

De laat holocene evolutie van de Belgische kustvlakte: Sedimentatieprocessen *versus* zeespiegelschommelingen en Duinkerke transgressies

Cecile Baeteman

Belgische Geologische Dienst, Jennerstraat 13, 1000 Brussel, België,
cecile.baeteman@natuurwetenschappen.be

Abstract - This paper aims at a better understanding of the mechanisms and sedimentological processes that caused the lithological variations in the Late Holocene deposits of the Belgian coastal lowlands. According to the traditional Belgian literature these deposits overlying the surface peat are the result of the Dunkirk transgressions. This transgression model with a fluctuating sea level is also used in northern Germany. However, a critical review of the index points used to construct the sea-level curve showed that they can not be considered as reliable. Since the sea-level curves of the Southern North Sea lowlands do not show sea-level fluctuations for the past 2500 years, the sedimentary characteristics and chronology of the post-peat deposits have been investigated in detail in shallow outcrops with special attention to the final infill of tidal channels.

The results show that the sedimentation was discontinuous and changes happened rapidly. Frequent reworking of the final fill of the channels have been documented on the basis of age determination of shells and the consideration of the position of the shells in a broader stratigraphic context. It is suggested that the main controls on the sedimentation was the availability of sediment and the change in size of the tidal prism of the channels due to the compaction of the peat with consequently an increase of accommodation space.

1 Inleiding

De laat holocene afzettingen van de Belgische kustvlakte werden gevormd bij het terug tot stand komen van een getijdengebied na een 2 à 3000 jaar lange periode van veengroei. De afzettingen bedekken nagenoeg overal de bovenste of geïntercalleerde veenlaag, ook oppervlakteveen genoemd. Het terug binnendringen van het getijdensysteem betekende een drastische verandering in het kustgebied en ging gepaard met de vorming van getijdengeulen die het veen geheel of gedeeltelijk geërodeerd hebben. Dit veroorzaakte diepe verticale uitschuringen in de onderliggende holocene en zelfs pleistocene afzettingen. De afzettingen van het laat holocene getijdengebied bestaan voor het grootste deel uit een schijnbare homogene kleilaag van 1 à 2 m dikte. In de ruime omgeving van de getijdengeulen vertonen de sedimenten wel belangrijke lithologische verschillen, zowel lateraal als vertikaal. *In situ* organisch materiaal is niet aanwezig.

Het doel van dit onderzoek is om aan de hand van een studie van de sedimenten, gecombineerd met radiokoolstof dateringen van schelpen, een bijdrage te leveren om het mechanisme en de sedimentatieprocessen te achterhalen die de variatie in de lithologie veroorzaakt hebben om op die manier de evolutie van het kustgebied in de laatste 2000 jaar beter te begrijpen.

2 Probleemstelling

2.1 De drastische verandering in het kustgebied tijdens het laat holoceen: literatuuroverzicht

De drastische verandering in het kustgebied en de erosie door getijdengeulen zijn ook beschreven voor de kustgebieden in Noord-Frankrijk (Mrani Alaoui & Anthony 2005), Engeland (Long & Innes 1993, Long *et al.* 2000, Brew *et al.* 2000), Nederland (Vos & Van Heeringen 1997, Beets *et al.* 2003) en Noord-Duitsland (Streif 1972).

De aanvankelijke oorzaak van de drastische verandering van het kustgebied na de lange periode van veengroei is nog steeds niet duidelijk.

Volgens de verschillende zeespiegelcurven van de kustvlaktes van de zuidelijke Noordzee (behalve van Noord-Duitsland, zie verder) kan een plots versnelde stijging van de zeespiegel tijdens de desbetreffende periode uitgesloten worden (Denys & Baeteman 1995, Kiden 1995, Waller & Long 2003, Baeteman 2004a). De zeespiegelstijging had vanaf ca. 5500 cal. BP een gemiddelde snelheid van 0,07 m/ka voor het Belgische kustgebied. Er blijken na ca. 6000 BP ook geen belangrijke veranderingen in het getijdenamplitude op zee te zijn geweest (Beets *et al.* 1992, Cleveringa 2000).

Verschillende hypothesen om de oorzaak van de verandering in het kustgebied te verklaren werden reeds vooropgesteld zoals een negatieve sedimentbalans (Beets *et al.* 1994) en het inklinken van het veen als gevolg van menselijke activiteit tijdens de Romeinse periode (Vos & Van Heeringen 1997). Een recentere hypothese (Baeteman 2005a) beschrijft dat de opgevulde midden holocene getijdengeulen gedeeltelijk werden uitgeschuurd door overvloedige waterafvoer vanuit het binnenland waardoor de getijden opnieuw landinwaarts konden binnendringen in het kustveenmoeras via de getijdengeulen. De overvloedige waterafvoer zou veroorzaakt kunnen zijn door een klimaatsverandering zoals een verhoging van de neerslag. Op de overgang van de bronstijd-ijzertijd werd in NW Europa een klimaatsverandering vastgesteld omstreeks 2800 cal. BP (Van Geel *et al.* 1998, Van Geel & Berglund 2000). De plotse klimaatsverandering van relatief warme en continentale naar koudere en vochtigere omstandigheden leidde tot een aanzienlijke verhoging van de neerslag en een verlaging van de temperatuur. Antropogene activiteiten, zoals een toegenomen ontbossing sinds de ijzertijd, zouden eveneens een oorzaak kunnen zijn voor de overvloedige waterafvoer. De combinatie van beide factoren is evenzeer mogelijk. Deze vraagstelling vormt thans het onderwerp van een palynologisch onderzoek dat nagaat welke ecologische factoren het einde van de veengroei hebben bepaald.

Onderzoek naar het mechanisme van de sedimentatieprocessen en van de laat holocene sedimenten in hun stratigrafische context werden nog maar weinig uitgevoerd. Stupples (2002), Beets *et al.* (2003) en Baeteman (2005a) analyseerden de opvulling van getijdengeulen. Baeteman *et al.* (2002) vonden in de nabijheid van de geulen verschillende fasen van opvulling in relatie met de activiteit van de geul. Een van de belangrijkste conclusies van Stupples (2002) en Baeteman *et al.* (2002) was dat de sedimentatie niet continu is geweest. Waller *et al.* (2006) daarentegen vinden bij een studie over de top van het veen in Engeland geen aanwijzingen voor onderbrekingen in de sedimentatie, maar halen wel de alom tegenwoordige variaties in de lithologie aan, weliswaar zonder verdere verklaring.

De laat holocene afzettingen van de kustvlaktes van de zuidelijke Noordzee zijn vooral het onderwerp geweest van chronostratigrafische onderverdelingen die aan trans- en regressies zijn verbonden. Traditioneel werden en worden de laat holocene afzettingen nog steeds Duinkerke afzettingen genoemd, of afzettingen ten gevolge de Duinkerke transgressies veroorzaakt door schommelingen in de zeespiegel. Sinds enkele decennia werd er geen beroep meer gedaan op de Duinkerke transgressies om de laat holocene afzettingen en de faciesveranderingen te verklaren. De literatuur over de kustvlaktes van de zuidelijke Noordzee geeft daaromtrent een overvloed aan argumenten (o.a. Streif & Zimmermann 1973, Barckhausen *et al.* 1977, Baeteman 1981, 1983, 1991, Van Loon 1981, Berendsen 1984, Westerhoff *et al.* 1987, Denys 1993, 1999, Wheeler & Waller 1995, Vos & Van Heeringen 1997, Ervynck *et al.* 1999). In sommige Belgische naslag- en overzichtswerken wordt de onderverdeling in verschillende Duinkerke transgressies, veroorzaakt door zeespiegelstijgingen, nog steeds gehandhaafd (De Moor & Pissart 1992, Gullentops & De Moor 2001). Deze beweringen zijn echter niet gebaseerd op veldonderzoek, maar de auteurs halen de klassieke literatuur aan, zoals die in de jaren vijftig door de bodemkarteerders werd opgesteld. Het Duinkerke-transgressiemodel is inderdaad een gemakkelijk en eenvoudig schema om de evolutie van de kustvlakte te bespreken, alleen strookt het niet met de realiteit.

2.2 *De fluctuerende zeespiegelcurve in Noord-Duitsland*

In Noord-Duitsland wordt door Behre (2003) het Calais-Duinkerke systeem nog steeds gebruikt. Volgens de auteur is het zelfs de enige terminologie die bruikbaar is voor het zuidelijke Noordzeegebied. Het wordt gebruikt als een chronostratigrafisch systeem gebaseerd op trans- en regressies waarbij een regressie overeenkomt met een zeespiegeldaling. De zeespiegelfluctuaties zijn volgens de auteur eustatische zeespiegelveranderingen die gelijktijdig over het gehele zuidelijke Noordzeegebied voorkwamen. Zo onderscheidt hij voor de hele holocene sequentie tien transgressies (C en D) en zeven regressies (R).

De auteur onderzoekt voornamelijk de afzettingen die het bovenste veen (het oppervlakteveen) bedekken (Oberen Torfes, Regressie 2, 3500-3000 cal. BP/1500-1000 cal. BC) waarin hij zes transgressies vond, gescheiden door vijf regressies. Voor de afzettingen van ca. 2000 jaar geleden zijn er vier transgressies en drie regressies onderscheiden. De auteur baseert zich op de positie en ouderdom van verlandingsvenen en bewoningshorizonten. Zijn redenering is dat een verlandingsveen overeenkomt met een regressie wanneer het veen gevormd werd dicht tegen de kust op marine of brak water sedimenten met een ontwikkeling die synchroon was over een uitgebreid gebied. Wanneer de veenlagen over een groot gebied niet synchroon zijn, verklaart de auteur dit door een verschillende afstand van het veengebied tot de kust. Omdat veen alleen groeit in zoetwatercondities moet het milieu van zout naar zoet veranderen. Langs een open kust wijst dit op een daling van de grondwaterspiegel, en dus op een zeespiegeldaling. Dit zou niet gelden langs een gesloten kust met een goed ontwikkelde strandwal. De auteur beweert compactie vrije sites uitgekozen te hebben zoals wanneer het veen op zand ligt, of wanneer kan verondersteld worden dat de compactie min of meer tot een einde kwam vooraleer de veenvorming begon. Er wordt echter geen rekening gehouden met het feit dat ook de diepere holocene sedimenten compacteren. In een geologisch profiel gepubliceerd door Streif (1972, fig. 2) is het fenomeen van autocompactie, d.i. het compacteren van de laag door zijn eigen gewicht, duidelijk te zien. Het niveau van de bovenste veenlaag met een identieke ouderdom voor de basis (3010 ± 90 en 3035 ± 80 BP) verschilt meer dan 2 m op een afstand van ongeveer 150 m. Dit niveauverschil is te wijten aan een pakket geulzand in de diepere sequentie waardoor op die plaats veel minder autocompactie is opgetreden. Een analoog voorbeeld is te zien in Bertrand & Baeteman (2005, fig. 2) waar het oppervlakteveen en een diepere veenlaag een golvende allure hebben met niveauverschillen tot 2 m wegens differentiële autocompactie van de diepere afzettingen. Wanneer de compactie is opgetreden en in welke mate, is niet te achterhalen. Eigenlijk duurt die vandaag de dag nog steeds voort, zij het in zeer geringe mate. Geïntercalleerde veenlagen of verlandingsvenen liggen dus nooit op hun oorspronkelijk niveau en kunnen daarom niet gebruikt worden als indexpunten voor de reconstructie van de zeespiegelveranderingen.

