoog, het Westerland, aan de hand van de Lidar data voor de bodems 2000 (a), 2009 (b), 2019 (c) en de verschilkaart tussen de jaren 2000-2019 (d). In (b) wordt tevens de ligging van de 0m contour over de gehele periode (1997-2019) getoond. De hoogteontwikkeling van raaien 1-4 wordt in Figuur 4-26 getoond.



Figuur 4-26: Ontwikkeling van de kop van Schiermonnikoog aan de hand van raaien 1 tot 4 (zie Figuur 4-25 voor ligging).

# 5 Een conceptueel model voor het Friesche Zeegat

In vorige hoofdstukken is de detailontwikkeling van het Friesche Zeegat en de aanliggende kusten in detail beschreven. In dit afsluitende hoofdstuk wordt de kennis samengevat in een serie conceptuele modellen. Deze conceptuele modellen vormen ook de conclusies van dit onderzoek. Het schaal-cascade model wordt daarbij gebruikt als kapstok om de morfologische ontwikkeling van het Friesche Zeegat op de verschillende tijd- en ruimteschalen te beschrijven en beter te begrijpen. Naast het schaal-cascade model worden de zeegaten van Pinkegat en Zoutkamperlaag ook afzonderlijk beschreven. De ontwikkelingen worden per zeegat in conceptuele modellen samengevat en uitgezet op een tijdlijn. Naast deze gedetailleerde analyses wordt ook het algemene concept van cyclische ontwikkeling kritisch bekeken om antwoord te geven op de vraag of een cyclische voorspelbaarheid in complexe morfologische systemen zoals buitendelta's eigenlijk wel een geldig concept is? We gebruiken hierbij de termen deterministisch en stochastisch. Deterministische processen hebben causaal verband en zijn daardoor voorspelbaar dit in tegenstelling tot stochastische processen die op toeval berusten. Het laatste hoofdstuk geeft aanbevelingen voor toekomstig onderzoek.

## 5.1 Een schaalcascade model van het Friesche Zeegat

### 5.1.1 Inleiding

Uit de studie van Elias et al (2019) voor het Amelanders zeegat blijkt dat de morfologische veranderingen van de buitendelta geïnitieerd kunnen worden door zowel grootschalige en maar ook kleinschalige processen. Zo speelt bijvoorbeeld turbulentie zich af op een schaal van seconden, stormen op een tijdschaal van dagen en lange-termijn kustgedrag door zeespiegelstijging op een tijdschaal van eeuwen. Gelukkig is niet elk proces, op elke tijdschaal belangrijk. Afhankelijk van de schaal van interesse zijn processen soms dominant, slechts ruis, of een randvoorwaarde. Het onderscheid maken tussen dominant proces, ruis of randvoorwaarde is geen triviale zaak, maar wel essentieel om het morfologische gedrag goed te begrijpen.

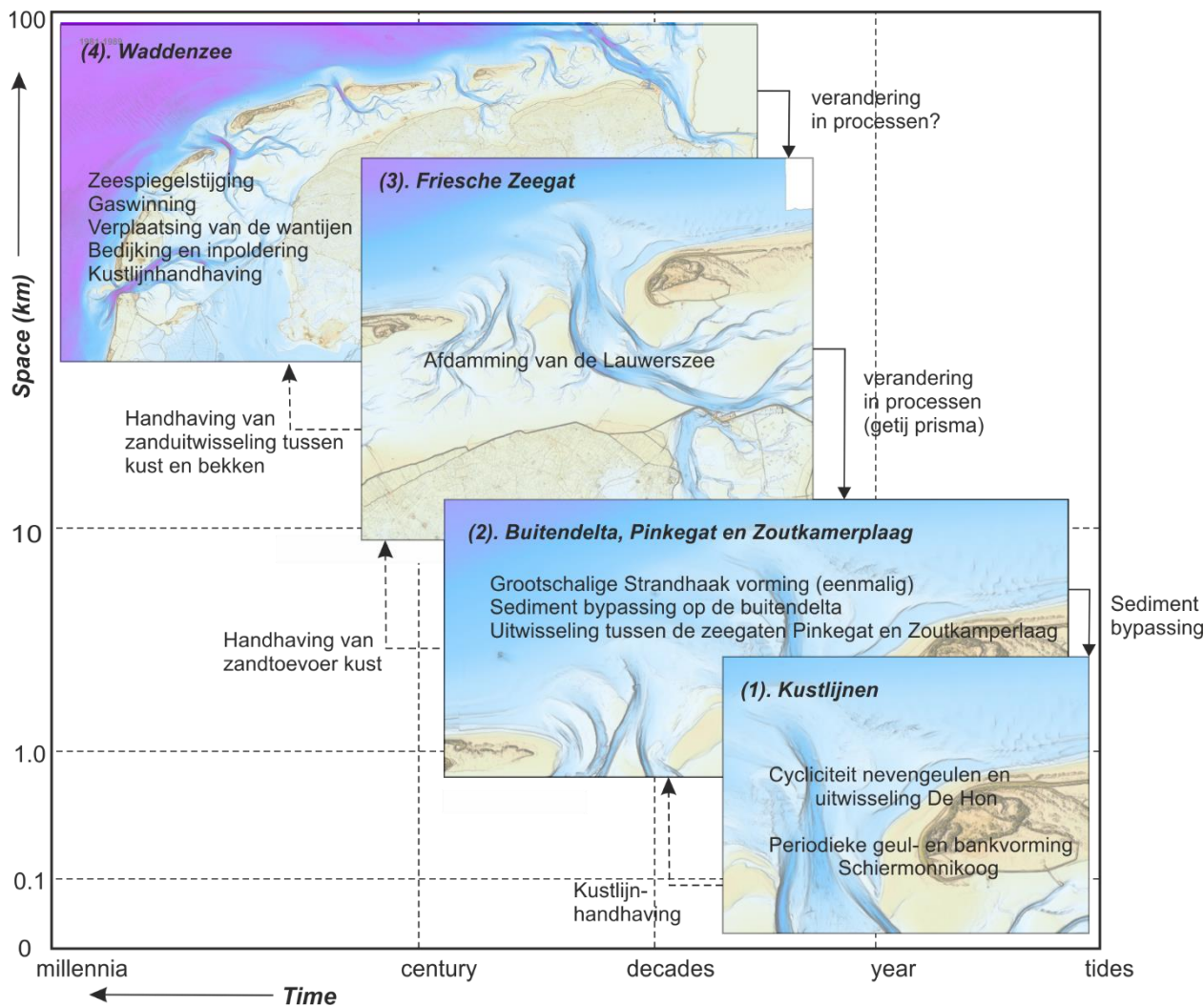
In deze discussie wordt het '*schaal-cascade model*' gebruikt als basis. Het schaalcascade model maakt het mogelijk de morfologische veranderingen op verschillende tijd- en ruimteschalen gestructureerd te beschrijven (Cowell et al., 2003a,b). Afhankelijk van het morfologische systeem en het doel van de analyse kan de schaal cascade uit verschillende elementen of niveaus van aggregatie bestaan. Als uitgangspunt van deze studie wordt een soortgelijke schaalcascade als opgesteld voor het Zeegat van Ameland (Elias et al. 2019). Deze conceptuele schaalcascade omvat vier niveaus van aggregatie (Figuur 5-1):

- (1) Kustlijnen, individuele platen of geulen, Dit schaalniveau beschrijft de uitwisseling van de buitendelta met de kust zoals het aanlanden van banken en de daaropvolgende veranderingen in de kustlijn.
- (2) De buitendelta, deze vormt het doorgeefluik voor de sedimentstroom van het bovenstroomse eiland naar het benedenstroomse eiland. Dit proces wordt ook wel *sediment bypassing* genoemd. Sediment bypassing gaat vaak gepaard met de vorming en migratie van banken op de buitendelta die uiteindelijk verhelen met het benedenstroomse eiland en hierdoor voor een belangrijk deel de kustlijnontwikkeling van de aanliggende eilanden bepalen (uitwisseling met schaalniveau 1).
- (3) Het zeegatsysteem, inclusief het getijbekken. Belangrijk daarbij is dat de eilandkusten, de buitendelta, de keel van het zeegat en het bekken samen een zanddelend systeem vormen. Deze elementen proberen gezamenlijk een morfodynamisch evenwicht te vinden en te handhaven, dat correspondeert met de hydrodynamische condities. Als er een verstoring

in één van de elementen optreedt zal dit ook veranderingen in de andere elementen veroorzaken. Deze veranderingen kunnen dan tijdelijk het morfologische gedrag dicteren. De afsluiting van de Lauwerszee geeft een goed voorbeeld van de uitwisseling op deze schaal.

(4) De Waddenzee als geheel (kust en bekken).

Het indelen op verschillende schaalniveaus betekent niet dat er geen uitwisseling is tussen de verschillende schalen. Er treedt uitwisseling op van hoge naar lagere schaalniveaus. Deze constatering is wel bekend en vormt de basis van de bestaande conceptuele modellen voor zeegaten (o.a. Dean, 1988; Stive en Wang, 2003). Er treedt echter ook uitwisseling op van lagere naar hogere schaalniveaus. Zo zijn de huidige grootschalige veranderingen in de buitendelta van Ameland geïnitieerd door de vorming van kleine instabiliteiten (ebschaartjes) langs de hoofdgeul (Elias et al. 2019, 2020). In onderstaande hoofdstukken worden de morfologische processen op de verschillende schaalniveaus nader beschreven.



Figuur 5-1: Een schaalcascade voor de dominante processen op de buitendelta van het Friesche Zeegat. Per schaalniveau zijn ook de relevante processen en uitwisselingen weergegeven.



### 5.1.2 Morfologisch gedrag op grote schaal (schaal 3 en 4)

Vanuit het geobserveerde morfologische gedrag van de buitendelta en kustlijn is geen duidelijke beïnvloeding vanuit het grootste schaalniveau te onderscheiden: de processen op de huidige buitendelta lijken op die van vóór afsluiting van de Lauwerszee. Dit waarschijnlijk te maken met de stabiele ligging van het systeem. De eilanden liggen hier relatief stabiel. Door vastlegging van de Waddenzee kust is een systeem ontstaan dat over de laatste eeuw deels vrijwel identieke kenmerken vertoont.

In theorie zorgen zowel gaswinning als zeespiegelstijging dat het bekken in diepte toeneemt en dat het getijprisma toeneemt. Lokaal kan gaswinning een bodemdaling veroorzaken tot een 30 cm (zie H.4.5.1), maar in de Waddenzee ligt de daling over het algemeen tussen de 2 en 10cm. Naast bodemdaling is ook de gemiddelde waterstand toegenomen. De metingen van het getijstation West Terschelling laten zien dat de gemiddelde waterstand over de laatste 150 jaar met 20 cm is gestegen. Deze relatieve verandering van de diepte en waterstand is echter niet direct zichtbaar in de morfologische kenmerken. Het merendeel van de toename in accommodatieruimte wordt waarschijnlijk instantaan opgevuld, waardoor er geen verandering in getijprisma optreedt. Zolang er voldoende sedimentaanbod vanuit de kustzone is zal dit het geval zijn.

Een vergroting van het getijprisma treedt ook op als de oppervlakte van de kombergingsgebieden verandert door het verplaatsen van wantijen. Zo'n verplaatsing is geobserveerd in de Vaklodingen (zie Hoofdstuk 3.3). Een verandering in de bekkenmorfologie ten gevolge van dit verplaatsen is echter lastig aanwijsbaar te maken. De morfologische aanpassing aan de afsluiting van de Lauwerszee is veel duidelijker zichtbaar, maar niet groter qua volume. Het verschil kan verklaard worden via de abruptheid van het proces van afsluiting en prisma-reductie: het hele Zoutkamperlaag systeem werd tijdelijk uit evenwicht gebracht en veranderde daardoor van een vraag-gedreven zeegatsysteem in een aanbod-gedreven systeem.

De afsluiting verkleinde het bekkenoppervlakte met ongeveer 30%, waardoor het getijprisma reduceerde van 306 miljoen m<sup>3</sup> naar 200 miljoen m<sup>3</sup> (Oost 1995, Wang 2007). Sinds de afsluiting is er meer dan 60 miljoen m<sup>3</sup> zand het bekken in getransporteerd.

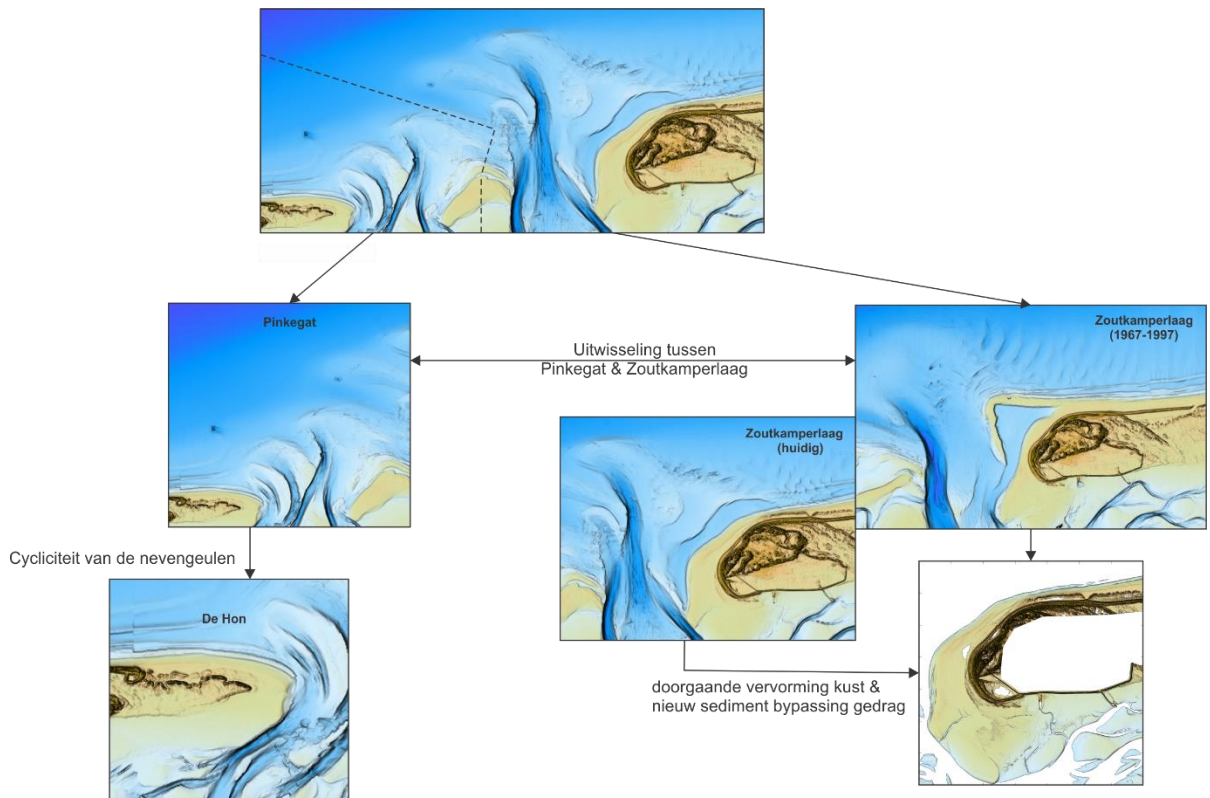
In het Pinkegat zeegat is de invloed van de afsluiting van de Lauwerszee niet of nauwelijks merkbaar. De enige invloeden op grote schaal zijn de zeespiegelstijging en de bodemdaling. Vanwege de geleidelijkheid ervan was er steeds voldoende sediment om de toegenomen accommodatieruimte direct op te vullen. De accommodatieruimte die ontstaat door gaswinning en zeespiegelstijging wordt hierdoor opgevuld, waardoor de processen op zeegatschaal gehandhaafd worden. Er vindt daardoor voor het Pinkegat geen significante beïnvloeding plaats van schaalniveau 4 naar 3. Op hoofdlijnen veranderde niet veel.

Een interessante vraag die gesteld kan worden is of en hoe suppleties hebben bijgedragen aan de invulling van de accommodatieruimte. Suppleties op midden en oost-Ameland zijn relatief omvangrijk. Langs de eilandkust van Ameland, werd 27 miljoen m<sup>3</sup> gesuppleerd. Hebben deze suppleties ervoor gezorgd dat de zandtoevoer van het Pinkegat-systeem en ook de uitwisseling met het bekken gewaarborgd werd? Dit zou betekenen dat kustlijnhandhaving (dat plaatsvindt op het kleinste schaalniveau 1) door kan werken naar de hoogste niveaus.

### 5.1.3 Morfologische interactie buitendelta en eilandkust (schaal 1 en 2)

De buitendelta is het doorgeefluik voor sediment van het bovenstroomse eiland (Ameland) naar het benedenstroomse eiland (Schiermonnikoog). In tegenstelling tot andere zeegaten is het sediment bypassing proces hier geen doorlopende keten. De Engelsmanplaat vormt een barrière, waardoor er een 2-delig sediment bypassing-proces is. Het westelijke deel (Pinkegat buitendelta) heeft een andere dynamiek dan het oostelijke deel (de Zoutkamperlaag buitendelta). De dynamiek van de Pinkegat buitendelta is belangrijk voor de eilandstaart van Ameland. De Hon ondervindt namelijk perioden van groei en afbraak door de periodieke vorming van de (eb)geulen in het Pinkegat zeegat. Op de buitendelta van de Zoutkamperlaag vormen met enige regelmaat nieuwe bypassing banken die onder invloed van golfwerking verhelen met de eilandkop van Schiermonnikoog. In Figuur 5-2 is deze uitwisseling schematisch weergegeven.

Het gescheiden beschouwen van de zeegaten Zoutkamperlaag en Pinkegat is een gerechtvaardigde aanname voor de keel en het bekken. Hier vormen de Engelsmansplaat en het achterliggende wantij een duidelijke scheiding. Dit geldt niet voor de buitendelta. Het Rif en aangrenzende bankgebieden vormen een gezamenlijke buitendelta van beide systemen. Directe invloeden van het Zoutkamperlaag Zeegat op het Pinkegat zeegat zijn alleen waargenomen rond 1942. Toen maakte de geul Pinkegat verbinding met een vloedgeul van de Zoutkamperlaag. De invloed andersom, van Pinkegat op de Zoutkamperlaag is evident. De zandtoevoer naar de Zoutkamperlaag komt immers door het systeem van het Pinkegat. De grootte van het bankengebied zeewaarts van Het Rif bepaalt mede hoe sediment bypassing plaatsvindt naar de buitendelta van de Zoutkamperlaag. In Hoofdstuk 5.1.5 is dit verder uitgewerkt.



Figuur 5-2: Een weergave van het morfologische gedrag op cascadeschaal 1 en 2.

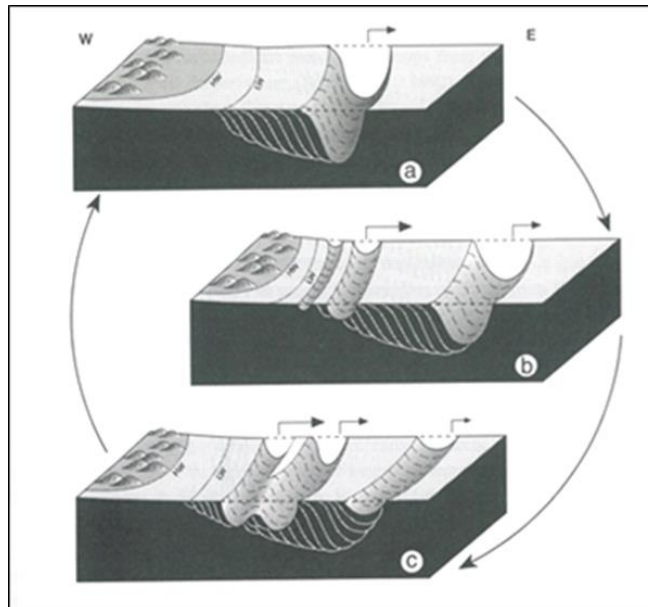
### 5.1.4 Morfologische interactie tussen De Hon en Pinkegat

Figuur 5-4 presenteert een conceptueel model voor de morfologische veranderingen van het Pinkegat zeegat, toepasbaar zowel vóór als ná afsluiting van de Lauwerszee. Kenmerkend voor het morfologisch gedrag van het Pinkegat zeegat is een variatie tussen een één- en

meergeulensysteem. In de één-geulconfiguratie is de hoofdgeul Pinkegat groot en diep en verzorgt de gehele drainage van het achterliggende kombergingsgebied. De herhalingsjijd van de configuraties ligt meestal tussen de 40 en 54 jaar. Uitzondering daarop is een kortere herhalingsjijd na afsluiting van de Lauwerszee (20 jaar).

Het mechanisme dat de overgang tussen één en meergeulensysteem veroorzaakt is niet altijd hetzelfde. De 1927 overgang is veroorzaakt door verlanding van de Sykkeplaat en daarna blijft de één-geulconfiguratie lang behouden. In 1967 en 1987 ontstaat de enkele geul door het samengaan van de verschillende eb-geulen.

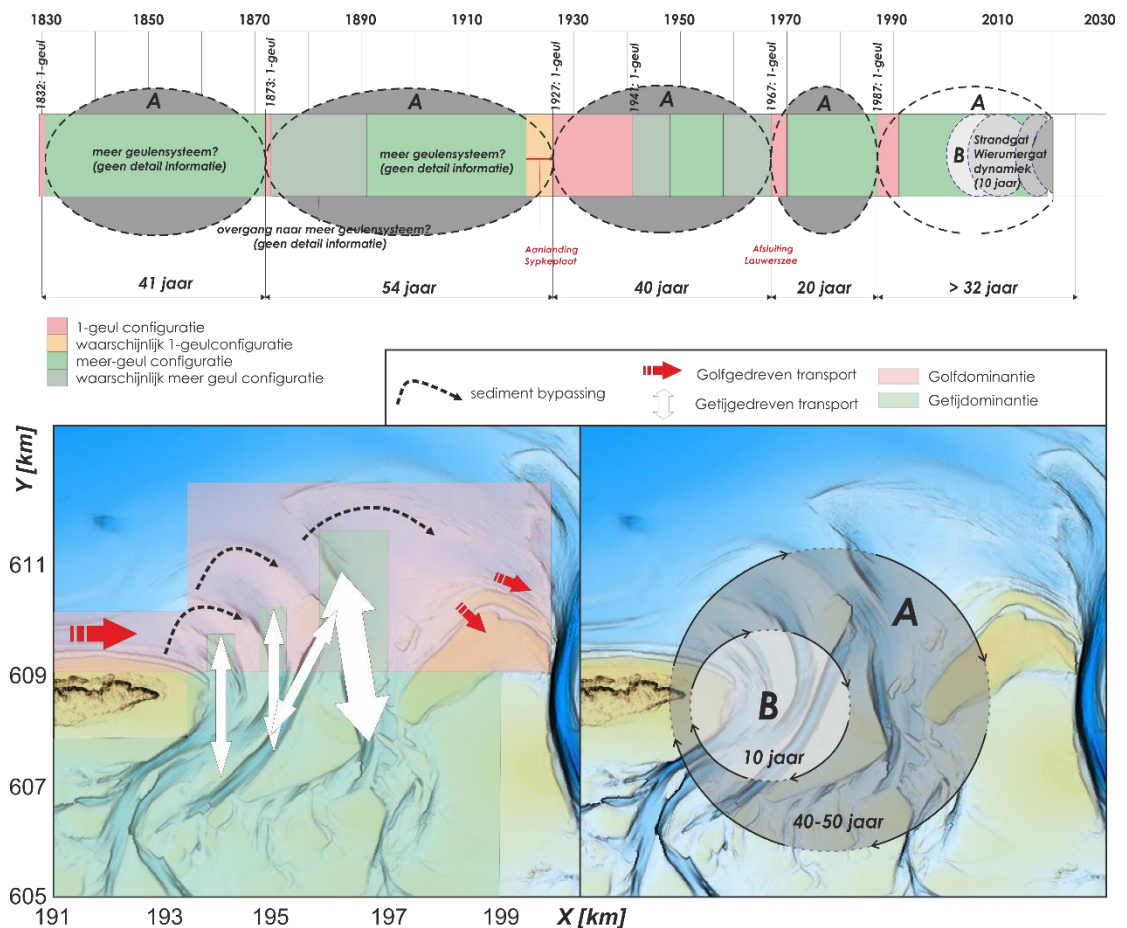
De groei en terugtrekking van De Hon lijkt samen te vallen met de afwisseling tussen de één- en meergeulenconfiguratie. In de één-geulconfiguratie is De Hon sterk uitgebouwd. De grootste uitbouw vindt plaats als het één-geulsysteem is gevormd door bankaanlanding.



Figuur 5-3 Conceptueel model van de cyclische ontwikkeling van het Pinkegat zeegegat (Oost, 1995).

Ook de kleinere geulen (Strandgat en Wierumergat) vertonen een zich herhalende ontwikkeling. Met de JARKUS kunnen deze ontwikkelingen in detail worden gevolgd. Sinds 1997 vinden vier herhalingen plaats waarbij het Strandgat en Wierumergat ontstaan en met elkaar versmelten. Langs de Hon ontstaan kortsluitgeulen die verbinding maken met het achterliggende geulensysteem (Holwerderbalg) Deze kortsluitgeulen migreren oostwaarts onder invloed van de zanddruk (golfgedreven) vanaf Ameland. Daarbij gaan westelijke geulen sneller dan oostelijkere geulen, waardoor ze versmelten en er één enkele geul ontstaat. Als deze geul te ver oostwaarts migreert wordt deze minder efficiënt en een nieuwe kortsluitgeul ontstaat langs de Hon. Het migreren van deze geulen is een balans tussen de zandtoevoer langs de kust van Ameland en de getijkrachten door het zeegegat (Figuur 5-4). Op grond daarvan is te verwachten dat de duur van de migratie van geulen (en elkaar inhalen en versmelten) en de duur van het aangroeien van Ameland min of meer gelijk is. Dit is ook de basis van de conceptuele beschrijving van Oost (1995) (Figuur 5-3). Dit is een deterministische ontwikkeling. Daarnaast laten de meetdata ook een stochastische component in de geulontwikkeling zien, aangedreven door stormen en stormvloed. Hierdoor worden vrijwel instantaan grote hoeveelheden sediment verplaatst, waarna nieuwe kortsluitgeulen langs de kust van Ameland kunnen ontstaan. De geulontwikkeling kent dus een patroon dat primair deterministisch is, maar door de stochastische processen onregelmatigheden bevat. Als een kortsluitgeul eenmaal is ontstaan en een nieuw proces in gang is gezet, gaat het deterministische gedrag overheersen. Dit deterministisch gedrag houdt in dat de kortsluitgeul groeit in omvang tot een ebgeul en deze ebgeul oostwaarts gaat migreren. Uiteindelijk vormt het meergeulensysteem een één-geulsysteem. Echter, het ontstaan van de instabiliteit (een nieuwe kortsluitgeul) is niet voorspelbaar. Het lijkt dan ook beter te spreken van periodiek gedrag in plaats van cyclisch gedrag.

Afhankelijk van het stadium in de één- of meergeulenconfiguratie zal de sediment bypassing op de buitendelta anders verlopen. Bij meerdere geulen (zie voorbeeld in Figuur 5-4) zullen bij iedere geul (kleine) buitendelta schilden aanwezig zijn. Deze schilden ontwikkelen zich door de balans tussen de zeewaartse toevoer door het getij en de oostwaartse afvoer en verplaatsing door golven. De grootte van het ebschild hangt samen met de grootte van de geul en daarmee de aansluiting op het kombergingsgebied. Aangezien het Pinkegat het grootste gedeelte van het kombergingsgebied draineert, heeft het Pinkegat ook meestal het grootste ebschild. Vanaf daar vindt de uitwisseling plaats met Het Rif. De grootte en vorm van de banken die zeewaarts van Het Rif liggen en het wel of niet aanwezig zijn van een vloedgeul bepaalt de uitwisseling van zand met het naastliggende Zoutkamperlaag zeegat. Deze uitwisseling is in het volgende hoofdstuk (5.1.5) verder uitgewerkt.

