

## Morfologie van het Zeegat van het Vlie

Een overzicht van de morfologische ontwikkelingen over de periode 1831-2020.



## **Morfologie van het Zeegat van het Vlie**

Een overzicht van de morfologische ontwikkelingen over de periode 1831-2020.

### **Auteur(s)**

Edwin Elias

## Morfologie van het Zeegat van het Vlie

Een overzicht van de morfologische ontwikkelingen over de periode 1831-2020.

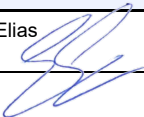
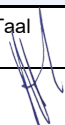

|                       |   |
|-----------------------|---|
| <b>Opdrachtgever</b>  | Rijkswaterstaat Water, Verkeer en Leefomgeving          |
| <b>Contactpersoon</b> | S. Pluis  |
| <b>Referenties</b>    | -   |
| <b>Trefwoorden</b>    | Zeegat van het Vlie, Morfologie, Waddenzee, buitendelta |

### Documentgegevens

|                      |              |
|----------------------|--------------|
| <b>Versie</b>        | 1.0          |
| <b>Datum</b>         | 05-10-2021   |
| <b>Projectnummer</b> | 11206794-004 |
| <b>Document ID</b>   |              |
| <b>Pagina's</b>      | 106          |
| <b>Status</b>        | definitief   |

### Auteur(s)

|  |  |  |
|--|--|--|
|  |  |  |
|--|--|--|

| Doc. Versie | Auteur  | Controle  | Akkoord  | Publicatie |
|-------------|---|---|--|------------|
| 1.0         | Edwin Elias  | Marcel Taal  | Toon Segeren  |            |

# Samenvatting

Het onderzoeksprogramma Kennis Primaire Processen Beheer & Onderhoud Kust (KPP B&O Kust) ondersteunt Rijkswaterstaat bij het onderhoud en beheer van de kust. De onderhoudsinspanning van de kustlijn langs de eilandkusten van de zeegaten is groot. Het begrijpen van het morfologische systeem en de sedimentuitwisselingen tussen kust, zeegat en bekken is belangrijk voor succesvolle kustlijnhandhaving.

In deze studie zijn bodemdata over de periode 1831-2020 uitgebreid ge(her)analyseerd. Dit verschaft veel inzicht in de werking van het morfologische systeem van het Zeegat van het Vlie. Een belangrijke conclusie is dat de morfologie van de buitendelta significant is veranderd na afsluiting van de Zuiderzee in 1932. De Vliestroom ontwikkelt zich als dominante uitstroomgeul op de buitendelta en het noordoostelijke deel van de buitendelta wordt, onder invloed van golven, landwaarts verplaatst. Dit gaat gepaard met een groot verlies in omvang en sedimentvolume van de buitendelta (200 miljoen m<sup>3</sup> tussen 1933 en 2019) en de sedimentuitwisseling tussen buitendelta en de eilandkust van Terschelling veranderde. Door drempelvorming en geulrotatie worden de vaargeulen ongunstig beïnvloedt of zelfs geblokkeerd (zoals bij het Huibergat).

Zowel langs de eilandkop van Vlieland en van Terschelling vormen zich doorgaande geulen en vindt hierdoor structurele erosie van de kustlijn plaats. Langs de eilandkop van Vlieland wordt deze erosie met strandhoofden en suppleties bestreden. Bij Terschelling zijn er nog geen suppleties nodig geweest voor kustlijnhandhaving, maar als de erosie voortzet kan dit veranderen.

Deze rapportage verschaft de benodigde morfologische kennis om onderbouwde keuzes m.b.t. de toekomstige kustlijnhandhaving van de aangrenzende eilandkoppen van Terschelling en Vlieland en het beheer van de vaargeulen in het zeegat te maken.

# Inhoud

|          |  |           |
|----------|--|-----------|
|          | <b>Samenvatting</b>  | <b>4</b>  |
| <b>1</b> | <b>Inleiding</b>   | <b>7</b>  |
| 1.1      | Algemene achtergrond onderzoek zeegaten in KPP B&O Kust                              | 7         |
| 1.2      | Probleemstelling en doelstelling   | 7         |
| 1.3      | Opbouw van het onderzoek   | 8         |
| 1.4      | Opbouw van deze rapportage   | 9         |
| <b>2</b> | <b>Een overzicht van het huidige Zeegat van het Vlie.</b>                            | <b>10</b> |
| 2.1      | De ligging van de dominante geulen en platen   | 10        |
| 2.2      | Debieten door het zeegat   | 12        |
| 2.3      | Een overzicht van ingrepen   | 13        |
| 2.3.1    | Kustverdediging Vlieland   | 13        |
| 2.3.2    | Afsluiting van de Zuiderzee  | 14        |
| 2.3.3    | Baggeren, storten en zandsuppleties  | 15        |
| <b>3</b> | <b>Beschikbare bodemdata.</b>  | <b>19</b> |
| 3.1      | Hydrografische kaarten   | 19        |
| 3.2      | Vaklodingen  | 19        |
| 3.3      | Kustmetingen (Jarkus en LiDAR)   | 23        |
| <b>4</b> | <b>Morfologische ontwikkelingen van het Zeegat van het Vlie</b>                      | <b>24</b> |
| 4.1      | Voor afsluiting van de Zuiderzee   | 24        |
| 4.2      | Na afsluiting van de Zuiderzee   | 27        |
| 4.3      | Geul- en plaatverplaatsingen in detail   | 32        |
| 4.3.1    | Vliestroom en Zuiderstortemelk   | 32        |
| 4.3.2    | Een analyse van de aanlandingsbanken bij Terschelling                                | 34        |
| 4.3.3    | De geulen rond de Noordsvaarder  | 39        |
| 4.3.4    | Veranderingen in Noordwest- en Noordergronden  | 42        |
| <b>5</b> | <b>Volumeveranderingen</b>   | <b>46</b> |
| 5.1.1    | Lange termijn volumeontwikkeling (1831 - 2020)                                       | 46        |
| 5.1.2    | Recente morfologische veranderingen (1933-2020)                                      | 47        |
| <b>6</b> | <b>Conceptueel model voor het Zeegat van het Vlie</b>                                | <b>49</b> |
| 6.1      | Samenhang tussen de schalen  | 49        |
| 6.2      | Een weergave van het middellange termijn gedrag van de buitendelta (schaal niveau 2) | 51        |
| 6.3      | Sediment transport processen op schaal van de buitendelta                            | 52        |
| <b>7</b> | <b>Samenvatting, conclusies en aanbevelingen</b>                                     | <b>57</b> |
| 7.1      | Uitgebreide samenvatting   | 57        |
| 7.2      | Conclusies   | 58        |
| 7.3      | Aanbevelingen  | 59        |
| <b>8</b> | <b>Referenties</b>   | <b>60</b> |
| <b>A</b> | <b>Meetdata</b>  | <b>63</b> |
| A.1      | Zeekaart Rijkswaterstaat   | 63        |

|          |  |            |
|----------|--|------------|
| A.2      | Een overzicht van de Hydrografische Kaarten  | 64         |
| A.3      | Een overzicht van de beschikbare bodemdata van de buitendelta over de periode 1933-2019              | 75         |
| A.4      | Een overzicht van de beschikbare bodemdata van het gehele zeegat en bekken over de periode 1933-2019 | 83         |
| A.5      | Een overzicht van de Lidar datasets  | 88         |
| A.6      | Verplaatsingen van contouren   | 92         |
| A.7      | Waterlijnen  | 94         |
| A.8      | Jarkusbodems voor de westzijde van Terschelling.   | 96         |
| <b>B</b> | <b>Volumeveranderingen</b>   | <b>101</b> |

# 1 Inleiding

## 1.1 Algemene achtergrond onderzoek zeegaten in KPP B&O Kust

Het onderzoek in het programma *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 doel van het deelproject Zeegaten. Met de systeemkennis over de werking van zeegatsystemen wordt het beheer van en onderhoud aan eilandkoppen ondersteund.

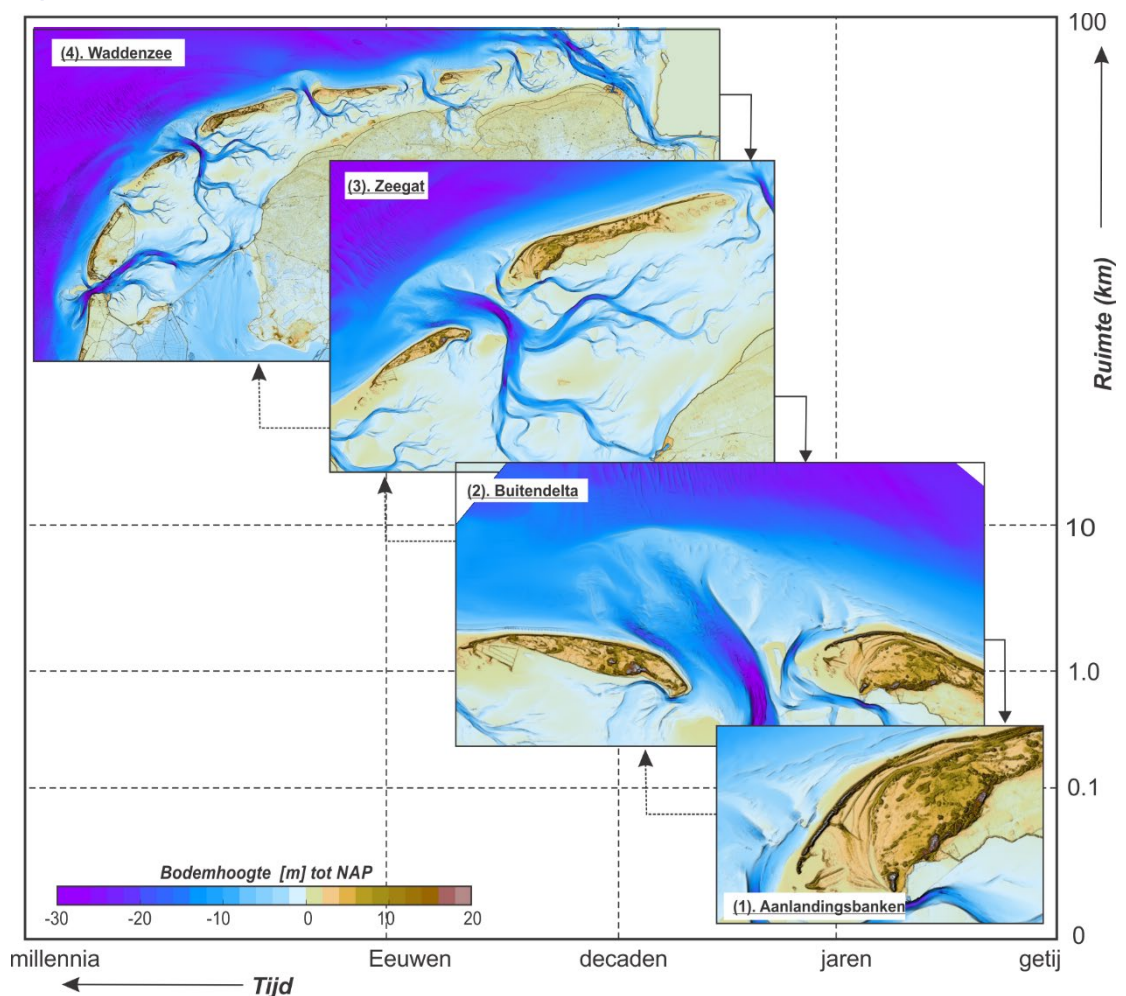
In de afgelopen jaren is er veel inzicht verkregen in de werking en ontwikkeling van de Nederlandse zeegaten. Er is meer begrip van de veranderingen die opgetreden zijn in de zeegaten en hoe het systeem grootschalig functioneert (zie bijv. Elias et al. 2012, 2016; Elias, 2018) en er is kennis gegenereerd over het functioneren van de zeegaten in samenhang met het dynamisch kustbeheer (Elias en van der Spek, 2017). 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; Elias en Oost, 2021). De aanlanding van deze banken zorgt dan voor een sterke uitbouw van de kust terwijl er juist voor aanlanding en na aanlanding langdurige erosie optreedt. Dergelijke inzichten maken het mogelijk steeds beter de samenhang tussen grootschalige processen en de, vaak lokale, kusterosie te begrijpen. Ook geeft deze kennis richting aan toekomstig onderzoek naar systeem- of buitendelta-suppleties.

## 1.2 Probleemstelling en doelstelling

In het Zeegat van het Vlie spelen vraagstukken met betrekking tot de handhaving van de aanliggende kustlijnen en de vaarroutes. Kustlijnhandhavingsproblematiek speelt voornamelijk aan de noord en noordoostzijde van Vlieland. De gehele eilandkop van Vlieland is aan kusterosie onderhevig. In het verleden leidde dit tot harde kustverdedigingsmaatregelen, zoals de aanleg van strandhoofden. Nu wordt met, frequent terugkerende, zandsuppleties de kustlijn gehandhaafd.

De eilandkop van Terschelling is sterk uitgebouwd door aanlanding van de Noordsvaarder. Daarna is de eilandkop gaan terugtrekken. Lokaal betekent dit een sterke teruggang van de kustlijn. Tot op heden zijn er nog geen suppleties nodig geweest, maar dit kan in de toekomst mogelijk wel noodzakelijk zijn. Naast terugtrekking van de kustlijn is er ook een vaargeulproblematiek in dit zeegat. Drempelvorming in het Schuitengat heeft ervoor gezorgd dat de vaarroute tussen Harlingen en Terschelling in de jaren negentig is verlegd naar de Slenk. Daarnaast zijn er veranderingen van het Zuiderstortemelk opgetreden waardoor de vaargeul richting de Noordzee is verondiept. Met meer inzicht in de morfologische processen verwacht Rijkswaterstaat een succesvoller combinatie van kust- en vaargeulbeheer te kunnen uitvoeren.

## 1.3 Opbouw van het onderzoek



Figuur 1-1: Opbouw van het onderzoek door middel van een schaalcascade van het Zeegat van het Vlie.

Als kapstok voor het onderzoek wordt het schaalcascade concept toegepast (Figuur 1-1) om 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 schaalcascade uit verschillende elementen of niveaus van aggregatie bestaan. Synoniem aan de schaalcascade modellen van het Amelandse Zeegat (Elias et al., 2019) en Friesche Zeegat (Elias en Oost, 2021), wordt het zeegat opgedeeld in 4 niveaus van aggregatie. Op het grootste schaalniveau **(4), de Waddenzee**, wordt de samenhang van het Zeegat van het Vlie met de omliggende zeegaten beschouwd. De vraag die hier beantwoord moet worden is of er grootschalige ontwikkelingen zijn opgetreden die de ontwikkeling van het zeegat hebben beïnvloed en of deze nog steeds een invloed hebben. Een voorbeeld hiervan is de verandering in getijbeweging in de westelijke Waddenzee door de aanleg van de Afsluitdijk. Dit deel van het onderzoek is gebaseerd op literatuur.

Op het niveau van **het zeegat (3)** wordt gekeken naar de samenhang tussen bekken en zeegat. De eilandkusten, de buitendelta, de keel van het zeegat en het bekken vormen een zanddelend systeem. Ze bewegen gezamenlijk naar een morfodynamisch evenwicht dat correspondeert met de hydrodynamische condities. Een verstoring in één element veroorzaakt ook veranderingen in de andere elementen. Dat kan tijdelijk het morfologische gedrag dicteren. Ook op dit schaalniveau spelen effecten zoals de afsluiting van de Zuiderzee een belangrijke rol. Een voorbeeld hiervan is de verandering in getijprisma door het zeegat, wat weer een resultaat is van de beïnvloeding van het getij in de westelijke Waddenzee door afsluiting. De morfologie van de buitendelta reageert op deze verandering in prisma. Eerdere studies (o.a. Elias et al. 2012; Elias 2018) tonen aan dat na de



afsluiting grote veranderingen in het geulenstelsel en in de sedimentvolumes zijn opgetreden. Ook op het niveau van **de buitendelta (2)** zijn deze effecten zichtbaar. De buitendelta vormt een transportband van het sediment van het bovenstroomse eiland (Vlieland) naar het benedenstroomse eiland (Terschelling). Dit proces wordt ook wel sediment bypassing genoemd. Veranderingen in de geulen of de verhouding tussen getij- en golfenergie op de buitendelta kan ervoor zorgen dat de sediment-bypassing processen veranderen. De 'voltooiing' van sediment bypassing over de buitendelta 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). De focus bij **schaalniveau 1, individuele banken en geulen**, ligt op het bankaanlandingsproces bij de kust van Terschelling. Daarnaast worden de ontwikkelingen van de geulen beschouwd.

## 1.4 Opbouw van deze rapportage

Hierna volgen zeven inhoudelijke hoofdstukken. Hoofdstuk 2 geeft een beknopte beschrijving van de morfologische kenmerken van het huidige Zeegat van het Vlie. Hoofdstuk 3 geeft een overzicht van de beschikbare bodemdata en een overzicht van de ingrepen die in het zeegat zijn uitgevoerd. De kern van deze studie (Hoofdstuk 4) bestaat uit een uitgebreide (her)analyse van de beschikbare bodemdata. De beschrijving van de morfologische ontwikkelingen voor afsluiting van de Zuiderzee is gebaseerd op de hydrografische kaarten. Analyses van het gedrag na afsluiting zijn gebaseerd op hydrografische kaarten (tot 1967), Vaklodingen (1926-2020) en Jarkusmetingen. Hoofdstuk 5 behandelt beknopt de volumeveranderingen van de buitendelta over de periode 1933-2019. De verkregen inzichten vormen de basis voor de conceptuele modellen van het morfologisch gedrag in Hoofdstuk 6. Een uitgebreide samenvatting, de conclusies en aanbevelingen volgen in Hoofdstuk 7.

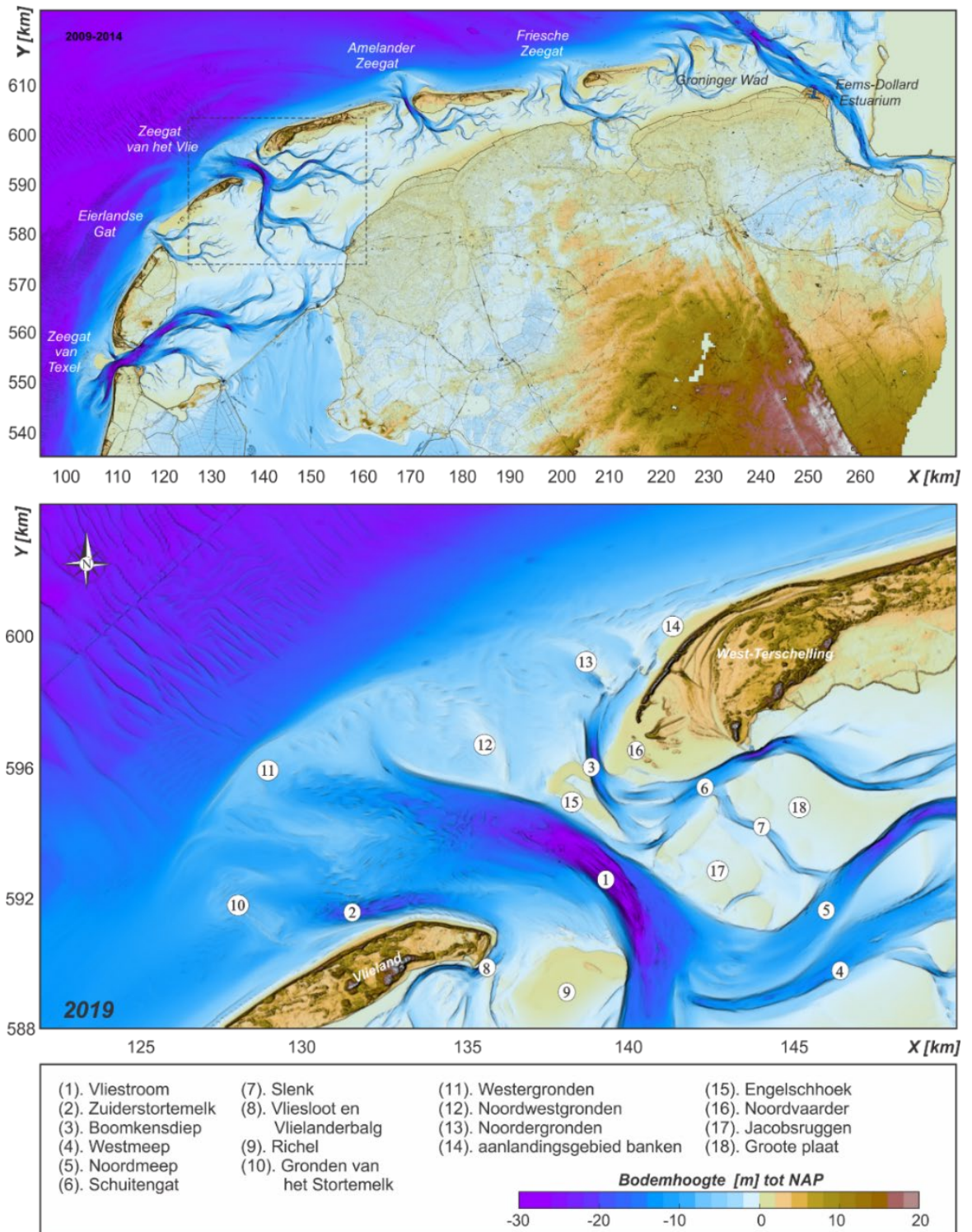
## 2 Een overzicht van het huidige Zeegat van het Vlie.

### 2.1 De ligging van de dominante geulen en platen

Het Zeegat van het Vlie, ook wel Terschellinger Zeegat genoemd, is vanuit het westen gerekend, het derde zeegat in de Waddenzee. Het zeegat ligt ingeklemd tussen de eilanden Vlieland en Terschelling (Figuur 2-1). In het bekken is de komberging van het zeegat verbonden met het bekken van het Eierlandse Gat maar ook met het bekken van het Zeegat van Texel. De 2019 bodem wordt gekenmerkt door een enkele hoofdgeul, de Vliestroom, in de keel van het zeegat (Figuur 2-1, [1]). Deze geul heeft een NW–ZO oriëntatie met een noordwestelijk uitstroom de buitendelta op. De Vliestroom is een enkele geul in de keel van het zeegat. In het bekken vertakt de geul in een zuidelijke tak (Vliestroom) en een noordelijke vertakking die bestaat uit de Westmeep en Noordmeep [4,5].

Langs de aanliggende eilanden bevinden zich nog twee kleinere geulen; het Zuiderstortemelk [2] langs de eilandstaart van Vlieland en het Boomkensdiep [3] dat zich langs de eilandkop van Terschelling uitstrekt. De eilandkop van Terschelling bestaat uit een breed strand door de aanlanding van de grote bank Noordsvaarder [16]. Het Boomkensdiep gaat in het bekken over in het Schuitengat [6]. Het Schuitengat wordt door een ondiepe zandplaat gescheiden van de Vliestroom. Dit is ook de reden dat deze geul sinds 1996 niet meer de toegangsgedul tot de haven van Terschelling vormt. De toegang tot de haven verloopt via de Slenk [7]. De Slenk verbindt het Schuitengat met de Noordmeep [5] en vormt een scheiding tussen het westelijk gelegen plaatgebied van de Jacobsruggen [17] en de oostelijk gelegen plaat Grote Plaat [18]. Ingeklemd tussen Vlieland en de grote plaat Richel [9] ligt nog het kleinere geulstelsel van de Vliesloot en Vlielandbalg [8]. Deze geulen vormden de toegang tot de haven van Oost-Vlieland.

De buitendelta heeft een omvang van ongeveer 8 km in zeewaartse richting en 22 km in langsrichting. Het merendeel van het plaatoppervlak en sedimentvolume bevindt zich ten noorden van de Vliestroom in de Noordwestgronden [12] en Noordergronden [13], die zich ver langs de kust van Terschelling uitstrekken en rond km 5-6 op de kust van Terschelling aanlanden [14]. Een hoge ondiepe bank, Engelschoek [15] steekt ver landwaarts het zeegat. Tussen de Engelschoek en de Jacobsruggen [17] ligt een smalle bank. Het zuidwestelijke gedeelte van de buitendelta is relatief diep. Hier bevinden zich de kleinere bankcomplexen van de Gronden van het Stortemelk [10] en de Westergonden [11].



Figuur 2-1: 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. Onder: een uitsnede van het Zeegat van het Vlie met ligging van de geulen en platen op basis van de gecombineerde 2019 (buitenzijde) en 2016 bodemopname van het bekken.

## 2.2 Debieten door het zeegat

Door Rijkswaterstaat zijn debietmetingen uitgevoerd in het Zeegat van het Vlie. De meest recente rapportage is die van Hut (2004), waarin metingen opgenomen uit 2002 worden beschreven. In deze studie zijn de gemeten debieten omgerekend naar een gemiddeld getij en vergeleken met eerdere studies (samengevat in Tabel 2-1). In 2002 ligt het gemiddelde vloeddebiet op 798 miljoen m<sup>3</sup> en het ebdebiet op 890 miljoen m<sup>3</sup>. De gemeten eb- en vloeddebieten liggen in de range van eerdere metingen uit de jaren '70. In tegenstelling tot de oudere metingen geeft de 2002 meting een netto uitstroming van 92 miljoen m<sup>3</sup>. Uit het meetverslag blijkt dat er tijdens de metingen een matige krachtige wind uit het Noordoosten optrad. Deze windrichting zou een mogelijke oorzaak van de netto uitstroming kunnen zijn. Het belang van wind op de residuele stromingen in de Waddenzee wordt duidelijk weergegeven in Duran-Matute et al. (2014) en Van Weerdenburg (2019).

Tabel 2-1: Overzicht van gemeten of gemiddelde vloed-, eb- en residuele debieten.

| Geul                                  | Jaar  | $Q_{vloed}$<br>(10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> ) | $Q_{eb}$<br>(10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> ) | $Q_{net}$<br>(10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> ) |
|---------------------------------------|-------|--|---|--|
| Vliestroom<br>(totale keel vh Zeegat) | 1971  | 939  | 911   | 28   |
|                                       | 1971  | 886  | 844   | 42   |
|                                       | 1976  | 1033   | 972   | 61   |
|                                       | 2002* | 798  | 890   | -92  |
| Vliestroom<br>(centrale deel geul)    | 1978  | 650  | 790   | -140   |
| Zuiderstortemelk                      | 1978  | 200  | 100   | 100  |
| Boomkensdiep                          | 1978  | 195  | 140   | 55   |

\* debiet is omgerekend naar gemiddeld debiet volgens Van Sijp (1989) methode.

Visser (1986) geeft een nadere uitwerking van de meetcampagne die in 1976 is uitgevoerd in het Zeegat van het Vlie. In deze meetcampagne zijn de eb- en vloeddebieten bepaald door snelheidsmeters in raaien van de buitendelta te plaatsen en de geuldoorsnede te meten. Op basis van deze metingen kunnen dan schattingen van de debieten worden gemaakt. Deze metingen wijken qua methode iets af van de andere metingen, maar geven wel veel inzicht in de onderlinge verdeling van de debieten over de verschillende geulen. Op basis van deze metingen kan geconcludeerd worden dat in de keel van het zeegat de eb- en vloeddebieten vrijwel gelijk zijn. Op de buitendelta is de Vliestroom dan duidelijk ebgedomineerd en de twee nevengeulen, het Boomkensdiep en de Zuiderstortemelk, zijn vloedgedomineerd. Het Boomkensdiep was voor afsluiting van de Zuiderzee de hoofdgeul, maar in 1976 was deze geul al veranderd in een nevengeul met een debiet dat veel kleiner is dan dat van de Vliestroom.

Tabel 2-2: Overzicht van gemeten vloed-, eb- en residuele debieten op basis van de 1976 meetcampagne.

| Geul                                  | Jaar | $Q_{vloed}$<br>(10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> ) | $Q_{eb}$<br>(10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> ) | $Q_{net}$<br>(10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> ) |
|---------------------------------------|------|--|---|--|
| Vliestroom<br>(totale keel vh Zeegat) | 1976 | 970  | 991   | 21   |
| Vliestroom<br>(centrale deel geul)    | 1976 | 794  | 965   | 159  |
| Zuiderstortemelk                      | 1976 | 238  | 112   | 100  |
| Boomkensdiep                          | 1976 | 254  | 140   | -124   |
| Schuitengat                           | 1976 | 96   | 106   | -10  |
| Vliesloot                             | 1976 | 118  | 130   | -12  |

## 2.3 Een overzicht van ingrepen

### 2.3.1 Kustverdediging Vlieland

Voor 1850 ging de kust van Vlieland snel achteruit. De erosiesnelheid lag daarbij rond de 20 m/jaar. Deze kusterosie resulteerde in de aanleg van een hele rij strandhoofden en vrijwel het gehele eiland ten noorden van de Vliehors wordt nu beschermd (

Figuur 2-2). Het merendeel, 53 van de 64 strandhoofden, is aangelegd in de periode 1854-1885. De eerste strandhoofden werden aangelegd nabij raai 4300, waarna deze oostelijk werden uitgebreid. In de periode 1957-1959 zijn dan nog strandhoofden aangelegd tussen raaien 4100 en 4300. De laatste 2 korte dammen zijn vrij recentelijk in 1995 aangelegd om de Noordoosthoek van het eiland te beschermen.

