

INSTITUT ROYAL DES SCIENCES
NATURELLES DE BELGIQUE

KONINKLIJK BELGISCH INSTITUUT
VOOR NATUURWETENSCHAPPEN

ROYAL BELGIAN INSTITUTE OF NATURAL SCIENCES

GEOLOGICAL SURVEY OF BELGIUM
PROFESSIONAL PAPER 2008/2 - N. 304

DE HOLOCENE GEOLOGIE VAN DE BELGISCHE KUSTVLAKTE

Cecile BAETEMAN

SERVICE GEOLOGIQUE DE BELGIQUE
BELGISCHE GEOLOGISCHE DIENST



Geological Survey
of Belgium

avenue Jenner 13 - 1000 Bruxelles
Lennikstraat 13 - 1000 Brussel

ISSN 0378-0902



**KONINKLIJK BELGISCH INSTITUUT
VOOR NATUURWETENSCHAPPEN**

**INSTITUT ROYAL DES SCIENCES
NATURELLES DE BELGIQUE**

ROYAL BELGIAN INSTITUTE OF NATURAL SCIENCES

GEOLOGICAL SURVEY OF BELGIUM PROFESSIONAL PAPER
2008/2 – N. 304

DE HOLOCENE GEOLOGIE VAN DE BELGISCHE KUSTVLAKTE

Cecile BAETEMAN

*Koninklijk Belgisch Instituut voor Natuurwetenschappen - Belgische Geologische Dienst
en Vrije Universiteit Brussel
cecile.baeteman@natuurwetenschappen.be*

(36 bladzijden, 27 illustraties, 4 foto's)

Omslagfoto: Ontsluiting Veurne Suikerfabriek.

Index

Index	2
Voorwoord	3
1. Geografische Context	5
2. Het Geologisch Onderzoek	5
3. Algemene geologische achtergrond en opvullingsmechanisme van de kustvlakte.....	7
4. Excursiepunt 1: Het estuarium van de IJzer te Nieuwpoort: een getijdengebied	19
5. Excursie punt 2: Zoutenaai: De opvulling van de paleovallei van de IJzer	21
6. Excursiepunt 3: Het strand te De Panne: Enkele bedenkingen bij kusterosie	25
Tot slot:	34
Referenties	35

DE HOLOCENE GEOLOGIE VAN DE BELGISCHE KUSTVLAKTE

Cecile Baeteman

Geologische Dienst van België, Koninklijk Instituut voor Natuurwetenschappen

cecile.baeteman@natuurwetenschappen.be

Voorwoord

Deze uitgave is een uitgebreide samenvatting van de stand van zaken van de kennis van de Holocene geologie van de Belgische kustvlakte. Het is voornamelijk het westelijk deel ervan dat toegelicht wordt omdat aldaar afzettingen vanaf het begin van het Holoceen aanwezig zijn die toelaten om een volledige ontstaansgeschiedenis te reconstrueren. Deze stand van zaken wordt meestal nog bestempeld als “nieuwe inzichten” in de ontstaansgeschiedenis van het gebied. Nochtans is het onderzoek ervan reeds 30 jaar geleden gestart en ligt het in lijn met de onderzoeken van de ons omliggende lage landen. De oorzaak daarvan is dat men blijkbaar moeilijk afstand kan doen van het transgressie-regressie model dat in de jaren 50 door de Bodemkartering werd ingevoerd. Dit model met zijn duidelijke chronologie is inderdaad eenvoudig en gemakkelijk na te vertellen wat echter niet het geval is met de complexiteit van de geologische situatie.

Het onderzoek is vooral gericht op het achterhalen van de mechanismen en processen die de complexe verspreiding van de verschillende afzettingen bepaald hebben veeleer dan op een louter stratigrafische onderverdeling van de afzettingen. De resultaten van dit onderzoek zijn reeds in talrijke publicaties verschenen. Omdat de publicaties meestal in internationale tijdschriften en in de Engelse taal verschenen zijn, zijn ze inderdaad niet gemakkelijk toegankelijk voor iedereen. Deze uitgebreide samenvatting met de noodzakelijke figuren moet deze lacune opvullen. Deze uitgave is opgevat als een excursiegids waarbij verschillende thema's aan bod komen, maar die samen met de inleidende achtergrond een beeld geven van de dynamiek van het kustgebied. Daarbij worden voldoende gegevens geleverd om afstand te kunnen doen van de verankerde eenzijdige benaderingswijze en de oude denkstrategieën met bijhorende hypothetische kaarten en figuren betreffende het ontstaan en de evolutie van onze kustvlakte.

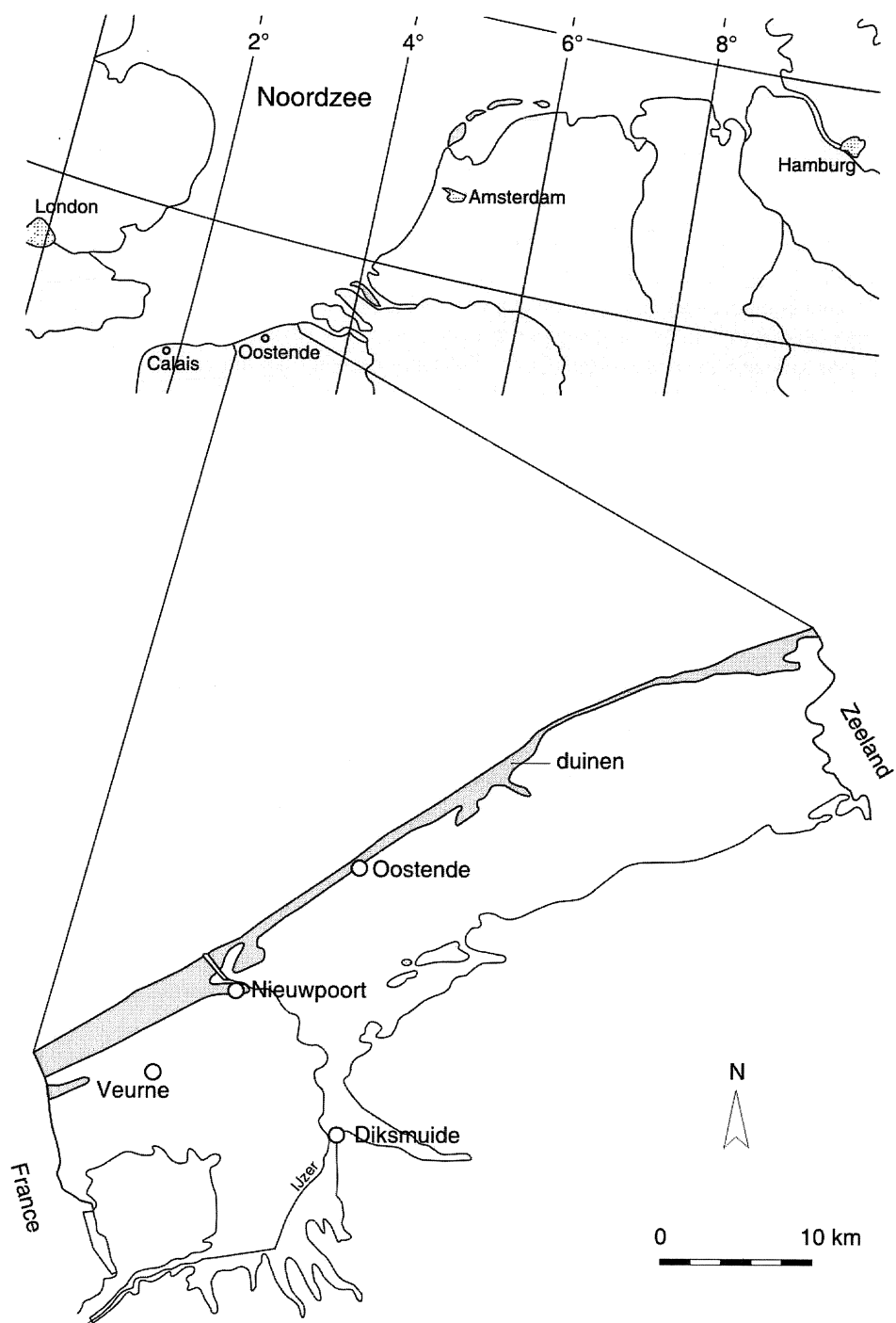


Fig. 1.1
Locatiekaart van de Belgische kustvlakte.

1. Geografische Context

De Belgische kustvlakte behoort tot de kustvlakte van de zuidelijke Noordzee die zich uitstrekt van de Cap Blanc Nez in noord Frankrijk tot Skagen in Denemarken. De kustvlakte is ongeveer 10 km breed met een zuidelijke uitbreiding langsheen de IJzer in de westelijke kustvlakte (Fig. 1.1). Door bedijkingen vanaf de middeleeuwen is het gebied een polder, een landschap uiteindelijk gevormd door tussenkomst van de mens. Daarom is het gebied gekenmerkt door talrijke grachten en kanalen waarvan het water via sluizen in zee kan geloosd worden bij laag water. De vlakte is gescheiden van de open zee door strand en duinen en op sommige plaatsten door zeeweringsdijken. Het oppervlak varieert tussen +2 en +5 m TAW, behalve in De Moeren waar het tussen 0 en +0.50 m ligt. Dit betekent dat de kustvlakte onder hoogwater niveau ligt. Het referentievlak van TAW (Tweede Algemene Waterpassing) is immers gemiddeld laagwater bij springtij en de kust is gekenmerkt door een meso-macrotidaal regime met een getijdenamplitude van bijna 5 m. De Holocene kustafzettingen komen niet voor hoger dan +5 m TAW. De vlakte wordt doorkruist door één enkele rivier, de IJzer, die thans gecanaliseerd is en uitmondt te Nieuwpoort-Bad waar ze een estuarium vormt met beperkte slikken en schorren die weliswaar mede door de mens werden aangelegd, maar die thans op natuurlijke wijze evolueren. Samen met de kleine bijrivieren draineert de IJzer een klein en relatief laag gelegen bekken ten zuiden en zuidwesten van de kustvlakte.

2. Het Geologisch Onderzoek

Het thema van de excursie is de ontstaansgeschiedenis van de kustvlakte toe te lichten en de typische kenmerken van het huidig landschap te verklaren. De ontstaansgeschiedenis (die eigenlijk een opvullingsgeschiedenis is) is gebaseerd op geologisch onderzoek van de laatste 30 jaar in voornamelijk de westelijke kustvlakte (Fig. 2.1) in het kader van het geologisch karteringsprogramma van de Geologische Dienst van België (zie referentielijst). Het onderzoek gebeurde door middel van meer dan 1000 ongeroerde handboringen (tussen de 2 en 12 meter diep) aangevuld met een 100-tal mechanisch gestoken boringen, talrijke boringen uitgevoerd voor geotechnische voorstudies van o.a. autosnelwegen (Afdeling Geotechniek van de Vlaamse Gemeenschap) en opnames in tijdelijke ontsluitingen van infrastructuurwerken en archeologische opgravingen. De boringen werden vervolgens uitgetekend en gecorreleerd in geologische dwarsdoorsneden. Op die manier kan men de laterale en verticale veranderingen, en dus de geometrie van de verschillende afzettingen achterhalen wat noodzakelijk is om de opbouw van de vlakte te begrijpen.

De sedimenten werden beschreven aan de hand van de faciës (d.i. alle mogelijke kenmerken) van sedimentaire afzettingmilieus. Organisch materiaal en schelpen werden gedateerd door middel van radiokoolstof. De ouderdom wordt gegeven in cal BP, dit zijn kalenderjaren vòòr heden (=1950). Een uitvoerig onderzoek van diatomeeën (kiezelwieren) van enkele van de gestoken boringen heeft bijgedragen tot het bepalen van o.a. de verschillende sedimentaire afzettingmilieus en de reconstructie van de stijging van het zeeniveau (zie Denys in referentielijst).

De Holocene sedimenten in de ondergrond van de kustvlakte werden afgezet in een getijdengebied of wad. Om de opvullingsgeschiedenis van de kustvlakte te begrijpen, is het van belang de kenmerken van de verschillende afzettingmilieus te kennen en vooral hun onderlinge relatie en de relatie met het waterniveau (zie excursie punt 1).

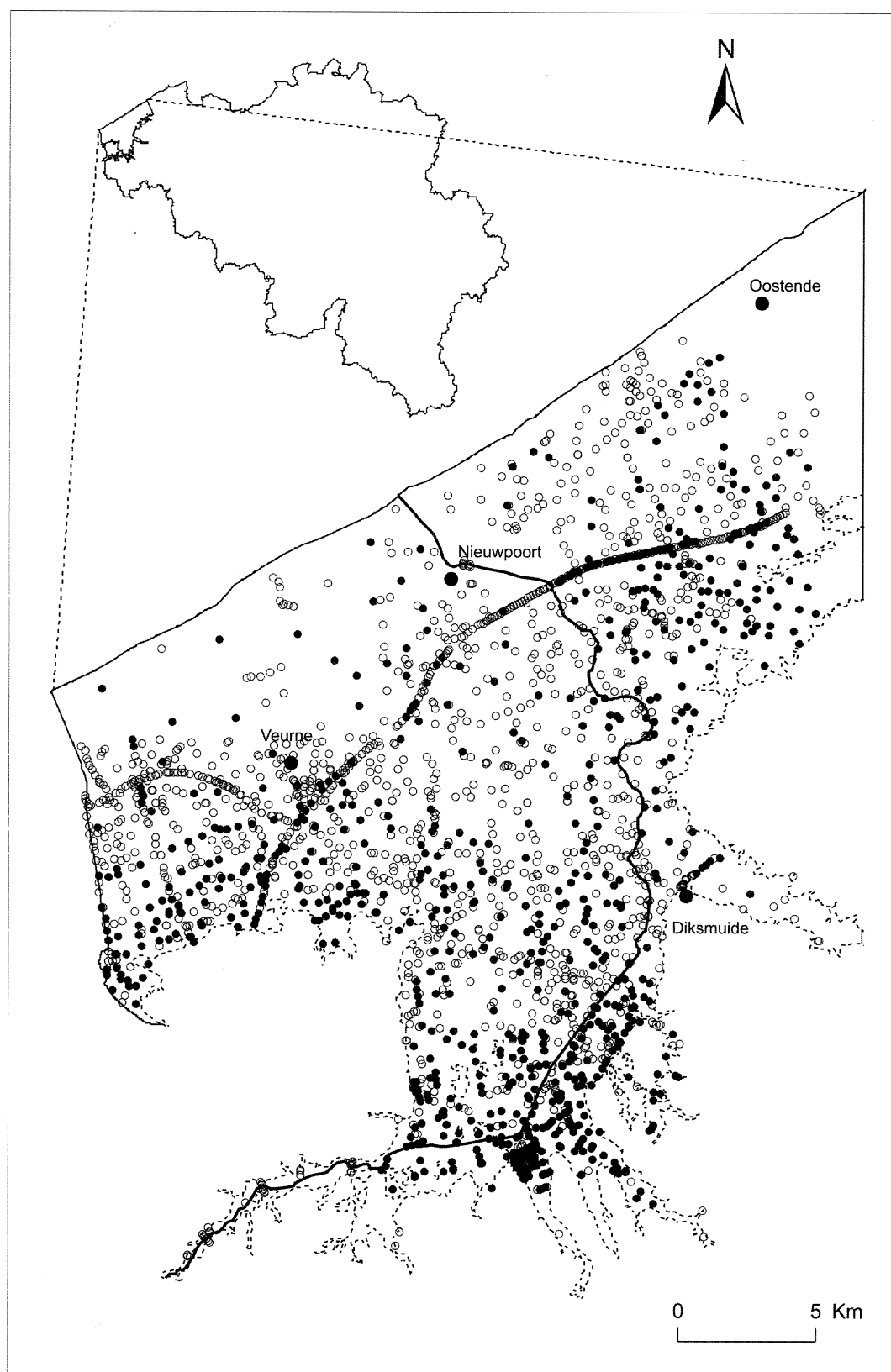


Fig. 2.1
Kaart van de westelijke kustvlakte met locatie van de boringen. Zwarte en open cirkels geven aan of de Pleistocene ondergrond respectievelijk wel of niet bereikt werd.

3. Algemene geologische achtergrond en opvullingsmechanisme van de kustvlakte

Het is onmogelijk om het huidige landschap te begrijpen zonder de ontstaans- geschiedenis te kennen. De ontstaansgeschiedenis van de kustvlakte is een complexe opvullingsgeschiedenis die niet zo maar vertaald kan worden in een eenvoudige opeenvolging van transgressies en regressies. Daarom zal de opvullingsgeschiedenis van de westelijke Belgische kustvlakte hier in het kort geschetst worden.

3.1. De opvulling van de paleovallei van de IJzer

De huidige kustvlakte is het resultaat van een complexe opvulling die 10.000 jaar geleden begon na de Laatste IJstijd toen het peil van de oceanen en zeeën 110 to 130 m lager stond dan vandaag. De westelijke kustvlakte bestond toen uit een fluviatiel landschap gekenmerkt door de paleovallei van de IJzer en haar bijrivieren (Fig. 3.1). De oostelijke kustvlakte was gekenmerkt door het voorkomen van hoger gelegen dekzanden, een situatie die zo gebleven is tot ongeveer 5000 à 6000 jaar geleden. Door de algemene verwarming naar het einde van de ijstijd toe begonnen de ijskappen te smelten en steeg het zeeniveau dat 12.000 jaar geleden al meer dan 80 meter gestegen was. Deze snelle stijging ging uiteraard gepaard met een laterale uitbreiding van de Atlantische Oceaan en de Noordzee naar onze streken toe.

