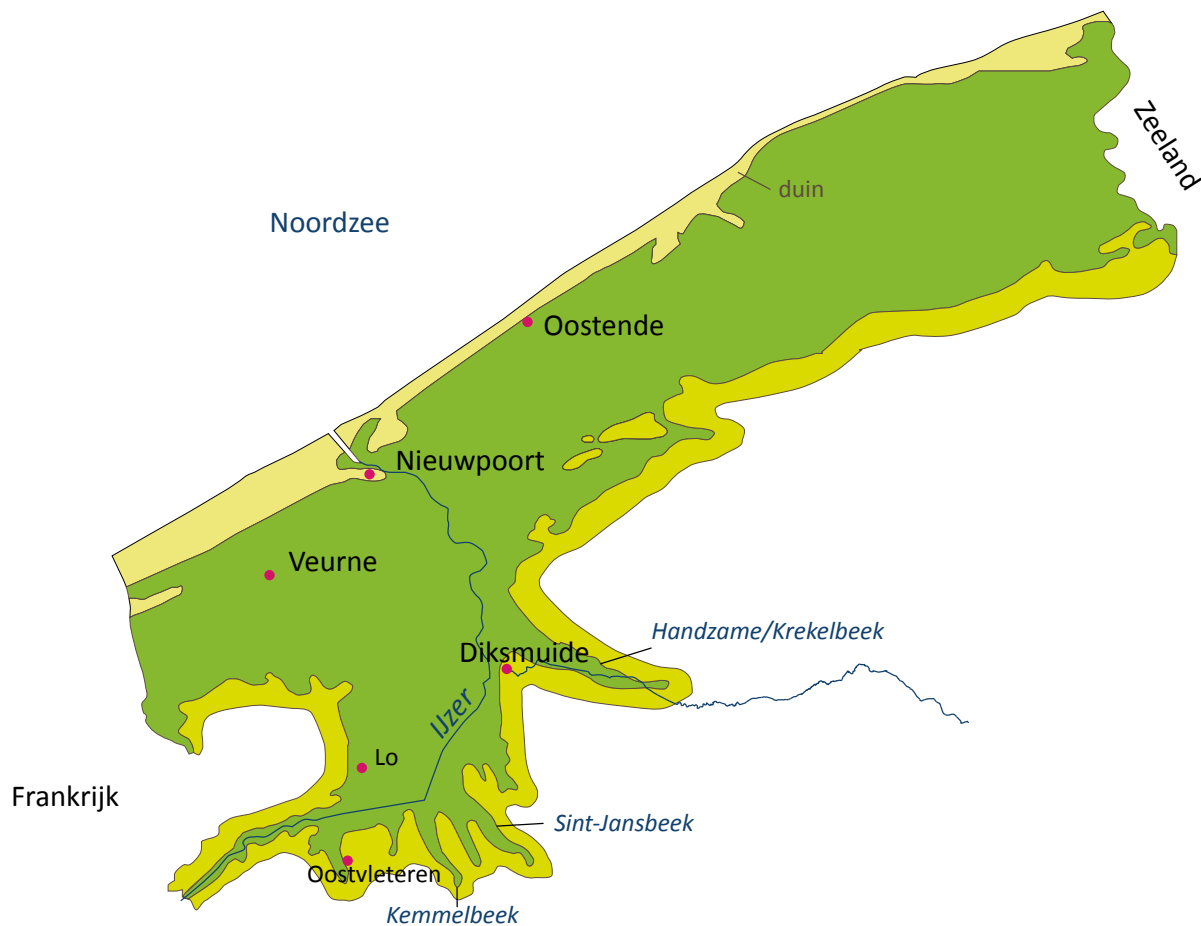


1. ONTSTAAN EN EVOLUTIE VAN DE IJZER- EN HANDZAMEVALLEI

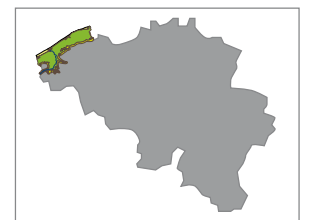
tekst: Cecile Baeteman

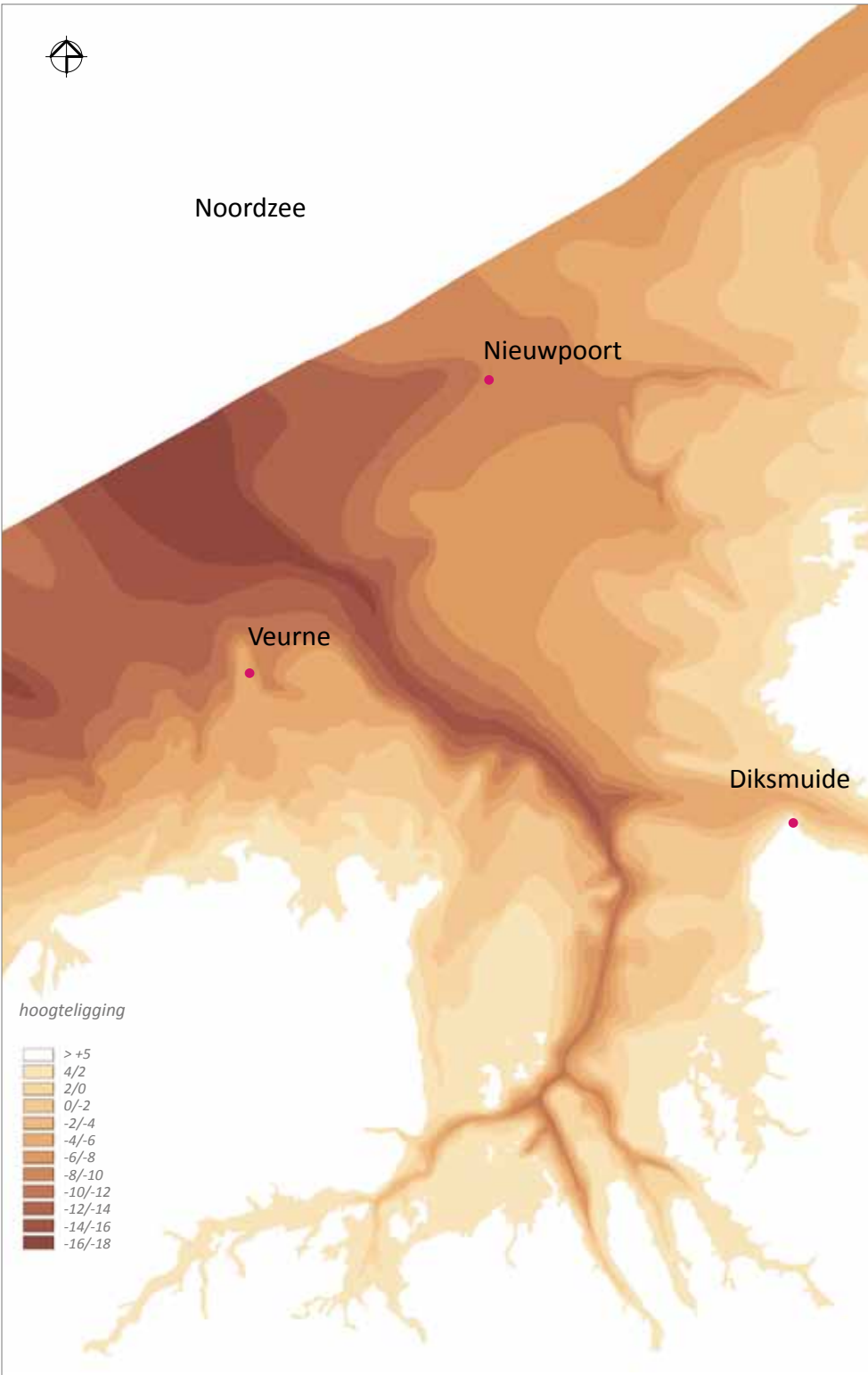
De IJzer samen met haar bijrivieren, de Kemmelbeek, de Sint-Jansbeek en de Handzame, liggen aan de basis van de kenmerken van het huidige polderlandschap (figuur 1). De verklaring voor de zuidwaartse uitbreiding van de kustvlakte in het westen is reeds te vinden in de periode vóór de kustvlakte werd gevormd, namelijk tijdens de Laatste IJstijd (Laat Pleistoceen) toen het peil van de oceanen en zeeën 110 tot 130 m lager stond dan vandaag. Het landschap bestond uit een fluviaatiele vlakte met valleien van voornamelijk de IJzer, de Kemmelbeek en de Sint-Jansbeek die in het zuidelijke deel van de vlakte een diepte hebben van 13 à 18 m onder het huidige maaiveld (figuur 2). De huidige loop van de IJzer komt weliswaar niet overeen met de locatie van de fossiele of paleovallei, maar ligt enkele km meer oostwaarts.

