

Opdrachtgever:

Rijkswaterstaat - Rijksinstituut voor Kust en Zee

Koploperproject LTV-O&M - Thema Veiligheid – deelproject 1

Inventarisatie historische ontwikkeling van de hoogwaterstanden in
het Schelde estuarium.

Rapport

november 2007

Opdrachtgever:

Rijkswaterstaat - Rijksinstituut voor Kust en Zee

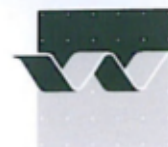
Koploperproject LTV-O&M - Thema Veiligheid – deelproject 1

Inventarisatie historische ontwikkeling van de hoogwaterstanden in
het Schelde estuarium

C. Jeuken, D. Hordijk, S. Ides, C. Kuijper,
P. Peeters, B. de Sonnevile, J. Vanlede

Rapport

november 2007



Opdrachtgever:	Rijkswaterstaat - Rijksinstituut voor Kust en Zee				
Titel:	Koploperproject LTV-O&M - Thema Veiligheid. Inventarisatie historische ontwikkeling van de hoogwaterstanden in het Schelde-estuarium.				
Samenvatting:	<p>De voorliggende studie is een inventarisatie van: 1) de waargenomen veranderingen in het getij, 2) de extreme waterstanden, 3) de door mens uitgevoerde ingrepen en 4) de bestaande kennis over de invloed van natuurlijke ontwikkelingen en de menselijke ingrepen op de getijbeweging in het estuarium en de ontwikkeling van (extreme) hoogwaterstanden. Uit deze inventarisatie is gebleken, dat de getijdoordringing in het estuarium gedurende de afgelopen decennia tot eeuwen sterk is toegenomen. De maximale getijslag is sinds 1880 met circa 20% toegenomen; ook de loopsnelheid van de getijgolf is groter geworden. Daarnaast zijn er aanwijzingen dat op een tijdschaal van enkele eeuwen de duur van de vloed met ongeveer 10% is toegenomen (het getij is minder vloeddominant geworden). De sterker geworden getijdoordringing lijkt mede van invloed op de hoogten van opgetreden extreme waterstanden (hoogwaterstanden tijdens hoge vloed en stormvloed) in het estuarium. Bovendien zijn gedurende de laatste decennia substantieel meer hoge vloed en stormvloed opgetreden dan tijdens de eerste helft van de 20^e eeuw. Natuurlijke en menselijke factoren zullen van invloed zijn geweest op de waargenomen veranderingen in de getijdoordringing en de toename van het aantal extreme hoogwaterstanden. Eerdere studies geven inzicht in vooral de initiële (directe) effecten, en soms ook de middellange termijn (indirecte) effecten, van de verschillende natuurlijke en menselijke factoren op de grootschalige morfologie (zandbalans) en de getijdoordringing in het estuarium. Het spectrum van de indicatieve tijdschalen is groot; jaren tot zeker een eeuw. Dit impliceert dat de waargenomen veranderingen in de getijdoordringing en extreme waterstanden altijd een superpositie zijn van korte en lange termijneffecten van verschillende factoren. Interpretatie van meetgegevens alleen kan daarom nooit het effect van één enkele factor op de waterbeweging isoleren. Inpolderingen, langdurige zandwinning, vaargeulverruiming en –onderhoud, zeespiegelstijging en de algemene toename van de getijslag op de Noordzee hebben waarschijnlijk allemaal bijgedragen aan de waargenomen versterking van de getijdoordringing. De relatieve bijdrage van de verschillende factoren op de opgetreden veranderingen in de getijdoordringing en de implicaties van deze veranderingen voor de veiligheid/bescherming tegen overstromen zijn echter niet goed bekend.</p>				
Referenties:	Overeenkomst RKZ-1871				
Ver	Auteur	Datum	Opmerk.	Review	Goedkeuring
1.0	WLD en WLB			Wang	
1.1	C. Jeuken	30 november 2007		Wang	T. Schilperoort
Projectnummer:	Z4384				
Trefwoorden:	veiligheid, overstromingen, hoogwater, Schelde-estuarium, modellen				
Aantal bladzijden:	92				
Classificatie:	Geen				
Status:	Definitief				

Inhoud

1	Inleiding	1
1.1	Achtergrond LTV-O&M	1
1.2	Probleemschets	2
1.3	Vraag- en doelstelling	3
1.4	Aanpak op hoofdlijnen	3
2	Het getij in het Schelde estuarium - de huidige situatie in historisch perspectief	5
2.1	Inleiding	5
2.2	Het ontstaan van de Schelde als getijderivier	5
2.2.1	Inleiding	5
2.2.2	Fluviale periode	7
2.2.3	Overgangperiode	7
2.2.4	Tijregime	8
2.3	Het getij in de huidige situatie	9
2.3.1	Aandrijvende kracht van de waterbeweging in de Schelde	9
2.3.2	Het getij in de Schelde	9
2.3.3	Het getij in de Rupel en bijrivieren	11
2.3.4	Het getij in de Durme	12
2.4	Historische ontwikkelingen van het Scheldegetij vanaf de 19 ^e eeuw	13
2.4.1	Inleiding	13
2.4.2	Beschrijving van de veranderingen in de Schelde	14
2.4.3	Beschrijving van de veranderingen in de bijrivieren	21
2.5	Samenvattende conclusies	22
3	Het optreden van stormvloeden	24
3.1	Inleiding	24
3.2	Definities stormvloeden, basis- en ontwerppeilen	24
3.3	Historische beschrijving	29
3.4	Discussie en conclusies	37
4	Inventarisatie van ingrepen	39
4.1	Inleiding	39
4.2	Ingrepen in het gebied van de Zeeschelde	39
4.2.1	In- en ontpolderingen	39
4.2.2	Vaargeulverdiepingen en onderhoud	42
4.2.3	Zandwinning	44
4.2.4	Normalisatiewerken	45
4.2.5	Wijziging bovendebiet	49

4.3	Ingrepen in en langs de Westerschelde	49
4.3.1	Inpolderingen en ontpolderingen	49
4.3.2	Vaargeulverdiepingen en onderhoud	53
4.3.3	Zandwinning	56
4.3.4	Normalisatiewerken	57
4.4	Conclusies	60
5	Invloed van factoren op hoogwaterstanden	62
5.1	Inleiding	62
5.2	Invloed van natuurlijke factoren	63
5.2.1	Inleiding	63
5.2.2	Zeespiegelstijging	64
5.2.3	Toename van de getijslag op de Noordzee	66
5.2.4	Stormvloeden	68
5.2.5	De 18,6-jarige cyclus	69
5.3	Invloed van ingrepen	71
5.3.1	Inleiding	71
5.3.2	Inpolderingen en ontpolderen	71
5.3.3	Vaargeulverdiepingen en onderhoud	74
5.3.4	Zandwinning	76
5.3.5	Normalisatiewerken	76
5.4	Conclusies	77
6	Referenties	79
Bijlagen		
A	Inventarisatie ingrepen Vlaanderen	83
B	In- en ontpolderingen in het Zeescheldebekken tussen 1000 en 1800	88

I Inleiding

I.1 Achtergrond LTV-O&M

In de Lange Termijn Visie voor het Schelde estuarium (LTV) is een streefbeeld voor 2030 vastgelegd dat wordt gedragen door de Nederlandse en Belgische overheid. Dat streefbeeld heeft drie pijlers: Veiligheid, Toegankelijkheid en Natuurlijkheid.

In de afgelopen jaren heeft de Vlaams-Nederlandse Projectdirectie Ontwikkelingsschets Schelde estuarium (ProSes) concrete plannen ontwikkeld voor de periode tot 2010. Deze plannen zijn de eerste stappen op weg naar het streefbeeld van 2030. In 2005 is deze Ontwikkelingsschets door beide regeringen ondertekend en ook voorgelegd aan de beide parlementen. Inmiddels is gestart met de voorbereiding van de uitvoering- en planfase van de projecten. Hiervoor is een nieuwe projectdirectie ingesteld: Projectdirectie uitvoering Ontwikkelingsschets Schelde-estuarium (ProSes2010).

Naast de ontwikkeling van plannen is in het kader van de Lange Termijn Visie de afgelopen jaren veel onderzoek gedaan om meer kennis te genereren over het Schelde estuarium. Deze kennis is erop gericht om de beleidsvragen rondom de ontwikkeling van het Schelde-estuarium te beantwoorden voor de eerder genoemde drie pijlers. Uit een evaluatie in 2005 is gebleken dat de kennisontwikkeling niet altijd optimaal aansluit bij de beleidsvragen. Het hoeft geen betoog dat een goede aansluiting cruciaal is voor het nemen van de juiste beslissingen. Daarnaast is het van belang dat de kennisontwikkeling ook nauw aansluit bij de kennisleemten die naar voren komen vanuit ProSes2010. Tevens is geconstateerd dat nog weinig aandacht is besteed aan het thema Veiligheid. Het programma Lange Termijn Visie Onderzoek en Monitoring (LTV-O&M) heeft als doel benodigde kennis te ontwikkelen voor Vlaamse en Nederlandse beleids- en beheersvragen, die zijn gerelateerd aan het Streefbeeld 2030.

Veiligheid tegen overstromen

Voor Veiligheid is er het streven om het omliggende gebied op de lange termijn maximaal te beschermen tegen overstromen. De veiligheidsbenadering moet daarbij getransformeerd worden van een “overschrijdingsbenadering”, waarbij alleen de kans op overstromen centraal staat, naar een “risicobenadering” waarbij zowel de kans als de gevolgen (schade/slachtoffers) een rol spelen. Om een eerste stap in deze ontwikkeling te zetten is in 2006 het Opmaakprogramma Veiligheid opgesteld in opdracht van de Technische Schelde Commissie. In dit programma zijn de beleids- en beheersvragen aan Nederlandse en Vlaamse zijde op elkaar afgestemd en zijn lopende initiatieven op dit gebied geïnventariseerd.

Er zijn in het Opmaakprogramma twee belangrijke kennisleemten op het gebied van veiligheid tegen overstromen langs het Schelde-estuarium geïdentificeerd:

- Er is onvoldoende *kwantitatief inzicht* in de lange termijn ontwikkeling van de

hydraulische belasting in het Schelde-estuarium als gevolg van historische en toekomstige natuurlijke ontwikkelingen (bijv. zeespiegelrijzing, meer stormen) en menselijke ingrepen (in- en ontpolderingen, verruiming van de vaargeul).

- Er bestaat onvoldoende inzicht in de bestaande *methoden en onderliggende instrumenten* aan Vlaamse en Nederlandse zijde om de overstromingsrisico's te bepalen langs het Schelde-estuarium.

Het invullen van deze kennisleemten is cruciaal om de eerder gestelde beleidsvragen rondom de veiligheid van het Schelde-estuarium te beantwoorden. Bijvoorbeeld: om na te gaan welke kosten op termijn gemoeid zijn met betrekking tot het handhaven van het veiligheidsniveau is inzicht in de ontwikkeling van de hydraulische belasting een voorwaarde. Op basis van de hierboven geschetste kennisleemten zijn voor 2007 twee deelprojecten voorgesteld:

1. Historische ontwikkeling hoogwaterstanden Schelde-estuarium.
2. Sterkte-zwakte analyse methoden en instrumenten voor het bepalen van de maatgevende hoogwaterstanden en binnendijkse gevolgen.

Voorliggende rapportage heeft betrekking op het eerste deelproject. De probleemschets, vraag- en doelstelling en de gekozen aanpak voor dit deelproject worden in de volgende paragrafen toegelicht.

1.2 Probleemschets

In de afgelopen eeuwen is de waterbeweging in het Schelde-estuarium sterk veranderd. Vóór 1850 is dit vooral veroorzaakt door de zeespiegelstijging en de grootschalige veranderingen in de geometrie, als gevolg van indijkingen, overstromingen en natuurlijke verdiepingen tijdens stormvloed. Vanaf ongeveer 1650 is de waterbeweging gereconstrueerd met behulp van historische data uit sedimentafzettingen. Vanaf 1850 zijn waterstandsgegevens beschikbaar die de veranderingen in het getij weergeven. Eerder onderzoek, aan de hand van deze gegevens, heeft uitgewezen dat de getijslag en getijdoordringing sinds 1650 continu zijn toegenomen. De toename van de getijslag verschilt ruimtelijk. Er kan sprake zijn van een toename van de hoogwaters en een afname van de laagwaters, of van een toename van de hoogwaters en een kleinere toename van de laagwaters. Meer recent, tussen 1890 en 1970, vertonen zowel de hoog- als laagwaterstanden in de Westerschelde een min of meer gelijkmatig stijgende trend (met een grotere stijging van de hoogwaters dan van de laagwaters). Na 1970 treden de sterkste veranderingen op in de waterstanden, zowel onder gemiddelde als onder stormvloed-omstandigheden.

De niet-cyclische veranderingen in de getijvoortplanting en het verticale en horizontale getij hebben deels natuurlijke en deels menselijke oorzaken. Verder hebben menselijke ingrepen en natuurlijke veranderingen zowel een onmiddellijk als een lange-termijn effect (via de morfologie) op de waterbeweging. Onderscheid tussen afzonderlijke oorzaken is moeilijk te maken, omdat er een grote verwevenheid bestaat tussen de effecten van de verschillende veranderingen in het estuarium. Daarnaast spelen de verschillende oorzaken van verandering en gevolgen zich af op verschillende tijdschalen en ruimteschalen. Bovendien is er sprake van directe en indirecte effecten van ingrepen, waarbij de indirecte effecten veel moeilijker zijn te identificeren dan de directe ingrepen. Een globale indeling en inzicht in tijdschalen en de daaraan gekoppelde ruimteschalen is daardoor een belangrijke factor in de

bepaling van de gevolgen van ingrepen in het systeem. Uit recente studies blijkt dat de kennis over de doorwerking van de verschillende ontwikkelingen en ingrepen vooral kwalitatief van aard is. Op dit moment is er onvoldoende kwantitatief inzicht in de effecten van deze ingrepen op de hoogwaterstanden, zowel afzonderlijk als in combinatie.

Een belangrijke vraag voor het veiligheidsbeleid in het Schelde-estuarium is hoe het veiligheidsniveau zich op de lange termijn ontwikkelt, gegeven de historische en huidige menselijke ingrepen (zoals inpolderingen, vaarwegverdieping) en de natuurlijke ontwikkelingen (zeespiegelstijging). Een belangrijk aspect hierin is de ontwikkeling van de hoogwaterniveaus gedurende de komende decennia.

1.3 Vraag- en doelstelling

Het lange-termijn doel van het onderzoek “Historische ontwikkeling hoogwaterstanden Schelde-estuarium” is inzicht te verkrijgen in de verschillende factoren die de hoogwaterstanden in het Schelde-estuarium beïnvloeden en uiteindelijk het kwantificeren van de gevolgen van ingrepen en natuurlijke ontwikkelingen in de Westerschelde op de getij-ontwikkeling en hoogwaterstanden. Hierbij dient zo goed mogelijk onderscheid gemaakt te worden tussen de verschillende veranderingen in het systeem, zowel natuurlijk als antropogeen, en de gevolgen van deze veranderingen op de hoogwaterstanden.

Uit de doelstelling komen de volgende vragen voort:

1. Wat zijn de uitgevoerde werken in het Schelde-estuarium die van belang zijn voor de ontwikkeling van het getij, het hoogwater in het bijzonder, in de afgelopen eeuw?
2. Welke effecten hebben natuurlijke ontwikkelingen c.q. menselijke ingrepen gehad op de getijontwikkeling en hoogwaterstanden?
3. Kan de waargenomen ontwikkeling van het getij en hoogwaterstanden verklaard en voorspeld worden aan de hand van resultaten van numerieke berekeningen?

De werkzaamheden voor 2007 richten zich op het inventariseren van de huidige kennis over veranderingen in het getij en de hoogwaterstanden, de uitgevoerde ingrepen in het systeem en de beschikbaarheid van benodigde gegevens in vervolgonderzoek (2008 e.v.) In het onderzoek staat de huidige stand van zaken met betrekking tot het beantwoorden van de eerste twee vragen dus centraal. Het globale plan is om na 2007 met behulp van beschikbare numerieke modellen meer inzicht te krijgen in de invloed van de verschillende factoren op het getij en het hoogwater (vraag 3 en het verder uitwerken van vraag 2).

1.4 Aanpak op hoofdlijnen

Deze studie is uitgevoerd als een bureaustudie. Allereerst is een beperkte literatuurstudie uitgevoerd naar de historische ontwikkelingen van het getij (Hoofdstuk 2), het voorkomen van stormvloed (Hoofdstuk 3), uitgevoerde ingrepen (Hoofdstuk 4) en de invloed van natuurlijke factoren en menselijk ingrepen op de ontwikkeling van het getij en de hoogwaterstanden (Hoofdstuk 5).

Organisatie

De uitvoering van het deelproject heeft plaatsgevonden onder verantwoordelijkheid van WL | Delft Hydraulics (in de toekomst onderdeel van Deltares). Het Waterbouwkundig Laboratorium uit Antwerpen heeft het projectteam (als onderaannemer) versterkt door haar kennis rondom veiligheid in vooral het Vlaamse gebied van het Schelde estuarium in te brengen in de uitvoering van de projecten. Daarnaast heeft RIKZ bijgedragen aan de totstandkoming van deze rapportage.

2 Het getij in het Schelde estuarium - de huidige situatie in historisch perspectief

2.1 Inleiding

Dit hoofdstuk bevat een literatuurstudie van het getij in het Schelde-estuarium, meer bepaald over de niet-cyclische veranderingen van het getij de voorbije eeuwen. Echter het getij in de Schelde is onlosmakelijk verbonden met het getij in de Noordzee. Dit getijregime is op haar beurt het resultaat van de getijverwekkende krachten die inwerken op de grote watermassa's van aangrenzende oceanen. Daarom is ervoor gekozen om de inhoud van dit hoofdstuk breder te maken dan enkel het getij in het Schelde-estuarium. Waar nodig zal worden teruggegrepen naar de evolutie van het getij in de Noordzee.

Om de evolutie van het getij in een estuarium als dat van de Schelde te bespreken, is het noodzakelijk om de morfologische evoluties van het estuarium te bestuderen. Deze morfologische evoluties – die het gevolg zijn van zeespiegelstijging, menselijke inpolderingen en vaargeulonderhoud om de toegankelijkheid van de Scheldehavens te garanderen – zullen in dit hoofdstuk echter slechts beperkt aan bod komen. In Hoofdstuk 4 en 5 zullen de morfologische wijzigingen van het Schelde-estuarium uitgebreid worden beschreven.

In Par. 2.2 wordt beknopt de evolutie van de Schelde van fluviale rivier naar volwaardige getijderivier geschetst. Par. 2.3 behandelt het hydraulische regime in de huidige Schelde. Hierbij wordt eveneens kort ingegaan op het ontstaan van het getij en de indringing van het getij in het Schelde-estuarium. Par. 2.4 geeft een overzicht van de historische ontwikkelingen van het getij vanaf de 19de eeuw. Par. 2.5 besluit het hoofdstuk met een samenvatting van de belangrijkste conclusies.

In deze rapportage zijn diverse figuren opgenomen die de veranderingen in het getij visualiseren. Hierin worden afwisselend het Nederlandse (NAP) en het Vlaamse referentievlak gebruikt (TAW). De relatie tussen beide referentievlakken is als volgt:

$$\text{Hoogte ten opzichte van TAW} = \text{Hoogte ten opzichte van NAP} + 2,33\text{m.}$$

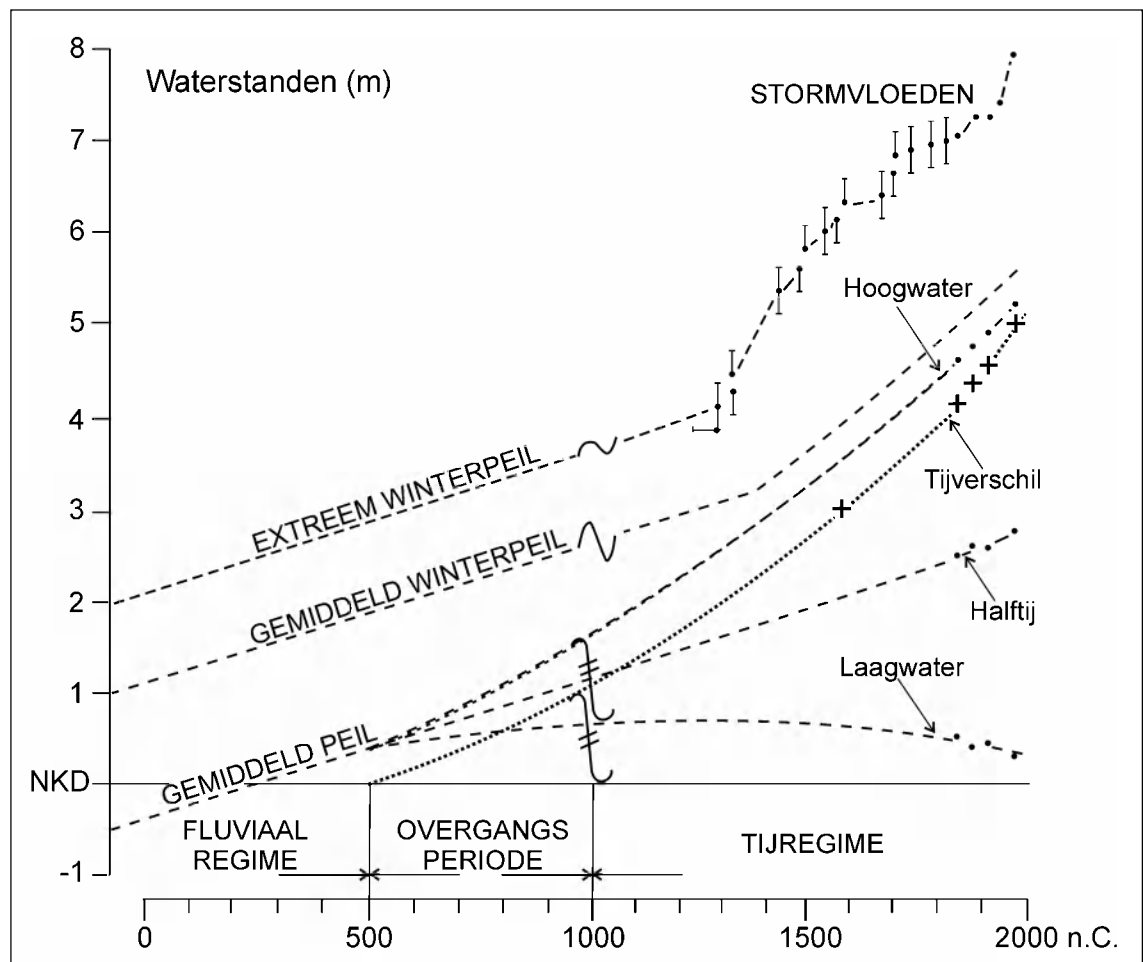
2.2 Het ontstaan van de Schelde als getijderivier

2.2.1 Inleiding

De Schelde is de voorbije eeuwen geëvolueerd van een rivier met een zuiver fluviaal karakter naar een getijderivier met een uitgesproken marien karakter. De relatieve zeespiegelrijzing ten opzichte van het land wordt hiervoor als primaire oorzaak aangewezen. Coen (2007) onderscheidt hierbij schematisch drie verschillende perioden:

- Een zuiver *fluviale periode* met seizoensgebonden afvoer in een bedding van bescheiden afmetingen tijdens de zomer (zomerbed), en met grotere afvoer in een bredere bedding tijdens de winter (winterbed). Deze periode eindigt te Antwerpen rond de 5de-6de eeuw.
- Een *overgangperiode* van fluviaal naar tijregime, tussen de 6de en de 10de eeuw. In deze periode steeg het gemiddelde waterpeil, terwijl het getij geleidelijk steeds verder en krachtiger in de rivier binnendrong. De hierbij optredende grotere stroomsnelheden erodeerden de rivierbodem, wat de indringing van het getij nog versterkte.
- Een *periode van uitgesproken tijregime* vanaf de 10de eeuw tot heden. Het getij kreeg in deze periode steeds meer de bovenhand: de hoogwaterstanden verhoogden en de tijstromingen verruimden de rivierbedding steeds meer.

In de volgende paragrafen zullen deze 3 karakteristieke perioden kort worden beschreven. In Figuur 1 wordt een reconstructie van de waterstanden en tijverschillen te Antwerpen gegeven. Voor meer informatie over het ontstaan van de Noordzee en de morfologische evolutie van de Schelde vanaf het Pleistoceen wordt verwezen naar Coen (1988, 2007) en Peters et al., 2000; 2001), Van der Spek (1994, 1997) en Van den Berg et al (1996).



Figuur 1 Reconstructie waterstanden en tijverschillen te Antwerpen (Coen, 2007).

Bovenstaande figuur geeft de reconstructie van de algemene evolutie van de waterstanden te Antwerpen sinds 2000 jaar. De voorgestelde verlopen hebben alleen betrekking op gemiddelde waarden over lange meerjaarlijkse perioden. Schommelingen rond deze

gemiddelde waarden zijn mogelijk en zelfs waarschijnlijk. De reconstructie geeft dus de meest waarschijnlijke gemiddelde trend weer van de evolutie van de waterstanden te Antwerpen zoals die volgens [Coen, 1988] werd samengebracht uit de meest uiteenlopende gegevens. Waterstanden worden weergegeven ten opzichte van NKD, of Nationaal Krijgsdepot als referentievlak.

2.2.2 Fluviale periode

Tot de 5de-6de eeuw vertoonde de Schelde te Antwerpen een zuiver fluviaal karakter. De voornaamste kenmerken van een dergelijke regenrivier zijn de seizoenmatig bepaalde waterstanden en debieten, afhankelijk van de hoeveelheid neerslag en de afvoermogelijkheden van het stroomgebied. Deze afvoermogelijkheden worden sterk beïnvloed door de terreinbegroeiing. In het algemeen kan worden aangenomen dat de debieten van een regenrivier in de zomer veel kleiner zijn dan in de winter. In deze periode moet er dan ook een duidelijk onderscheid zijn geweest tussen het zomerbed en het winterbed (Coen, 2007).

Op basis van historische geschriften komt (Coen, 2007) tot volgende karakteristieken voor de Schelde in deze periode:

- Te Antwerpen: een gemiddeld debiet van 100 tot 120 m³/s, een gemiddelde doorstroomsectie van 400 tot 500 m², gemiddelde stroomsnelheden van 25 tot 30 cm/s, een gemiddelde diepte van 4,00 m en een maximale waterstand in de winter tot ongeveer 3,50 m TAW.
- Te Temse: een gemiddeld debiet van 65 m³/s, een gemiddelde doorstroomsectie van 220 m², gemiddelde stroomsnelheden van 30 cm/s en een gemiddelde diepte van 2,50 m. Dit profiel is in overeenstemming met het huidige profiel van de Oude Schelde te Weert.

2.2.3 Overgangperiode

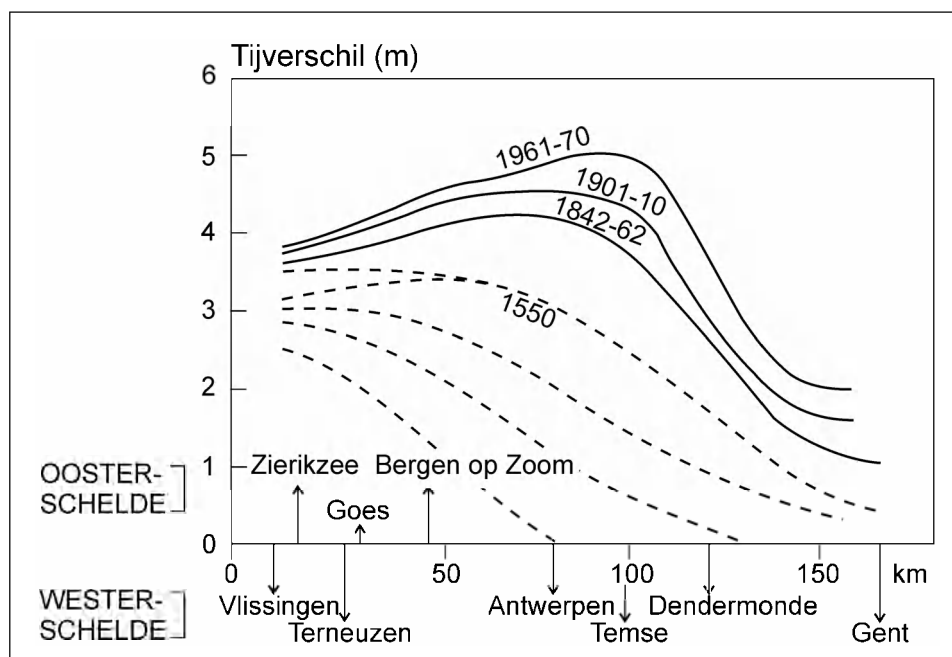
Rond het begin van onze tijdrekening mondde de Schelde vermoedelijk niet rechtstreeks uit in de Noordzee, maar in de Maas. In de 6de eeuw komt de Oosterschelde tot ontwikkeling, waarin de Schelde geleidelijk aan een nieuwe afvloeiing vindt. Tegen het jaar 700 is de verlegging van de uitmonding van de Schelde naar de Oosterschelde een voldongen feit (Coen, 1988). Vanaf de 6de eeuw werd tevens de invloed van het getij te Antwerpen waargenomen. Deze ontwikkeling werd door de relatieve zeespiegelrijzing ingezet en moet dus primair als een natuurlijke ontwikkeling beschouwd worden (Coen, 2007). Door menselijke ingrepen werd deze natuurlijke ontwikkeling in een bepaalde richting gestuurd en hierdoor grondig beïnvloed. Zo werd de rivier sedert de 9de eeuw door bedijkingen gedwongen in een bepaalde bedding te stromen. Hierdoor verhoogden de hoogwaterstanden en de watersnelheden – en dus de erosie van de rivierbedding – wat de indringing van het getij nog versterkte.

2.2.4 Tijregime

Vanaf de 10de eeuw heeft het tijregime in de Schelde te Antwerpen de bovenhand genomen. Hiervoor baseert Coen (2007) zich op historische geschriften. Van Struydonck et al. (2000) komen door een vergelijking van de breedte en de diepte van de huidige Schelde te Temse met de breedte van de Oude Schelde tot het besluit dat de Oude Schelde vermoedelijk getijloos was tot in de 13de eeuw. Vanaf de 12de-13de eeuw vertoonde de Westerschelde een volkomen estuariumkarakter (Coen, 1988). De voornaamste rivierkenmerken in deze periode zijn de hoog- en laagwaterstanden, welke zich tweemaal per dag voordoen met veertiendaagse variaties van springtij over gemiddeld tij naar doottij. De bovendebieten van de rivier worden minder en minder belangrijk: waar deze in het fluviaal regime nog de waterstanden in de hele Schelde bepaalden, zijn deze nu enkel bepalend voor de waterstanden in het opwaartse gedeelte van de rivier. Meer afwaarts worden de waterstanden hoe langer hoe meer gedomineerd door het getij.

Stormvloeden hebben een belangrijke rol gespeeld bij het ontstaan en de ontwikkeling van het Schelde-estuarium. Vermoedelijk in de 14de eeuw werd het mondingsgebied verruimd tijdens een periode van frequente stormvloeden. Vooral in de 16de eeuw hebben een opeenvolging van zware stormvloeden de komberging van het estuarium vergroot, wat gepaard ging met een vergroting van het getijvolume (Stuyck, 1987). Zo ook heeft de storm van 1953 een niet te onderschatten invloed gehad op de morfologie van het estuarium, en dus eveneens indirect op de getij indringing (ir. E. Taverniers, pers. comm.). De algemene erosie van het estuarium moet volgens Coen (1988) evenwel in de eerste plaats worden toegeschreven aan de dagelijkse getijstromingen.

Door de dijken die in de loop der eeuwen langs het Schelde-estuarium werden aangelegd, verhoogden de waterstanden, verhangen en watersnelheden en dus ook de zandtransporten en erosie. In Figuur 2 is de evolutie van het getij langs het estuarium van de 16de eeuw tot op heden weergegeven.



Figuur 2 Evolutie van het tijverschil van een gemiddeld getij van de 16de eeuw tot heden (Coen, 2007).

2.3 Het getij in de huidige situatie

2.3.1 Aandrijvende kracht van de waterbeweging in de Schelde

De aandrijvende kracht van de waterbeweging in het huidige Schelde-estuarium is het getij. Het getij in dit estuarium vindt zijn oorsprong in de Atlantische Oceaan: de getijverwekkende krachten zorgen voor een verplaatsing van de grote watermassa's in de oceanen. Door resonanties van de verschillende oceaانبekkenen veroorzaakt dit een getijslag van gemiddeld 1,00 m in de Atlantische Oceaan. Dit getij wordt in de Noordzee deels doorgelaten en deels gereflecteerd. In combinatie met 'shoaling' in de ondiepere gedeelten van de Noordzee zorgt dit voor een getij met een gemiddelde amplitude van meer dan 3,80 m bij Vlissingen, aan de monding van het Schelde-estuarium. Deze getijgolf dringt verder in het trechtervormige estuarium binnen, en zal door shoaling, reflectie en energieverlies door bodemwrijving vervormd worden.

In deze paragraaf wordt niet ingegaan op de krachtwerking die verantwoordelijk is voor het getij in de oceanen, noch op de theorie omtrent de voortplanting van staande en lopende golven. Voor meer informatie over deze onderwerpen wordt de lezer verwezen naar (De Kramer, 2002) en (Pieters, 2002).

2.3.2 Het getij in de Schelde

Ten gevolge van het getij in de Noordzee stijgt en daalt de waterspiegel in het Schelde-estuarium voortdurend. Dit noemt men het verticale getij. Deze waterstandsveranderingen veroorzaken dat bij vloed het Schelde-estuarium wordt gevuld met zeewater, en bij eb weer leeg stroomt. Deze beweging noemt men het horizontale getij. Zowel het verticale als het horizontale getij van het huidige Schelde-estuarium zullen in deze paragraaf worden behandeld.

Het verticale getij

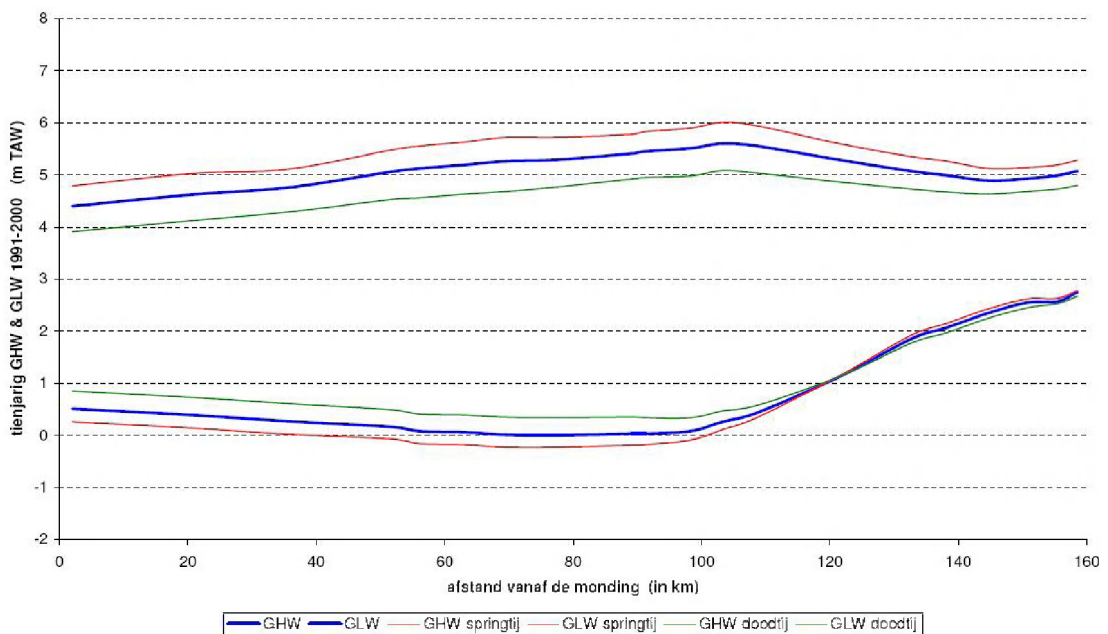
Via de Noordzee dringt het getij in de Westerscheldemond binnen, om vervolgens door shoaling, reflectie en energieverlies door bodemwrijving vervormd te worden. In het Schelde-estuarium is het effect van reflectie veel belangrijker vergeleken met shoaling en energieverlies door bodemwrijving (Pieters, 2002). Deze 3 verschillende processen worden door (De Kramer, 2002) als volgt gedefinieerd:

- Shoaling treedt op als de diepte van het estuarium in stroomopwaartse richting geleidelijk afneemt. Hierdoor vermindert de snelheid van de getijgolf, waardoor de getijgolf lengte afneemt en vervorming van de getijgolf optreedt.
- Reflectie treedt op tegen de randen van het estuarium en de zandplaten, bij profielveranderingen en op plaatsen waar de bodemweerstand plots verandert. Een deel van de oorspronkelijk lopende golf loopt door, een deel wordt gereflecteerd en interfereert met de oorspronkelijk lopende golf. Op die manier ontstaat een samengestelde golf.

- De bodemruwheid kan worden opgesplitst in ruwheid van de zandkorrels en ruwheid ten gevolge van de bodemvormen. Deze bodemruwheid is een weerstand tegen de stroming, waardoor verlies van de getijenergie optreedt.

De complexe geometrie van de Westerschelde maakt dat de vorm van de getijgolf ter hoogte van de diverse meetstations grote verschillen vertoont. Vooral de overgang van het meergeulen-systeem naar een enkelgeulstelsel ter hoogte van Bath – wat gepaard gaat met een sterke vernauwing van het dwarsprofiel – zorgt voor veel reflectie. Niet alleen wordt het estuarium hier smaller, maar eveneens veel minder diep. Opwaarts Antwerpen vindt er nauwelijks reflectie plaats, doordat de oevers van de Zeeschelde hier vrijwel parallel aan elkaar liggen. Enkel bij Rupelmonde zorgt de sterke vernauwing van de dwarssectie voor enige reflectie (De Kramer, 2002).

De hierboven vermelde processen resulteren in een getijgolf in het Schelde-estuarium waarvan de getijslag toeneemt in opwaartse richting. Dit is enerzijds te wijten aan een toename van de hoogwaterstanden, anderzijds aan een afname van de laagwaterstanden. De maximale getijslag wordt bereikt in Rupelmonde, waarna de getijslag vrij snel afneemt. Ter hoogte van Gent bedraagt de getijslag nog ongeveer 2,00 m. De stuwen te Merelbeke en Zwijnaarde verhinderen dat de getijgolf zich nog verder opwaarts voortplant. Figuur 3 toont de meetkundige plaats van de hoogwaters en de laagwaters voor de periode 1991-2000 langs de Schelde.



Figuur 3 Meetkundige plaats van de hoog- en laagwaters voor de periode 1991-2000 van de Schelde (bron: ir. E. Tavemiers).

