



STRANDGIDS

HET VLAAMSE STRAND

Geomorfologie en dynamiek

Guy De Moor





HET VLAAMSE STRAND

Geomorfologie en dynamiek

STRANDGIDS

99340

HET VLAAMSE STRAND

Geomorfologie en dynamiek

Guy De Moor

VLIZ (vzw)
VLAAMS INSTITUUT VOOR DE ZEE
FLANDERS MARINE INSTITUTE
Oostende - Belgium



Oostende, 2006

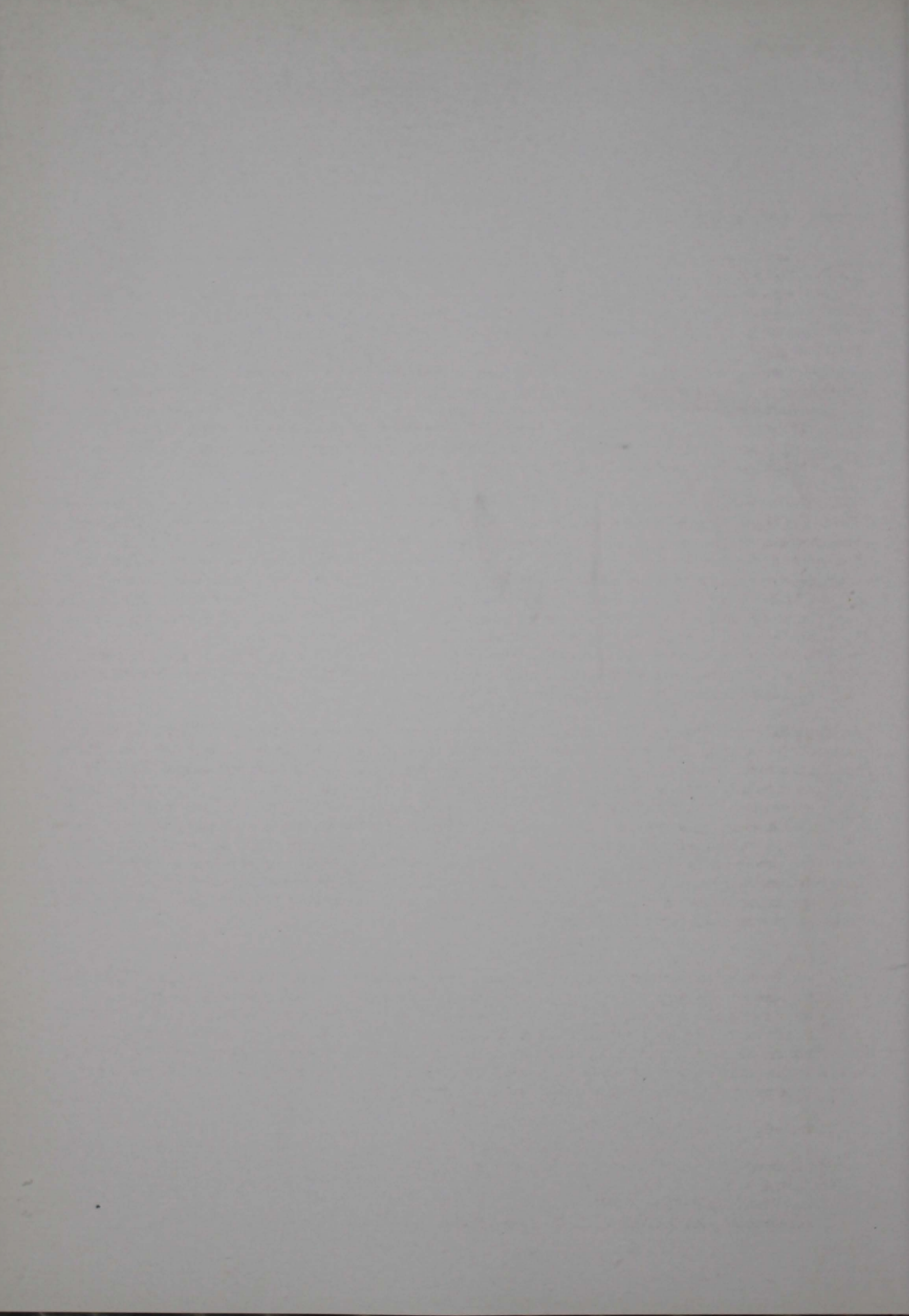
Vlaams Instituut voor de Zee

INHOUD

	Voorwoord	9
	Inleiding	11
	Deel 1: De Strandvormen	15
1	Waarom een atlas van strandvormen?	17
2	Op zoek naar de strandvormen	19
3	Beschrijving van de natuurlijke strandvormen	22
	3.1 De zeereep	22
	3.2 Het droog strand	31
	3.3 Het nat strand	39
	3.3.1 De berm	39
	3.3.2 Ritmische vormen	39
	3.3.3 De terrassenzone	42
	3.3.4 Wintervormen	42
	3.3.5 Zijpzones	45
	3.3.5.1 Grondwater langs de kust	45
	3.3.5.2 De duinwaterzijpzone	45
	3.3.5.3 De strandwaterzijpzone	45
	3.3.5.4 Duinwatercyclus ?	47
	3.3.6 De strandruggen	49
	3.3.7 De muien	61
	3.3.8 De zwinen	64
	3.3.8.1 De zwinmorfologie	64
	3.3.8.2 Stroming in de zwinen	70
	3.3.8.3 Ribbels in de zwinen	70
	3.3.8.4 Dieptewisselingen	74
	3.3.8.5 Het zwinmechanisme	74
	3.3.9 Laagwaterlijnvormen	74
4	De baai van Heist	77
5	De kustbescherming. Morfologische effecten	80
6	De stranddynamiek	87

Deel 2: Het strandmilieu: Processen, Krachten, Factoren	95
1 Doel van de procesanalyse	97
2 Algemene kenmerken	97
2.1 Stranden als open randzones van getijdezeeën	97
2.2 Wadden als beschermde randzones van getijdezeeën	98
3 Het Vlaamse strand	99
3.1 Geomorfologische kenmerken	99
3.2 De strandsedimenten	101
4 Het getij langs de Vlaamse kust	104
4.1 Kenmerken van het getij	104
4.2 Ontstaan van het getij	105
4.1.1 Het oceanisch getij	105
4.1.2 Het rotatiegetij	106
5 De tijstromen langs de Vlaamse kust	108
6 Golven in de kustzone	111
6.1 Golf types en golfkenmerken	111
6.2 Golfwerking	112
6.2.1 Oscillatiegolven	112
6.2.2 Translatiegolven	112
6.3 Golfvervorming	112
6.3.1 Zwenking	114
6.3.2 Brekers en branding	114
6.3.3 Oploop en terugloop	116
6.4 Golfinterferentie	116
6.4.1 Samengestelde golven	116
6.4.2 Randgolven	116
7 Sedimenttransport en reliëfvorming in een stromend midden.	118
7.1 De transportketen: erosie, transport en afzetting	118
7.2 Reliëfvorming	118
7.3 Bewegingstoestand van losse partikels. Transportvoorwaarden.	118
7.4 Transportwijze	119
7.4.1 Partikeltransport	119
7.4.2 Ribbeltransport	119
8 Sedimenttransport en reliëfvorming op het strand	123
8.1 Complexiteit	123
8.2 Directe en residuele effecten van sedimentverplaatsing	123
8.3 Langtransport en dwarstransport	124
9 Overzicht van de littorale transportcomponenten	125
9.1 Rol van het getij. Overstromingsduur, tijstand en waterpeil	125
9.2 Rol van de tijstromen	125
9.3 Rol van de golven	126
9.3.1 Morfologische golfeffecten	126
9.3.1.1 Bodemberoering	126
9.3.1.2 Golfribbels	126
9.3.1.3 Oploopvormen	126
9.3.1.4 Terugstroomeffecten	126
9.3.1.5 Ritmische vormen	126
9.3.1.6 Inslagputten	127
9.3.1.7 Klifvorming en stormprofiel	127
9.3.2 Factoren die de golfwerking beïnvloeden	128
9.4 Drift	128
9.5 Compensatiestroming, onderstroming en scheurstromen	128

9.6	Kustdrift	130
9.7	Megaprotuberansen	130
9.8	Zwinstroming en het zwinmechanisme	131
9.9	Invloed van de zeebodem morfologie en de zandvoorraad	131
9.10	Andere krachten en processen	135
10	Zeespiegelbewegingen en kustevolutie	138
11	Opvolging, trends, modellering en voorspelling	142
Bijlagen		
1	Korte bibliografie	145
2	Enkele nulvlakken voor hoogtebepaling	147
3	Index foto's strandvormen	148
4	Verklarende woordenlijst	150
5	Enkele informatiebronnen	153
6	Courante letterwoorden	153
7	Nuttige documenten	154



VOORWOORD

Verba volent, scripta manent

Eigenlijk heeft dit oud-romeins gezegde nog niets van zijn actualiteit verloren. De 'woordelijke' overdracht van kennis en inzicht verliest scherpte en vervaagt met de tijd als zij niet regelmatig in 'geschrift' wordt vastgelegd.

Wetenschappelijke kennis ontsnapt niet aan dit fenomeen, zelfs niet kennis over de geschiedenis van de Aarde. Gesteenten zijn de 'geschriften van de geschiedenis van de Aarde'. Zij zijn ons logboek dat in code weergeeft welke processen verantwoordelijk zijn voor hun vorming en verandering, voor hun vervorming, voor hun afbraak en erosie, en voor hun uiteindelijke vernietiging. De geoloog of fysisch geograaf heeft tijdens zijn opleiding methoden en technieken geleerd om deze geschiedenis van de Aarde te decoderen en om te zetten in voor boer en tuinder verstaanbare taal.

Laat deze omzetting nu juist het kwetsbare punt zijn. Nog veel te veel blijft de verworven wetenschappelijke kennis voorbehouden domein voor de vorming van jonge nieuwe wetenschapsbeoefenaars. De naakte resultaten van het eigen wetenschappelijk onderzoek worden daarbij wel ingebouwd in het eigen onderwijs en op deze manier 'woordelijk' overgedragen aan de volgende generaties. Maar de verworven algemene kennis en achterliggende inzichten zijn dat veel moeilijker, vooral bij wetenschapsdisciplines zoals geologie en fysische aardrijkskunde die in essentie op terreinwaarnemingen zijn gesteund. Een goed geoloog of fysisch geograaf voelt het terrein aan, begrijpt het terrein, analyseert en decodeert het terrein, interpreteert en synthetiseert het terrein. Pas dan kan hij de boodschap van de Aarde doorgeven aan diegene die haar wil begrijpen.

Voor Guy De Moor bevond dit 'terrein' zich zowel op land als op zee. Tijdens zijn jarenlange academische loopbaan als fysisch geograaf/geoloog aan de Universiteit Gent, heeft hij tijdens zijn lessen, oefeningen en excursies 'woordelijk' zijn uitgebreide kennis doorgegeven aan vele generaties studenten geografie en geologie. Vooral op het terrein was zijn doorgedreven inzet en werkkkracht legendarisch. Tijdens zijn excursies werden de studenten immers constant ondergedompeld in een tot-de-rand-gevuld bad van waarnemingen, feiten en literatuurkennis, interpretaties, theorieën, inzichten en verbanden, en dit alles met wetenschappelijke nauwgezetheid maar bescheidenheid want "uiteindelijk dient hier nog veel onderzoek over verricht te worden" aldus Guy De Moor. Van hem heb ik mijn voorliefde voor het terreinwerk opgedaan, van hem heb ik geleerd dat nauwkeurig observeren leidt naar in verwondering vragen stellen, en dat geen enkel antwoord absoluut is. Guy De Moor heeft gedurende heel zijn academische loopbaan immers geobserveerd en gegevens verzameld, waardoor hij stilaan een solide reputatie had opgebouwd van een 'vat vol kennis' te zijn, aldus zijn oude leermeester wijlen Em. Prof. Dr. René Tavernier. Zeer veel van deze observaties en gegevens - soms verzameld tijdens jarenlange meticuleus opgebouwde tijdsreeksen - bleven echter letterlijk opgesloten 'in de kasten' van Guy De Moor, wegens tijdsgebrek voor publicatie ofwel wegens nog onvoldoende doordacht of doorwrocht. Guy ging (en gaat) immers nooit over één nacht ijs. De 'publish or perish' cultuur was duidelijk aan hem niet besteed.

Deze publicatie van het Vlaams Instituut voor de Zee (VLIZ) komt dus als geroepen en slaat hierbij een dubbele slag. Enerzijds sluit zij naadloos aan bij de missie van het VLIZ om aan wetenschapsverspreiding en -popularisatie te doen. Anderzijds wordt op deze manier aan Guy De Moor de kans geboden zijn welgevoelde kasten te openen en dus zijn rijke 'grijze literatuur' uiteindelijk te vertalen naar het forum van wetenschapsbeoefenaars, zowel professionelen als geïnteresseerde amateurs. Dat deze publicatie zich situeert rond het strand en alles wat daarop en daarrond gebeurt, is een meer dan gelukkige coincidentie. Het strand is immers de conflictzone tussen land en zee, de twee domeinen waar Guy zijn aandacht heeft op toegespitst. Op deze manier vult de 'Strandgids: het Vlaamse strand, geomorfologie en dynamiek' ontegensprekelijk een gat in de markt. Het VLIZ komt de verdienste toe de publicatie van een groot deel van de observaties en gegevens van Guy De Moor gefaciliteerd te hebben en daardoor een win-win situatie gecreëerd te hebben waar verschillende disciplines van de mariene wetenschappen zoals sedimentologie, fysische oceanografie, fysische geografie, mariene geologie, mariene biologie, ecologie, hun voordeel kunnen bij doen. Het Nederlandstalige domein van de fysische mariene wetenschappen zal daardoor over een populariserend maar wetenschappelijk sterk onderbouwd standaardwerk beschikken waarnaar in vele takken van het onderwijs zal kunnen teruggegrepen worden als tekstboek en dat buiten het onderwijs als naslagwerk onmisbaar zal worden voor de geïnteresseerde amateur.

Beste Guy,

Je kan je niet indenken hoezeer je met de publicatie van dit boek aan een dringende behoefte hebt voldaan. Om eerlijk te zijn: eigenlijk hebben we hier reeds lang naar uitgekeken omdat we ons realiseerden dat anders de toekomstige generaties verstoken zouden blijven van de schat aan gegevens en waarnemingen die je gedurende al die jaren zorgvuldig hebt verzameld en gekoesterd. Akkoord, je hebt ze aan ons als eerste generatie wel 'doorverteld' in je onnavolgbare taal en met je aanstekelijke gedrevenheid, maar binnen pakweg twee generaties is dat jammer genoeg slechts overlevering en geschiedenis. De wind kan nu je tekeningen in het droge zand van het strand niet meer wegwaaien, de golven kunnen ze niet meer wegspoelen. Verschrikkelijk bedankt om met je pijnlijke nauwgezetheid en grote verantwoordelijkheidszin de huidige en de komende generaties deelachtig gemaakt te hebben aan je kennis en je inzichten, in de zekerheid dat het nu allemaal (of toch bijna!) 'geschreven en geboekt' staat.

Want beste Guy: wie schrijft, die blijft

Gent, 12 februari 2006

Prof. Dr. Patric Jacobs

Voorzitter Wetenschappelijke Commissie VLIZ

Collega proximus Universiteit Gent (Vakgroep Geologie en Bodemkunde)

INLEIDING

In het voorwoord tot "Die Evolution der Physik" (1956) schrijven Albert Einstein en Leopold Infeld :

" Bevor der Leser mit der eigentlichen Lektüre beginnt, wird er mit Recht erwarten, dass wir ihm ein Paar einfache Fragen beantworten, nämlich: In welcher Absicht ist dieses Buch geschrieben worden, und wer soll, wer kann es lesen?". Dezelfde vragen stelden zich ook aan de auteur bij de aanvang van zijn redactie. Dezelfde vragen kunnen ook hier bij de lezer verwacht worden.

Welk is het doel van deze strandgids ?

In de eerste plaats een beschrijvend overzicht bieden van de reliëfvormen en van de reliëfvormende processen die langs de Vlaamse kust voorkomen zodat men die kan herkennen en benoemen. Naamgeving is daarbij belangrijk omdat alleen dan communicatie over het onderwerp mogelijk wordt. Tegelijk moet deze gids voldoende informatie bieden om hun ontstaan te begrijpen en om hun korte-termijn dynamiek te vatten.

In dat kader kan men het strand beschouwen als een museum van strandvormen en de strandgids als een middel om dat museum te verkennen, de stukken te situeren en de schoonheid van de strandvormen en van hun verspreidingspatronen te appreciëren. Het strand vormt ook een natuurlijk laboratorium waarin de strandvormen zich ontwikkelen als ware het levende wezens, zich verplaatsen, groeien, zich aanpassen aan de wisselende omstandigheden, komen en gaan. In dit opzicht kan de strandgids helpen om de werking van vormgevende processen ter plaatse op te volgen en de effecten van de wisselende omstandigheden in te schatten, zonder die evenwel rechtstreeks te kunnen controleren. Een klassiek voorbeeld is de impact van stormen op de morfologie van de duinvoet.

Welk doelpubliek kan men daarbij voor ogen hebben?

In de eerste plaats een breed publiek dat, zonder gespecialiseerd te zijn, belangstelling kan opbrengen voor het geomorfologisch en daaraan gebonden sedimentologisch gebeuren op het strand, dat zowel over de vormen als over hun ontstaan en ontwikkeling meer wil weten en dat eventueel zelf waarnemingen op het terrein wil doen.

In de twee laatste eeuwen hebben stranden een bijzondere aantrekkingskracht uitgeoefend op de bevolking in de geïndustrialiseerde landen. Getuige daarvan zijn de jaarlijkse internationale en ook intercontinentale toeristenmigraties naar verafgelegen stranden. In zijn boek "Les Littoraux" (1985) stelt Roland Paskoff dat reeds in 1981 meer dan 19 miljoen personen jaarlijks de Franse stranden bezochten. De Vlaamse kust is daar evenmin aan ontsnapt. Reeds in de 19^{de} eeuw hadden vooral Oostende en Blankenberge faam als kustbadplaatsen verworven. Karel Van Isacker heeft daarover zeer boeiende bladzijden geschreven (Mijn Land in de Keering 1830-1980, Deel I, 1978). En pas gisteren verscheen een uniek fotoboek "Oostende in de Belle Epoque" (Davidsfonds 2005). Tussen 1960 en 2003 steeg het aantal toeristische overnachtingen aan de Vlaamse kust van 11,2 miljoen tot 16,6 miljoen (Geografie van België, 1992, p. 418; Westtoer).

Nu is het Vlaamse strand meer dan ooit het voorwerp van zomerse volksverhuizingen vanuit gans België en vanuit de buurlanden en blijven de week-end migraties naar de kust het verkeer zwaar belasten. Het is niet hier de plaats om te peilen naar de vele redenen die grote bevolkingsgroepen naar de kust lokken.

Wel wordt hier beoogd belangstellenden uit deze grote groep strandbezoekers te bereiken, er nieuwe interesse te wekken, ogen en geest te openen voor wat op het strand te zien is en een "bekoring tot zoeken" te vormen. Voor diegenen die gevoelig zijn voor het natuurschoon wil deze gids achtergrondinformatie bieden.

Daarnaast wordt ook gedacht aan de vele andere groepen die een toegankelijke gids over strandvormen als overzichtelijke handleiding zouden kunnen gebruiken. Daartoe behoren administraties belast met kustbeheer en kustbescherming, beheerders van het natuurlijk milieu, lokale besturen, wetenschappelijke onderzoekers in interdisciplinaire programma's, onderwijsbevoegden, werkgroepen over strandverschijnselen. Mogelijks kan een gids zo ook tot een nauwere betrokkenheid met strandgeomorfologen leiden. Samen met André Oosterlinck (De Tijd, 4 augustus 2005) wordt gehoopt "Via goede wetenschapspopularisering ... bij te dragen tot het imago van de activiteiten van de wetenschapper".

Bestaat er geen gids voor de strandmorfologie?

In tegenstelling tot wat geldt voor de biologische aspecten van de Noordzeestranden en de duinen is er over de reliëfvormen op het Vlaamse strand, hun typologie, hun ontstaan, hun dynamiek en hun betekenis in de evolutie van de kustlijn geen toegankelijke gids beschikbaar. Wel bestaat er een zeer groot aantal wetenschappelijke publicaties, verspreid in moeilijk toegankelijke tijdschriften en boeken, waarvan de meeste ofwel zeer gespecialiseerde aspecten van strandmorfologie behandelen op professioneel niveau, ofwel erg benepen syntheses vormen die veel voorkennis veronderstellen, maar die de beginnende waarnemer voor een zeer zware compilatie-opdracht plaatsen, hem bij zijn initiële verkenningsopdracht op het terrein weinig soelaas bieden en zelden het Vlaamse strand ter sprake brengen.

Het symposium "Baai van Heist" (2003) heeft aangetoond dat er een brede belangstelling voor een geomorfologische strandgids bestaat. Overigens berichten de media regelmatig over verschijnselen langs de kust die tot het domein van de strand- en kustmorfologie behoren. Dit was recentelijk nog het geval met de zandaanwas vòòr het strand van Knokke-Heist. Erosieverschijnselen langs de kust trekken sinds decennia de aandacht. Elke strandbezoeker wordt geconfronteerd met de veranderlijkheid van het strand en de wisselingen in zijn toegankelijkheid. Die roepen ongetwijfeld vragen op. Iedereen is wel eens verrast geweest door een ondergelopen strandgeul. Iedereen heeft wel eens de pijnlijke effecten van de zandribbelingen op het nat strand gevoeld; nu eens zijn ze klein en rond, dan weer hard en puntig. Het Vlaams Instituut voor de Zee heeft de potentiële belangstelling voor een strandgids positief ingeschat. Men komt dan ook de verdienste toe de nodige stappen te hebben ondernomen om tot de verwezenlijking van een geomorfologische strandgids te komen.

Wat kan men in die gids opnemen?

De strandproblematiek is een erg complexe wetenschappelijke materie. Ze moet op een overzichtelijke wijze aan een breed publiek voorgesteld worden. Zelfs als de onderneming *feasable* blijkt, blijft voor de auteur de noodzaak bestaan om zich te bezinnen over de preciese aard van de belangstelling en over de vraag hoe inhoud en vorm van de gids aan te passen aan het doelpubliek. Hij moet ook beslissen welke deelaspecten van de strandproblematiek te bespreken, hoe ver en hoe diep de wetenschappelijke ruimte te verkennen en in welke mate originele informatie in te voeren of zich alleen tot overzichtelijk compilatiewerk te beperken.

De geomorfologie van strand en kust vertoont zoveel aspecten dat het uitgesloten is die hier alle aan bod te laten komen. Het is dan ook de bedoeling om hier alleen die verschijnselen te behandelen die kunnen waargenomen worden bij direct terreinbezoek of door herhaalde bezoeken over een korte periode.

Van de drie hoofdaspecten die de geomorfologie van het Vlaamse strand omvat, worden vormtypologie en ontstaanshypothesen expliciet behandeld. De actuele korte-termijndynamiek wordt alleen occasioneel aangeraakt alhoewel dit een belangrijk aspect is van de strandmorfologie.

Onderwerpen zoals de lange-termijn evolutie van het strand en van de kustlijn, de geologische wordingsgeschiedenis van de Vlaamse kust, de kusterosie en de kustverdediging worden hier niet behandeld. Evenmin worden de technologie en de resultaten van de kustverdedigingswerken, die van de duinstabilisatie noch die van de altimetrische of volumetrische kustopvoelging besproken. Daarover bestaan zeer uitgebreide technische rapporten. Teledetectie is een heel waardevolle hulp bij strandstudies maar ligt helemaal buiten het bereik van de gewone strandbezoeker. De interpretatie van luchtfoto's, satellietfoto's en andere teledetectiemiddelen vormen een erg gespecialiseerd domein. Wel zullen luchtfoto's van goed herkenbare terreinvormen becommentarieerd worden.

Anderzijds kan men in een morfologische strandgids onmogelijk de directe morfologische impact van de kustverdedigingswerken over het hoofd zien. De bezoeker zal immers voor ogen houden dat nagenoeg langs de hele Vlaamse kust strandverdedigingswerken uitgevoerd zijn. Hij zal dan ook in de eerste plaats hun effecten moeten herkennen en uitfilteren. De effecten van strandsuppleties zijn het meest opvallend op het hoge strandgedeelte, daar waar de strand-exploitatie gebeurt. De impact van strandhoofden laat zich vooral op het nat strand gelden.

Hoe is deze geomorfologische strandgids gestructureerd?

Een eerste deel, "De Strandvormen" geeft met woord en beeld een gedetailleerde beschrijving van de strandvormen, dit zijn de geomorfologische strandelementen. De benadering is typologisch maar geeft geen kartografische inventarisatie. Dit deel is gesteund op decennia-lange waarnemingen van de auteur. Het vormt een originele fotografische atlas met een groot aantal terrestrische foto's en luchtfoto's. De aandacht gaat vooral naar de natuurlijke vormen. Daarom is veel gebruik gemaakt van oudere opnames daterend van vòòr de recente strandsuppleties. Toch kan men de impact van die ingrepen op de strandmorfologie niet onbesproken laten. In dit deel wordt ook een korte exemplarische bespreking van de morfodynamiek gegeven op basis van eigen opnames.

Een tweede deel, "Het Strandmilieu", geeft een overzicht van de korte-termijn processen die aan de basis liggen van het ontstaan en de ontwikkeling van de strandvormen, naar de krachten die deze processen in stand houden en naar de factoren die de geomorfologische effecten van hun werking diversifiëren. Het omvat een geordende compilatie van de voornaamste verklaringshypothesen van de strandvormen. Het brengt essentiële kennis aan om het ontstaan van de strandvormen te helpen begrijpen. Het biedt informatie over het getij, de stromingen en de golven en hun werking op het strand. Het omvat een kort inleidend gedeelte waarin de voornaamste geomorfologische kenmerken van het Vlaamse strand gesynthetiseerd worden. Hierdoor kan de lezer in elk geval de procesanalyse in haar geomorfologische context situeren en kan dit tweede deel ook los van het beschrijvend deel "Strandvormen" gelezen worden. Anderzijds kan de lezer bij het lezen van het beschrijvend deel desgewenst naar het verklarend deel teruggrijpen. Gezien de grote interesse in de media zijn aan dit deel ook enkele beschouwingen toegevoegd gewijd aan het prangende probleem van de huidige zeespiegelbeweging, aan de problematiek van de kusterosie en aan de voorspelling van de kustevolutie.

Kan de gids verder aangevuld worden?

Veel aspecten van de strandmorfologie en van de stranddynamiek zijn onbesproken gebleven. Veel van wat hier wel besproken wordt kan verder aangevuld en uitgediept worden. Een bibliografische lijst vormt daarvoor een mogelijke toegangsweg. De typologie van de strandvormen zelf is nog ver van volledig. Veel picturale data, vooral in verband met stranddynamiek en kustevolutie wachten nog op een wetenschappelijke verwerking. Veel digitale meetresultaten liggen

nog te rusten. Veel onderzoek zal nog nodig zijn om dynamiek en evolutie te verklaren en om de korte en lange-termijnprocessen te doorgronden en hun werking in gekwantificeerde wetmatigheden te formuleren.

Er worden weinig of geen bronnen vermeld of literatuurverwijzingen gedaan. Daarbij is het voorbeeld gevolgd van recente nederlandstalige overzichtswerken op het gebied van de aardwetenschappen, en bedoeld voor een breed publiek. Lezers die sommige aspecten verder willen uitdiepen kunnen terecht in de literatuurlijst.

Sommigen zullen verwonderd staan dat, in een wereld waar alles gemeten en digitaal opgeslagen wordt, hier maar weinig numerische informatie gegeven wordt. Men zou terecht kunnen verwijzen naar de uitspraak van Lord Kelvin: "When you can measure what you are speaking about and express it in numbers, you know something about it; but when you cannot express it in numbers, your knowledge is of a meagre and unsatisfactory kind; it may be the beginning of knowledge, but you have scarcely in your thoughts advanced of the state of science, whatever the matter of science may be." Verre van deze uitspraak te willen aanvechten kan men er toch aan denken dat strandvormen in de eerste plaats kwalitatief herkend worden, dat veel van de strand- en kustprocessen zeer moeilijk kwantificeerbaar zijn en dat zeer dikwijls de kwantificeringstechnologie nog ontbreekt. Een kwalitatieve benadering van feiten en verbanden leek ons in deze strandgids reeds een boeiende opgave te vormen. Anderzijds vormt de bespreking van de veegzone (deel 1, § 6) een voorbeeld van een gekwantificeerde benadering van een strandmorfologisch probleem op basis van gemeten data.

Met een zekere schroom wordt hier dan ook herinnerd aan de wens van André Guilcher in zijn pionierswerk "Morphologie littorale et sous-marine" uit 1956: "Nous souhaitons vivement que... l'on puisse d'ici peu de temps donner... un tableau qui sera beaucoup plus nourri et plus précis, comportant plus de faits controlés et moins d'hypothèses non vérifiées". De occasionele strandbezoeker kan daar zelf ook toe bijdragen.

Dankwoord

De auteur dankt het Bestuur van het VLIZ en in het bijzonder dr. Jan Mees en dr. Jan Seys die de redactie van de gids uitgelokt en ondersteund hebben. Dank ook aan allen die hun steun verleend hebben voor de verwezenlijking van dit boek. Het ware ondenkbaar al diegenen te vergeten die bij het strandwerk geholpen hebben, die bij regen en wind, bij tij en ontij, bij vorst en storm paraat stonden mee het strand op te trekken en zelfs tot ver in de vooroeverzone te waden.

Last but not least dank aan mijn echtgenote en kinderen die met eindeloos geduld gedurende decennia de steeds maar herhaalde strandbezoeken verdragen hebben en zich dikwijls afgevraagd hebben wat er daar wel te zien was.

Guy De Moor

Gent, januari 2006



DE STRANDVORMEN

Nous nous initierons ainsi à une connaissance qui est uniquement descriptive et encore très proche du concret.

Cette description n'a que les plus modestes prétentions.

Elle sera d'une part empirique, approximative, banale et incomplète, mais d'autre part positive et intelligible pour chacun de nous.

(Alexis Carel, Prix Nobel 1940, in : "L'homme, cet inconnu", 1935, p. 96)

1



1 Waarom een atlas van strandvormen?

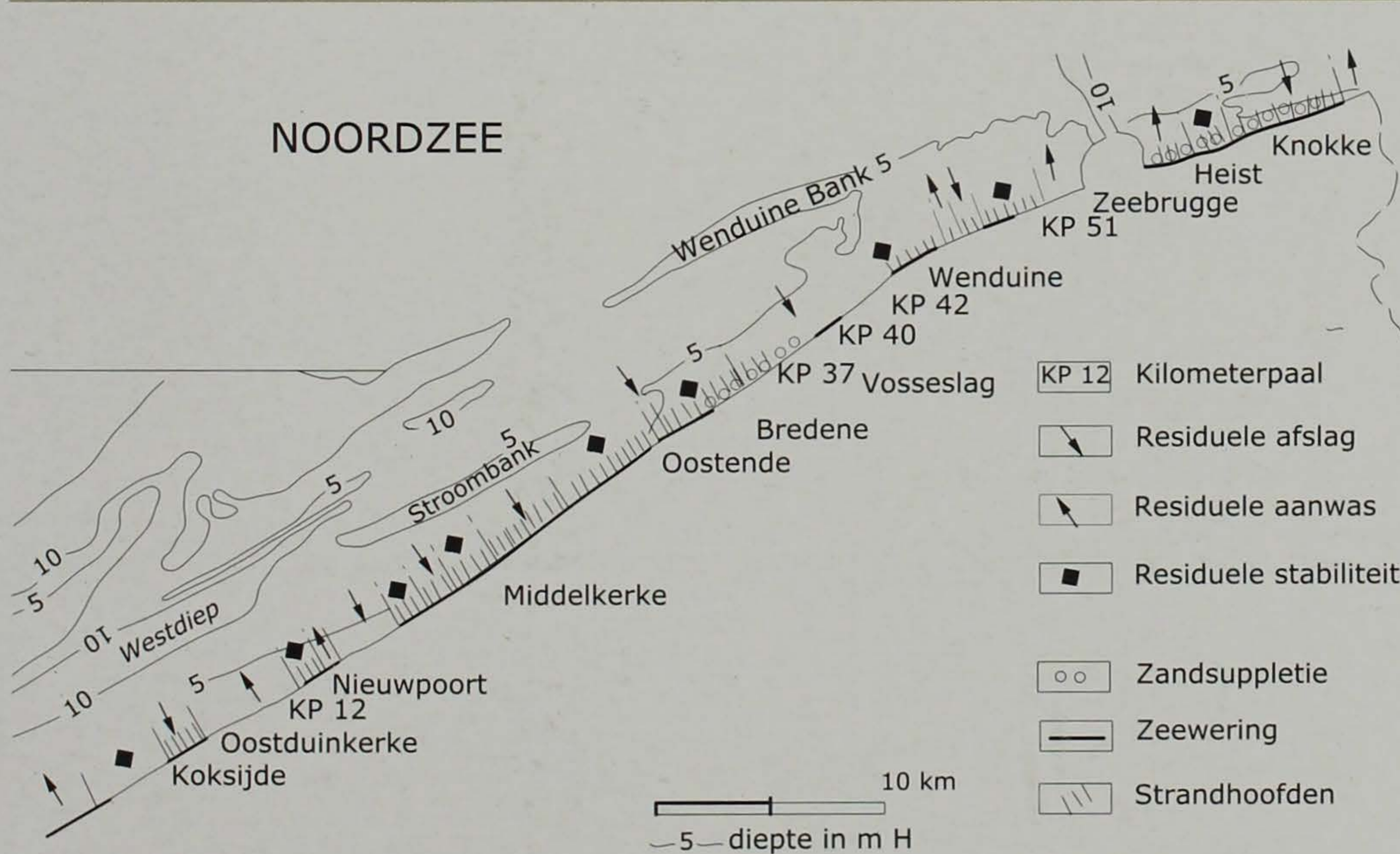
Het deel "Strandvormen" is hoofdzakelijk gewijd aan waarneming en beschrijving. Het heeft tot doel de strandbezoeker te helpen om de reliëfvormen die op het strand voorkomen waar te nemen, te identificeren en te benoemen, iets over hun dynamiek te zien en processen in situ te observeren om hun werking in verband met het ontstaan van de vormen te evalueren. Een fotografische atlas van de vormen kan hierbij helpen. Onze tijd is de tijd van de beeldtaal. Hier is gepoogd dit wapen te hanteren.

Het grootste deel van het hier gebruikte fotografisch materiaal is afkomstig van de strandzones tussen Klemskerke (Vosseslag) en Wenduine (KP 37 tot KP 43) en van de strandzone Oostduinkerke - Groenendijk (KP 9 tot KP 13). Een klein deel is opgenomen langs de Noord-Franse kust, vooral tussen Hardelot en St Frieux, ten zuiden van Boulogne. Veel van de opnames dateren uit de periode 1978-1990 maar meer recente opnames ontbreken niet. Oudere foto's werden verkozen omwille van hun historische betekenis en vooral omdat de meeste nog natuurlijke stranden voorstellen, die intussen door de recente kustverdedigingsmaatregelen sterk gewijzigd zijn (fig. 1/1). Zowel in de zone Vosseslag-De Haan (sinds 1978) als in de zone De Haan-Wenduine (sinds 1990-1995), zijn belangrijke kustverdedigingswerken uitgevoerd die de natuurlijke strandmorfologie gewijzigd

hebben. Tussen Zeebrugge en Knokke komt helemaal geen natuurlijk strand meer voor. De havenuitbouw van Zeebrugge heeft er sinds 1980 ook de dynamiek gewijzigd terwijl strandhoofden en zandsuppleties er reeds langer het strandbeeld domineren.

De bespreking van de strandvormen gebeurt hier niet volgens een of ander classificatiesysteem, maar overeenkomstig de opeenvolgende vormen die de strandbezoeker ontmoet wanneer hij zich vanaf de duinvoet tot aan de laagwaterlijn verplaatst. Daarop kan men dan de langsstrandse wisselingen enten door verschillende stranden te bezoeken. De chronologische wisselingen die zich in functie van meteo-mariene omstandigheden en van seizoenale variaties voordoen kan men zien door op verschillende tijdstippen terug te keren.

De evolutie van het strand maakt deel uit van het veel ruimer proces van de kustontwikkeling op lange termijn en ligt aan de basis van tal van andere problemen die een belangrijke maatschappelijke betekenis hebben, zoals de kusterosie, de kustbescherming, de strandbeschikbaarheid, het patrimoniumbehoud, enz...



Figuur 1/1
Strandverdediging en kustevolutie langsheen de Vlaamse kust in 1987

De Vlaamse kust gedurende de periode 1981-1987

G. De Moor, 1988, EU project Corine



Foto 1/1

Algemeen zicht van het Vlaamse strand langs de Middenkust, vanaf de top van de zeereep, in 1993.

Duinfront en strandelementen: droog strand, bermhelling, eerste zwin, eerste doorlopende strandrug, tweede breder zwin, tweede meer verbrokkelde strandrug (strandsikkels) met belangrijke muien.

Vergelijk met foto 1/43 (1979) en met foto 1/58 (2003)

De Haan (Nieuwmunster) KP42
(11-11-1993)

optimale ogenblik van waarneming voortdurend. In functie van de seizoenen kan de effectieve waarnemingsduur ook korter of langer worden. Bij springtij worden de hoogste delen van het strand verder overstroomd dan bij dood tij, maar trekt het water zich op de laagste delen van het nat strand ook verder terug. Tussenin schuiven de hoogwaterlijn en de laagwaterlijn heen en weer tussen een hoogste en een laagste positie.

Een eenvoudige manier om het optimale moment en de duur van een bezoek van het nat strand vast te leggen is vooraf het uur van laag water (of van hoog water) te bepalen. Daarvoor kan men gebruik maken van de **getijtafels** (jaarlijks uitgegeven door A.W.Z., Oostende) die het voorspelde uur en peil van hoog en laag water aangeven. Daarna kan men beroep doen op een klassieke vuistregel zijnde de "*regel der twaalfden*". Die regel stelt dat het eerste uur na laag water het waterpeil stijgt met één twaalfde van de tijhoogte, het tweede uur met twee twaalfden, het derde en het vierde uur na laag water met drie twaalfden, het vijfde en zesde uur respectievelijk met twee en met één twaalfde. Men kan natuurlijk ook gebruik maken van de *voorspelde tijkromme* (fig. 2/4) waarop het verband tussen tijstand en waterpeil aangegeven is. Bij die evaluatie kan een transversale stranddoorsnede, waarop de te verwachten waterstanden aangeduid zijn, van groot nut zijn (fig. 2/1; fig. 1/4).

De *meteo-mariene omstandigheden* spelen eveneens een rol voor de toegankelijkheid van een strand. Bij aanlandige winden of bij lage luchtdruk kan een deel van het strand ook bij laag tij overstroomd blijven. Wanneer de wind langs de Vlaamse kust uit west tot noord waait kan men zich altijd aan een min of meer grote verhoging van de waterpeilen verwachten. Die verhoging kan tot meer dan 1 m bedragen. Dit komt overeen met een landwaartse verschuiving van de laagwaterlijn en een langere overstromingsduur van het lager strandgedeelte. Aan de andere kant kunnen een hoge luchtdruk of een sterke afluende wind peilverlaging in de strandzone veroorzaken en vooroevergedeelten blootleggen die anders niet boven water komen. Dan kan men rond de laagwaterlijn sommige biogene reliëfvormen zien die anders niet bloot komen te liggen. Bij aanlandige wind kan men zich aan effecten van een zeewaartse onderstroming verwachten.

De *snelheid* waarmee de processen verlopen en de veranderingen zich voordoen bepaalt eveneens de mogelijkheid om ze te observeren. Sommige processen verlopen zo snel of zo onverwacht dat men ze niet kan inbouwen in de keuze van het ogenblik van bezoek. Bij sommige zware stormen doen zich

verschijnselen voor die een microkatastrofaal karakter hebben. Daartoe behoort het terugschrijden van het duinfront over tientallen meter en de vorming van duinkliffen en stormklifjes in enkele uren tijd. Soms zijn dergelijke morfologische effecten weer snel verdwenen. Meestal echter blijven ze wel enige tijd bestaan en herstelt het strand zich maar langzaam. Plotse *events* (zoals een zware storm) kunnen bovendien belangrijke veranderingen in het verloop van een proces inleiden en een brutale trendbreuk in een overigens lineair verlopend proces veroorzaken. Dit werd duidelijk waargenomen na de zware stormen van februari 1990 (fig. 2/35).

Soms gebeuren er ook opvallende veranderingen zonder dat er ogenschijnlijk in het proces zelf iets gewijzigd is. Zo kunnen muien lange tijd ter plaatse blijven en zich dan op korte tijd opvullen of verplaatsen zonder dat dit aan een extern gebeuren, zoals een plotse storm of een afdamming door zandaanvoer toe te schrijven is. Een geringe lokale verlaging van de kam van de strandrug kan voldoende zijn om de stroming in het zwin af te leiden, de bestaande mui te desactiveren (wat tot verzanding leidt) en elders een nieuwe mui te doen ontstaan.

Indien men door opeenvolgende waarnemingen de betekenis van een *periodisch verlopend verschijnsel* (zoals de dood tij / springtij-cyclus of seizoeninvloeden) wil nagaan, spelen de frequentie van de waarnemingen, de duur van de waarnemingsreeks en het moment van de waarneming een belangrijke rol.

Alleen terugkeren bij springtij belet de toestand onder dood-tij voorwaarden te leren kennen. Omgekeerd zal men bedacht moeten zijn voor *stroboscopische effecten*. Die zijn het gevolg van het feit dat de periode van waarnemen samenvalt met die van het periodisch verschijnsel. De kans bestaat dan dat men de werkelijke dynamiek over het hoofd ziet.

Bij de verklaring van de ontstaanswijze van de vormen dient men voorzichtig om te gaan met verklaringen die alleen gesteund zijn op *vormgelijkheid*. Reliëfvormen van verschillende oorsprong kunnen er immers nagenoeg analoog uitzien ("*isomorfisme*"). Anderzijds zijn er veel reliëfvormen die onder invloed van meerdere krachten en factoren ontstaan zijn ("*polygenese*").

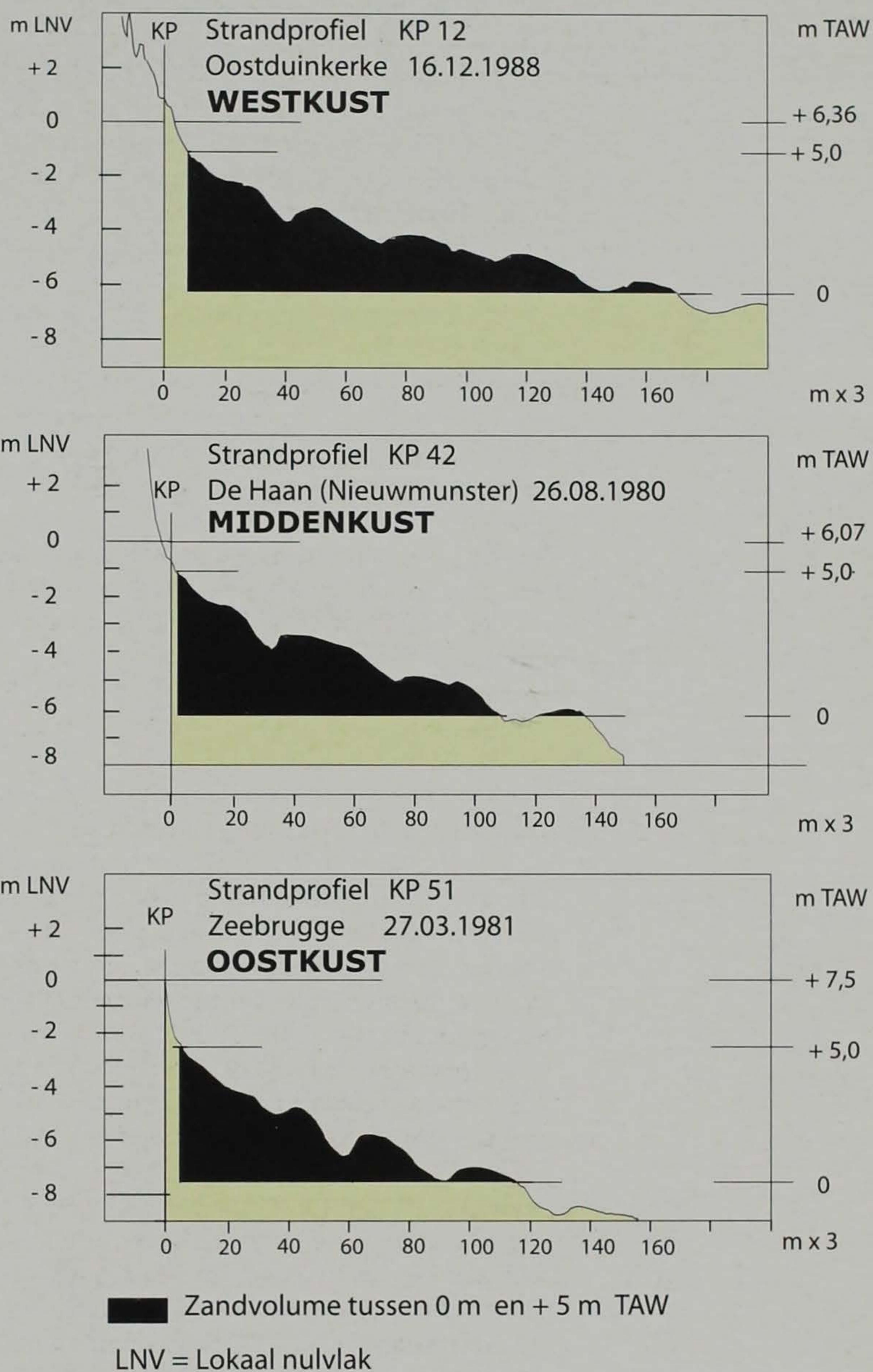
Er bestaan ook *interne sedimentaire structuren* die getuigen van de afzettingswijze van sedimenten, en daardoor ook van de vormingswijze van de reliëfvorm opgebouwd door die sedimenten. Dergelijke interpretaties berusten op een geologisch-sedimentologische techniek die wel een gespecialiseerde voorkennis vereist.