De vorming van de kustvlakte na de Laatste IJstijd is het resultaat van een bijna 10.000 jaar lange geologische geschiedenis (het Holoceen) waarin naar het einde toe de mens een niet onbelangrijke rol heeft gespeeld. In tegenstelling tot wat te lezen is in sommige (oudere) leerboeken, moet men zich die lange geschiedenis niet voorstellen als een reeks verschillende en goed herkenbare transgressies (uitbreiden van de zee over het land) gescheiden door regressies (terugtrekken van de zee) als gevolg van opeenvolgende zeespiegelstijgingen en –dalingen.



Figuur 1. De IJzer en haar zijlopen (Kemmelbeek, Sint-Jansbeek, Handzamevaart/Krekelbeek) liggen aan de basis van de kenmerken van het huidige polderlandschap in de westelijke kustvlakte.





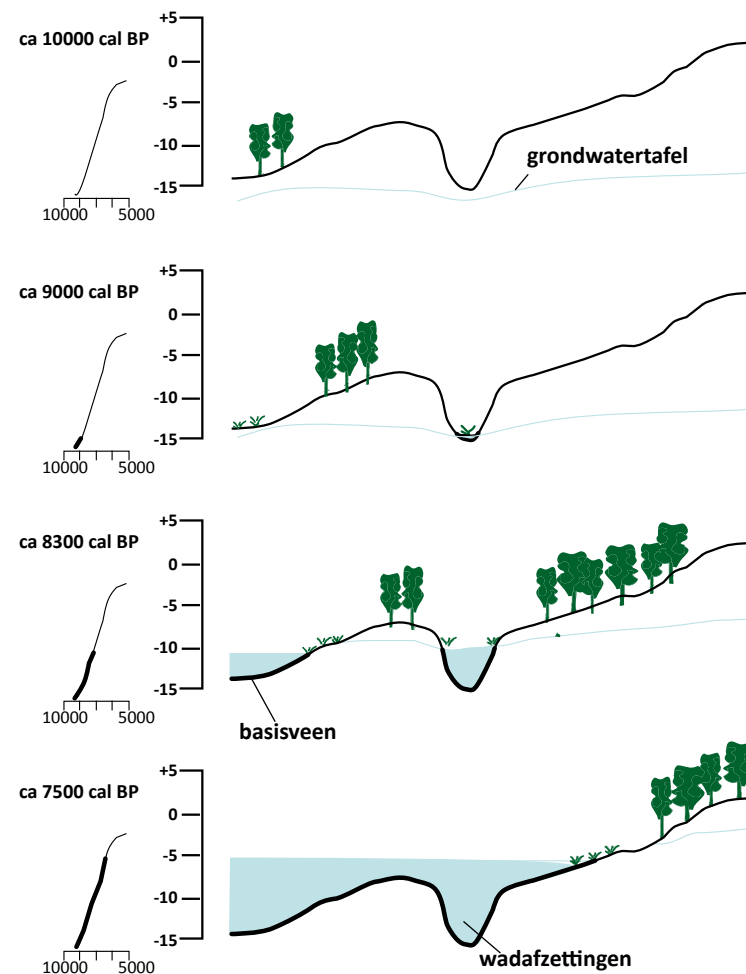
Figuur 2. Morfologie van het landschap op het einde van de Laatste IJstijd (Pleistoceen). De depressie in het centrum is de paleovallei van de IJzer die een flink stuk ten westen van de huidige loop van de rivier ligt. Ten oosten van Nieuwpoort ligt het Pleistocene oppervlak veel hoger dan in het westen. Daardoor is dat gebied veel later door de Holocene transgressie beïnvloed. Noot: de kaart is in het noordwesten door de huidige kustlijn begrensd.

De snelle zeespiegelstijging

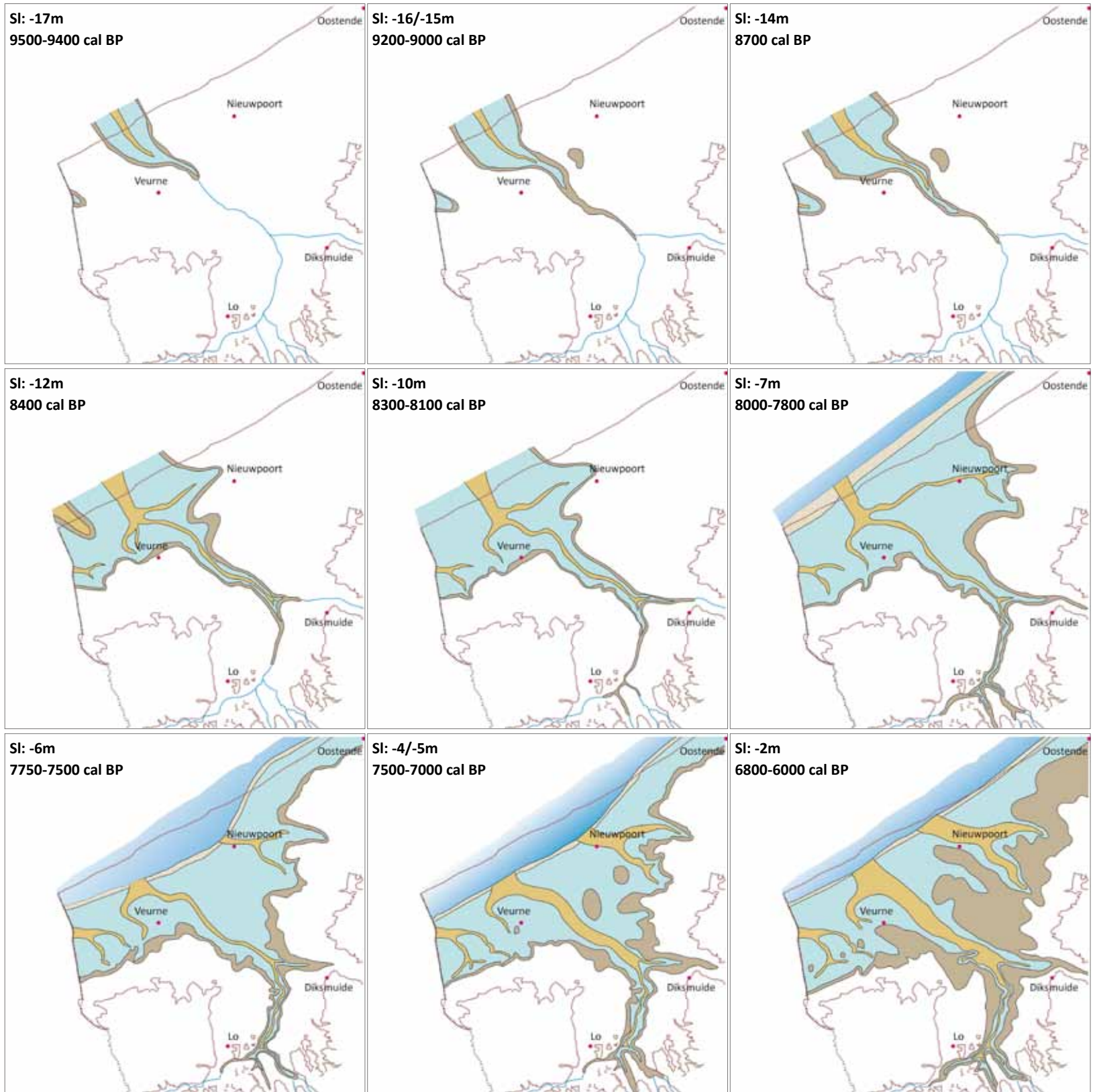
Door het afsmelten van de ijskappen op het einde van de Laatste IJstijd steeg het zeeniveau en breidden de Atlantische Oceaan en de Noordzee zich uit. Zo'n 9.500 jaar geleden kwam het (huidige) zeewaarts gelegen gebied van de kustvlakte onder invloed te staan van het getij dat via de paleovallei van de IJzer binnendrong en er een wadgebied ontwikkelde (figuren 3 en 4).