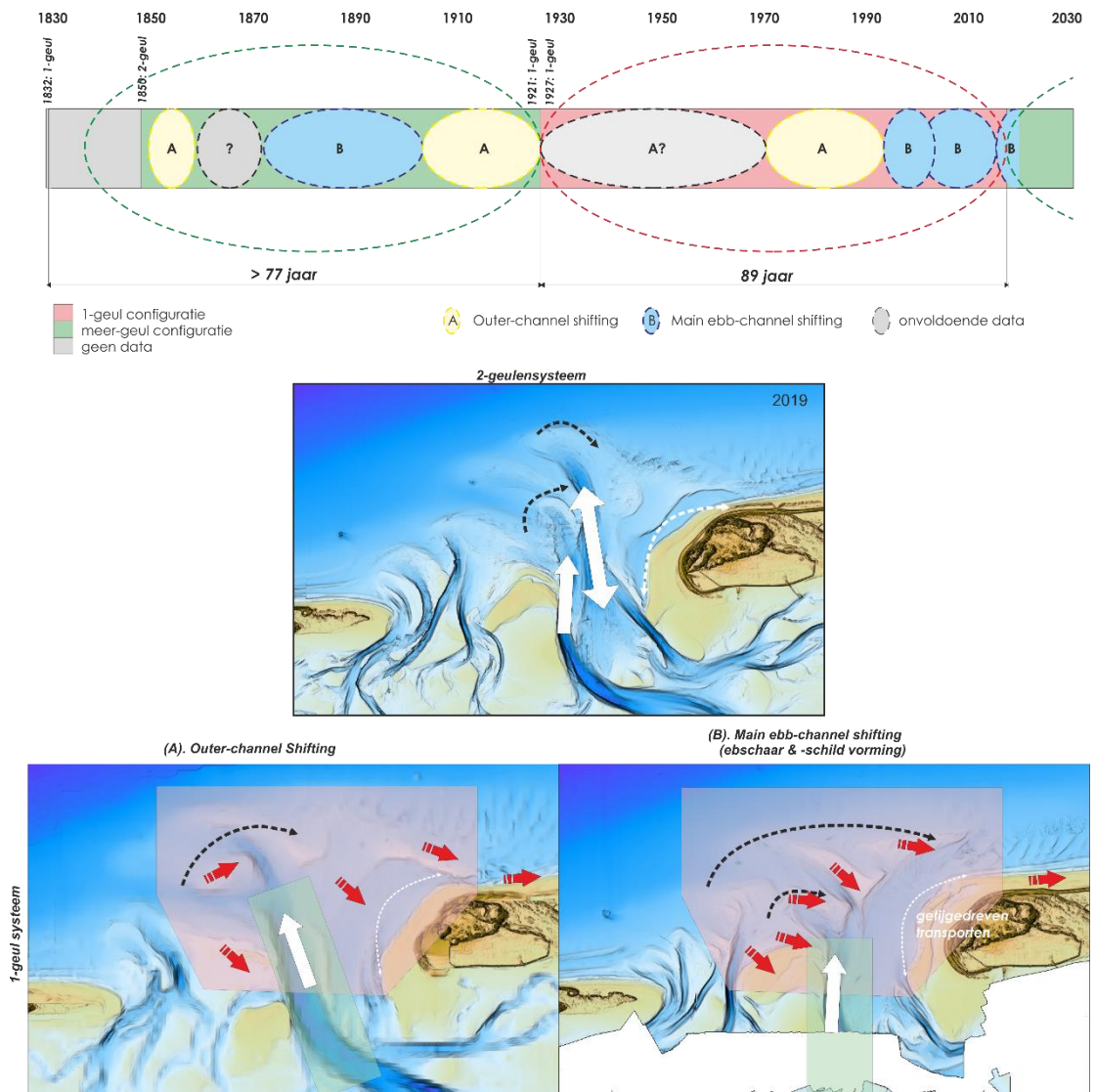


Figuur 5-4: Een conceptuele weergave van het morfologische gedrag van het Pinkegat. Boven: Een schematische tijdlijn van (A) het ontstaan van een één-geul systeem (de gestreepte, grijze, cirkels) en (B) de kleinschalige (ebgeul) dynamiek van Strandgat en Wierumergat. Alleen over de periode 1997-2019 is de meetdata beschikbaar om deze dynamiek duidelijk te onderscheiden. Het is echter waarschijnlijk dat ook voor 1997 deze dynamiek heeft plaatsgevonden.

### 5.1.5 Morfologische interactie tussen Zoutkamperlaag en de kop van Schiermonnikoog.

Het conceptuele model voor de interactie tussen Zoutkamperlaag zeegat en de kop van Schiermonnikoog heeft minder verklarende kracht als dat voor het Pinkegat zeegat. Belangrijkste reden daarvan is de grootte van het zeegat. Hierdoor duurt het langer voordat een periode van sediment bypassing is afgerond, daarnaast wordt de recente periode (vanaf 1969) sterk beïnvloed door de afsluiting van de Lauwerszee. Op basis van een analyse van de bodemkaarten kan geconcludeerd worden dat er perioden met een enkele hoofdgeul en perioden met twee hoofdgeulen op de buitendelta voorkomen (Figuur 5-5, boven). In de situatie met een dubbele hoofdgeul is de meest westelijke een diepe ebgeul (het Westgat) en ligt oostelijker een (vaak ondiepere) vloedgeul (het Plaatgat). Dit komt voor in de periode 1850 – 1921. Een periode met één geul is aanwezig tussen 1927 en 2018. Sinds 2018 is er weer een configuratie met twee geulen aanwezig (Figuur 5-5, midden).

Naast deze langzame variatie in de hoofdgeul zijn ook variaties in de (kleinschaligere) geulbankverplaatsingen te zien. Deze variaties kunnen beschreven worden door de conceptuele modellen van outer channel shifting (zie Figuur 5-5A) en main ebb channel shifting (Figuur 5-5B).



Figuur 5-5: Een conceptuele weergave van de morfologische ontwikkeling van de buitendelta van het Zoutkamperlaag zeegat. Er treden perioden met één dominante hoofdgeul en twee hoofdgeulen op. Het sediment bypassing proces bestaat uit afwisselende perioden van (A) Outer channel shifting (links onder) en (B) main ebb channel shifting (rechts onder).

### **Outer channel shifting**

Na afsluiting van de Lauwerszee, tussen 1970 en 1987, vindt een sediment bypassing proces plaats dat conceptueel beschreven kan worden als outer channel shifting (verplaatsing van de geuluitstroom, Figuur 5-5A). De conceptuele beschrijving van dit proces is in Figuur 1-1A weergegeven en in Figuur 5-5A in detail geïllustreerd voor de Zoutkamperlaag buitendelta. Het landwaartse en centrale deel van de hoofdgeul blijft hier stabiel. De uitstroom van de hoofdgeul Westgat roteert kloksgewijs. Deze rotatie wordt geïnitieerd door de vorming van banken aan de benedenstroomse zijde. Onder invloed van golven migreren de banken oostwaarts en drukken daarbij het zeewaartse deel van de ebageul oostwaarts. Hierbij wordt de geul minder efficiënt. Op een gegeven moment vormt zich een nieuwe uitstroming middels een ebschaar aan de westelijke (bovenstroomse) zijde van de bank en het proces herstart. In 1970 is zo'n ebschaar gevormd en tussen 1970-1987 groeit deze uit tot de nieuwe hoofdgeul. Ook vóór afsluiting van de Lauwerszee was deze vorm van sediment bypassing waarneembaar: tussen 1850-1859 en 1903-1934 (Figuur 4-10). Uit de waarnemingen volgt een variatie in tijdsduur van deze slingering tussen de 9 en 30 jaar.

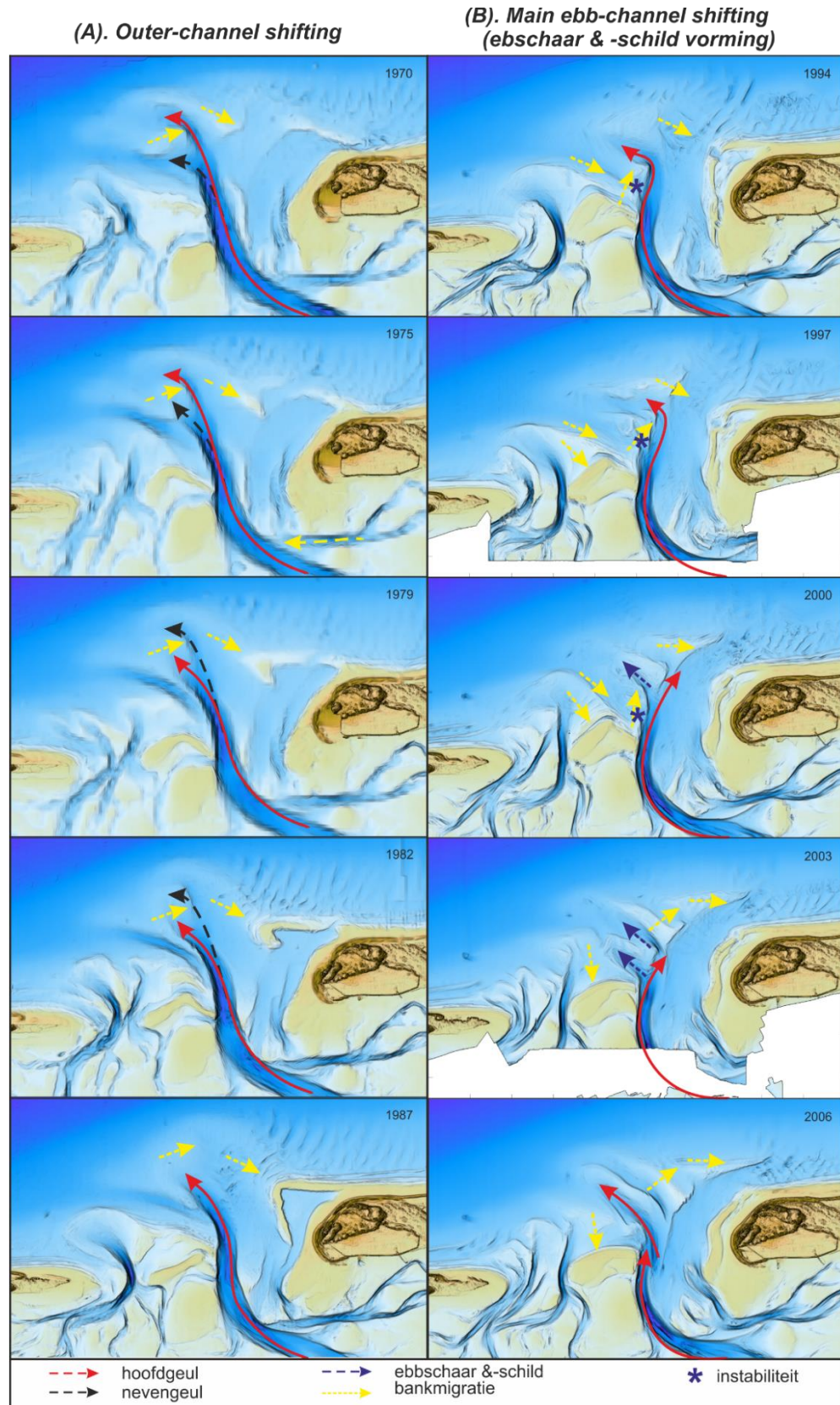
### **Main ebb channel shifting**

Er zijn ook periodes waarbij de veranderingen van de buitendelta gedictieerd worden door de vorming en groei van de systemen van ebschaar en ebschild (Figuur 5-5B). Deze geven een sediment bypassing proces dat omschreven kan worden als main ebb channel shifting (hoofdgeul verplaatsing). Het verschil met outer channel shifting zit voornamelijk in de zeewaartse extensie van de hoofdgeul. Bij outer channel shifting strekt de geul zich ver uit. De dominante morfologische veranderingen zijn dan op het zeewaartse deel van de buitendelta. Het centrale deel van de buitendelta is dan relatief stabiel. Bij main ebb channel shifting blijft eigenlijk alleen de keel stabiel en is vrijwel de gehele buitendelta aan verandering onderhevig.

Main ebb channel shifting vindt plaats tussen 1987 en 2006. In deze periode is er één grote hoofdgeul en ontstaan kleine ebschaar en -schild systemen aan de bovenstroomse zijde. Deze ontwikkeling is vrijwel identiek aan de recente ontwikkeling van het Zeegat van Ameland (Elias et al. 2019). De vorm van Het Rif speelt hier waarschijnlijk een belangrijke rol bij de start in 1987. Langs de zeewaartse zijde kan een grote zandtoevoer vanuit het Pinkegat zeegat richting de geul Zoutkamperlaag plaatsvinden. Er vormt zich een ondiepe, langgerekte bank langs de bovenstroomse zijde van de geul. Op deze bank ontwikkelen instabiliteiten. Als deze getij aantrekken groeien ze uit tot een kleine geul (ebschaar) en bijbehorende bank (ebschild). Deze ebschaar neemt een gedeelte van het debiet van de hoofdgeul over. De oude uitstroom neemt dan in belang af en het buitendelta front trekt zich landwaarts terug. Het ebschild van de nieuwe uitstroom verplaatst verder zeewaarts en groeit. Door golven wordt dit ebschild dan oostwaarts gedrukt waardoor het de oude hoofdgeul dicht begint te drukken. Dit versterkt de groei van de nieuwe ebageul. Met een zeewaartse migratie van de nieuwe ebageul ontstaat er weer ruimte voor de vorming van een nieuwe instabiliteit die dan weer kan uitgroeien tot een nieuw systeem van ebschaar en ebschild. Tussen 1994 en 2006 zien we de vorming van drie van deze systemen. Na iedere cyclus blijft het ebschild achter op de benedenstroomse zijde van het buitendeltaplatform. Deze banken worden door golven landwaarts verplaatst. Een deel van het sediment migreert langs het front van de buitendelta landwaarts en verheelt aan de noordzijde van de eilandkop met de kust van Schiermonnikoog. Een deel verplaatst zuidoostwaarts richting het centrale deel van de eilandkop. Door geulvorming wordt dit sediment in langsrichting afgevoerd en accumuleert in banken en ondiepten ten oosten en westen van de eilandkop. Waarschijnlijk is dit proces in het verleden ook opgetreden. De bodem van 1873/1874 vertoont overeenkomstige kenmerken.

De mechanismen waarom zich instabiliteiten vormen en waarom ze soms wel of niet uitgroeien als ebschild en -schaar systeem zijn niet geheel bekend. In het geval van het Friesche Zeegat is het evident dat de ontwikkeling van de secundaire banken samenhangt met de zandtoevoer vanaf het Pinkegat. De vorming van de lineaire bank lijkt plaats te vinden als er veel sedimenttoevoer van daar af heeft plaatsgevonden, waardoor een groot bankengebied aansluit op Het Rif en zeewaarts

een brede vloedgeul aanwezig is. Deze geul zorgt ervoor dat de golven ver Het Rif kunnen beïnvloeden waardoor de sedimenttoevoer richting de geul Zoutkamperlaag groot is.

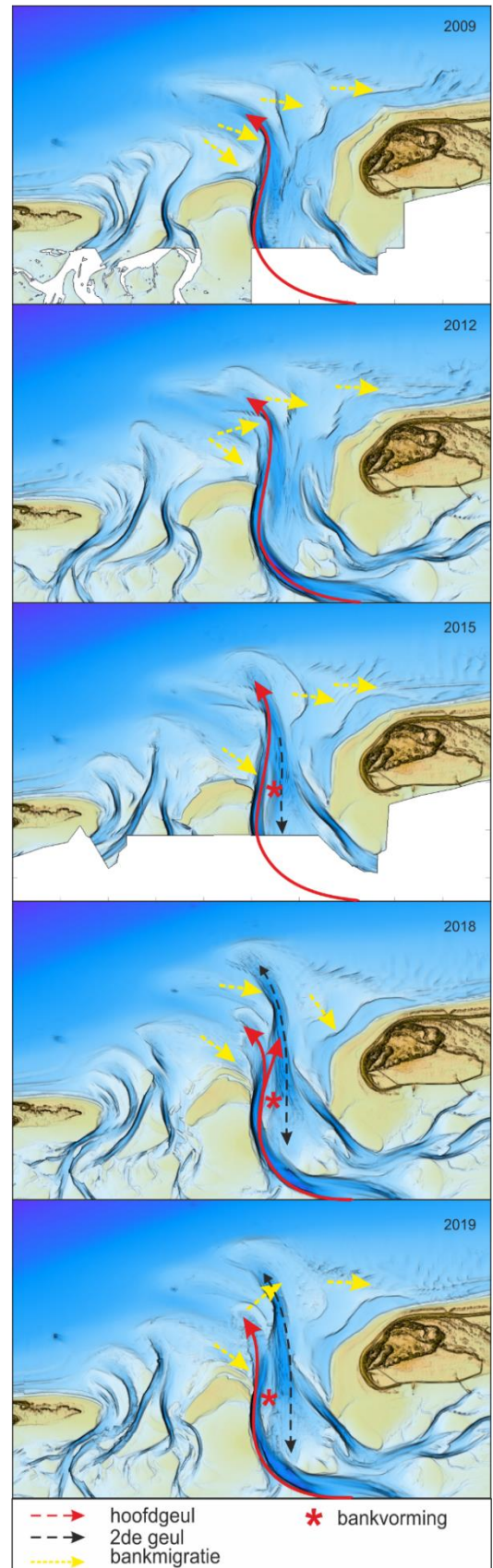


Figuur 5-6: Het optreden van Outer channel shifting (links, merk op dat in 1979 de nieuwe ebgeul de hoofdgeul werd) en Main ebb channel shifting (rechts) op de buitendelta van het Zoutkamperlaag zeegat.

Het recente gedrag (2009 - 2019) is iets afwijkend. Ook hier ontwikkelen kleine systemen van ebschaar en ebschild. Nu blijft de hoofdgeul behouden en ontwikkelt zich als dominante geul op de buitendelta (2009-2015). Daarna splitst deze zich in een eb- en een vloeddominant deel (2018-2019), gescheiden door een ondiepe rug. De Zoutkamperlaag heeft dan een uitstroombet net ten noorden van Het Rif. Oostelijk hiervan ligt dan een diepe geul, de oude ebgeul, met een vrijwel noord-zuid oriëntatie. Er lijkt nu weer een tweegeulensysteem te ontstaan.

Een tweegeulensysteem werd ook in het verleden, voor afsluiting van de Lauwerszee geobserveerd. De hydrografische kaarten over de periode 1850 en 1927 illustreren de vorming van een twee-geulensysteem. In deze periode werd ook voormalige hoofdgeul Vriesche Gat overgenomen door de Zoutkamperlaag (Figuur 4-9).

Oost (1995) concludeert dat voorafgaand aan de afsluiting van de Lauwerszee er in het kombergingsgebied een cyclisch gedrag van de hoofdgeul(en) waar te nemen is dat sterk bepaald werd door de ontwikkelingen in de buitendelta van de Zoutkamperlaag. Gedurende korte perioden was er sprake van één enkele hoofdgeul die het bekken ledigde en vulde met getijwater. Deze geul splitste zich in een vloodschaar aan de westzijde en een geul oostelijk ervan die zowel door de vloed als de eb werd gebruikt. Dit gebeurde wanneer de geulen van de buitendelta en het zeegat de stroming concentreerden langs de oostzijde van de hoofdgeul. Geleidelijk nam de oostelijke geul de geul in dimensies toe, terwijl zij belangrijker voor de drainage van het kombergingsgebied werd. Tussen beide geulen ontstond een langwerpige intergetijde plaat (Kuipersplaat). Uiteindelijk werd de meest westelijke geul verlaten en raakte opgevuld. Zo ontstond opnieuw een situatie met een enkele hoofdgeul.



Figuur 5-7 Na 2006: overgang van één hoofdgeul naar twee geulen.



## 5.2 Een enkele of dubbele hoofdgeul op de buitendelta van de Zoutkamperlaag. Is dat van belang voor de transportprocessen?

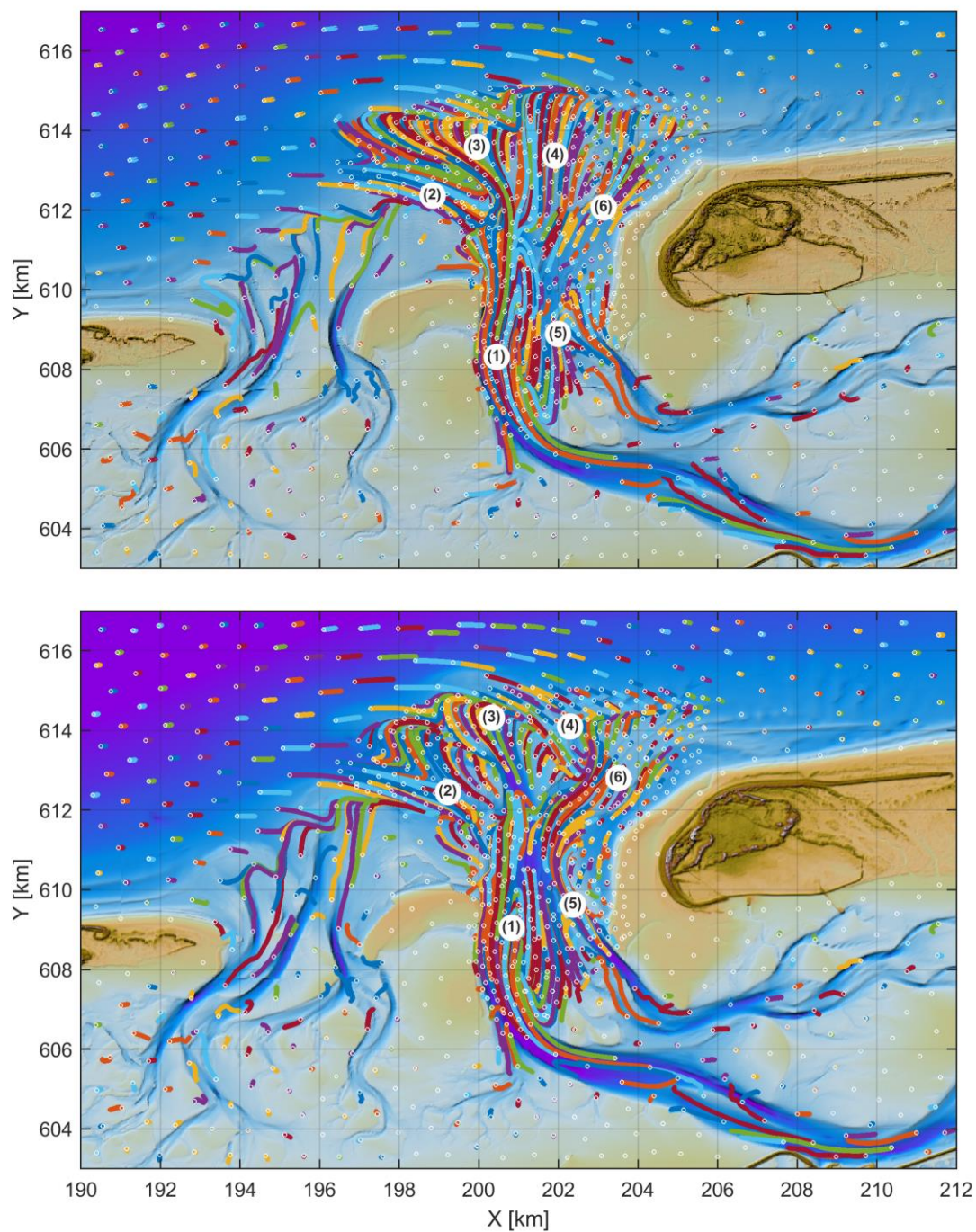
Zoals in het voorgaande hoofdstuk is beschreven was er in de periode 2009-2015 een enkele hoofdgeul aanwezig op de buitendelta, terwijl de metingen van 2018 en 2019 laten zien dat deze geul is gesplitst in een twee min-of-meer gescheiden geulen. Vanuit de meetdata is het lastig de mogelijke effecten van deze 2-geulen configuratie op de ontwikkeling van de buitendelta in te schatten. Met behulp van een SedTRAILS simulatie is het wel mogelijk de effecten van deze geulsplitsing op de transportpaden in kaart te brengen. Figuur 5-8 vat de resultaten samen. Aanvullende figuren zijn beschikbaar in Appendix B2 en B.3. Als representatief voor een 1-geul systeem is hier de bodem van 2009 gebruikt (Figuur 5-8, boven) en voor de meer-geulen situatie de 2018 bodem (Figuur 5-8, onder).

In zowel de 2009 en 2018 simulatie beide simulaties is de Zoutkamperlaag geul ebdominant (1) en vormt er zich een vloed-dominante sedimentstroom zeewaarts van het Rif (2). De transportpaden in het Pinkegat vertonen een overeenkomstig beeld met ebdominante transporten in de geulen en een oostwaarts gericht transport op de voorliggende ebschilden. In detail zijn er wel verschillen, maar dit komt waarschijnlijk vooral door de veranderingen in de onderliggende bodem.

De grootste veranderingen doen zich voor op het zeewaartse deel van de buitendelta. In 2009 vormt er zich een doorgaand transportpad vanuit de Zoutkamperlaag geul (1) richting de noordwestzijde van de buitendelta (3). Dit transportpad is in de 2018 simulatie ook wel te onderscheiden, maar bestaat hier dan wel uit 2 delen. Sediment wordt aangevoerd vanuit de Zoutkamperlaag geul richting het Westgat. Het sediment in het zeewaartse deel van het Westgat wordt dan zeewaarts de buitendelta op verspreid. In het landwaartse deel van het Westgat vindt netto een landwaarts transport plaats richting de Kuipersplaat (5). Deze landwaartse verspreiding is ook in de 2009 bodem zichtbaar.

De grootste verschillen treden op richting de Gronden van het Plaatgat. In 2009 vindt er over de gehele plaat een zeewaarts transport richting de buitendelta rand plaats (4). In de 2018 resultaten is het transport hier veel complexer. Gebieden met zeewaartse en landwaartse verplaatsing wisselen elkaar af. Een doorgaand transport pad vormt tussen het Plaatgat en de ondieptes op de Gronden van het Plaatgat in (6). Er vormt hier ook een rechtstreekse verbinding met het Binnenplaatgat (5). In 2018 is een divergentiepunt in de getijstrooming in het Plaatgat, voor de kust van Schiermonnikoog, zichtbaar.

De berekende transportpaden laten duidelijk zien dat deze verschillend zijn voor de 2 jaren. De geulconfiguratie maar ook de aanwezige banken spelen hierbij een belangrijke rol. In de 1-geul configuratie (2009) lijken de dominante transportpaden zich vanuit het bekken richting de noordwestzijde van de buitendelta te ontwikkelen. Hier zijn dan ook de grootste morfologische veranderingen te verwachten. In de meer-geul configuratie (2018) zijn ook de transportpaden over de gronden van het Plaatgat juist meer ontwikkeld en complex. Dit geeft aan dat er hier een grotere dynamiek kan plaatsvinden. Hoe dit verder door werkt in de morfologische veranderingen is vanuit deze analyse nog niet direct te beantwoorden.