De meeste indexpunten voor de reconstructie van de fluctuerende zeespiegelcurve van Behre (2003) komen uit de literatuur, maar er wordt geen stratigrafische context beschreven. Heel waarschijnlijk werd er dan ook geen rekening gehouden met de aard van de diepere holocene sedimenten.

De samenstelling van het bovenste veen geeft volgens Behre (2003) ook informatie voor een meer nauwkeurige schatting van het gemiddelde hoogwaterniveau. Het bovenste deel van dit veen bestaat uit *Sphagnum* dat een hoogliggend veenmoeras (Hochmoortorf) vormde. De overgang naar hoogveen wordt geïnterpreteerd als een verlaging van de grondwatertafel en dus ook van de zeespiegel. Het is echter meer waarschijnlijk dat de overgang naar mosveen bepaald werd door andere ecologische factoren dan wel door een verlaging van het grondwaterniveau. Het bovenste veen (Oberen Torfes) werd gevormd door de “sterke regressie” R2 (1500-1000 cal. BC), maar de auteur vermeldt daarbij dat het bleef doorgroeien tijdens de volgende D1a en tijdens de “sterke D1b transgressie”. De R3 start rond 800 cal. BC wanneer aan het einde van de D1a het veen opnieuw begint te groeien, maar slechts op sommige plaatsen. Hier respecteert hij zijn eigen redenering niet.

De zeespiegelcurve toont een daling van 1,30 m voor de R4 (150 BC-50 AD). Indien dit het geval zou geweest zijn, dan zou dergelijke grondwaterverlaging, die de verlaging van het zeeniveau volgt, de bovenste veenlaag gedeeltelijk gedraineerd hebben. Het gevolg daarvan is inklinking van het veen waardoor het onder water kwam te staan, wat het einde van de veengroei betekende. Indien het veen net niet onder water kwam te staan en het hoogveen kon blijven doorgroeien, dan ligt de overgang naar *Sphagnum* veen niet meer op zijn oorspronkelijk niveau en kan het niet gebruikt worden als indexpunt voor de zeespiegelcurve.

De redenering dat een verlandingsveen alleen tot stand kan komen door een grondwaterverlaging volgend op een daling van het zeeniveau, is ook niet correct. Het milieu van de veenvormende planten zou immers niet nat genoeg zijn waardoor de afgestorven planten zouden gaan oxideren in plaats van accumuleren tot veen. Een kustveenmoeras komt tot stand achter een schor. Wanneer het schor hoog genoeg is opgeslibd, komt ze buiten het bereik te liggen van het dagelijkse getij via het dichte netwerk van getijdengeulen en krekken. Als deze situatie lang genoeg duurt (enkele honderden jaren, Baeteman *et al.* 1999), zal er zich een zoetwaterlens vormen onder het oppervlak van het schor door de neerslag en de afvoer van het hoger liggend hinterland. Dank zij de zoetwaterlens ontstaat een zoetwatermoeras met *Phragmites* als pionier.

De veenvormende planten kunnen zich accumuleren op voorwaarde dat het oppervlak doorweekt blijft. De accumulatie van laagveen impliceert ook dat de grondwatertafel moet blijven stijgen, zij het met een verminderde snelheid zoals dit het geval was na ca. 7750 cal. BP (Baeteman 1999).

De verlandingsvenen die tot stand kwamen vóór 4000 cal. BC ($\pm$ 6000 cal. BP) worden door Behre (2003) niet geïnterpreteerd als regressies omdat ze slechts tweehonderd jaar konden accumuleren. De R4 (150 BC-50 AD) duurde eveneens tweehonderd jaar en toch wordt die wel als regressie geïnterpreteerd vanwege de vrij beperkte veenvorming. Volgens Behre (2003) dateren de eerste verlandingsvenen van rond 4018 en 4182 cal. BC. Ze worden gebruikt om het interval tussen de Calais II en Calais III transgressies te dateren. Nochtans werden door Caspers *et al.* (1995) en Preuss (1979) in hetzelfde studiegebied verlandingsvenen gedateerd op resp. 5375 cal. BC en 4800 cal. BC (zie ook Baeteman 2005b). De redenering van Behre volgend, moeten er dan misschien extra Calais transgressies ingelast worden.

Het grote verschil qua datering van het oppervakteen bij de vergelijking met Nederland en België wordt door Behre verklaard door de aanwezigheid van een goed ontwikkeld strandwal-lensysteem dat het kustveenmoeras beschermde en waardoor het langer kon groeien. Behre beschrijft nochtans dat in zijn eigen studiegebied op sommige plaatsen verder verwijderd van de kust, het bovenste veen is blijven doorgroeien, zelfs tijdens de “sterke” D1b transgressie. Het strandwallensysteem werkt hier dus niet als verklaring; voor België al evenmin, want een goed ontwikkelde strandwal was er niet.

Schelpen worden ook gebruikt als zeespiegelindicatoren. Zo wordt de belangrijke hoge waterstand van de D1b bevestigd met de datering van een niveau met *Hydrobia*. Een concentratie van wadslakjes wijst duidelijk op verspoeling (zie verder) en kan daarom niet gebruikt worden als zeespiegel-indicator.

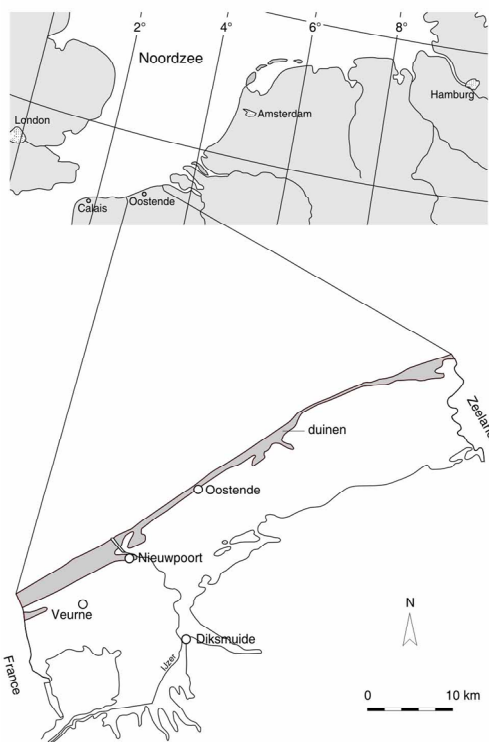
Vos & Kiden (2005) merkten reeds op dat zeespiegelfluctuaties van meer dan 50 cm op een tijdschaal van honderden jaren of korter zo goed als uitgesloten zijn. De auteurs bewezen ook dat de schommelingen door Behre voorgesteld, niet synchroon zijn. De R5 valt in de periode van de grote post-Romeinse mariene overstroming in Zeeland met verdrinking van het veenlandschap.

De zeespiegel indexpunten afgeleid van bewoningshorizonten zijn ook niet overtuigend. Volgens Behre moet het gemiddeld hoogwaterniveau sterk dalen vooraleer de mens het schor ging bewonen. De bewoningshorizonten die hij beschrijft, worden beschouwd als algemeen voorkomend. De eerste bewoning die hij gebruikt om de R2 te dateren (1500-1000 cal. BC) werd echter niet gevonden in Noord-Duitsland, maar in West-Friesland. Dit is ook geen bewijs voor een eustatische zeespiegelverandering die gelijktijdig over het gehele zuidelijke Noordzee gebied zou hebben moeten voorkomen. De auteur houdt er geen rekening mee dat tijdens de periode van bewoning een groot deel van het wad verland was en de kust zich zeewaarts ging uitbreiden omdat de snelheid van de zeespiegelstijging sterk afgenomen was. Dit had een grote invloed op de getijdenwerking en de stormvloed-niveaus waarvan de veranderingen niet zonder meer gelijk te stellen zijn met veranderingen in zeeniveau; zie Vos & Kiden (2005) voor een gedetailleerde beschrijving ervan. Het interpreteren van de afwezigheid van bewoning als gevolg van een transgressie moet ook genuanceerd worden. Ook demografische en economische factoren hebben een belangrijke rol gespeeld (Ervynck *et al.* 1999). De autocompactie van de diepere holocene afzettingen maakt dat ook de bewoningshorizonten niet meer op hun oorspronkelijk niveau liggen en eigenlijk niet kunnen worden gebruikt om een fluctuerende zeespiegelcurve te reconstrueren.

Uit deze analyse blijkt dat de sterke zeespiegelschommelingen zoals door Behre (2003) voorgesteld, niet als betrouwbaar kunnen worden beschouwd. Zoals reeds af te leiden was uit de betrouwbare zeespiegelcurven, zijn de lithologische variaties in de laat holocene afzettingen niet veroorzaakt door veranderingen in zeeniveau. Bijgevolg moeten de factoren die de oorzaak en de vorming ervan bepaalden, nader onderzocht worden. Daarvoor zullen hier de geulafzettingen bestudeerd worden met bijzondere aandacht voor hun sedimentkenmerken en ouderdom.

3 Studiegebied

De westelijke kustvlakte is een polder waarvan de hoogte varieert tussen +2 en +5 m TAW. De Tweede Algemene Waterpassing heeft als referentieniveau de gemiddelde laagwaterstand bij springtij, dit is 2 m onder gemiddeld zeeniveau.



Figuur 1 Kaart met daarop de ligging van de Belgische kustvlakte.

De gemiddelde getijdenamplitude bedraagt 4.08 m en 4,85 m bij springtij. De vlakte wordt gedraïneerd door de IJzer, een kleine rivier die te Nieuwpoort in de Noordzee uitmondt (fig. 1). De kustlijn is rechtlijnig en gesloten en wordt gekenmerkt door dicht begroeide duinen die qua hoogte en breedte vrij goed ontwikkeld zijn, hoewel ze door intense bebouwing tijdens de laatste drie decennia sterk gehavend zijn. De administratie die zich bekommert om het herstel van het natuurlijke landschap vindt het blijkbaar nodig om de vegetatie op sommige plaatsen volledig weg te kappen en de kale duinen te ‘herprofilieren’.