Met *dynamiek* worden hier bedoeld de veranderingen en verplaatsingen die reliëfvormen op korte termijn ondergaan door de werking van de bestaande krachten (zoals de golven, de wind) en factoren (zoals de windrichting, de invalshoek van de golven, e.a.). Dynamiek kan men opvolgen door chronosequentiële waarnemingsreeksen voor een representatieve numerische parameter (zoals bijvoorbeeld de gemiddelde strandhoogte) en door vergelijken van visuele of numerische data zoals fotoreeksen, strandprofielen en hoogtekaarten.

Met *evolutie* worden bedoeld blijvende veranderingen die zich over lange termijn voordoen en die het gevolg zijn van wijzigingen in het systeem van krachten en factoren. Dit kan bijvoorbeeld door verandering van de tijhoogte, verandering van de stormfrequentie en stormintensiteit, verandering van de gemiddelde zeespiegelstand, verandering in de sedimentaanvoer. Dit laatste voorbeeld suggereert dat men het probleem ook over een veel ruimer gebied moet bekijken. Men zou er ook de zone van herkomst en de transportpaden moeten bij betrekken.

Studie van de evolutie van de kust vereist gegevens over lange periodes en berust niet alleen op waarneming van het huidig gebeuren. Inbreng van geologische gegevens is hier noodzakelijk.

Bij de *reconstructie van een geomorfologische evolutie* steekt nog een andere moeilijkheid de kop op. Sinds W.M. Davis in het begin van de vorige eeuw *cycliciteit* in de geomorfologie invoerde is dit concept één van de basisprincipes in het geomorfologisch denken geworden. De "fluviatiele cyclus" en de "peneplaine" (als eindfase voor het begin van een nieuwe cyclus) zijn daar bekende voorbeelden van. Geomorfologische ontwikkelingen doen zich meestal voor over een langere tijd dan men binnen één enkel of zelfs vele menslevens in hun opeenvolgende fasen zou kunnen waarnemen. Men is dan ook veelal verplicht een chronologische opeenvolging te reconstrueren op basis van een conceptuele aaneenschakeling van verschillende geomorfologische toestanden die men gelijktijdig op verschillende plaatsen aantreft en die men als ontwikkelingsfasen (of als momentopnames) in een doorlopend proces interpreteert. In deze strandgids leveren de duinwatercyclus en het zwinmechanisme daar voorbeelden op verschillende tijdschaal van.



De profielen illustreren volgende feiten:

- 1 De strandhelling neemt toe van west naar oost
- 2 De strandbreedte neemt af van west naar oost
- 3 Het aantal ruggen neemt af van west naar oost
- 4 De hoogteverschillen op het nat strand stijgen van west naar oost
- 5 De afvlakking van de rugtoppen neemt af van west naar oost
- 6 De dieptetoename in de vooroever is langzaam aan de westkust, ze wordt steeds brutaler naar het oosten toe
- 7 De zandvoorraad tussen de peilen 0 m TAW (SLWL) en + 5 m TAW (SHWL) daalt van west naar oost

Figuur 1/3

Dwarsprofielen van het natuurlijk strand langsheen de Vlaamse kust vóór ingrepen t.b.v. kustverdediging



Foto 1/2

Toestand van zeereep en duinfront na de zomer en vòòr het begin van de erosieve fase.

Gaaf duinfront begroeid met helm tot aan de duinvoet.

De Haan (Nieuwmunster) KP 42 (september 1981)

3 Beschrijving van de natuurlijke strandvormen

De meest voorkomende strandvormen worden hierna besproken gaande vanaf het duinfront naar de laagwaterlijn toe.

3.1 De zeereep

De *zeereep* is de min of meer rechte lijnige duinkam die aan de zeezijde van de duinen het strand beheerst (foto 1/1). Waar de kam ononderbroken doorloopt, spreekt men van een *gesloten zeereep*. Op sommige plaatsen vertoont de zeereep *windkerven*, dit zijn verlaagde gedeelten uitgeblazen door de wind (foto 1/35). Die sluiten soms aan op *windgeulen* in het achterliggend duingebied. Langs de kam van de gekerfde zeereep kunnen *duinpollen* uitsteken als resten van de vroegere gesloten zeereep (fig 1/35). Vanop de top van de zeereep (foto 1/1) ziet men eerst de steile helling van het *duinfront* met onderaan de basisconcaviteit van de *duinvoet* (foto 1/2). Die vormt de overgang naar het vlakke *droog strand* dat alleen bij hoge waterstanden en bij stormen onderloopt.

Langs de Vlaamse kust kan de zeereep tot 10 à 15 m boven het peil van de hoogwaterlijn uitsteken. Windsnelheidsmetingen opwaarts langs het duinfront tonen aan dat de windsnelheid naar de duintop toe geleidelijk

toeneemt. Bovendien worden de windsnelheid-wisselingen groter zodat de drijvende kracht van de wind versterkt. Men kan dan ook vooropstellen dat langs de Vlaamse kust de hoogte van de zeereep beperkt wordt door de intensiteit en richting van de stormwinden.

Er bestaan belangrijke *seizoenale wisselingen* in het uitzicht van het duinfront en van de duinvoet.

Gedurende de zomer vertoont de *duinvoet* meestal een zacht gebogen concave vorm (foto 1/2). Die is het gevolg van eolische zandaanvoer en -afzetting die na de winter- en lentestormen optreden. Die afzetting vormt daar een buffer tegen de afslag bij de volgende stormperiodes.

Gedurende periodes van belangrijk eolisch zandtransport op het droog strand, vooral bij langsstrandse winden, ontwikkelen zich aan de duinvoet eolische megaribbels die, schuin afbuigend, het onderste deel van de zeereep opklimmen (foto 1/3). Die *zwenking* toont hoe het oplopend reliëf het opwaarts transportvermogen van de langsstrandse wind vermindert, zelfs als zijn snelheid toeneemt.

Gedurende de winterstormen is de duinvoet meestal onderhevig aan belangrijke afslag en ondermijningserosie (foto 1/4) en vertoont hij een scherpe hellingsbreuk. Het duinfront kan dan zò steil komen te staan dat er gedurende korte tijd *afglijdingen* en zelfs *afschuivingen* kunnen optreden (foto 1/5). Het vertoont dan gedurende korte tijd het uitzicht van een instabiele *duinklif*. Maar zelfs in volle zomer kan stormafslag tot op het droog strand gebeuren waardoor daar *stormklifjes* ontstaan (foto 1/6).



Foto 1/3

Windwerking op het strand.

Zwenking van eolische megarijben bij zijdelings contact met de hellende duinvoet. Sterke langsstrandse wind vanuit het zuidwesten (d.i. naar de kijker toe).

Bredene (Droge Opgang) KP 35
(30-01-1993)



Foto 1/4

Effect van de winterstormen.

Het duinfront is sterk teruggeslagen en vormt een duinklif. Het droog strand is volledig afgeslagen. De hoogwaterlijn reikt tot aan de duinvoet.

De Haan (Nieuwmunster) KP 42
(25-03-1990)

Foto 1/5

**Afglijding langs een
door storm ondermijnd
duinfront. Vorming van een
afglijdingsnis.**

De Haan (Golf) KP 38
(07-01-1979)



Foto 1/6

**Stormklifje op het deels
afgeslagen droog strand
(in feite een suppletiestrand).**

Basisconcaaviteit met eolische
afzetting langs de duinvoet.
Het klifje toont dat de
zandige suppletie schelpen en
steenfragmenten bevat.

De Haan KP 41
(2003)



Dergelijke stormklifjes gaan soms verder terugschrijden, zelfs tot aan de duinvoet, en zich tevens langsstrands langsheen de hoogwaterlijn uitbreiden. Aldus vormen zij de aanzet voor de meer belangrijke winterse afslag wanneer stormen met grotere kracht en frequentie optreden.

Er zijn ook *langsstrandse verschillen*.

Op verschillende plaatsen langsheen de Vlaamse kust is de natuurlijke zeereep herleid tot een smalle *richel* die nog nauwelijks het achterliggende gebied tegen het stormhoogwater afschermt (foto 1/7). Lokaal (zoals in de omgeving van de Vosseslag te Klemskerke vòòr de suppleties van 1978) is dit een gevolg van de residuele erosie die er het duinfront had doen terugwijken.

Op sommige plaatsen waar zandaanvoer overweegt, wordt de zeereep voorafgegaan door een lage gordel met *voorduinen* en *embryonnaire duintjes* (foto 1/8). De groei en de fixatie van die kleine duinvormen wordt in de hand gewerkt door begroeiing met Zeeraket (foto 1/9) en Biestarwegras (foto 1/10). De eolische zandaanvoer resulteert er soms in een zeewaarts vooruitschuiven van het duinfront, een verhoging van het droog strand en een verlegging van de hoogwaterlijn.

De duinvoetdynamiek kan gemakkelijk waargenomen en opgevolgd worden. De morfologische sporen van residuele afslag of aanwas aan de duinvoet werden gebruikt als criterium voor een inschatting van de kustevolutie op langere termijn bij de opmaak van de kusterosiekaart van het Vlaamse strand (De Moor, 1978).

Er zijn ook zones waar het duinfront veel *complexer* is. Soms grenzen duinmassieven rechtstreeks aan het strand. Plaatselijk zijn het solitaire duinen, zoals het Spanjaardduin te Bredene. Op andere plaatsen zijn het grote paraboolduinen uit de achterliggende duingordel, die door de kustlijn aangesneden geweest zijn (foto 1/11). Het duinfront vertoont er dan een gekarteld verloop. Dit laatste is het geval ten westen van Nieuwpoort. Plaatselijk zijn hier door zandaanvoer nieuwe voorduinen tot ontwikkeling gekomen, zoals tussen Oostduinkerke en Groenendijk (foto 1/8). Windschermen helpen daarbij, maar natuurlijk alleen als er nieuw zand wordt aangevoerd.

Foto 1/7

Smalle zeereep, aan de zeezijde sterk afgeslagen door stormgolven.

Klemskerke (Vosseslag) KP 37
(januari 1979)



Foto 1/8

**Kustsector met aanwas
en zeewaarts vooruit-
schrijden van de duinvoet.**

De foto toont van rechts naar links de gekartelde zeereep met dwarsstrands uitgewaaid duinvalleitjes, de ontwikkeling van voorduintjes, het droog strand, de hoogwaterlijn, de vloedlijn en het bovenste deel van het nat strand.

De bunker bevond zich oorspronkelijk (1942) op de zeereep.

Zijn huidige positie getuigt van een voorgaande fase van (mogelijks eolische) erosie en regressie van het duinfront.

Oostduinkerke (Groenendijk)
KP 12 (maart 1981)



Foto 1/9

Zeeraket fixeert het zand op voorduintjes in ontwikkeling aan de zeezijde van de zandsuppletie uit 1995.

De Haan (Nieuwmunster) KP 42
(19-09-2003)



Foto 1/10

Biestarwegras koloniseert en fixeert zand op kleine voorduintjes ontwikkeld in eolisch herwerkt fijn zand bovenop schelprijke zanden van de onder-

liggende zandsuppletie uit 1980-82.

Heist (Baai van Heist)
(juni 2002)

Op veel plaatsen heeft men de zeereep *afgegraven*, voornamelijk omwille van woon- en handelsfuncties of voor toeristische activiteiten. Dit is o.a. duidelijk te zien wanneer men foto's van het strandcentrum van De Haan uit 1930 vergelijkt met de huidige toestand. Het strand van de badplaats Oostduinkerke is er eveneens een voorbeeld van. Waar recente zandsuppleties uitgevoerd zijn, zoals tussen De Haan en Wenduine, ligt de natuurlijke zeereep verlamd achter het suppletiestrand.

Op sommige plaatsen is de *zeereep onderbroken*.

Juist over de Franse grens, meer bepaald op het grondgebied van Bray Dunes, komt een *slufter* voor (foto 1/12). Die vormt een breed, droog, langgerekt, boogvormig platbodemdalen dat tot vrij diep in het duinmassief doordringt en naar zee toe open ligt. De bodem bevindt zich op het peil van de hoogste stormstanden zodat de vloed de depressie dan binnendringt zonder dat zich daar een getijdegeul ontwikkelt. Van die inundaties getuigen het vlothout en andere aangespoelde resten die langs de randen van de depressie voorkomen. Gezien de overheersende windrichting uit het zuidwesten en de oriëntatie van de depressie betreft het hier waarschijnlijk een duinvallei tussen twee gefixeerde paraboolduinarmen gevormd bij langsstrandse zandaanvoer vanuit het zuidwesten. In 2003-2004 zijn langs de kust in de Westhoek een paar openingen in de zeekering en de zeereep gemaakt in een poging om er een duindepressie voor het stormtij open te maken en aldus een *sluftermilieu* te scheppen.

Slufters zijn niet te verwarren met *duinpannen* (foto 2/19). Dit zijn lage, gesloten depressies in de duinmassieven waarvan de bodem zo laag ligt dat hij bij hoge grondwaterstand in de duinen tijdelijk onderloopt en waarvan het bodemmateriaal een slibbig karakter heeft. In regenrijke jaren kan de bodem zelfs lange tijd onder staan en een tijdelijk duinmeertje vormen. Aktieve duinpannen zijn langs de Vlaamse kust nagenoeg verdwenen ingevolge de intense grondwaterpompingen die in de grote duinmassieven uitgevoerd werden. Aktieve pannen en *duinmeertjes* (foto 2/20) (met wisselend waterpeil) treft men wel nog aan langs de Noord-Franse kust ten westen van Hardelot-plage.

Duinbeken (foto 2/18) ontspringen in de duinen, breken doorheen de zeereep en stromen over het strand uit. Dikwijls zijn het geen permanente verschijnselen op het strand en houden ze verband met het seizoenaal stijgen van het grondwaterpeil in de duinen. Waar ze op het strand uitmonden worden soms *windwallen* gevormd die de loop van de

strandbeek afdammen en overstrooming van de dalbodem in de duinen veroorzaken. Die gaat door tot het waterpeil voldoende hoog staat om een doorbraak van de wal te veroorzaken. Aktieve natuurlijke duinbeken treft men thans langs de Vlaamse kust niet aan. Men vindt ze wel nog langs de Noord-Franse kust tussen Boulogne en de monding van de Canche. Op sommige plaatsen (zoals in Knokke) vindt men een geconcentreerde grondwateruitvloeï aan de voet van de zee-waartse rand van het suppletiestrand en vormen zich *strandbeken* (foto 1/98).

De zeereep kan ook onderbroken zijn door *inlaten van tijgeulen* naar het achterliggend wad, door besluide afwateringskanalen of door het *estuarium* van rivieren die uit het achterland kwamen en als meanderende *tijrivieren* de kust vervoegden doorheen een wad dat later ingepolderd werd. Dit is het geval voor de *IJzer te Nieuwpoort*.

Een ander voorbeeld van wat overblijft van een opgeslibd en vroeger ingepolderd estuarium is de monding van het *Zwin* langs de Nederlandse grens ten oosten van Knokke (foto 1/13). De ontwikkeling van het Zwin-estuarium is in de literatuur uitvoerig besproken geweest en wordt hier, daar het geen specifieke strandvorm betreft, niet hernomen. De strandmorfologie rond de monding draagt wel de sporen van de nog resterende tijgeul. Op het strand aldaar komen zwerfende meanders van de tijgeul voor. Soms is de morfostructuur van de tijgeul duidelijk te zien: een iets rechter, minder diep en breder vloedgedeelte waarbinnen een diepere ingesnedén en smallere, meanderende ebgeul ligt (foto 1/14).

Bij vloedstand, als het water met hoge vloedpieksnelheid de brede vloedbedding binnenstroomt, kan veel sediment stroomopwaarts gevoerd worden dat dan door een lagere ebpieksnelheid niet naar zee teruggedreven wordt. Hierdoor kan stroomopwaarts verzanding optreden. Gedurende de laatste decennia heeft dit proces bijgedragen tot de "verzanding" van de Zwin-schorre.



Foto 1/11

Strand en achterliggende duingordel in de omgeving van De Panne.

De foto toont een binnenste (landwaartse) en een buitenste (zeewaartse) rij paraboolduinen. Links bemerkt men het groot wandelduin van het natuur-reservaat van de Westhoek.

De buitenste duingordel is aangesneden door de kustlijn.

Westhoek (rond 1950)

Luchtfoto van het Nationaal Geografisch Instituut, tel. 02/629 82 82 met toelating A2172.



Eolische barchanen in de duinen van de Westhoek



Foto 1/12

Slufter in de duinen van de Westhoek.

Bray Dunes (18-08-1985)

Foto 1/13

Monding van het Zwin.

Vertikale luchtfoto.

Monding van de tijgeul op het nat strand bij laag water in 1984.

Knokke (Het Zwin)

(18-04-84)



Foto 1/14

Monding van het Zwin.

Terrestrische foto

Loop van de tijgeul op het nat strand bij laag water .

Brede, ondiepe, droogliggende vloedbedding omgeeft de smalle, watervoerende ebbedding.

Knokke (Het Zwin)

(augustus 1990)



3.2 Het droog strand

Het natuurlijk *droog strand* is dat deel van het strand dat alleen bij stormweer overspoeld wordt. Het is dat deel dat door de stranduitbaters semi-permanent gebruikt wordt. Het is ook dat deel dat men door zandsuppleties tracht in stand te houden.

Foto 1/15 toont het natuurlijk droog strand tussen De Haan en Wenduine zoals het er uitzag in 1991. De landwaartse grens valt samen met de duinvoet, de zeewaartse grens wordt aangegeven door de springhoogwaterlijn. Die herkent men als de meest landwaarts gelegen lijn met resten van vlothout, wieren en aangespoelde schelpen. Na stormen kan dit aanspoelsel tot aan de duinvoet opgestuwd liggen (foto 1/4). Het natuurlijk droog strand ligt iets hoger dan het gemiddeld springhoogwaterpeil. De breedte bedraagt zelden meer dan enkele tientallen meter. Aan de Westkust wordt het op sommige plaatsen wel breder, zoals tussen Oostduinkerke en Nieuwpoort. Meestal is het droog strand vlak. De zeewaartse rand helt min of meer en is onderhevig aan golfoploop. Soms staat die rand erg steil door klifvorming (foto 1/6).

Het droog strand is het stranddeel waar *winterse afslag* door stormen het meest opvalt (foto 1/16). Het is ook het stranddeel waar *eolisch transport* zowel bij langsstrandse als bij

dwaarsstrandse winden erg actief is. In functie van de windsnelheid komt er zowel saltatie, bodemtransport als kruipen en rollen voor, de laatste zelfs bij zwakke wind. Windtransport op het droog strand houdt verband met het snel uitdrogen van dit stranddeel. Het snel inzippelen van de neerslag, de geringe duur van de eventuele overstroming en het gemakkelijk uitzippelen van het grondwater langs de steile zeezijde werken dit in de hand. Op suppletie-stranden werkt het grovere karakter van het zand het inzippelen in de hand.

Dikwijls treft men er velden met *kleinere windribbels* aan (foto 1/17). Dit is vooral het geval bij langsstrandse winden. Bij dwaarsstrandse winden ontwikkelen zich daar ook groepen kleine ribbels die naar de duinvoet migreren. Ze dragen er bij tot de ontwikkeling van kleine voorduintjes. Op het droog strand kan men ook nu en dan *barchaantjes* aantreffen (foto 1/18). Hun hoornen zijn gericht naar de lijn van de heersende wind. Ze wijzen de richting aan waarin de barchaan zich verplaatst.

Op het droog strand komen ook *eolische megaribbels* tot ontwikkeling (foto 1/19). Die staan meestal min of meer dwarsstrands. Bij sterke langsstrandse winden kunnen ze geleidelijk afbuigend (*zwenking*) het duinfront oplopen (foto 1/3). Bij sterke aanlandige winden (als de strijklengte over het strand en

Foto 1/15

Zicht op het strand bij hoog water in de richting van De Haan. Toestand vòòr de zandsuppleties uit 1995.

Van links naar rechts ziet men de zeereep met afgeslagen duinfront, de vrij scherpe basisconcaeviteit, het vlakke natuurlijk droog strand, de hoogwaterlijn (gemarkt door een gekartelde lijn aanspoelsel), het bovenste deel van het nat strand en de vloedlijn van het aftrekkend water. Men ziet ook de lobvormige fronten van de oplopende golven en de lage schuimkopbrekers.

Wenduine
(Chalet De Wandelaar)
(30-04-1991)



Foto 1/16a

Droog strand in De Haan.

Toestand in mei 1985



Foto 1/16b

Stormeffect op het droog strand in De Haan.

Toestand van het strand na de zware stormen van eind februari 1990.

Het natuurlijk droog strand en zijn suppletiedek zijn volledig weggeslagen over een dikte van een viertal meter.

De Haan (Zeedijk) KP 40
(11-03-1990)



Foto 1/17

Windwerking op het droog strand.

Asymmetrische, sterk afgeplatte windribbels ontwikkeld in fijn schelpgruis bovenop natuurlijk strandzand met schelpfragmenten.

Oostduinkerke KP 11
(06-11-2003)



Foto 1/18

Windwerking op het droog strand.

Kleine eolische barchaan op het droog strand bij langsstrandse zuidwestenwind (d.i. komende van rechts op de foto).

Oostduinkerke KP 12
(06-11-2003)

Foto 1/19

Windwerking op het strand.

Langsstrandse rijen zijdelings aansluitende barchanen op het droog strand en op de eerste strandrug bij langsstrandse zuidwestenwind (d.i. komende van links op de foto).

De zijdelingse aansluiting geeft de indruk dat het om paraboolvormen zou gaan.

De Haan (Golf) KP 38
(28-06-1979)



Foto 1/20

Windwerking op het strand.

Bij storm worden soms grote hoeveelheden zand op enkele uren tijd op de promenades afgezet. De foto toont het vrijmaken van de Zeebrugse promenade door bulldozers na een dergelijk "event".

Zeebrugge (Bad)
(12-12-1981)





Foto 1/21

Windwerking op het droog strand.

Links onder: deflatiezone in natuurlijk strandzand met schelpfragmenten en houtresten die door wegblazen van het fijn zand in reliëf gesteld zijn.

Midden onder: asymmetrische kleine windribbels in fijn, goed gesorteerd strandzand.

Rechts midden: grotere, sterk asymmetrische windribbels in fijn schelpgruis, bewegend naar rechts.

Oostduinkerke KP 11
(06-11-2003)

de beschikbare zandhoeveelheid klein zijn) kunnen op korte tijd op het droog strand toch grote windribbels ontstaan die dan tegen de duinvoet en zelfs op het duinfront geblazen worden, bij noordwestenstorm zelfs tot over de zeereep. Tussen De Haan en Wenduine treft men na noordwestenstorm soms een zandtapijt aan op de Koninklijke Baan. Regelmatig moet het overgewaaide zand aan de landwaartse voet van de zeereep opgeruimd worden. In de omgeving van “De droge opgang” te Bredene is de zeereep door windaanvoer tot over de oude Koninklijke Baan vooruitgeschoven. Bij stormweer moet de Koninklijke Baan tussen Mariakerke en Middelkerke nu en dan vrijgemaakt worden van massale zandaanvoer. In verschillende badplaatsen moet men na stormweer de promenade vrijmaken vanonder de grote megaribbels die zich daar gevormd hebben (foto 1/20).

Op het droog strand komen ook *eolische erosievormen* voor. De voornaamste zijn *uitwaaiinggangen* en ook *afgewaaide vlekken* waarop een bovenlaag van grover materiaal (meestal schelpfragmenten, schelpkleppen, keien en houtstukken) verspreid achtergebleven is (foto 1/21). Die vormen er soms *schelpvloertjes* die het onderliggend sediment tegen uitwaaien beschermen. Aan de loefzijde van hindernissen vindt men dikwijls *uitwaai-*

ingputten terug. Ze ontstaan doordat de windsnelheid rond de hindernissen toeneemt. Aan de lijzijde van de hindernis treft men dan *hindernisvaantjes* aan. Daar kan het uitgewaaide zand terug afgezet zijn of kan het aanwezige zand beschermd achterblijven. Opvallend zijn de vlekken met *zandtorentjes* onder een afdekende schelp. Ze ontstaan doordat de schelp het zand eronder langer vochtig houdt en een grotere cohesie verschaft zodat de wind minder greep krijgt op het bedekte zand (foto 1/22).

Vochtigheidsgraad is een belangrijke factor voor *differentiële winderosie*. Dit kan men duidelijk zien op het droog strand en op de zeereep na een neerslagbui. Er vormt zich dan een natter bovenlaagje met meer cohesief zand dat als een *beschermende korst* werkt (foto 1/23). Op plaatsen waar dit korstje door de wind sneller doorbroken wordt ontwikkelen zich dan *windgangetjes*. Het droog zand dat onder het korstje voorkomt wordt er gemakkelijker weggeblazen. Indien op die manier een bestaand ribbelveld aangetast wordt, is er soms reliëfinversie op microschaal te zien. De ribbelkammen zijn immers sneller droog, worden sneller uitgeblazen en gaan ook de oriëntatie van de gangetjes beïnvloeden.

Foto 1/22

**Windwerking op het droog strand.
Zandtorentjes.**

De foto toont voetafdrukken op een deflatie-oppervlak. De schelpstukken uit het strandzand rusten op zandtorentjes die boven het afgeblazen zand uitsteken omdat het zand onder de schelpfragmenten vochtiger is en moeilijker weggeblazen wordt. Aan de lijzijde van de zandtorentjes hebben zich windvaantjes gevormd.

Oostduinkerke KP 11
(06-11-2003)



Foto 1/23

Morfologische effecten van opeenvolgende regenval en windwerking op het droog strand.

Windgangetjes.

Schorsvormig strandoppervlak bestaande uit een veld van kleine dunne vlekken (diameter ongeveer 5 cm) donkerder, vochtig zand die in reliëf staan en tussenliggende diepere gangen waar droog zand

voorkomt, waarop afgebrokkelde fragmentjes van de vlekken liggen.

De foto suggereert volgende ontwikkeling. Eerst heeft zich een veld met windribbels gevormd. Regen neerslag heeft het daarna oppervlakkig bevochtigd. Een bovenste laagje heeft zo een grotere cohesie gekregen, vooral in de ribbeldalen van de vooraf gevormde windribbels. Door nieuwe

windwerking na de neerslag zijn de bestaande drogere ribbelkammen uitgeblazen tot kleine windgangen. Differentiële erosie heeft reliëfomkering veroorzaakt. De vroegere ribbeldalen van de eerste windribbels steken nu uit als kleine komvormige plateau's.

Gedurende de winterse afslagperiode, als het droog strand door de golven overspoeld en de duinvoet aangetast wordt, kan men er brede, zwak asymmetrische, afgeplatte, langsstrandse *terugstroomribbels* aantreffen (foto 1/24). Die zijn over honderden meter langs het strand te volgen. Beschikbaarheid van veel zand door aantasting van de duinvoet en intense terugstroom van het golfwater spelen daar een rol bij.

Suppletiestranden nemen dikwijls de plaats in van een afgeslagen droog strand. Het oppervlak ligt er hoger dan op het natuurlijk droog strand om aldus een betere bescherming te bekomen. De breedte is meestal ook groter. Ze worden door de stormen niet overspoeld. Waar de zeevaartse rand onderhevig is aan golfslag wordt hij afgeslagen. Keien, steenfragmenten en grote schelpfragmenten die men aan de voet aantreft en die uit het

suppletiezand uitgewassen zijn, getuigen daarvan (foto 1/25). De windwerking is er nog intenser dan op het natuurlijk droog strand (foto 1/94; 1/93), grotendeels omdat de uitdroging van het materiaal er ook sneller gebeurt. Soms ontstaan er kleine voorduintjes zoals in de omgeving van Heist (foto 1/10), soms zijn het meer belangrijke megaribbels of een lage duinrichel zoals op de suppletiestranden tussen De Haan en Wenduine (foto 1/95) en ten westen van De Haan.

Foto 1/24

Terugstroomribbels

"backwash ripples".

Brede, lage, sterk afgeplatte, langsstrandse en zwak asymmetrische ribbels, gevormd bij terugstromen van golfwater. De foto toont terugstroomribbels op het afgeslagen droog strand na voorjaarsstorm en bij zandaanvoer vanaf de voet van het teruggeslagen duinfront. Duidelijke vervlaking van het bovenste strandgedeelte. Bij hoog water bereikt de vloed de duinvoet. Er is geen droog strand meer.

De Haan (Golf) KP 38
(23-03-1979)



Foto 1/25

Grove elementen (vooral silex) uitgewassen uit het suppletiestrand aan de voet van een bermklifje.

De Haan (Nieuwmunster) KP 42
(23-09-2003)

Foto 1/26

Berm bij hoog water.

Berm met zachte en lange landwaartse helling en met steile en korte zeevaartse helling. Duidelijke kamlijn aan de zeezijde van de berm. Oploop en terugloop van golven op de steile helling.

Overwash op de zachte helling. Ondiepe bermplas aan de landzijde van de berm. Op het voorplan ziet men een bermgeultje langswaar het water dat over de berm geslagen is en in de bermplas opgevangen werd, naar zee terugvloeit.

De Haan (Golf) KP 38
(28-03-1979)



Foto 1/27

Strandkussens bij hoog water.

Opgelijnde strandkussens langs de dood-tij hoogwaterlijn bij vlakke zee. Talrijke bermgeultjes. De ondiepe vlakbodem-depressie van de bermgeul toont duidelijk sporen (diepe voetsporen en kleine ribbels) van recente, nog niet geconsolideerde zandafzetting. De golven die langs de bermgeultjes binnenlopen illustreren de voortplantingwijze van golven.

De Haan (Nieuwmunster)
KP 42
(08-11-1978)



3.3 Het nat strand

Het nat strand is dat gedeelte van het strand dat onder normale omstandigheden door het getij overstroomd wordt. Het ligt tussen de hoogwaterlijn en de laagwaterlijn. Het valt droog bij laag water. Gedurende de vloed komt geleidelijk een steeds groter deel van het nat strand onder water, gedurende eb valt geleidelijk een steeds groter deel van het nat strand droog. Gezien de verplaatsing van de hoog- en de laagwaterlijn tussen een springvloed- en een doodtij-positie liggen beide grenzen dus niet vast. Bij voldoende laag waterpeil, zowel gedurende eb als bij vloed, is de typische morfologie te zien. Die is gekenmerkt door een dwarsstrandse opeenvolging van meerdere langsstrandse *strandruggen* gescheiden door *zwinen* (foto 1/42; 1/43). Langs de Vlaamse kust veranderen de kenmerken van deze rug-en-zwin structuur geleidelijk vanaf de Westkust (foto 1/44) naar de Midden- en Oostkust (foto 1/43) toe (fig. 1/3).

3.3.1 De berm

Bij gunstige golfkenmerken (dwarsgolven met kleine hoogte) ontwikkelt zich op het bovenste gedeelte van het nat strand een lage, langsstrandse, asymmetrische kam, de strandkam of *berm*. Die heeft meestal een korte maar steile zeewaartse helling, de *bermhelling*, en een iets langere maar zwakkere landwaartse helling (foto 1/26). Op de steile helling gebeurt oploop en terugloop van de golven en wordt zand aangevoerd naar de top. De landwaartse helling wordt gevoed door *overloop* (*overwash*). Daardoor wordt zand over de kam geworpen en daar uitgespreid. Als het zand grover is kan de bermhelling opvallend steil en hoog worden.

Opvallend is dat de steile helling zeewaarts gericht is en dat de golven daartegen oplopen, terwijl de zachte helling waar de *overwash* over heen stroomt, landwaarts gericht is. Een dergelijke asymmetrie is tegengesteld aan die van de strandruggen. Daar is de zachte helling, waarover de golven op en neer (*swash-backwash*) lopen, zeewaarts gericht terwijl de steile helling er landwaarts gericht is maar toch ook door de *overwash* gevoed wordt.

Foto 1/26 laat ook zien hoe landwaarts van de berm een ondiepe, langgerekte, min of meer doorlopende *bermplas* voorkomt, ontstaan door afdamming van het water dat over de berm passeert. De berm is doorsneden door kleine geultjes, de *bermgeultjes*, langs waar het water uit de bermplas terugstroomt. Soms vindt men in de bermplas duidelijke ribbels. Bij vlakke zee kan de berm herleid zijn

tot een opeenvolging van vlakke, kleine, lage verhevenheden, de *strandkussens* (foto 1/27).

Aan de Westkust, waar de strandbreedte groter is, de veralgemeende strandhelling zwakker en waar veel schelpresten voorkomen, vindt men boven de doodtij-hoogwaterlijn plaatselijk een weinig gedifferentieerde, iets hogere, vlakke, bredere zone. Dit *bermplateau* is moeilijk te onderscheiden van het droog strand (foto 1/28). Duinwaarts is het begrensd door een lage, lobvormig golvende rand. De breedte is groter dan die van een normale berm en de asymmetrie minder duidelijk zichtbaar. Aan het oppervlak en vooral ook aan de zeewaartse voet komen dikwijls veel schelpresten voor (foto 1/29).

De morfologie van de berm en van de bermhelling laten vermoeden dat de overgangszone tussen droog strand en nat strand door fasen van reflectieve golfwerking kan passeren. In die randzone kunnen ook diepe inkervingen voorkomen (foto 1/58 en 1/59).

3.3.2 Ritmische vormen

Nu en dan treft men plaatselijk op het bovenste deel van het nat strand een opeenvolging van kleine bulten en depressies aan die enige gelijkenis vertonen met ritmische vormen. Langs de Vlaamse kust zijn de afmetingen eerder beperkt: breedte en lengte overschrijden zelden 5 m; de hoogteverschillen bereiken slechts enkele centimeter tot decimeter.

Nu en dan kan men *bermbulten* aantreffen. Die bestaan uit een ritmische opeenvolging van lage, langgerekte walletjes die min of meer schuin op de kustlijn staan. Ze ontwikkelen zich vooral bij schuin invallende golven. Aan de landzijde kan een laagte voorkomen die herinnert aan de bermplas.

Elders vindt men op het bovenste gedeelte van het nat strand soms *bermtongen* (foto 1/30). Dit zijn zeewaarts gerichte dwarsstrandse tongvormige vlekken met grof materiaal aan de oppervlakte. Ze wisselen af met nauwelijks lager gelegen vlekken waar fijn materiaal voorkomt en waarin de golven landwaarts vooruitschieten. Langs de Vlaamse kust bestaat het grof materiaal hoofdzakelijk uit schelpkleppen. Die schelpkleppen kunnen gemakkelijk door de waterbeweging meegesleept worden. Gedurende de golfoploop worden ze zijdelings weggedrukt in de tongen. Bij het teruglopen concentreert het water zich meer in de gangen. Alhoewel morfologie, sortering en proces het vermoeden wekken van golfcondities verwant met die van *randgolven* (zie deel 2), blijken bermtongen toch geen echte strandhorens te zijn gezien hun vlak karakter.

Foto 1/28

De berm bij laag water.

Van links naar rechts ziet men eerst een zwin met nog ondergelopen zwingeltje en een vrij steile terrassenzone met bermhelling. Daarna volgt de berm zelf met stroken schelpfragmenten aan beide zijden, gevolgd door een droogliggende bermplas waarin kleine ribbelsporen voorkomen. Vervolgens droog strand en voorduintjes met rijshouthagen.

Oostduinkerke
(Groenendijk) KP 12
(06-11-2003)



Foto 1/29

Strook met schelpkleppen aan de zeewaartse voet van de berm.

Vooraf mesheften, kokkels, nonnetjes en strandschelpen, afgeslagen op het laagstrand en in de vooroever.

Oostduinkerke
(Groenendijk) KP 11
(06-11-2003)



Foto 1/30

**Bermtongen
met sedimentsoortering.**

Bray Dunes
(18-08-1985)



Foto 1/31

Ritmische vormen.

Ritmische vormen zonder sedimentsoortering langsheen de hoogwaterlijn achter de berm-plas (met donker slibhoudend bovenlaagje) aan de voet van het droog strand.

De Haan (Centrum) KP 40
(24-10-1993)

Soms komt er alleen een *golvende hoogwaterlijn* of een *golvende bermhelling* voor. Wel vindt men er soms een *gekartelde berm* bestaande uit een langsstrandse afwisseling van schelpvormige, fijnzandige laagten en van vooruitspringende horens. Ze gelijken sterk op *strandhorens* maar de horens missen grof bodemmateriaal (foto 1/31). Mogelijks vormen zij een aangepaste vorm van strandhorens in de fijne, goed gesorteerde zanden van de Vlaamse kust.

3.3.3 De terrassenzone

Op het bovenste gedeelte van het nat strand, tussen de springhoogwaterlijn en de doortijhoogwaterlijn, komt de *terrassenzone* voor. Ze wordt gekenmerkt door een opeenvolging van smalle, vlakke langsstrandse trapjes van enkele decimeter breed en gering hoogteverschil. Aan de zeezijde zijn ze meestal afgezet door opgelijnd grover materiaal (schelpgruis).

De terrassenzone is best zichtbaar gedurende de periode van dalende hoogwaterlijn tussen een springtij en het daaropvolgende dood tij. Gezien het uniforme fijn zand van het Vlaamse strand is de terrassenzone meestal moeilijk te herkennen. De beste kans heeft

men nog aan de Westkust omdat daar meer schelpgruis voorkomt.

De terrassenzone mag niet verward worden met de *schelplijnen* die op de landzijde van zwinnen voorkomen en die zich daar ontwikkelen door concentratie van schelpresten.

Foto 1/32 toont de terrassenzone waargenomen langs de tijeulen in het wad van de Baai van Heist. Door de vele schelpen en de beschermde positie is de terrassenzone daar goed merkbaar. De schelpen bestaan op die plaats voor een deel uit fossiele exemplaren herwerkt uit het grove, schelprijke *suppletiezand*.

3.3.4 Wintervormen

Bij hevige en langdurige vorst kan men langs de hoogwaterlijn *ijsrichels* aantreffen. Dit zijn lange, langsstrandse en rechtlijnige richels van samengeperste ijslamelletjes (foto 1/33). Meestal ontwikkelen ze zich tot een afwisseling van kleinere, landwaarts inspringende en grotere, zeewaarts vooruitspringende lobben (foto 1/34). Die *gelobde ijsrichels* ontstaan door een langsstrandse afwisseling van plaatsen waar kleine drijvende ijslamelletjes landwaarts samengedrukt worden door de oplopende golven, en plaatsen waar ze door de gesplitste terugstroming zeewaarts terug-

Foto 1/32

Baai van Heist

Terrassenzone aan de landzijde van de meest zeewaartse strandwal.

Heist (Baai van Heist)
(juni 2002)



geduwd worden. Op de terrassenzone kunnen zo verschillende ijsrichels elkaar opvolgen.

Langs de hoogwaterlijn vormen zich soms *ijszandbulten*. Dit zijn kanteelachtige bulten van bevroren ijs en zand (foto 1/36) waartussen oploop en terugloop van golfwater optreedt. Ze ontstaan door opeenstapeling van ijsrichels en zandlaagjes, soms met gestrande ijsschotsen tussen, die door differentieel afsmelten in contact met het zoute zeewater uiteengevallen zijn.

Langs de duinvoet kunnen tijdelijk lagen bevroren zand voorkomen die door het oplopende zeewater ondermijnd zijn en als *ijszandsteenbalkonnetjes* uitsteken (foto 1-35).

Zij illustreren hoe duinwater in de poriën gemakkelijk bevriest en hoe contact met het zeewater ontdooiing veroorzaakt wegens de vriespuntverlaging die het zoute zeewater meebrengt.



Foto 1/33

Ijsrichels

Klemskerke (Vosseslag) KP 38
(01-01-1979)



Foto 1/34

Lobvormig vervormde ijsrichels.

Langsstrandse rijen met ritmische ijslobben op de terrassenzone gedurende een overgang van springtij naar dood tij. Lobvormige golfoploop en gesplitste terugloop van golfwater zijn gefixeerd in samengedrukte ijslamelletjes.

Klemskerke (Vosseslag) KP 38
(01-01-1979)

Foto 1/35

Ijszandsteenbalkon nabij de hoogwaterlijn.

Uitzijpelend duinwater bevriest laagsgewijze in de poriën van het zand nabij de duinvoet.

Contact met het zeewater bij hoog water veroorzaakt door vriespuntsverlaging en ondermijnt de bevroren laag door golfslag.

Linksboven: gekerfde zeereep met duinpollen.

Klemskerke (Vosseslag) KP 37
(05-01-1979)

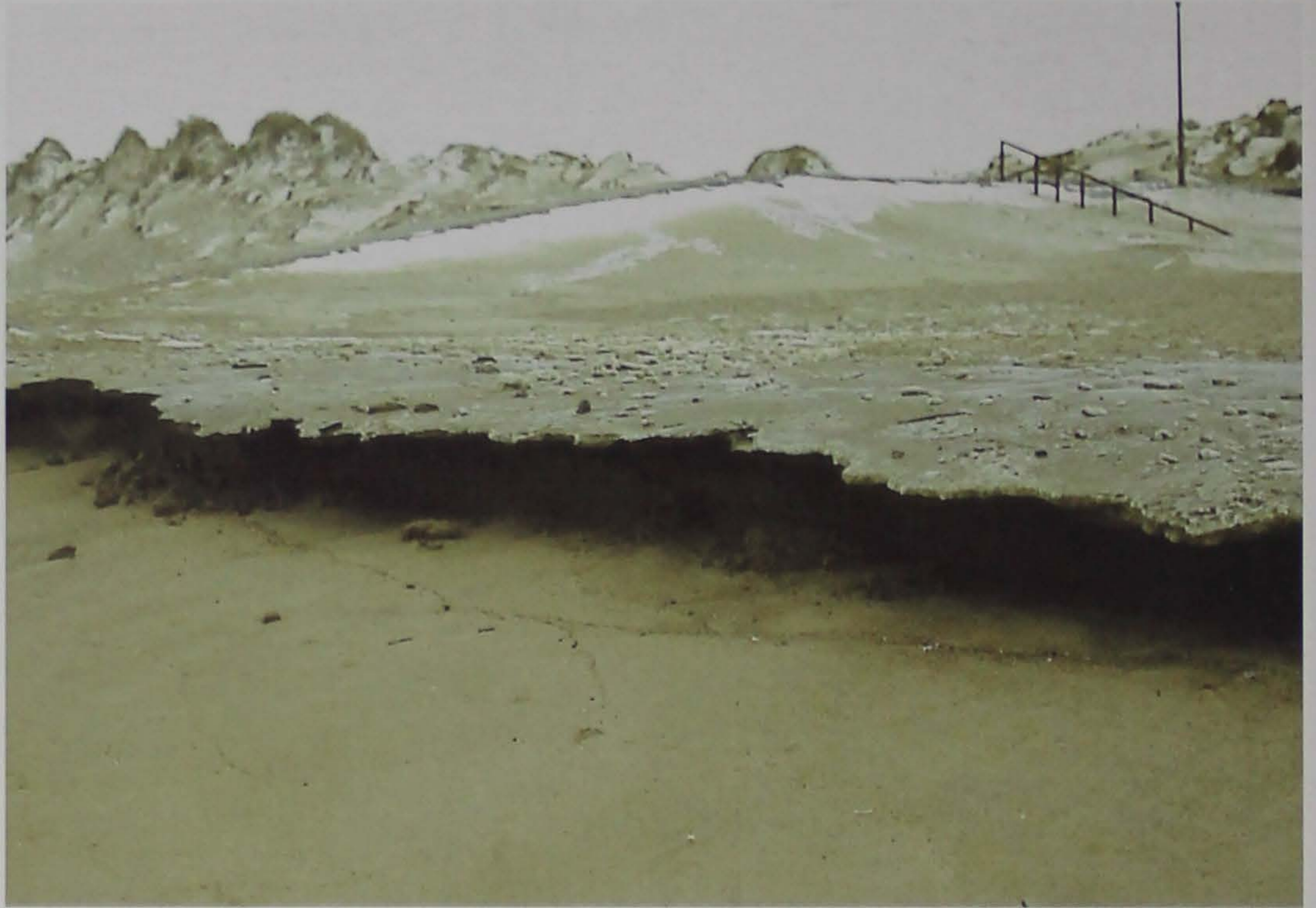


Foto 1/36

Ijszandbulten.

