

Het onderwaterreliëf van het Belgisch deel van de Noordzee

Mieke Mathys

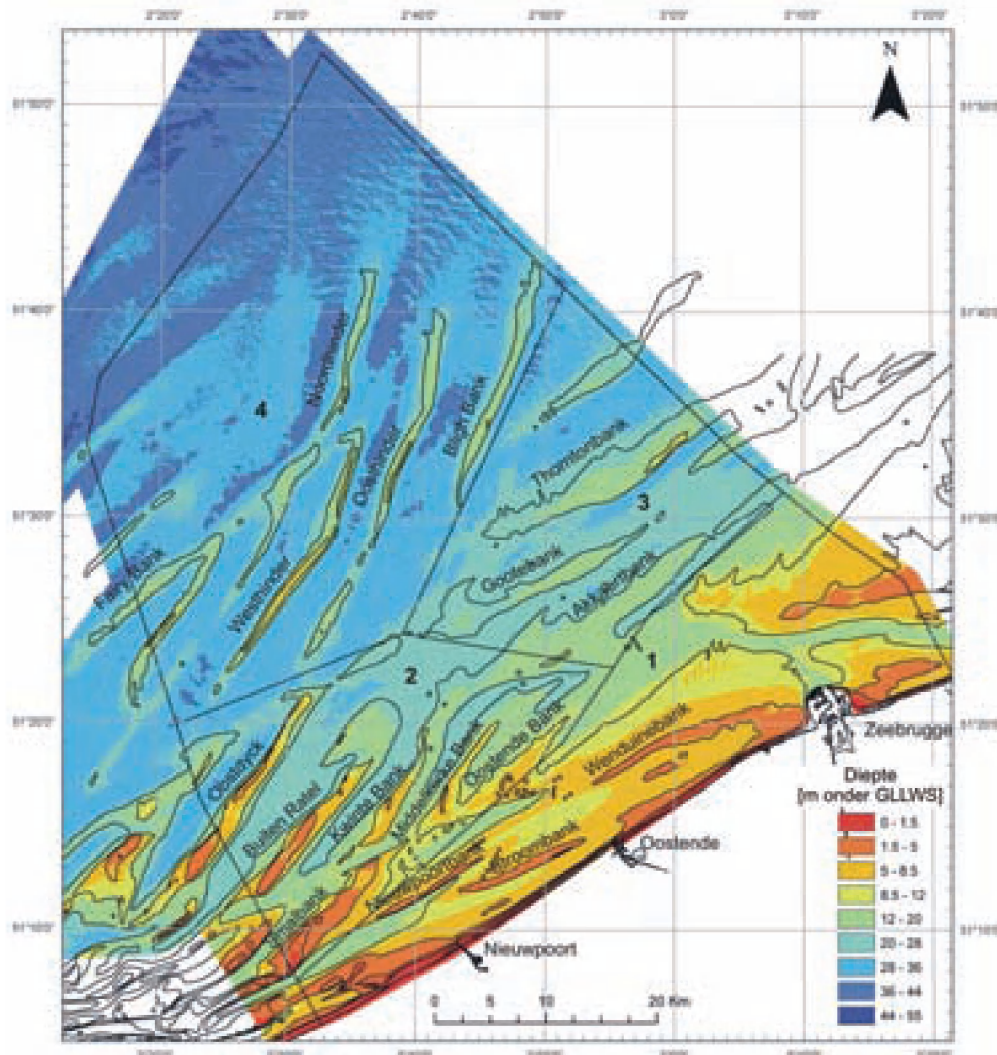
* Universiteit Gent, Renard Centre of Marine Geology (RCMG), Krijgslaan 281, S8, B-9000 Gent

** International Marine & Dredging Consultants NV (IMDC), Coveliersstraat 15, B-2600 Berchem; mieke.mathys@imdc.be (huidig adres)

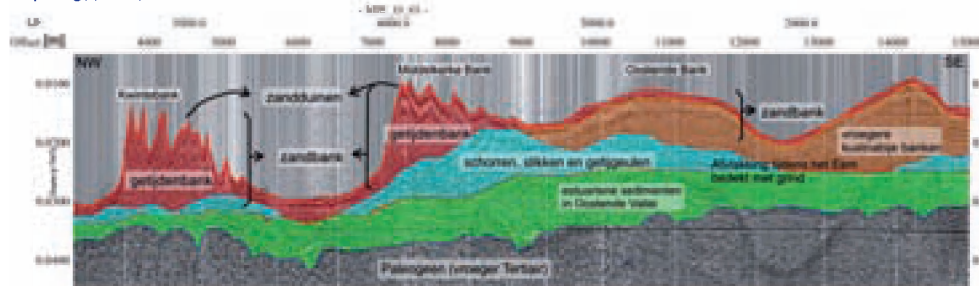
Wie van op het Belgische strand over zee tuurt, kan nauwelijks vermoeden dat zich onder die zeespiegel een boeiend en reliëfrijk landschap van zandbanken en geulen uitstrekt. Meer nog, het Belgisch deel van de Noordzee - een trapeziumvormig gebied van nauwelijks 3500 km² groot, een kustlijn van 66,6 km en een breedte van 60-96 km - is uitzonderlijk rijk aan zandbanken. Dit heeft het te danken aan zijn unieke ligging in het zuidelijke Noordzeebekken net voorbij de nauwe doorgang van de Straat van Dover, een gebied gekenmerkt door sterke getijdenstromingen. Ook voor wie met geologische technieken het inwendige van die zeebodem onderzoekt valt er heel wat te beleven. Uit de studie van meer dan 5000 km aan seismische profielen en meer dan 600 boorkernbeschrijvingen kon de opeenvolging van afzettingen in verschillende afzettingmilieus worden afgeleid en de Quartaire evolutie in de voorbije 2,6 miljoen jaar worden gereconstrueerd: een ingewikkeld verhaal van dynamische veranderingen, de opvulling van de Oostendse Vallei en de vorming van tientallen, kilometer lange zandbanken.

Het huidige Belgische zandbankenlandschap

Gebaseerd op hun ligging en oriëntatie worden de circa 30 zandbanken onderverdeeld in vier groepen: de Kustbanken, de Vlaamse Banken, de Zeelandbanken en de Hinderbanken (zie figuur). De Kustbanken en de Zeelandbanken lopen min of meer evenwijdig met de kustlijn, terwijl de Vlaamse Banken en de Hinderbanken een hoek vormen met de kust. Sommige zandbanken zijn wel tientallen kilometers lang, één tot verschillende kilometer breed, en verheffen zich bijna 30 m boven de naburige geul. De banken komen typisch voor in groepen, met een regelmatige tussenafstand van enkele kilometers. De geulen tussen de meest zeewaarts gelegen banken kennen een waterdiepte tot 30-40 m onder het laagste laagwaterpeil, terwijl in het kustnabije deel dieptes van minder dan 5 m veelvuldig voorkomen. De meest zeewaarts gelegen zandbanken liggen doorgaans meer dan 10 m onder het laagwaterpeil, hoewel enkele toppen slechts enkele meter van de zeespiegel verwijderd blijven. In het kustnabije gebied liggen de zandbanken ondieper en komen er zelfs twee (de Broersbank en de 'nieuwe



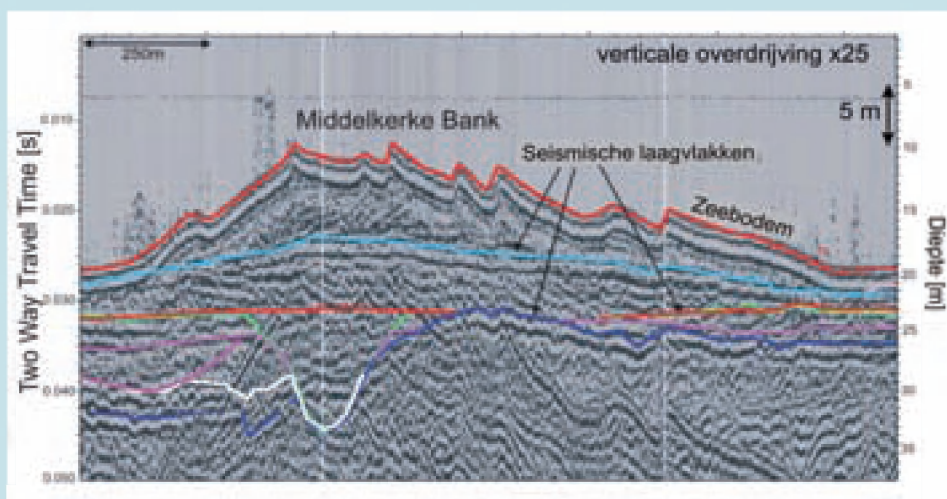
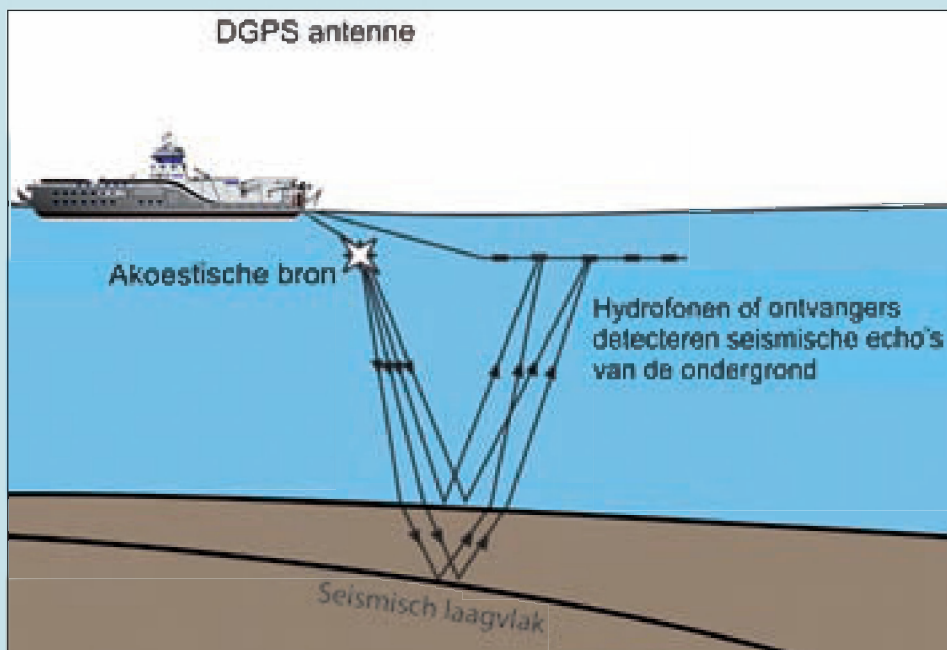
■ Het Belgisch deel van de Noordzee is uitzonderlijk rijk aan zandbanken. Deze worden ingedeeld in vier groepen: 1) de Kustbanken; 2) de Vlaamse Banken; 3) de Zeelandbanken; en 4) de Hinderbanken. Onder normale omstandigheden blijven al deze zandbanken voor het oog verborgen, ze liggen immers allen onder het gemiddelde laagwaterpeil. De diepste geulen zijn 30-40 meter diep (zie diepte in meter onder GLLWS of Gemiddeld Laag Laagwater Spring)(MM)



■ Deze dwarsdoorsnede door de zeebodem toont hoe de Kwintebank en Middelkerke Bank bedekt zijn met zandduinen en illustreert de inwendige opbouw van de zandbanken. De zandbanken bestaan bovenaan uit getijdenbanken, maar de basis wordt gevormd door estuariene sedimenten afgezet in een vroegere riviervallei, in schorren, slikken en getijdengeulen, en door resten van kustnabije banken (aangepast naar MM)

Hoe de zeebodem bestuderen?