In het westelijk deel van de Belgische kustvlakte werden sinds zo’n dertig jaar meer dan 1150 onge-roerde handboringen uitgevoerd en een 100-tal mechanisch gestoken boringen waarvan 25 in de laat holocene geulopvullingen tot in de top van het eocene substraat. Tijdelijke ondiepe ontsluitingen vormden een unieke gelegenheid voor de studie en datering van de laat holocene sedimenten. De boor- en veldgegevens met betrekking tot de laat holocene getijdengeulen zullen hier beschreven en besproken worden.

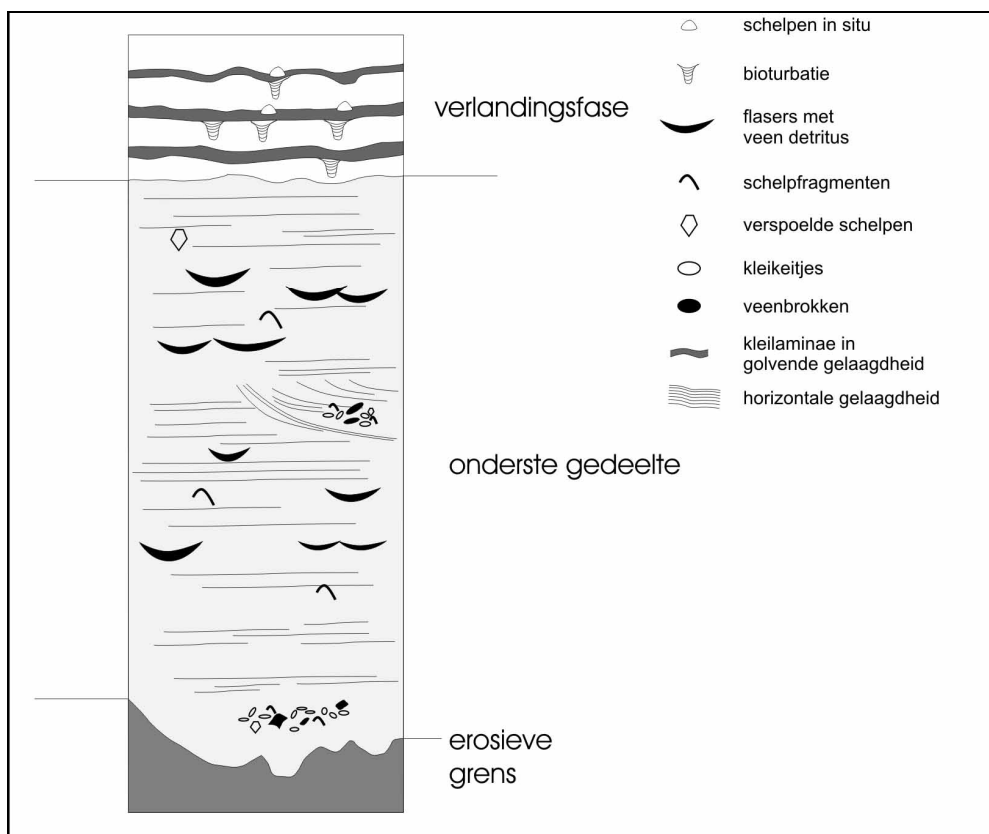
4 De laat holocene getijdengeulen

De lokalisering van de getijdengeulen werd gedetailleerd gekarteerd en is gepubliceerd in de profieltypenkaarten van de westelijke kustvlakte (Baeteman 2004b, 2005a, 2005b).

4.1 Sedimentkenmerken van de geulopvullingen

De dikte van de geulopvullingen varieert tussen de 5 en 25 m. De basis ervan vertoont altijd een abrupte en erosieve grens. Meestal kunnen twee delen onderscheiden worden: een onderste en tevens belangrijkste deel en een bovenste deel dat de verlandingsfase genoemd wordt (fig. 2).

Het onderste deel bestaat uit fijn zand tot silteus fijn zand, horizontaal en scheef gelaagd, afwisselend met zones van ribbelgelaagdheid waar de flasers hoofdzakelijk bestaan uit veendetritus. Erosieve pakketten, 5 à 15 cm dik, komen op verschillende dieptes voor, zelf in één en dezelfde geulopvulling. Dit wijst op een afwisseling van afzetting met uitschuring. De erosieve pakketten bestaan uit gerolde kleikeitjes, veenbrokken en schelpen; zowel fragmenten als dubbelkleppige, meestal afkomstig van *Cerastoderma*. Herwerkt veen dat niet meer in situ is (geremanieerd veen), is altijd aanwezig in het onderste deel. De grootte ervan varieert van enkele millimeters tot decimeters.



Figuur 2 Schematische voorstelling van de sedimentkenmerken van de laat holocene geulopvullingen (naar Baeteman 2005a).

In het meer landwaartse gedeelte van de vlakte komen in de geulopvullingen zelfs grote boomfragmenten voor waartussen fijn zand gemengd is. Sommige opvullingen bevatten zelfs afgegleeden pakketten van wadklei waarin een *in situ* veenlaagje nog bewaard is gebleven. Bioturbatie, d.i. verstoring van het sediment, is totaal afwezig in het onderste deel. Samen met de afwezigheid van klei wijst dit erop dat de getijdenstroming vrij belangrijk was. De kenmerken van het onderste deel van de opvulling wijzen op een relatieve vlugge afzetting met hoge energetische condities waarbij afzetting afwisselt met insnijding.

Het bovenste deel of de verlandingsfase van de geulopvulling is meestal een tweetal meter dik (fig. 2). Het bestaat uit een vlugge afwisseling van cm-dikke golvende laminae van klei en fijn zand met een duidelijke getijdengelaagdheid waarin de doodtij-springtij sequenties soms nog bewaard zijn. Zeer kenmerkend is de aanwezigheid en de intense bioturbaties van *Scrobicularia* en *Cerastoderma*. Deze kenmerken zijn een indicatie voor een afzetting met laag energetische condities en met een relatief lage sedimentatiesnelheid.

Bij sommige geulen, groot en klein, vinden we de typische kenmerken van de verlandingsfase niet, maar is de geul volledig opgevuld met zand tot tegen de oppervlakte. Een verklaring daarvoor werd tot nu toe niet gevonden.

4.2 Chronologie van de geulinsnijding en opvulling

De periode waarin de laat holocene getijdengeulen zich gevormd hebben, kan voorlopig alleen indirect bepaald worden. Het enige wat met zekerheid geweten is op basis van de stratigrafie en door verschillende benaderingen, is dat ze dateren van de periode na de laatste veengroei (het oppervlakteveen). Het einde van de veengroei is echter niet synchroon voor de gehele kustvlakte (Baeteman 1999).

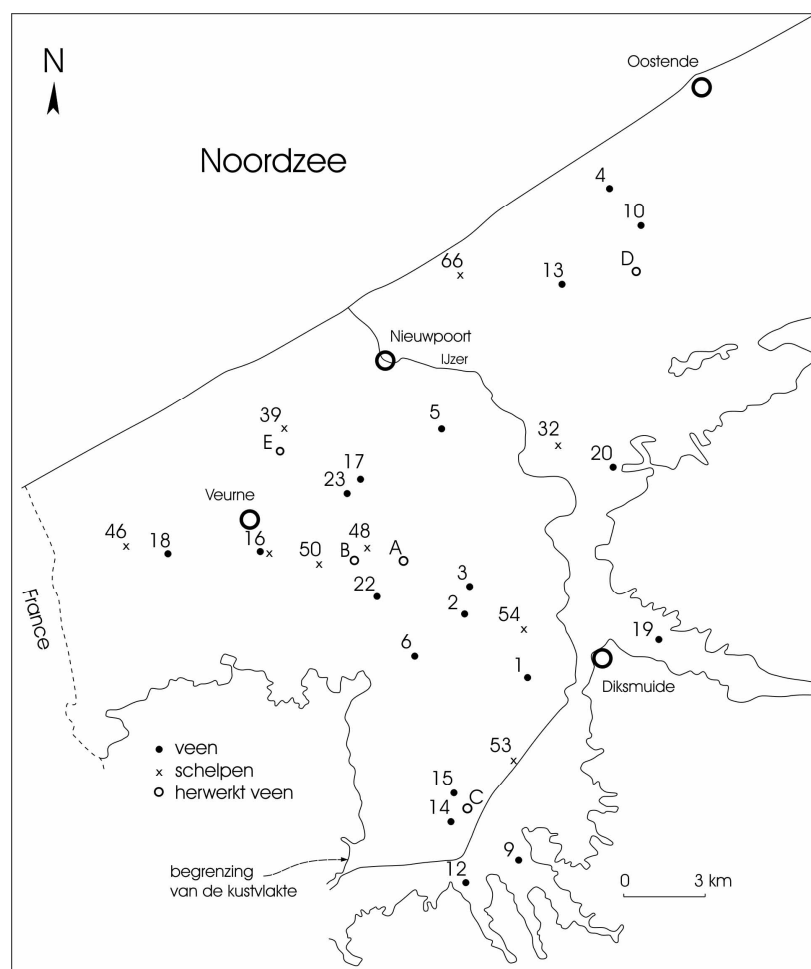
Slechts op één enkele plaats (Veurne, nr. 16 op fig. 3) werd een tamelijk nauwkeurige datering verkregen. In een grote ontsluiting werd een relatief kleine geul aangetroffen die het veen grotendeels geremanieerd heeft (Baeteman *et al.* 1999).