De algemene verwarming en stijgende zeespiegel hadden ook een belangrijke invloed op het land waar door de stijgende grondwatertafel een zoetwatermoeras tot stand kwam waarin veen zich opstapelde: het basisveen. Aanvankelijk kwam het basisveen tot stand in de laagst gelegen delen van het landschap waar het slechts uit een sterk humeus niveau bestaat. Naarmate de zeespiegel, en dus ook de grondwatertafel bleven stijgen, ontwikkelde het basisveen zich steeds hogerop en meer landinwaarts. Het warmer en vochtiger klimaat had ook tot gevolg dat op de hogere delen van het landschap de vegetatie zich weelderig kon uitbreiden. Zo kon reeds vanaf 8000 jaar geleden de eik het gebied koloniseren.

De sterke zeespiegelstijging in de periode vòòr 7.500 jaar geleden (circa 7meter/1000 jaar) leidde tot een aanzienlijke en snelle landwaartse verschuiving van het wadgebied, samen met de afzetting van een ruim 10 meter dik pakket zand en klei (figuur 4). Op de schorre kwam plantengroei tot stand die niet de tijd had om tot veen te evolueren omdat die na nog geen honderd jaar opnieuw werd bedekt door de klei van de opschuivende slikke.



Figuur 3. Schematische voorstelling van de landwaartse verschuiving van het basisveen als gevolg van de zeespiegelstijging in de periode van 10.000 tot 7.500 jaar geleden.



- inter- en supratidaal gebied
- getijgeulen
- kustveen moeras
- kustbarrière

- noordzee
- zoetwater afvoer
- grens van de kustvlakte

Cal BP: kalenderjaren voor heden
SI: zeeniveau in m TAW

Figuur 4. Paleokaartjes van de Westelijke Kustvlakte van 9400 tot 6000 cal BP.



Slikken bevinden zich onder hoogwaterniveau maar boven laagwaterniveau. Ze worden met andere woorden dagelijks tweemaal door vloed overspoeld en vallen min of meer droog bij laagwater.



Postkaart van omstreeks WO I "Schorre en Slikke (Estuaire de l'Yser, Lombartzyde; marée basse)"

Het getijdengebied of wad

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 de hoogwaterlijn) of subtidaal gebied (onder de laagwaterlijn). Elk gebied heeft zijn eigen karakteristieken:

Het intertidaal gebied: Dit 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. Het sediment van de slikken is overwegend kleiig. Alleen de uiterst fijne deeltjes bezinken er. Nabij de geulen of dicht bij zee - waar de stroming sterker is - wordt iets grover materiaal, nl. fijn zand afgezet (zandwad).

Het supratidaal gebied: De schorre, ook wel kwelder genoemd, 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 en vormen eilandjes. Deze gaan zich op hun beurt ophogen doordat, wanneer ze toch nog eens overspoeld worden, de vegetatie de fijne sedimentdeeltjes in het water gaat vangen. Die eilandjes groeien dan als het ware dicht naar mekaar toe en vormen zo een schorre. 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 schorrenoppervlak hoger komt te liggen.

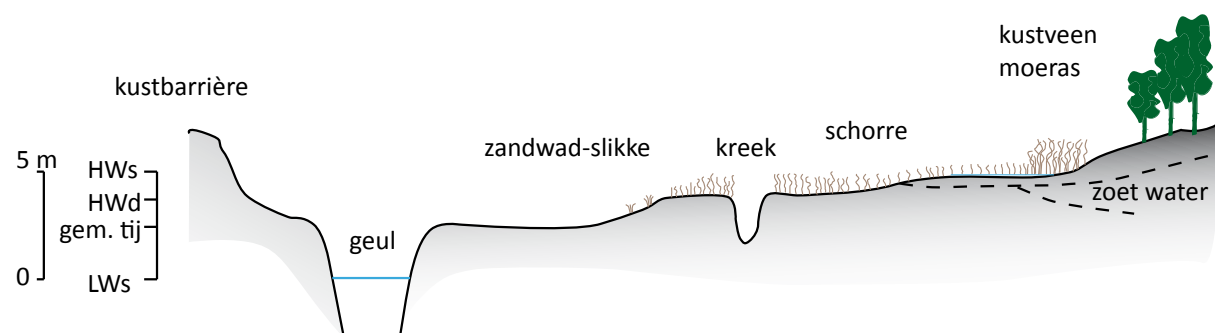
Wanneer ook de schorren samen met de krekken hoog genoeg zijn opgeslibd, worden ze in het landwaarts gedeelte nagenoeg nooit meer overstroomd door het getij. Daardoor komt een dunne zoetwaterlens in de ondergrond tot stand en zal er zich een kustveenmoeras ontwikkelen door kolonisatie met riet. Wanneer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

Het subtidaal gebied: De getijdengeulen zijn veruit het belangrijkste element in een wadengebied. 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 het 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, 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 wadengebied 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 zeewaartse 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 zeespiegelstijging wordt zand van de vooroever geërodeerd en in het wadengebied 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 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. Dit dynamisch karakter verklaart ook waarom duinen zich pas goed kunnen ontwikkelen op de kustbarrière wanneer de zeespiegelstijging stabiel of slechts heel zwak is. Bij een sterke stijging wordt het opgewaaid 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 overstroomd wordt, klopt niet met de realiteit.

Figuur 5. Schematische voorstelling van de verschillende landschappen van het wadengebied in relatie met de waterstanden.

HWs: gemiddeld hoogwater bij springtij,
HWd: gemiddeld hoogwater bij doortij,
LWs: gemiddeld laagwater bij springtij.