Het horizontale getij

De waterstandsveranderingen ten gevolge van het verticale getij veroorzaken het zogenoemde horizontale getij: hiermee wordt de op- en afwaartse stroming van het water in de rivier aangeduid. Tijdens de vloed stroomt het water van afwaarts naar opwaarts, tijdens de eb net andersom. Het ogenblik waarop de stroomrichting van het water verandert, noemt men de kentering. De periodes van vloed- en ebstroming komen niet exact overeen met het stijgend en het dalend gedeelte van de getijkrommen. De kentering valt in het Schelde-estuarium algemeen gesproken na de ogenblikken van hoogwater en laagwater, zodat in het begin van de daling nog vloedstroom wordt waargenomen en omgekeerd bij het begin van de stijging nog ebstroming (Claessens, 1988).

Per getijcyclus stroomt er in Vlissingen circa 1100 Mm³ water in en uit het estuarium. Deze hoeveelheid bedraagt te Hansweert nog ruim 400 Mm³, ter hoogte van Bath circa 200 Mm³ en is te Antwerpen al gedaald tot slechts 100 Mm³. Het merendeel van het volume water dat tijdens de vloed in het estuarium stroomt, wordt dus geborgen in de Westerschelde. Het getijvolume in de Zeeschelde bedraagt immers slechts 15 % van het getijvolume bij Vlissingen (De Kramer, 2002).

De stroming in het Schelde-estuarium is niet uniform verdeeld over de dwarssectie maar concentreert zich vooral in de geulen. Bovendien is het stroompatroon tijdens eb en vloed verschillend: bij de eb concentreert het debiet zich in de ebgeulen, tijdens de vloed in de vloedgeulen. Algemeen gesproken zijn de ebgeulen de diepste geulen van het estuarium.

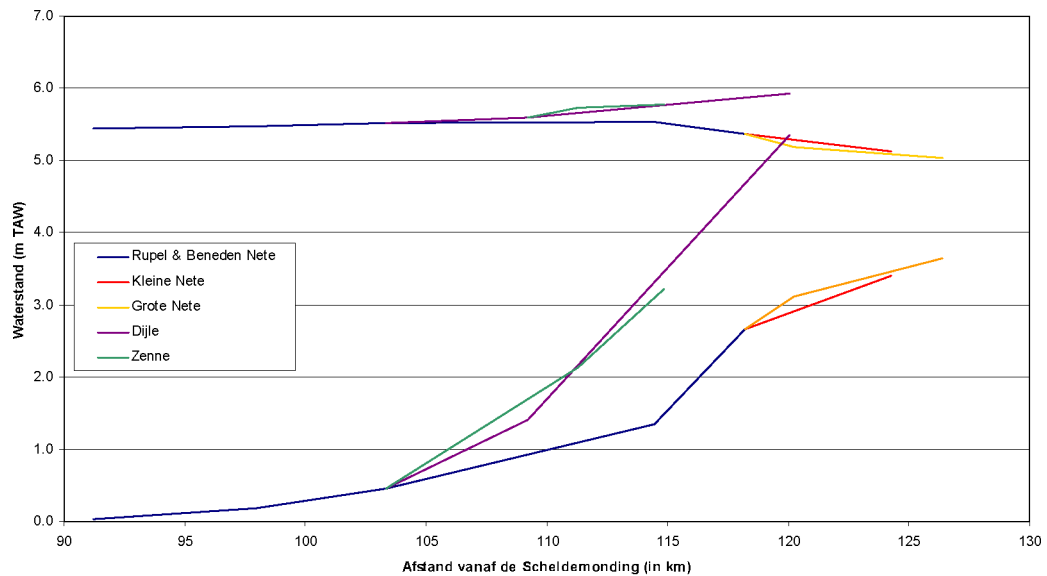
2.3.3 Het getij in de Rupel en bijrivieren

Eén van de belangrijkste bijrivieren van de Schelde is de Rupel. Deze rivier fungeert als een soort verzamelrivier van een aantal belangrijke bijrivieren. Te Walem ontstaat de Rupel als de samenvloeiing van de Nete en de Dijle. De Rupel heeft een lengte van ongeveer 12 km, en strekt zich uit tussen Walem en Rupelmonde – de monding van de Rupel in de Schelde. De Rupel is volledig onderhevig aan het getij: te Rupelmonde bedraagt het tijverschil voor een gemiddeld getij 5,33 m, te Walem nog 4,90 m (Claessens, 1994).

Op de Dijle sterft het getij na ongeveer 28 km ter hoogte van de Demermondig (Werchter) uit. Te Mechelen is de getijslag voor een gemiddeld getij reeds gereduceerd tot 3,85m (Claessens, 1994). In de Zenne, bijrivier van de Dijle, penetreert de getijgolf ongeveer 12 km opwaarts tot in Zemst. In Zemst – waar de getijslag voor een gemiddeld getij 2,37 m bedraagt (Claessens, 1994) – wordt verdere penetratie van het getij verhinderd door een stuw.

De Beneden Nete – die ter hoogte van Walem in de Rupel uitmondt – loopt tot Lier: hier wordt deze rivier gevormd door de samenvloeiing van de Grote Nete en de Kleine Nete. Over een lengte van 16 km wordt de getijslag van het gemiddeld getij hier gereduceerd van 4,90 m te Walem tot 2,66 m te Lier (Claessens, 1994). Op de Kleine Nete is het getij voelbaar tot Grobbendonk, 14 km opwaarts van Lier. Op de Grote Nete tot Itegem, 17 km opwaarts van Lier. Op beide rivieren houdt het getij langzaam op te bestaan (Claessens, 1988).

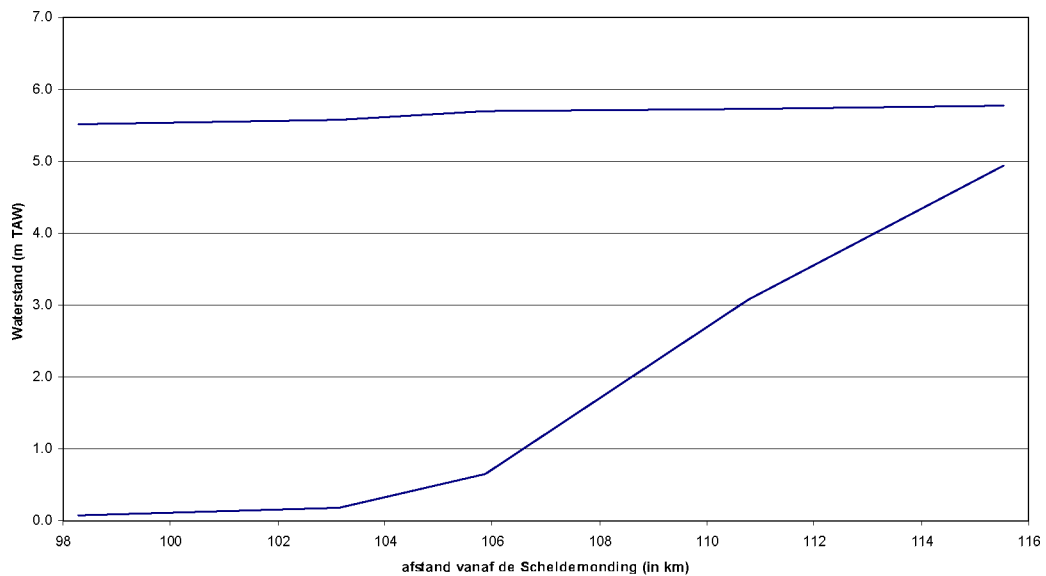
Opvallend is dat de hoogwaters op deze bijrivieren van de Schelde algemeen gesproken stijgen tot circa 15 km van Rupelmonde, waarna er zich een beperkte daling voordoet. De laagwaters echter stijgen vrij snel: dit veroorzaakt de afname van de getijslag.



Figuur 4 Meetkundige plaats van de gemiddelde hoog- en laagwaters voor de periode 1991-2000 van de Rupel en bijrivieren (data: E. Taverniers, pers. comm.).

2.3.4 Het getij in de Durme

Opwaarts Rupelmonde – ter hoogte van Temse – mondt de Durme uit in de Zeeschelde. Deze rivier is eveneens onderhevig aan het getij. Opmerkelijk is dat de hoogwaters in deze rivier stijgen in de opwaartse richting: ter hoogte van Waasmunster (circa 2,2 km verwijderd van de monding van de Durme) is het gemiddeld hoogwater gestegen van 5,44 m TAW tot 5,67 m TAW (Claessens, 1994). Echter de getijslag daalt ook hier aanzienlijk, te wijten aan een verhoging van het gemiddeld laagwater. Het getij op de Durme stopt te Lokeren: hier verhindert een dam dat de getijgolf meer landinwaarts penetreert.



Figuur 5 Meetkundige plaats van de gemiddelde hoog- en laagwaters voor de periode 1991-2000 van de Durme (data: E. Taverniers, pers. comm.).

2.4 Historische ontwikkelingen van het Scheldegetij vanaf de 19^e eeuw

2.4.1 Inleiding

Het getij in het Schelde-estuarium is een dynamisch gegeven: de getijkarakteristieken zijn drastisch veranderd in de loop van de tijd. Vanaf het midden van de 19^{de} eeuw zijn meetgegevens beschikbaar. Daarnaast is het getij vanaf de 16^{de} eeuw aan de hand van historische data als kaartmateriaal gereconstrueerd (Coen, 1988). In Figuur 2 wordt de evolutie van het tijverschil van de Scheldemonding tot Gent weergegeven. Uit deze figuur volgt de sterkere indringing van het getij in het estuarium in de loop der eeuwen. In dit rapport zal de focus liggen op de wijzigingen van het getij vanaf het midden van de 19^{de} eeuw. Deze keuze is gebaseerd op de betrouwbaarheid van de data.

Er kan een onderscheid worden gemaakt tussen wijzigingen in het getij die worden vastgesteld aan de Nederlandse kust en wijzigingen in het Schelde-estuarium zelf (Bliek et al., 1998). De wijzigingen in het getij aan de kust zijn het gevolg van globale processen, met als primaire oorzaak de relatieve zeespiegelrijzing. Bliek et al. (1998) komen tot de conclusie dat de relatieve zeespiegelrijzing ter hoogte van de Nederlandse kust over de laatste 100 jaar gemiddeld ongeveer 20 cm bedroeg. Van Cauwenberghe (2000) vermeldt dat de hoogwaters aan de Belgisch-Nederlandse kust algemeen gesproken sneller stijgen dan de laagwaters, wat een vergroting van de getijslag met zich meebrengt. Deze wijzigingen hebben uiteraard een effect op het getij in het Schelde-estuarium, doch de oorzaak van de wijziging ligt buiten het estuarium. Binnen het estuarium zijn er eveneens processen – zowel natuurlijk als antropogeen – die mogelijk een invloed hebben op de voortplanting van de

getijgolf. Deze wijzigingen in het getij zijn niet te wijten aan een externe invloed, maar zijn dus het gevolg van wijzigingen in het estuarium.

De evolutie van het getij in het Schelde-estuarium kan bestudeerd worden op 2 verschillende manieren:

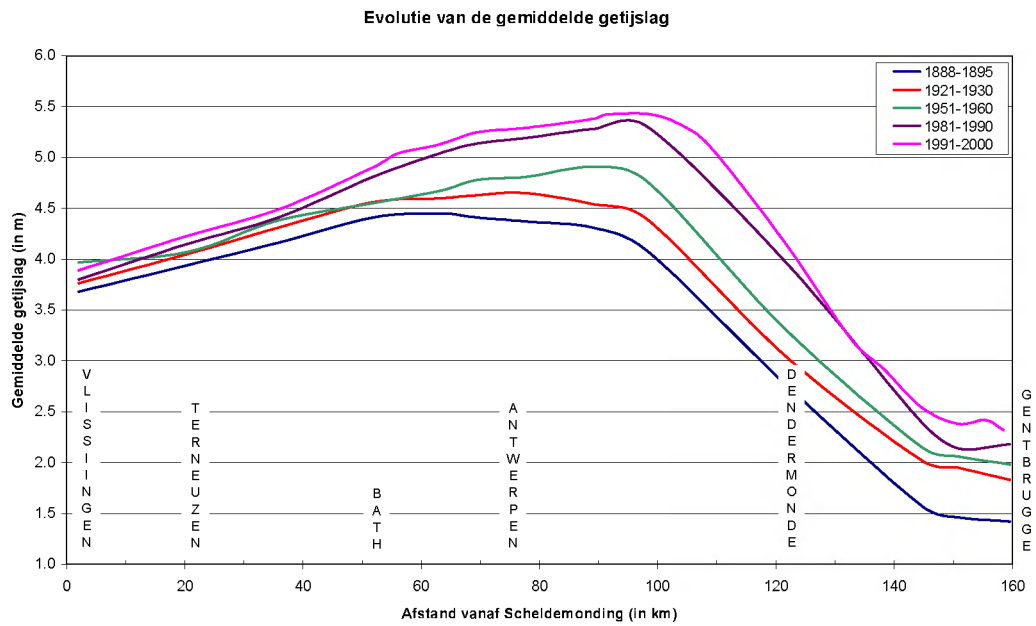
- de jaarlijks gemiddelde waterstanden kunnen worden uitgezet in de tijd. Door middel van regressie wordt een lijn door deze data gefit, die de trend van de hoog- en laagwaters weergeeft. De invloed van de cyclische wijzigingen van het getij (e.g. 18,6 jarige cyclus) wordt door de regressie uit de data gefilterd. Taverniers (1975), Blik, (1998), Taverniers (1998), Taverniers (2000), Van Cauwenberghe (2000) en Viaene (2000) gaan op deze wijze tewerk.
- uit de meetdata wordt de cyclische wijziging van het getij gefilterd gebruik makend van de astronomische voorspellingen. De evolutie van de resulterende gemiddelde waterstanden geeft duidelijk aan welke trend er de voorbije decennia is opgetreden. Deze techniek wordt toegepast in (Witteveen & Bos, 1999) en (De Kramer, 2002).

2.4.2 Beschrijving van de veranderingen in de Schelde

Hoogwaters, laagwaters en getijslag

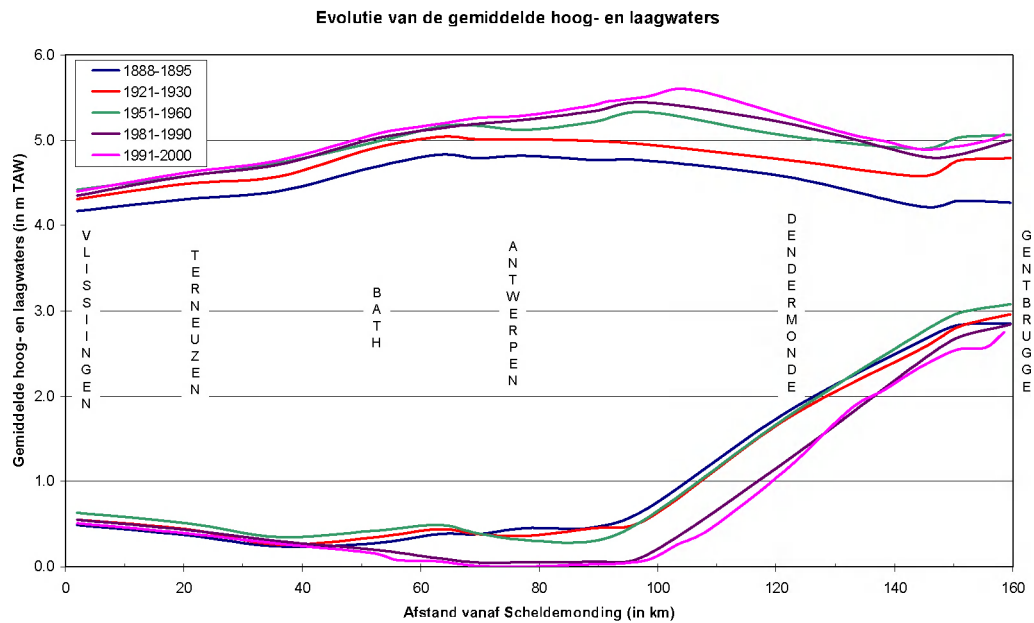
Omstreeks 1550 bedroeg de gemiddelde getijslag te Vlissingen circa 3,10 m (Peters, 2000). In deze periode was de getijslag maximaal bij Vlissingen: hoe meer opwaarts het estuarium, des te kleiner de getijslag. In het midden van de 19^{de} eeuw was de getijslag toegenomen tot gemiddeld 3,60 m (Coen, 1988). Bovendien was de morfologie van het estuarium zodanig gewijzigd dat de amplitude van het getij werd versterkt. De maximale getijslag moet in die periode ongeveer ter hoogte van de Belgisch-Nederlandse grens gesitueerd worden. Deze evoluties zijn te zien in Figuur 2.

De evolutie van de getijslag vanaf het einde van de 19^{de} eeuw tot het einde van de 20^{ste} eeuw wordt getoond in Figuur 6. Hieruit blijkt dat de getijslag nog verder is toegenomen, terwijl de getijgolf steeds dieper in het estuarium is gepenetreerd. De maximale getijslag situeert zich vandaag ter hoogte van Rupelmonde, meer dan 90 km verwijderd van de monding van het estuarium.



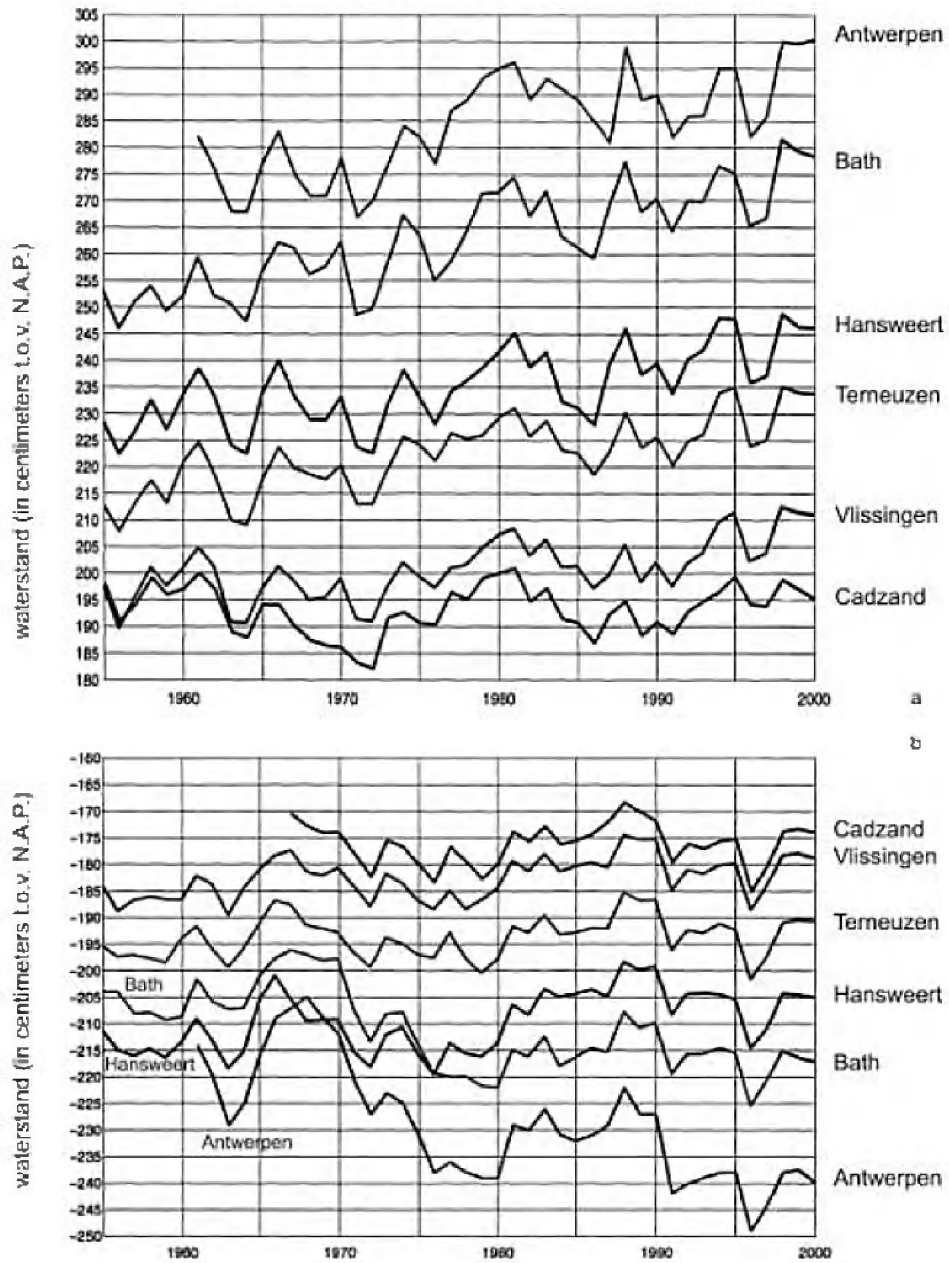
Figuur 6 Evolutie van de gemiddelde getijslag in het Schelde-estuarium (bron: Claessens, 1994. Data 1991-2000, E. Taverniers, pers comm.).

De Kramer (2002) merkt op dat de wijze waarop de toename van de getijslag tot stand is gekomen, verschillend is voor de verschillende delen van het estuarium. In het oostelijke deel van de Westerschelde en in de Zeeschelde zijn de hoogwaters toegenomen, terwijl de laagwaters beperkt zijn gedaald. In het westelijke deel van de Westerschelde, dicht bij het mondingsgebied, is er een toename van zowel de hoog- als de laagwaters. De toename van de hoogwaters is hier meer uitgesproken dan de toename van de laagwaters, met een beperkte toename van de getijslag als resultaat. Dit wordt geïllustreerd in Figuur 7. Het onregelmatige verloop van de laagwaterstanden over het hele estuarium wordt door Pieters (2002) gewijd aan de gevoeligheid van de laagwaters voor weerstandsveranderingen.

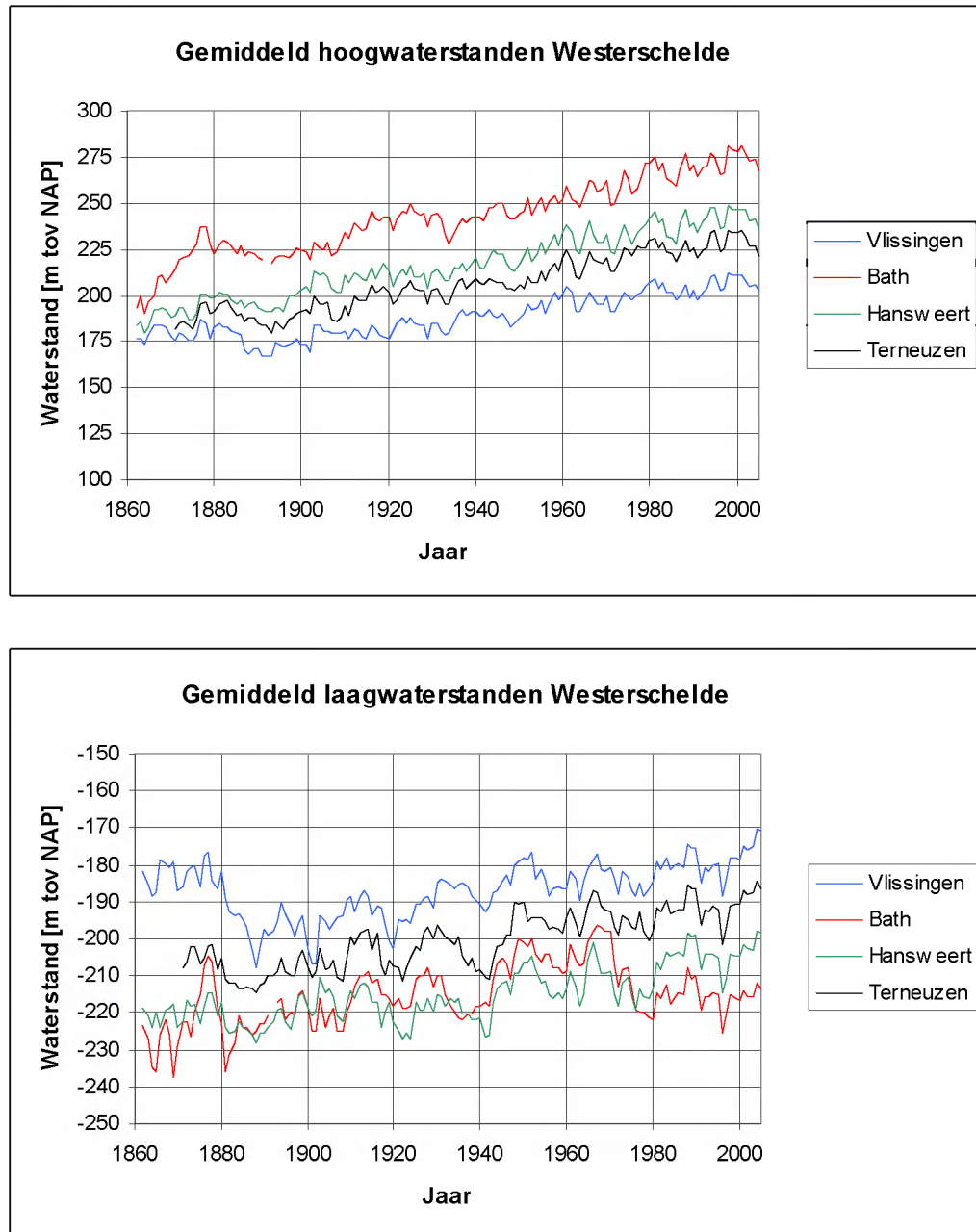


Figuur 7 Evolutie van de gemiddelde hoog- en laagwaters in het Schelde-estuarium (bron: Claessens, 1994. Data 1991-2000, E. Taverniers, pers comm).

Wanneer de evolutie van de waterstanden in verschillende stations langs de Schelde wordt bestudeerd, zie Figuur 8 en Figuur 9, wordt vastgesteld dat de hoogwaters een uitgesproken stijgende trend vertonen, terwijl de evolutie van de laagwaters minder eenduidig is. Pieters (2002) maakt een onderscheid tussen 3 verschillende periodes: de periode vóór 1970 waarbij de hoog- en de laagwaters een min of meer gelijkmatige trend vertonen, de periode tussen 1970 en 1990 waarin de sterkste en meest opmerkelijke veranderingen van de waterstanden – zowel hoog- als laagwaters – worden vastgesteld en de periode na 1990 met opnieuw kleinere veranderingen. De stijgende tendens van de waargenomen wijzigingen wordt sterker naar het oosten toe. Dit geldt eveneens voor de amplitude van de golfbeweging (Witteveen & Bos, 1999).



Figuur 8 Evolutie van de waterstanden (boven: gemiddeld hoogwater, onder: gemiddeld laagwater) in verschillende stations langs het Schelde-estuarium (De Kramer, 2002).



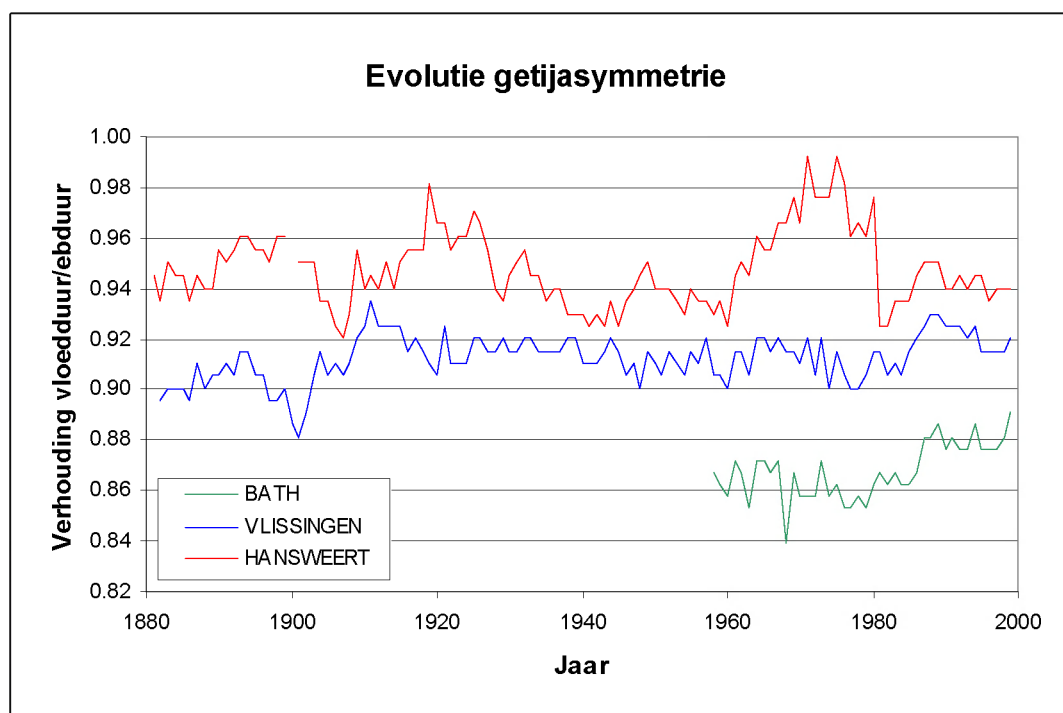
Figuur 9 Evolutie van de waterstanden 1860-2005 (boven: gemiddeld hoogwater, onder: gemiddeld laagwater) in verschillende stations langs de Westerschelde.

Sinds 1955 is er in de Westerschelde een toename van de hoogwaters van gemiddeld 5 tot 15 cm. In de Zeeschelde is deze toename groter. Alleen al in de periode 1970-1980 is het hoogwater in Bath gemiddeld circa 10 cm en in Antwerpen circa 15 cm hoger geworden. Voor de laagwaters is een zelfde onderscheid te maken: in de Westerschelde is er sinds 1955 een beperkte daling van ongeveer 5 cm terug te vinden, terwijl de stations Bath en Antwerpen een minder eenduidig verloop vertonen. In de perioden 1955-1970 en 1980-1990 is het laagwater hier stabiel, terwijl er in de periode 1970-1980 een daling van 10 cm in Bath en 15 cm in Antwerpen werd waargenomen (De Kramer, 2002).

Wanneer de vertraging van de hoog- en de laagwaters voor verschillende locaties langs de Schelde met het tijdstip van hoog- en laagwater te Vlissingen wordt vergeleken, blijkt dat de voortplantingssnelheid van de getijgolf in de loop der tijd is toegenomen (Vroon et al., 1997). De toename van de voortplantingssnelheid betekent dat het estuarium beter wordt gevuld. Op het ogenblik van hoogwater te Antwerpen is de waterstand te Vlissingen momenteel hoger dan in het verleden. Dit heeft als gevolg dat er zich dus meer water in het estuarium bevindt: de toename van de voortplantingssnelheid werkt een verhoging van het kombergend vermogen van het estuarium in de hand.

Asymmetrie van het verticale getij

De getij asymmetrie is aan te duiden met de verhouding van de duur van de vloed ten opzichte van de duur van de eb. In Figuur 10 wordt deze verhouding voor 4 stations langs het Schelde-estuarium weergegeven voor de 20^{ste} eeuw. In het hele Schelde-estuarium duurt de vloed korter dan de eb, wat zich algemeen gesproken vertaalt in grotere vloodsnelheden. Deze asymmetrie is het grootst stroomopwaarts, in de Zeeschelde (niet beschikbaar in Figuur 10). Het verticale getij in de Westerschelde wordt gedurende de afgelopen eeuw gekenmerkt door vloeddominantie die in de loop der tijd enigszins varieert in grootte; zo is deze asymmetrie in de periode 1980-1990 afgenomen. Op een tijdschaal van enkele eeuwen heeft juist een verlenging van de vloedduur en een verkorting van de ebduur plaatsgevonden (Van der Spek, 1994); Volgens de simulaties van Van der Spek (1994) was de ratio vloedduur/ ebduur voor een gemiddeld springtij in 1650 bijna 20% kleiner dan in 1968 (0,83 tegen 1,02).

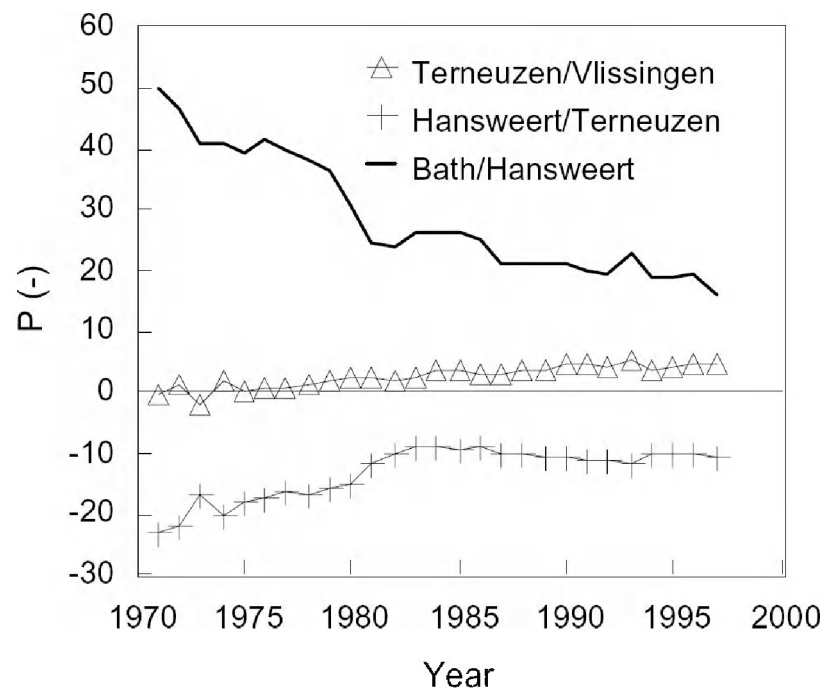


Figuur 10 Evolutie van getij asymmetrie op basis van waterstanden in verschillende stations langs het Schelde-estuarium (bron: RIKZ). Ebduur is bepaald als de tijdsduur van hoogwater naar laagwater. Vloedduur is de periode van laagwater tot hoogwater.

Aubrey en Speer (1985), zie ook Wang et al. (1999) en Wang et al. (2002), analyseren de getijasymmetrie op basis van het faseverschil $2\varphi_2 - \varphi_4$, waarbij φ_2 en φ_4 respectievelijk de fasen zijn van de dubbeldaagse en viermaaldaagse component van het verticale getij (respectievelijk M2 en M4). Indien dit faseverschil in het interval $[0, 180^\circ]$ ligt, is sprake van vloeddominantie, anders van ebdominantie. Definitie van de asymmetrie in het verticale getij op basis van dit faseverschil geeft aan dat het getij bij Hansweert enigszins ebgedomineerd is in plaats van vloedgedomineerd zoals weergegeven in Figuur 10. Blijkbaar missen we informatie over de asymmetrie van het getij wanneer we ons alleen op M2 en M4 baseren. Welke informatie dat is, is nu nog niet bekend.

Voor de periode 1970-1982 neemt de ebdominantie tussen Terneuzen en Hansweert af; na 1982 verandert de (geringe) ebdominantie niet (Figuur 11). Dit stemt kwalitatief overeen met de veranderingen van de vloeddominantie zoals die uit Figuur 10 volgen. Tussen Hansweert en Bath neemt de vloeddominantie gedurende de periode 1971-1987 af, gevolgd door een periode, waarbij de vloeddominantie weinig verandert (dit stemt overeen met Figuur 10). Deze veranderingen worden weergegeven in Figuur 11, waarbij de parameter P gedefinieerd is als:

$$P = (2\varphi_2 - \varphi_4)_{station2} - (2\varphi_2 - \varphi_4)_{station1} \quad (1)$$



Figuur 11 Verandering getijasymmetrie in de Westerschelde (Wang et al., 2002).

In Vlissingen en Terneuzen is de getijasymmetrie nauwelijks veranderd. Als geheel is de asymmetrie van het getij in de Westerschelde dus afgenomen, wat een afname suggereert van de natuurlijke netto sedimenttransporten. Hoewel de resultaten van beide analysemethoden (op basis van de verhouding van vloed- en ebduur of op basis van het faseverschil) niet geheel overeenkomen, kan wel worden gesteld, dat de vloeddominantie in

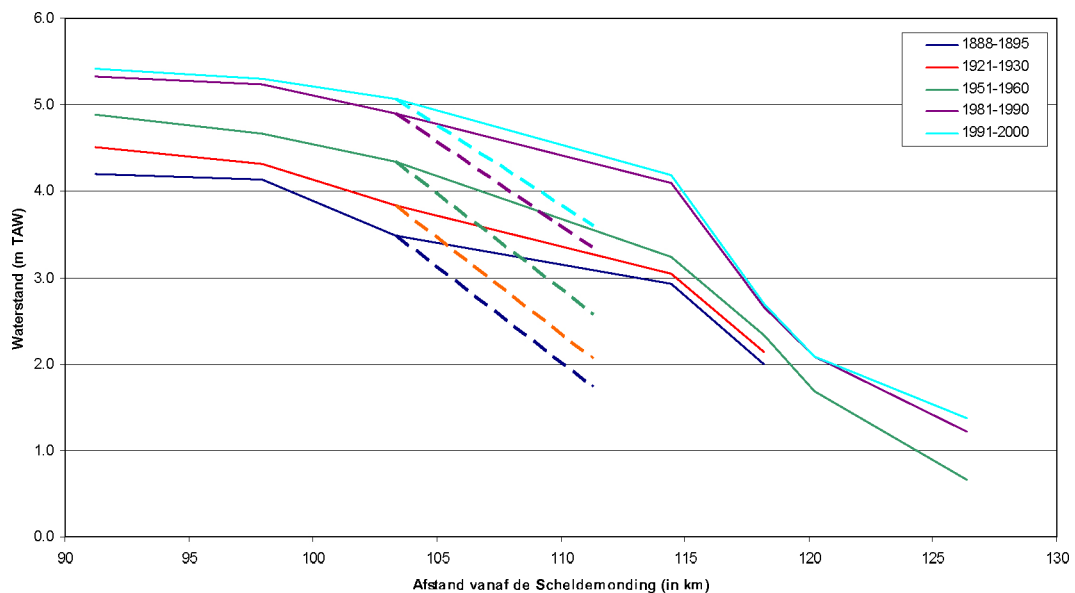
het oosten van de Westerschelde (Bath) groter is dan elders. De getijasymmetrie in het westen (Vlissingen en Terneuzen) is de afgelopen decennia niet of nauwelijks veranderd.

Tot slot wordt vermeld dat op basis van debietmetingen sinds de jaren vijftig slechts zeer beperkte of zelfs geen wijzigingen in de getijvolumes door de totale estuariene dwarsdoorsnede worden teruggevonden. Dit wordt zowel bevestigd door Vroon et al. (1997) als door De Kramer (2002).