*Figuur 5-8: Een weergave van de getijgedreven transporten en transportpaden op basis van de 2009 bodem (boven) en de 2018 bodem (onder). Zie Appendix B, B.2 en B.3 voor de volledige SedTRAILS resultaten.*

### 5.3 Cyclisch of periodiek gedrag op de buitendelta?

Analyse van de kustlijn van Schiermonnikoog leert dat er sinds 1900 vier (grote) bankaanlandingen plaatsvonden. De meest recente was die van de Strandhaak van Schiermonnikoog (rond 1997). Gezien het met enige regelmaat terugkomen van bankaanlandingen, wordt het onderliggende proces vaak als *cyclisch* beschreven. Zo is er een cyclisch conceptueel model voor het zeegat van Ameland opgesteld door Israël en Dunsbergen (1999). Zij concluderen dat een plaat-geul evolutie met een cyclus van 50 – 60 jaar optreedt. Cycliciteit kan ook optreden in de geulontwikkeling (Oost, 1995). Hij beschrijft de geulontwikkelingen van het Pinkegat zeegat als cyclisch: van één-naar 2-geulensysteem en weer terug in een tijdsbestek van 20 tot 40 jaar (*Figuur 5-3*). Ook voor buitenlandse systemen wordt het cyclische denkmodel wordt al lange tijd gehanteerd als basis voor conceptuele modellen van buitendelta's (o.a. FitzGerald, 1998 en FitzGerald et al., 1978, 2000). Deze zijn gebaseerd op het sediment bypassing concept dat voor het eerst werd beschreven door Bruun en Gerritsen (1959). Veelal zijn deze conceptuele modellen opgesteld voor kleine zeegatsystemen, zoals die bijvoorbeeld aan de westkust van de Verenigde Staten aanwezig zijn. Onderzoekers zoals Son et al. (2011) en Elias et al. (2019) twijfelen aan de algehele geldigheid van deze concepten. Deze auteurs concluderen dat de concepten vaak worden toegepast, maar dat een goede onderbouwing met meetdata meestal ontbreekt.

Een denkmodel dat is gebaseerd op een cyclische ontwikkeling is in theorie een *deterministisch* denkmodel, waarbij de opeenvolgingen van uitkomsten een causaal verband hebben. Hiermee krijgt een deterministisch denkmodel een voorspellende waarde. Een voorbeeld van zo'n verband is de verhouding tussen het gemiddelde getij en gemiddelde golfenergie. Deze bepaalt de vorm en grootte van de sediment bypassing banken (Bruun en Gerritsen, 1959; Oertel, 1975 enz.). Met een in verhouding groter getijprisma bouwt de buitendelta zeewaarts uit en met een grotere golfenergie wordt de buitendelta kustwaarts geduwd.

Een dergelijke deterministische aanpak is waarschijnlijk wel passend bij kleinschalige, natuurlijke, zeegatsystemen, maar lijkt niet passend bij de grote, complexe systemen van de Waddenzee. De morfologische ontwikkelingen van het Zeegat van Texel en het Friesche Zeegat ondersteunen deze stelling. Beide zeegaten laten een grote morfologische respons zien na afsluiting van een deel van het kombergingsgebied. Door afsluiting van de Lauwerszee veranderde de grootte van het bekken van het Zeegat van de Zoutkamperlaag en daardoor de getijbeweging en het getijprisma. De vrijwel instantane afname van het getijprisma geeft een onbalans tussen de (nieuwe) hydrodynamica en de aanwezige morfologie en heeft grote morfologische veranderingen op de buitendelta geïnitieerd. Deze ontwikkelingen zijn een instantane respons op een verstoring, met verder geen casueel verband met de eerder (natuurlijk) opgetreden morfologische ontwikkelingen. Dit kan beter worden beschouwd als een *niet stationair stochastische* respons. In tegenstelling tot het deterministisch proces konden de uitkomsten van tevoren eigenlijk niet bekend zijn. Naast grootschalig menselijk ingrijpen zijn er andere stochastische processen mogelijk in zeegatsystemen. Een voorbeeld hiervan wordt gegeven in deze studie (Hoofdstuk 5.1.4), waarbij het geulgedrag van het Pinkegat zeegat zowel deterministisch als een stochastisch verloop vertoont. Het initiëren van een nieuwe geul is een niet stationair stochastische proces en moeilijk te voorspellen, maar zodra de geul gevormd is, dan volgt deze een deterministisch verloop dat min of meer voorspelbaar is. Ook in andere zeegaten speelt dit proces. Zo ontstaan op de buitendelta van het Zeegat van Ameland kleine instabiliteiten die soms wel en soms niet uitgroeien tot ebschild- en ebschaar systemen. Dit is een stochastisch proces. Zodra zo'n ebschild en -schaar vormt, wordt de verdere groei gestuurd door het getij en de golfenergie (Elias et al. 2019). De ontwikkeling is vanaf dit punt te voorspellen en wordt daarmee deterministisch. Dit betekent dat wanneer een ontwikkeling (stochastisch) zich voordoet op schaalniveau 1 deze studie handvaten biedt om een ontwikkeling te kunnen voorspellen (op schaalniveau 1 en 2).

Het cyclische (deterministisch) denkmodel voor zeegaten (op schaalniveau 2) is niet in staat de onderliggende processen op laagste schaalniveau te verklaren noch te voorspellen (schaalniveau

1). Hierdoor is de doorwerking vanuit schaalniveau 1 op de ontwikkeling van de buitendelta (schaalniveau 2) ook niet te verklaren en te voorspellen. Daarnaast is de herhalingsstijd van de cycliciteit ook niet voldoende te verifiëren en te voorspellen gezien de beperkte lengte van de meetreeksen van bodems (amper 200 jaar in het gunstigste geval).

Het besef dat zowel niet stationair stochastische processen als deterministische processen een rol spelen is voor het kustbeheer een belangrijk nieuw inzicht, vanwege de nuancering die het geeft op een denkmodel dat primair gebaseerd is op cyclische ontwikkeling. Omdat dit zo'n krachtig concept is (het geeft een toekomstvoorspelling) is het aantrekkelijk om te gebruiken. Zowel voor het Friesche Zeegat (deze rapportage) en het zeegat van Ameland lijkt het concept van cyclische ontwikkeling niet goed hanteerbaar. Stochastische processen, door mens of natuur geïnitieerd, spelen hiervoor een te belangrijke rol. Daar staat tegenover, ook al is het niet mogelijk om met grote zekerheid de morfologische ontwikkeling ver in de toekomst te voorspellen, dat zodra een ontwikkeling in gang is gezet, deze wel goed deterministisch kan worden doordacht. Het frequent monitoren van de buitendelta's lijkt dan ook een vereiste. Alleen zo kan zowel het deterministische gedrag worden begrepen als eventuele stochastische verstoringen worden opgemerkt.

## 6 Conclusies en Aanbevelingen

### 6.1.1 Conclusies

Het uitgebreid (her)analyseren van recente en historische meetdata gecombineerd met procesgebaseerde modellering verschaft veel inzicht in de werking van het morfologische systeem van het Friesche Zeegat. Deze kennis is essentieel voor het begrijpen van de kustlijnliggingen van de aangrenzende eilandkop van Schiermonnikoog en eilandstaart van Ameland.

Een schaal-cascade model gebaseerd op de 4 schalen: (1) de kustlijnen en individuele platen of geulen, (2) de buitendelta, (3) het zeegatsysteem en (4) het Waddengebied als geheel is opgesteld voor het Friesche Zeegat. Er kan worden geconcludeerd dat er geen duidelijke beïnvloeding vanuit het schaalniveau van het hele Waddengebied te onderscheiden is op de ontwikkeling van het zeegat en de aanliggende kustlijnen. Dit is te verklaren uit zowel de stabiele ligging van het systeem als het niet-onderscheidbaar zijn in de praktijk van effecten van gaswinning en zeespiegelstijging.

Het verklaren van de ontwikkelingen op de schaal van de buitendelta en de kustlijn (schaal 1 en 2) is gebaseerd op het begrijpen van het sediment-bypassing proces. De Engelsmanplaat en Het Rif vormen hierin een barrière en scheiding tussen de zeegaten van Pinkegat en Zoutkamperlaag. Beide zeegaten hebben een eigen dynamiek van geulen en platen.

Het Pinkegat zeegat varieert tussen één en meergeulensysteem. De herhalingsstijd ligt hier op ongeveer 40-50 jaar. De geulen Strandgat en Wierumergat vertonen een herhalingsstijd van ongeveer 10 jaar. De groei en terugtrekking van De Hon lijkt samen te vallen met de afwisseling tussen de één en meer-geulen configuratie. In de één-geulconfiguratie is de hoofdgeul groot en diep en is De Hon sterk uitgebouwd.

De buitendelta van het zeegat van de Zoutkamperlaag vertoont een complex gedrag. Er zijn grofweg drie perioden te onderscheiden: perioden met een enkele hoofdgeul (1927-2018) en perioden met twee hoofdgeulen (1820-1921 en vanaf 2018). Het gedrag van de geulen en banken op de buitendelta kan worden beschreven met de conceptuele modellen van outer-channel shifting (alleen het uiteinde van de hoofdgeul verplaatst periodiek) en main ebb channel shifting (de gehele geul verplaatst). Beide vormen van sediment bypassing geven als resultaat dat periodiek banken aanlanden op de eilandkop van Schiermonnikoog. Het eindresultaat is gelijk, maar de onderliggende processen zijn anders.

De afsluiting van de Lauwerszee heeft geresulteerd in grote veranderingen op de buitendelta zoals de vorming van een grote strandhaak. De afsluiting heeft echter niet geleid tot een wezenlijk andere dynamiek in de sediment bypassing op de buitendelta. Zowel voor als na afsluiting treden de twee mechanismen van sediment bypassing (outer channel shifting en main ebb-channel shifting) op en vormen er zich één of twee geul configuraties. Voor de kust van Schiermonnikoog lijkt het dan ook plausibel dat bankaanlandingen blijven plaatsvinden.

### 6.1.2 Aanbevelingen

Met doorgaande metingen en onderzoek (o.a. B&O kust en Kustgenese 2) is al veel inzicht verkregen in de werking van zeegaten. Gedetailleerde analyses zijn al uitgevoerd voor het Zeegat van Texel (Elias en Van der Spek, 2017), het zeegat van Ameland (Elias et al., 2020) en het Friesche Zeegat. Deze analyses laten allen zien dat de zeegaten zeer complexe morfologische systemen zijn en dat de toen aanwezige kennis niet voldoende accuraat was om het gedrag te beschrijven. Zo is het vaak gehanteerde concept van cyclische ontwikkeling in het Zeegat van Texel en dat van Ameland niet geldig. In het Friesche Zeegat is dit model alleen geldig voor de beschrijving van het ebgeul gedrag in het Pinkegat. Deze observatie laat zien dat het raadzaam is om ook voor de overige zeegaten (Eierlandse Gat, Vlie en de zeegaten van het Groninger Wad) een soortgelijke (her)analyse en actualisatie van het morfologische gedrag uit te voeren.

Deze studie richt zich met name op de buitendelta's en eilandkusten terwijl de ontwikkelingen in het bekken slechts beperkt zijn meegenomen. Een soortgelijke analyse van de morfologische ontwikkelingen in het bekken wordt geadviseerd om het totale systeem beter te begrijpen.

Uniek voor de zeegaten van de Waddenzee is de lange tijdreeks van observaties die aanwezig is. De recente (digitale) data (Vaklodingen, Lidar en Jarkus) is vanuit diverse databronnen goed beschikbaar en toegankelijk. De oudere data, zoals de hydrografische kaarten zijn niet algemeen beschikbaar en vaak in lage resolutie. De hydrografische kaarten geven echter wel een goed inzicht in de lange-termijn morfologische ontwikkelingen. Het beschikbaar maken van deze kaarten in voldoende resolutie en bij voorkeur in een digitale omgeving (zoals ARC-GIS) kan toekomstig onderzoek ondersteunen.

Deze studie is in essentie gebaseerd op een uitgebreide analyse van morfologische kaarten. De op de data gebaseerde inzichten zijn vervolgens getoetst met SedTRAILS. SedTRAILS verschaft direct inzicht in de onderliggende sediment transport processen en vormt hier een uitstekend hulpmiddel in het verfijnen van de morfologische inzichten. Het nut en de functionaliteit van SedTRAILS kan worden vergroot door verbetering van de SedTRAILS formuleringen (met name het realistisch afschatten van de verplaatsingsnelheid) en door toepassing van de nieuwe analysetechnieken zoals connectiviteit (zie Pearson et al. 2020).

Dit rapport laat zien dat een *deterministisch* denkmodel (waarbij opeenvolgingen van uitkomsten een causaal verband hebben), zoals het concept van cyclische ontwikkeling, voor het Friesche Zeegat niet voldoende toepasbaar is. Niet stationair stochastische processen door mens of natuur geïnitieerd, spelen een belangrijke rol. Zodra een morfologische ontwikkeling in gang gezet is, kan de verdere voortgang wel goed deterministisch worden doordacht. Het frequent monitoren van de buitendelta's is hierbij een vereiste. Alleen zo kan zowel het deterministische gedrag worden begrepen als eventuele stochastische verstoringen worden opgemerkt.

## 7 Referenties

Biegel, E. J., 1993, Morphological changes due to sea-level rise in tidal basins in the Dutch Wadden Sea versus morphological response model MORRES. Rapport IMAU-93.14. Institute for Marine and Atmospheric research Utrecht. Faculty of Geographical Sciences (Utrecht): 124 pp.

Biegel, E. & Hoekstra, P., 1995: Morphological response characteristics of the Zoutkamperlaag Inlet, Friesian Inlet, The Netherlands to a sudden basin area reduction. International Association of Sedimentologists. Special Publication 24: 85-99.

Bruun, P., Gerritsen, F., 1959. Natural bypassing of sand at coastal inlets. Journal of the Waterways and Harbors, Harbor Division, 85 (4), p. 75-107.

Cowell, P.J., Stive, M.J.F., Niederoda, A.W., de Vriend, H.J., Swift, D.J.P., Kaminsky, G.M. and Capobianco, M., 2003a, 'The coastal-tract (part 1): a conceptual approach to aggregated modelling of low-order coastal change', Journal of Coastal Research, 19(4): 812 – 827.

Cowell, P.J., Stive, M.J.F., Niederoda, A.W., Swift, D.J.P., de Vriend, H.J., Buijsman, M.C., Nicholls, R.J., Roy, P.S., Kaminsky, G.M., Cleveringa, J., Reed, C.W. and de Boer, P.L., 2003b, 'The coastal-tract (part 2): Applications of aggregated modelling of lower-order coastal change', Journal of Coastal Research, 19(4): 828 – 848.

Davis, R.A., Hayes, M.O., 1984. What is a wave-dominated coast? Marine Geology 60, 313-329.

Dean, R.G., 1988. Sediment interaction at modified coastal inlets: processes and policies. In: Aubrey, D., Weishar, L. (Eds.), Hydrodynamics and Sediment Dynamics of Tidal Inlets. Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies 29. Springer, New York, pp. 412-439.

De Kruif, A.C., 2001. Bodemdieptegegevens van het Nederlandse Kuststelsel; Beschikbare Digitale Data en een Overzicht van Aanvullende Analoge Data. Report RIKZ/2001.041 (in Dutch), Rijkswaterstaat, National Institute for Coastal and Marine Management RIKZ, The Hague.

de Ruig, J.H.M., 1998. Coastline management in The Netherlands: human use versus natural dynamics. Journal of Coastal Conservation, 4 (2): 127-134.

Deltares (2017). QUICKIN. Generation and manipulation of grid-related parameters such as bathymetry, initial conditions and roughness. User Manual, Hydro-Morphodynamics & Water Quality, Version: 4.00. Revision: 50482. Deltares Delft.

Digipol, 1997. Gebruikershandleiding Digipol, 1997. versie 1.0. beheerder RWS/RIKZ.

Ehlers, J., 1988. The Morphodynamics of the Wadden Sea. Rotterdam, 397 p.

Elias, E.P.L., 2018. Een actuele zandbalans van de Friesche Zeegat. Report 11202190-000 (in Dutch). Deltares, Delft: 27 pp.

Elias, E.P.L. & Vermaas, T., 2019a. Waddenzee Vaklodingen: Data op Orde. Een inventarisatie van de Vaklodingen - Waddenzee (1984-2019). Rapport 11203669-006-ZKS-0001, Deltares Delft, 42 p.

Elias, E.P.L. & Vermaas, T., 2019b. Evaluatie Pilot Westgat. Een analyse van de stroming en sedimenttransporten in de verdieping. Rapport 11203669-005-ZKS-0001, Deltares, Delft, 49 p.

Elias, E.P.L., 2020. Erosie Schiermonnikoog, Memo 11205236-ZKS-0001, Deltares, Delft, 10 p.

Elias, E.P.L., Pearson, S, Van der Spek, .2020. Understanding the morphological processes at Ameland Inlet. Kustgenese 2.0 synthesis of the tidal inlet research. Report 1220339-008-ZKS-0008, Deltares, Delft, 82 p.

- Elias, E.P.L., Van der Spek, A.J.F., 2017. Dynamic preservation of Texel Inlet, the Netherlands: understanding the interaction of an ebb-tidal delta with its adjacent coast. *Netherlands Journal of Geosciences* 96 (4), 293–317.
- Elias, E.P.L., van der Spek, A.J.F. & Lazar, M., 2016. 'The "Voordelta", the contiguous ebb-tidal deltas in the SW Netherlands: large-scale morphological changes and sediment budget 1965–2013; impacts of large-scale engineering', *Netherlands Journal of Geosciences - Geologie en Mijnbouw*, online version, 27 pp. doi:10.1017/njg.2016.37
- Elias, E.P.L., Van der Spek, A.J.F, Wang, Z.B., De Ronde, J., 2012. Morphodynamic development and sediment budget of the Dutch Wadden Sea over the last century. *Netherlands Journal of Geosciences* 91 (3): 293-310.
- Elias, E.P.L., Van der Spek, A.J.F, Wang, Pearson, S., 2020. Technisch advies Rol en Mogelijkheden Buitendelta's voor het Kustbeheer. Ten behoeve van beleidsadvies Kustgenese 2.0. Rapport 1220339-009-ZKS-0006, Deltares Delft, 32 p.
- Elias, E.P.L., Van der Spek, A.J.F., Pearson, S., Cleveringa, J., 2019. Understanding sediment bypassing processes through analysis of high-frequency observations of Ameland Inlet, the Netherlands. *Marine Geology* 415.
- Elias, E.P.L. en Pearson, S.G., 2020. SedTRAILS - Sediment TRANsport visualization & Lagrangian Simulator. A novel method to visualize and analyse sediment transport pathways. Rapport 11205236-003-ZKS-0002, Deltares, Delft, 37 p.
- Esselink, J.W.P. 2000. Nature Management of Coastal Salt Marshes; Interactions between anthropogenic influences and natural dynamics. Dissertatie Rijksuniversiteit Groningen.
- Ey, J. 2010. Initiation of dike-construction in the German clay district. In: Marencic, H., Eskildsen, K., Farke, H. and Hedtkamp, S. (Hrsg.), *Proceedings of the 12th International Scientific Wadden Sea Symposium "Science for Nature Conservation and Management"*, Wilhelmshaven, 30 March – 3 April 2009. Wadden Sea Ecosystem No. 26. Common Wadden Sea Secretariat, Wilhelmshaven, Germany.
- FitzGerald, D.M., 1996. Geomorphic variability and morphologic and sedimentologic controls on tidal inlets. In: Mehta, A.J. (Ed.). *Understanding Physical Processes at Tidal Inlets Based on Contributions by Panel on Scoping Field and Laboratory Investigations in Coastal Inlet Research*. *Journal of Coastal Research* SI 23, 47-71.
- FitzGerald, D.M., Penland, S., Nummedal, D., 1984. Control of barrier island shape by inlet sediment bypassing: East Frisian Islands, West Germany. *Marine Geology* 60, 355-376.
- FitzGerald, D.M., Kraus, N.C., Hands, E.B., 2000. Natural Mechanisms of Sediment Bypassing at Tidal Inlets. Report ERDC/CHL CHETN-IV-30, US Army Corps of Engineers, Vicksburg.
- De Haan, H., IJbema, R., Reitsma, D.T., 1983. Engelsmanplaat. Geschiedenis van en gebeurtenissen rond een zandbank. Stichting 't Fiskershúske, Moddergat.
- Hein, C.J., Fitzsimons, G.G., FitzGerald, D.M., Fallon, A.R., 2016. Records of migration and ebb-delta breaching at historic and ancient tidal inlets along a river-fed paraglacial barrier island. *Journal of Coastal Research* SI 75, 228-232.
- Herrling, G., Winter, C., 2018. Tidal inlet sediment bypassing at mixed-energy barrier islands. *Coast. Eng.* 140, 342–354.
- Hillen, R. & de Haan, Tj., 1993. Development and implementation of the coastal defense policy for the Netherlands. In: Hillen, R. & Verhagen, H.J. (eds.), *Coastlines of the southern North Sea*, p. 118-201. American Society of Civil Engineers (New York, NY).
- Hillen, R. & Roelse, P., 1995. Dynamic Preservation of the Coastline in the Netherlands. *Journal of Coastal Conservation*, 1 (1): 17-28



- Israël, C.G., Dunsbergen, D.W., 1999. Cyclic morphological development of the Ameland Inlet, The Netherlands. Proceedings of Symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics, Genova, Italy, Volume 2, pp. 705-714.
- Laan, S.C., 2019. Understanding coastal dynamics at an ebb-tidal delta in the Wadden Sea. A case study of Schiermonnikoog NW with Delft3D Flexible Mesh. MSc. Thesis, Delft University of Technology, Delft, 105 p.
- Lammers, H. et al. (2016): Natura 2000 beheerplan Noordzeekustzone. Ministerie van Infrastructuur en Milieu, Rijkswaterstaat Zee en Delta
- Luck, G. (1976). Inlet changes of the eastfrisian Islands. Proceedings 15<sup>th</sup> conference on Coastal Engineering, Vol 2: 1938-1967.
- Mars, S. & Cordia, P., 1901. Gids voor de Zuiderzee en de Noordelijke zeegaten, met inbegrip van het Zeegat aan den Hoek van Holland, de Wester Eems en de haven van Amsterdam. Born, Nederland. 253 p.
- Noordstra, A., 1989. Zandhaak Schiermonnikoog, volumebepaling. Notitie ANW 89.51, Rijkswaterstaat, directie Friesland, .11 p.
- Oertel, G.F., 1977. Geomorphic cycles in ebb deltas and related patterns of shore erosion and accretion. Journal of Sedimentary Petrology 47, 1121-1131.
- Oost, A.P., 1995. Dynamics and Sedimentary Development of the Dutch Wadden Sea with Emphasis on the Frisian Inlet. A Study of Barrier Islands, Ebb-Tidal Deltas, Inlets and Drainage Basins. Geologica Ultraiectina, Mededelingen van de Faculteit Aardwetenschappen 126, Utrecht University (Utrecht): 454 pp.
- Oost, A.P. & De Haas, H., 1992. Het Friesche Zeegat, morfologisch-sedimentologische veranderingen in de periode 1970-1987, een getijde inlet systeem uit evenwicht. Deel 1 and 2, rapport Kustgenese, 68 pp. and 22 Figs.
- Oost, A.P. & De Haas, H., 1993. Het Friesche Zeegat, morfologisch-sedimentologische veranderingen in de periode 1927-1970, cyclische veranderingen in een tidal-inlet systeem, 96 pp. and 15 Figs. Oost 1995,
- Oost, A.P., Nederhoff, K., Van der Valk, B., Maarse, M., 2018. Beheerbibliotheek Schiermonnikoog. Beschrijvingen van het kustvak ter ondersteuning van het beheer en onderhoud van de kust. Rapport 11202190-000, Deltares, Delft, 87p.
- Pearson, S.G., van Prooijen, B.C., Elias, E.P.L., Vitoesek, S., Wang, Z.B., (2020), Sediment Connectivity: A Framework for Analyzing Coastal Sediment Transport Pathways. Journal of Geophysical Research Earth Surface, 125-10, <https://doi.org/10.1029/2020JF005595>.
- Postma, J.T., 1982: Ontwikkeling van het Pinkegat voor zover van belang voor de kustontwikkeling van Ameland. Rijkswaterstaat, Meet- en Adviesdienst, nota 82-30, 16 pp.
- Postma, J.T. & R. Reenders, 1986. Morfologische en hydraulische gevolgen van de afsluiting van de Luawerszee voor het stroomgebied van het friesche Zeegat en de vaarweg naar Lauwersoog in het bijzonder. Rijkswaterstaat Meet- en Adviesdienst Delfzijl Nota 84.21.
- Rijkswaterstaat, 1990. A new coastal defence policy for the Netherlands. Dutch Ministry of Transport and Public Works Policy Report, 103pp.
- Son, C.S., Flemming, B.W., Bartholomä, A., 2011. Evidence for sediment recirculation on an ebb-tidal delta of the East Frisian barrier-island system, southern North Sea. Geo Marine Letters 31, 87–100.
- Sha, L. P., 1989a. Variation in ebb-tidal delta morphologies along the west and East Frisian Islands, the Netherlands and Germany. Marine Geology 89: 11-28.