De algemene verwarming en de stijgende zeespiegel hadden ook een gevolg op land waar door de stijgende grondwatertafel de vegetatie geleidelijk aan veranderde in een zoetwatermoeras waarin veen zich opstapelde, het basisveen genaamd. Aanvankelijk kwam het basisveen tot stand in de diepste delen van het Pleistocene fluviatiele landschap (de paleovalleien), maar naarmate de zeespiegel, en dus ook de grondwatertafel bleven stijgen, ontwikkelde het basisveen zich steeds hogerop en steeds meer landwaarts (Fig. 3.2). Het oudste gekende basisveen in de kustvlakte dateert van 9500 jaar geleden. Vroeger dacht men dat dit veen alleen maar in de diepte kon voorkomen en het werd dan ook "veen op grote diepte" genoemd, in tegenstelling tot het oppervlakteveen (zie verder). Dit basisveen kan gedateerd worden door middel van radiokoolstof en we weten ook dat het tot stand kwam op hoogwaterniveau bij springtij. Door het basisveen op opeenvolgende dieptes te dateren, kan de stijging van het zeeniveau in de loop van de tijd achterhaald worden. Het niveau en de ouderdom van dit veen werden dan ook gebruikt voor het opstellen van de relatieve zeespiegelcurve (Fig. 3.3).

In de diepste delen van het toenmalig landschap kwam het basisveen al vlug tot een einde. Ongeveer 9500 jaar geleden bereikte aanvankelijk de Atlantische Oceaan via het Nauw van Kales en 500 jaar later de Noordzee onze streken die vanaf toen onder invloed kwamen te staan van getijden, het spel van steeds wisselend hoog (vloed) en laag (eb) water. Door dit dagelijks patroon van steeds wisselende waterstanden ontstonden de verschillende landschappen of afzettingsmilieus van het getijdengebied, die elk hun specifieke relatie hebben met de hoogte van het water (zie 4. Excursiepunt 1). De slikken en schorren zijn zeer afhankelijk van het waterniveau. Daardoor zijn ze zo dynamisch en gaan ze zich onmiddellijk aanpassen bij de minste verandering van niveau. Naarmate de slikken hoger opslibben, en/of een deel van een geul verlandt, komt het steeds minder onder invloed van het dagelijks getij te staan en kan de schorre zich steeds meer zeewaarts gaan uitbreiden gevolgd door het kustveenmoeras aan de landzijde. Omgekeerd kan een deel van de schorre plots weer onder invloed komen te staan van het dagelijks getij door bv. een geul die zich lateraal verplaatst. Dit deel zal dan ook vrij vlug terug evolueren naar een slikke. Een dergelijke evolutie deed zich voor bij de algemene verhoging van de zeespiegel waardoor geulen steeds verder landwaarts reikten, met als gevolg dat de slikken zich gingen uitbreiden over de voormalige schorre en het basisveen die op hun beurt landwaarts opschoven.

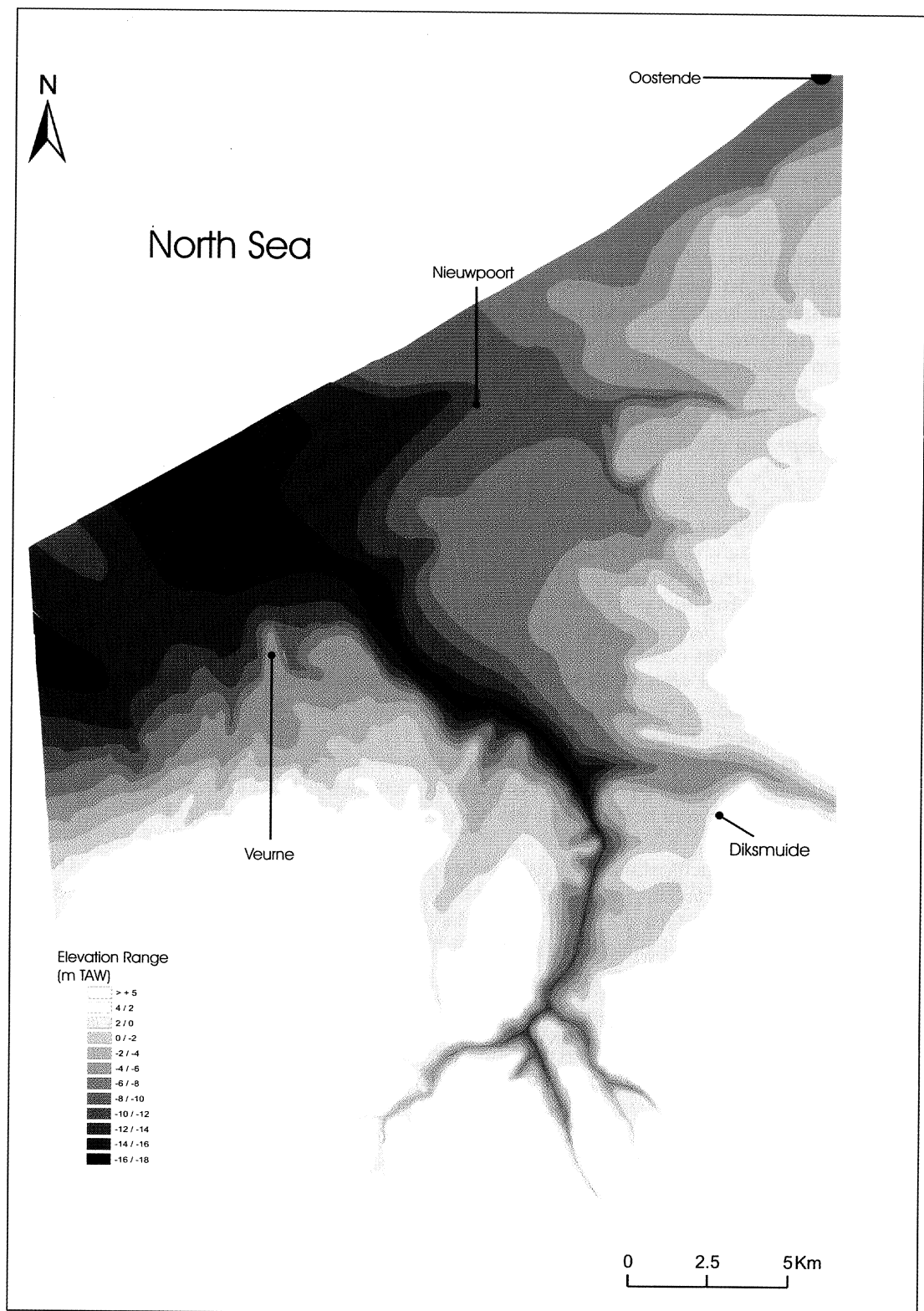


Fig. 3.1

Morfologie van het landschap op het einde van de laatste ijstijd (Pleistoceen). De depressie in het centrum is de paleovallei van de IJzer. Ten oosten van Nieuwpoort ligt het Pleistoceen oppervlak veel hoger dan in het westen. Daardoor is dit gebied veel later beïnvloed geworden door de Holocene transgressie. De kaart is in het noordwesten begrensd door de huidige kustlijn.

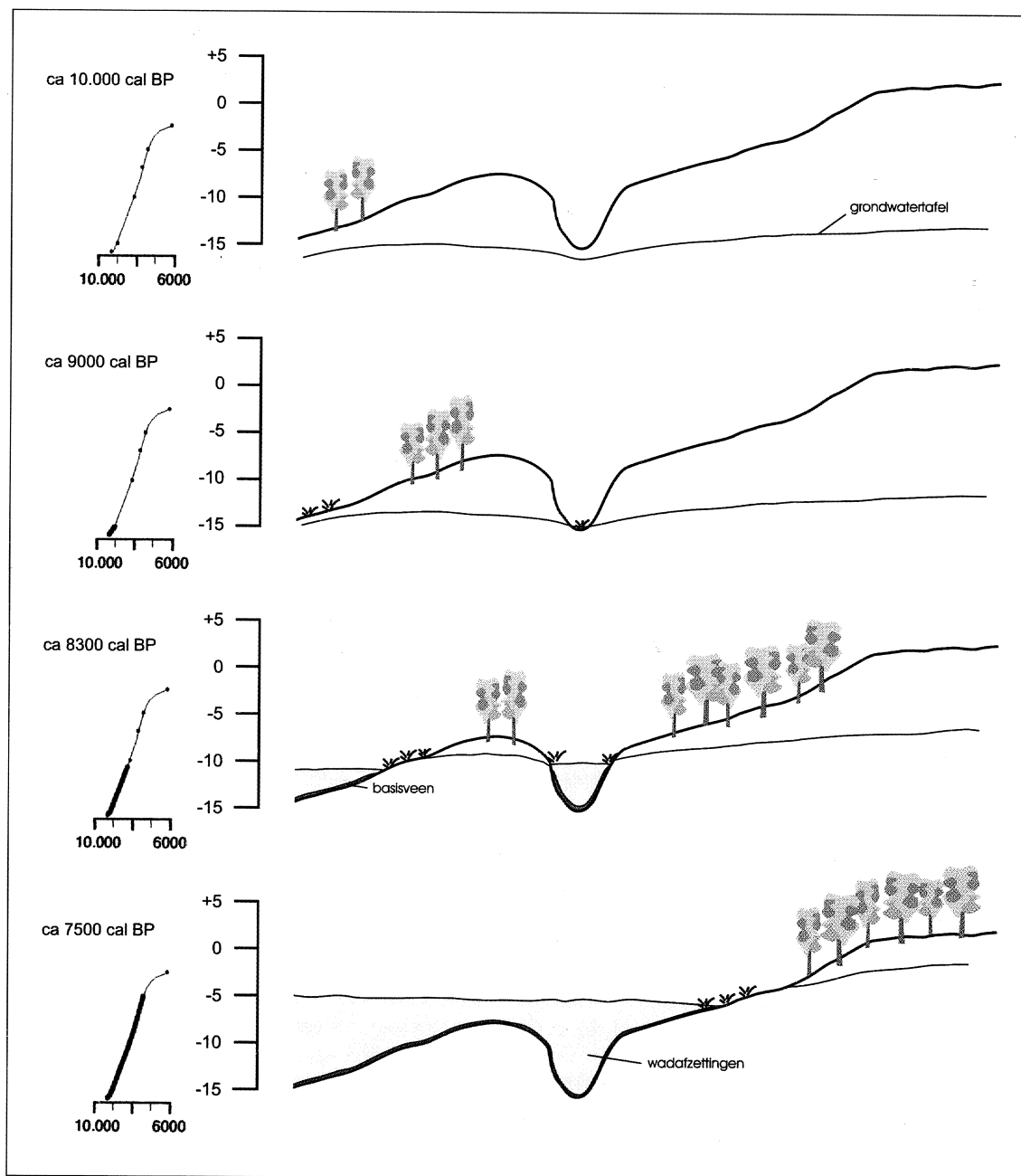


Fig. 3.2
Schematische voorstelling van de landwaartse verschuiving van het basisveen als gevolg van de relatieve zeespiegelstijging in de periode van 10.000 tot 7500 jaar geleden.

In de loop van de ontstaansgeschiedenis hebben er zich voortdurend dergelijke verschuivingen van de verschillende afzettingmilieus voorgedaan. De stuwende kracht achter de verschuivingen was aanvankelijk de stijging van het zeeniveau (Fig. 3.3). De sterke stijging van de zeespiegel in de periode vòòr 7500 jaar geleden (ca. 7 m/1000 jaar) leidde tot een aanzienlijke landwaartse verschuiving van het getijdengebied samen met de afzetting van een bijna 10 m dik pakket zand en klei. Op de schorre kwamen vegetatieniveautjes tot stand die geen tijd hadden om tot veen te evolueren omdat ze na nog geen honderd jaar weer bedekt werden door de klei van de opschuivende slikke (Fig. 3.4).

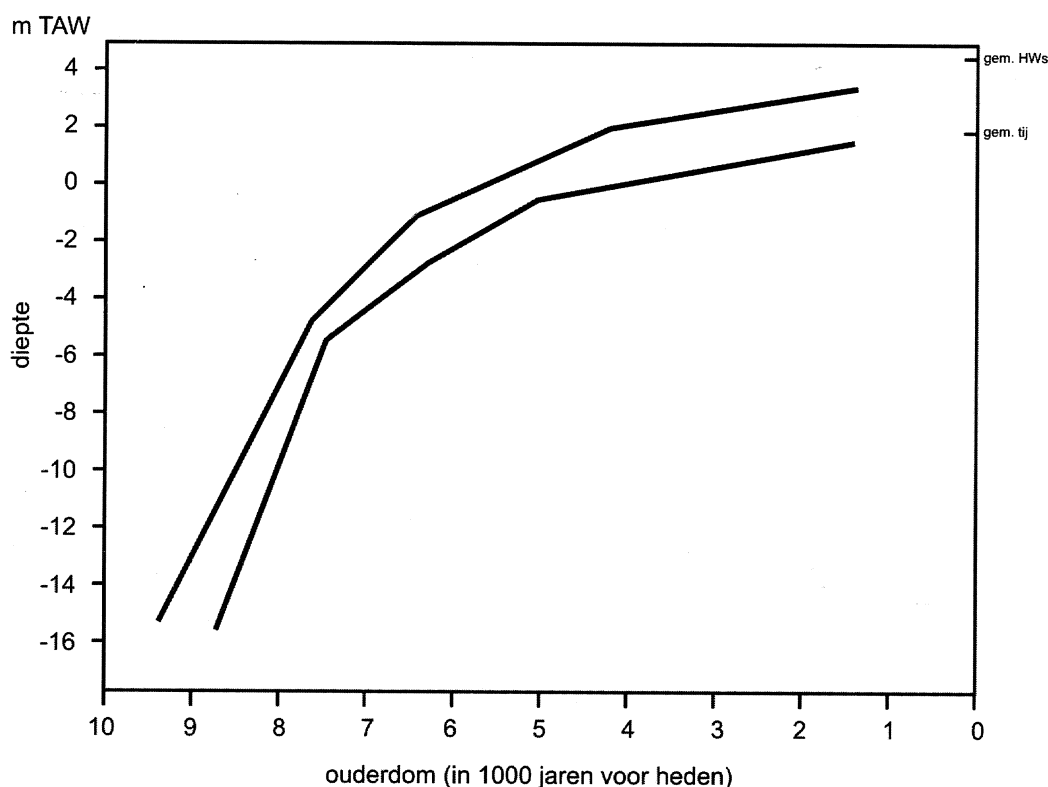


Fig. 3.3

Curve van de relatieve zeespiegelstijging weergegeven aan de hand van een enveloppe voor minimum- en maximumniveau.

Een merkelijke vertraging van de zeespiegelstijging (ca. 4 tot 2.5 m/1000 jaar) omstreeks 7500-7000 jaar geleden bracht enige verandering teweeg in het getijdengebied. Delen van het wad geraakten voldoende hoog opgeslibt en werden niet meer zo geregeld overspoeld door het getij. Daardoor kon er zich een dunne zoetwaterlaag vormen juist onder de schorre en kwamen er al vrij vlug zoetwatermoerassen tot stand waarin vooral riet groeide dat zich opstapelde tot veen. Op die manier ontstonden lokale verlandingsveentjes, aanvankelijk enkele cm dik en van korte duur. De zeespiegelstijging, weliswaar verminderd, bleef de opvulling van het gebied nog steeds domineren en in de nabijheid van de talrijke getijdengeulen werd onverminderd zand en klei afgezet. Die geulen verplaatsten zich in de loop van de tijd, steeds op zoek a.h.w. naar ruimte om hun water en sediment kwijt te geraken. De lokale veengebieden waren zo'n gebied bij uitstek omdat die, verstoken van sediment gedurende enkele eeuwen, op een iets lager niveau lagen dan de opgeslibde gebieden rondom de geulen. Op die manier veranderden de veengebieden weer in wad en konden de door de geul verlaten gebieden op hun beurt evolueren naar slikke, schorre en zoetwatermoeras.

Dit mechanisme van opvulling waarbij de getijdengeulen een primordiale rol speelden, heeft ertoe geleid dat de afzettingen van de kustvlakte, afgezet in de periode tussen ca. 7500 en 5500 jaar geleden, hoofdzakelijk bestaan uit een afwisseling van wadsedimenten met veenlaagjes. Juist omwille van de rol van de geulen zijn in het zeewaarts gebied minder en dunnere verlandingsvenen dan in het meer landwaartse gedeelte van de vlakte waar ze frequenter en dikker zijn. Dit is ook de oorzaak waarom in het zeewaarts gebied van de westelijke Belgische en de noord Franse kustvlakte slechts één enkele veenlaag voorkomt (het oppervlakte veen). Dit was destijds de aanleiding om de Holocene sedimenten onder te verdelen in twee afzettingen, nl. de Calais en de Dunkerque afzettingen gescheiden door het oppervlakte veen. De afzettingen van de kustvlakte mogen echter niet voorgesteld worden als een opeenstapeling van lagen regelmatig verspreid over het gehele gebied zoals een stapel pannenkoeken.