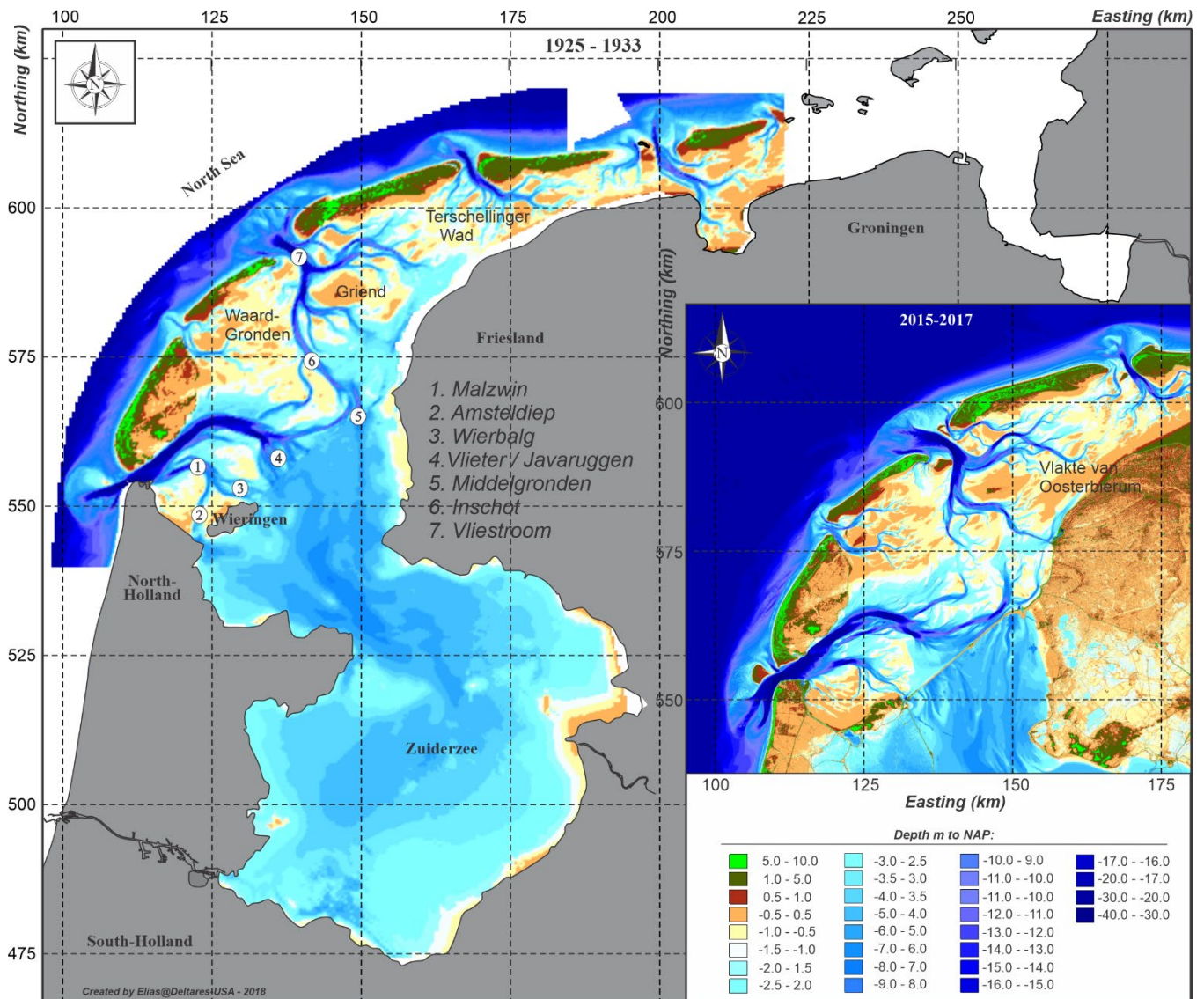


Figuur 2-2: Boven: ligging van de strekdammen aan de hand van een kaart uit Visser (1946), met toegevoegd locatie hoofden C-F. Onder: Impressie van de strekdammen van Vlieland nabij de NO punt (linksboven en -onder), centrale eilandkust (rechtsboven) en overgang naar de Vliehors (rechtsonder). Foto's: <https://beeldbank.rws.nl>, Rijkswaterstaat.

De strandhoofden hebben ervoor gezorgd dat de kustachteruitgang van de eilandkust sterk is afgenomen of zelfs gestopt (Walhout, 1998; Rakhorst, 1984; Verhagen en van Rossum, 1990). Verhagen en Van Rossum (1990) vatten het effect van de strandhoofden dan als volgt samen: (1) de hoofden hebben een stabiliserende invloed gehad op het kustgedrag, (2) het met hoofden versterkte deel van de kust steekt als een soort bolwerk in zee en (3) er is sterke lij-erosie opgetreden, die door nieuwe hoofden gecompenseerd moest worden.

### 2.3.2 Afsluiting van de Zuiderzee

De meest ingrijpende verandering in het kombergingsgebied van het zeegat van het Vlie is de afsluiting van de Zuiderzee die werd voltooid in 1932 (Thijssse, 1972). Voor aanleg van de Afsluitdijk was de Vlietstroom via de geulen Inshot en Middelgronden rechtstreeks verbonden met de Zuiderzee. Voordat het Marsdiep gevormd werd (rond de 12e eeuw AD) vormde de Vlietstroom zelfs de enige verbinding van de Zuiderzee met de Noordzee. Na de vorming ervan wordt het Marsdiep steeds belangrijker en wordt de verbinding van de Vlietstroom met de Zuiderzee minder belangrijk.



Figuur 2-3: Representatieve bodems voor de Westelijke Waddenzee net voor de afsluiting van de Zuiderzee (1926, met data van 1925-1933) en voor de huidige situatie (bodemdata 2015-2017).

De afsluiting van de Zuiderzee bestaat eigenlijk uit 2 fasen. Tussen 1920 en 1925 werd de Amsteldiepdijk, met een lengte van 2,5 km, aangelegd tussen Noord-Holland en Wieringen. Deze afsluiting heeft de meeste invloed op het naastgelegen zeegat van Texel. De Afsluitdijk met een

lengte van 32 km werd vervolgens in 5 jaar (1927-1932) tussen Wieringen en de kust van Friesland aangelegd. Vóór de afsluiting besloeg het gecombineerde bekken, Westelijke Waddenzee en de Zuiderzee, een oppervlak van rond de 4000 km<sup>2</sup> en een lengte van 130 km. De afsluiting reduceerde het bekkenoppervlak tot zo'n 1400 km<sup>2</sup>. Het bekken van het Marsdiep is met 710 km<sup>2</sup> iets groter dan het bekken van het Vlie (660 km<sup>2</sup>). De ingrijpende reductie in bekkengrootte had tot gevolg dat de getijkarakteristieken in het overgebleven bekken (de Westelijke Waddenzee) sterk veranderden; van een lopende golf naar een meer staand karakter, waardoor grote morfologische veranderingen optraden (Elias et al. 2003).

Nabij het Zeegat van het Vlie (meetlocatie Vlieland Haven) nam de getijslag met 30 cm toe. Rond 1900 lag de getijslag rond de 1,60 m. Tussen 1900 en 1920 nam deze langzaam af naar een waarde van 1,48 m. Na de afsluiting neemt de getijslag dan toe tot 1,80 m om vervolgens verder te stijgen tot een maximale waarde van 1,90 m rond 1980. De huidige getijslag ligt op ongeveer 1,85 m. Op basis van hydrodynamische modellering wordt geschat dat het getijprisma na afsluiting 14% hoger ligt dan het prisma voor afsluiting (Vroom et al. 2012). Deze modellering laat ook zien dat de faseverschillen in het getij niet wezenlijk veranderen. Na afsluiting van de Zuiderzee blijft het geulenpatroon behouden maar verzandden de afgesloten geulen (Middelgronden en Inschot) en vindt er veel sedimentatie plaats langs de kust van Friesland (Vlakte van Oosterbierum en Ballastplaat). Terwijl de zuidelijke uitstroom van de Vliestroom verzandt, lijkt juist de noordelijke tak (Westmeep, Noordmeep en Zuidmeep) zich te verdiepen en zich verder oostelijk, richting het Terschellinger Wad uit te strekken. Elias (2018) berekent dat er netto 134 miljoen m<sup>3</sup> sedimentatie is opgetreden in het bekken over de periode 1933-2015. De meeste sedimentatie is opgetreden op de Vlakte van Oosterbierum. Het sedimentvolume neemt vooral toe tot 1997. Sindsdien lijkt het volume (netto) niet significant te veranderen. Dit wil niet zeggen dat er geen grote morfologische veranderingen optreden. Op dat moment is de erosie van met name de geulen in volume ongeveer gelijk met de opgetreden sedimentatie van de platen.

### 2.3.3 Baggeren, storten en zandsuppleties

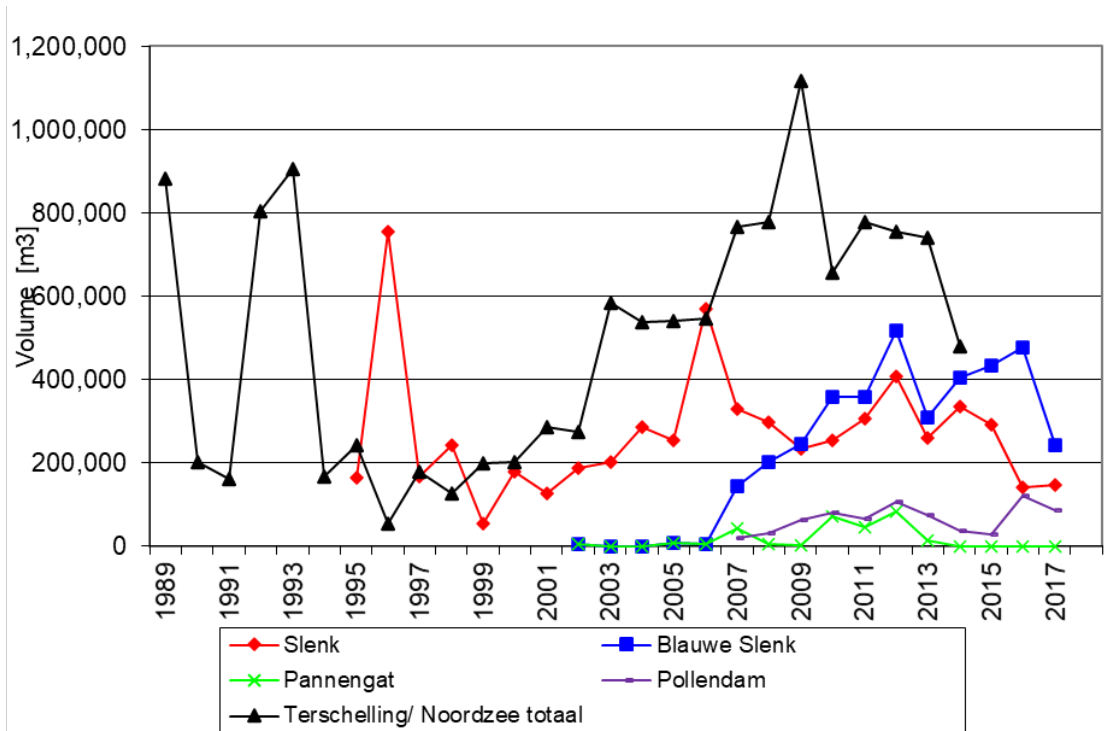
Elias (2018) geeft een overzicht van de menselijke ingrepen in de westelijke Waddenzee. Ingrepen die hier plaatsvinden zijn het baggeren van de vaargeulen en storten van dat sediment elders in het systeem, stortingen in de vorm van zandsuppleties en onttrekkingen (zand- en schelpenwinning). Als bron worden daarbij de studies van Rakhorst (1982) en Hoogervorst (2005) gebruikt (zie samenvatting in Tabel 2-1). Baggeren en storten vindt vooral plaats langs de zuidkust van Terschelling, in de vaargeulen naar de haven. In totaal is er 21 miljoen m<sup>3</sup> gewonnen.

Tabel 2.1 Een overzicht van de ingrepen (zandwinning, schelpenwinning, baggeren en storten, suppleties) in het Zeegat van het Vlie.

| Locatie        | Periode   | Zandwinning [10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> ] | Schelpenwinning [10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> ] | Baggeren [10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> ] | Storten [10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> ] | Suppleties [10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> ] |
|----------------|-----------|---|---|--|---|--|
| Vlie buiten    | 1982-2001 |   |   | -0,1                                       | 0,1                                       |  |
| Vlie km. 40-54 | 1995-2017 |   |   |  |   | 5,7  |
| Terschelling   | 1993      |   |   |  |   | 2,0  |
| Vlie binnen    | 1952-2002 | -20,8   |   |  |   |  |
|                | 1976-1980 |   |   |  | 0,01                                      |  |
|                | 1970-1980 |   | -0,5  |  |   |  |
| Schuitengat    | 1930-1955 |   |   | -11,3                                      | 11,3                                      |  |
| Totaal         |           | -20,8   | -0,5  | -11,4                                      | 11,41                                     | 11,5   |

Een recent overzicht van de bagger- en zandwinningsvolumes in de Waddenzee wordt gegeven door Mulder (2021). In het bekken van Terschelling vindt over de periode 1995-2017 10,9 miljoen m<sup>3</sup> aan baggerwerkzaamheden plaats (Figuur 2-4). Het merendeel van deze baggerwerkzaamheden gebeuren in Slenk (6,2 miljoen m<sup>3</sup>) en in Blauwe Slenk (3,7 miljoen m<sup>3</sup>).

In het bekken van Terschelling vindt over de periode 1999-2017 4,6 miljoen m<sup>3</sup> aan zandwinning plaats. Het merendeel van deze winning (3,1 miljoen m<sup>3</sup>) vindt plaats in de Slenk. Deze zandwinning



Figuur 2-4: Een overzicht van de totale baggervolumes in bekken van het Zeegat van het Vlie (Mulder, 2021).

Sinds 1995 is er veelvuldig gesuppleerd langs de eilandkust van Vlieland (



Tabel 2-3). De suppleties concentreren zich op twee gebieden. Vele kleine suppleties zijn uitgevoerd net ten noorden van de haven van Vlieland. Door de ligging van de geul, direct langs de kust is het hier vrijwel niet mogelijk om grote hoeveelheden aan te brengen. Hierdoor moeten er veelvuldig kleine suppleties worden aangebracht.

Het tweede gebied ligt tussen km 46 en 51. Daar is sinds 1997 via vooroever- en strandsuppleties meer dan 8 miljoen m<sup>3</sup> zand aangebracht. Een bijzondere suppletie is de vooroeversuppletie die in 2017 in het Zuiderstortemelk is aangebracht. Met deze suppletie werd bijna 1,5 miljoen m<sup>3</sup> zand op de geulwand van het Zuiderstortemelk aangebracht tussen km 51 en 53,6. Op Terschelling is tot op heden slechts 1 vooroeversuppletie van 2 miljoen m<sup>3</sup> uitgevoerd, in 1993.

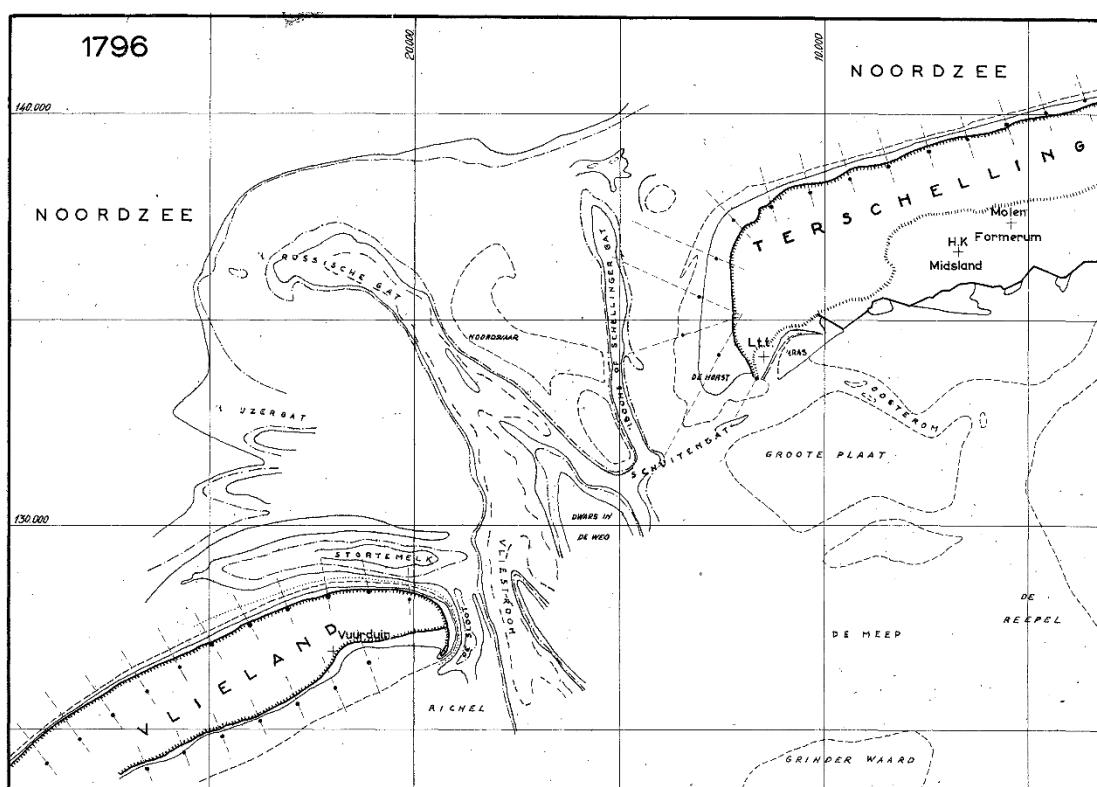
Tabel 2-3: Overzicht suppleties uitgevoerd op Vlieland, gebaseerd op de suppletiedatabase t/m 2021.

|                                      |                      | Jaar | Raai (km) |       | Type suppletie       | Volume (m <sup>3</sup> ) |
|--------------------------------------|----------------------|------|-----------|-------|----------------------|--------------------------|
| 1                                    | Noordoosthoek        | 1995 | 53,70     | 54,40 | strand-duinsuppletie | 80.000                   |
| 2                                    | Noordoosthoek        | 1995 | 53,70     | 54,40 | strand-duinsuppletie | 111.000                  |
| 3                                    | Noordzeestrand       | 1997 | 46,72     | 48,44 | strandsuppletie      | 279.621                  |
| 4                                    | Havenstrand          | 1999 | 54,75     | 54,85 | anders               | 0                        |
| 7                                    | Havenstrand          | 2001 | 54,55     | 54,85 | strandsuppletie      | 20.478                   |
| 8                                    | Havenstrand          | 2005 | 54,60     | 54,85 | strandsuppletie      | 20.000                   |
| 9                                    | Havenstrand          | 2007 | 54,60     | 54,85 | duinverzwaring       | 30.000                   |
| 10                                   | Havenstrand          | 2009 | 54,60     | 54,85 | strandsuppletie      | 20.000                   |
| 11                                   | Havenstrand          | 2013 | 54,60     | 54,80 | strandsuppletie      | 20.000                   |
| 12                                   | Depot Havenstrand    | 2018 | 54,10     | 54,20 | strandsuppletie      | 20.000                   |
| 13                                   | Vlieland Havenstrand | 2018 | 54,40     | 54,80 | strandsuppletie      | 20.000                   |
| <b>Totaal Vlieland - Haven</b>       |                      |      |           |       |                      | <b>621.099</b>           |
|                                      |                      | Jaar | Raai (km) |       | Type suppletie       | Volume (m <sup>3</sup> ) |
| 1                                    | Noordzeestrand       | 1997 | 46,72     | 48,44 | strandsuppletie      | 279.621                  |
| 2                                    | Vlieland-oost        | 2001 | 48,90     | 50,10 | strandsuppletie      | 499.579                  |
| 3                                    | Vlieland-oost        | 2001 | 46,00     | 48,80 | vooroeversuppletie   | 831.892                  |
| 4                                    | Oost                 | 2005 | 48,60     | 50,20 | vooroeversuppletie   | 1.008.032                |
| 5                                    | Oost                 | 2009 | 47,00     | 50,00 | vooroeversuppletie   | 1.780.870                |
| 6                                    | Oost                 | 2013 | 46,63     | 50,05 | strandsuppletie      | 1.000.000                |
| 7                                    | Manege               | 2018 | 50,59     | 50,77 | strandsuppletie      | 20.000                   |
| 8                                    | Vlieland oost        | 2018 | 46,63     | 50,59 | strandsuppletie      | 1.000.000                |
| 9                                    | Vlieland midden      | 2021 | 43,07     | 46,09 | vooroeversuppletie   | 1.600.000                |
| <b>Totaal Vlieland NO</b>            |                      |      |           |       |                      | <b>8.019.994</b>         |
|                                      |                      | Jaar | Raai (km) |       | Type suppletie       | Volume (m <sup>3</sup> ) |
| 1                                    | Vlieland-Stortemelk  | 2017 | 51,10     | 53,60 | geulwandsuppletie    | 1.467.000                |
| <b>Totaal kop - Zuiderstortemelk</b> |                      |      |           |       |                      | <b>1.467.000</b>         |

## 3 Beschikbare bodemdata.

### 3.1 Hydrografische kaarten

Hydrografische kaarten van het zeegat van het Vlie zijn beschikbaar sinds 1796 (Figuur 3-1). De 1796 opname is nog beperkt in detail, maar de hoofdgeulen en platen zijn wel zichtbaar. De kaarten vanaf 1831 bevatten meer details en vormen de basis van de lange-termijnanalyse. Over de periode 1831 – 1985 zijn 17 kaarten voorhanden voor de jaren 1831, 1853, 1866, 1880, 1892, 1898, 1904, 1912, 1916, 1926, 1933, 1950, 1958, 1965-67, 1972, 1977 en 1982/85 (Appendix A.2).



Figuur 3-1: Hydrografische kaart van het Friesche Zeegat voor het jaar 1796 (kaarten aangeleverd door Rijkswaterstaat).

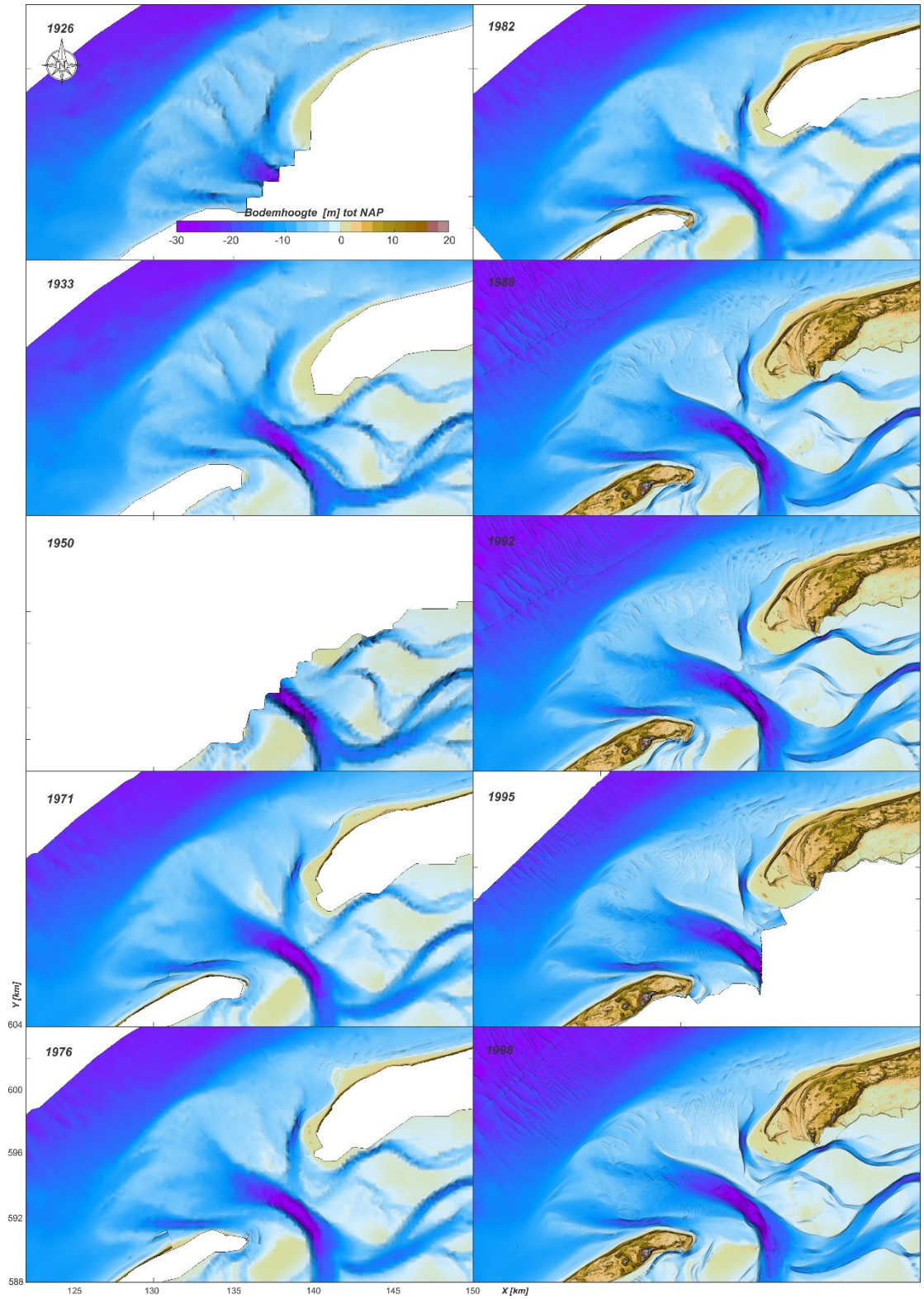
### 3.2 Vaklodingen

Naast de hydrografische kaarten wordt gebruik gemaakt van bodemdata die digitaal beschikbaar zijn bij Rijkswaterstaat. Een uitgebreide inventarisatie van de bij RWS centraal gearchiveerde meetdata is gemaakt door De Kruif (2001). Dit bevat 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 geldt dat Rijkswaterstaat vanaf 1985 de bodemdata digitaal heeft ingewonnen en opgeslagen. Deze metingen worden uitgevoerd met een single-beam echosounder. Er wordt in een vast raster van raaien gevaren. De raaien liggen op ongeveer 200 m afstand en in iedere raai wordt in een bemonsteringsafstand van 5 meter geregistreerd. Na inwinning van de dieptelodingen worden complete kaarten opgebouwd door de lodingen vroeger aan te vullen met de waterpassingen en sinds 1996 met LiDAR metingen van de droogvallende platen in de Waddenzee en het droge strand en de duinen langs de Noordzeekust in het kader van de Jarkus-metingen. Meer over de Jarkus-metingen volgt in H3.3. 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. Vaklodingen worden niet jaarlijks ingewonnen,

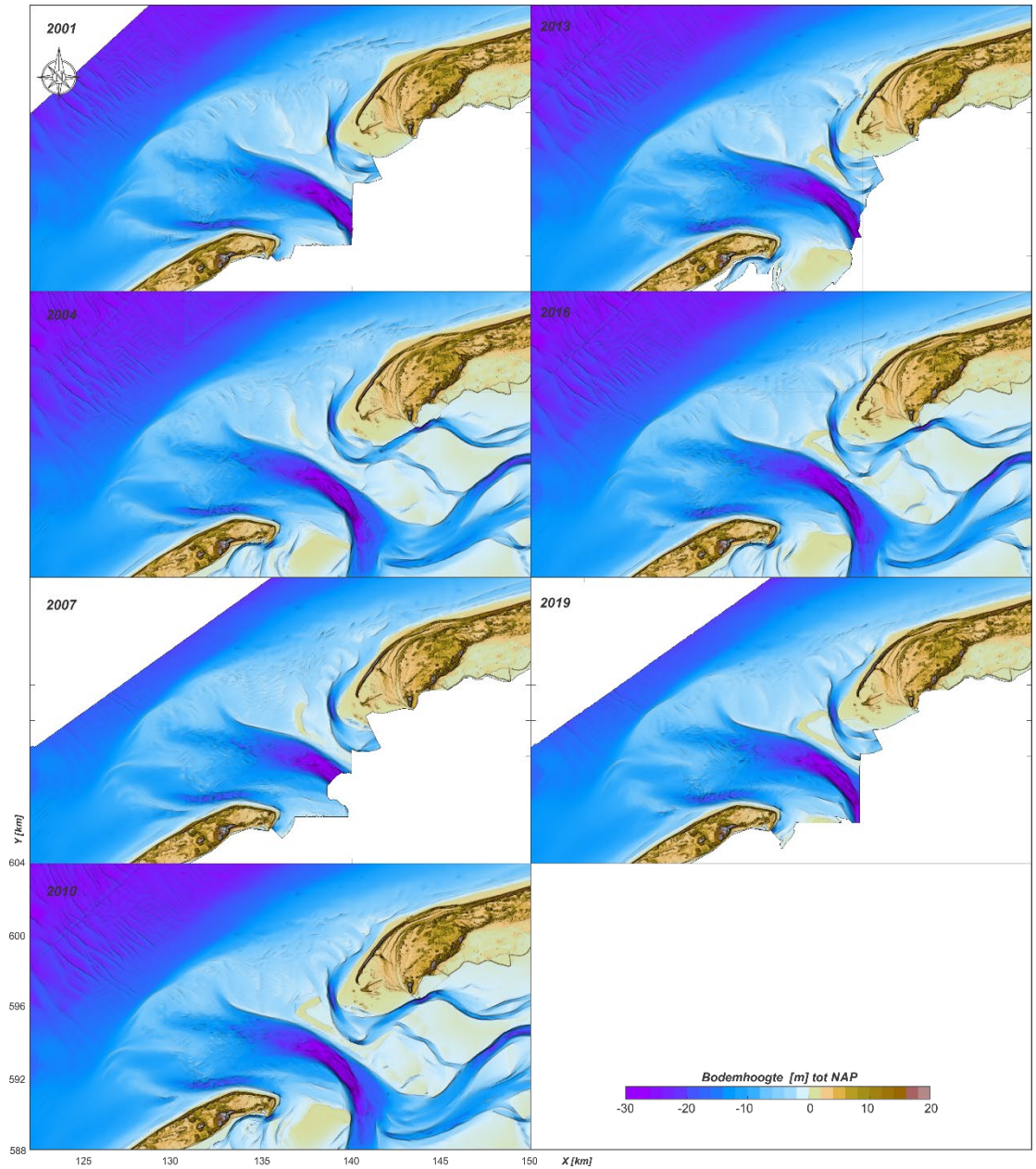
maar worden gefaseerd uitgevoerd. In de Waddenzee wordt, van west naar oost, jaarlijks één bekken ingemeten. Elke zes jaar is er dan een volledige opname van de Waddenzee. In de kustzone is de dynamiek van de geulen en platen groter en daarom wordt deze in 3-jaarlijks interval opgenomen. De data zijn 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>.