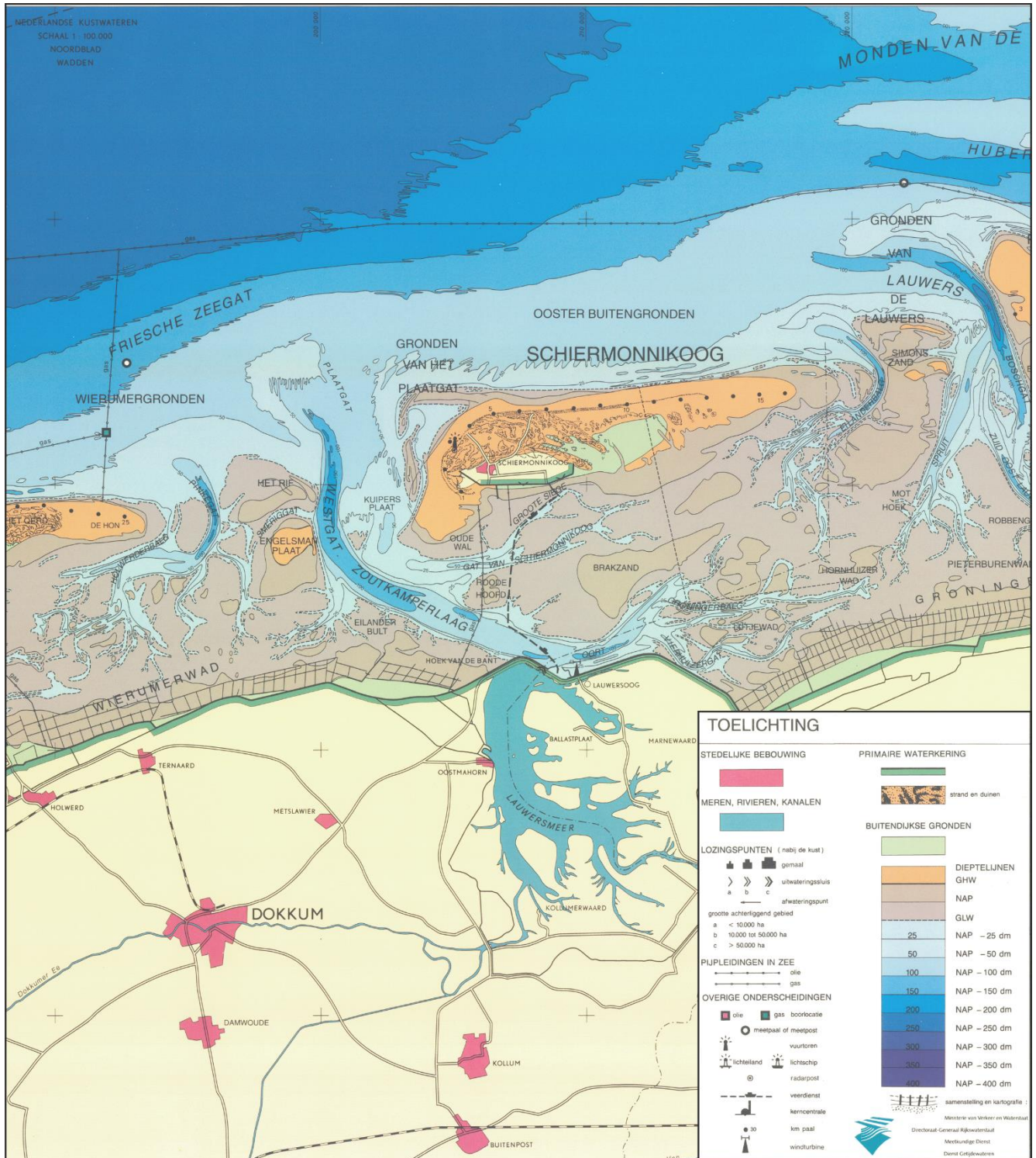
- Sha, L.P., 1992: Geological Research in the Ebb-Tidal Delta of 'Het Friesche Zeegat', Wadden Sea, The Netherlands, Rapport R.G.D., 20 pp.
- Sha, L.P., 1990. Sedimentological Studies of the Ebb-Tidal Deltas along the West Frisian Islands, the Netherlands. *Geologia Ultraiectina*, Mededelingen van de Faculteit Aardwetenschappen 64, University Utrecht (Utrecht): 159 pp.
- Steijn, R.C., 1991. Some Considerations on Tidalinlets: A literature survey on hydrodynamic and morphodynamic characteristics of tidal inlets with special attention to Het Friesche Zeegat. Technical report, WL|Delft Hydraulics, Delft, 1991.
- Steijn, R.C., & Hartsuiker, G., 1992. Morphodynamic Response of a Tidal Inlet after a Reduction in Basin Area: Numerical simulation of hydro- and morphodynamics of the mesotidal inlet "Het Friesche Zeegat". Technical report, WL|Delft Hydraulics, Delft.
- 1992.Stive, M.J.F., Wang, Z.B., 2003. Morphodynamic modeling of tidal basins and coastal inlets. In: Lakhan, C. (Ed.), *Advances in Coastal Modelling*. Elsevier Oceanography Series 67, pp. 367-392.
- Van der Lugt, M., Cleveringa, J., Wang, ZB, 2020. Integrale analyse morfologie Ameland-Oost. Rapport 11203910-002-ZKS-0003, Deltares, Delft, 73 p.
- Van Rhijn, 1851: Beschrijving bij "Hydrografische kaart van het Vriesche Zeegat met een gedeelte der Vriesche en Groninger Wadden", trigonometrisch opgenomen en in plan gebracht, hydrographical chart, scale 1:50,000.
- Van der Spek, A.J.F., 1994. Large-Scale Evolution of Holocene Tidal Basins in The Netherlands. Ph.D. Thesis, Utrecht University (Utrecht).
- Van Heteren, S. & A.J.F. Van der Spek (2003), Long-term evolution of a small estuary: the Lauwerszee (northern Netherlands). NITG 03-108-A. Netherlands Institute of Applied Geoscience TNO - National Geological Survey, 18 pp.
- Van Straaten, L. M. J. U., 1964, De bodem der Waddenzee. Het Waddenboek, Thieme & Cie, p. 75-152.
- Van Veen, J., 1950. Eb en vloed-schaar systemen in de Nederlandse getijwateren (in Dutch). *Tijdschrift Koninklijk Nederlands Aardrijkskundig Genootschap*, 303-325.
- Van Veen, J., Van der Spek, A.J.F., Stive, M.J.F., Zitman, T., 2005. Ebb and flood channel systems in the Netherlands tidal waters. *Journal of Coastal Research* 21, 1107–1120.
- Vollmer, M., Guldberg, M., Maluck, M., Marrewijk, D. & Schlicksbier, G. 2001. Landscape and Cultural Heritage in the Wadden Sea Region – Project Report. Wadden Sea Ecosystem No. 12. Common Wadden Sea Secretariat. Wilhelmshaven, Germany.
- Vos, P. & Knol, E., 2015. Holocene landscape reconstruction of the Wadden Sea area between Marsdiep and Weser. Explanation of the coastal evolution and visualisation of the landscape development of the northern Netherlands and Niedersachsen in five palaeogeographical maps from 500 BC to present. *Netherlands Journal of Geosciences — Geologie en Mijnbouw* |94 – 2 | 157–183 | 2015.
- Vos, P.C. & Van Kesteren, W., 2000. The long-term evolution of intertidal mudflats in the northern Netherlands during the Holocene; natural and anthropogenic processes. *Continental Shelf Research* 20(12):1687-1710.
- Vos, P.C., Bazelmans, J., Weerts, H.J.T., van der Meulen, M.J. (Eds.), 2011. Atlas van Nederland in het Holoceen; Landschap en bewoning vanaf de laatste ijstijd tot nu. Bert Bakker Publishers, Amsterdam, 96 pp. (in Dutch)

Wang, Z.B., 2007, Morfologische ontwikkeling van Het Rif en de Engelsmanplaat. Analyse naar mogelijke invloed van de bodemdaling. Rapport Z3973 WL Delft Hydraulics, Delft

Wiertz, J. 1990: Ontstaanswijze, grondwater en bijzondere plantesoorten van enkele duinvalleien op Oost-Ameland. RIN-rapport 90/16, 49 pp.

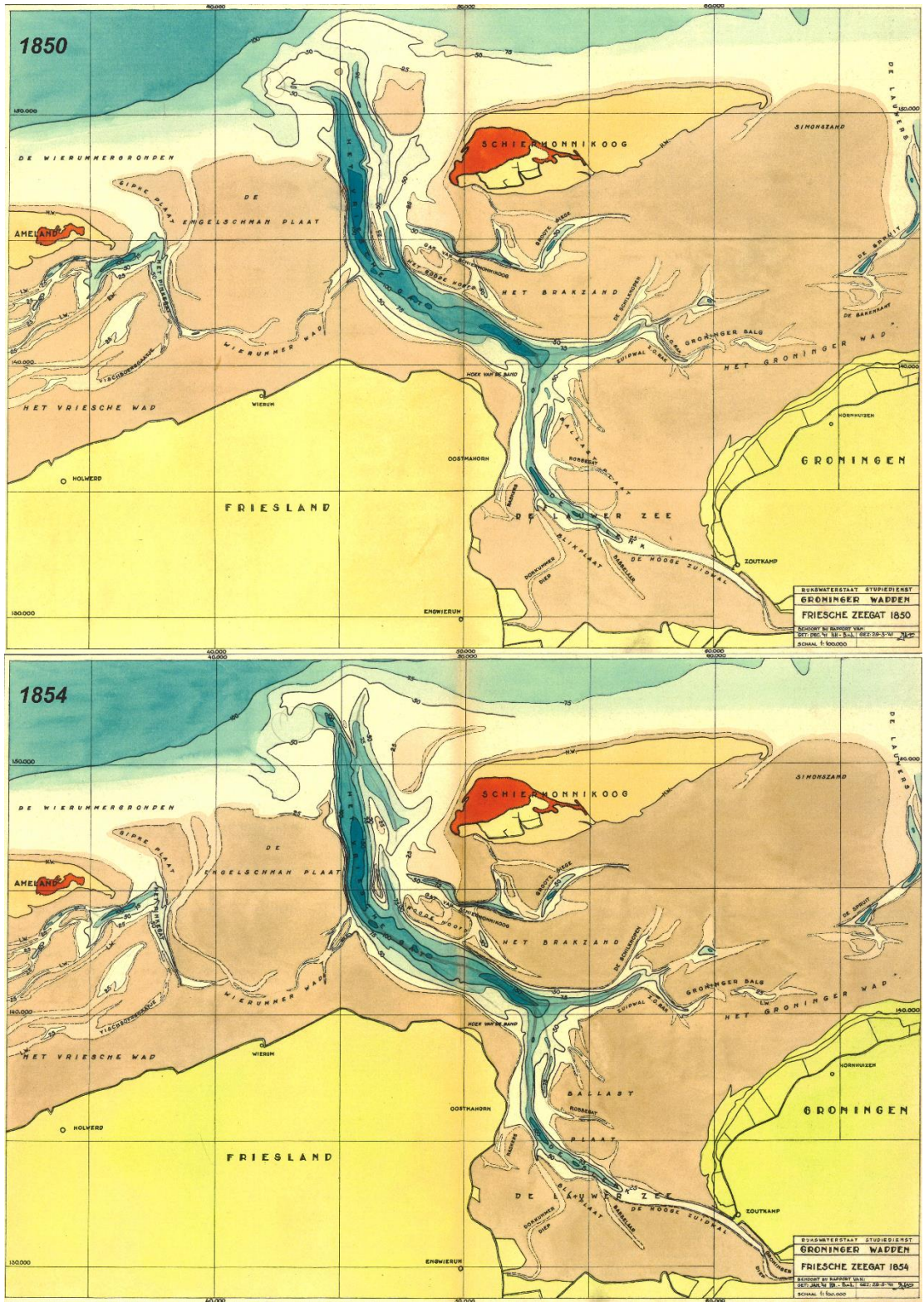
# A Meetdata

## A.1 Zeekaart Rijkswaterstaat

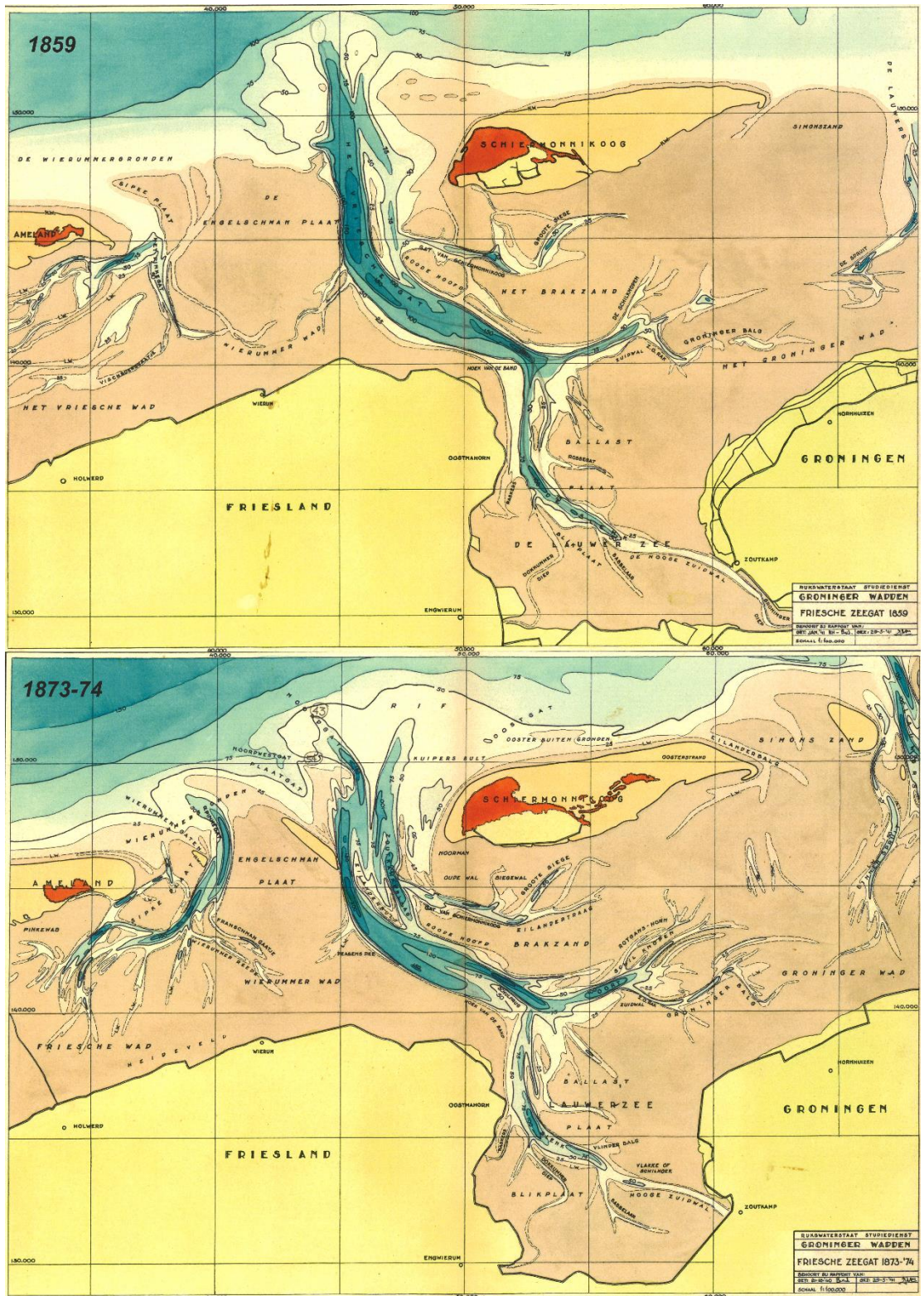


Figuur A-1: Een uitsnede van het Friesche Zeegat uit de zeekaart voor de Nederlandse Kustwateren, Waddengebied Oost.

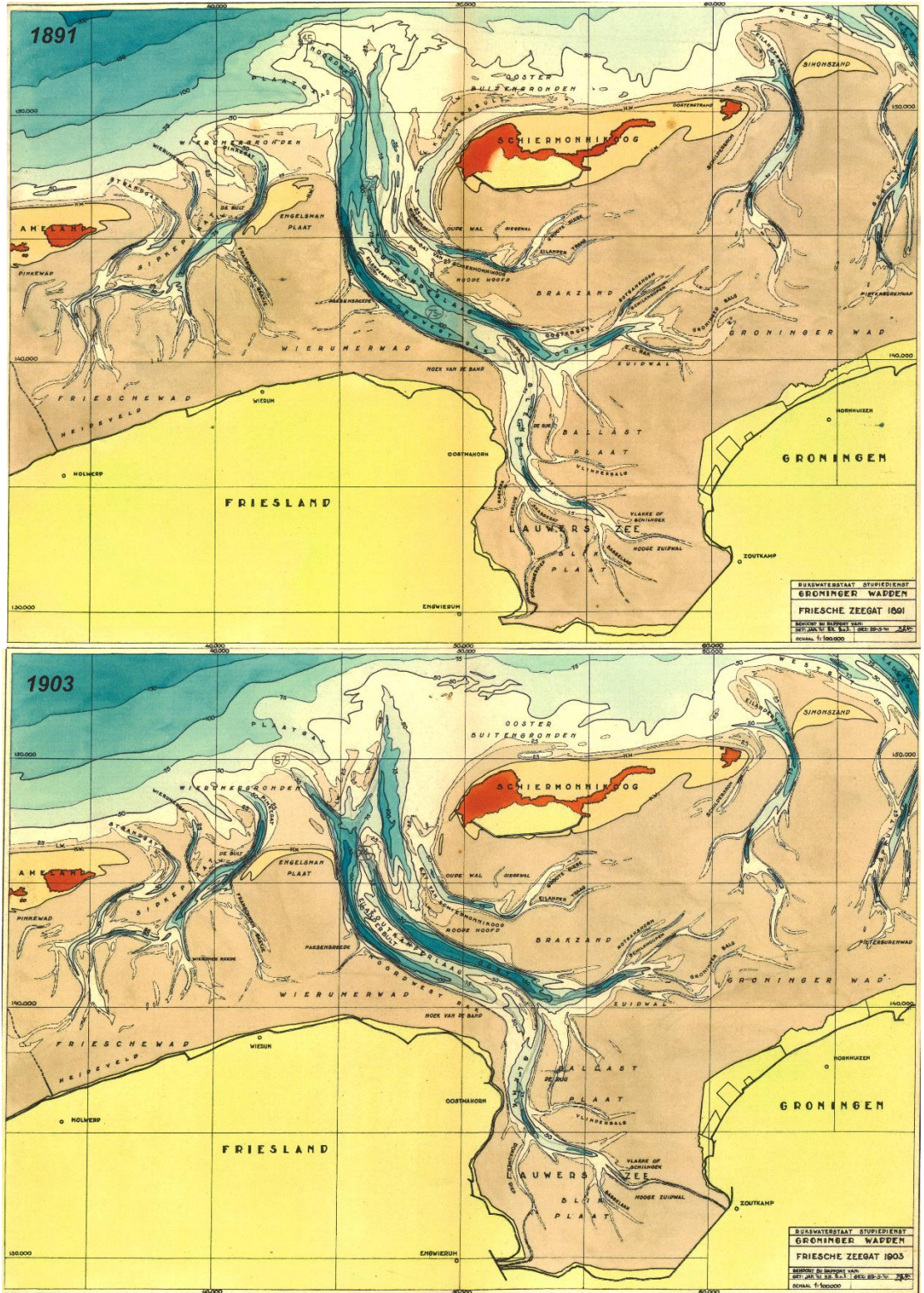




Figuur A-3: Hydrografische kaarten voor de jaren 1850 en 1854

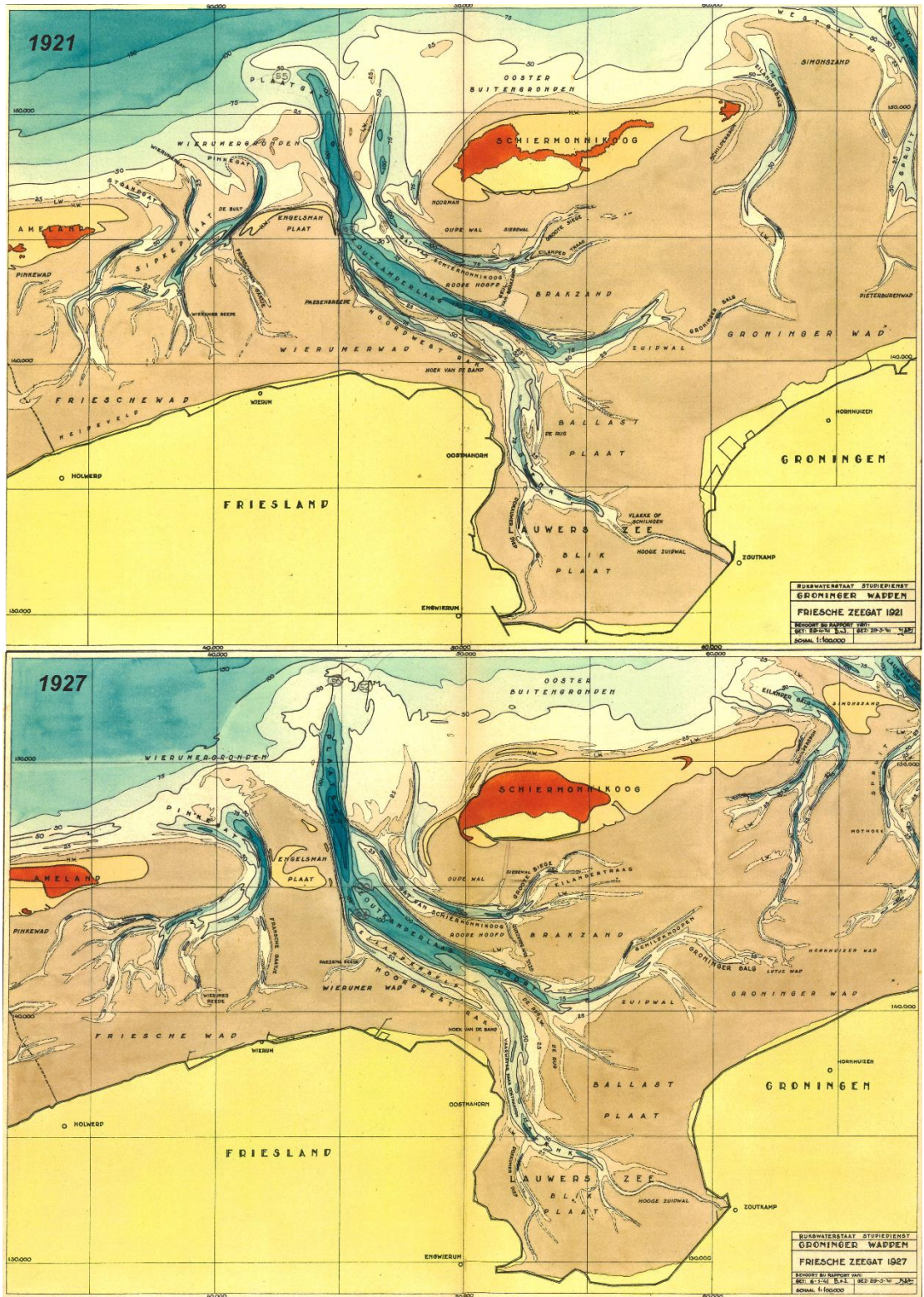


Figuur A-4: Hydrografische kaarten voor de jaren 1859 en 1873-74

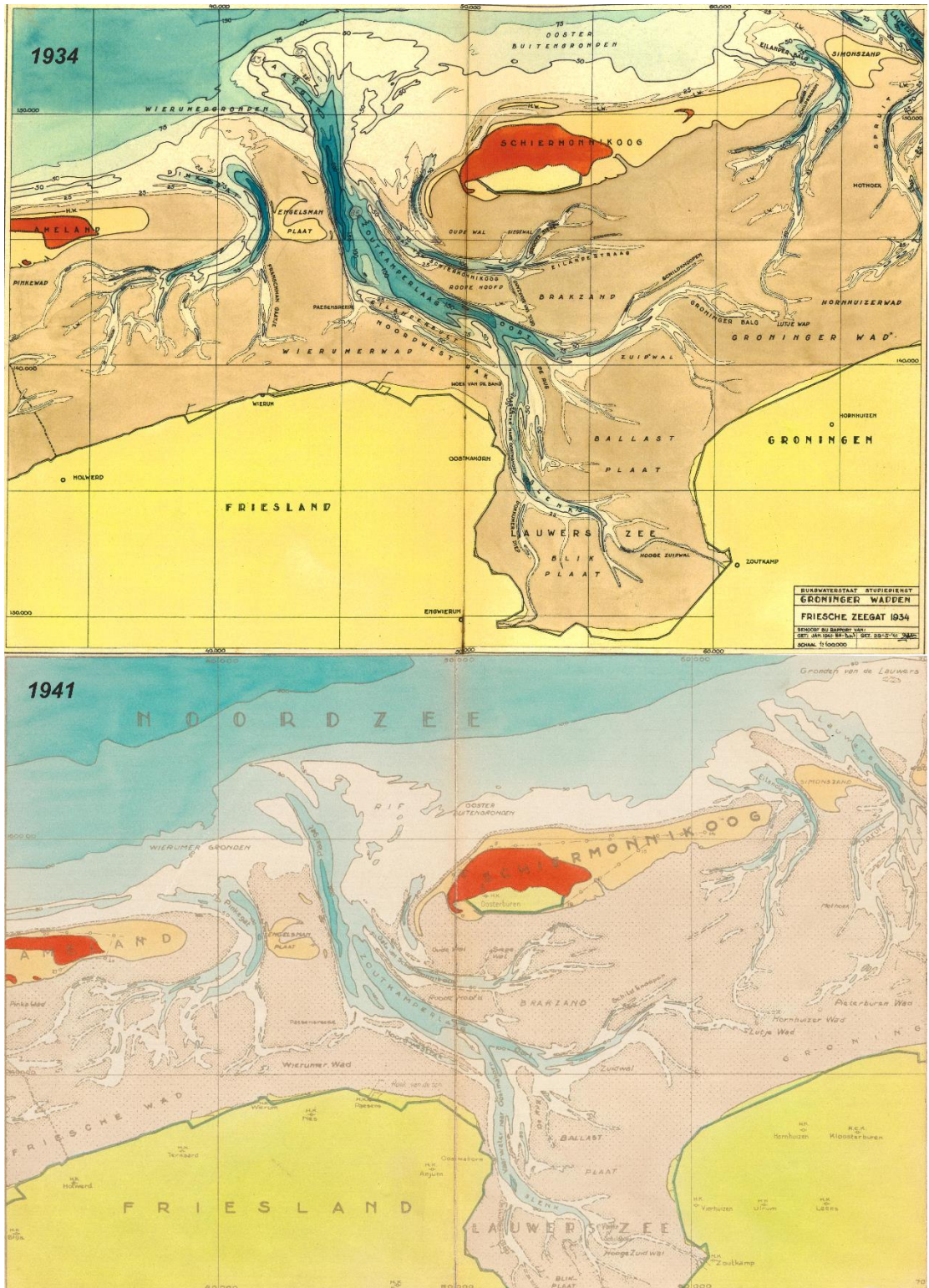


Figuur A-5: Hydrografische kaarten voor de jaren 1891 en 1903

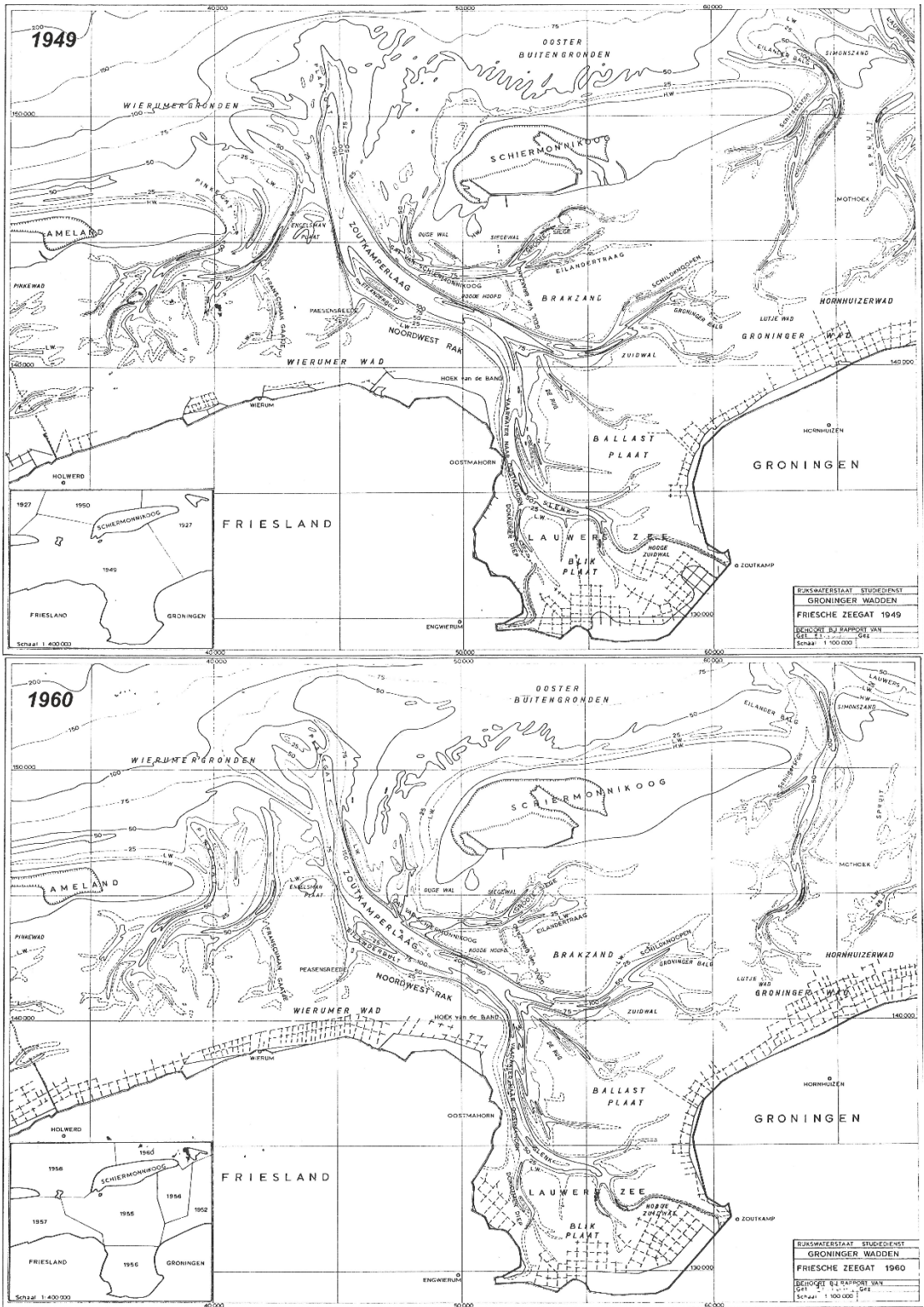




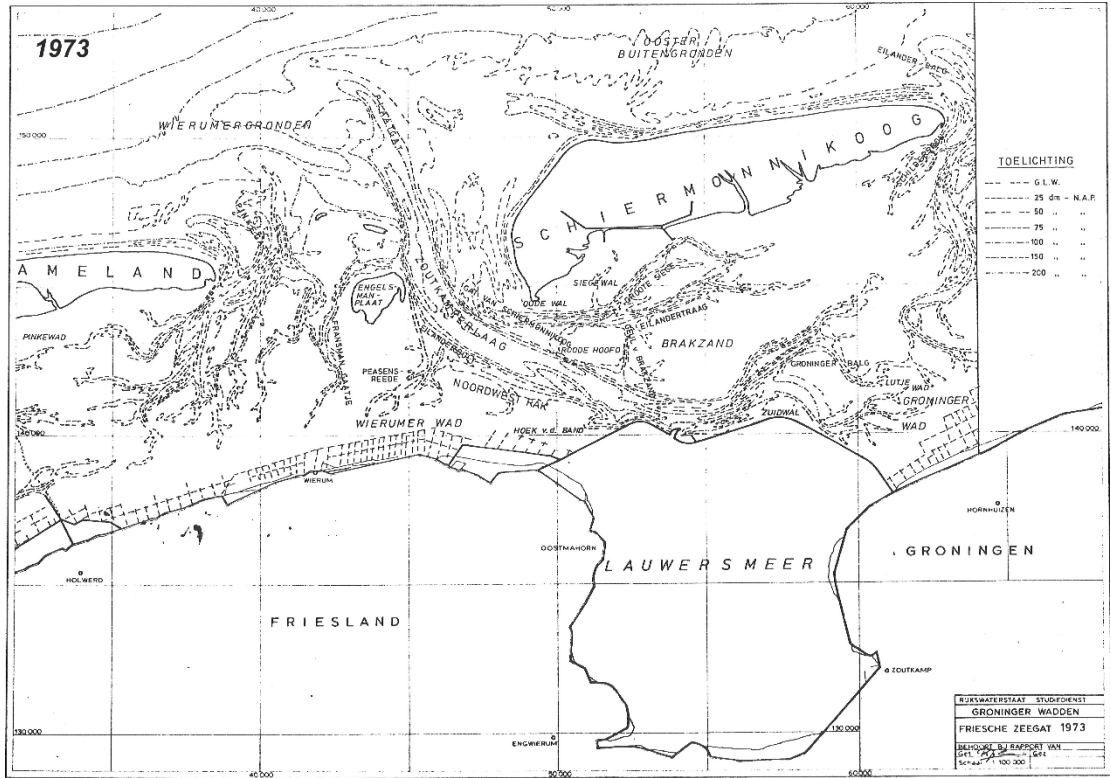
Figur A-6: Hydrografische kaarten voor de jaren 1921 en 1927.