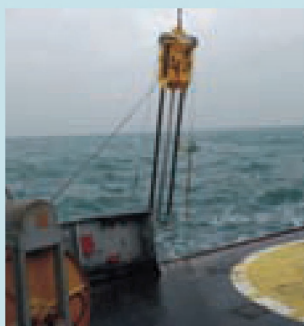
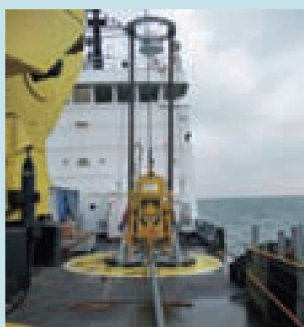
Om een beeld te krijgen van wat zich op en in de zeebodem bevindt, maakt men gebruik van zogenaamde 'hoge-resolutie reflectieseismiek'. Bij deze techniek wordt al varende een akoestische bron en ontvanger achter een schip gesleept (zie figuur). Een aantal keer per seconde lost de bron een 'schot'. Dit veroorzaakt een geluidsgolf die zich door de waterkolom en in de ondergrond voortplant. Het uitgezonden signaal weerkaatst op het grensvlak tussen grondlagen met verschillende sedimentologische eigenschappen. Die echo's worden gedetecteerd met een serie ontvangers die achter het schip worden gesleept. Het tijdsinterval tussen het uitzenden en het ontvangen, en de sterkte van het signaal worden geregistreerd. De opeenvolging van registraties van schoten vormen samen een seismisch profiel. Het is een verticale doorsnede van de zeebodem waarop laagvlakken tussen grondlagen te zien zijn (zie figuur). Die seismische profielen worden vervolgens in een interpretatiesoftwarepakket geladen. Daarbij is het de bedoeling om bepaalde seismische eenheden te identificeren die begrensd worden door belangrijke laagvlakken (erosieoppervlakken). Die grenzen komen meestal overeen met belangrijke fases in de zeespiegellevolutie, of met sedimentologische veranderingen daarmee gekoppeld. Die grenzen kunnen als kaarten voorgesteld worden (bv. top van het Paleogeen) en van de seismische eenheden kunnen diktekaarten gemaakt worden (bv. de dikte Quartair kaart).



MM

Nadien worden boringen uitgevoerd van op een schip (zie foto's) en bodemstalen genomen. Zo kan worden nagegaan uit welk sediment een seismische eenheid bestaat (bv. klei of zand). Door de koppeling met boorkerngegevens krijgen de seismische eenheden naast hun vorm en structuur (bv. bank of geul) dus ook een lithologische betekenis en kunnen ze geïnterpreteerd worden naar afzettingsomstandigheden (bv. slikken en schorren in een estuarium).

■ **Uitvoering van een trilboring.**
Van linksboven tot rechtsonder: trilboring-apparaat aan dek; metalen pijpen voor de staalname; metalen pijp met binnenin een pvc buis wordt aan het trilboringapparaat bevestigd; apparaat wordt te water gelaten; in stukken zagen van pvc staalname buizen; 1 m segmenten (MM i.o.v. Afdeling Kust)



zandbank voor Heist') zeer sporadisch d.i. enkel bij extreem laagtij boven water uit.

Niet alleen het algemene onderwaterbeeld van onze zeebodem met zijn vele banken en geulen oogt zeer spectaculair. Ook op de banken en in de geulen zelf valt, in de vorm van zandduinen, heel wat reliëf te ontdekken (zie fig. p.16 onderaan). Deze zandduinen zijn nog het best te vergelijken met 2-8 meter hoge en tientallen meters lange versies van de asymmetrische stromingsribbels die je op het strand veelvuldig ziet. In tegenstelling tot de zandbanken, die de voorbije tweehonderd jaar redelijk stabiel zijn gebleken, verplaatsen zandduinen zich constant en worden ze vervormd onder de heersende getijdenstroming en bij stormen.

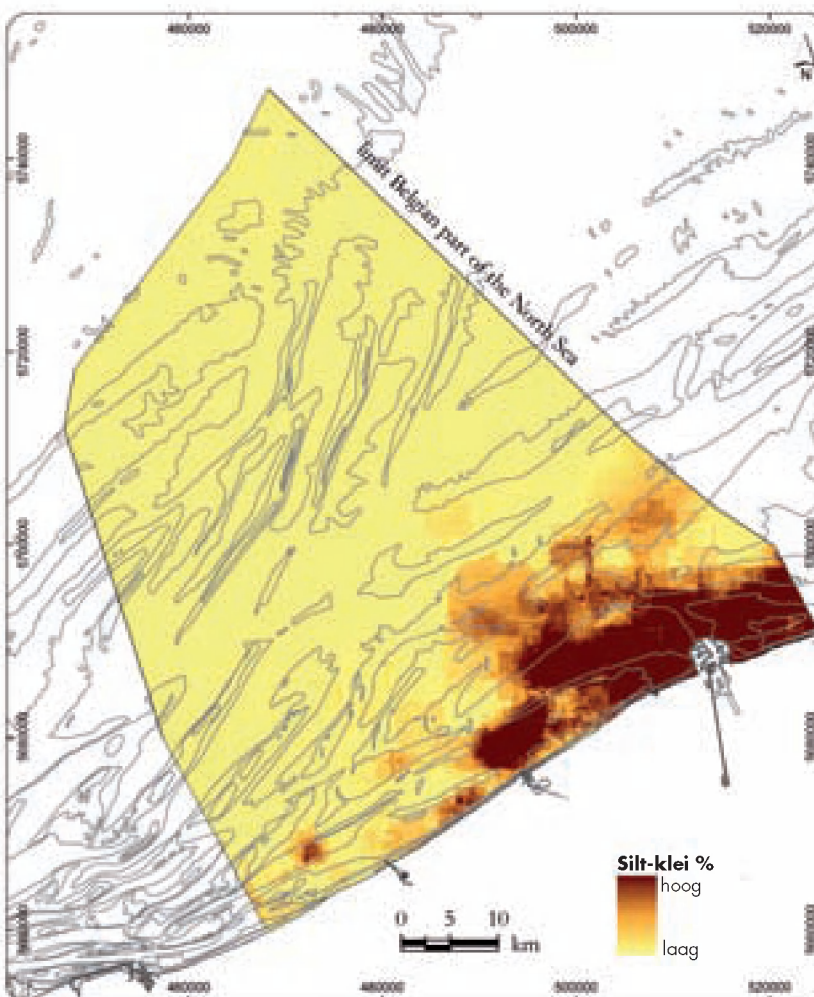
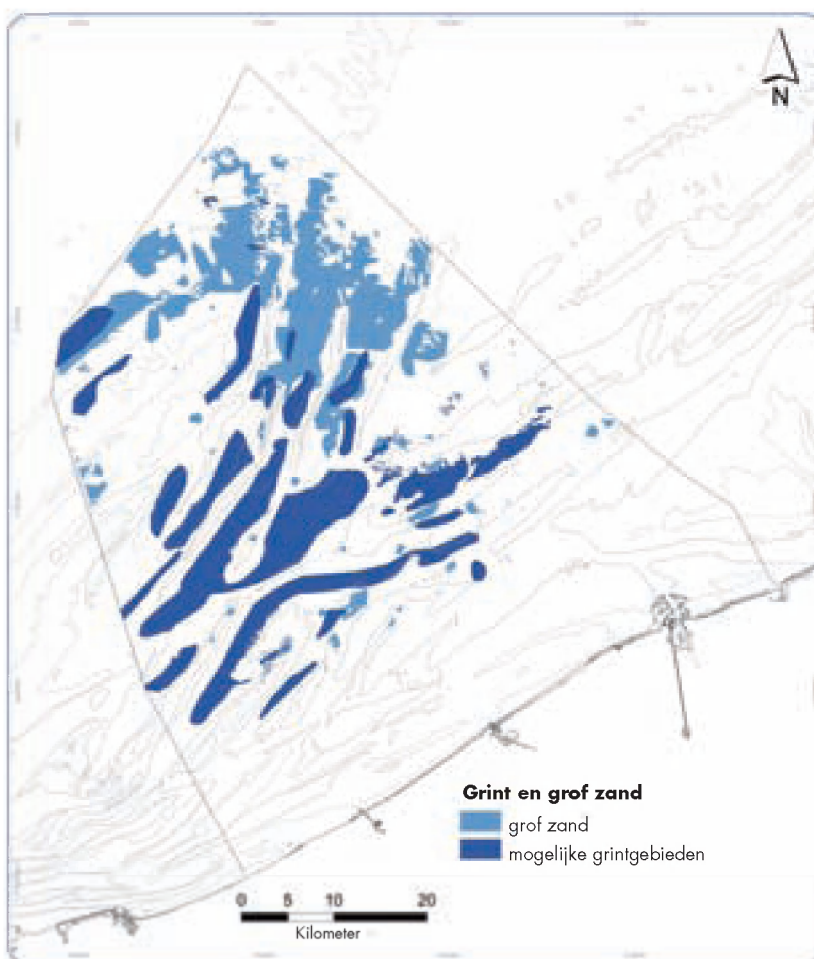
Wat de aard van de zeebodem zegt over zijn verleden

Het ontstaan van onze getijdenbanken

Het is geen toeval dat het Belgisch deel van de Noordzee zoveel zandbanken herbergt. Dit gebied kent immers sterke getijdenstromingen met snelheden van wel 50 tot 150 cm/s en een getijdenamplitude (= verschil tussen hoogwater en laagwater niveau) van iets minder dan 4 m bij doodtij en meer dan 5 m bij springtij. Als er nu ook nog voldoende zand voorradig is, zijn dit de ideale omstandigheden voor de vorming van getijdenbanken. Doordat deze laatste een kleine hoek maken met de heersende stroming wordt één kant van de bank meer blootgesteld aan de vloedstroming en de andere kant meer aan de ebstroming. Dit zorgt voor een ronddraaiende of circulaire stroming rond de banken waardoor zand er ophoopt en de bank stabiliseert of verder aangroeit. Die verschillende stroming aan weerskanten van de bank heeft ook zijn invloed op de zandduinen. Steeds zijn die naar de kam van de bank toe gericht.