2.4.3 Beschrijving van de veranderingen in de bijrivieren

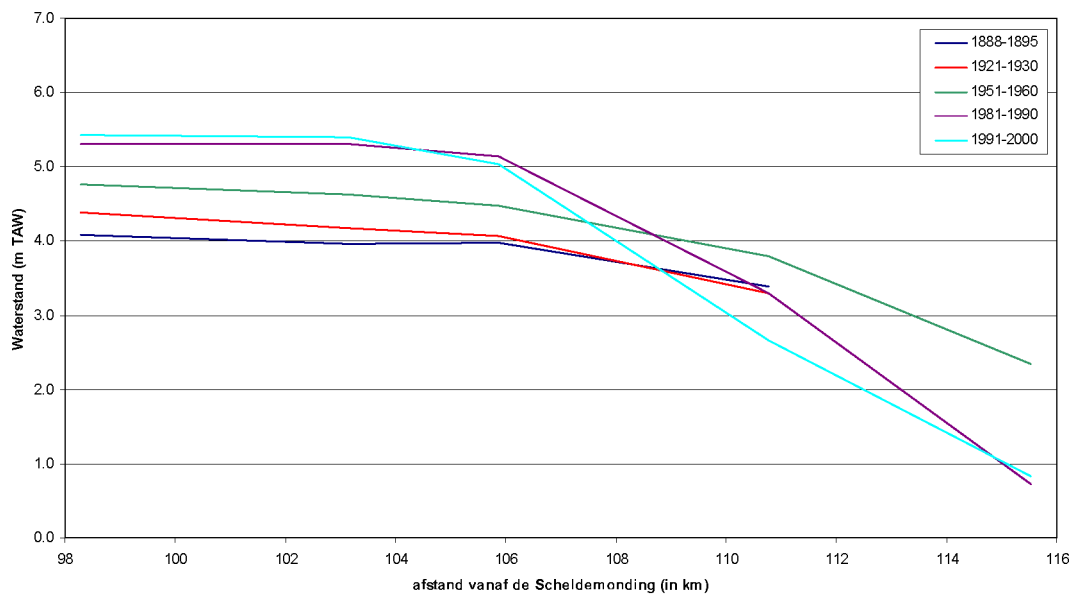
Net zoals voor de Schelde kan ook voor de getijafhankelijke bijrivieren een onderscheid worden gemaakt tussen interne en externe oorzaken voor wijzigingen in het tijregime. De interne oorzaken zijn meestal morfologische evoluties van de rivieren, die een effect hebben op het hydraulische regime. Met extern worden de niet-cyclische veranderingen van het getij in het Schelde-estuarium aangeduid, die op hun beurt worden doorvertaald in de bijrivieren.

In Figuur 12 wordt de evolutie van de gemiddelde getijamplitude gegeven voor de Rupel, de Beneden Nete, de Grote Nete (volle lijn) en de Zenne (streeplijn). Omwille van de leesbaarheid van de figuur werden de Kleine Nete en de Dijle weggelaten. Hieruit volgt dat de tijamplitude op deze bijrivieren de voorbije eeuw aanzienlijk is toegenomen. Claessens (1994) wijt deze toename aan een stijging van de gemiddelde hoogwaters en een daling van de gemiddelde laagwaters. In het algemeen is de stijging van de hoogwaters meer uitgesproken dan de daling van de laagwaters.



Figuur 12 Evolutie van getijamplitude in verschillende stations langs de Rupel, de Beneden Nete, de Grote Nete (volle lijn) en de Zenne (streeplijn) (bron: Claessens, 1994. Data 1991-2000, E. Taverniers, pers comm.).

De evolutie van de getijamplitude van de Durme gedurende de voorbije eeuw is gegeven in Figuur 13. In het afwaartse gedeelte van deze bijrivier van de Schelde is een duidelijke stijging van de gemiddelde getijamplitude terug te vinden, te wijten aan een stijging van de hoogwaters. De grootte van deze toename daalt in opwaartse richting, om zelfs een daling van de getijamplitude te bereiken in het meest opwaartse gedeelte van het tijgebied. Deze daling wordt volgens Claessens (1994) teweeggebracht door een grote toename van de laagwaters.



Figuur 13 Evolutie van getijamplitude in verschillende stations langs de Durme (bron: Claessens, 1994. Data 1991-2000, E. Taverniers, pers. comm.).

2.5 Samenvattende conclusies

De Schelde is in de loop der eeuwen onder invloed van de relatieve zeespiegelrijzing geëvolueerd van een zuiver fluviale rivier naar een getijderivier met een uitgesproken marien karakter. De getijgolf dringt tweemaal per dag via de Noordzee het trechtervormige estuarium binnen en krijgt zijn uiteindelijke vorm door shoaling, reflectie en energieverlies door bodemwrijving. Volgens Pieters (2002) is reflectie hierbij het dominante proces, met een intensiteit die varieert over het estuarium. In het estuarium ontstaat onder invloed van de getijgolf een vloed- en ebstroming, met een duidelijk verschillend stroompatroon. Hierbij zijn de ebgeulen veelal de diepere geulen van het estuarium. Kenmerkend voor het Schelde-estuarium is dat de getijgolf diep landinwaarts penetreert, zowel in de Schelde zelf als op verschillende bijrivieren.

Sinds de 10^{de} eeuw – het begin van het mariene karakter van de Schelde – is de getijgolf steeds krachtiger en dieper in het estuarium binnengedrongen. Dit resulteerde enerzijds in een grotere getijamplitude, anderzijds werden de in- en uistromende debieten – en de stroomsnelheden – hierdoor ook sterker. Bovendien werd het punt waarbij de getijamplitude maximaal is steeds verder landinwaarts verplaatst: waar dit punt in het midden

van de 19^{de} eeuw ter hoogte van de Belgisch-Nederlandse grens was terug te vinden, situeert dit zich vandaag te Rupelmonde.

Vanaf het einde van de 19^{de} eeuw zijn gedetailleerde metingen beschikbaar waaruit de evolutie van het getij in de Schelde kan bestudeerd worden. Hieruit blijkt dat de getijslag overall in het estuarium is toegenomen. Hierbij kan echter een onderscheid gemaakt worden tussen het oostelijke deel van het estuarium waar de hoogwaters zijn toegenomen terwijl de laagwaters beperkt zijn gedaald en het westelijke deel van het estuarium waarbij zowel de hoog- als de laagwaters zijn toegenomen. Algemeen gesproken wordt de stijgende trend van de getijamplitude groter naar het oosten toe. In de tijd kan er een onderscheid worden gemaakt tussen 3 periodes:

1. de periode voor 1970 waarbij de hoog- en de laagwaters een min of meer gelijkmatige trend vertonen;
2. de periode tussen 1970 en 1990 waarin de sterkste en de meest opmerkelijke veranderingen van de waterstanden – vooral de laagwaters – zijn terug te vinden;
3. de periode na 1990 waar de veranderingen in hoog- en laagwater opnieuw kleiner zijn.

3 Het optreden van stormvloeden

3.1 Inleiding

In Hoofdstuk 2 is ingegaan op het getij in het Schelde-estuarium als bepalende factor voor de cyclische variatie van de waterstanden. Met behulp van de astronomische getij-componenten kan hiermee nauwkeurig worden voorspeld wat de waterstanden op bepaalde locaties in het gebied zullen zijn. De daadwerkelijk optredende waterstanden kunnen echter als gevolg van meteorologische invloeden afwijken van de voorspelde waterstanden. Het optreden van verhoogde waterstanden vertoont een niet-cyclisch gedrag. In dit hoofdstuk wordt nader ingegaan op het optreden van extreme hoogwaterstanden in de vorm van stormvloeden. In Par. 3.2 wordt het begrip stormvloed gedefinieerd en geclassificeerd op basis van frequentie van voorkomen. Ook wordt ingegaan op de definities van basis- en ontwerppeilen en de procedures, waarmee deze peilen in Nederland worden bepaald en periodiek worden bijgesteld. Een historische beschrijving van opgetreden stormvloeden, vooral in de Zeeuwse wateren, wordt in Par. 3.3 gegeven. Par. 3.4 bevat een discussie en de conclusies.

3.2 Definities stormvloeden, basis- en ontwerppeilen

In Vlaanderen geldt een “stormtij Zeescheldebekken” vanaf een (verwachte) waterstand van 6,60 mTAW (4,27 mNAP) op de locatie Antwerpen Loodsgebouw. Vanaf een verwacht peil van 7,00 mTAW (4,67 mNAP) is er sprake van een “gevaarlijk stormtij in het Zeescheldebekken” (afdeling Zeeschelde, 2006). Genoemde peilen zijn operationele drempelwaarden die bij overschrijding een aantal procedures in werking stellen.

In Nederland wordt gesproken van een stormvloed, indien het water door de wind wordt opgestuwd tot een niveau, dat gemiddeld eens in de twee jaren wordt overschreden. Deze definitie van een stormvloed werd voorgesteld in 1939. De hoogte van dit peil varieert met de plaats en loopt uiteen van +2.15m NAP in Den Helder tot +3.27m NAP te Vlissingen en +3.34m NAP te Delfzijl en kan in de loop van de tijd ten gevolge van de zeespiegelstijging toenemen¹. Onderscheid kan worden gemaakt tussen lage, middelbare en hoge stormvloeden

1. De classificatie van hoge vloeden en stormvloeden is gebaseerd op overschrijdingsfrequenties en niet op waterstanden. Indien de waterstanden stijgen als gevolg van de zeespiegelstijging zal de overschrijdingsfrequentie van een bepaalde waterstand toenemen. De overschrijdingslijn, zoals weergegeven in Figuur 14a, verschuift daardoor naar rechts. Door Rijkswaterstaat wordt een *evenwijdige* verschuiving verondersteld (Dillingh, 2006). Dit houdt tevens in dat de waterstanden, die een bepaald type (storm)vloed begrenzen, veranderen. Bij een zeespiegelstijging nemen deze waterstanden toe en een historische vloed kan daardoor in een ‘lagere klasse’ komen te liggen (bijvoorbeeld: de betreffende vloed wordt een middelbare in plaats van een hoge stormvloed).

met een afnemende kans van optreden. Nog zeldzamer zijn de buitengewoon hoge stormvloed en de extreme stormvloed. Tabel 1 geeft voor Vlissingen een overzicht van deze stormvloed met bijbehorende overschrijdingsfrequenties.

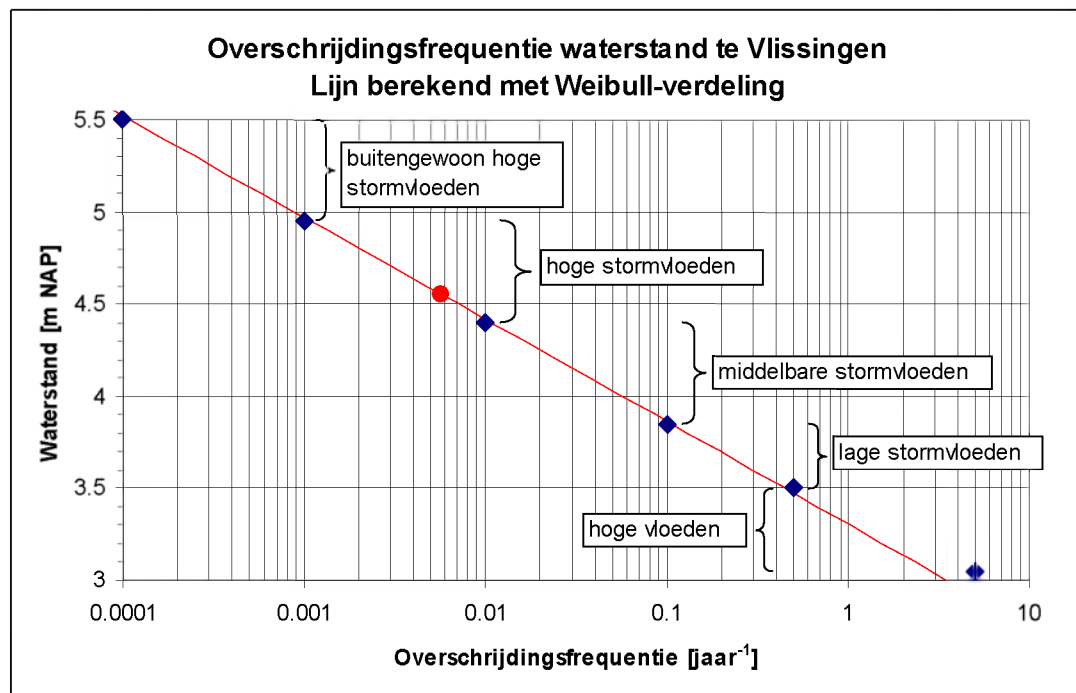
Tabel 1 Classificatie van stormvloed op basis van overschrijdingsfrequenties en bijbehorende waterstanden voor Vlissingen (RIKZ, 2004).

Benaming vloed	Overschrijdingsfrequentie in gemiddeld aantal malen per jaar ¹⁾	Waterstand te Vlissingen [m NAP]
Hoge vloed	5 à 0,5	3,05 – 3,50
Lage stormvloed	0,5 à 0,1	3,50 – 3,85
Middelbare stormvloed	10^{-1} à 10^{-2}	3,85 – 4,40
Hoge stormvloed	10^{-2} à 10^{-3}	4,40 – 4,95
Buitengewoon hoge stormvloed	10^{-3} à 10^{-4}	4,95 – 5,50
Extreme stormvloed	$\leq 10^{-4}$	$\geq 5,50$

¹⁾ Incl. de effecten van de zeespiegelstijging t/m 2006.

Door de Deltacommissie is in 1960 het basispeil gedefinieerd als het lokale peil, dat bereikt of overschreden wordt met een frequentie van 10^{-4} per jaar. De ontwerppeilen volgen uit de basispeilen door toepassing van een economische reductie op het basispeil (Dillingh, 2006). Voor het zuidwesten van Nederland bedroeg deze reductie ongeveer 0,3 m, resulterend in een ontwerppeil met een overschrijdingsfrequentie van 1/4000 per jaar. In verband met de stijging van de hoogwaterstanden zijn de basis- en ontwerppeilen aangepast voor de situatie in 1985. Deze aanpassing is gebaseerd op statistisch onderzoek aan de hand van meetreeksen t/m 1985 en toetsing aan resultaten van hydrodynamische modellen. Op deze wijze is dus het effect van de zeespiegelstijging t/m 1985 op hoogwaterstanden in rekening gebracht. Na 1985 zijn steeds, voor perioden van vijf jaren, zogenaamde toetspeilen vastgesteld. Dit zijn de peilen, waarop de bestaande waterkeringen getoetst worden. Er wordt dan nagegaan hoeveel de toetspeilen hoger moeten zijn dan de ontwerppeilen van 1985 om effecten van zeespiegelstijging en getijverandering in rekening te brengen. In 2006 zijn de nieuwe toetspeilen voor de periode t/m 2011 vastgesteld (Dillingh, 2006), de zogenaamde hydraulische randvoorwaarden 2006 (HR2006). Hierbij zijn zogenaamde toeslagen bepaald op basis van meetgegevens voor de periode 1985-2000. Het lineaire verloop voor de periode 1985-2000 is doorgezet voor de periode 2000-2011, waarmee de toeslagen voor het jaar 2011 volgen. Deze toeslagen zijn gebaseerd op gemeten veranderingen van *hoogwaterstanden*; indien echter de stijging van de gemiddelde zeestand groter is dan die van de hoogwaterstanden wordt de stijging van de gemiddelde zeestand aangehouden. In Tabel 1 is in de hoogwaterstanden het effect van de zeespiegelstijging tot en met 2006 verwerkt.

In Figuur 14a zijn voor Vlissingen de waterniveaus die de hoge vloed en stormvloed definiëren en de bijbehorende overschrijdingsfrequenties volgens Tabel 1 weergegeven (datapunten ♦).



Figuur 14a Overschrijdingsfrequenties van waterstanden te Vliссingen (gebaseerd op gegevens in RIKZ, 2004). Datapunten (♦) volgens Tabel 1.

De stormvloed van 1 februari 1953 behoort volgens Figuur 14a tot de klasse van de *hoge stormvloeden* en is daarmee in de 20^e eeuw de enige in deze categorie; deze stormvloed is eveneens in Figuur 14a vermeld. Tijdens deze stormvloed werd een hoogste waterstand van 4,55 m boven NAP bereikt. Volgens Figuur 14a is de bijbehorende overschrijdingsfrequentie 0,0056 ofwel een overschrijding van gemiddeld eens per 179 jaar. De maximale windopzet tijdens deze stormvloed werd vóór het hoogste waterniveau bereikt en bedroeg 3,10 m. De waarnemingenreeks van waterstanden, waaruit de overschrijdingsfrequenties zijn afgeleid, betreft slechts de laatste 100-150 jaar (Vliссingen sinds 1863), waardoor extrapolaties naar waterstanden met een geringe kans van voorkomen een onzekerheid hebben.

Statistisch kunnen de overschrijdingslijnen voor de verschillende locaties worden beschreven met de conditionele Weibull-verdeling (Dillingh, 2006). Uit de inverse verdeling kan, uitgaande van een overschrijdingsfrequentie F [jaar⁻¹], de bijbehorende waterstand worden berekend:

$$h = \left\{ \omega^\alpha - \sigma^\alpha \ln \left[\frac{F}{\rho} \right] \right\}^{\frac{1}{\alpha}} \quad \text{voor } h \geq \omega \quad (2)$$

waarin h de waterstand [m], welke per jaar met een frequentie F [jaar⁻¹] wordt overschreden, α de vorm- of krommingsparameter [-], σ de schaalparameter van de verdeling [m], en ω de drempelwaarde [m] welke met een frequentie ρ [jaar⁻¹] wordt overschreden. De vier parameters van de verdeling gelden voor een specifiek waterstandsmmeetpunt. In Dillingh,

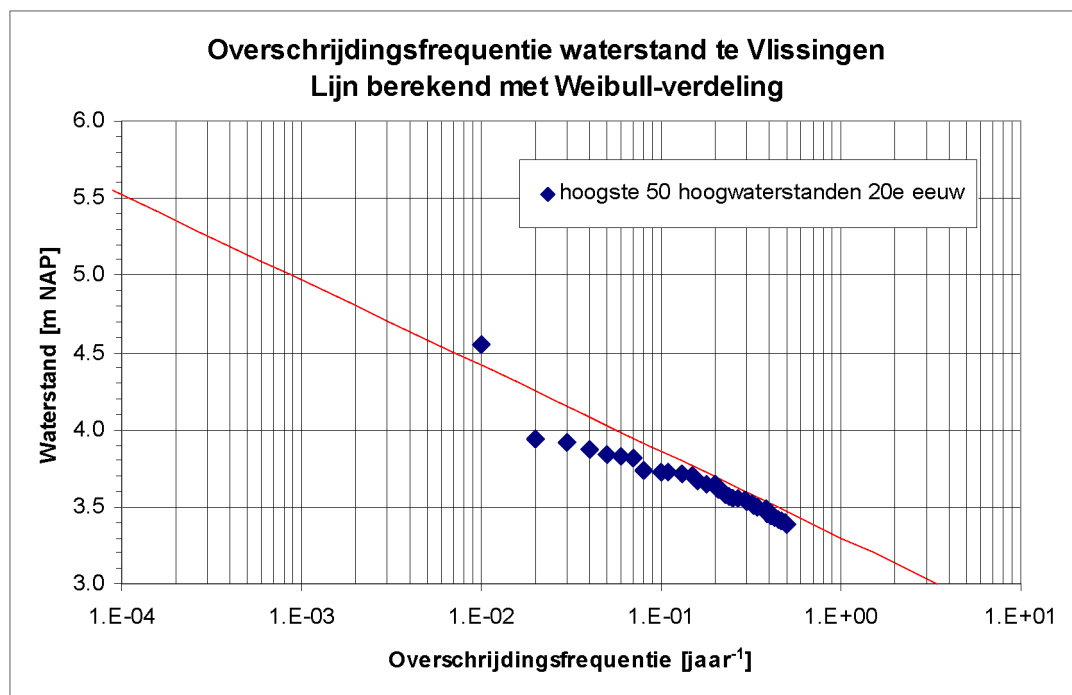
(2006) zijn deze parameters per windrichtingssector van 30° afgeleid én voor alle sectoren gezamenlijk ('omnidirectioneel'). Tabel 2 bevat de parameters van de verdeling voor de stations Vlissingen en Hansweert (omnidirectioneel) voor de toestand van 2011.

Tabel 2 Weibull-parameters voor Vlissingen en Hansweert voor de toestand van 2011 (Dillingh, 2006).

Station	Weibull-parameters			
	ω [m]	ρ [jaar ⁻¹]	α [-]	σ [m]
Vlissingen	2,97	3,907	1,04	0,2796
Hansweert	3,39	3,845	0,87	0,1558

In Figuur 14a is voor Vlissingen eveneens de lijn volgens de Weibull-verdeling, vgl. (2), weergegeven voor de toestand van 2011. In deze overschrijdingslijn voor Vlissingen is door Rijkswaterstaat een toeslag verwerkt van 0,071 m verwerkt ten opzichte van de toestand van 1985.

Figuur 14b toont de overschrijdingsfrequenties van de 50 hoogwaterstanden van de 20^e eeuw, zoals ontleend aan Tabel 5 (Par. 3.3). Voor de stormvloed van 1 februari 1953 geldt bijvoorbeeld, dat deze éénmaal is opgetreden gedurende 100 jaar, zodat deze een overschrijdingsfrequentie van 0,01 jaar⁻¹ heeft. De op één na hoogst opgetreden hoogwaterstand heeft een overschrijdingsfrequentie van 0,02 jaar⁻¹, etc. Op deze wijze kunnen alle hoogwaterstanden en bijbehorende overschrijdingsfrequenties worden weergegeven en worden vergeleken met de Weibull-verdeling. Opvallend is, dat voor de lagere frequenties (< 0,1 jaar⁻¹) de waarnemingen afwijken van de verdeling. De Weibull-verdeling resulteert bij een gegeven overschrijdingsfrequentie in een hogere waterstand. Een mogelijke oorzaak voor de verschillen is de zeespiegelstijging, waardoor de opgetreden hoogwaterstanden "niet meer tot dezelfde verdeling behoren".

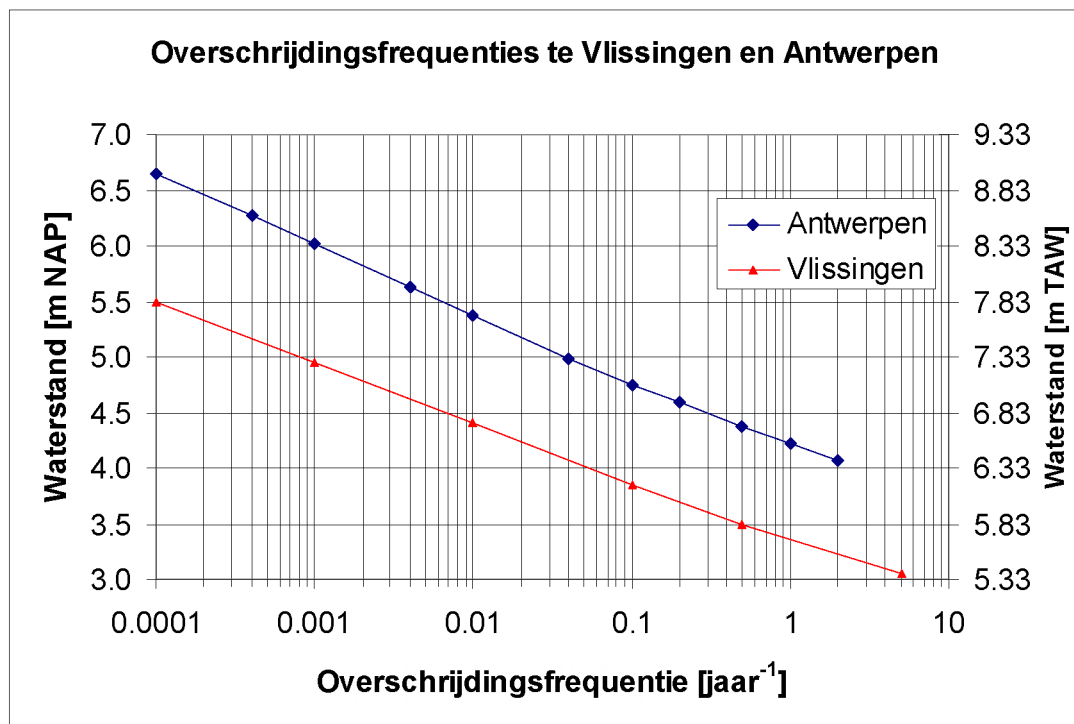


Figuur 14b Vergelijking van opgetreden overschrijdingsfrequenties van hoogwaterstanden te Vlissingen in de 20e eeuw met Weibull-verdeling.

Kerstens (2000) geeft de overschrijdingsfrequenties van stormvloedstanden voor Antwerpen, zie Tabel 3. Deze overschrijdingsfrequenties zijn, samen met die voor Vlissingen, weergegeven in Figuur 15.

Tabel 3 Overschrijdingsfrequenties te Antwerpen (Kerstens, 2000).

Overschrijdingsfrequentie [jaar ⁻¹]	Stormvloedstand te Antwerpen	
	[m TAW]	[m NAP]
0,0001	8,97	6,64
0,0004	8,60	6,27
0,001	8,34	6,01
0,004	7,95	5,62
0,01	7,70	5,37
0,04	7,32	4,99
0,1	7,08	4,75
0,2	6,92	4,59
0,5	6,70	4,37
1	6,55	4,22
2	6,40	4,07



Figuur 15 Overschrijdingsfrequenties waterstanden te Antwerpen en Vlissingen.

Uit Figuur 15 volgt, dat de stormvloedten te Antwerpen ongeveer 0,8 m (voor de lagere vloedten) tot 1,2 m (voor de hogere vloedten) hoger liggen dan die te Vlissingen.

3.3 Historische beschrijving

Beschrijvingen van historische stormvloed in het huidige Nederlandse Deltagebied gaan terug tot het einde van de Vroege Middeleeuwen (globaal 400-900 AD). Het is moeilijk deze stormvloed te vergelijken met de huidige stormvloed. De beschrijvingen zijn vaak schaars en de ernst van de stormvloed werd gerelateerd aan het aantal slachtoffers en de grootte van het overstromde gebied. Weergegevens en opgetreden waterstanden ontbreken. De oudste gedocumenteerde vloed is de stormvloed van 14 en 15 november 1775. Het zou echter nog honderd jaar duren voor nauwkeurige gegevens werden bijgehouden.

In Tabel 4 worden de belangrijkste stormvloed sinds 838 AD vermeld, die zijn opgetreden in het zuidwestelijke deel van Nederland.

Tabel 4 Beschrijving historische stormvloed in de Zeeuwse Wateren.

Datum	Beschrijving
26 december 838	Oudste beschrijving van een stormvloed in het gehele Nederlandse kustgebied. In totaal 2437 slachtoffers.
28 september 1014	Doorbraak van de gesloten kustlijn. Duizenden slachtoffers en vooral in Walcheren grote schade.
4 oktober 1134	Deze stormvloed trof vooral het zuidwesten van Nederland. Door de stormvloed werden de verschillende kreken in Zeeland, die vooral ontstaan waren in 1014, vergroot en daarmee ook de invloed van de zee in het binnenland. Bronnen melden dat Zeeland hierbij verwerd tot een archipel. Verder ontstond ook het Zwin.
1214	Bij de stormvloed van 1214 werd heel Nederland getroffen, niet alleen overstromden grote delen van Zuid-Nederland, maar ook werd het noorden van Nederland opnieuw getroffen. Dit resulteerde in een verdere afslag van veengebieden in heel Nederland.
5 februari 1288 (<i>Sint Aagthenvloed</i>)	De stormvloed trof vooral Zuid-Holland en Zeeland met duizenden slachtoffers.
1322	Grote delen van Nederland, vooral Zeeland en Zuid-Holland, kwamen onder water te staan.
23 november 1334 (<i>St. Clemensvloed</i>)	De stormvloed trof Zuid-Holland en Zeeland. Als gevolg van deze stormvloed stroomde Walcheren onder water. Het eiland Wulpen kreeg bij deze stormvloed de eerste klap. De stormvloed van 1377 was de genadeklap voor dit eiland; bij de Allerheiligenvloed van 1570 verdwenen de laatste resten van dit eiland. Ook het land van Saefthinghe had te maken met veel schade als gevolg van deze stormvloed. Bronnen maken melding van duizenden slachtoffers.
15/16 januari 1362 (<i>St. Marcellusvloed</i>)	De overstroming trof alle landen rond de Noordzee. In Nederland waren de gevolgen desastreus. Langs de gehele kust braken dijken door en grote delen van Nederland liepen onder water. In totaal (incl. buitenland) vielen er 25.000 tot 40.000 slachtoffers.
8 oktober 1375	O.a. werd de Westerschelde verruimd en ontstond de Braakman.
16 november 1377	Stormvloed met vele dijkdoorbraken. Verdwijnen van het eiland

	Wulpen voor de kust van Zeeuws-Vlaanderen.
19 november 1404 (<i>Eerste St. Elizabethsvloed</i>)	Overstroming van vooral Vlaanderen, maar ook delen van Zeeland en Holland. Grote schade. Belangrijk aandeel in ontstaan van de Grote Braakman. Het landverlies in Zeeuws- en West-Vlaanderen bedroeg 3000 ha.
19 november 1421 (<i>Tweede St. Elizabethsvloed</i>)	Grote overstromingen in Zeeland en Holland ten gevolge van vermoedelijk een zware noordwesterstorm in combinatie met een hoog rivierwaterpeil. Er was sprake van doortij. De stormvloed leidde over tientallen jaren tot het ontstaan van de Biesbosch. Verlies van 30 dorpen en circa 2000 mensenlevens in Zeeland en Holland.
18/19 november 1424 (<i>Derde St. Elizabethsvloed</i>)	Verwoesting van uitgevoerde herstelwerkzaamheden van de Tweede Elisabethsvloed.
27 september 1477 (<i>Cosmas- en Damianusvloed</i>)	Walcheren en grote gebieden in Vlaanderen komen onder water te staan.
26 september 1509 (<i>Tweede Cosmas- en Damianusvloed</i>)	Overstromingen te Zeeland (o.a. Westkapelle, Middelburg, Veere).
5 november 1530 (<i>St. Felixvloed</i>)	Overstroming van grote delen van Zeeland met meer dan 100.000 slachtoffers.
2 november 1532 (<i>Allerheiligenvloed</i>)	Delen van Zeeland verdrinken en blijven onder water tot aan de grote inpolderingen.
13 januari 1352 (<i>St. Pontiaansvloed</i>)	De stormvloed trof de westelijke kust van Nederland en Zeeland met vooral veel schade tot gevolg.
1 november 1570 (<i>Allerheiligenvloed</i>)	De waterstanden bereikten niveaus hoger dan tijdens 1 februari 1953. Overstromingen van de gehele kust van Vlaanderen naar Groningen tot aan Noordwest-Duitsland. Vermoedelijk meer dan 20.000 doden. Ontstaan van het Land van Saeftinghe.
26 januari 1682	De stormvloed trof het Delta-gebied van Zuidwest Nederland en Vlaanderen. Door een combinatie van springtij en noordwesterstorm ontstonden op veel plaatsen overstromingen.
14/15 november 1775	De oudste gedocumenteerde stormvloed met vermelding van weergegevens en opgetreden waterstanden.
13/14 januari 1916 (<i>Zuiderzeevloed</i>)	Stormvloed vooral in het voormalige Zuiderzeegebied. Overstromingen ten gevolge van een combinatie van windsnelheden tot ruim 100 km/u en hoge waterpeilen ten gevolge van de aanhoudende storm. Vooral materiele schade maar ook 16 doden. Stormvloed was aanleiding tot de afsluiting van de Zuiderzee met de bouw van de Afsluitdijk.
1 februari 1953 (<i>Watersnoodramp</i>)	Extreme waterstanden ten gevolge van de combinatie van een noordwesterstorm en springvloed. Op de Noordzee werd windkracht 11 gemeten en aan de kust windkracht 10. De maximale opstuwung van het water bedroeg 3,10 m en het water bereikte een niveau van 4,55 m boven NAP. In totaal vallen er 1796 slachtoffers (ook 1836 slachtoffers worden genoemd).

In de literatuur zijn in totaal 124 meldingen van stormvloed en in de periode 900-1900 AD. Het aantal stormvloed loopt uiteen van één in de tiende eeuw tot 23 in de 17^e eeuw.

Tabel 5 vermeldt de 50 hoogste hoogwaterstanden te Vlissingen gedurende de periode 1900 tot 2007 (RIKZ, 2004). Hierbij is onderscheid gemaakt tussen hoge, middelbare en lage stormvloed en hoge vloed volgens de definities in Tabel 1.

Tabel 5 Hoogste 50 hoogwaterstanden te Vlissingen na 1900 (RIKZ, 2004)².

Datum	Maximale waterstand [m NAP]	Datum	Maximale waterstand [m NAP]
<i>hoge stormvloed</i>		<i>lage stormvloed</i>	
1 februari 1953	4,55	27 februari 1990	3,55
		14 december 1973	3,55
<i>middelbare stormvloed</i>		11 november 1992	3,54
3 januari 1976	3,94	23 december 1954	3,56
12 maart 1906	3,92	24 november 1984	3,54
28 januari 1994	3,87	13 januari 1916	3,53
		29 oktober 1996	3,52
<i>lage stormvloed</i>		28 februari 1967	3,52
27 februari 1990	3,84	28 november 1974	3,51
14 november 1993	3,83	13 november 1973	3,50
1 maart 1949	3,82		
26 november 1928	3,74	<i>hoge vloed</i>	
15 november 1977	3,73	25 januari 1993	3,49
16 november 1966	3,73	13 november 1977	3,49
15 november 1993	3,72	21 januari 1976	3,49
2 januari 1995	3,71	14 december 1973	3,49
2 februari 1983	3,71	13 november 1977	3,45
28 februari 1990	3,70	5 oktober 1967	3,44
23 november 1930	3,70	16 oktober 1958	3,44
21 maart 1961	3,67	21 februari 1993	3,43
9 november 2007	3,67	22 november 1903	3,43
10 december 1965	3,65	12 januari 1959	3,42
30 december 1904	3,65	23 november 1908	3,42
1 maart 1990	3,64	20 oktober 1986	3,41
1 februari 1953	3,64	15 november 1962	3,41
29 augustus 1996	3,61	3 maart 1984	3,40
1 december 1936	3,60	2 januari 1979	3,40
26 januari 1944	3,58	1 januari 1995	3,39
2 januari 1955	3,57		

In Tabel 6 is voor elke type vloed het aantal vermeld voor de eerste periode van 50 jaar (1900 t/m 1949) en voor de tweede periode van 50 jaar (1950 t/m 1999). Bij deze onderverdeling is uitgegaan van de classificatie volgens Tabel 1, d.w.z. op basis van de waterstanden, incl. de effecten van zeespiegelstijging t/m 2006, die de hoge vloed en stormvloed definiëren.

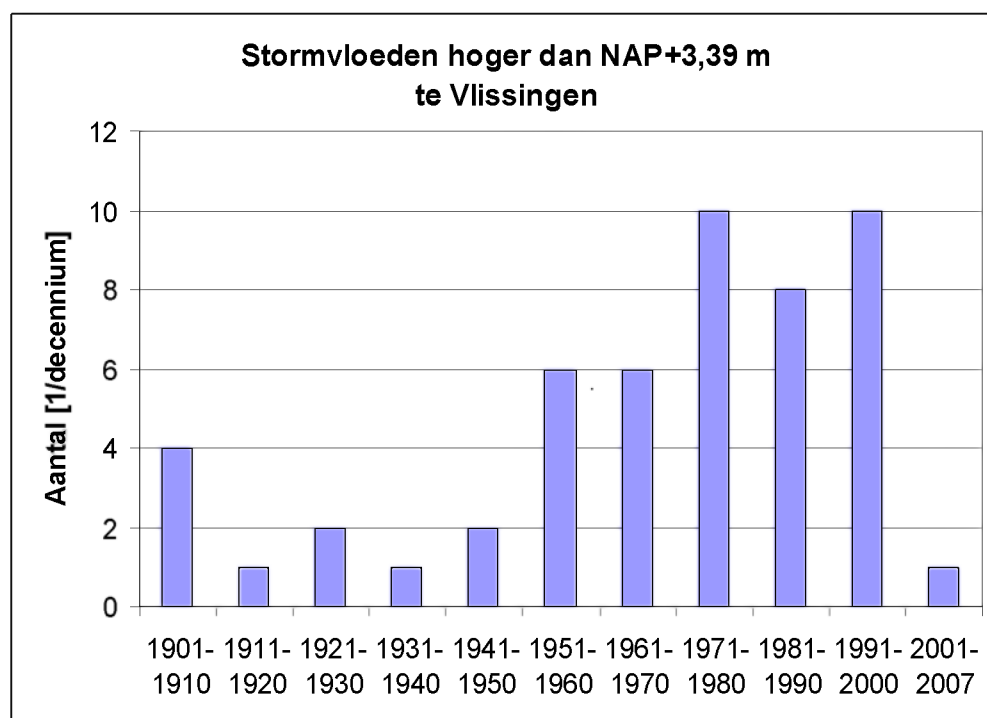
2. De tabel is ten opzichte van (RIKZ, 2004) aangevuld met de lage stormvloed van 9 november 2007 met een maximale waterstand te Vlissingen van NAP+3,67 m.

Tabel 6 Aantal opgetreden hoge vloed en stormvloed voor de perioden 1900 t/m 1949 en 1950 t/m 1999 te Vlissingen.

Waterstand [m NAP]	Type vloed (def. 2006)	1900-1950	1950-2000	Totaal
[4,40 ; 4,95]	hoge stormvloed	0	1	1
[3,85 ; 4,40]	middelbare stormvloed	1	2	3
[3,50 ; 3,85]	lage stormvloed	7	23	30
[3,05 ; 3,50]	hoge vloed	2	14	16
[3,05 ; 4,95]	Totaal	10	40	50

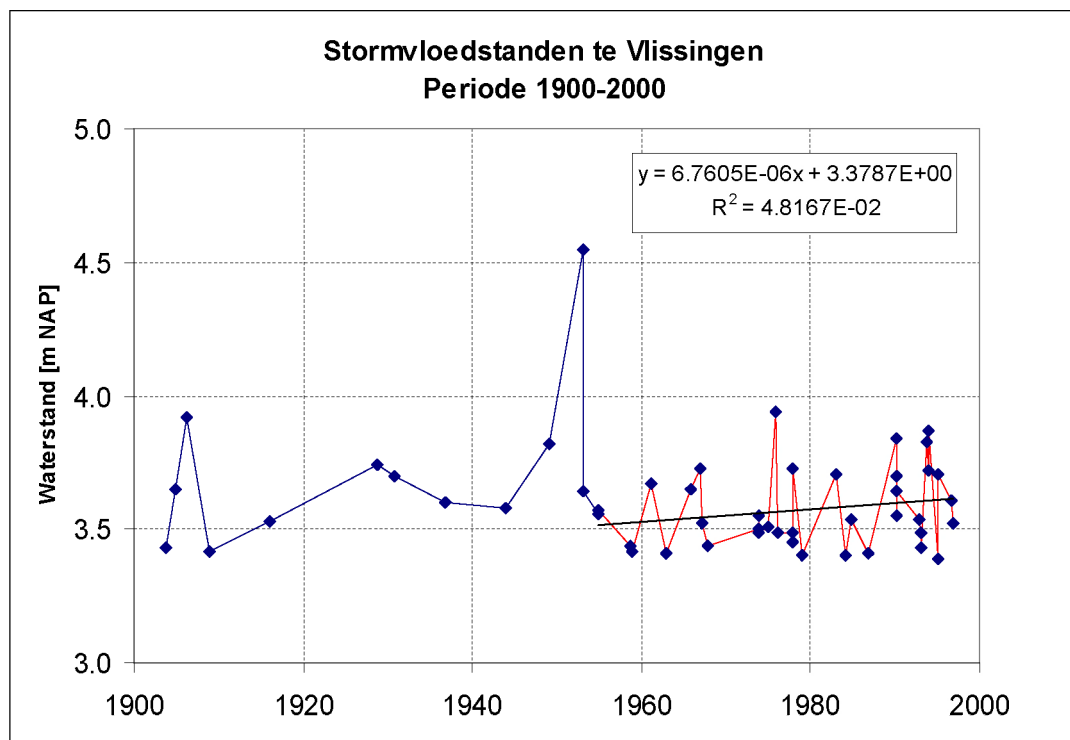
Uit Tabel 6 volgt, dat voor alle typen vloed het aantal opgetreden gebeurtenissen voor de tweede helft van de 20^e eeuw groter is geweest dan voor de eerste helft van de vorige eeuw. De meeste vloed blijken op te treden in november (15), gevolgd door januari (11), februari (8), december (6), maart (5), oktober (4) en augustus (1). 80% van de hoge vloed en stormvloed zijn dus opgetreden in de vier maanden november t/m februari.