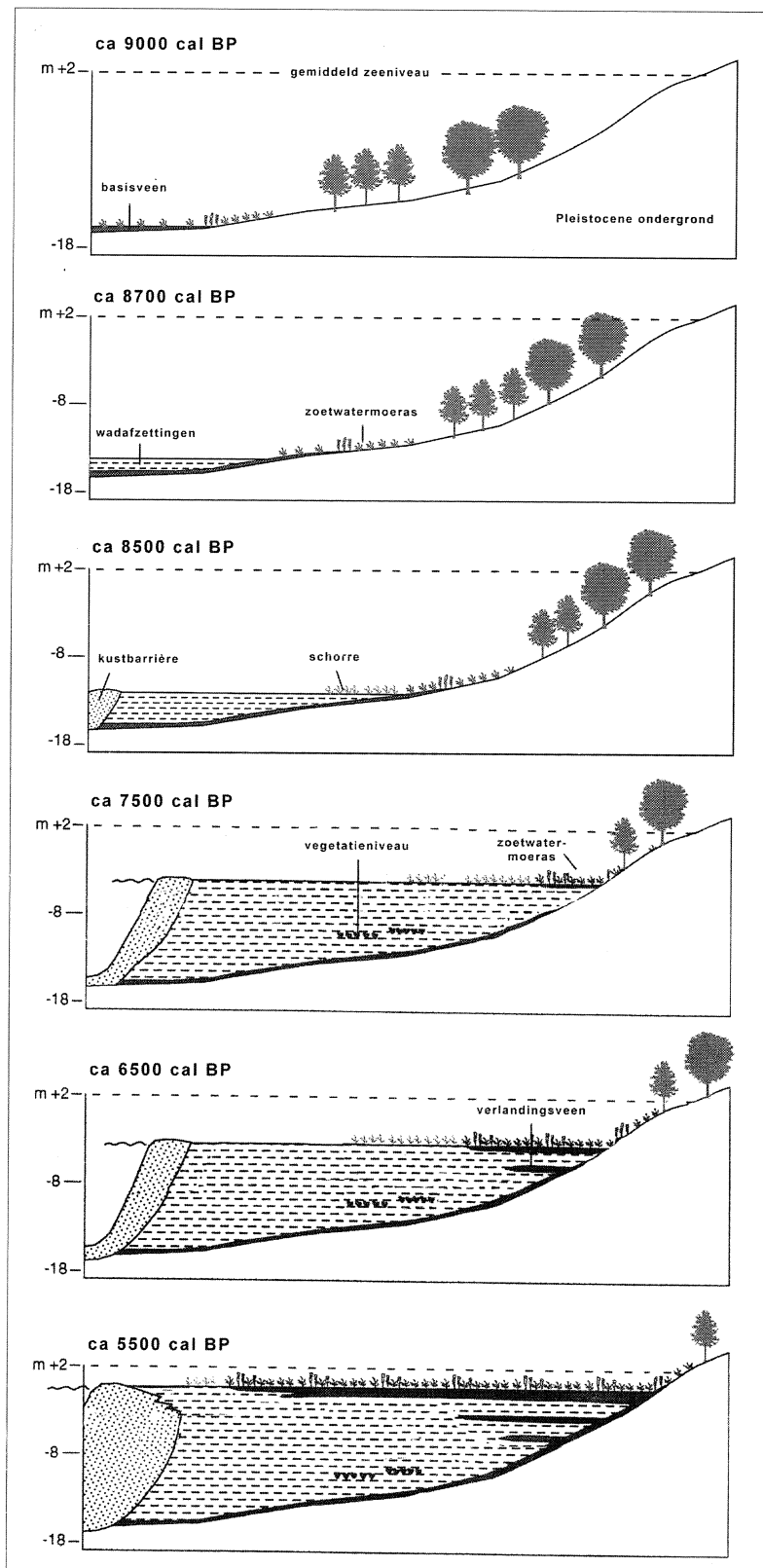


Fig. 3.4
Schematische voorstelling van de opvulling van de kustvlakte in relatie tot de stijging van het zeeniveau in de periode 9000 tot 5500 jaar geleden.

Omdat de zeespiegelstijging bleef afzwakken, verliest ze naar het einde van deze periode toe haar rol van stuwende kracht met als gevolg dat de veengebieden steeds uitgebreider worden en langer kunnen stand houden. Een tweede merkelijke vertraging van de stijging (ca. 1 tot 0.7m/1000 jaar) omstreeks 5500-5000 jaar geleden heeft ertoe bijgedragen dat het veen (thans 1 à 3 m dik) nagenoeg ongestoord kon blijven groeien en opstapelen gedurende 2000 à 3000 jaar. In de landwaartse gebieden begon dit veen zich al te ontwikkelen rond 6400 jaar geleden, terwijl dit in de meer zeewaartse gebieden ruim 1500 jaar later gebeurde. Dit veengebied kende ook een enorme laterale uitbreiding, want tegen 4800 jaar geleden was nagenoeg de hele vlakte omgevormd tot kustveenmoeras behalve het gebied van De Moeren (in het uiterste westen) en het toenmalige zeewaarts gebied waar zand en klei verder werden afgezet in de omgeving van de zeegaten. De kustvlakte strekte zich toen trouwens verder zeewaarts uit dan tegenwoordig, waarschijnlijk zelfs een 2 à 3-tal kilometers.

3.2. De laatste opvullingsfase

De laat Holocene afzettingen werden in detail bestudeerd door middel van sedimentologisch onderzoek en radiokoolstof dateringen in tijdelijke ontsluitingen in de nabijheid van getijdengeulen. Het was de bedoeling om na te gaan of de variatie in de lithologie al dan niet door een fluctuerende zeespiegel (transgressies en regressies) werd veroorzaakt zoals in de klassieke Belgische literatuur werd (en soms nog steeds wordt) beschreven.

Het einde van de veengroei blijft nog steeds problematisch, zowel de periode als de oorzaak ervan. De reconstructie van de relatieve zeespiegelstijging toont aan dat er geen plotse zeespiegelstijging is geweest. De zeespiegel steeg nog steeds met dezelfde, sterk afgezwakte trend als tijdens de veenvorming. Een combinatie van verschillende factoren zorgde ervoor dat het getijdensysteem terug het land kon binnendringen. Door de uitbouw van de kust waren de meeste voorraden van sediment uitgeput waardoor de vooroever terug geërodeerd werd (dit wordt thans ervaren als kusterosie). De menselijke activiteiten (veen delven en drainage van het veengebied) in de IJzertijd en de Romeinse periode veroorzaakten compactie van het veen met als gevolg dat lokaal het oppervlak onder hoogwater niveau kwam te liggen. In de periode dat het oppervlakte veen zich ontwikkelde, gebeurde de zoetwaterafvoer via de getijgeulen die weliswaar hoog opgeslibt waren. Door waarschijnlijk een verhoging van waterafvoer vanuit het binnenland, veroorzaakt door een verhoging van de neerslag omstreeks 2800 jaar geleden, en waarschijnlijk ook door ontbossing in de IJzertijd, werden de geulen gedeeltelijk uitgeschuurd. Daardoor kon het getij het kustveenmoeras binnendringen.

Aanvankelijk werd het veen overstroomd in de directe nabijheid van de getijdengeulen. Dit gebeurde met zwakke erosie van het veen langsheen de randen van de geulen waardoor het veen ontwaterde. Bovendien bracht het zoute water aldaar de veengroei tot een einde waardoor het zijn vermogen verloor om water vast te houden. Beide oorzaken hadden inklinking (compactie) als gevolg wat voor extra afzettingsruimte zorgde waarbij zich tijdelijk een intertidaal gebied op het veen ontwikkelde langsheen de randen van de geulen. Alhoewel de erosie aanvankelijk zwak was, had ze vèrstrekkende gevolgen. Beetje bij beetje veroorzaakte de erosie drainage en compactie van steeds grotere veengebieden. Het oppervlak van het kustveenmoeras kwam daardoor in een lagere positie te liggen, althans in de omgeving van de geulen. Het gevolg daarvan was een geleidelijke vergroting van de komberging van de geulen die zich daaraan aanpasten door vergroting van hun doorsnede waardoor ze vertikaal diep gingen insnijden (Fig. 3.5). Het zand van de midden Holocene getijgeulen en het Pleistoceen zand werd op die manier tot op grote diepte herwerkt en opnieuw in de geul afgezet samen met brokken veen. De jonge geulen hadden immers dezelfde locatie ingenomen als hun voorgangers (Fig. 3.6). Tijdens deze erosieve fase breidde het netwerk van geulen zich steeds verder uit vanwege de steeds groter wordende komberging. Zo kwamen meer en steeds grotere delen van het kustveenmoeras in lagere positie te liggen zodat uiteindelijk het netwerk van geulen nagenoeg het gehele kustveenmoeras beïnvloedde. Een tijdshiaat van ca. 1000 jaar tussen de top van het veen en de bovenliggende sedimenten wijst erop dat langsheen de geulen het veen in subtidale positie kwam te liggen, dwz steeds onder water met een minimum aan sedimentatie (Fig. 3.7). Al het beschikbare sediment werd gebruikt om de geulen op te vullen. Daarenboven was tijdens de 2 à 3000 jaar van

onafgebroken veengroei de zeespiegel gestegen met ongeveer 2 meter. Dit betekent dat er een enorme afzettingsruimte moest opgevuld worden vooraleer er een dynamisch evenwicht tot stand kon komen tussen het toenmalig zeeniveau, de aanvoer van sediment en de komberging. Omdat een groot volume aan sediment noodzakelijk was, werden de getijdendelta's en de vooroever geërodeerd. Dit leidde tot een landwaartse verschuiving van de kustlijn en erosie van het wad in de zeewaartse gebieden. Pas in de periode 1400-1200 jaar geleden (750-550 AD) was dit dynamisch evenwicht bereikt waardoor de geulen in intertidale positie kwamen en het grootste deel van de vlakte kon evolueren naar slikke en schorre. In de meest landwaartse gebieden kon het veen blijven doorgroeien tot ongeveer 1600-1500 jaar geleden (350-450 AD). Omdat de vlakte terug in inter- en supratidale positie kwam te liggen en de zeespiegelstijging heel zwak was, werd geen nieuwe bergingsruimte meer gecreëerd. Daardoor gingen de geulen lateraal migreren. De sedimenten in de geul en van het aangrenzend wad werden daarbij ondiep geërodeerd en herwerkt. Deze erosie gebeurde weliswaar niet gelijktijdig bij alle geulen. Deze herwerking verklaart de variaties in de sedimenten die het oppervlakte veen bedekken. Daarbij moet er rekening mee gehouden worden dat niet iedere geul op dezelfde manier reageerde vanwege het samenspel van lokale factoren die hun dynamiek bepaalde. De variaties in de lithologie en de periode waarin die tot stand kwamen, zijn derhalve niet identiek. Lithologische veranderingen worden niet veroorzaakt door één enkele factor, maar zijn het resultaat van het samenspel van alle bepalende factoren. Daarom zijn de lithologische veranderingen en de periode van de veranderingen niet identiek over het gehele gebied. Het is heel waarschijnlijk dat de Dunkerque transgressies in het leven werden geroepen door de Bodemkartering om die variaties te verklaren. Dit is niet zo verwonderlijk omdat in die periode (rond 1950) de kennis van de sedimentatieprocessen in een getijdengebied nagenoeg niet gekend waren.

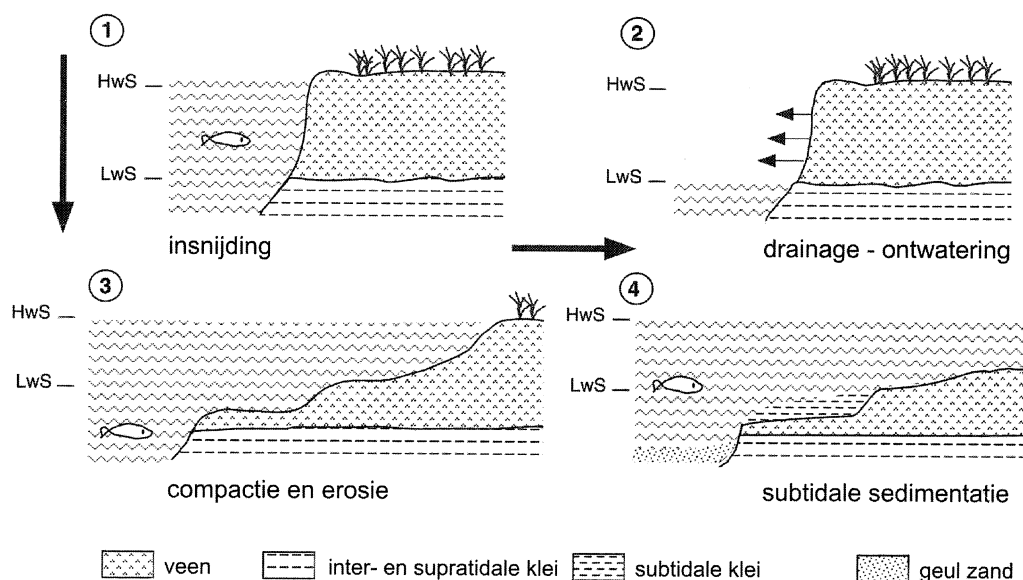


Fig. 3.5
Schematische voorstelling van ontwatering en compactie van het veen door verticale erosie van de laat-Holocene getijgeulen.

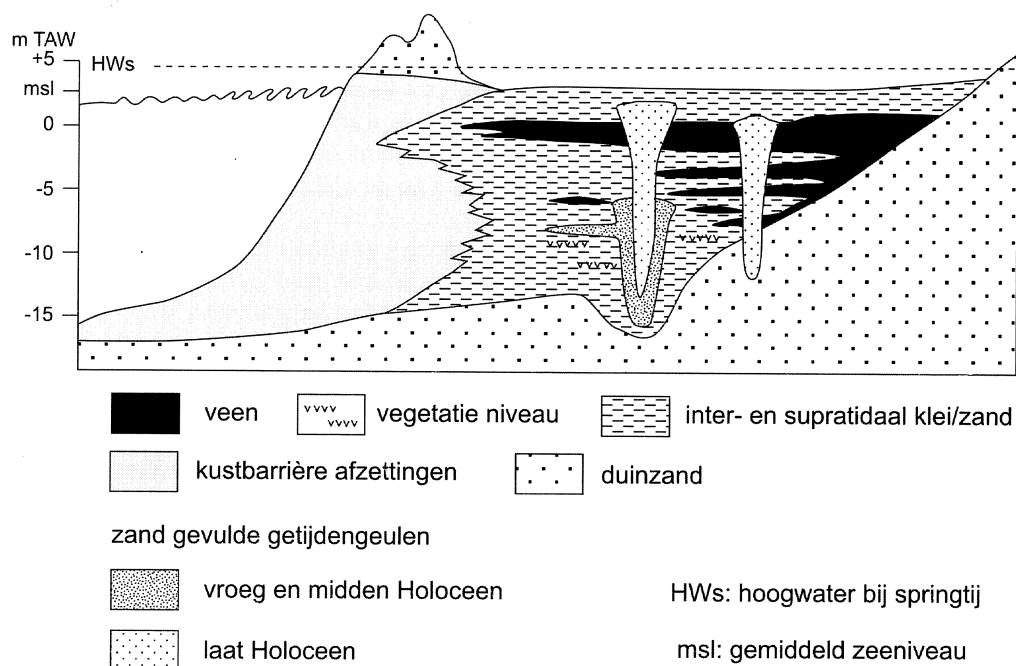


Fig. 3.6

Schematische doorsnede van de kustvlakte afzettingen en van de diepe verticale insnijding van de laat-Holocene getijdgeulen waarvan sommigen dezelfde locatie hebben ingenomen als de vroeg en midden Holoceene geulen.

Niettegenstaande de mens het gebied begon in te dijken, bleven nog grote delen van de geulen actief. De gebieden beïnvloed door de IJzer konden pas na 650 AD tot schorre evolueren. Zeewaarts was dat nog iets later, want op de plaats waar thans Oostende ligt, was een geul nog actief in de periode rond 860-750 AD. De finale verlanding van het zeegat van de IJzer te Nieuwpoort waarna het door duinzand werd bedekt, gebeurde rond 1450 AD. In de streek rond Veurne gebeurde de finale verlanding van een geul rond 1400 AD. Dit betekent dat in dit gebied tijdens de middeleeuwen er nog altijd sediment werd afgezet in de kreek van het schorgebied. Volgens het klassieke Dunkerque model was dit gebied van de zee afgesloten door een zeedijk waardoor het nooit meer overstromd werd door de D-III transgressie (11^e eeuw).

Het einde van de opvullingsgeschiedenis van het gebied werd mede in de hand gewerkt toen de mens de vlakte beetje bij beetje begon in te dijken. Dit veroorzaakte een progressieve verkleining van de komberging wat, samen met het feit dat de geul nagenoeg volledig was opgevuld, maakte dat het stormvloedniveau in de open gebleven geulen aanzienlijk toenam. De bedijking impliceerde daarenboven dat de mens de waterafvoer moest verzorgen via grachten en sluizen. Het graven van het drainagesysteem veroorzaakte (differentiële) compactie van de bovenste afzettingen en een verlaging van het oppervlak. Niet alleen het veen, maar alle sedimenten in de ondergrond van de kustvlakte zijn verzadigd aan water en bijgevolg gevoelig voor samendrukbaarheid of compactie wat het gevolg is van ontwatering en/of belasting. Ook de intense veenuitgravingen van de middeleeuwen hadden hetzelfde effect. De doorbraak van een dijk bij hevige storm resulteerde dan ook in catastrofale overstromingen. Deze historisch goed gedocumenteerde overstromingen van na 1000 AD (Vos en van Heeringen, 1997) werden destijds geïnterpreteerd als de Duinkerke-III transgressie. Ze werden echter hoofdzakelijk door menselijke activiteiten veroorzaakt.