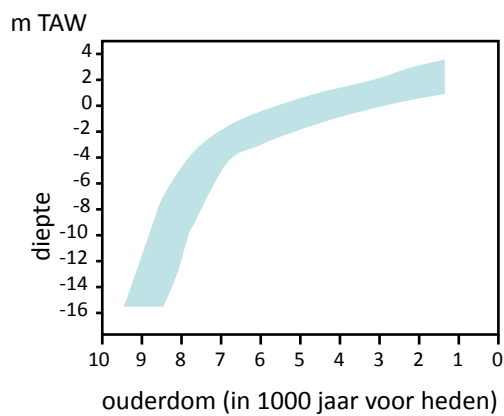


De eerste vertraging van de zeespiegelstijging

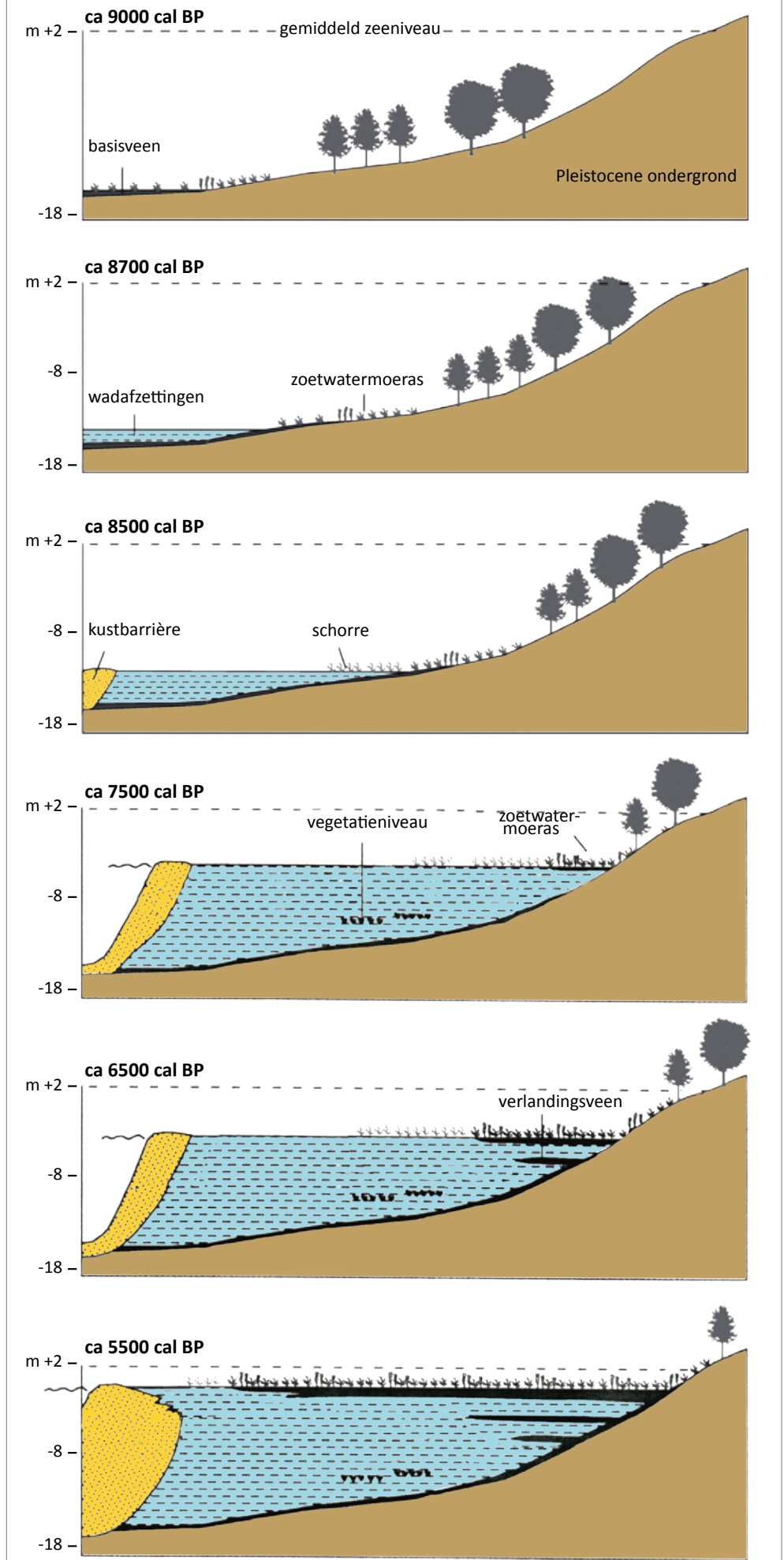
Omstreeks 7.500 tot 7.000 jaar geleden vertraagde de zeespiegelstijging (circa 4 à 2,5 m / 1000 jaar) wat in het wadengebied enige verandering bracht. Delen van het wad raakten voldoende hoog opgeslibd en werden niet meer dagelijks door het getij overspoeld. Dit werd nog in de hand gewerkt door het kombergingseffect (vermindere van het getijverschil landinwaarts). Daardoor kon er zich een dunne zoetwaterlens vormen onder het schorre-oppervlak en kwamen er al vrij vlug zoetwatermoerassen tot stand waarin vooral riet groeide en zich opstapelde tot veen. Op die manier ontstonden lokale verlandingsveentjes, aanvankelijk enkele centimeter dik en van korte duur.

De zeespiegelstijging, weliswaar verzwakt, bleef de opvulling van het gebied nog steeds domineren en in de nabijheid van de talrijke getijdengeulen werd onverminderd zand en klei afgezet. Deze geulen verplaatsten zich in de loop van de tijd, steeds als het ware op zoek naar ruimte om sediment af te zetten. De lokale veengebieden waren zo'n gebied bij uitstek omdat die, gedurende enkele honderden jaren verstoken van sediment, op een iets lager niveau waren komen te liggen dan de opgeslibde gebieden rond de getijdengeulen. Op die manier veranderden de veengebieden opnieuw in wad en konden de door de geul verlaten gebieden op hun beurt evolveren naar slikke, schorre en zoetwatermoeras.

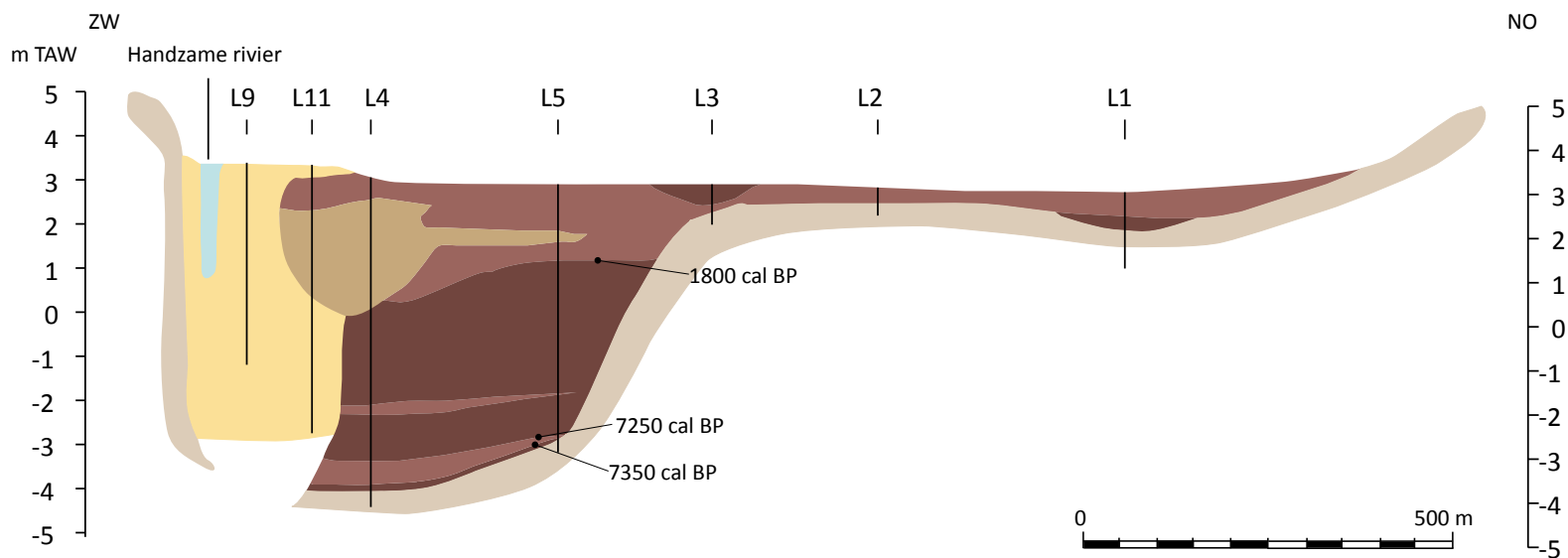
Dit mechanisme van opvulling, waarbij de getijdengeulen een primordiale rol speelden, heeft ertoe geleid dat de afzettingen van de kustvlakte, afgezet tussen circa 7.500 en 5.500 jaar geleden, hoofdzakelijk bestaan uit een afwisseling van waddensedimenten en veenlaagjes. Juist omwille van de rol van de geulen en het kombergingseffect zijn er in het meer zeewaarts gebied minder en dunnere verlandingsvenen dan in het meer landwaartse gedeelte van de vlakte waar ze frequenter en dikker zijn.



Figuur 6. Curve van de relatieve zeespiegelstijging weergegeven aan de hand van een enveloppe voor minimum- en maximumniveau. Op deze grafiek is duidelijk de sterke stijging van de zeespiegel in de periode vóór 7500 jaar geleden te zien en de vertraging van die stijging daarna.



Figuur 7. Schematische voorstelling van de opvulling van de kustvlakte in relatie tot de stijging van het zeeniveau in de periode 9000 tot 5500 jaar geleden. De vorming van basisveen, verlandingsveen, zoetwatermoerassen, kustbarrière en wadafzettingen zijn weergegeven.



Figuur 8. Geologische doorsnede van de Handzamevallei.