Naast zand ook grint en extra fijn materiaal

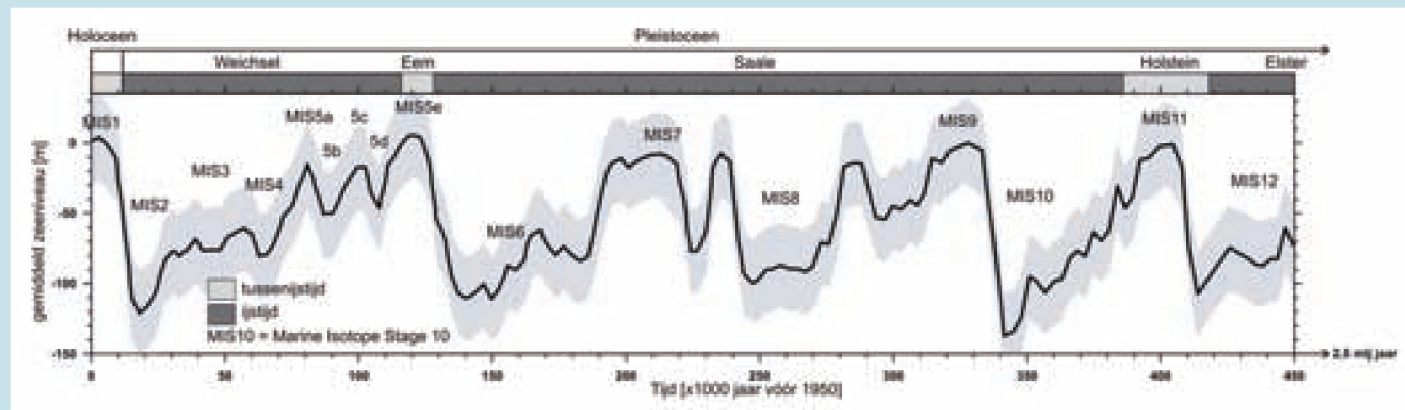
In weerwil van wat onze brede zandstranden bij laagtij laten vermoeden, bestaat de verdere bodem van de zee niet uit een doorlopende zandlaag. De getijdenbanken zijn dan wel hoofdzakelijk opgebouwd uit zand, in de geulen tussen de banken is er soms heel weinig zand aanwezig. Met name tussen de Hinderbanken, de Zeelandbanken en de Vlaamse Banken getuigt een dunne grintlaag van wat zich in het vroegere Quartair heeft afgespeeld (zie figuur). Dit grof materiaal bevindt zich bovenop de klei van veel oudere Tertiaire afzettingen (vroeger Tertiair, nu Paleogeen genaamd; zie ook *kadertekstje Geologische chronologie*). En kustnabij, tussen de Westerscheldemonding en Oostende, komt een slibrijk gebied voor (zie figuur). De zandduinen bovenop de zandbanken zijn meestal opgebouwd uit grover zand dan de banken zelf.



■ Voorkomen van grint en grof zand (boven) en van fijn materiaal (in % silt-klei; onder) in het Belgisch deel van de Noordzee. Bemerkt de grintvelden in de geulen tussen de offshore zandbanken, en het slibveld tussen de Scheldemonding en Oostende (naar Van Lancker et al. 2007)

De geologische chronologie en de zeespiegel

De bovenste laag van de zeebodem met daarop de zandbanken werd afgezet tijdens het Quartair. Het Quartair is een periode die 2,6 miljoen jaar geleden startte en nog steeds voortduurt. Quartaire sedimenten zijn dus de recentste afzettingen die ter hoogte van de zeebodem voorkomen. De periode wordt ingedeeld in het oudere Pleistoceen en het huidige Holoceen. Het Pleistoceen kende een afwisseling van ijstijden en tussenijstijden, overeenstemmend met zeespiegeldalingen en zeespiegelstijgingen (zie figuur). Het huidige Holoceen startte ongeveer 10.000 jaar geleden, na de laatste ijstijd.



■ Geologische tijdsschaal met overeenkomstige zeespiegelniveaus (gemiddelde in m).

De ijstijden en warmere periodes tussenin zijn perfect af te lezen: in warmere periodes smelt veel ijs en rijst het zeepil, terwijl in de piek van een ijstijd zoveel water vervat zit in gletsjers en ijskappen dat het zeeniveau tot 120 m lager dan het huidige kan staan (naar Cutler et al. 2003)

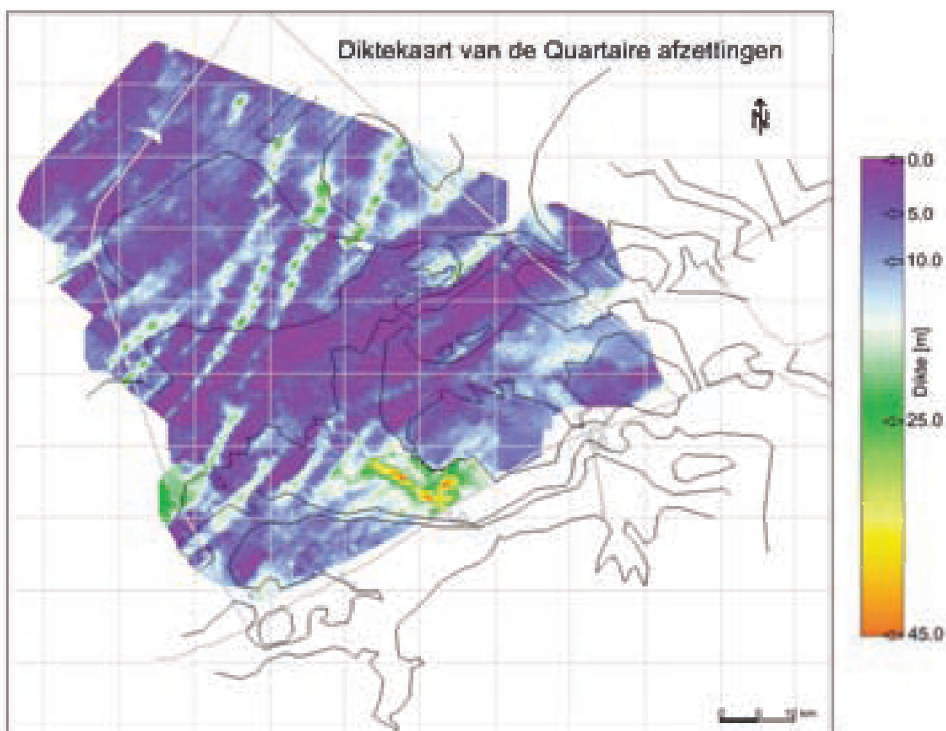
Een dunne Quartaire laag bovenop oudere afzettingen

In het Belgisch deel van de Noordzee zijn slechts aanwijzingen en afzettingen teruggevonden die gaan tot aan de voorlaatste ijstijd: de Saale ijstijd. Daaronder liggen veel oudere afzettingen, die meer dan 23 miljoen jaar geleden afgezet zijn tijdens het Paleogeen (vroeger het Tertiair genoemd). De Quartaire afzettingen in het Belgisch deel van de Noordzee zijn op weinig plaatsen dikker dan 5 m (zie figuur). Bovendien zijn ze gefragmenteerd. Het is een onvolledig overblijfsel van een lange periode van complexe en dynamische veranderingen in de afzettingsomstandigheden. De dikste pakketten komen voor ter hoogte van de zandbanken en in een diepe vallei die uitgesneden is in de Paleogene ondergrond, de zogenaamde Oostende Vallei (zie verder). De gehele Quartaire geschiedenis van dit gebied zit als het ware vervat tussen die insnijding en de vorming van de zandbanken.

De opbouw van een zandbank zelf

Het zou een vergissing zijn de zandbanken te zien als simpele zandophopingen. Ze zijn gevormd tijdens verschillende geologische fasen waardoor de samenstelling van de banken heel divers is. Het is enkel het bovenste, zandige gedeelte dat kenmerkend is voor de huidige getijdenstromingen en dat de eigenlijke getijdenbank voorstelt. De basis van de banken bestaat uit heel ander materiaal en vertelt het verhaal van de vroegere afzettingen die niet in open zee gevormd werden.

Daar waar de zandbanken nog een volledige opeenvolging van afzettingen toont,



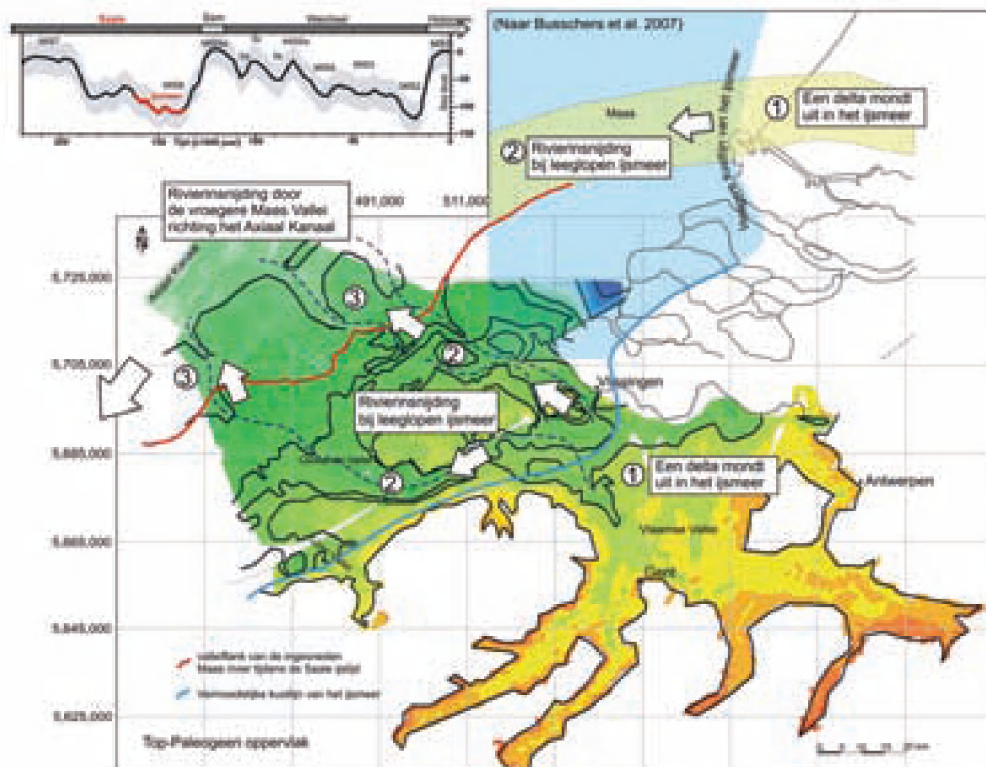
■ De dikte van de Quartaire afzettingen in het Belgisch deel van de Noordzee is met circa 5 m veelal beperkt te noemen. Enkel ter hoogte van de zandbanken en de Oostende Vallei loopt die op tot 20-45m (naar Mathys 2009)

bestaat deze van onder naar boven uit:

1. estuariene sedimenten afgezet in een vroegere riviervallei, in een milieu vergelijkbaar met de huidige Westerschelde
2. schorren, slikken en getijdengeulen zoals men terugvindt in de ondergrond van de huidige Kustvlakte, afgezet landwaarts van een kustbarrière (Baeteman 2007)
3. resten van kustnabije banken, gevormd onder storminvloed

4. geërodeerde en herwerkte resten van vroegere schorren en slikken, afgezet na het terugschrijden van de kustlijn en sterke erosie ter hoogte van de Westerscheldemonding.