Ijszandbulten ontstaan door deels ontdooien van samenge-drukte en opgestapelde ijs-richels en ijslobben die langs de berm gevormd werden.

Het ritmisch karakter is het gevolg van contact met lobvor-mig oplopende golven.

Bij contact met het zeewater treedt vriespuntverlaging op, het interstitieel ijs smelt en het cohesieloos, ontdooid zand wordt met de terugstroom meegevoerd.

Klemskerke (Vosseslag) KP 37
(05-01-1979)



3.3.5 Zijpzones

3.3.5.1 Grondwater langs de kust

In de duinen drijft een bovenlaag zoet water op een min of meer belangrijke zoute onderlaag. Die zoete bovenlaag wordt seizoenaal gevoed door neerslag. De grondwatertop vertoont er verticale seizoenale bewegingen. De zoute onderlaag ontvangt voeding door zeewater dat ondergronds binnendringt onder invloed van het getij.

Het rijzen en dalen van de grondwatertop onder het droog strand, onder het supplementstrand en in de strandruggen houdt verband met het getij. De vloed overstroomt het nat strand en verzadigt het zand met zeewater. Tegelijk dringt zeewater door onder het droog strand. Op het droog strand kunnen neerslag en infiltratie uit de duinen die voeding aanvullen.

Langs het Vlaamse strand komt slechts uitzonderlijk *opwelling* van grondwater voor, zoals waargenomen werd in De Panne nabij KP 3. Mogelijks gaat het om grondwater dat zich onder een veen- of kleilaag bevindt en dat langs spleten en onder hydrostatische druk bij laag water op het strand opborrelt.

Grondwater zijpelt uit telkens de grondwatertop een helling snijdt. Op het strand kan dit gebeuren aan de voet van het duinfront, aan de zeewaartse kant van het droog strand en ook aan de voet van strandruggen. Er ontstaan dan zijpzones die door het uitzijpelend grondwater nat gehouden worden en waarop afspoeling kan gebeuren.

3.3.5.2 De duinwaterzijpzone

Een *duinwaterzijpzone* is een min of meer brede, vlakke zone, gelegen aan de voet van de zeereep rond het hoogwaterpeil. Meestal staat het duinfront steil ingevolge ondermijningserosie en afslag door golfwerking. Een droog strand is er niet permanent aanwezig.

Seizoenaal (meestal 's winters), soms het ganse jaar door, zijpelt water uit de duinvoet, vloeit als een dunne laag af over het strandoppervlak en spoelt daarbij zand mee.

Het strandzand blijft voortdurend verzadigd en vertoont weinig erosieweerstand. Bij hoog tij wordt die zone door de vloed overstroomd. Het oppervlak wordt er gemakkelijk door afspoeling afgevlakt en, bij overstroming door de opkomende vloed, door de golven verder afgeslagen.

Meestal komt er aan het oppervlak een netwerk van kleine ondiepe erosiegeultjes voor, ontstaan door regressieve erosie vanuit het zeewaarts voorliggend zwin.

Op de zijpzone komt er gedurende de uitvloeï noch eolisch transport, noch windafzetting voor. Indien de uitvloeï het hele jaar duurt is herstel van de duinvoet niet mogelijk omdat er geen eolische aanvoer plaats grijpt. Duinuitvloeï maakt het duinfront dan ook erg gevoelig voor terugschrijden.

Seizoenaal zijpen is het gevolg van stijging van de grondwatertop in de duinen (ingevolge neerslagoverschot) en van daling van het strandoppervlak door afslag. Beide komen vooral in de winter en in het voorjaar voor.

Wanneer men het duingrondwater afdamt door zeeweringen diep in het zand te funderen stijgt de grondwatertop achter de fundering. Het kan dan door toename van de hydrostatische druk onder de zool doorzijpelen, op het strand opwellen en dan langs de voet van de zeewering afspoeling en afslag veroorzaken. Dit proces is waargenomen langs de kust in Hardelot (N.-Frankrijk).

Duinwaterzijpzones zijn vooral belangrijk waar achter de zeereep hoge duinen liggen. Dit is het geval langs de Noord-Franse kust tussen Hardelot en de monding van de Canche (foto 1/37) waar holocene duinen hoog opgewaaid liggen tegen fossiele kliffen ontwikkeld in doorlatende secundaire krijtgesteenten. Het duinfront toont er voldoende geologische argumenten voor een langdurige residuele regressie, zoals ontsluitingen van vroegere duinmeerbodems die meters boven het peil van de hoogwaterlijn liggen (foto 2/17). Verder geeft ook de ligging van bunkers uit WO II op tientallen meter vòòr de huidige duinvoet een aanwijzing voor het belang van het terugschrijden van het duinfront (foto 1/37).

Langs de Vlaamse kust komen nu nagenoeg geen plaatsen of periodes voor waar nog echte massieve uitvloeï van water aan de duinvoet optreedt en waar blijvende uitvloeïzones de plaats van het droog strand innemen. Duinwaterpompingen kunnen de grondwatertop in de duinen teveel verlaagd hebben. Plaatselijk kan na winterstormen met duinafslag wel een beperkte tijdelijke duinwateruitvloeï optreden.

3.3.5.3 De strandwaterzijpzone

Op talrijke plaatsen langs het Vlaamse strand treft men gedurende de eb *strandwaterzijpzones* aan. Dit zijn smalle stroken aan de zeewaartse voet van de bermhelling, aan de zeewaartse voet van de strandruggen en ook aan de zeewaartse voet van het droog strand (foto 1/38) of van strandsuppleties (foto 1/39), waar gedurende eb een lokale uitvloeï van grondwater voorkomt. Bij eb staat

Foto 1/37

Duinwaterzijkzone.

Brede en vlakke zijkzone die het droog strand vervangt. Massieve duinwateruitvloeï vanaf de voet van een groot duincomplex dat aanleunt tegen fossiele kliffen in krijt (die

men op de achtergrond de kustlijn ziet snijden).

De duinwateruitvloeï houdt het bovenste deel van het strand continu nat, vergemakkelijkt de afspoeling van het strand en verhindert eolisch zandtransport.

De positie van de bunker (1942)

laat toe het belang van het terugschrijden van het duinfront in de laatste decennia te evalueren.

St Frioux NF 1
(juni 1991)



Foto 1/38

Strandwateruitvloeï.

Strandwateruitvloeï bij eb vanaf de rand van het afgeslagen droog strand. Het uitstromend water is bij hoog tij in het zand geïnfiltreerd en zijpelt er bij laag tij terug uit, daar waar (en zolang als) de top van dat grondwater het oppervlak snijdt.

De Haan (Golf) KP 38
(24-02-1978)





de grondwatertop onder het droog strand en onder de strandruggen immers hoger dan ernaast. Het water dat hier uitvloeit is hoofdzakelijk zeewater dat gedurende de vloed de sedimenten binnengedrongen is en er bij laag tij terug uit zijpelt als het waterpeil voldoende gezakt is.

De langsstrandse golfribbels die men dikwijls aan de landzijde van het hoogste zwin aantreft, worden er ingesneden door *dwarsstrandse erosiegeultjes* gevoed door zijpen gelegen aan de voet van het droog strand, de strandrug of het suppletiestrand zodat daar *pseudo-megaribbels* ontstaan (foto 1/40). Soms vindt men aan de voet van een bermhelling in grover zand (zoals bij een suppletie) een zijpijn waarlangs zich verwilderde *microgeultjes* insnijden die uitlopen in kleine puinwaaiertjes (foto 1/41). Hier kan men ook *roestkleuring* van het zand door wateruitvloeï aantreffen.

Aan de voet van suppletiestranden is strandwateruitvloeï soms geassocieerd met de ontwikkeling van *strandbeken* die dwarsstrands verlopen vanaf de voet van het droog strand of van een suppletiestrand.

Strandbeken zijn te zien geweest aan de voet van de suppletiestranden langs de Oostkust (foto 1/98). Meestal monden ze uit in een zwin; soms sluiten die strandbeken rechtstreeks aan bij een mui.

3.3.5.4 Duinwatercyclus ?

Het periodisch karakter van de duinwateruitvloeï suggereert het bestaan van een *duinwatercyclus*. Als het grondwaterpeil in de duinen voldoende gestegen is begint duinwateruitvloeï (foto 1/37) Het hoge strandgedeelte wordt dan geleidelijk verlaagd door afspoeling en afgeslagen door de golven die ook het duinfront aantasten. Op dat permanent nat strand valt windwerking stil. Door de versnelde uitvloeï die daarop volgt, gaat het grondwaterpeil in de duinen dalen zodat de uitvloeï uiteindelijk ophoudt. Foto 2/17 toont een tussenfase in deze duinwatercyclus. Dan kan eolische aanvoer terug hernemen, het droog strand kan zich herstellen en kustaanwas herbeginnen. Uiteindelijk valt de uitvloeï stil, het grondwaterpeil in de duinen stijgt en het hele proces kan herbeginnen. De aanzet van het hele proces kan een verandering in de neerslaghoeveelheid zijn of een grotere stormintensiteit.

Het scenario van zo'n duinwatercyclus (zie ook fig. 2/29) opent interessante perspectieven om lange periodes van afwisselende afslag en aanwas in de strandzone te verklaren.

Foto 1/39

Strandwateruitvloeï bij laag tij langs de rand van het suppletiestrand.

De Haan (Nieuwmunster) KP 42
(26-09-2003)

Foto 1/40

Effecten van strandwateruitvloeï.

Pseudo-megaribbels.

De foto toont een veld met langsstrandse golfribbels op de landzijde van het bovenste zwin. Die ribbels zijn aangesneden door dwarsstrandse geultjes langswaar strandwateruitvloeï uit de terrassen-

zone naar het zwin afstroomt. Hierdoor krijgt men de indruk te doen te hebben met een veld van grote dwarsstrandse stroomribbels waarop zich golfribbels geënt hebben.

De Haan (Nieuwmunster)

KP 42

(16-09-2003)



Foto 1/41

Effecten van strandwateruitvloeï.

Opgelijnde kleine geultjes aan de voet van de bermhelling waar de strandwateruitvloeï van zeewater (dat bij hoog tij ingezijpeld was), juist beëindigd is.

De schaal wordt gegeven door de schelpkleppen.

De Haan (Preventorium) KP 39
(april 2003)



3.3.6 De strandruggen

Strandruggen zijn langgerekte, rechtlijnige, langsstrandse, asymmetrische ruggen waarvan de kam tot 1 m boven de omgevende zwinbodem kan uitsteken. Ze volgen elkaar dwarsstrands op. Gedurende de eb vallen steeds meer strandruggen droog; bij opkomende vloed worden geleidelijk meer strandruggen overspoeld.

Strandruggen kunnen kilometers *lang* en tientallen (tot zelfs een honderdtal) meter *breed* worden. Het *hoogteverschil* tussen de zwinbodem en de topzone van de zeewaarts voorliggende strandrug vertoont wisselingen. Die zijn vooral het gevolg van opeenvolgende fasen van opvulling en insnijding van het zwin.

De kam is gewoonlijk vrij vlak maar vertoont zwakke langsstrandse golvingen (foto 1/64) waarvan de laagten bij dalen van het waterpeil een concentratie van de terugloop of, tijdelijk, van de zwinwaterafvoer kunnen veroorzaken. Ze kunnen aldus aan de wieg staan van muien.

Strandruggen worden opgesplitst door doorbraakgeulen, *de muien*. Hierdoor vallen strandruggen uiteen in afzonderlijke elementen, *de strandcellen* (foto 1/42). Die kunnen honderden meter lang zijn. Elke strandcel is langsstrands begrensd door muien en dwarsstrands door een landwaarts en een zeewaarts gelegen zwin. Het is langs de muien dat zwinnen afwateren naar het zeewaarts gelegen zwin of, bij laag water, naar de vooroever. De opsplitsing in strandcellen is duidelijker aan de Westkust dan verder oostwaarts (foto 1/42).

Het *aantal strandruggen* is min of meer constant in de verschillende strandzones en daalt van west naar oost (foto 1/42): 5 tot 7 ten westen van Nieuwpoort waar het strand breder (tot 600 m.) en vlakker (1,3 % helling) is, 3 tot 4 aan de Middenkust tussen Bredene en Zeebrugge waar het natuurlijk strand smaller is (300 m.) en steiler staat (2 tot 2,4%).

De *zeezijde van de strandruggen* is zwak hellend naar zee toe en vormt gedurende de eb en de vloed een helling waarop *oploop* (*swash*) en *terugloop* (*backwash*) van de golven gebeuren.

Op de droogliggende zeewaartse helling van de strandruggen kan men diverse types van *ribbelvormen* aantreffen. Die kunnen zowel door golfimpact, door terugloop van golfwater als door langsstrandse stroming ontstaan zijn. Typisch zijn de *ruitribbels* (foto 1/45) die door terugloop ontstaan. Moeilijk waarneembaar zijn de *boogribbels* (foto 1/46) die door lobvormige golfoploop ontstaan (foto 2/8).

De *landzijde* staat steiler en kan zowel kenmerken van een progradatiefront als van een erosiehelling vertonen.

Het landwaarts vooruitschrijden van de steile landzijde van de strandrug (de progradatie) is toe te schrijven aan golven die zand over de zwakke zeewaarts gekeerde transporthelling naar boven voeren, het door *overloop* (*overwash*) over de kam van de strandrug spoelen en dan op de steile helling afzetten. (fig. 1/48). Bij progradatie schuift het zandfront geleidelijk over de ribbels die in het voorliggend zwin voorkomen (foto 1/47). Die *overwash* gebeurt niet gelijkmatig maar meestal als landwaarts gerichte *lobben* of ook als vooruitschietende *overlooptongen* (foto 1/48). De steile zijde van de ruggen is dan ook niet rechtlijnig maar vertoont dikwijls een min of meer *festoenachtig of een gekarteld verloop* (foto 1/49). Op de landwaartse rand kunnen zich ook *overloopwaaiers* ontwikkelen. Megaribbels in het zwin kunnen ook een gekarteld verloop van de steile helling veroorzaken. Erosie op de steile helling is het gevolg van sterkere tij- en zwinstroming zodat meer zand weggeërodeerd wordt dan er door *overwash* aangevoerd wordt. Soms wordt de gelaagdheid in het zand goed zichtbaar op de aangesneden steile zwinoever (foto 1/73).

Dat er regelmatig *verse zandafzetting* op de strandruggen en in de zwinnen gebeurt kan niet alleen waargenomen worden aan de bewegende sedimentaire structuren en aan de achtergebleven ribbels, maar ook aan de begaanbaarheid van het oppervlak. Waar het vers afgezette zand nog niet gecompacteerd is, zakt men er min of meer diep in (foto 1/50). Dit is ook het geval als er eolische afzetting gebeurt is. Die *ongeconsolideerde bovenlaag* kan tot 0,2 à 0,3 m dik worden. Als ze gedurende één tijfase gevormd is, geeft haar dikte een aanwijzing voor de intensiteit die de sedimentaanvoer kan bereiken. Een *hard zandoppervlak* op de strandruggen laat daarentegen recente erosie vermoeden waarbij zowel golven als tijstromen een rol kunnen spelen.

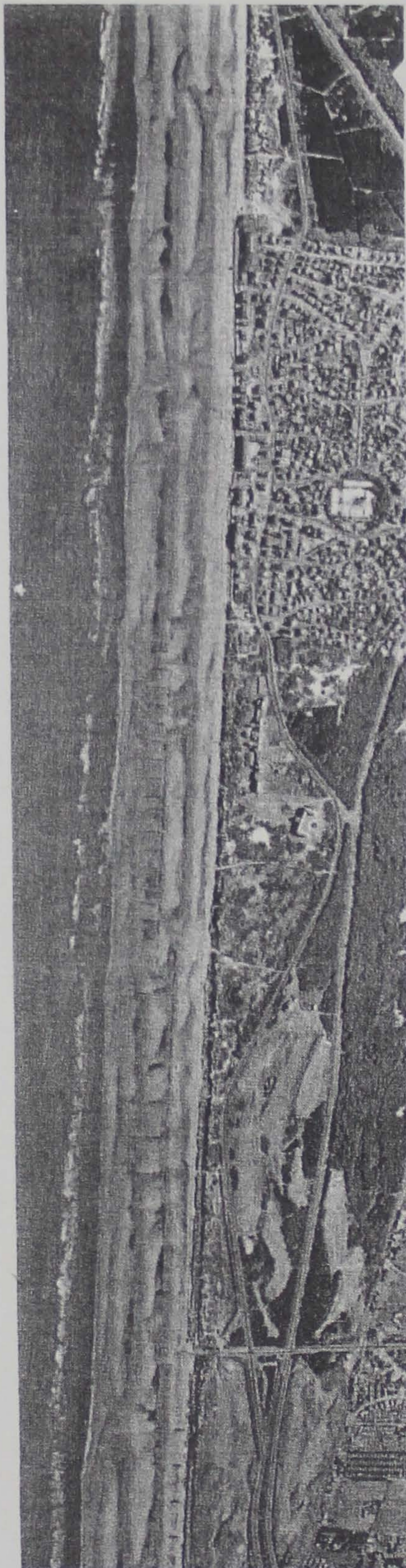
Bij zware afslag door stortbrekers kunnen op de strandrug *inslagputten* ontstaan (foto 1/50). Soms gaat dit gepaard met de ontwikkeling van *stroombarchanen* waarin het losgeslagen zand terug herwerkt wordt (foto 1/52). De afslag op het nat strand kan zó belangrijk zijn dat er *afvlakking* en verlaging van de strandruggen gebeurt. Daarbij kunnen bedolven structuren aan het oppervlak komen (foto 1/53).

Een zeldzaam verschijnsel is de vorming van een *kleefbank*. Dit is een afzonderlijke zandbank van beperkte afmetingen die lokaal langs de landzijde van een zwin of aan de voet van de terrassenzone ontstaat (foto 1/54).

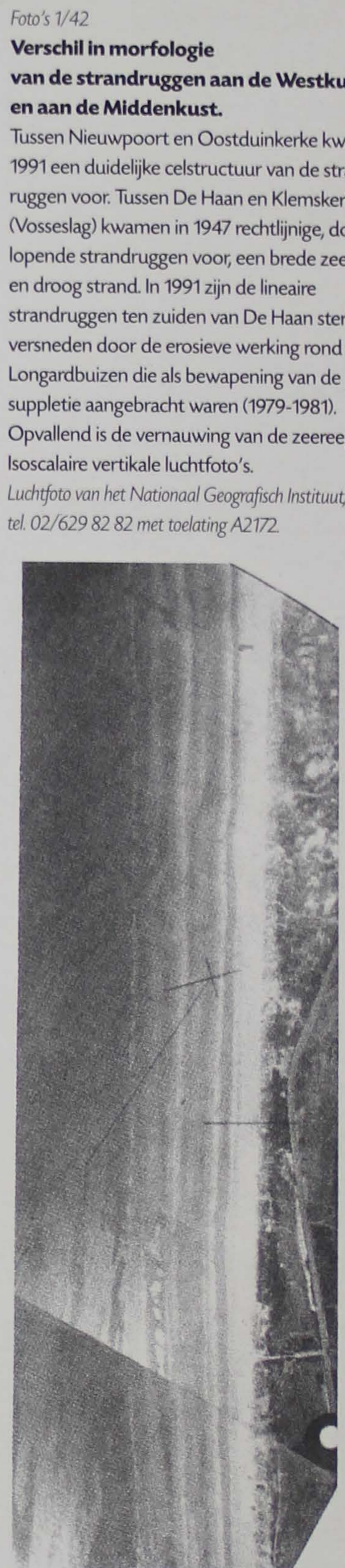
Strandruggen kunnen belangrijke *vormveranderingen* ondergaan.



Nieuwpoort
13-09-1991



De Haan
13-09-1991



De Haan
1947

Foto's 1/42

Vershil in morfologie van de strandruggen aan de Westkust en aan de Middenkust.

Tussen Nieuwpoort en Oostduinkerke kwam in 1991 een duidelijke celstructuur van de strandruggen voor. Tussen De Haan en Klemskerke (Vosseslag) kwamen in 1947 rechtlijnige, doorlopende strandruggen voor, een brede zeereep en droog strand. In 1991 zijn de lineaire strandruggen ten zuiden van De Haan sterk versneden door de erosieve werking rond de Longardbuizen die als bewapening van de suppletie aangebracht waren (1979-1981). Opvallend is de vernauwing van de zeereep. Isoscalaire verticale luchtfoto's.

Luchtfoto van het Nationaal Geografisch Instituut, tel. 02/629 82 82 met toelating A2172.



Foto 1/43

Strandmorfologie aan de Middenkust in 1979.

Nat strand met strandruggen en zwinen.

Smalle, lange rechtlijnige, doorlopende strandruggen.

Bovenste zwin vrij diep ingesneden, plaatselijk tot op een venige laag. Rechts duidelijk

zwinzadel. Nabij de laagwaterlijn uitgesproken vervlakking met een breed zwin en een lage strandrug. Op de voorgrond hoogwaterlijn nabij de rand van het droog strand.

De Haan (Nieuwmunster) KP 42 (20-04-1979)



Foto 1/44

Strandmorfologie aan de Westkust.

Breed nat strand. Brede, sterk afgeplatte lage strandrug. Brede ondiepe zwinen.

Op de strandrug dwarsstrandse stroomribbels, plaatselijk

gemaskeerd door dunne, blekere zandvlekken. De asymmetrie van de ribbels wijst op vloedgerichte ribbelforming (i.c. gericht naar de kijker).

Oostduinkerke KP 10 (06-11-2003)

Foto 1/45

Ribbelvorming op strandruggen. Ruitribbels.

Ruitribbels bestaan uit elkaar kruisende ribbels met verschillende afmetingen en vertrekpunt. Ze ontstaan bij het geconcentreerd terugvloeien van dunne waterlagen na golfoploop op zwak zeewaarts hellende zandoppervlakken. Het terugvloeien gebeurt hier naar de benedenrand van de foto toe. Men vindt ze vooral op de zeezijde van strandruggen

De Haan (Golf) KP 38
(december 1978)



Foto 1/46

Ribbelvorming op strandruggen. Kruisende boogribbels.

Kruisende boogribbels.
Boogribbels zijn elkaar kruisende boogvormige ribbeltjes van zeer geringe hoogte. Ze ontstaan bij de lobvormige oploop van weinig energierijke golven op zwak hellende oppervlakken. Bij de oploop duwt de dunne, oplopende waterlaag sediment voor zich uit en ontstaan kleine boogvormige ribbeltjes. Kruisende boogribbels ontstaan doordat golven vanuit verschillende punten elkaar overlappen. Boogribbels treft men vooral aan nabij de voet van de zwak hellende zeezijde van strandruggen, op megaribbels in zwinen en langs de laagwaterlijn.

De Haan (Nieuwmunster) KP 42
(28-06-2003)



Foto 1/47

Sedimentbeweging op strandruggen.

Adventiefstrandrug.

Lange, lage, rechtlijnige en smalle adventiefstrandrug met zwak golvende landzijde en doorbroken door een zeldzaam terugloopgeultje. De kleine adventiefstrandrug is gevormd ingevolge sedimentaanvoer door golfoploop.

Hij schuift landwaarts over de transporthelling van een grote strandrug. Belangrijk zwin aan zijn landzijde en een breed groot zwin aan zijn zeezijde. Door afdamming van de terugloop van het golfwater op de grote strandrug ontwikkelt zich landwaarts een klein, ondiep supplementair zwinnetje.

De Haan (Nieuwmunster) KP42
(21-06-1989)

Foto 1/48

Afzetting op strandruggen. Overlooptongen.

Overlooptongen ritmisch afwisselend met overloopgeultjes aan de steile landzijde van een strandrug. De overlooptongen (overwashtongen) ontstaan ingevolge zandaanvoer door oplopende golven die over de kam van de strandrug heen gelopen zijn en naar het zwin afvloeien. Aan de landzijde ligt een diep uitgeschuurd zwin waarin resten van dwarsstrandse megaribbels achtergebleven zijn, gevormd door de sterke tijstrooming in het zwin en ingesneden door de zwinstroming.

De Haan (Golf) KP 38
(december 1978)

Foto 1/49

Festoenvormige landwaartse rand van een strandrug.

Progradatie door **overwashwaaiers** die over een nagenoeg volledig opgevuld zwin met golfribbeloppervlak vooruitschuiven.

De Haan (Golf) KP 38
(08-11-1978)

Foto 1/50

Zandafzetting op de topzone van een strandrug.

Recente zandafzetting herkenbaar aan de dikke laag ongeconsolideerd zand met stroomribbels en de diepe inzakkingsporen van de wandelaar.

De Haan (Nieuwmunster) KP42
(06-06-1982)



Foto 1/51

Erosie op strandruggen. Inslagputten.

Na stormweer met grote stortbrekers kunnen strandruggen zwaar door inslagputten aan-

getast zijn. Een dunne zandsluier bedekt de ribbels die op de bulten gevormd waren.

De Haan (Centrum) KP 40
(28-08-1985)

Foto 1/52

Stroombarchanen

Grote stroombarchanen met lijwaarts gerichte hoornen langs de voet van een belangrijke strandrug bij langsstrandse zuidwestenstorm (komende van links op de foto)

Belangrijk eolisch zandtransport op de zeewaarts gelegen strandrug. Lichte overstuiving van enkele van de barchanen.

St Frioux NF1
(09-11-1993)



Foto 1/53

Massieve afslag op het nat strand.

Uitveningsputten voorheen bedolven onder strandzand, opnieuw blootgelegd door afslag van het nat strand. Het voorkomen van veen (vermoedelijk "oppervlakteveen" van subboreale ouderdom) onder het strand getuigt van een vroegere meer zeewaartse gelegen kustlijn en van een belangrijke landwaartse verschuiving van de kustlijn na de veenvorming.

Raversijde
(rond 1985)

Foto 1/54

Kleefbank

De verticale luchtfoto toont het strand ten westen van het centrum van Oostduinkerke-Bad rond hoog water.

Van onder naar boven ziet men eerst het duinfront met windschermen, plaatselijk voorafgegaan door kleine voorduintjes, verder het droog strand (waarop een rij strandcabines staan), de donker getinte

bermhelling, het meest landwaartse zwin waarin een bleek getinte kleefbank ligt die tegen de bermhelling aansluit.

Verder zeewaarts ziet men de branding op de eerste strandrug. Op die overspoelde strandrug treedt zwenking van de schuin invallende golven op. De kleefbank vormt hier een ellipsoidale strandbank die bij de opname 450 m lang was en maximaal 40 m breed.

Ze steekt oostwaarts vooruit in het zwin. Hierdoor laat de foto vermoeden dat ze zich oostwaarts vooruitschrijdend met de vloedpiek ontwikkelde in het hoogste zwin. Bij gebrek aan chronosequentiële opvolging bestaat daarvoor echter geen sluitend bewijs.

In elk geval betekent zo'n kleefbank dat zich lokaal over vrij grote afstand een belangrijke zandaanwinst voordeed.

Bij gebrek aan opvolging weet men evenmin hoe lang die kleefbank bestaan heeft en ook niet hoe snel zij langs de bermhelling verschoof.

Oostduinkerke KP 9
(07-05-1966)

Luchtfoto van het Nationaal
Geografisch Instituut,
tel. 02/629 82 82 met toelating
A2172.

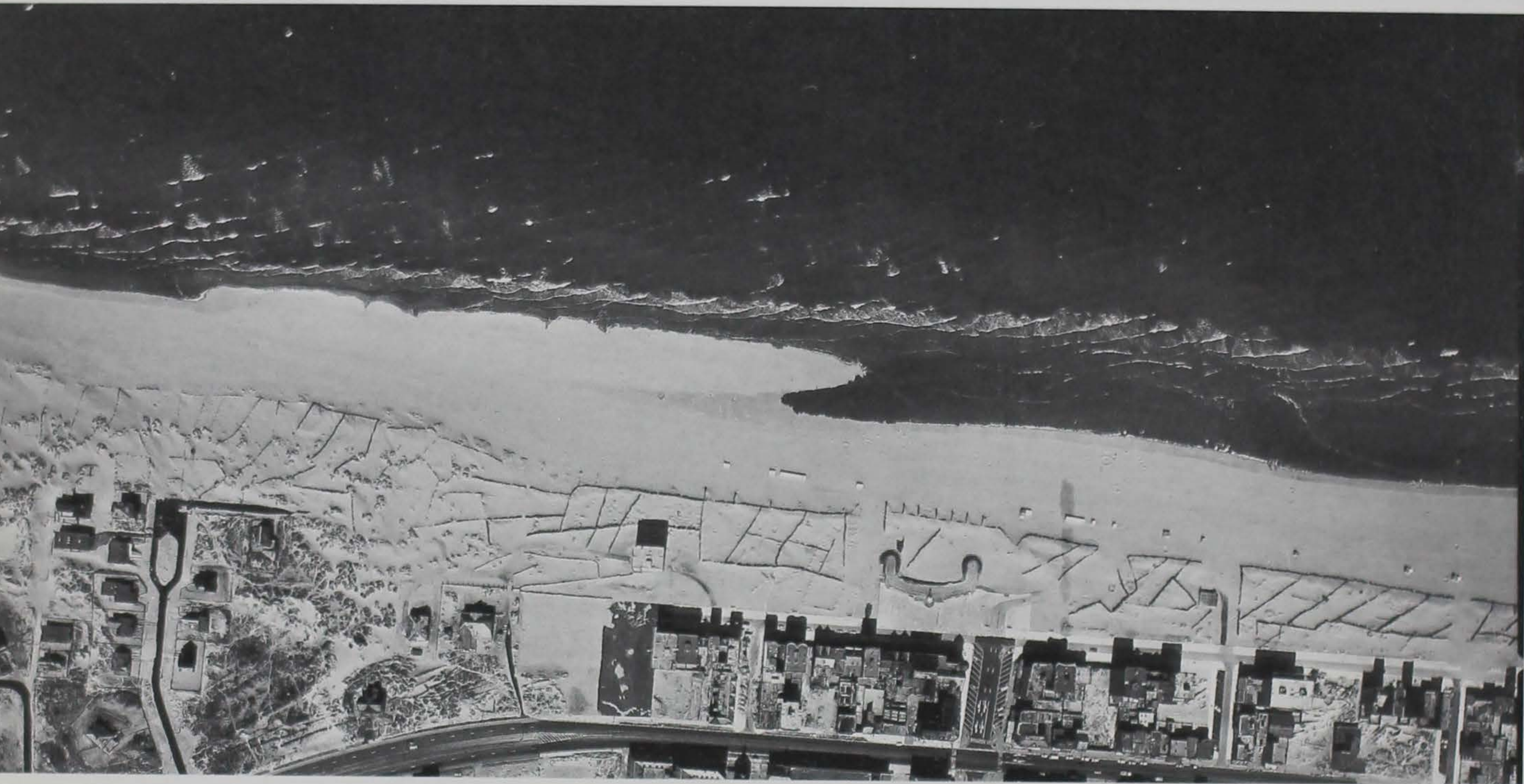


Foto 1/55

Windwerking op de strandruggen.

Zandslierten.

Zandslierten zijn dunne, smalle en ijle strepen zand die bij hevige wind en vochtig oppervlak in groepen over het strand gezwiept worden. Het vochtig, niet verzadigd zand is vrij cohesief en wordt moeilijk meegesleurd. Alleen de zandkorrels van een zeer dun bovenlaagje worden losgerukt. Hierdoor is er maar weinig zand voor opname en transport beschikbaar.

Klemskerke (Vosseslag) KP 37
(februari 1979)



Foto 1/56

Windwerking op de strandruggen.

Eolische barchanen.

Vrij grote, platte sikkelvormige zandaccumulaties gevormd door de wind en lijwaarts voortbewogen met uitgestoken hoornen. Hier zijn ze erg plat en laag. Ze ontwikkelen zich onder droge weersomstandigheden, bij sterke wind, als er niet veel zand beschikbaar is en geen

fixatie van de hoornen plaatsgrijpt. Dat er weinig zand beschikbaar is op een zandstrand komt door de vochtige toestand van het zand dat daardoor een grotere cohesie verwerft. Alleen een bovenste laagje droogt uit en wordt opgenomen door de wind. Naarmate de deflatie vordert drogen geleidelijk nieuwe vrijgemaakte zandlaagjes uit en komt nieuw zand voor

windwerking vrij. Bemerkt ook de diepe uitschuring van het voorliggend zwin waarbij zelfs een kleiige laag vanonder het strandzand blootgelegd is. Wind komende van rechts op de foto.

De Haan (Nieuwmunster) KP42
(mei 1989)



Bij voldoende windkracht en uitdroging, vooral bij langsstrandse wind, treedt er op de strandruggen *windtransport en windafzetting* op. Als er maar weinig zand beschikbaar is (bijvoorbeeld omdat alleen een zeer dun oppervlakkig laagje zand geleidelijk uitdroogt), komen dikwijls *zandslierten* voor (foto 1/55). Dit zijn ijle, langgerekte slierten los zand dat in saltatie is en zich lijwaarts verplaatst en als lange, lage, langsstrandse vlekken afgezet wordt. Als er wat meer zand beschikbaar komt door snellere uitdroging van het zandoppervlak, ontwikkelen zich vlakke megaribbels die dikwijls de vorm van lage *barchaantjes* aannemen (foto 1/56). Een uniforme *laag salterend zand* (foto 1/57) komt alleen voor bij hevige, langsstrandse wind en snel uitdrogend oppervlak.

Lange tijd kwamen rond De Haan lange, rechtlijnige, weinig onderbroken strandruggen voor (foto 1/42; 1/43). Sinds het begin van de jaren '90 zijn die beginnen uiteenvallen met vorming van sikkelvormige strandcellen

(foto 1/1). Na de grote zandsuppleties uit 1990-95 is de bovenste strandrug in de zone De Haan – Wenduine (waar geen strandhoofden voorkomen) in toenemende mate uiteengevallen in een opeenvolging van sikkelvormige strandcellen (*strandsikkels*) (foto 1/58). Elke cel vertoont twee zeewaarts gerichte *hoornen* en een hogere, centraal gelegen, landwaarts gerichte *kop* die door *overwash* gevoed wordt. Daardoor duwt hij het landwaarts gelegen zwin tegen de bermhelling aan. Tussen de strandsikkels komen brede muien voor. Het bovenste zwin draait rond de kop van de strandsikkel en watert verder af langs gesplitste lopen die doorheen de mui trekken. De bermhelling vertoont een bochtig verloop dat landwaarts wijkt waar de kop uitsteekt. In het verlengde van grote muien vertoont de berm diepe *inkervingen*. Die dringen soms tot in de voet van het suppletiestrand door. Daarbij ontstaan bermklifjes waarin de structuur van het suppletiezand te zien is. Foto 1/59 toont welk belang die inkervingen

hebben op het verloop van de hoogwaterlijn. Mogelijks hebben de steile en hoge rand van het suppletiestrand en het grof (en daardoor moeilijker verplaatsbaar) materiaal waaruit de suppletie opgebouwd is aan de hele bermzone een meer reflectief karakter gegeven waardoor de erosie langs de voet van de berm toegenomen is.

Of er een echte landwaartse *migratie van de strandruggen* bestaat is een omstreden vraag uit de stranddynamiek (zie verder deel 1, §6). Chronosequentiële strandprofielen opgenomen langs de Vlaamse kust suggereren dat onder de veegzone (dit is de oppervlakkige sedimentlaag waarvan de bodem niet meer door de opeenvolgende fasen van afzetting en van diepere en minder diepe erosie beroerd wordt) op strandruggen een meer stabiele, lage, langsstrandse kern voorkomt waarrond nu eens aanwas, verhoging en progradatie gebeuren, dan weer afslag, verlaging en terugschrijden optreden (fig. 1/10). Hierbij wordt zand door stroming in de zwinen en in de muien, vanuit de hogere zwinen naar de lagere gevoerd en langs de oever afgezet. Van daaruit wordt het zand terug opgenomen door tijstromen en golven, langsstrands verspreid en door stranddrift, zwenkingsdrift, gezwenkte golven en stroming of rechtstreeks door dwarsgolven terug strandopwaarts verplaatst (figuur 2/27; zwinmechanisme).

De *strandrugkernen* zelf schijnen daarbij geen eigenlijke migratie te ondergaan (foto 1/99; fig. 1/9; fig. 1/10). Vergelijking van foto's 1/1 en 1/43 illustreert die stabiliteit. Ze sluit niet uit dat zand landwaarts migreert, maar het moet dan wel over het landwaarts gelegen zwin geraken. Mogelijks draagt die zandmigratie bij tot de voeding van het droog strand.

Foto 1/57

Windwerking op de strandruggen.

Saltatietransport en windafzetting.

De foto toont een dikke laag langsstrands salterend zand bij noordoostenwind (d.i. gericht naar de kijker toe) en onder droge omstandigheden.

Door dit laatste komt snel veel zand beschikbaar voor opname en wordt de strandrug zelf afgeblazen.

Afzetting van het salterend zand gebeurt in de luwte achter de steile oever van een zwin en een mui. Op die manier kunnen kleine muien zelfs toeslempen.

De Haan (Nieuwmunster) KP42 (februari 1989)



Foto 1/58

Zicht op het strand tussen KP 43 en KP42 bij laag water in 2003.

Van links naar rechts ziet men de belangrijke zandsuppletie die tegen het vroegere duinfront aanleunt en die het vroegere droog strand vervangt; de steile zeewaartse helling van het suppletiestrand,

de sinueuse bermplas met landwaarts een lijn aanspoelsel; de sinueuse berm doorsneden door talrijke bermgeultjes; de sinueuse bermhelling; het eerste zwin (sterk gecompartmenteerd); de eerste strandrug. Die laatste is uiteengevallen in een aantal strandsikkels gescheiden door grote muien. Tegenover het landwaarts

einde van de grote muien komen diepe inkervingen in de terrassenzone en in de berm voor. Plaatselijk dringen die zelfs door tot aan de randhelling van de suppletie en genereren daar kleine klifjes waarop ontsluitingen van het suppletiezand te zien zijn. De grote muien stellen de weg open voor een meer intense

golferosie van de randhelling van het suppletiestrand.

Wenduine (Spionkop)
(16-09-2003)



Foto 1/59

Zicht op het hoge strandgedeelte tussen KP 43 en KP 42 bij hoog water in 2003.

Detailfoto van dezelfde strandzone als op foto 1/58.

Men ziet duidelijk de diepe inkervingen in de terrassenzone, de bermhelling en de berm. Lokaal dringen ze

zelfs de randhelling van het suppletiestrand binnen.

Wenduine (Spionkop)
(16-10-2003)

Foto 1/60

Meanderende mui

Het bovenste deel van de mui is in vloedrichting (naar rechts op de foto) weggeduwd door een strandtong die vanuit het zuidwesten (links op de foto) vooruitschrijdt. Die zandtong is hoofzakelijk gevormd door de vloedstroom (naar rechts op de

foto) maar wordt ook gevoed door langsstrandse windaanvoer vanuit het zuidwesten (samenvallend met de vloedrichting). Wind en vloed werken er samen. Het lagere deel van de mui is in ebrichting (naar links op de foto) weggeduwd door een strandtong die vanuit het noordoosten (rechts op de foto) vooruit-

schrijdt. Die is gevormd door de ebstroom. Daar is geen windafzetting aan de loefzijde van de mui. Zuidwestenwind en ebstroom zwakken elkaar af.

De Haan (Nieuwmunster)
KP 42 (1982)



Foto 1/61

Vlakmuis aan de Westkust.

Brede lage strandruggen met onduidelijke asymmetrie, ondiepe platbodenzwinnen, weinig ingesneden muien. Strandrug uniform bedekt met langsstrandse, symmetrische golfribbels. Die lopen door over de mui, wat wijst op zwakke muistroming.

Oostduinkerke KP 11
(04-11-2003)



3.3.7 De muien

Muien zijn min of meer dwarsstrandse geulen die doorheen de strandruggen breken en langswaar het achterliggend zwin bij vloed aanvankelijk onderloopt en bij eb leegloopt. Bij het leeglopen vervoert de stroming in de mui (*muistroming*) sediment naar zee toe. Dit zand wordt deels aangevoerd uit het achterliggend zwin door de *zwinstroming* bij het leeglopen van het zwin en deels door erosie van de mui op de strandrug.

Muien lopen min of meer rechtlijnig tot meanderend (foto 1/60). Ze liggen soms dicht, soms ver van elkaar. De afstand kan honderden meter bedragen. Ze splitsen elke strandrug op in verschillende *strandcellen* (foto 1/42). Muien zijn meestal maar enkele meter breed en hoogstens enkele decimeter diep (foto 1/61, 1/62). Soms echter kan de breedte tientallen meter bereiken (*megamuien*) (foto 1/63). *Meanderende muien* vertonen dikwijls een zekere gelijkenis met rivieren door een opeenvolging van holle ondergravingsoevers en bolle aanwasoevers (foto 1/62).

Grote, brede muien (*megamuien*) laten de golven ongeremd passeren en richten ze bovendien recht op het strand (foto 1/63). Op die manier kunnen de golven plaatselijk met meer kracht op de hogere strandgedeelten inbeuken. Waar muien langere tijd ter plaatse blijven, kunnen golven aan het landwaarts einde van een mui belangrijke erosie veroorzaken, in het bijzonder op de bermhelling. Foto 1/58 toont hoe in 2003 ten westen van Wenduine grote muien tegenover *inkervingen* in de bermhelling lagen en hoe daardoor een *sinueuse bermhelling* kon ontstaan met lokaal bermklifjes.

Er kunnen ook *strandvensters* voorkomen. Dit zijn plaatsen waar grote muien in elkaars verlengde dwars doorheen opeenvolgende strandruggen lopen. Zij werken de erosie op de hogere strandgedeelten in de hand. De golven kunnen dan immers langer en met nog meer kracht de mui binnendringen en het hogere strandgedeelte aantasten. De grote strandvensters die zich in 1977-78 ontwikkelden tussen Klemskerke (Vosseslag) en De Haan hebben er toen de afslag van het droog strand en van de duinvoet in de hand gewerkt.

Muien worden vooral uitgeschuurd door het water dat bij elke eb vanuit de achterliggende zwinnen naar zee of naar het zeewaarts gelegen zwin terugstroomt. Bij storm kan water tegen het strand opgestuwd worden en bij eb in de muien een krachtige terugstroming veroorzaken. Bovendien slaan stortbrekers dan met geweld neer op de bodem zodat

daar velden met *inslagputten* ontstaan (foto 1/63).

De *muistroming* wordt gevoed doordat tegenoverliggende zwinhelften naar éézelfde mui afwateren (foto 1/58). Men merkt dit o.a. aan de tegengestelde polariteit (richting van de steile ribbelzijde) van stroomribbels die aan beide kanten van de landwaarts gelegen ingang van muien voorkomen.

Muien kunnen lange tijd een relatief stabiele plaats innemen en dan onder gunstige omstandigheden van stroming en windrichting vrij snel *lateraal migreren* of ook opgevuld geraken. Er kunnen dan ook nieuwe muien ontstaan. Geringe hoogteverschillen langs de kam van de zeewaartse strandrug kunnen daar een rol bij spelen (foto 1/64).