- klei
- veen
- geulzand
- afwisseling van klei en zand
- Pleistocene afzettingen

Verdere afzwakking van de zeespiegelstijging

Omdat de zeespiegelstijging blijft afzakken, geraken de getijdengeulen geleidelijk aan opgevuld en komen grote delen van de vlakte buiten het bereik van het getij te liggen. Hierdoor kunnen de veengebieden zich steeds verder uitbreiden en kan veenvorming langer standhouden.

De tweede vertraging van de stijging van het zeepil omstreeks 5.500–5.000 jaar geleden (circa 1 tot 0,7 meter / 1000 jaar) heeft ertoe geleid dat het veen (thans 1 à 3 meter dik) nagenoeg ongestoord kan blijven groeien en zich opstapelen gedurende 2.000 à 3.000 jaar. In de landwaartse gebieden van de vlakte begon dit veen, ook het oppervlakteveen genoemd, zich al te ontwikkelen rond 6.400 jaar geleden terwijl dit in de meer zeewaartse gebieden ruim 1.500 jaar later gebeurde.

Dit kustveenmoeras kende 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 noordwesten) en het toenmalige zeewaarts gebied waar zand en klei verder werden afgezet in de omgeving van de zeegaten. De waterafvoer van het hinterland en het veengebied gebeurde via de getijdengeulen die weliswaar hoog opgeslibd waren, maar waar het getij nog sporadisch kon binnendringen. Diatomeeënonderzoek (kiezelwieren) van het 3 m dikke veenpakket van de Sint-Jansbeek toonde aan dat het veen er kortstondig beïnvloed is geweest door getijden. Heel waarschijnlijk heeft het brakke water het veengebied beïnvloed via de getijdengeul tijdens een hevige storm. Dit bewijst dat sommige getijdengeulen, weliswaar hoog opgeslibd, nog steeds aanwezig waren.



Een bijna 2,5 m dik en goed ontwikkeld oppervlakteveen met talrijke stukken van bomen is hier bedekt door slechts 50 cm wadklei. Oudekapelle (VIOE).



De voormalige conservator van de Blankaart, Paul Houwen, keurt een uit het veen gehaalde eik, bij de werken van 1990 aan de Engelendelft in Merkem.

Rietveen, zeggeveen, broekveen, mosveen

Zoals elk **verlandingsveen** bestaat het oppervlakteveen onderaan uit rietveen dat zich ontwikkelde in zeer natte moerassige omstandigheden en afhankelijk is van het grondwater. In tegenstelling tot de diepere verlandingsvenen, evolueerde het oppervlakteveen tot zeggeveen en uiteindelijk tot broekveen (ook vaak bosveen genoemd) met voornamelijk elzen, wilgen en berken. Rietveen, zeggeveen en broekveen zijn laagvenen. Ze zijn afhankelijk van het grondwater. In eerder zeldzame gevallen evolueerde het veen verder in mosveen. Mosveen is hoogveen. Hoogveen is onafhankelijk van het grondwater, maar is voor zijn vochtvoorziening integraal op de neerslag aangewezen. De basis van het oppervlakteveen ligt in het algemeen tussen 0 en -1m TAW en in de meer landwaartse gebieden op ca. -2m TAW. De accumulatie van het oppervlakteveen kon gelijke tred houden met de toenmalige zwakke zeespiegelstijging. Thans is dit veen 1 à 3m dik, maar omdat het ontwaterd werd met inklinking tot gevolg (zie verder), is de oorspronkelijke dikte moeilijk te achterhalen.

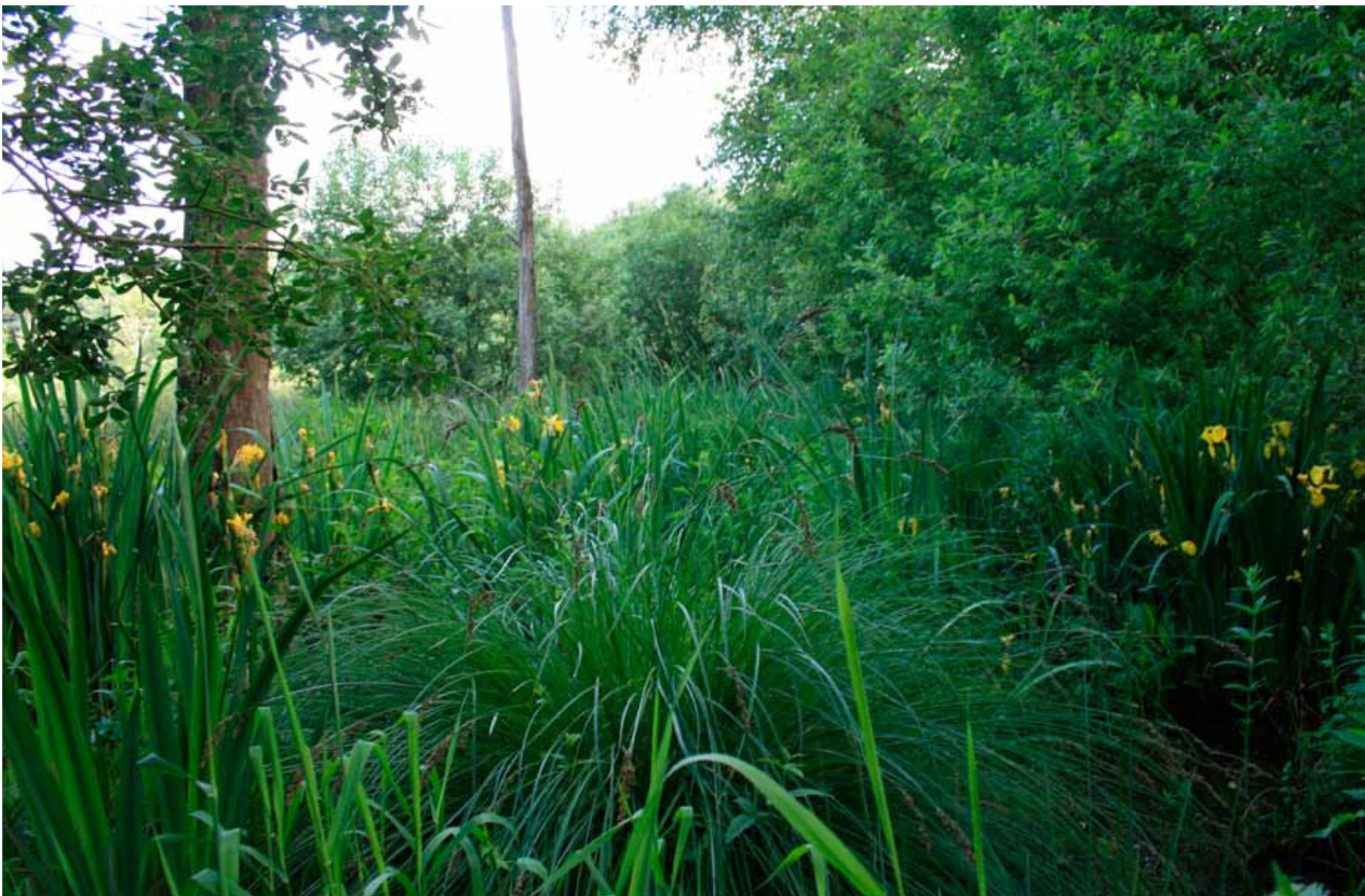
Door de steeds blijvende zeespiegelstijging, weliswaar met een sterk verminderde trend, breidde ook het **basisveen** zich steeds verder uit in landwaartse richting op de hoger liggende (Pleistocene) gronden. Omstreeks 5500 jaar geleden hadden het basisveen in de landwaartse gebieden en het oppervlakteveen in de vlakte hetzelfde niveau bereikt en evolueerden ze samen verder. De veenvormende planten breidden zich uit tussen de bomen en struiken op de hoger gelegen (Pleistocene) gronden die daardoor gingen rotten en afsterven. De bomen vielen om en geraakten uiteindelijk bedolven onder een pakket veen. Dit verklaart de aanwezigheid van stammen van goed ontwikkelde eiken aan de basis van het veen in de gebieden waar de Pleistocene ondergrond niet dieper ligt dan ca. 0 m TAW en in de omgeving van de rand van de kustvlakte.