Tabel 1 Radiokoolstof dateringen van verspoelde veenbrokken in geulopvullingen. De letters A-E verwijzen naar de ligging op de kaart van figuur 3.

	site	diepte	absoluut niveau (m TAW)	ouderdom (¹⁴ C jaren BP)	cal. BP 2 σ	laboratorium- nummer
A	Kapelhof	7,60 m	-3,42	2680 $\pm$ 60	2975-2600	IRPA 540
B	Avekapelle	9,90 m	-5,72	3890 $\pm$ 70	4580-4130	IRPA 539
C	Wolleboom	7,00 m	-3,00	3360 $\pm$ 60	3820-3500	IRPA 557
D	Mechelhof	9,95 m	-4,75	2870 $\pm$ 60	3205-2810	IRPA 565
E	Langeleed	10,60 m	-6,60	4880 $\pm$ 70	5825-5340	IRPA 679

Op basis van de sedimentkenmerken is vast te stellen dat de uitschuring en opvulling van die geul gebeurden in een zeer korte tijdsspanne. De chaotische opvulling is opnieuw bedekt met een dunne veenlaag die gedateerd werd op ca. 2375 cal. BP. Dit wijst erop dat kort na de insnijding, zoetwatercondities opnieuw overheersten en de veengroei kon hervatten. Deze veengroei was van korte duur gezien de *Scrobicularia in situ* in de afzettingen boven het dunne veenlaagje een ouderdom geven van ca. 2085 cal. BP. De doorbraak van deze relatief kleine geul in het kustveenmoeras gebeurde vóór ca. 2375 cal. BP, maar vertegenwoordigt nog niet de definitieve verandering in een getijdengebied. Dit gebeurde in dit gebied ongeveer 300 jaar later. De zeer korte tijdsspanne waarin de insnijding door een getijdengeul en het herstellen van de zoetwatercondities elkaar opvolgden, is een bewijs dat de veranderingen niet veroorzaakt werden door een verandering in het zeeniveau.

Verspoelde veenbrokken in verschillende geulopvullingen en op verschillende dieptes werden gedateerd. De ouderdom varieert tussen 5825 en 2600 cal. BP (Tabel 1, Baeteman 2005a), wat erop wijst dat de veenbrokken afkomstig zijn van de bovenste geïntercalleerde veenlaag. Deze veenlaag ontwikkelde zich omstreeks 6300-5500 cal. BP in de landwaartse gebieden en omstreeks 4700 in de meest zeewaarts gelegen gebieden (Baeteman 1991, 1999).



Figuur 3 Kaart van de westelijke kustvlakte met de plaatsen van de ontsluitingen en boringen waar veen en schelpen werden gedateerd.

Het einde van de veengroei kan ook indirect een aanwijzing geven van de periode waarin de geulen zich gevormd hebben. De dateringen van de top van het veen liggen tussen ca. 3470 en 1525 cal. BP met een kleine concentratie van ouderdommen tussen 2225 en 2000 cal. BP (Tabel 2).

Dit grote tijdsverschil kan te wijten zijn aan een slechte bemonstering, aan een niet zichtbare herwerking van de top van het veen, of toch een indicatie zijn dat het veen progressief tot een einde kwam. De top van het veen werd weliswaar bemonsterd daar waar het veenpakket of de veensequentie (schijnbaar) niet geërodeerd was, maar het blijft moeilijk om op zicht te achterhalen of er al dan niet een gedeelte van het oorspronkelijke veenpakket ontbreekt door o.a. oxidatie of lichte herwerking. Zoals door Waller (2006) terecht wordt gesteld, is erosie en herwerking, hoe klein ook, altijd waarschijnlijk bij de initiële fase van overstroming. De dateringen van de top van het veen kunnen alleen als betrouwbaar beschouwd worden als een graduele overgang van milieuverandering van het veen naar de bovenliggende clastische sedimenten (o.a. zand, klei en silt) aan de hand van verschillende paleo-ecologische onderzoeken kan gedemonstreerd worden (Waller 2006). Bij de nrs 2, 3, 4, 5, 9, 12 en 13 van Tabel 2 gebeurde dit onderzoek met diatomeeën (Denys 1993). De twee sites (9 en 12) met de jongste dateringen liggen in het meest landwaartse gedeelte van de vlakte wat op een progressieve overstroming van het veen zou kunnen wijzen. Toch mag niet uit het oog worden verloren dat de dateringen van de top van het veen slechts een beperkte indicatie geven van de tijd van overstroming.

Tabel 2 Radiokoolstof dateringen van de top van het oppervlakteveen. De nummers verwijzen naar de ligging op de kaart van figuur 3.

nr.	site	absoluut niveau (m TAW)	ouderdom (¹⁴ C jaren BP)	cal. BP	cal. BP 2 σ	laboratorium- nummer
1	Jacobs	+1,13/1,10	1870 $\pm$ 55	1827	1876–1732	Irpa 537
2	Oostkerke	+3,15/3,10	2200 $\pm$ 55	2185	2339–2059	Irpa 867
3	Orthodoxe kerk	+2,01/1,94	2230 $\pm$ 40	2225	2343–2140	Irpa 847
4	Vliegveld	-0,23/-0,26	2580 $\pm$ 60	2746	2800–2450	Irpa 512
5	Wolvennest	+0,68/0,63	2710 $\pm$ 60	2792	2910–2730	Irpa 859
6	Lampernisse B71	+1,99	2040 $\pm$ 60	1999	2149–1870	Antw 248
9	Drie Grachten	+1,07/1,03	1750 $\pm$ 55	1697	1820–1540	Irpa 521
10	Noordhoek	+0,21/0,17	2220 $\pm$ 55	2207	2340–2070	Irpa 730
12	Waterhoek	+2,09/2,04	1610 $\pm$ 55	1525	1686–1390	Irpa 872
13	Westende 1	+0,68/0,61	2570 $\pm$ 70	2744	2789–2459	UtC 1344
14	B 990	+1,87	3150 $\pm$ 50	3378	3473–3264	UtC 2280
15	B 993	+2,08/2,05	1700 $\pm$ 130	1568	1878–1335	UtC 2638
16	Veurne	+1,50	2400 $\pm$ 50	2375	2540–2330	UtC 4172
17	Booitsh. Zeedijk	+1,70	2080 $\pm$ 135	2054	2349–1720	Irpa 285
18	Adinkerke Autostr.	+2,00	2460 $\pm$ 70	2700, 2476	2721–2353	UtC 4140
19	Esen	+1,54	1865 $\pm$ 30	-	1870–1710	KIA 19206
20	Lekebek 3	+3,65	3070 $\pm$ 50	3325, 3267	3375–3144	UtC 4141
22	Zoutenaai	+1,76/1,69	2160 $\pm$ 70	2148, 2193	2331–1993	UtC 1159
23	Booitsh. Vaart	+1,77	3250 $\pm$ 150	3470	3837–3077	Irpa 289

Een andere benadering om de vorming van de geulen in de tijd te situeren, is het dateren van de schelpen uit de opvulling. Deze zijn uiteraard verspoeld en kunnen slechts een aanwijzing geven dat de geulopvulling jonger is dan de ouderdom van de schelpen.

In een 4 m diepe ontsluiting (ten W van Veurne, nr. 46 op figuur 3), werden twee geulopvullingen aangetroffen met een breedte van ongeveer 10 m. Een van de geulen was volledig met zand gevuld met weinig flasers gevormd door klei en veendetritus. De basis was niet ontsloten. De tweede geul was ongeveer 3 m diep en opgevuld met een afwisseling van klei en zand laminae. Veenbrokken komen vooral voor aan de rand en aan de basis van de geulopvullingen. De geulen hadden zich zeer scherp en vertikaal ingesneden in de kleiige wadafzettingen bedekt door een vegetatiehorizont. Deze laatste komt stratigrafisch overeen met het oppervlakteveen (de basis ervan werd gedateerd op 3260 cal. BP (Baeteman 2004a). Dateringen van twee verspoelde dubbelkleppige *Cerastoderma* in de lags, d.i. het grove materiaal dat aan de basis van een geul ligt, in het onderste deel van de twee geulopvullingen en op een zelfde diepte, gaven een ouderdom van ca. 2275 en 1775 cal. BP (nr. 46 in Tabel 3, Baeteman 2005a). Hoewel de geulen op korte afstand van elkaar liggen (100 m), verschilt de ouderdom aanzienlijk. De 2 σ -limieten van de calibratie overlappen elkaar ook niet.

Daarom moet de vraag gesteld worden waar de schelpen oorspronkelijk vandaan kwamen. Ofwel werd een slikwad in een iets meer zeewaarts gelegen gebied geërodeerd en dit tot op een verschillende diepte. In dit geval kwam de geul pas tot stand na ca. 1775 cal. BP. Een andere mogelijke verklaring is dat een verlandingsfase van de geul, waar de jongste schelp in voorkwam, bij een volgende uitschuringsfase in de geul werd herwerkt, zodat de schelp in een nieuwe lag terecht kwam. De opvullingssequentie van die geul toont inderdaad dat de gelaagdheid van zand en klei in het onderste deel erosief werd ingesneden is en lateraal vervangen is door een volgende opvullingssequentie. Het is ook merkwaardig dat brokken veen met een diameter van ongeveer 50 cm voorkomen aan de basis van de geul omdat in dit gebied het oppervlakteveen zich niet kon ontwikkelen en er slechts een vegetatiehorizont aanwezig is. Dit wijst erop dat het veen over een aanzienlijke afstand werd getransporteerd, want het gebied met goed ontwikkeld oppervlakteveen ligt op een afstand van minstens 1 km.

Tabel 3 Radiokoolstof dateringen van schelpen in de laat holocene afzettingen. De nummers verwijzen naar de ligging op de kaart van figuur 3.

nr.	site	gedateerd materiaal	absoluut niveau (m TAW)	ouderdom (^{14}C jaren BP)	cal. BP	cal. BP 2 σ	laboratorium-nummer
46	Kromfort 1	<i>Cerastoderma</i>	+1,60	2575 $\pm$ 30	2278	2332-2119	UtC 5538
46	Kromfort 6	<i>Cerastoderma</i>	+1,60	2180 $\pm$ 40	1775	1886-1615	UtC 5385
66	B R49	<i>Cerastoderma</i>	-0,17	1980 $\pm$ 30	-	1640-1410	KIA 26468
54	Kaaskerke	<i>Scrobicularia</i>	+0,53	1700 $\pm$ 25	1260	1329-1165	KIA 12248
16	Veurne	<i>Scrobicularia</i>	+1,60	2450 $\pm$ 60	2084	2290-1920	UtC 3939
48	Avekapelle	<i>Cerastoderma</i>	+1,80	1730 $\pm$ 60	1278	1421-1131	UtC 9430
48	Avekapelle	<i>Scrobicularia</i>	+1,85	1840 $\pm$ 50	1372	1513-1273	UtC 9429
32	Schoestraat 3	<i>Cerastoderma</i>	+2,00	1730 $\pm$ 50	1278	1402-1158	UtC 4153
32	Schoestraat 4	<i>Scrobicularia</i>	+1,90	1755 $\pm$ 25	1289	1388-1214	UtC 4355
50	Steenkerke	<i>Scrobicularia</i>	+2,00	2400 $\pm$ 50	2021	2188-1867	UtC 9417
50	Steenkerke	<i>Scrobicularia</i>	+2,60	995 $\pm$ 30	560	644-514	Irpa 1279
39	Voetbalveld 2	<i>Cerastoderma</i>	+2,90	1810 $\pm$ 40	1329	1474-1252	Irpa 1206
39	Voetbalveld 1	<i>Scrobicularia</i>	+3,14	1740 $\pm$ 40	1279	1386-1171	Irpa 1205
53	Lamp. A42	<i>Scrobicularia</i>	+1,80	1850 $\pm$ 25	1384	1492-1299	KIA 12256
39	Wulpen A	<i>Cerastoderma</i>	+2,30	1790 $\pm$ 40	1312	1454-1229	UtC 4678
39	Wulpen B	<i>Cerastoderma</i>	+2,30	1750 $\pm$ 40	1285	1395-1178	UtC 4679
39	Wulpen C	<i>Scrobicularia</i>	+2,51	1705 $\pm$ 40	1260	1341-1143	UtC 4674
39	Wulpen D2	<i>Cerastoderma</i>	+2,38	1750 $\pm$ 50	1285	1415-1163	UtC 4681
39	Wulpen E	<i>Cerastoderma</i>	+2,38	1730 $\pm$ 35	1274	1367-1168	UtC 4682
32	Schoestraat 2	<i>Hydrobia</i>	+2,60	2065 $\pm$ 35	1618	1759-1506	UtC 4353
32	Schoestraat 1	<i>Scrobicularia</i>	+2,60	1730 $\pm$ 25	1275	1355-1179	UtC 4351
50	Steenkerke	<i>Cerastoderma</i>	+2,50	1330 $\pm$ 50	895	988-728	UtC 9428