Bij langsstrandse wind van voldoende sterkte kan eolisch zandtransport op de strandrug voor afzetting aan de loefzijde van de mui zorgen (foto 1/57) en zo een lijwaartse verschuiving van de mui in de hand werken. Soms steekt een langsstrandse *strandtong* op het laagste gedeelte van de strandrug rond de mui sterk ebgericht vooruit, terwijl op het bovenste gedeelte een strandtong vloedgericht uitsteekt (foto 1/60). Die strandtongen kunnen bijdragen tot de ontwikkeling van scherp kronkelende bochten in de mui. Deze planvorm kan moeilijk aan windwerking alleen toegeschreven worden. Het is waarschijnlijk dat dergelijke strandtongen vooral gevormd worden door langsstrandse eb- en vloedstroming gedurende de overstromingsperiode.

Muien hebben dikwijls een vrij sterk verval wat gepaard gaat met een grote stroomsnelheid en met opvallende snelheidspulsaties in de stroming. Die gaan op hun beurt gepaard met de ontwikkeling van *antiribbels* (foto 1/65). Dit zijn groepen golfjes die zich aan het wateroppervlak overkrullend stroomopwaarts bewegen. Meestal gebeurt dit discontinu in opeenvolgende korte fasen van normale stroming en van versnelde stroming als een kritische stroomsnelheid overschreden wordt.

Over het algemeen waaieren de muien stroomafwaarts open en vormen aan hun monding een *muidelta* (foto 1/66) waar het water uit de mui, zich breed uitspreidend, in het voorliggende zwin uitstroomt. Bij laag water zien die ebdelta's er dan uit als puinwaaiers waarop de resterende muistroming een sterk verwilderd karakter vertoont (foto 1/66). Dergelijke muidelta's kunnen door dwarsstrandse aangroei uitgroeien tot aan de tegenoverliggende strandrug en aldus een zwin opsplitsen. Dit is één van de oorzaken waardoor in een zwin *zwinzadels* (foto 1/75) ontstaan.

Foto 1/62

Verschuivende muimeander.

De mui meandert met bocht naar links (ebrichting). Men ziet duidelijk de steile holle oever (erosief) en de vlakke bolle oever waar aanwas gebeurt met vorming van een vooruitstekende puntbank (point bar). De zandslierten links en rechts op de foto zijn geen windafzettingen maar wijzen op sedimentatie onder invloed van de ebstroom.

Oostduinkerke KP 10
(06-11-2003)



Foto 1/63

Brede mui in strandvenster bij eb na zware storm, talrijke inslagputten door stortbrekers en sterke terugstroming.

De Haan (Golf) KP 38
(1979)



Foto 1/64

De foto illustreert weike rol geringe hoogteverschillen langs de kamlijn van een strandrug kunnen spelen in de ontwikkeling en de verschuiving van muien.

De Haan (Centrum) KP 40
(16-09-2003)



Foto 1/65

Antiribbels in muistroming.

Muien hellen soms zo sterk dat de stroomsnelheid schietend wordt, zodat antiribbels tot ontwikkeling komen aan het wateroppervlak. Die verplaatsen zich overkrullend in stroomopwaartse richting.

De Haan (Golf) KP 38
(1979)



Foto 1/66

Muidelta.

De foto (genomen bij eb) toont een muidelta aan de monding van een mui in het voorliggend zwin. Bemerkt de verwilderde afvloeit op de droogliggende delta.

De Haan (Golf) KP 38
(05-08-1978)

Aan de monding van muien ontwikkelt zich een beperkte, dwarsstrandse stroming naar zee toe. Die muistroming sleurt sediment mee en doet er een *muiwolk* ontstaan die goed zichtbaar is op luchtfoto's (foto 1/98). Muiwolken zijn niet te verwarren met *sedimentpluimen* die aan het uiteinde van de strandhoofden ontstaan (foto 1/98). De sedimentwolk buigt af in de richting van de tijstroom. Na de ebkentering (en dus vooral rond de laagwaterperiode) is dit naar het zuidwesten, na de vloedkentering naar het noordoosten. Luchtfoto's opgenomen bij laag water zullen bijna altijd ebgerichte muiwolken tonen. Op die manier wordt zand aangevoerd uit de zwinen, langs de waterlijn opgenomen in de kustparallele stromingen en langsstrands uitgespreid. Het komt daar ter beschikking voor recycling door het *zwinmechanisme* (fig. 2/27) en gaat deelnemen aan het langsstrands heen en weer transport door de tijstroom waarbij vloedpiek en ebpiek tegengestelde richtingen hebben. Daar de vloedpiek over een groter transportvermogen beschikt kan er toch een residueel transport optreden dat bijdraagt tot de *kustdrift*.

Muien zijn niet te verwarren met *scheurstromen* (fig 2/24). Dit zijn eveneens lokale dwarsstrandse stromingen die naar zee toe gericht zijn en in de brandingszone uitlopen. In tegenstelling tot muien treden ze alleen kortstondig op gedurende de overstroming van het strand, als opgestuwd strandwater met kracht terugvloeit. Het gevaar dat scheurstromen betekenen voor baders, namelijk meegesleurd te worden naar zee, is alom gekend.

3.3.8 De zwinen

3.3.8.1 De zwinmorfologie

Zwinen zijn min of meer brede, langgestrekte, ondiepe, asymmetrische, langsstrandse depressies die de strandruggen van elkaar scheiden (foto 1/67). Ze volgen elkaar dwarsstrands op. Als het waterpeil in het zwin voldoende gezakt is komt langsstrands op de bodem van zwinen een opeenvolging van lage *zadeldalen* te voorschijn.

Dwarsstrands is de zeewaartse oever meestal steiler dan de landwaartse (foto 1/72). Die asymmetrie is minder uitgesproken aan de Westkust.

De *steile oever* valt samen met de steile rand van de voorliggende strandrug. Die is nu eens een progadatiehelling waarop zand afgezet wordt door overwash (foto 1/68) en die daardoor landwaarts vooruitschrijft in het achterliggend zwin (foto 1/70). Dan weer of ergens elders is het een erosieve helling (foto 1/73) die aangesneden wordt door de zwinstroming.

De *zwak hellende* landwaartse oever valt samen met de zwak hellende transportzijde van de bovenliggende strandrug. Daar wordt zand door de golfloop opgenomen, de strandrug opgedreven (*swash*) en met de terugstroming (*backwash*) in min of meerdere mate naar de oevervoet teruggevoerd.

De *breedte* van de zwinen (dit is de kortste afstand tussen de topconvexiteit van de steile oever en de basisconcaviteit van de tegenoverliggende zachte helling) kan enkele

Foto 1/67

Drie opeenvolgende zwinen gedurende vloed.

Het hoogste zwin toont een bodem met afgevlakte megaribbels bij het einde van het leeglopen. Het watert af langs een smal overloopgeultje, mogelijks de aanleg van een nieuwe mui. Dit zwingedeelte is in belangrijke mate opgevuld. Het tweede zwin is bezig onder te lopen langs een brede mui die reeds ten dele onder water staat. Er zijn evenwel nog geen golven die erin doordringen. Het meest zeewaartse zwin is reeds volledig ondergelopen maar de invallende dwarsgolven worden nog grotendeels gebroken op de overspoelde strandrug. De vooroever omvat een brandingszone met lokaal stortbrekers op de meest ondiepe delen.

De Haan (Centrum) KP40
(13-08-1983)



Foto 1/68

Begin van afzetting door overwash op de steile zijde van een zwin.

Talrijke kleine overloopgeultjes, deels opgevuld met vers aangevoerd overwash zand. Kleine dwarsstrandse stroomribbels op de steile rand, deels

bedolven onder een continue band met overwash zand, vooral op het bovenste deel van de steile zijde.

De Haan (Nieuwmunster) KP 42
(15-07-1984)

Foto 1/69

Zwin in een opvullingsfase.

Ondiep zwin met dwarsstrandse megaribbels. Die zijn tamelijk afgerond en bedekt met langsstrandse golfribbels. Ze worden doorsneden door een kronkelend geultje gevormd door de resterende zwinstroming bij het einde van het leeglopen.

De megaribbels sluiten aan op de beide oevers. De zeewaartse oever is laag, gekarteld (aansluitend bij de megaribbels) en helt zwak. De landwaartse oever helt zeer zwak. Er is weinig overwash op de zeezijde. Er ligt een dun, vrij uniform verspreid laagje zand op de strandrug. Het zwin loopt uit naar een mui die meer oostwaarts (rechts op de foto) doorheen de strandrug passeert. De geringe diepte van het zwin zo dicht bij de mui is een aanwijzing voor weinig erosie. De kam van de strandrug is nauwelijks zichtbaar. Er zijn wel enkele overloopgeultjes te zien.

De Haan (Nieuwmunster) KP42
(15-07-1984)

tientallen meter bereiken. Uitzonderlijk wordt het wel eens een honderdtal meter, zoals in brede *platbodemzwin* die men aan de Westkust kan aantreffen. Diep ingesneden zwinen wijzen op recente erosie. Brede, ondiepe zwinen wijzen op recente zandaanvoer. Zandaanvoer door overwash over de steile oever, langsstrandse aanvoer door tijstroming, terugstroomtransport vanaf het droog strand (zoals bij stormen voorkomt) spelen daarbij een rol. Een en ander laat zich merken door de *overwashtongen* (foto 1/48) en door de stroomribbels in de zwinbodem. Dikwijls komt er na storm een *afvlakking van het strand* voor die min of meer het gevolg is van zandstockering in de zwinen en van afslag van strandruggen (zie fig. 2/20).

De *diepte* van de zwinen (d.i. het hoogteverschil tussen de topconvexiteit van de steile oever en de zwinbodem) *verschilt van plaats tot plaats en wisselt in de tijd*. De insnijding en ook de breedte zijn meestal het belangrijkste nabij de landwaartse mui-ingang. Diepere zwinen komen meer voor aan de Middenkust. Dit zou kunnen wijzen op een daling van de zandaanvoer.

Bij vloed worden de zwinen overstroomd (foto 1/74). De voorliggende strandruggen blijven dan merkbaar aan de branding voor zover daar een toestand van ondiep water heerst. Bij eb lopen de zwinen leeg, maar zelfs op de hoogste delen van het nat

zand vallen ze zelden volledig droog. Ook dan toont de branding de voorliggende strandrug.

Vollopen van de zwinen gebeurt voor een groot deel doorheen de muien langswaar het opkomend tij en de golven binnenstromen en het zwin achter de beschermende strandrug blank stellen. Als het waterpeil voldoende gestegen is gaat het overspoelen van de kam van de zeewaarts gelegen strandrug ook een rol spelen. Naarmate het getij vordert gebeurt dit met meer kracht. Het is pas als de voorliggende strandkam volledig overspoeld is dat de golven snel over het zwin beginnen door te lopen. Bij dat vollopen vormen diepe zwinen een gevaar voor de strandbezoeker die zich op een voorliggende strandrug bevindt en het stijgen van het waterpeil in het achter hem liggend zwin niet opvolgt. Hij riskeert dan problemen om de droge landzijde terug te bereiken. Baders en wandelaars, vooral kinderen, geraken soms in nood als een diep zwin snel onderloopt en er tegelijk een zware zee-gang staat. De waterdiepte kan dan snel meer dan 1 meter bereiken en op het ogenblik dat de hogere golven over de kam van de voorliggende strandrug rollen, de terugkeer doorheen het zwin tot een gevaarlijke onderneming maken. Bij elke passerende golf riskeert de wader volledig ondergedompeld te geraken of omver geworpen te worden. Hij riskeert hetzelfde wanneer hij te laat door een ondergelopen mui tracht te waden.



Foto 1/70

Eindfase in de opvulling van een zwin.

Zeer ondiep, breed opgevuld zwin. Vlakke bodem met uniform verspreide tongribbels. Vooruitschrijdende *overwash* die de zwinbodem begint te bedekken. Van de transversale asym-

metrie is weinig overgebleven. De tongribbels wijzen op zwinstroming en op verplaatsing naar de waarnemer toe (i.e. in vloedrichting). Gelijktijdige terreinwaarneming van vorm en proces liet zien dat ze niet rechtstreeks door de vloedstroom gevormd zijn, maar dat het gaat

om stroomribbels die ribbeltransformatie ondergaan hebben door vloedgerichte zwinstroming naar een mui die zich meer oostwaarts bevindt (d.i. achter de waarnemer).

De Haan (Nieuwmunster) KP 42
(15-05-1982)



Foto 1/71

Begin van insnijding van zwin.

Langsstrands zicht.

Breed ondiep platbodenzwin bij het begin van een insnijdingsfase. Geen progradatierand aan de zeezijde. Strandrug met vlakke topzone. Uniforme zandsluier. Geen sedimentaire structuren die op *overwash* wijzen. Op de zwinbodem komt een complex opgebouwd

ribbelsysteem voor. Het oppervlak toont een basis van vrij grote, lage, afgeplatte, dwarsstrandse golvingen waarop symmetrische langsstrandse golfribbels voorkomen. Die lopen ononderbroken door over ribbeltoppen en over ribbeldalen. Ze blijken dus aangelegd nadat langsstrandse stroomerosie ingewerkt had. Plaatselijk komen bovenop deze sedimentaire structuren nog

dunne dwarsstrandse slierten zand voor. Aan de voet van de strandrug ligt een langsstrandse zone die wat dieper ingesneden is en die overeenkomt met het dieper worden van het zwin in de richting van een mui.

Wenduine (Chalet "Wandelaar")
nabij KP43
(23-10-2003)

Foto 1/72

Zwin in erosieve fase.

Het zwin vertoont een duidelijke dwarsstrandse asymmetrie met een zwak hellende landwaartse oever en een steile zeezijde. Op de zwinbodem komen dwarsstrandse megaribbels voor.

Lokaal zijn er resten van kleine langsstrandse golfribbels. Ze zijn bedekt met een dunne film overwash zand.

De zwinbodem is ingesneden door erosieve zwinstroming. Centraal zijn de megaribbels bijna geheel verdwenen. De zeezijde vertoont een gekarteld verloop. Resten van de megaribbels sluiten er nog ritmisch aan op de oeverwand. Het bovenste deel van de zeewaartse oever toont duidelijk sporen van dwarsstrandse erosie door overloopgeulen die tussen de megaribbelresten uitmonden.

De gelaagdheid in de strandrug is blootgelegd. Er zijn geen sporen van overwashtongen zodat de zandaanvoer door oplopende golven op dat ogenblik gering moet geweest zijn.

St Frioux NF 1
(09-02-1995)



Foto 1/73

Zwin in een erosieve eindfase.

Geen megaribbels. De zwinbodem is ingesneden door de zwinstroming. De steile zijde is rechtlijnig en vertoont zeer weinig overwash.

De sedimentaire structuur in de strandrug is blootgelegd. Landwaarts van de kam van de strandrug komen wel enkele vrij grote, platte, asymmetrische langsstrandse overloopribbels voor. De ritmische overloopgeulen zijn erg klein.

Ze zijn afgesneden door de erosie van de zwinoever. Ze laten geen overwashwaaiers na op de steile zijde. Er is weinig zandaanvoer op de strandrug.



De Haan (Golf) KP 38
(24-10-1978)



Foto 1/74

Grote brede mui die volledig ondergelopen is en het achterliggend zwin blank gezet heeft.

Er dringen nog geen golven door in het zwin. Op de kam van de strandrug die vooraan nog boven water uitsteekt, volgen vrij brede maar zeer vlakke dwarsstrandse slierten zand elkaar op. Waarschijnlijk gaat het niet om stroomribbels, maar om overwastongen gevormd gedurende een vorig hoog water.

De Haan (Preventorium) KP 39
(05-08-1979)



Foto 1/75

Zwinzadel.

Dwarsstrandse rug op de zwinbodem.

St Frioux NF 1
(15-04-1993)

Leeglopen van de zwinen gebeurt eveneens voor een groot deel doorheen de muien maar aanvankelijk treedt nog directe terugstroming over de kam van de zeewaarts gelegen strandrug op. Daar die kamlijn kleine hoogtegolven vertoont, duurt dit overlopen op de ene plaats langer dan op de andere. Zo kan de erosie op de ene plaats belangrijker zijn dan op de andere. Op de laagste plaatsen langsheen de kam kunnen kleinere doorbraakgeulen ontstaan die later eventueel tot muien uitgroeien en de laterale verschuiving van bestaande muien in de hand werken.

In de zwinen treft men regelmatig *muidelta's* (foto 1/66) en *zwinzadels* (foto 1/75) aan. Deze laatste zijn lage dwarsstrandse ruggen doorheen een zwin.

3.3.8.2 Stroming in de zwinen

In zwinen komt een *complex stroomstelsel* voor. De stroomrichting wisselt met de tijstand, met het leeglopen en vollopen, met de bodemmorfologie en de plaats in het zwin, met de hoogteligging op het nat strand en met de overstromingsduur.

Zolang het waterpeil voldoende hoog staat komt de *zadelmorfologie* van de zwinbodem niet boven water. De zwinen vormen dan *doorlopende kanalen* waarin *tijstroom* domineren. Die toestand duurt langer naarmate men lager op het strand komt. De tijstroom is deeltijds eb-, deeltijds vloedgericht. In de hoge zwinen heerst hoofdzakelijk vloedgerichte stroming omdat ze bij eb snel droog vallen. De overstromingsperiode valt er samen met de sterke vloedpiek. Dit heeft o.a. zijn invloed op de ribbelvormen die daar achterblijven en op de intensiteit van de residuele dynamiek. Op het lage strandgedeelte daarentegen treden beide tijstroom op. Dit gebeurt wel in tegengestelde richting en ook gedurende een langere tijd. Over het algemeen is de strandmorfologie daar vlakker.

Als het waterpeil voldoende laag staat komt de zadelmorfologie van de bodem te voorschijn (foto 1/75). Het leeglopen (of vollopen) aan beide kanten van elk zadel gebeurt dan in tegengestelde richting naar afzonderlijke muien (of vanuit die muien). Zowel bij vollopen als bij leeglopen ontstaan daardoor aan beide kanten van een mui-ingang tegengesteld gerichte *zwinstromingen*. De impact van de zwinstromen is groter op het hoog strand dat lang droog ligt, dan lager op het strand. Op het laag strand domineert de invloed van de tijstroom, maar die wisselen in richting. De ebstroom versterkt er wel de impact van de zwinstroming in één zwinhelft. Maar de zwinstroming werkt er maar gedurende korte tijd, in het laagste zwin meestal slechts bij

springtij. Bij laag water krijgt men daar een bodemmorfologie te zien waarop de invloed van de vloedstroom afgezwakt is.

Morfologie en ribbelkenmerken in de zwinen getuigen van dit complexe stroomstelsel. Op het hoog strand vindt men dikwijls een *asymmetrische ontwikkeling* aan beide kanten van een mui-ingang. Aan de ene kant vertoont het zwin daar een grotere breedte, een diepere insnijding en een groter aantal stroomribbels. Aan beide zijden van de mui-ingang treft men ribbelvelden aan met tegengestelde polariteit, telkens wijzend op stroming naar de mui-ingang.

3.3.8.3 Ribbels in de zwinen

In de zwinen komen verschillende types van *ribbelvormen* voor.

Dikwijls is het mogelijk te zien hoe sommige vormen gedurende het leeglopen, in functie van de veranderende snelheid en waterdiepte in het zwin, geleidelijk overgaan in andere ribbelvormen (*ribbeltransformatie*).

Het is niet altijd eenvoudig de ribbelkenmerken te interpreteren in functie van de transportrichting. Interferentie van stroom- en golfribbels, de richtingswisselingen van tijstroom en van zwinstromen tussen vloed en eb, het feit dat zwinen in tegengestelde richtingen gevuld worden vanuit de muien en ook in tegengestelde richtingen leeglopen naar de muien toe, bemoeilijken die interpretatie. Gedurende het leeglopen en vollopen kan de zwinstroming tegengesteld zijn aan de heersende tijstroom. De ebstroom kan de vloedstroomribbels uitwissen.

Dwarsstrandse megaribbels (foto 1/67) komen regelmatig voor in de grotere zwinen. Het is dikwijls moeilijk de asymmetrie van die megaribbels te bepalen en ze met zekerheid als vloedvormen te bestempelen. Ze zijn waarschijnlijk aangelegd door de vloedstroom. Behalve op het hoog strand zijn ze tegen de tijd dat ze bloot liggen, herkneed door de ebstroom. Soms is die dualiteit in vorming duidelijk merkbaar aan kleinere ebgerichte stroomribbels die op de megaribbels voorkomen.

Op de zwinbodem komen bijna altijd velden met kleinere *stroomribbels* voor. De foto's 1/76 en 1/77 geven voorbeelden van dergelijke stroomribbels.

Ebgerichte stroomribbels (i.c. met steile zijde naar het zuidwesten gericht) ontstaan gedurende de ebstroom in het zwin. Ze domineren de stroomribbels in de laagste zwinen omdat de ebstroom daar inwerkt vòòr de periode van leeglopen. Zij zijn het best bewaard aan de oostzijde van de muien omdat ebstroom en zwinstroming gedurende de eb



Foto 1/76

Asymmetrische stroomribbels aan de landzijde van een zwinbodem.

De langstrandse stroomribbels vertonen enige zwenking naar de ondiepere voet van de strandrug toe. Ze zijn bovenaan afgerond en ingesneden door dwarsstrandse ribbels.

Klemskerke (Vosseslag) KP 37
(01-10-1978)



Foto 1/77

Asymmetrische stroomribbels in een erosiegeul op het hoge strandgedeelte na een zuidwestenstorm.

Klemskerke (Vosseslag) KP 37
(05-08-1978)



Foto 1/78

Tongribbels.

Goed ontwikkelde tongribbels in een zwin bij het einde van het leeglopen.

De Haan (Golf) KP 38
(november 2003)

Foto 1/79

Golfribbels.

Symmetrische golfribbels deels bedekt met een dun sliblaagje.

Oostduinkerke (Groenendijk)

KP 11

(11-11-2003)



daar dezelfde richting hebben. Ebgerichte ribbels verwacht men door de meest recente ebstroming gevormd te zijn. Plaatselijk treedt evenwel ebgerichte stroming op bij vloed in zwinen waar het binnenstromen geschiedt langs een diepere mui die meer oostwaarts gelegen is.

Vloedgerichte stroomribbels (i.c. met steile zijde naar het noordoosten gericht) komen vooral voor aan de westzijde van mui-ingangen. Op de laagste strandgedeelten worden de oorspronkelijk vloedgerichte ribbels gedurende de volgende ebpiek grotendeels vervormd. Vloedgerichte ribbels kunnen ook gevormd zijn door de zwinstroming gedurende het leeglopen van dat gedeelte van het zwin dat westwaarts van de mui-ingang ligt. Daar de zwinstroming zich naar de dichtstbijzijnde mui richt, gaan de ribbels dan een vloedrichting vertonen. Stroomribbels aan beide kanten van een mui-ingang zijn dikwijls naar elkaar toe gericht. Omdat de ommekeer reeds gebeurt terwijl de waterdiepte nog behoorlijk groot is, kan men die ribbeltransformatie zelden waarnemen. Enige tijd na het droogvallen van het zwin is de oorspronkelijke ribbelstructuur dikwijls ingesneden door erosiegeultjes.

Tongribbels

Tongribbels (foto 1/78) bestaan uit kleine tongvormige elementen, die meestal in opeenvolgende dwarsstroomse rijen opgelijnd voorkomen. Langs het Vlaamse strand zijn ze meestal niet meer dan 10 à 20 cm lang en 10 cm breed. Ze ontwikkelen zich door omvorming van bestaande stroomribbels als de waterdiepte in de zwinen en de snelheid van de zwinstroom voldoende gedaald zijn. Ze zijn gericht naar de dichtstbij gelegen mui-

ingang. Naar het einde van het drooglopen kan men op de zwinbodem soms hele velden tongribbels aantreffen. De transformatie van stroomribbels tot tongribbels kan gemakkelijk opgevolgd worden in ondiep water.

Boogribbels

Boogvormige microribbeltjes (foto 1/46) zijn meestal slechts een paar millimeter hoog. Men vindt ze vooral op de vlakkere zeewaarts hellende zijde van strandruggen op de lagere strandgedeelten. Men treft ze ook aan in zwinen onderaan de zwak hellende oever, o.a. op de rug van megaribbels aldaar. Ze ontstaan door lobvormige golfoploop als het zwin reeds door de voorliggende strandrug tegen zware golven beschermd is. Elke oplopende golf ontwikkelt kleine boogvormige ribbelingen die bij de zwakke terugstroming achterblijven. Daar de opeenvolgende golflobben door elkaar heen lopen krijgt men meestal een netwerk van afgebroken, elkaar snijdende microribbeltjes te zien.

Golfribbels

Golfribbels zijn min of meer rechtlijnige, symmetrische ribbels met een afgerond profiel (foto 1/79). Over het algemeen zijn ze niet meer dan 10 cm breed en enkele cm hoog. Ze staan dwars op de richting van de inkomende golven. Daardoor verlopen ze meestal parallel met de as van het zwin of staan wat schuin, afhankelijk van de invalrichting van de golven. In de ribbeldalen kunnen slibbezinkingen voorkomen. Dit gebeurt vooral aan de Westkust bij kalme zee en afluende wind. Het slib wordt er aangevoerd door de landwaarts gerichte compenserende bodemstroming. Bij verandering van de windrichting wordt het slib snel weggevoerd naar



Foto 1/80

Complexe golfribbels.

De langsstrandse ribbeldalen vertonen duidelijke sporen van dwarsstrandse ribbelvorming door een langsstrandse stroming

Klemskerke(Vosseslag) KP 37
(01-10-1978)



Foto 1/81

Meerkammige sinueuse golfribbels op een vervlakte zwinbodem.

Oostduinkerke (Groenendijk)
KP 12
(15-03-1984)

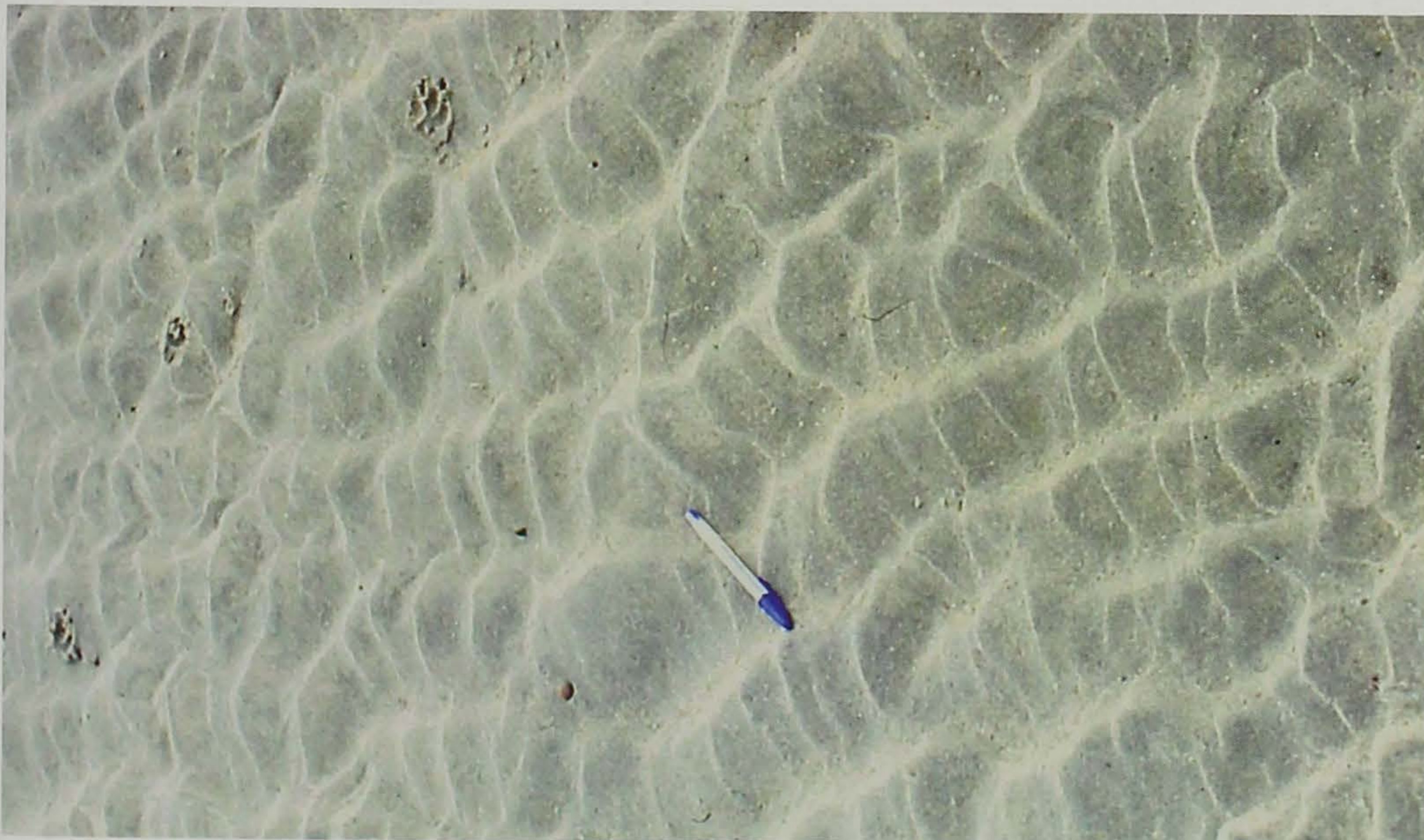


Foto 1/82

Complexe stroomribbels.

Oostduinkerke (Groenendijk)
KP 12
(15-03-1984)

zee. Anderzijds treft men in de ribbeldalen dikwijls ook sporen van zwakke langsstrandse stroming aan onder de vorm van kleine dwarsstrandse stroomribbels die er op de bodem geënt zijn (foto 1/80).

Golfribbels treft men aan in min of meer beschutte zwingedeelten op de hogere delen van het nat strand; in de *terugstroomgeulen* rond strandhoofden (foto 1/98), op de landzijde van zwinen en aan de voet van de bermhelling. Soms zijn ze goed ontwikkeld op de brede zwinbodems die aan de Westkust voorkomen.

Soms kan men velden met *complexe ribbels* aantreffen, o.a. *meerkammige golfribbels* (foto 1/81), *complexe stroomribbels* (foto 1/82) en *laddervormige ribbels*. Dit zijn complexe ribbels bestaande uit elkaar kruisende rijen kleine stroomribbels en golfribbels.

3.3.8.4 Dieptewisselingen

Opvallend zijn *periodische wisselingen in diepte en breedte*. Fasen waarin zwinen ondiep worden door zandaanvoer wisselen af met andere waarin erosie overheeft en de zwinbodem uitgeschuurd wordt. Zowel *tijstroming* doorheen het zwin als *zwinstroming* spelen daarbij een rol (zie deel 1; §3.3.8.2.).

Overwash is een belangrijk proces in de zandaanvoer (foto 1/70, foto 1/48). De foto's 1/68, 1/69 en 1/70 tonen verschillende stappen in zo'n opvullingsproces. De foto's 1/71, 1/72 en 1/73 tonen opeenvolgende stappen in een insnijdingsproces. Die opeenvolging van opvulling en insnijding maakt deel uit van het *zwinmechanisme*.

3.3.8.5 Het zwinmechanisme

Er zijn talrijke feiten die erop wijzen dat strandruggen en zwinen niet alleen door dwarsgolven en gezwenkte golven ontstaan en evolueren, maar dat tijstromen, gezwenkte stromingen, stranddrift, zwenkingsdrift, zwinstromen en muistromen daarbij ook een rol spelen.

De morfologische getuigen wijzen erop dat zwinstroming en muistroming die bij eb in elk bovenliggend zwin en in de muien optreden, zand uit een hoger gelegen zwin langs de muien naar het lager gelegen zwin afvoeren en het daar afzetten. Het kan dan langs de voet van de strandrug langsstrands migreren, door golven en gezwenkte stroming terug op de strandrug geworpen worden en de strandrug opklimmen. Als het over de kam van de strandrug geworpen wordt komt het in het bovenliggend zwin terecht en vult dit weer aan waarbij de progradatie van de steile zwinoever tussenbeide komt (fig. 2/27). De mogelijkheid bestaat dan dat zand toch over het bovenlig-

gend zwin geraakt en uiteindelijk op het droog strand of tegen de duinvoet terecht komt. Het omgekeerde kan ook optreden: zand losgeslagen van het duinfront of opgenomen op het hoogstrand kan lateraal afgevoerd of zeewaarts verplaatst worden of in de zwinen gestockeerd worden. Van dit laatste getuigt de afvlakking die de stranden vertonen na stormen waarbij belangrijke afslag van het duinfront opgetreden is. Dwarsstrandse stroomribbels in de zwinen wijzen erop dat zandtransport door tijstroming in het zwin ook dan een rol blijft spelen.

Diverse processen zoals stranddrift, zwenkingsdrift, tijstromen, zorgen voor de langsstrandse verplaatsing van zand.

Een volgende stap in de werking van dit zwinmechanisme treedt op als het zwin stilaan opgeslibt geraakt. De zwinstroming gaat dan erosief inwerken op de bodem en die terug uitdiepen. Ook de steile oever van het zwin wordt dan aangesneden door erosie. Het zandtransport in de muien neemt dan toe, de muidelta's groeien aan en de hele *zwinacyclus* herbegint.

Dit zwinmechanisme (fig. 2/27) is een complex deelproces in het algemeen transportsysteem op het Vlaamse strand.

3.3.9 Laagwaterlijnvormen

De grote morfologische diversiteit die men rond de hoogwaterlijn aantreft heeft geen weerga langs de laagwaterlijn. Grofweg gezien is het gebied rond de laagwaterlijn de voortzetting van het nat strand naar de *brandingsbanken* van de vooroeverzone toe. Wat algemeen opvalt is de *grote vervlakkings* rond de laagwaterlijn (foto 1/83). Aan de Westkust treft men een langzaam hellende vooroever aan zodat men er bij kalm weer soms tot tweehonderd meter, en op enkele plaatsen zelfs meer, beneden de laagwaterlijn kan waden. Meer oostwaarts is dit niet het geval. Daar is de vooroever steiler (figuur 1/3).

De laagwaterlijn verlegt zich dwarsstrands in functie van de veertiendaagse springtij/ dood-tij cyclus. Dit brengt mee dat de laagste zwinen en de laagste strandruggen nu eens bloot komen te liggen en dan weer overstromd blijven.

Indien de laagwaterlijn samenvalt met één van de vlakke strandruggen die daar voorkomen vindt men er soms een lage *laagwaterberm* (foto 1/83). Die vertoont enige asymmetrie. Naar de landzijde toe zijn er overlooptongen te zien. De laagwaterberm wordt doorsneden door kleine dwarsstrandse *terugloopgeultjes* en ook door *muimondingen*. In de zwinen komen ook hier muidelta's en zwinzadels voor.



Foto 1/83

Strandrug en berm nabij de laagwaterlijn bij dood tij.

Lage, vlakke laagwaterberm aan de zeezijde van de strandrug, doorsneden door terugloopgeultjes. Meer op de achtergrond, achter de BEASAC-richtpaal, kruist een mui de strandrug en de laagwaterberm. Zeewaarts daarvan ontwikkelt zich een muidelta, herkenbaar aan het planconcaaf verloop van de vloedlijn.

Oostduinkerke (Groenendijk)
KP11
(06-11-2003)



Foto 1/84

Terugstroomribbels in de laagwaterzone.

Vorming van brede, afgeplatte terugstroomribbels door terugloop van golfwater nabij de laagwaterlijn bij kalme zee en lage, dwarsstrandse golfjes. Bemerkt de lage schuimkopbreker.

Oostduinkerke (Groenendijk)
KP11
(06-11-2003)

De laagwaterzone is ook een gebied waar specifieke ribbels aangetroffen worden. Bij kalm weer en als er voldoende zand beschikbaar is, ontwikkelen zich op de zachte zeewaartse hellingen in de laagwaterzone soms grote *terugstroomribbels* (foto 1/84) en, door lobvormige golfoploop, ook *boogribbels* (foto 1/46).

De laagwaterzone kan ook onderhevig zijn aan *erosie* en zelfs aan belangrijke *afslag*. De eerste sporen die men daarvan merkt zijn de *losgewoelde bodembewoners* die men er dan in rijen en als vlekken samengespoeld terugvindt (foto 1/85). Soms vormen ze nog een biocoenose waar de meeuwen zich te goed aan doen.

Op dergelijke momenten komen door differentiële erosie soms kolonies van schelp-

kokerwormen aan de oppervlakte. Die steken als *biogene bulten* (tot een paar decimeter hoogte) boven het oppervlak uit (foto 1/86). Ze zijn gescheiden door *geultjes* langswaar het water uit het achterliggend zwin kan afvloeien naar zee.

Anderzijds is de laagwaterzone ook een gebied waar bij uitstek op strandpieren geboord en gespit wordt zodat het strand er dan een pokdalig uitzicht bij krijgt. Overigens vormen de lagere strandgedeelten in hun geheel een terrein waar men *woelssporen* van de strandpieren en andere bodembewoners kan aantreffen (foto 1/87).

Foto 1/85

Biocoenose van schelpdieren en wormkokers nabij de laagwaterlijn.

Oostduinkerke (Groenendijk)
KP11
(06-11-2003)



Foto 1/86

Biogene bulten nabij de laagwaterlijn, veroorzaakt door kolonievormende schelpkokerwormen.

St Frioux NF 1
(01-09-1995)



Foto 1/87

Laagwaterzone.

Mikrogeultjes ontstaan door afvloeiend strandwater op de landzijde van een zwin.
Talrijke woelssporen van strandpieren.

Oostduinkerke (Groenendijk)
KP11



4 De Baai van Heist

De Baai van Heist bestaat uit een grote planconcaafteit van het strand aan de oostzijde van de Oostdam van Zeebrugge (foto 1/88). Ze ontstond na de massieve zandsuppleties langs de Oostkust en de uitbouw van de Zeebrugse buitenhaven in 1980-82.

(foto 1/89). Bijkomende suppleties werden later uitgevoerd. Er heeft zich een breed suppletiestrand gevormd waarop zich achteraf een dijkduin en kleine voorduintjes ontwikkeld hebben (foto 1/90). Beschermd door de vorming van een paar strandwallen heeft er zich bovendien een klein wad als een strandvreemde vorm ontwikkeld. Zeewaarts van het opgespoten gedeelte heeft zich een natuurlijk strand ontwikkeld (foto 1/90).

Vanaf de zeevering kon men bij de profielopname in juni 2002 zeewaarts de volgende strandelementen onderscheiden (figuur 1/4):

(1) Het **dijkduin**. Dit is het laag duin dat tegen de zeevering aanleunt. Het heeft een breedte van ongeveer 65 m en strekt zich uit tussen de peilen Z+8,5 m en Z+5,5 m. Het hogere, meest landwaartse gedeelte helt vrij steil. Het zand is er relatief fijn en goed gesorteerd en aangevoerd door deflatie van het

suppletiezand. Het lagere gedeelte helt minder. Daar is het zand schelprijk en bevat ook veldsteen- en silexfragmenten. De oppervlakkige schelprijkdom is mede aan de deflatie toe te schrijven. Meer oostwaarts komen kleine duintjes voor. Dit hele dijkduincomplex is niet begroeid, ten gevolge van betreding in dit publiek toegankelijk deel.

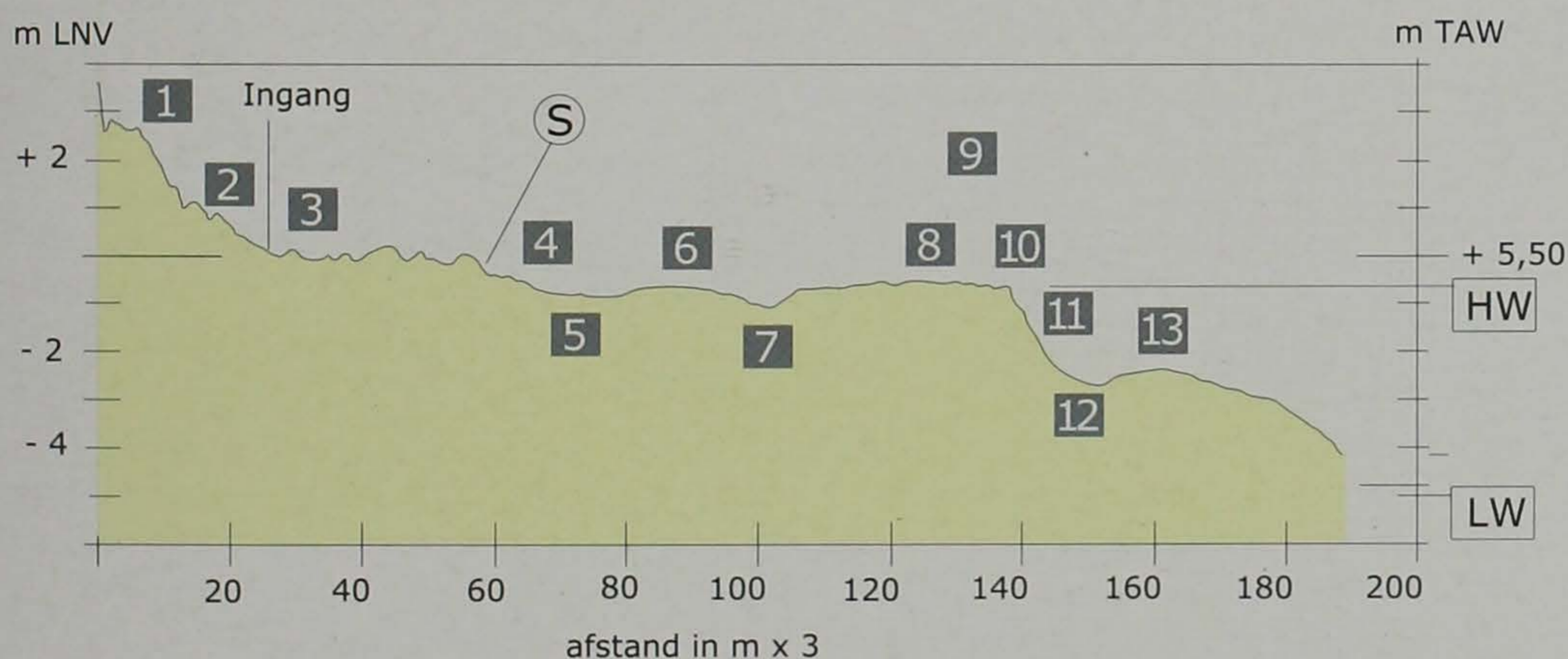
(2) Het originele **suppletievlak**.

Dit vormt een zwak-hobbelige zone van ongeveer 120 m breed, gelegen rond het peil Z+5,5 m. boven de springhoogwaterlijn (Z+4,7m). Verspreide kleine duinbulten bereiken er een hoogte van 0,5 tot 1,0 m. Het sediment bestaat uit schelprijk zand. De duinbulten zijn opgebouwd uit fijn, gesorteerd zand, afgezet door de wind en uitgewaaid uit het suppletiesubstraat. De gehele zone, met inbegrip van de duintjes is begroeid.

(3) De **voorduinkraag**. Aan de zeezijde van het suppletievlak komt een smal, laag voorduin voor met een hoogte van 0,5 m en een breedte die maar enkele meter bereikt. Dit voorduin is zeewaarts afgezet met een zandige gordel die wat lager ligt waarop zich kleine **hindernisduintjes** gevormd hebben.

(4) Het **wad** en de **binnenwal**.

Verder zeewaarts komt een brede ondiepe slibbige kom voor, gelegen op het peil +4,6 m, dus juist onder het springhoogwaterpeil. De breedte bereikt 150 à 200 m. Die kom bevindt zich bovenop de suppletie uit 1980, achter een beschermende buitenwal.



Figuur 1/4

Natuurreservaat De Baai van Heist

Altimetrische dwarsstrandse
doorsnede doorheen KP 53.

(22-5-2002)

- 1 dijkduin, duin van fijn zand door de wind opgeworpen tegen de vroegere glooing van blauwe hardsteen en afkomstig van de onderliggende grove schelprijke suppletiezanden.
- 2 voorduintjes begroeid met Helm (*Ammophila*)
- 3 duinbulten begroeid met Biestarwegras (*Agropyron*)
- 4 lage voorduinkraag
- 5 schor begroeid met Zeekraal (*Salicornia*) en Slijkgras (*Spartina*)
- 6 binnenste wal van grof schelprijk zand herwerkt uit de onderliggende suppletiezanden.
In feite een gemodelleerde suppletiestructuur.
- 7 wadgeul aansluitend bij het bovenste zwin.