Om dit alles nog wat aanschouwelijker te maken, overlopen we in wat volgt chronologisch deze ontstaansgeschiedenis in relatie tot het toen heersende klimaat.



■ *Insijding van de Maas en de rivieren van de Vlaamse Vallei tijdens de Saale ijstijd, toen een ijsmeer leegliep via de Straat van Dover. Reconstructie van het Nederlandse deel is aangepast naar Busschers et al. 2007*

De ontstaansgeschiedenis in relatie tot het heersende klimaat

De Saale ijstijd en de leegloop van het "Noordzee-ijsmeer"

Tijdens de voorlaatste ijstijd, de Saale ijstijd (238.000-128.000 jaar geleden), vormde zich een ijsmeer tussen de ijskappen in het noorden en een richel in het zuiden ter hoogte van de Straat van Dover (Gibbard 2007). Het peil van dit meer was vergelijkbaar met het huidige gemiddeld zeeniveau. Het Rijn-Maas systeem mondde uit in dit meer en vormde een delta dicht bij de huidige Nederlandse kustlijn. Aan het einde van de ijstijd steeg het niveau van het meer zo sterk dat de richel in de Straat van Dover doorbrak en het meer leeg liep. Grote rivieren, zoals de Maas in Nederland en een voorloper van de Schelde in België, sneden zich diep in en zochten hun weg naar het zuiden richting de Straat van Dover met het dalende waterniveau mee (zie figuur). Op die manier werd de 'Oostende Vallei' gevormd, een brede riviervallei van wel 10 km breed. Deze riviervallei is nu nog steeds aanwezig, opgevuld en bedolven onder de zandbanken voor de kust van het huidige Oostende.



■ *Ontwikkeling van een estuarium in de Oostende Vallei tijdens de Eem tussenijstijd (links). Met het stijgen van de zeespiegel migreerde het estuariensysteem mee landwaarts, richting de Vlaamse Vallei. Dit estuarium was te vergelijken met de huidige Westerschelde, maar dan bijna twee keer zo breed (naar Mathys 2009 en Scheldeatlas)*

De Eem tussenijstijd, toen de zee opnieuw het land binnendrong

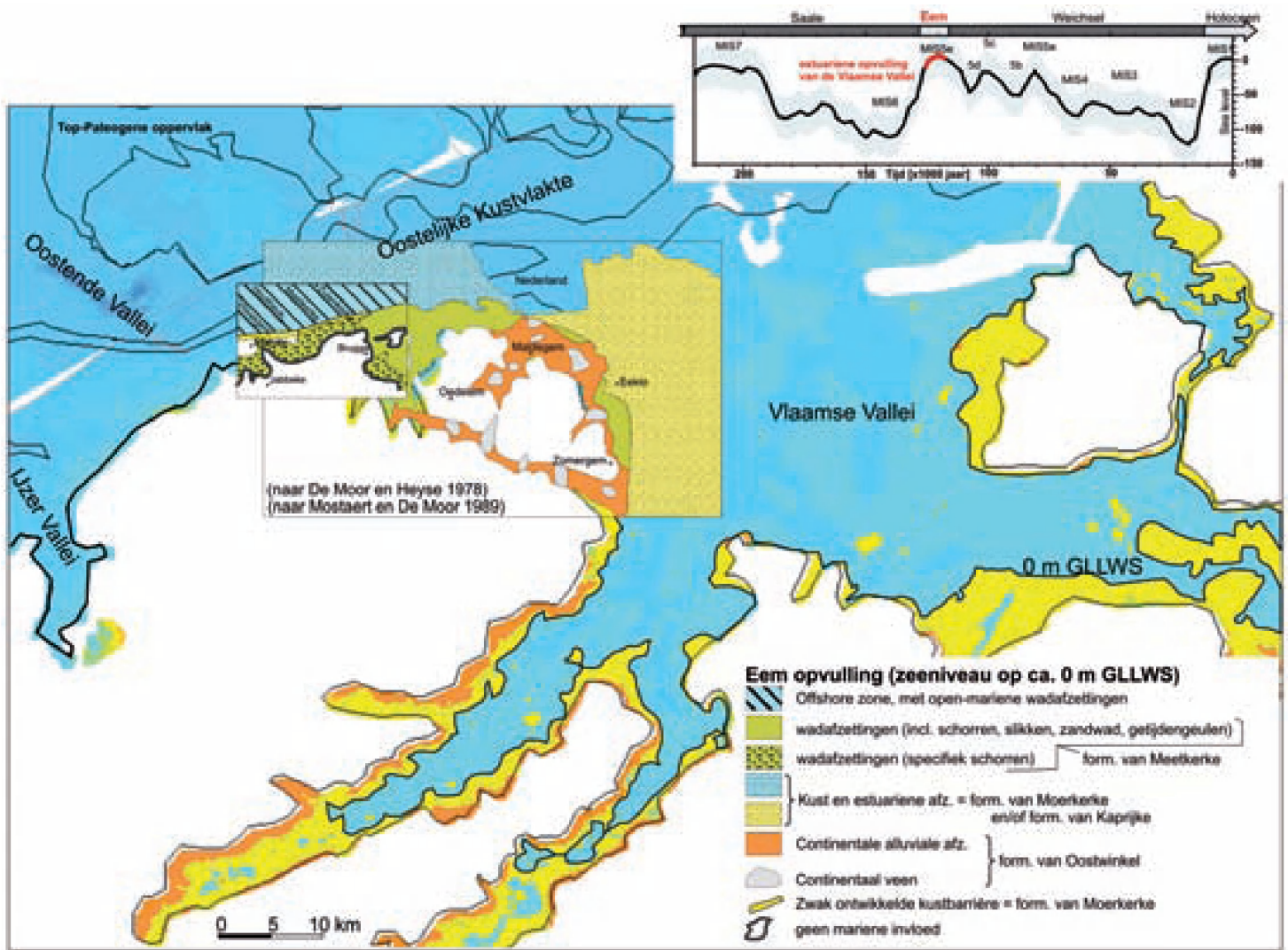
Tijdens de daaropvolgende tussenijstijd, het Eem (128.000-116.000 jaar geleden), verbeterde het klimaat drastisch. De ijskappen smolten verder af en de zeespiegelstijging zette zich door. Tijdens de zeespiegelstijging van het Eem overstromde de zee de vroegere ingesneden valleien, die veranderden in estuaria. Ook de Oostende Vallei evolueerde snel in een typisch trechtervormig, getijdengedomineerd estuarium, vergelijkbaar met de huidige Westerschelde, maar dan bijna twee keer zo breed (zie figuur). Dit estuarium bestond uit een

systeem van meanderende getijdengeulen, omgeven door schorren en slikken.

Met het stijgen van het zeeniveau verplaatste het estuarium zich steeds verder stroomopwaarts in de richting van de Vlaamse Vallei. Ook de kustlijn migreerde landwaarts, en vooroevererosie en mariene afvlakking maakten de estuariene opvullingen gelijk met de zeebodem. In het zeewaartse gebied was de vooroevererosie zo sterk, dat resten van de vroegere Eem afzettingen enkel nog in depressies in het Top-Paleogeen oppervlak teruggevonden worden. Toen de zeespiegel tijdens het Eem zijn maximum niveau bereikte, vergelijkbaar met het huidi-

ge niveau, lag de kustlijn ongeveer 7 km landinwaarts van de huidige kustlijn (nabij Brugge). Net zoals de Oostende Vallei, werd nu ook de Vlaamse Vallei overspoeld door de zee. De mariene invloed reikte in deze vallei tot 40 km landinwaarts (De Moor *et al.* 1996). Een groot deel van de Vlaamse Vallei veranderde in een estuarium baai (zie fig. pag. 21).

Tijdens de Eem zeespiegelstijging werd een grintlaag afgezet, waarvan men nu nog resten terugvindt in de geulen tussen de banken, bovenop het Paleogeen. Deze grintlaag loopt ook door onder de zandbanken. Ze werd afgezet toen de terugschrijdende kustlijn vroegere grintrijke opvullingen van de

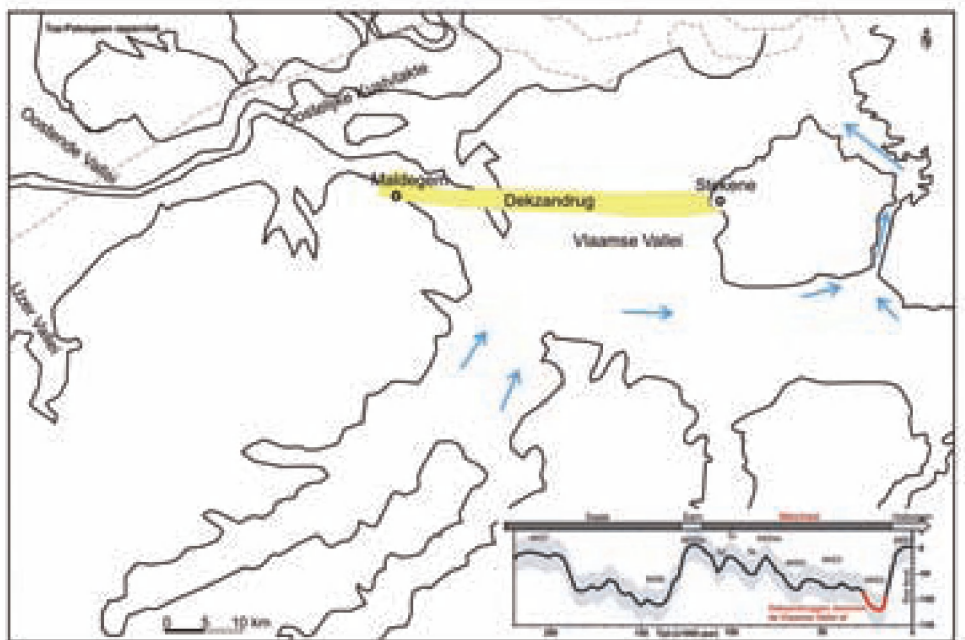


■ Bij de maximale zeespiegelstand tijdens het Eem reikte de zeeinvloed tot 40 km landinwaarts. De Oostendse Vallei was nu volledig opgevuld en overspoeld door de zee. De Vlaamse Vallei ontwikkelde zich tot een estuarium baai (naar Mathys 2009, De Moor & Heyse 1978 en Mostaert & De Moor 1989)

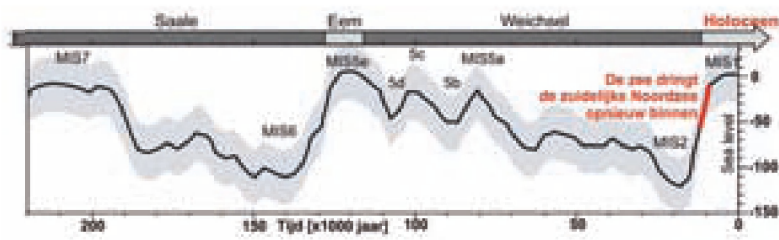
Maas en Oostende Vallei aansneed, waarna deze gronden verdeeld werden als een marien transgressiegrint. Een deel van de laag kan ook bestaan uit grofkorrelig materiaal dat lokaal uitgesorteerd werd uit het direct onderliggende Paleogeen substraat (zoals schelpen, vroegere Paleogene rivieropvullingen, concreties, zandsteenbanken).