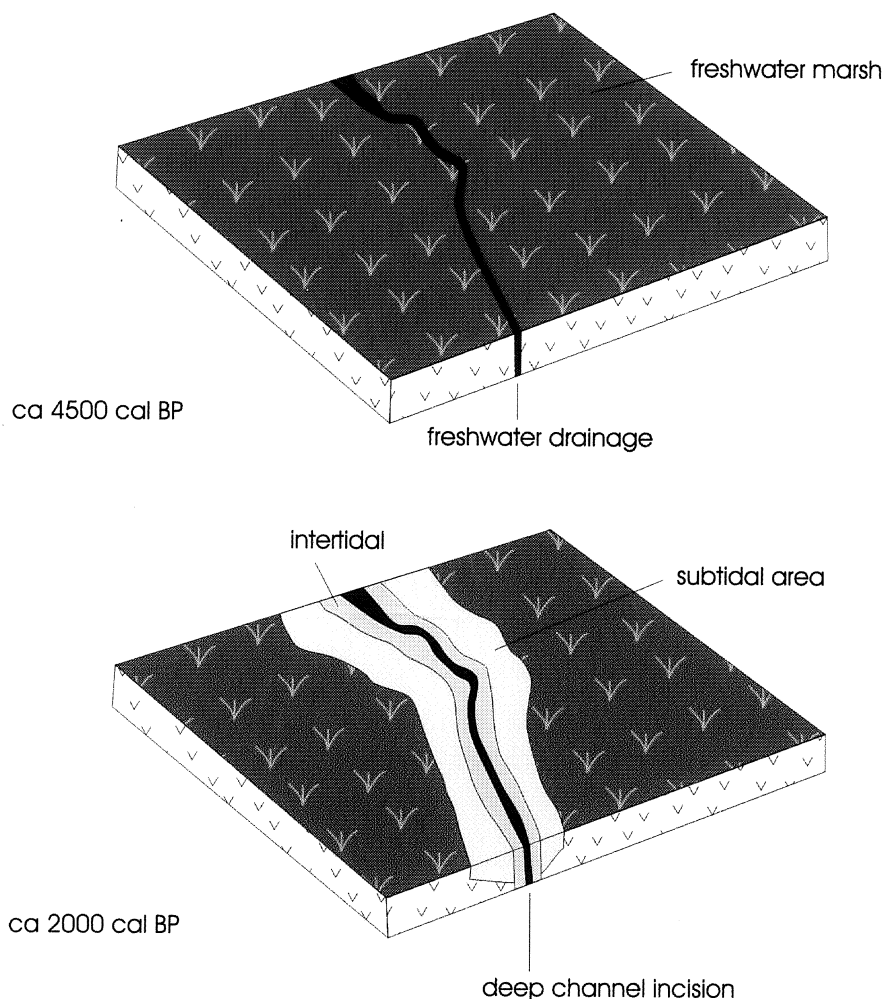


Fig. 3.7

Schematische voorstelling van de verticale insnijding van de laat-Holocene getijgeulen in het kustveenmoeras. Door ontwatering en compactie kwam het oppervlak van het moeras in de nabijheid van de geul in subtidale positie te liggen.

De differentiële compactie van de bovenste afzettingen vanwege de drainage door de mens is o.a. de oorzaak van het typische micro-reliëf dat te zien is waar de landbouw en de verkavelingen het oppervlak nog niet te veel verstoord of geëgaliseerd hebben. Differentiële compactie is het verschillend samengedrukt worden van sediment in functie van hun specifieke kenmerken. De verschillende sedimenten compacteren immers niet in dezelfde mate. Zo compacteert veen ongeveer twee maal meer dan klei, en 20 keer meer dan zand. Zand daarentegen is relatief weinig samendrukbaar. Traditioneel (en ingevoerd door de Bodemkartering in de jaren 1950) wordt dit micro-reliëf omschreven als "inversie van het reliëf". Ook in de aardrijkskunde schoolboeken is het nu nog steeds terug te vinden wanneer men het heeft over de bodemgenese of bodemvorming in de polders. Dit fenomeen heeft echter niets te maken met bodemvorming, maar met een louter geotechnisch aspect. Het werd destijds verklaard aan de hand van selectieve sedimentatie waarbij zand wordt afgezet in de kreek en klei in de komgronden. Na bedijking vond dan inversie van het reliëf plaats doordat de veenlaag veel sterker inklinkt dan het zand van de kreek dat op het oorspronkelijk niveau blijft liggen. Op die manier ontstonden de "kreekkruggen".

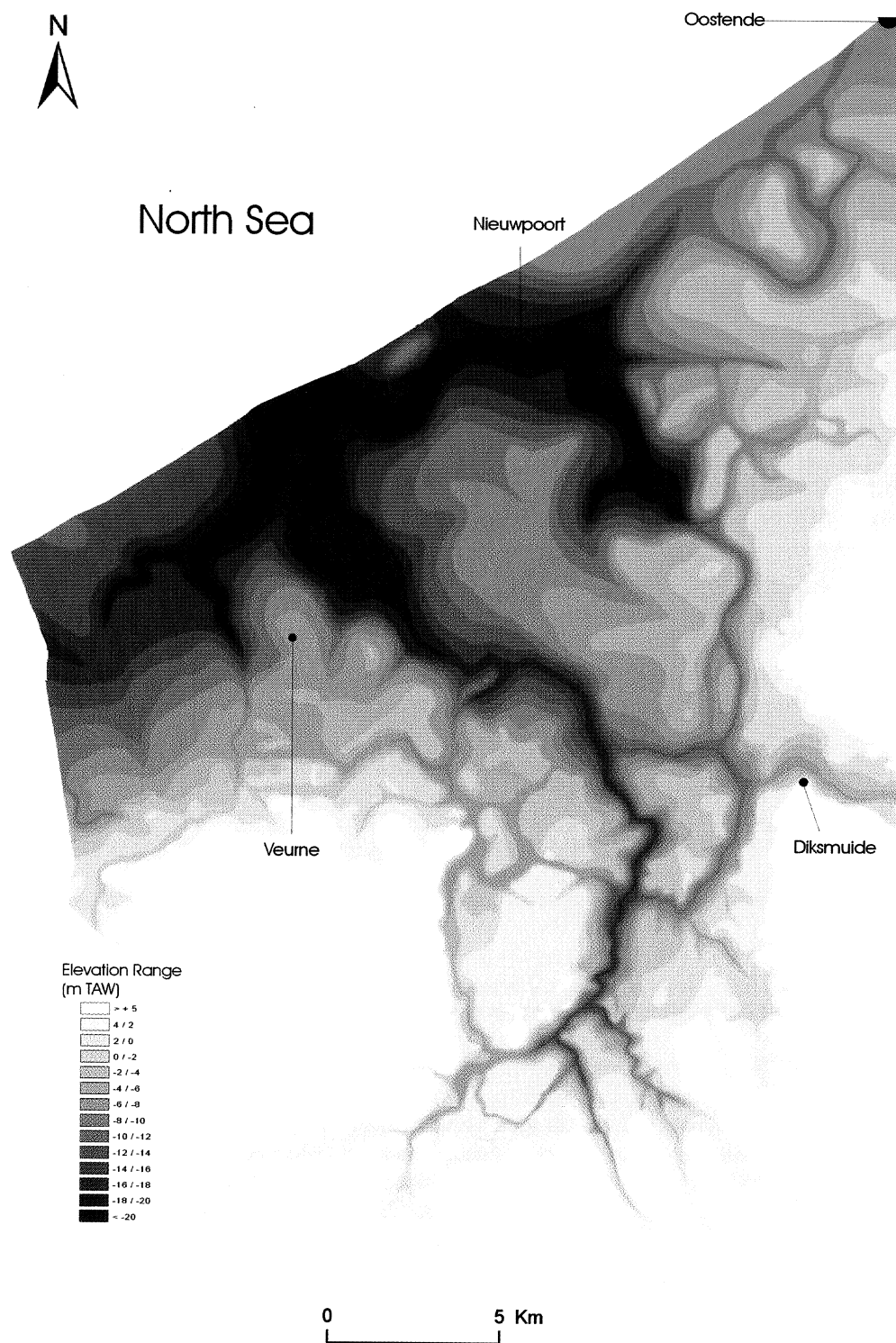


Fig. 3.8

Reliëfkaart van de basis van de Holocene sedimenten waarop de verticale insnijding van de jonge getijgeulen tot uiting komt (vergelijk met Fig. 3.1).

Deze verklaring is inmiddels achterhaald. Het verschil in samendrukbaarheid van de verschillende sedimenten is wel degelijk correct, maar de oorsprong van het micro-reliëf is veel complexer. Het zand werd niet afgezet in de krekken, maar in grote getijdengeulen waarbij zeker geen selectieve sedimentatie plaats vond. Het oppervlakte veen compacteerde niet als gevolg van de bedijkingen. Het compacteerde zo'n 2000 jaar vroeger toen het getijdensysteem terug de vlakte binnendrong waarbij getijdengeulen diepe verticale uitschuringen veroorzaakten (Fig. 3.8). Aan de randen van de geulen werd toen het veen geërodeerd wat resulteerde in een geleidelijke ontwatering van het veengebied met compactie tot gevolg. Deze geulen werden gevuld met zand dat wel 25 m dik kan zijn. Het indijken vanaf de middeleeuwen en vooral de kunstmatige drainage die daarbij noodzakelijk was, heeft de compactie van het bovenliggend kleipakket veroorzaakt. De met zand gevulde geulen kwamen toen in reliëf te staan. De drainagesystemen waren in die tijd overigens niet zo diep waardoor het veen niet boven de grondwatertafel kwam te liggen.

Het zijn echter niet alleen de met zand gevulde geulen die tot uiting komen in de morfologie. Ook de diepere Holocene sedimenten compacteren op natuurlijke wijze door de belasting vanwege de bovenliggende lagen. Gebieden waar een depressie in de Pleistocene ondergrond voorkomt, bv. een paleovallei die opgevuld is met een dik pakket klei en veen, zal een iets lagere topografie vertonen en ook de diepere afzettingen liggen niet meer op hun oorspronkelijk niveau (Fig. 3.9). Omgekeerd komen dikke zandpakketten van vroeg-Holocene geulen die in de diepere ondergrond voorkomen, tot uiting in een hogere topografie. Ook de plaatsen waar de relatief geconsolideerde Pleistocene ondergrond op een hoog niveau ligt en bijgevolg bedekt is met slechts een dun pakket Holocene sedimenten, staan meer in reliëf dan die plaatsen waar de Holocene afzettingen een grotere dikte hebben. Op het Vlaams Digitaal Terrein Model komt dit micro-reliëf zeer duidelijk tot uiting. De verleiding is dan ook groot om op basis van het model de met zand gevulde geulen te gaan detecteren. Wil men echter geen verkeerd beeld bekomen, dan moet ook rekening gehouden worden met heel wat andere geologische gegevens.

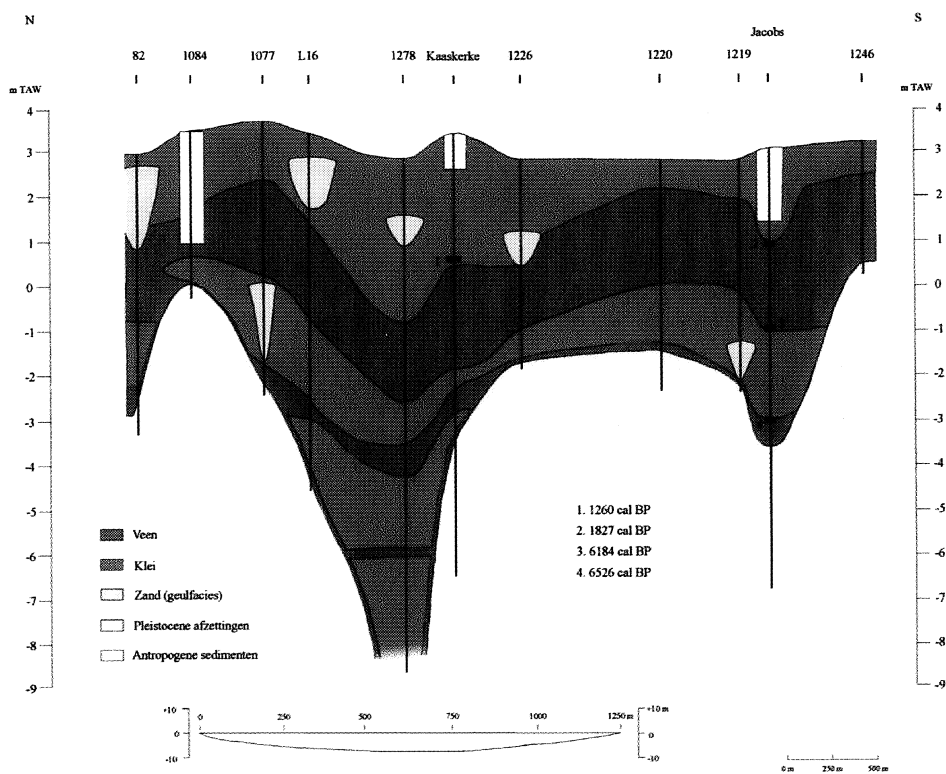
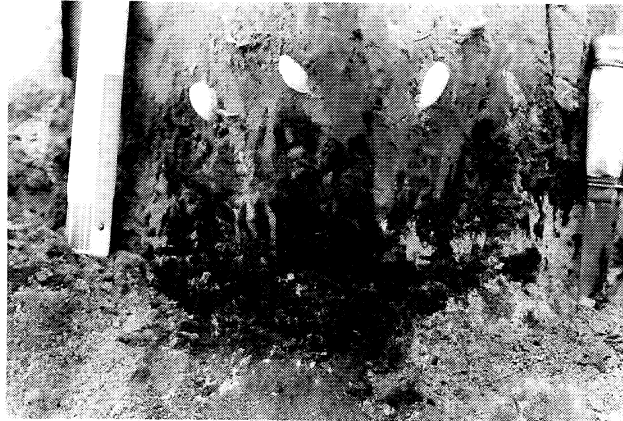


Fig. 3.9
Dwarsdoorsnede door een kleine paleovallei opgevuld met veen en slappe klei. Door de natuurlijke compactie door belasting liggen de afzettingen niet meer op hun oorspronkelijk niveau.

**Foto 1.**

Basisveen bedekt met slikke sedimenten waarin de typische *Scrobicularia plana* voorkomen. De bioturbatie die tot in het basisveen reikt, wijst erop dat de schelpen in levenspositie zitten en dat het basisveen zonder erosie geleidelijk aan werd bedekt. (Veurne, ontsluiting Suikerfabriek)

**Foto 2.**

Erosie van het oppervlakteveen door een laat Holocene getijdengeul met chaotische opvulling met talrijke veenbrokken. Op de geulopvulling ontwikkelde zich een vegetatiehorizont gedateerd op 2375 cal BP. Onderaan op de foto is eveneens een verlandingsveen zichtbaar. De basis werd gedateerd op 6835 cal BP. (Veurne, ontsluiting Suikerfabriek)

**Foto 3.**

Vertikale insnijding van een laat Holocene getijdengeul opgevuld met zand. Onderaan is de zandopvulling onderhevig aan liquefactie. (Adinkerke)

4. Excursiepunt 1: Het estuarium van de IJzer te Nieuwpoort: een getijdengebied

Afhankelijk van de ligging van een gebied ten opzichte van de gemiddelde hoog- en laagwaterniveaus, spreekt men van intertidaal (tussen hoog- en laagwaterlijn), supratidaal (boven hoogwaterlijn) of subtidaal gebied (onder laagwaterlijn). Elk gebied heeft zijn eigen karakteristieken (Fig. 4.1).

Het intertidaal gebied wordt gekenmerkt door slikken en ligt onder hoogwaterniveau maar boven laagwaterniveau. Slikken worden met andere woorden dagelijks tweemaal door vloed overspoeld en vallen min of meer droog bij laagwater. Op die manier wordt iedere keer een laagje sediment afgezet dat echter niet meer dan enkele millimeters dik is. Daarom spreekt men van een zeer dunne ritmische gelaagdheid. Het sediment van de slikken is overwegend kleilig. Alleen de uiterst fijne deeltjes bezinken er tijdens de kentering, d.i. de periode van nagenoeg totale rust in het water net vóór het water weer terugstroomt. Nabij de geulen of dicht bij zee - waar de stroming wat harder tekeer gaat - wordt iets grover materiaal, nl. fijn zand afgezet (zandwad). De slikken bezitten een zeer rijke bodemfauna, niet zozeer qua soortenaantal, maar vooral qua aantal. Duizenden schelpdieren, wormen en kreeftachtigen leven er net onder de oppervlakte, elk op hun uitverkoren niveau. Het is dan ook niet te verwonderen dat men thans in de slootwanden niveaus vindt met talrijke platte slijkgapers (*Scrobicularia plana*) of kokkels (*Cerastoderma edule*). Een concentratie van kokkels en wadslakjes (*Hydrobia*) vindt men meestal aan de basis van een geul. Slijkgapers daarentegen worden meestal in levenspositie in de klei gevonden.