De data voor 1985 zijn alleen beschikbaar als analoge kaartbladen van de voormalige Adviesdienst Hoorn. In het kader van een grootschalig onderzoek naar de sedimentatie en erosie van de Waddenzee zijn een aantal van de analoge kaartbladen gedigitaliseerd en min-of-meer dekkende kaarten voor de periode 1925-1985 gemaakt. De onderliggende data zijn daarbij zorgvuldig terug berekend naar een 250x250 m rooster. In de roostercellen met voldoende resolutie (meetpunten) is hiervoor het meest representatieve punt gekozen. In gebieden met lage resolutie is daarvoor een interpolatie vanuit de omliggende punten uitgevoerd. De gemaakte fout in verticale hoogte door omrekening naar het 250x250 m rooster wordt hierbij geschat op ongeveer 20 tot 30 cm. Zie de rapporten van Glim et al. (1986, 1988) voor details.

In totaal zijn er 20 bodemkaarten te maken over de periode 1926-2019 (Figuur 3-2, Figuur 3-3). Een grotere weergave van de bodems is te zien in Appendix A.3.



Figuur 3-2: Een overzicht van de Vaklodingen over de periode 1926-1998. Zie Appendix A-3 voor grote afbeeldingen.

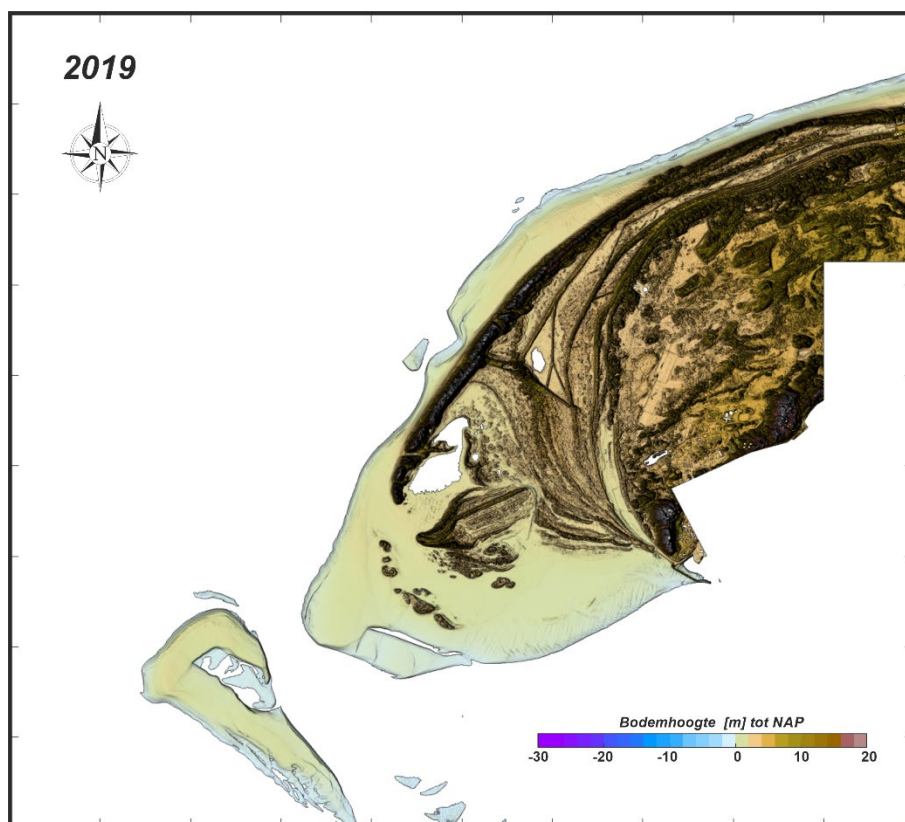


Figuur 3-3: Een overzicht van de Vakklodingen over de 2001-2019. Zie Appendix A-3 voor grote afbeeldingen.

### 3.3 Kustmetingen (Jarkus en LiDAR)

Er worden gedetailleerde metingen van de eilandkusten gemaakt. De kustmetingen beslaan zowel het natte deel (dieptemetingen) als het droge strand en de duinen (hoogtemetingen). De lodingen worden uitgevoerd op specifieke raaien die loodrecht op de kust staan. Deze raaien hebben een tussenafstand van ongeveer 200-250 m en een lengte van 800-1200 m vanaf de RijksStrandPalen (RSP-lijn). In totaal kent de Nederlandse kust uit 2000 raaien. Ze worden sinds 1964 jaarlijks ingemeten, vandaar de naam JarKus (Jaarlijkse Kust). Sinds 2017 worden de Jarkusraaien bij de zeegaten zo ingemeten, dat de hele keel van het zeegat is opgenomen. De data opgenomen vóór 2017 bevatten alleen de kustzone van de eilanden (inclusief eilandkoppen). De Jarkusmetingen worden opgeslagen als raaien, maar ook als rooster met 20 m rasterresolutie.

Het natte deel van de Jarkusraai 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. Na analyse van de resultaten wordt een Digitaal Terrein Model (DTM) verkregen. De DTM wordt verwerkt in de Jarkusmetingen maar wordt ook in 5 m rasterresolutie gearhiveerd. Iedere DTM bevat het droogvallende strand tot een diepte van ongeveer -1,0 m NAP en de eerste duinenrijen (Figuur 3-4).

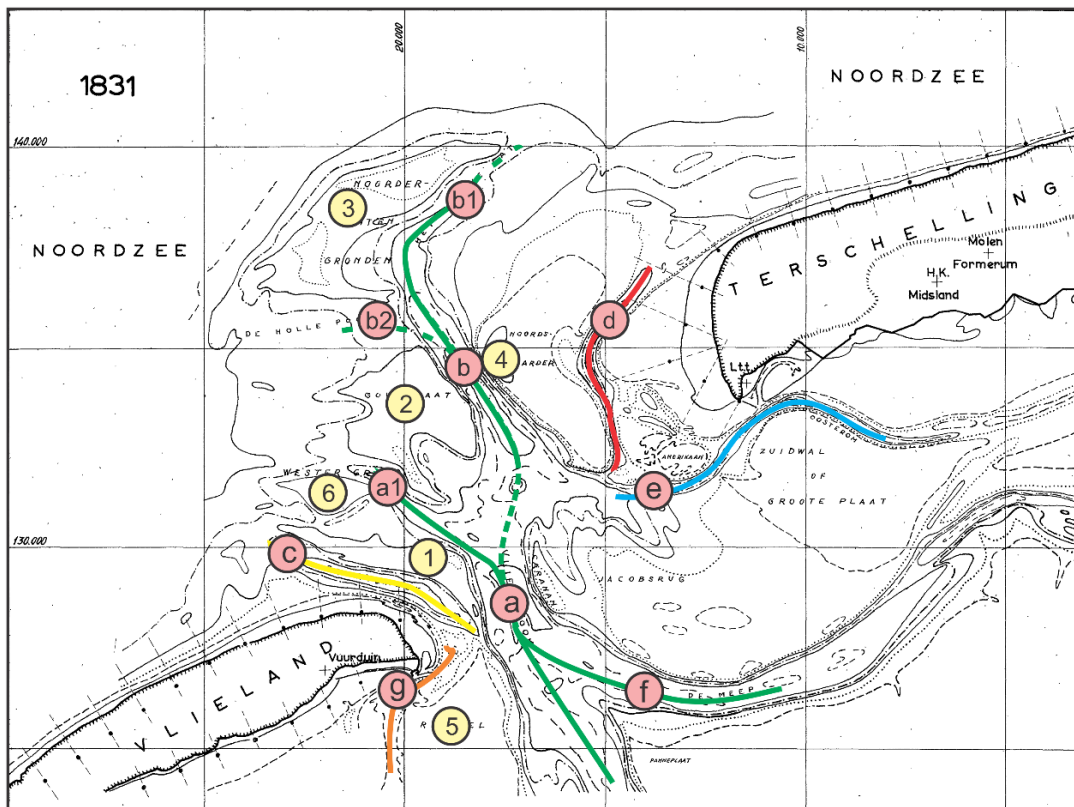


Figuur 3-4: Een voorbeeld van een Kusthoogtemeting van West-Terschelling voor het jaar 2019. Zie Appendix A.5 voor een overzicht van alle LiDAR metingen.

# 4 Morfologische ontwikkelingen van het Zeegat van het Vlie

## 4.1 Voor afsluiting van de Zuiderzee

Startpunt van de analyse is de 1831 kaart. Dit is de oudste bodemkaart waarin de geulen en platen van het Zeegat van het Vlie in voldoende detail zijn ingetekend (Figuur 4-1). De 1791 kaart (Figuur 3-1) bevat hiervoor te weinig detail. In Appendix A.2 worden alle kaarten op groter formaat getoond.



| Geulen                 | Eb- of vloedscharen                    | Platen                                       |
|------------------------|--|--|
| (a). Vliestroom        | (a1). Ebschaar naar het Westergroend   | (1). Gronden van het Stortemelk              |
| (b). Boomkensdiep      | (b1). Nieuwe Gat                       | (2). Goudsplaet                              |
| (c). Zuiderstortemelk  | (b2). de Holle Poort / Thomas Smit gat | (3). Noorder Buiten Gronden / Noordergronden |
| (d). Boomsgat          |  | (4). Noordsvaarder                           |
| (e). Schuitemgat       |  | (5). Richel                                  |
| (f). De Meep           |  | (6). Westergonden                            |
| (g). Sloot / Vliesloot |  |  |

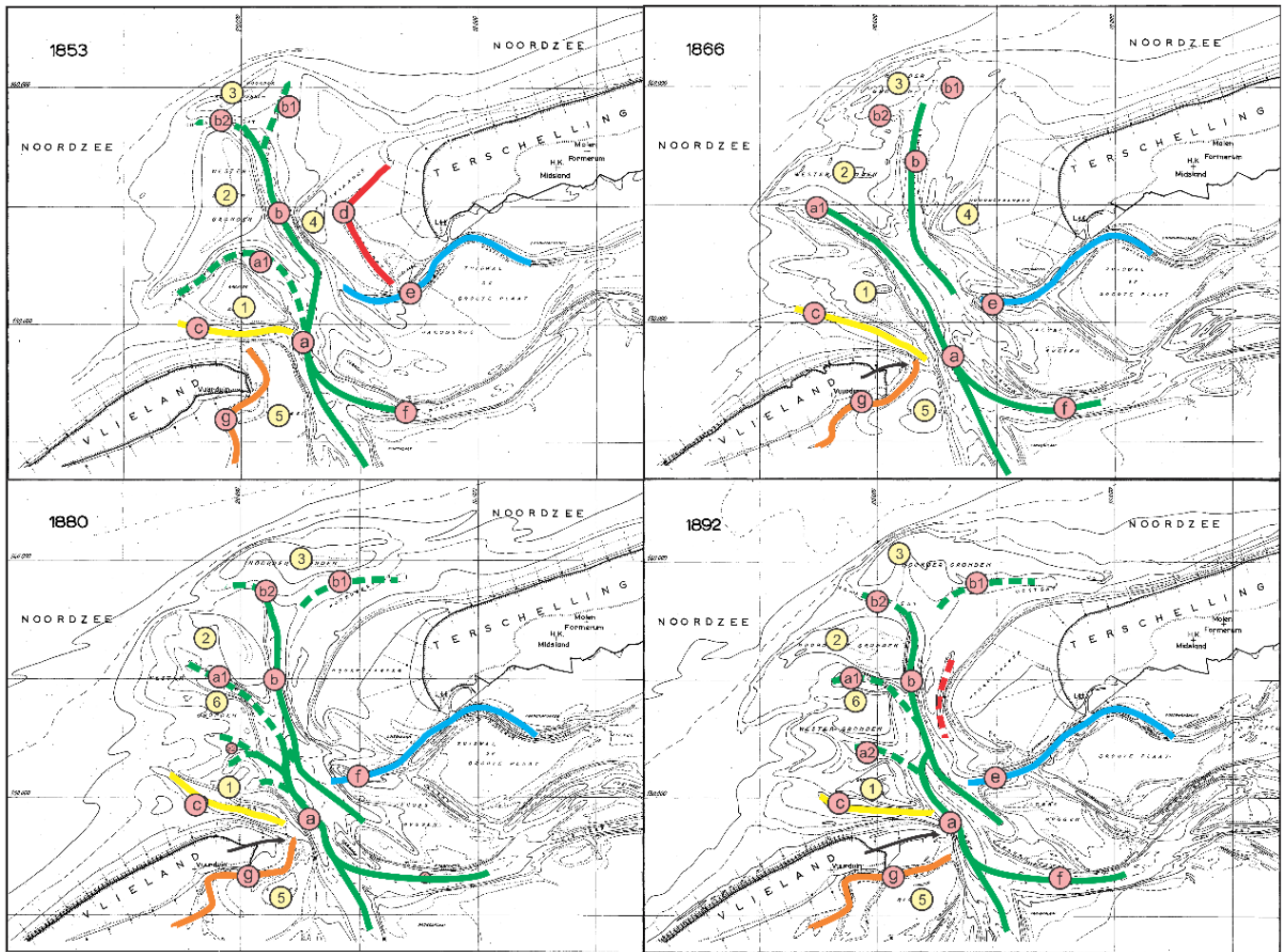
Figuur 4-1: Hydrografische kaart voor 1831. De naamgeving van de geulen is niet altijd consistent. In de figuren is daarom de volgende nummering aangehouden: de grotere geulen hebben een label a-f, vertakkingen hiervan (eb- of vloedscharen) krijgen een cijfer (a1, b1 enz.). De dominante platen zijn genummerd (1-6).

De kaarten hebben geen eenduidige naamgeving van de geulen en platen. Om de ontwikkelingen beter te begrijpen is met verschillende kleuren (voor de geulen) en labels gewerkt. Hierin geven:

- de groene lijnen de hoofdgeulen weer: Vliestroom – Boomkensdiep en de verbinding met het bekken (de Meep);
- de rode, gele en oranje lijnen de nevengeulen (Boomsgat, Zuiderstortemelk, Sloot-Vliesloot en Schuitemgat) weer;

Deze geulen zijn ook gelabeld met a – g en de eb- en vloedscharen ervan zijn aangeduid met gestreepte lijnen en de labels a1-a3, b1-b2.



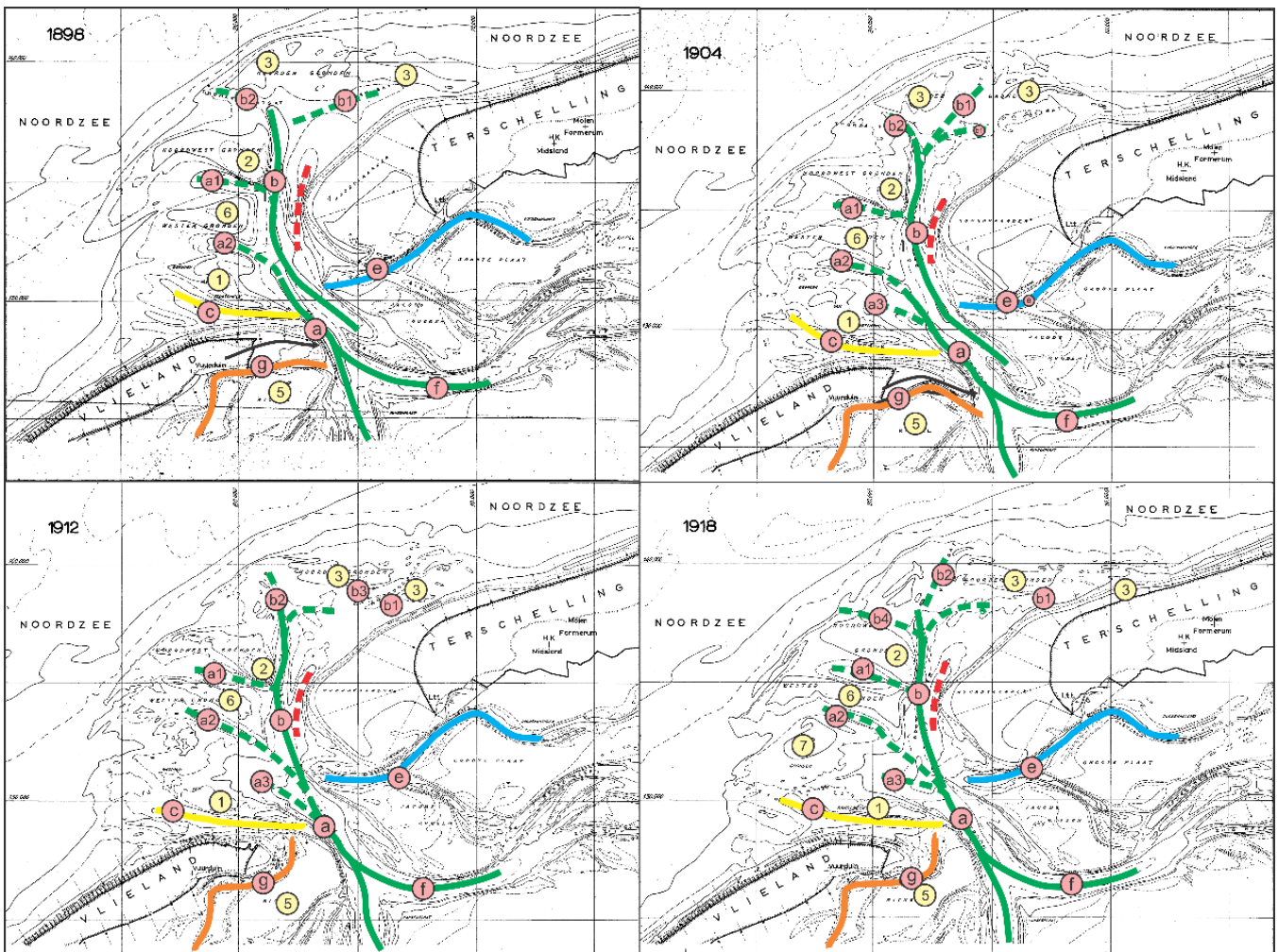


Figuur 4-2: Hydrografische kaart voor de situatie in 1853, 1866, 1880 en 1892.

De ontwikkeling van de buitendelta over de periode 1853-1892 wordt getoond in Figuur 4-2. In deze periode verdwijnt de geul Boomsgat (d) tussen de Noordsvaarder en Terschelling en verheelt de Noordsvaarder met de kust waardoor deze ver zeewaarts en westwaarts uitbouwt. Na aanlanding ontwikkelt er zich geen nieuwe geul maar is er vanaf 1892 wel een kleine schaar zichtbaar (rode stippellijn), die aansluit op het Boomkensdiep. Deze schaar blijft initieel vrij stabiel liggen en speelt in de periode 1892-1898 (voor 1898 opname zie Figuur 4-3) geen wezenlijke rol in het gedrag van de buitendelta.

Over vrijwel de gehele periode is er geen enkele doorgaande geul tussen bekken en buitendelta te onderscheiden. In de keel van het zeegat zijn altijd 2 diepere geuldelen aanwezig, het Boomkensdiep [b] en Vliestroom [a], gescheiden door een ondiep drempelgebied. Op de buitendelta zijn er perioden met 1 of 2 grote ebgeulen zichtbaar. In 1866 is het 2-geulen-systeem het duidelijkst ontwikkeld met een ver zeewaarts uitgebouwde Vliestroom en oostelijk daarvan het Boomkensdiep. In de jaren ervoor en erna is het Boomkensdiep de overheersende geul op de buitendelta. De uitstroom van de Vliestroom heeft dan slechts een beperkte lengte en vormt eigenlijk onderdeel van de serie ebscharen [a1-3] die aan de westzijde van het Boomkensdiep aanwezig zijn (zie de 1880 bodem). De uitstroom van het Boomkensdiep varieert tussen een noordoostelijke en een noordwestelijke ligging (b1 en b2). Het is niet geheel duidelijk of de in 1831 aanwezige geul "het Nieuwe Gat" (b1) gelijk is aan de in 1853 aanwezige geul Noordoost Gat. Hetzelfde geldt voor b2, de Holle Poort in 1831 en het Thomas Smit gat in 1853. Het is aannemelijk dat beide geulen zeewaarts en kloksgewijs gemigreerd zijn. Deze verplaatsing zorgt er ook voor dat de Noordergronden in een gelijke richting verplaatsen. Tussen 1853 en 1892 is duidelijk het

oostwaarts, kloksgewijs, migreren van het Noordoostgat te volgen. De Noordergronden (3) verplaatsen zich dan steeds verder oostelijk en zijn in 1892 dan al bijna verbonden met de kust van Terschelling. In tegenstelling tot de aanlanding van de Noordsvaarder op de kop van het eiland, landen de banken nu veel verder richting de centrale eilandkust aan. Door de aanwezigheid van het Boomkensdiep wordt het zand kustlangs afgevoerd en pas ver van het zeegat af kunnen de banken aanlanden.



Figuur 4-3: Hydrografische kaart voor de situatie in 1898, 1904, 1912 en 1918.

Op de westzijde van de buitendelta treden een aantal ontwikkelingen op. De Vliestroom was in 1866 ver zeewaarts uitgebouwd. Deze uitbouw resulteerde waarschijnlijk in het noordwaarts verplaatsten van het Noordwestgat (a1). Deze vertakking van de Vliestroom was in 1853 nog westelijk gericht maar ligt in 1866 vrijwel gelijk in richting aan de Vliestroom en vormt zo tijdelijk een efficiënte uitstroomgeul: een langgerekte Vliestroom (1-geul-systeem). Met doorgaande rotatie en zeewaartse verplaatsing wordt deze geul inefficiënt en een nieuwe, meer landwaartse uitstroom vormt (a2 in 1892). Het Noordwestgat is dan een vertakking van het Boomkensdiep. Tussen deze vertakkingen vormen kleine bankcomplexen: de Westergronden (6) en Noordwestgronden (2).

Langs de kust van Vlieland is een persistente vloedgeul, het (Zuider)stortemelk [c], aanwezig. Aan de noordzijde wordt de geul begrensd door de bank Gronden van het Stortemelk (1) die in 1831 nog Westergrond heette. Aan de zuidzijde van het eiland bevindt zich een klein geulencomplex (Sloot, g). In 1853-1866 maken Zuiderstortemelk en Sloot een verbinding. Het eiland Vlieland is dan ver westelijk teruggetrokken. In de periode 1866-1892 verliest Sloot de verbinding met het Zuiderstortemelk en maakt dan rechtstreeks verbinding met de Vliestroom. Het eiland kan in deze

periode ver oostwaarts, het zeegat in, uitbouwen (zie zwarte pijl in Figuur 4-2). Het is niet direct te zeggen wat hier oorzaak en gevolg is. Kan de kust uitbouwen doordat de geulen een andere uitstroomrichting krijgen of worden de geulen in deze richting geduwd door de uitbouw van de kust? Het Schuitengat (e), de grote geul aan de Waddenzijde van Terschelling, vertoont over deze periode weinig verandering. Ook de verbinding tussen Vliestroom en De Meep (f) blijft stabiel.

Grote veranderingen doen zich voor aan de kop van Vlieland tussen 1898 en 1918 (Figuur 4-3). Een spit ontstaat die in 1904 maximaal is uitgebouwd. De uitbouw van deze spit is aangegeven met de zwarte pijl in Figuur 4-3. In deze opname is het inscharen van Sloot al zichtbaar. Dit inscharen resulteert in een doorbraak van de spit, waardoor de geul Sloot (nu Vliesloot genoemd) en het Zuiderstortemelk een directe verbinding vormen en de eilandstaart van Vlieland weer kort is in 1912. Op de buitendelta blijft in deze periode het Boomkensdiep de dominante geul. Het centrale deel van Vliestroom (in de keel) blijft gedurende deze periode stabiel. Wel is de vorming en groei van een nieuwe ebschaar (a3) zichtbaar. Deze ebschaar vormt in 1926 de dominante uitstroom van de Vliestroom en er vormt een grote bank zeewaarts (6). Het is waarschijnlijk dat de vorming van deze ebschaar ervoor zorgt dat een deel van het getijprisma noordwestelijk wordt afgevoerd, waardoor er minder debiet door het Boomkensdiep en de aangetakte ebscharen stroomt. Deze ebscharen (a1, a2) verplaatsen zich dan zeewaarts. Ook de Westergronden (6) zijn zeewaarts verplaatst en een "nieuwe" Westergronden (7) vormen voor de uitstroom van de Vliestroom. De uitstroom van het Boomkensdiep bestaat dan uit een serie kleinere geulen (b1, b2, b3). Deze geulen vertonen een grote dynamiek, vormen aan de westzijde en verdwijnen aan de oostzijde. Hierdoor breken de Noordergronden op. Het landwaartse deel verheelt tussen 1918 en 1926 met de kust van Terschelling.

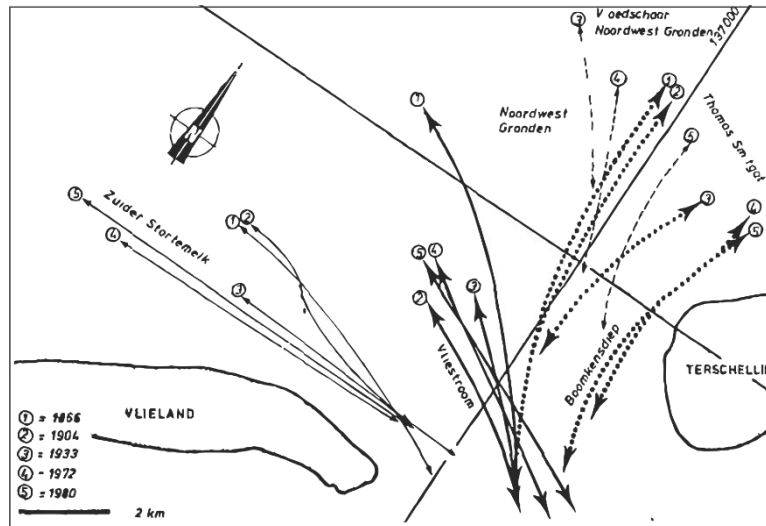
Als belangrijkste conclusies kan worden opgemerkt dat vóór afsluiting van de Zuiderzee;

- Er een afwisseling tussen een enkele hoofdgeul en meerdere hoofdgeulen op de buitendelta optreedt;
- Het Boomkensdiep een belangrijke uitstroomgeul vormt;
- De eilandkop een afwisseling van terugtrekking en uitbouw vertoont.;
- Er één grote bankaanlanding heeft plaatsgevonden rond 1860, op de eilandkop en er sindsdien kleinere banken aanlanden, met een herhalingstijd van rond de 25 jaar.

## 4.2 Na afsluiting van de Zuiderzee

Na de afsluiting van de Zuiderzee (1926-1932) treden er ook grote veranderingen op in de buitendelta. In 1926 ligt het Boomkensdiep direct langs de Noordsvaarder (Figuur 4-5). De geul is dan sterk teruggetrokken en noordoostelijk gericht. Het samengaan van Boomkensdiep met de kleine schaar langs de Noordsvaarder treedt op tussen 1918 en 1926. Dit lijkt aldus niet direct het gevolg te zijn van de afsluiting. Een soortgelijke conclusie kan ook getrokken worden voor de Vliestroom. De hydrografische kaarten laten duidelijk zien dat de noordwestelijke rotatie van de Vliestroom al vóór aanleg van de Afsluitdijk in gang gezet is. Mogelijk speelt de groei en oostelijke verplaatsing van Richel (de bank net ten zuidoosten van Vlieland) een rol. Deze bank bouwde aan de oostzijde steeds verder uit en duwt de Vliestroom hier oostelijk. Door bochtstroming ontstaat zo een gekromde geul met een meer noordwestelijke uitstroom de buitendelta op. Appendix A-2, Figuur A- 11, illustreert dit proces in detail. Ook het Zuiderstortemelk laat een draaiing tegen de klok in zien en heeft sinds 1926 een Noordwest-Zuidoost oriëntatie (Figuur 4-4).