- 8 buitenste wal in grof schelprijk zand herwerkt uit de onderliggende suppletie. Eveneens een gemodelleerde suppletiestructuur.
- 9 hoogwaterklifje.
- 10 strandberm met achterliggende strandberm.
- 11 terrassenzone.
- 12 bovenste zwin in natuurlijk nat strand zeewaarts van de suppletie uit 1980-83.
- 13 bovenste strandrug in natuurlijk nat strand zeewaarts van de suppletie.
- S stormvloedlijn met pionier Zeepostelein (*Honckenya*)

**De Baai van Heist.
Planconcaaviteit van het
natuurlijk strand
zeewaarts van het supple-
tiecomplex.**

De foto toont van boven links naar onder rechts eerst de verschillende vormen ontwikkeld op het suppletie-oppervlak. Vanaf de promenade ziet men het niet-begroeide dijkduin-complex overgaande in het begroeide suppletievlak.

Verder zeewaarts volgt een smalle, niet begroeide voorduinkraag. Daarop sluit het wad aan dat door een iets hogere binnenwal verdeeld wordt in een landwaarts en in een zee-waarts gedeelte. Men bemerkt ook de smalle tijgeul langswaar het wad onderloopt.

Daarna volgt de grote brede buitenwal waarop men de kilometerpaal 53 ziet staan.

Pas daarna begint het natuurlijk strand. Zeewaarts van de buitenwal ziet men de berm met een gekartelde rand, onderlijnd door een vloedlijn met aangespoeld materiaal.

De terrassenzone is moeilijk te zien. Ze wordt gemarkeerd door vloedlijnen met aanspoelsel. Verder zeewaarts volgt het natuurlijk rug- en zwinstrand dat duidelijk de grote strand-concaaviteit van de baai volgt.

De Baai van Heist KP 53
(juni 2002)



Hij wordt oostwaarts in twee verdeeld door een lage, vlakke *binnenwal* met schelprijk zand waarin talrijke fossiele schelpen voorkomen. Het landwaarts gedeelte van de slibbige kom loopt oostwaarts schuin uit tegen de voorduinkraag. Het zeewaarts gedeelte van de kom loopt westwaarts tot tegen de oostdam en strekt zich oostwaarts uit tot aan de grens van het reservaat. De breedte bedraagt 30 tot 50 m maar neemt oostwaarts snel af. Het oppervlak is er slibbiger maar verandert oostwaarts in slibbig zand. Op de randen van deze slibbige kom komen verspreide groepjes Zeekraal voor.

Het oppervlak van de *binnenwal* ligt rond Z+4,7 m. en bevindt zich dus boven het hoogwaterpeil (Z+3,9 bij dood tij). Rond deze binnenwal komt een *terrassenzone* voor.

In het zeewaarts gedeelte ligt een *ondiepe tijgeul* langswaar het water bij het einde van de vloed in de kom kan doordringen en bij eb weglopen. Hier ligt het peil rond Z+4,4 m zodat het frequenter kan onderlopen.

Het sediment bestaat uit een afwisseling van dunne slibbige en zandige laagjes. Bij dood tij, als dit kleine schor niet overstroomd wordt, kunnen bij afluende wind ook dunne eolisch aangevoerde zandlaagjes afgezet worden. De *tijgeul* heeft oorspronkelijk als afvoergeul bij de suppletie gediend.

(5) De *buitenwal*. Vlakke strandwal met een breedte van 100 m gelegen rond het peil Z+4,8 m aan de zeezijde van het wad.

Reikt tot boven het springhoogwaterpeil. Vormt de oostwaartse uitstulping van een brede zandige suppletiezone die tegen de oostdam aanleunt. Het zeer hoog gehalte aan schelpkleppen en de talrijke silexkeien wijzen terug naar de oorspronkelijke suppletie. Deze buitenwal sluit aan bij de eerste strandrug die verder oostwaarts voorkomt. De sluitingen van de talrijke schelpkleppen zijn overwegend naar zee gericht, wat er op wijst dat deze wal toch door de golven overspoeld wordt.

(6) De *bermplas*. Smalle strook, iets lager gelegen achter de berm.

(7) De *berm*. Duidelijke asymmetrische strandkam met steile zeewaartse helling en doorsneden door uitstroomgeultjes vanaf de bermplas. Opgebouwd uit grof schelprijk sediment met talrijke ronde silexkeien. Geleidelijk uitgroeid door oostwaartse kuststroming en door brandingsdrift vanaf de suppletie die tegen de oostdam aangebracht werd.

(8) De steile *buitenste terrassenzone*

(9) Het *natuurlijk nat strand* met een rug- en zwinmorfologie. Bij laag water zijn minstens twee strandruggen met tussenliggende zwinnen te zien. Het golfpatroon laat het bestaan van brandingsbanken in de voor-oeverzone vermoeden.

Foto 1/89

**De Baai van Heist .
Toestand in 1980**

Men herkent duidelijk het
opgespoten droog strand,
de binnenwal, de buitenwal en
het wad achter de beschermen-
de buitenwal.



Foto 1/90

**De Baai van Heist.
Toestand in 2001**

- 1 dijkduin
- 2 begroeide voorduintjes
- 3 suppletievlak met duinbulten
van eolische oorsprong
- 4 laag randduin
- 5 schor
- 6 binnenwal van grof zand
(herwerkte suppletieberm)
- 7 buitenwal van grof zand
(herwerkte suppletieberm)
- 8 natuurlijk strand



5 De kustbescherming. Morfologische effecten

Langs grote delen van de Vlaamse kust zijn verschillende types van kustverdedigingswerken uitgevoerd (fig. 1/1). Die hebben de natuurlijke morfologie van het strand verstoord. Sinds lang vindt men er *strandhoofden* (stenen dijken loodrecht op de kustlijn) en *zeeweringen* (stenen glooiingen parallel aan de kustlijn).

Strandhoofden onderbreken de normale zwin- en ruggenstructuur van het strand en veroorzaken sterk afgevlakte symmetrische *gordijnstranden* zoals men o.a. in Wenduine, in Bredene en te Lombardsijde kan zien (foto 1/91). Aan de Oostkust, waar grote strandhoofden vòòr een belangrijk suppletiestrand uitsteken, is de morfologie van het laag strand beïnvloed door wateruitvloeï aan de voet van dat suppletiestrand (Foto 1/98). Het boogvormig verloop van zwinen en ruggen tussen de opeenvolgende strandhoofden is er asymmetrisch met aanwas aan één zijde (getrapt strand) (foto 1/98). Dit wordt soms toegeschreven aan de invalrichting van de golven.

Aan de westkant van de Zeebrugse havendam heeft zich sinds de jaren '80 geleidelijk een belangrijk *okselstrand* ontwikkeld (Foto 1/96). Hierbij zijn boogvormige strandruggen en zwinen ontstaan die onder invloed van de vloedstroom zeewaarts tegen de Westdam afgebogen zijn. Die ontwikkeling ging gepaard met een opvallende strandverhoging en een zeewaartse verschuiving van de laagwaterlijn (fig. 1/5).

Echte *golfbrekers* (stenen dammen die min of meer parallel met de kust verlopen en die tot doel hebben de kracht van de golven af te remmen) komen er, afgezien van de meest zeewaartse delen van de Zeebrugse strekdam, evenwel niet voor.

Veel van de bestaande *zeeweringen* werden reeds gebouwd vòòr het begin van de 20^{ste} eeuw toen de Vlaamse kust voor het eerst een toeristische attractie werd en men promenades aanlegde met een slapende dijk aan de zeezijde. Oude foto's laten dit duidelijk zien. De kustbeschermingsfunctie hebben ze pas later gekregen. Al snel is gebleken dat ze de afslag van het droog strand en de verlaging van het nat strand niet alleen niet tegenhouden maar zelfs in de hand werken. Eerst veroorzaakt de onderbouw van de zeewering stuwning van het duinwater en verhoging van het grondwaterpeil dat onder de dijkzool zeewaarts onder druk passeert en duinwateruit-

vloeï veroorzaakt. Die legt de eolische aanvoer stil, verlaagt het strand door afspoeling, opent de weg voor sterkere golferosie en ondermijning. Die leggen de zeewering bloot. Eens de golven de zeewering op- en aflopen (fig. 2/4) wordt het zand aan de voet snel weggeslagen.

Waar nu nog *actieve dijken* (sensu zeeweringen) voorkomen is er geen droog strand meer en spoelen de golven bij hoog water de steenglooiingen op en af. Dit is nog het geval in Raversijde. Vòòr de jaren '70 was dit ook het geval tussen Heist en Knokke en, tot vòòr de zomer van 2004, ook te Oostende. Zandsuppletie heeft er een einde aan gemaakt. Daarmee behoort het spectaculaire golvenspel bij storm te Oostende tot het verleden.

"*Slapende dijken*" komen ook voor. Ze liggen achter een min of meer breed droog strand, eventueel een suppletiestrand. Sinds 1990 is dit o.a. het geval in De Haan en ten oosten van Zeebrugge. Een slapende dijk achter een min of meer natuurlijk droog strand vindt men in Oostduinkerke.

De verdedigingswerken omvatten ook diverse types van *hagen*. Die worden vooral als zandvang geplaatst op het droog strand ter captatie van het langsstrands eolisch verplaatst zand. Thans zijn dit meestal *rijshouthagen* of *windschermen* bestaande uit hout of uit plastieken netten (foto 1/92). Vroeger is ook veel gebruik gemaakt van wanden in *betonplaten* die dwars over het droog strand geplaatst werden. Soms legt de erosie van de duinvoet nog dergelijke wanden bloot (foto 2/16), wat er op wijst dat terugschrijden van het duinfront en hernieuwde aanwas geen nieuwe verschijnselen zijn. Het plaatsen van rijshouthagen en andere zandvangen langs de duinvoet is dan ook een dubbel snijdend zwaard omdat die het aangevoerde zand wel fixeren maar verder aan de lij de zandaanvoer kunnen verminderen.

In de laatste decennia heeft men op vele plaatsen langs de Vlaamse kust *zandsuppleties* uitgevoerd op de bovenste helft van het strand (foto 1/93). Daardoor is er aan de duinvoet of vòòr de zeeweringen een *suppletiestrand* ontstaan waarvan het oppervlak hoger ligt dan het droog strand en dat niet door normale stormen overspoeld wordt. Dergelijke suppletiestranden zijn o.a. goed ontwikkeld tussen Heist en Knokke en tussen Wenduine en Bredene. Ook op andere plaatsen, zoals tussen Mariakerke en Middelkerke en ook rond Koksijde komen strandsuppleties voor. In 2004 heeft men vòòr de zeedijk te Oostende een belangrijke zandsuppletie uitgevoerd. De weerslag op de toegangseuvel tot de haven zal een interessant onderwerp voor verdere opvolging worden.

Foto 1/91

Morfologie geassocieerd met strandverdediging door strandhoofden. Typisch gordijnstrand

Lombardsijde-Middelkerke.



Foto 1/92

**Verschillende strand-
beschermingstypes.**

Breed hoog suppletiestrand.
Afsluiting van duinvoetzone.
Links ervan langsstrandse
hagen voor zandvang; rechts
dwarsstrandse windschermen
voor zandvang met ontwikke-

ling van eolische megaribbels
aan de lizijde van elk scherm
bij zuidwestenwind. Lager
op het strand steken de
Longard buizen uit boven de
zwin-bodem.

Klemskerke (Vosseslag) KP 37
(22-06-1981)



Foto 1/93

Aanleg van een suppletiestrand.

Hellende zeewering, smal hoog strand en terrassenzone, tijdelijke zuidrand van de zandsuppletie met vorming van een breed suppletiestrand.

De Haan (Centrum) KP 40
(06-09-1992)

Op vele plaatsen is het suppletiezand aangevoerd vanaf sommige banken op zee (o.a. de Gootebank) en ook uit sommige vaargeulen. Dit suppletiezand is grover dan het natuurlijke strandzand: het bevat keien en grove schelpresten. Hierdoor biedt het beter weerstand tegen erosie, heeft een grote doorlatendheid en droogt snel uit. De fijnere bestanddelen zijn meer windgevoelig. De ontwikkeling van voorduinen op het suppletiestrand is daar een gevolg van. Vermelden we hier slechts de voorduinen op de suppleties tussen Bredene en Wenduine (aangebracht in 1978-80 ten westen van De Haan en in 1992-1996 in De Haan en tussen De Haan en Wenduine). Ook in Heist hebben zich op het suppletiestrand uit 1981 kleine voorduintjes ontwikkeld. De winderosie laat op het suppletie-oppervlak een grovere beschermende bovenlaag achter die kenmerken van een *schelpenvloer* vertoont.

Onderaan de steilere zeewaartse rand van het suppletiestrand komen talrijke keien en stenen en ook stroken schelpgruis voor die uitgewassen zijn uit de suppletie.

Zandsuppleties hebben plaatselijk ook gezorgd voor de ontwikkeling van *strandvreemde vormen* op het strand. Een opvallend voorbeeld is het *wad* in de Baai van Heist (foto 1/90) aan de oostkant van de Zeebrugse havendam.

Sommige methodes van zandsuppletie veroorzaken een grondige verstoring van de strandmorfologie. Dit is het geval in de zone tussen Bredene (Spanjaardduin) en De Haan (Preventorium), waar in 1978-79 tot vrij

ver op het nat strand een suppletie uitgevoerd werd met een bewapening van met zand gevulde geotex buizen (Longard-systeem). Door erosie van het zand en de waterstuwende werking onder het buizenet door, zijn daar snel diepe erosiekuilen ontstaan op het nat strand en is de strandmorfologie er zelfs meer dan twintig jaar na de aanleg nog steeds sterk verstoord (foto 1/97). Op het suppletie-oppervlak treedt meestal ook snel intense windwerking op (foto 1/94) dat in de evolutie van de suppletie-oppervlak een grote rol kan spelen (foto 1/95).

Naast eigenlijke suppleties, die zandhoeveelheden van de orde van 10^5 tot 10^6 m³ zand omvatten, werden er op vele plaatsen na de winterstormen ook lokale *bezandingen* uitgevoerd. Dit gebeurt door *bulldozering* waarbij zand van het laag strand opgeduwd wordt tot boven de hoogwaterlijn om aldus het droog strand te herstellen. Op sommige plaatsen heeft men ook bezandingen op beperkte schaal uitgevoerd door *zandaanvoer per vrachtwagen*. Meestal zijn deze werken uitgevoerd in de badplaatsen zelf om een beschermd strand voor de badgasten te bekomen. Men zal er zich dan ook voor hoeden de morfologische effecten van winterse zandvangwerken op het droog strand of op het suppletiestrand als natuurlijke vormen te aanzien of de gevolgen van afvlakkingswerken, van bulldozering of van zandaanvoer in de lente als dusdanig te aanzien.

Vermelden we ten slotte het aanbrengen van *voedingsbermen* zoals sinds 2000 gebeurt in de vooroeverzone tussen De Haan en Klemskerke-Vosseslag.



Foto 1/94

Windwerking rond windschermen op een suppletiestrand

Belangrijk eolisch zandtransport op het suppletieoppervlak. Plaatselijk komt de "keienvloer" (hoofdzakelijk schelpkleppen), ontstaan door wegblazen van het fijne zand, aan de oppervlakte. Met de wind komende van rechts, ziet men hoe aan de loefzijde van de windschermen afzetting van zand gebeurt en aan de lijzijde, na het ladingsverlies en door stromingsconcentratie, vooral aan de rand van de schermen deflatie optreedt.

Klemskerke (Vosseslag) KP 37
(03-01-1979)



Foto 1/95

Evolutie van het suppletiestrand door windafzetting. Toestand in 2003 na suppletie uit 1995.

Van rechts naar links ziet men het vroegere duinfront, nog steeds begroeid met Helm, de voet-

depressie tussen duinfront en suppletie-oppervlak en de eolische afzetting op het suppletie-oppervlak.

Op de achtergrond ziet men de strandsikkels op het nat strand. De golvingen die de windafzetting op het suppletie-

strand vertoonde bij de opname zijn het gevolg van de oriëntatie van de haagaanplantingen.

Wenduine (Chalet De Wandelbaar)
(23-10-2003)

Foto 1/96

**Okselstrand
Zeebrugge-Bad**

Ontwikkeling van boogvormige strandruggen en zwinen door afbuiging van de dominerende vloedstroom tegen de westdam. Men herkent ook het opgespoten droog strand met haagaanplantingen voor fixatie van eolische zandaanvoer door de zuidwestenwinden.

Zeebrugge (Bad)
(18-04-1987)



Foto 1/97

**Zandsuppletie met
bewapening van geotex-
buizen gevuld met zand
(Longard-systeem)
uitgevoerd in 1978-79.**

Strandbeschadiging na 10 jaar
door wegspoelen van de zand-
suppletie en inzakken van de

geotex-buizen door onder-
spoeling met vorming van
inzakkingsputten.

Klemskerke (Vosseslag) KP 37
(06-04-1990)



Ze worden er sindsdien onderhouden door regelmatige aanvullingen. Een voedingsberm is een langsstrandse zandrug die in de vooroeverzone op korte afstand zeewaarts van de laagwaterlijn aangebracht wordt door dumpen van sediment vanuit een baggerschip, met de bedoeling de golfwerking te breken en tegelijk een voorraad voor zandaanvoer te vormen. Het is een "zachte" golfbreker die echter versterking van de langsstrandse tijstrooming in de vooroeverzone niet uitsluit.

In hoever de natuurlijke ontwikkeling op lange termijn zelf voor herstel zou gezorgd hebben en in welke mate kustbescherming op langere termijn efficiënt is en natuurbeschermend werkt blijven open vragen. Natuurlijk ondersteunt kustbescherming op korte termijn het behoud van het onroerend patrimonium en redt het de toeristische benutting van het strand. Zandsuppleties die de natuurlijke uitwisselingsprocessen tussen strand en zandreserve langs de duinvoet in stand houden scoren daarbij opvallend goed. Maar hoe lang men zandsuppleties zal kunnen volhouden en tegelijk nadelige gevolgen in de zandwinningsgebieden vermijden is een veel geopperde vraag. Waarheen het weggeslagen zand gaat en waar zich de oorspronkelijke herkomst van de natuurlijke zandaanvoer bevindt zijn al even intrigerend. Welke de oorzaken en processen van kustevolutie zijn, meer in het bijzonder van residuele kusterosie en welke diagnostische waarde de dynamiek van de strandvormen daarbij heeft, blijven nog steeds een bevroegde materie.

Foto 1/98

Effecten van kustbescherming te Knokke

De luchtfoto toont de "zeedijk" die actief was tot in de jaren 1960.

De knik in de zeewering is een gevolg van de zware en ongelijkmatige kustafslag bij de zware storm van 1 februari 1953.

Het zeewaarts gelegen suppletiestrand is beplant met twee evenwijdige banden rijshout-hagen die loodrecht op de overheersende windrichting geplaatst zijn.

De steile zeewaartse rand van het suppletiestrand is duidelijk herkenbaar als een smalle structuurloze zone.

Aan de voet van het suppletiestrand loopt een band met ritmische dwarsstrandse structuren. Hun ligging is mede bepaald door grondwaterzijpen uit het hoger gelegen suppletiestrand. Er is waarschijnlijk ook enige interferentie met ribbelforming door tijstromen bij vloedstand.

De uitvloeï verzamelt zich in een langsstrands zwin dat tussen twee opeenvolgende strandhoofden afvloeit naar

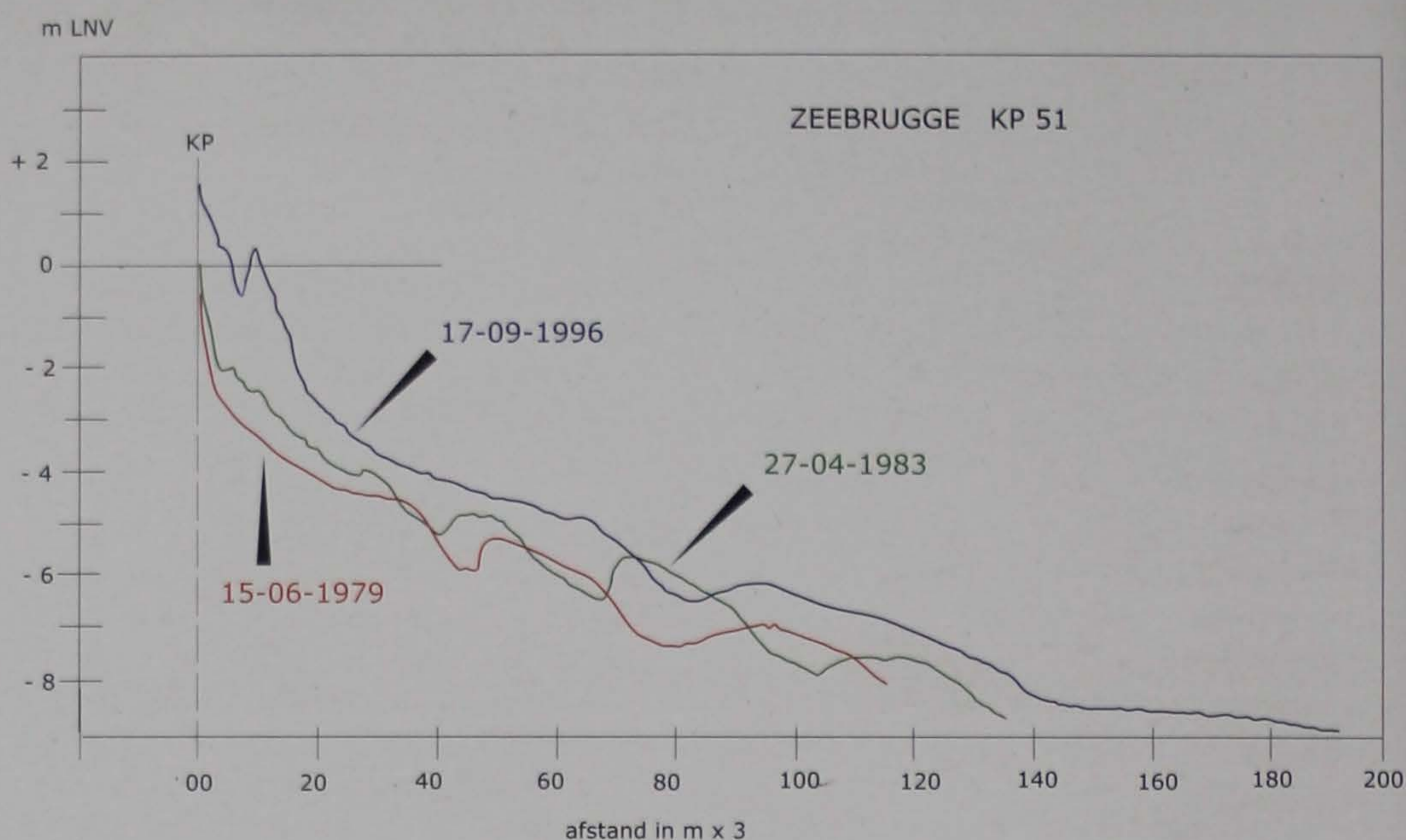
zee langs een min of meer centraal gelegen mui doorheen de voorliggende strandrug, maar vooral langs terugstroomgeulen die naast elk strandhoofd zeewaarts lopen. Het nat strand wordt gekenmerkt door een opeenvolging van hoge en lange strandhoofden waartussen een asymmetrisch gordijnstrand voorkomt. Aan de kop van de strandhoofden ontwikkelt zich door turbulentie telkens een sedimentpluim in de vooroeverzone. Die wordt zuidwestwaarts langs de oeverlijn afgebogen. Dit is een gevolg van de ebstroming bij de opname. Mogelijks is er ook enige invloed van gezwenkte tijstrooming, maar het golfpatroon is te weinig gemarkeerd om hierover uitsluitsel te geven. De branding is zeer beperkt en wijst alleen op kleine dwarsgolfjes van geringe hoogte.

Knokke (Zoute)
(18-04-1987)

Figuur 1/5

Invloed van de uitbouw van de Zeebrugse haven-dammen in 1980-82 op de sedimentatie en de strand-morfologie aan de westkant van de buitenhaven gedurende de periode 1980-1996.

Vergelijking met behulp van een chronosequentie van gesuperponeerde strandprofielen toont (1) een sterke zandaanwas met verhoging van het algemeen strandoppervlak; (2) een vervlakking van het strand en (3) een zeewaartse verschuiving van de laagwaterlijn ingevolge strandverhoging.



Dikwijls wordt gevraagd hoe lang een suppletiestrand houdt.

De zandsuppletie met geotex bewapening die in 1979-80 tussen De Haan en Bredene aangelegd werd, was reeds na één jaar voor een groot deel weggeslagen. Het nat strand was als moeilijk begaanbaar achtergebleven (foto 1/97). Alleen het hoogste deel van het suppletiestrand heeft stand gehouden, mede dank zij fixatie van windtransport (foto 1/92).

Wat onbewapende zandsuppleties betreft wordt hier verwezen naar onderstaande tabel 1/1. Die geeft de volumetrische evolutie weer die de zandsuppleties die in april 1990 en in mei 1992 vóór de steengooiing in De Haan-Centrum (KP 40) aangebracht werden door opspuiting van grover zand aangezogen vanuit baggerschepen (foto 1/93), in de periode 1992 tot 1997 doorgemaakt hebben. De gegevens laten toe te besluiten dat die onbewapende suppletie, aanleunend tegen een hardsteenglooiing (foto 1/16b), gedurende die periode

goed weerstand geboden heeft, dat het hoogste deel zelfs wat aanwas gekend heeft (vooral dank zij fixatie van het windtransport), dat er op het zeewaartse front van de suppletie wel erosie en regressie van de bermhelling opgetreden is.

Dit resultaat is des te opmerkelijker als men het verlies vergelijkt met wat in De Haan-Nieuwmunster (KP 42) op enkele dagen verloren gegaan is bij stormen van eind februari 1990 (foto 1/4). Alleen aan de voet van het duinfront verdween daar op enkele dagen tussen 14 en 28 februari 1990 over een dwarsstrandse afstand van 15 m (L5-KP) bijna 25 m³ per langsstrandse meter. Tegelijk werd er op het droog strand over een dwarsstrandse afstand van 30 m (KP-z10) ongeveer 30 m³ natuurlijk strandzand per langsstrandse meter weggeslagen.

Tabel 1/1

Evolutie van het residueel eenheidsvolume (REV in m³ per langsstrandse meter) strandzand boven het peil -2,2 m TAW in De Haan-Centrum na de zandsuppleties van april 1990 en mei 1992.

Eenheidsvolumes bepaald op basis van opeenvolgende voortschrijdende waterpassingen.

Datum	Strandsectie zeewaarts van de hardsteenglooiing (+7,88 m TAW).					
	0-150 m	0-30 m	30-60 m	60-90 m	90-120 m	120-150
18-05-92	1150	288	166	213	193 m	190
28-09-94	1118	299	272	217	176	154
17-09-96	1074	303	263	205	170	133
23-09-98	1029	293	157	212	134	132
Verschil over 6 jaar	-121	+5	-9	-1	-59	-58

6 Stranddynamiek

De stranddynamiek behandelt de actuele veranderingen in geomorfologische kenmerken van het strand gebruik makend van kwalitatieve of gekwantificeerde opvolging van het strandreliëf.

Een strandbezoeker kan daar informatie over verwerven door regelmatig foto's te nemen van een welbepaald strandgedeelte waarop referentiepunten voorkomen en die dan te vergelijken (foto 1/99). Zo kan men gemakkelijk de verplaatsing van strandruggen, het opvullen en uitdiepen van zwinen, het terugschrijden van de duinvoet, de verschuiving van muilen en andere verschijnselen opvolgen.

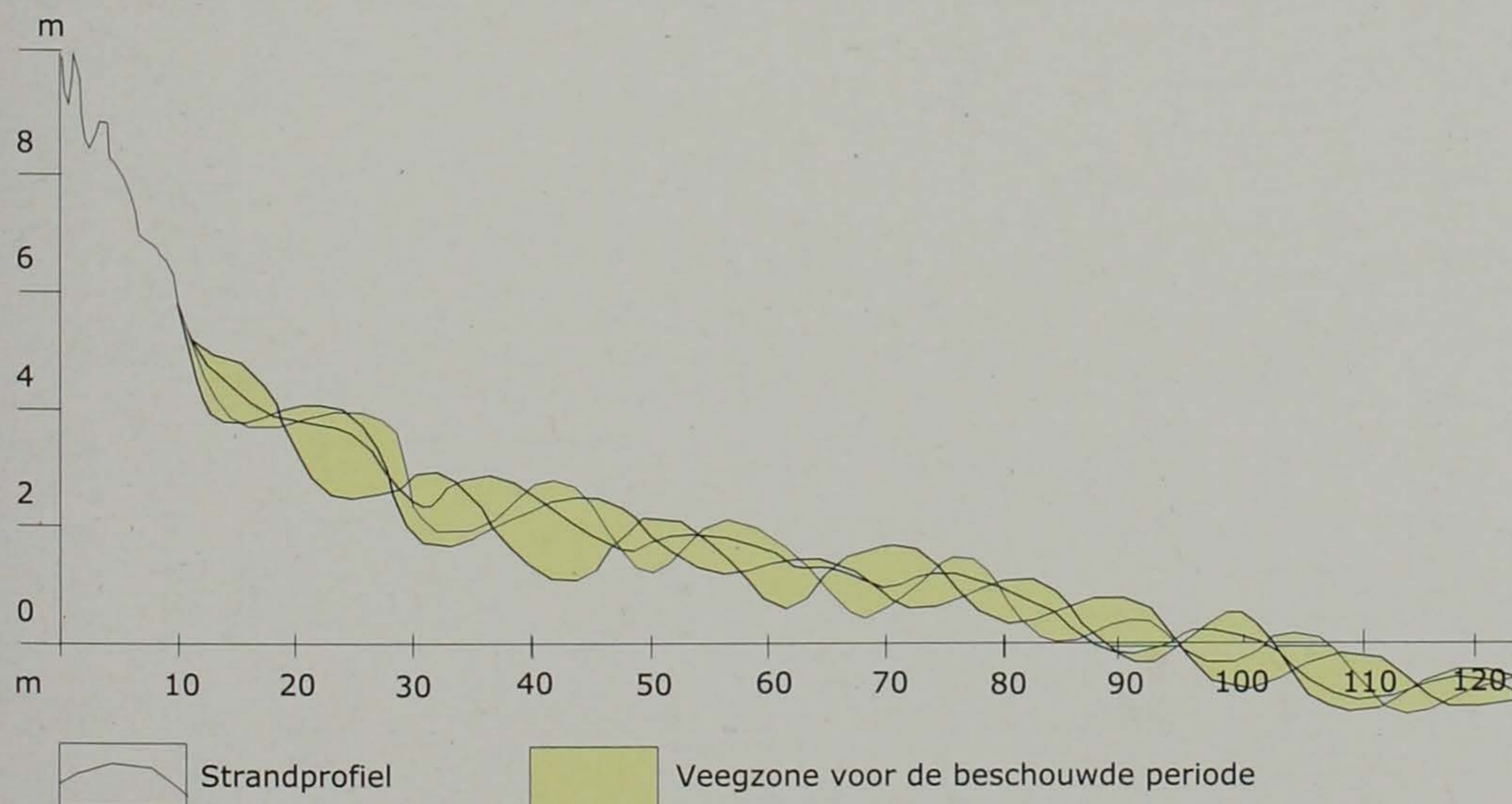
Meer professionele opvolging gebeurt door *vergelijken van opeenvolgende hypsometrische opnames* van representatieve *strandprofielen* opgenomen langs vaste referentielijnen of ook door vergelijken van opeenvolgende hoogtekarteringen van strandgedeelten opgenomen in een al dan niet vast raster. Zo kan men *hoogteverschilkaarten* opstellen. Thans gebruikt men daarvoor niet alleen klassieke waterpastechnieken, maar ook diverse teledetectiemiddelen (luchtfotogrammetrie, satellietbeelden, laserhypsometrie).

Die vergelijking kan *visueel* gebeuren, zoals in het geval van de superpositie van gelijkschalige strandprofielen (fig. 1/6) of door vergelijken van fotoreeksen (foto 1/99).

Ze kan ook *numerisch* geschieden, zoals in het geval van een hoogteverschilkartering. Men kan ook een numerische parameter bepalen, opvolgen door meetgegevens en daarmee tijdreeksen opstellen die dan een statistische behandeling mogelijk maken. Zo kan men een strandprofiel synthetiseren met behulp van zijn *relatieve gemiddelde strandhoogte* en daarvoor een tijdreeks opstellen. Figuur 1/7 toont de verandering van de gemiddelde hoogte van het hoogste deel van het strand (droog strand, berm en terrassenzone) in Oostduinkerke en in De Haan (Nieuwmunster) tussen 1980 en 1995. Ze illustreert duidelijk het residueel aanwas-karakter in Oostduinkerke en het residueel afslagkarakter in De Haan (Nieuwmunster). Daar is rond 1981 de residuele afslag begonnen, mogelijks door het oostwaarts opschuiven van een erosieve megaprotuberans voordien reeds actief ten westen van De Haan-Centrum.

Een ongewapende strandbezoeker kan ook de strandhoogte aan de voet van een vaste paal (zoals een kilometerpaal) als parameter voor de hoogteverandering opvolgen. In dit geval stelt zich natuurlijk de vraag naar de representativiteit van dat ene punt.

De *beweging van strandruggen* vormt een klassiek thema uit de stranddynamiek. Die beweging laat zich o.a. goed volgen door opeenvolgende strandprofielen te vergelijken. Een eenvoudige techniek om die beweging visueel te volgen is een rij peilstokken te plaatsen dwars door de strandrug en daarlangs de hoogteverandering en dus de verschuiving van de kamlijn of van de landwaartse topconvexiteit te volgen. Door een vast referentiepunt te bepalen en de afstand tot de kamlijn



Figuur 1/6

Constructie van een veegzone.

Superpositie van een reeks opeenvolgende gelijkschalige strandprofielen.

Begrenzing van de veegzone door de bovenste en de onderste omhullende van de bundel doorsneden.

Foto 1/99

St. Frioux (Côte d'Opale, Noord-Frankrijk)

Visuele opvolging van de morfodynamiek bij middel van opeenvolgende foto-opnames.

Het wrak werd gebruikt als vast referentiepunt.

In juli 1993 ligt het wrak aan de landzijde van een belangrijk zwin. Grote veenplaten ontsluiten onderaan de landwaartse strandrug.

In oktober 1993 heeft het zwin zich landwaarts verplaatst en is over het wrak heen geschoven. De progradatierand van de zee-waarts gelegen strandrug is eveneens landwaarts opgeschoven en bedekt reeds een deel van het wrak.

In maart 1994 is het zwin terug zeewaarts van het wrak ingesneden. Het wrak ligt terug aan de landzijde van het zwin.

De progradatierand van de zee-waarts gelegen strandrug is sterk zeewaarts teruggetrokken. De zeewaarts gelegen strandrug is sterk afgeslagen maar de strandrugkern is ter plaatse gebleven. De fotosequentie illustreert de passage van een zandgolf over de strandrugkern en het zwin. Opvolging ter plaatse toonde dat die zandgolf de duinvoet zelf niet bereikt heeft. Het migrerend zand is waarschijnlijk door de werking van de zwinnen hoger op het strand terug naar zee afgevoerd.



Toestand 6 juli 1993



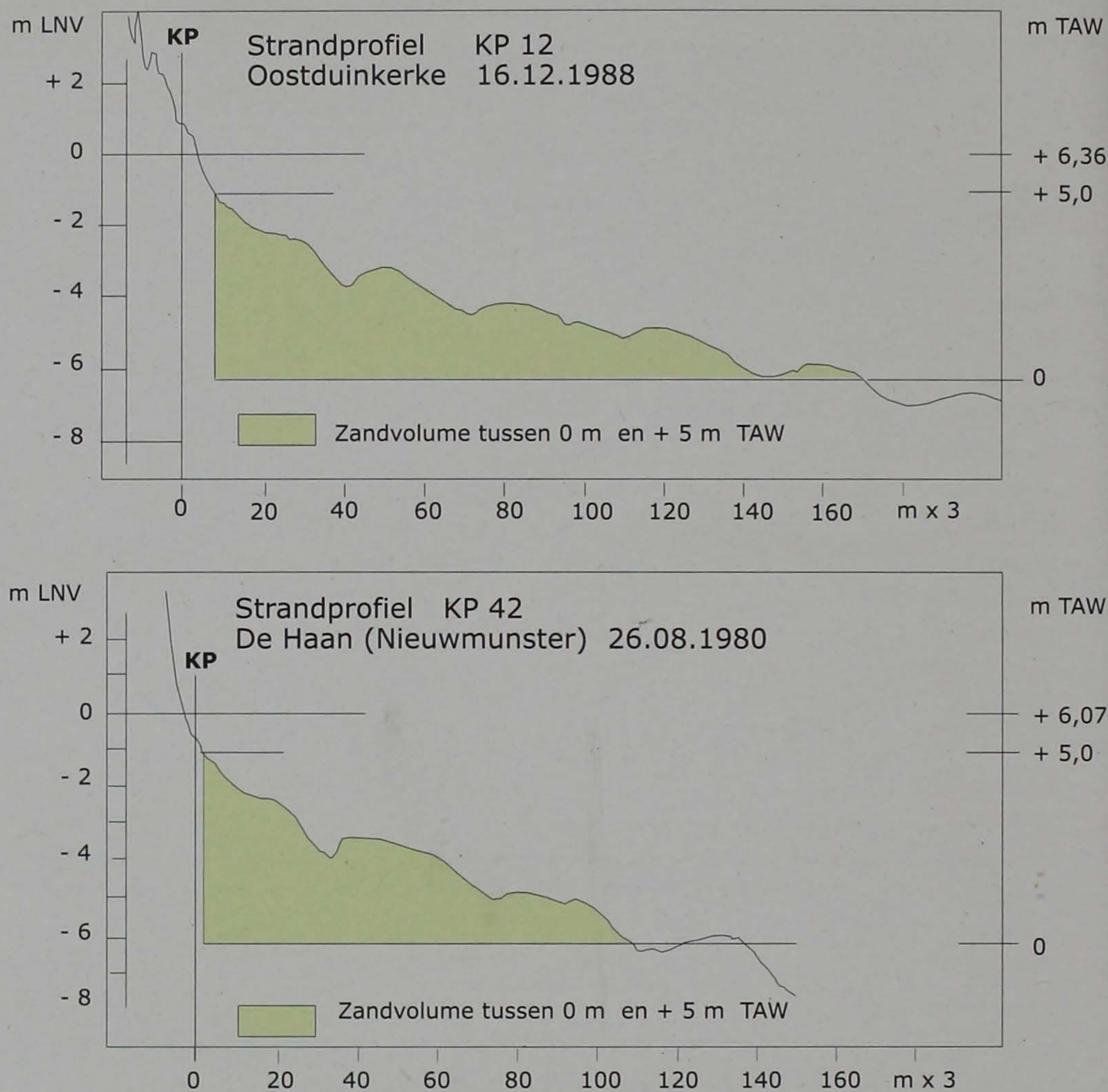
Toestand 22 oktober 1993



Toestand 3 maart 1994

Figuur 1/8

Voorbeelden van strandprofielen en beschikbaar zandvolume binnen de intertidale zone in twee representatieve strandstations.



te meten kan men een numerische tijdreeks bekomen voor de transversale verplaatsing van de strandrugkam.

Een interessante synthesesmogelijkheid voor een serie gesuperponeerde strandprofielen (zoals in figuur 1/6) wordt geboden door de verwerking tot een veegzone. De *veegzone* is de oppervlakkige zandlaag die over min of meer lange termijn aan- en afgevoerd wordt en waardoor het strand verhoogt of verlaagt. Haar dikte wisselt en is een indicatie voor de intensiteit van de dynamiek. Het probleem is evenwel complex omdat fasen van erosie en afzetting met wisselende intensiteit elkaar opvolgen in de tijd zodat het residueel effect over verschillende periodes erg kan verschillen. Bovendien kan erosie op één plaats gepaard gaan met afzetting op een andere. Zo kan de uitschuring van een mui gelijktijdig verlopen met de verhoging van een nabijgelegen strandrug. Een aanwasfase kan op een analoge manier verlopen zodat het strand zich niet noodzakelijk herstelt. Er kan algemene verhoging of ook een gedeeltelijk herstel of een lokale verhoging optreden. Over langere

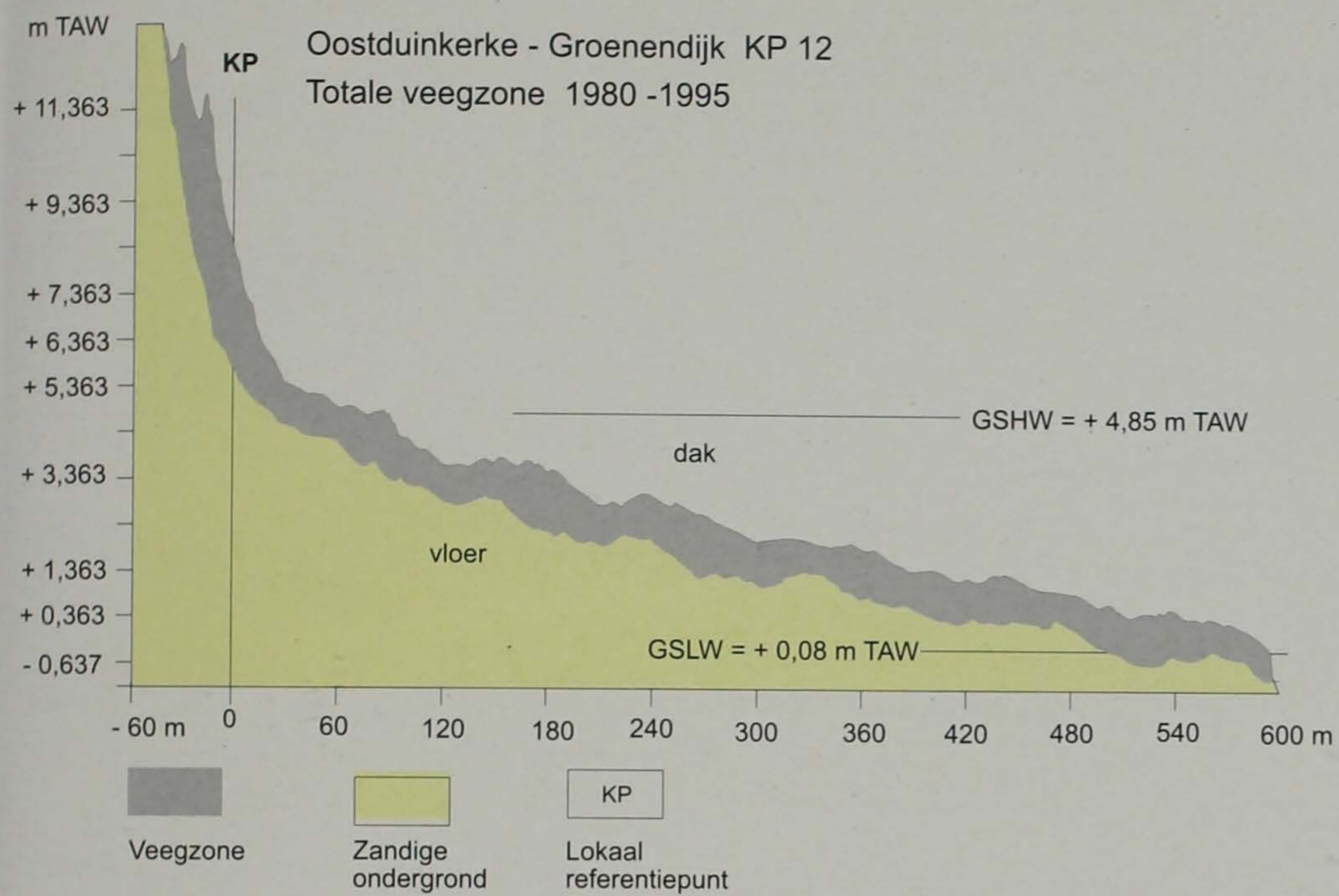
termijn kan een aanwasfase deel uitmaken van een algemene of een lokale residuele verlaging.

Om de veegzone langs een strandprofiel (in feite het profiel van de veegzone) te construeren verwerkt men een reeks opeenvolgende gelijkschalige strandprofielen in één enkel grafisch document door superpositie van de opeenvolgende profielen (fig. 1/6). Daarvoor zijn vaste plaats- en hoogterefenties nodig.