De laatste (Weichsel) ijstijd: opnieuw droog en koud

Ongeveer 116.000 jaar geleden brak de laatste ijstijd aan, de Weichsel ijstijd. Door ijsuitbreiding daalde het zeeniveau opnieuw en weldra lag de Noordzee droog. In onze streken werd het klimaat koud en zeer vochtig (Verbruggen *et al.* 1991). Dit veroorzaakte andermaal een diepe insnijding van de Vlaamse Vallei rivieren naar de Oostende Vallei toe. Op het einde van de ijstijd, 25.000 jaar geleden, werd het klimaat zeer koud en droog wat weinig plantengroei toeliet. Windactiviteit overheerste en vroegere rivierafzettingen werden opgewaaid tot dekzandruggen die langzaam de Vlaamse Vallei afdamden. Het hele noordwaarts gerichte afvoersysteem van de Vlaamse Vallei werd gedwongen oostwaarts af te buigen (De Moor en Van De Velde 1995).



■ Afdamming van de Vlaamse Vallei door dekzandruggen, opgewaaid tijdens de zeer droge en koude Weichsel ijstijd (naar Mathys 2009)



De Oostende Vallei was nu niet langer verbonden met de Vlaamse Vallei. Resten van deze dekzandruggen zijn nog steeds duidelijk te zien in het huidige landschap, het zijn de hogergelegen zandige delen tussen Maldegem en Stekene (zie fig. pag 21).

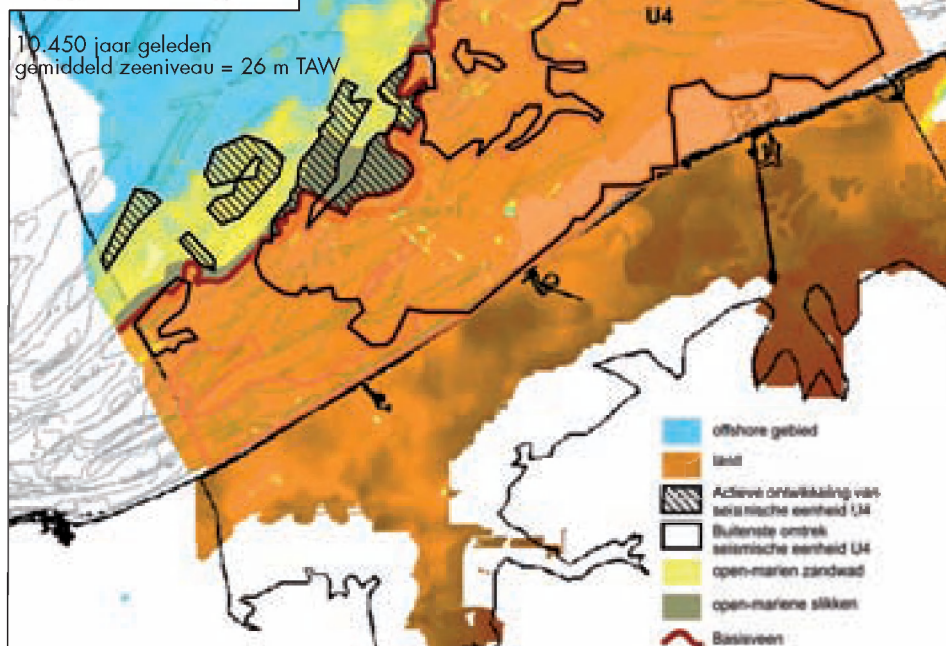
Nieuwe opwarmingsfase betekent nieuwe zeespiegelstijging

Na de laatste ijstijd, bij de start van het Holocene, verbeterde het klimaat. In die periode (ongeveer 12.500 jaar geleden), drong het stijgende water het zuidelijke deel van de Noordzee opnieuw binnen. Aanvankelijk plantte de getijdengolf zich als een gedempte golf voort in noordwaartse richting langs de Belgische en Nederlandse kusten. Door het verbreden van het bekken naar het noorden toe en door het remmende effect van de ondiepe Noordzee, nam de getijdenamplitude zeer snel af weg van de Straat van Dover. Dat resulteerde in kleine verschillen tussen hoog- en laagwaterniveau in bijna de gehele zuidelijke Noordzee (getijdenamplitude <2m). Waarschijnlijk ontwikkelde zich in deze Vroeg-Holocene periode een open getijdengebied in het zuidelijk deel van de Noordzee, vergelijkbaar met het huidige Duitse Noordzeegebied. Het gebied bestond uit een systeem van zand- en slibplaten, doorsneden door getijdengulen (zie fig. rechtsboven). Omdat de stijgende zeespiegel ook het grondwater-niveau omhoog stuwde was het overstromde getijdengebied landwaarts afgezoomd met zoetwatermoerassen. Hierin stapelde zich dood plantenmateriaal op in de vorm van veen, gekend als basisveen (Baeteman 2007).

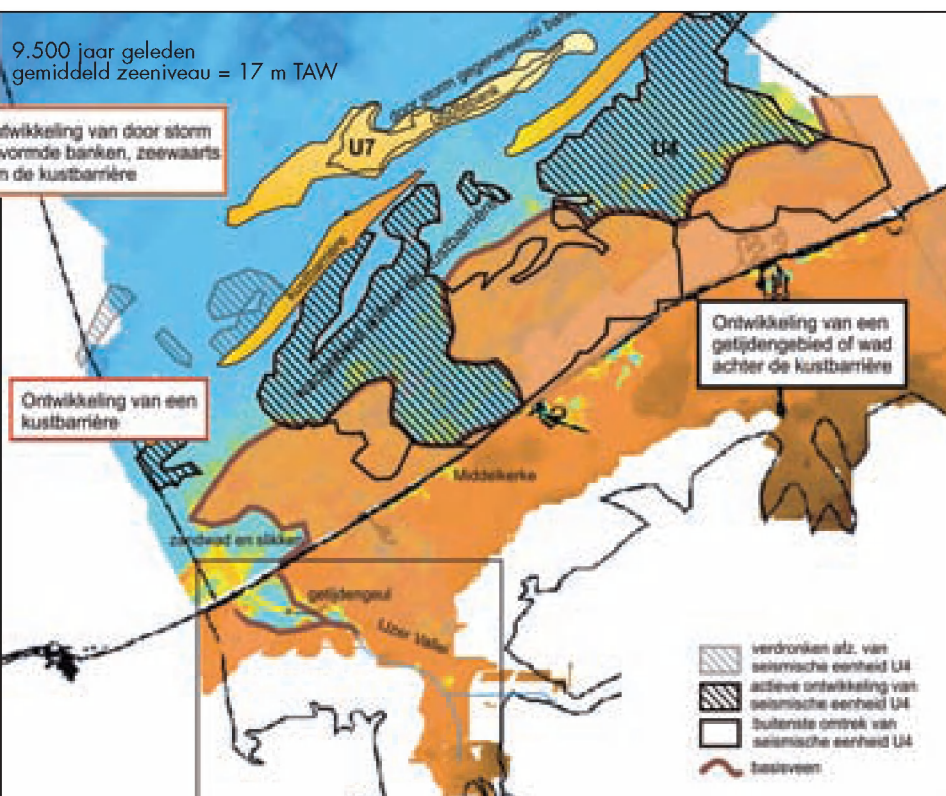
Vorming en terugschrijding van kustbarrière en waddegebied doen eerste zandbanken ontstaan

Door het stijgende zeeniveau werd het Noordzeebekken dieper. Het getij ondervond hierdoor minder remming en kon de zuidelijke Noordzee verder binnendringen. Zo'n 9500 jaar geleden was het bekken groot genoeg voor de vorming van golven aan zijn oostelijke kust, die op hun beurt een kustbarrière van zandige eilanden deden ontstaan. Achter deze kustbarrière ontwikkelde

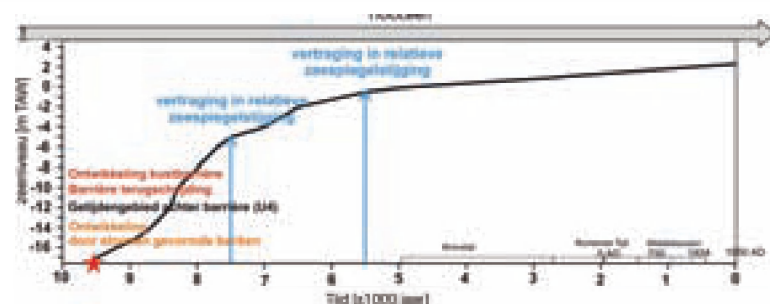
10.450 jaar geleden
gemiddeld zeeniveau = 26 m TAW

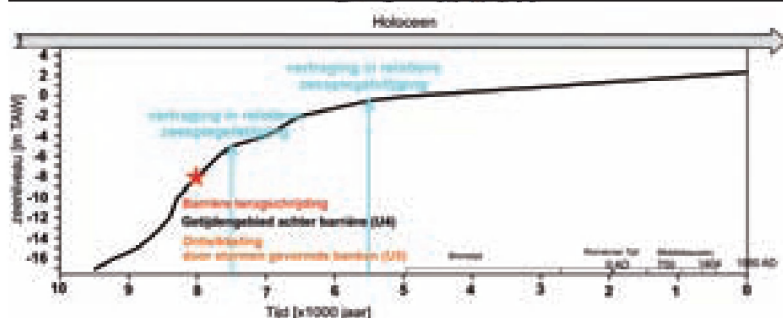
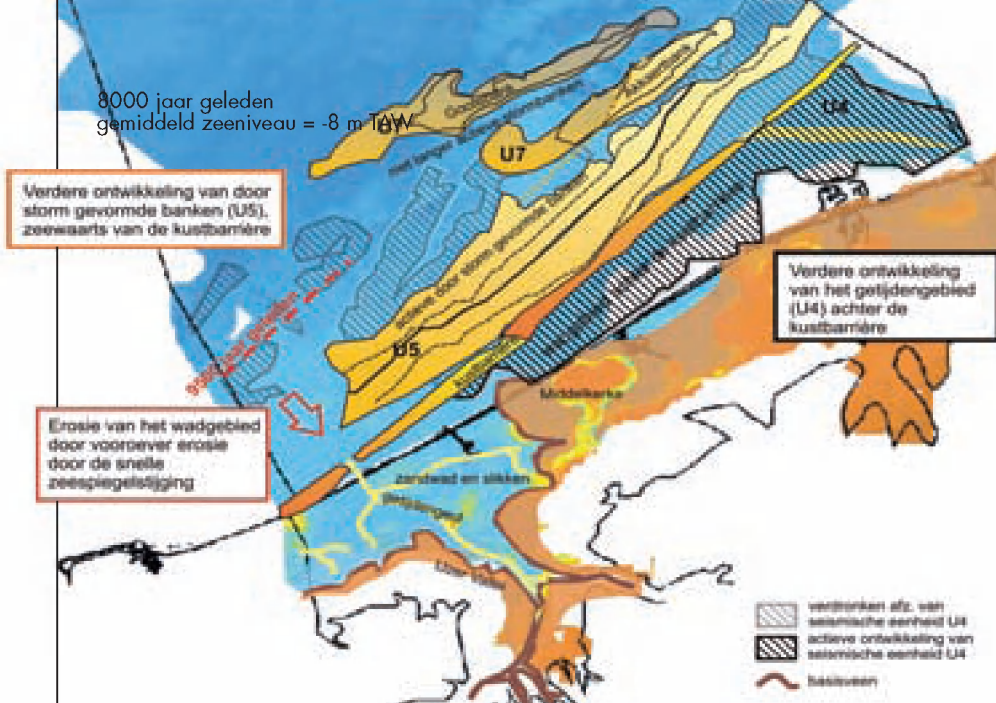