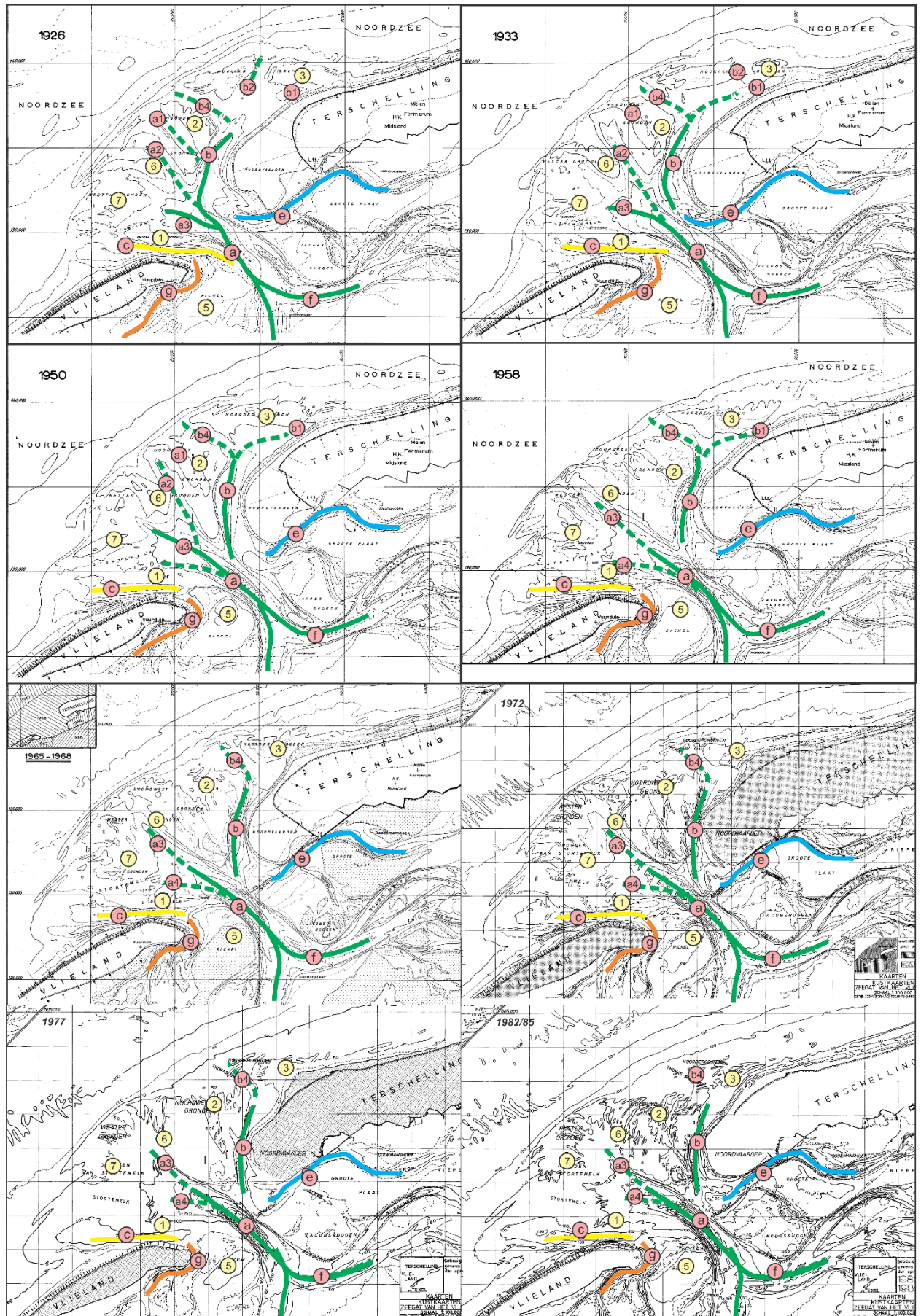
Alhoewel deze veranderingen in gang gezet zijn vóór de afsluiting, zijn ze na 1926 wel in grote mate beïnvloed door alle veranderingen in de hydrodynamica. Het is de vraag of de ontwikkeling van Vliestroom zich zonder afsluiting zou hebben doorgezet. In de voorgaande periode was dit immers niet eerder voorgekomen.



Figuur 4-4: Geulasbewegingen tussen Vlietstroom en Boomkensdiep in de periode 1866-1980 (bron: Kool en de Boer, 1983).

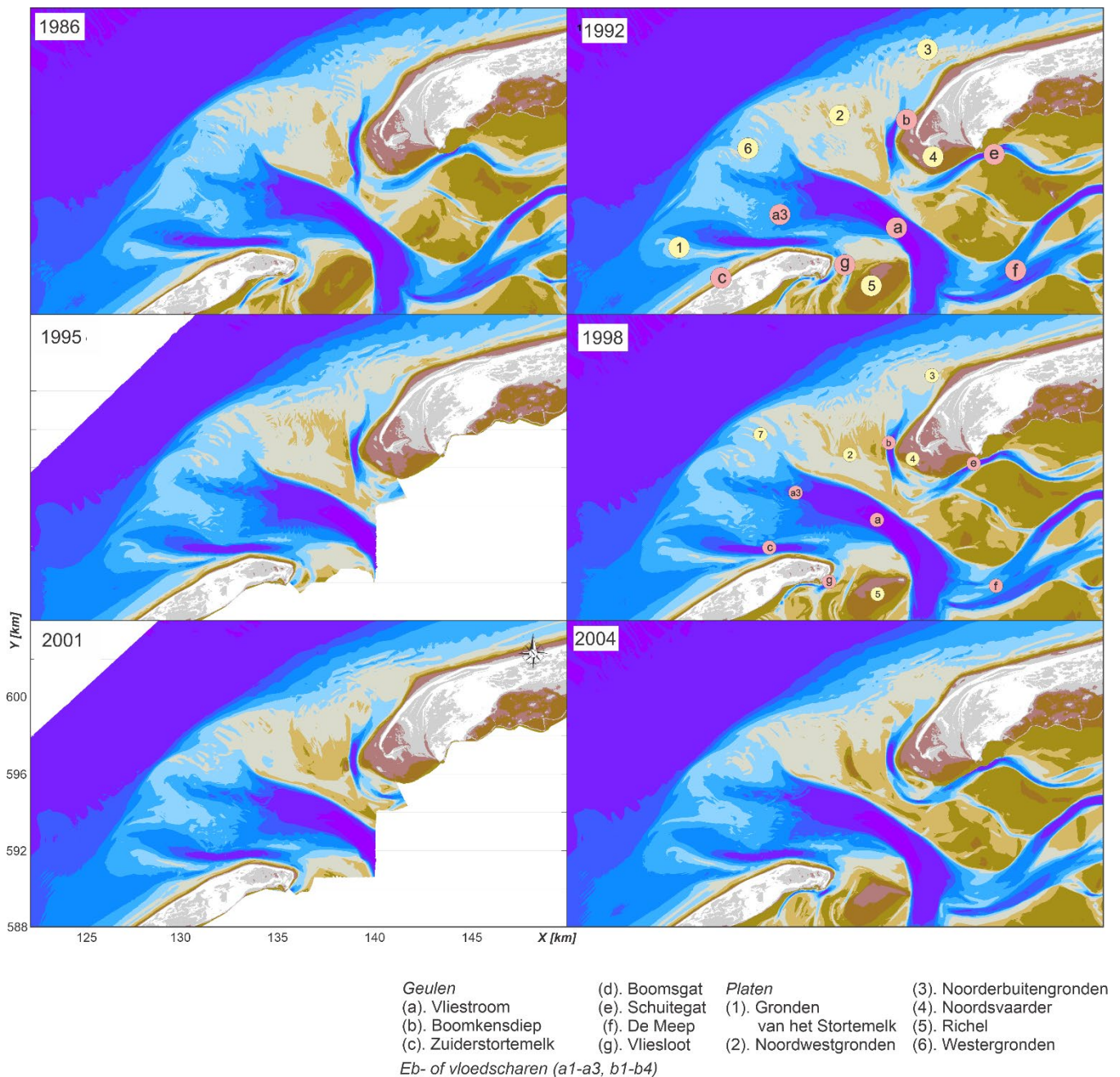
De veranderingen in het Boomkensdiep hadden een grote invloed op de scheepvaart die de geulen Vlietstroom, Boomkensdiep en Thomas Smitgat (b4 in Figuur 4-5) gebruikte tussen de Noordzee en de Waddenzee. Na afsluiting ontstaat er echter een omvangrijk drempelgebied die de scheepvaart bemoeilijkt. Alleen schepen met beperkte diepgang kunnen hier nog door heen varen. Een uitgebreid onderzoek naar de bevaarbaarheid in de periode 1968-1982 wordt gegeven door Kool en de Boer (1983) aan de hand van 7 gedetailleerde opnamen van de buitendelta in deze periode (Appendix A.2, Figuur A- 12).

Het Boomkensdiep blijft na afsluiting gekromd om de Noordsvaarder liggen en neemt langzaam wat in omvang af. De grootste veranderingen doen zich voor aan de westzijde van de geul. De kleinere scharen die hier aanwezig waren (Noordwestgat en Noordoostgat) zijn in 1958 verdwenen en de Noordwestgronden (2,6) worden gevormd als groot plaatoppervlakte. De Noordergronden (3) zijn dan verder richting de kust verplaatst en landen in 1968 aan op de kust. Drempelvorming en bankverplaatsingen zorgen ervoor dat het Boomkensdiep niet meer geschikt is als vaargeul.



Figuur 4-5: Hydrografische kaart voor de situatie in 1926, 1933, 1950, 1958, 1965/68, 1972, 1977 en 1982/85.

De recentere ontwikkeling van de buitendelta is weergegeven in Figuur 4-6 en Figuur 4-7 aan de hand van de digitaal beschikbare Vaklodingen. De nummering van de geulen en platen is overeenkomstig aan die van de hydrografische kaarten.

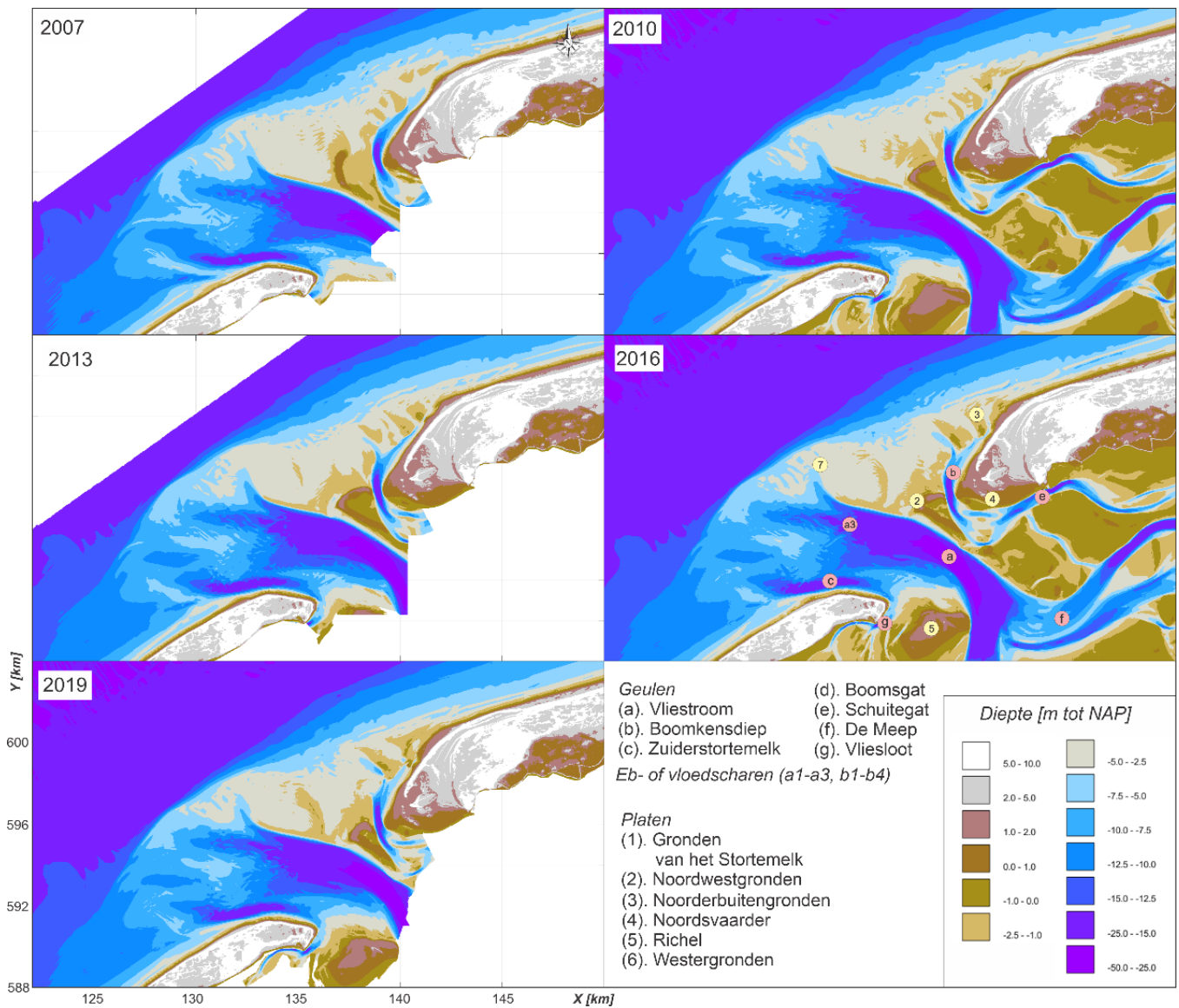


**Figuur 4-6: Ontwikkeling van de buitendelta van het Vlie over de periode 1986-2004.**

De 1986–2019 bodems (Figuur 4-6 en Figuur 4-7) laten zien dat eerdere ontwikkelingen zich doorzetten. Het Boomkensdiep (b) blijft dicht langs de Noordsvaarder liggen en neemt gedurende deze periode langzaam in grootte af. De geul wordt dichtgedrukt door de landwaarts verplaatsende banken van de Noordwestgronden (2). Op basis van uitgebreide debietmetingen uit 1976 wordt geconcludeerd dat het Boomkensdiep in 1976 al duidelijk vloedgedomineerd is (Visser, 1986). Aan de zuidzijde van de Noordwestgronden, langs de Vliestroom, vindt een landwaartse verplaatsing en toename van de plaathoogte plaats. Een uitloper van de bank, de Engelschoek, migreert het zeegat in en zorgt ervoor dat het Boomkensdiep en de Vliestroom rond 1992 geheel gescheiden zijn. Deze bankverplaatsing zorgt er ook voor dat het Schuitemgat (e) geen directe verbinding meer

maakt met de hoofdgeul, waardoor deze niet meer als vaargeul gebruikt kan worden (zie Hoofdstuk 4.3.3 voor details). Aan de noordoostzijde van de Noordergronden [3] landen nog steeds banken aan op de kust (de voormalige Noorderbuitengronden). Deze bankaanlandingen zijn in grootte niet vergelijkbaar met bijvoorbeeld de aanlanding van de Noordsvaarder. Wel vinden deze periodiek, zo om de 25 jaar, plaats. Ter plaatse van het aanlandingspunt bouwt de kust uit (3).

Met het verdwijnen van de verbinding Vliestroom-Boomkensdiep, blijft de Vliestroom als enige hoofdgeul aanwezig op de buitendelta (zie H. 4.3.1 voor details). Het (zuid)westelijke deel van de buitendelta voor de Vliestroom lijkt in deze periode te verdiepen. De Westergronden verplaatsen daarbij waarschijnlijk richting de Noordwestgronden. Het Zuiderstortemelk (c) blijft gedurende de gehele periode aanwezig. Ook hier is een zeewaartse vergroting te observeren, waarbij met name de uitstroom aan verandering onderhevig is. De Gronden van het Zuiderstortemelk (c) die voorheen een scheiding vormden tussen Zuiderstortemelk en de Vliestroom worden opgeruimd. Gedurende de gehele periode blijft de verbinding tussen Zuiderstortemelk en Vliesloot (g) aanwezig. Dit zorgt ervoor dat de punt van Vlieland niet kan groeien en aan structurele erosie onderhevig blijft.



Figuur 4-7: Ontwikkeling van de buitendelta van het Vlie over de periode 2007-2019.

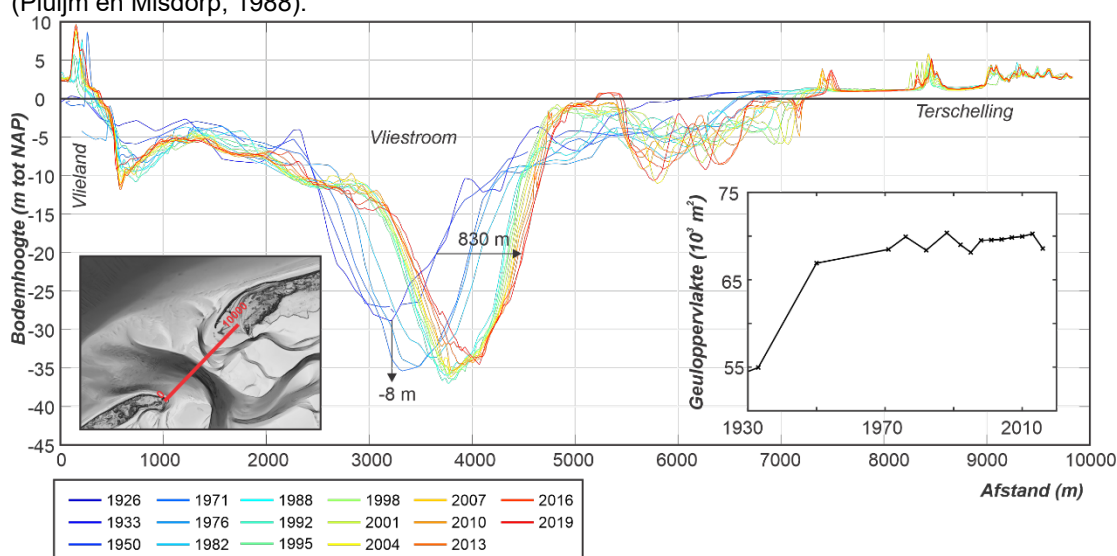
Samenvattend kan worden gesteld dat:

- Vliestroom zich heeft ontwikkeld tot hoofdgeul. Deze ontwikkeling was voor afsluiting in gang gezet, maar is waarschijnlijk door de afsluiting doorgezet.
- De buitendelta zich landwaarts heeft verplaatst.
- Boomkensdiep is veranderd in een kleinere nevengeul.
- De eilandkop van Vlieland vertoont structureel erosie en zit 'krap in het zand' door de ligging van de geulen Zuiderstortemelk en Vliesloot.

## 4.3 Geul- en plaatverplaatsingen in detail

### 4.3.1 Vliestroom en Zuiderstortemelk

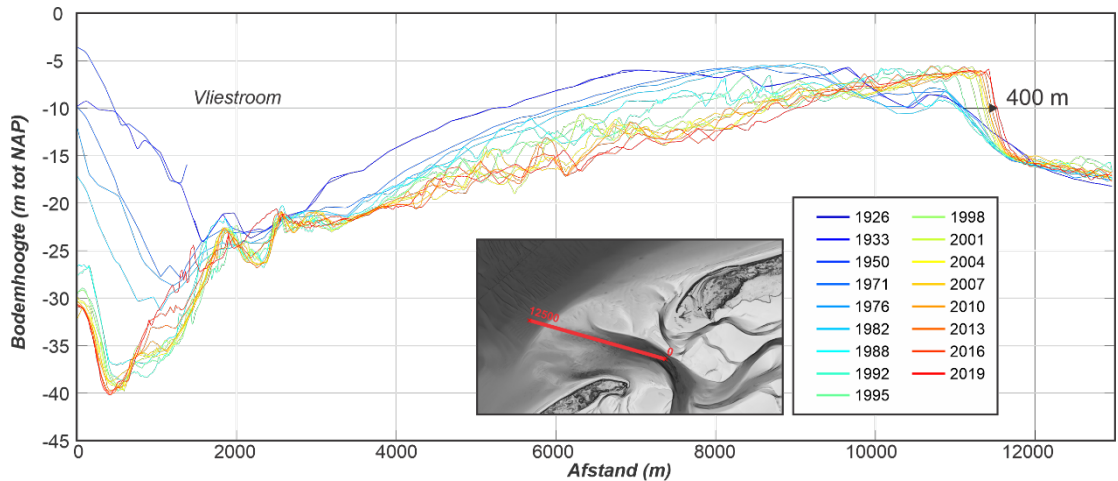
De ontwikkeling van de Vliestroom wordt weergegeven in Figuur 4-8, Figuur 4-9 en de contourlijnen gepresenteerd in Appendix A.6, Figuur A- 30. De Vliestroom heeft zich sinds de afsluiting van de Zuiderzee ontwikkeld tot de dominante uitstroomegul op de buitendelta. Het totale doorstroomoppervlakte van de geul is daarbij toegenomen van 55.000 m<sup>2</sup> in 1933 naar 67.000 m<sup>2</sup> in 1950. Sinds 1950 fluctueert het oppervlakte tussen de 68.000 en 70.000 m<sup>2</sup>. Vanaf 1992 kunnen enerzijds Boomkensdiep-Schuitengat en anderzijds Vliestroom onderscheiden worden. De doorstroomopening van de Vliestroom ligt gemiddeld op 61.700 m<sup>2</sup> en is veel groter dan de 7.740 m<sup>2</sup> van het Boomkensdiep. Er is een migratie van de Vliestroom richting Terschelling. In totaal is de geulwand hier meer dan 800 m verplaatst (Figuur 4-8). De maximale geuldiepte varieert. In 1933 was deze rond de -29 m NAP en neemt vervolgens toe tot -37 m in 1998. Sinds 1998 neemt deze af tot -34,5 m. Het is waarschijnlijk dat er een erosie-resistente Pleistocene keileem in de ondergrond aanwezig is, waardoor een verdere uitschuring van de geuldiepte bemoeilijkt wordt (Pluijm en Misdorp, 1988).



Figuur 4-8: Ontwikkeling van de Vliestroom door middel van een dwarsprofiel door de keel van het zeegat. De subfiguren geven de locatie van de meettraai (links) en geuloppervlakte (natte oppervlakte) onder de 0 m NAP (rechts).

Naast de ontwikkeling van de Vliestroom laat de dwarsdoorsnede (Figuur 4-8) ook zien dat de geulen langs de twee eilandenkusten zich verder ontwikkelen. Bij Vlieland heeft er zich een diepe geul gevormd tussen het Zuiderstortemelk en de Vliesloot. De geulwand sluit daarbij rechtstreeks aan op het eiland en heeft in de dwarsdoorsnede een diepte van bijna -12 m NAP bereikt. Deze geulvorming verklaart de erosieproblematiek die hier aanwezig is. Ook bij de eilandkust van Terschelling hebben zich diverse kleinere geulen gevormd gescheiden door ondiepe drempels (banken). Deze banken vertonen een grote dynamiek. De maximale geuldiepte ligt hier rond de -10 m NAP (zie H. 4.3.4).



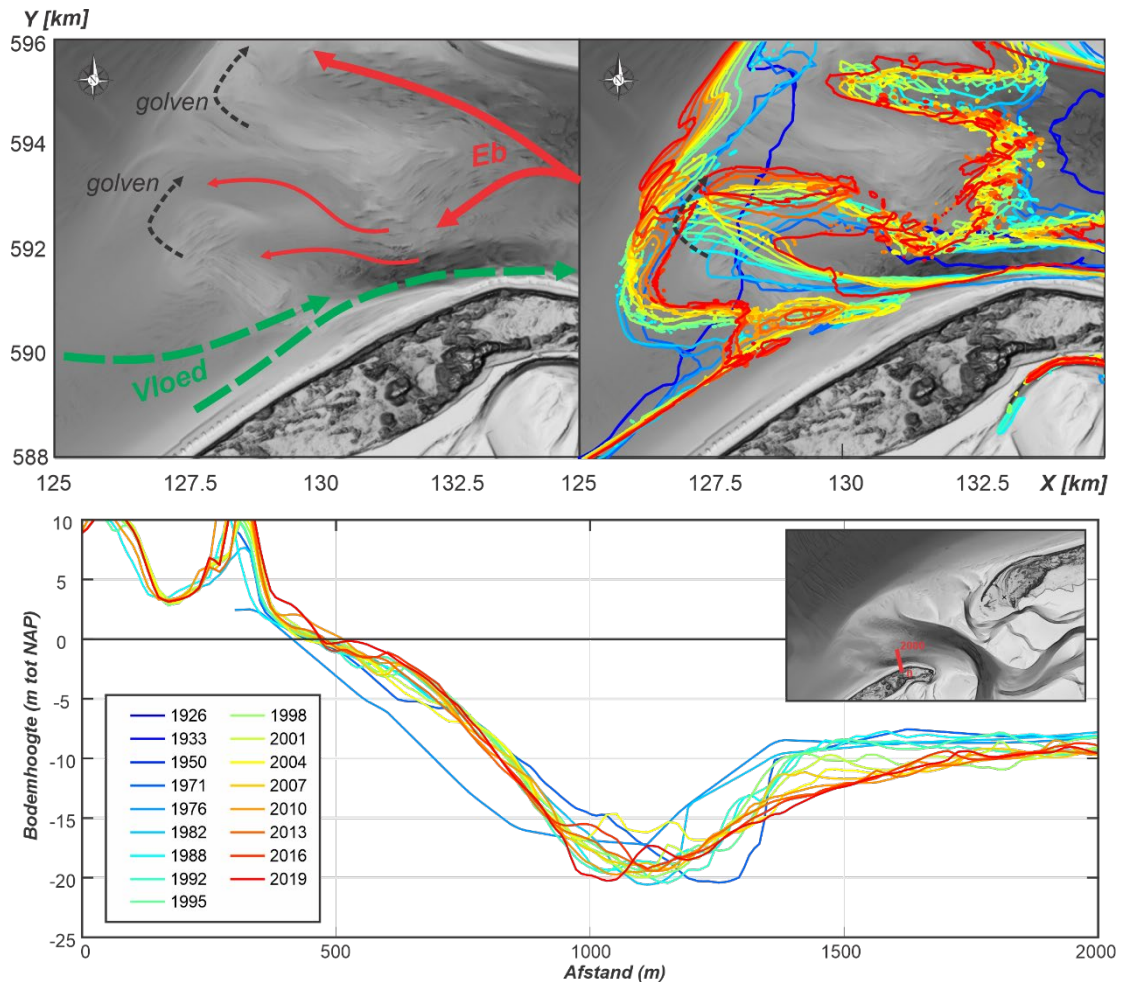


Figuur 4-9: Ontwikkeling van de Vlietstroom aan de hand van een langsdoorsnede door de uitstroom over de buitendelta.

Een bovenaanzicht van de -15 m NAP contour (Appendix A.6, Figuur A- 30) laat zien dat er een kleine uitbocht van de Vlietstroom optreedt in de keel van het zeegat. Het diepere deel van de geul blijft stabiel in positie liggen sinds 1998. De uitstroom van de Vlietstroom, de buitendelta op, vertoont een doorgaande aanpassing (Appendix A.6, Figuur A- 30, -10m NAP contour). De uitstroom blijft zich steeds verder zeewaarts uitbouwen (Figuur 4-9). Er heeft zich een doorgaande geul gevormd met een vrijwel constante helling. Deze helling blijft sinds 2007 stabiel liggen, maar de uitbouw blijft echter wel doorgaan. De grote fluctuaties die optreden op deze helling zijn waarschijnlijk grote bodemvormen die onder invloed van de ebstroming zeewaarts migreren. Naast een uitbouw in het verlengde van de Vlietstroom ontstaat een westelijk gerichte uitstroom richting het Zuiderstortemelk.

In het Zuiderstortemelk zijn grote veranderingen in geulligging (Figuur 4-10), waarbij het diepere deel van deze geul beperktere veranderingen vertoont (Appendix A.6, Figuur A- 30, -15 m NAP contour). Een dwarsdoorsnede die de geul doorsnijdt bevestigt deze conclusie. Gedurende de gehele periode blijft een diepte rond de -20 m NAP gehandhaafd. Met uitzondering van de 1926 bodem ligt de landwaartse geulwand ongeveer op dezelfde plaats. Dit doet vermoeden dat het verschil tussen de 1926 en 1933 bodem door een meeton nauwkeurigheid wordt veroorzaakt. De grootste veranderingen in geulprofiel doen zich voor aan de zeewaartse zijde. Daar vindt verdieping plaats waardoor de geul breder wordt. De tussen het Zuiderstortemelk en Vlietstroom gelegen banken (de Gronden van het Zuiderstortemelk) zijn in 2019 vrijwel verdwenen en een directe verbinding tussen de twee geulen lijkt zich te vormen. De zeewaartse uitbouw van de geul en de opbouw van banken zeewaarts en noordelijk hiervan doen duiden erop dat de ebstroming hier een grote rol speelt.