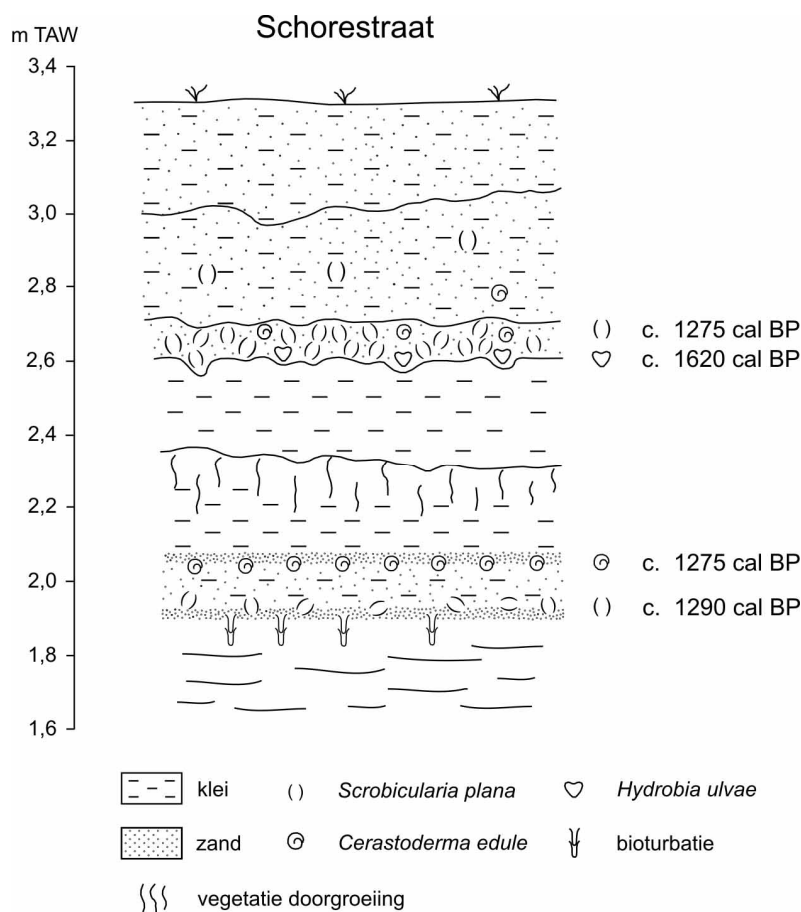
Een dubbelkleppige *Cerastoderma* uit een met slijk gevulde geul (in een thans zeewaarts gelegen gebied ten SW van Oostende, nr 66 op figuur 3) gaf een ouderdom van 1640-1410 cal. BP (nr. 66 in Tabel 3). Dit is een aanzienlijk jonge datering gezien de schelp afkomstig is uit het gedeelte onder de verlandingsfase (op 3 m diepte). Ook hier moet de vraag gesteld worden of de schelp wel degelijk geërodeerd werd uit een aangrenzend wad of als de oorspronkelijke verlandingsfase van de geul zelf niet opnieuw werd herwerkt.

De datering van schelpen uit de geulopvullingen roept eigenlijk meer vragen op dan dat ze beantwoordt. Daarom werden de afzettingen van de opvullingsfase bestudeerd alsook de sedimenten van die gebieden waar het veen niet of niet volledig werd geërodeerd.

5 De opvullingsfase van de getijdengeulen

In de ondiepe ontsluiting Schoestraat (gelegen op een kleine zijgeul van de grote IJzergeul) vertoont de opvullingsfase de typische horizontaal gelaagde zand en klei afwisseling met bioturbatie (fig. 4, nr. 32 op figuur 3). Deze wordt scherp afgesneden en bedekt door een dun zandlaagje waarin talrijke dubbelkleppige *Scrobicularia* plat liggen. De schelpen zijn dus duidelijk verspoeld, maar heel waarschijnlijk zonder enig transport, zodat mag worden aangenomen dat ze uit het direct onderliggend sediment afkomstig zijn. De schelpen werden gedateerd op ca. 1290 cal. BP.

Het zandlaagje is bedekt met een 10 cm dik zandig kleipakketje. Talrijke dubbelkleppige *Cerastoderma* liggen aan de top ervan. Ze werden gedateerd ca. 1275 cal. BP waardoor gesteld kan worden dat ze uit hetzelfde sediment als de *Scrobicularia* komen. Het zandig kleipakketje wordt op haar beurt bedekt door een 30 cm dikke afzetting van een slikwad die evolueerde naar een schoroppervlak wat blijkt uit de talrijke geoxideerde sporen van vegetatie doorgroeiingen vanaf het niveau +2.30 m (fig. 4). Dit schoroppervlak kwam terug in intertidale positie (d.i. tussen hoog en laag water), want het is bedekt met een 30 cm dikke laag klei die op zijn beurt weer bedekt is met een 10 cm dik pakketje zandige klei met erosieve ondergrens. In dit pakketje liggen talrijke *Hydrobia*, dubbelkleppige *Scrobicularia* en enkele *Cerastoderma* chaotisch door elkaar. Hun ouderdom is identiek aan deze van de onderliggende schelpen, behalve van de *Hydrobia* die ongeveer 300 jaar ouder zijn. Dit wijst erop dat het wadslakje lange tijd in het water kan blijven zweven vooraleer het weer sedimenteert zodat de datering ervan steeds problematisch is. De bovenste schelpen bevinden zich ook duidelijk in een geremanieerde situatie, maar weliswaar zonder uitspoeling en heel waarschijnlijk werden ze samen met het sediment getransporteerd, aangezien ze nog als dubbelkleppige bewaard bleven en zich in een chaotische positie bevinden.

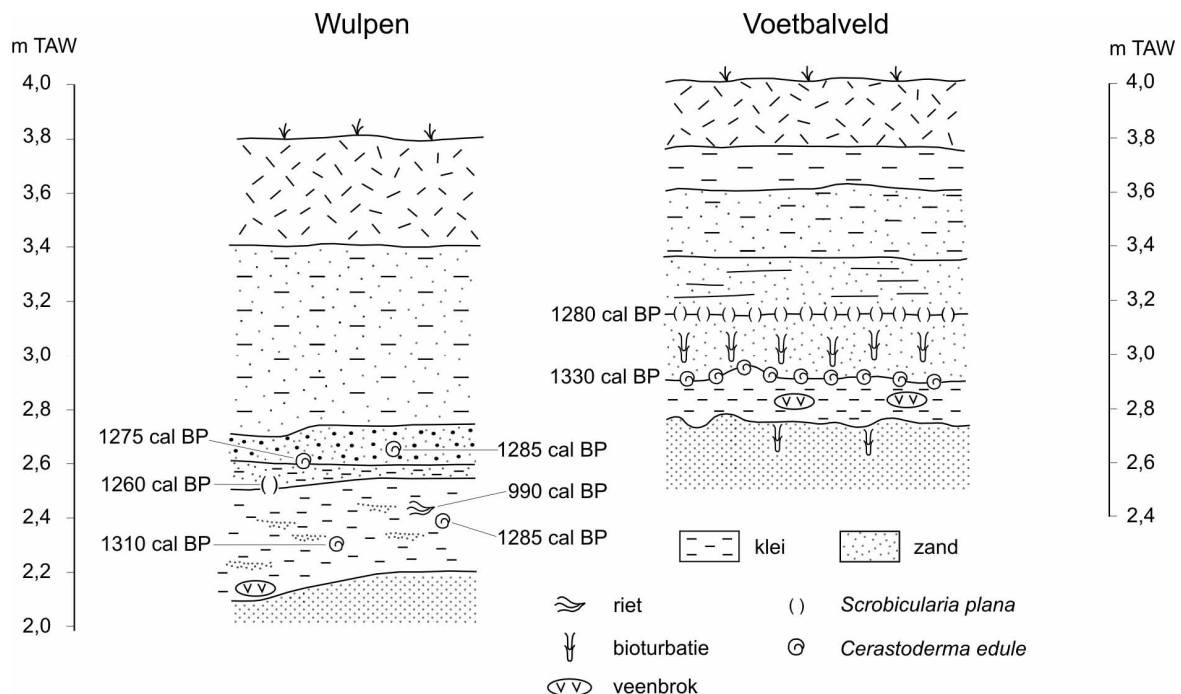


Figuur 4 Stratigrafische schets van de verlandingsfase van de geul met de dateringen van de schelpen waaruit herwerking van de sedimenten blijkt (uit Baeteman *et al.* 2002).

De bovenste 1,5 m van het profiel Schorestraat toont aan dat er duidelijk verschillende fasen van sedimentatie optraden waarbij de verlandingsfase tot tweemaal toe werd geremanieerd. De eerste fase van verspoeling kan gedateerd worden kort na 1275 cal. BP omdat de schelpen uit de top van het onderliggende sediment komen waar de sporen van bioturbatie en de sedimentaire structuren door levende organismen, nog aanwezig zijn zodat belangrijke verticale erosie kan uitgesloten worden. De tweede fase van verspoeling kon niet worden gedateerd, maar de aanwezigheid van het begroeiingshorizont toont aan dat de schelpen van het bovenste pakket pas werden geremanieerd na een korte periode van opslibbing tot hoogwaterniveau bij springtij.