Figur A-7: Hydrografische kaarten voor de jaren 1934 en 1941.

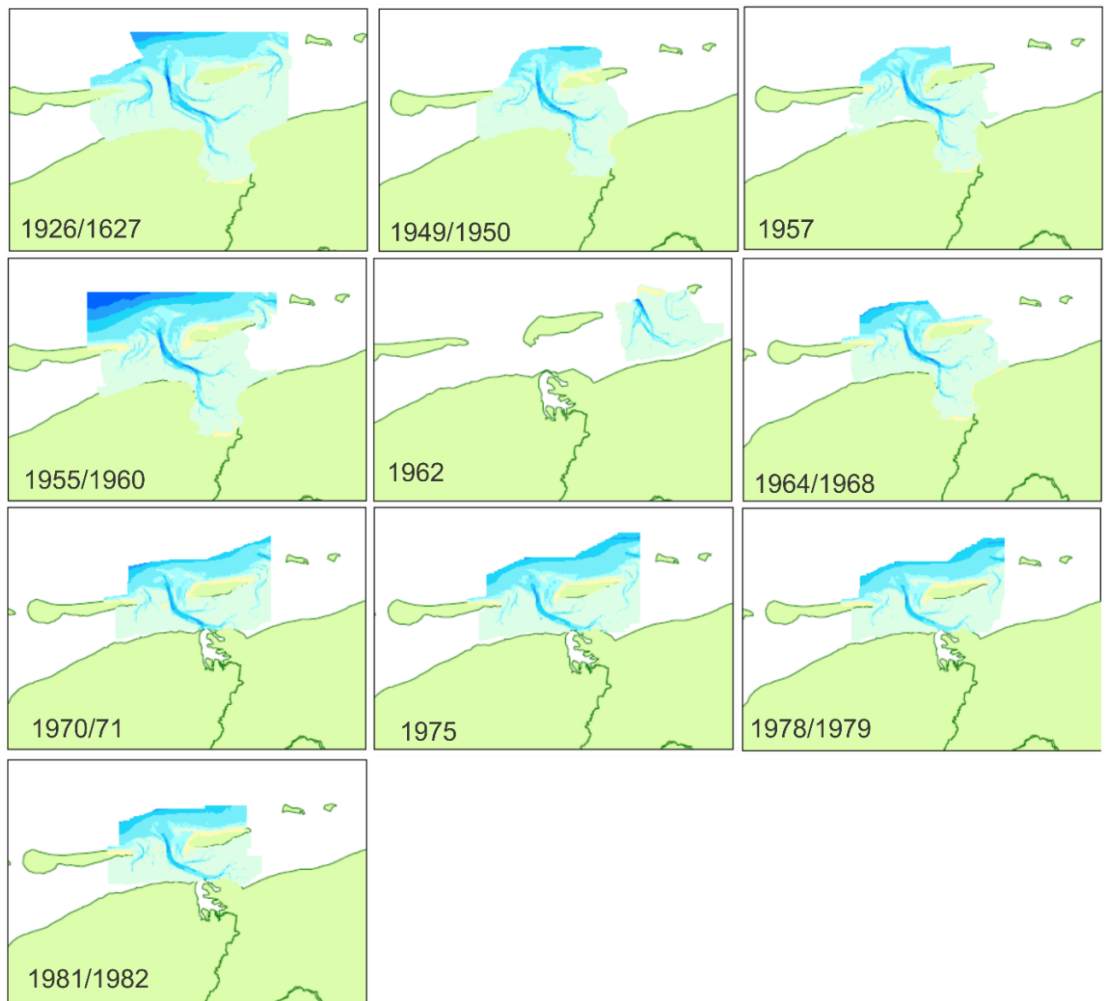


Figuur A-8: Hydrografische kaarten voor de jaren 1949 en 1960



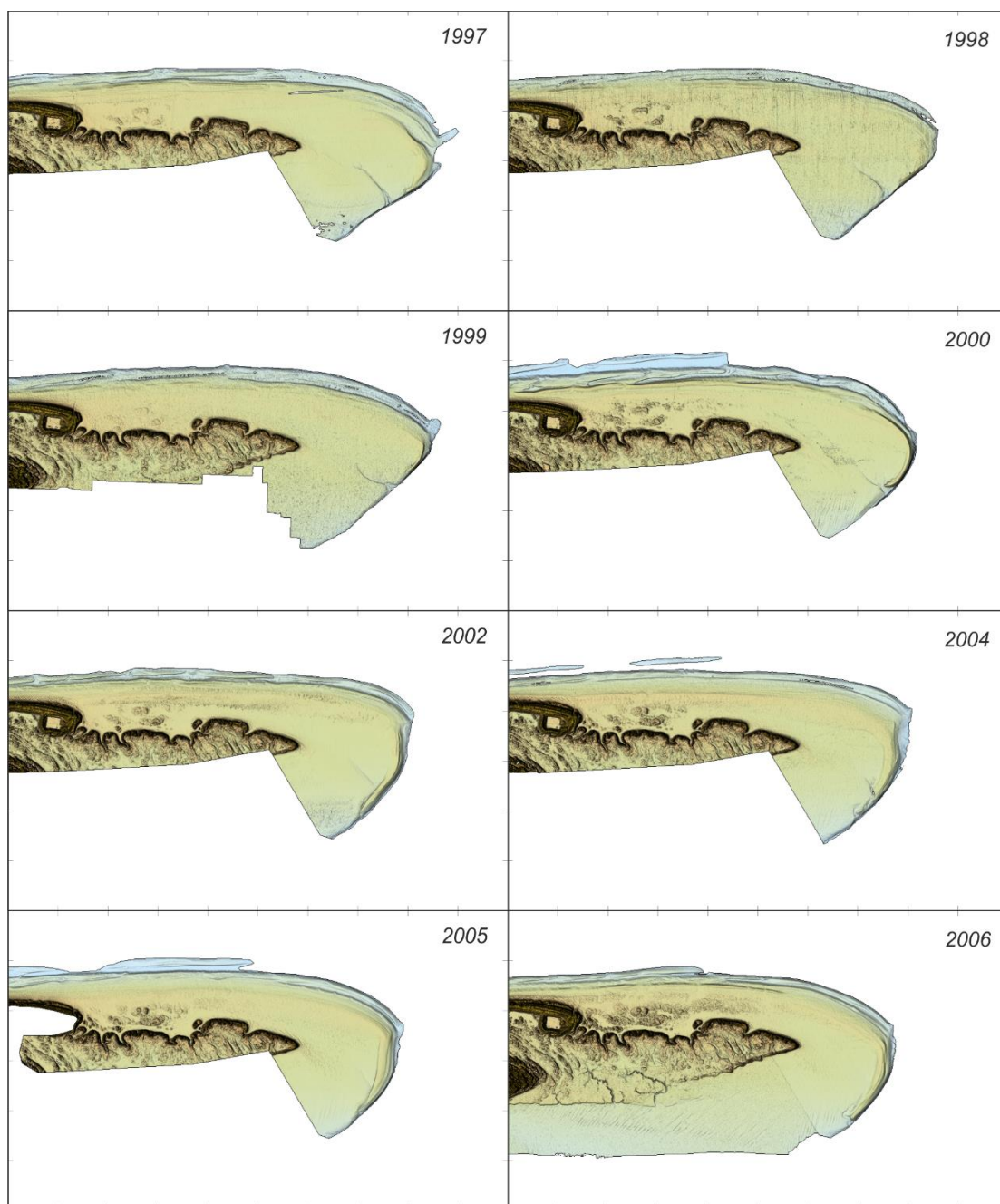
Figuur A-9: Hydrografische kaart voor het jaar 1973.

A.3 Een overzicht van de beschikbare bodemdata over de periode 1926-1952

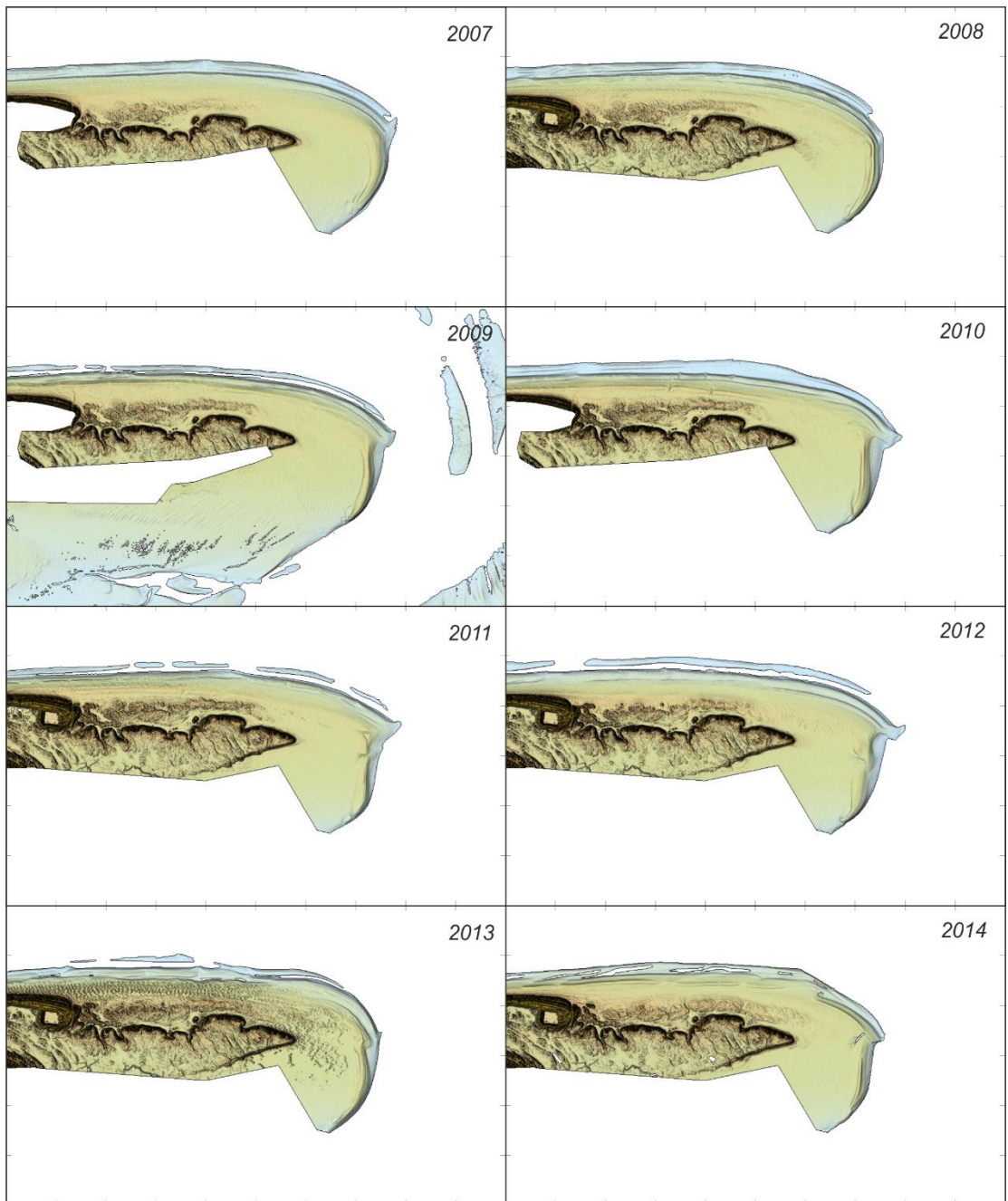


Figuur A-10: Beschikbare bodemdata 1926 en 1981/82 (bron de Kruif, 2001).

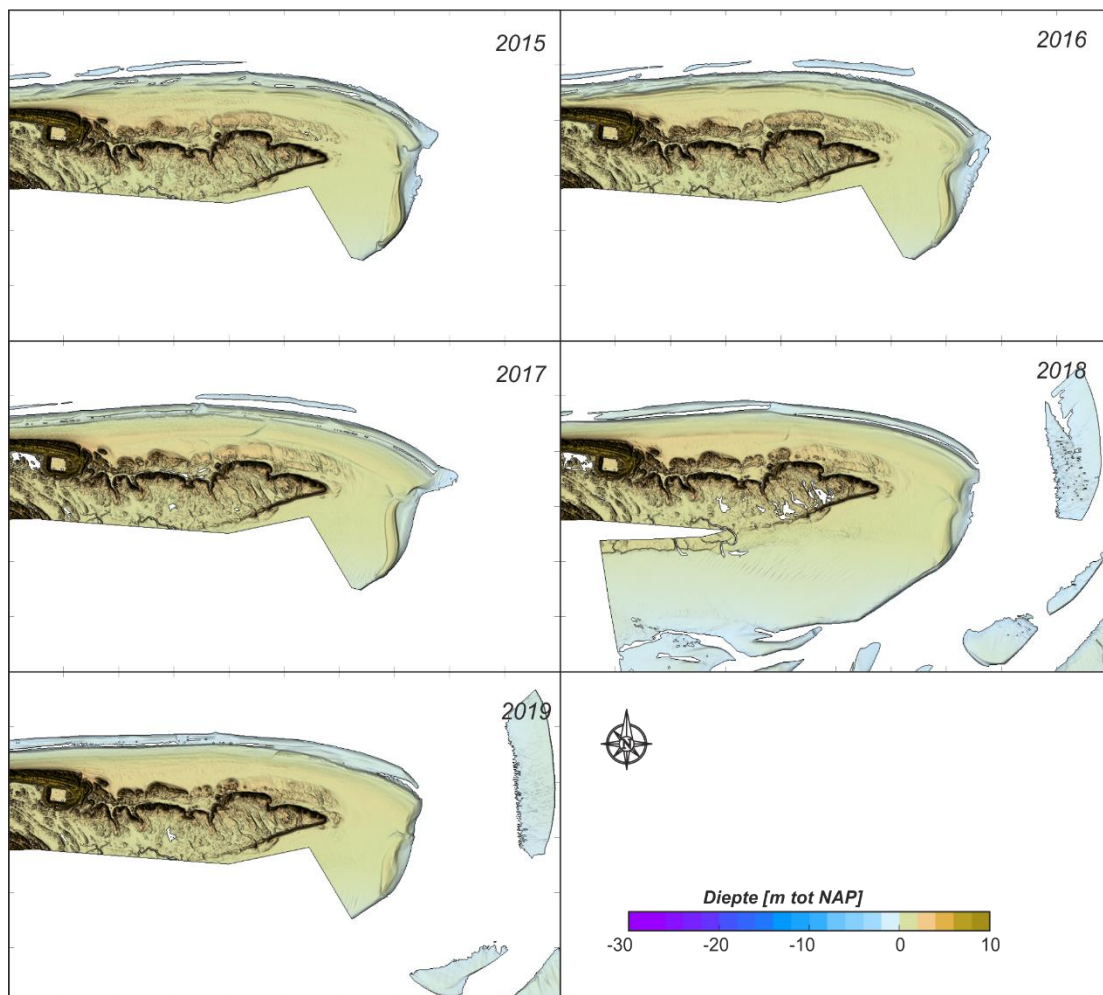
## A.4 Een overzicht van de Lidar datasets



*Figuur A-11a: Overzicht van de ontwikkeling van de eilandstaart van Ameland aan de hand van de Lidar metingen over de periode 1997-2006.*

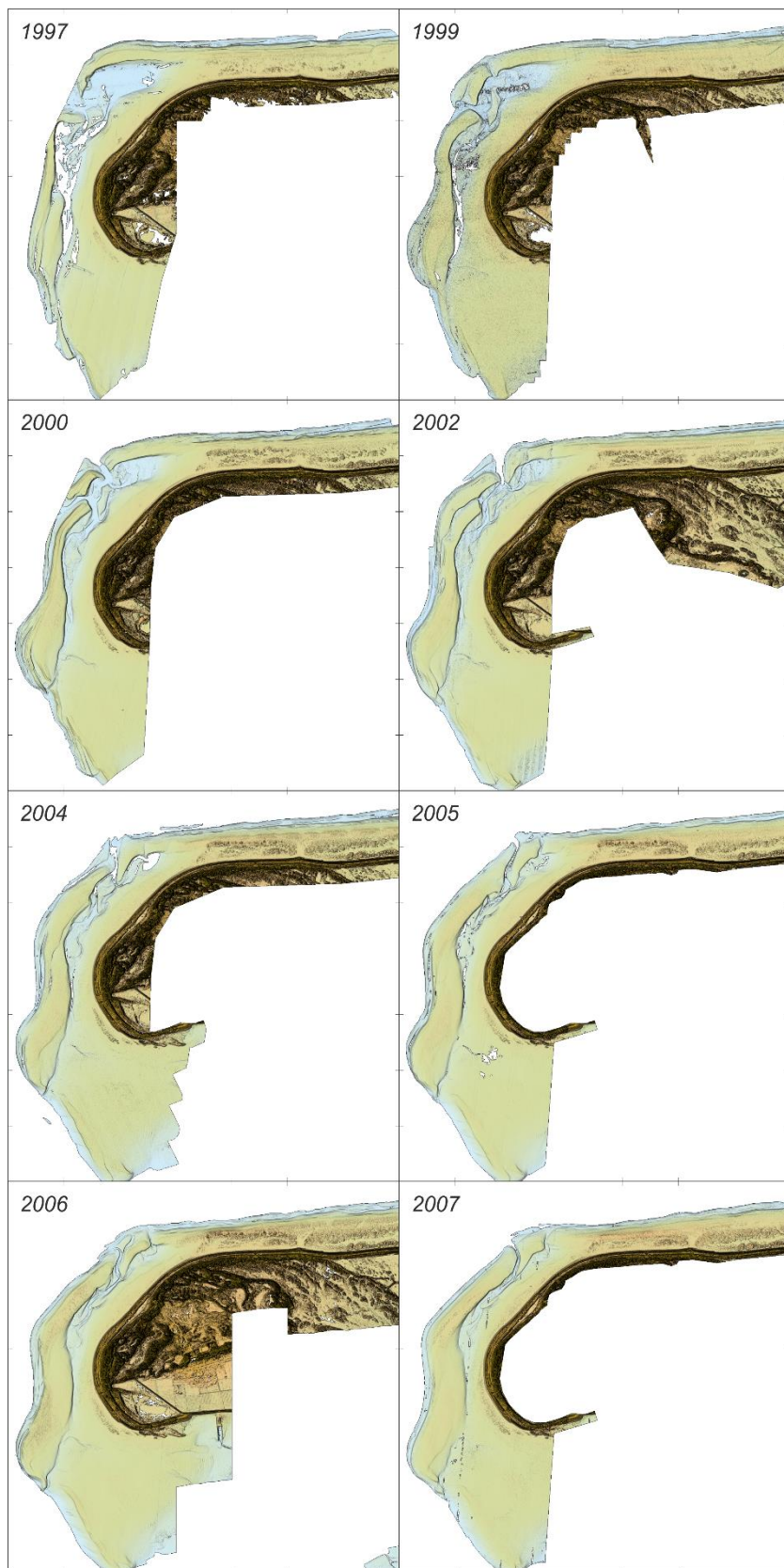


*Figuur A-11b: Overzicht van de ontwikkeling van de eilandstaart van Ameland aan de hand van de Lidar metingen over de periode 2007-2014.*

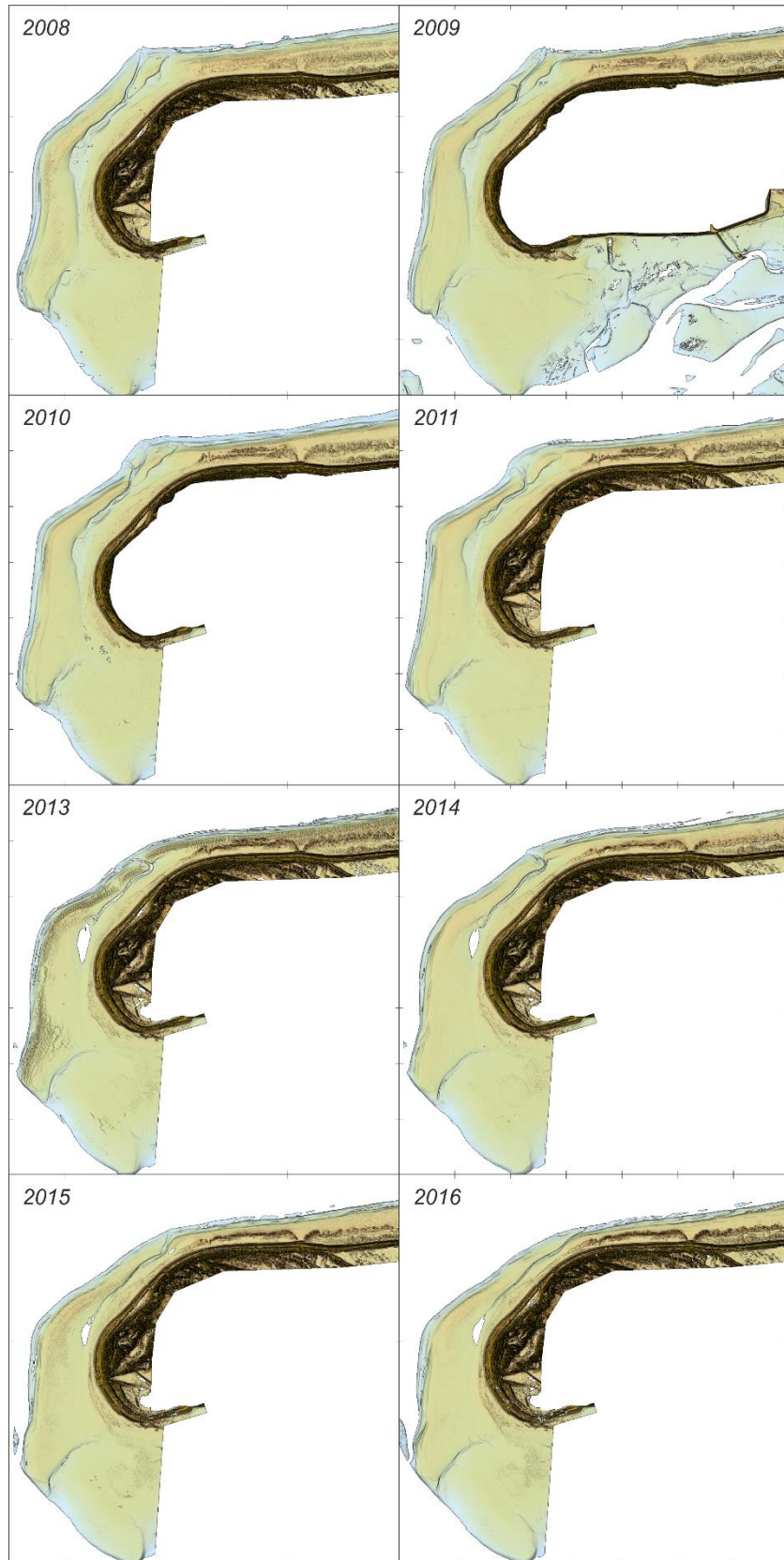


Figuur A-11c: Overzicht van de ontwikkeling van de eilandstaart van Ameland aan de hand van de Lidar metingen over de periode 2015-2019.