In het verleden was de Zuiderstortemelk een duidelijk vloedgedomineerde geul. Na afsluiting van de Zuiderzee verzorgt de Vlietstroom een steeds groter aandeel van de ebdebieten. Een deel van dit ebdebiet zal de Vlietstroom volgen en in noordwestelijke richting uitstromen over de buitendelta. Een deel zal ook westelijk afbuigen en richting het Zuiderstortemelk. De uitstroom van het Zuiderstortemelk vertoont dan ook tekenen van ebdominantie met de vorming van banken voor en noordelijk van de uitstroming van het Zuiderstortemelk. De vloedstroming zal zich dan langs de eilandkust concentreren. Het landwaartse deel van het Zuiderstortemelk zal dan ook vloeddominant blijven. Grote vloedstromingen langs de eilandkust zijn een mogelijke oorzaak van de structurele erosie die hier optreedt. Een goede onderbouwing van deze hypothese kan worden verkregen door met Delft3D de getijbeweging te simuleren voor een aantal representatieve bodems (vóór en ná afsluiting).



Figuur 4-10: Ontwikkeling van het Zuiderstortemelk. Linksboven: Conceptuele weergave van de stromingen- en transporten. Rechtsboven: Weergave van de veranderingen in geulligging door middel van de -10 m contour. Onder: Visualisatie van de diepteontwikkeling sinds 1926 door middel van een dwarsdoorsnede.

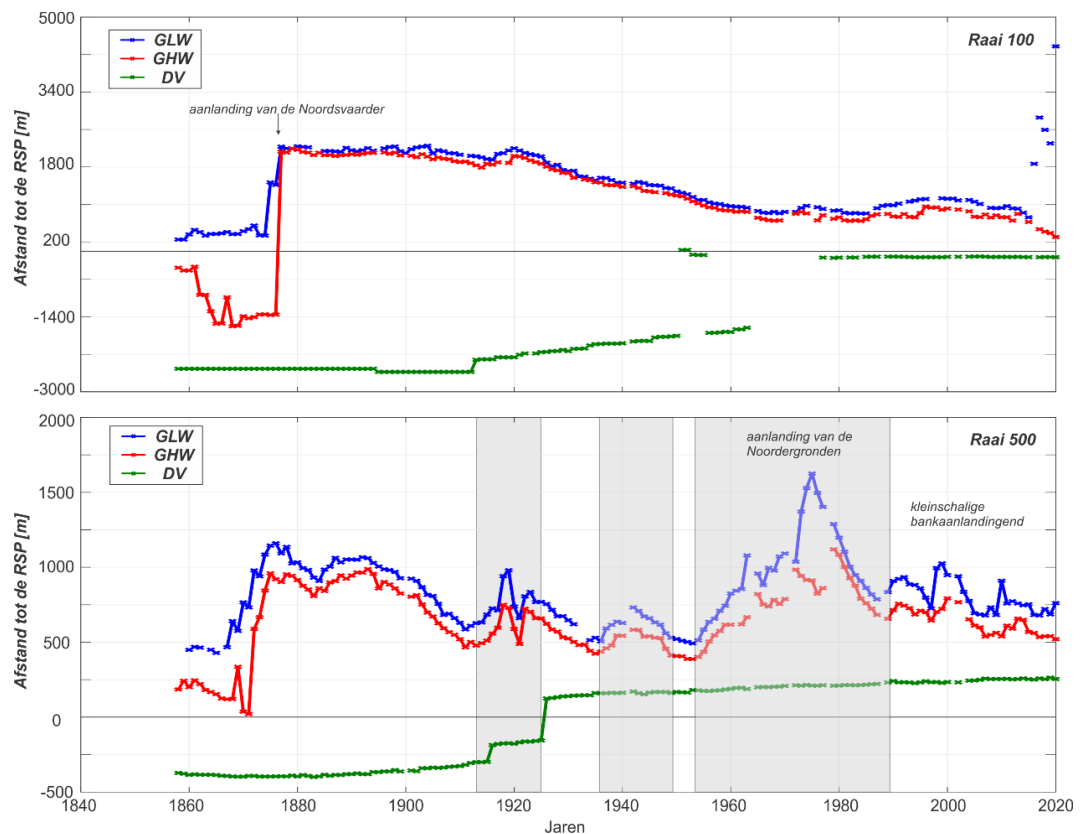
#### 4.3.2 Een analyse van de aanlandingsbanken bij Terschelling

Voor een aantal Jarkusprofielen zijn langetermijnreeksen van de waterlijnen beschikbaar. Deze metingen geven een beeld van de respons van de kust in relatie tot de bankaanlandingen (Figuur 4-11 en Appendix A.7). De tijdseries van raai 100, gelegen op de kop van de Noordsvaarder (zie Figuur 4.11 voor locatie), laten de grote uitbouw na aanlanding van de Noordsvaarder duidelijk zien. Rond 1874 bouwt de GLW bijna 500 m uit en de GHW verplaatst zelfs bijna 3,3 km zeewaarts. Na aanlanding verplaatsen de kustlijnen dan tot 1970 vrijwel continue weer landwaarts (-1,4 km). In de periode 1970-2000 liggen de strandlijnen vrij stabiel en verplaatsen zelfs iets terug zeewaarts. Over de laatste 20 jaar is er dan weer een duidelijke trend van landwaartse migratie. De GHW verplaatst zich dan zo'n 600 m terug. De GLW vertoont over het algemeen een trend van landwaartse verplaatsing, alleen zijn er grote fluctuaties zichtbaar. Deze zijn dan waarschijnlijk gerelateerd aan het ontstaan van ondiepe geulen en intergetijde bankgebieden. De metingen van de GLW laten in 2015 een zeewaartse sprong zien. Deze sprong wordt veroorzaakt door de grote aanlandingsbank die hier langere tijd aanwezig blijft (zie Figuur 4-13).

Raai 500 ligt in het gebied waar de buitendelta overgaat in de eilandkust van Terschelling. Ook in deze raai is de aanlanding van de Noordsvaarder duidelijk te zien. De strandlijnen vertonen hier een grote uitbouw in de periode 1860-1865. De aanlanding vindt hier blijkbaar iets eerder plaats dan in raai 100. De vertraging in raai 100 is te herleiden naar het aanwezige geultje dat eerst ingevuld moet worden voordat de aanlanding plaats kan vinden (Figuur 4-2). Na aanlanding van de Noordsvaarder bouwt de kust 1,2 km zeewaarts uit om dan tot 1965 terug landwaarts te verplaatsen.

In 1965 ligt de GLW dan vrijwel terug op de 1860 ligging. Naast een algehele trend van terugtrekking zijn er in de strandlijnen ook duidelijke fluctuaties zichtbaar die gerelateerd zijn aan het aanlanden van banken. Zo'n bankaanlanding treedt bijvoorbeeld op in de periode 1910-1920. De aanlandingsbanken zijn in de bodemkaart van 1904 (Appendix A.2, Figuur A- 5) duidelijk zichtbaar en liggen dan net voor de kust. De kaart van 1912 geeft dan geen duidelijke weergave van de banken, maar in de opname van 1918 (Appendix A.2, Figuur A- 6) is een uitgebouwde kust zichtbaar.

Vanaf 1953 bouwen de strandlijnen in raai 500 sterk uit. Deze uitbouw komt door aanlanding van de Noordergronden tussen raai 500 en raai 600. Deze aanhechting zorgt voor een maximale kustuitbouw rond 1975. Sindsdien trekken de kustlijnen iets terug. De Jarkusgrids laten de uitbouw van de Noordergronden tot ongeveer 1980 terugzien als uitstulping op de kust (Appendix A.8, Figuur A- 34). Op deze uitstulping landen tussen 1970 en 1975 weer kleinere bankcomplexen aan, waardoor een maximale uitbouw rond 1975 optreedt. Deze maximale uitbouw wordt gevolgd door een periode zonder bankaanlandingen en de uitstulping op de kust terugtrekt (1975-1987). Vanaf 1987 bouwen de strandlijnen weer zeewaarts uit. Een duidelijke bankaanlanding is echter niet te observeren. Nieuwe aanlandingsbanken zijn wel op de buitendelta zichtbaar, maar die hebben de kust dan nog niet bereikt (Appendix A.8, Figuur A- 35). Het is mogelijk dat de kustuitbouw samenhangt met de golfafscherming die de voorliggende banken bieden. Een duidelijke bankaanlanding is zichtbaar in 1997, de GLW bouwt dan 250m zeewaarts uit.



*Figuur 4-11: Tijdsreeks van de ligging van de Gemiddeld LaagWaterlijn (GLW), Gemiddeld HoogWaterlijn GHW) en DuinVoet (DV) voor raaien 100 en 500 gelegen op de eilandkop van Terschelling (zie Figuur 4-12 voor ligging van de raaien). Voor aanvullende raaien zie In Appendix A.8.*

In de periode 2000-2005 (Appendix A.8, Figuur A- 37) zijn aanlandingsbanken niet zichtbaar op de voorliggende buitendelta. Vanaf 2005 is de vorming van ondiepe banken hierop wel weer te volgen. Nu ontstaat de rij ondiepe banken die het huidige gedrag dicteert. Deze banken zijn wel anders dan de aanlandingsbanken uit de eerdere periodes. Voor 2005 waren de aanlandingsbanken kustlangse banken die ongeveer ter hoogte van raai 500 verbinding maken met de kust. De buitendelta tussen

raai 100 en 400 is dan nog relatief diep en er zijn geen duidelijke banken op gevormd. Vanaf 2005 vormt zich een serie ondiepe banken op het landwaartse deel van de buitendelta langs het Boomkensdiep. Deze banken staan ongeveer haaks op de kust en worden gescheiden door ondiepe geulen. Een eerste aanlanding van zo'n kustdwarse (kleine) bank vindt dan rond 2011 plaats (Appendix A.8, Figuur A- 37). In 2016 land een wat grotere bank aan (Appendix A.8, Figuur A- 38). Deze respons is in de waterlijn van raai 500 echter niet duidelijk te onderscheiden. Waarschijnlijk ligt deze raai dan net in de kustdwarse trog tussen de aanlandingsbanken.

De huidige ontwikkelingen (2005-2020) staan in meer detail in Figuur 4-12. In de 2015 bodem zijn drie kustdwarse bankcomplexen te onderscheiden: een zeewaartse bank met een afstand van ongeveer 400 m langs de doorsnede, een middenbank op 2500 m en een aangelande landwaartse bank die rond 2016 verbonden is met het strand.

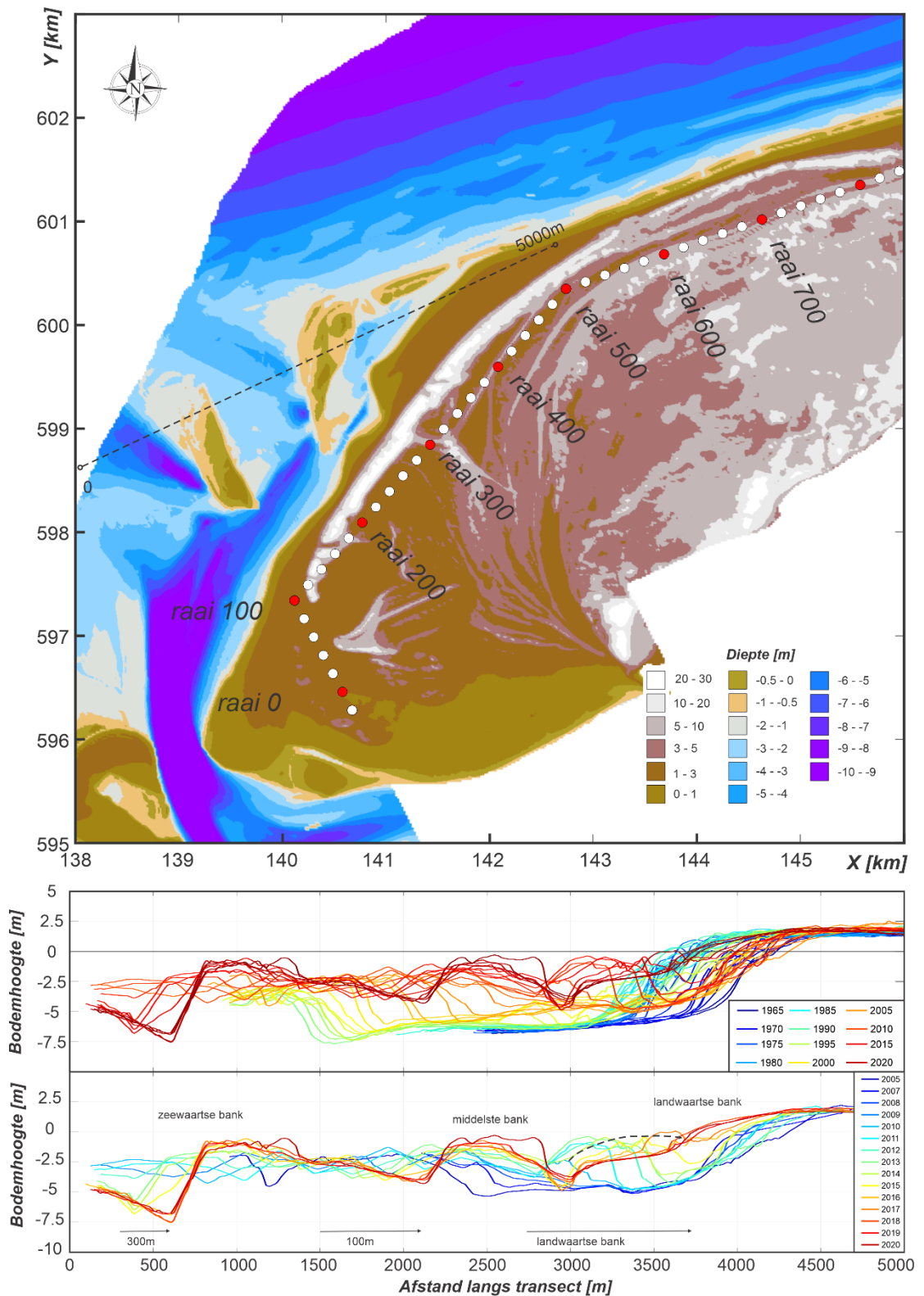
De vorming van de zeewaartse bank is vanaf 2012 te volgen. De hoogte neemt eerst toe. In 2012 lag de top van de bank op -2,2 m NAP. Deze groeit dan snel in hoogte naar -1,7 m NAP in 2014 en -1,1 m NAP in 2015. Sindsdien blijft de hoogte fluctueren tussen de -0,8 en -1,0 m NAP. Tussen 2012 en 2015 verplaatst de westelijke zijde van de bank 300 m landwaarts. Daarna blijft deze vrijwel stabiel liggen. De landwaartse (oostelijke) zijde vertoont in die periode een uitbouw en opbouw. Deze uitbouw gaat eerst geleidelijk maar tussen 2019 en 2020 is een grote sprong te observeren.

De middenbank is al in 2005 te zien als een grote brede bank met een hoogte van ongeveer -1,8 m tussen 2500 en 3750 m. Vanuit deze bank ontwikkelt zich de middenbank tot een hogere en veel smallere bank. De middenbank is vanaf 2013 goed te volgen. De zeewaartse zijde neemt in steilheid toe en vertoont dan een doorgaande landwaartse verplaatsing van zo'n 700 m tot 2016. De kruinhoogte neemt toe van -1,5 m NAP naar -1,0 m NAP. Tussen 2016 en 2020 wordt de bank vooral steiler en hoger aan de voorzijde. Net als bij de zeewaartse bank is er een grote opbouw tussen 2019 en 2020. De hoogte neemt af tot -0,5 m NAP.

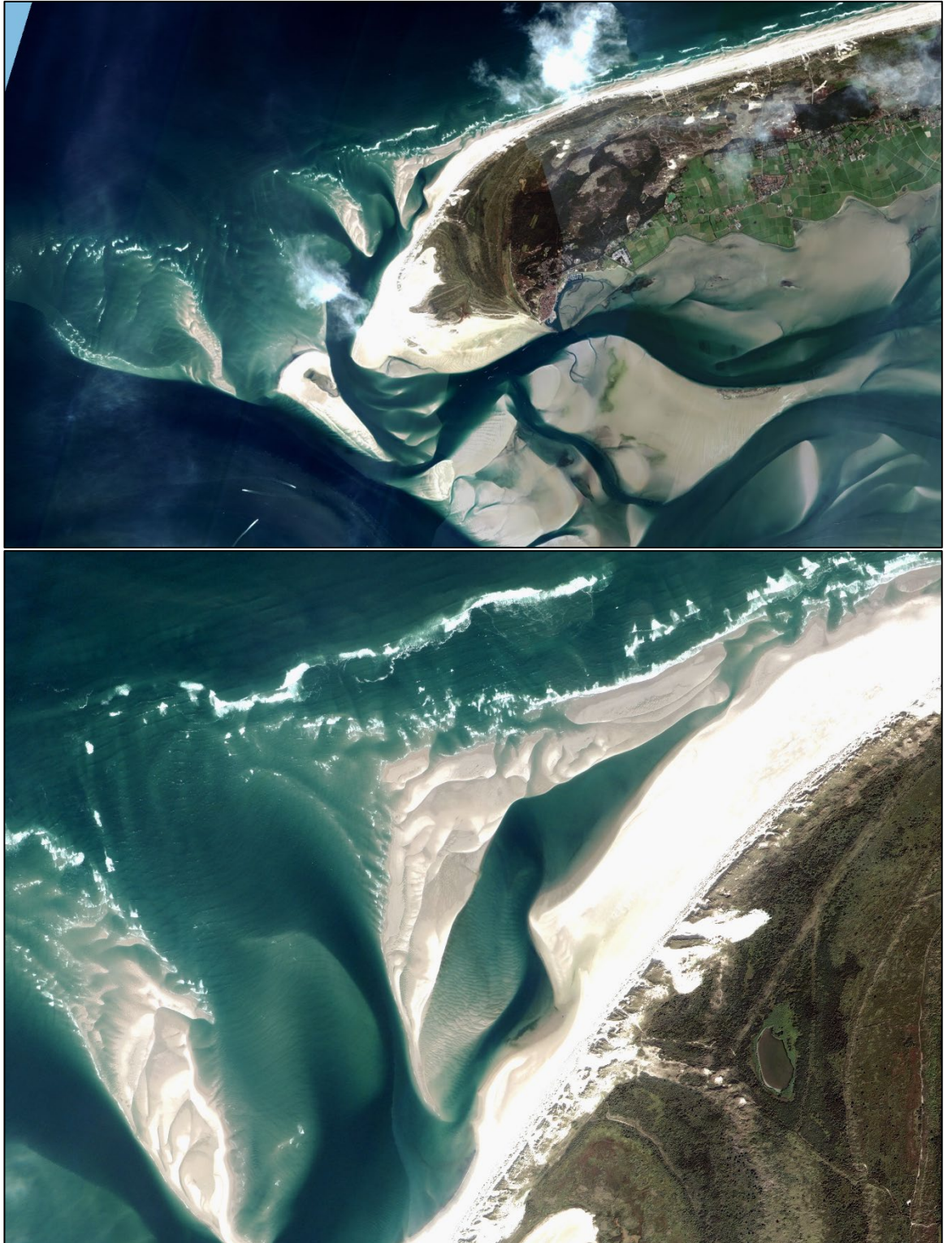
De landwaartse bank is in 2005 nog niet zichtbaar in het profiel. Deze bank vormt zich waarschijnlijk door een herverdeling van de grote bank die in 2005 wel zichtbaar is. Deze bank vormt daarna dan zowel de middenbank als de landwaartse bank. De landwaartse bank is in 2010 voor het eerst duidelijk zichtbaar op een afstand van ongeveer 2000 m. De bank neemt snel in hoogte toe van -2,4 m NAP naar -0,4 m NAP in 2014. Ook de breedte neemt dan toe. De bank migreert naar de kust waardoor de vooroever rond 2016 sterk uitbouwt. Sinds 2017 ligt de kust op de 0 m contour bijna 600 m verder zeewaarts dan in 2019. Ongeveer 300 m van deze zeewaartse verplaatsing vond plaats tussen 2005 en 2010. De overige 300 m vond plaats door aanlanding van de bank.

In de periode 2015-2020 vertonen de banken geen duidelijke migratie richting de kust. De banken stabiliseren vrijwel in positie, maar nemen wel sterk in grootte toe (Appendix A.8, Figuur A- 38). Er vormt zich zo een groot haakvormig bankcomplex tussen raai 200 en raai 500 (Figuur 4-13). Deze haakvorm verklaart de grote toename in hoogte en volume tussen 2019 en 2020. In de luwte van deze haak kan sediment makkelijk neerslaan. Volledige aanlanding van deze bank lijkt aanstaand. De strandlijnen zullen na aanlanding relatief ver zeewaarts verplaatsen omdat deze bankaanlanding veel groter is dan de eerder geobserveerde aanlandingen.

De veranderingen in bankaanlandingen hebben een direct effect op de achterliggende kustlijn. De satellietopname in Figuur 4-13 laat dit goed zien. Lokaal kan de kustlijn sterk uitbouwen of terugtrekken, afhankelijk van de ligging van de bank en eventueel trog. De verandering in deze bankaanlandingen laten ook zien dat de sediment uitwisseling tussen buitendelta en kust anders is. Na afsluiting zijn de Noordwest en Noordergronden sterk in volume afgenomen. Een deel van dit volume zal richting de eilandkust zijn verplaatst. Met afnemend volume van de buitendelta zal deze zandtoevoer ook afnemen.



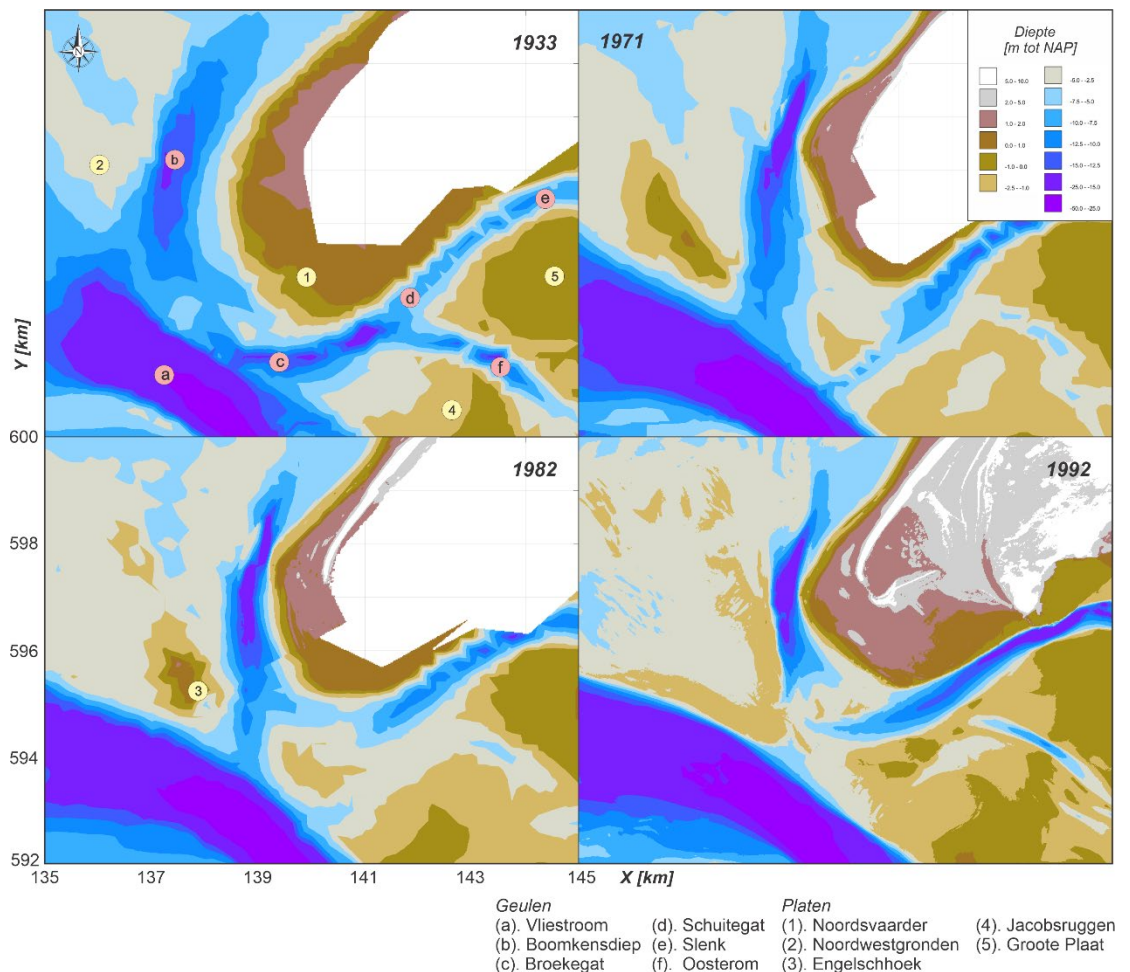
Figuur 4-12, Boven: Eilandkop van Terschelling op basis van de 2020 Jarkusmeting. Midden: tijdseries (5-jaarlijks) van een raai, getrokken over de aanlandingsbanken over de periode 1965-2020. Onder, om de ontwikkelingen gedurende de laatste 15 jaar beter in beeld te brengen, jaarlijkse bodemligging voor 2005-2020.



*Figuur 4-13, Sattelietbeeld van de banken in September 2020 (boven) en een ingezoomed beeld op de meest oostelijke aanlandingsbanken (onder). De aanlandingsbank vormt een haakvorming bank. In de achterliggende luwte is de kust ver zeewaarts verplaatst als gevolg van sedimentatie. In de intergetijdzone is de oostelijke punt van de bank al verheelt met de kust. Aan de zuidzijde treedt lokaal erosie op. Hier vormt een klein geultje door het vullen en ledigen van de achter de bank liggende kom.*

### 4.3.3 De geulen rond de Noordsvaarder

De Noordsvaarder vormt na aanlanding in de 19<sup>de</sup> eeuw de westzijde van Terschelling. Deze zandplaat schoof steeds op naar het oosten en verzandde midden 19e eeuw, waardoor het kwam daardoor vast te zitten aan Terschelling (Figuur 4-2). Sindsdien neemt de omvang van de Noordsvaarder af. Met name de geulontwikkelingen van het Boomkensdiep en Schuitengat hebben hieraan bijgedragen. De ontwikkeling van de Noordsvaarder en de omliggende geulen sinds afsluiting van de Zuiderzee is te volgen in Figuur 4-14 en Figuur 4-15.

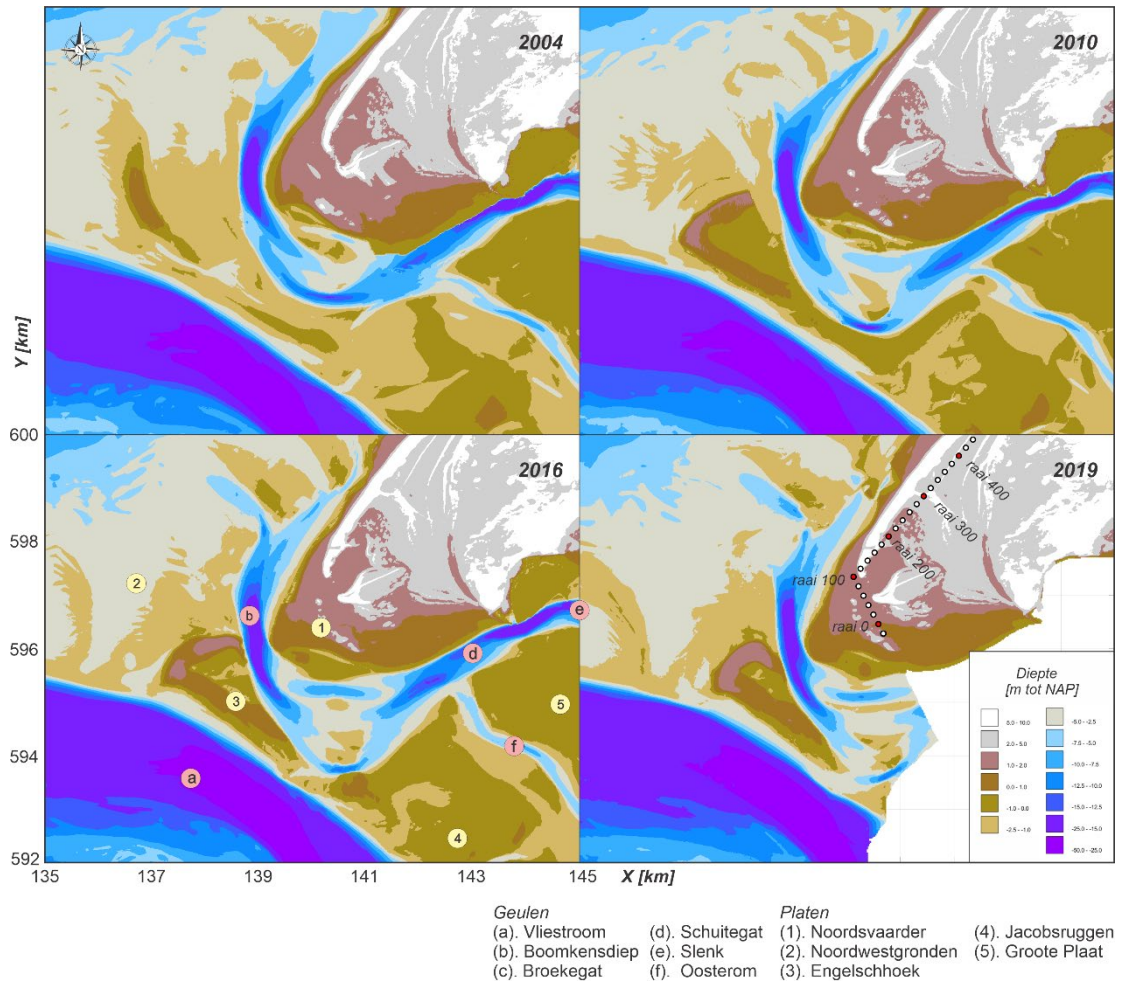


Figuur 4-14: Ontwikkeling van de geulen rond de Noordsvaarder tussen 1933 en 1992.