Eenzelfde ouderdom van schelpen werd aangetroffen in twee ondiepe ontsluitingen te Wulpen, gelegen in een meer zeewaarts gelegen gebied (nr. 39 op figuur 3). De profielen (respectievelijk Wulpen en Voetbalveld, fig. 5) ontsluiten het bovenste deel van een belangrijke getijdengeul. De ontsluitingen liggen op ongeveer 500 meter afstand van elkaar, maar tonen toch een verschillende stratigrafie. In Wulpen is de zandige opvullingsfase op +2,10 m bedekt met een 40 cm dikke slappe klei met onregelmatige dunne zandlaminae, talrijke dubbele *Cerastoderma*, schelpfragmenten, platgelegen rietresten en veenbrokjes. De *Cerastoderma* in het onderste gedeelte werden gedateerd op ca. 1310 cal. BP, deze op een iets hoger niveau op ca. 1285 cal. BP, de rietresten op hetzelfde niveau op ca. 990 cal. BP en de *Scrobicularia* in de top van het kleipakket op 1260 cal. BP. Dit pakket is erosief bedekt met een 10 cm dikke laag kleig fijn zand met ook rietresten, schelpfragmenten en enkele dubbele *Cerastoderma*. Daarboven ligt zonder erosieve grens een 15 cm dikke laag fijn zand zonder enige zichtbare gelaagdheid, ook met rietresten en dubbele *Cerastoderma*. De *Cerastoderma* aan de basis gaven een ouderdom van ca. 1275 cal. BP; deze halverwege het pakket werden gedateerd op ca. 1285 cal. BP. Het geheel is bedekt met nog 70 cm zandige klei.

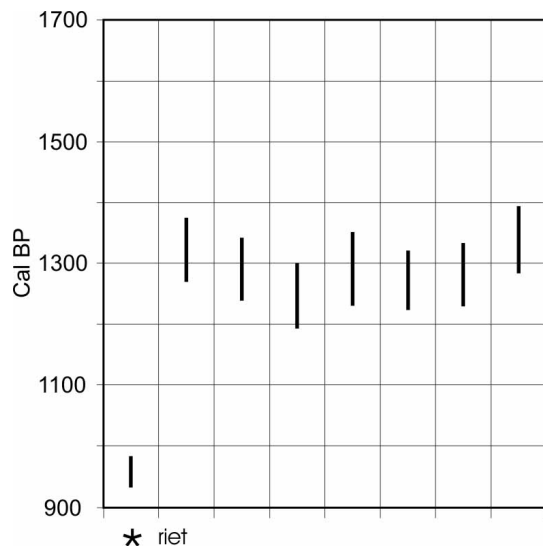
Het profiel Wulpen toont ook aan dat de schelpen uit eenzelfde sediment afkomstig zijn en samen ermee werden verspoeld. De platgelegen rietresten daarentegen wijzen erop dat de verspoeling pas ongeveer 300 jaar later gebeurde.



Figuur 5 Stratigrafische schets van de twee ondiepe ontsluitingen te Wulpen.

In het profiel Voetbalveld is de zandige opvullingsfase van de geul ook bedekt met slappe klei met onregelmatige zandlaagjes en veenbrokjes, maar op een iets hoger niveau (fig. 5). De ondergrens is scherp, maar er zijn nog duidelijk sporen van bioturbatie aanwezig in de top van de geulopvulling zodat diepe verticale erosie uitgesloten kan worden. Het kleipakket is erosief bedekt met een zandig pakket, zonder gelaagdheid, maar sterk gebioturbeerd. Op de erosieve grens liggen talrijke dubbele *Cerastoderma* geconcentreerd. Ze werden gedateerd op ca. 1330 cal. BP. In de top van het gebioturbeerd zandig pakket zitten zeer veel *Scrobicularia in situ*. Ze werden gedateerd op ca. 1280 cal. BP. Het sterk gebioturbeerde zandpakket is met een geleidelijke bovengrens bedekt met fijn zand met een horizontale gelaagdheid van klei laminae. Dit pakket gaat geleidelijk over naar boven toe in een silteuse klei en uiteindelijk zware klei tot aan het oppervlak.

Het profiel Voetbalveld toont ook de verspoeling van klei met schelpen. De aanwezigheid van het sterk gebioturbeerde pakket met *Scrobicularia* dat een rustige sedimentatie reflecteert, wijst erop dat hier het kleipakket in tegenstelling tot het profiel Wulpen, verspoeld werd vóór ca. 1280 cal. BP.



Figuur 6 Voorstelling van de 1σ -limieten van de dateringen van de schelpen in de ontsluitingen te Wulpen waarin aangetoond wordt dat alle schelpen statistisch gezien dezelfde ouderdom kunnen hebben (naar Van Strydonck & Baeteman 1998).

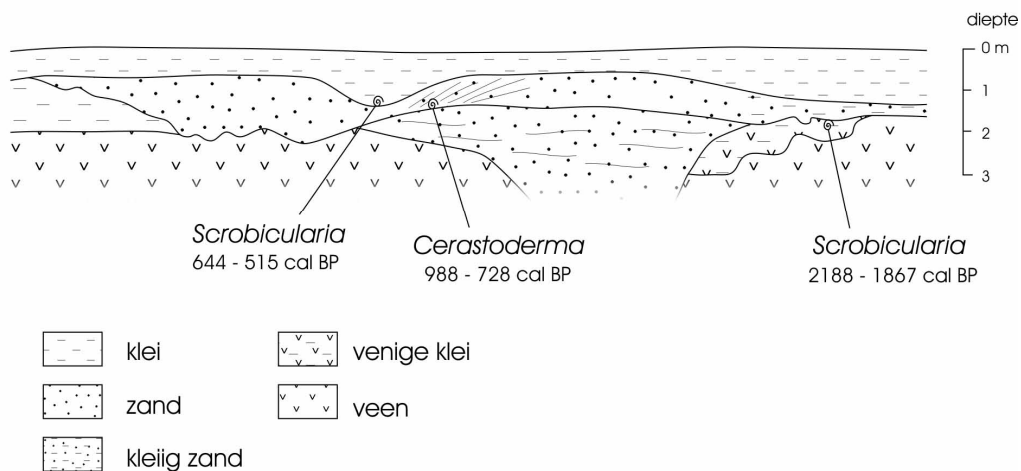
Waarschijnlijk is het pakket gelaagd zand dat de *Scrobicularia* bedekt tot stand gekomen door dezelfde gebeurtenis die het geremanieerd klei pakket afgezet heeft in profiel Wulpen.

De 1σ -limieten van de dateringen van de schelpen tonen echter aan dat ze statistisch allemaal dezelfde ouderdom kunnen hebben (fig. 6, Van Strydonck & Baeteman 1998). Daaruit kan geconcludeerd worden dat de afzetting, die de geulopvulling bedekt, uit eenzelfde afzetting komt en dat het geheel in een zeer korte tijdsspanne tot stand kwam. Zeer lokaal kan de sedimentopenvolging veroorzaakt door eenzelfde gebeurtenis toch aanzienlijke verschillen vertonen.

De verlandingsfase van dezelfde geul als in profiel Wulpen en Voetbalveld werd ontsloten in de locatie Avekapelle, die iets verder van zee verwijderd is (nr. 48 op figuur 3 en in Tabel 3). Hier werd geen verspoeld kleipakket aangetroffen, maar fijn zandige klei met talrijke horizontaal gelaagde laminae van veendetritus en enkele kleine gerolde veenbrokken. De *in situ* *Scrobicularia* (meestal juveniele) en *Cerastoderma* op een niveau van respectievelijk +1,85 en +1,80 m werden gedateerd op ca. 1370 en 1275 cal. BP. Dit is dezelfde ouderdom als de verspoelde schelpen in de twee sites van Wulpen. Daarom kan worden aangenomen dat in de Wulpen sites de verlandingsfase van de geul werd herwerkt. De aanwezigheid van kleine veenbrokken die normaal niet meer in de verlandingsfase voorkomen, wijst erop dat bij de vorming van de verlandingsfase in Avekapelle vroegere geërodeerde veenbrokken nogmaals geremanieerd en afgezet werden. Heel waarschijnlijk komen de veenbrokken uit de geulafzetting zelf door laterale erosie. De geulafzetting is in dit gebied uitzonderlijk breed (1,3 km) wat alleen verklaard kan worden door laterale migratie van de geul in een fase volgend op de initiële insnijding en opvulling.

In het profiel Steenkerke (nr. 50 op figuur 3) is het oppervlakteveen nog gedeeltelijk aanwezig. Het profiel is gelokaliseerd nabij Veurne en ontsluit het bovenste deel van een relatief kleine geul en geeft ook een mooi voorbeeld van verschillende fasen in de sedimentatie. Verspoelde pakketten zijn niet aanwezig. (fig. 7). Aan de rand van de geul bestaat de top van de opvulling uit venige klei met een horizontale gelaagdheid van fijn zand. *Scrobicularia in situ* in de top van de venige klei werden gedateerd op ca. 2020 cal. BP. De top is erosief bedekt met een zandpakket van enkele centimeters dik met een grote verspreiding. Lateraal gaat ze over in een dunner pakket kleiig zand. Dit pakket bedekt ook het veen en heeft nagenoeg niet in de diepte geërodeerd. Lokaal was een duidelijke longitudinale gelaagdheid van *mud drapes* (d.i. dun laagje slib dat bij kentering wordt afgezet) te zien, duidend op een *point bar*, gevormd bij het lateraal verschuiven van een ondiepe geul of kreek. *Cerastoderma* geconcentreerd onderaan het zand werden gedateerd op ca. 900 cal. BP; dit is meer dan 1000 jaar later dan de top van de opvulling. De concentratie van *Cerastoderma* onderaan wijst weliswaar op een verspoeling van de schelpen, maar gezien deze geul nergens verticale insnijdingen vertoont, zijn de schelpen heel waarschijnlijk afkomstig van het wad aangrenzend aan de lateraal verschuivende geul. Daarom mag vooropgesteld worden dat de afzetting van dit zandpakket begonnen is omstreeks 900 cal. BP. Dit profiel toont ook de finale verlanding van de geul onder de vorm van een met slijk opgevulde kreek.

Steenkerke



Figuur 7 Stratigrafische schets van de ontsluiting te Steenkerke met verschillende fasen van opvulling.