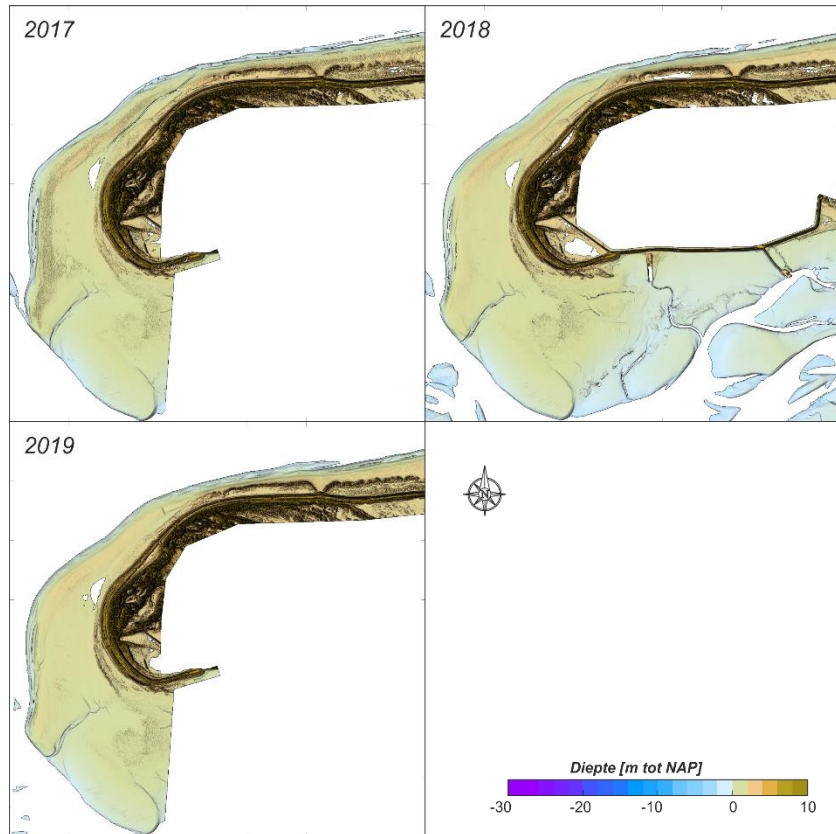




*Figuur A-12a: Overzicht van de ontwikkeling van de eilandkop van Schiermonnikoog aan de hand van de Lidar metingen over de periode 1997-2007.*

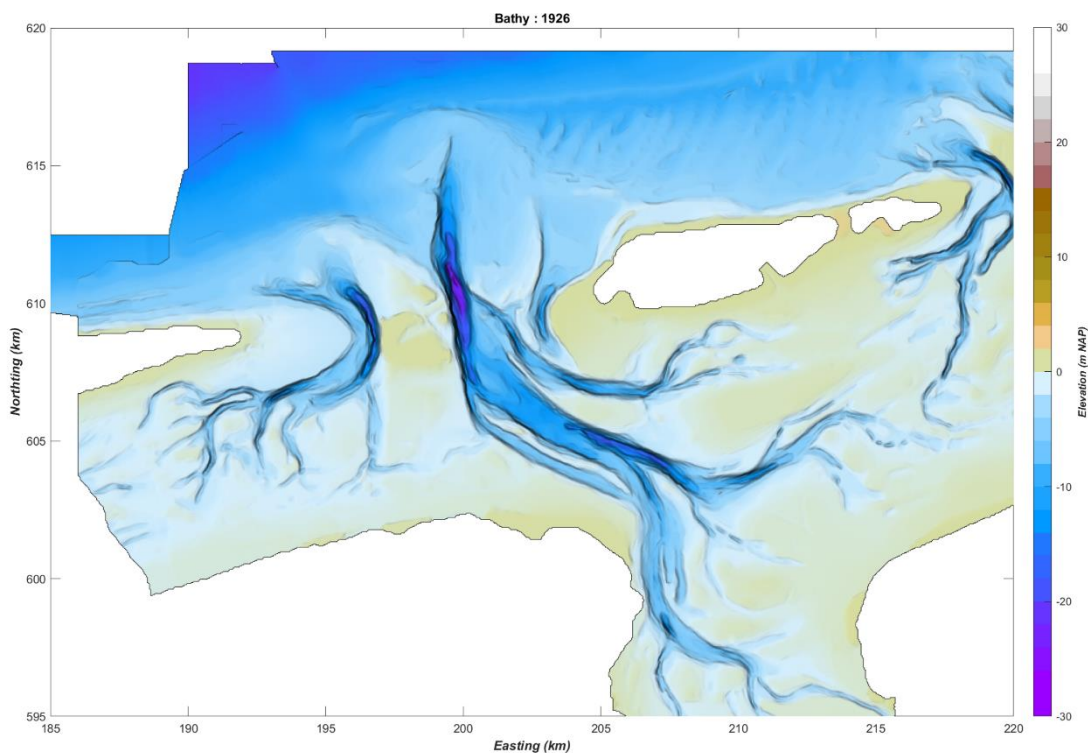


*Figuur A-12b: Overzicht van de ontwikkeling van de eilandkop van Schiermonnikoog aan de hand van de Lidar metingen over de periode 2008-2016.*

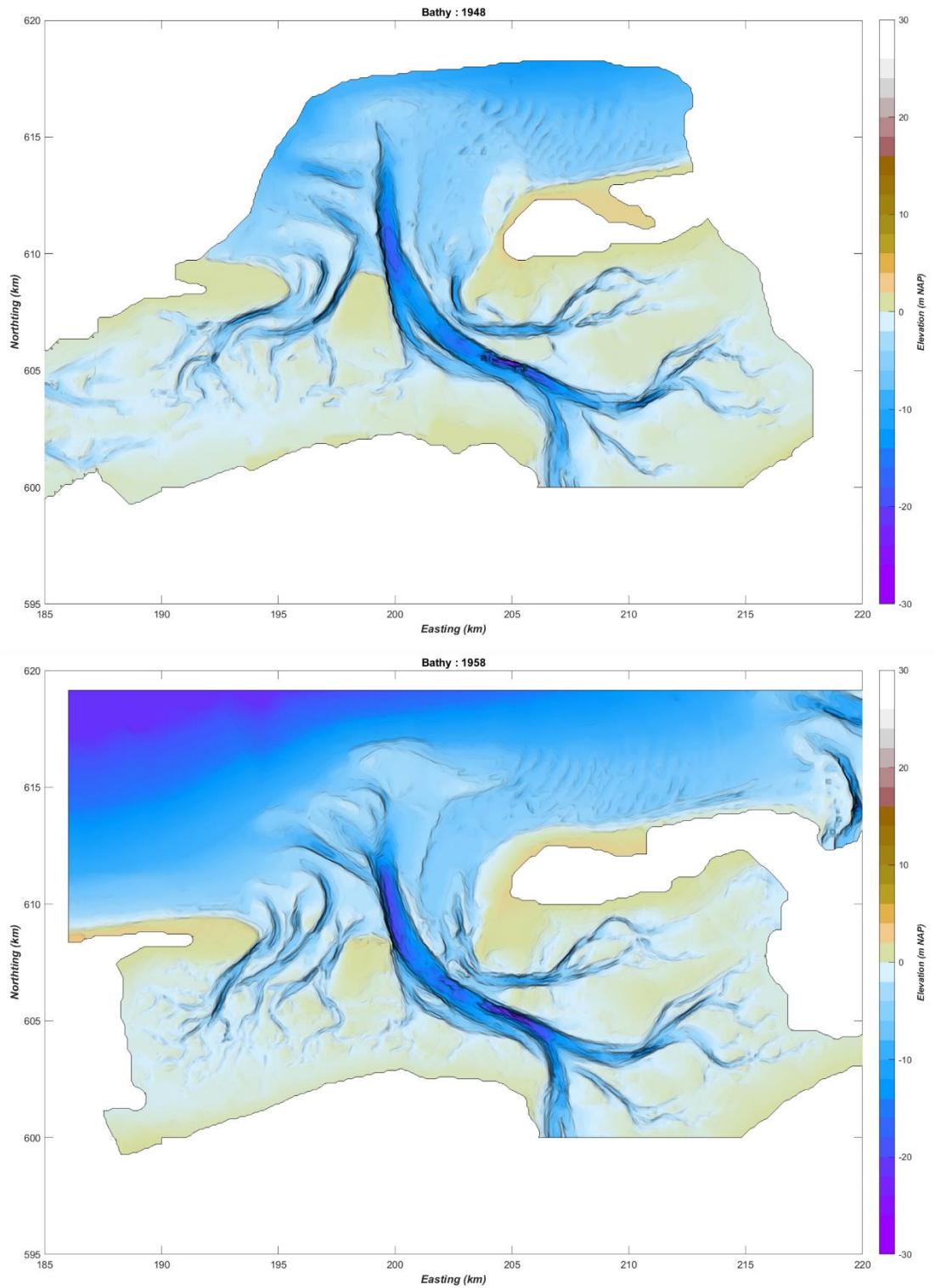


*Figuur A-12c: Overzicht van de ontwikkeling van de eilandkop van Schiermonnikoog aan de hand van de Lidar metingen over de periode 2017-2019.*

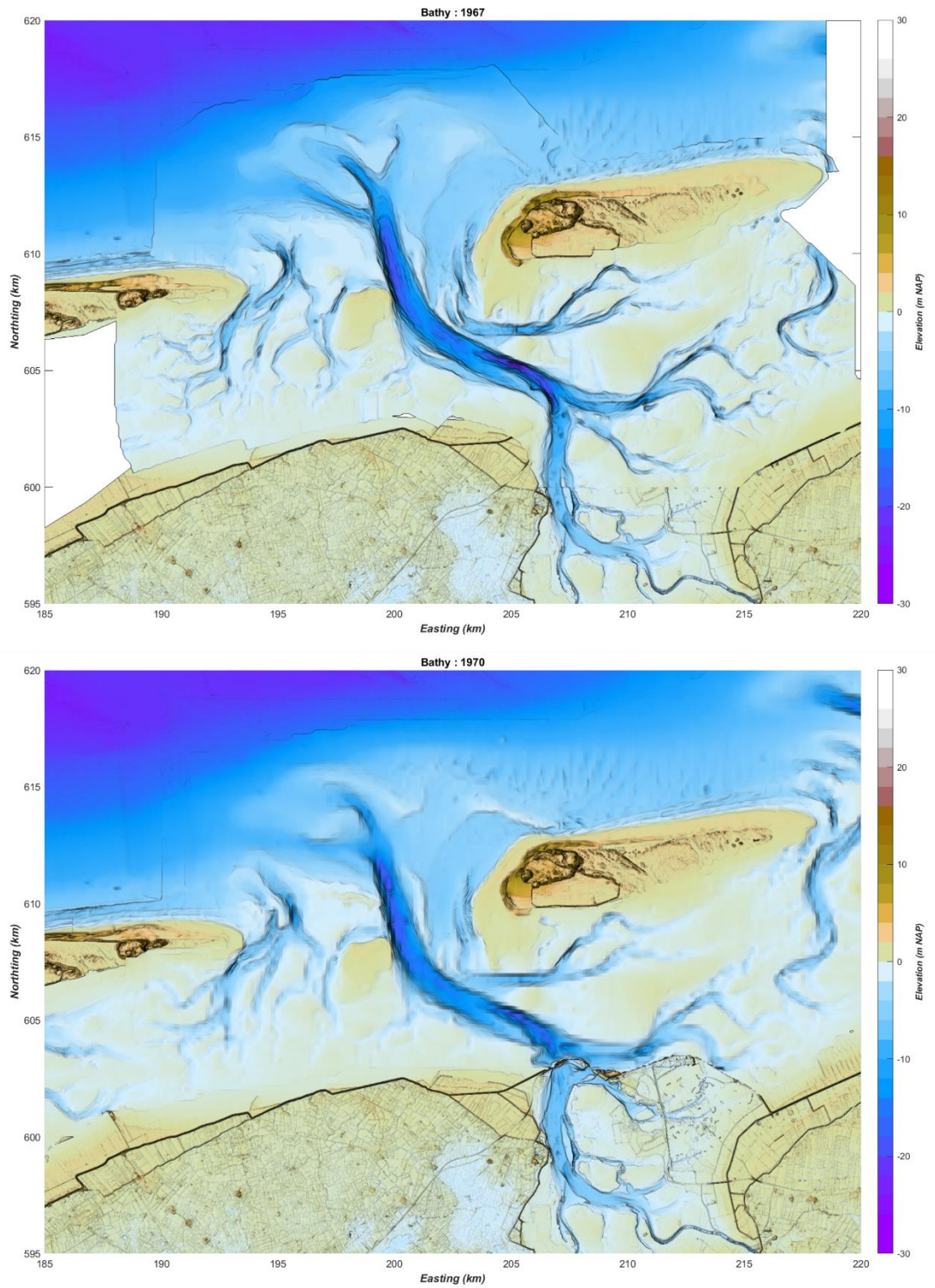
## A.5 Een overzicht van alle Vaklodingen bodems



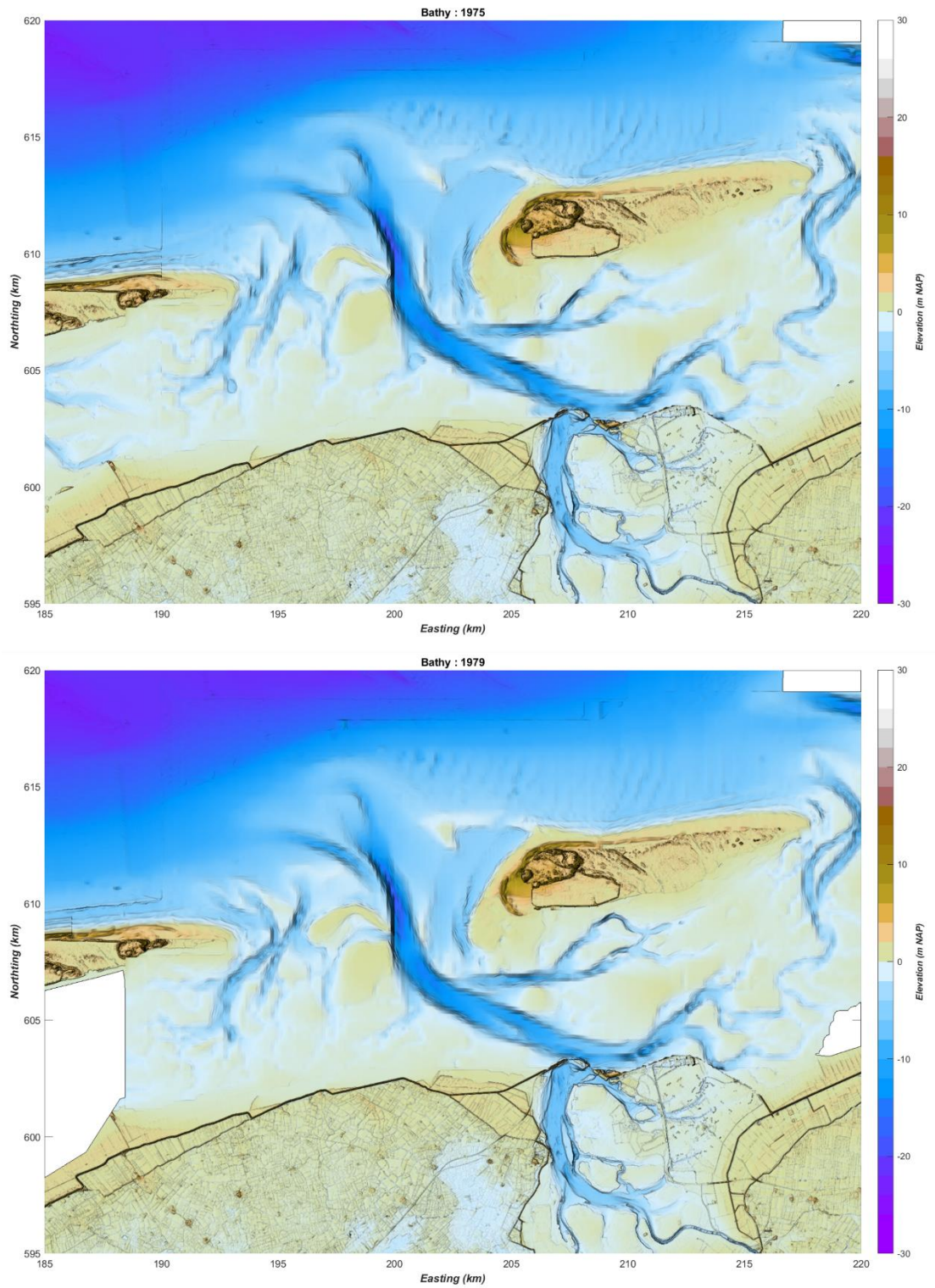
Figuur A-13: Bodemkaart gebaseerd op de Vaklodingen voor 1926



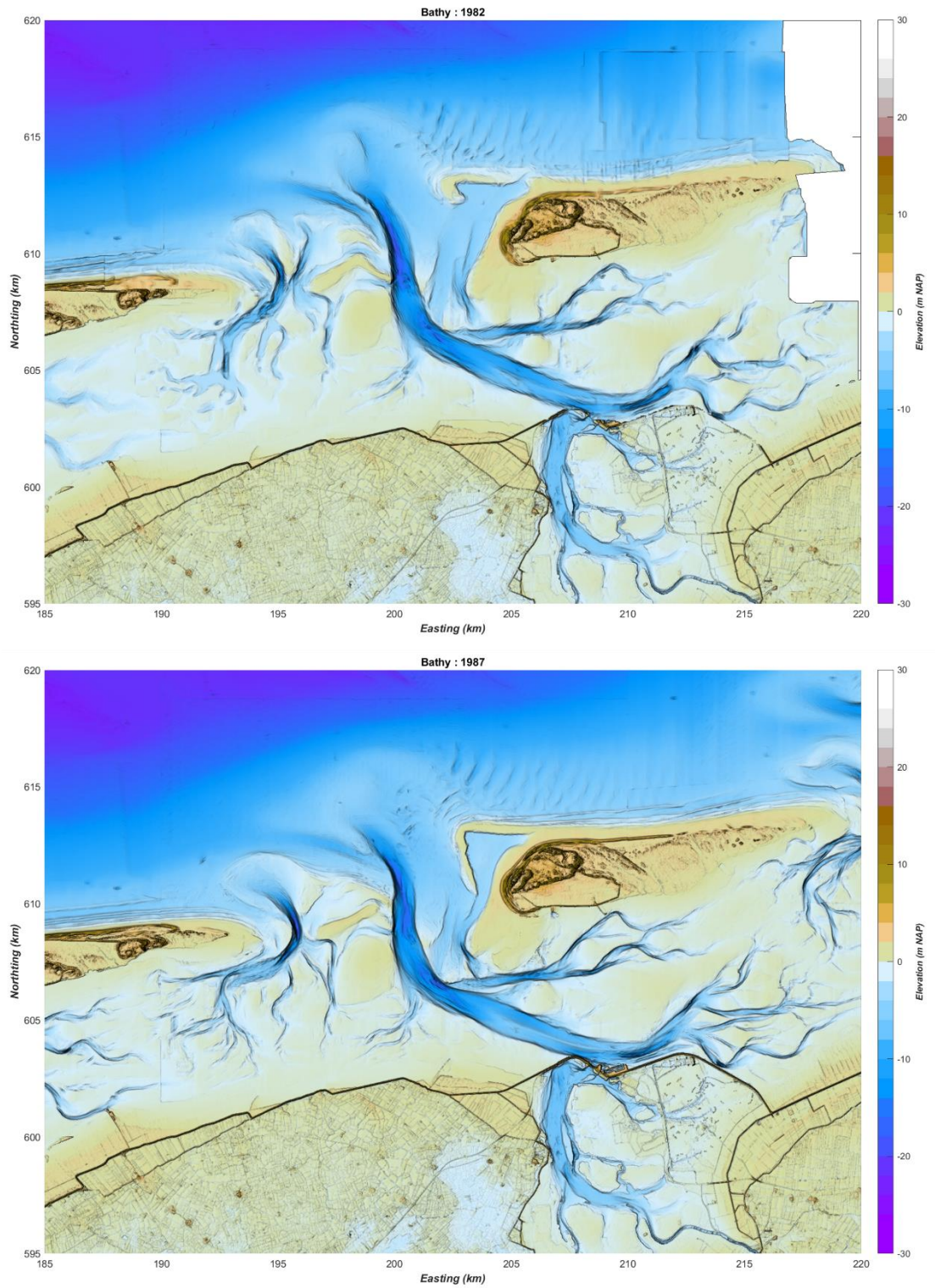
Figuur A-14: Bodemkaart gebaseerd op de Vaklodingen voor 1948 (boven) en 1958 (onder).



Figuur A-15: Bodemkaart gebaseerd op de Vaklodingen voor 1967 (boven) en 1970 (onder).

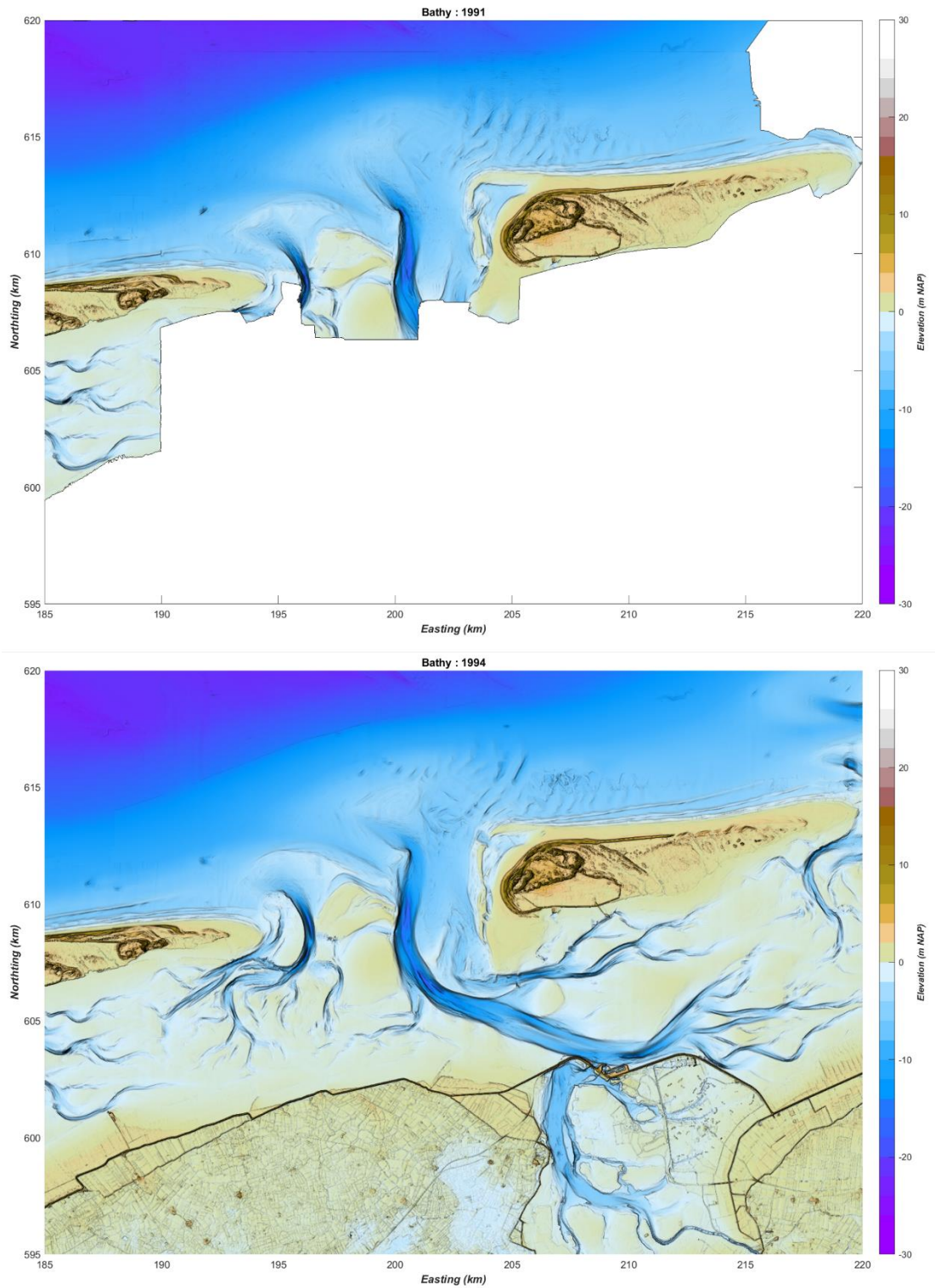


Figuur A-16: Bodemkaart gebaseerd op de Vaklodgingen voor 1975 (boven) en 1979 (onder).

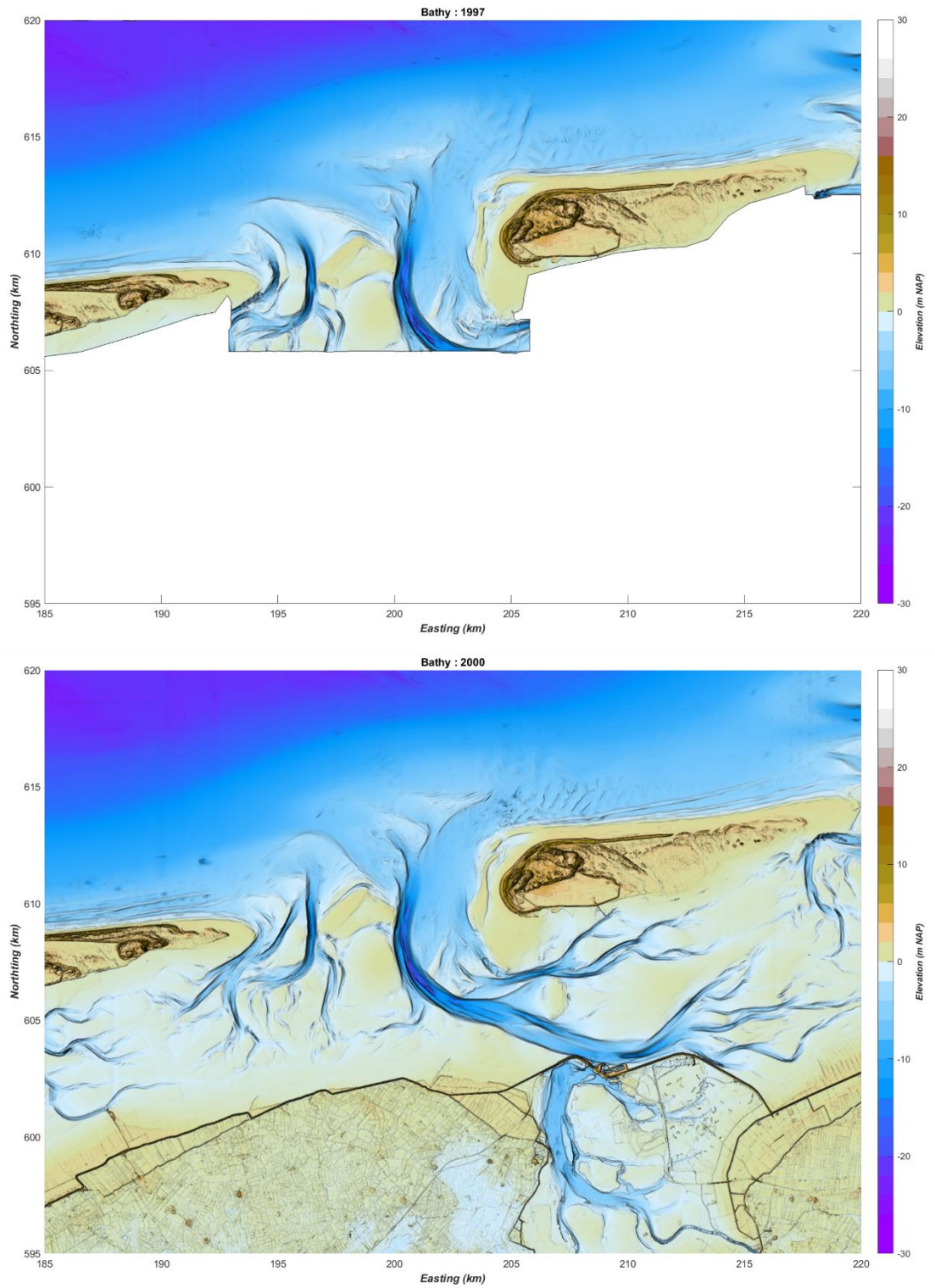


Figuur A-17: Bodemkaart gebaseerd op de Vaklodingen voor 1982 (boven) en 1987 (onder).