Ongeveer 11.000 jaar geleden ontwikkelde zich in de zuidelijke Noordzee een open getijdengebied, vergelijkbaar met het huidige Duitse Noordzeegebied (naar Mathys 2009)

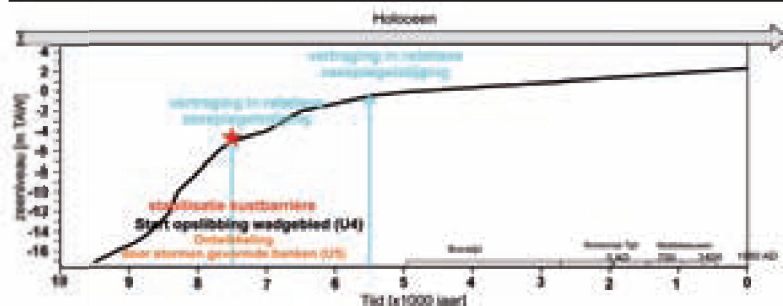
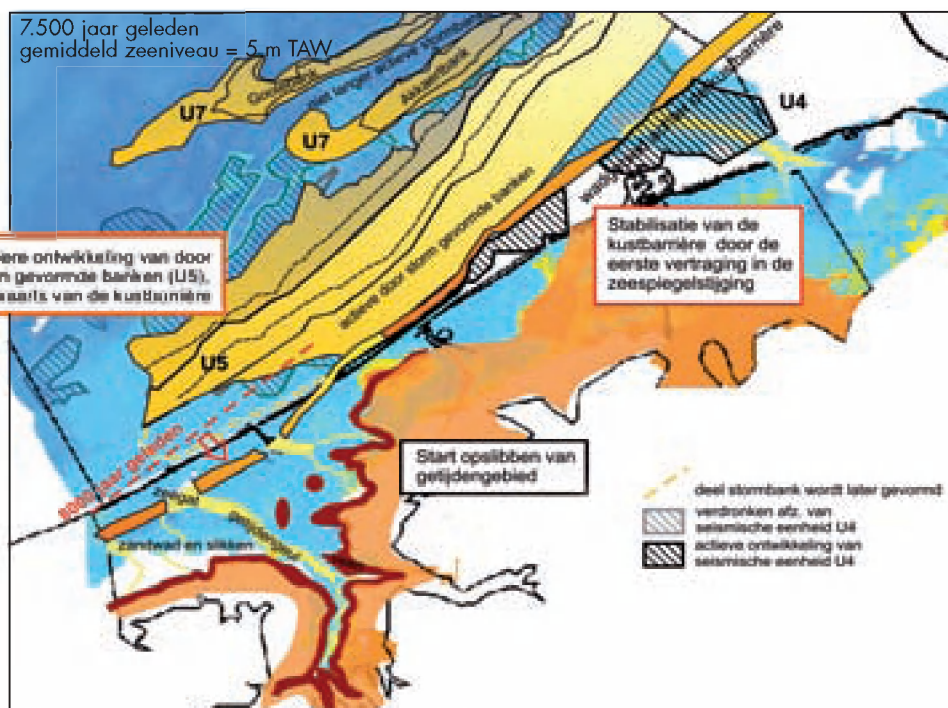


Vorming van een kustbarrière vanaf ongeveer 9500 jaar geleden. Door de zeer snelle zeespiegelstijging werd de kustlijn gedwongen zich landwaarts te verplaatsen. Landwaarts van de kustbarrière vormde zich een waddegebied, zeewaarts ervan ontwikkelden zich kustnabije door storm gegenereerde banken (o.a. de Gootebank en Akkaert-bank)(naar Mathys 2009 en Baeteman 2005)





■ Zeewaarts van de kustbarrière vormden zich kustnabije door storm gegenereerde banken (o.a. de Gootebank en de Akkaertbank). Rond 8000 jaar geleden bereikte de kustbarrière in het westen voor het eerst de huidige kustlijn (naar Mathys 2009 en Baeteman 2005)



zich een waddegebied, bestaande uit een geheel van getijdengeulen en al dan niet begroeide zand- en slibplaten (i.e. slikken en schorren)(zie fig. pag. 22 onderaan). Omdat de zeespiegel nog te snel (0,7 cm/jaar) steeg, werd de kustlijn echter gedwongen landwaarts terug te schrijden (Beets & van der Spek 2000). Dit ging gepaard met erosie van de wadafzettingen en met de afzetting van een dunne grintlaag met daarboven een restlaag van zand. Stormen boetseerden uit deze zandlaag banken, die al dan niet met de kust verbonden waren. Deze banken zijn veel lager en meer afgerond dan de getijdenbanken zoals we die vandaag kennen. Herwerkte resten van de grintlaag vind je ook vandaag nog terug in de getijdengeulen tussen de huidige zandbanken en in de banken bovenop de geërodeerde wadafzettingen.

Op basis van vormelijke kenmerken kunnen de huidige Gootebank en Akkaertbank hoogstwaarschijnlijk tot deze oude kustverbonden zandruggen worden gerekend. Hun positie ten opzichte van vroegere kustlijnen suggereert dat de Gootebank en Akkaertbank respectievelijk rond 9500 en 8900 jaar geleden zijn ontstaan (zie fig. pag. 22 onder & pag. 23 boven). Bij een iets hoger zeeniveau vormden zich rond 8400 en 7500 jaar geleden meer landwaarts nog drie parallelle zandruggen. Met de steeds verder stijgende zeespiegel kwamen de zandruggen los van de kustlijn, terwijl ze verder bleven aangroeien. Gebaseerd op de bewaarde afmetingen ervan wordt aangenomen dat de buitenste en middelste rug deze vorm ruwweg aannamen respectievelijk ongeveer 7700 en 7000 jaar geleden.

Stabilisatie van de kustbarrière zo'n 7500 jaar geleden

Zo'n 7500 jaar geleden vertraagde de relatieve zeespiegelstijging van 0,7 cm/jaar tot 0,4-0,25 cm/jaar. Nu de zee het land iets meer met rust liet, begon het waddegebied op te slibben en de kustbarrière te stabiliseren. Door dit opslibben evolueerde de zoutwater(schorre)vegetatie geleidelijk aan naar een zoetwater(riet)vegetatie. Dit zogenaamde kustveenmoeras of zoetwatermoeras gaf aanleiding tot ophoping van veen (Baeteman 2007)(zie figuur). In de westelijke kustvlakte bereikte de kustlijn 7500 jaar geleden zijn meest landwaartse positie. De kustbarrière stabiliseerde ongeveer 3 km landinwaarts van de huidige kustlijn (Baeteman 2005). De barrière schreed terug evenwijdig aan zijn vorige positie en hield een rechte kustlijn aan. Omdat ze een hoek vormt ten opzichte van de huidige kustlijn lijkt het alsof de kustlijn verder terugschreed in de westelijke Kustvlakte.

■ Ongeveer 7500 jaar geleden bereikte de kustlijn zijn meest landwaartse positie in het westen, ongeveer drie kilometer landinwaarts van de huidige kustlijn. Tevens stabiliseerde de kustbarrière door een eerste vertraging van de zeespiegelstijging (naar Mathys 2009 en Baeteman 2005)

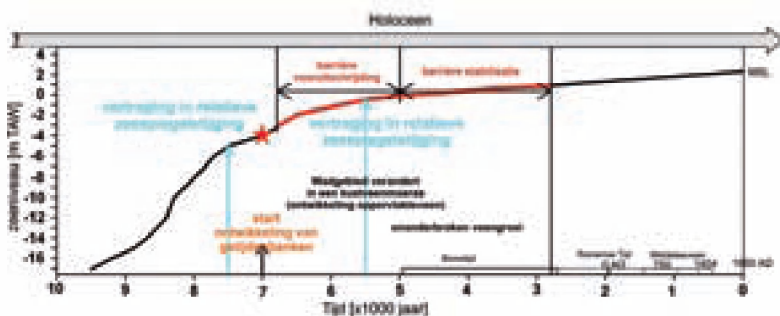
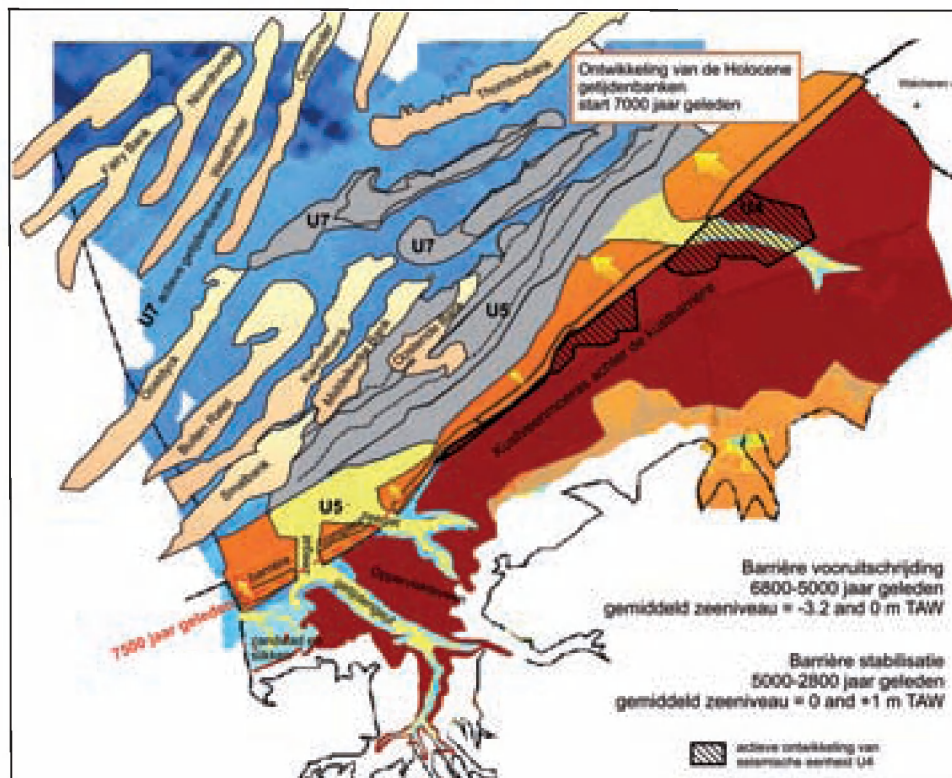
Vermits de zeespiegel bleef stijgen, kon de toenemende hoeveelheid getijdenenergie vanuit het noorden de zuidelijke Noordzee binnendringen. De verschillen tussen laag en hoogwaterniveau (de getijdenamplitude) en variaties in stromingssterkte lieven tot omstreeks 7000 jaar geleden toe. Door de grotere waterdieptes kon het getij de kust steeds dichter naderen. Uiteindelijk leidde dit ertoe dat het tot dan toe landwaarts gerichte zandtransport veranderde in een transport van slib en zand evenwijdig met de kust (een zogenaamde 'littorale drift'). Dit getijdensysteem is sinds circa 7000 jaar geleden gestabiliseerd en zorgt ook vandaag nog voor een getijdenamplitude van meer dan 4m. Sinds die tijd is het bovenste gedeelte van de Vlaamse Banken en de Oosterschelde Banken, het eigenlijke getijdenbankgebied, zich begonnen ontwikkelen bovenop de stormgenereneerde zandruggen (zie figuur onder).