Het voorbeeld dat hier voorgesteld wordt berust op chronosequentiële opnames van strandprofielen door voortschrijdende waterpassing in een vast station (i.c. KP 12 te Oostduinkerke en KP 42 te De Haan) langs een vaste referentielijn met een vaste stap (i.c. 3 m.) en t.o.v. een lokaal nulvlak (i.c. de hoogterefentie aangegeven op de kilometerpaal ter plaatse). In beide gevallen is gepoogd de opnames zoveel mogelijk bij springlaagwater te doen. De breedte van het toegankelijke strand is dan ook het grootst. Figuur 1/8 toont een strandprofiel opgenomen in Oostduinkerke en een ander opgenomen in De Haan. Vergelijking van beide laat reeds toe een aantal merkwaardige verschillen in de

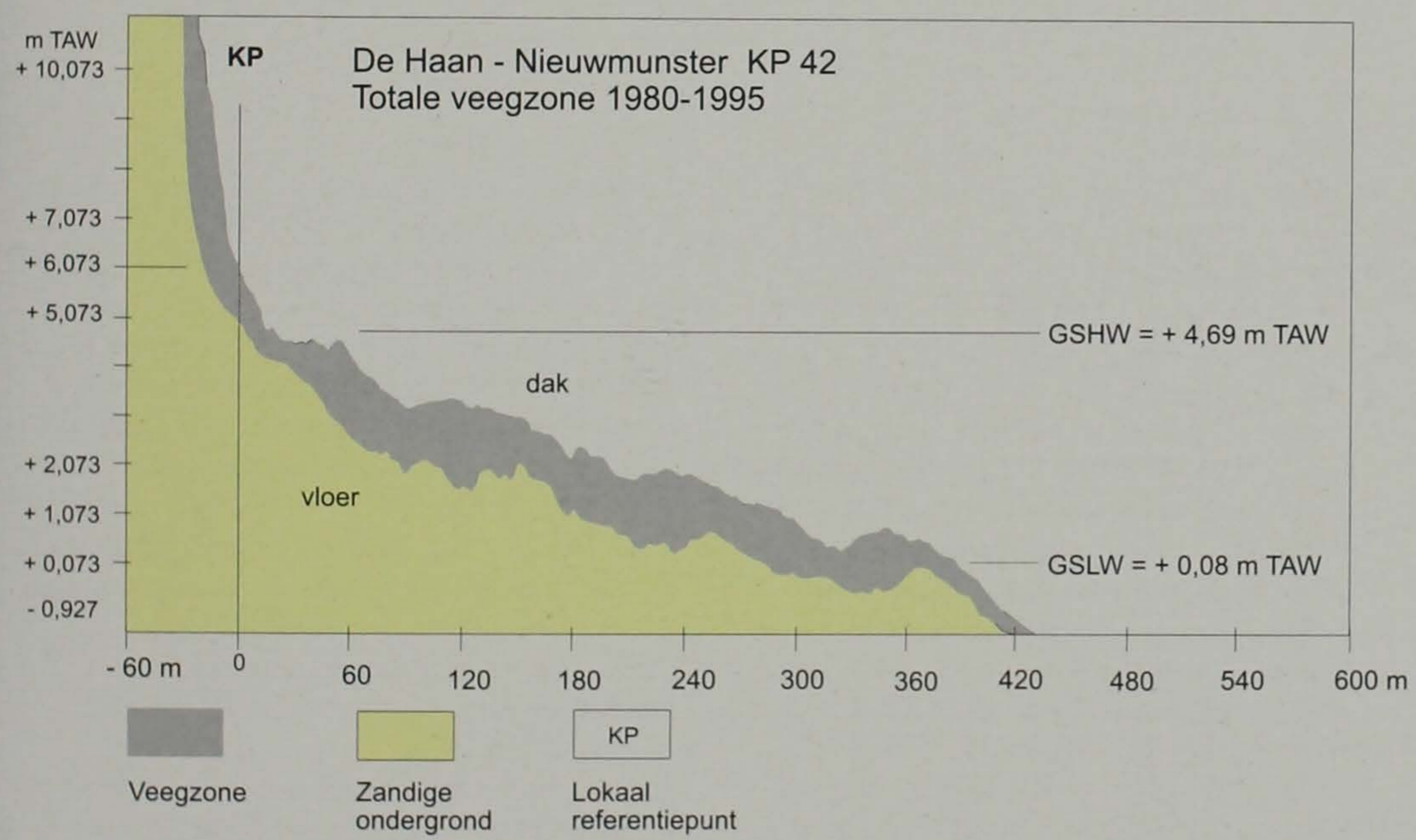
Figuur 1/9

Vergelijking van de veegzonen in Oostduinkerke (KP 12) en in De Haan (KP 42) voor de periode 1980-1995.



Lokaal nul vlak = +6,363 m TAW

De totale veegzone is bepaald op basis van alle profielen opgenomen in KP 12 in de periode 1980-1995. In de beschouwde periode lag het oppervlak nooit lager dan de vloer en nooit hoger dan het dak



Lokaal nul vlak = + 6,073 mTAW

De totale veegzone is bepaald op basis van alle profielen opgenomen in KP 12 in de periode 1980-1995. In die periode lag het strandoppervlak nooit lager dan de vloer en nooit hoger dan het dak van de veegzone

strandmorfologie op de opnamedatum naar voor te brengen, zoals het verschil in beschikbaar zand binnen de intertidale zone. Maar dit is nog geen analyse van de evolutie in de tijd.

Wanneer men een reeks opeenvolgende strandprofielen op éénzelfde grafiek boveneen plaatst, bekomt men een bundel elkaar overlappende strandprofielen zoals in fig. 1/8.

De *veegzone* is het oppervlak gelegen tussen de omhullende van de hoogste profielgedeelten en de omhullende van de laagste profielgedeelten. Het *dak* van de veegzone is de hoogste omhullende. In de beschouwde periode is het strandoppervlak langs die profiellijn nergens hoger geweest. De *vloer* van de veegzone is de laagste omhullende. In de beschouwde periode is het strandoppervlak langs de profiellijn nergens lager gekomen.

Hoever men die resultaten lateraal kan uitdragen is nog een ander probleem.

Een dikke veegzone voor een bepaalde periode wijst op een intense sedimentdynamiek, niet noodzakelijk op grote residuele reliëfveranderingen. Indien het dak zich op het einde van de beschouwde periode herstelt heeft, heerst dan een dynamisch evenwicht en benadert het profiel het evenwichtsprofiel waarbij evenveel aangevoerd als afgevoerd wordt. Dit betekent evenwel niet dat de zandvoorraad van de duinen onaangeroerd zou blijven.

Een *jaarveegzone* wordt opgemaakt met alle strandprofielen van éénzelfde jaar.

Wanneer men de jaarveegzones voor opeenvolgende jaren superponeert bekomt men de veegzone voor een lange periode en ook de hoogteligging van dak en vloer aan het einde van die periode. In de beschouwde periode is de erosie langs de profiellijn nooit dieper geweest dan de vloer en de verhoging nooit hoger geweest is dan het dak.

Figuur 1/9 laat toe de veegzone voor het gehele strand in het station KP 12 en in het station KP 42 over de periode 1980-1995 met elkaar te vergelijken. Behalve een grotere zandvoorraad en ook een breder en zachter hellend strand vertoont Oostduinkerke een dunnere veegzone en vooral een geringere dieptetoename naar de vooroeverzone toe dan dit het geval is in De Haan. Vermits de terreinopvolging toont dat Oostduinkerke een residueel aanwasstrand is (zie foto 1/8, fig. 1/7) en De Haan in dezelfde periode geëvolueerd is tot een residueel afslagstrand (foto 1/4, fig. 1/7), is men geneigd de oorzaak van de stranderosie in het wegspoelen in de vooroeverzone te gaan zoeken. Interessant is dan na te gaan wat er gebeurt met de vloer van de veegzone.

Figuur 1/10 stelt de hoogteligging van de vloer van de veegzone in 1980 en 1995 in

beide stations voor. Ze laat toe de hoogteverandering van de vloer van de veegzone op beide plaatsen in de periode 1980-95 te vergelijken en de residuele zandvolumes die daarbij betrokken waren te evalueren (tabel 1/2).

Hieruit blijkt duidelijk dat, spijs tussentijdse erosieve fasen, de vloer van de veegzone in Oostduinkerke uiteindelijk bijna overal (ook in de vooroeverzone) hoger was komen te liggen door residuele aanwas. Op het nat strand was de verhoging ongelijkmatig. Onder de strandruggen kwamen stabiele strandrugkeren voor. De grootste residuele verhoging gebeurde aan hun zeezijde. De insnijdingsdiepte van de zwinen verminderde.

In De Haan daarentegen was de vloer van de veegzone overal (ook in de vooroeverzone) lager komen te liggen ingevolge residuele afslag. Die residuele afslag was er het grootst aan de landzijde van de strandrugkeren. De zwinbodems sneden er zich dieper in. Men kan stellen dat in De Haan de strandafslag gestimuleerd wordt door zandverlies in de vooroeverzone waardoor het strand steiler komt te staan, de golfimpact toeneemt en de reflectiviteit van het strand stijgt.

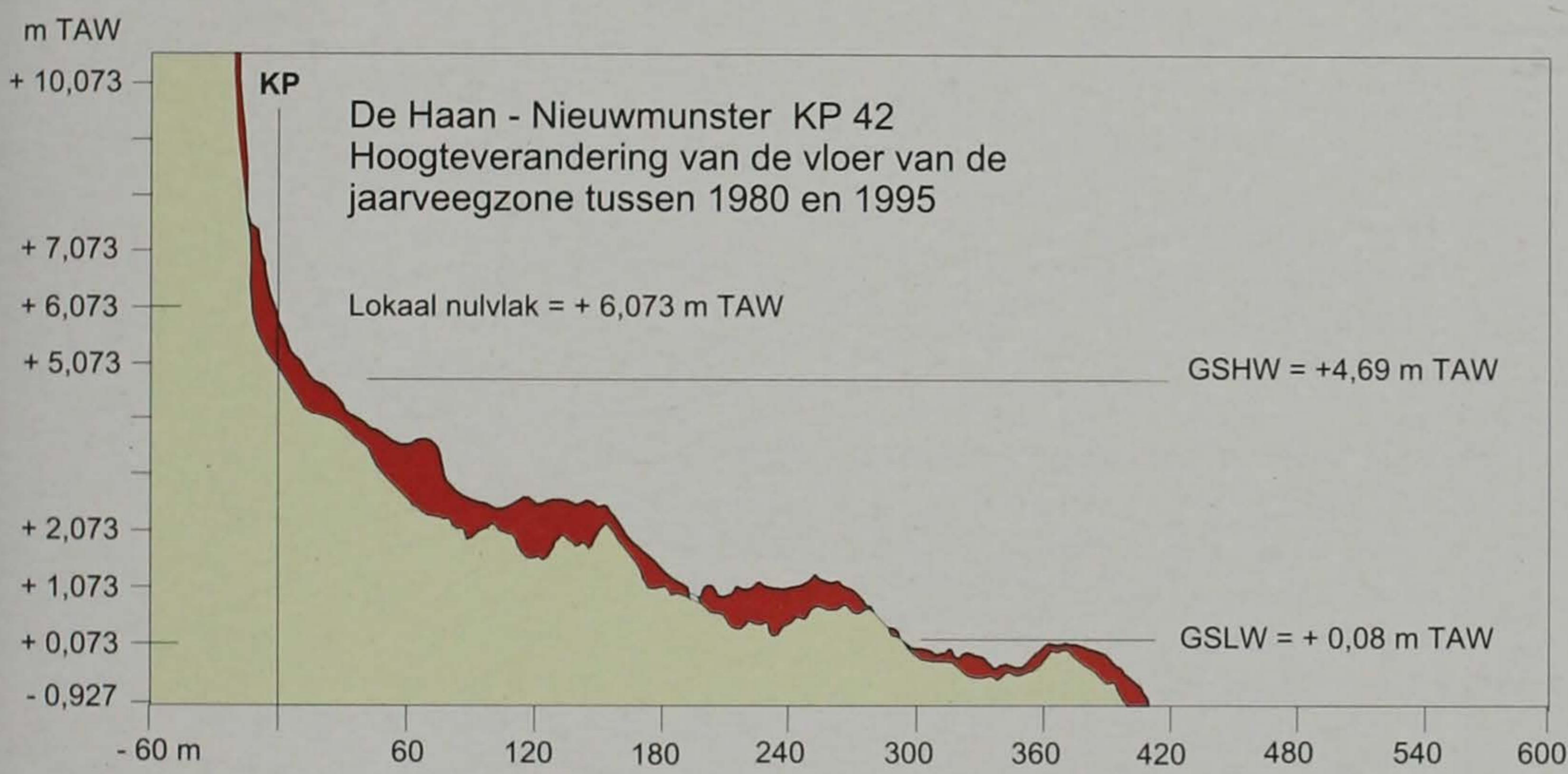
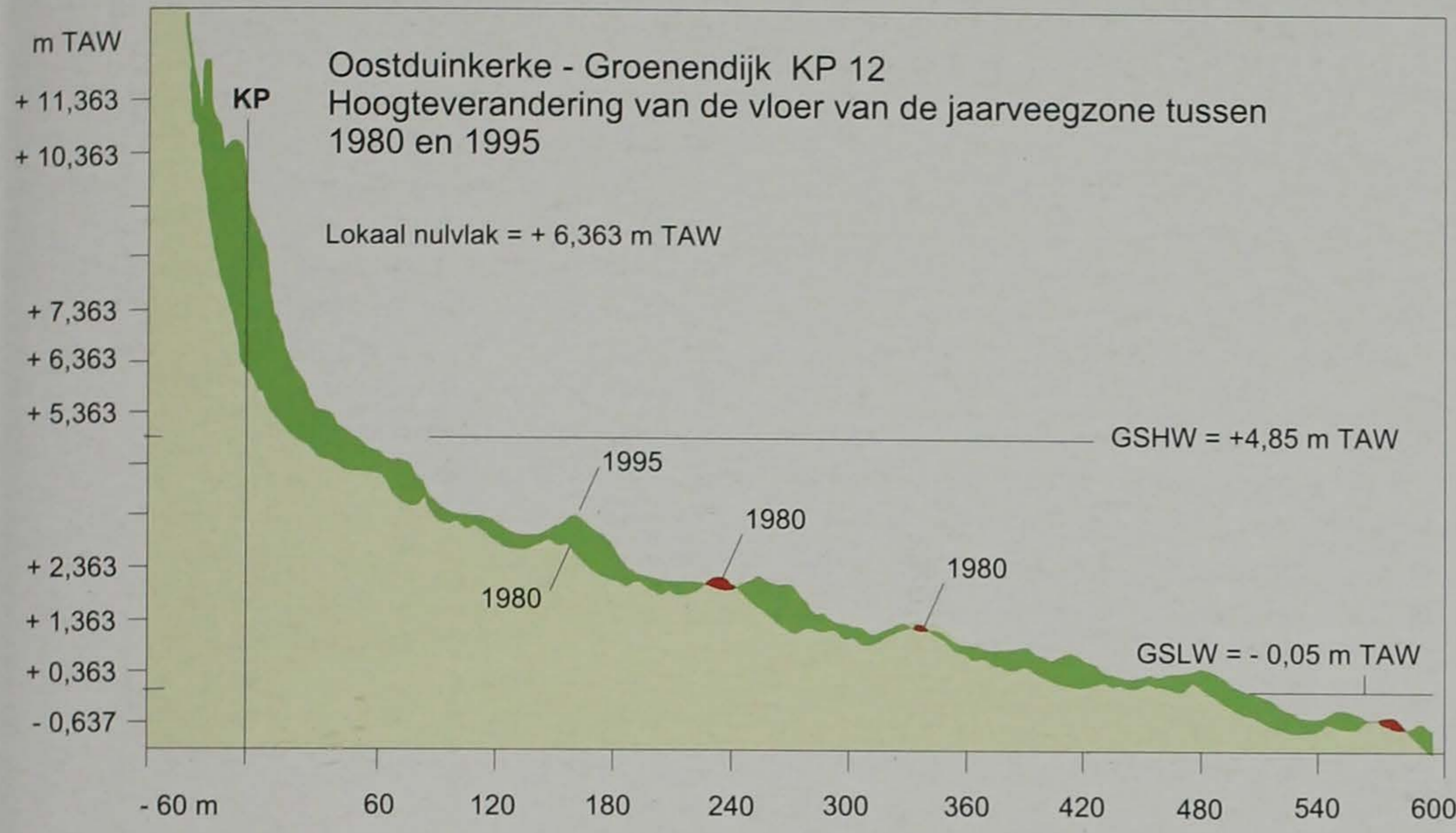
Tabel 1/2 illustreert ook het belang van de eolische aanvoer op het duinfront en langs de duinvoet in Oostduinkerke. Ze toont het belang van de afslag op het duinfront ingevolge de ondermijningserosie door golfwerking in De Haan.

Het is mogelijk dat wijzigingen in het stroompatroon van de tijstromen in de vooroeverzone, wijzigingen in het lokale golfklimaat en de brekerskenmerken of ook veranderingen in de prelittorale topografie een rol spelen. Onduidelijk is in welke mate menselijke ingrepen langs de kust (zoals de uitbouw van Zeebrugge, de aanleg van vooroeverbermen ten westen van De Haan, het baggeren van haventoeegangen, de zandwinning op de Vlaamse Banken) daar een rol bij spelen. Een interessante vraag is ook in hoever dergelijke veranderingen, vastgesteld binnen een korte termijn, een indicatie vormen voor het optreden van een langlopende megaprotuberans.

Het opvolgen van de evolutie van de veegzone en vooral van de hoogteligging van haar vloer heeft ook een direct praktisch belang omdat die opvolging een indicatie voor de strandontwikkeling oplevert en kan helpen om de stabiliteit van strandconstructies en de duurzaamheid van suppleties in te schatten. Een structuur die niet tot onder de vloer van de veegzone gefundeerd is riskeerde in de beschouwde periode eerst bloot komen te liggen en daarna na omvallen terug bedolven te worden of omgekeerd. Dit is wat foto 1/8 laat zien.

Figuur 1/10

Verandering in hoogteligging van de vloer van de veegzone tussen 1980 en 1995 in Oostduinkerke (KP 12) en in De Haan (KP 42).



Verhoging
 Vloer van de veegzone in 1980 lager dan in 1995

Verlaging
 Vloer van de veegzone in 1980 hoger dan in 1995

Zandige ondergrond

KP Lokaal referentiepunt

Tabel 1/2

Residuele zandwinst (respectievelijk zandverlies) door verhogen (respectievelijk verlagen) van de vloer van de veegzone in de periode 1980-1995 in Oostduinkerke-Groenendijk (KP 12) en in De Haan-Nieuwmunster

	KP 12			KP 42		
	B (m)	EV (m ³ /m)	dH (m)	B (m)	EV (m ³ /m)	dH (m)
Nat strand (boven GSLWL)	424	+ 138	+ 0,325	288	- 156	- 0,54
Droog strand (onder GSHWL)	36	+ 22	+ 0,61	0	-	-
Duinvoet en duinfront	84	+ 145	+ 1,73	42	- 41	- 0,98

B = dwarsstrandse strandbreedte (in m)
 EV = eenheidsvolume (in m³ per langsstrandse meter)
 dH = gemiddelde hoogteverandering (in m) over de periode 1980-95

HET STRANDMILIEU

■ Processen, Krachten, Factoren

Elle est d'abord visuelle.

Mais elle exige (au préalable) des connaissances scientifiques précises dans de nombreux domaines,..., et en même temps un don d'observation et un grand esprit de synthèse.

(B. Dézert et J. Bastié, 2004)

2

1 Doel van de procesanalyse

Dit deel heeft tot doel een erg complexe wetenschappelijke materie op een overzichtelijke wijze voor te stellen aan een breed publiek dat vooral aan het terreingebeuren geïnteresseerd is. Het wil bijdragen tot het begrijpen van wat er op het strand en met het strand geomorfologisch gezien gebeurt.

De aandacht gaat hier niet zozeer naar de gedetailleerde verbale en picturale beschrijving van de strandvormen, noch naar hun dynamiek en ook niet naar de strand- en kust-evolutie op langere termijn, maar wel naar de korte-termijn processen die aan de basis liggen van het ontstaan en de ontwikkeling van de strandvormen, naar de krachten die deze processen in stand houden en naar de factoren die de geomorfologische effecten van hun werking diversifiëren. Het brengt dus essentiële kennis aan om het ontstaan van de strandvormen te helpen begrijpen.

Er is wel een kort inleidend gedeelte waarin de voornaamste geomorfologische kenmerken van het Vlaamse strand samengevat worden zodat de lezer de procesanalyse in haar geomorfologische context kan situeren ook zonder het beschrijvend deel "Strandvormen" gelezen te hebben. Natuurlijk kan men het deel "Strandmilieu" ook na of samen met dat beschrijvend deel ter hand nemen.

2 Algemene kenmerken

2.1 Stranden als open randzones van getijdezeëën

Stranden zijn relatief smalle, meestal langgerekte stroken die de grens volgen tussen een wateroppervlak en het land en die ingevolge wisselingen van het waterpeil afwisselend gedurende min of meer lange tijd boven en onder water liggen. Ze worden zijdelings begrensd door een hoogwater- en door een laagwaterlijn en hellen in de richting van deze laatste af. Zo kent men zeestranden, rivierstranden en meerstranden. Rivierstranden hellen stroomafwaarts en vallen droog bij seizoenale laagwaterstanden; in Europa is dit meestal 's zomers. Stranden langs getijdezeëën vallen er meestal halfdagelijks droog. Dit is het geval langs de Noordzeekusten. Langs dergelijke zeeën komen stranden overeen met een open, onbeschermde intertidale zone die voortdurend blootgesteld is aan de directe werking van golven, deining en tijstromen.

De *oeverlijn* is de snijlijn van land en water op elk willekeurig ogenblik. Hoogwaterlijn en laagwaterlijn zijn extreme oeverlijnen. De *kustlijn* komt overeen met de gemiddelde stormhoogwaterlijn. Langs het Vlaamse strand valt die ongeveer samen met de duinvoet van het natuurlijk strand.

Het strandoppervlak bestaat uit min of meer fijn los materiaal. Zo kent men zandstranden en grintstranden. In sommige, vooral tropische gebieden, komen ook slibstranden voor.

Langs de Noordzeekust vertonen de stranden over het algemeen een *microreliëf* van kleinere vormen. Daartoe behoren lage, langgerekte, langsstrandse ruggen (*strandruggen*) van elkaar gescheiden door ondiepe geulvormige depressies (*zwinnen*) en ook kleinere vormen die zich als wallen of hoornen langsstrands opvolgen (*ritmische vormen*). Golven en stromingen doen er allerlei *ribbelvormen* ontstaan.

Stranden zijn afzettingvormen die tijdelijk aan erosie kunnen onderhevig zijn. Erosie en afzetting wisselen er elkaar af. De fasen van erosie en aanwas kunnen zeer sterk verschillen in duur, intensiteit en frequentie. Vandaar dat men een onderscheid maakt tussen korte-, middellange-, lange- en zeer-lange termijn ontwikkelingen. Zij kunnen het gevolg zijn van verschillende combinatiemogelijkheden van processen die zelf in duur, frequentie en effect verschillen.

Indien erosie domineert ontstaat over min of meer lange termijn een residueel *afslagstrand*. Indien afzetting domineert is het residueel effect over langere termijn een *aanwasstrand*. Zo kan de kustlijn landwaarts of zeewaarts verschuiven zelfs bij een stabiele zeespiegel. In het geval van een evenwicht tussen aanwas en afslag ontstaat een *dynamisch stabiel strand*. Het strandprofiel is dan een *evenwichtsprofiel* onder de heersende omstandigheden. De erosie- en afzettingsfasen gaan gepaard met verplaatsingen en vormveranderingen van de kleinere vormen en bepalen de *dynamiek van de strandvormen*. Die dragen bij tot de *lange-termijn evolutie* van de kust.

Stranden onderscheiden zich van *abrasieplatformen*. Dit zijn eveneens smalle, open, vlakke randstroken gelegen in de intertidale zone. Het oppervlak bestaat er echter uit een hard stenig substraat dat door de golfwerking afgeërodeerd wordt. Een abrasieplatform is een typische mariene erosievorm waar nu en dan wel zandsluiers kunnen over heen passeren. Abrasieplatform en transportribbels die bij dergelijke passages ontstaan kunnen gemakkelijk waargenomen worden bij laag water vanaf de krijtkliffen van de Cap Blanc Nez langs de Noord-Franse kust.

2.2 Wadden als beschermde randzones van getijdezeen

Langs getijdezeen komen ook *wadden* voor. Dit zijn vlakke beschermde intertidale zones. Ze liggen achter *schoorwallen* of eilanden (Friese kust) doorbroken door *tijgaten* langswaar vertakkende tijgeulen het getij laten binnendringen. Wadden komen ook voor binnen estuaria of in primariene gebieden waar wel nog getij doordringt maar waar de golfwerking veel minder intens is (b.v. de Schelde-slikken).

Wadden vertonen een microreliëf dat gepaard gaat met een duidelijk verschil in sedimentkenmerken. *Slikken* zijn lagere wadgedeelten die bij elke vloed onderlopen. Het oppervlak bestaat er uit slib dat weinig of geen compactie ondergaan heeft. Ze zijn doortrokken door een netwerk van stroomopwaarts vertakkende *tijgeulen* met zandige bodem waarlangs zandige *oeverwallen* lopen en waarin kleinere geulen, de *prielen*, uitmonden. Tussen de geulen strekken zich de hoger gelegen *platen* uit waar het slib afgezet wordt. Deze *differentiële sedimentatie* is een gevolg van het feit dat nieuw sediment met de vloed wordt aangevoerd en over het wad uitgespreid. Hierbij daalt de stroomsnelheid zijdelings van de geulen. Zandige sedimenten worden langs de geul afgezet in de oeverwallen. Het fijnere

slib sedimenteert verderaf op de platen.

Slikken zijn nagenoeg onbegroeid maar hebben wel een rijke bodemfauna. *Schorren* zijn randgedeelten van een wad die iets hoger liggen en die alleen bij springtij hoogwater onderlopen. Het fijn gelaagde schorsediment is minder slibbig en meer geconsolideerd. Het oppervlak is doortrokken door kleinere geulen, de *kreken*, waarin wel een slibrijke bodem voorkomt. Ze zijn bedekt door een dichte en rijke zoutminnende vegetatie.

Geulen en kreken zijn voortdurend bezig zich te verleggen en de sedimenten tot op hun bodemdiepte te herwerken. De sterkere inkomende vloedstroom heeft neiging om rechtdoor te stromen terwijl de zwakkere ebstroming eerder wil gaan meanderen. Grotere geulen vertonen dikwijls een dubbele structuur met een brede, meer rechtlijnige en ondiepere vloedbedding waarbinnen een smallere, diepere ebbedding meandert waarin ook bij laag water water kan blijven wegstromen. Dit is ook het model dat men in de Westerschelde terugvindt.

3 Het Vlaamse strand

3.1 Geomorfologische kenmerken

Het Vlaamse strand is een zandig rug- en zwin-strand dat zich onbeschermd uitstrekt langs de zuidelijke Noordzeekust over een lengte van 65 km vanaf de Franse grens in het westen tot de Nederlandse grens in het oosten. De kustlijn loopt er tamelijk rechtlijnig. Ze is zuidzuidwest-noordnoordoost gericht (fig. 1-1). Hierdoor loopt ze min of meer evenwijdig met de overheersende zuidwest-noordoostwinden. Dit is van belang voor de eolische zandaanvoer op het strand en voor de ontwikkeling van duinvormen achter het strand. Die richting verklaart de grote morfologische weerslag die stormen uit noordwest tot noordoost op het strand hebben in vergelijking met de morfologische impact van zuidwestenstormen. Ze verklaart ook het voorkomen van paraboolduinen, zoals in de Westhoek, die dan wel door zuidwestenwinden gevormd zijn.

Ter hoogte van Wenduine vertoont de kustlijn een merkwaardige knik. Oostwaarts van die plaats gaat de kustlijn wat meer zuidwaarts afbuigen in de richting van het Schelde-estuarium. In detail is het verloop overigens wat minder uniform en komen er lokaal zwakke planforme golvingen voor. Eén daarvan strekt zich uit ten zuidwesten van Wenduine en is goed waarneembaar vanaf de Spionkop (dit is de uitkijkpost bovenaan de eerste duintop ten westen van Wenduine-Bad).

Het *droog strand* - het strandgedeelte dat alleen bij storm overspoeld wordt - is veel smaller dan het *nat strand* - het strandgedeelte dat bij elk hoog water volledig onderloopt. Het droog strand wordt elk jaar door de winterstormen min of meer afgeslagen maar herstelt zich telkens min of meer, waarbij eolische zandaanvoer een belangrijke rol kan spelen. Waar die aanvoer onderbroken wordt of vermindert, krijgt *residuele erosie* de overhand. Dit betekent dat er dan afwisselend fasen van erosie en afzetting optreden maar dat op een bepaald ogenblik het erosief effect overweegt.

De *tijlhoogte* - het hoogteverschil tussen hoog en laag water - verschilt van plaats tot plaats en wisselt in de tijd.

De *strandbreedte* - de dwarsstrandse afstand tussen de hoogwater- en de laagwaterlijn - hangt af van de tijlhoogte en van de strandhelling. De breedte van het nat strand is wat groter bij *springtij* dan bij *dood tij* en

neemt tussendoor geleidelijk toe en af.

Aan de Westkust bereikt de breedte van het natuurlijk strand bij laag water meer dan 600 m. Aan de Oostkust daalt ze tot 300 m en zelfs minder. Dat de gemiddelde helling van het natuurlijk strand oostwaarts toeneemt terwijl de tijlhoogte oostwaarts vermindert speelt daar een rol bij.

De *dwarsstrandse helling* van het strand staat loodrecht op de kustlijn. Tegelijk met de afname van de breedte naar het oosten toe neemt de gemiddelde dwarsstrandse hellingsgraad van het natuurlijk strand toe van 1,3 % aan de Westkust tot 2,4 % aan de Oostkust. De recente grote zandsuppleties langs de Vlaamse kust (1970-1995) hebben deze op vele plaatsen sterk gewijzigd. Die dwarsstrandse hellingsgraad is grotendeels bepaald door de *korrelgrootte* van het strandmateriaal. De grintstranden van de Boulonnais (Noord-Franse kust) staan veel steiler dan het Vlaamse zandstrand.

Strandbreedte en strandhelling bepalen de overstromingsduur van de verschillende stranddelen gedurende de vooruitgang van het getij. Het vastleggen van de overstromingsduur van de opeenvolgende stranddelen wordt bemoeilijkt doordat de vooruitgang van het getij niet gelijkmatig verloopt, de gemiddelde helling zeewaarts afneemt en de weersomstandigheden het zeepeil in de strandzone kunnen beïnvloeden.

De *verschillen in hellingsgraad en in strandbreedte* hebben een invloed op de inwerking van de golven op het strand.

Hoe groter de breedte en hoe zwakker de helling, des te meer wordt de golfenergie verspreid en krijgt de golfoploop een *dissipatief* karakter (foto 2/1). Dit houdt in dat de golfenergie gedurende de *golfoploop* op het strand geleidelijk afneemt maar dat zich bij voldoende golfhoogte ook een brede zone van brekers vormt. Als het strand smaller en steiler is, werkt de golfenergie in over een smallere zone; golven worden weerkaatst, de golfwerking krijgt een meer *reflectief* karakter.

Dit is het geval waar golven tegen een zeeering aanbotsen en ook waar ze het bovenste deel van het nat strand oplopen. Het transversaal strandprofiel verloopt immers niet rechtlijnig met een constante hellingsgraad maar in het meest landwaartse gedeelte neemt de helling in sterkte toe zodat de omhullende dwarsdoorsnede een paraboolachtig verloop krijgt. Gereflecteerde golven zijn dan in staat zand zeewaarts te bewegen.

Afhankelijk van de golfoploop spreekt men soms van een reflectief strand, een dissipatief strand en van tussenvormen (*intermediate beach*). Langs het Vlaamse strand overheerst op het nat strand het dissipatief karakter van zohaast de golven een zekere hoogte bereiken.



Foto 2/1
**De Vlaamse kust in een
 dissipatieve fase met
 schuimkopbrekers bij
 hoogtij.**

Klemskerke (Vosseslag)
 (22-11-1991)

Lokaal kan men daar echter ook reflectieve toestanden aantreffen, in 't bijzonder langs de bermhelling.

Het Vlaamse strand is geen effen vlakte (fig. 2/1). Het omvat tal van kleine en grotere reliëfvormen (*strandelementen*) die min of meer continu in evolutie zijn. Ze verplaatsen zich en vertonen bepaalde *verspreidingspatronen*. De meest opvallende vormen zijn de langgerekte, kustparallele ruggen, de *strandruggen*, en de tussenliggende, langgerekte min of meer geulvormige laagten, de *zwin*nen. De geëxposeerde zeezijde van strandruggen is vooral een transporthelling waarop oploop van golven en terugloop van golfwater (de *swash-backwash*) gebeuren. Strandruggen zijn opgedeeld in afzonderlijke elementen die van elkaar gescheiden zijn door doorbraakgeulen, de *muien*, langswaar water uit het bovenliggend zwin doorheen de strandrug terugstroomt naar het zeewaarts gelegen zwin. Hierdoor kan het nat strand beschouwd worden als een verzameling van afzonderlijke *strandcellen*. Die strandcellenstructuur is beter ontwikkeld ten westen van Nieuwpoort dan meer oostwaarts. Het blijft een open vraag of beide types van strandruggen alleen een geografische differentiatie vertegenwoordigen dan wel twee fasen in de ontwikkeling van rug- en zwinstranden voor-

stellen. Als het water in de zwinnen voldoende laag staat blijkt de zwinbodem te bestaan uit een opeenvolging van lage *zadeldalen*, elk gelegen tussen twee opeenvolgende muien. Hierdoor heerst in de zwinnen en muien een *complex stroomsysteem* van tij-, zwin- en muistromen.

De *begrenzing* van geomorfologische eenheden gebeurt soms op basis van hypsometrische criteria (bijvoorbeeld het droog strand definiëren door twee hoogtelijnen), soms op basis van functionele criteria (zoals de begrenzing van het nat strand door de hoogwaterlijn en de laagwaterlijn) of ook aan de hand van morfologische, in het bijzonder morfografische argumenten (het hoog strand begrensd door de duinvoet en de voet van de bermhelling).



3.2 De strandsedimenten

Het *natuurlijk strandzand* langs de Vlaamse kust is een middelmatig fijn kwartzand waarin nog wat verweerbare mineralen voorkomen zoals glauconiet en granaat. Glauconiet komt voor als donkere stipjes. Op het droog strand kan granaat het zand plaatselijk een roze kleuring geven.

Het natuurlijk strandzand bevat over het algemeen ook veel *schelpgruis*. Dit gruis bestaat uit kleine platte schelpfragmentjes die gemakkelijker dan het kwartzand door de wind verplaatst worden. Omdat het grover is dan de kwartskorrels voelt het strandzand ook vrij grof aan. Veelal komen er ook fragmenten van schelpkleppen in voor. Het strandzand en ook het vers duinzand dat door de wind langsheen het duinfront aangevoerd wordt is kalkrijk wat de ontwikkeling van de vegetatie beïnvloedt.

Op sommige plaatsen bevatten de natuurlijke strandzanden ook *steenfragmenten*. Rond Wenduine-Blankenberge zijn het hoofdzakelijk veldsteenfragmenten herwerkt uit het Onder-Eocene substraat dat rond de Wenduinebank ontsluit. Rond Knokke en nabij het Zwin zijn het vooral Boven-Eocene kalkzandsteenfragmenten herwerkt uit het tertiair substraat in de vooroever. Vooral daar

vindt men ook fossiele schelpen op het strand. Ze zijn deels herwerkt uit het tertiair substraat (o.a. *Cardita planicosta* en *Turritella sp.* uit het Boven-Eoceen) maar ook uit Pre-Holocene mariene afzettingen (o.a. *Venerupis senescens* herwerkt uit mariene Eemiaan-afzettingen) die vòòr de kust op de zeebodem ontsluiten en er door de stromingen aangesneden worden. Na storm treft men op het strand, vooral langs de Oostkust, soms veenbrokken en zelfs grotere veenplaten (met diameter tot 1 à 2 m) aan. Het veen zelf is van Holocene ouderdom. Deze veenplaten zijn eveneens losgeslagen uit de vooroeverbodem waar blijkbaar nog "oppervlakteveen" bewaard gebleven is. Ze getuigen van de vroegere meer zeewaartse uitbreiding van de kustvlakte vòòr de subatlantische overstromingen.

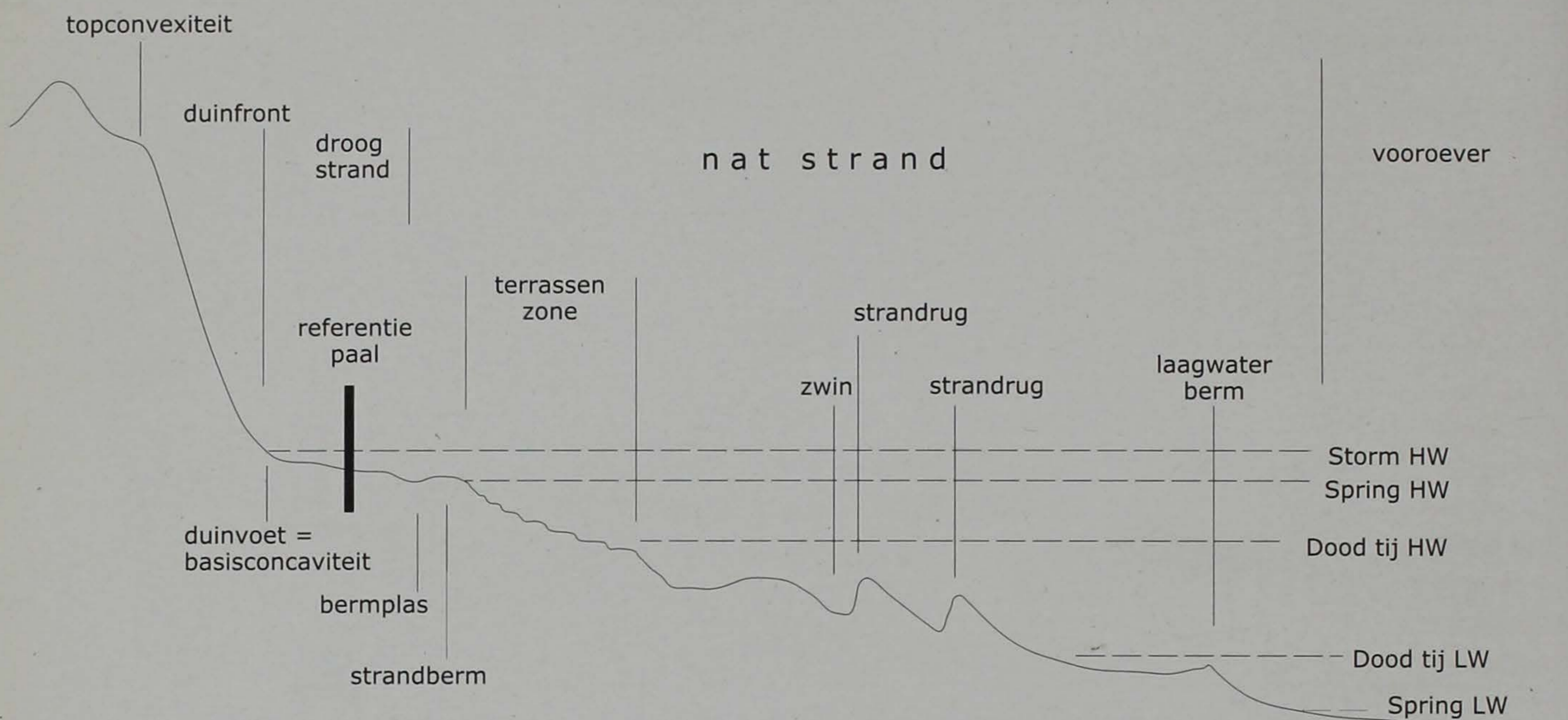
Het natuurlijk strandzand onderscheidt zich duidelijk van de *suppletiezanden* (grotendeels aangevoerd vanaf de banken en geulen in de voorliggende kustzee). Deze laatste zijn grover, bevatten veel grof schelpgruis, schelpfragmenten, fossiele schelpen en ook wat meer verweerbare mineralen. Bovendien komen in de suppletiezanden ook vrij veel keien (vooral silex) en fragmenten van kiezelzandsteen "veldsteen" en van fossielhoudende kalkzandsteen voor. Waar grondwater uitzijpelt, kan *roestkleuring* optreden.

Foto 2/2

Het Vlaamse strand bij laag tij met zwinen en strandruggen op het nat strand.

Men ziet duidelijk de invloed van de strandbanken in de vooroeverzone op de kenmerken van de dwarsstrands inkomende deining bij kalme zee

De Haan
(augustus 1981)



Figuur 2/1
Schematisch transversaal strandprofiel met de voornaamste strand-elementen

Klemskerke (Vosseslag)
 (22-11-1991)

Korrelgrootteanalyses van het *natuurlijk oppervlakkig strandzand* (staalnames uit 1979-1980 van de bovenste millimeter) tonen aan dat de *gemiddelde korrelgrootte van het natuurlijk strandzand verandert* van west naar oost langsheen het Vlaamse strand en ook van de duinvoet naar de laagwaterlijn toe (fig. 2/2).

De mediaan van het kwartzand ligt rond 180 à 200 μm . De natuurlijke strandzanden zijn goed gesorteerd, maar meer uniform langs de Middenkust dan langs de Westkust. Aan de Westkust is het natuurlijk strandzand op het *nat strand* fijner dan aan de Oostkust. Toch komt de vloedpiek uit het zuidwesten.

Aan de Middenkust wordt het zand naar de laagwaterlijn toe wat grover. Aan de Westkust daarentegen is het natuurlijk strandzand wat grover op het droog strand dan op het lager gelegen nat strand. Daar stijgt het gehalte zeer fijn zand naar de laagwaterlijn toe.

De korrelgrootteverschillen tussen de zanden op het droog strand kunnen aan sortering door windwerking toe te schrijven zijn waarbij het gehalte aan fijn schelpgruis een rol speelt. Sortering is het verschijnsel dat sedimenttransport vergezelt en waarbij fijner of lichter materiaal gemakkelijker weggevoerd wordt en grover of zwaarder sediment achterblijft. Tevens wordt fijner en lichter materiaal gemakkelijker aangevoerd en afgezet.

Aan de Westkust zijn de natuurlijke strandzanden rijker aan schelpgruis. Wil men korrelgroottekenmerken vergelijken dan kan men ook ontkalkte stalen bekijken.