Figuur 16 laat het aantal opgetreden hoogwaterstanden per decennium zien met een niveau hoger dan NAP+3,39 m (dit is de laagste hoogwaterstand in Tabel 5). Deze figuur illustreert de toename van het aantal hoogwaterstanden in de loop van de 20^e eeuw, waarbij rond 1950 een trendbreuk lijkt op te treden. Een mogelijke verklaring is een verhoging van de waterstanden ten gevolge van de aanleg van dammen in het kader van de Deltawerken. Voor zover bekend is het voorspelde effect hiervan echter beperkt: 0,05 m te Cadzand (RIVM, 2004). Opgemerkt wordt, dat tijdens het huidige decennium tot 9 november 2007 geen hoogwaterstanden met een niveau hoger dan NAP+3,39 m zijn voorgekomen (RIKZ, 2004). Op 9 november 2007 is een lage stormvloed opgetreden met een maximale waterstand van NAP+3,67 m.



Figuur 16 Aantal opgetreden hoogwaterstanden boven NAP+3,39 m per decennium te Vlissingen voor de periode 1901-30 november 2007.

In Figuur 17 zijn de stormvloedhoogtes te Vlissingen als tijdreeks weergegeven. De figuur toont, dat de maximale waterstanden tijdens stormvloeden gedurende de eerste en tweede helft van de 20^e eeuw niet van elkaar verschillen. Voor de hoge vloeden en stormvloeden ná 1953 (zie rode lijn in Figuur 17) volgt uit een lineaire regressie, dat de hoogwaterstanden gedurende de periode 1954-1996 gemiddeld met 0,10 m lijken te zijn toegenomen; de variatie in de waarnemingen is echter wel groot. Deze toename is equivalent met een gemiddelde stijging van 0,25 m/eeuw, wat groter is dan de zeespiegelstijging van 0,15 à 0,20 m gedurende de afgelopen eeuw. Deze bevinding is in overeenstemming met de observatie, dat de hoogwaterstanden te Vlissingen sneller stijgen dan de gemiddelde waterstand, zie van Malde (1992) in Viaene (2000).



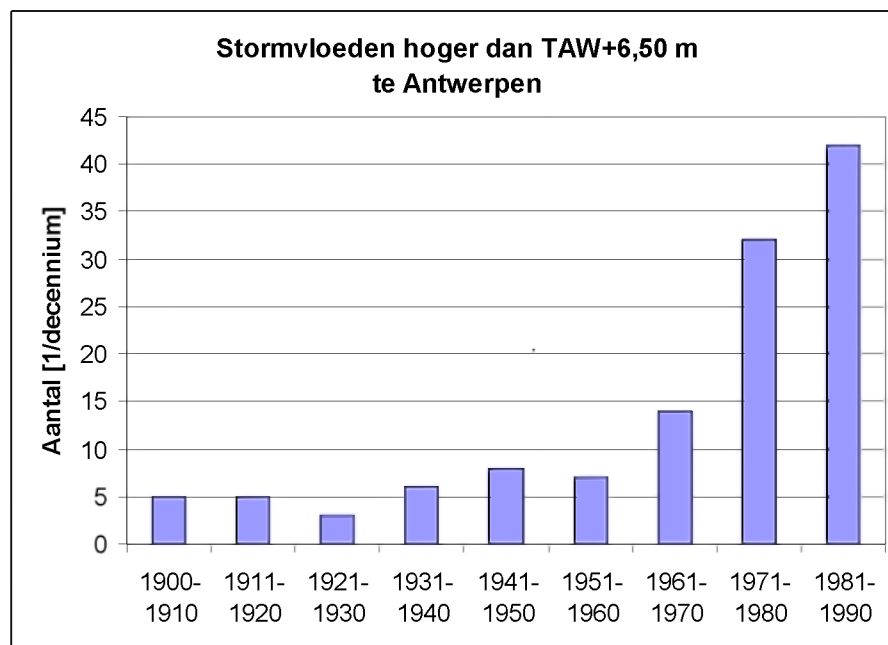
Figuur 17 Hoogste 50 hoogwaterstanden te Vlissingen in de 20^e eeuw.

Kerstens (2000) meldt eveneens, dat het aantal stormvloeden, waarbij een waterstand van TAW+6,50 m te Antwerpen wordt overschreden (waterstanden met een overschrijdingsfrequentie van ongeveer 1 maal per jaar), de laatste decennia is toegenomen. Tabel 7 en Figuur 18 geven per decennium gedurende de periode 1900-1990 het aantal opgetreden gebeurtenissen:

Tabel 7 Aantal stormvloed(en) per 10 jaar te Antwerpen met een waterstand hoger dan TAW+6,50 m (Kerstens, 2000) gedurende de periode 1900-1990.

Tijdvak	Aantal stormvloed(en) te Antwerpen waterstand > TAW+6,50 m
1900-1910	5
1911-1920	5
1921-1930	3
1931-1940	6
1941-1950	8
1951-1960	7
1961-1970	14
1971-1980	32
1981-1990	42
1911-1950	22
1951-1990	95

Uit de tabel volgt, dat het aantal stormvloed(en) gedurende 40 jaren ná 1950 ruim viermaal groter is geweest dan gedurende de 40 jaren vóór 1950.



Figuur 18 Aantal stormvloed(en) per 10 jaar te Antwerpen met een waterstand hoger dan TAW+6,50 m (naar Kerstens, 2000).

Op basis van de overschrijdingsfrequentie van 1 maal per jaar zou men *gemiddeld* slechts 10 stormvloed(en) hoger dan TAW+6,50 m per tijdvak van 10 jaar verwachten.

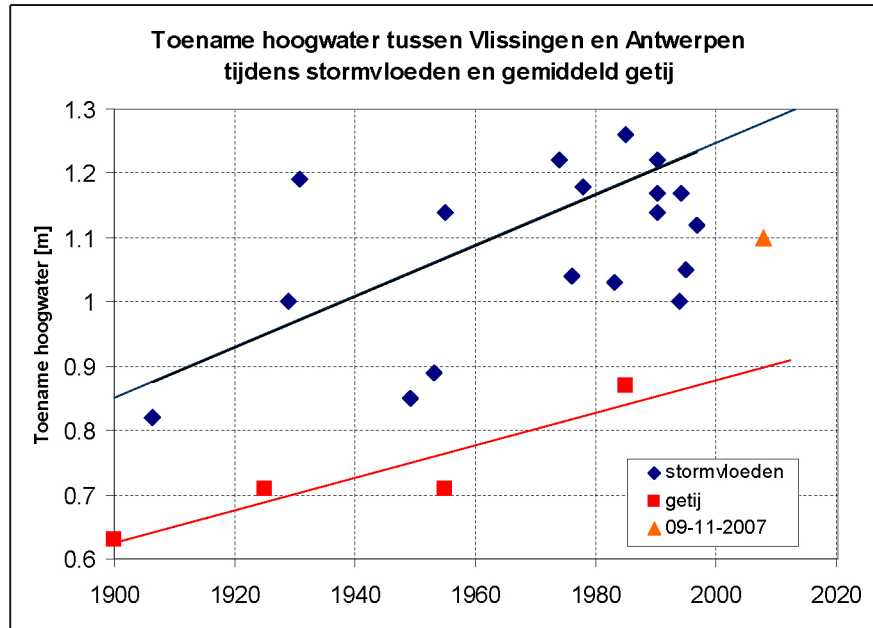
In Tabel 8 zijn de buitengewone stormvloed(en) te Antwerpen voor de periode 1885 tot heden vermeld (pers. comm. Taveniers, 2007). Er is sprake van een buitengewone stormvloed, indien het hoogwater ter plaatse van Antwerpen-Loodsgebouw minstens het peil TAW+7,00 m bereikt. Deze definitie is onafhankelijk van de hoogte op alle andere meetlocaties, zelfs als op die locaties gevaarlijke situaties (wateroverloop, bressen) kunnen optreden of

daadwerkelijk optreden. Een peil van TAW+7,00 m wordt volgens Tabel 3 gemiddeld éénmaal per 5 à 10 jaar overschreden.

Tabel 8 Waargenomen 'buitengewone stormvloed' te Antwerpen sinds 1885 tot heden (pers. comm. Taveniers, 2007).

Datum	Waterstand in m TAW te Antwerpen	Opzet [m]	Datum	Waterstand in m TAW te Antwerpen	Opzet [m]
12.03.1906	7,07	-	27.02.1990	7,02	1,25
26.11.1928	7,07	-	27.02.1990	7,52	1,47
23.11.1930	7,22	-	28.02.1990	7,25	1,38
01.03.1949	7,00	1,93	01.03.1990	7,14	1,25
01.02.1953	7,77	2,79	11.11.1992	7,39	1,55
23.12.1954	7,03	2,23	14.11.1993	7,53	1,51
14.12.1973	7,10	1,51	15.11.1993	7,05	1,11
03.01.1976	7,31	1,80	28.01.1994	7,37	1,52
15.11.1977	7,24	1,62	02.01.1995	7,09	1,45
02.02.1983	7,07	1,60	02.01.1995	7,04	1,22
24.11.1984	7,13	1,61	29.08.1996	7,06	1,17
20.10.1986	7,20	1,62	08.02.2004	7,05	1,41
			09.11.2007	7,10	

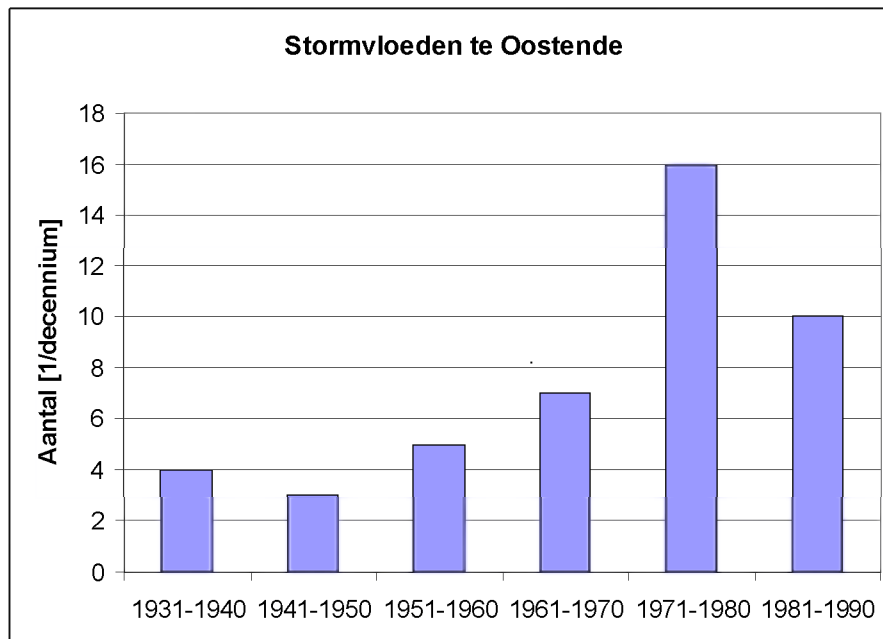
Uit de opgetreden hoogwaterstanden tijdens stormvloed te Vlissingen en Antwerpen volgt de toename van de extreme waterstand tussen Vlissingen en Antwerpen. Deze kan vervolgens worden vergeleken met de toename van het gemiddeld hoogwater tussen beide locaties. Deze toename is weergegeven in Figuur 19. De verhoging van de hoogwaterstand tussen Vlissingen en Antwerpen lijkt tijdens stormvloed in de loop van de 20^e eeuw wat meer te zijn toegenomen dan de gemiddelde hoogwaterstanden, resp. 0,4 m en 0,25 m.; de spreiding in de datapunten voor de stormvloed is echter groot. Indien deze constatering juist is volgt, dat de toename van de stormvloedstanden te Antwerpen *t.o.v. Vlissingen* slechts voor een deel het gevolg is van de toename van het verticale getij tussen Vlissingen en Antwerpen. Tenslotte volgt, dat stormvloedstanden te Antwerpen momenteel ruim één meter hoger liggen dan de bijbehorende stormvloedstanden te Vlissingen, zie eveneens Figuur 19.



Figuur 19 Toename hoogwater tussen Vlissingen en Antwerpen voor stormvloed en gemiddeld hoogwater.

Opm: het datapunt 01-01-1990 voor het getij zou feitelijk 7 jaar eerder moeten liggen, echter in Excel kunnen geen datapunten vóór 1900 worden getoond.

In Figuur 20 is tenslotte het aantal stormvloed per decennium te Oostende vermeld tussen 1930 en 1990, zie Van Cauwenberghe (1993) in: Viaene, (2000). Ook hieruit kan een tendens worden afgeleid van een toename van het aantal stormvloed in de loop van de 20^e eeuw, al is deze toename minder uitgesproken dan voor Vlissingen en Antwerpen.



Figuur 20 Aantal stormvloed per 10 jaar te Oostende (Van Cauwenberghe, 1993).

3.4 Discussie en conclusies

Het Schelde-estuarium kent een geschiedenis met vele overstromingen ten gevolge van stormvloed. Over de afgelopen 1000 jaren zijn meldingen gemaakt van 124 stormvloed (gemiddeld 8 per eeuw), waarbij het aantal per eeuw echter sterk uiteenliep (van 1 tot 23 per eeuw). Hierbij moet worden bedacht, dat de definitie van een historische stormvloed niet op eenduidige criteria berust, maar veeleer gebaseerd is op de omvang van de overstromingen en het aantal slachtoffers. De staat van onderhoud van de waterkeringen zal hierbij mede bepalend zijn geweest voor het optreden van een stormvloed. Objectieve waarnemingen van opgetreden waterstanden dateren pas van de tweede helft van de 19^e eeuw. De lengte van de waarnemingenreeks is dus slechts 100-150 jaar en basis- en ontwerppeilen worden geschat door extrapolaties naar overschrijdingsfrequenties tot $1 \cdot 10^{-4}$ per jaar. Dit brengt uiteraard onzekerheden met zich mee. De hoogst opgetreden stormvloed is die van 1 februari 1953 met een waterstand van NAP+4,55 m te Vlissingen en TAW+7,77 m te Antwerpen (NAP+5,44 m). Deze stormvloedhoogte wordt in Vlissingen, volgens de huidige overschrijdingslijnen (toestand 2011), *gemiddeld één* maal per 177 jaar overschreden. Door de stijgende zeespiegel zal de frequentie van optreden echter toenemen. Indien sprake is van een stijging met 0,20 m tot 2100 (ongeveer de ondergrens van 0,18 m in het Vierde Rapport van het IPCC van 5 februari 2007) zal het niveau van NAP+4,55 m in 2100 equivalent zijn met een waterstand van NAP+4,37 m voor de huidige overschrijdingslijnen (op basis van een toename van 0,18 m tussen 2011 en 2100). Deze waterstand heeft volgens vgl. (2) en de parameters voor Vlissingen in Tabel 2 een overschrijdingsfrequentie van 0,0122 ofwel een overschrijding van één maal per 82 jaar. Indien uitgegaan wordt van een zeespiegelstijging van 0,60 m tot 2100 wordt deze overschrijdingsfrequentie zelfs 0,0541, d.w.z. een overschrijding van één maal per 18 jaar. De mondiaal gemiddelde IPCC getallen verschillen van de getallen zoals eerder uitgebracht door het KNMI in haar klimaatscenario's van 2006, waarin wordt gesteld dat de zeespiegel voor de Nederlandse kust deze eeuw met 0,35 tot 0,85 m kan stijgen. Dit wordt onder andere veroorzaakt doordat de zeespiegel in het noordoosten van de Atlantische Oceaan tot 0,10 m meer kan stijgen dan het wereldgemiddelde. Vooralsnog zal worden uitgegaan van de voor Nederland geldende 'officiële' KNMI-getallen. De overschrijdingsfrequentie van de hoge stormvloed van 1 februari 1953 wordt door de verwachte zeespiegelstijging dus twee tot tien maal groter op een tijdschaal van 100 jaar. Het effect kan zelfs nog groter zijn, omdat de hoogwaterstanden te Vlissingen sneller stijgen dan de gemiddelde waterstand. Hiermee in overeenstemming is de observatie, dat gedurende de tweede helft van de 20^e eeuw het aantal hoogwaterstanden te Vlissingen in de klassen hoge vloed, lage, middelbare en hoge stormvloed een factor vier groter is dan tijdens de eerste helft van de vorige eeuw. Hetzelfde geldt voor de waterstanden te Antwerpen met een niveau hoger dan TAW+6,50 m, welke tussen 1951 en 1990 viermaal vaker zijn voorgekomen dan tussen 1910 en 1950. Er lijkt dus sprake van een trendbreuk medio 20^e eeuw met betrekking tot de frequentie van hoogwaterstanden tijdens hoge vloed en stormvloed. Dit geldt zowel voor het westelijke deel van de Westerschelde (Vlissingen) als het oostelijke deel (Antwerpen).

De belangrijkste conclusies m.b.t. het optreden van hoogwaterstanden en stormvloeden in het Schelde-estuarium zijn:

1. Op een tijdschaal van 1000 jaar is er een grote variatie in het aantal stormvloeden per eeuw, *welke resulteren in overstromingen*. Dit kan het gevolg zijn van variaties in het klimaat (het gemiddelde weer gedurende 30 jaar) en ook van de staat van onderhoud van de waterkeringen.
2. Gedurende de tweede helft van de 20^e eeuw is het aantal extreme waterstanden (hoogwaterstanden tijdens hoge vloed en stormvloeden) substantieel toegenomen ten opzichte van de eerste helft van de 20^e eeuw. Dit geldt in ieder geval voor het estuarium tussen Vlissingen en Antwerpen. Voor de Belgische kust (Oostende) is de toename van het aantal stormvloeden eveneens aanwezig maar minder uitgesproken. Het aantal stormvloeden tijdens het huidige decennium (2001-nov. 2007) is nog beperkt gebleven tot slechts één te Vlissingen en twee te Antwerpen.
3. De waterstanden te Antwerpen tijdens stormvloeden zijn volgens de huidige overschrijdingslijnen 0,8 m (lage stormvloeden) tot 1,2 m (hoge stormvloeden) hoger dan de waterstanden te Vlissingen. Het verschil tussen opgetreden extreme waterstanden te Antwerpen en Vlissingen lijkt tussen 1900 en 2000 met ongeveer 0,4 m te zijn toegenomen; de spreiding in de data is echter groot. Deze toename in de verschilwaterstand Antwerpen-Vlissingen tijdens stormvloeden is ongeveer 0,15 m groter dan de toename in de hoogwatersverschillen tussen beide locaties. De toename van de hoogwatersverschillen tijdens stormvloeden tussen Vlissingen en Antwerpen lijkt dus gedeeltelijk het gevolg van een verandering van de getijvoortplanting in het estuarium.
4. Na 1950 is er in Vlissingen een gemiddelde toename van de hoogwaterstanden tijdens hoge vloed en stormvloeden van 0,25 m/eeuw, al is de variabiliteit in de data groot. Dit komt overeen met een waargenomen toename van gemiddelde hoogwaters te Vlissingen welke samengaat met, maar iets groter is dan, de waargenomen stijging van het gemiddeld zeeniveau te Vlissingen van 0,2 m/eeuw.

4 Inventarisatie van ingrepen

4.1 Inleiding

Zoals in voorgaande hoofdstukken beschreven, is de hydrodynamica in het Schelde-estuarium de voorbije eeuwen sterk gewijzigd. Niet enkel de getijkarakteristieken van het estuarium hebben een evolutie ondergaan (zie Hoofdstuk 2), eveneens de optredende stormvloedten vertonen vandaag andere kenmerken dan deze van enkele decennia geleden (zie Hoofdstuk 3). De oorzaken voor deze wijzigingen zijn deels terug te vinden in natuurlijke factoren, deels in de menselijke ingrepen.

In dit hoofdstuk wordt een overzicht gegeven van de menselijke ingrepen die van belang zijn geweest voor de morfologische ontwikkeling van het Schelde-estuarium, en dus voor de voortplanting van de getijgolf in het estuarium. Hierbij wordt een onderscheid gemaakt tussen inpolderen en ontpolderen, wijzigingen van het bovenstrooms debiet, normalisatiewerken ten behoeve van de scheepvaart, baggerwerkzaamheden zowel voor vaargeulverdiepingen als voor het onderhoud van de vaargeul en de permanent onttrokken hoeveelheden zand uit de rivier voor allerlei doeleinden. Voor dit overzicht wordt zover als mogelijk teruggegaan in de tijd, waarbij de vroegste informatie dateert uit de 10^{de} eeuw.

In de volgende paragraaf worden de ingrepen in het gebied van de Zeeschelde gegeven. Hierbij wordt eveneens ingegaan op belangrijkste ingrepen in de getij-onderhevige zijrivieren. In Par. 4.3 komen de menselijke ingrepen in de Westerschelde aan bod. Het hoofdstuk wordt besloten in Par. 4.4 met een samenvatting van de belangrijkste conclusies van het hoofdstuk.

4.2 Ingrepen in het gebied van de Zeeschelde

Een overzicht van de menselijke ingrepen in de Zeeschelde (en de getij-onderhevige zijrivieren) is terug te vinden in de figuren in bijlage A.

Appendix B geeft een beschrijving van de in- en ontpolderingen in het Zeescheldebekken tussen 1000 en 1800

4.2.1 In- en ontpolderingen

Een beschrijving van in- en ontpolderingen tussen 1000 en 1800 is opgenomen in Appendix B.

In- en ontpolderingen tussen 1800 en 1950

Wanneer Willem I het net ontstane België binnenviel in 1831 werden opnieuw bepaalde polders blank gezet. Prosperpolder werd ingepolderd in 1847 (Guns, 1975). In 1867 krijgen we de indijking van de Kreekkraak waardoor de ebstroom van de Zeeschelde nu volledig via de Westerschelde zeewaarts dient afgevoerd te worden. Het indijken van het Groot Buitenschoor en het Ketenisseschor in de periode 1850 – 1920 verminderde eveneens de kombergingsbreedte (INBO, 2007). Mogelijks is de Plaat van Doel ontstaan ten gevolge van deze indijkingswerken.

De ondiepe verbinding tussen Oosterschelde en Westerschelde bleef bestaan tot 1867, toen een spoorwegdijk werd aangelegd (van Struydonck et al, 2000). In 1942 werd het schorgebied van deze oude geul op Belgisch grondgebied ingedijkt. Het tracé van het Schelde-Rijn Kanaal vereiste de aanleg van hoogwaterkeringen in sommige schorgebieden. Omdat het schor hoger lag dan gemiddeld getij werd hiervan geen invloed op het hydraulisch vermogen verwacht (Meyvis, 1977a).

Het eiland Luizenbosch (eerste vermelding in 1648) in de monding van de Durme werd na een langdurige betwisting tussen Hamme en Tielrode rond 1830 bij Tielrode ingedijkt. Van de twee armen blijft enkel de meest westelijke bestaan. Deze vormt de huidige Durmemonding, die ten opzichte van de stroomrichting van de Schelde stroomopwaarts is gericht (van Struydonck et al, 2000).

Rond 1850 bevinden zich nog heel wat onbedijkte vloeisystemen³ langs de Durme en Boven Zeeschelde. Meer afwaarts waren de aanwezige vloeisystemen aan de rivierzijde begrensd door een zomerdijk. De bevloeiing gebeurde gecontroleerd via sluisen. Het betreft hier vaak de huidige GOG's. Eind 19^e eeuw zijn vele van deze vloeisystemen verdwenen, waardoor het kombergingsvermogen (en getijdynamiek) afnam en het overstromingsgevaar toenam. Om het overstromen door stormvloed tegen te gaan werd in 1938 gestart met aanleg van potpolders langs de Durme. Van de 8 voorziene potpolders waren er slechts 3 afgewerkt rond het midden van de 20^e eeuw (Taverniers, 1979). Buiten het eigenlijke gebruik als vergaarkommen van vloedwater bij stormvloeden, deden de potpolders ook opnieuw dienst als vloeimeers⁴.

Tot op heden is de laatste om militair-strategische redenen veroorzaakte overstroming deze te Weert bij het uitbreken van WO I (Meyvis, 2003).

In- en ontpolderingen na 1950

Vanaf 1950 geraken de vloeisystemen in onbruik. De buitendijkse systemen werden eerst opgegeven, daarna volgden de bedijkte systemen. Vrijwel alle voormalig bedijkte en in cultuur gebrachte schorren tussen Temse en Dendermonde werden verlaten en evolueerden

³ Vloeisystemen zijn antropogeen beïnvloede getijsystemen, meestal bedijkte hooi- of weilanden die in de winter onder een natuurlijk getijregime kwamen door het doorsteken van de dijken. Er bestonden ook nog andere vloeisystemen waarbij de percelen via sluisensystemen met de Schelde konden verbonden worden.

⁴ Wanneer de percelen van een vloeisystemen gebruikt werden als hooiland of weide, spreekt men van een vloeimeers

naar natuurlijk schor. De laatste bevloeiingen langs de Durme dateren van rond de jaren 1970 (INBO, 2007).

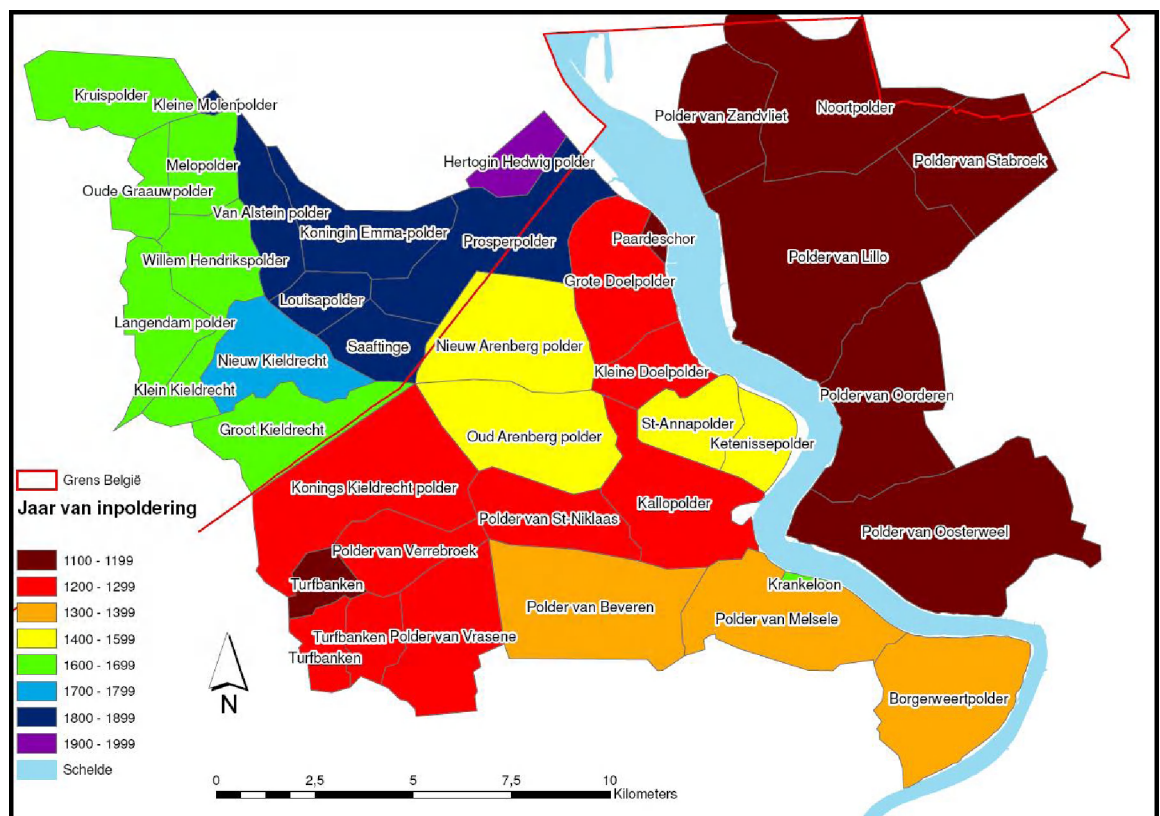
Na 1960 werd het schor van Ossendrecht ingepolderd. Dit schor lag inmiddels hoger dan het gemiddeld getij (Meyvis, 1977b).

Bij de uitvoering van het Sigmaphan van 1977 komen heel wat gebieden buitendijks te liggen, welke evolueren tot volwaardige schorren, bijvoorbeeld nabij de monding van Dijle en Nete in de Rupel. Vanaf 1980 wordt op veel schorren aan extensief natuurbeheer gedaan (INBO, 2007).

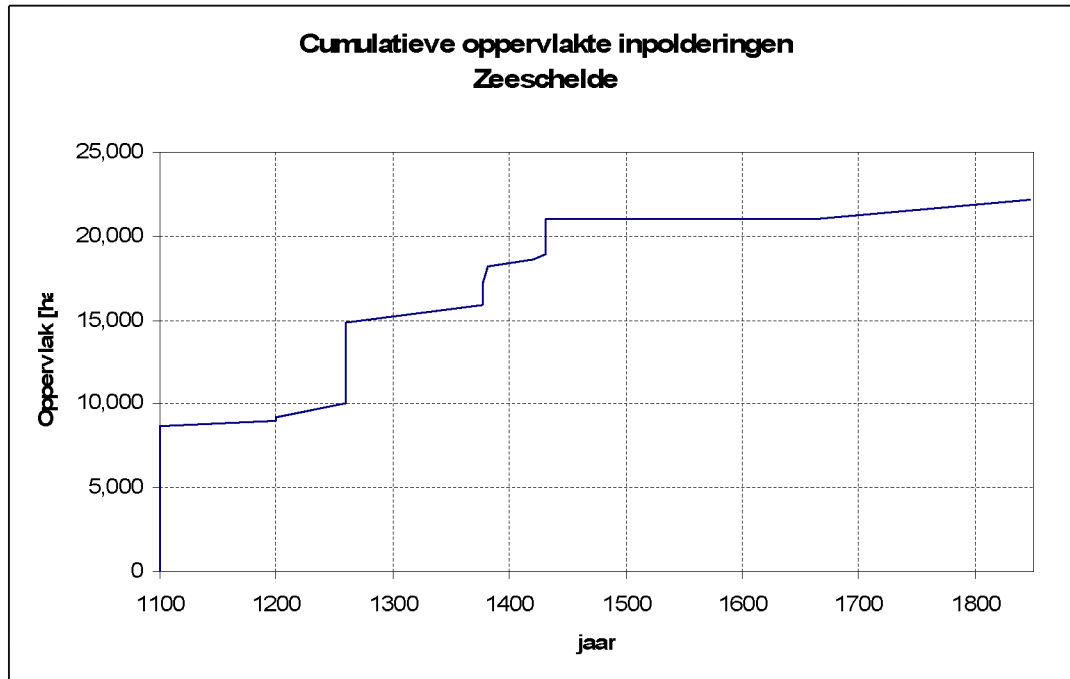
Overzicht van de inpolderingen

Onderstaande kaart geeft een samenvattend beeld van de inpolderingen die vanaf 1100 in het Zeescheldebekken zijn gebeurd. Een deel van de ingekleurde polders ligt op Nederlands grondgebied. De polders zijn ingekleurd per eeuw waarin de inpoldering is gebeurd.

Indien de oppervlaktes cumulatief worden uitgezet volgens jaartal, geeft dit voor de inpolderingen op Belgisch grondgebied vanaf 1100 een verloop zoals geschetst in Figuur 22.



Figuur 21 Inpolderingen in het Zeescheldebekken.



Figuur 22 Cumulatief oppervlak van inpolderingen langs de Zeeschelde.

4.2.2 Vaargeulverdiepingen en onderhoud

Baggerwerken tussen 1800 en 1950

Kiden (1983) vermeldt grootscheepse baggerwerken eind 19^e eeuw, vooral ten noorden van Antwerpen. Ter hoogte van Melselepolder werd in de periode 1891-1897 de punt van Melsele weggegraven. Meer dan 5.000.000 m³ specie werd weggebaggerd om de vaargeul langs de linkeroever te krijgen, waarvan ongeveer 1.000.000 m³ in de geul van Fort Filip werd gestort en de rest werd opgespoten in de Borgerweertpolder. De gebaggerde geul bleek niet erg stabiel te zijn. Belangrijke onderhoudsbaggerwerken in 1899-1900 (~500.000 m³) en 1904 (~1.000.000 m³) dienden uitgevoerd te worden. De oude ebgeul langs de rechteroever ontwikkelde zich echter terug. In 1910 begon de plaat ter hoogte van de punt van Melsele op de linkeroever en het schor zich te ontwikkelen (Meyvis, 1977a).

Tussen 1896 en 1897 werd bijna 1.000.000 m³ specie weggegraven net opwaarts van de drempel van Lillo. Intussen verplaatste de vaargeul zich meer naar het midden zodat deze gegraven geul terug aangezand is (Meyvis, 1977a). Het jaarlijkse onderhoudsbaggerwerk op de Zeeschelde nam volgens Soresma (2006) pas noemenswaardige hoeveelheden aan vanaf 1930. De bagger- en storthoeveelheden tussen 1930 en 1950 worden gegeven in Figuur 23.

In de periode 1888-1927 werden slechts onnoemenswaardige baggerwerken uitgevoerd opwaarts van Lokeren (toen nog geen dam te Lokeren). In de volgende periode (1927-1950) werden tweemaal aanzienlijke baggerwerken uitgevoerd, een eerste maal in 1933-1939 en een tweede maal in de jaren 1946-1948 (WLB, 1966). Tavemiers (1979) lijst de

baggerlocaties en –hoeveelheden van beide baggerwerken in detail op. De vaargeuldiepte te Lokeren bleef echter verhogen.

WL Borgerhout (1966) vermeldt eveneens dat een herstel van de toestand van de Durme zoals deze voorkwam eind jaren '40 reeds in de jaren '60 2.500.000 m³ aan baggerwerken zou vergen. Een bestendinging van een dergelijke Durme zou dan weer onderhoudsbaggerwerken van minstens 400.000 m³ per jaar vergen.

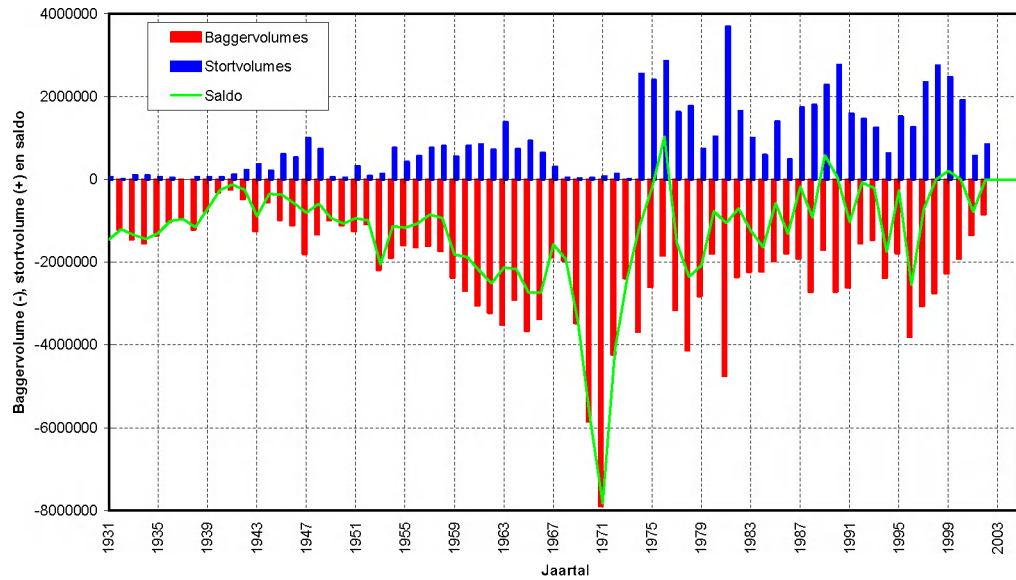
Baggerwerken na 1950

Na 1950 werd in de Zeeschelde een aantal grote infrastructuurwerken uitgevoerd met betrekking tot de uitbreiding van de haven van Antwerpen. Waar deze infrastructuurwerken meestal grote bouwkundige constructies langs de oever van en naast de rivier betroffen, gingen deze werken veelal eveneens gepaard met extra bagger- en stortactiviteit in de rivier zelf. Soresma (2006) geeft volgende opsomming van de belangrijkste werken:

1. bouw Boudewijnsluis na de tweede wereldoorlog
2. bouw Kallosluis rond 1971 op LO
3. bouw Zandvlietsluis inclusief toegangseul eind jaren '60
4. bouw Berendrechtsluis tussen 1981 en 1990
5. bouw Europaterminal (of Containerkaai Zuid) tussen 1987 en 1990. Deze containerterminal is gelegen stroomopwaarts de toegangseul tot de Zandvliet- en Berendrechtsluis
6. bouw Noordzeeterminal (of Containerkaai Noord) in de periode 1995-1997. Deze containerterminal is gelegen stroomafwaarts de toegangseul tot de Zandvliet- en Berendrechtsluis

Figuur 23 geeft een overzicht van de jaarlijkse bagger- en stortvolumes in de Zeeschelde vanaf 1931 tot 2001. Hieruit kan tevens het saldo worden bepaald als het verschil tussen de gestorte en de gebaggerde hoeveelheden. Het saldo is meestal negatief, wat wijst op het onttrekken van zand en slib uit de rivier ten gevolge van baggeren. In enkele jaren wordt er meer sediment gestort dan gebaggerd. Dit is volgens Soresma (2006) te wijten aan baggermateriaal uit de Westerschelde dat in de Zeeschelde wordt gestort. Vaak kunnen periodes van grote baggerinspanning worden gelinkt aan de grote infrastructuurwerken hierboven opgesomd. Zo is de hoge baggeractiviteit tussen 1970 en 1971 bijvoorbeeld te wijten aan de aanleg van de Zandvlietsluis en de bijhorende toegangseul.