Zeeland Banken en anderzijds de Vlaamse Banken en Hinderbanken. De Zeeland Banken liggen min of meer evenwijdig aan de kust en zijn vermoedelijk gevormd toen zand en slib nog loodrecht op de kustlijn werden aangevoerd. Toen deze aanvoer niet langer loodrecht, maar evenwijdig met de kustlijn ging verlopen, vormden zich zandbanken (de Vlaamse Banken en de Hinder Banken) die een hoek maken met de huidige kustlijn. Een geval apart is de Thorntonbank. Deze zandbank, waar intussen het eerste offshore windpark is gebouwd, is duidelijk een getijdenbank, maar ligt evenwijdig aan de Gootebank en Akkaertbank en aan de huidige kustlijn. Deze is mogelijk gevormd toen de sedimenttransportrichting nog kustwaarts gericht was, maar de getijdenstromingen reeds sterk genoeg waren om getijdenbanken te vormen in de dieper gelegen offshore gebieden (iets eerder dan 7000 jaar geleden). Waarschijnlijk ontwikkelden zich vanaf 7000 jaar geleden ook zandduinen op de op dat moment niet meer actieve voor stormen opgeworpen zandruggen van de Gootebank en Akkaertbank.

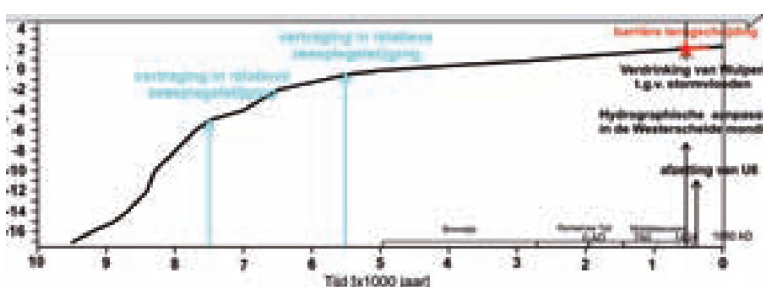
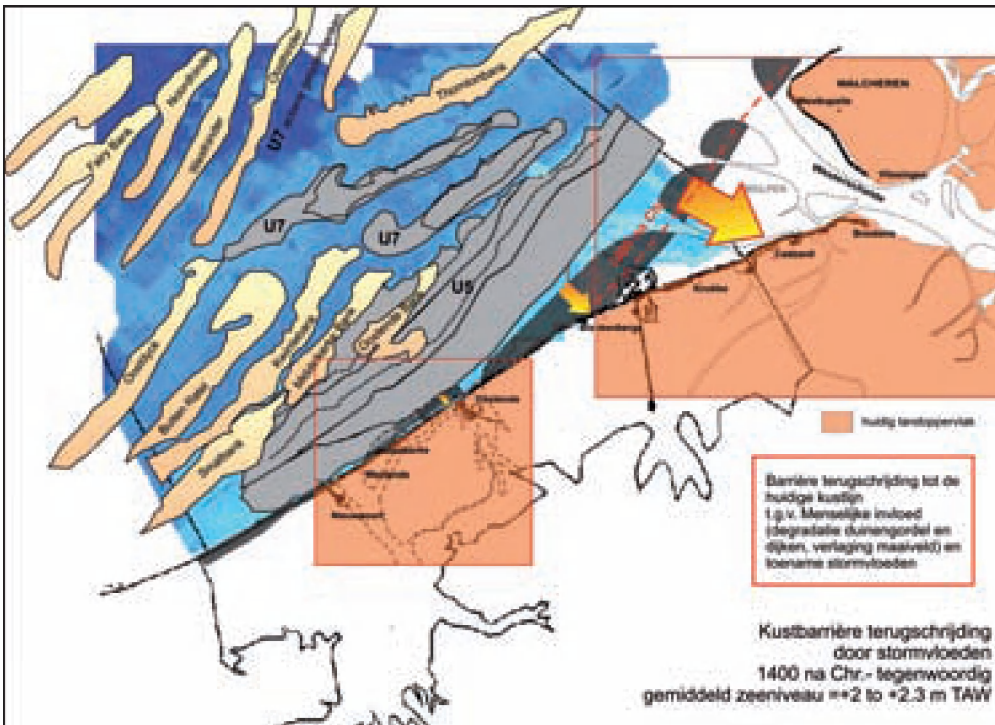
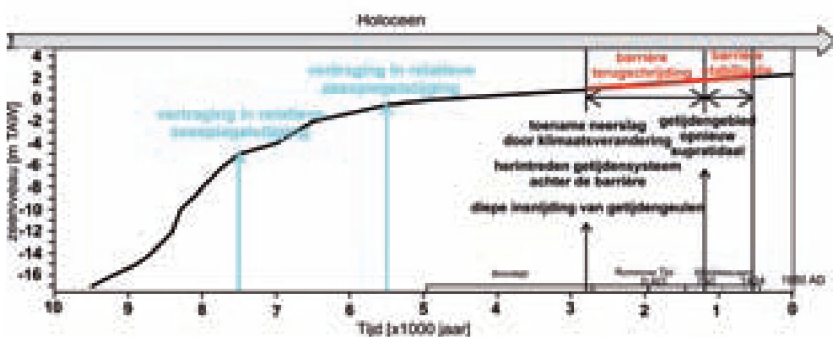
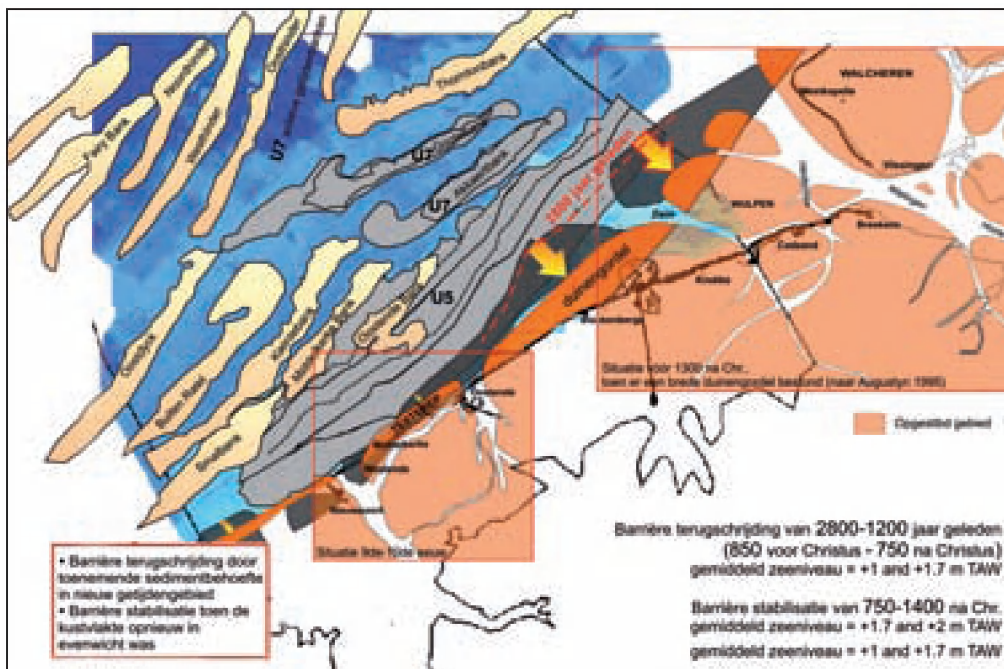
Zeewaartse uitbouw van de kustbarrière

Waddengebied doet herintrede, de kustbarrière schrijdt terug

Na 2000-3000 jaar van onafgebroken veengroei, begon de zee opnieuw de kustzone binnen te dringen. Achter de kustbarrière herstelde het waddengebied zich en veengebieden werden opnieuw overstroomd door de zee. De hernieuwde intrede van een getijdensysteem was deze keer niet het gevolg van zeespiegelstijging. Het zeeniveau steeg immers nog steeds met dezelfde sterk afgezwakte trend als tijdens de veenvorming. Waarschijnlijker is dat deze toegenomen zee-invloed het gevolg was van de uitschuivering van vroegere getijdengeulen door een verhoogde waterafvoer vanuit het binnenland. Deze toegenomen waterafvoer wordt toegeschreven aan een klimatologische verandering circa 2800 jaar geleden, in combinatie met menselijke activiteiten (Baeteman 2007). Door inklinken van het veen en instorten van geulranden, kwam het oppervlak van de kustvlakte in een lagere positie te liggen. Dit resulteerde in een diepe verticale insnijding van de getijdengeulen. Het sediment nodig voor de opvulling van deze diepe geulen kwam van de vroegere getijdengeulen



24



en de afkalvende vooroever. Het gevolg hiervan was dat de kustbarrière opnieuw terugschreed, hierbij de eerdere wadafzettingen wegspoelend (zie fig. links).

Pas 1400-1200 jaar geleden (550-750 n. Chr.) geraakten de sedimenttoevoer en de komberging terug in evenwicht met de zeespiegelstijging, en kon de kustvlakte opnieuw evolueren tot een schorren- en slikkenmilieu. Omdat er geen sediment meer nodig was voor de opvulling van de overblijvende getijdengeulen, vertraagde en stopte de barrière-terugschrijding. De kustlijn bevond zich in het westen nu ter hoogte van de huidige positie, terwijl ze in het oosten nog ongeveer 10 km zeewaarts van de huidige kustlijn verwijderd bleef. Daar vormde ze de zeewaartse grens van het 'verdronken' eiland Wulpen (zie figuur). De kustlijn bleef nog minstens tot het begin van de 15^{de} eeuw in die positie.