Scrobicularia in situ aan de basis ervan werden gedateerd op ca. 560 cal. BP (ca. 1400 AD). Dit betekent dat in dit gebied tijdens de middeleeuwen er nog altijd sedimenten werden afgezet in het schorgebied. Volgens het klassieke Belgische Duinkerke model was dit gebied van de zee afgesloten door een zeedijk, waardoor het nooit meer overstroomd werd door de Duinkerke III transgressie (11^e eeuw).

Het profiel Steenkerke toont dat het einde van de initiële geulopvulling te situeren is rond 2020 cal. BP. Pas rond 900 cal. BP werd het gebied gekenmerkt door een nieuwe geulactiviteit met grote laterale uitbreiding, maar zonder verticale erosie. De opslibbing ervan tot intertidale en supratidale positie gebeurde rond 560 cal. BP.

In twee boringen waar geen lithologische variaties in de laat holocene afzettingen voorkomen, werden *Scrobicularia* bemonsterd op enkele centimeters van de top van het veen met de bedoeling het begin van de sedimentatie te dateren. De boringen Kaaskerke en Lampernisse A42 (nrs. 54 en 53 op figuur 3 en in Tabel 3) liggen in het meer landwaarts gelegen gebied van de vlakte en op respectievelijk 1,5 km en 750 m van een jonge getijdengeul. Het veen is er bedekt met een resp. 3 en 2 m dik silteus kleipakket met onderaan veenbrokjes en vrij veel veendetritus afkomstig van de top van het veen. De dateringen van de schelpen gaven een ouderdom van ca. 1260 en 1385 cal. BP. Deze jonge dateringen komen overeen met de dateringen van de schelpen uit de verlandingsfase. De schelpen zijn ook hier geremaneerd, hoewel dit niet duidelijk was in het sediment. Dit suggereert dat hier het veen niet werd geërodeerd tijdens de initiële insnijding en opvulling van de jonge getijdengeulen, maar na de vorming van de verlandingsfase. De analyse van foraminiferen en ostracoden in het sediment waar de *Scrobicularia* in zitten, duidt op een eerder open marien milieu met herwerkte schorafzettingen (Baeteman *et al.* 2002).

6 De laat holocene evolutie van het kustgebied

Op basis van enkele dateringen kan vooropgesteld worden dat de initiële geulinsnijding na 2400 cal. BP en vóór 2000 cal. BP plaatsvond. Deze dateringen zijn echter afkomstig uit eenzelfde gebied rond Veurne (nrs. 16 en 50 op figuur 3). De dateringen komen wel uit twee verschillende kleine geulen die in verbinding staan met eenzelfde grote geul waar ook de sites Avekapelle en Wulpen op liggen. Het is goed mogelijk dat bij andere geulen de initiële insnijding niet noodzakelijk in dezelfde periode gebeurd is. Voor de periode van de verlandingsfase van de geulen is een reeks dateringen gekend die ligt tussen 1500 en 1150 cal. BP (Tabel 3). Deze dateringen zijn wel verspreid over het hele studiegebied en dus meer betekenisvol. Het ontbreken van dateringen in de periode tussen ca. 2000 en 1500 cal. BP wijst op een hiaat. De bestaande gegevens geven geen directe aanduiding wat er in die periode gebeurd is.

De datering van het verspoelde wadslakje (in nr. 32) laat suggereren dat er rond 1600 cal. BP ergens een slik geërodeerd werd. Het verspoelde materiaal werd misschien wel meerdere keren getransporteerd en opnieuw afgezet want het is uiteindelijk terecht gekomen in een pakket waar de verlandingsfase na herwerking werd afgezet.

Onderzoek van de sedimenten van de laat holocene getijdengeulen heeft aangetoond dat er verschillende belangrijke fasen in hun evolutie te onderscheiden zijn. De diepe verticale insnijding wordt gevolgd door een opvulling met hoog energetische condities waarbij afzetting en insnijding elkaar afwisselen. Ten vroegste 500 jaar later worden de geulen gekenmerkt door een rustige sedimentatie. De alom aanwezige *Scrobicularia* wijzen erop dat delen ervan zelfs in een intertidale positie komen te liggen rond 1275 cal. BP. Na deze rustige verlandingsfase die duurt tot ca. 1150 cal. BP, overheersen weer hoge energetische condities. Daarbij wordt open marien materiaal binnengebracht. Deze fase wordt hoofdzakelijk gekenmerkt door laterale erosie. Er is echter maar één datering beschikbaar om het begin van de uiteindelijke totale verlanding te situeren omstreeks 560 cal. BP.

De diepe insnijding van de geulen reflecteert echter niet de eerste fase in de laat holocene evolutie. Zoals door Baeteman (2005a) werd gesuggereerd, gebeurde in de periode van belangrijke veengroei de zoetwaterafvoer via de midden holocene getijdengeulen die echter hoog opgeslibd waren zodat het getij het kustveenmoeras niet kon binnen dringen. Zeewaarts van het kustveenmoeras lag een schor en slik dat wel verder sedimenteerde ten gevolge van de zeespiegelstijging. Deze laatste was zwak genoeg zodat het veen kon blijven accumuleren, het niveau van de zeespiegel volgende. Door een plotse overvloedige waterafvoer vanuit het achterland, waarschijnlijk veroorzaakt door klimaatveranderingen en/of toegenomen ontbossing tijdens de ijzertijd, werden de opgevulde midden holocene geulen gedeeltelijk uitgeschuurd. Daardoor kon het getij het kustveenmoeras binnendringen en werd het gemakkelijk erodeerbaar zand van de midden holocene geulen herwerkt. Dit had tot gevolg dat aan de randen van de geulen het veen werd geërodeerd. Dit veroorzaakte ontwatering van het veen waardoor het ging inklinken. Het oppervlak van het kustveenmoeras kwam daardoor in een lagere positie te liggen, althans in de onmiddellijke omgeving van de geulen. Dit resulteerde in een aanzienlijke vergroting van de komberging van de geul die zich daaraan aanpaste door verticale insnijding. Het zand van de voormalige holocene geulen en het pleistoceen zand werd op die manier tot op grote diepte herwerkt en opnieuw afgezet samen met brokken veen. Tijdens die hoog energetische en erosieve fase breidde het netwerk van geulen zich steeds verder uit vanwege de vergroting van de komberging. Zo kwamen meer en meer delen van het kustveenmoeras in lagere positie te liggen zodat uiteindelijk het netwerk van geulen nagenoeg het gehele kust-veenmoeras beïnvloedde.

Het hiaat in de dateringen kan erop wijzen dat langs de geulen het veen in een subtidale positie kwam te liggen met een minimum aan sedimentatie. Er zijn tot nu toe geen aanwijzingen dat er in die periode sedimenten werden afgezet die later weer volledig werden geërodeerd. Al het beschikbare sediment werd gebruikt om de getijdengeulen op te vullen. Dit sediment kwam deels van de vroegere holocene geulopvullingen, maar ook uit zeewaartse gebieden. Omdat een groot volume aan sediment noodzakelijk was, werden de getijdendelta's en de vooroever geërodeerd (Beets *et al.* 1994). Dit leidde tot landwaartse migratie van de kustlijn en erosie van het wad in de zeewaartse gebieden.

Pas vanaf ca. 1500 cal. BP was er van een evenwicht bereikt tussen het toenmalige zeeniveau, de sediment aanvoer en de komberging. De twee dateringen van de top van het (niet geërodeerde) veen in het landwaartse gebied tonen aan dat de hele vlakte pas in intertidale positie kwam rond die periode. De relatief lange periode tussen insnijding en verlanding kan verklaard worden door het feit dat tijdens de 2 à 3 ka jaar lange veengroei de zeespiegel gestegen was met ongeveer 2 meter. Het inklinken van het veen veroorzaakte een aanzienlijke verticale bergingsruimte die eerst moest worden opgevuld. Omdat tijdens de verlandingsfase de vlakte terug in intertidale positie kwam te liggen, en de zeepeijgelstijging heel zwak was, werd geen nieuwe bergingsruimte meer gecreëerd. Daardoor gingen de geulen lateraal migreren (cf. Van der Spek & Beets 1992). De sedimenten van de opvullingsfase alsook van het aangrenzende wad werden daarbij ondiep geërodeerd en herwerkt.

Dit sedimentatieproces kwam stilaan tot een einde toen de mens de opgelibde vlaktes geleidelijk aan begon in te dijken. Dit veroorzaakte een progressieve verkleining van de komberging van de geulen met uiteindelijk een totale verlanding tot gevolg. De verkleining van de komberging en de opvulling van de geul waren ook de oorzaak dat het stormvloedniveau in de open gebleven geulen aanzienlijk toenam (Vos & van Heeringen 1997). De bedijking impliceerde daarenboven dat de mens de waterafvoer moest verzorgen via grachten en sluizen.

Het graven van het drainagesysteem veroorzaakte ontwatering en compactie van de bovenste afzettingen en een verlaging van het oppervlak (Baeteman 1999). De doorbraak van een dijk bij hevige storm resulteerde dan ook in catastrofale overstromingen. Deze historisch goed gedocumenteerde overstromingen van na 1000 AD werden destijds geïnterpreteerd als de Duinkerke III transgressie. Ze werden echter door menselijke activiteiten veroorzaakt.

7 Conclusie

Uit het onderzoek van de laat holocene sedimenten in de Belgische kustvlakte blijkt dat nog veel vragen onbeantwoord blijven. Toch kunnen enkele punten geconcludeerd worden.

De laat holocene afzettingen en hun lithologische variatie zijn niet tot stand gekomen door transgressies of zeespiegelschommelingen. De veranderingen in de kustvlakte werden veroorzaakt door sedimentatieprocessen waarbij de getijdengeulen een belangrijke rol gespeeld hebben. De sedimentatie was niet continu en de veranderingen gebeurden in een korte tijdsspanne. Het einde van de veengroei komt niet noodzakelijk overeen met het begin van de sedimentatie van het bedekkende klei/zand pakket.

De interpretatie van sedimenten en de datering van schelpen moeten steeds gebeuren in een ruime stratigrafische context met speciale aandacht voor subtiele veranderingen in de opeenvolging van sedimentaire lagen. Doordat het sediment meermaals herwerkt kan zijn, moet ook de analyse van microfossielen met de nodige voorzichtigheid geïnterpreteerd worden.

De verschillende Duinkerke transgressies zijn onbestaand. Wat destijds werd omschreven als zijnde de Duinkerke II transgressie (4^e tot 8^e eeuw/300-800 AD), komt in werkelijkheid overeen met de rustige verlandingsfasen. De catastrofale overstromingen die als de Duinkerke III transgressie werden omschreven, werden door de mens zelf veroorzaakt.