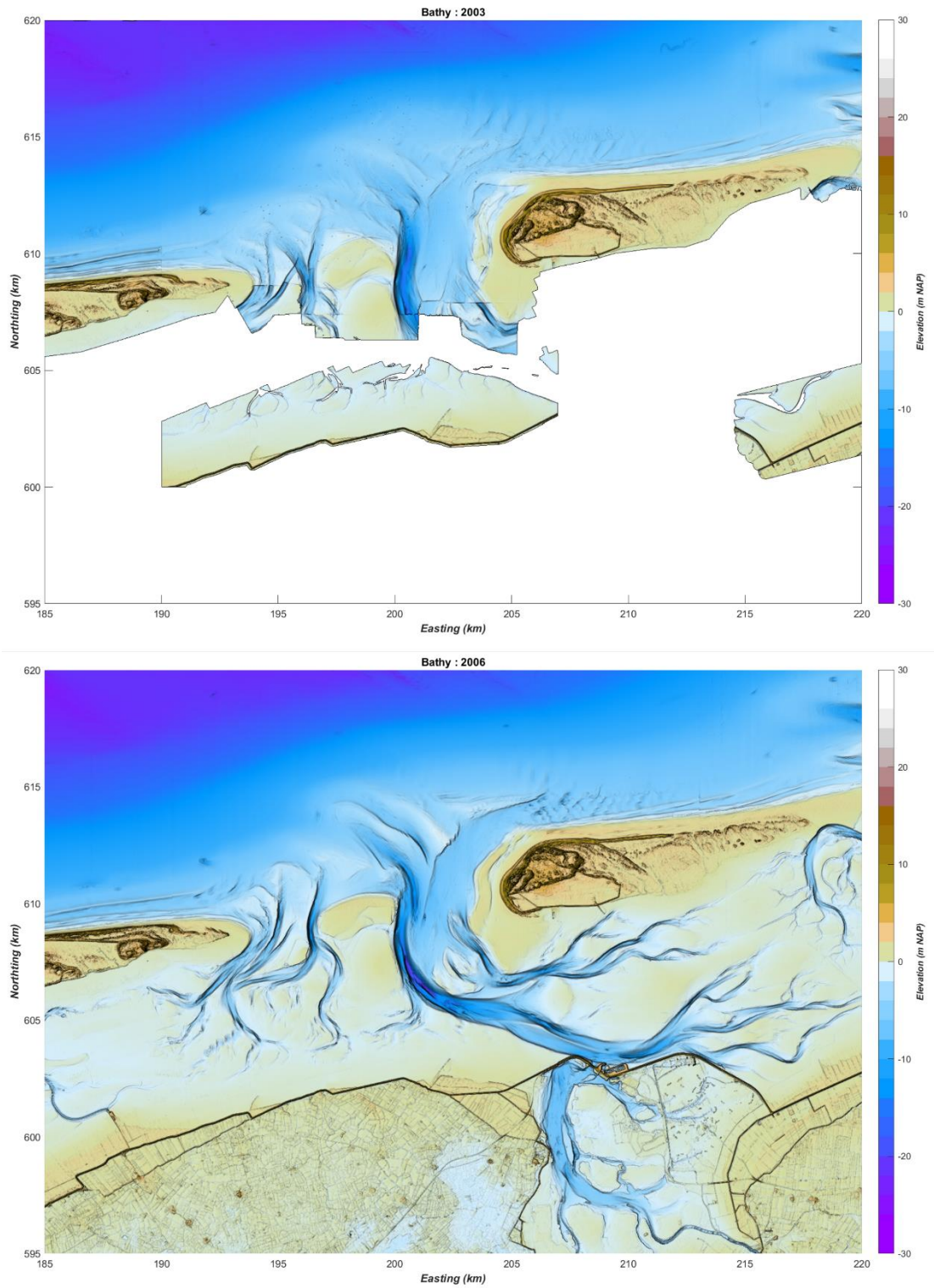




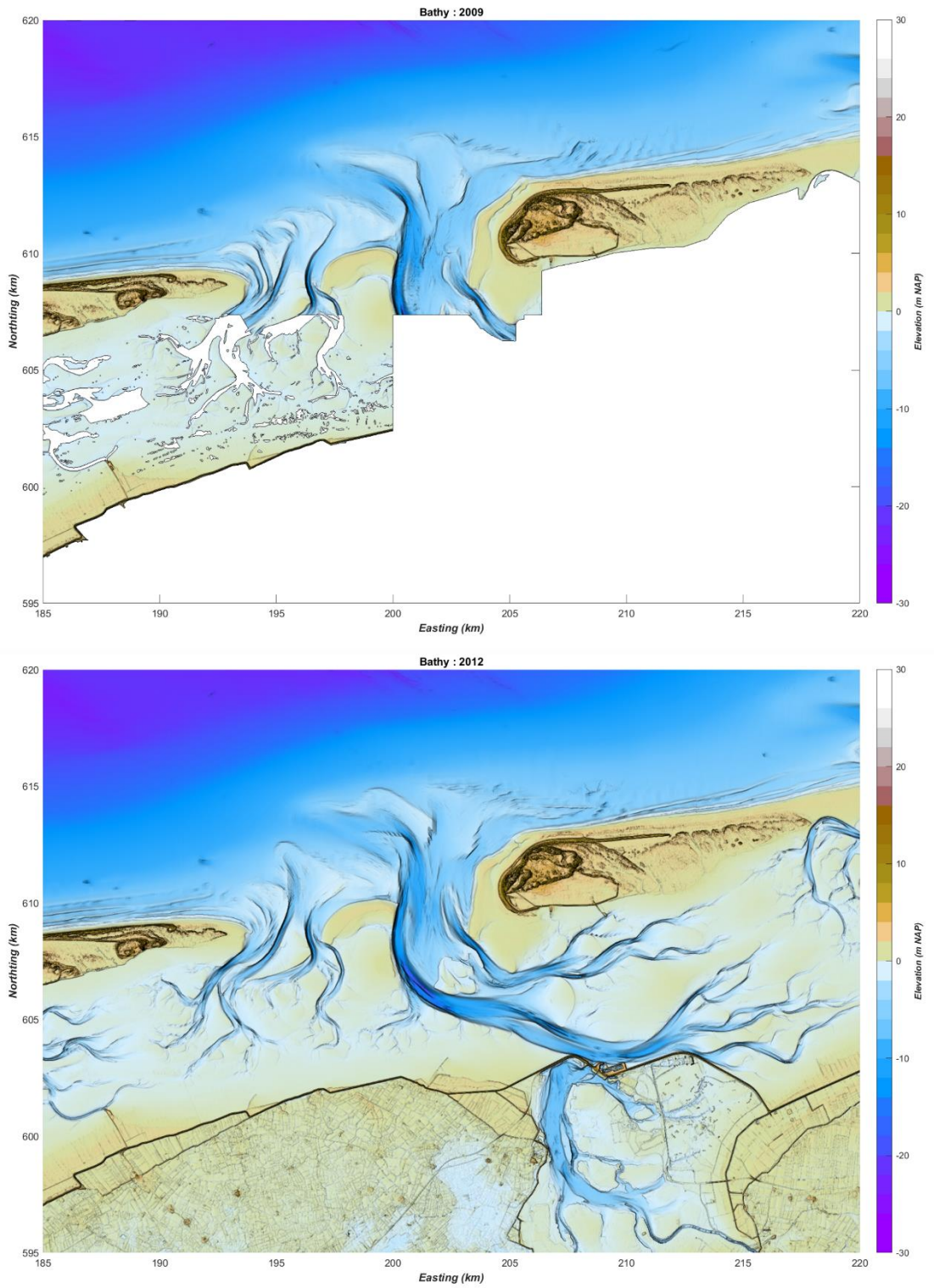
Figuur A-18: Bodemkaart gebaseerd op de Vaklodgingen voor 1991 (boven) en 1994 (onder).



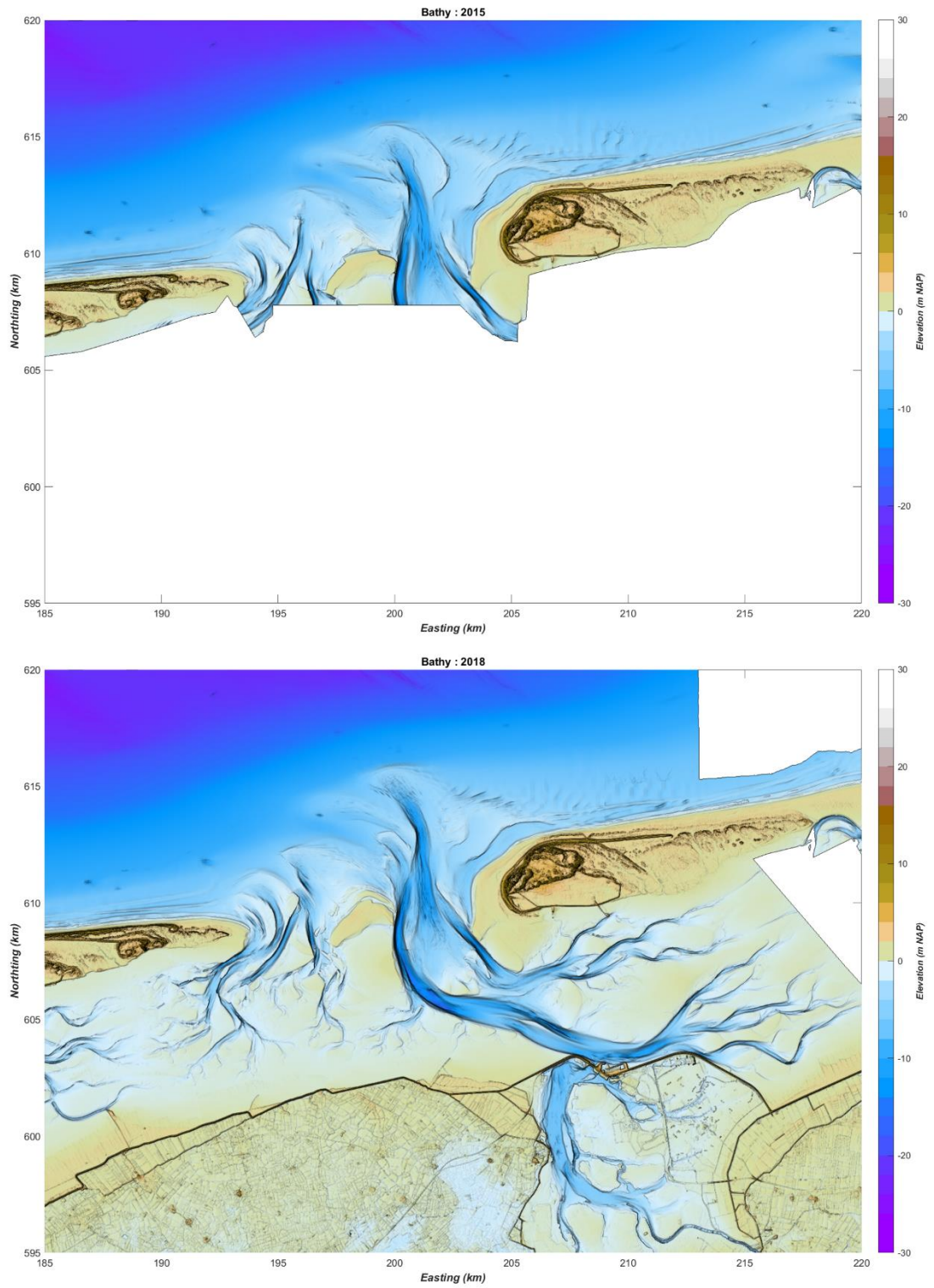
Figuur A-19: Bodemkaart gebaseerd op de Vaklodgingen voor 1997 (boven) en 2000 (onder).



Figuur A-20: Bodemkaart gebaseerd op de Vaklodgingen voor 2003 (boven) en 2006 (onder).



Figuur A-21: Bodemkaart gebaseerd op de Vaklodgingen voor 2009 (boven) en 2012 (onder).



Figuur A-22: Bodemkaart gebaseerd op de Vaklodgingen voor 2015 (boven) en 2018 (onder).

## B SedTrails resultaten

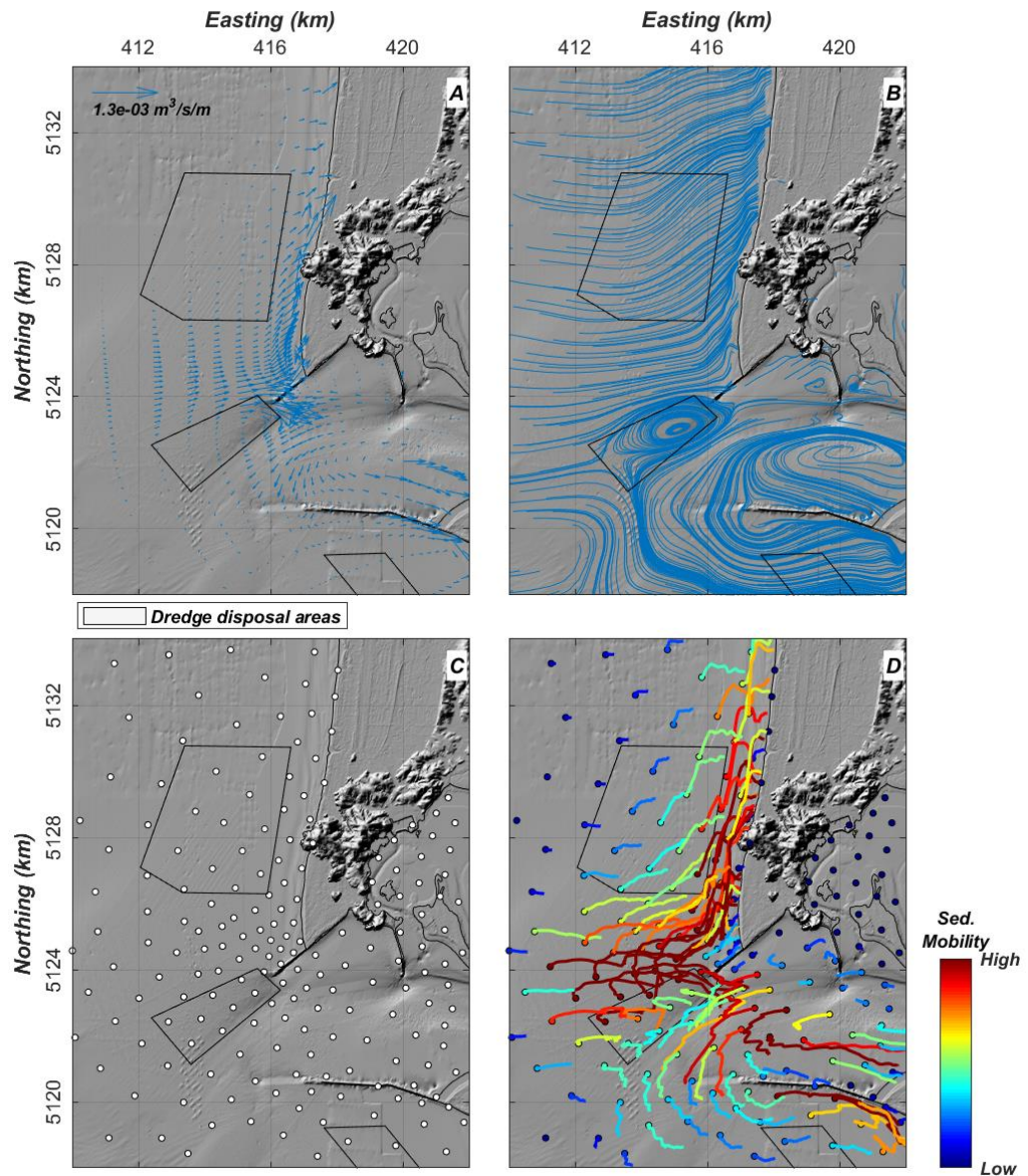
### B.1 SedTrails modellering

De resultaten van de SedTRAILS analyses zijn verwerkt in conceptuele beschrijvingen van de sedimenttransportpaden van het hoofdrapport. In deze Appendix wordt een beknopte samenvatting van de SedTRAILS aanpak gegeven. Daarnaast worden de modelresultaten gepresenteerd die als basis zijn gebruikt voor de analyses.

SedTRAILS, de (Sediment TRANsport vIsualization & Lagrangian Simulator) is geen nieuwe of apart uit te voeren modelsimulatie maar een nabewerking op de resultaten van de al uitgevoerde sedimenttransportmodelleringen (Elias en Pearson, 2020). Op basis van de in Flexible Mesh berekende sedimenttransportvectoren worden de verplaatsingen van deeltjes berekend. Door de verplaatsingen over lange tijd door te rekenen wordt zo het transportpad gecreëerd. Een voorbeeld van deze berekening en methode is weergegeven in Figuur B.1. Het onderliggende procesgebaseerde model is het Delft3D FM model van het Friesche Zeegat (Laan, 2019). Met dit model worden de sedimenttransportvectoren voor een morfologisch getij inclusief en exclusief het effect van golven berekend. Het morfologische golfklimaat is gebaseerd op de studie van Elias en Vermaas (2019b). De SedTRAILS berekeningen worden op een aantal verschillende bodem schematisaties uitgevoerd om verschillende morfologische situaties te onderzoeken. Deze simulaties zijn:

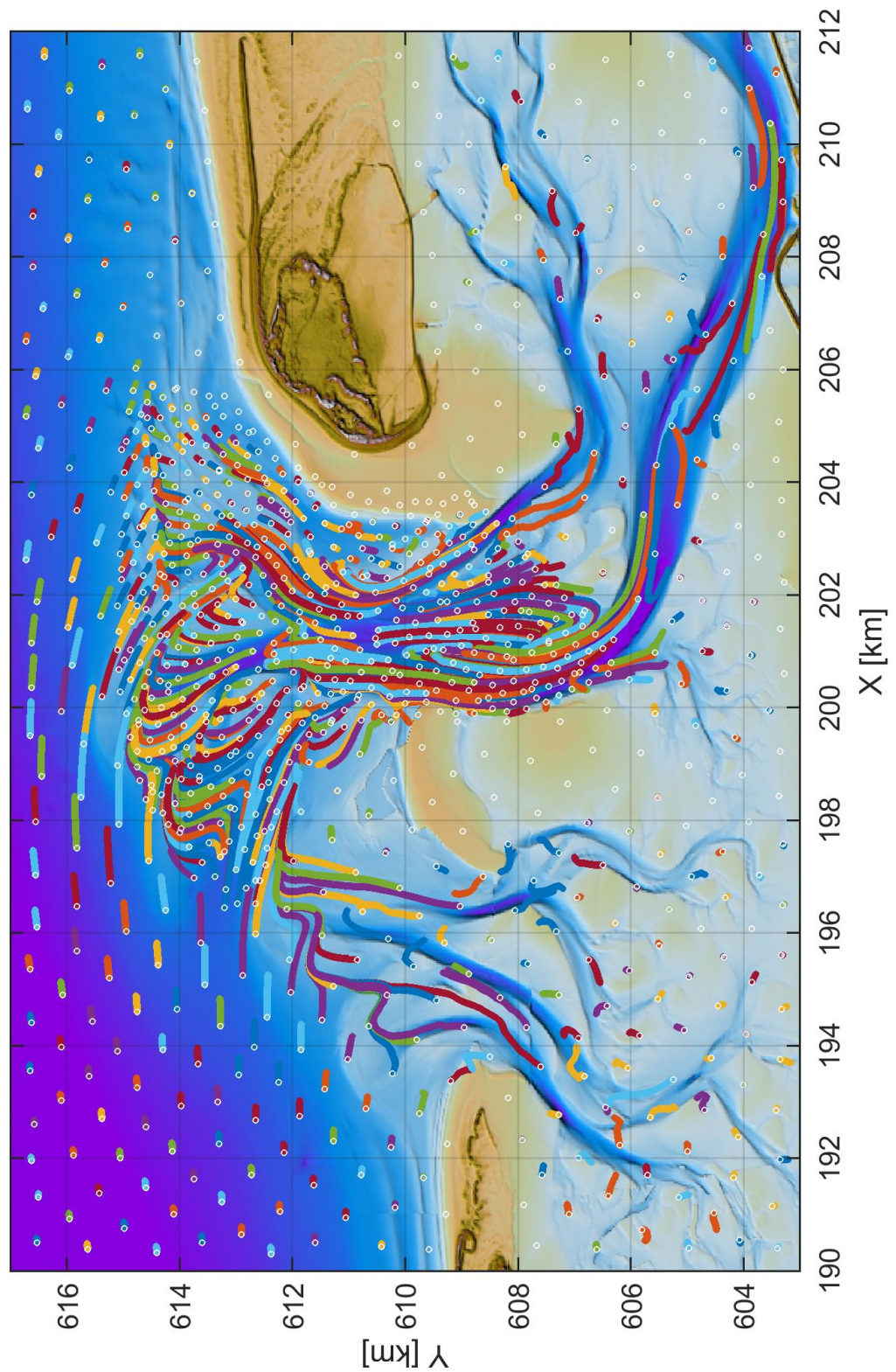
- (1) De huidige bodem (2-geulen configuratie). Op basis van de 2018 bodem worden de sedimenttransportpaden voor de huidige situatie, waarin zich een 2-geulen systeem heeft gevormd weergegeven. De resultaten hiervan worden gepresenteerd in Appendix B.2.
- (2) Een 1-geul configuratie. Op basis van de 2009 worden de sedimenttransportpaden voor een 1-geul configuratie bepaald. De verschillen tussen de 2009 en 2018 transportpaden geven meer inzicht in de verschillen tussen de 2 configuraties. De resultaten van deze simulaties worden gepresenteerd in Appendix B.3.
- (3) Effecten afsluiting van de Lauwerszee. De effecten van deze afsluiting op de getijgedreven transporten worden weergegeven door een simulatie met de 1967 bodem inclusief de Lauwerszee en een identieke simulatie maar nu met een afgesloten Lauwerszee. De resultaten van deze 2 simulaties worden weergegeven in Appendix B.4.

Voor de eerste twee simulaties worden zowel de getijgedreven transportpaden als de jaarlijks representatieve transportpaden berekend. De laatste neemt ook de invloed van golven mee in de berekening. Hiervoor zijn de golfcondities van de nabij gelegen goflboei SON geschematiseerd in 15 golfklassen. Per golfconditie worden de 10-minuten gemiddelde sedimenttransporten gewogen bij elkaar opgeteld. Zo ontstaat een tijdserie van sedimenttransporten welke de jaarlijks gemiddelde condities representeert. Deze tijdserie dient als basis voor SedTRAILS. SedTRAILS wordt vervolgens in "cyclische mode" gedraaid. Dit stelt ons in staat volledig ontwikkelde transportpaden te genereren. Dit wil zeggen dat deeltjes de volledige sediment-bypassing cyclus, van benedenstrooms naar bovenstrooms eiland, kunnen doorlopen.



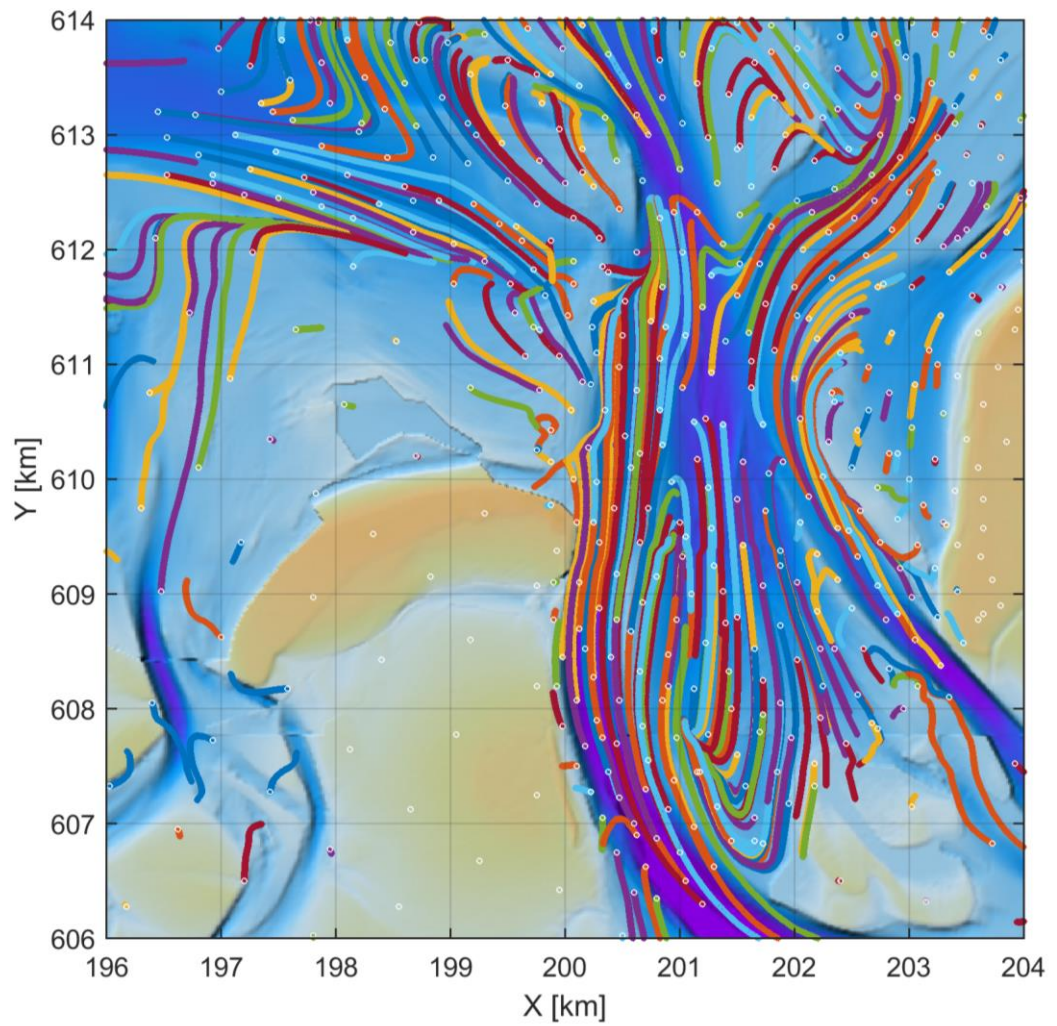
Figuur B-1: Een voorbeeld van de SedTRAILS methode op basis van een studie in de Columbia River (USA). Door Delft3D wordt het sedimenttransport vectorveld berekend (A). Deze vectoren kunnen ook als stroomlijnen weergegeven worden (B). Een veld met sedimentbronnen wordt opgelegd (C). In deze sedimentbronnen worden sedimentdeeltjes losgelaten die dan op basis van de stroomlijnen propageren door het rekenrooster. Het stroomlijnveld varieert door de tijd (met het getij en de golven) hierdoor ontstaan complexe sedimenttransportpaden (D). De transportpaden tonen de verplaatsing en de relatieve verplaatsingssnelheid van het sediment. De cirkel is de plaats van loslating en de lengte van de staart is een mate van verplaatsing. Let op, SedTRAILS is niet afgeregeld op de werkelijke verplaatsingssnelheid van het sediment. De lengte van de staart vertoont daarom de relatieve mate van verplaatsing. Een langere staart betekent meer verplaatsing dan een kortere staart onder de heersende condities. De resultaten van SedTRAILS vertonen een "spaghetti" aan banen. Door gebruik te maken van slimme vragen "queries" en statische methodes zoals connectiviteit. Kan deze spaghetti uiteengehaald worden en verbanden kunnen verbanden tussen de verschillende morfologische gebieden in kaart worden gebracht.

## B.2 Huidige situatie

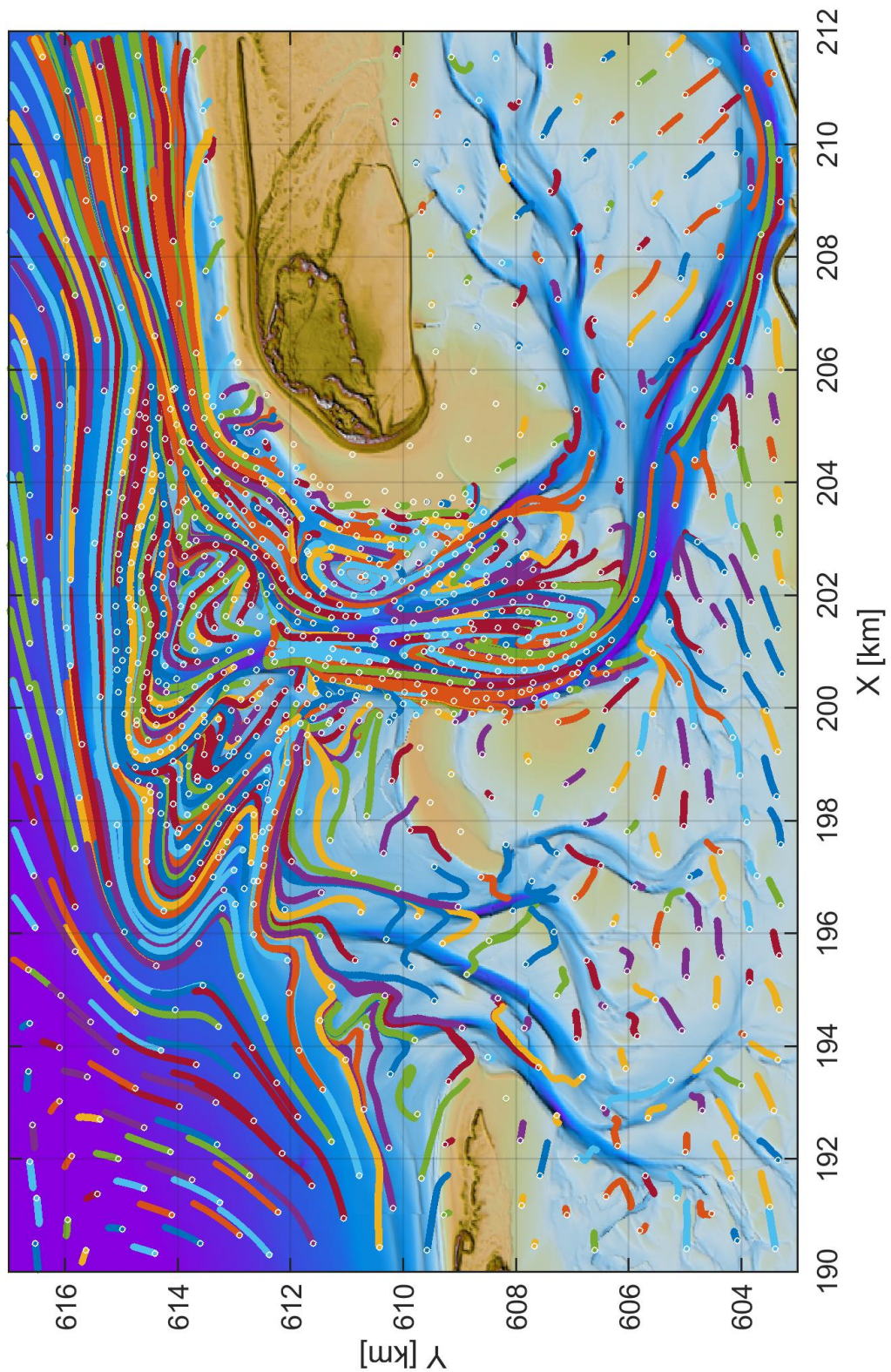


Figuur B-2: Berekende sedimentverplaatsingen op basis van het morfologische getij en de 2018-2019 bathymetrie.