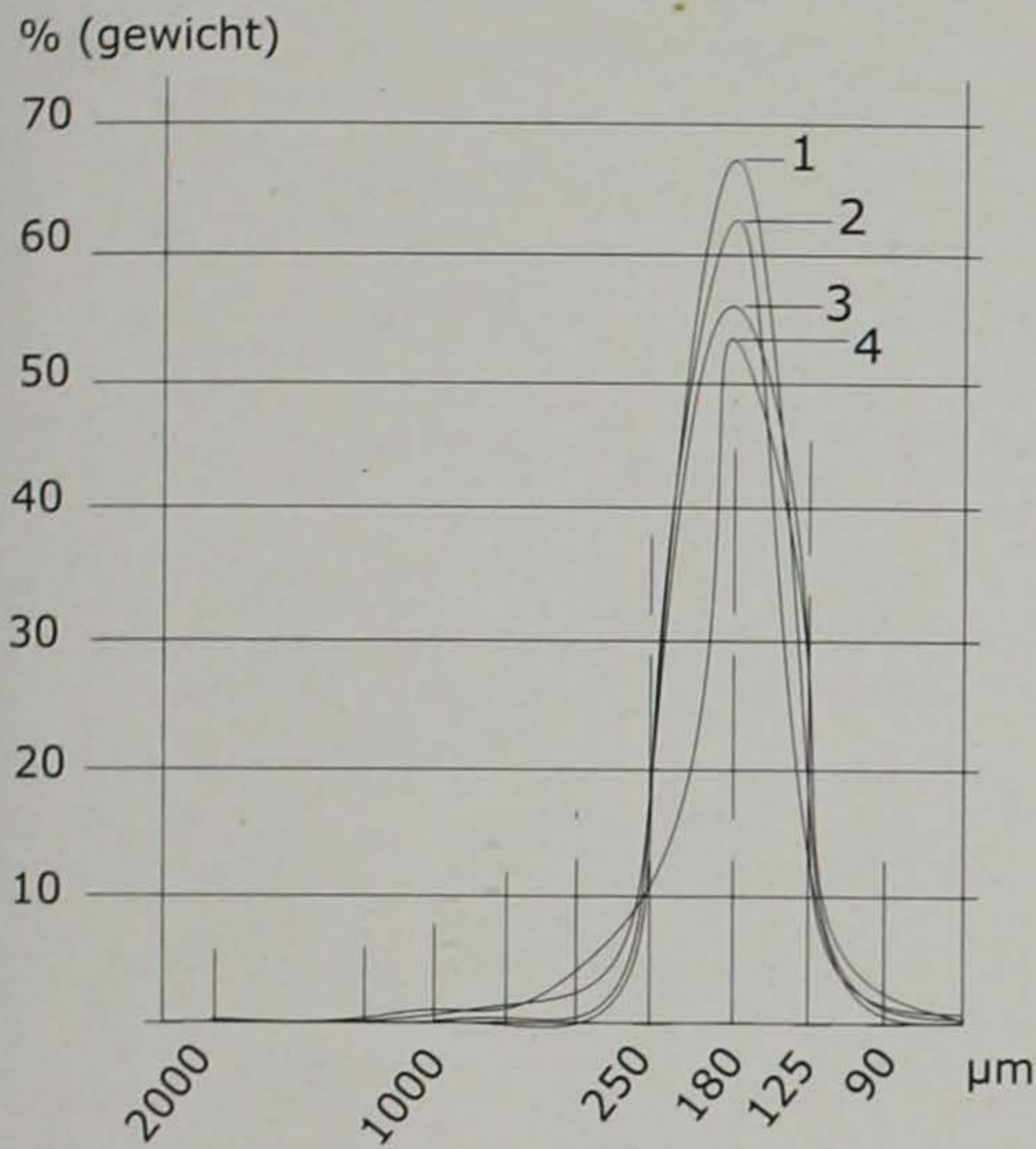
Aan de andere kant laten sorteringseffecten zich merken aan de mineralogische samenstelling van het natuurlijk zand: eolisch

herwerkt zand aan de duinvoet vertoont een aanrijking aan granaat. Wegens de zandsuppleties uit de laatste decennia is het verspreidingspatroon van de korrelgroottekenmerken nu verstoord.

De korrelgroottekenmerken en hun geografische verschillen, zoals hier beschreven, vormen natuurlijk een veralgemening op basis van een gering aantal waarnemingen uitgevoerd op twee stations en op één moment. Hoe ze tussenin veranderen, hoe ze verschillen op de onderscheiden strandelementen, hoe ze reageren op de meteo-mariene omstandigheden, enz., zijn aspecten die alleen door een gedetailleerde sedimentologische analyse van de strandzanden op basis van een functioneel net van waarnemingen en opvolging met hoge resolutie kunnen beantwoord worden.

De Haan (Golf) KP 38

Staalname : 31 01 1979
Niet ontkalkte stalen

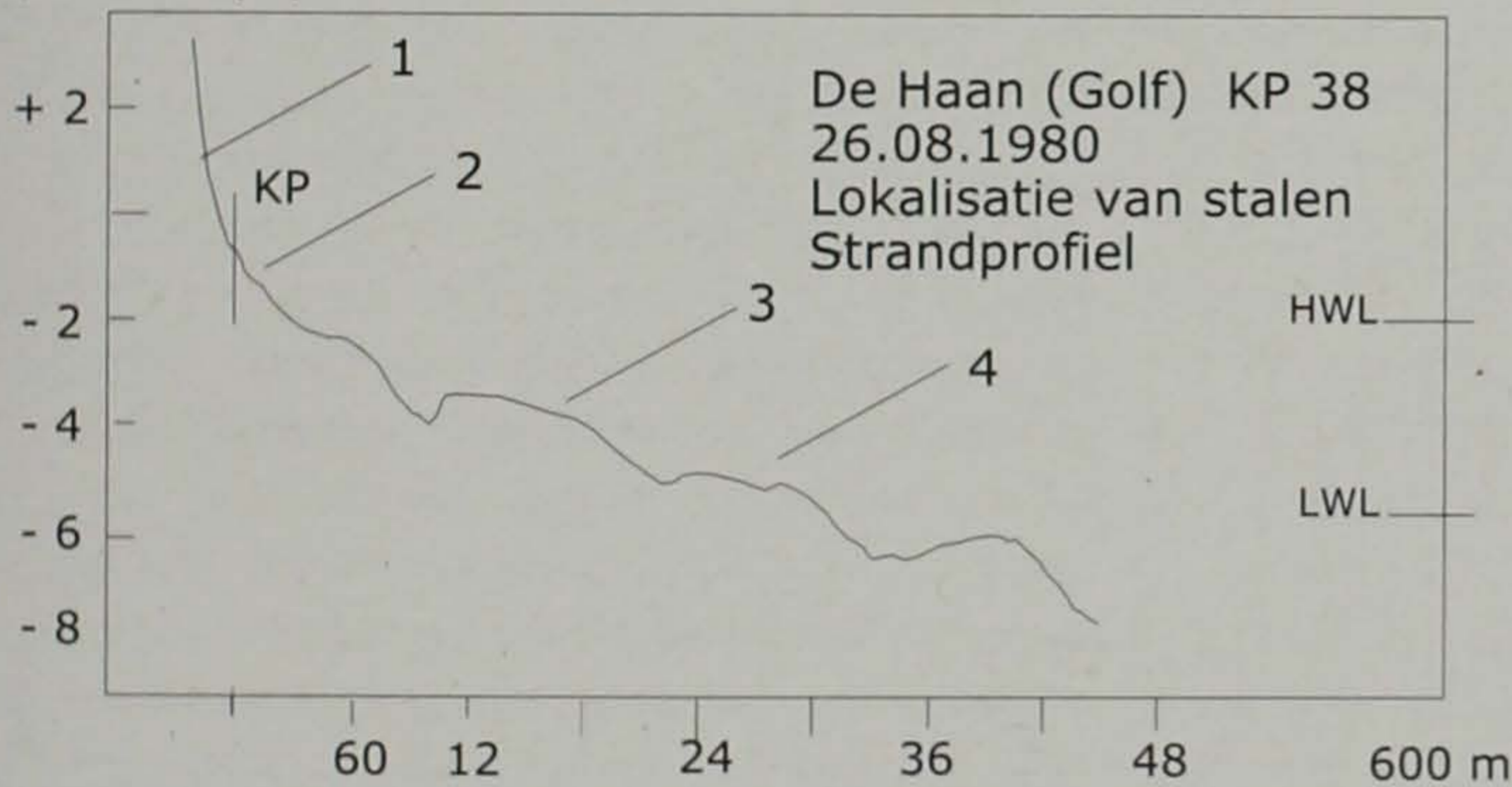


Frequentiecurve voor:

1 = duinzand 3 = strandrug op nat strand
2 = droog strand 4 = laagwaterlijn

Oppervlaktestalen (0-1 cm diep)

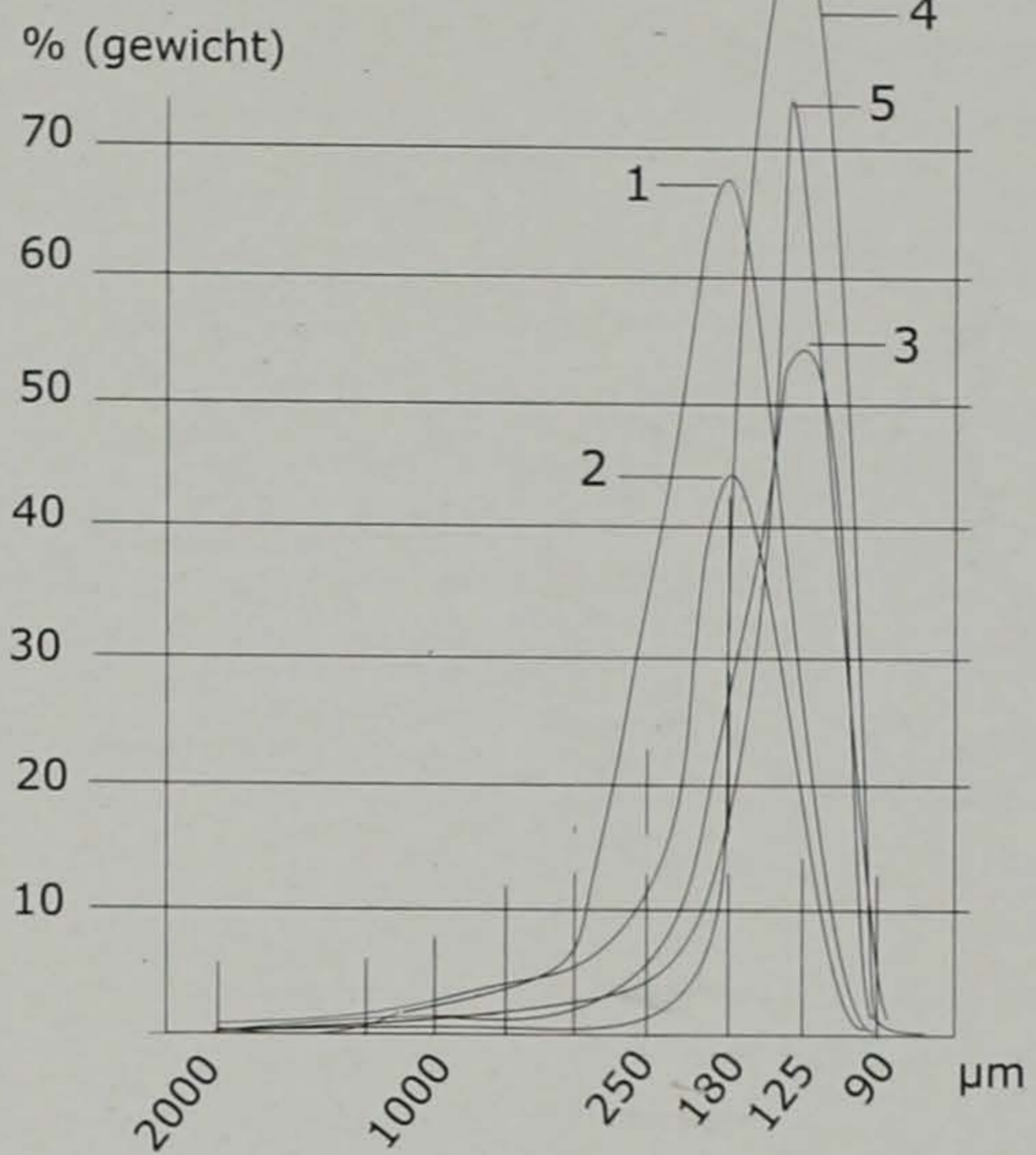
peil LNV (m)



Goede sortering
Vrij uniform over het strand
Afname van gehalte fijn zand (180 µm)
naar de laagwaterlijn

Oostduinkerke KP 12

Staalname : 27 07 1979
Niet ontkalkte stalen

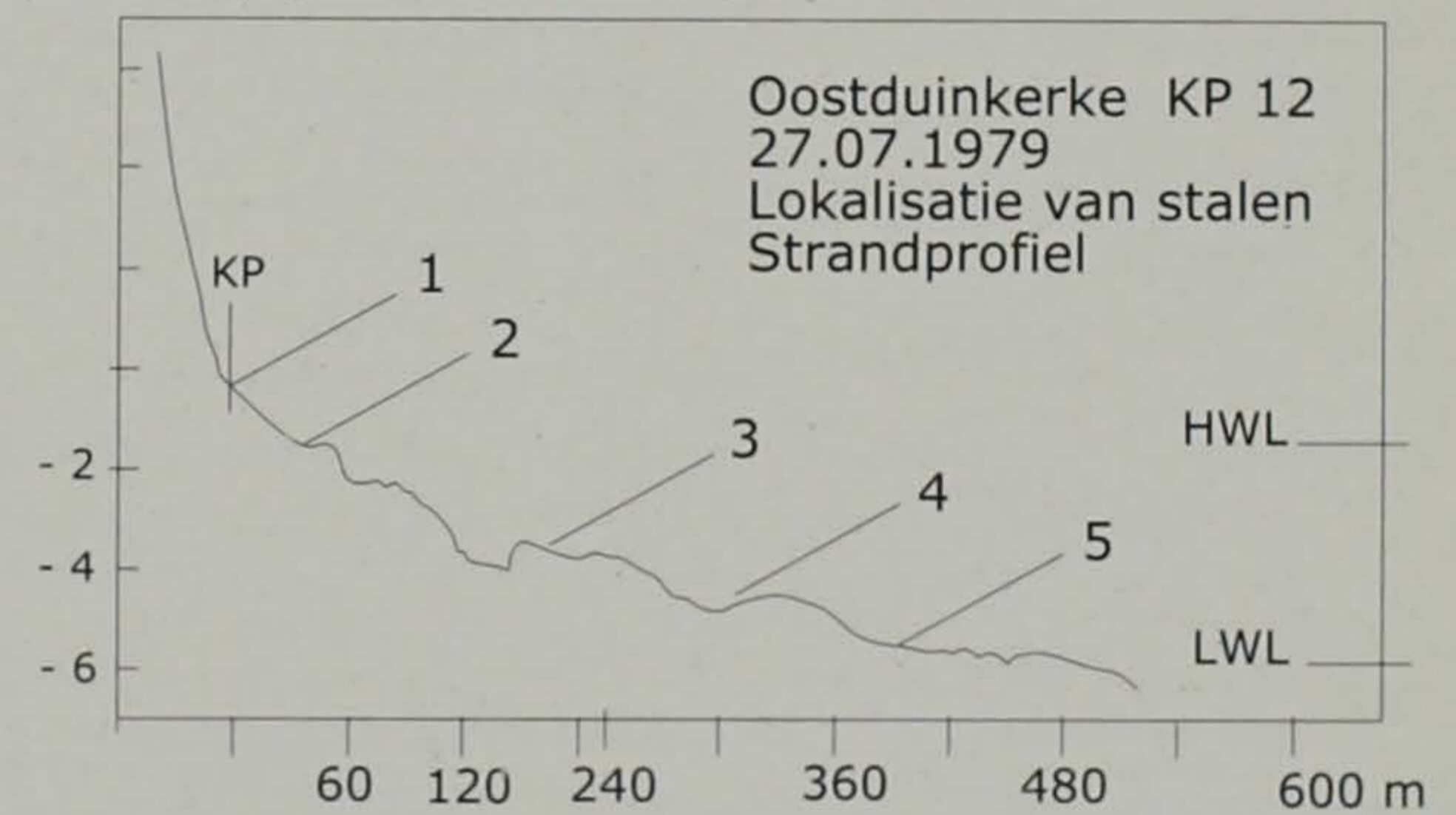


Frequentiecurve voor:

1 = duinzand 3 = strandrug op hoog nat strand
2 = droog strand 4 = strandrug op laag nat strand
5 = laagwaterlijn

Oppervlaktestalen (0-1 cm diep)

peil LNV (m)



Minder goede sortering (schelpgruis)
Belangrijke verschillen over het strand
Sterke toename van gehalte
zeer fijn zand (125 µm) naar de
laagwaterlijn

Figuur 2/2

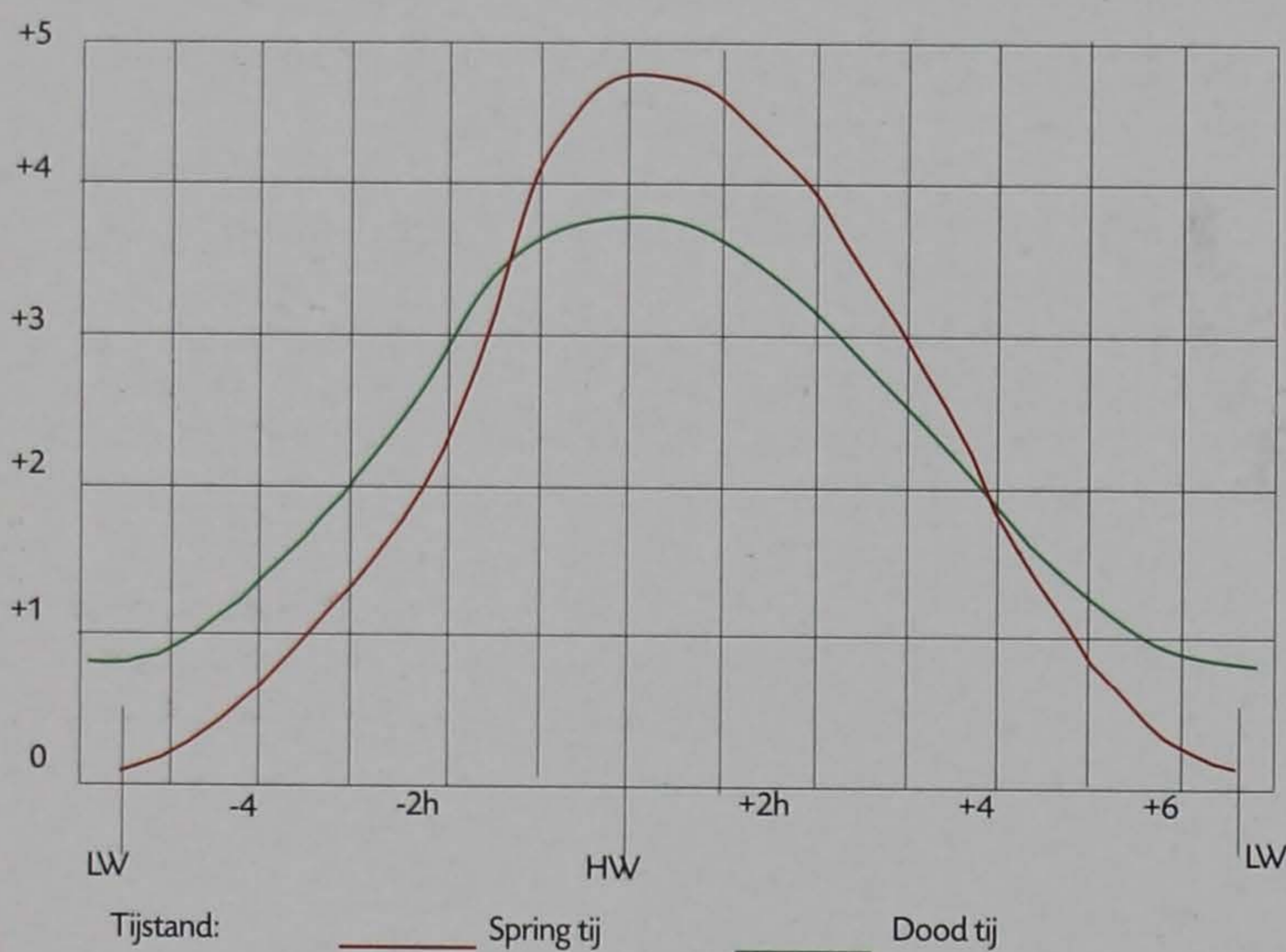
**Korrelgrootte van het
natuurlijk strandzand langs
de Vlaamse kust.**

* De verklaring van de gebruikte letterwoorden vindt men in de bijlage "Informatiebronnen".

4 Het getij langs de Vlaamse kust

Het getij bestaat uit een cyclische verticale beweging van het wateroppervlak (het *vertikaal getij*). Langs de Vlaamse kust loopt het strand twee maal per dag onder en valt het terug droog. Dit rijzen en dalen gebeurt onder invloed van een zich horizontaal verplaatsende golfing van het wateroppervlak (het *horizontaal getij* of de *tijgolf*). Die verschuiving gaat gepaard met de ontwikkeling van tijstromen.

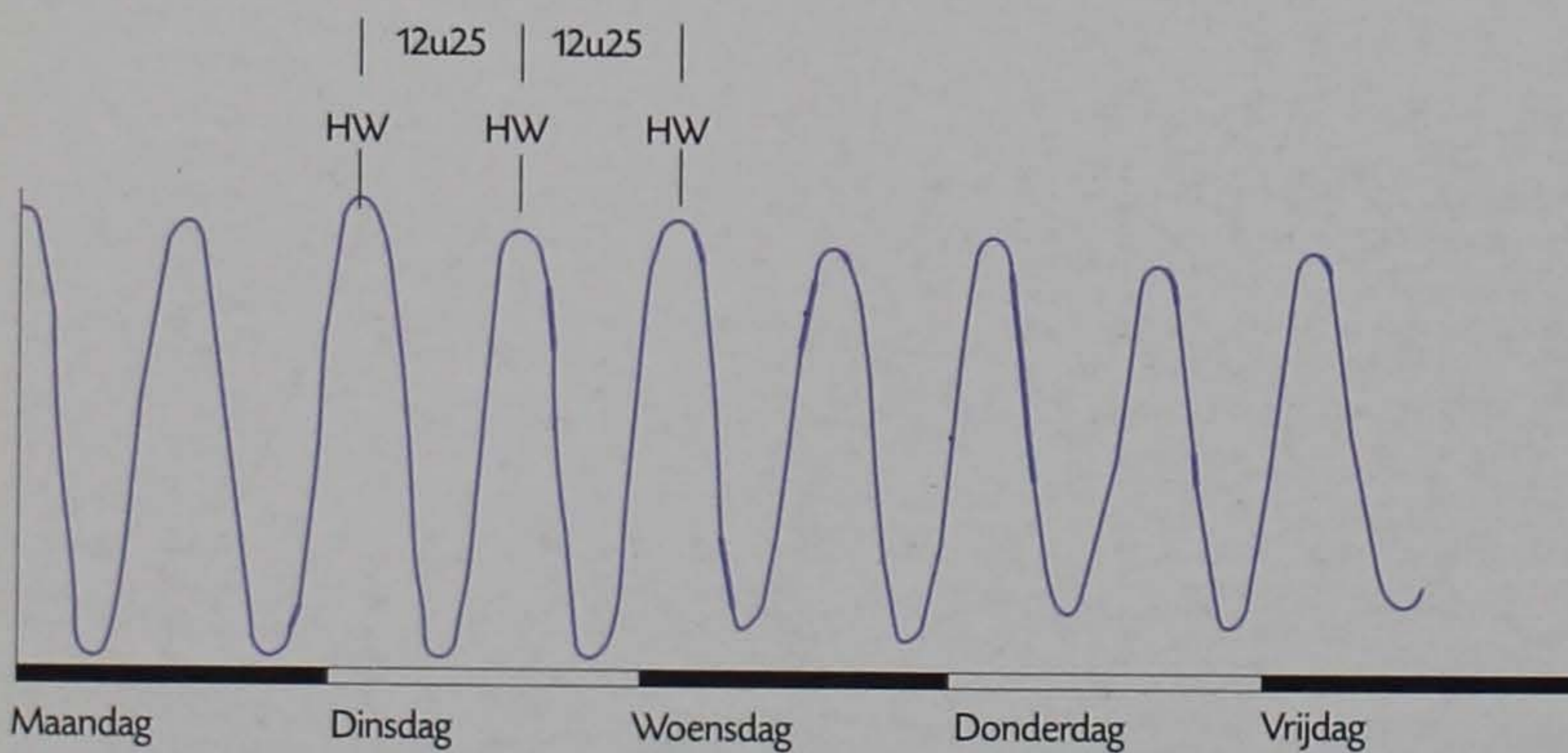
Figuur 2/3
Het halfdagelijks getij



Verloop van de tijhoogte gedurende één halve dag

Tijkromme voor het gemiddeld tij te Oostende over de periode 1972-1990. Opvallend is de asymmetrie van vloed en eb.

Duur bij gemiddeld tij. Vloed: iets minder dan 6 uur. Eb: meer dan 6 uur 30.



Verloop van de tijhoogte gedurende één willekeurige week

Het belang van het getij voor de strandmorfologie vloeit vooral voort uit drie feiten. Het vertikaal getij bepaalt de overstromingsduur van de verschillende stranddelen. Het horizontaal getij maakt dat tijstromen over het strand passeren. Snelheid en richting van de tijstromen veranderen in de loop van een tijcyclus. Daardoor zijn niet alle stranddelen onderhevig aan dezelfde stromingskrachten. Stranddelen rond de hoogwaterlijn zijn alleen overstroomd gedurende de korte tijd dat de krachtige vloedpiek in vloedrichting inwerkt.

4.1 Kenmerken van het getij

Langs de Vlaamse kust heerst een *halfdagelijks getij* (fig. 2/3). Overstromen van het strand bij *hoog tij* en droog vallen van het strand bij *laag tij* gebeuren er twee maal per dag met dien verstande dat de momenten van hoog en laag water geleidelijk opschuiven. *Vloed* is de periode tussen laag water en hoog water waarin het waterpeil stijgt. *Eb* is de periode tussen hoog water en laag water, waarin het waterpeil daalt. *Hoog water* is het ogenblik waarop het water zijn hoogste peil in elke tijcyclus bereikt. *Laag water* is het ogenblik waarop het water zijn laagste peil in elke tijcyclus bereikt. Hoog water en laag water zijn beide extreme *waterstanden*.

De *tijhoogte* (of tij-amplitude) is het hoogteverschil tussen hoog en laag water. Langs de Vlaamse kust bedraagt de *tijhoogte* gemiddeld 4,2 m.

De tijhoogte verandert van plaats tot plaats langs de kust. Ze neemt af van west naar oost (*oostwaartse afname*). In 2000 bedroeg de gemiddelde tijhoogte bij springtij in Nieuwpoort 4,82 m, in Zeebrugge slechts 3,84 m (Getijtafels voor Oostende e.a., A.W.Z.*, 2000).

De tijhoogte stijgt bij diepte-afname en bij vernauwing van estuaria. In het Schelde-estuarium neemt de gemiddelde tijhoogte toe van 3,7 m vòr Vlissingen tot 4,9 m in Hemiksem, en tot 6,0 m te Mariakerke.

De tijhoogte verandert ook in de tijd.

Naast de halfdagelijkse tijcyclus is er ook een duidelijke *springtij/dood tij-cyclus*. Om de 14 dagen wordt geleidelijk een hoger *springtijhoogwaterpeil* en een lager springtij-laagwaterpeil bereikt dan bij de tussenliggende *doodtijwaterstand* (fig. 2/4). Bij dood tij ligt het laagwaterpeil hoger en het hoogwaterpeil lager dan bij springtij. Te Oostende wisselt het verschil in tijhoogte tussen dood tij en springtij 1,5 tot 2,5 m (Getijtafels A.W.Z.).

In de loop van het jaar zijn er ook *seizoensveranderingen* in de tijhoogte: het winter-

getij is sterker dan het zomergetij. Er bestaat ook een *halfdagelijkse ongelijkheid* die zelf veranderingen vertoont.

Door *tijverlating* komen op elke plaats dezelfde tijstanden bij elk volgend tij later voor. Elke hoogwaterstand valt gemiddeld 12 u. 25 min. zonnetijd later dan de vorige.

Door *tijverschuiving* komt elke tijstand langs de Westkust wat vroeger voor dan langs de Oostkust. In 2000 bijvoorbeeld viel het hoogwater in Nieuwpoort bij benadering 12 minuten vòòr dat te Oostende en in Zeebrugge 19 minuten later.

Tijkrommen geven het verloop van het waterpeil gedurende een tijcyclus weer (fig. 2/3). Ze tonen dat het getij vòòr de Vlaamse kust een zwakke *asymmetrie* vertoont. In Oostende duurt de vloed bij gemiddeld tij iets minder dan 6 uur terwijl de eb er bij gemiddeld tij meer dan 6 uur 30 duurt.

Gegevens over het *voorspelde uur en peil van hoog en laag water* staan ter beschikking in de *Getijtafels voor de Vlaamse kust* (jaarlijks uitgegeven door A.W.Z. in Oostende).

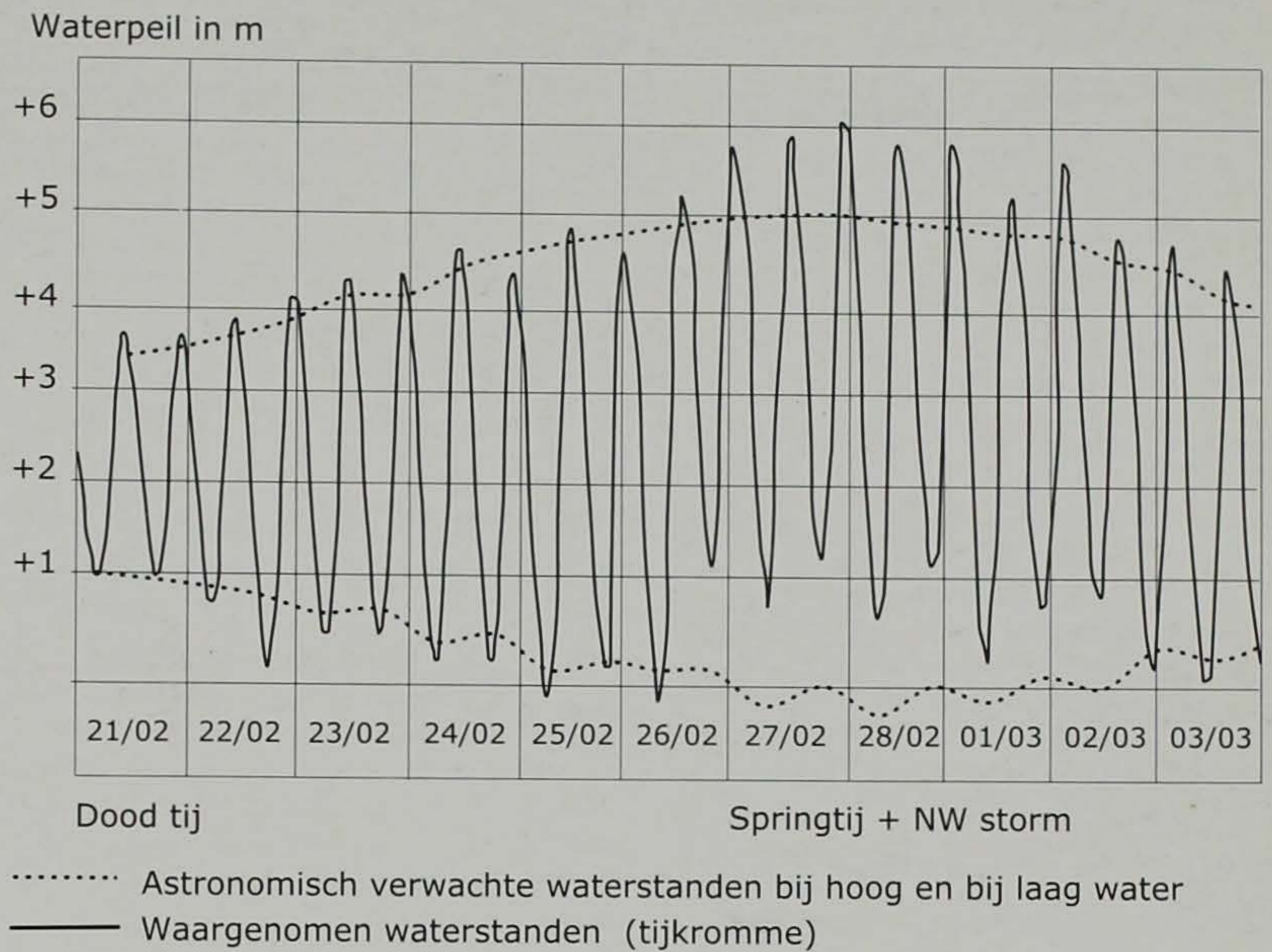
4.2 Ontstaan van het getij

4.2.1 Het oceanisch getij.

Het *initieel getij* ontstaat op de oceaan (het *oceanisch getij*). Het wordt in de eerste plaats verklaard door de aantrekkingskracht van de maan en door haar omloopbeweging rond de aarde (fig. 2/5). Hierdoor ontwikkelt zich bij de meridiaansdoorgang van de maan op de plaats van een waarnemer een grotere aantrekkingskracht naar de maan toe. Het wateroppervlak gaat er dan rijzen en er vormt zich een *tijgolf* die met de omloop van de maan rond de aarde meeloopt, zij het met enige vertraging. Hetzelfde geldt voor de schijnbare beweging van de zon, maar door de veel grotere afstand is de invloed van de zon veel geringer.

Aantrekkingskracht, omloopbeweging van de maan en rotatie van de aarde verklaren echter nog niet het halfdagelijks karakter van het getij noch de geleidelijke verschuiving van de momenten van hoog- en laag water.

Het *halfdagelijks karakter* kan worden toegeschreven aan het feit dat aarde en maan samen rond een massamiddelpunt draaien dat gelegen is op enige afstand van het aardcentrum (3/4 van een aardstraal) aan de maanzijde (fig. 2/5). Zo ontstaat langs de meridiaanzijde tegenovergesteld aan de maanpositie een sterkere middelpuntvliedende kracht dan langs die aan de maanzijde. Daardoor gaat het wateroppervlak ook rijzen op 180° (d.i. 12 uur) afstand van de maanpositie.

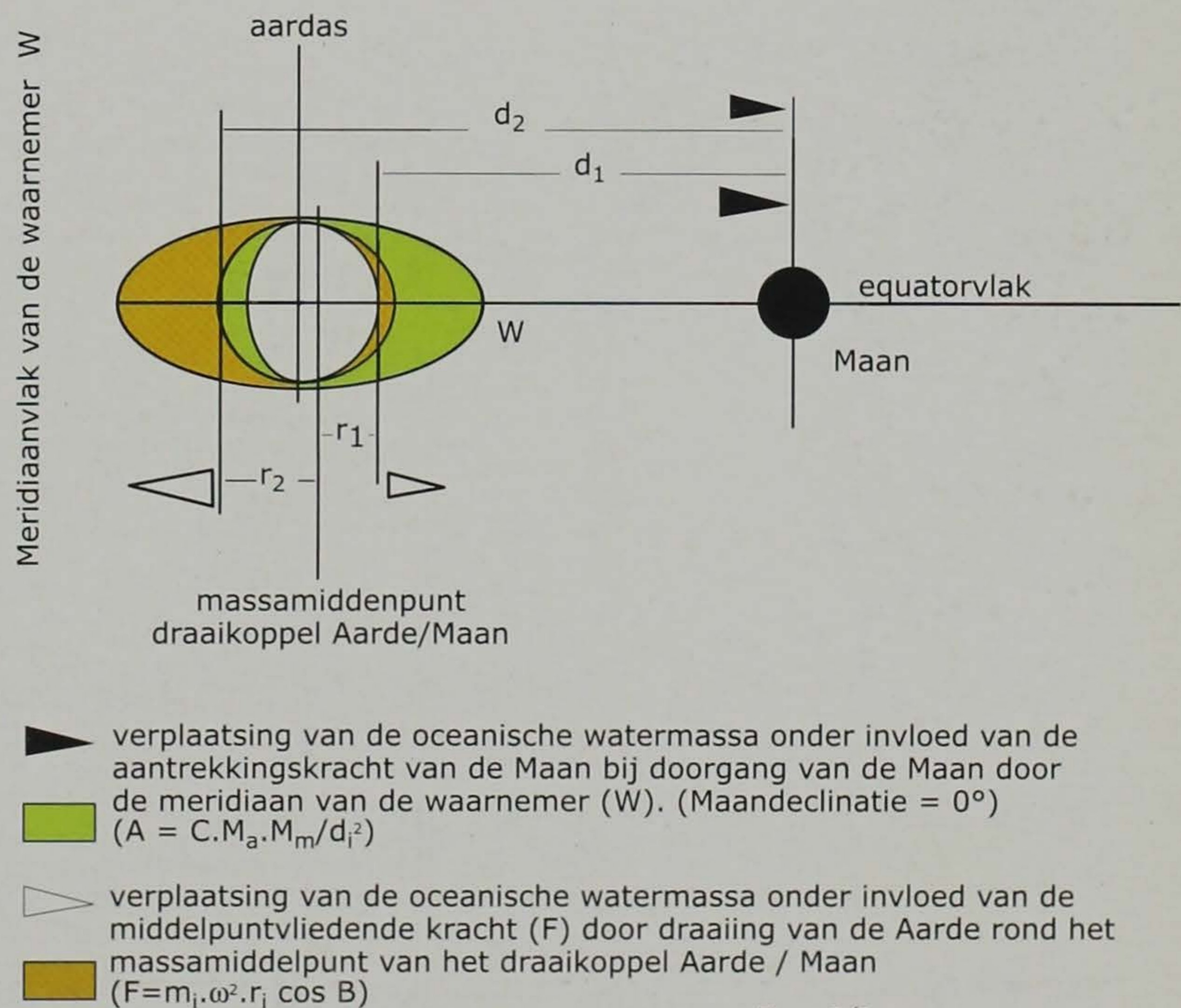


Verloop van de waterstand in Oostende gedurende de zware stormperiode tussen 21 februari 1990 en 3 maart 1990

Gedurende de storm bedroeg de peilverhoging ingevolge windsterkte, windrichting en drukverlaging 1 m bij hoog water en 1,5 m bij laag water. Hierdoor kwam het hele droog strand onder water, bereikten grote golven de duinvoet en bleef een groot deel van het nat strand ook bij laag water overstroomd.

Figuur 2/4

**Springtij/doodtij cyclus.
 Storminvloed op het
 waterpeil langs de kust.**



Figuur 2/5

**Ontstaan van het
 halfdagelijks getij.**

* Sommige termen worden toegelicht in de bijlage "Verklarende woordenlijst".

Er ontstaat daar een *complementaire tijgolf* die mee roteert rond de aarde en ongeveer 12 u. 25 min. zonnetijd later toekomt in dezelfde waarnemingsplaats.

De *tijverlating* is een gevolg van het feit dat de omloop van de maan om de aarde wat langer duurt dan de rotatieduur van de aarde om haar as.

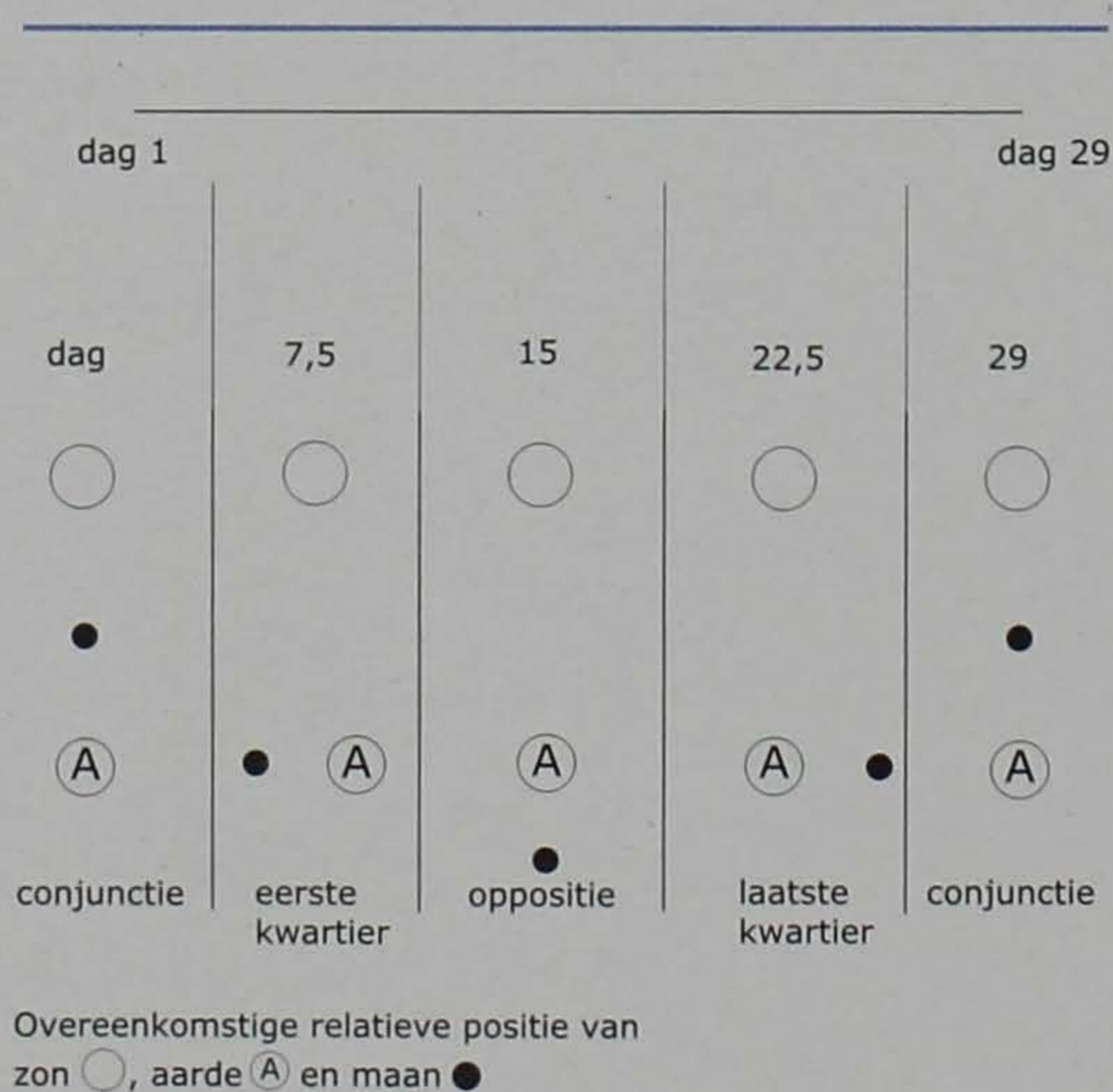
De *springtij/dood-tij cyclus* is een gevolg van de verandering in onderlinge positie van maan en zon waardoor beide hemellichamen elkaars aantrekkingskracht kunnen versterken (fig. 2/6). Versterken gebeurt bij springtij als beide in conjunctie staan (d.w.z. als beide hemellichamen in dezelfde meridiaanhelft staan). Verzwakken treedt op bij dood tij als beide hemellichamen in oppositie staan (als beide op tegengestelde meridiaanhelften staan).

De *declinatie*(*) van de maan beïnvloedt de *tijhoogte* en veroorzaakt de *halfdagelijkse ongelijkheid* (zie verder onder 'Declinatie' in de bijlage "verklarende woordenlijst"). Langdurige waarneming van de tij-amplitude toont aan dat er ook een *18-jarige cyclus* bestaat waarin opeenvolgende jaren met maximale tijhoogte afwisselen met jaren met minimale tij-amplitude.

Het *sterker wintergetij* langs de Vlaamse kust wordt toegeschreven aan de elliptische baan van de aarde om de zon. Gedurende de winter staat de aarde in een periheliumpositie, dicht bij de zon dan in de zomer (Noordelijk Halfrond). Hierdoor is de aantrekkingskracht van de zon groter in de NH-winter dan in de NH-zomer.

De maan beschrijft een elliptische omloopbaan rond de aarde. Hierdoor is de tijhoogte groter als ze zich dichtst bij de aarde bevindt (perigeum-positie).

Figuur 2/6
Springtij / doortij cycli
gedurende een maan-
maand van 29 dagen.



4.2.2 Het rotatiegetij

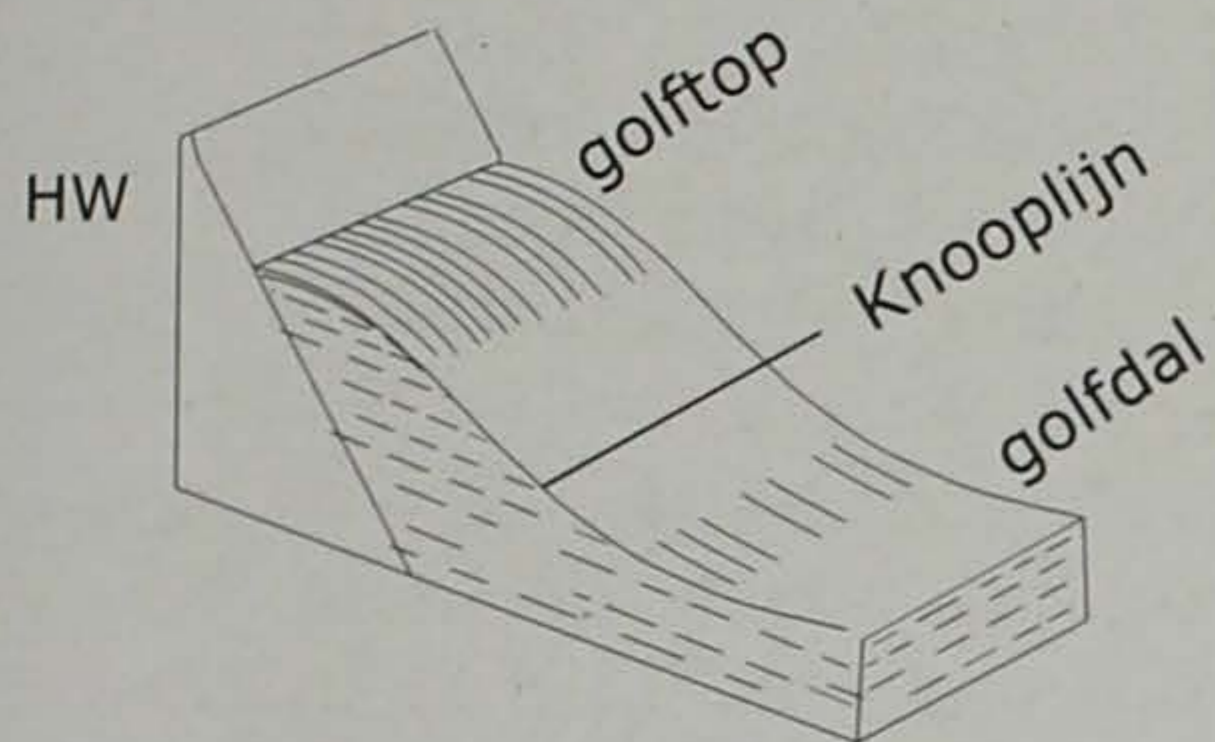
In feite worden het *ontstaan en de kenmerken van het getij* in de Zuidelijke Noordzee niet rechtstreeks aan de oceanische tijgolf toegeschreven. Naar oorsprong is het getij langs de Vlaamse kust een *rotatie-getij*. Het ontstaan van dit getij kan men op vereenvoudigde wijze als volgt beschrijven.