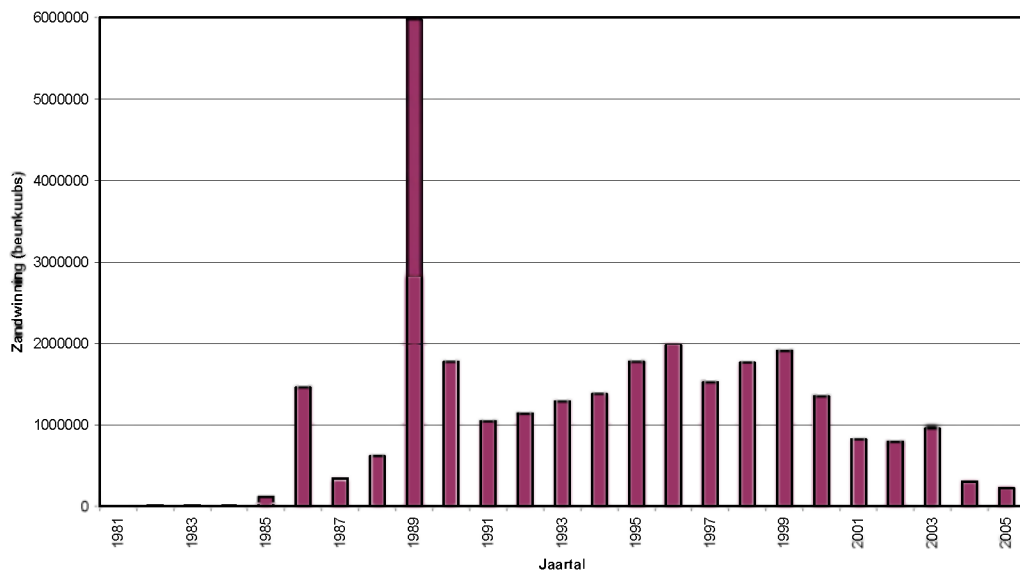
Wat betreft vaargeulverdiepingen in de Zeeschelde kunnen 3 periodes worden onderscheiden: een eerste verdieping rond 1975, een tweede verdieping – of beter verruiming aangezien de vaargeul op sommige plaatsen eveneens werd verbreed – rond 1997-1998. Deze 2 verdiepingen vallen ongeveer samen met de verruimingswerken in de Westerschelde. Tussen deze 2 verdiepingen in is er rond 1990 nog een verdieping geweest van de drempels tussen Zandvliet en de Kallosluis. De drempels werden in deze periode met gemiddeld 1,0 à 2,0 m verdiept (pers. comm. ir. E. Taverniers).



Figuur 23 Overzicht bagger- en stortvolumes in de Zeeschelde van 1931 tot 2001 (Soresma, 2006).

4.2.3 Zandwinning

In de Zeeschelde vinden sedert 1981 regelmatig zandwinningen plaats ter hoogte van de Schaar van Ouden Doel (Soresma, 2006). In Figuur 24 wordt een overzicht gegeven van de jaarlijks gewonnen hoeveelheden. Van 1985 tot 2000 schommelt de zandwinning tussen 1,0 en 2,0 Mm³, vanaf 2000 echter werden de gewonnen hoeveelheden verlaagd tot minder dan 1,0 Mm³. De grote uitschieter in 1989 is te wijten aan een grote hoeveelheid zand (circa 5,0 Mm³) dat werd gewonnen bij de aanleg van de Liefkenshoektunnel.



Figuur 24 Overzicht zandwinhoeveelheden in de Zeeschelde van 1981 tot 2005 (Bron: aMT, pers. comm.).

4.2.4 Normalisatiewerken

De belangrijkste normalisatiewerken worden grafisch weergegeven aan de hand van historisch kaartmateriaal in Appendix B.

Normalisatiewerken tussen 1800 en 1950

a. Boven Zeeschelde

Ter verhoging van de afvoercapaciteit en ter bevordering van de bevaarbaarheid werden tussen 1878 en 1904 tussen Gent en Dendermonde regularisaties en bochtafsnijdingen uitgevoerd (Kiden, 1983). In totaal werd de Zeeschelde verkort met meer dan 10 km ofwel meer dan 20 %. Meyvis (1977a) geeft een volledig overzicht van de werken:

1. Bochtafsnijding van het Klaverke nabij Heusden (-2200m, 1878-1881)
2. Bochtafsnijding te Kleinbos tussen Heusden en Melle (-300m, 1884-1886)
3. Bochtafsnijding van Zwaanhoek (Heusden) (-350m, 1882-1884)
4. Bochtafsnijding opwaarts brug Wetteren (-1500m, 1882-1883)
5. Bochtafsnijding afwaarts Wetteren (-100m, 1893)
6. Bochtafsnijding te Schellebelle (-1200m, 1883-1885)
7. Bochtafsnijding van de Paardeweide (-400m, 1889-1892)
8. Bochtafsnijding te Appels (-1200m, 1882-1883)
9. Bochtafsnijding van Driegoten nabij Hamme (1902-1904)

Bij de rechttrekking nabij Hamme werd de oude loop slechts gedeeltelijk afgesloten, maar opslibbing deed een slik- en schorgebied ontstaan langs de rechteroever (van Struydonck et al, 2000). Door deze rechttrekking werd de Durmemonding licht gewijzigd. Waarschijnlijk was de vroegere monding in hydraulisch opzicht beter (Meyvis, 1977a).

Samen met de rechttrekkingen werden in de rivier normalisatiewerken uitgevoerd zoals het aanleggen van onoverstroombare dijken, eventueel verdiepen en aanpassen van de dwarsprofielen. Meyvis (1977a) geeft wederom een overzicht van de uitgevoerde werken:

1. Doortocht Wetteren (1892-1894)
2. Vak Wetteren – Schellebelle (1897-1898)
3. Vak Melle – brug van Wetteren (1899-1903)
4. Vak Gentbrugge – brug van Melle (1903-1905)
5. Vak Schellebelle – Schoonaarde (1911-1914)
6. Vak Schoonaarde – Appels (1925-1928)

Afwaarts Appels stroomde de Schelde reeds tussen onoverstroombare dijken en werden geen (nieuwe) werken uitgevoerd. Voorziene bochtafsnijdingen tussen Zele en Baasrode (waaronder deze van de Kramp) werden niet uitgevoerd. Volgens Kiden (1983) was een stijging van laag- en hoogwaters een gevolg van de verbeteringswerken.

Begin 20^e eeuw bevindt zich ter hoogte van Mariekerke midden in de Schelde een dichtbebost eiland (sommige historische kaarten tonen twee eilandjes). De diepste arm

volgde de rechteroever tot Sint-Amands en werd ‘ebdiep’ genoemd. De arm die de linkeroever volgde, heette ‘vloeddiep’. Door dijkwerken en verzanding slibde volgens Stuyck (1987) het ‘ebdiep’ langzamerhand dicht en kreeg het ‘vloeddiep’ naar verhouding meer stroming, diepte uit en werd in enkele decennia de hoofdvaarweg.

b. Durme

De verzanding van de Durme, maar ook het bochtige tracé van de rivier speelde de scheepvaart parten. Om het hydraulisch vermogen te vergroten werden bochtafsnijdingen tussen Hamme en Waasmunster voorgesteld (Taverniers, 1979). In totaal werd de rivier met 2,3 km ingekort:

1. Rectificatie te Waasmunster (1931-1934)
2. Rectificatie tussen Hamme en Waasmunster (1935-1937)
3. Opheffing eiland te Tielrode en rectificatie (1935)

Bij het realiseren van de nieuwe bedding werd ongeveer 725.000 m³ specie gebaggerd. De inbreng van nieuw zand en slib vanuit de Schelde wou men beperken door de aanleg van een lage dam in de monding van de Durme (1954). In datzelfde jaar werd aan de Oude Brug te Lokeren een hoge dam in de bedding aangebracht. Taverniers (1979) meldt verder nog de uitvoering van een vijftal baggerwerken tussen 1955 en 1970.

c. Rupel

In 1848 wordt voorgesteld de Rupel te verbreden en verdiepen alsook obstakels te verwijderen en zo de voortplanting van het getij te bevorderen. Vanaf 1849 werden enkele scherpe bochten weggegraven en een 100-tal dwarskribben gebouwd met als doel de geulen en drempels uit te schuren. Bij normalisatiewerken in 1892 en 1894 werd in de monding van de Rupel een stroomgeleider gebouwd. De bedoeling was een betere doorstroming van de vloedgolf in de Durme te bekomen (Meyvis, 1977a). De werken deden een zandbank ontstaan op de rechteroever in de monding. Bij nieuwe normalisatiewerken tussen 1910 en 1912 werd de stroomgeleider opnieuw afgebroken. Deze werken gingen gepaard met omvangrijke zandwinningen op de plaat van Rupelmonde (Meyvis, 1977a).

Bij de aanleg van het Zeekanaal wordt de Vliet (Grote Molenbeek) afgesloten van het getij. Hoewel gravitaire lozing mogelijk blijft, wordt ook een pompemaal op het Zeekanaal voorzien.

Ook de samenvloeiing van Dijle en Nete wordt aangepakt (bochtverbreding en kribben) om een betere indringing (en verdeling) van het getij over beide rivieren te realiseren. De eerste verbeteringswerken dateren van 1849. De linkeroever van de Nete werd versterkt met 5 kribben. De zandplaat langs rechteroever werd ter hoogte van de gemeente Rumst weggebaggerd. Afwaarts van de samenvloeiing bleken het noodzakelijk 10 kribben aan te leggen langs linkeroever in de Rupel, samen met 2 kribben langs linkeroever van de Dijle (1853-1860) (Meyvis, 1977a).

Opnieuw geeft Meyvis (1977a) een oplistijng van de werken in de Rupel:

1. Normalisatie bocht van Heindonk (1851-1860): nieuwe dijk achter oude + 3 kribben langs RO
2. Verbeteringswerken bocht Scheepmakersrek (~1848): vergroten kromtestraal + 5 kribben langs LO
3. Verbeteringswerken tussen Scheepmakersrek en het Begijntje (1851-1860): 20 kribben op beide oevers
4. Vak Boom – Willebroek – Noeveren (1846-1850): meer dan 10 kribben en nadien bouw kaaimuur na opvulling
5. Vak Hellegat – Eikenvliet (1851-1862): kribben langs beide oevers
6. Regularisatie bocht van Wintam (1850-1910): bochtverruiming + kribben

d. Beneden-Zeeschelde

Tot in 1878 stroomde de Schelde voor de Rede te Antwerpen in een zeer onregelmatige bedding, gaande van 400 m breed ter hoogte van Burcht naar bijna 600 m en minder dan 300 m tot opnieuw ongeveer 400 m ter hoogte van Kattendijksluis. In een eerste fase werd tussen 1878 en 1881 +/-3,5 km kaaimuur gebouwd. In 1895 werd kaaimuur met 2,0 km verlengd in zuidelijke richting. In 1887 had de thalweg zich langs de kaaimuur gevormd, maar ontstond wel een rug ter hoogte van het loodsgebouw, zodat onderhoudsbaggerwerken nodig waren. Op de linkeroever begonnen de plaat van de Vlakte en de Palingplaat zich te ontwikkelen (Meyvis, 1977a).

Normalisatiewerken na 1950

a. Aanleg Ringvaart rond Gent (1969)

De rechtekkingen op Leie en Bovenschelde versnelde de afvoer naar Gent. Ter voorkoming van wateroverlast in het centrum van Gent, maar ook omwille van de scheepvaart, werd besloten de Ringvaart aan te leggen (Meyvis, 1977a). Slechts in geval van een was ontvangt de Zeeschelde water van Bovenschelde en Leie. In een verdrag tussen Nederland en België aangaande het tegengaan van de zoutindringing in het kanaal Gent-Terneuzen wordt Vlaanderen er toe verbonden een minimale gemiddelde toevoer te garanderen.

b. Uitvoering Sigma-plan 1977

De overstromingen van 1953 waren voor de Nederlandse overheid de rechtstreekse aanleiding tot het opstellen van het Deltaplan. In Vlaanderen werd pas na de stormvloed van 1976, toen Ruisbroek onderliep, een gelijkaardig plan voor Vlaanderen uitgewerkt, het Sigma-plan (Meyvis, 2003). Het Sigma-plan bestaat uit drie grote luiken:

1. Verhoging en verzwaring van de dijken tot “Sigmahoogte” (11,00 m, 8,35 m of 8,00⁵ m TAW): deze werden op heden voor 80 % uitgevoerd
2. Aanleg van 13 gecontroleerde overstromingsgebieden (GOG's) met overloopdijken: Bergenmeersen, Paardeweide, Uiterdijk, Grootshoor/Grote Wal, Scheldebroek, Tielrodebroek, Potpolders I & IV langs de Durme, Kruibeke-Bazel-Rupelmonde (KBR, in aanleg), Bovenzanden, Anderstadt I & II en de Polder van Lier
3. De bouw van een stormvloedkering in Oosterweel. Een maatschappelijke kosten-baten analyse heeft echter uitgewezen dat de bouw van een dergelijke waterbouwkundige constructie niet verantwoord is.

Bij de versterking van de dijken blijven de oude dijken binnen het nieuwe dijklichaam behouden. De verdere uitbouw gebeurt aan de landzijde in grote mate met zand, gewonnen uit de rivier. Over de zandaanvullingen komt een kleihoudende afdeklaag van ongeveer 60 cm dik, meestal ter plaatse gewonnen. De kruinbreedte bedraagt 7 m, gereduceerd tot 5 m in de meer opwaarts gelegen gebieden. Een riviertalud van 12/4 en landtalud van 16/4 of 12/4, respectievelijk bij diep- of hogerliggend achterland. Bestaande kaaien, waterkeringen worden ook op “Sigmahoogte” gebracht (Meyvis, 2003).

Ter hoogte van overstromingsgebieden moet een ringdijk voorzien worden. De dijk langs de waterweg wordt ingericht als overloopdijk. Het dijklichaam wordt verbreed en krijgt een flauwer landtalud. Kruinberm en landtalud krijgen een bekleding in gevezelde open steenasfalt (Meyvis, 2003)

c. Verbetering toegankelijkheid Haven van Antwerpen

De regularisatie van de rechteroever van de Zeeschelde nabij de (toen nog te bouwen) Zandvlietsluis werd uitgevoerd in 1963-1964, na een studie door het Waterbouwkundig Laboratorium te Borgerhout. De proeven toonden aan dat de ontworpen regularisatie een aanzienlijke verbetering van het vaarwater als gevolg zou hebben. In werkelijkheid trad een ogenblikkelijke verbreding van het vaarwater op, maar na enige tijd trad een verondieping op alsook drong de Plaat van Doel op naar het vaarwater toe (Meyvis, 1977a).

De regularisatie in de omgeving van Bath werd uitgebreid bestudeerd. Het aanbrengen van lei- en strekdammen had tot de doel de ebstream te concentreren in het vaarwater en de vloedstream in de scharen gedeeltelijk te beteugelen. Zo werd de aanleg van een leidam op de Plaat van Doel voorzien. Deze leidam heeft in belangrijke mate bijgedragen tot de verbetering van de Schelde nabij de Zandvlietsluis. Ook de aanleg van een leidam (1968-1971) op de Ballastplaat behoorde tot het plan. Aan het afwaartse uiteinde van de dam worden belangrijke uitschuringen vastgesteld (Meyvis, 1977a).

In de tweede helft van vorige eeuw werd de capaciteit van de Haven van Antwerpen verder uitgebreid door de aanleg van de Noordzeeterminal en Europaterminal. Verder werd ook overgegaan tot de bouw van het Deurganckdok.

⁵ Het originele Sigmaplan voorzag opwaarts van Schoonaarde dijkcota 7.50 m TAW. Rekening houdend met de bovenafvoer werd vanaf 1995 eveneens 8.00 m TAW gehanteerd (Meyvis, 2003).

4.2.5 Wijziging bovendebiet

Reeds in de 13^e eeuw werd de Dender door middel van een sluis afgesloten van de tijwering op de Schelde, hoewel aanvankelijk af en toe tijwater werd binnengelaten.

Ter bestrijding van overstromingen te Gent ten gevolge van wassen op de Bovenschelde en Leie werd tussen 1847 en 1862 het Afleidingskanaal op de Leie aangelegd. Een deel van het Leiewater (bovenwater van de Zeeschelde) wordt ook aangewend voor de voeding van het Kanaal Gent-Brugge en Gent-Terneuzen. Voordat het kanaal werd gegraven drong het getij slechts sporadisch (enkel de sterkste getijden) door tot in Gentbrugge (Kiden, 1983). Na de constructie van het kanaal dringt het getij in alle omstandigheden door tot Gent. Er doet zich wel een verlaging van de hoogwaters voor door de debietsvermindering (Meyvis, 1977a). Door dit verder doordringen werd de laagwaterbedding verder uitgeschuurd wat een daling van zowel de laagwaters als hoogwaters met zich meebracht. De vermindering van bovendebiet veroorzaakt dan weer aanslibbingen tussen Gent en Dendermonde (Kiden, 1983).

Met de aanleg van het Kanaal Gent-Terneuzen in 1825 werd de natuurlijke afvoer die oorspronkelijk naar de Durme liep, afgeleid naar het kanaal (Taverniers, 1979). Afname van het bovendebiet vermindert het uitschurend vermogen en werkt zo aanzanding en opslibbing in de hand.

4.3 Ingrepen in en langs de Westerschelde

4.3.1 Inpolderingen en ontpolderingen

Inpolderingen

Inpolderingen bij Zeeuws-Vlaanderen, Walcheren en Zuid-Beveland hebben een belangrijke rol gespeeld in de ontwikkeling van de Westerschelde. Voor zover bekend vonden de eerste kleinschalige inpolderingen plaats rond het jaar 1100 (Mol, 1995). De Westerschelde was in die tijd verbonden met de Oosterschelde door het Sloe en Kreekrak. Ook in zuidelijke richting strekte het estuarium zich ver uit in diverse zijtakken en intergetijdgebieden.

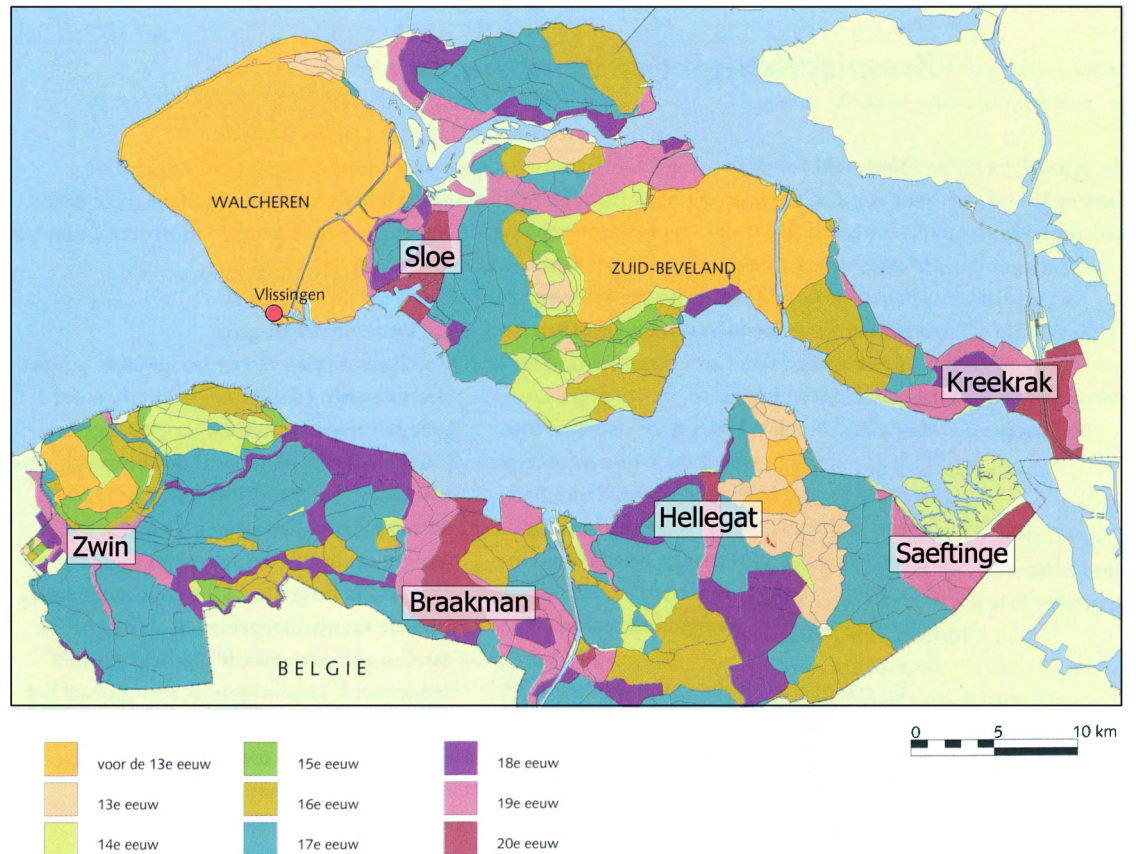
In de 17^{de} eeuw bereikte het oppervlak van de Westerschelde een maximum (ca. 600 km²), als gevolg van slecht onderhoud en het opzettelijk doorsteken van dijken tijdens de 80-jarige oorlog (Van den Berg et al., 1996). Na de 17^{de} eeuw volgde een periode van verlanding. Zijtakken verzandden en grote delen van de intergetijdgebieden slibden aan. De verbindingen met de Oosterschelde verzandden en werden uiteindelijk (in de 19^{de} en 20^{ste} eeuw) ingedamd. Daarnaast vond er grootschalige inpoldering plaats. Het oppervlak van de Westerschelde nam hierdoor af van ca. 600 km² in 1600 tot 450 km² in 1800 en 310 km² in de huidige situatie. Op locaties waar werd ingepolderd verdwenen de slikken en schorren (Vroon, 1997). Het areaal intergetijdgebied (tussen NAP -2m en NAP +2m) nam als gevolg hiervan af van 350 km² in 1650 tot 180 km² in 1800 en tenslotte tot 90 km² in de jaren '90 (Van der Spek, 1993). Tegenwoordig is het Verdronken land van Saeftinghe het enige overgebleven schor van substantieel formaat (zie Figuur 25). De Westerschelde is door de inpolderingen van een ondiep, uitgestrekt estuarium veranderd in een dieper en smaller trechtersvormig estuarium.



Figuur 25 Het Verdronken Land van Saeftinghe.

Figuur 26 geeft de inpolderingen weer langs de Westerschelde. In 1968 vond met de drooglegging van de schorren bij Bath de laatste inpoldering plaats. Van 1650-1968 is naar schatting 40 000 ha. ingepolderd (Mol, 1995). De inpolderingen zijn onderverdeeld in zes hoofdlocaties: het noordelijk gelegen Sloe en Kreekrak en het zuidelijk gelegen Zwin, Braakman, Hellegat en het Verdronken Land van Saeftinghe.

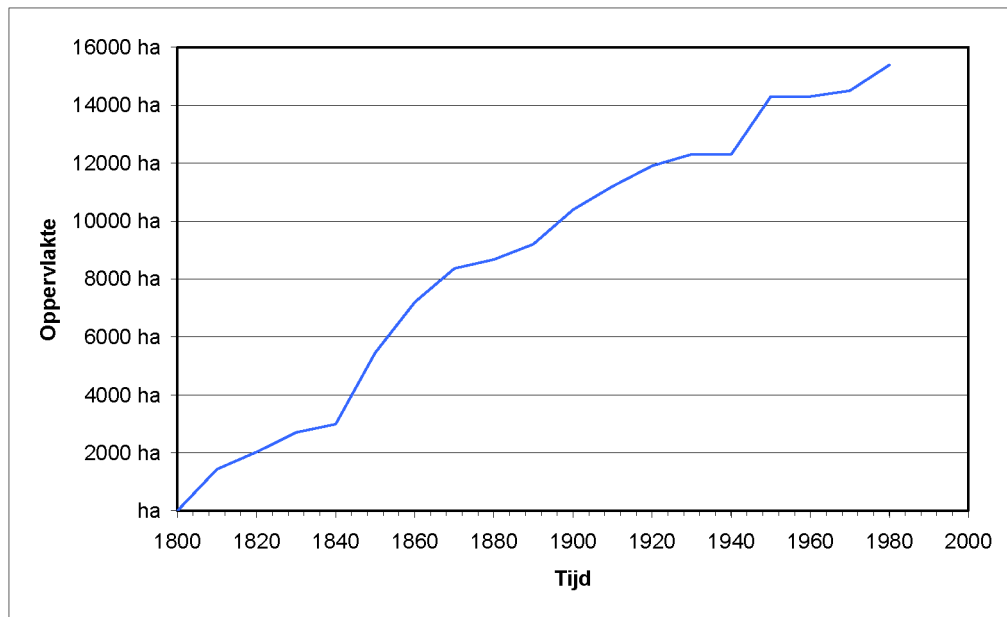
Figuur 27 geeft inzicht in het oppervlak van inpolderingen vanaf 1800. In totaal is er vanaf 1800 tot 1970 ca. 15 400 ha. (154 km²) ingepolderd. Daarvan werd in de 19de eeuw ca. 65 procent drooggelegd en ca. 35 procent in de 20ste eeuw. Het oppervlak van inpolderingen heeft voor de beschouwde periode een lineaire trend gevolgd.



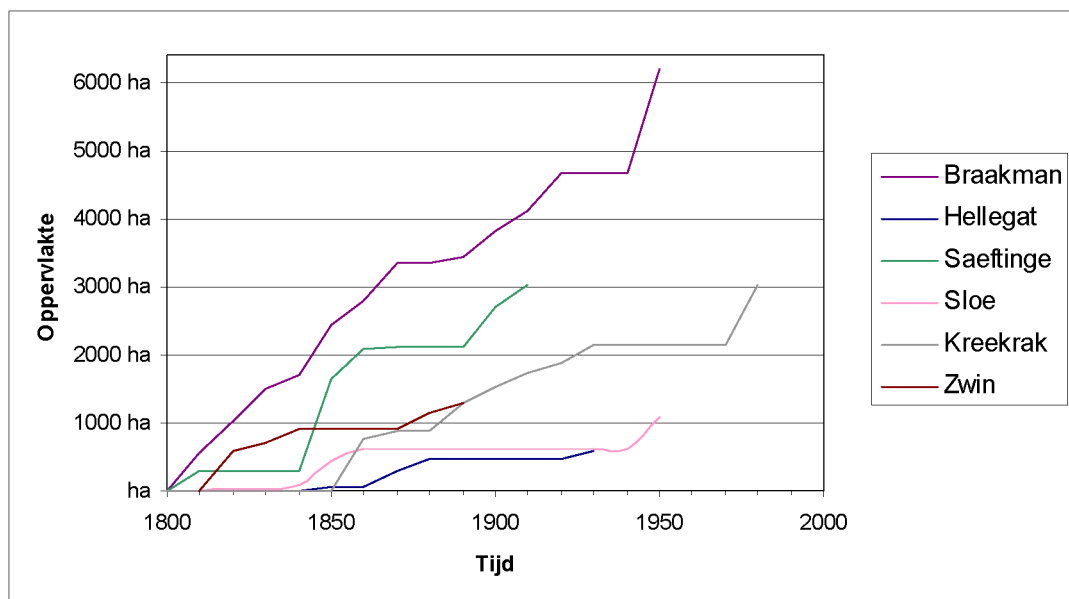
Figuur 26 Kaart met inpolderingen langs de Westerschelde (Vroon, 1997).

Figuur 28 geeft de ontpolderingsoppervlakken voor de zes hoofdgebieden (Mol, 1995).

- De inpolderingen bij Braakman hebben het grootste oppervlak (6188 ha. of 40 procent) en werden voltooid in 1952. De laatste ingepolderde gebieden waren achtereenvolgens de Dekkerspolder (85 ha., 1906), de Van Dunnepolder (51 ha., 1907), Van Wijckhuisepolder (214 ha., 1912), de Dijkmeesterpolder (344 ha., 1918) en de Braakmanpolder (1525 ha., 1952).
- In Hellegat begon de inpoldering (595 ha.) in 1848 en werd in 1926 voltooid met de aanleg van de Hellegatpolder (132 ha.).
- Saeftinghe is ingepolderd van 1805 tot 1907, beslaat een oppervlak van 3016 ha. en werd voltooid met de Hertogin-Hedwigpolder (316 ha.)
- De inpolderingen bij Sloe (1295 ha.) hebben van 1829 tot 1961 plaatsgevonden. De Quarlespolder (481 ha., 1949) en de Nieuwe polder (200 ha., 1961) werden als laatste afgerond.
- Kreekrak werd ingepolderd van 1851 tot 1970 en beslaat een oppervlakte van 3025 ha. Aan de inpoldering kwam een einde met de Volckerpolder (208 ha., 1904), de Hogerwaardpolder (1255 ha., 1911), de Kreekrakpolder (257ha., 1923) en schorren bij Bath (890 ha., 1970).
- Zwin is een relatief klein gebied (1280 ha.) ten westen van de Braakmanpolder. Dit gebied werd voltooid in 1873 met de Willem-Leopoldpolder.



Figuur 27 Inpolderingen Westerschelde cumulatief (gegevens ontleend aan Mol, 1995).



Figuur 28 Inpolderingen per deelgebied Westerschelde cumulatief (gegevens ontleend aan Mol, 1995).

Ontpolderingen

Ontpolderen is het teruggeven van (drooggelegde) gebieden aan het water. Tot op heden is hier weinig maatschappelijk draagvlak voor vanwege de eeuwige strijd tegen het water. In februari 1990 gebeurde het echter toevallig, toen een storm gaten in de zomerdijk sloeg van de Selenapolder, een langgerekte deelgebied van het Verdronken Land van Saeftinghe. De schade was dermate groot dat besloten werd om de dijk niet te herstellen, waarna de polder

in de loop der tijd in een schor veranderde: de Sieperdaschor, zie Figuur 29 (Stikvoort, 2000). In het kader van de derde verruiming (zie paragraaf 4.3.2) wordt momenteel overwogen om in de toekomst meer gebieden te ontpolderen (op vrijwillige basis), ter compensatie van de natuur (OS2010). Mede hierom worden ontwikkelingen in de Sieperdaschor momenteel intensief gemonitord.



Figuur 29 Het Sieperdaschor.

4.3.2 Vaargeulverdiepingen en onderhoud

Verdiepingen

Informatie met betrekking tot de historische diepten van de Westerschelde is schaars. Hoste en Loyen (2002) geven op basis van historische Scheldekaarten, afkomstig van de Afdeling Maritieme Schelde, de volgende ramingen van de diepte op een aantal kritische drempels van de monding tot Antwerpen.

Tabel 9 Historische diepten Westerschelde t.o.v. GLLWS (Hoste en Loyen, 2002).

Drempel	1890	1905	1922	1937
Borssele	8,7	11,0	10,8	11,6
Baarland	7,65	11,1	9,7	9,5
Hansweert	5,4	6,1	7,0	7,6
Valkenisse	8,25	6,5	6,4	8,5
Bath	7,5	3,1	5,6	8,3

De Westerschelde heeft twee verdiepingsperioden gekend. De eerste vond eind jaren 60 van de vorige eeuw plaats. De verdieping startte met de drempel van Bath, eindigde met de verdieping van de drempel van Hansweert en Borssele in 1979 en heeft in totaal ca. 10 jaar geduurd (Kornman et al., 2002). Tijdens de verdieping zijn de drempels met 2,5 à 3 m verlaagd tot een streefdiepte van GLLWS -12m. De gebaggerde specie werd voornamelijk in het oostelijk deel van de Westerschelde teruggestort.

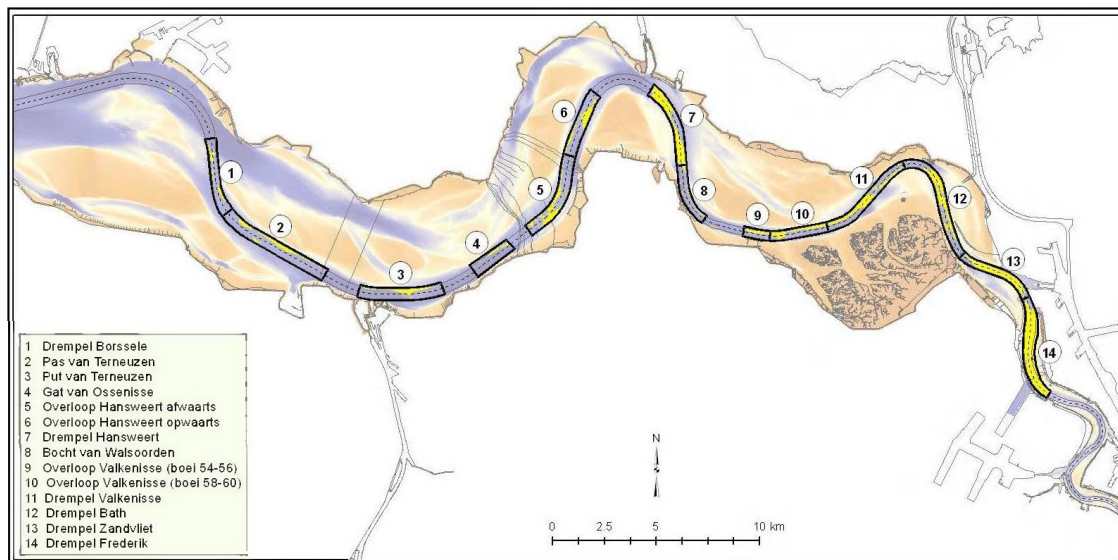
Voor de tweede verdieping wordt de periode van juli 1997 – juli 1998 genoemd (Kornman et al., 2002). De drempel van Vlissingen en de geulen in de monding zijn echter pas in respectievelijk 1999 en 2000 verdiept. Daarnaast is in 2000-2001 baggerwerk uitgevoerd om de vaargeul te verbreden. Aangezien bij deze verdieping ook werd verbreed, wordt over het algemeen over de tweede verruiming gesproken. De verdieping bedroeg 1 à 1,5 m, waarmee de drempels in de Westerschelde op een streefdiepte van GLLWS -13,3 zijn gebracht. Deze verruiming maakte getijongebonden toegang mogelijk voor schepen met een maximale diepgang van 11,85 m, uitgaande van een kielspeling van 12,5 procent.

Na ratificatie van de Scheldeverdragen door het Nederlandse Parlement kan een derde verruiming worden uitgevoerd. De verruiming moet een getijonafhankelijke vaart van schepen met een diepgang van 13,10 meter mogelijk maken. Dit betekent een minimale gewaarborgde waterdiepte van GLLWS -14,7 meter.

Onderhoud

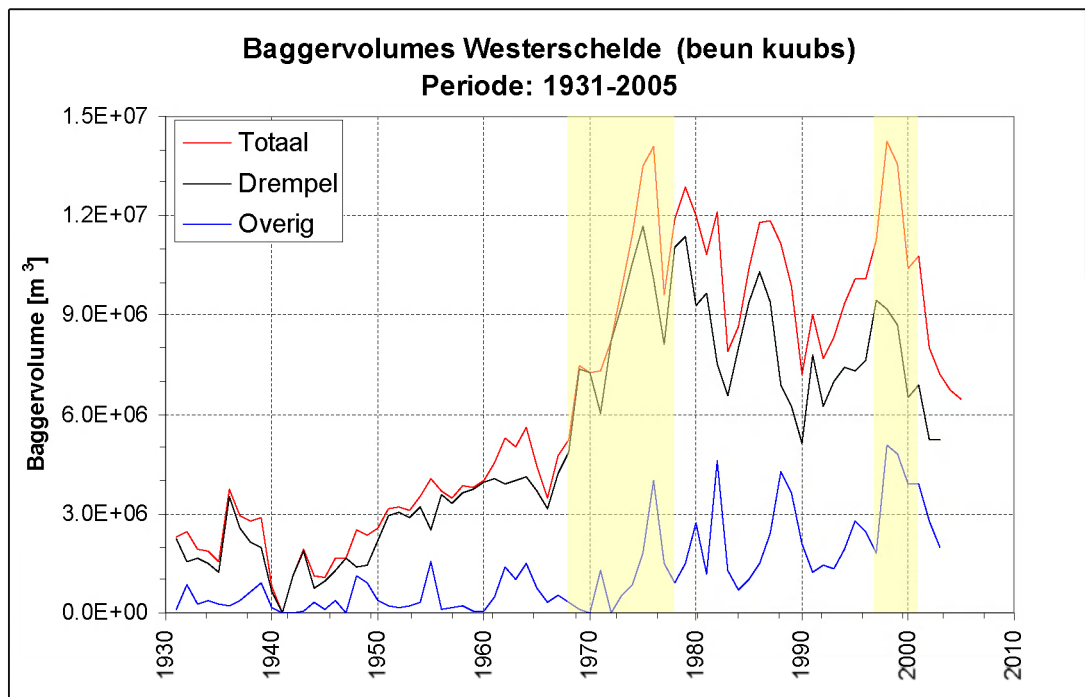
Sinds 1885 wordt baggerwerk uitgevoerd op de drempels van de Schelde om de vaargeul naar Antwerpen op diepte te houden. De laatste paar decennia wordt ook op de geulwanden langs platen gebaggerd. De voornaamste baggergebieden worden getoond in Figuur 30.

In 1905 werd met de drempel van Bath voor het eerst op Nederlands grondgebied gebaggerd. Het jaarlijkse baggervolume was van 1905 tot 1915 ca. 1-2 Mm³/j (Belmans, 1988). Na de eerste wereldoorlog daalde het volume tijdelijk naar 0,5 Mm³/j, waarna het met de bouw van de Kruisschanssluis in 1928 weer steeg tot 2-3 Mm³/j. De baggervolumes voor de periode 1931-2006 zijn weergegeven in Figuur 31.



Figuur 30 Drempels in het Schelde estuarium.