Het is heel waarschijnlijk dat de Duinkerke transgressies door de bodemkartering in de jaren 50 van de vorige eeuw in het leven werden geroepen om de lithologische veranderingen in de sedimenten die het oppervlakteveen bedekken, te verklaren. Dit is niet zo verwonderlijk, omdat in die periode de kennis van de sedimentatieprocessen van een getijdengebied nagenoeg niet gekend waren. Het is pas halfweg de jaren 50 met de werken van Van Straaten (1954), Reineck (1956) en een decennium later met Evans (1965) als pioniers, dat dit onderzoek goed van start is gegaan.

Bibliografie

- Baeteman C, 1981: An alternative classification and profile type map applied to the Holocene deposits of the Belgian coastal plain, *Bulletin Belgische Vereniging voor Geologie* 90, 257-80.
- Baeteman C, 1983: *De Holocene sedimenten van de westelijke kustvlakte: een analyse van de Belgische literatuur*, Professional Paper, Belgian Geological Survey 9/204, 45 pp.
- Baeteman C, 1991: Chronology of the coastal plain development during the Holocene in West Belgium, *Quaternaire* 2, 116-25.
- Baeteman C, 1999: The Holocene depositional history of the IJzer palaeovalley (western Belgian coastal plain) with reference to factors controlling peat beds, *Geologica Belgica* 2 (3-4), 39-72.
- Baeteman C, 2004a: *The Holocene development of a tide-dominated coastal lowland. Western coastal plain of Belgium*. Field Guide, The QRA Third International Postgraduate Symposium Fieldtrip, September 17, 2004, Belgian Geological Survey, Brussels, Belgium.
- Baeteman C, 2004b: *Geologische kaart van België 1/25.000. Profieltypenkaart van de Holocene Kustafzettingen*, Belgische Geologische Dienst, Brussel.
- Baeteman C, 2005a: How subsoil morphology and erodibility influence the origin and pattern of late Holocene tidal channels: case studies from the Belgian coastal lowlands, *Quaternary Science Reviews* 24, 2146-62.
- Baeteman C, 2005b: The Streif classification system: a tribute to an alternative system for organising and mapping Holocene coastal deposits, *Quaternary International*, 133-4, 141-9.
- Baeteman C, DJ Beets & M Van Strydonck 1999: Tidal crevasse splays as the cause of rapid changes in the rate of aggradation in the Holocene tidal deposits of the Belgian Coastal Plain, *Quaternary International* 56, 3-13.
- Baeteman C, DB Scott & M Van Strydonck 2002: Changes in coastal zone processes at a high sea-level stand: a late Holocene example from Belgium, *Journal of Quaternary Science* 17, 547-59.

- Barckhausen J, H Preuss & H Streif 1977: Ein lithologisches ordnungsprinzip für das Küstenholozän und seine Darstellung in Form von Profiltypen, *Geologisches Jahrbuch* A44, 45-74.
- Beets DJ, TAM de Groot HA Davies 2003: Holocene tidal back-barrier development at decelerating sea-level rise: a 5 millennia record, exposed in the western Netherlands, *Sedimentary Geology* 158, 117-44.
- Beets DJ, TAM De Groot & MJF Stive 1992: Holocene evolution of the coast of Holland, *Marine Geology* 1033, 423-43.
- Beets DJ, AJF van der Spek & L van der Valk 1994: *Holocene ontwikkeling van de Nederlandse kust*. Rijks-geologische Dienst, The Netherlands, Rapport 40.016, Project Kustgenese, 53p.
- Berendsen HJA, 1984: Problems of lithostratigraphic classification of Holocene deposits in the perimarine area of the Netherlands, *Geologie en Mijnbouw* 63, 351-4.
- Behre K-E, 2003: Eine neue Meeresspiegelkurve für die südliche Nordsee. Transgressionen und Regressionen in den letzten 10.000 Jahren, *Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet* 28, 9-63.
- Bertrand S & C Baeteman 2005: Sequence mapping of Holocene coastal lowlands. The application of the Streif classification system in the Belgian coastal plain, *Quaternary International* 133-134, 151-8.
- Brew DS, T Holt, K Pye & R Newsham 2000: *Holocene sedimentary evolution and palaeo-coastlines of the Fenland embayment, eastern England*, Geological Society, London, Special Publications 166, 253-73.
- Caspers G, H Jordan, J Merkt, K-D Meyer, H Müller & H Streif 1995: Niedersachsen, in: L Benda (ed.), *Das Quartär Deutschlands*. Gebrüder Borntraeger, Berlin, pp. 21-58.
- Cleveringa J, 2000: *Reconstruction and modelling of Holocene coastal evolution of the western Netherlands*, Mededelingen van de Faculteit Aardwetenschappen Universiteit Utrecht 200, 193p.
- De Moor G & A Pissart 1992: Het reliëf, in: *Geografie van België*, Brussel: Nationaal Comité voor Geografie, Gemeentekrediet, 129-215.
- Denys L, 1993: *Paleoecologisch diatomeeënonderzoek van de Holocene afzetting in de westelijke Belgische kustvlakte*, Unpublished PhD thesis, University of Antwerpen.
- Denys L, 1999: A diatom and radiocarbon perspective of the palaeoenvironmental history and stratigraphy of Holocene deposits between Oostende and Nieuwpoort (western coastal plain, Belgium), *Geologica Belgica* 2, 111-40.
- Denys L & C Baeteman 1995: Holocene evolution of relative sea-level and local mean high water spring tides in Belgium – a first assessment, *Marine Geology* 124, 1-19.
- Ervynck A, C Baeteman, H Demiddele, Y Hollevoet, M Pieters, J Schelvis, D Tys, M Van Strydonck, & F Verhaeghe 1999: Human occupation because of a regression, or the cause of a transgression? A critical review of the interaction between geological events and human occupation in the Belgian coastal plain during the first millennium AD, *Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordsee-gebiet* 26, 97-121.
- Evans G, 1965: Intertidal flat sediments and their environments of deposition in the Wash, *The Quarterly Journal of the Geological Society of London* 121, 209-45.
- Geel B van & B Berglund 2000: A causal link between a climatic deterioration around 850 cal BC and a subsequent rise in human population density in NW Europe? *Terra Nostra* 7, 126-30.
- Geel B van, O Raspopov, J van der Plicht & H Renssen 1998: Solar forcing of abrupt climate change around 850 calendar years BC, in: BJ Peiser, T Palmer & ME Bailey (eds) *Natural catastrophes during Bronze Age civilisations*. BAR International Series 728, 162-68.
- Gullentops F & G De Moor 2001: Remaining marine-estuarine deposits, in: *Quaternary lithostratigraphic units* (Belgium), *Geologica Belgica* 4, 156-7.
- Kiden P, 1995: Holocene sea-level change and crustal movement in the southwestern Netherlands, *Marine Geology* 124, 21-41.
- Long AJ & JB Innes 1993: Holocene sea-level changes and coastal sedimentation in Romney Marsh, southeast England, UK, *Proceedings of the Geologists' Association* 104, 223-37.
- Long AJ, RG Scaife & RJ Edwards 2000: Stratigraphic architecture, relative sea level, and models of estuary development in southern England: new data from Southampton Water, in: K Pye & JRL Allen (eds.), *Coastal and Estuarine Environments: sedimentology, geomorphology and geoarchaeology*, Geological Society, London, Special Publications 175, 253-79.
- Loon AJ van 1981: Problems of Holocene lithostratigraphy, in: AJ van Loon (ed.), *Quaternary Geology: a farewell to A.J Wiggers*, *Geologie en Mijnbouw* 60, 353-61.
- Mrani Alaoui M & EJ Anthony 2005: Sedimentary facies variability in the French Flemish coastal plain, in: C Baeteman (ed.), *Abstract Book, Late Quaternary Coastal Changes: Sea level, Sedimentary Forcing and Anthropogenetic Impacts, a joint INQUA-IGCP Project 495 Conference, Dunkerque, June 28-July 2, 2005*.
- Preuss H, 1979: Die holozäne Entwicklung der Nordseeküste im Gebiet der östlichen Wesermarsch, *Geologisches Jahrbuch* A53, 3-84.
- Reineck HE, 1956: Der Wattenboden und das Leben im Wattenboden, *Natur und Volk* 86, 268-84.

- Spek AJF van der & DJ Beets 1992: Mid-Holocene evolution of a tidal basin in the western Netherlands: a model for future changes in the northern Netherlands under conditions of accelerated sea-level rise? *Sedimentary Geology* 80, 185-97.
- Straaten LMJU van 1954: Composition and structure of recent marine sediments in The Netherlands, *Leidse Geologische Mededelingen* 19, 1-110.
- Streif H, 1972: The results of stratigraphical and facial investigations in the coastal Holocene of Woltzeten/Ostfriesland, Germany, *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar* 94, 281-99.
- Streif H & B Zimmermann 1973: Das Küstenholozän von Rysum/Knock im Gebiet der Emsmündung (Nordsee), *Geologisches Jahrbuch* A9, 3-20.
- Stupples P, 2002: Tidal cycles preserved in late Holocene tidal rhythmites, the Wainway Channel, Romney Marsh, southeast England, *Marine Geology* 182, 231-46.
- Vos P & P Kiden 2005: De landschapsvorming tijdens de steentijd, *Archeologie* 11/12, 7-37.
- Vos P & RM van Heeringen 1997: Holocene geology and occupation history of the province of Zeeland (SW Netherlands), *Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO* 59, 5-109.
- Waller MP & AJ Long 2003: Holocene coastal evolution and sea-level change on the southern coast of England: a review, *Journal of Quaternary Science* 18, 351-9.
- Waller MP, AJ Long & JE Schofield 2006: Interpretation of radiocarbon dates from the upper surface of late-Holocene peat layers in coastal lowlands, *The Holocene* 16, 51-61.
- Westerhoff WE, EFJ De Mulder & W De Gans 1987: *Toelichtingen bij de geologische kaart van Nederland 1:50.000, blad Alkmaar West en blad Alkmaar Oost*. Rijks Geologische Dienst, Haarlem, 227 pp.
- Wheeler AJ & MP Waller 1995: The Holocene lithostratigraphy of Fenland, eastern England: a review and suggestions for redefinition, *Geological Magazine* 132, 223-33.
- Van Strydonck M & C Baeteman 1998: 14C dates of reworked shells in Late Holocene tidal channel deposits (Western Belgian coastal plain), in: SC Stiros & PA Pirazzoli (eds), *Abstract Book Joint Meeting on Rapid coastal changes in the Late Quaternary. Processes, causes, modeling, impacts on coastal zones, Greece, September 10-19, 1998*, 68-9.