Gezien de vorming van het basisveen in relatie staat met het zeeniveau, ligt de basis ervan niet hoger dan het niveau + 2,5 m TAW. Dit houdt in dat in deze gebieden, waar het Pleistocene oppervlak hoger ligt dan + 2,5 m TAW, er geen veen aanwezig is. Dit is het geval aan de randen van de kustvlakte, in een ruim gebied rond Lo evenals in de streek ten noorden en ten zuiden van de (huidige) IJzer tussen Fintele en de Reningse brug. (cf. figuur 9)



De actuele rietvegetaties van de Blankaart verschillen niet drastisch van de rietvegetaties die we in het rietveen van het oppervlakteveen aantreffen.

Actuele zeggeveensituatie met pluimzegge in overgang naar wilgen- en elzenbroek. Duivelsnest Sint-Andries (Brugge)





Wilgenbroekbos in de Blankaart. Dit is een voorbeeld van actuele veenvorming in bosomstandigheden.

Het mosveen dat in het oppervlakteveen van de kustvlakte voorkomt is een vegetatietype dat we niet meer kennen in de hedendaagse Polders. In Zandig Vlaanderen en vooral de Kempen komen wél nog dergelijke vegetaties voor met veenmossen, zonnedauw, veenbes. De foto werd genomen in het natuurreservaat De Teut in Zonhoven.



Het einde van de veengroei

Bij werken aan de Stenensluisvaart in Woumen, anno 2010 werd een veenwinningsput ontsloten. De opvulling van de veenwinningsput met getijdenafzettingen wijst erop dat de uitvening dateert van de Romeinse periode. In de periode dat het getij terug de kustvlakte binnendrong, werd hier de opengebleven uitveningsput ingenomen door een kleine geul waarbij zand en klei in dunne laagjes werd afgezet (zichtbaar in de linkse opvullingsput). De aanwezigheid van een kleine geul wijst er ook op dat de uitvening niet enkel op deze locatie, maar in een veel ruimer gebied plaats vond. Bij middeleeuwse en latere veenwinningen werd de put opgevuld met zoden door de mens verplaatst en dus niet op natuurlijke wijze zoals hier het geval is. Het is de eerste keer dat er een duidelijke Romeinse veenwining in deze broeken aangetroffen werd.

Zowel de periode als de oorzaak van het einde van de veengroei zijn nog steeds niet goed gekend. De reconstructie van de relatieve zeespiegelstijging toont aan dat er geen plotse zeespiegelstijging is geweest. De zeespiegel bleef immers nog steeds met dezelfde afgezwakte trend stijgen 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 geërodeerd werd en de kustlijn landwaarts opschoof. Menselijke activiteiten in het veengebied (veenwinning en drainage voor betere toegankelijkheid) in de IJzertijd en vooral de Romeinse periode, veroorzaakten inklinking van het veen waardoor lokaal het landoppervlak onder hoogwaterniveau kwam te liggen. In de periode dat het oppervlakteveen zich ontwikkelde, gebeurde de zoetwaterafvoer via de getijdengeulen die weliswaar hoog opgeslibd waren. Waarschijnlijk door een verhoging van waterafvoer vanuit het binnenland, veroorzaakt door een verhoging van de neerslag omstreeks 2800 jaar geleden, en mogelijk ook door ontbossing van het hinterland in de IJzertijd, werden de geulen gedeeltelijk uitgeschuurd. Daardoor kon het getij het kustveenmoeras binnendringen via getijdengeulen die aanvankelijk dezelfde locatie innamen als de vroegere met zand gevulde geulen.

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 waarbij zich tijdelijk een intertidaal gebied op het veen ontwikkelde langsheen de randen van de geulen.

Hoewel de erosie aanvankelijk zwak en plaatselijk was, had ze verstrekkende gevolgen. Beetje bij beetje veroorzaakte de erosie drainage en inklinking van steeds grotere veengebieden waardoor het kustveenmoeras lager kwam te liggen, althans in de omgeving van de geulen. Hierdoor ontstond ook een geleidelijk grotere komberging van de geulen die zich daaraan aanpasten door vergroting van hun doorsnede waardoor ze verticaal diep gingen insnijden. Het zand van de oudere getijdengeulen en het Pleistoceen zand werd op die manier tot op grote diepte herwerkt en opnieuw in de geul afgezet samen met brokken veen. Tijdens deze erosiefase 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. Uiteindelijk beïnvloedde het netwerk van geulen nageenog het gehele kustveenmoeras.

Een tijdshiaat van ca. 1000 à 500 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, d.w.z. steeds onder water met een minimum aan sedimenta-



tie. Al het beschikbare sediment werd gebruikt om de geulen op te vullen. Daarenboven was tijdens de 2000 à 3000 jaar onafgebroken veengroei de zeespiegel met ongeveer 2 meter gestegen. Vooraleer opnieuw een dynamisch evenwicht tot stand kon komen tussen het toenmalig zeeniveau, de aanvoer van sediment en de grootte van de komberging, moest eerst enorm veel afzettingsruimte gevuld worden.

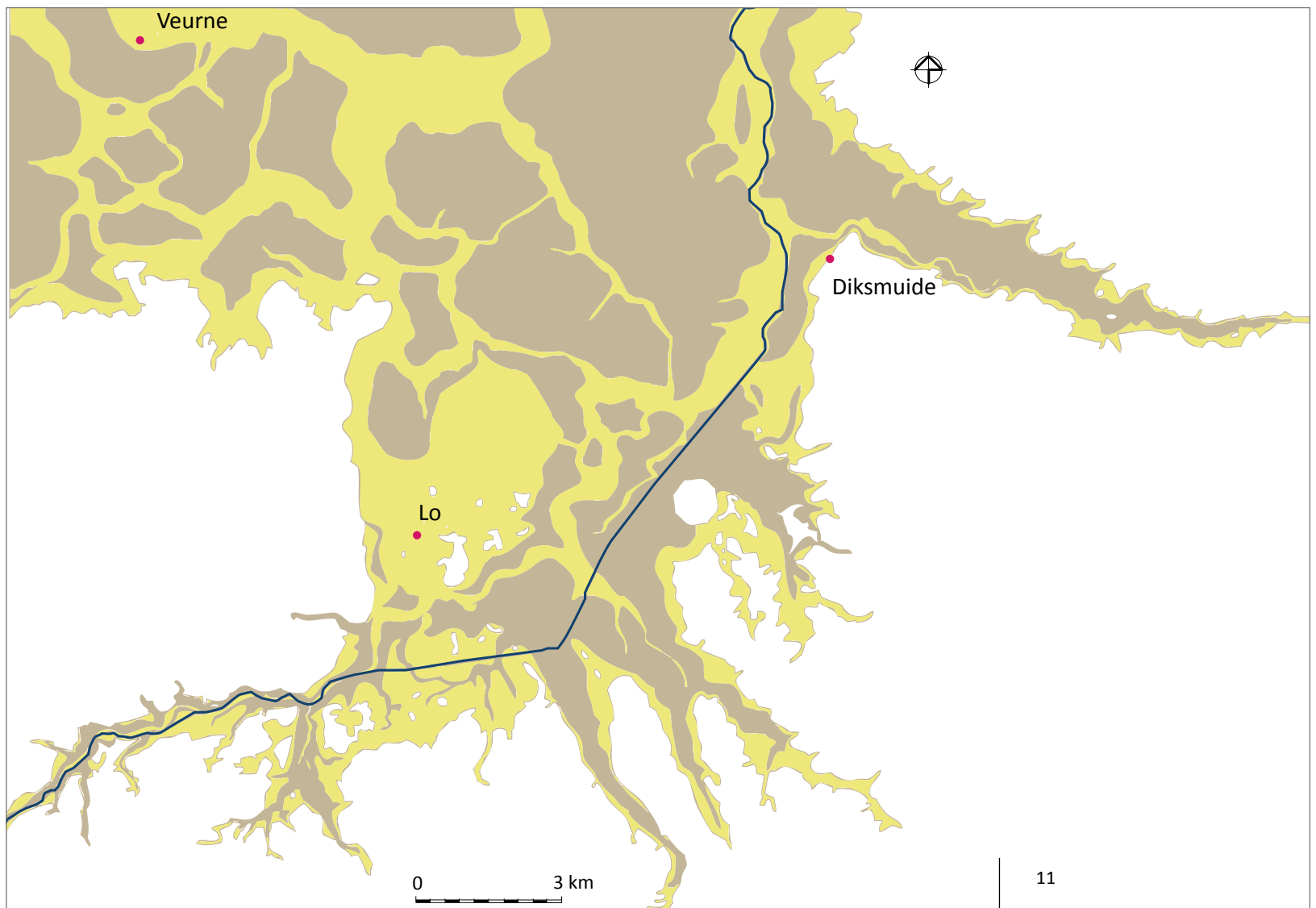
Pas 1400 – 1200 jaar geleden (550-750 AD) werd dit dynamisch evenwicht bereikt en kwamen de geulen in intertidale positie te liggen en het grootste deel van de vlakte kon opnieuw evolueren naar slikke en schorre. Enkele belangrijke geulen bleven nog steeds actief zoals bijvoorbeeld de geul bij Wulpen die rond 1230 AD nog steeds niet verland was. In de meest landwaartse gebieden daarentegen kon het veen blijven doorgroeien tot net vóór de Vroege Middeleeuwen.