Het supratidaal gebied of de schorre, ook wel kwelder genoemd, bevindt zich aan het hoger gelegen, landwaartse gedeelte van de slikken en ligt boven gemiddeld hoogwaterniveau. De schorre zelf wordt nog enkel overspoeld bij springvloed of bij extreem hoge waterstanden. De schorre is vooral gekenmerkt door haar intense begroeiing met zoutminnende planten die bij overstroming de sedimenten vangen. Een schorre komt tot stand wanneer het landwaarts gedeelte van de slikken voldoende hoog is opgeslibd zodat het niet meer dagelijks door hoogtij wordt overspoeld. Deze iets hoger liggende platen worden dan vrij vlug gekoloniseerd door zoutminnende planten (de pioniers) en vormen eilandjes. Deze gaan zich op hun beurt ophogen doordat, wanneer ze toch nog overspoeld worden, de vegetatie de fijne sedimentdeeltjes in het water gaat vangen. Die eilandjes gaan dan als het ware dicht naar mekaar toegroeien en op die manier een schorre vormen. In de opengebleven, iets lagere delen, blijft het water in- en uitstromen bij eb en vloed. Deze kleine depressies zullen de krekken worden naarmate het schorreoppervlak hoger komt te liggen.

Wanneer ook de schorre samen met de krekken hoog genoeg zijn opgeslibd, worden ze in het landwaarts gedeelte nagenoeg nooit meer overstromd door het getij. Daardoor komt een dunne zoetwaterlens in de ondergrond tot stand en zal er zich een kustveenmoeras ontwikkelen door kolonisatie met riet. Wanneer het gebied echter niet nat genoeg is (bv. door een te zwakke zeespiegelstijging) zal de schorre verder evolueren tot zoutweide in plaats van kustveenmoeras.

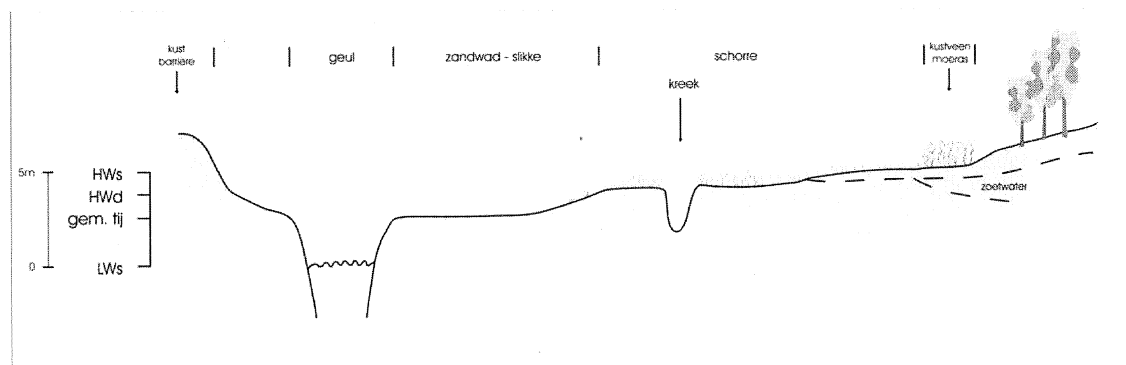


Fig. 4.1
Schematische voorstelling van de verschillende landschappen van het getijdengebied in relatie met de waterstanden. HWs: gemiddeld hoogwater bij springtij; HWD: gemiddeld hoogwater bij doortij; LWS: gemiddeld laagwater bij springtij.

De getijdengeulen zijn veruit het belangrijkste element in een wadgebied en komen voor in het subtidaal gedeelte. Ze brengen bij vloed het zeewater, geladen met fijn zand en klei, via zeegaten het gebied binnen waar ze zich vertakken in steeds kleinere geulen. Bij eb stroomt het water terug zeewaarts. De geulen komen echter nooit droog te liggen. Hoe groter de getijdenamplitude (verschil tussen hoog- en laagwater), en hoe groter het getijdengebied, des te breder en dieper de geulen zijn. Daartegenover staat dat wanneer het getijdengebied voldoende hoog opgeslibd geraakt (in relatie tot het gemiddeld zeeniveau), zijn overstromingsgebied (of komberging) aanzienlijk vermindert. Bij eb en vloed zal immers minder water door de geul moeten stromen waardoor deze snel gaat opvullen of verlanden en bijgevolg zal evolueren naar een slikke.

Het wadgebied wordt van de open zee gescheiden door de kustbarrière. Dit is een massa zand die zich uitstrekt tot 1 à 2 km zeewaarts. Het zichtbare gedeelte, strand en duin, zijn eigenlijk maar een klein deel ervan. De zeevaartse grens wordt gevormd door de vooroever. Ook de getijdendelta's die aan de zeegaten voorkomen, behoren ertoe. Het merkwaardige aan de kustbarrière is dat die een tijdelijk karakter heeft omdat ze in dynamisch evenwicht is met de zeespiegel. Bij een relatieve zeespiegelstijging wordt zand van de vooroever geërodeerd en in het wadgebied gebracht. Dit gebeurt via de zeegaten en door golven die over de kustbarrière slaan. Op die manier schuift de kustbarrière geleidelijk aan landwaarts en kan ook het wad verder opvullen in relatie met het stijgend zeeniveau. Wanneer echter het grootste deel van het wad opgevuld is tot hoogwaterniveau bij springtij en de relatieve zeespiegelstijging zwak is, is er geen bergingsruimte voor sediment meer. Daardoor gaat de kustbarrière zeewaarts opschuiven of uitbouwen. Dit kan alleen wanneer er nog voldoende sediment aanwezig is. Dergelijke situatie deed zich voor in de periode dat het oppervlakteveen zich ontwikkelde (zie 3.1). Dit dynamisch karakter verklaart ook waarom duinen zich pas goed kunnen ontwikkelen op de kustbarrière wanneer de relatieve zeespiegelstijging stabiel of slechts heel zwak is. Bij een sterke stijging wordt het opgewaaide zand door de overtoppende golven geërodeerd en in het wad afgezet. Het klassieke verhaal dat bij een transgressie de duinen doorbroken worden en de hele vlakte overstromd wordt, klopt niet met de realiteit.



Foto 4.

Overgang van slikke met pioniers naar schorre, doorkruist door een kleine getijdengeul met grote veenbrokken in.

5. Excursie punt 2: Zoutenaai: De opvulling van de paleovallei van de IJzer

Het landschap in dit gebied dat waarschijnlijk nog maar weinig veranderd is sinds de bedijkingen in de middeleeuwen, laat niets vermoeden van de sterke variaties in de ondergrond. Het belangrijkste kenmerk van dit gebied is de aanwezigheid van de paleovallei van de IJzer waardoor het reliëf van de Pleistocene ondergrond op korte afstand sterke variaties vertoont. Dit is ook het geval voor de Holocene opvulling die hier bestaat uit een afwisseling van getijdenafzettingen met veen rustend op het basisveen en geërodeerd door jonge getijdengeulen.

Enkele dwarsdoorsneden (Fig. 5.1) worden hier toegelicht om duidelijk te maken hoe sterk de variaties over soms zeer korte afstand zijn en hoe complex de geometrie van de afzettingen is. De dwarsdoorsneden bevestigen dat een zeer dicht boornet noodzakelijk is om de opvullingsgeschiedenis te kunnen begrijpen en dat één enkele boring niet representatief kan zijn voor het geheel.

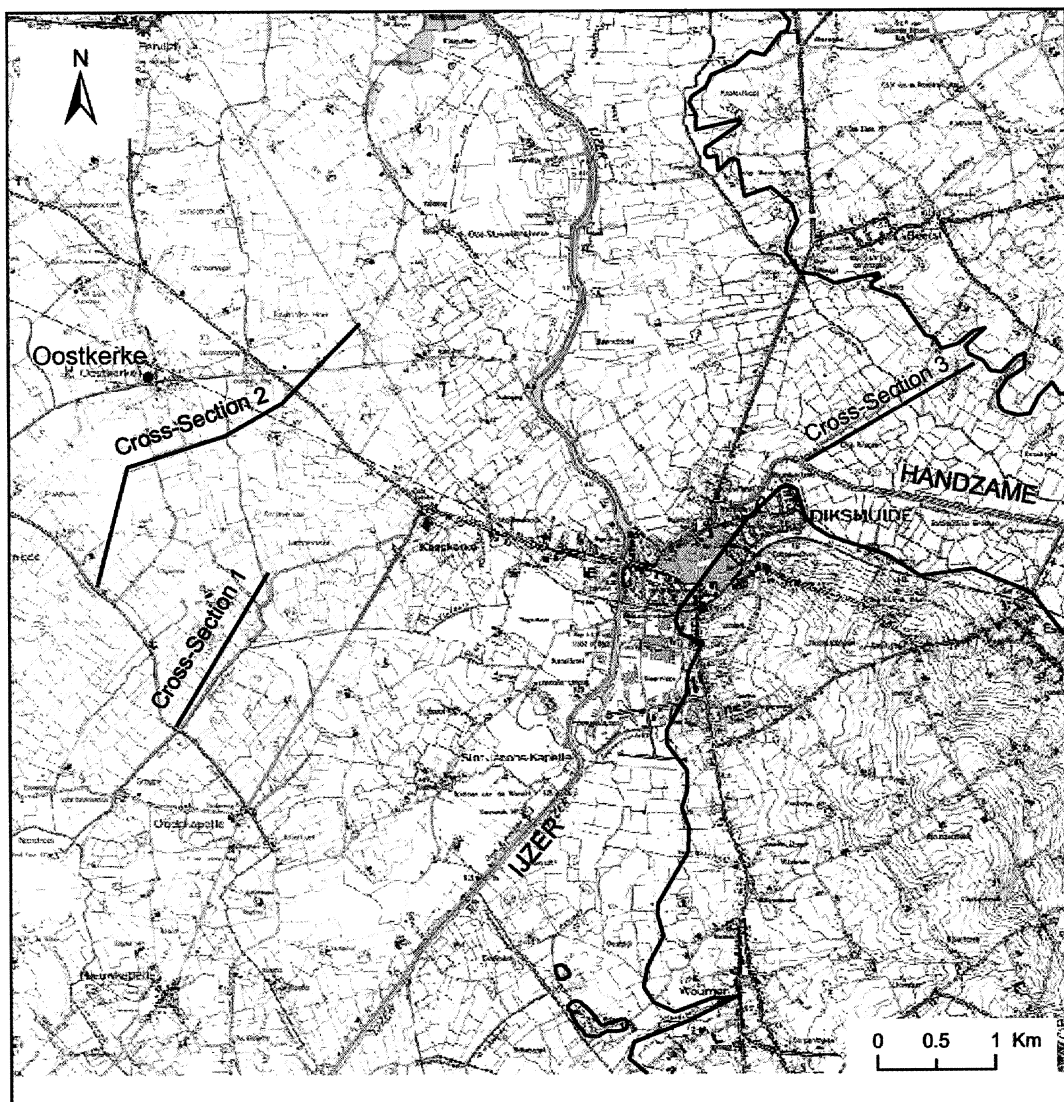


Fig 5.1

Kaart van het centrale deel van de westelijke kustvlakte met locatie van de dwarsdoorsneden en boring Oostkerke.

De Pleistocene ondergrond (cf. Fig. 3.1)

De morfologie van het pré-Holoceen oppervlak is één van de belangrijkste factoren die de geometrie van de verschillende afzettingen bepaalt. Het landschap bestond hier uit een drainage patroon van vier relatief kleine rivieren die in het centrale deel samenkomen en een zuidoost-noordwest depressie vormen. Deze depressie werd geïnterpreteerd als paleovallei van de IJzer. Het is noemenswaardig te melden dat de huidige rivier thans gelocaliseerd is ten oosten van de paleovallei. Waarom en wanneer dit gebeurde, werd nog niet achterhaald.

De Holocene opvullingssequentie

In de eerste dwarsdoorsnede (Fig. 5.2) is de paleovallei vrij smal. Alhoewel de boringen de Pleistocene/Holocene grens hier niet bereiken, kon uit de diepe mechanisch gestoken boringen in de omgeving alsook uit de profieltypenkaart en het hellend reliëf van de Pleistocene ondergrond afgeleid worden dat de paleovallei gelocaliseerd is tussen de boringen 1251 en 813. Vanaf het begin van de Holocene transgressie werd de paleovallei (niet erosief) ingenomen door een getijdengeul. In deze doorsnede werd de geul niet aangeboord. Fig. 5.3 toont de geulafzettingen van boring Oostkerke die in de nabijheid werd uitgevoerd. Aanwijzingen voor de aanwezigheid van een getijdengeul in de dwarsdoorsnede is het voorkomen van het pakket gelaagde klei/silt/zand rond -4 m in boring 1227 en tussen ca. -1 en -2 m in boring 1251. De grotere dikte van het veen pakket in NNE richting is waarschijnlijk te verklaren door een laterale verschuiving van de geul in SSW richting. Boring 1221 toont een met zand gevulde jonge getijdengeul die op dezelfde locatie ligt dan de vroeg en midden Holocene geul.

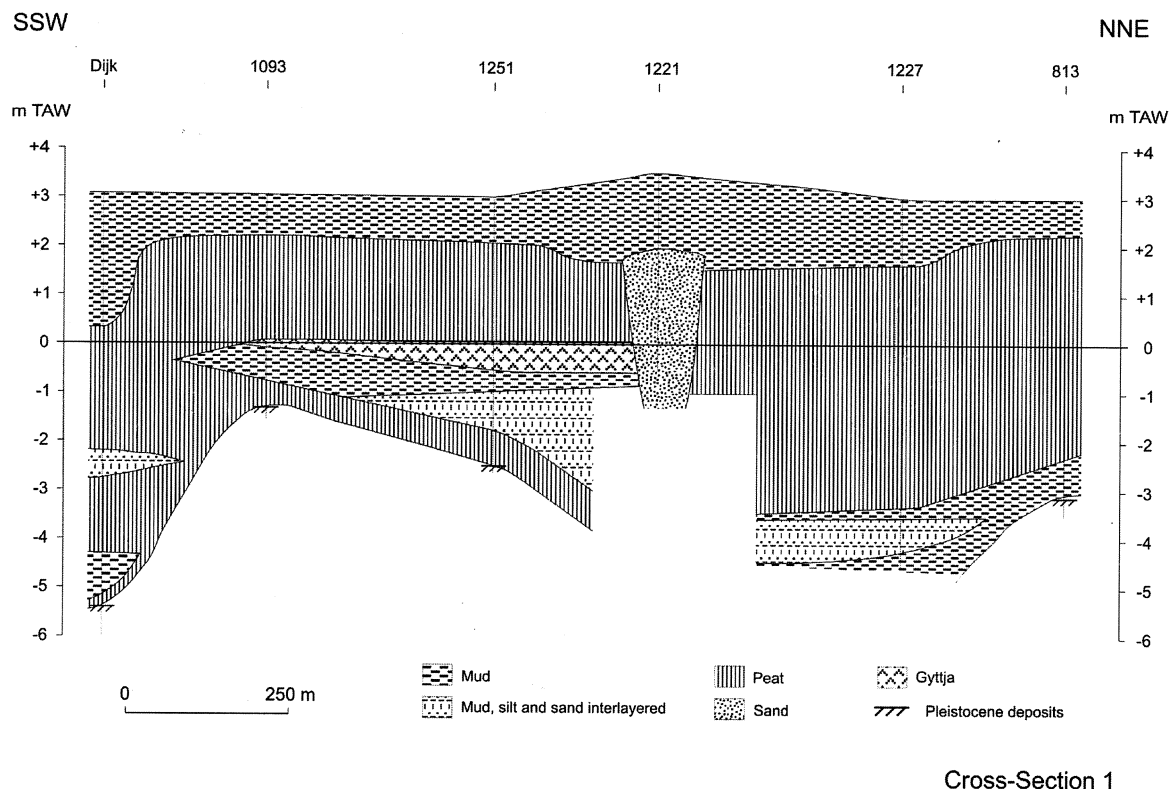


Fig. 5.2
Dwarsdoorsnede 1.