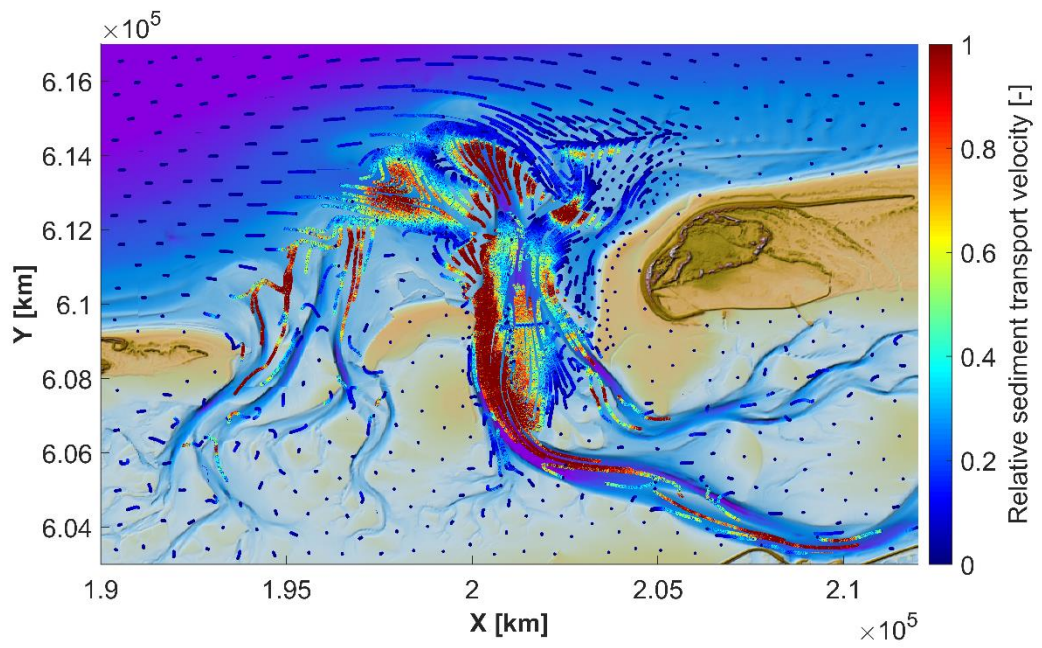




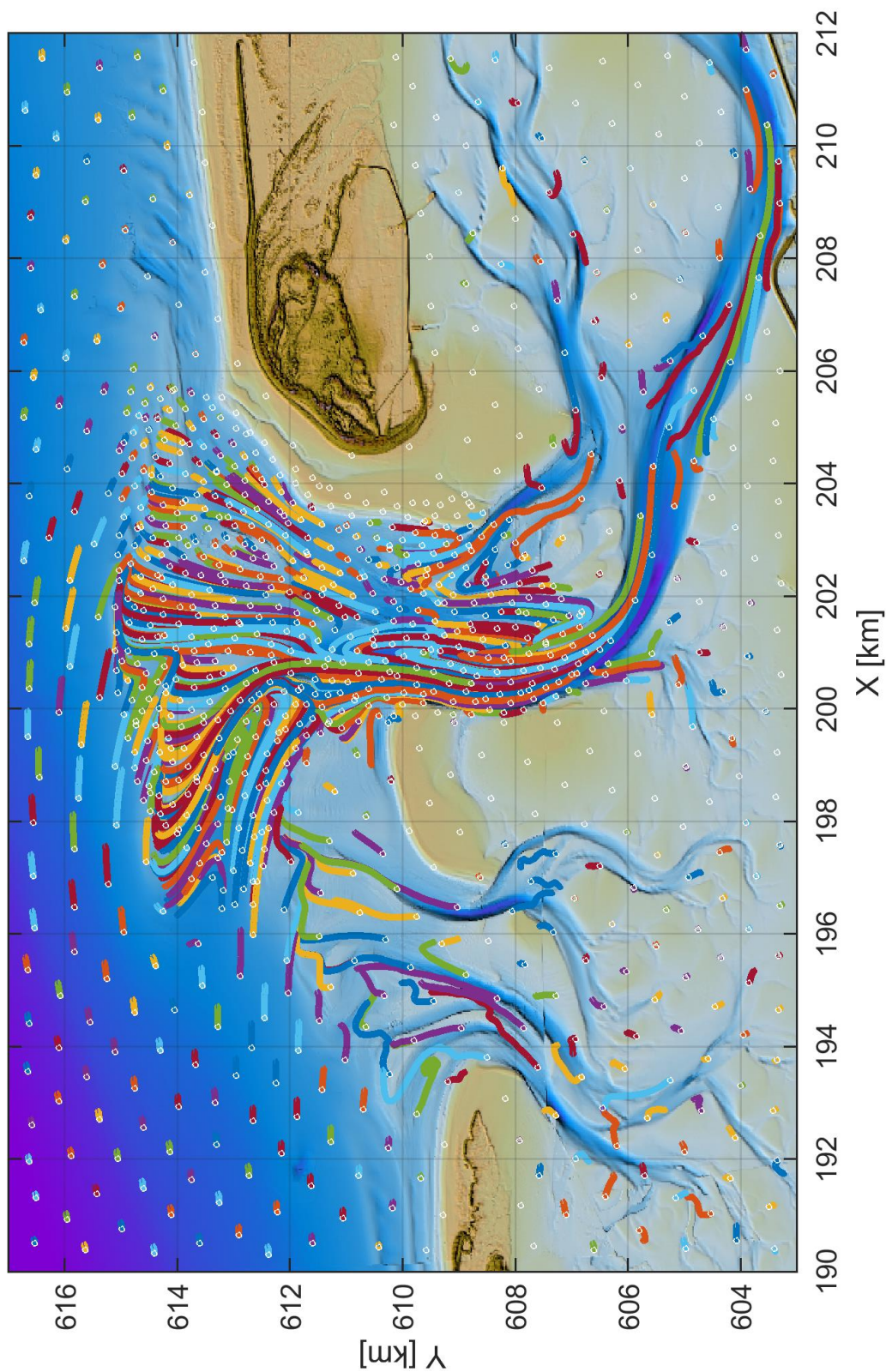
*Figuur B-3: Detail weergave van de berekende sedimentverplaatsingen op basis van het morfologische getij en de 2018-2019 bathymetrie in de keel van het Zoutkammerplaag Zeegat.*



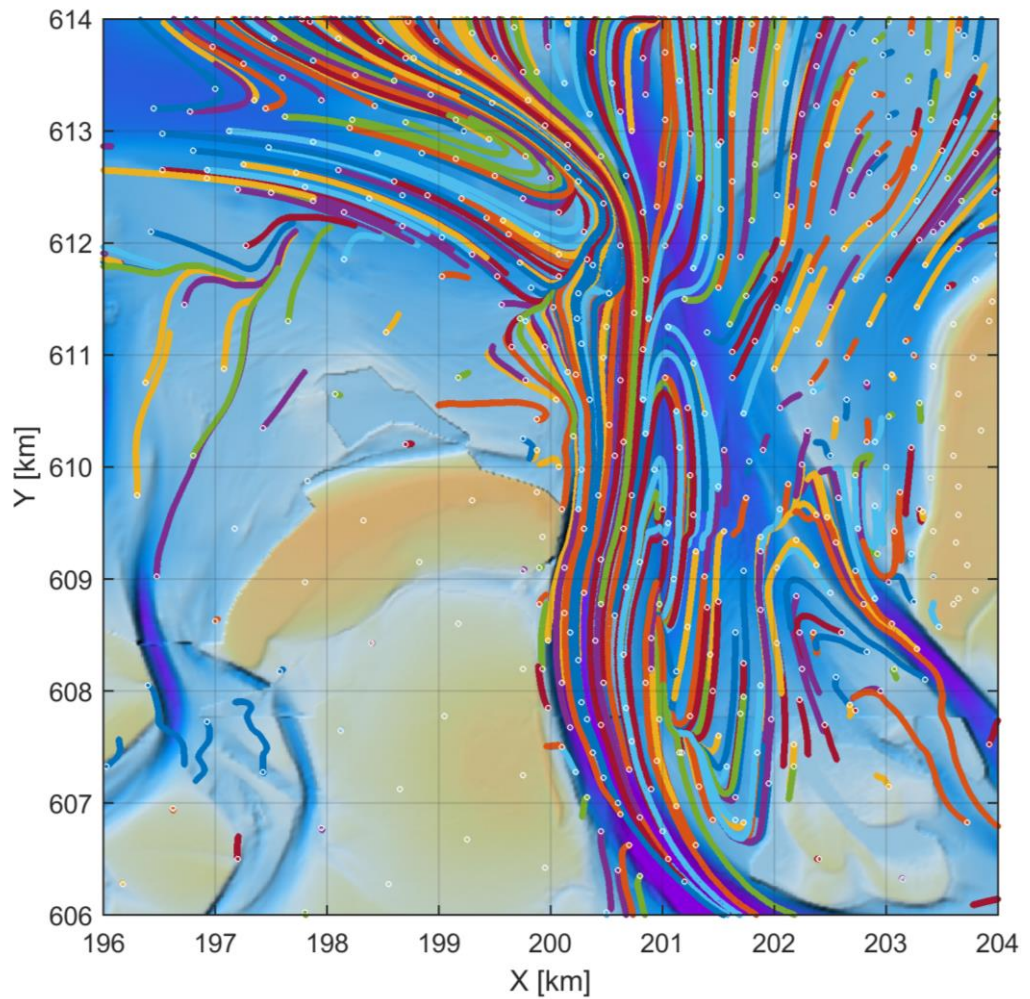
Figuur B-4: Detail weergave van de berekende sedimentverplaatsingen op basis van het morfologische getij en golfklimaat en de 2018-2019 bathymetrie.



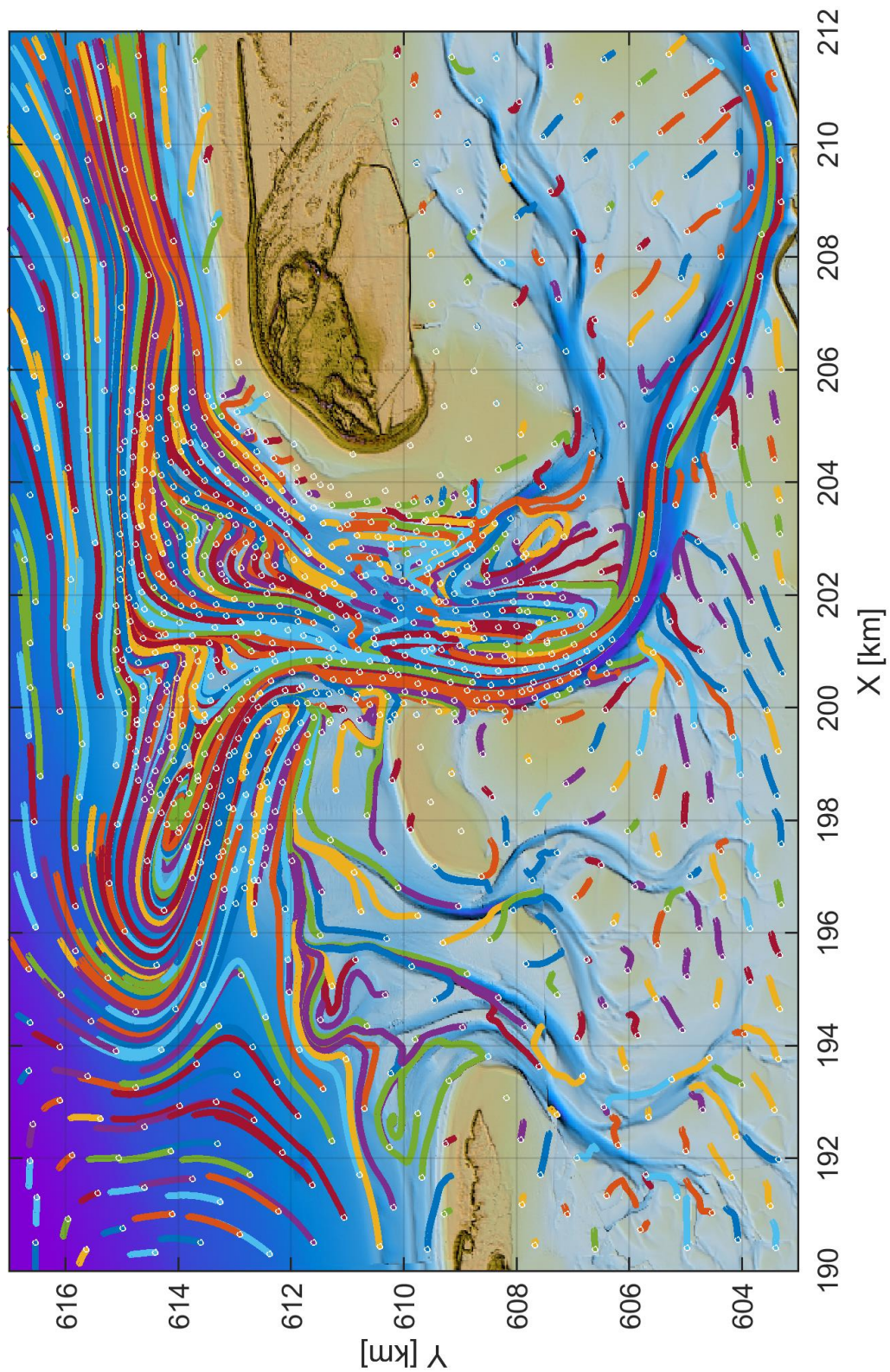
*Figuur B-5: Detail weergave van de relatieve snelheid van verplaatsen van de sedimentdeeltjes op basis van het morfologische getij en de 2018 bathymetrie.*



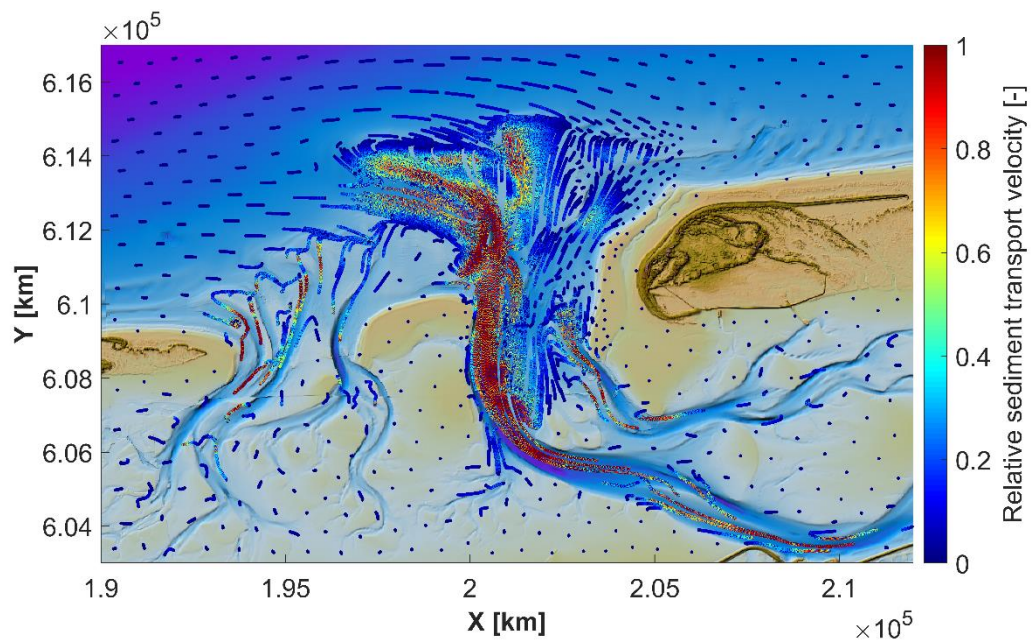
Figuur B-6: Berekende sedimentverplaatsingen op basis van het morfologische getij en de 2009 bathymetrie.



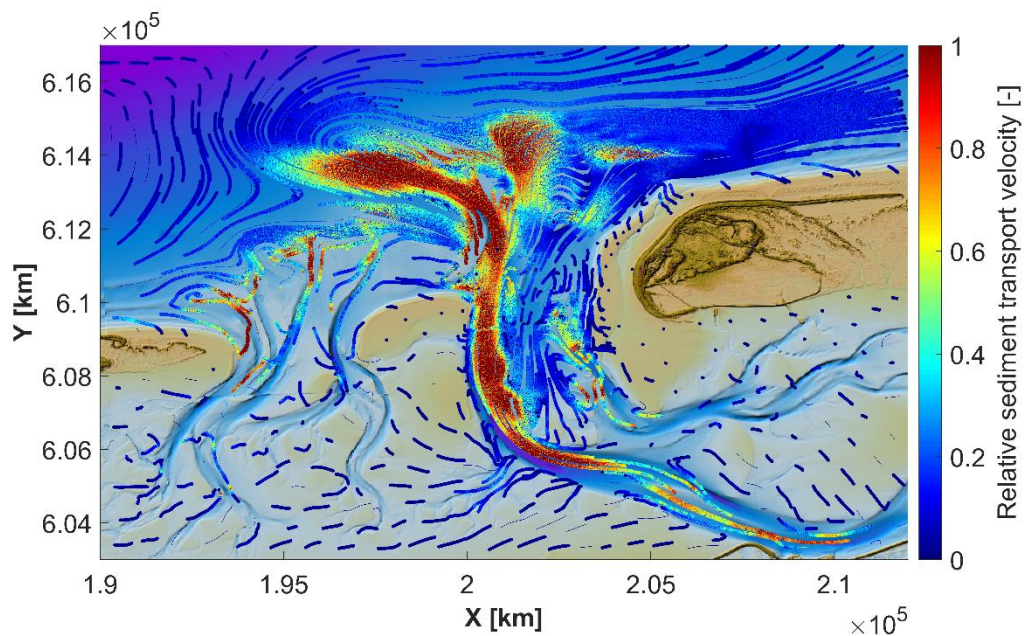
*Figuur B-7: Detail weergave van de berekende sedimentverplaatsingen op basis van het morfologische getij en de 2009 bathymetrie in de keel van het Zoutkammerplaag Zeegat.*



*Figuur B-8: Detail weergave van de berekende sedimentverplaatsingen op basis van het morfologische getij en golfklimaat op de 2009 bathymetrie.*

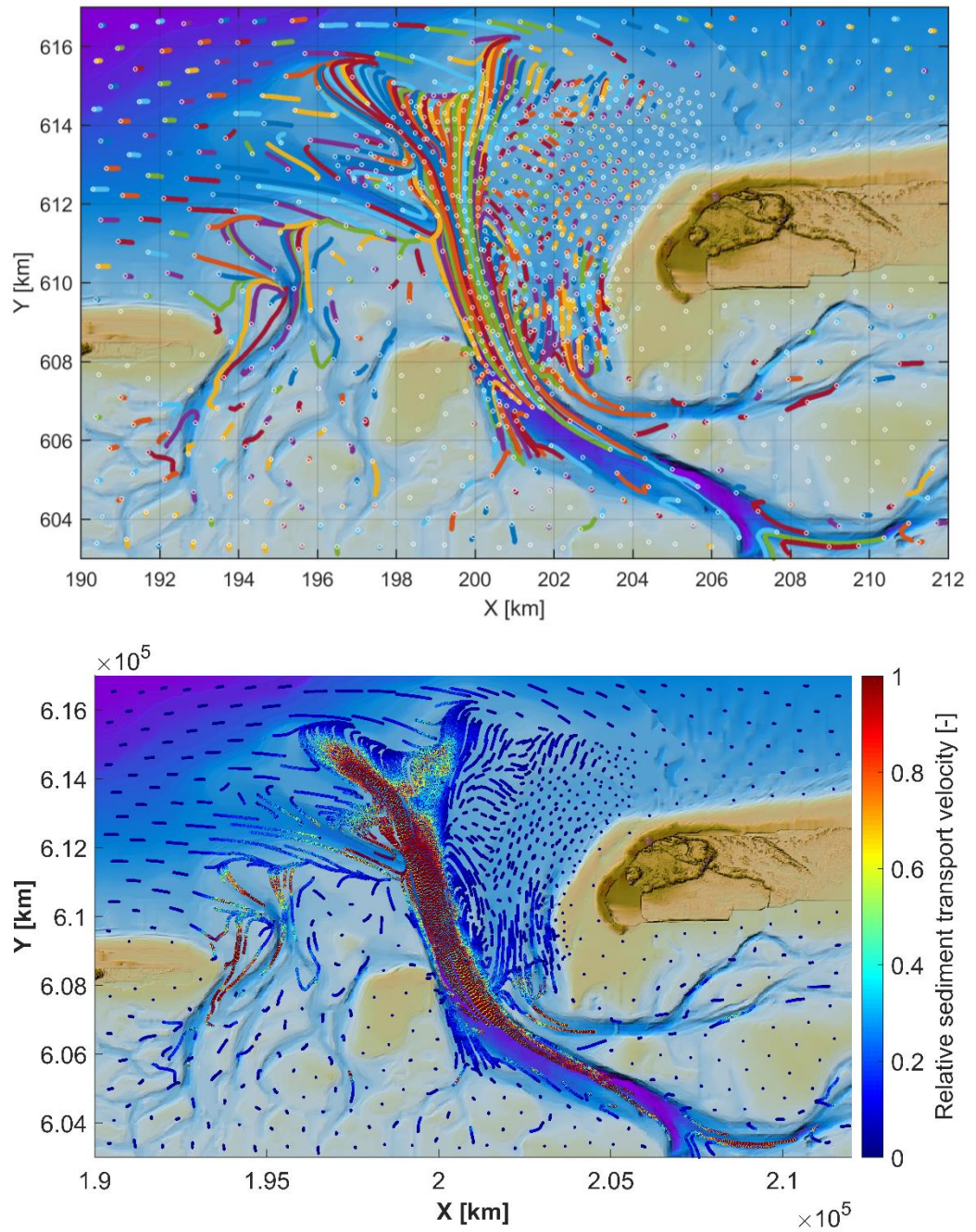


Figuur B-9: Detail weergave van de relatieve snelheid van verplaatsen van de sedimentdeeltjes op basis van het morfologische getij en de 2009 bathymetrie.



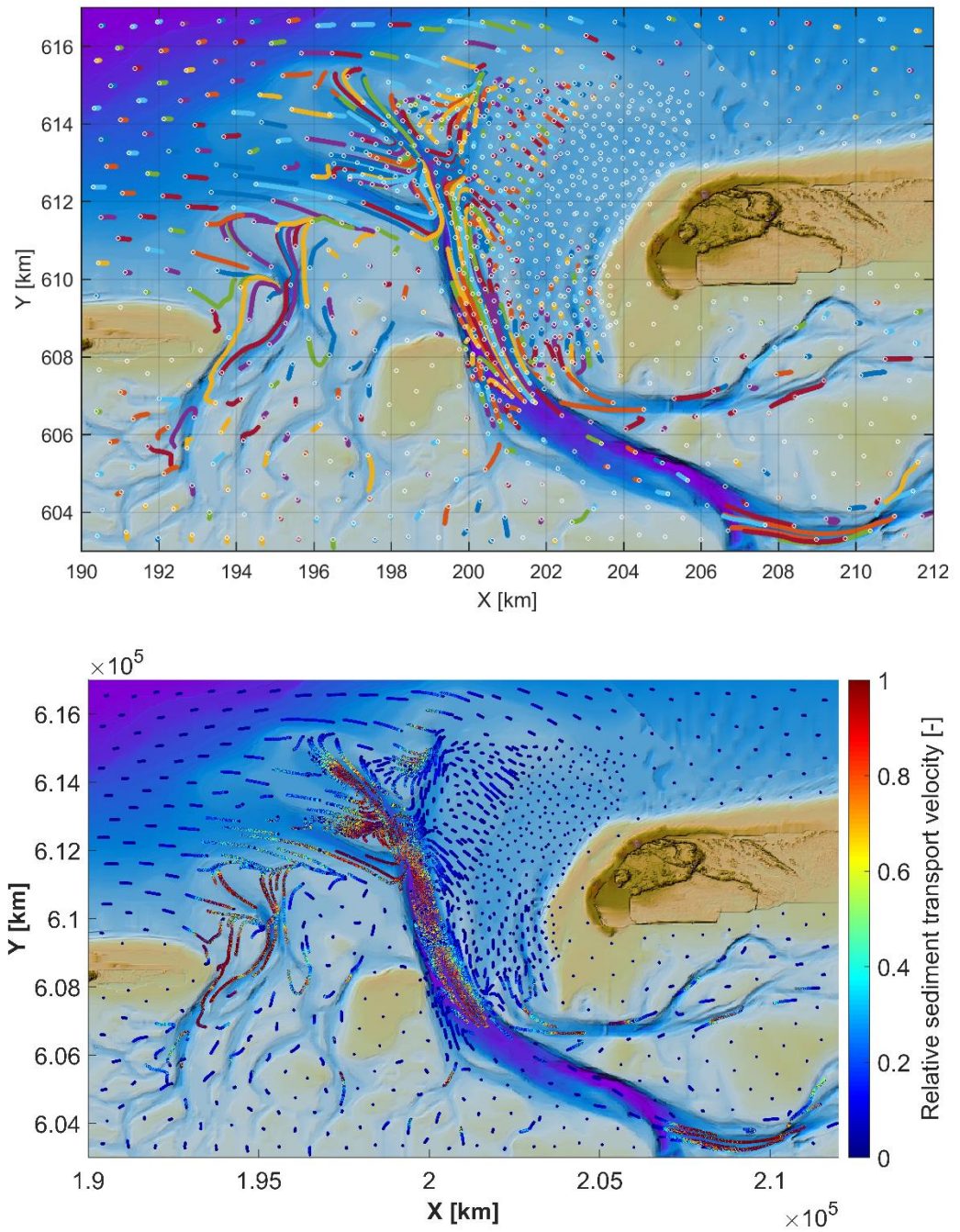
Figuur B-10: Detail weergave van de relatieve snelheid van verplaatsen van de sedimentdeeltjes op basis van het morfologische getij + golfklimaat en de 2009 bathymetrie.

## B.4 Afsluiting van de Lauwerszee



Figuur B-11: Een overzicht van de getijgedreven transportpaden (boven) en relatieve verplaatsingssnelheid (onder) voor de situatie in 1967, vóór afsluiting van de Lauwerszee.





Figuur B-12: Een overzicht van de getijgedreven transportpaden (boven) en relatieve verplaatsingssnelheid (onder) voor de situatie in 1967, ná afsluiting van de Lauwerszee.

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](http://www.deltares.nl)