In de 1933 bodem is te zien dat de Noordsvaarder ingeklemd ligt tussen het Boomkensdiep aan de zeezijde en het Schuitengat aan de Waddenzijde. Het Schuitengat heeft in deze opname nog een directe verbinding met de Vliestroom. Het Schuitengat is een relatief klein geultje op de buitendelta, maar wel van groot belang voor Terschelling. In 1933 heeft het Schuitengat nog een directe verbinding met de Vliestroom maar sindsdien bouwt zich een drempel op. De scheepvaart tussen Harlingen en Terschelling moet dan vanaf 1954 afwisselend gebruik maken van de ebscharen die zich vormen of de route door het Broekegat (van der Weck, 1995).

De ontwikkelingen in het zeegebied onder de Noordsvaarder worden gedomineerd door een steeds wisselende richting van de voornaamste afvoer van het Schuitengat. Deze afvoer vindt normaal plaats door enkele ebscharen in de richting van het Boomkensdiep. Gedurende de tweede helft van de jaren zestig en de eerste helft van de jaren zeventig was ook het Broekegat (tussen het Schuitengat en de Vliestroom) een belangrijk afvoergeul. Het Broekegat (later ook Schuitengat-Zuid genoemd) is daarna met behulp van baggerwerk nog tot ver in de jaren tachtig onderhouden. In de periode voor 1963 en na 1979 vond de afvoer uit het Schuitengat hoofdzakelijk richting het

Boomkensdiep plaats. Het Boomkensdiep is in de gehele periode rechtstreeks verbonden geweest met de Vliestroom.



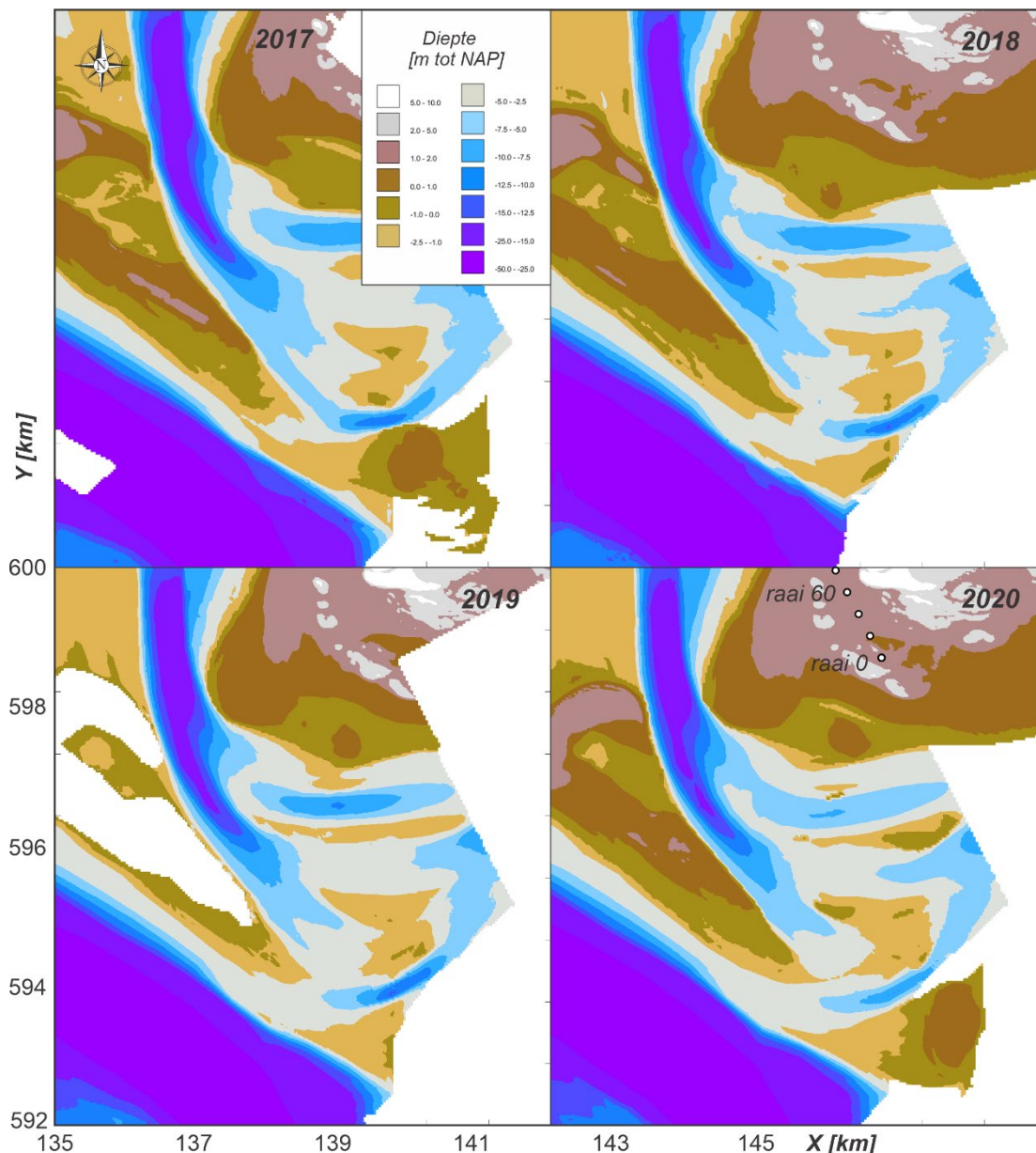
Figuur 4-15: Ontwikkeling van de geulen rond de Noordsvaarder tussen 2004 en 2019.

Sinds 1991 is de verbinding tussen het Boomkensdiep en de Vliestroom in snel tempo verzand (Figuur 4-14 en Figuur 4-15). Er ontstaat een verbinding tussen de banken Engelschhoek en de Jacobsruggen. Deze drempelvorming is waarschijnlijk het resultaat van de grote veranderingen die op de buitendelta plaatsvinden. De buitendelta bouwt actief in noordwestelijke richting uit, waardoor de voorliggende Noordwestergronden en Noordergronden (feitelijk de oude actieve buitendelta) een groot gezamenlijk buitendeltaplatform vormen dat langzaam landwaarts migreert onder invloed van golven. De landwaartse zandtoevoer vanaf de buitendelta zorgt ervoor dat de Engelschhoek in hoogte toeneemt en volume toeneemt. Deze plaat vormt dan een verbinding met de Jacobsruggen, waardoor het Schuitengat eigenlijk afgesloten wordt van de Vliestroom. De drempelvorming tussen Schuitengat en Vliestroom heeft erin geresulteerd dat er eind 1996 gekozen is om de vaargeul te verplaatsen naar Slenk (gelegen tussen Groote Plaat en Jacobsruggen). Een maximale omvang van de drempel wordt bereikt rond 2004. Daarna neemt de breedte sterk af. Deze afname komt door de uitbocht van de geul Boomkensdiep-Schuitengat. In 2016-2019 is er al een kleine doorbraak door de drempel heen te zien. Tussen het Boomkensdiep en Schuitengat bevindt zich dan een breed ondiep banken en geulen gebied. De toekomstige ontwikkeling van het Schuitengat is echter nog niet geheel duidelijk. Als het Schuitengat terug een doorgaande verbinding met de Vliestroom vormt dan verliest het Boomkensdiep zijn verbinding met het achterliggende kombergingsgebied. Gezien de grote zanddruk van de Noordwesterbanken is het is dan de vraag of deze geul nog gehandhaafd kan blijven.



Aanvullend inzicht kan worden verkregen door analyse van de Jarkusdata. De Jarkusmetingen zijn tot en met 2020 beschikbaar en nemen sinds 2017 ook het drempelgebied mee (Figuur 4-16). De metingen laten zien dat er tussen 2017 en 2019 de diepteklasse -1 - -2.5m doorbroken wordt. Er blijft dan wel een smalle, diepere drempel zichtbaar waar de diepere geul zich niet doorheen zet. De doorbraak geul lijkt tussen 2019 en 2020 weer af te nemen. De bovenliggende bank zorgt hier voor een zanddruk. Ook de geulen rond de Noordsvaarder lijken in diepte af te nemen.

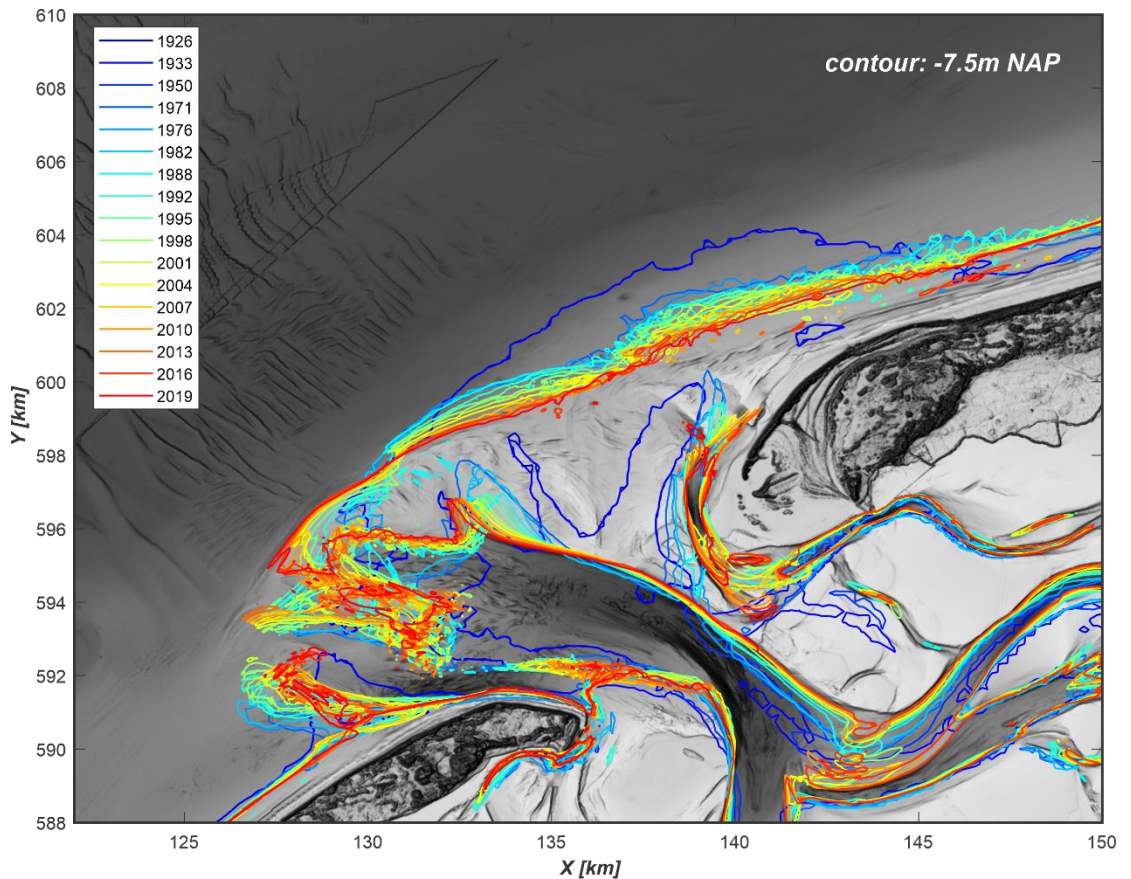
Voor de scheepvaart was de drempel vorming belangrijk, maar voor de buitendelta lijkt ook de vorming van een doorgaande geul Schuitengat - Boomkensdiep in de jaren negentig belangrijk te zijn. Deze verbinding is waarschijnlijk een belangrijke reden waarom het Boomkensdiep niet snel verzandt. Het Boomkensdiep verliest al snel na afsluiting van de Zuiderzee een directe verbinding met de Vliestroom, waardoor deze geul niet meer als hoofdegeul fungeert. Het Boomkensdiep samen met het Schuitengat verzorgt hiermee de komberging van het (noord)oostelijk gedeelte van het bekken van het zeegatsysteem. De geul neemt snel in omvang af. Met de grote buitendelta die tegen deze geul drukt is het eigenlijk de verwachting dat de geul geheel dichtgedrukt wordt en er een grote bankaanlanding optreedt. Een situatie vergelijkbaar met de aanlanding van de Noordsvaarder. De verbinding tussen Boomkensdiep en Schuitengat zorgt er waarschijnlijk voor dat dit proces niet doorzet. Het Boomkensdiep verzorgt de afwatering van het kombergingsgebied van het Schuitengat. Het bijbehorende debiet is (vooralsnog) blijkbaar voldoende om de zandtoevoer vanaf de buitendelta kustlangs af te voeren in de vorm van de geobserveerde aanlandingsbanken.



Figuur 4-16: Ontwikkeling van de geulen rond de Noordsvaarder tussen 2017 en 2020 op basis van de Jarkusdatasets.

#### 4.3.4 Veranderingen in Noordwest- en Noordergronden

De veranderingen van het grote buitendeltaplatform, gevormd door de Wester-, Noordwest- en Noordergronden, worden geïllustreerd in Figuur 4-17 en Figuur 4-18. In Figuur 4-17 is de -7,5 m contourlijn gebruikt om ze te visualiseren. In Appendix A.6 staan aanvullende contourlijnen. Wat opvalt is de grote verplaatsing van de Noordwest- en Noordergronden tussen 1926 en 1971. Deze verplaatsing kan het resultaat zijn van de initiële aanpassing aan de afsluiting van de Zuiderzee. Ook in het zeegat van Texel treden de grootste morfologische veranderingen op in de eerste 40 jaar, maar ze duren nog wel voort. De landwaartse terugtrekking van de Noordwestgronden blijft tot 2019 zichtbaar in de contourlijnen.



Figuur 4-17: Ontwikkeling van het buitendeltaplatform door weergave van de -7.5 m contourlijn over de periode 1926-2019. De onderliggende bodem is gebaseerd op de 2019 metingen. De 1926 en 1933 bodem zijn identiek voor de buitendelta. In 1950 is alleen het bekken gemeten.

Tijdens het terugtrekken van de buitendelta verdwijnt ook het Boomkensdiep als centrale geul door het platform. In 1971 ligt de geul al langs de Noordsvaarder, wat in de volgende jaren zo blijft. Er vormt zich een doorgaande verbinding met het Schuitengat. In het westelijk deel van de buitendelta vindt een opbouw van banken op de Noordwestergronden plaats, die vervolgens in noordoostelijke richting migreren. Deze ontwikkelingen worden in meer detail getoond in Figuur 4-18 aan de hand van 5 representatieve doorsneden.

*Raai A* (Figuur 4-18) doorsnijdt de Noordwestergronden net ten noorden van de Vliestroom. In dit profiel blijft de zeezijde van de buitendelta vrij stabiel in positie. Hier blijft een groot zandaanbod vanuit de Vliestroom aanwezig. De grootste verschillen zijn op het platform. De hoogte neemt toe en de geulen vullen in. Het Boomkensdiep is meer dan 1,5 km landwaarts verplaatst, maar blijft wel breed met een diepte van rond de -15 m NAP. Na 1976 wordt de geul snel smaller door invulling van beide geulwanden en hij wordt dieper. De maximale diepte van rond de -20 m NAP wordt bereikt in 2010. Daarna neemt de diepte weer iets af.

*Dwarsprofielen B-C* (Figuur 4-18) illustreren de grote landwaartse verplaatsing van de Noordwestergronden (1.5-2.5 km). De hoogte van het front van de buitendelta neemt sterk af. Lokaal wordt het bijna 10 m dieper. Een deel van het geërodeerde materiaal wordt landwaarts afgezet, waardoor daar de hoogte toeneemt. Dat volume is echter veel kleiner dan de afname aan de zeezijde (zie H.5). In dwarsprofielen B en C is ook de initiële toename en vervolgens een afname in diepte van het Boomkensdiep terug te zien. Dit past bij twee verschillende stadia van ontwikkeling van het Boomkensdiep. Het eerste stadium is de verplaatsing van het Boomkensdiep richting de Noordsvaarder, onder invloed van de landwaartse zanddruk van de buitendelta. Zodra de geul de kust bereikt vertraagt de verplaatsing van de landwaartse geulwand. De zeewaartse geulwand blijft

met gelijke snelheid landwaarts verplaatsten. Het debiet verandert aanvankelijk niet tijdens deze versmalling van de geul. Daarmee wordt een proces in gang gezet waarbij de stromingen toenemen, die de geul doen verdiepen op zoek naar een ander morfodynamisch evenwicht. Tijdens dit proces ontstaan ook steile geulwanden. Dit proces domineert tot 1988. De geul is dan bijna 4 m in diepte toegenomen.

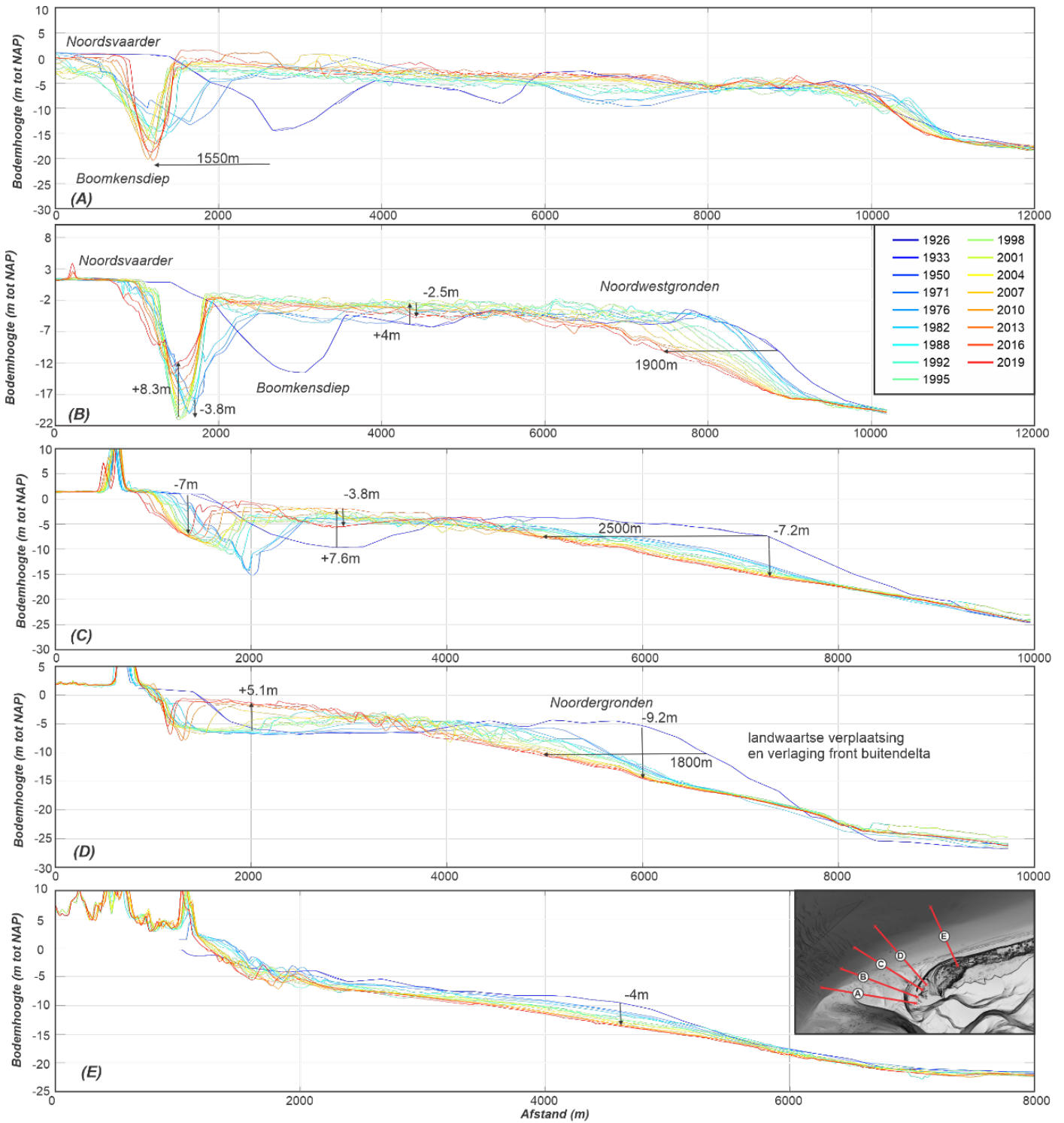
Na 1995 neemt de geuldiepte terug af. Deze afname is waarschijnlijk het resultaat van het verlies van debiet door de geul. Het hiervoor beschreven proces loopt dan in omgekeerde richting. De snelheden nemen af bij minder debiet en sedimentatie in de geul is mogelijk. Tussen 1995 en 2019 neemt de geuldiepte met meer dan 8m af. De afname van de stroming zorgt er ook voor dat de steile landwaartse geulwand niet behouden kan worden. Deze geulwand verflauwt waardoor er een groot verlies van de kustzone optreedt. Aan de zeewaartse zijde is verflauwing van de geulwand niet zichtbaar, doordat hier een landwaartse zandtransport over de buitendelta heen overheerst.

Ook nabij de uitstroom van het Boomkensdiep (dwarsprofiel D) overheerst het landwaarts verplaatsen van de buitendelta. De buitendelta duwt daarbij de geul de kust in waardoor hier ook een sterke erosie overheerst. De geul neemt daarbij wel steeds verder in grootte en diepte af. De buitendelta is hier over een grote afstand (1.8 km) al volledig opgeruimd. Een deel van de Noordergronden was ook in de kustlijnen zichtbaar in de vorm van het aanlanden van een grote bank (Figuur 4-11). Deze grote bankaanlanding was een eenmalig proces en vergelijkbaar met de respons van bijvoorbeeld het Friesche Zeegat na afsluiting van de Lauwerszee. In beide systemen bevindt zich na afsluiting een overschot van zand op de noordoostzijde van de buitendelta. Als initiële respons vindt dan een versnelde opruiming van dit zand plaatst. Het wordt door golven landwaarts verplaatst en verheelt met de kust. Bij het Friesche Zeegat was deze initiële respons nadrukkelijk zichtbaar door de vorming van een grote Strandhaak die duidelijk zichtbaar aanwezig was. De Noordergronden vertoonden een minder zichtbare aanpassing, maar een grote bank verheelt wel met de kust waardoor deze tijdelijk sterk uitbreidt. Dit zandvolume is vervolgens als een zandgolf van west naar oost langs de kust van Terschelling verplaatst.

In dwarsprofiel E (Figuur 4-18) is in 1933 nog net de meest noordoostelijk gelegen zijde van de buitendelta te onderscheiden. De buitendelta is langzaam opgeruimd wat lokaal gepaard gaat met grote erosie (tot -4 m). In 2019 is er een vrijwel ongestoord kustprofiel. Dit profiel heeft een diepte van -22 m NAP op ongeveer 7 km van de kust. Vanaf deze diepte vormt dan een vloeiende helling. Nabij de kust zijn enkele brekerbanken zichtbaar.

Gedetailleerde analyses van geulen en banken laten het volgende zien:

- De Vliestroom is in de keel na de afsluiting in geuloppervlakte toegenomen en is richting Terschelling verplaatst. De diepte is daarbij vrijwel gelijk gebleven.
- De Zuiderstortemelk is in grootte is toegenomen en de uitstroom ervan is zeewaarts en noordwaarts gedraaid.
- Er traden bankaanlandingen op de kust van Terschelling vanaf de Noordergronden op. Deze bankaanlandingen zijn veranderd in vorm en periodiciteit. Tot 2005 verplaatsten de banken kustlangs. Sinds 2005 vormen zich kustdwarse banken.
- Landwaartse verplaatsing van de buitendelta zorgt ervoor dat er een drempel ontstaat tussen Schuitengat en de Vliestroom.
- Het Boomkensdiep verliest wel zijn functie als hoofdgeul, maar verzandt niet in zijn geheel. Dit wordt veroorzaakt door de verbinding met het Schuitengat waardoor de geul nog steeds een kombergingsgebied heeft.
- Er treedt grote erosie op aan de noordoostelijke zijde van de buitendelta.



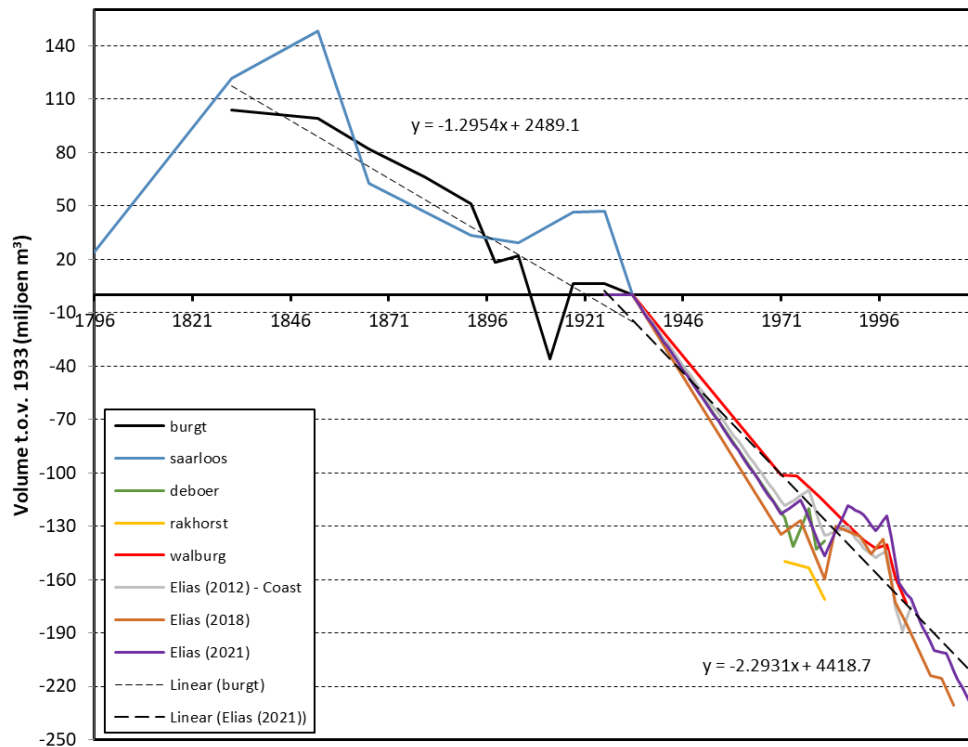
Figuur 4-18: Ontwikkeling van dwarsprofielen over de Noordwestgronden en Noordergronden op basis van de Vakelingen over de periode 1926-2019.

# 5 Volumeveranderingen

## 5.1.1 Lange termijn volumeontwikkeling (1831 - 2020)

Er zijn al studies uitgevoerd naar de sedimentatie en erosie van het Zeegat van het Vlie. Een eerste volumebalans over de periode 1831-1933 werd bepaald door Van der Burgt (1934). Deze analyse is door Saarloos en Haring (1944) herhaald. Volumeanalyses over de recentere periodes zijn opgesteld door De Boer (1987) en Rakhorst (2000). De resultaten hiervan zijn samengevat in Rakhorst (2002). Rakhorst geeft hierbij aan dat de studies verschillende gebieden gebruiken, met een verschillende afbakening en hoogte waarover de volumes worden bepaald. Hierdoor zijn er verschillen in berekende volumes tussen de verschillende studies. Ondanks deze verschillen geeft het volumeverloop wel een goed beeld van de opgetreden veranderingen (Figuur 5-1).