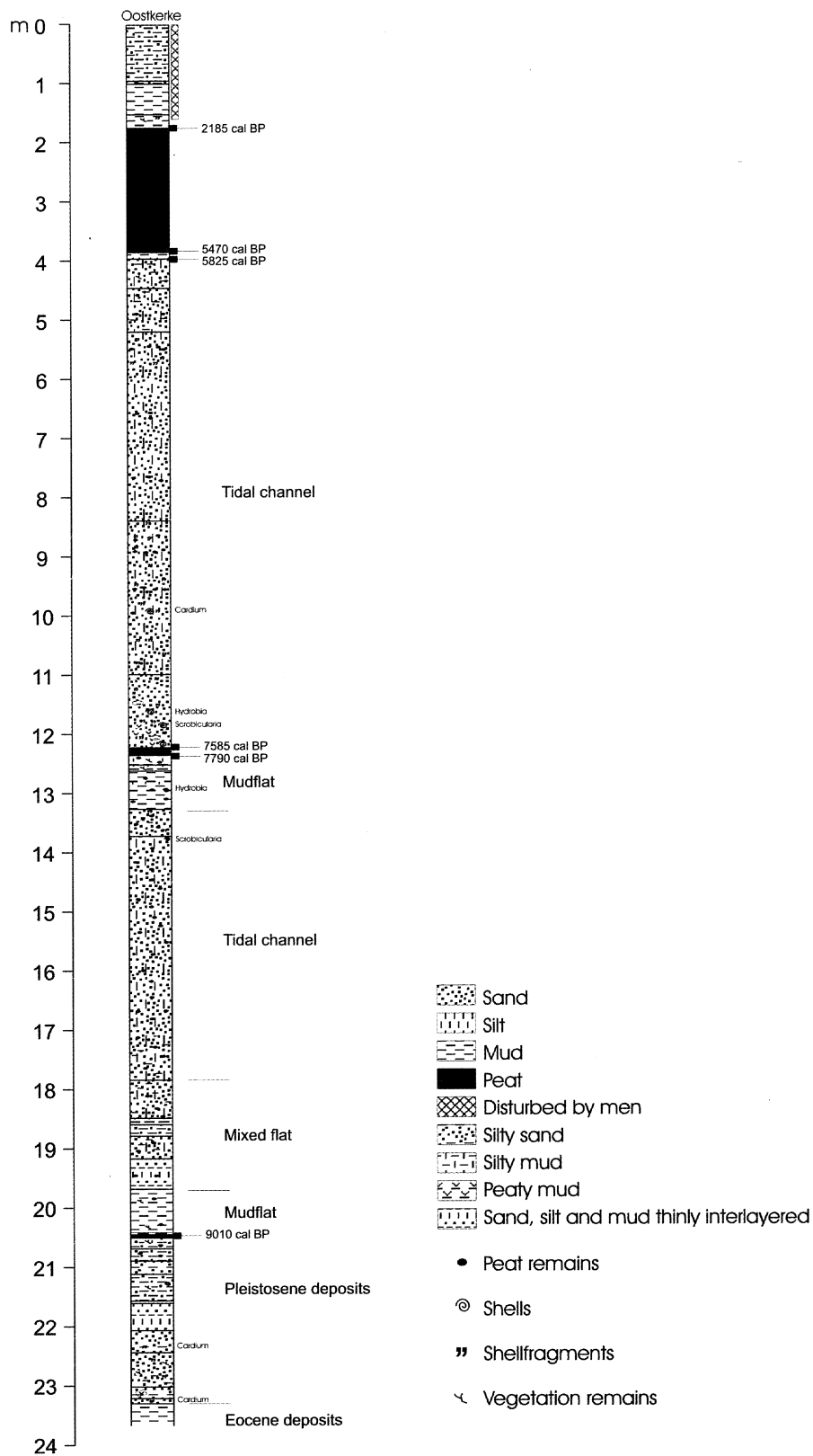
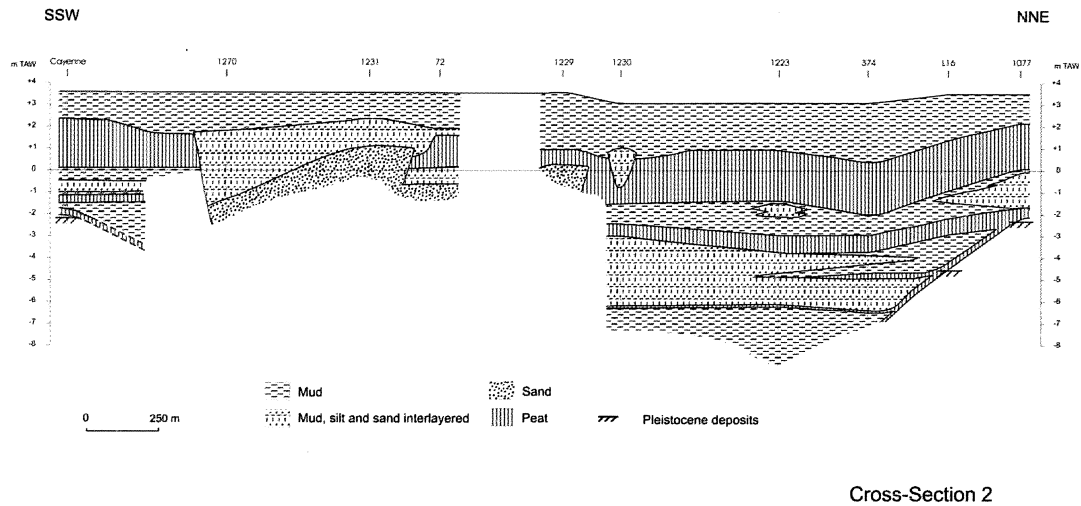


Fig. 5.3
Tekening van de boring Oostkerke.

Dwarsdoorsnede 2 (Fig. 5.4) kruist het gebied waar de paleovallei van de IJzer samen komt met die van de Handzame (Fig. 5.1). Boringen 72 en 1229 tonen geulafzettingen bedekt met veen wat erop wijst dat dit geen jonge geul is. Alhoewel de geul ook hier niet werd aangeboord, wijst het pakket gelaagde klei/silt/zand op de aanwezigheid ervan in de directe nabijheid. In tegenstelling tot dwarsdoorsnede 1, komen hier tot vier geïntercaleerde veenlagen voor.



Cross-Section 2

Fig. 5.4
Dwarsdoorsnede 2.

De dwarsdoorsnede door de Handzame vallei (Figs. 5.5, 5.1) toont de paleovallei met een tamelijk steile helling. De opvulling ervan met hoofdzakelijk veen bewijst dat de vallei niet tijdens het Holoceen werd gevormd, maar tijdens de lage zeespiegelstand van de laatste ijstijd. Een vergelijking van de drie profielen toont duidelijk dat er geen regelmaat is betreffende aantal veenlagen en de niveaus waarop ze ontwikkelden. Dit is een duidelijk bewijs dat de vorming van een kustveenmoeras niet veroorzaakt werd door een verlaging van de zeespiegel zoals in de klassieke Belgische literatuur dikwijls werd geschreven.

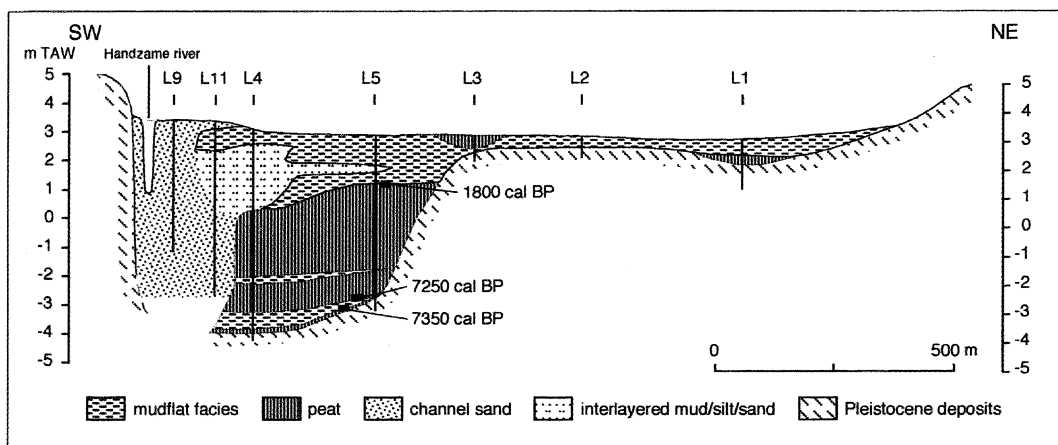


Fig. 5.5
Dwarsdoorsnede van de paleovallei van de Handzame.

6. Excursiepunt 3: Het strand te De Panne: Enkele bedenkingen bij kusterosie

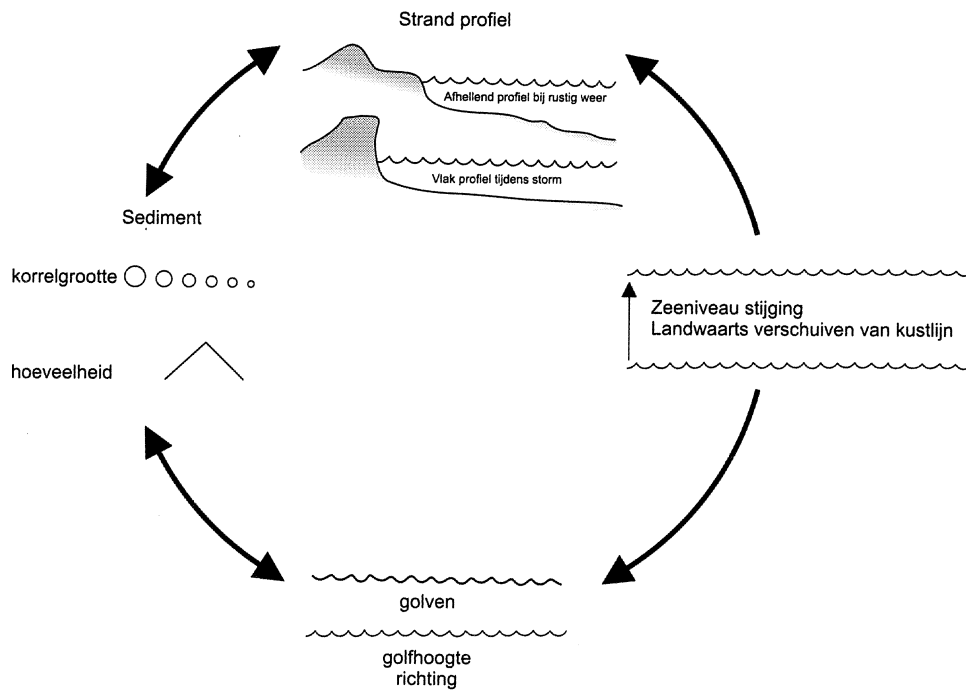
6.1. Kusterosie veroorzaakt door de mens

Strand en duin zijn van oudsher een geliefkoosde plek voor ontspanning. Het kustgebied is daarom ook een zeer interessant oord voor recreatie-ondernemers en projectontwikkelaars, in die mate dat vele kusten thans gekenmerkt zijn door overontwikkeling van toeristische infrastructuur. De Belgische kust is daar een prangend voorbeeld van. Om de nefaste en ernstige gevolgen daarvan te kunnen inschatten, moet de kustdynamiek gekend zijn, wat helaas meestal niet het geval is bij hen die de toelating geven om ieder jaar opnieuw het strand “toeristenklaar” te maken.

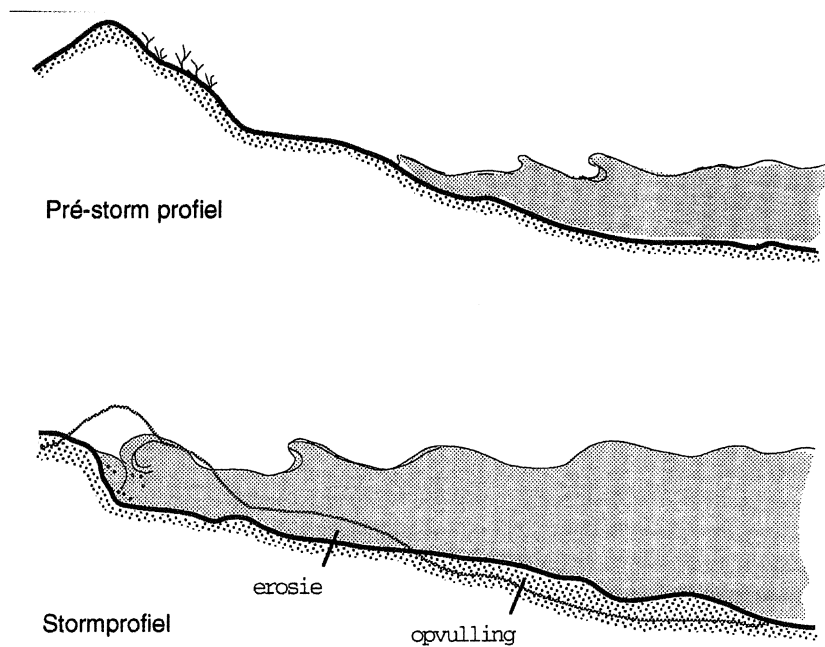
Een kustlijn is geen vaste lijn; niet in tijd en niet in ruimte. De grens tussen land en zee is een landschap in beweging. De kust verandert voortdurend omdat ze wordt gesculpeerd door een variëteit van natuurkrachten. Kustlijnen vormen één van de meest fragiele natuurlandschappen op aarde. Het is één van de meest dynamische zones waar sediment voortdurend in beweging is; iedere korrel zand wordt steeds opnieuw en opnieuw verplaatst.

Ieder stukje zandstrand is uniek op zichzelf, maar er zijn een aantal regels die het profiel van het strand bepalen (Fig. 6.1). De veranderingen van een strandprofiel worden bepaald door vier factoren: 1. korrelgrootte en hoeveelheid sediment die beschikbaar is; 2. golfklimaat (golftype, -energie, -richting); 3. vorm van het strandprofiel; 4. zeeniveau. Deze vier factoren hebben een nauwe onderlinge relatie. Een zeer typisch voorbeeld daarvan is de relatie korrelgrootte – vorm van het strand. Grint of grofkorrelige stranden vertonen een steil profiel. Fijn-zandige stranden hebben daartegenover een zeer zachte helling. Vanwege de controle van deze vier factoren is het profiel op ieder ogenblik op weg naar een evenwicht. Dit evenwicht wordt nooit bereikt omdat de voorwaarden te vlug veranderen (o.a. golven, het getij). Maar over een lange periode beschouwd, kan men zeggen dat de vorm van het strand stabiel is; daarom spreekt men van een dynamisch evenwicht. De veranderingen vanwege het streven naar een dynamisch evenwicht komen eigenlijk neer op een herverdeling van het volume zand in het strandprofiel. Daarenboven is het strand niet een alleenstaand iets. Het maakt deel uit van de kustbarrière samen met de vooroever, de zeegaten, de getijdendelta's en de duinen. Ook de kustbarrière kent een dynamisch evenwicht vooral in relatie met het zeeniveau. Wanneer het zeeniveau stijgt, zal de kustbarrière daarop reageren door zand van de vooroever te eroderen en terug af te zetten achter de kustbarrière via golven over de duinen (washover) en via de zeegaten. Op die manier schuift de kustbarrière landwaarts op.

Onder normale, kalme weersomstandigheden zal de vorm van het strandprofiel niet veel veranderen. Tijdens stormweer echter zijn de veranderingen meestal plots en soms heel ingrijpend omdat de factoren van het dynamisch evenwicht aanzienlijk veranderen. Vanwege de storm zal de golfhoogte vergroten en het waterniveau in het algemeen stijgen (lage luchtdruk en een grotere hoeveelheid water die naar de kust toe opgestuwd wordt). Het strandprofiel zal zich aan deze nieuwe condities aanpassen. Het is vooral de vooroever die te steil geworden is ten opzichte van de nieuwe condities (grotere waterkolom). Daarom zal het prè-storm strandprofiel vlakker worden gemaakt door ophoging van de zeebodem van de vooroever (Fig. 6.2). Zo wordt een nieuw strandprofiel gecreëerd dat beter voldoet aan de stormcondities. Dit mechanisme is een succesvolle methode van de natuur om op die manier de destructieve stormgolven te doen verminderen door progressief de golven te laten breken en ze te hervormen, nog vòòr ze het droge strand bereiken. De onderwater gelegen brandingsbanken van de vooroever worden op die manier stormbanken die de grootste stormgolven al een flink stuk zeewaarts laten breken.

**Fig. 6.1**

Schematische voorstelling van de factoren die het dynamisch evenwicht van een strand bepalen (naar Pilkey et al., 1983).

**Fig. 6.2**

Schematische voorstelling van de herverdeling van sediment van de zeereep en strand naar dieper water om de vooroever op te hogen tijdens storm.

Dit mechanisme vereist echter een grote hoeveelheid zand. Daarom komt een aanzienlijk sedimenttransport op gang en de gehele zeebodem is in beweging. De enige plaats vanwaar het zand vandaan kan komen, is het droge strand en de zeereep of voorduin die bijgevolg geërodeerd worden. Tijdens deze erosie wordt een verticale klif gevormd in de voorduin (Fig. 6.3) en grijpt een herverdeling van sediment plaats van de duin naar dieper water. Het is duidelijk dat de zeereep zeer functioneel is in dit proces en moet beschouwd worden als een reservoir van zand om het strandprofiel te kunnen in stand houden. Na de storm zal het zand geleidelijk aan terug van de stormbanken naar het droog strand en voorduin gebracht worden door respectievelijk de golven en de wind (Figs. 6.4, 6.3). De hoeveelheid zand die verplaatst wordt, of de graad van erosie, hangt af van de kracht en duur van de storm, maar wordt vooral gedetermineerd door de toestand van de vooroever. Wanneer de vooroever "in slechte staat" is, dwz onvoldoende zand heeft en dus te diep ligt (niet in dynamisch evenwicht is), zal niet alle geërodeerde zand terug gebracht worden naar het droog strand en voorduin en is het fenomeen van structurele erosie, een niet-omkeerbaar proces, in gang geschoten wat leidt tot blijvende achteruitgang of afslag van de eerste duinenrij. Tenzij de mens ingrijpt en een zeeweringsdijk bouwt.