Omdat de vlakte terug in inter- en supratidale positie kwam te liggen en de zeespiegelstijging heel zwak was, werd geen nieuwe bergingsruimte meer gecreëerd. Hierdoor gingen de geulen zich zijdelings verleggen. De bovenste sedimenten van de geul en van het aangrenzend wad werden daarbij ondiep geërodeerd en herwerkt. Deze herwerking van de sedimenten verklaart de variaties in de sedimenten die het oppervlakteveen bedekken. De erosie gebeurde weliswaar niet gelijktijdig bij alle geulen. Ook niet iedere geul reageerde op dezelfde manier vanwege het samenspel van lokale factoren die hun dynamiek bepaalde. In de meer landwaartse gebieden is nauwelijks iets te merken van deze laterale erosie. De variaties in de sedimenten en de periode waarin die tot stand kwamen,



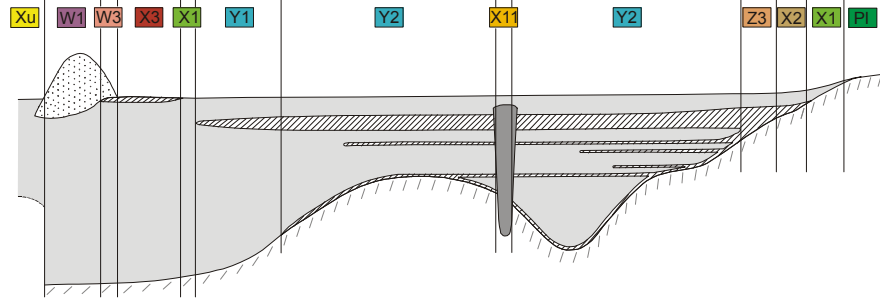
Bij de erosie door de getijdengeulen kalfden de randen van het veengebied af en kwamen grote brokken veen terecht in de geul.



Figuur 9. Verspreiding van de bovenste veenlaag (bruin) in de westelijke kustvlakte na erosie door de getijdengeulen. De huidige loop van de IJzer is met een blauwe lijn weergegeven.

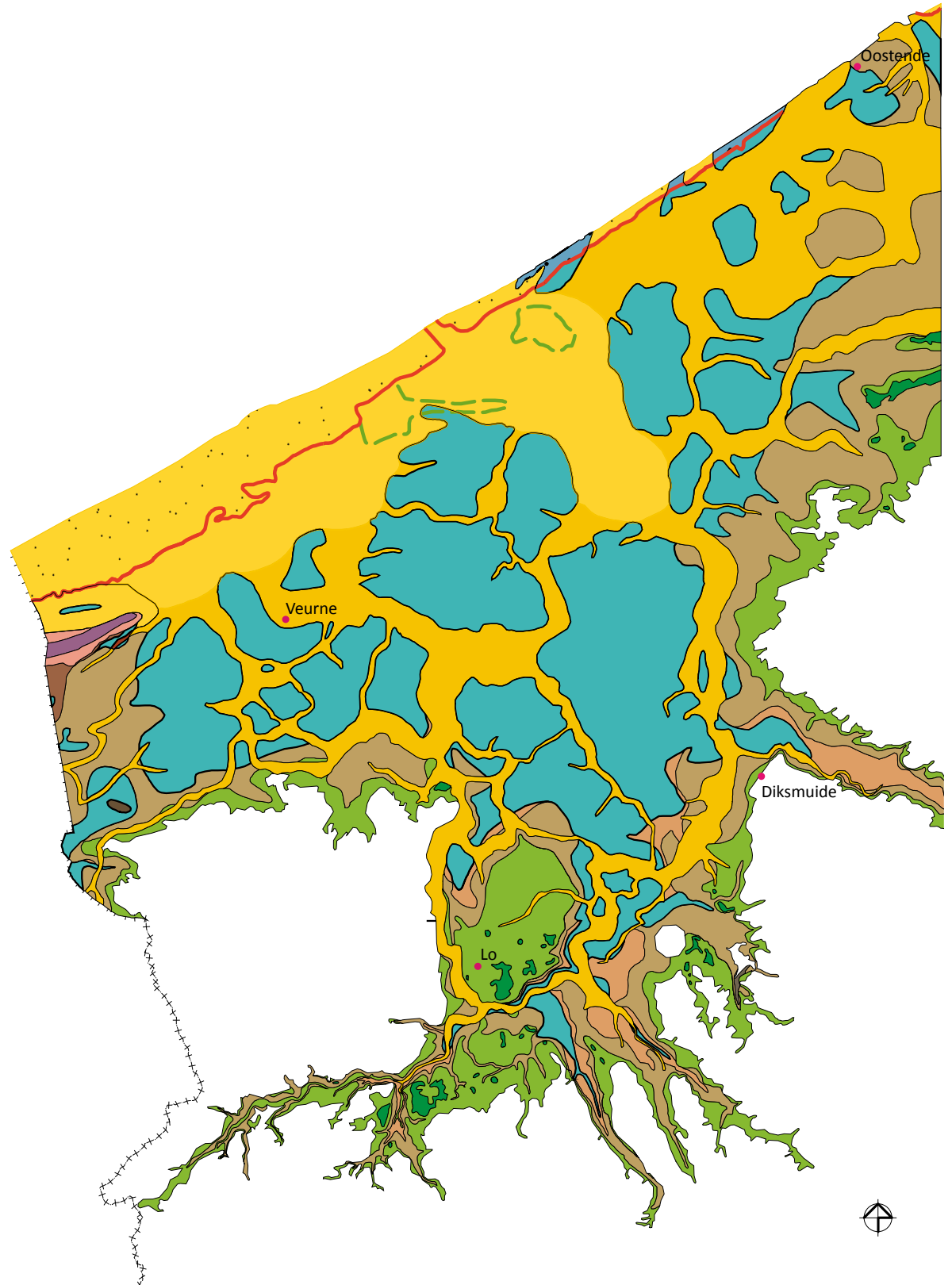


Figuur 10. De Profieltypenkaart toont de locatie van de meest belangrijke geulen.