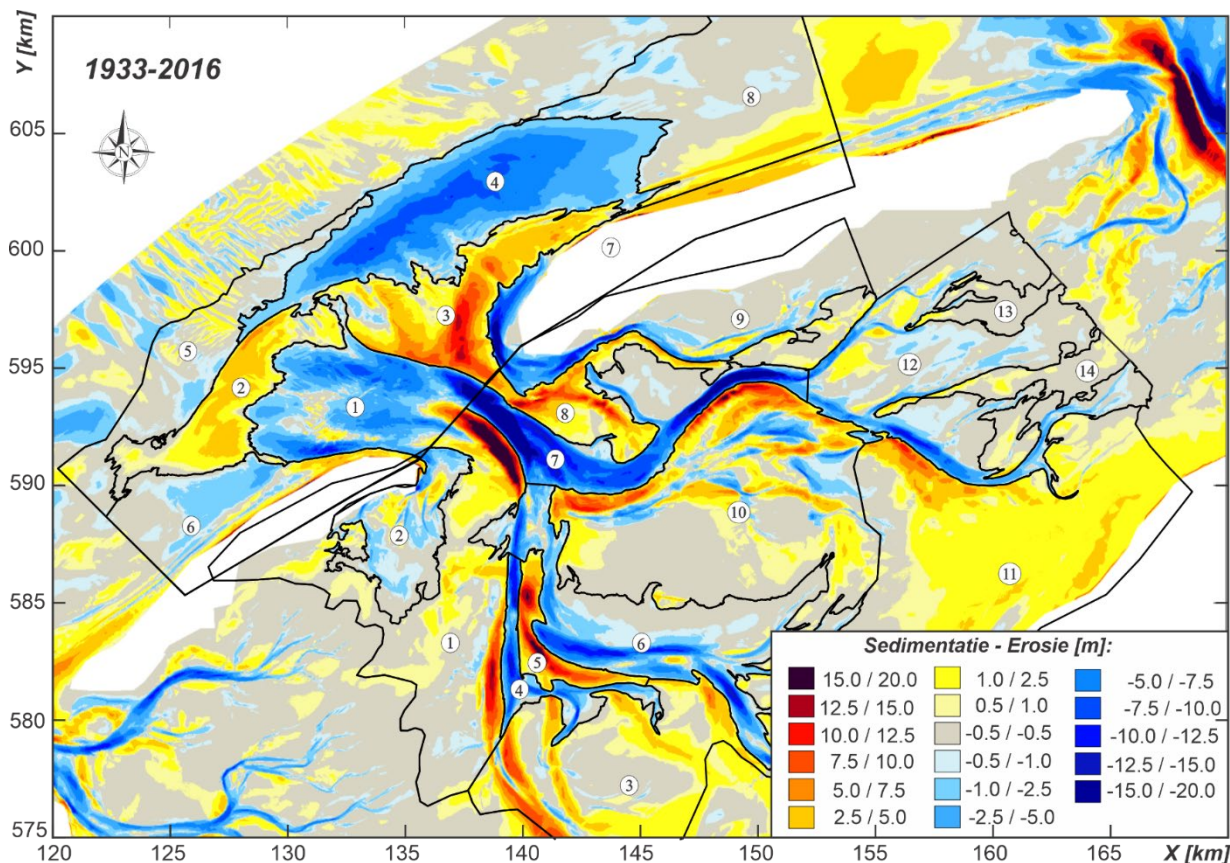
In Figuur 5-1 zijn ook de resultaten van de meest recente volumebalansen toegevoegd (Walburg, 2005; Elias et al., 2012; Elias, 2018) en de binnen deze studie bepaalde volumes (Elias, 2021, zie H. 5.1.2). De studies vertonen gelijkwaardige trends: een sterk afnemend volume sinds 1933. Er zijn wel kleine verschillen waar te nemen. Deze verschillen ontstaan o.a. door iets andere afbakening van de gebieden. Verschillen tussen Elias (2018) en Elias (2021) worden veroorzaakt door een andere interpolatie van de bodemveranderingen en de afkapgrens van de eilanden. In 2021 wordt hiervoor een waarde van +3 m gehanteerd i.p.v. +1 m NAP. Hierdoor wordt een groter deel van de eilanden meegenomen in de analyse. Op basis van de tijdsreeksen kan geconcludeerd worden dat de buitendelta van het Vlie al sinds 1831 een trend van erosie vertoont. Vóór afsluiting van de Zuiderzee ligt de afname op ongeveer 1,3 miljoen m<sup>3</sup>/jaar. Deze trendwaarde is gebaseerd op de resultaten van Van der Burgt. De metingen van voor 1931 gebruikt in Saarloos lijken onrealistisch en zijn dan ook niet meegenomen. Na afsluiting van de Zuiderzee nemen de volumeverliezen toe tot gemiddeld 2,3 miljoen m<sup>3</sup>/jaar.



Figuur 5-1: Een overzicht van verschillende volumebepalingen van de buitendelta van het Zeegat van het Vlie over de periode 1976-2020.

### 5.1.2 Recente morfologische veranderingen (1933-2020)

Sinds 1933 zijn er grote volumeveranderingen op de buitendelta (Figuur 5-2). Deze zijn in kaart gebracht voor 8 morfologische eenheden op de buitendelta en 14 in het bekken (polygoongrenzen volgens Elias 2018). In totaal neemt de kustzone (incl. buitendelta) met 202 miljoen m<sup>3</sup> in volume af. Een grote volumeafname treedt op in de Vliestroom (polygoon 1) deze erodeert met 116 miljoen m<sup>3</sup>. Een deel van het geërodeerde sediment (42 miljoen m<sup>3</sup>) belandt in de voorliggende Westergronden (polygoon 2). Vanaf de Westergronden zal ook een transport naar de Noordwestgronden zijn optreden. Daar treedt 115 miljoen m<sup>3</sup> sedimentatie op (polygoon 3). De grote erosie van de noordoostzijde van de Noordwest- en Noordergronden (polygoon 4, -255 miljoen m<sup>3</sup>) zal ook bijgedragen hebben aan deze aanzanding. De netto veranderingen in de overige deelpolygonen (5-8) zijn beperkt.



Figuur 5-2: Sedimentatie-erosie patroon van het Zeegat van het Vlie over de periode 1933-2016.

De erosie van de buitendelta is groter dan de sedimentatie in het bekken (Tabel 5-1). De totale sedimentatie in het bekken is 146 miljoen m<sup>3</sup>. De meeste sedimentatie (192 miljoen m<sup>3</sup>) treedt op de Vlake van Oosterbierum (polygoon 11). De bankgebieden Richel/Waardgronden (polygoon 1), Lange Zand (deelpolygoon 3) en Grienderwaard/Ballastplaat (deelpolygoon 10) vertonen een sedimentatie van rond de 100 miljoen m<sup>3</sup>. Erosie vindt vooral plaats in de geulen. Met name de geulen van de Noord- en Westmeep nemen sterk in sedimentvolume af (-197 miljoen m<sup>3</sup>). Ook het geulensysteem van de Vliestroom en Blauwe Slenk (polygoon 6) vertoont erosie (-107 miljoen m<sup>3</sup>). Met de geobserveerde veranderingen per deelpolygoon is over deze lange termijn een vrijwel sluitende balans te creëren. Hierbij moet wel opgemerkt worden dat de erosie van de buitendelta vrijwel uitsluitend zand betreft terwijl de aanzanding in het bekken zowel zand als slib bevat.

De recente volumeveranderingen, over de periode 1990-2020, vertonen geen sluitende balans (Appendix B, Figuur B- 1 en Tabel B-1). In het bekken ligt de sedimentatietrend met 0,85 miljoen m<sup>3</sup>/jaar op ongeveer de helft in vergelijking met het lange termijn gemiddelde van 1,6 miljoen m<sup>3</sup>/jaar. Een afname van de sedimentatie wordt ook verwacht. Na afsluiting van de Zuiderzee was

veel sediment nodig om het evenwicht te hervinden. Hierdoor vond initieel veel sedimentatie plaats. Die neemt af naarmate het systeem meer in evenwicht komt. Op de buitendelta is er geen afname van de trend. De lange termijn gemiddelde erosietrend is -2,3 miljoen m<sup>3</sup>/jaar, maar over de periode 1990-2020 ligt deze snelheid op -3,6 miljoen m<sup>3</sup>/jaar. Deze toename komt vooral door een toename van de erosie van de Noordwester- en Noordergronden (deelpolygoon 4) en erosie van de kust voor Terschelling (deelpolygoon 8). In deze deelpolygoon vindt over de gehele tijdserie een kleine sedimentatie plaats (+0.3 miljoen m<sup>3</sup>/jaar), maar sinds 1990 is dit veranderd naar erosie van -1.1 miljoen m<sup>3</sup>/jaar. Gemiddeld over de polygoon geeft dit een hoogteverandering van bijna 50 cm. Deze waarde lijkt hoger dan een meetonnauwkeurigheid te zijn. Het is echter niet duidelijk waar dit sedimentvolume naar toe verplaatst is. Ook de benedenstroomse eilandstaart van Terschelling is aan erosie onderhevig. Het is mogelijk dat dit sediment bijdraagt aan de opvulling van het bekken van het Zeegat van Ameland.

Tabel 5-1: Overzicht van de volumeveranderingen per deelpolygoon over de periode 1926-2020. Voor de definitie van platen en geulen zie Figuur 5-2. Tijdsreeksen voor de volumeontwikkeling van de individuele polygoonen worden gegeven in Appendix B.

| Gebied             | Opp. [km <sup>2</sup> ] | Volume verandering [10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> ] | Trend [10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> /jaar] | Hoogte Verandering [cm] |
|--------------------|-------------------------|--|--|-------------------------|
| <b>Buitendelta</b> |                         |  |  |                         |
| 1                  | 37                      | -116   | -1.37  | -313                    |
| 2                  | 24                      | 42   | 0.51   | 171                     |
| 3                  | 33                      | 115  | 1.44   | 347                     |
| 4                  | 60                      | -255   | -2.84  | -422                    |
| 5                  | 29                      | -6   | -0.05  | -21                     |
| 6                  | 39                      | 9  | 0.07   | 22                      |
| 7                  | 39                      | 4  | 0.01   | 10                      |
| 8                  | 58                      | 6  | 0.26   | 10                      |
| <b>Totaal</b>      | <b>321</b>              | <b>-202</b>  | <b>-1.96</b>                                 | <b>-63</b>              |
| <b>Bekken</b>      |                         |  |  |                         |
| 1                  | 69                      | 107  | 1.51   | 154                     |
| 2                  | 22                      | -7   | -0.11  | -33                     |
| 3                  | 62                      | 98   | 1.23   | 158                     |
| 4                  | 10                      | -39  | -0.45  | -384                    |
| 5                  | 8                       | 46   | 0.52   | 554                     |
| 6                  | 60                      | -107   | -1.45  | -179                    |
| 7                  | 31                      | -197   | -2.68  | -633                    |
| 8                  | 25                      | 55   | 0.74   | 220                     |
| 9                  | 35                      | -39  | -0.55  | -112                    |
| 10                 | 94                      | 85   | 1.19   | 91                      |
| 11                 | 134                     | 192  | 2.24   | 143                     |
| 12                 | 69                      | -55  | -0.76  | -79                     |
| 13                 | 8                       | 2  | 0.02   | 27                      |
| 14                 | 16                      | 7  | 0.06   | 43                      |
| <b>Totaal</b>      | <b>600</b>              | <b>146</b>   | <b>1.61</b>                                  | <b>24</b>               |



## 6 Conceptueel model voor het Zeegat van het Vlie

Hiervoor is de ontwikkeling van het Zeegat van het Vlie gedetailleerd geanalyseerd en beschreven. In dit hoofdstuk zijn de inzichten samengevat in een serie conceptuele modellen. Het schaal-cascade model wordt gebruikt als kapstok, om de morfologische ontwikkeling van het Zeegat van het Vlie op de verschillende tijd- en ruimteschalen te beschrijven en om de samenhang tussen de schalen beter te begrijpen. Naast de schaalcascade wordt een conceptuele tijdlijn van ontwikkeling van de buitendelta gepresenteerd. Die identificeert drie perioden waarin de buitendelta aan andere morfologische veranderingen onderhevig is. Voor ieder van deze perioden is een gedetailleerd conceptueel model van de zandtransporten opgesteld. Deze modellen vatten de resultaten van de studie samen.

### 6.1 Samenhang tussen de schalen

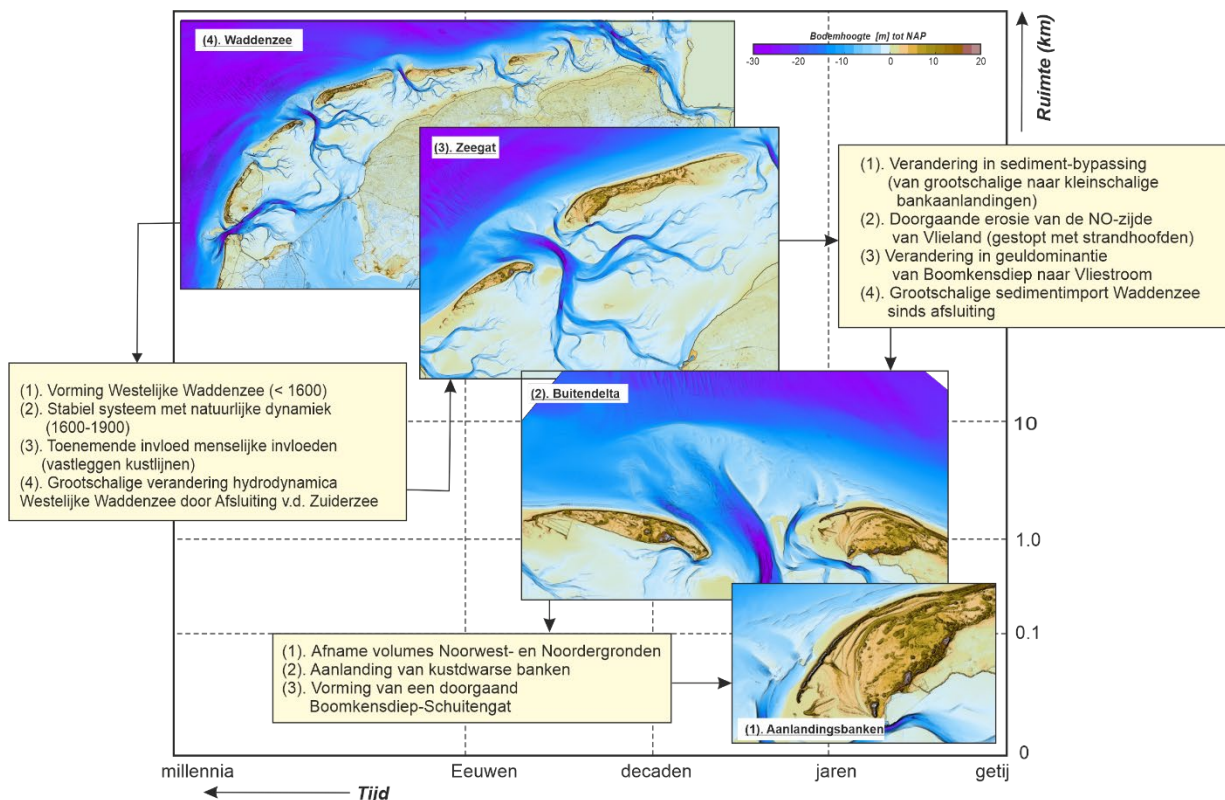
Figuur 6-1 vat het schaalcascade model voor het Zeegat van het Vlie samen. Op de schaal van de gehele Waddenzee (schaalniveau 4) zijn de morfologische ontwikkelingen in deze studie niet in detail geanalyseerd. Op basis van literatuur (o.a. Van Veen, 1935; Van der Burgt, 1935; Elias en Van der Spek, 2006; Oost en Kleine Punte (2004)) zijn een viertal ontwikkelingen geïdentificeerd die van belang zijn voor de morfologie van het zeegat: (1) de vorming van de Westelijke Waddenzee, (2) een periode met dynamisch evenwicht (1600-1900), (3) de toenemende invloed van menselijk ingrijpen en (4) grootschalige veranderingen in hydrodynamica en morfodynamica door afsluiting van de Zuiderzee.

#### *Vorming van de Westelijke Waddenzee*

Het Vlie was al in de Romeinse tijd aanwezig, als afvoergeul van de IJssel (Oost en Kleine Punte, 2004). Er is echter niet veel bekend over het exacte verloop en de ligging van de geulen. Tot ongeveer 1300 was Terschelling nog een schiereiland verbonden aan de Friesche kust, begrensd aan de westzijde door de Vliestroom en aan de oostzijde door het Borndiep. Omstreeks 1300 is het tussengelegen gebied overstromd en werd het een eiland. De Vliestroom was de enige uitstroom van het Flevomeer tot de vorming van het Marsdiep rond de 12<sup>de</sup> eeuw. Met de vorming en groei van Marsdiep neemt de hoeveelheid getijde- en rivierwater dat via het Vlie stroomt af. Rond 1500 wordt dan een evenwichtssituatie bereikt met twee grote geulenstelsels, de Texelstroom en de Vliestroom (Oost en Kleine Punte, 2004). Het opruimen van veenpakketten in het bekken tussen de zeegaten Texel en Vlie leidt ertoe dat het kombergingsgebied van beide zeegaten (tot ca. 1600) toeneemt en er grote zeegaten ontstaan.

#### *Een periode met dynamisch evenwicht*

Oost en Kleine Punte (2004) concluderen dat in de periode 1600-1900 er wel een natuurlijke dynamiek in de geulen optreedt, maar dat de grootschalige kenmerken van het systeem weinig veranderen. De configuratie van de hoofdgeulen en zeegaten is vrij stabiel. Gedetailleerde kaarten van de zeegaten zijn voor 1796 niet aanwezig, maar Van Veen (1935) geeft aan dat de Vliestroom in de 16<sup>de</sup>, 18<sup>de</sup> en 19<sup>de</sup> eeuw (een kaart van de 17<sup>de</sup> eeuw ontbreekt) een enkele hoofdgeul de buitendelta op heeft. Daarnaast groeit de westkust van Terschelling door grootschalige plaataanlandingen omstreeks 1623 en 1853. Deze grote plaataanlandingen zijn sinds 1853 niet meer voorgekomen. Het is mogelijk dat dit samenhangt met een verandering in het morfologische gedrag door menselijk ingrijpen, wat een steeds grotere rol gaat spelen. Door de aanleg van strekdammen, palenrijen en (stuif)dijken wordt de kust steeds meer vastgelegd (Schoorl, 1973). Een dominante ingreep is zeker de afsluiting van de Zuiderzee waardoor de hydrodynamica en sedimenttransportstromen in de gehele Westelijke Waddenzee veranderde, maar het vastleggen van de kusten begint eigenlijk al in de 17<sup>de</sup> eeuw en gaat door de tijd een steeds grotere rol spelen.



Figuur 6-1: Uitgewerkte schaalcascade model met uitwisselingen tussen de verschillende schalen.

#### De toenemende invloed van menselijk ingrijpen

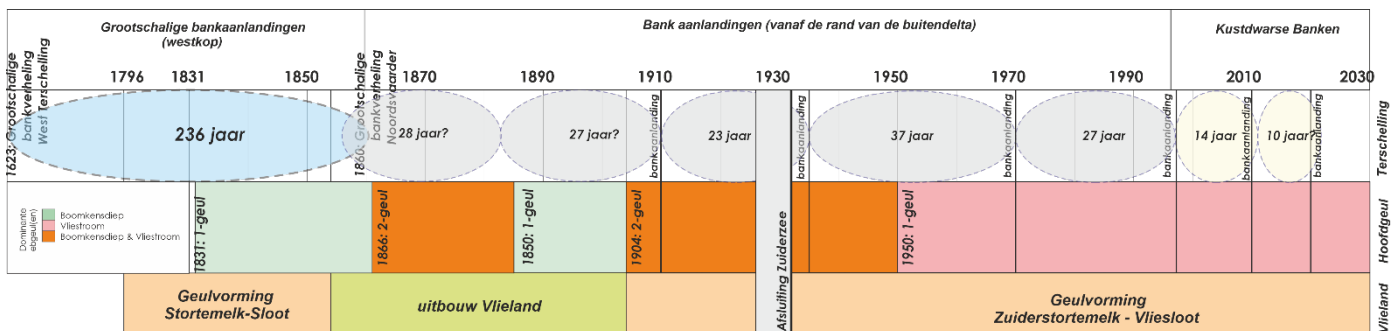
Voor het zeegat van het Vlie (Schaal 3) zijn het samengaan van Texel en Eierland en het vanaf 1854 vastleggen van de eilandkust van Vlieland door strandhoofden belangrijke ontwikkelingen (Verhagen en Van Rossum, 1990). Op basis van de beschouwing van Van Veen (1935) kan geconcludeerd worden dat in de 17<sup>de</sup> eeuw Vlieland in de luwte lag van de Eierlandse gronden, waardoor het westelijke deel van het eiland ver zeewaarts kon liggen. De zandstroom langs Vlieland verandert door het samengaan van Texel en Eierland (rond 1630) en het opruimen van de Eierlandse Gronden, maar ook door het oostwaarts verplaatsen van de noordoostzijde van Vlieland. Dit verklaart de sterke terugtrekking van de kustlijn van Vlieland tot de 19<sup>de</sup> eeuw. De vloedstroming schaaft de uitstekende delen van het eiland weg, waardoor een grote achteruitgang van de eilandkust in gang wordt gezet. Langs de kust van Vlieland trekt een sterke zandstroom naar binnen. Deze zandstroom veroorzaakt in de 17<sup>de</sup> eeuw de vorming van een zandrug in het midden van de Vliestroom. Hieruit is in de loop van de 18<sup>de</sup> eeuw de Richel ontstaan. Deze bank is in de 19<sup>de</sup> eeuw aan de oostzijde sterk aangegroeid. Deze aangroei zorgt ervoor dat de uitstroom van de Vliestroom geleidelijk van het noorden naar het noordwesten is gedraaid (beïnvloeding op schaal niveau 2). Sinds 1854 zijn strandhoofden aangelegd om de afschuring van de kustlijn te reduceren en in 1923 is Vlieland vanaf de Westpunt van de duinen tot de noordoostpunt geheel met strandhoofden verdedigd, waardoor de afname van het strand is verminderd (Verhagen en Van Rossum, 1990). Dat deze stabilisatie van de eilandligging door strandhoofden een grote rol heeft gespeeld op de morfodynamiek van de buitendelta is duidelijk. Alleen zijn deze effecten niet te onderscheiden van de veranderingen die in gang gezet zijn door afsluiting van de Zuiderzee.

*Grootschalige veranderingen in hydrodynamica en morfodynamica door afsluiting van de Zuiderzee*  
 Afsluiting van de Zuiderzee (voltooid in 1932) geeft een grootschalige verstoring van de hydrodynamica van de gehele Westelijke Waddenzee (schaalniveau 4) en dus ook het Zeegat van het Vlie (schaalniveau 3). De veranderingen in getijbeweging zorgen voor een grootschalige morfodynamische aanpassing en bijna 150 miljoen m<sup>3</sup> sedimentatie in het bekken van het Vlie. Grote sedimentatie doet zich voor in de afgesloten geulen (zoals Inschot) en op de plaatoppervlakten van o.a. de Vlakte van Oosterbierum. In de keel van het zeegat zijn de

veranderingen van de Vliestroom beperkt, hier spelen erosieresistente Pleistocene keileemlagen waarschijnlijk een rol, maar op de buitendelta vindt een aanzienlijke verandering in de hoofdgeulen plaats. Vliestroom ontwikkelt zich als dominante uitstroomgeul terwijl het Noordoostelijke gerichte Boomkensdiep zijn rol als hoofdgeul verliest. De buitendeltabanken worden door golven landwaarts herverdeeld waardoor een groot aaneengesloten bankengebied ontstaat. Het Boomkensdiep zorgt ervoor dat deze bank niet rechtstreeks aanlandt op de eilandkop, maar kleinschalige bankaanlandingen (schaalniveau 1) vinden plaats richting de centrale eilandlandkust (tussen raaien 500 en 600).

## 6.2 Een weergave van het middellange termijn gedrag van de buitendelta (schaal niveau 2)

Deze studie levert een gedetailleerd beeld van de veranderingen op de schaal van de buitendelta, door de analyse van de hydrografische kaarten, Vakklodingen en Jarkusmetingen, sinds 1831. In Figuur 6-2 vat schematisch het gedrag van de hoofdgeul(en) en de twee aanliggende eilandkusten samen.



Figuur 6-2: Een samenvatting van de geobserveerde ontwikkelingen van het zeegat van het Vlie.

Voor en na afsluiting van de Zuiderzee is er een ander morfologisch gedrag op de buitendelta. Dit is vooral zichtbaar in de ontwikkeling van het geulstelsel op de buitendelta. Sinds 1831 is er een afwisseling tussen één hoofdgeul en twee hoofdgeulen op de buitendelta zichtbaar. Na afsluiting van de Zuiderzee is dit anders en ontwikkelt de Vliestroom zich als dominante uitstroomgeul op de buitendelta. Het Boomkensdiep verandert langzaam van hoofdgeul naar kleine nevengeul. Hij blijft waarschijnlijk bestaan vanwege de verbinding met het Schuitengat. Hierdoor vindt de afwatering van het achterliggende (kleine) kombergingsgebied nog plaats door deze geul. De ontwikkeling van Vliestroom als dominante uitstroom is niet alleen een gevolg van afsluiting van de Zuiderzee. Al vóór afsluiting lijkt deze ontwikkeling in gang gezet, maar de afsluiting lijkt deze wel versterkt te hebben. Er heeft zich immers een buitendelta ontwikkeld met een Vliestroom als dominante geul en een groot buitendelta platform aan de noordoostzijde hiervan. Zo'n configuratie was sinds 1831 nog niet eerder opgetreden.

Vóór afsluiting van de Zuiderzee was het Boomkensdiep de dominante uitstroomgeul op de buitendelta. Wel wisselden perioden met een enkele hoofduitstroom (Boomkensdiep) en twee hoofdgeulen (Boomkensdiep en Vliestroom) elkaar af. Het buitendeltaplatform vormde in die periode niet één geheel, maar was doorsneden door kleinere geulen (eb- en vloedsharen) waardoor kleinere bankoppervlakten ontstonden. Nabij de uitstroom van het Boomkensdiep vindt dan periodiek een verplaatsing van de uitstroomgeul en de voorliggende bank plaats. De banken landen vervolgens aan op de kust, nabij raai 500-600, met een interval rond de 25 jaar. Deze bankaanlandingen vormen onderdeel van het sediment-bypassing proces en gaan aanvankelijk ook na afsluiting nog door: tot 1995 nog twee bankaanlandingen.

Het buitendeltaplatform en sediment-bypassing proces veranderen na afsluiting aanzienlijk. Het duurt enige tijd voor dit goed zichtbaar is in veranderde processen. Met de vorming van de Vliestroom als dominante uitstroom in noordwestelijke richting en de veranderingen van

Boomkensdiep verandert de sedimenttoevoer richting de buitendelta. Het buitendeltaplatform wordt landwaarts gedrukt. De kleinere geulen verzanden en een groot buitendeltaplatform ontstaat. Deze verandering zorgt ervoor dat ook het sediment-bypassing proces verandert. Op het platform ontstaan nu kustparallele banken die zich langzaam oostelijk bewegen. Sinds 2001 zijn er twee bankaanlandingen, met een herhalingsstijd van 10-15 jaar. Grote bankaanlandingen zoals die zijn opgetreden in 1623 en 1860 hebben zich sinds 1860 niet meer voorgedaan.

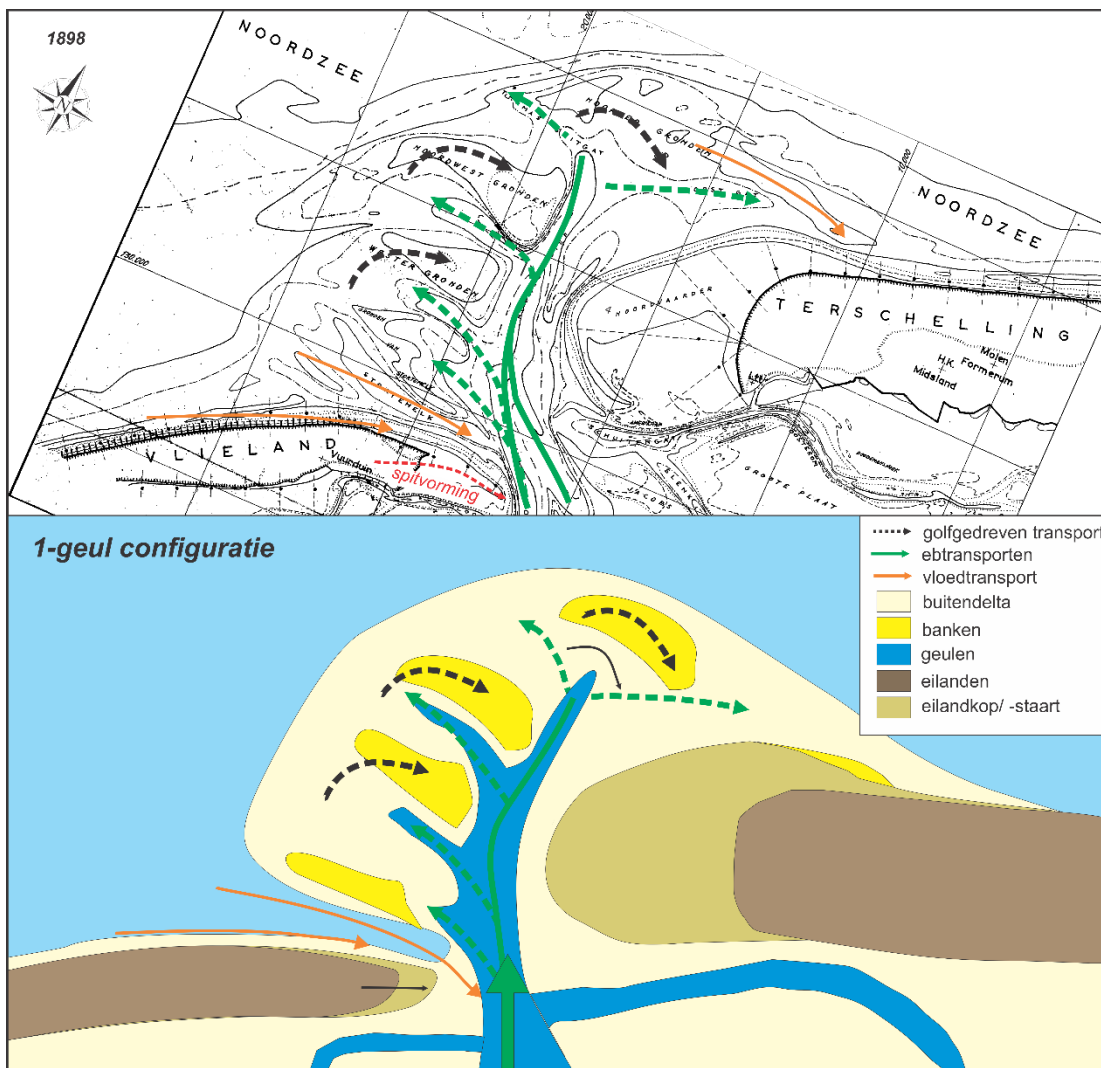
De kust van Vlieland heeft achtereenvolgens een eroderende kust (tot ruwweg 1850), een sterk uitbouwende kust (1850-1900) en een eroderende kust (sinds 1900). De kust zit “krap in het zand” als de geulen Stortemelk-Sloot en Zuiderstortemelk-Vliesloot een verbinding hebben. De geul ligt dan dicht op het eiland waardoor zand efficiënt afgevoerd kan worden. Langs de kust van Vlieland overheerst een noordoostelijk gericht langstransport. Dit transport is in staat een grote spit uit te bouwen in de periode 1850-1900. De geulen Sloot en Stortemelk makend dan geen verbinding met elkaar maar stromen oostelijk uit, de Vliestroom in. Het is mogelijk dat de constructie van strekdammen langs de eilandkust van Vlieland ervoor zorgden dat de sedimenttoevoer gereduceerd is en spitvorming en geulverdringing niet meer mogelijk is.