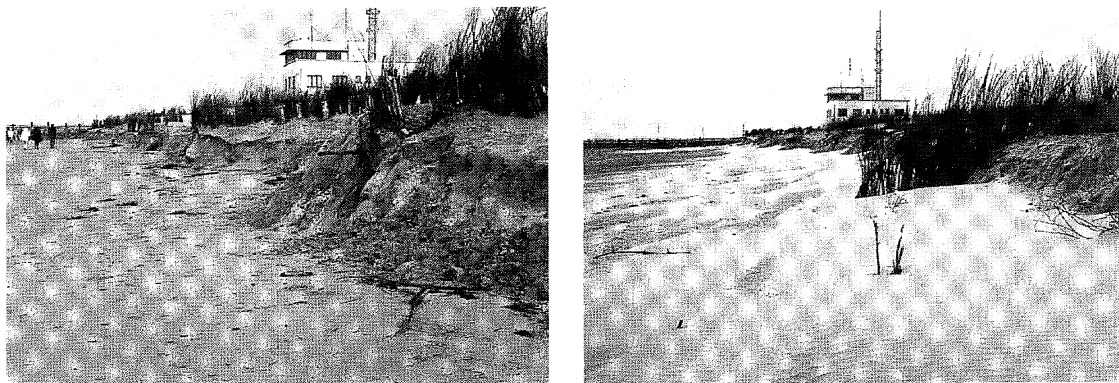


Fig. 6.3

Tijdens de storm wordt door erosie een verticale klif gevormd in de zeereep. Na de storm wordt het zand geleidelijk aan terug van de vooroever naar het droog strand en duin gebracht door golven en wind (Nieuwpoort).

Het strand te De Panne is een schoolvoorbeeld van de nefaste invloed van een zeeweringsdijk. Door het bouwen van een zeeweringsdijk wordt het zand van de voorduin vastgelegd. Het is dus niet meer beschikbaar om de vooroever op te hogen bij stormcondities. Daardoor zal geleidelijk aan het strandprofiel in het zeevaartse gebied steiler en steiler worden, zodanig dat er meer en meer zand nodig zal zijn om bij de volgende stormen de vooroever op te hogen. Iedere storm zal ook hogere golven veroorzaken omdat de waterdiepte steeds groter wordt. Gezien de voorduin niet meer beschikbaar is, wordt het noodzakelijke zand genomen van het droge strand. Dit verplaatste zand wordt bij normale weersomstandigheden echter niet meer terug gebracht naar het droge strand met als gevolg dat deze steeds smaller wordt en uiteindelijk volledig verdwijnt (Fig. 6.5). Het eindresultaat is dat alle golven, groot en klein, met volle energie tegen de zeedijk gaan beuken. De golfenergie is thans geconcentreerd en wordt niet meer verspreid op het strand, maar wordt teruggekaast, wat de kritische situatie nog eens verergert. Zeeweringsdijken zijn dus paradoxaal. Wat beschouwd wordt als bescherming of als verdediging om erosie te stoppen, leidt op lange termijn tot volledige vernietiging van droog strand en voorduin.

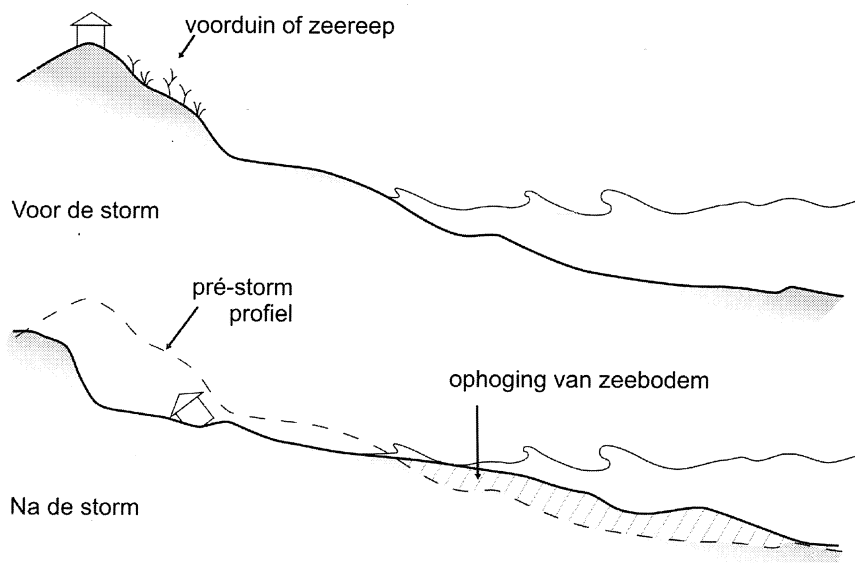


Fig. 6.4
Wonen met zicht op zee is niet zonder risico's.

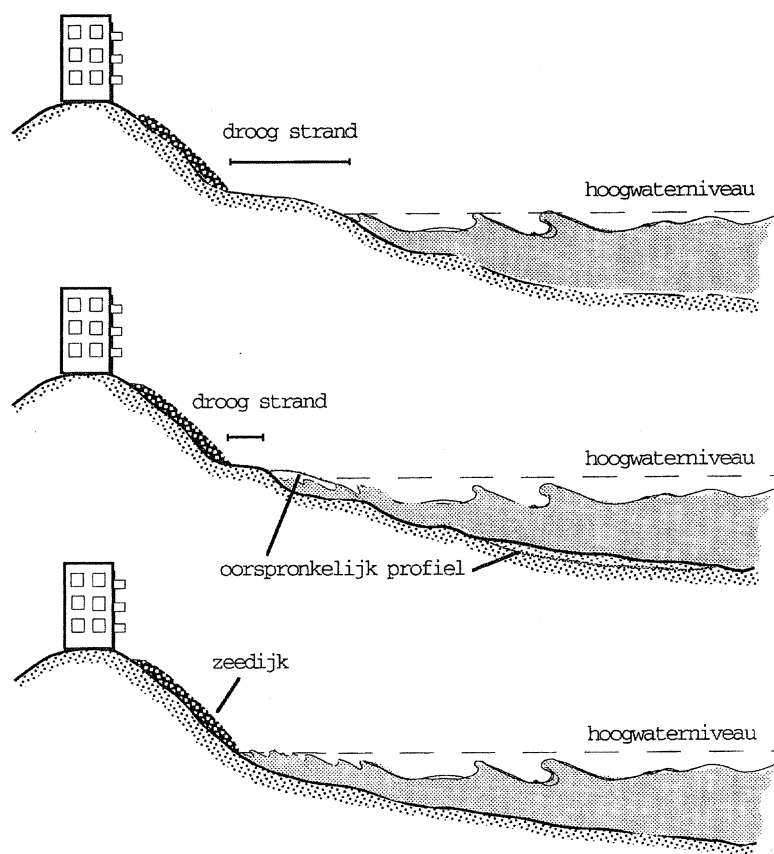


Fig. 6.5
De aanwezigheid van een zeeweringsdijk op de zeereep hindert het natuurlijk proces en resulteert in een versmalling en zelfs volledige verdwijning van het droog strand. Zeeweringsdijken beschermen wel de gebouwen en infrastructuur, maar beletten het strand niet om verder te eroderen.

Aan de voet van het duinreservaat De Westhoek werd in 1976 tussen De Panne en de Franse grens een betonnen zeewering gegoten over 3 km. Deze werd tijdens de winterstorm van hetzelfde jaar stukgeslagen en twee jaar later hersteld. Het droog strand is thans volledig verdwenen (Fig. 6.6). Het nut van deze zeewering moet toch ernstig in vraag gesteld worden. Noch mensenlevens, noch infrastructuur of eigendom worden er bedreigd, want de bijna 2 km breed duin is als natuurreservaat geklasseerd. Het ware hier veel wijzer, en vooral goedkoper geweest de voorduin en strand aan de processen van de natuur over te laten en op die manier extra zand in het litoraal systeem te laten brengen, wat zeker ten goede komt aan de stranden van de rest van de kust waar wel infrastructuur en eigendommen moeten beschermd worden. Strand en duin hebben hier immers ruimte genoeg om over zichzelf te rollen en een (waarschijnlijk tijdelijke) landwaartse verschuiving van enkele 100 meters tot een nieuw dynamisch profiel bereikt is, zal niets of niemand schade berokkenen.



Fig. 6.6

De zeeweringsdijk en strand te De Panne bij laagwater. Vanwege de dijk is het droog strand nagenoeg volledig verdwenen.

Enkele jaren geleden heeft de mens hier opnieuw ingegrepen (Agentschap Natuur en Bos, Beheerregio Kustzone). De zeeweringsdijk werd op twee plaatsen doorbroken om een slufte te graven die gunstige condities voor een zeer typische fauna en flora zou moeten creëren. Een slufte is een schorre in een duin en kan zich ontwikkelen langsheen een open kust die gekenmerkt is door waddeneilanden. De Belgische kust is echter een rechtlijnige en gesloten kust; dus geen natuurlijke situatie voor de ontwikkeling van een slufte. De twee slufters werden er gepland omdat er in Bray-Dunes (N. Frankrijk) ook een slufte aanwezig is. Deze laatste werd echter ook gegraven door de mens tijdens de Tweede Wereldoorlog voor militaire doeleinden en is thans nagenoeg toegeslibd. Gelukkig werd bij de aanleg van de slufters in De Panne een betonnen drempel gebouwd anders zou een open zeevat (hoe klein ook) een zeer kritische toestand met zich meebrengen. Gezien de vooroever en het strand aldaar in slechte conditie verkeren (veel te laag vanwege onvoldoende sediment) zouden de getijstromingen bij storm een massa zand van de duin transporteren naar de vooroever om te streven naar het herstellen van het dynamisch evenwicht dat verbroken werd door de zeeweringsdijk.

6.2. Kusterosie als gevolg van de geologische situatie

De Belgische kustlijn is amper 67 km lang waardoor kan aangenomen worden dat de fysische condities (golven, getij, stromingen, wind) nagenoeg identiek zijn over die korte afstand. Nochtans bestaat er een groot verschil met betrekking tot de ontwikkeling van duinen. In het westen (tot Westende) is het gebied bedekt met kustduinen ongeveer 2 km breed en varieert de hoogte ervan tussen 7 en 20 m. In het oostelijk deel zijn de duinen smal tot zelfs onbestaand op sommige plaatsen en vrij laag, met één enkele uitzondering te De Haan. Te Middelkerke en Oostende is zelfs het droog strand nagenoeg onbestaand. De invloed van stormen is ook veel nefaster in het oosten dan in het westen. De verklaring hiervan is te vinden in een verschillende geologische evolutie tussen west en oost. De belangrijkste Quartair-geologische verschillen tussen oost en west langsheen de kustlijn zijn:

1. de morfologie van de top van de Pleistocene sedimenten helt af in westelijke richting van ongeveer 0 m tot -15 m TAW;
2. de Pleistocene afzettingen in het oosten bestaan uit een ca. 3 m dik pakket Weichseliaan dekzanden rustend op getijden- en open mariene afzettingen van het Laatste Interglaciaal. In het westen zijn geen dekzanden aanwezig en de Holocene sequentie ligt direct op open mariene afzettingen van het Laatste Interglaciaal;
3. de Holocene sequentie langsheen de kustlijn is zeer verschillend. In het westen bestaat de volledige Holocene sequentie uit kustbarrière-afzettingen. Deze afzettingen strekken zich trouwens landwaarts uit over een afstand van ca. 4 km. In het oosten zijn kustbarrière-afzettingen helemaal afwezig. De sequentie bestaat er uit "back-barrier" afzettingen: inter- en supratidale afzettingen rustend op het basisveen. Deze afzettingen werden geërodeerd door talrijke jonge getijdengeulen (Fig. 6.7). Op de plaatsen waar de Pleistocene ondergrond diep genoeg is, kunnen geïntercaleerde veenlagen voorkomen.

Dergelijke situatie met back-barrier afzettingen aan de kustlijn is geen normale situatie; de situatie in het westen daarentegen is wel een normale situatie. Dit betekent dat het oosten onderhevig geweest is aan sterke vooroever erosie en landwaartse verschuiving van de kustlijn waarbij de toenmalige kustbarrière en een deel van de back-barrier sequentie werden geërodeerd. Dit gebeurde in het laat Holoceen (rond 2000 cal BP), bij het terug binnendringen van het getijdensysteem. Er wordt verondersteld dat de morfologie van de Pleistocene ondergrond de initiële oorzaak is van deze verschillende situatie. De Pleistocene ondergrond is gekenmerkt door twee belangrijke paleovalleien: de IJzer in het westen, en de Oosterschelde in het oosten. Het gebied tussen de twee belangrijke valleien bestond uit een hoger liggend gebied met dekzanden dat zich uitstreckte zeewaarts van de huidige kustlijn. Dat waterscheidingsgebied vormde een kaap (headland) bij de stijging van het zeeniveau in het Holoceen. De kaap werd zeewaarts uiteraard ook geërodeerd door de laterale uitbreiding van de Noordzee vanwege het stijgend zeeniveau. Deze situatie bleef zo tot ongeveer 6000 à 5000 jaar geleden wanneer de zeespiegel hoog genoeg was om ook dit gebied te beïnvloeden waarbij de kaap dan ook volledig geërodeerd was. De paleovalleien daarentegen werden al opgevuld vanaf ca. 10.000 jaar geleden. Na de eerste vertraging in de snelheid van de relatieve zeespiegelstijging rond 7500-7000 cal BP, begon de kust zeewaarts uit te bouwen wat resulteerde in een brede strook van kustbarrière afzettingen in het gebied van de paleovalleien (Figs 6.8a & 6.8b). Deze progradatie duurde voort omdat rond 5500-5000 cal BP de snelheid van de relatieve zeespiegelstijging nogmaals verminderde. De progradatie veranderde in landwaartse verschuiving van de kustlijn bij het terug binnendringen van het getijdensysteem. De periode waarin die verandering een aanvang nam, is niet gekend, maar in het gebied dat thans de kustvlakte is, gebeurde het terug binnendringen rond 2000 cal BP en duurde voort tot in de middeleeuwen. De tendens om de kustlijn rechtlijnig te maken, resulteerde in het oosten in de volledige erosie van de toenmalige kustbarrière en back-barrier afzettingen. In het gebied met de (opgevulde) paleovallei van de IJzer werden de barrière afzettingen echter niet over de gehele breedte geërodeerd. Vanwege de progradatie bestond de kuststrook er immers uit een uitgestrekt zand gebied. Het zijn deze barrière afzetting en voornamelijk de getijdendelta's die het nodige zand leverden voor de ontwikkeling van de duinen vanaf de middeleeuwen. In het oosten was dit nodige zand er niet, behalve in het gebied van De Haan. In dit gebied is er in de kustvlakte echter een tamelijk belangrijke (met zand gevulde) getijdengeul aanwezig. Het is heel waarschijnlijk dat bij de totale verlanding van de geul en het rechtlijnig worden van de

kustlijn, de getijdendelta van deze geul het nodige zand geleverd heeft voor de ontwikkeling van de duinen aldaar.

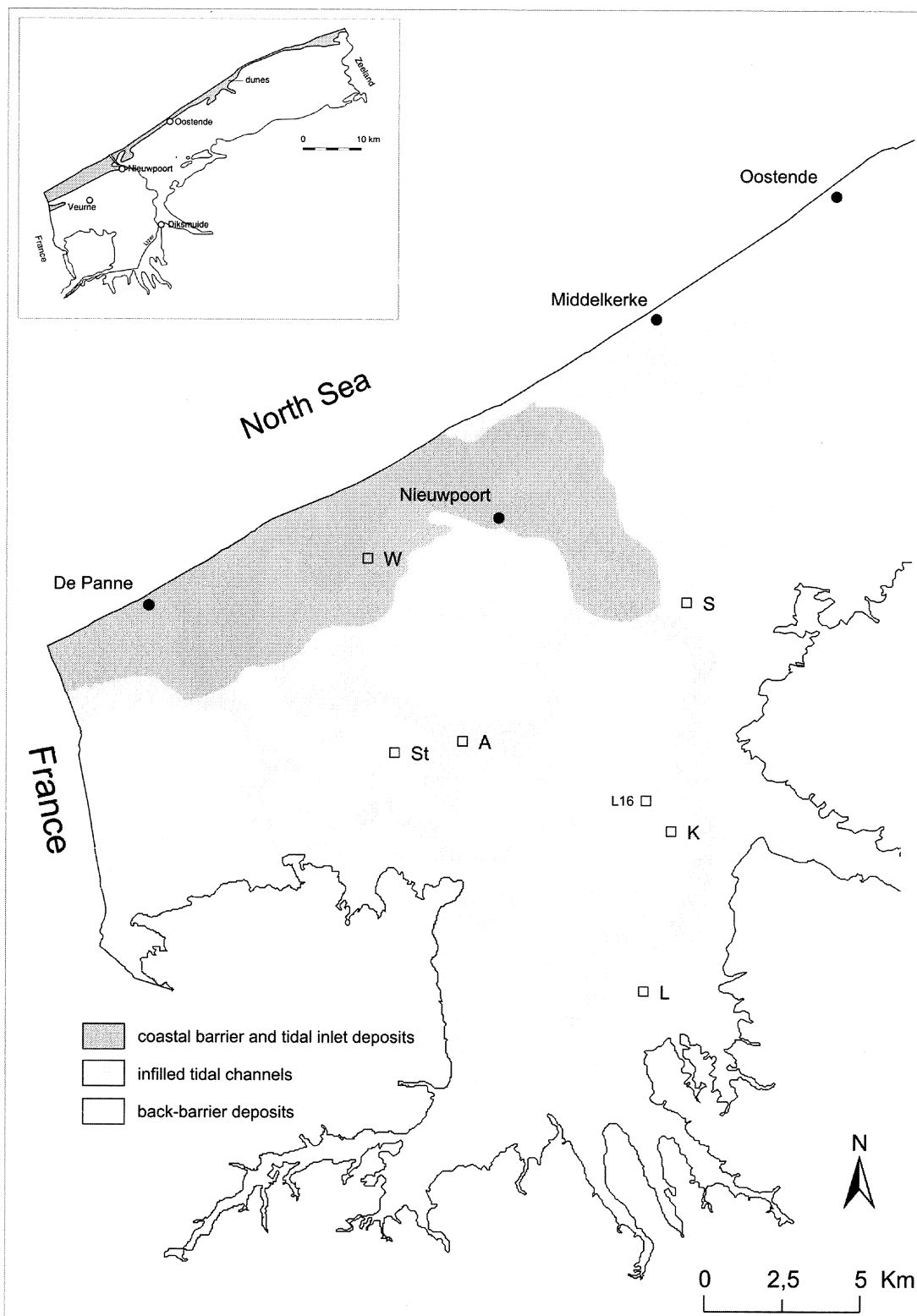


Fig. 6.7

Kaart van de westelijke kustvlakte met aanduiding van de kustbarrière afzettingen die in het westen over een breed gebied voorkomen en die totaal afwezig zijn ten oosten van Westende.