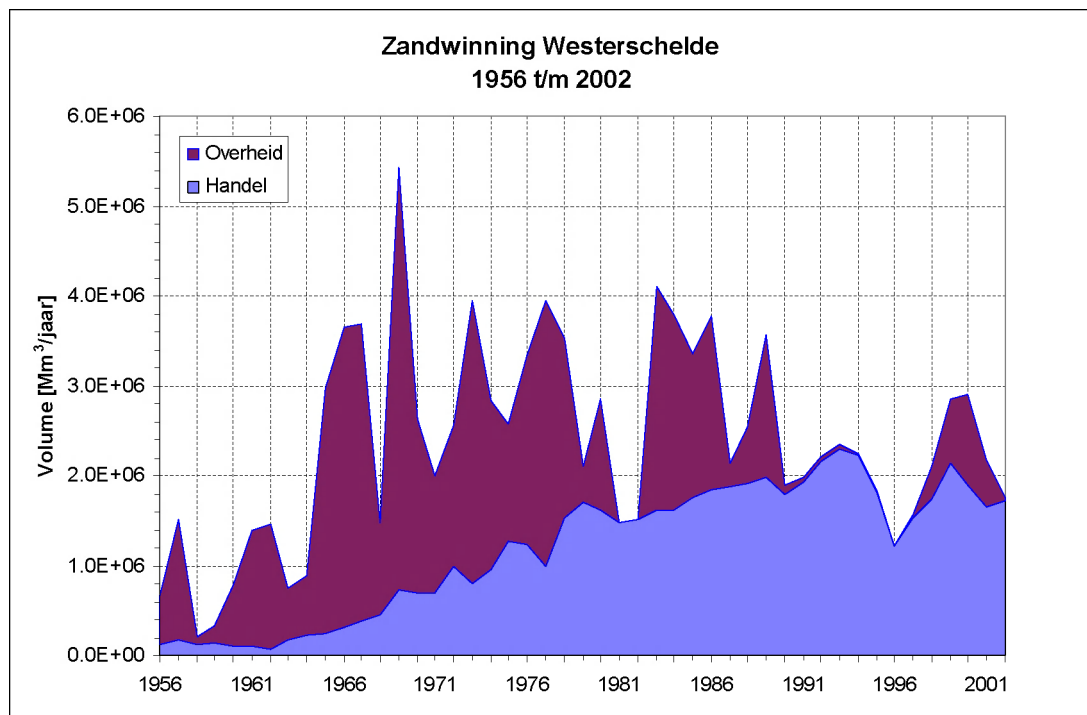
In de figuur wordt onderscheid gemaakt tussen de gebaggerde hoeveelheden op de drempels en de overige gebieden zoals plaatranden. Tussen 1945 en 1965 neemt het baggervolume toe van ca. 1 naar 5 Mm³/j, waarvan 85 procent op de drempels. De eerste verruiming (geel aangegeven in de figuur) leidt tot een toename tot maar liefst 12 Mm³/j. Een deel hiervan bestaat overigens uit verdiepingsbaggerwerk (aanlegbaggerwerk). Na de eerste verruiming daalt het baggervolume tot ongeveer 8 Mm³/j om bij de tweede verruiming rond 1998 weer toe te nemen tot maximaal 14 Mm³/j. Na de tweede verruiming daalt het onderhoud geleidelijk van 8 Mm³/j in 2002 naar 6,5 Mm³/j in 2005. Hiermee is het tegenwoordig weer bijna op het niveau van vóór de eerste verruiming, wat opmerkelijk is na twee verdiepingen. De precieze oorzaken van deze afnamen is tot op heden nog niet bekend. Nederlands uitgangspunt bij het onderhouden van de vaargeul is dat alle gebaggerde specie in het systeem wordt teruggestort. Er zijn echter perioden geweest, o.a. tijdens en na de eerste verdieping, dat niet alle gebaggerde specie werd teruggestort.



Figuur 31 Baggervolumes Westerschelde (Arcadis, Technum, WL | Delft Hydraulics, 2007).

4.3.3 Zandwinning

Naast baggeren en storten wordt er in de Westerschelde sinds het eind van de 19e eeuw ook zand gewonnen. Jaarlijkse gegevens zijn beschikbaar vanaf 1955 (Figuur 32). Vanaf 2001 is de jaarlijks toegestane hoeveelheid zandwinning 2 Mm³ voor commerciële doeleinden en voor de Nederlandse en Vlaamse overheid beiden 0,3 Mm³. In het beleidsplan “Zandwinning 2001-2011” wordt gesteld dat de zandwinning zoveel mogelijk moet worden gecombineerd met baggerwerk dat toch al uitgevoerd moet worden, om zo de ingreep zo klein mogelijk te houden. De toegestane omvang van de zandwinning werd in het verleden gekoppeld aan de zandimport afgeleid uit zandbalansen. Sinds de tweede helft van de jaren negentig exporteert het systeem echter zand. De precieze oorzaken van deze export zijn nog niet bekend. Vooruitlopend op nadere studies naar de oorzaken is besloten om de zandwinning in de Westerschelde tot 2010 lineair af te bouwen tot nul.



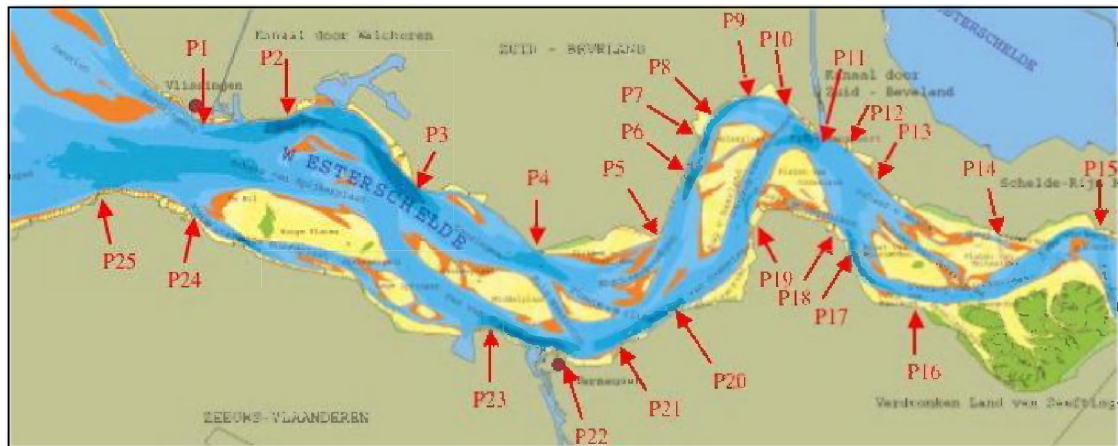
Figuur 32 Zandwinning Westerschelde (HAECON, 2006).

Gemiddeld is er gedurende de periode 1956-2002 2,4 Mm³/j zand gewonnen; in totaal is er een hoeveelheid van 120 Mm³ aan de Westerschelde onttrokken. Tot 1991 werd voornamelijk in het westelijk deel van de Westerschelde zand gewonnen. Sinds een beleidswijziging in 1992 wordt het zand voor 70 procent gewonnen in het oostelijk deel, voor 20 procent in het middendeel en voor 10 procent in het westelijk deel van de Westerschelde. De belangrijkste locaties waar zand wordt gewonnen liggen langs de hoofdgeulen (preventief onderhoud) en in enkele nevengeulen. Gemiddeld 60 procent van het zand wordt in de hoofdgeulen gewonnen.

4.3.4 Normalisatiewerken

Harde oeverbekledingen

In de loop der tijd is de ligging van de Westerschelde door dijken, havenhoofden en andere kunstwerken op verschillende locaties vastgelegd ten behoeve van de scheepvaart en/of de veiligheid van de waterkeringen. Figuur 33 geeft een overzicht van deze kunstwerken. De figuur is ontleend aan PAET (2004).

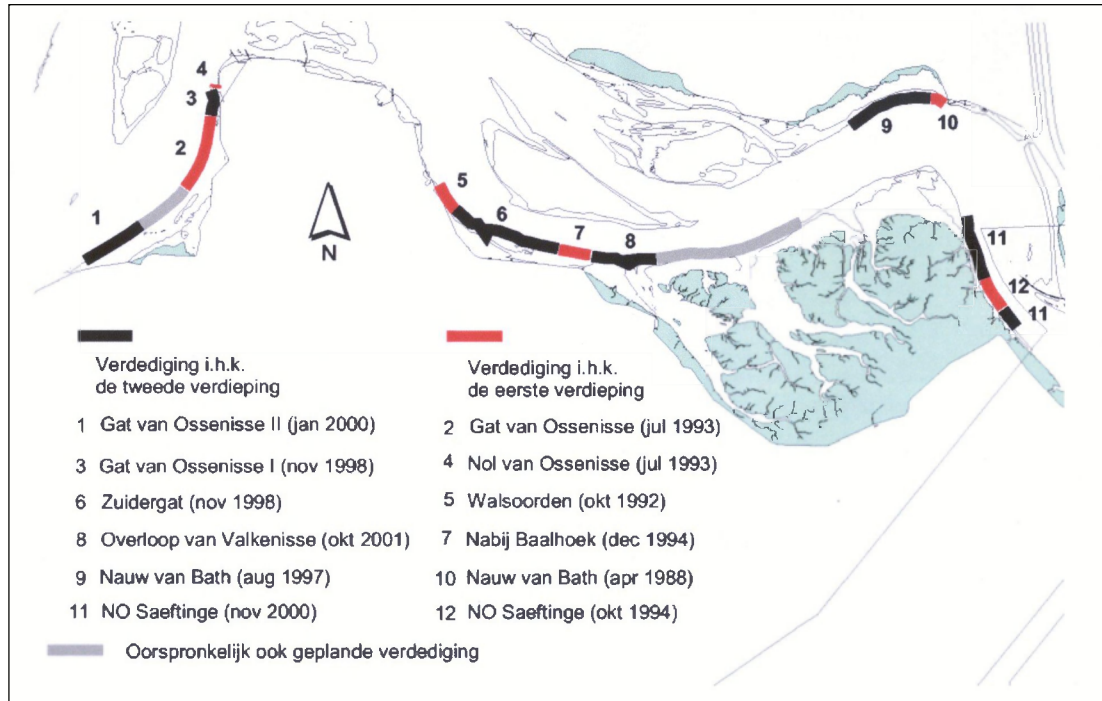


Figuur 33 Harde bekledingen (PAET, 2004).

Nummer	Verhardingen rechterbank	Nummer	Verhardingen linkerbank
P1	Vlissingen	P16	Baalhoek
P2	Ritthem – Schone Waardin	P17	Walsoorden
P3	Borssele	P18	Oude Hoofd
P4	Ellewoutsdijk	P19	Hoek van Ossensisse - Zeedorp
P5	Hoek van Baarland	P20	Eendragtspolder
P6	Hoedekenskerke	P21	Margaretapolder-Griete
P7	Biezelingse Ham	P22	Terneuzen
P8	's-Gravenpolder	P23	Nieuwe Neuzenpolder
P9	Eversdijk	P24	Hoofdplaat
P10	Schore	P25	Nummer Een
P11	Hansweert	P26	Breskens - Voorhaven
P12	Kruiningen	P27	Nieuwe Sluis
P13	Waarde		
P14	Zimmermanpolder		
P15	Bath		

Geulwandverdedigingen

De geulen in de Westerschelde hebben onder invloed van de stroming van het water de neiging uit te bochten, waardoor de waterkering, scheepvaart of ecologische waardevolle gebieden in gevaar kunnen komen. Op verschillende plaatsen in de Westerschelde zijn geulwandverdedigingen aangelegd om het uitbochten van de geulen tegen te gaan. In Figuur 34 is een overzicht gegeven van de locaties en het tijdstip van aanleg van de geulwandverdedigingen.

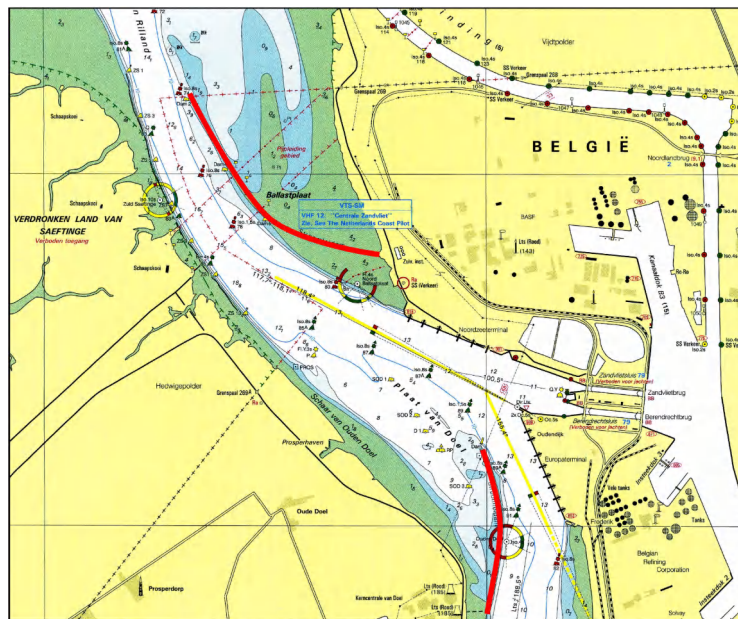


Figuur 34 Geulwandverdedigingen in de Westerschelde (van der Kaaij et al., 2004).

Leidammen

Op basis van onderzoek van het Waterloopkundig Laboratorium Borgerhout werd in de jaren zestig onderzoek uitgevoerd naar het gebruik van leidammen om de vaargeul beter bevaarbaar te houden. Twee leidammen zijn in de periode 1966-1971 aangelegd (Figuur 35). De eerste is gelegen op de plaat van Doel en is 2 km lang. De tweede is 2.8 km lang en is aangelegd op de Ballastplaat.

De leidammen hebben als doel om de ebstroom te concentreren en de vloedstroom in de scharen te verminderen om hiermee een grotere natuurlijke diepte te realiseren en daarnaast ongunstige natuurlijke geulontwikkelingen te bestrijden. In hoeverre dergelijke ontwikkelingen ook zijn opgetreden is moeilijk vast te stellen doordat tijdens en na de aanleg van de leidammen de vaargeul ook is verdiept.



Figuur 35 Leidammen bij Ballastplaat (boven) en Plaat van doel (beneden).

4.4 Conclusies

De eerste menselijke inpolderingen in het Schelde-estuarium werden omstreeks 1100 uitgevoerd. Sindsdien is de mens steeds meer en grotere gebieden beginnen in te polderen, met een zwaartepunt in de periode tussen de 14de en de 20ste eeuw. Grote stormvloedden zorgden vaak voor ontpolderingen van eerder ingepolderde gebieden, hoewel de mens soms eveneens ingepolderde zones opnieuw ontpolderde uit strategische overwegingen (bijvoorbeeld tijdens de Spaanse successieoorlogen in de 18de eeuw).

Vanaf ongeveer de tweede helft van de 19de eeuw begon men aanpassingen aan de rivier uit te voeren ten behoeve van de scheepvaart. De eerste baggerinspanning op een drempel in de Westerschelde werd genoteerd in 1885. In de jaren '70 werd een eerste verdieping van alle drempels in het estuarium uitgevoerd, rond 1990 een beperkte verdieping van de drempels in de Zeeschelde en tussen 1997 en 1999 opnieuw een verdieping van alle drempels in het hele estuarium. Daarnaast werd aansluitend op deze laatste verdieping de vaargeul op sommige locaties eveneens verbreed (vandaar dat men eerder spreekt over een verruiming dan over een verdieping). Naast het baggeren van de drempels werden in deze periode eveneens normalisatiewerken uitgevoerd, zoals het aanleggen van harde oeverbekledingen, geulwandverdedigingen en 2 grote strekdammen ter hoogte van de Belgisch-Nederlandse grens. In de Bovenschelde en de getijgebonden bijrivieren van de Zeeschelde werden eveneens grootschalige bochtafsnijdingen en rectificaties uitgevoerd. Daarnaast werden tussen 1945 en 2000 op de Zeeschelde grote waterbouwkundige constructies gebouwd ter uitbreiding van de haven van Antwerpen.

Vanaf het einde van de 19de eeuw wordt er zand onttrokken uit de Westerschelde, zowel voor commerciële doeleinden als voor projecten in opdracht van de overheid. Gemiddeld werd er tot op heden jaarlijks circa 2,4 Mm³ onttrokken, resulterend in een cumulatieve hoeveelheid van 120 Mm³ die sinds het einde van de 19de eeuw werd onttrokken. In de Zeeschelde werd pas in 1981 gestart met het winnen van zand, gemiddeld ongeveer 1,5 Mm³ per jaar. Ter hoogte van de plaat van Ouden Doel – de enige zandwinlocatie in de Zeeschelde – is tot op heden ongeveer 29 Mm³ zand gewonnen. Momenteel wordt de zandwinning zowel in de Westerschelde als de Zeeschelde geleidelijk aan afgebouwd.

Tot slot kan nog vermeld worden dat er belangrijke wijzigingen zijn gebeurd wat betreft het bovendebiet in de Schelde in de 19de eeuw. In deze periode werd een complex watersysteem rond Gent gebouwd, wat de afvoer van regenwater langs de Schelde aanzienlijk verminderde.

Tabel 10 Samenvatting van menselijke ingrepen in Zee- en Westerschelde.

Ingrep	Zeeschelde	Westerschelde
Impolderen	<ul style="list-style-type: none"> • zwaartepunt tussen 14^{de} en 20^{ste} eeuw • gestopt circa 1950 	<ul style="list-style-type: none"> • zwaartepunt tussen de 15de en de 19de eeuw • gestopt circa 1970
Baggerwerken	<ul style="list-style-type: none"> • vanaf eind 19^{de} eeuw • 3 verdiepingen: <ul style="list-style-type: none"> – Rond 1975 – Rond 1990 – 1997-1998 	<ul style="list-style-type: none"> • vanaf 1885 • 2 verdiepingen <ul style="list-style-type: none"> – Tussen 1970-1980 – 1997-1998
Zandwinning	<ul style="list-style-type: none"> • Vanaf 1981 • Gemiddeld 1,5 Mm³/jaar • Totaal tot 2005: 29 Mm³ 	<ul style="list-style-type: none"> • Vanaf eind 19^{de} eeuw • Gemiddeld 2,4 Mm³/jaar • Totaal tot 2005: 120 Mm³
Normalisatiewerken	<ul style="list-style-type: none"> • Bochtafsnijdingen en rectificaties in Bovenschelde • Grote waterbouwkundige infrastructuurwerken • Aanleg van leidam in jaren '60-'70 	<ul style="list-style-type: none"> • Harde oeverbekleding en geulwandverdediging • Aanleg van leidam in jaren '60-'70
Wijziging bovendebiet	Constructie complex watersysteem te Gent in 19 ^{de} eeuw	

5 Invloed van factoren op hoogwaterstanden

5.1 Inleiding

Vershillende factoren zijn van invloed op de ontwikkeling van de hoogwaterstanden in het estuarium. Deze kunnen worden onderverdeeld in natuurlijke factoren en antropogene factoren. Beiden gaan gepaard met morfologische veranderingen op diverse tijd- en ruimteschalen die weer van invloed kunnen zijn op het getij en daarmee op de ontwikkeling van de hoogwaterstanden in het estuarium. Het ontrafelen van dit samenspel is op basis van alleen waarnemingen praktisch niet mogelijk. Gevalideerde numerieke modellen, in combinatie met de hydrodynamische en morfologische waarnemingen, kunnen wel helpen om een beter inzicht te krijgen in de effecten en bijbehorende tijd- en ruimteschalen van de verschillende factoren op de waterbeweging en morfologie. Van der Spek (1994, 1997), Witteveen & Bos (1999) en Pieters (2002) hebben effecten bestudeerd op basis van waarnemingen en met behulp van hydrodynamische modellen. Kramer (2002) geeft een samenvatting van deze en andere studies. Om de ontwikkelingen van de Westerschelde na de verruiming tien jaar te volgen is het is het programma MOVE (Monitoring Verruiming) opgezet. Dit monitoringsprogramma heeft als doel 'de omvang van de gevolgen van de verdieping voor de Westerschelde en het mondingsgebied te leren kennen en vast te leggen en het beheer daarop te kunnen aanpassen'. Recent is het eindrapport van MOVE verschenen (Van Eck en Holzhauer, 2007).

Hoewel de studies wel inzicht geven in een deel van de fysische mechanismen die een rol spelen bij de effecten van ingrepen, geven ze geen kwantitatieve informatie over de tijd en ruimteschalen van deze effecten. Om hierover uitspraken te kunnen doen zijn lange termijn morfologische modellen nodig, die bij voorkeur worden gebruikt in combinatie met de historische waarnemingen. ESTMORF is een operationeel morfologische model, waarmee vooral de grootschalige, lange termijn effecten van natuurlijke factoren en menselijke ingrepen kunnen worden geschat. In het verleden zijn in diverse kaders enkele modelstudies met ESTMORF uitgevoerd, waarbij de nadruk lag op het bepalen van de toekomstige effecten van ingrepen (verdiepingen en ontpolderingen) en natuurlijke factoren (zeespiegelstijging en de 18,6 jarige cyclus) op de grootschalige zandhuishouding van de Westerschelde en monding. Effecten op getijslag zijn hierbij meestal wel geanalyseerd, die op de hoogwaters veel minder. Een dergelijke aanpak met als doel het vergroten van de systeemkennis, is tot op heden slechts incidenteel toegepast.

Dit hoofdstuk geeft een overzicht van wat al wel en niet bekend is vanuit de verschillende soorten studies (analyse waarnemingen, theoretisch, modelstudies). Hierin wordt een onderscheid gemaakt tussen de invloed van natuurlijke factoren en de ingrepen door de mens. Het overzicht vormt de leidraad voor de vervolgactiviteiten, zoals voorgesteld in Hoofdstuk 6, waarbij een systematisch modelonderzoek wordt voorgesteld om, samen met beschikbare kennis vanuit observaties en theoretische analyses, effecten van natuurlijke en antropogene factoren op het systeem te kunnen aangeven. Deze gezamenlijke aanpak is gewenst, omdat met alleen waarnemingen, incl. hun nauwkeurigheden, niet goed de effecten van een specifieke ingreep geïsoleerd kunnen worden van de effecten van andere ingrepen. Theoretische analyses kunnen slechts worden uitgevoerd voor geschematiseerde situaties.

Voor modellen gelden deze bezwaren niet, echter gerealiseerd moet worden dat morfologische modellen nog steeds in ontwikkeling zijn en eveneens hun onzekerheden hebben.

5.2 Invloed van natuurlijke factoren

5.2.1 Inleiding

De (veronderstelde) klimaatverandering is van invloed op een aantal factoren die op hun beurt weer effect hebben op hoogwaterstanden. Inmiddels lijkt er in wetenschappelijke en maatschappelijke kringen consensus te zijn, dat het klimaat op aarde wijzigt. Op zich is dit geen nieuwe ontwikkeling, omdat het klimaat op aarde in de loop van de geschiedenis grote veranderingen heeft ondergaan. Bekend zijn de opeenvolging van glacialen (ijstijden) en interglacialen, welke gepaard zijn gegaan met zeespiegelveranderingen van tientallen meters. Gedurende het holoceen (huidige periode tot 10.000 jaar terug) is de zeespiegel zelfs gestegen met snelheden tot twee meter per eeuw (e.g. Jelgersma, 1979). Momenteel richt de aandacht zich op de vraag of het tempo van de veranderingen (bijvoorbeeld de wereldwijde opwarming) uniek is en in hoeverre de mens daaraan schuldig is. Voor de huidige studie is het niet relevant om de klimaatverandering al dan niet toe te schrijven aan menselijke activiteiten. De waargenomen veranderingen worden als gegeven beschouwd en in de paragraaf behandeld op basis van literatuur (rapporten en publicaties) over de huidige inzichten.

Voor het Schelde-estuarium uit een klimaatwijziging zich in eerste instantie in een verandering van de hydrodynamische randvoorwaarden. Deze randvoorwaarden zijn het verticale getij in het mondingsgebied en de rivierafvoeren bovenstrooms. Het getij bestaat uit een astronomische component met een cyclisch gedrag op verschillende tijdschalen en een meteorologisch deel. De laatste vertoont deels ook een cyclisch (periodiek) gedrag, de seizoensvariatie (het stormseizoen), maar is minder of niet deterministisch. Hoogwaterstanden ten gevolge van windopzet worden dan ook veeleer in statistische termen beschreven. De windopzet tijdens een stormvloed wordt bepaald door de windsnelheid, de windduur en windrichting (vooral noordwestelijk). In theorie kan ook de temperatuur mede bepalend zijn, omdat hiermee de dichtheid van de lucht en daarmee de schuifspanning aan het wateroppervlak wordt beïnvloed. Voor de Westerschelde is dit effect echter verwaarloosbaar. Daarnaast is het samenvallen van een stormvloed met specifieke getijcondities en hoge rivierafvoeren mede bepalend voor het uiteindelijke extreme waterniveau. Als specifieke getijcondities worden genoemd: het samenvallen van de maximale windopzet met hoogwater, springtijcondities en een maximum in de 18,6 jarige cyclus.

Veranderingen in de getijforcering (astronomisch en meteorologisch) ten gevolge van een klimaatverandering kunnen het gevolg zijn van:

- Een toename van de gemiddelde waterstand, waardoor hoogwaterstanden toenemen.
- Een toename van de getijslag. Er zijn aanwijzingen, dat dit mogelijk samengaat met een zeespiegelstijging.
- Verandering van het windklimaat (frequentie en intensiteit).

Bovengenoemde aspecten beïnvloeden de waterbeweging en kunnen daarmee de morfologie van het estuarium veranderen. Veranderingen in de gemiddelde waterdiepte (gedurende de getijdencyclus) van deelgebieden zullen gepaard gaan met veranderingen in de getijdoordringing en daarmee de hoogwaterstanden. De 18,6-jarige variatie van het getij wordt niet beïnvloed door een klimaatverandering, maar kan wel de morfologie en daarmee de waterbeweging mede bepalen. De navolgende deelparagrafen bevatten een nadere uitwerking van deze zaken.

5.2.2 Zeespiegelstijging

Voor de zeespiegelstijging langs de Nederlandse kust wordt gemiddeld 0,1 à 0,2 m per eeuw aangehouden. Lokale variaties zijn mogelijk ten gevolge van menselijke ingrepen, zoals de bouw van de Maasvlakte, aanleg van de Deltawerken etc. Op basis van gegevens van Rijkswaterstaat geldt gedurende de periode 1900 t/m 1999 voor de gemiddelde waterstand te Vlissingen een stijging van 0,20 m/eeuw (RIVM, 2001). In andere meetstations is deze resp. 0,22 m/eeuw te Hoek van Holland en IJmuiden, 0,15 m/eeuw te Den Helder, 0,11 m/eeuw te Harlingen en 0,18 m/eeuw te Delfzijl. Verder geldt voor Vlissingen, dat de toename van hoogwaters groter is dan de toename van laagwaters, waardoor de getijslag eveneens toeneemt (van Malde, 1992 in Viaene 2000). Tevens is de toename van hoogwaters voor springtij groter dan de toename van hoogwaters voor doortij. Philippart et al. (1995) noemen op basis van de periode 1900-1990 een toename van de gemiddelde hoogwaters met 0,29 m/eeuw en een toename van de gemiddelde zeestand van 0,22 m/eeuw. Langs de Belgische kust, te Oostende, worden vergelijkbare veranderingen waargenomen: een toename van de hoogwaters van 0,20 m/eeuw, een toename van de gemiddelde waterstand van 0,15 m/eeuw en een toename van de laagwaters van 0,10 m/eeuw (Viaene, 2000). Als gevolg hiervan neemt de getijslag met 0,10 m/eeuw toe.

Volgens het Klimaatpanel van de Verenigde Naties (IPCC) is de zeespiegel stabiel geweest tussen AD 0 en AD 1900. Een stijging is begonnen in de 19^e eeuw, gevolgd door een wereldwijde gemiddelde stijging van 0,17 m gedurende de 20^e eeuw. Meer recent geldt een waargenomen stijging van 1,8 mm/jaar (equivalent met 0,18 m/eeuw) voor de periode 1961-2003 en 3,1 mm/jaar (0,31 m/eeuw) voor de periode 1993-2003. Eind 20^e eeuw lijkt dus een toename van de snelheid, waarmee de gemiddelde zeespiegel stijgt, te zijn ingetreden. Het grootste deel van de zeespiegelstijging wordt veroorzaakt door de thermische expansie van het zeewater en door het afsmelten van landijs, zie Bindoff et al. (2007). De verwachte zeespiegelstijging in 2090-2099 ten opzichte van 1980-1999 (110 jaar) is gebaseerd op verschillende scenario's met klimaatmodellen, atmosfeer-oceaan circulatie modellen etc. Waarden variëren tussen 0,18 m en 0,59 m (ofwel 0,16 tot 0,54 m/eeuw), zie IPCC (2007). De mondiaal gemiddelde IPCC getallen verschillen van de getallen zoals eerder uitgebracht door het KNMI in haar klimaatscenario's van 2006, waarin wordt gesteld dat de zeespiegel voor de Nederlandse kust deze eeuw met 0,35 tot 0,85 m kan stijgen (zie Par. 3.4).

Effecten op de morfologie

Voor de Westerschelde geldt, dat een toename van gemiddelde waterstand leidt tot een vergroting van het doorstroomoppervlak van de geulen. De geulen raken hierdoor (verder) uit evenwicht en zullen, als het getijvolume onveranderd, zand aantrekken (zandhonger). Dit kan ten koste gaan van de opbouw van de intergetijdengebieden, omdat de aanvoer van zand vanuit de geulen door een geringere getijstroom vermindert, terwijl de erosie door golfwerking blijft bestaan. Het benodigde zand voor de geulen kan eveneens afkomstig zijn van de Voordelta. Echter, een toename van het doorstroomprofiel ten gevolge van een (versnelde) zeespiegelstijging zal in de Voordelta eveneens leiden tot zandhonger, indien de geulen daardoor (verder) uit evenwicht raken. Zand kan vervolgens worden getransporteerd vanuit de kustzone en vanuit de Westerschelde naar de Voordelta om het evenwicht weer te herstellen. De situatie is nog gecompliceerder, omdat ook het getijvolume zal toenemen als gevolg van de toegenomen dwarsdoorsnede. In hoeverre zandhonger ontstaat hangt dan ook af van de configuratie (hypsometrie) en de veranderingen hierin door aanpassingen van de morfologie. Met ESTMORF kan het effect van een (versnelde) zeespiegelstijging op de netto sedimentuitwisseling tussen Voordelta en Westerschelde worden aangegeven. Het is hierbij de vraag of in de Westerschelde een import van sediment vanuit het mondingsgebied daadwerkelijk zal optreden. Halverwege de jaren 90 van de vorige eeuw is de Westerschelde exporterend geworden. De oorzaken van de omslag van import naar export zijn nog niet goed begrepen. Indien de zeespiegelstijging niet gepaard gaat met een netto import zal verdrinking van het estuarium kunnen optreden; een eventuele herverdeling van sediment van geulen naar platen zal leiden tot een versteiling van het estuarium. Tevens moet worden bedacht dat in het Schelde estuarium tevens zandwinning plaatsvindt ($2-3,5 \text{ Mm}^3/\text{jr}$), welke eveneens moet worden gecompenseerd door een import van sediment. Uitgaande van een zeespiegelstijging van $0,2 \text{ m/eeuw}$ en een oppervlak van 300 km^2 is een netto sedimentimport van $0,6 \text{ Mm}^3/\text{jaar}$ nodig om de bodem gelijke tred te doen laten gaan met de toename van de gemiddelde waterstand. Het lokale volume-effect van de zandwinning is dus enkele malen groter dan het grootschalige (qua oppervlak) effect van de zeespiegelstijging. Bij een zeespiegelstijging van $0,6 \text{ m/eeuw}$ wordt de benodigde import $1,8 \text{ Mm}^3/\text{jaar}$ en benaderd daarmee de jaarlijkse zandwinning in de Westerschelde qua volume. Een versnelde zeespiegelstijging zal dus leiden tot een versneld verdrinken van het estuarium, indien de stijging van de gemiddelde waterstand niet leidt tot een toename van de import (of een afname van de export). Het is niet op voorhand te zeggen hoe de gemiddelde waterdiepte in deelgebieden, en daarmee de getijdoordringing, verandert. Tenslotte geldt, dat bij een zeespiegelstijging het systeem streeft naar een gemiddelde waterdiepte, welke groter is dan de waterdiepte voor een morfologische evenwichtssituatie zonder zeespiegelstijging. Deze 'overdiepte' is nodig om een netto sedimentimport in stand te houden voor de vereiste bodemtoename (Van Goor et al., 2003).

Kemerink (2004) heeft aan de hand van modelsimulaties met het gedragsmodel ESTMORF voor de periode 2001-2030 de effecten van zeespiegelstijging op de zandbalans nader geanalyseerd (verandering van de hoogwaterstanden is hierin onderbelicht gebleven). Het netto sedimenttransport van de Westerschelde naar de monding, de Voordelta, blijkt hierbij toe te nemen als gevolg van een toename van de gemiddelde waterstand. De toename van deze export is weliswaar klein (orde $0,1 \text{ Mm}^3/\text{jaar}$ bij een zeespiegelstijging van $0,8 \text{ m/eeuw}$) maar het toont, dat een stijging van de zeespiegel niet hoeft te leiden tot een toename van de import. De toename van de netto export wordt verklaard door een toegenomen zandvraag vanuit het mondingsgebied, waar gemiddeld over een lange termijn

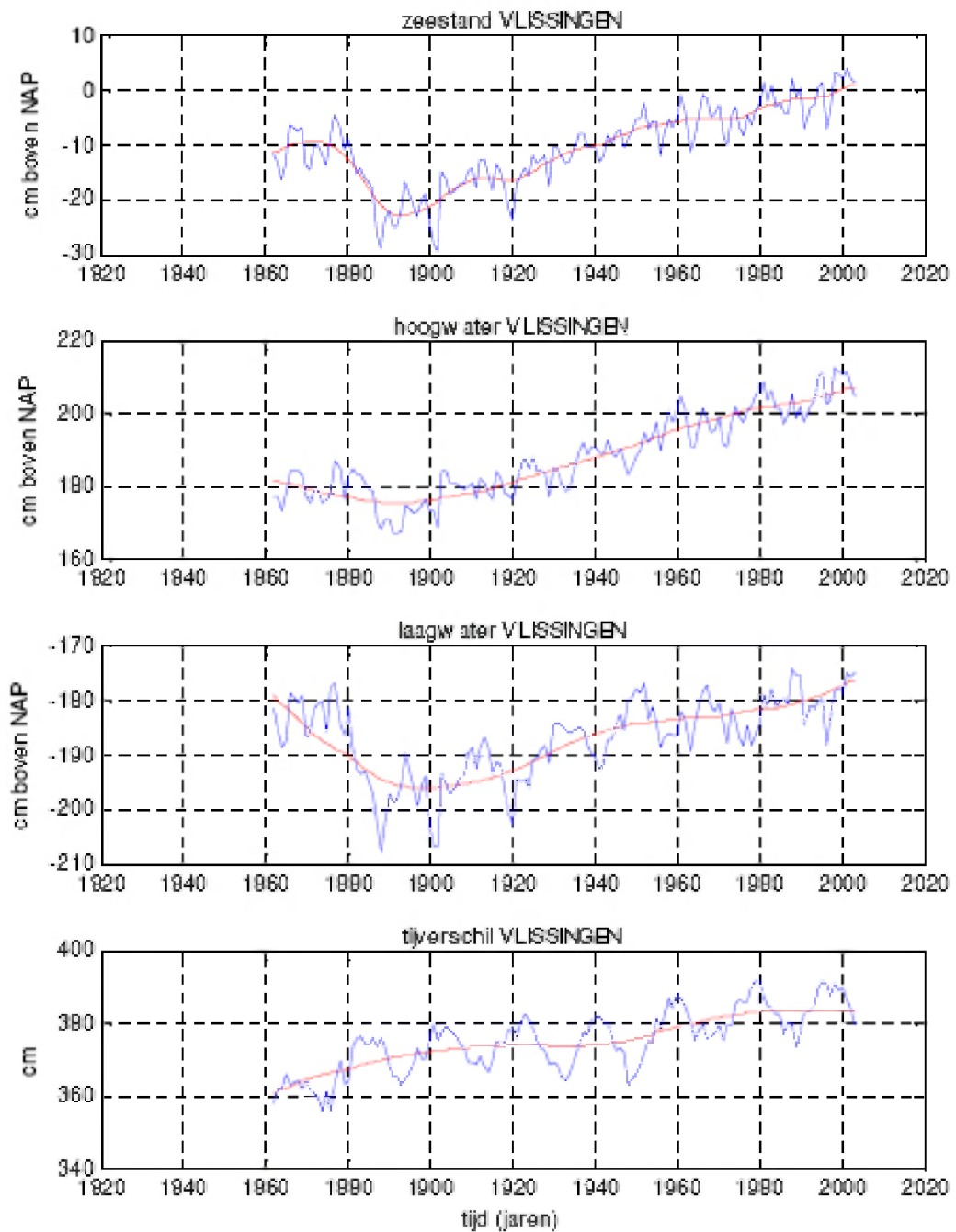
zand wordt vastgelegd, omdat de dwarsdoorsnedes van de geulen ten gevolge van de zeespiegelstijging groter zijn dan de evenwichtsdoorsnedes.

Jeuken et al. (2002) komen tot soortgelijke bevindingen. Een zeespiegelstijging van 0,6 m/eeuw resulteert in een iets grotere export vanuit de Westerschelde naar de monding: 1,7 Mm³/jaar en 1,5 Mm³/jaar resp. met en zonder zeespiegelstijging. In het oostelijk deel van de Westerschelde treedt een verminderde erosie op (relatieve sedimentatie), in het midden en westelijke deel een verminderde sedimentatie (relatieve erosie) en een versterkte sedimentatie in het mondingsgebied. Het benodigde zand wordt geleverd door de Belgische kustzone en het midden- en westelijk deel van de Westerschelde.

Uitgevoerde modelsimulaties geven aan, dat een zeespiegelstijging, in combinatie met een toename van de getijslag, leiden tot een zandvraag vanuit het mondingsgebied van de Westerschelde. De toename van de zeespiegel resulteert in dwarsdoorsnedes, welke groter zijn dan de evenwichtsdoorsnedes. Dit effect heeft een zandvraag tot gevolg. De toename van de getijslag gaat samen met een toename van de getijvolumes in de geulen. Dit zal leiden tot een verruiming van de geulen en dus een zandaanbod. Volgens de ESTMORF-simulaties overheerst het eerstgenoemde mechanisme. Tevens zal door de zeespiegelstijging een versterkte kusterosie optreden (zie Kornman et al. 2000 in: Viaene, 2000).

5.2.3 Toename van de getijslag op de Noordzee

In Par. 5.2.1 en Hoofdstuk 3 is al aangegeven, dat de veranderingen in de waargenomen hoog- en laagwaters kunnen verschillen van de verandering in het gemiddeld zeeniveau. Dit kan leiden tot een toename van de getijslag. Figuur 36 geeft het verloop van de gemiddelde waterstand, het hoog- en laagwater en het getijverschil voor Vlissingen (Dillingh, 2006).



Figuur 36 Verloop gemiddelde zeeniveaus Vlissingen (Dillingh, 2006).

Tussen 1860 en 2000 blijkt het getijverschil ongeveer 0,25 m groter te zijn geworden, wat overeenkomt met een gemiddelde toename van 0,18 m/eeuw (ofwel een relatieve toename van 5% per eeuw). Andere, maar niet alle, meetstations langs de Nederlandse kust vertonen eveneens een toename. De zeespiegelstijging gaat dus samen met een vergroting van de getijslag; het is echter niet duidelijk in hoeverre sprake is van een oorzakelijk verband. De

meeste waterstandsm Meetstations liggen langs de kust en de metingen kunnen beïnvloed zijn door infrastructurele werken.

Kemerink (2004) vindt op basis van ESTMORF-simulaties een toename van de getijslag in het Schelde-estuarium ten gevolge van een versnelde zeespiegelstijging. De toename is echter beperkt: 0,003 m te Vlissingen en 0,02 m bij Bath en Antwerpen gedurende 30 jaar bij een zeespiegelstijging van 0,80 m/eeuw ten opzichte van 0,20 m/eeuw. Dit komt overeen met een getijslagtoename van bijna 0,07 m gedurende 100 jaar ofwel een relatieve toename van orde 2% per eeuw. De toename van de getijslag zal samengaan met een vergroting van het getijvolume, welke het gevolg is van toegenomen kombergend oppervlak bij de hogere waterstand (Jeuken et al., 2002). Opgemerkt wordt, dat bij de uitgevoerde simulaties de bodem van de Beneden-Zeeschelde is gefixeerd, d.w.z. er vinden geen morfologische veranderingen plaats. De resultaten kunnen hierdoor zijn beïnvloed.