-  duinafzettingen
-  klei, silt en zand
-  veen
-  laat-Holocene geul-opvullingen
-  Pleistocene afzettingen



-  begrenzing van de binnenduinen
-  begrenzing van de kustduinen



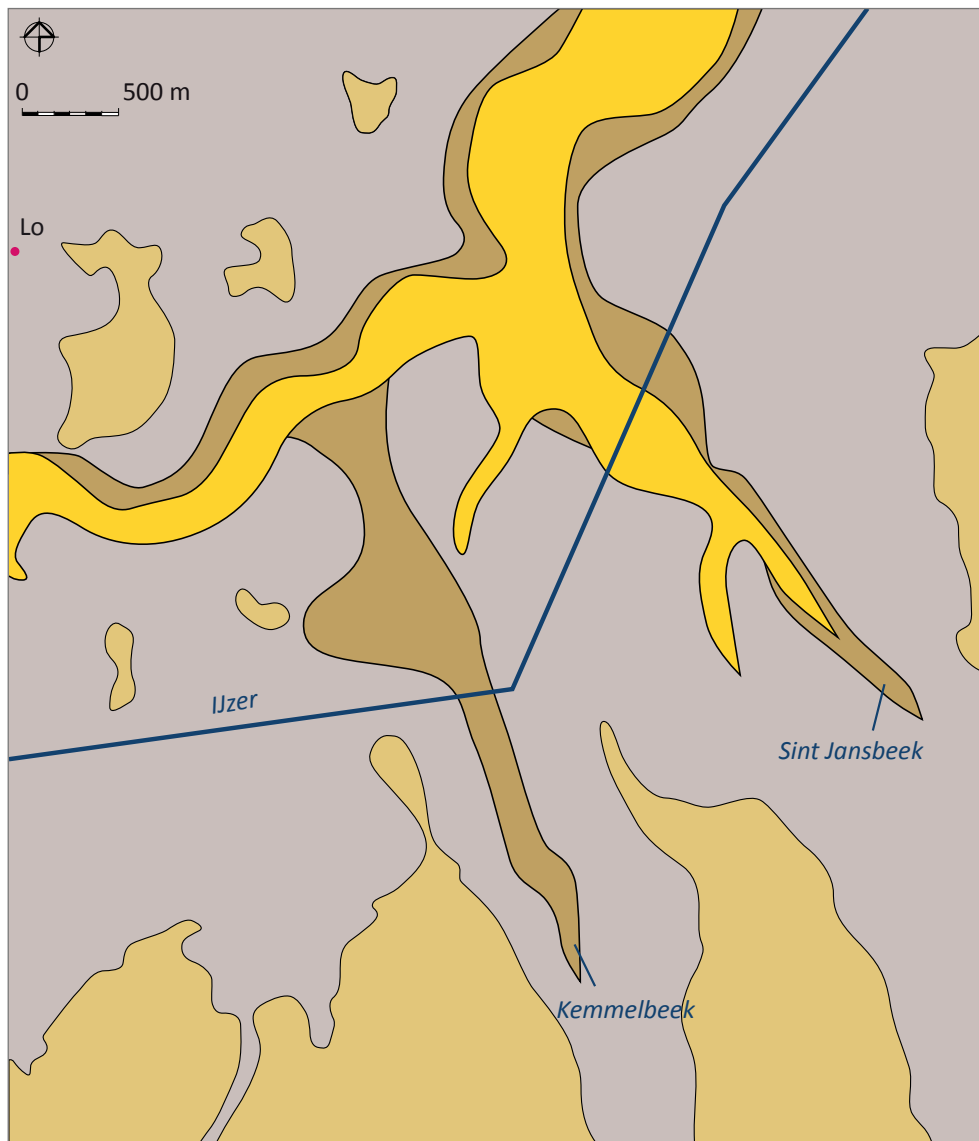
zijn derhalve niet identiek voor het gehele gebied. Het is heel waarschijnlijk dat de Duinkerke-transgressies in het leven werden geroepen door de Bodemkartering om die variaties te verklaren. Dit is niet zo verwonderlijk omdat in die periode (rond 1950) de sedimentatieprocessen in een getijdengebied nagenoeg niet gekend waren.

De huidige loop van de IJzer

De huidige loop van de IJzer heeft niet dezelfde locatie als haar paleovallei. Het is nog steeds niet achterhaald wanneer en waarom de IJzer zich naar het oosten heeft verlegd. De figuren 9 en 11 tonen zeer duidelijk aan dat de huidige loop van de rivier helemaal niet in verband staat met de paleovallei die er ruim een kilometer ten noorden en ten oosten van ligt. Het tracé tussen Fintele en net iets voor de Reningse brug loopt over een gebied waar de Pleistocene ondergrond hoog ligt (cf. figuur 2) evenals tussen de Reningse brug en Woumen. Hier loopt de rivier in een gebied waar het veen niet werd geërodeerd door een getijdengeul (cf. figuur 9). Het feit dat de loop van de huidige IJzer in dit gebied geen relatie heeft met de natuurlijke situatie en de merkwaardige rechtlijnigheid van de tracés, wijzen er duidelijk op dat dit deel van de loop van de IJzer er werd gegraven. Stroomafwaarts van Woumen tot haar monding heeft de rivier de locatie ingenomen van een getijdengeul die er tot stand kwam na de veengroei.

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, ten zuiden van Nieuwpoort langs de IJzer was dit zelfs nog 300 jaar later. De finale verlanding van het zeegat van de IJzer iets ten noorden van Nieuwpoort gebeurde rond 1450 AD waarna het door duinzand werd bedekt. In de streek ten zuidwesten van Veurne gebeurde de finale verlanding van een geul rond 1400 AD. Dit betekent dat in dit gebied tijdens de Late middeleeuwen er nog altijd sediment werd afgezet in de krekens van het schorregebied.

Het einde van de opvullingsgeschiedenis van het gebied werd mee in de hand gewerkt door de mens die de vlakte beetje bij beetje begon in te dijken. Dit veroorzaakte een progressieve verkleining van de komberging wat, samen met het feit dat de geulen nagenoeg volledig waren opgevuld, maakte dat het stormvloedniveau in de open gebleven geulen aanzienlijk toenam. De bedijking impliceerde daarenboven dat de mens de waterafvoer moest verzorgen met grachten en sluizen. Het graven van het drainagesysteem veroorzaakte inklinking van vooral de bovenste afzettingen wat een verlaging van het landoppervlak tot gevolg had. Ook de intense veenuitgravingen tijdens de middeleeuwen en in latere periodes hadden inklinking van het veen en de bovenliggende sedimenten tot gevolg. De doorbraak van een dijk bij hevige storm resulteerde dan ook in catastrofale overstromingen. De inklinking van de sedimenten en het veen verklaart waarom de kustvlakte tegenwoordig ongeveer 2 meter onder hoogwaterniveau gelegen is.



Figuur 11. De locatie van de paleovallei van de IJzer in vergelijking met de ligging van de huidige loop.

- laat Holocene geulopvulling (zand)
- paleovallei opgevuld met klei en veen
- pleistocene afzettingen aan de oppervlakte

De verklaring van het micro-reliëf

Daar waar de landbouw en de verkavelingen het oppervlak nog niet te veel verstoord of geëgaliseerd hebben, kan men soms nog een typisch micro-reliëf zien. Dit is het resultaat van differentiële compactie, m.a.w. het verschillend samengedrukt worden van sedimenten in functie van hun specifieke kenmerken. Niet alleen het veen maar al de sedimenten in de ondergrond van de kustvlakte zijn verzadigd aan water en bijgevolg gevoelig voor samendrukbaarheid of compactie. Deze laatste is het gevolg van ontwatering en/of belasting. De verschillende sedimenten compacteren echter niet in dezelfde mate. Zo compacteert veen ongeveer twee maal meer dan klei, en twintig keer meer dan zand. Zand daarentegen is relatief weinig samendrukbaar. Dit verschil is de oorzaak van de differentiële compactie.

Traditioneel (en ingevoerd door de Bodemkartering in de jaren 1950) wordt dit micro-reliëf omschreven als “inversie van het reliëf”. Ook in schoolboeken aardrijkskunde is het nog steeds terug te vinden wanneer men het heeft over de bodemgenese of bodemvorming in de polders. Het wordt 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”.

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 kreek, maar in getijdengeulen waarbij zeker geen selectieve sedimentatie plaats vond. Ter verduidelijking: het onderscheid tussen een kreek en een geul is weergegeven op figuur 5. Een geul ligt in de subtidale zone; een kreek in de supratidale zone. Een kreek is immers het drainagesysteem van de schorre. Het oppervlakteveen 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. Aan de randen van de geulen werd het veen geërodeerd wat resulteerde in een geleidelijke ontwatering van het veengebied met compactie tot gevolg. Deze geulen werden gevuld met zand dat tot 25 m dik kan zijn. Het indijken 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 van de jongere 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 lagere topografie vertonen. 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. Het Vlaams Digitaal Terrein Model toont een zeer gedetailleerd beeld van dit micro-reliëf. 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.