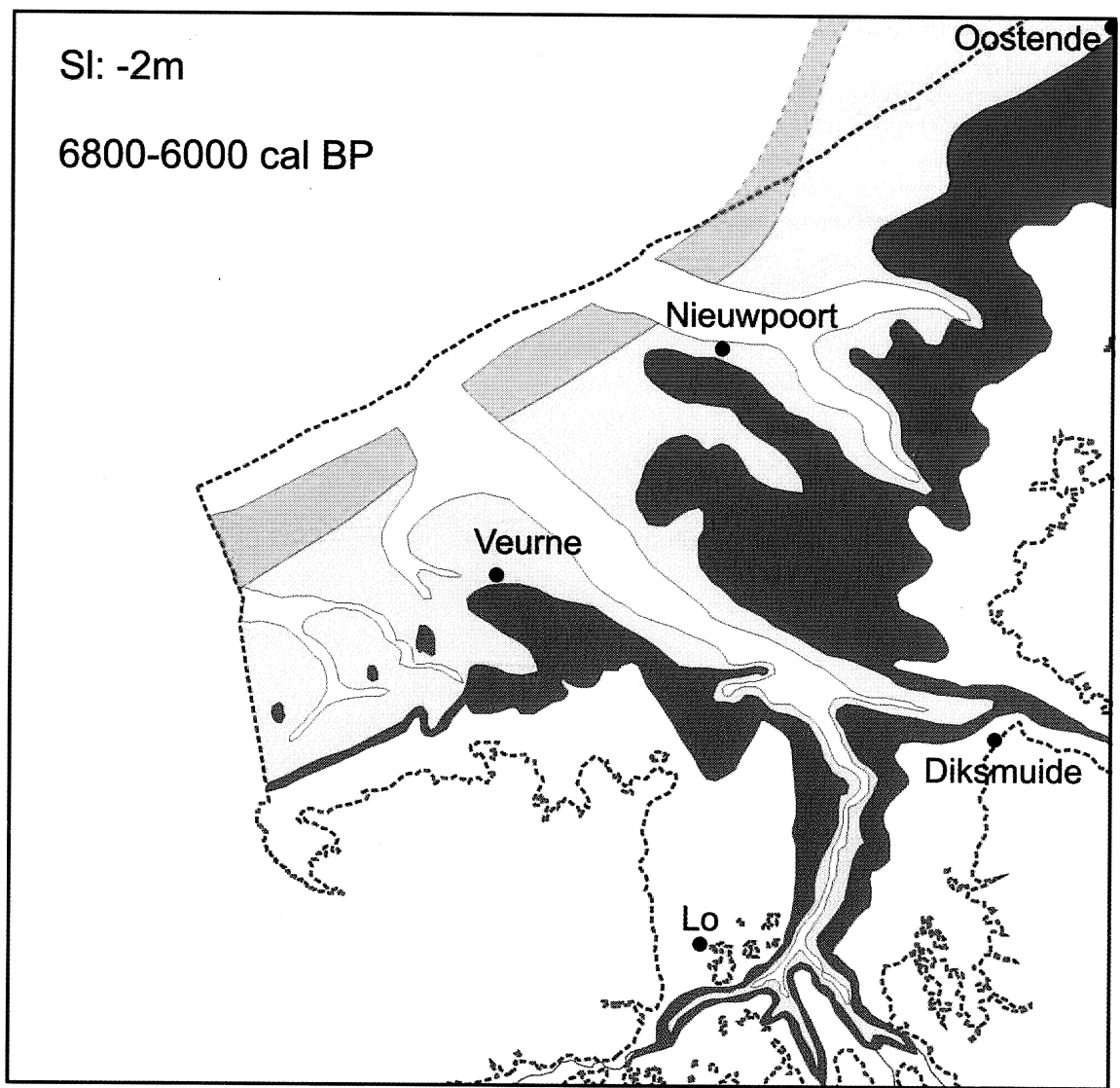


Fig. 6.8 a

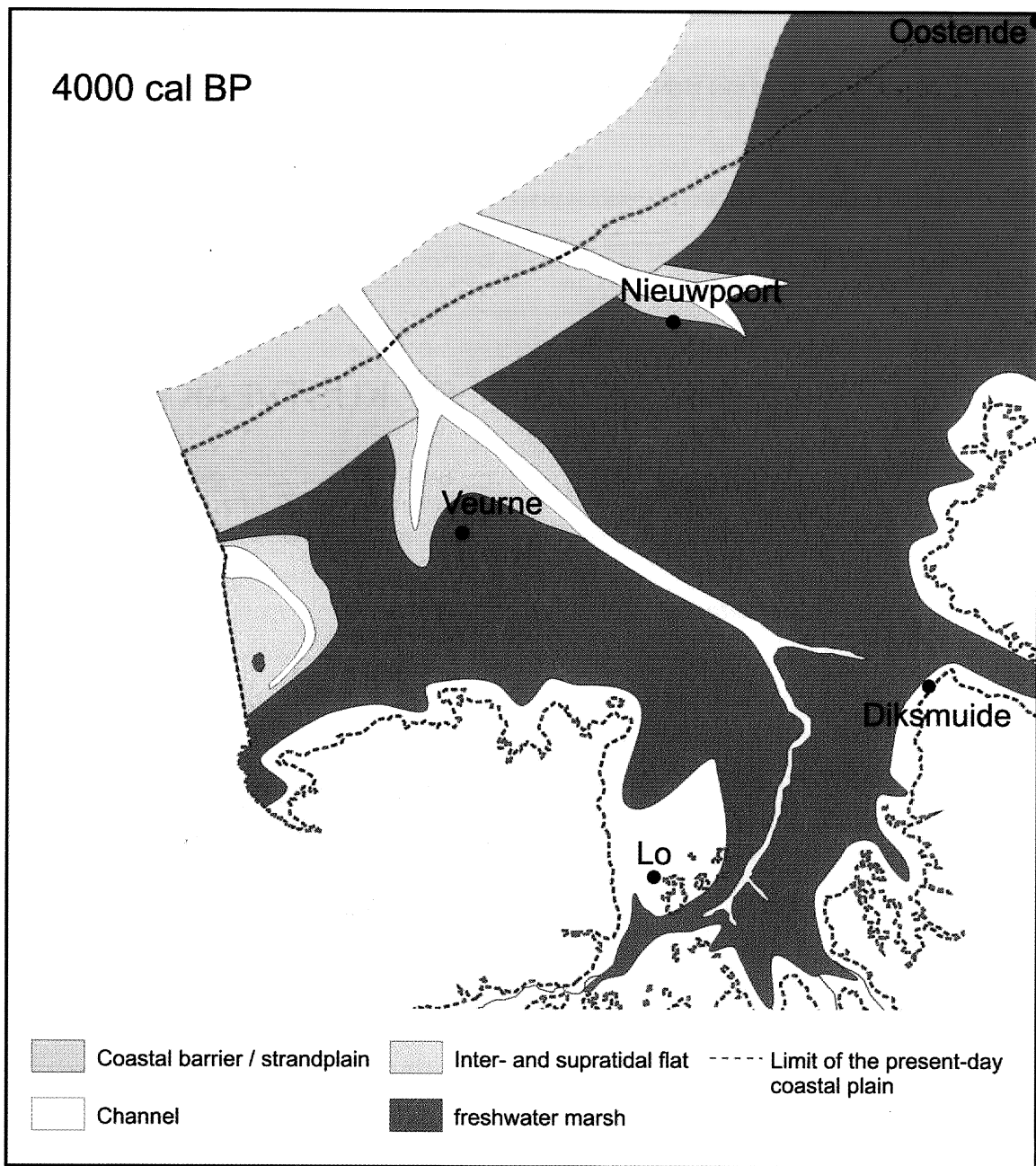


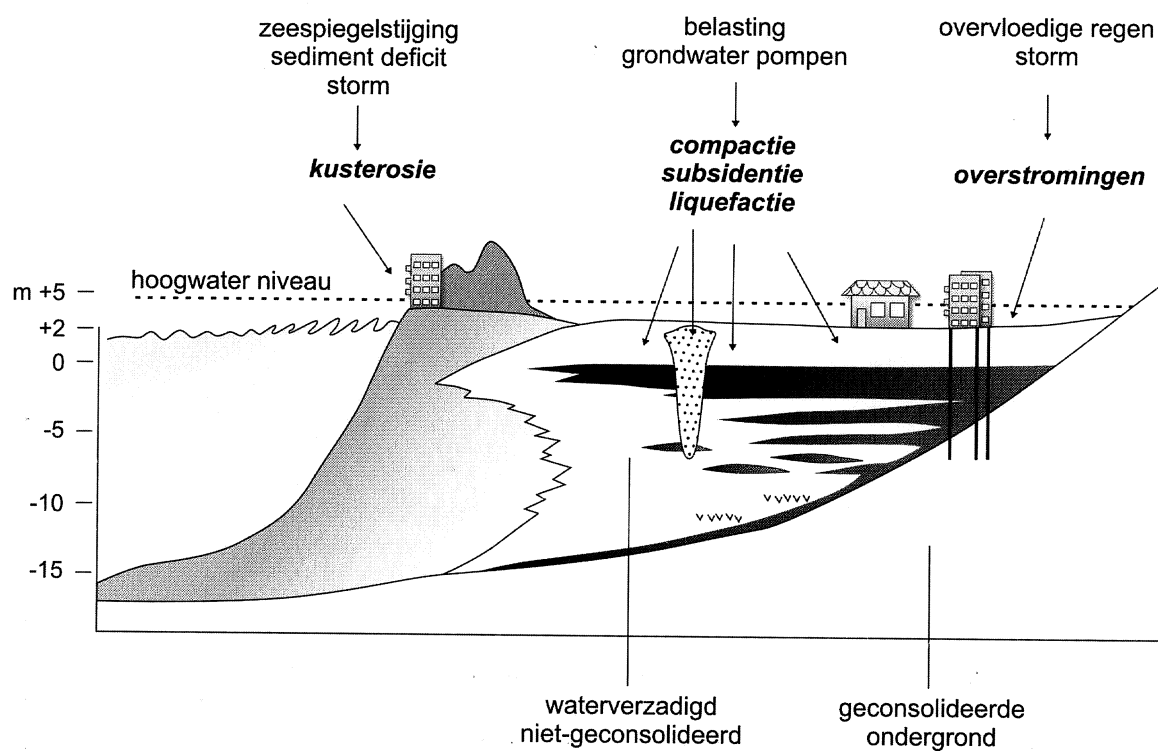
Fig. 6.8 b

De paleogeografische reconstructie van de westelijke kustvlakte voor de perioden 6800-6000 cal BP (a) en ca. 4000 cal BP (b) toont het zeewaarts uitbouwen van de kust. Sl: zeeniveau (gemiddeld hoogwater).

Tot slot:

Leven in de polders of leven met zicht op zee is niet zonder gevaar...

GEO-RISICO'S IN DE KUSTVLAKTE



Referenties

- Baeteman, C., 1983. De Holocene sedimenten van de westelijke kustvlakte: een analyse van de Belgische literatuur. Professional Paper Geologische Dienst van België 1983/9, 204, 45p.
- Baeteman, C., 1994. The late Holocene sedimentary environment of the archaeological site "Het Mijnplein", Oostende. *Archeologie in Vlaanderen IV*, 199-201.
- Baeteman, C., 1995. De conflictsituatie tussen natuur en toerisme in het kustgebied. *De Aardrijkskunde* 3, 5-20.
- Baeteman, C., 1999. The Holocene depositional history of the IJzer palaeovalley (Western Belgian coastal plain) with reference to the factors controlling the formation of intercalated peat beds. In: Baeteman, C. (ed.), *Quaternary of Belgium: New perspectives*. *Geologica Belgica* 2, 1-2, 39-72.
- Baeteman, C., 2004. The Holocene development of a tide-dominated coastal lowland. Western coastal plain of Belgium. Field Guide. The QRA Third International Postgraduate Symposium Fieldtrip, September 17th 2004. Belgian Geological Survey, Brussels, Belgium, 76p.
- Baeteman, C., 2005. 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, 2146-2162.
- Baeteman, C., 2006. De laat Holocene evolutie van de Belgische kustvlakte: Sedimentatieprocessen versus zeespiegelschommelingen en Duinkerke transgressies. In: de Kraker, A.M.J., Borger, G.J. (eds), *Veen-Vis-Zout. Landschappelijke dynamiek in de zuidwestelijke delta van de Lage Landen*. *Geoarchaeologische en Bioarchaeologische Studies* 8, 1-18, Vrije Universiteit Amsterdam.
- Baeteman, C., 2007a. Roman peat-extraction pits as possible evidence for the timing of coastal changes: An example from the Belgian coastal plain. In: Beenakker, J., Horsten, F., De Kraker, A., Renes, H. (eds): *Landschap in ruimte en tijd*. Uitgeverij Aksant, Amsterdam, 16-25.
- Baeteman, C., 2007b. De ontstaansgeschiedenis van onze kustvlakte. *De Grote Rede* 18, Vlaams Instituut voor de Zee, Oostende, 2-10.
- Baeteman, C., 2008 (in druk). Radiocarbon dated sediment sequences from the Belgian coastal plain: testing the hypothesis of fluctuating or smooth late Holocene relative sea-level rise. *The Holocene* 18, 7.
- Baeteman, C., Beets, D.J. en Van Strydonck, M., 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. *Journal of Quaternary International* 56, 3-13.
- Baeteman, C. en Declercq, P-Y., 2002. A synthesis of early and middle Holocene coastal changes in the Belgian lowlands. *Belgeo* 2, 77-107.
- Baeteman, C., Scott, D.B. en Van Strydonck, M., 2002. Changes in coastal zone processes at a high sea-level stand: a late Holocene example from Belgium. *Journal of Quaternary Science* 17 (5-6), 547-559.
- Denys L., 1985. Diatom analysis of an Atlantic-Subboreal core from Slijpe (western Belgian coastal plain). *Review of Palaeobotany and Palynology* 46, 33-53.

- Denys L., 1990. *Fragilaria* blooms in the Holocene of the western Belgian coastal plain. In Proceedings 10th International Diatom Symposium, Simola H. (ed.). Koenigstein, Koeltz Scientific Books, 397-406.
- Denys L., 1991. A check-list of the diatoms in the Holocene deposits of the western Belgian coastal plain with a survey of their apparent ecological requirements. I. Introduction, ecological code and complete list. Professional Paper Belgian Geological Survey 246, 1-41.
- Denys L., 1993. Paleoecologisch diatomeeënonderzoek van de Holocene afzettingen in de westelijke Belgische kustvlakte. Unpublished PhD Thesis, University Antwerpen.
- Denys L., 1994. Diatom assemblages along a former intertidal gradient: a palaeoecological study of a Subboreal clay layer (western coastal plain, Belgium). In Memorial volume A. Van der Werff, Bakker C., Van Dam H., Davids C., De Wolf H. (eds). Netherlands Journal of Aquatic Ecology 28, 85-96.
- Denys L., 1995. The diatom record of a core from the seaward part of the coastal plain of Belgium. In Proceedings of the thirteenth International Diatom Symposium, Marino D, Montesor M (eds). Biopress Ltd: Bristol, 471-487.
- 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* 2/3: 111-140.
- Denys, L. en Baeteman, C., 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., Baeteman, C., Demiddele, H. Hollevoet, Y., Pieters, M., Schelvis, J., Tys, D., Van Strydonck, M. en Verhaeghe, F., 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 Nordseegebiet* 26, 97-121.
- Pilkey, O.H., Sr, Pilkey, W.D., Pilkey, O.H., Jr, Neal, W.J., 1983. Coastal design. A guide for builders, planners, and home owners. Van Nostrand Reinhold Company, New York, 224p.
- Vos P.C. en van Heeringen R.M., 1997. Holocene geology and occupation history of the Province of Zeeland. In Holocene evolution of Zeeland (SW Netherlands), Fischer M.M. (ed.). Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO 59, 5-109.

Dankwoord: Olivier Wambacq, infograficus Belgische Geologische Dienst, wordt bedankt voor het zorgvuldig afwerken van de tekeningen en de opmaak van tekst en illustraties.