Bovengenoemde vergroting van de getijslag wordt in het model intern gegenereerd; op de zeeranden van het model wordt in beide situaties, zonder en met zeespiegelstijging, hetzelfde verticale getij opgedrukt. Deze amplificatie van het getij als gevolg van zeespiegelstijging kan worden verklaard uit een veranderde resonantie van de getijgolf (Dronkers, 1964), waarbij de resonantie afhankelijk is van de verhouding tussen de lengte van het estuarium en de lengte van de getijgolf. Analoog aan de toename van de getijslag in het estuarium, zoals het gevolg van de zeespiegelstijging, is op de Noordzee een soortgelijk effect mogelijk. Door een verandering van de getijgolflengte kan in principe een verschuiving van de amfidromische punten optreden, waardoor de grootte van de getijslag langs de Noordzeekusten wordt beïnvloed. Simulaties met een model voor de Noordzee laten zien, dat een toename van het gemiddeld zeeniveau met 0,90 m resulteert in een toename van de getijslag met 0,60 tot 1,20 m in het gehele modelgebied (met uitzondering van de gebieden nabij de amfidromische punten), zie Esselborn (2003). Bij een verandering van het gemiddeld zeeniveau ter grootte van 0,20 m per eeuw zou het tijverschil gedurende 100 jaar met 0,13 tot 0,27 m toenemen ofwel ten opzichte van een karakteristieke getijslag van 4 m met ongeveer 5% per eeuw. De toename van de getijslag wordt vooral veroorzaakt door een verhoging van de hoogwaters, terwijl de laagwaters weinig verandering tonen. Dit komt overeen met de waargenomen veranderingen in de Duitse Bocht.

Een ESTMORF studie voor het Humber estuarium laat zien dat de toename van de getijslag gepaard gaat met een relatieve erosie in het estuarium en een relatieve toename van het areaal intergetijdengebied (Wang en Jeuken, 2004). Gerichte ESTMORF simulaties voor het Schelde estuarium kunnen een kwantitatief inzicht verschaffen in veranderingen van de zandhuishouding als gevolg van een verandering van de getijslag.

5.2.4 Stormvloeden

In Hoofdstuk 3 zijn de hoogwaterstanden te Vlissingen, Antwerpen en Oostende sinds 1900 gepresenteerd. Hieruit is naar voren gekomen een toename van het aantal stormvloeden gedurende de tweede helft van de 20^e eeuw. Het is vooralsnog niet duidelijk waardoor de toename van de frequentie van het aantal hoge vloeden en stormvloeden wordt veroorzaakt. Mogelijke oorzaken zijn veranderingen in de gemiddelde waterstand t.g.v. de zeespiegelstijging, wijzigingen in het stormklimaat, uitgevoerde infrastructurele werken en

opgetreden morfologische veranderingen. Uit gegevens van het KNMI blijkt, dat de afgelopen 100 jaar vrijwel niets is veranderd in het windpatroon (www.knmi.nl). Wel zijn er aanwijzingen voor een lichte toename in de frequentie van zuidwesterstormen. Het gehanteerde basispeil met een overschrijdingsfrequentie van 10^{-4} jaar⁻¹ komt overeen met een springtijsituatie in combinatie met NW-wind met een snelheid van 170 km/uur, gemiddeld over 12 uur en op een hoogte van 2 km boven de Noordzee (6°E, 47°N). Simulaties met een klimaatmodel laten zien, dat t.g.v. het broeikas-effect de frequentie voor bovengenoemde windsnelheid van 170 km/uur kan toenemen tot $40 \cdot 10^{-4}$ jaar⁻¹. De windsnelheid behorend bij een overschrijdingsfrequentie van 10^{-4} neemt dan toe tot ongeveer 200 km/uur (Van den Brink, 2005 en Van den Brink et al., 2005). Deze superstormen gaan dus gepaard met windsnelheden, die groter zijn dan verwacht wordt op basis van extrapolatie van minder extreme situaties. Volgens Van den Brink kunnen deze superstormen daadwerkelijk ontstaan ten gevolge van een sterkere straalstroom en het samensmelten van meerdere wervels en zijn zij geen artefact van het toegepaste klimaatmodel. De effecten doen zich voor bij overschrijdingsfrequenties kleiner dan $40 \cdot 10^{-4}$ jaar⁻¹; waarnemingreeksen zijn nog te kort om het bestaan van superstormen aan te tonen.

Tot op heden zijn er echter nog geen aanwijzingen voor een toenemende kans op storm. Eenzelfde conclusie wordt getrokken door Bijl (1996 in Viaene, 2000). Wel is er sprake van een grote variabiliteit over korte termijnen. Bijl (1995 in Viaene 2000) heeft simulaties uitgevoerd met het Continental Shelf Model, waarbij ten opzichte van het huidige windklimaat het centrum van een extreme storm ongeveer 220 km noordwaarts is verschoven. Dit resulteert in een geringe daling van de overschrijdingsfrequentie van een maximale waterhoogte.

Effecten van stormen op de morfologie zijn bekend vanuit de historische beschrijvingen van stormvloed(en) (afslag van veengebieden, ontstaan van de Braakman, Biesbosch en Land van Saeftinghe). Verder is bekend, dat intergetijdengebieden eroderen onder invloed van door wind gegenereerde golven.

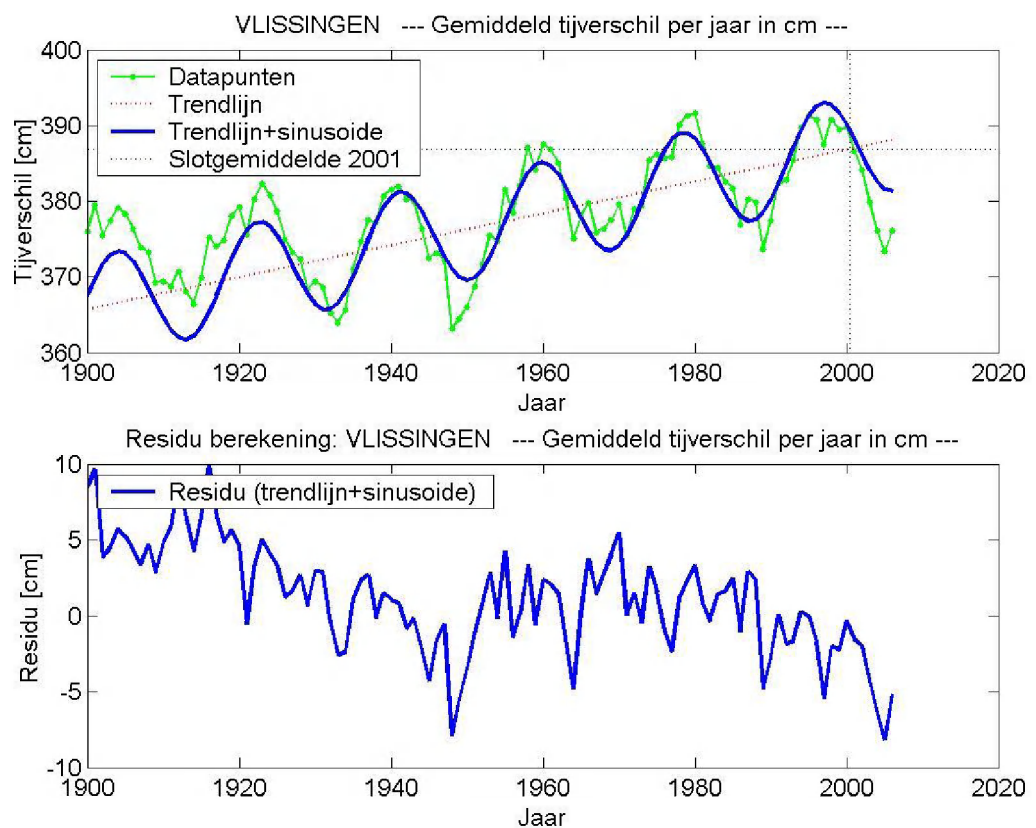
5.2.5 De 18,6-jarige cyclus

De beweging van de zon en de maan in combinatie met de draaiing van de aarde zorgen voor de dagelijkse en tweewekelijkse (doodtij-springtij) variatie in het getij. Naast deze kortdurende variaties wordt het getij ook gekenmerkt door langdurige periodieke variaties. De 18,6 jarige cyclus⁶ is hiervan de bekendste en vindt zijn oorsprong in de veranderende hoek tussen de baan van de maan en het equatorvlak van de aarde. Deze hoek varieert in 18,6 jaar cyclisch tussen de 18,5 en 28,5 graden.

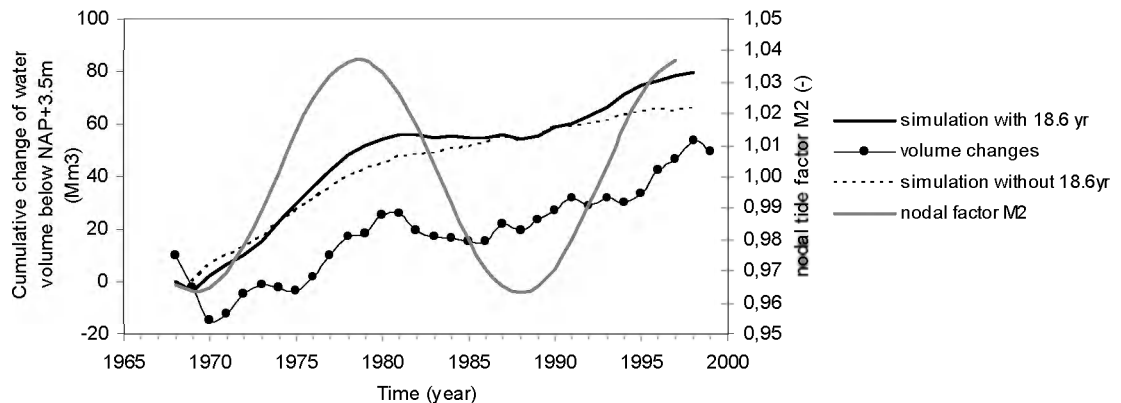
Figuur 37 toont de manifestatie van de 18,6 jarige cyclus in de historische waterstanden van Vlissingen. De jaren met een maximale getijslag sinds 1900 zijn: 1904, 1923, 1941, 1960, 1978, 1997. De jaren met een minimum getijslag liggen hier tussenin: 1913, 1932, 1951, 1969, 1988. De amplitude van deze variatie in de getijslag bedraagt ongeveer 4% .

6. Deze periode wordt vaak, ten onrechte, de Saros periode genoemd. Dit is echter onjuist omdat deze periode slechts 18 jaar en enkele dagen beslaat.

De invloed van de 18,6 jarige cyclus op de grootschalige erosie en sedimentatie van de Westerschelde is in het verleden onderzocht met behulp van het operationele Estmorf model (Jeuken et al. 2003). Voor dit doel is de gekalibreerde simulatie over de periode 1968-1998 herhaald met de 18,6-jarige variatie in de getijslag op de zeewaarts gelegen rand van het model en vergeleken met de oorspronkelijke simulatie en de waarnemingen. Het resultaat is ter illustratie opgenomen in Figuur 38. De berekeningen bevestigen de waarnemingen: een erosieve trend van gemiddeld 1,7 Mm³/jr met daarop gesuperponeerd een fluctuatie met een amplitude van ongeveer 6-7 Mm³ en een periode van ongeveer 18 jaar. De perioden met een grotere getijslag gaan gepaard met een toename van het getijvolume en erosie waardoor de waterinhoud van het estuarium toeneemt, zie eveneens Par. 5.2.3. De maximale volumeverandering ten gevolge van de 18,6-jarige cyclus (12-14Mm³) kan niet worden verwaarloosd ten opzichte de van trendmatige volume verandering (ca. 32 Mm³ erosie in 19 jaar). Verder blijkt dat het faseverschil tussen hydrodynamische forcering en de morfologische respons klein is, d.w.z. niet meer dan drie jaar. Dit is in lijn met een theoretische analyse waaruit volgt dat het faseverschil maximaal 4,65 jaar bedraagt (voor details zie Jeuken et al., 2003). De invloed van deze morfologische veranderingen op de verandering van de hoogwaterstanden in het estuarium zijn in genoemde studie niet geanalyseerd.



Figuur 37 Historische veranderingen in de getijslag bij Vlissingen en de invloed van de 18,6 jarige cyclus op de variatie. De sinus is gefit over de periode 1933-2000 (bron RIKZ).



Figuur 38 Gesimuleerde en waargenomen veranderingen in de waterinhoud (t.o.v. NAP+3,5m) van de Westerschelde als gevolg van de 18,6 jarige cyclus. De 18,6 jarige variatie in de getijslag is geschematiseerd door knooppuntfactor voor de M_2 component op te leggen op bestaande waterstandstijdreeks. Het feit dat de lijn van de simulatie zonder deze variatie niet midden door de lijn met 18,6 jarige variatie loopt heeft te maken met een artefact in de manier waarop dwarsprofielen in de Estmorf software worden geschematiseerd.

5.3 Invloed van ingrepen

5.3.1 Inleiding

In Hoofdstuk 4 is de veelheid aan historische ingrepen door de mens geïnventariseerd. Hierbij is onderscheid gemaakt in: 1) inpolderingen en ontpolderingen, 2) vaargeulverdiepingen en onderhoud, 3) zandwinning en 4) normalisatiewerken. In deze paragraaf staat het effect op, dan wel interactie met, de waterbeweging en de morfologie centraal. Hoe beïnvloeden deze primaire effecten de morfologie en waterbeweging op langere termijn?

5.3.2 Inpolderingen en ontpolderen

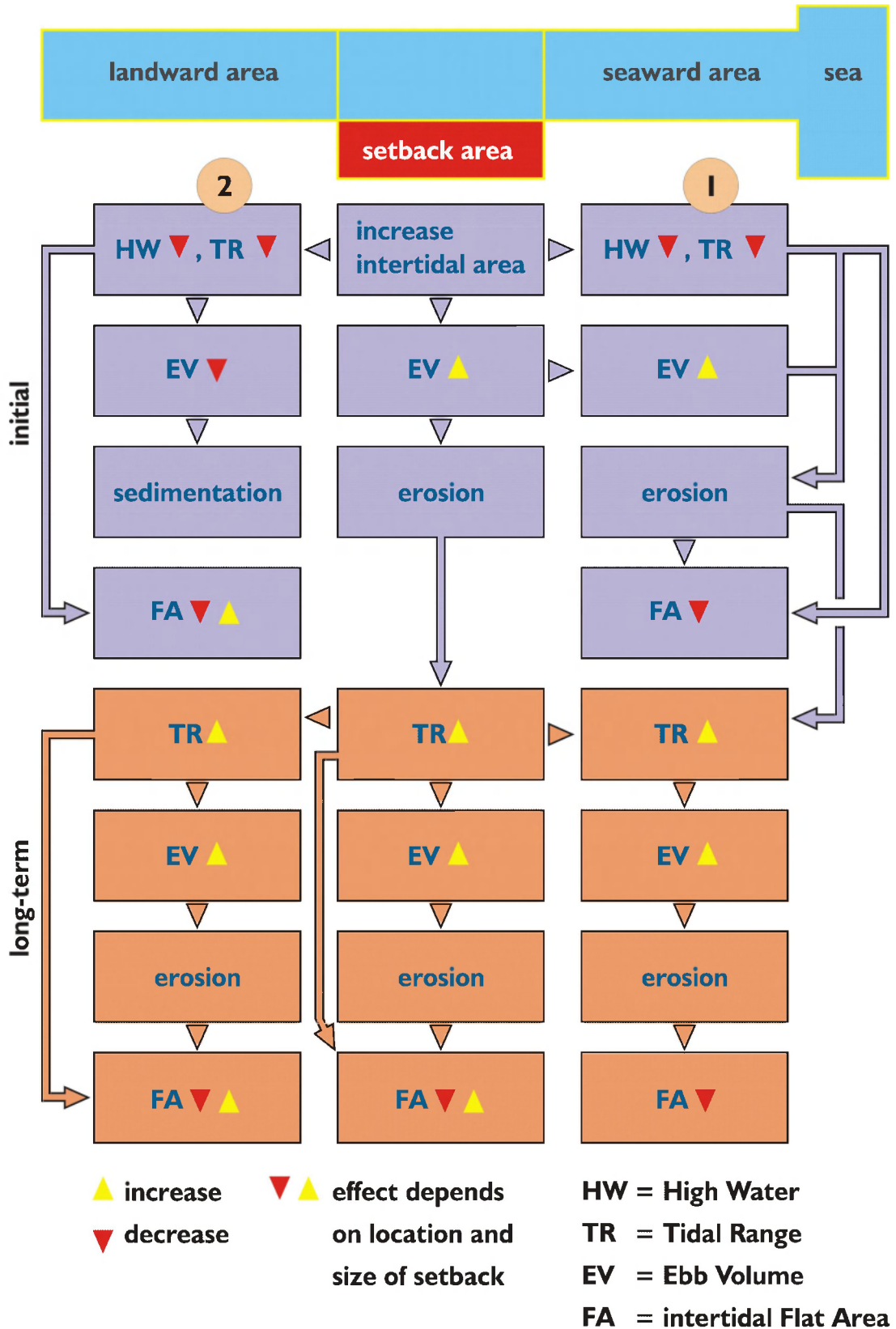
Uit de inventarisatie van Hoofdstuk 4 is gebleken dat gedurende de laatste paar eeuwen het kombergend oppervlak van het estuarium aanzienlijk is afgenomen door diverse inpolderingen langs de Westerschelde en de Zeeschelde. De gebieden werden overigens pas definitief aan het getijmilieu onttrokken nadat een groot deel van hun kombergend vermogen was verdwenen door natuurlijke sedimentatie (Van der Spek, 1994, 1997; Mol 1995). Vóór inpolderingen waren deze arealen echter wel beschikbaar als berging tijdens stormen. Het laatste decennium staan ontpolderingen, als maatregel voor zowel de veiligheid tegen overstromen als natuurherstel, op de politieke agenda. Langs de Zeeschelde zullen diverse gebieden, in het kader van het geactualiseerde Sigmoplan, semi-permanent worden teruggegeven aan de Schelde als gecontroleerde overstromingsgebieden (GOG's) en getij gereduceerde gebieden (GGG's).

Ontpolderen

De grootschalige hydrodynamische en morfologische effecten van ontpolderen (in het engels ‘setting back defences’) zijn in het recente verleden uitvoerig onderzocht voor het Humber estuarium in Engeland met behulp van een Estmorf model. Tijdens de studie voor het Strategisch MER ten behoeve van het opstellen van de Ontwikkelingsschets 2010 is op de ervaring voor de Humber voortgeborduurd en zijn eveneens met het Estmorf model voor de Westerschelde enkele verkennende berekeningen gemaakt. De resultaten van deze studies zijn recent vastgelegd in een congrespaper (Jeuken et al, 2007). De algemene hydrodynamische en morfologische effecten van ontpolderen laten zich als volgt karakteriseren (zie ook Figuur 39).

Ontpolderingen gaan gepaard met ‘initiële’ effecten op de hydrodynamica en grootschalige morfologie die verschillen van de lange-termijn effecten. Initieel, nadat een ontpoldering is gerealiseerd, neemt de getijslag landwaarts en zeewaarts van het ontpolderde gebied af (het niveau van hoogwater neemt af, dat van laagwater neemt toe/komt omhoog). Ondanks deze afname van de getijslag, neemt het getijvolume zeewaarts en ter hoogte van de ontpoldering toe. Deze toename is het gevolg van de extra komberging die ontstaat in het ontpolderde gebied. Landwaarts van de ontpoldering nemen de getijvolumes wel af als gevolg van de afgenomen getijslag. Zeewaarts en ter hoogte van het ontpolderde gebied treedt (relatieve) erosie op als gevolg van de toegenomen getijvolumes. Landwaarts is juist sprake van een (relatieve) sedimentatie. Het is deze ‘initiële’ erosie zeewaarts van de ontpoldering die er voor zorgt dat de uiteindelijke lange termijn effecten anders zijn. Door deze erosie zeewaarts van de ontpoldering neemt de getijslag in het estuarium weer toe (hoogwaters stijgen, laagwaters zakken) waardoor landwaarts van het ontpolderde gebied erosie optreedt na een periode van initiële sedimentatie. Het netto effect van deze sedimentatie en de daaropvolgende erosie is afhankelijk van de plaats van de ontpoldering in het estuarium en de beschouwde tijdschaal. Op de schaal van het estuarium als geheel veroorzaakt ontpolderen altijd erosie. De grootte van deze erosie is afhankelijk van de grootte van de ontpoldering in relatie tot de locatie van het ontpolderde gebied binnen het estuarium. Voor zeewaarts gesitueerde ontpolderingen is deze erosie kleiner dan voor landwaarts gelegen ontpolderingen.

De tijdschalen waarop de ‘initiële’ en lange termijn effecten zich voordoen zijn afhankelijk van de grootte in relatie tot de plaats van de ontpoldering en de morfologische tijdschaal van het estuarium. In de beschouwde cases voor het Humber estuarium varieerde de tijdschaal van de initiële respons tussen de paar jaar en meerdere decennia. De morfologische tijdschaal van het Schelde estuarium is groter dan de tijdschaal voor de Humber (voor zeespiegelstijging zijn deze respectievelijk orde 100 jaar en 30 tot 40 jaar). Dit betekent dat het langer duurt voordat de lange-termijn morfologische respons zich manifesteert. In de beschouwde simulaties (Kemerink, 2004; Jeuken et al., 2004) voor de Westerschelde was na 30 jaar nog steeds sprake van de initiële respons.



Figuur 39 Schematische weergave van de morfodynamische effecten van ontpolderen, initieel en op lange termijn (ontleend aan posterpresentatie van de paper van Jeuken e.a., 2007). Setback is de Engelstalige term voor een ontpolderd gebied.

Inpolderingen

De inpolderingen uit het verleden zullen naar verwachting effecten hebben veroorzaakt die min of meer tegengesteld zijn aan wat hierboven voor ontpolderen is beschreven. Gezien het lange tijdsbestek (eeuwen) waarin inpolderingen in het verleden zijn uitgevoerd, de omvang van de inpolderingen en de grote morfologische tijdschaal van het estuarium, is het waarschijnlijk dat vandaag de dag nog sprake is van effecten van deze ingrepen. Of dit lange termijn effecten of zelfs nog initiële effecten zijn is moeilijk te zeggen. Te meer omdat sinds begin vorige eeuw, zandwinning en vaargeulonderhoud en –verruiming ook steeds meer de ontwikkelingen in het estuarium zijn gaan beïnvloeden.

Trekken we de parallel met ontpolderen dan betekent inpolderen initieel een toename van de getijslag in het gehele estuarium. De opgetreden historische toename van de getijslag (Hoofdstuk 2) past in ieder geval kwalitatief in dit beeld. Landwaarts van het ingepolderde gebied zullen als gevolg van deze toename van de getijslag, en een eventueel grotere voortplantingssnelheid van de getijgolf, de getijvolumes toenemen met een (relatieve) erosie als gevolg. De verandering van de getijvolumes zeewaarts van de ontpoldering, $\Delta TV_{zeewaarts}$, is de som van de afname van het getijvolume die samenhangt met het wegvallen van de komberging in de ingepolderde gebieden, ΔTV_{kom} en de toename van het getijvolume net landwaarts van het ingepolderde gebied $\Delta TV_{landzijde}$. In het zeewaarts gelegen gebied kunnen zich in theorie twee situaties voordoen:

1. Het getijvolume zeewaarts van de inpoldering verandert niet, doordat het wegvallen van komberging wordt gecompenseerd door de sterkere getijdoordringing landwaarts. In dat geval zal de erosie van het gebied landwaarts van het ingepolderde gebied doorgaan totdat het nieuwe evenwichtsdoorstroomoppervlak is bereikt. Het voornamelijk uit de geulen geërodeerde sediment zal vermoedelijk naar de intergetijdengebieden en in een zeewaartse richting worden getransporteerd. Dit zou uiteindelijk tot een negatieve terugkoppeling kunnen leiden.
2. Het getijvolume zeewaarts neemt af doordat het effect van de toename van de getijslag kleiner is dan dat van de kombergingsafname in het ingepolderde gebied. In dat geval neemt de getijslag landwaarts weer af en treedt na een periode van erosie weer sedimentatie op.

De reconstructie van het paleo-getij in het Schelde estuarium door Van der Spek (1994, 1997) geeft aan dat de getijvolumes ter hoogte van Vlissingen niet of nauwelijks zijn veranderd ondanks de vele inpolderingen. Dit suggereert dat op de schaal van de Westerschelde en Zeeschelde als geheel de eerste situatie zich heeft voorgedaan. Op kleinere schaal kan het beeld minder eenduidig zijn door de lappendeken van ingepolderde gebieden.

5.3.3 Vaargeulverdiepingen en onderhoud

Het baggerwerk voor een vaargeulverdieping – het zogenaamde aanlegbaggerwerk – en het baggerwerk om de diepgang boven de drempels in het estuarium te garanderen – het zogenaamde onderhoudsbaggerwerk – hebben volgens De Kramer (2002) een vergelijkbaar effect. Immers, voor het onderhoud van de vaardiepte wordt sediment op de drempels in de vaargeul (meestal de ebgeul) gebaggerd en wordt dit gebaggerde sediment in de

nevengoulen (meestal de vloedgoulen) teruggestort. Hierdoor wordt de stroming ten gevolge van baggeren meer in een diepere bedding geconcentreerd. Dit versterkt het effect van de vaargeulverdiepingen. Vandaar dat er geen onderscheid wordt gemaakt tussen beide ingrepen. De resultaten van de modelstudies die in het kader van de strategische MER (Jeuken et al., 2004) en de MER verruiming (Bruens et al., 2007) zijn uitgevoerd, geven echter aan dat het niet zo zeer de incidentele verdieping als wel het jarenlange onderhoud van de verdiepte vaargeul is die van invloed is op de morfologie. De morfologische veranderingen manifesteren zich op meso-, macro- en megaschaal en beïnvloeden daarmee de getijdoordringing.

Het verruimen van een vaargeul heeft als initieel effect dat de weerstand van de vaargeul verkleint door het verdiepen van de drempel, terwijl de nevengoul een grotere weerstand krijgt ten gevolge van het storten. Op basis van modeluitkomsten maken Witteveen & Bos (1999) een onderscheid tussen het westelijke en het oostelijke deel van de Westerschelde. In het westen is de traagheid van de getijgolf belangrijker dan de weerstand. Hierdoor heeft een vaargeulverdieping in dit deel van het estuarium slechts een beperkte invloed. In het oosten van de Westerschelde en in de Zeeschelde is de weerstand belangrijker dan de traagheid van de getijgolf. Ten gevolge van een vaargeulverdieping zal er hier minder energiedissipatie van de getijgolf zijn, waardoor het hoogwater toeneemt en het laagwater afneemt. Echter de gesimuleerde afname van de laagwaters is meer uitgesproken dan de gesimuleerde toename van de hoogwaters, al blijken beide wijzigingen beperkt in grootte. Dit wordt bevestigd door waarnemingen. Vroon et al. (1997) besluiten uit een vergelijking van waarnemingen met modelresultaten dat de oorzaak van de vastgestelde stijging van de hoogwaters in het Schelde-estuarium niet alleen bij de vaargeulverdieping gezocht mag worden.

Op basis van dezelfde getijwaarnemingen wordt in verschillende Vlaamse publicaties verklaard dat er nauwelijks of geen relaties te vinden zijn tussen de menselijke ingrepen in het kader van onderhoud en verdieping van de vaarweg en de veranderingen in de getijvoortplanting. (zie bijvoorbeeld Taverniers, 1998, Peters 2001 en Blomme, 2001). In de Nederlandse publicaties van Pieters (2002) wordt op basis van de getijwaarnemingen geconcludeerd dat deze menselijke ingrepen juist dominant zijn geweest in de evolutie van het dagelijkse getij en de toenemende doordringing van de stormvloeden.

In het MOVE eindrapport (Van Eck en Holzhauer, 2007) wordt geconcludeerd dat als gevolg van het pakket aan morfologische ingrepen in de Westerschelde (vaarwegverruiming, onderhoudsbaggerwerk en zandwinning) de jaargemiddelde laagwaterstanden in Hansweert en vooral Bath sinds 1996 significant zijn gedaald. Als gevolg van deze verlaging is het getijverschil bij Bath t.o.v. Vlissingen toegenomen met circa 6 cm. Daarnaast is de tijd tussen het optreden van laagwater in Vlissingen en het optreden van laagwater in Bath na de tweede verruiming 5 minuten korter geworden.

Samenvattend kan worden geconcludeerd dat vaargeulverruiming en onderhoud gepaard zullen zijn gegaan met een toename van de getijslag; vooral de laagwaters zijn verlaagd en de hoogwaters zullen in mindere mate zijn toegenomen. Ook de loopsnelheid van de getijgolf zal zijn toegenomen. Over hoe de grootte van deze effecten zich verhoudt tot de effecten van andere ingrepen, zoals zandwinning en natuurlijke factoren, bestaat nog geen consensus tussen Nederlandse en Vlaamse onderzoekers. Wel wordt door de Nederlandse en Belgische overheden op basis van de MOVE-studie onderschreven, dat menselijke ingrepen

van invloed zijn geweest op de toename van de getijvoortplanting en de getijslag in het Schelde-estuarium.

5.3.4 Zandwinning

Sinds het einde van de 19^{de} eeuw wordt er zand gewonnen in het Schelde-estuarium. Door de kleine omvang van deze ingreep is de invloed op korte termijn marginaal ten opzichte van de invloed van het directe baggerwerk ten behoeve van de scheepvaart (De Kramer, 2002). Echter door cumulatie kan zandwinning op lange termijn een significante invloed hebben op de zandhuishouding van het estuarium.

Over het effect van de zandwinning op de getijvoortplanting is in de literatuur niet veel geschreven. In (Witteveen & Bos, 1999) staat vermeld dat de zandwinplaatsen zodanig worden gekozen dat vaarweghandhaving of gewenste geul- of plaatontwikkeling worden gestimuleerd. De Kramer, (2002) stelt dat zandwinning net als baggerwerken leidt tot een andere hydraulische situatie. Hieruit kan worden geconcludeerd dat zandwinning een gelijkaardig effect heeft op de getijvoortplanting als baggeren, zij het minder uitgesproken.

Echter cumulatief kunnen de door zandwinning uit het estuarium onttrokken hoeveelheden de grootschalige morfologie van het estuarium beïnvloeden. Het permanent onttrekken van zand uit het systeem leidt tot een verstoring van het evenwicht tussen doorstroomprofiel en maximum debiet in een aantal geulen, waardoor de natuurlijke uitwisseling van zand tussen verschillende gebieden in het estuarium verandert (De Kramer, 2002). Deze door menselijke ingrepen geïnduceerde morfologische wijzigingen kunnen op hun beurt een belangrijk effect hebben op de getijvoortplanting, vaak veel belangrijker dan het initiële effect van de zandwinning. Het is a priori niet mogelijk om het effect hiervan op de getijvoortplanting in te schatten. De grootschalige invloed van zandwinning op de zandhuishouding en getijvoortplanting op middellange termijn (30 jaar) is in de studie voor het strategische MER verkend door een projectalternatief met en zonder zandwinning te analyseren (zie Jeuken et al., 2004). Hieruit is geconcludeerd dat zandwinning op deze middellange termijn mogelijk meetbaar van invloed is op de zandbalans, die door stopzetten van zandwinning een sterk verminderde erosie kent. De door ESTMORF berekende afgenomen erosie komt tot uitdrukking in een reductie van de getijslag van enkele cm tot circa 10 cm bij Antwerpen. Hierbij zijn de ontwikkeling van hoogwater en laagwater niet afzonderlijk in kaart gebracht.

5.3.5 Normalisatiewerken

Onder normalisatiewerken worden verstaan verbeteringswerken aan de rivier die als doel hebben de scheepvaart te bevorderen. Hierbij kan een onderscheid worden gemaakt tussen echte normalisatiewerken (bijvoorbeeld het afsnijden van een bocht, het aanbrengen van een leidam) en erosiebestrijdende maatregelen (bijvoorbeeld vooroeverbestortingen). Deze menselijke ingrepen zorgen voor een concentratie van de stroming, wat een lokale verhoging van de stroomsnelheden en zo een toename van de turbulentie met zich meebrengt (De Kramer, 2002). Toename van turbulentie leidt volgens sommigen tot grotere waterdiepten, een afname van de wrijvingsverliezen en daardoor tot een vergroting van de

getijslag. Anderen menen dat turbulentie tot meer energieverlies leidt met een kleinere getijslag afwaarts en een lichte stijging van de getijslag opwaarts.

Afdammingen van bovenlopen en bochtafsnijdingen doen het vloedvolume afnemen (Berlamont, 1977). Zo zocht de Durme na de bochtafsnijdingen naar een nieuw evenwicht door een vernauwing van de dwarssecties ter hoogte van de rechttrekkingen (Taverniers, 1979) en zeewaarts van de rechttrekkingen (WL Borgerhout, 1966 en Taverniers, 1979). In combinatie met het wegvallen van het bovendebiet en het vloeisysteem leidde dit tot versnelde sedimentatie. De afwatering van het binnendijkse valleigebied verloopt moeilijker omdat het maaiveld lager komt te liggen ten opzichte van de rivierbedding en het gestegen gemiddeld laagwater (Peeters, 2007). Ook volgens De Kramer, (2002) zorgen afdammingen voor een afname van het eb- en vloedvolume. Ter hoogte van de ingreep dalen de over eb en vloed gemiddelde stroomsnelheden. De afname van de wrijvingsverliezen – en dus van het energiedissiperend vermogen (INBO) – op hun beurt doet de volumes dan weer toenemen.

Volgens Kiden (1983) leidde de verkorting van 10km van de Schelde tussen Gent en Dendermonde voor een daling van de hydraulische weerstand. Hierdoor drong de vloedgolf sneller en verder in het estuarium met een toename van de hoogwaters en de getijamplitude tot gevolg. Toename van de vloedstroom ten opzichte van de ebstroom kan dan weer leiden tot verzanding van de opwaarts gelegen delen, bijvoorbeeld de Durme. Ook Berlamont (1977) meldt dat een toename van de vloedstroom materiaal afwaarts kan uitschuren en naar opwaarts kan meevoeren. Volgens andere auteurs veroorzaakt de toename van de ebstroom ten gevolge van een toegenomen vloedstroom een verdere uitschuring van de bedding, waardoor het getij opnieuw gemakkelijker kan doordringen.

Meyvis (1997a) stelt vast dat bochtafsnijdingen en normalisaties in het Schelde-estuarium de komberging – en dus het hydraulisch vermogen – afwaarts van de werken verminderden, waardoor in het gesaneerde stuk meer afzettingen optreden. Dezelfde werken vergemakkelijkten wel het doordringen van de getijgolf ter hoogte van de werken zodat het hydraulisch vermogen opwaarts toenam met een toename van het tijverschil en afname van het laagwater te Gentbrugge (waargenomen tussen 1880 en 1890). In dezelfde periode werd een daling van het getijverschil te Dendermonde vastgesteld.

5.4 Conclusies

Eerdere studies geven inzicht in vooral de initiële effecten en soms ook de middellange termijn effecten van natuurlijke factoren en menselijke ingrepen op de grootschalige morfologie (zandbalans) en de getijdoordringing van het estuarium. Kwantitatieve inzichten over de middellange termijn effecten, en bijbehorende tijd- en ruimteschalen, zijn vooral verkregen uit de modelstudies waarin het semi-empirische morfologische ESTMORF model is gebruikt. Beschikbare indicaties over tijd- en ruimteschalen zijn samengevat in onderstaande tabel.

Tot op heden is nog geen systematische (gevoeligheids-)analyse uitgevoerd waarin de diverse factoren kwantitatief zijn onderzocht op hun relatieve bijdrage aan de opgetreden veranderingen in de morfologie en het getij, het hoogwater niveau in het bijzonder en de

implicaties daarvan voor de veiligheid tegen overstromen. Factoren die hierin zeker aandacht zouden moeten krijgen zijn:

- De inpolderingen in het verleden, waarbij rekening wordt gehouden met de relatieve grootte (ten opzichte van getijvolume) en de locatie van deze gebieden (landwaarts en zeewaarts).
- Zandwinning
- Vaargeulverdiepingen en onderhoud (vooral de strategie voor storten)
- Normalisaties (rechttrekkingen)
- Zeespiegelstijging
- Toename van de getijslag op de Noordzee.
- Zeespiegelstijging in combinatie met een toename van de getijslag.

Tabel 11 Samenvatting van tijd- en ruimteschalen waarop de verschillende factoren zich manifesteren in de morfologie.

Factor	Tijdschaal	Ruimteschaal	Schaalclassificatie
inpolderingen en ontpolderingen	decennia- 1 a 2 eeuwen	enkele tot enkele 10-tallen km afhankelijk van de grootte van de ingreep	macro-mega
zandwinning	decennia	enkele tot orde 10 km	macro
vaargeulonderhoud	jaren-decennia	10 tot ca. 30 km	macro
normalisaties	jaren-decennia?	10 km tot ca. 30km?	meso-macro
zeespiegelstijging	decennia-eeuw	hele systeem	mega
getijslag toename	decennia-eeuw	hele systeem	mega
stormvloeden	maanden-?	enkele km - ?	meso

6 Referenties

- AFDELING ZEESCHELDE, 2006, Onderrichtingen bij optreden van stormtij of gevaarlijk stormtij in het Zeescheldebekken. Periode 2006-2007
- Arcadis, Technum, WL | Delft Hydraulics, 2007, Systeembeschrijving Schelde-estuarium. Een visie op de macro-morfologische ontwikkeling. Achtergronddocument Verruiming vaargeul Beneden-Zeeschelde en Westerschelde.
- AUBREY, D.G. EN P. SPEER, 1985 A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet / estuarine systems, Part I: observations, Estuarine, Coastal and Shelf Science, Vol. 21, pp. 185-205.
- BELMANS, H., 1988, Verdiepings- en onderhoudsbaggerwerken in Wester- en Zeeschelde. Water nr. 43, pp. 184-194.
- BERLAMONT, J., 1977, Waterloop- en waterbouwkunde – cursustekst "Waterwegen". Departement Bouwkunde, Faculteit Toegepaste Wetenschappen. KULeuven. p.437.
- BIJL, W., 1995, *Impact of a windclimate change on the surge in the southern part of the North Sea*. Ministerie van Verkeer en Waterstaat, DG RWS, Rijksinstituut voor Kust en Zee, RIKZ-95.016.
- BIJL, W., 1996, *Looking for observational signs of 'Changing storminess'*. Ministerie van Verkeer en Waterstaat, DG RWS, Rijksinstituut voor Kust en Zee, RIKZ/OS-96.157x.
- BINDOFF, N.L., J. WILLEBRAND, V. ARTALE, A. CAZENAVE, J. GREGORY, S. GULEY, K. HANAWA, C. LE QUERE, S. LEVITUS, Y. NOJIRI, C.K. SHUM, L.D. TALLEY and A. UNNIKRISSHANN, 2007: *Observations: Oceanic Climate Change and Sea Level*. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- BLIEK B, DE GELDER A., JANSEN M., PIETERS T., 1998 *Langetermijn gedrag Westerschelde – Definitiestudie zeespiegelrijzing*, Svasek B.V.
- BLOMME, J., 2001, Het belang van de Scheldeverdieping: economische, juridische en politieke context, ecologische impact en veiligheidsaspecten, Antwerp Port Authority, Antwerpen.
- BRUENS, A., A. van der WECK, C. KUIJPER, C. JEUKEN, B. de SONNEVILLE, T. van der KAAIJ, 2007, Milieueffectrapport Verruiming vaargeul Beneden-Zeeschelde en Westerschelde. Basisrapport Morfologie. Consortium ARCADIS-Technum.
- CLAESSENS J., 1988. *Het hydraulisch regime van de Schelde*, Tijdschrift Water nr. 43, p. 163-169.
- CLAESSENS J., 1994. *Overzicht van de tijwaarnemingen in het Zeescheldebekken gedurende het decennium 1981-1990*, Antwerpse Zeehavendienst.
- COEN I., 1973. *Nota over de evolutie van het getij in de Westerschelde*.
- COEN I., 1988 Ontstaan en ontwikkeling van de Westerschelde, Water nr. 43.
- COEN I., 2007. *De eeuwige Schelde? – Ontstaan en ontwikkeling van de Schelde*, Waterbouwkundig Laboratorium Borgerhout, voorlopige versie nr. 4.
- DAUWE, W., 2001. Actualisatie van het SIGMAPLAN. Bijlage I aan de nota aan de Vlaamse regering. p. 82
- DE KRAMER J., 2002 *Waterbeweging in de Westerschelde – een literatuurstudie*, Universiteit Utrecht.
- DILLINGH, D., 2006. *Waterstanden Nederlandse kust en estuaria. Statistieken t.b.v. de hydraulische randvoorwaarden 2006*. Rapport RIKZ / 2006.012.
- DRONKERS, J.J., 1964, Tidal computations in rivers and coastal waters. North-Holland Publ. Comp., Amsterdam.
- ESSELBORN, S., 2003, *Changes in tidal range in the North Sea due to mean sea-level rise*, Geophysical Research Abstracts, Vol. 5, 12127, European Geophysical Society.
- GUNS, P., 1972, De Antwerpse Noorderpolders in de 16de en 17de eeuw, AWZ – afdeling Waterbouwkundig Laboratorium
- GUNS, P., 1975 *Historische evolutie van het polderlandschap langs de linker Scheldeoever*, Waterbouwkundig Laboratorium.