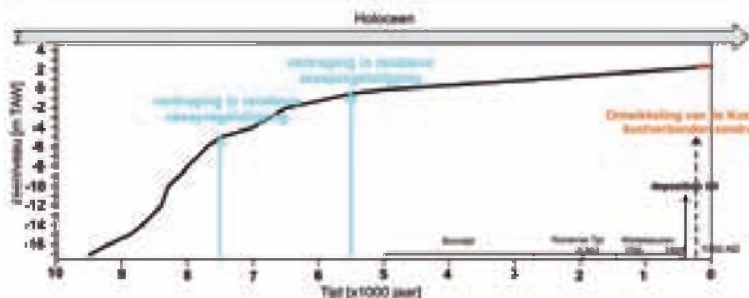
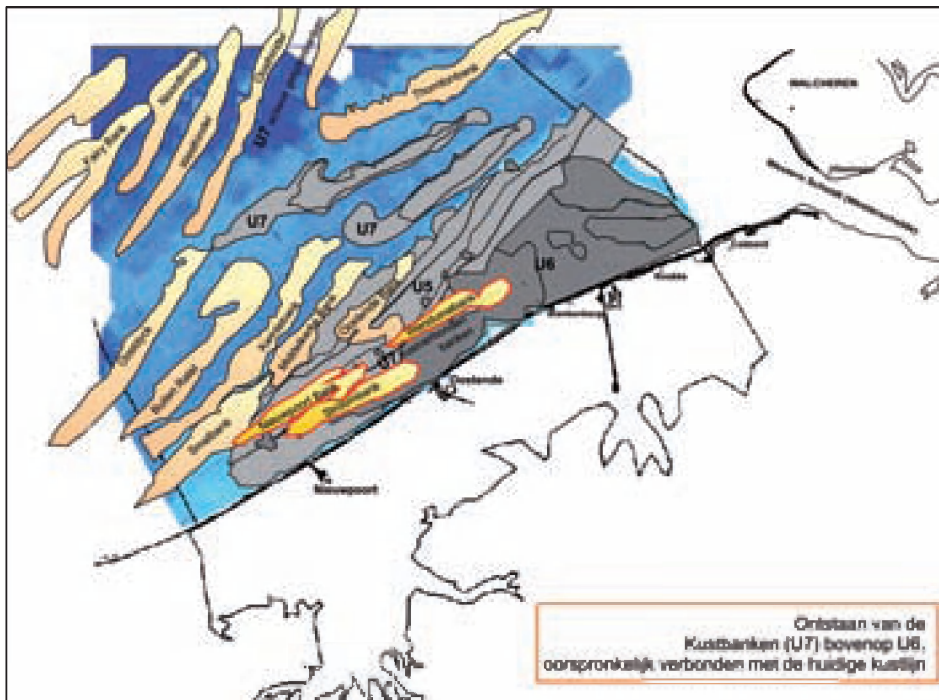
■ **Klimatologische veranderingen met een verhoogde regenwaterafvoer vanaf circa 2800 jaar geleden - in combinatie met menselijke ingrepen in het kustgebied - zorgden voor een verlaging van het niveau van de kustvlakte. Hierdoor konden getijdengeulen zich dieper insnijden in het nog jonge, moerassige land en het waddegebied herstellen. Tevens schreed de kustbarrière terug (naar Mathys 2009 en Augustyn 1995)**

De voorlopig laatste episode, met de middeleeuwse mens in een hoofdrol

De finale barrière-terugschrijding tot aan de huidige kustlijn was mede een gevolg van menselijke ingrepen. Het niet onderhouden van de dijken, de bouw van havens en de omvorming van het natuurlijke duinlandschap naar een kunstmatig landschap leidde tot een langzame maar onomkeerbare degradatie van dit kustgebied vanaf de 12^{de} eeuw (Augustyn 1995). Hevige noordwestenstormen kregen grip op het duinlandschap en versnelde de achteruitgang, tot uiteindelijk in 1404 een noordwestenstormvloed de duinreep compleet vernietigde. Tijdens deze storm verdronk o.a. het gehele eiland Wulpen (zie fig. links-onder).

Deze veranderingen resulteerden in sterkere getijdenstromingen in de monding van de Westerschelde.

■ **Menselijke ingrepen in de Middeleeuwen resulteerden in een verdere terugschrijding van de kustbarrière tot het huidige niveau. In de Westerscheldemonding verdronk meerdere eilanden en een nieuw evenwicht zou pas bereikt worden na het midden van de 16^{de} eeuw (naar Mathys 2009)**



■ De Kustbanken vormden zich als laatste, bovenop slibrijke afzettingen die vermoedelijk afkomstig zijn van vroegere, weggespoelde waddegebieden (naar Mathys 2009)

Pas na het midden van de 16^{de} eeuw ontstond hier een nieuw evenwicht met een sterk verdiept en door stormen verdrinken oppervlak. Tot dan bleven de contouren van het verdrinken eiland waarneembaar (Augustyn 1995). Daarna zetten de modderige sedimenten van de geërodeerde vroegere waddegebieden zich af in het beschutte gebied tussen Walcheren en een ondiepte nabij de huidige Wenduine Bank. Het zijn deze afzettingen die waarschijnlijk aan de oorsprong liggen van het huidige, slibrijke gebied tussen de Westerschelde-monding en Oostende.

De toekomst van onze kustzone

De Kustbanken vormden zich als laatste, bovenop deze slibrijke afzettingen (zie fig. boven). Gebaseerd op morfologische aanwijzingen vertegenwoordigen deze banken kustverbonden zandruggen. Ze ontwikkelden zich gelijktijdig als een reactie van de zeebodem op een geschikt regime van golven en getij. Ze vormden zich dus niet als gevolg van een terugschrijdende kustlijn, daar die reeds de huidige positie had bereikt voor de zandruggen zich konden vormen. Mede omdat deze recentst gevormde zandbanken zich in het ondiepste kustwater bevinden - met zijn haventoeegangen, baggerwerken en andere menselijke ingrepen - zijn ze minder

stabiël dan de meer zeewaarts gelegen Zeeland-, Vlaamse- en Hinderbanken. Hoe het kustgebied zich verder zal ontwikkelen blijft nog maar de vraag. De huidige zeespiegelstijging en de plannen om deze het hoofd te bieden (Kustveiligheidsplan, 'Vlaamse Baaien') zijn hierin belangrijke elementen en zullen ongetwijfeld voer zijn voor nog veel discussie. In elk geval leert de geologische Quartairgeschiedenis van onze kustzone hoe belangrijk het is terug te vallen op degelijk onderzoek en compilatie van data door experts.

In dit artikel, dat gebaseerd is op een doctoraatsstudie, kon voor de eerste keer de geologische evolutiegeschiedenis van het Belgisch deel van de Noordzee gereconstrueerd worden, dankzij de gedetailleerde studie van seismische profielen en boorkernen. Het toont aan hoe nuttig de kennis over de ontwikkeling van estuaria en de natuurlijke evolutie van vroegere kustlijnen kan zijn bij het inschatten van toekomstige kustlijn-migraties in het licht van verdere zeespiegelstijging. Daarnaast is betrouwbare kennis van de geologische evolutie en van de aard en samenstelling van de ondiepe ondergrond o.a. ook onontbeerlijk bij het plaatsen van offshore windmolens, het aanduiden van zandextractiezones en bij ecologisch onderzoek in de Noordzee.

Bronnen

- Augustyn B. (1995). De evolutie van het duinecosysteem in Vlaanderen in de Middeleeuwen: antropogene factoren versus zeespiegelrijzingstheorie. [English version: <http://www.armara.be/augustyn/dune-ecosystem.pdf> 'Evolution of the dune ecosystem in Flanders during the Middle Ages: anthropogenic factors versus sea level change theory']. Historisch-Geografisch Tijdschrift, 13(1): 9-19.
- Baeteman C. (2005). Geologische kaart van België 1/25.000. Profieltypenkaart van de Holocene kustafzettingen. De Panne-Oostduinkerke, Nieuwpoort-Leke, Middelkerke-Oostende. Belgische Geologische Dienst, Brussel.
- Baeteman C. (2007). De ontstaansgeschiedenis van onze kustvlakte. De Grote Rede 18: 2-10.
- Busschers F.S., C. Kasse, R.T. van Balen, J. Vandenbergh, K.M. Cohen, H.J.T. Weerts, J. Wallinga, C. Johns, P. Cleveringa & F.P.M. Bunnik (2007). Late Pleistocene evolution of the Rhine-Meuse system in the Southern North Sea basin: imprints of climate change, sea-level oscillation and glacio-isostasy. Quaternary Science Reviews, 26(25-28): 3216-3248.
- Cutler K.B., R.L. Edwards, F.W. Taylor, H. Cheng, J. Adkins, C.D. Gallup, P.M. Cutler, G.S. Burr, & A.L. Bloom (2003). Rapid sealevel fall and deepocean temperature change since the last interglacial period. Earth and Planetary Science Letters, 206: 253-271.
- De Moor G. & I. Heyse (1978). De morfologische evolutie van de Vlaamse Vallei. Aardrijkskunde, 4-1: 343-375.
- De Moor G., M. Lootens, D. Van De Velde & L. Meert (1996). Toelichting bij de Quartairgeologische kaart van Vlaanderen, kaartblad 21, Tiel, schaal 1/50 000. Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap, Afdeling Natuurlijke Rijkdommen en Energie.
- De Moor G. & D. Van De Velde (1995). Toelichting bij de Quartairgeologische kaart van België, Vlaams Gewest, kaartblad 14, Lokeren, schaal 1/50 000. Universiteit Gent, Lab Fysische Geografie, Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap, Afdeling Natuurlijke Rijkdommen en Energie.
- Gibbard P.L. (2007). Europe cut adrift. Nature, 448: 259-260.
- Mathys M., M. De Batist & C. Baeteman (2007). The impact of sea-level changes on the Belgian continental shelf: the Quaternary geological evolution. Doctoraatssymposium Faculteit Wetenschappen. Universiteit Gent.
- Mathys M. (2009). The Quaternary geological evolution of the Belgian Continental Shelf, southern North Sea. Doctoraatsstudie, pp. XXIV, pp. 382, annexes. Universiteit Gent, Faculteit Wetenschappen, Gent. Link naar pdf document: <http://hdl.handle.net/1854/LU-716421>
- Mostaert F. & G. De Moor (1989). Eemian and Holocene sedimentary sequences on the Belgian coast and their meaning for sea level reconstruction. In: J.P. Henriot and G.D. Moor (Editors), The Quaternary and Tertiary Geology of the Southern Bight, North Sea. Ministry of Economic Affairs, Belgian Geological Survey, Gent, pp. 137-148.
- Van Lancker V., I. Du Four, E. Verfaillie, S. Deleu, K. Schelfaut, M. Fettweis, D. Van den Eynde, F. Francken, J. Monbaliu, A. Giardino, J. Portilla, J. Lanckneus, G. Moerkerke & S. Degraer (2007). Management, research and budgeting of aggregates in shelf seas related to end-users (Marebasse). Brussel (B), Belgian Science Policy (D/2007/1191/49): 139 pp + DVD GIS@SEA + Habitat Signature Catalogue.
- Verbruggen C., L. Denys & P. Kiden (1991). Paleo-ecologische en geomorfologische evolutie van Laag- en Midden-België tijdens het Laat-Kwartair. De Aardrijkskunde 1991(3): 357-376.