### 6.3 Sediment transport processen op schaal van de buitendelta

Er zijn (Figuur 6-2) drie karakteristieke geulconfiguraties van de buitendelta te onderscheiden. Vóór afsluiting zijn er twee configuraties, met een enkele of dubbele hoofdgeul. In die periode met één geul is het Boomkensdiep de dominante ebgeul en zijn er diverse ebscharen aan de westzijde van de buitendelta zichtbaar (Figuur 6-3). In de configuratie met twee geulen (ook vóór afsluiting) zijn zowel Vliestroom als Boomkensdiep ontwikkeld als hoofdgeulen op de buitendelta (Figuur 6-4). Na de afsluiting ontstaat weer een configuratie met één geul, maar nu met de Vliestroom als de dominante geul (Figuur 6-5).

#### *Buitendelta vóór de afsluiting met één hoofdgeul (Boomkensdiep)*

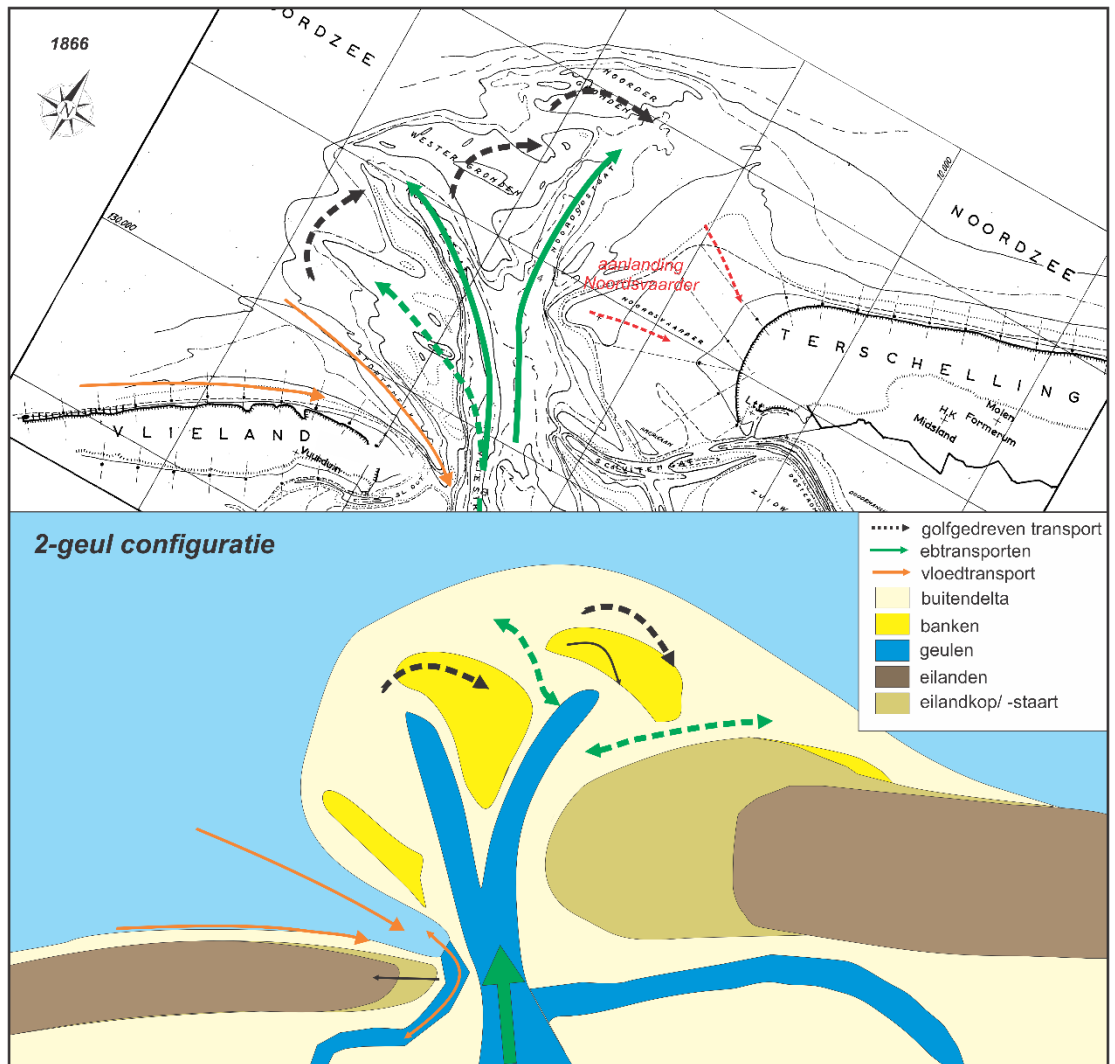
Het Boomkensdiep is de dominante uitstroomgeul (Figuur 6-3) in deze configuratie. Kenmerkend is dat er zich aan de westzijde van de geul meerdere ebscharen ontwikkelen. Deze ebscharen verdelen het debiet en delen het buitendeltaplatform op in kleinere bankenstelsels. Onder invloed van golven migreert het sediment over deze bankenstelsels van west naar oost en geeft daarbij een benedenstroomse gerichte zanddruk op de plaat en geul. Bij de uitstroom van het Boomkensdiep vertonen de geulen een grotere dynamiek. Bankten verplaatsen hier richting de kust van Terschelling en duwen daarbij de uitstroomgeul van een noordelijke naar een oostelijke ligging. De geulligging wordt dan steeds ongunstiger voor de stroming en een nieuwe noordelijker gelegen uitstroomgeul vormt. De bank kan dan aanlanden op de kust van Terschelling. Deze vorm van sediment-bypassing is een klassiek voorbeeld van “outer-channel shifting” (FitzGerald et al., 2000). Bankaanlandingen treden ongeveer om de 25 jaar op en zijn terug te zien in een periodieke uitbouw van de kustlijn rond raai 500-600.



Figuur 6-3: Conceptuele weergave van de zandtransportpatronen op de buitendelta representatief voor de 1-geul configuratie.

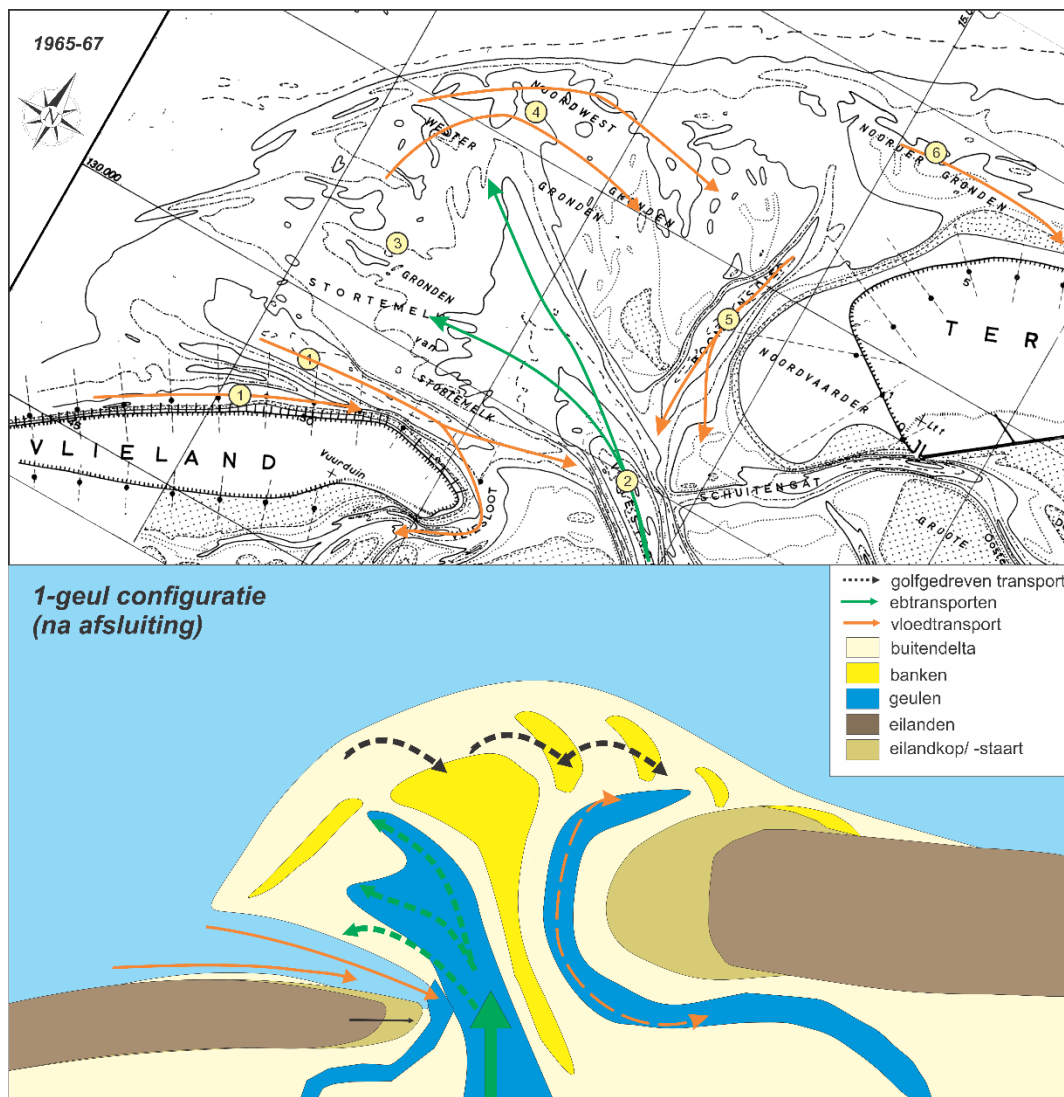
#### Buitendelta vóór de afsluiting met twee hoofdgeulen (Vliestroom en Boomkensdiep)

De hiervoor genoemde bankaanlandingen treden ook op in het tweegeulensysteem. Ook nu verplaatsen zich banken over de rand van de buitendelta. Het bankaanlandingsproces zet zich onveranderd door. Het grootste verschil tussen de systemen met één en twee geulen is in het centrale deel van de buitendelta (Figuur 6-4). Het tweegeulensysteem ontwikkelt zich doordat de Vliestroom hier een doorgaande verbinding maakt met één van de ebscharen. Deze ebschaar vormt dan een vrijwel rechte, en daarmee efficiënte, uitstroomegul. Vliestroom en Boomkensdiep zijn dan vrijwel gelijk in grootte. Waarschijnlijk geven deze twee geulen voldoende uitstroomecapaciteit, waardoor er zich geen ebscharen ontwikkelen die de Westergonden doorsnijden. De Westergonden vormen een aaneengesloten bankenoppervlakte tussen de twee ebgeulen. Golfgedreven transporten veroorzaken, ook in deze configuratie, een transport van west naar oost en duwen daarbij de geulen ook in noordoostelijke richting. Onder invloed van die transporten worden de uitstroom van zowel Vliestroom als Boomkensdiep in noordoostelijke richting geduwd. Hierdoor worden ze hydraulisch minder efficiënt. Nieuwe ebscharen ontstaan net ten noorden van de Zuiderstortemelk die een deel van de uitstroom overnemen. De Vliestroom kan zich dan niet handhaven als langgestrekte geul en de enkele geul configuratie hervormt. Het is niet geheel duidelijk of deze enkele versus dubbele geul configuratie een effect heeft op de kustuitbouw of terugtrekking van Vlieland. Het Zuiderstortemelk vertoont een duidelijk verschil in oriëntatie in beide configuraties, maar in beide situaties kwam een uitgebouwde of teruggetrokken kust voor.



Figuur 6-4: Conceptuele weergave van de zandtransportpatronen op de buitendelta representatief voor de 2-geul configuratie.

De groei of terugtrekking van Vlieland lijkt relatief onafhankelijk van de configuratie van de buitendelta (één- of tweegeulensysteem), maar wordt bepaald door het al of niet verbinding maken van de geulen Zuiderstortemelk en Vliesloot. Uitbouw treedt op als zowel Zuiderstortemelk en Vliesloot een west-oost oriëntatie hebben en direct verbinding maken met de Vliestroom (Figuur 6-3). De vloeddominante transporten, aangevoerd langs het eiland en door de Zuiderstortemelk, kunnen dan een langgerekte spit uitbouwen. Een sterk teruggetrokken eilandkust ontstaat als Zuiderstortemelk en Vliesloot een rechtstreeks verbinding maken met elkaar en dan krap om het eiland liggen (Figuur 6-4). Deze geul kan dan efficiënt het sediment afvoeren.



Figuur 6-5: Conceptuele weergave van de zandtransportpatronen op de buitendelta na Afsluiting van de Zuiderzee.

#### Buitendelta na de afsluiting met één hoofdgeul (Vliestroom)

Er is weer een systeem met één geul op de buitendelta (Figuur 6-5), maar nu met de Vliestroom als dominante uitstroomgeul. Deze configuratie is daarmee niet gelijk aan perioden vóór de afsluiting (Figuur 6-4), toen Boomkensdiep de dominante geul was.

Om de situatie na de afsluiting te verklaren moet een kwart eeuw eerder begonnen worden. Vanaf 1904 ontwikkelt de Vliestroom zich ten koste van het Boomkensdiep. Dan ontstaat de huidige configuratie van de buitendelta al. Die verandering lijkt in gang gezet te worden door de vorming van de plaat Richel net ten zuiden van Vlieland. Een oostelijke uitbouw van deze bank duwt de Vliestroom in het bekken oostelijk, waardoor de uitstroom westelijk (tegen de klok in) draait. Waarschijnlijk zou alleen dit effect niet voldoende zijn geweest. Om de veranderingen goed te verklaren moet de afsluiting van de Zuiderzee mee beschouwd worden. Hierdoor verandert de grootschalige aanstroming van het zeegat en kan de Vliestroom zich steeds verder ontwikkelen als dominante ebgeul. Het Boomkensdiep verandert daarbij naar een (vloeddominante) nevengeul. De buitendelta ziet er in eerste instantie uit als een klassieke buitendelta met een centrale ebgeul en twee nevengeulen langs de eilanden. Vloeddominante stromingen en golfgedreven transporten domineren langs Vlieland en in het Zuiderstortemelk (Figuur 6-5, boven [1]) richting het bekken en de Vliestroom [2]. Met een sterke ebdominantie van de Vliestroom is het aannemelijk dat het sediment zeewaarts op de Westergonden wordt afgezet [3]. De vloedstroom en het overheersende

golf- en windklimaat zorgt hier voor een netto noordoostelijk gericht transport richting de Noordwestgronden [4]. Golven zorgen voor een netto landwaarts gericht transport op de Noordergronden en Noordwestergronden, richting het Boomkensdiep. Gedeeltelijk resulteert dit transport in het opbouwen van banken en gedeeltelijk belandt dit sediment terug in het Boomkensdiep. Het Boomkensdiep zal dit transport (in de richting van de geul) weer afvoeren. De Noordergronden landen oostelijk van het Boomkensdiep aan op de kust van Terschelling.

Met een landwaartse verplaatsing en groei van de Noordwestgronden zou de verwachting zijn dat het Boomkensdiep verzandt, waarna de Noordwestgronden als geheel aanlanden op de Noordsvaarder. Dit zou weer een grootschalige bankaanlanding geven. Die aanlanding treedt echter niet op. Een belangrijke reden hiervoor is waarschijnlijk dat het Boomkensdiep een directe verbinding maakt met het Schuitengat waardoor een doorlopende geul om de Noordsvaarder heen ontstaat (Figuur 6-5, onder). Het Boomkensdiep verzorgt de afwatering van het kombergingsgebied van het Schuitengat waardoor de getijgedreven langstransporten relatief groot blijven. De landwaartse aanvoer vanaf de Noordwestgronden wordt oostelijk en westelijk afgevoerd. Dit draagt bij aan de vorming van de Engelschhoek en de vorming van de kustdwarse aanlandingsbanken op de Noordwestgronden. Deze banken migreren oostwaarts en landen aan bij raai 500-600. Een verschil met eerdere bankaanlandingen is dat dat de herhalingstijd nu tussen de 10 en 14 jaar ligt.



# 7 Samenvatting, conclusies en aanbevelingen

## 7.1 Uitgebreide samenvatting

De morfologie van de buitendelta is significant veranderd na afsluiting van de Zuiderzee in 1932. Vóór de afsluiting wisselden configuraties met één en twee geulen elkaar af. Toen lag er altijd een hoofdgeul (Boomkensdiep) langs de kust van Terschelling. Na afsluiting van de Zuiderzee ontwikkelt de Vliestroom zich als dominante uitstroomgeul op de buitendelta. De ontwikkeling van Vliestroom als dominante uitstroom is niet alleen een gevolg van afsluiting van de Zuiderzee. Al voor afsluiting lijkt deze ontwikkeling in gang gezet te zijn. De afsluiting lijkt de ontwikkeling wel versterkt te hebben. Het noordoostelijke deel van de buitendelta wordt onder invloed van golven, landwaarts verplaatst. Dit gaat gepaard met een groot verlies in omvang en sedimentvolume van de buitendelta (200 miljoen m<sup>3</sup> tussen 1933 en 2019). Ook de sedimentuitwisseling tussen buitendelta en de eilandkust van Terschelling veranderde. Grootschalige bankaanlandingen, zoals de aanlanding van de Noordsvaarder in 1850, komen niet meer voor. Kleinschalige bankaanlandingen vinden nog wel plaats (positie: rond km 5-6). Deze banken landen aanvankelijk (tot 2000) aan met een herhalingstijd van 30-40 jaar. Recentelijk ligt de herhalingstijd rond de 10-15 jaar en is de vorm van de bank veranderd van een kustlangse naar kustdwarse bank.

De eilandkop van Terschelling (de Noordsvaarder) kent structurele erosie. Deze wordt veroorzaakt door de persistente ligging van de Boomkensdiep geul. Na afsluiting van de Zuiderzee veranderde deze hoofdgeul in een kleinere nevengeul. Door een verbinding met het Schuitengat blijven er in het Boomkensdiep relatief hoge kustlangse stromingen aanwezig en kan de geul zich handhaven. Er zijn lokaal nog geen suppleties nodig geweest voor kustlijnhandhaving, maar als de erosie voortzet kan dit veranderen. De landwaartse verplaatsing van de buitendelta heeft ook tot gevolg gehad dat een grote, ondiepe bank in de keel van het zeegat ontstaat. Deze vormt een drempel tussen de geulen Schuitengat en de Vliestroom. Hierdoor is de Vliestroom niet meer geschikt als vaarroute tussen Harlingen en Terschelling. Het Schuitengat maakt sinds 1992 een directe verbinding met het Boomkensdiep, waardoor debieten via deze geul afgevoerd worden en er relatief hoge kustlangse snelheden ontstaan. Zolang deze verbinding blijft bestaan zullen zowel de geul alsmede de drempel gehandhaafd blijven. Er blijft dan structurele erosie van de eilandkop bestaan.

De kust van Vlieland vertoont een afwisseling van een eroderende kust (tot ruwweg 1850), een sterk uitbouwende kust in de periode 1850-1900 en een eroderende kust sinds 1900. De kust zit “krap in het zand” als de geulen in de buitendelta (Zuiderstortemelk) en in het bekken (Sloot) een verbinding hebben. De geul ligt dan dicht op het eiland waardoor zand efficiënt afgevoerd kan worden. Na 1900 is uitbouw niet meer voorgekomen. De stabilisatie van de centrale eilandkust door aanleg van strandhoofden (vanaf 1854) speelt hier waarschijnlijk een belangrijke rol. Sinds afsluiting van de Zuiderzee kent de eilandkop van Vlieland een structureel erosieprobleem. Sturend hierin is de verdieping van een doorgaande geul van buitendelta naar bekken (Zuiderstortemelk-Vliesloot). De doorgaande geul Zuiderstortemelk en Vliesloot heeft zich verder ontwikkeld, waardoor de eilandkop aan erosie onderhevig is. Deze erosie is door aanleg van aanvullende strandhoofden en met strandsuppleties ondervangen. Het landwaartse deel van het Zuiderstortemelk blijft zo stabiel langs de kust liggen, waardoor de kust hier krap in het zand blijft. Structurele erosie van de kustlijn doet zich voor in het overgangsgedebied van Zuiderstortemelk naar centrale de eilandkust. In dit gebied speelt de dynamiek van kleinere banken en vloedgeulen een rol.

Het landwaartse deel van het Zuiderstortemelk blijft stabiel langs de kust liggen, maar het zeewaartse deel van het Zuiderstortemelk vertoont een rotatie met de klok mee, van west naar noordwest. Door drempel- en bankvorming ontstaat een scheiding tussen het centrale deel van het Zuiderstortemelk en de uitstroom de buitendelta op. De geulrotatie en bankvorming resulteren in

een voor de scheepvaart ongunstige vaarroute; een gekromde vaargeul omgeven door dynamische, ondiepe bankgebieden.

## 7.2 Conclusies

Het uitgebreid (her)analyseren van data over de periode 1831-2020 verschaft veel inzicht in de werking van het morfologische systeem van het Zeegat van het Vlie. De kustlijnliggingen van de aangrenzende eilandkop van Terschelling en de eilandstaart van Vlieland worden nu beter begrepen. Daarnaast is veel inzicht verkregen in de ontwikkeling van de vaargeulen Schuitengat en Zuiderstortemelk.

Er kunnen drie karakteristieke geulconfiguraties van de buitendelta worden onderscheiden (1-geulconfiguratie met noordelijke uitstroom, 2-geulen configuratie en de 1-geulconfiguratie met noordwestelijke uitstroming), waardoor er verschillen in het morfologische gedrag van de buitendelta ontstaan. De 1-geul-configuratie met noordelijke uitstroom en de 2-geulen configuratie treden alleen vóór afsluiting van de Zuiderzee in 1932 op. De morfologie van de buitendelta en de processen op de buitendelta zijn significant veranderd ná afsluiting. De belangrijkste ontwikkelingen hierin zijn:

- De Vliestroom heeft zich ontwikkeld als dominante geul op de buitendelta (1-geul configuratie met een noordwestelijke uitstroming).
- De buitendelta verliest veel zand (200 miljoen m<sup>3</sup> in de periode 1933 en 2019).
- De geulen Boomkensdiep-Schuitengat vormt een doorgaande geul, waardoor deze persistent de eilandkop van Terschelling omsluit.
- De verbinding tussen de geulen Zuiderstortemelk en Vliesloot heeft zich versterkt waardoor de geul zich direct langs de eilandkop heeft verdiept.
- De vorm en grootte van de Noordsvaarder is afgenomen. Hierdoor is ook de sedimentuitwisseling tussen Noordsvaarder en de kust van Terschelling veranderd. De vorm van de banken is veranderd en de periode tussen aanlandingen is afgenomen van 30-40 jaar naar 10-15 jaar.
- 

Belangrijke conclusies met betrekking tot de kustlijnhandhaving die worden getrokken zijn dat:

- Geulvorming en de persistente ligging van deze geulen langs beide eilandkoppen ervoor zorgt dat ter plekke een structureel zandverlies optreedt. Er zijn geen indicaties dat dit in de nabije toekomst gaat veranderen.
- De sedimentuitwisseling tussen de buitendelta en de eilandkust van Terschelling is veranderd. Dit is duidelijk zichtbaar in het veranderde bankaanlandingsproces.
- Lokale geulvorming en verplaatsing zorgt voor erosie van het overgangsgebied van Zuiderstortemelk naar de centrale eilandkust van Vlieland.

Met betrekking tot de vaargeulen kan worden geconcludeerd dat:

- Landwaartse verplaatsing van de buitendelta drempelvorming tussen Vliestroom en Schuitengat veroorzaakt, wat de scheepvaart belemmert. Deze drempelvorming lijkt zich ook in de toekomst door te zetten.
- Rotatie van het Zuiderstortemelk ervoor zorgt dat er drempel- en bankvorming ontstaat tussen het centrale deel van het Zuiderstortemelk en de uitstroom de buitendelta op. De geulrotatie en bankvorming hinderen de scheepvaart.

## 7.3 Aanbevelingen

Deze studie is voornamelijk gebaseerd op een uitgebreide analyse van morfologische kaarten. Meer inzicht in de (veranderingen in) onderliggende processen kan worden verkregen door er proces-gebaseerde modellering aan toe te voegen. Belangrijk vragen die opgepakt kunnen worden zijn:

1. Wat is het effect van de afsluiting van de Zuiderzee op de hydrodynamica (getijbeweging) in het zeegat? Met het antwoord kan de ontwikkeling van Vliestroom beter worden begrepen.
2. Hoe zijn de sedimenttransportstromen op de buitendelta veranderd sinds afsluiting? Dit kan met behulp van SedTRAILS worden bestudeerd, door sedimenttransportpaden in kaart te brengen. Door deze analyses uit te voeren over verschillende bodems (oud en nieuw) worden de veranderingen in de patronen (en onderliggende processen) in kaart gebracht. Dit geeft inzicht in hoe de bankaanlandingen tot stand komen en zich mogelijk in de toekomst zullen ontwikkelen.
3. Kunnen we de geulontwikkeling Zuiderstortemelk begrijpen en voorspellen? Dit is essentieel voor het succesvol beheren van deze vaarroute. Om dit bereiken is een gedetailleerde, hoge resolutie modellering van het Zuiderstortemelk en omliggende vloedgeultjes noodzakelijk. Deze modellering vraagt meetdata (stromingen en debieten) om het model te kalibreren en valideren. Hiervoor zijn debietmetingen in het Zuiderstortemelk, zodat er een recent beeld van debiet en stroming is, zeer wenselijk.

Naast modellering worden aanvullende data-analyses aanbevolen, om grootschalig en detailgedrag van de kustlijnen nog beter te begrijpen. Voor het grootschalige gedrag zijn twee aanvullende onderzoeken aanbevolen:

1. Verder onderzoek naar de sedimentbalans voor Terschelling (zowel eiland als zeegat). De volumebalans over de periode 1990-2019 laat zien dat de erosie van de buitendelta (-3.6 miljoen m<sup>3</sup>/jaar) veel groter is dan de sedimentatie in het bekken (+0.85 miljoen m<sup>3</sup>/jaar). De omvangrijke erosie van de noordoostzijde van de buitendelta en de vooroever van Terschelling is hier een doorslaggevende factor. Een duidelijke reden bijv. meetfout of fysisch proces dat deze erosie verklaart is op basis van de huidige inzichten niet te geven.
2. Onderzoek naar oudere, historische kaarten (van vóór 1800). Deze studie is gebaseerd op data beschikbaar in de hydrografische kaarten. Uitspraken over eerdere morfologische ontwikkelingen zijn gebaseerd op de literatuur en kunnen beter worden onderbouwd met analyses van historische kaarten.

Er worden detailanalyses voor een drietal gebieden aanbevolen:

1. Het aanlandingsgebied van de banken op Terschelling. De grootschalige analyses geven een goed beeld van de veranderingen in het bankaanlandingsproces. Een kwantitatieve onderbouwing van de bijbehorende volumes is nog niet gemaakt. Een gedetailleerde volumebalans van de aanlandingsbanken geeft inzicht in het toekomstige zandaanbod voor Terschelling.
2. Het overgangsgebied van Zuiderstortemelk naar de centrale eilandkust van Vlieland. Dit stukje kust vertoont een grote onderhoudsinspanning door de dynamiek van de voorliggende buitendelta. Aanvullend onderzoek helpt de kustlijnerosie beter te begrijpen.
3. Noordoostelijke eilandkop van Terschelling (nabij de haven). Het beter begrijpen van de uitwisseling tussen Vliesloot en Zuiderstortemelk draagt bij aan een beter inzicht in de processen die spelen nabij de haven, waar kustlijnhandhaving problematisch is.