- HAECON, 2006, Actualisatie van de zandbalans van de Zee- en Westerschelde, identificatienr. 1249760008/lvp, concept d.d. 01-09-2006.
- HOSTE, S., R. LOYEN, 2002, Sauvons Anvers! De maritieme toegangsweg van de haven van Antwerpen vanuit comparatief en bedrijfshistorisch perspectief (1870-1940), in NEHA Jaarboek, LXV, p. 169-200.
- INBO, 2007. "Historische analyse van de Zeeschelde en haar getijgebonden zijrivieren. 10e eeuw tot heden".
- IPCC, 2007, *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Summary for Policymakers*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel On Climate Change. Geneva, Switzerland.
- JELGERSMA, J., Sea-level changes in the North Sea basin. In: E. Oele, R.T.E. Schuttenhelm and A.J. Wiggers, Editors, *The Quaternary History of the North Sea, Acta Universitatis Upsaliensis: Symposium Universitatis Upsaliensis Annum Quingentesimum Celebrantis vol. 2* (1979), pp. 233-248.
- JEUKEN, C., M. van HELVERT, Z.B. WANG, 2002, *ESTMORF-berekeningen naar de invloed van ingrepen en natuurlijke forceringen op de zandhuishouding van Westerschelde en monding*, Z3246, WL | Delft Hydraulics.
- JEUKEN, M.C.J.L., Z.B. WANG, D.KEILLER, 2003. Jeuken, M.C.J.L., Z.B. Wang, D. Keiller, I. Townend, G.A. Liek, 2003a, *Morphological response of estuaries to nodal tide variation*. In: Proc. Int. Conf. Estuaries and Coasts, Hangzhou, China, pp. 166-173.
- JEUKEN, M.C.J.L., Z.B. WANG, T. van der KAAIJ, M. van HELVERT, M. van ORMONDT, R. BRUINSMA en I. TÁNCZOS, 2004, Morfologische Ontwikkeling in het Schelde Estuarium bij Voortzetting van het Huidige Beleid en Effecten van een Verdere Verdieping van de Vaargeul en Uitpoldering langs de Westerschelde. Consortium Arcadis – Technum
- JEUKEN, M.C.J.L., Z.B. WANG, D.KEILLER, 2007. *Impact of setbacks on the estuarine morphology*, 5th IAHR Symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics, RCEM 2007.
- KAAIJ, T. van der, D. ROELVINK, C. KUIJPER, 2004, Morphological modelling of the Western Scheldt. Intermediate report Phase II: Calibration of the morphological model. Report Z3648/A1198. WL | Delft Hydraulics / Alkyon.
- KEMERINK, J.S., 2004, *Ontpolderen: wel of niet? Effect van ontpolderen op natuurontwikkeling in het Schelde-estuarium*. Afstudeerproject TU Delft.
- KERSTENS, P., 2000, *Zeescheldebekken integraal beheer*, @WEL2: 1-6 (Water).
- KIDEN, P., 1983. Recente morfodynamiek van de Schelde in de omgeving van Temse. Licentiaatsthesis, Rijksuniversiteit Gent. p. 121.
- KORNMAN, B., A. ARENDS, D. DUNSBERGEN, 2000, *Westerscheldemonnd 1970-2000. Een morfologische blik op de toekomst*. Ministerie van Verkeer en Waterstaat, RWS, RIKZ.
- KORNMAN, B., G.A. LIEK en H. SCHIPPERS, 2002, Baggeren en storten in de Westerschelde, een nieuwe kijk op onderhoudsbaggerwerk. Werkdocument RIKZ/AB/2002.840x. Rijksinstituut voor Kust en Zee, Middelburg.
- MEYVIS, L., 1977a. Indijkingen en waterbouwkundige werken langs de Westerschelde en de Zeeschelde – Deel I. Ministerie van Openbare Werken, Bestuur der Waterwegen, Antwerpse Zeediensten. Verslag AZ.77-12. p. 53.
- MEYVIS, L., 1977b. Indijkingen en waterbouwkundige werken langs de Westerschelde en de Zeeschelde – Deel II. Ministerie van Openbare Werken, Bestuur der Waterwegen, Antwerpse Zeediensten. Verslag AZ.77-13. p. 15.
- MEYVIS, L., 2003. Zeescheldebekken: een blik op het verleden. Van ijstijd tot Sigma-plan. Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap. Administratie Waterwegen en Zeewezen. Afdeling Zeeschelde. p. 15.
- MOL, G., 1995. De Westerschelde: een resultaat van menselijke ingrepen. Rapport RIKZ-95.030. Project OOSTWEST. Ministerie van Verkeer en Waterstaat, Rijksinstituut voor Kust en Zee, Middelburg.
- PAET, 2004, Proposals for managing the morphology of the Westerschelde, Port of Antwerp Expert Team (draft).
- PEETERS, P., 2007. Hydromorfologische aspecten van de Durme – Synthesenota. WL Rapporten, 713/16. Waterbouwkundig Laboratorium, Borgerhout.
- PETERS J.J., MEADE R.H., PARKER W.R., STEVENS M.A., 2000 *Westerschelde Draft Baseline Report*, Port of Antwerp Expert Team.

- PETERS J.J., MEADE R.H., PARKER W.R., STEVENS M.A., 2001 *Improving navigation conditions in the Westerschelde and managing its estuarine environment – How to harmonize accessibility, safety and naturalness?*, Port of Antwerp Expert Team.
- PHILIPPART, M.E., D. DILLINGH, S.T. PWA, 1995, *De basispeilen langs de Nederlandse kust. De ruimtelijke verdeling en overschrijdingslijnen*. Rijksinstituut voor Kust en Zee, RIKZ.
- PIETERS T., 2002. *Het Scheldegetij – Beschrijving en analyse van het getij in het Schelde-estuarium*, Bureau Getijdewateren.
- RIKZ, 2004. *Verslag van de stormvloed van 21 en 22 december 2003 (SR82)*, Ministerie van Verkeer en Waterstaat, Directoraat-Generaal Rijkswaterstaat, Stormvloedwaarschuwingsdienst/SVSD.
- RIVM, 2001, Grootschalige luchtverontreiniging en depositie in de Nationale Milieuverkenning 5. Achtergrondinformatie. H.C. Eerens en J.D. van Dam (eds.). RIVM rapport 408129 016
- RIVM, 2004, *Risico's in bedijkte termen. Een thematische evaluatie van het Nederlandse veiligheidsbeleid tegen overstromingen*. RIVM rapportnummer 500799002.
- SMETS E., 1996. *MOD 405 rapport 2 – Kubatuuwberekeningen voor het Scheldebekken – Het gemiddeld getij over het decennium 1971-1980 – Deel 1: Verslag*, Waterbouwkundig Laboratorium Borgerhout.
- SORESMA, 2006. "Actualisatie van de zandbalans van de Zee- en Westerschelde", september 2006.
- STIKVOORT, E., 2000, Met het tij mee. Over de ontwikkelingen in het Sieperdaschor. Rapport RIKZ/2000.046. Rijkswaterstaat, Rijksinstituut voor Kust en Zee, Middelburg.
- STUYCK, R., 1987. De Schelde. Van bron tot monding. Lannoo. p. 256.
- TAVERNIERS E., 1975 *Evolutie van het getij in de Westerschelde – Periode 1941-1974 – Eerste nota*.
- TAVERNIERS, E., 1979. *De afsluiting van de Durme. Afdamming? Stormvloedkering? "Open" Durme!* Ministerie van Openbare Werken. Dienst der Zeeschelde. p. 60.
- TAVERNIERS E., 1998. *Evolutie van het getij in het Zeescheldebekken*, tijdschrift Water nr. 102, p. 304-308.
- TAVERNIERS E., 2000 *Beneden-Zeeschelde: getij-evolutie te Antwerpen-Loodsgebouw – Advies getijvoorwaarden bij bouw nieuwe ponton aan het Steenplein te Antwerpen*, Afdeling Maritieme Schelde.
- VAN CAUWENBERGHE, C. 1993. Overzicht van de tijdwaarnemingen langs de Belgische kust. Periode 1981-1990 voor Nieuwpoort, Oostende en Zeebrugge. Rapport nr. 40 van de Hydrografische Dienst der Kust.
- VAN CAUWENBERGHE C., 2000. *Relative Sea Level Rise Along The Belgian Coast: Analyses and Conclusions with Respect to the High Water, the Mean Sea and the Low Water Level*, Hydrographic Journal No 97.
- VAN DEN BERG, J.H., M.C.J.L. JEUKEN, A.J.F. VAN DER SPEK, 1996, Hydraulic processes affecting the morphology and evolution of the Westerschelde estuary. In: *Estuarine shores: evolution, environments and human alterations*, K.F. Nordstrom en C.T. Roman (red), John Wiley & Sons Ltd, Pag. 157-184.
- VAN DEN BRINK, H. W., 2005, *Extreme winds and sea-surges in climate models*, Proefschrift Universiteit Utrecht.
- VAN DEN BRINK, H.W., G.P. KONNEN, J.D. OPSTEEGH, 2005, *Uncertainties in extreme surge level estimates from observational records*. Phil. Trans. R. Soc. A, 1377-1386, doi:10.1098/rsta.2005.1573 (Published online 15 June 2005).
- VAN DER SPEK, A.J.F, 1993, Tidal simulations former tidal basins, 1; The Westerschelde estuary in a.d. 1650 and 1800. Report 93-10, Institute for Marine and Atmospheric Research Utrecht, Utrecht University, 47 pp. (in Dutch).
- VAN DER SPEK, A.J.F, 1994, Large-scale evolution of Holocene tidal basins in the Netherlands, PhD-thesis, Universiteit van Utrecht.
- VAN DER SPEK, A.J.F, 1997 Tidal asymmetry and long-term evolution of Holocene tidal basis in the Netherlands: simulation of paleo-tides in the Schelde estuary. *Marine geology*, pp. 71-90.
- VAN ECK, G.Th. M., 1999, De ScheldeAtlas, een beeld van een estuarium, Schelde InformatieCentrum (in Dutch).
- VAN ECK, G.T.M.; HOLZHAUER, H. (Ed.). (2007). Monitoring van de effecten van de verruiming 48/43': MOVE eindrapport 2006. Rapport RIKZ, 2007.003. RIKZ: Middelburg, The Netherlands.
- VAN GOOR, M. A., M.J.F. STIVE, Z.B. WANG, T. J. ZITMAN, 2003, *Impact of sea level rise on the morphological stability of tidal inlets*. *Marine Geology*.

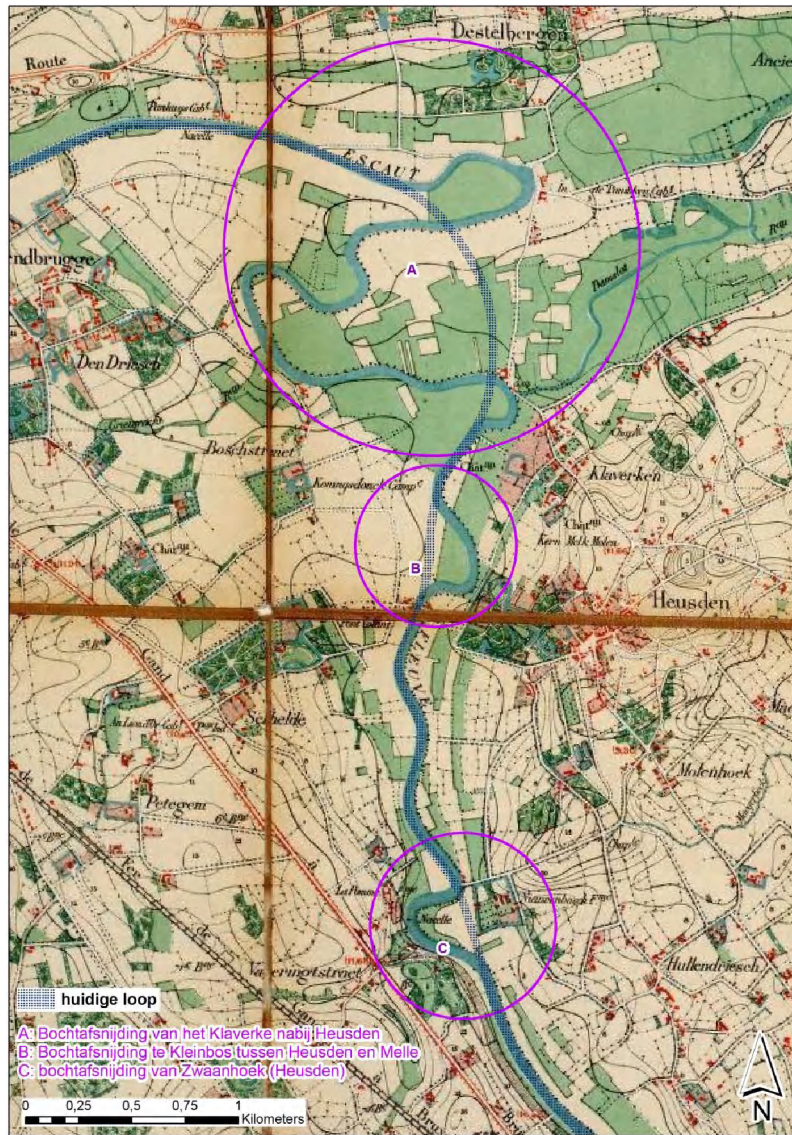
- VAN MALDE, J. 1992. Relative rise of mean sea-levels in the Netherlands in recent times. In: Tooley, M.J., Jelgersma, S. (eds.), 1992. Impacts of sea-level rise on European coastal lowlands. Blackwell Publishers, Oxford.
- VAN STRUYDONCK, M. DE MULDER, G., 2000. De Schelde. Verhaal van een rivier. Davidsfonds Leuven. p. 176.
- VIAENE P., 2000, *Lange Termijnvisie Westerschelde Cluster Morfologie – Onderzoek exogene factoren*, Waterbouwkundig Laboratorium Borgerhout.
- VROON J, STORM C, COOSEN J. 1997, *Westerschelde, stram of struis? Eindrapport van het Project Oostwest, een studie naar de beïnvloeding van fysische en verwante biologische patronen in een estuarium*, RIKZ.
- WANG, Z.B., C. JEUKEN, H.J. DE VRIEND, 1999, *Tidal asymmetry and residual sediment transport in estuaries. A literature study and application to the Western Scheldt*, Report Z2749, WL|Delft Hydraulics.
- WANG Z.B., M.C.J.L. JEUKEN, H. GERRITSEN, H.J. DE VRIEND, B.A. KORNMANN, 2002, *Morphology and asymmetry of the vertical tide in the Westerschelde estuary*, Continental Shelf Research, 22, pp. 2599-2609.
- WANG, Z.B., C. JEUKEN, 2004, *Long-term morphologic modeling of the Humber estuary with ESTMORPH. The future morphologic evolution and the impact of setbacks*. report WL | Delft Hydraulics. Z3521.
- WANG, Z.B., C. JEUKEN, 2006, *LTV O&M, Verbetering van het Estmorf model voor het Schelde-estuarium. Uitbreiding van het model met de Beneden-Zeeschelde en een verificatie van het model op basis van waarnemingen voor de periode 1990-2002*, Z3949, WL | Delft Hydraulics.
- WANG, Z.B. H.J. DE VRIEND, M.J.F. STIVE, I.H. TOWNEND, 2007, *On the parameter setting of semi-empirical models for estuaries and tidal lagoons*. 5th IAHR Symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics, RCEM 2007.
- WITTEVEEN & BOS, 1999. *Getijanalyse Westerschelde*, RIKZ.
- WL Borgerhout, 1966. Mod. 139. *Nota betreffende het Durme-probleem*. Waterbouwkundig Laboratorium, Borgerhout. p. 10.

A Inventarisatie ingrepen Vlaanderen

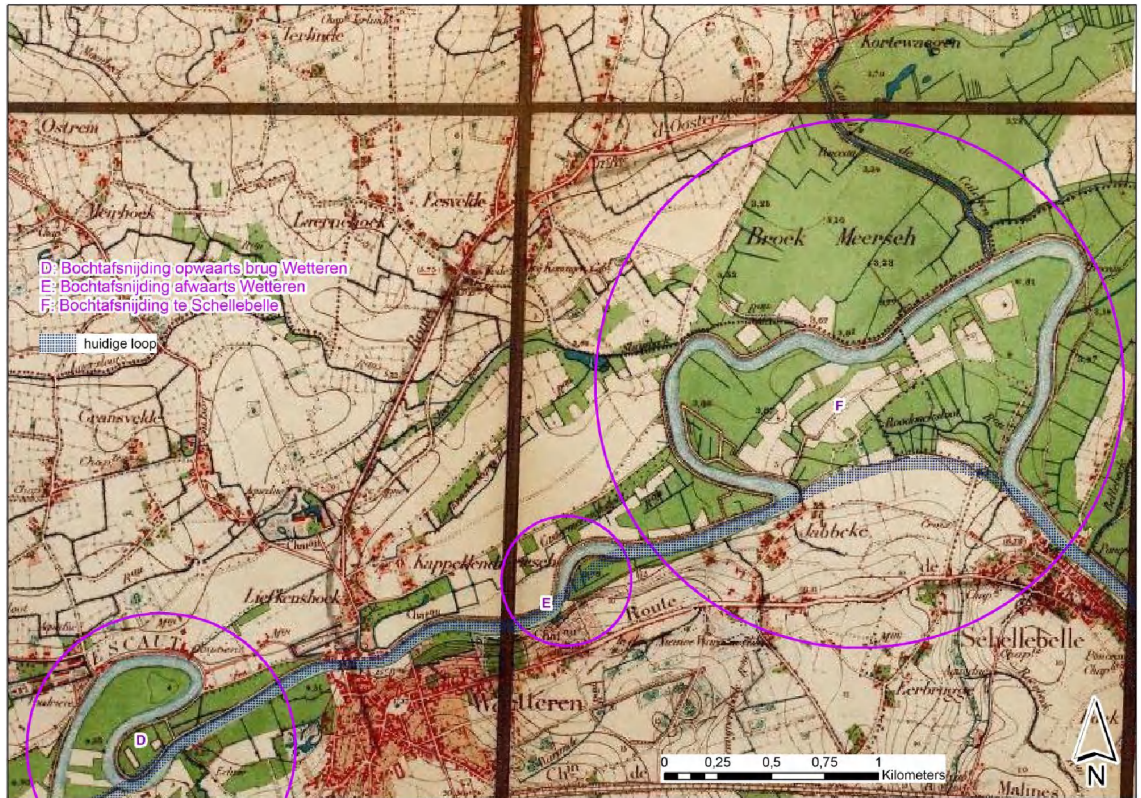
In Appendix A is een aantal rechtekkingen grafisch weergegeven op historisch kaartmateriaal. De huidige loop van de Schelde is telkens op de historische kaarten aangegeven om de rechtekking te visualiseren.

In de figuren hebben de verschillende ingrepen een naam gekregen van A tot L:

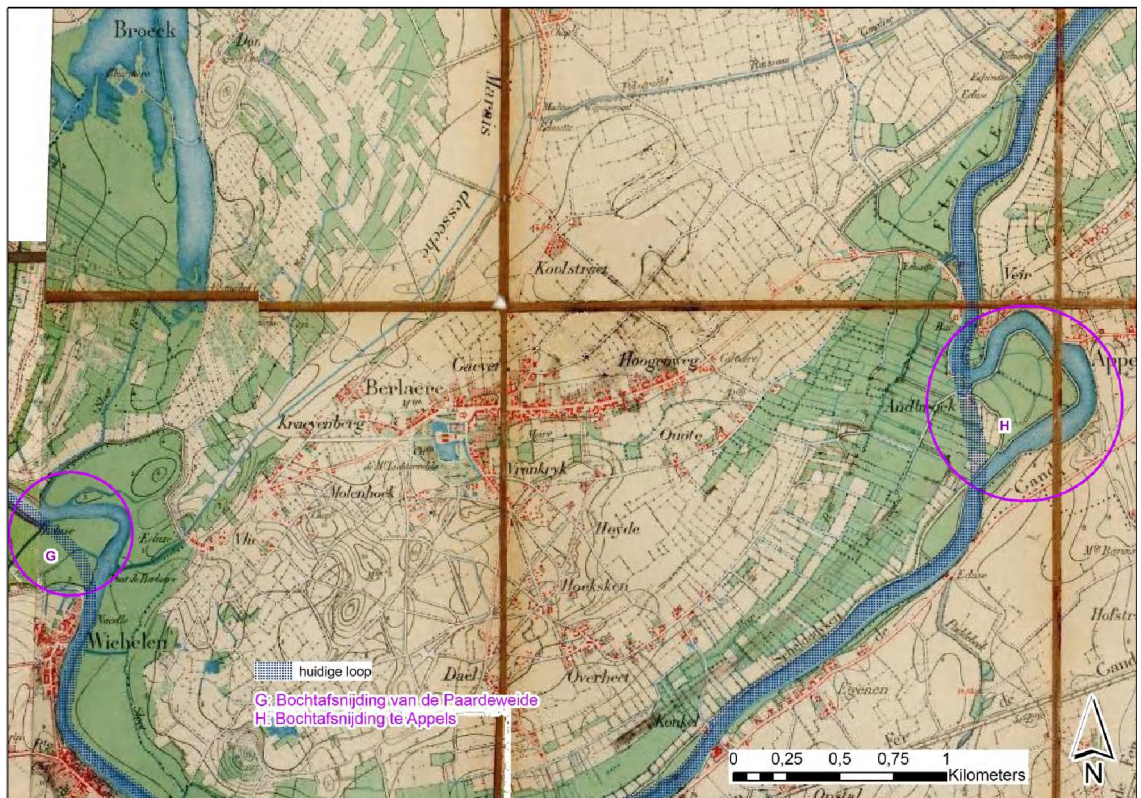
- A Bochtafsnijding van het Klaverke nabij Heusden (-2200m, 1878-1881)
- B Bochtafsnijding te Kleinbos tussen Heusden en Melle (-300m, 1884-1886)
- C Bochtafsnijding van Zwaanhoek (Heusden) (-350m, 1882-1884)
- D Bochtafsnijding opwaarts brug Wetteren (-1500m, 1882-1883)
- E Bochtafsnijding afwaarts Wetteren (-100m, 1893)
- F Bochtafsnijding te Schellebelle (-1200m, 1883-1885)
- G Bochtafsnijding van de Paardeweide (-400m, 1889-1892)
- H Bochtafsnijding te Appels (-1200m, 1882-1883)
- I Bochtafsnijding van Driegoten nabij Hamme (1902-1904)
- J Rectificatie te Waasmunster (1931-1934)
- K Rectificatie tussen Hamme en Waasmunster (1935-1937)
- L Opheffing eiland te Tielrode en rectificatie (1935)



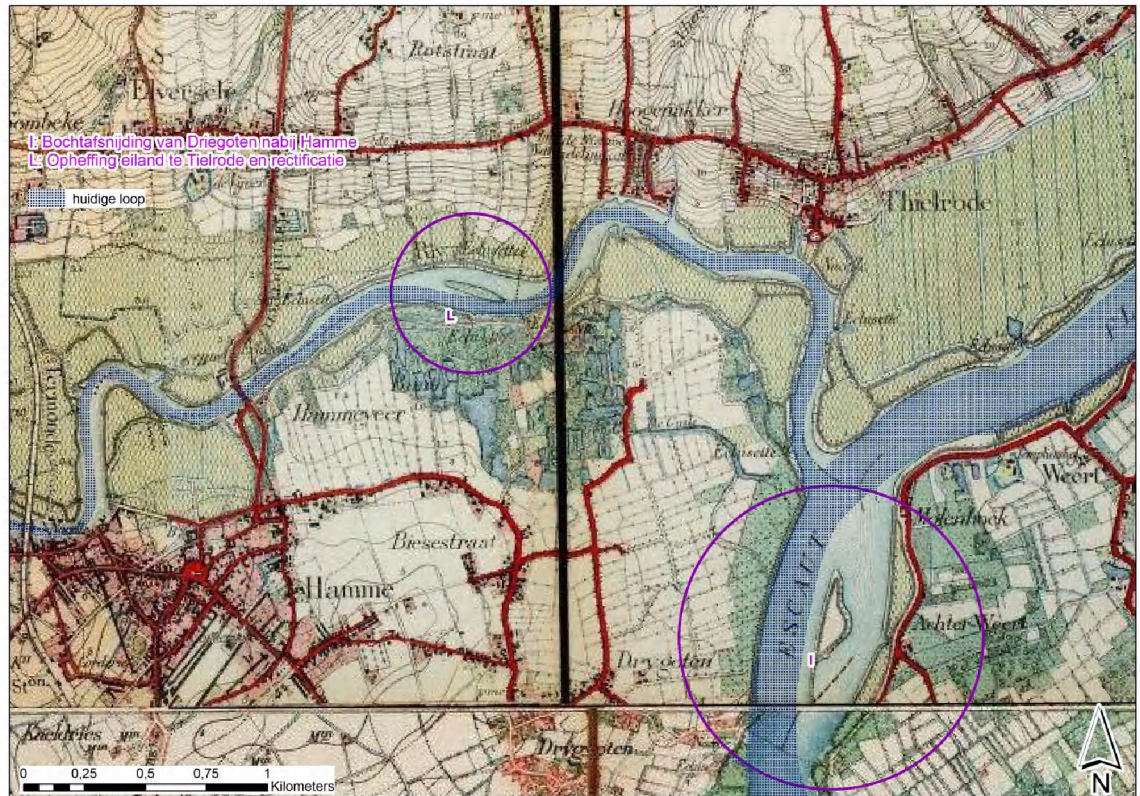
Figuur A-1 Normalisaties A tot C.



Figuur A-2 Normalisaties D,E en F.



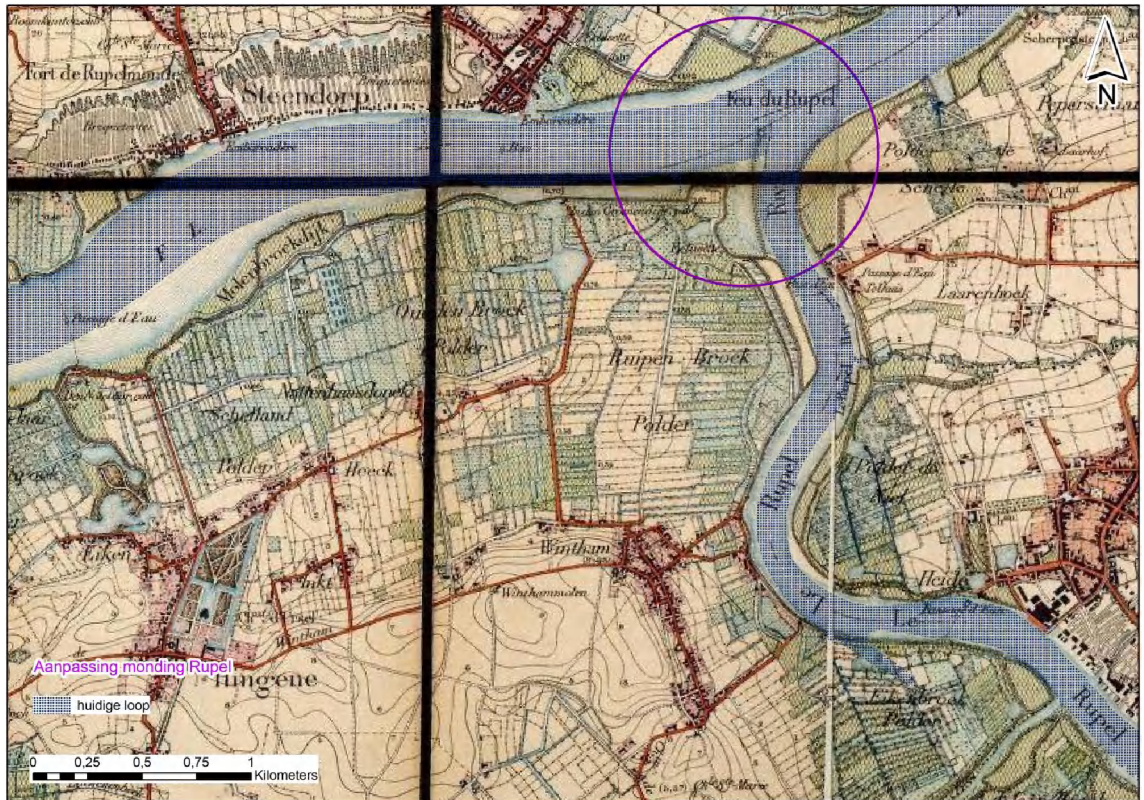
Figuur A-3 Normalisaties G en H.



Figuur A-4 Normalisaties I en L.



Figuur A-5 Normalisaties J en K.



Figuur A-6 Monding van de Rupel.

B In- en ontpolderingen in het Zeescheldebekken tussen 1000 en 1800

In- en ontpolderingen tussen 1000 en 1500

Tussen 1000 en 1200 wordt de Westerschelde door opeenvolgende overstromingen verder uitgeschuurd met grote wijzigingen in Zeeland en de Vlaamse kustvlakten. Het getij laat zich op Belgisch grondgebied steeds sterker voelen vanaf begin 12^e eeuw. De polders van Lillo, Berendrecht, Noordland, Oorderen, Roodemoer, Stabroek, Schausselbroek en Turfbanken dateren uit deze periode (Meyvis, 1977a). Paardeschor werd waarschijnlijk al omstreeks 1100 ingedijkt. De indijking van de polders van Doel (Grote en Kleine Doel) en Vrasene dateert uit diezelfde tijd. Luyspolder werd rond 1280 ingepolderd. De indijkingswerken van de Borgerweertpolder waren beëindigd in 1332. De Polders van Melsele en Beveren zouden ingedijkt zijn voor 1377. Na 1414 gaat de indijking in omgeving van Beveren en Melsele verder. Hieruit ontstonden de polders Aendorp, St.-Niklaas, Kieldrecht, Verrebroek, St.-Antheunis Noord en St.-Antheunis Zuid. Volledige indijking had omstreeks 1444 plaats (Guns, 1975). Ook de rechteroever wordt onder impuls van de Sint-Bernardusabdij ontpolderd (Stuyck, 1987).

De aanleg en onderhoud van de dijken was van het grootste belang bij de beveiliging van het achterliggende land tegen overstromingen. De middeleeuwse bedijking bestond uit een dijk langs de Schelde en een tweede die het in te polderen gebied omsloot (van Struydonck et al, 2000). Vanaf het einde van de 13^e eeuw werden deze jonge polders voor het eerst met overstromingen geconfronteerd. Regelmatig terugkerende stormvloeden (met toenemende getijwerking) en strategische inundaties in de volgende eeuwen zullen een groot deel van deze ingepolderde gebieden tijdelijk of voor altijd verloren doen gaan.

Stormvloeden in de 14^e en 15^e eeuw zorgden opnieuw voor een verruiming van het mondingsgebied van de Westerschelde. In 1334 kwamen de polders van Kieldrecht en Kallo onder water te staan. De polder van Kallo werd nog datzelfde jaar drooggelegd. De polder van Kieldrecht werd slechts in 1366 of 1367 heringedijkt.

De steeds toenemende getijdenwerking sinds de 12^e eeuw werd zowel door natuurlijke processen als door menselijke ingrepen veroorzaakt. Hierbij denken we enerzijds aan het vergroten en uitschuren van de Westerschelde en de steeds hogere opslibbing van het getijdengebied en anderzijds aan het begin van de bedijkingen rond 1100, waardoor het overstromingsareaal bij hoogwater verkleinde (van Struydonck et al, 2000).

Geleidelijk dringt de getijgolf verder door zodat deze rond de 11^e-12^e eeuw de Rupel, en tegen het einde van de 14^e eeuw Gent bereikte. Stroomopwaarts van Antwerpen komt de bedijking in de 12^e eeuw op gang. Zo werd al in 1102 een machtiging verleend om het aangeslibde Spierenbroek (Klein Brabant) in te dijken (Stuyck, 1987). De kleinere afmetingen van de polders opwaarts Antwerpen lieten geen systeem van binnendijken toe. Ten gevolge van de toename van het getij komt de Schelde opwaarts van Dendermonde

steeds meer onder getij-invloed, wat een voortdurende aanpassing van de dijken nodig maakte (van Struydonck et al, 2000).

Tot in de 13^e eeuw volgde de Schelde de loop van de huidige Oude Schelde tot Temse, waar de Durme uitmondde in de Schelde. Vermoedelijk veroorzaakte de sterker wordende getijdenwerking een plotse doorbraak op de rechteroever van de vroegere Durme ter hoogte van de huidige Durmemonding. De vloedstroom schuurde een nieuwe bedding uit en een verbinding werd gemaakt met de Schelde te Weert. Het stukje Durme tussen Tielrode en Temse werd dus Schelde. Dat de vloedstroom te Temse de neiging had rechtdoor te lopen bewerkstelligde de nieuwe Scheldeloop (Taverniers, 1979). De oorspronkelijke Scheldeloop langs Weert verloor snel aan belang doordat beide uiteinden verzandden. In 1321 was de verzanding zo ver gevorderd dat het mogelijk werd beide uiteinden af te dammen door de bouw van 2 dijken: de Steendamdijk aan het afwaartse en de Beerdonkdijk aan de stroomopwaartse zijde. In diezelfde periode waren grootscheepse indijkingswerken in de omgeving van Weert aan de gang. De polders van Weert (Achterweert/Voorderweert en polder van Luipegem) werden ingedijkt tussen 1250 en 1270. De bedijking van Tielrodebroek gebeurde bij benadering in dezelfde periode (Kiden, 1983).

De polders tussen Antwerpen en Dendermonde zijn de laagstgelegen polders van Vlaanderen. Dit gekoppeld aan de vlug toenemende getijdeninvloed in dit deel van de Schelde veroorzaakte meer wateroverlast, een moeilijkere natuurlijke afvloeien en de dreiging voor overstromingen (van Struydonck et al, 2000). De Wijmenteelt⁷ is een bodemgebruik, welke is aangepast aan deze natte omstandigheden.

Inpolderingen en ontpolderen tussen 1500 en 1800

De systematische dijkbouw die begon in de 10^e eeuw vormde schorren om tot polders en was in de 16^e eeuw over de hele benedenloop zo goed als voltooid. De indijkingen hadden invloed op het stromingsmechanisme van de Schelde, maar veroorzaakten ook versnelde buitendijkse sedimentatie. De Vliet werd ingedijkt in de 16^e eeuw. De Sint-Annapolder werd in 1516 bedijkt. In 1663 werden nog schorren buitendijks de polder van Melsele ingedijkt. De polder kreeg de naam Krankenloon. Inpoldering van Oude Arenberg en Nieuwe Arenberg werden volbracht in resp. 1688 en 1784 (Guns, 1975).

Langs de Durme wordt ook stilaan geijverd voor het opwerpen van dijken wat leidde tot de oprichting van Tielrodepolder (1555), Durmenbroekpolder (1682) en de polder van Weert (1703) (Taverniers, 1979).

Vooralsinds de 16^e eeuw is het tijverschil steeds groter geworden met rampspoedige dijkbreuken en de vorming van talrijke wielen tot gevolg (Stuyck, 1987). In de eerste helft van de 16^e eeuw hadden verscheidene stormen bressen tot gevolg, o.a. ter hoogte van Kallo. De herbedijkingswerken waren in 1568 voltooid. De Allerheiligenvloed van 1570 veroorzaakte opnieuw dijkdoorbraken ter hoogte van Kallo. De herindijking begon vermoedelijk in 1571 (Guns, 1975).

⁷ Wijmenteelt was gedurende een lange periode een belangrijke nijverheid langs de Zeeschelde. De buigzame wilgentwijgen werden gebruikt in ondermeer de mandenmakerij (INBO, 2007).

Naast het in allerijl oprichten van forten en verdedigingswerken tegen een mogelijke Spaanse aanval, werden rond 1580 verschillende dijken om defensieve redenen doorgestoken. De doorsteek van de dijk van de Borgerweertpolder in de omgeving van Burcht is de eerste in een reeks van kunstmatige overstromingen (met tussendoor herhaalde herindijkingswerken) in de strijd om Antwerpen. Ook de polder van Hoboken en Melsele kwamen eind 16^e eeuw onder water te staan. Langs de Rupel werden dijken gebrest waardoor Ruisbroek, Willebroek, Blaasveld tot Heffen overstromden (Guns, 1972).

Tijdens de Spaanse successieoorlogen (1702-1713) worden opnieuw heel wat polders in de omgeving van Antwerpen onder water gezet. Na 1745 vervolgde een reeks van kunstmatige inundaties in de oorlog tegen Maria-Theresia van Oostenrijk (Guns, 1975).

Zowel na kunstmatige inundaties als na natuurlijke overstromingen (ten gevolge van stormvloeden) werden meerdere octrooien verleend (en verlengd) waarin toelating werd gegeven tot herindijking. Blijkbaar kwam de bevaarbaarheid van de Schelde in het gedrang en vreesde men wijzigingen in de loop van de Schelde (Guns, 1972). Sommige gebieden zouden echter nooit op het water heroverd worden, zoals het Verdronken Land van Saeftinghe.