Het *oceanisch getij* dringt vanuit het noorden het meridiaansgericht Noordzeebekken binnen, botst tegen de zuidkust van het bekken aan, veroorzaakt daar een hoog water en wordt teruggekaatst (fig. 2/7). De teruggekaatste golf loopt noordwaarts en interfereert met de volgende inkomende tijgolf. Op enige afstand voor de zuidkust valt de top van de teruggekaatste golf dan samen met het golfdal van de inkomende tijgolf of omgekeerd. Het waterpeil staat daar continu op half-tij-peil (d.i. gemiddelde zeespiegelstand). Er ontwikkelt zich een knooplijn waarlangs het waterpeil op half-tij-peil blijft (fig. 2/8). De tijhoogte is er nul. Een halve tijcyclus later is het aan de zuidkust laag water (fig. 2/7). Langs de knooplijn blijft het waterpeil op half-tij-peil en de tijhoogte nul. De *staande golf* die aldus ontstaan is, loopt niet over het wateroppervlak door maar veroorzaakt buiten de knooplijn opeenvolgende stijgingen en dalingen van het wateroppervlak waarvan de amplitudo met toenemende afstand stijgt. Die bewegingen laten zich aan de kust respectievelijk voelen als hoog en laag water.

Wegens de rotatie van de aarde om haar as treedt er *Coriolis-effect* op (bewegende voorwerpen wijken af naar rechts op het noordelijk halfrond). Hierdoor gaat de staande golf cyclonaal (dit is in tegenwijzerzin) draaien rond een punt (het *amfidroom punt*) gelegen op de knooplijn (fig. 2/7). Ze loopt de kust af van west naar oost en veroorzaakt er de opeenvolgende hoogwater- en laagwaterstanden die met tijstromingen gepaard gaan (fig. 2/9). Dit verklaart de *tijverschuiving* waarbij gelijke tijstanden aan de westkust vroeger optreden dan aan de oostkust en waarom de tijgolf van west naar oost verloopt.

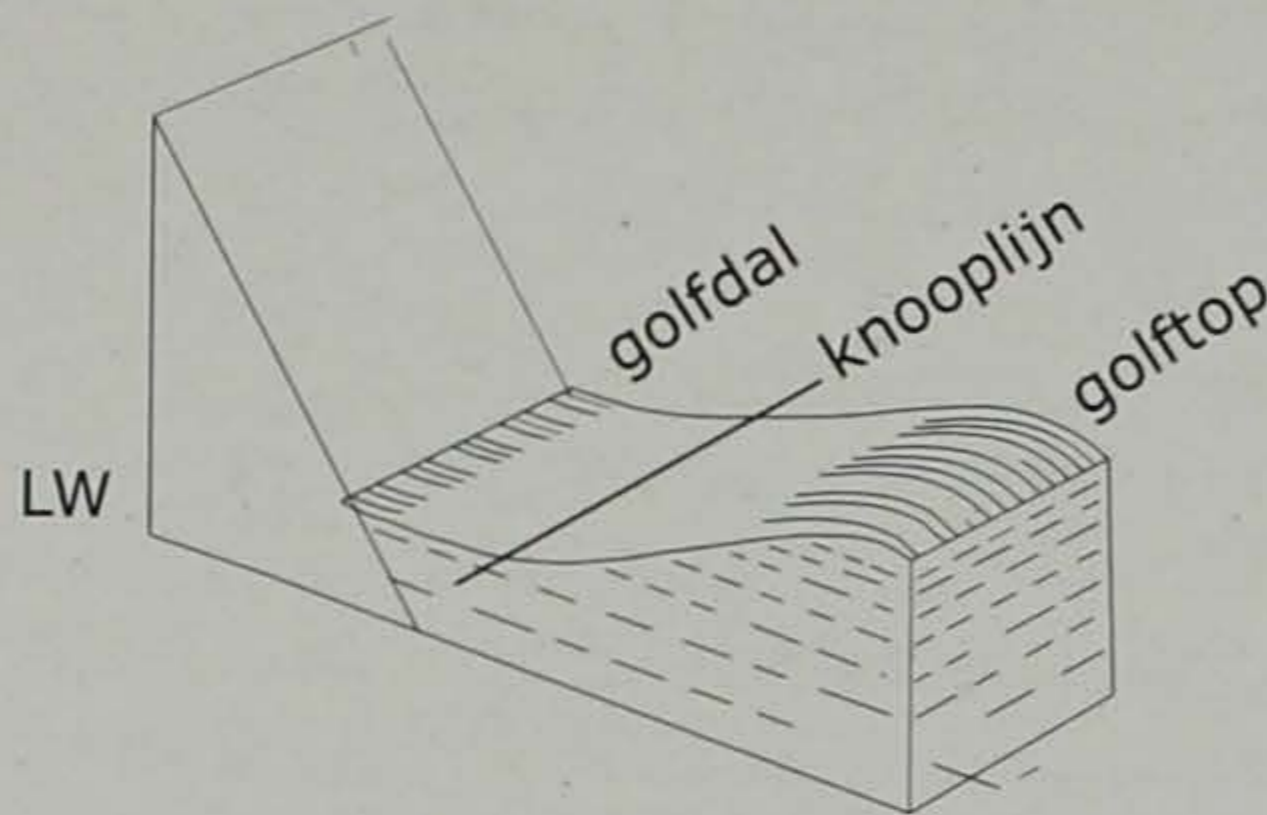
Het *amfidroom punt* (d.i. het draaicentrum van de staande golf) voor de Zuidelijke Noordzee ligt vòòr de kust van Norfolk. Daar blijft de tijhoogte nul. Met toenemende afstand tot dit punt neemt de tijhoogte toe (fig. 2/9). Omdat de Vlaamse kust oostwaarts naar dit amfidroom punt toeschuift vermindert de tijhoogte langs de Vlaamse kust van west naar oost.

$t = t_1$



Toestand op strand op ogenblik t_1 . Inkomende tijgolf bereikt de kust; hoog water op het strand

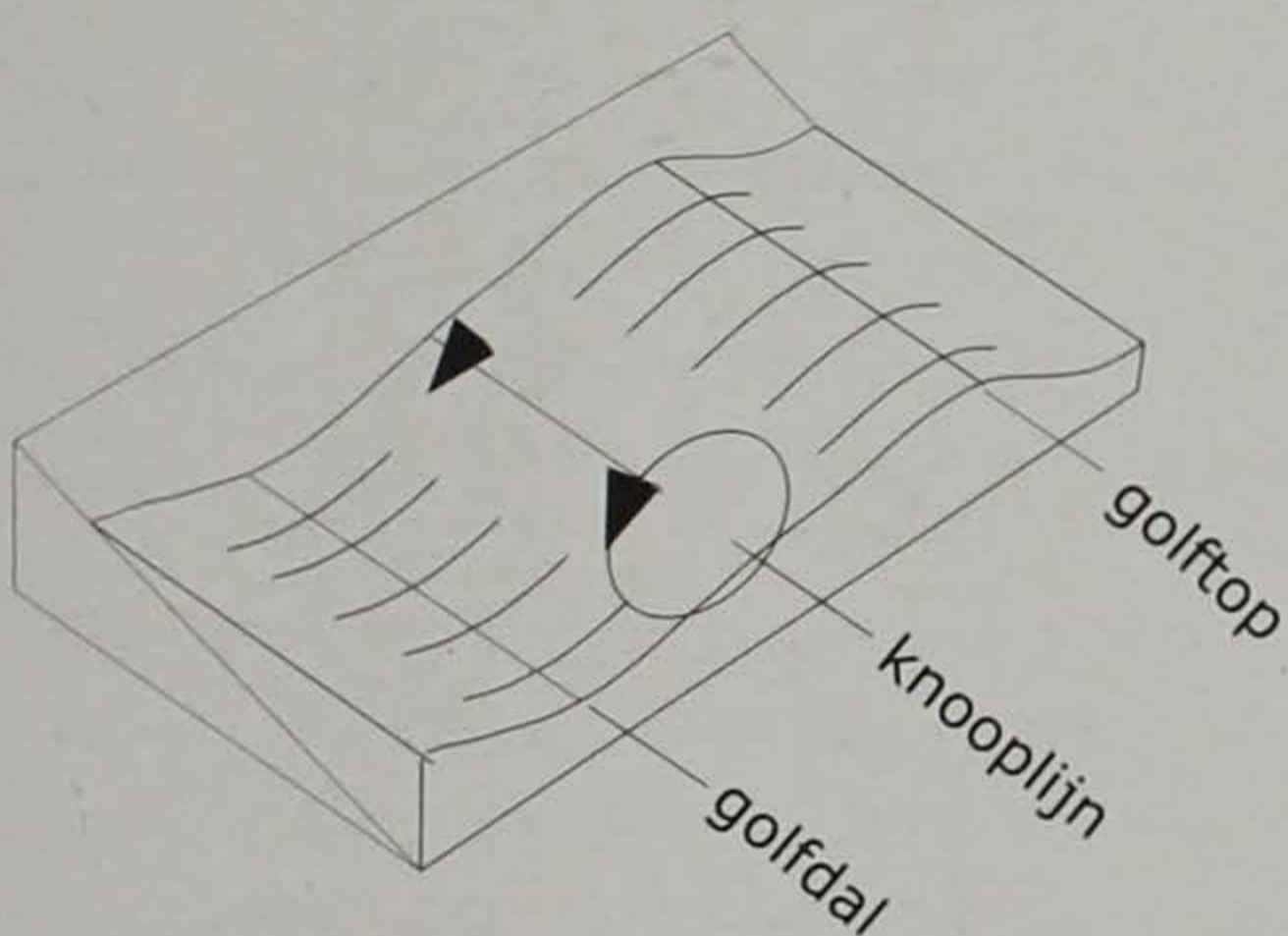
$t = t_1 + 6$ uur



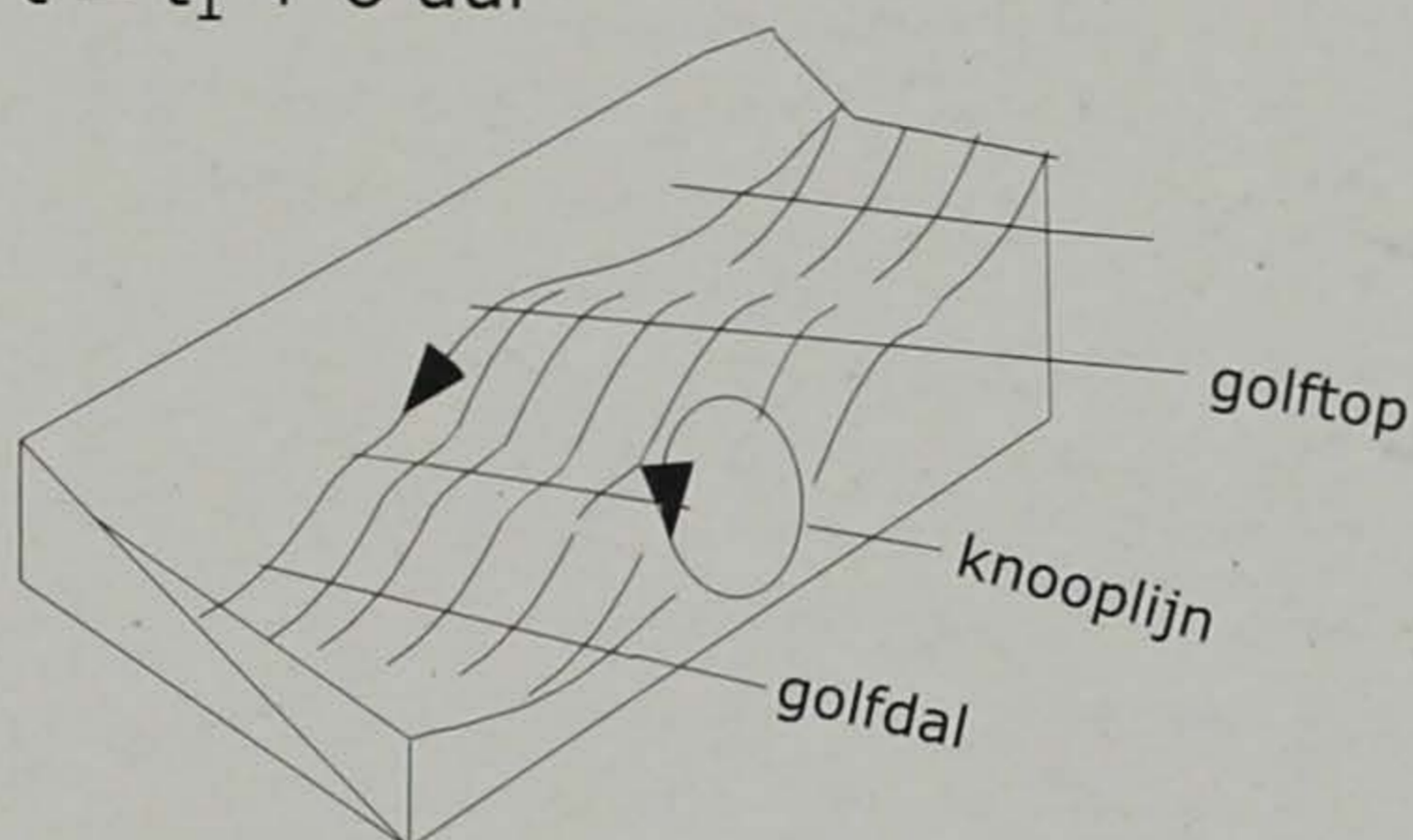
Toestand op strand op ogenblik $t_2 = t_1 + 6$ uur. Teruggekaatste tijgolf bevindt zich offshore; laag water op het strand

Vertikale beweging van het waterpeil langs het strand door aankomst en terugkaatsing van de tijgolf.

$t = t_1$



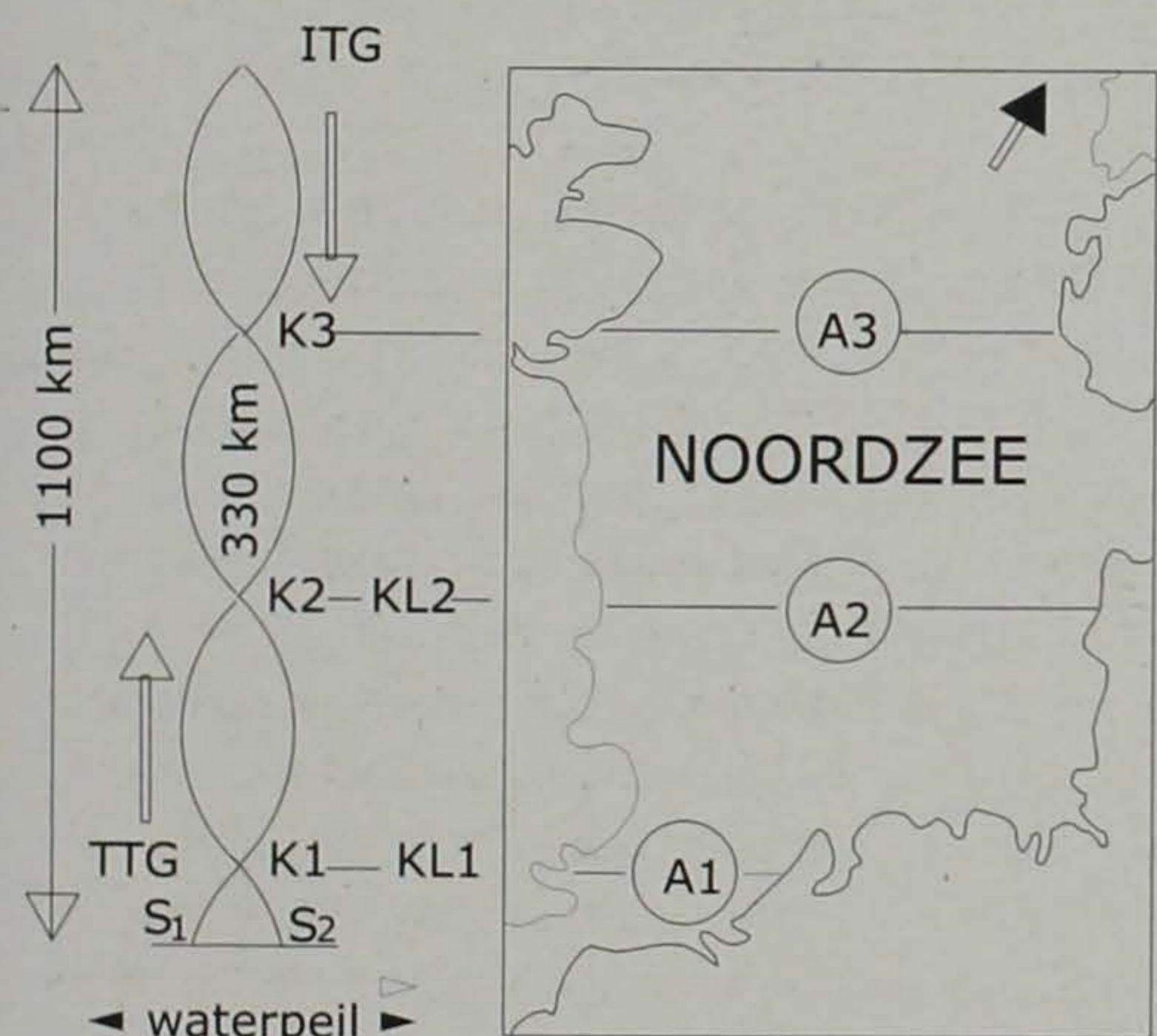
$t = t_1 + 6$ uur



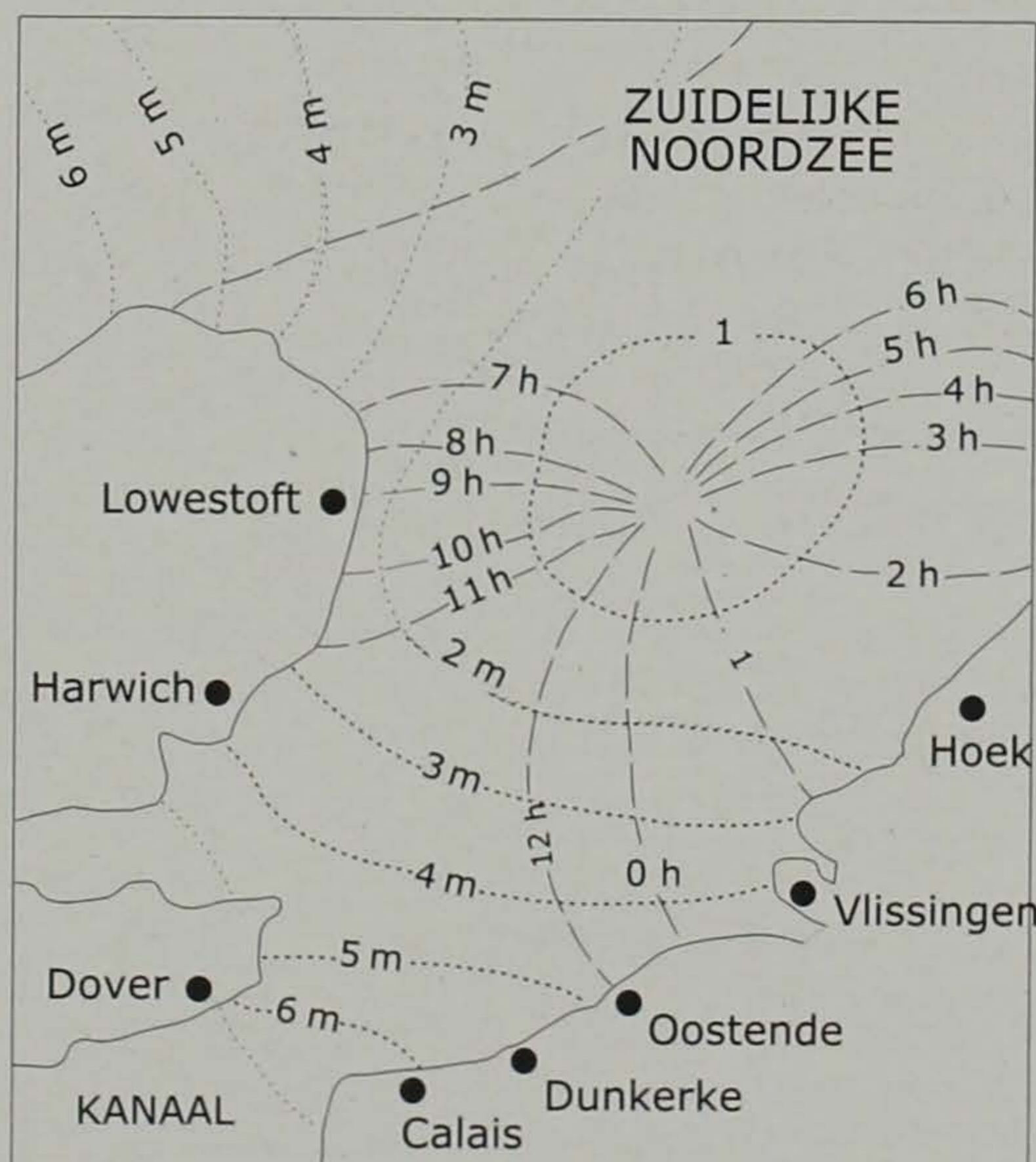
Roteren van de staande golf rond de amfidromie (A).
Passeren van de roterende tijgolf langs het strand.

Figuur 2/7

Springtij / doottij cycli gedurende een maand van 29 dagen.



- ITG inkomende tijgolf
- TTG teruggekaatste tijgolf
- K knoop van de staande tijgolf
- KL knooplijn van de staande tijgolf
- (A) Amfidromie van de roterende tijgolf
- S_1 = waterpeil in kustplaats S op tijdstip t_1
- S_2 = Waterpeil in kustplaats S op tijdstip t_2



----- = gelijke tijhoogte
----- = gelijke tijstand

Fig. 2/9

Het getij in de Zuidelijke Noordzee.
De amfidromie van Norfolk

Figuur 2/8

Het getij in de Noordzee.
Ontstaan van amfidromen.

5 De tijstroomen langs de Vlaamse kust

Doordat het getij zich als een golf verplaatst ontwikkelen er zich waterstromingen, *de tijstroomen*. Onderscheid tussen de verticale beweging van het waterpeil en de stroomrichting van het water gedurende het passeren van de tijgolf is belangrijk.

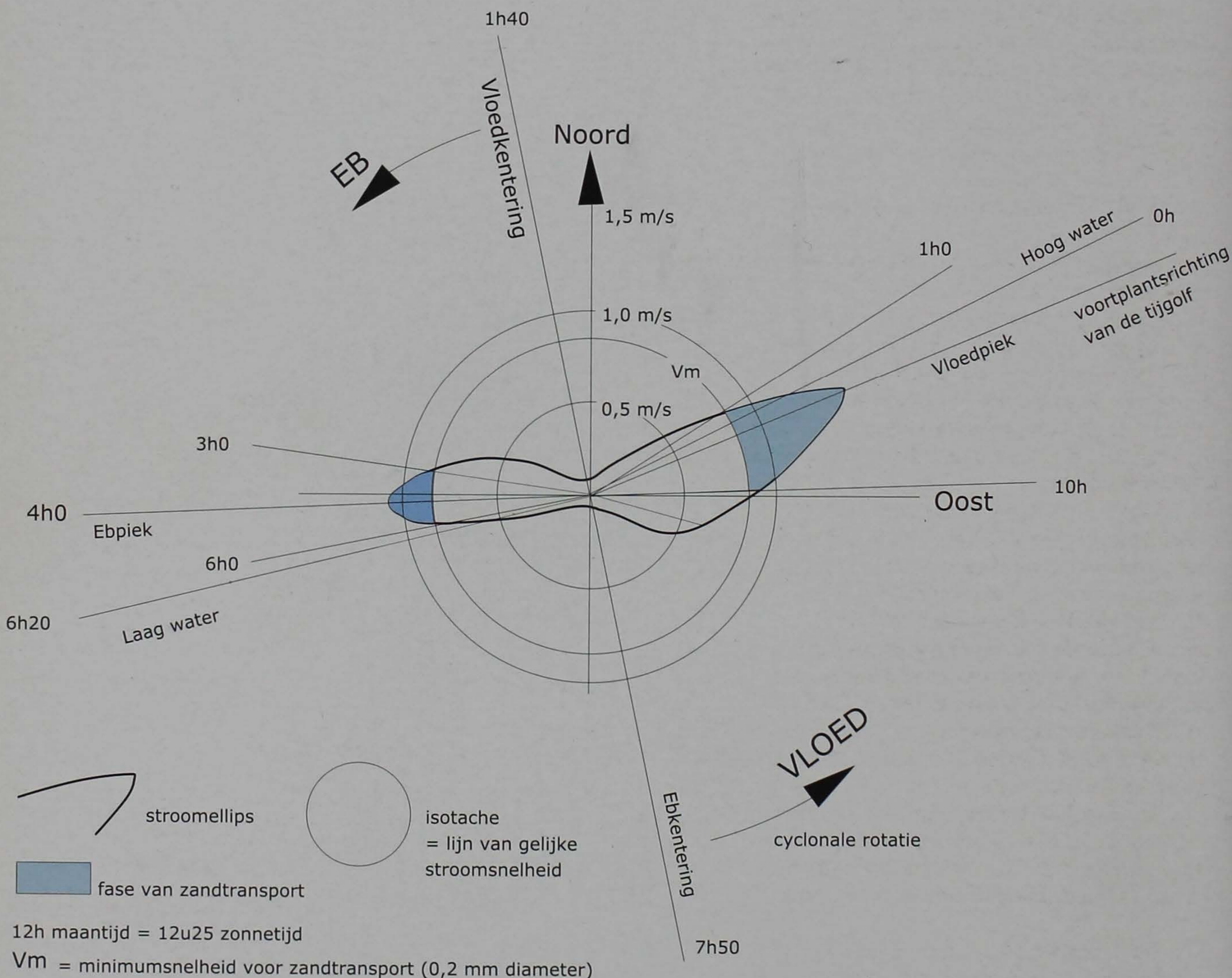
Vloedstroom is de tijstroom tussen half rijzend en half dalend water; *ebstroom* die tussen half dalend en half rijzend water (Codde en De Keyser, 1967). De *stroomroos* is een grafische voorstelling van de veranderingen van richting en snelheid van de stroming gedurende een tijcyclus met behulp van vectoren en van hun omhullende op een concentrisch cirkeldiagram met snelheden (fig. 2/10). De stroomrozen vòòr de Vlaamse kust hebben alle de vorm van langgerekte ellipsen met een westzuidwest-oostnoordoost hoofdas, min of meer parallel aan de kustlijn.

De *stroomkaarten van de stroomatlas* (uitgegeven door A.W.Z.) geven een cartografisch beeld van de gemiddelde snelheid en richting van de tijstroomen op verschillende ogenblikken van de tijcyclus (fig. 2/11). De *hydrografische kaarten* (uitgegeven door A.W.Z.) vermelden eveneens gegevens over de tijstroomen.

Figuur 2/10

Stroomroos voor de Vlaamse kust.

Schematische voorstelling van de kenmerken van de tijstroomen voor de Vlaamse kust en van snelheid, tijd, duur en richting van zandtransport door de tijstroomen gedurende een half-dagelijkse tijcyclus.



De figuur illustreert enkele belangrijke punten :

- 1 De voortplantingsrichting van de tijgolf is naar het ONO, parallel aan de kustlijn.
- 2 De richting van de vloedpiek is nagenoeg dezelfde.
- 3 De richting van de ebpiek ligt Z.t.W.
- 4 De stroomellips is uitgesproken uitgerokken in de richting van de pieksnelheden en vertoont twee insnoeringen bij de kenteringen.
- 5 De vloedpiek wordt bereikt 30 min. vòòr hoog water.
- 6 De ebpiek komt meer dan 2 uur vòòr laag water.

- 7 De maximale snelheden bereiken hier 1,5 m/s.
- 8 De snelheid bij vloedpiek is duidelijk hoger dan bij de ebpiek.
- 9 De vloedkentering gebeurt 1h40 na hoog water; de ebkentering 1h30 na laag water.
- 10 Bij kentering wordt de snelheid zeer gering; de omkering van stroomzin gebeurt zeer snel.
- 11 Rond de kenteringen staat de stroming min of meer loodrecht op de voortplantingsrichting van het getij.

De voornaamste kenmerken van de tijdstromen langs de Vlaamse kust kan men als volgt samenvatten.

Gedurende elke tijdcyclus draait de stroomrichting over een hoek van 360° (fig. 2/10). Gedurende de vloed blijft de **stroomrichting** nagenoeg gelijk aan de voortplantingsrichting van de tijgolf. Vòòr de Vlaamse kust is die grotendeels naar het noordoosten gericht. Gedurende het grootste deel van de eb is de tijdstroom naar het westzuidwesten gericht. **Kentering** is het ogenblik waarop de stroomrichting omslaat. De stroomsnelheid wordt dan minimaal en daalt gedurende korte tijd tot minder dan 0,2 m/s. Die omslag verloopt snel en gebeurt twee maal per tijdcyclus (van 12 u. 25 min. zonnetijd).

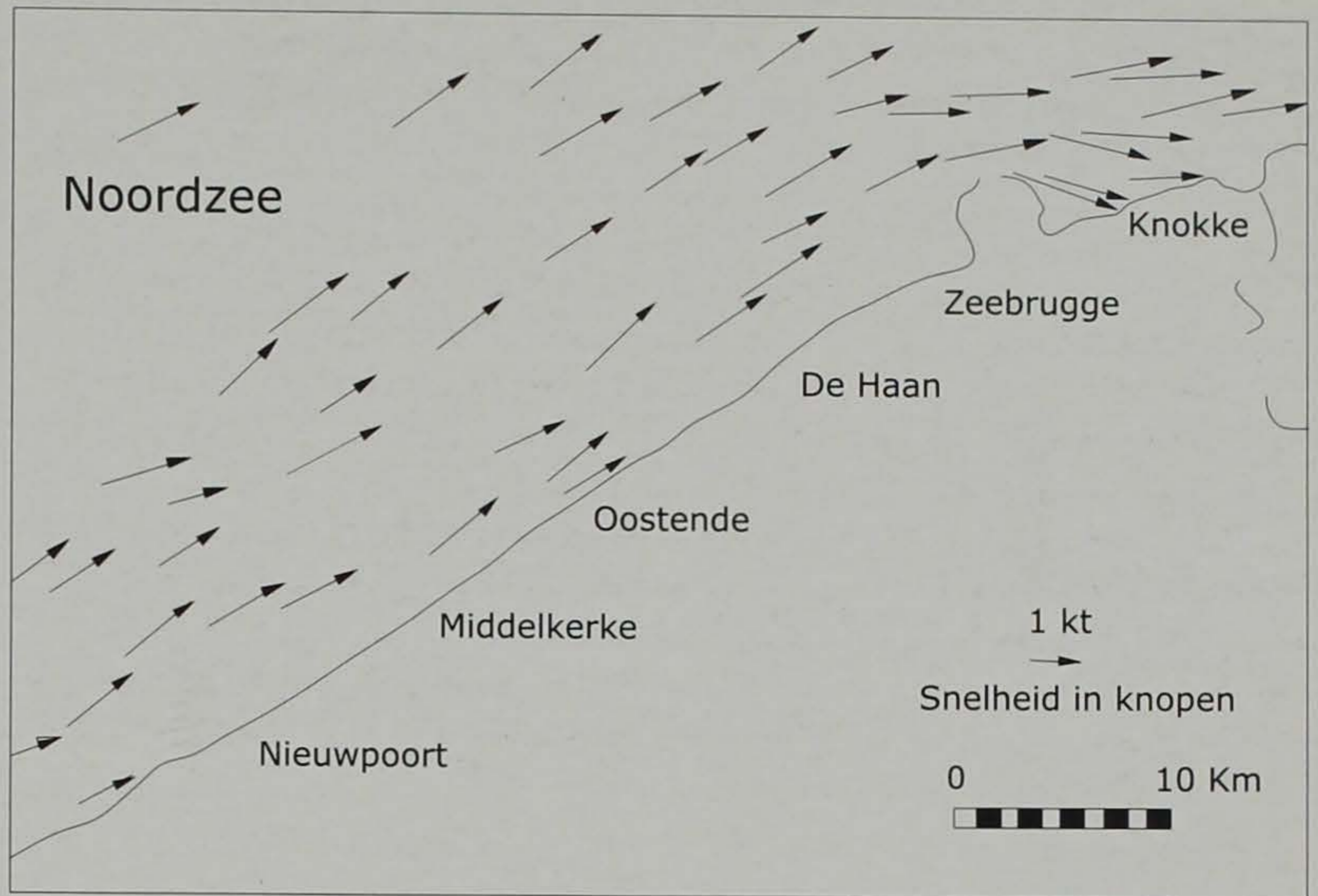
Gedurende elke tijdcyclus wordt tweemaal een maximale snelheid (pieksnelheid) bereikt: bij **vloedpiek** en bij **ebpiek**. In verband met het sedimenttransport langs de Vlaamse kust zijn die van groot belang omdat de snelheid dan voldoende groot is om zand te vervoeren (fig. 2/10).

Vòòr de Vlaamse kust is de **vloedpiek-stroom** naar het noordoosten gericht, min of meer parallel aan de kustlijn. De **ebpiek-stroom** is er naar het westzuidwesten gericht. Beide zijn dus tegengesteld en min of meer evenwijdig aan de kustlijn. De **vloedpieksnelheid** ligt hoger dan de ebpsnelheid. Bij vloedpiek springtij wordt er een stroomsnelheid tot 2 à 2,5 m/s gemeten (A.W.Z, Hydrografische kaart Vlaamse Banken), bij vloedpiek dood tij bereikt ze tot 1,1 à 1,8 m/s. Hierdoor duurt de eb er ook langer dan de vloed, staat het vloedgedeelte van de tijkromme er steiler dan het ebgedeelte en vertoont het getij een **zwakke asymmetrie**.

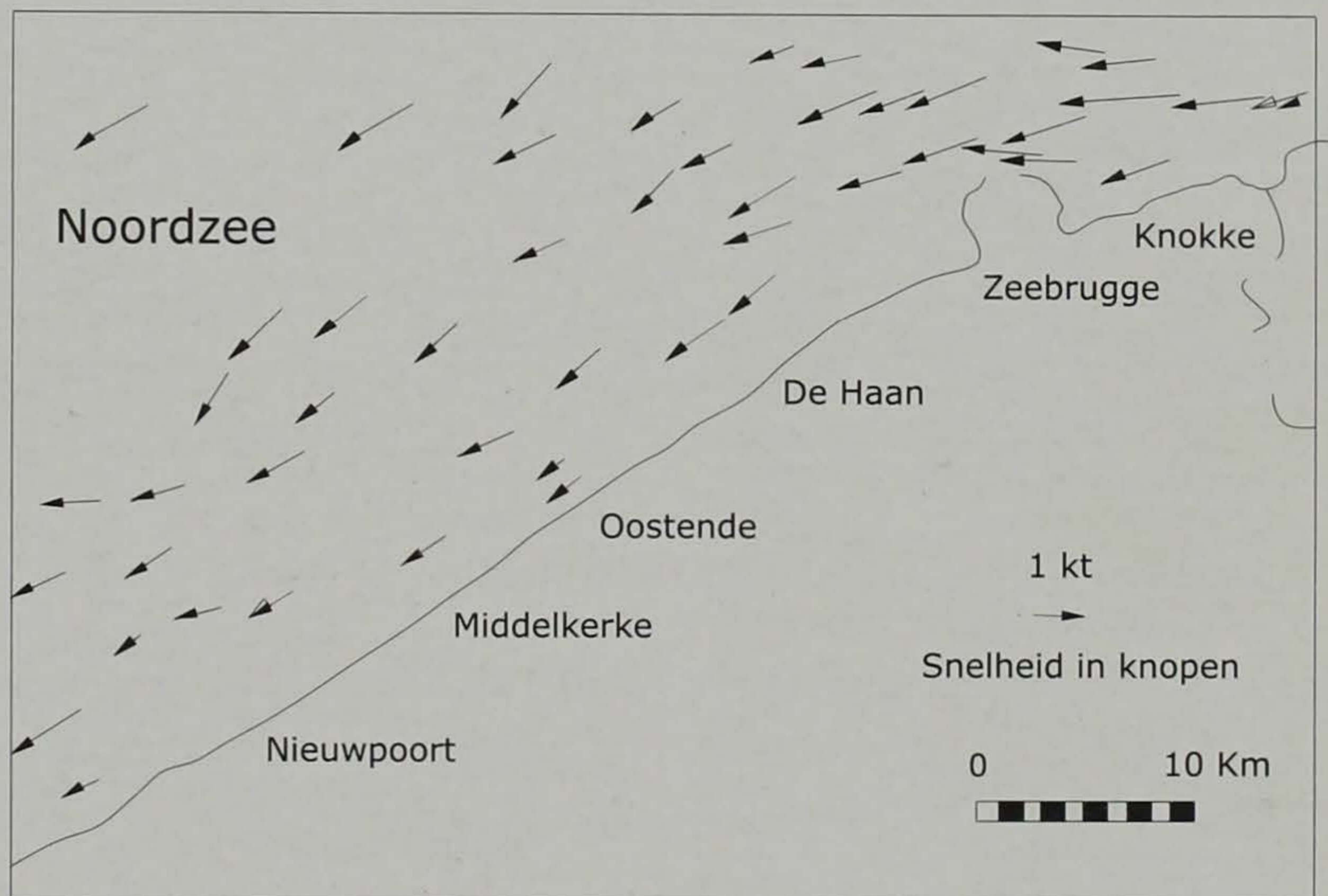
Vloedpiek en hoog water vallen niet samen; hetzelfde geldt voor ebpiek en laag water. Vloedpiek komt ongeveer 30 min. vòòr hoog water; ebpiek valt ongeveer 2 u. 20 min. vòòr laag water. De kenteringen gebeuren ongeveer 1 u. 40 min. na HW en 2 u. 30 min. na LW (Codde & De Keyser, 1967)*.

De eigenlijke waterbewegingen zijn nog veel complexer zoals **waterverplaatsingsdiagrammen** (fig. 2/12) en luchtfotografische opnames van de **slibspreading** in het water laten zien (foto 2/3).

Deze gegevens over stroomsnelheid en stroomrichting hebben betrekking op de **oppervlakkige waterbeweging**. Het is evenwel gekend dat de stroomsnelheid met de diepte parabolisch **afneemt** en dat de stroomrichting eveneens wijzigingen ondergaat. Die **diepteafname van de stroomsnelheid** (fig. 2/13) kan van belang zijn wanneer men oppervlakkige stroomsnelheden wil gebruiken om mogelijke zandverplaatsingen in te schatten.



Stroomkaart voor de Vlaamse kust.
Richting en snelheid van de vloedpiekstroom.



Stroomkaart voor de Vlaamse kust.
Richting en snelheid van de ebpiekstroom.

Figuur 2/11
Tijdstromen
Stroomkaart

*In deze tekst is geen onderscheid gemaakt tussen maantijd en zonnetijd, tenzij anders vermeld. Eén uur maantijd is ongeveer 1 u. 2 min. zonnetijd.

Foto 2/3

Slibwolk rond de oostdam in uitbouw.

De verticale luchtfoto illustreert de complexiteit van de waterbewegingen met vorming van een grote wervel aan de oostzijde van de oostdam bij vloedstroom.

De luwte aan de oostzijde van de dam kan de aanvoer van slib in de Baai van Heist helpen verklaren.

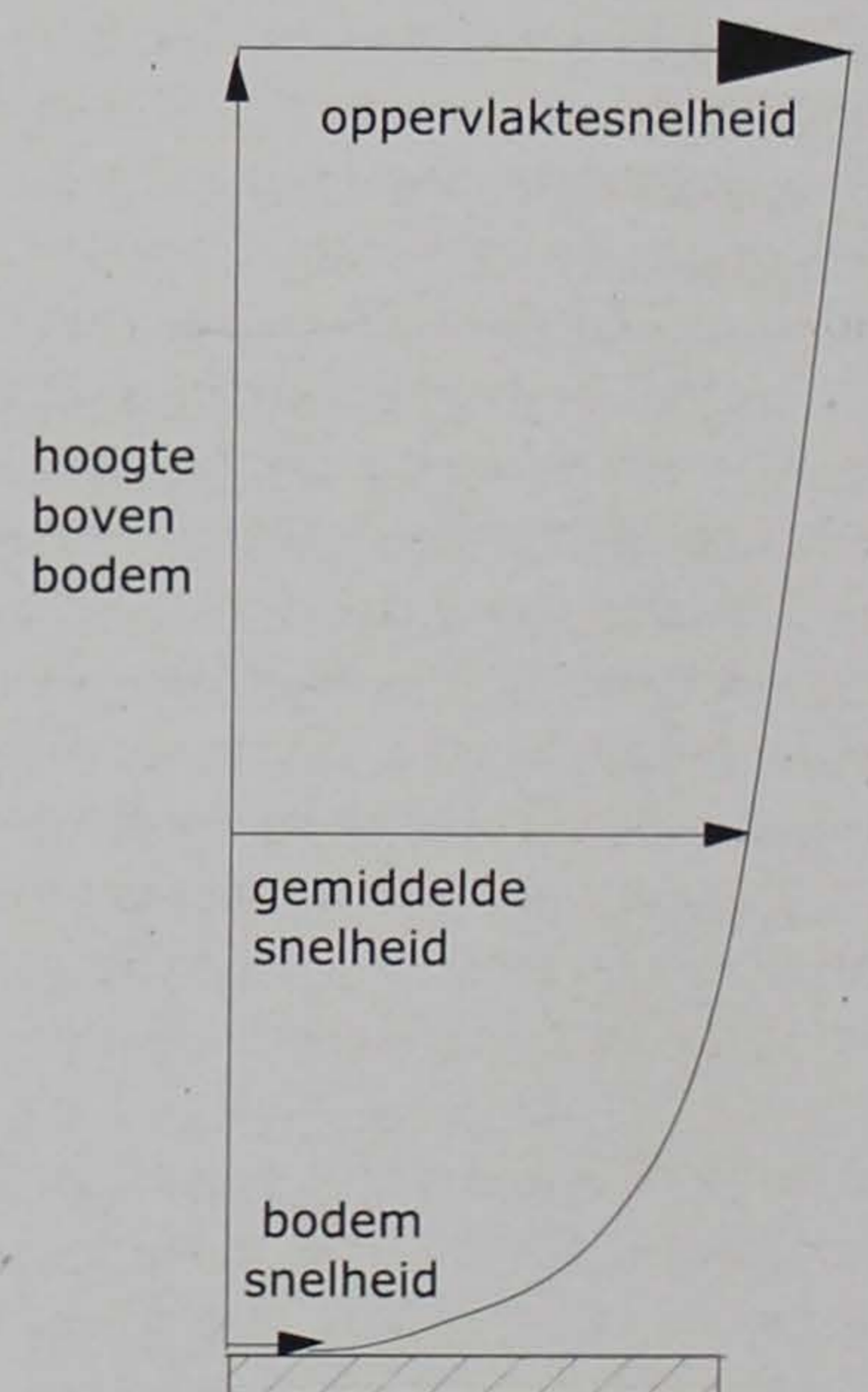
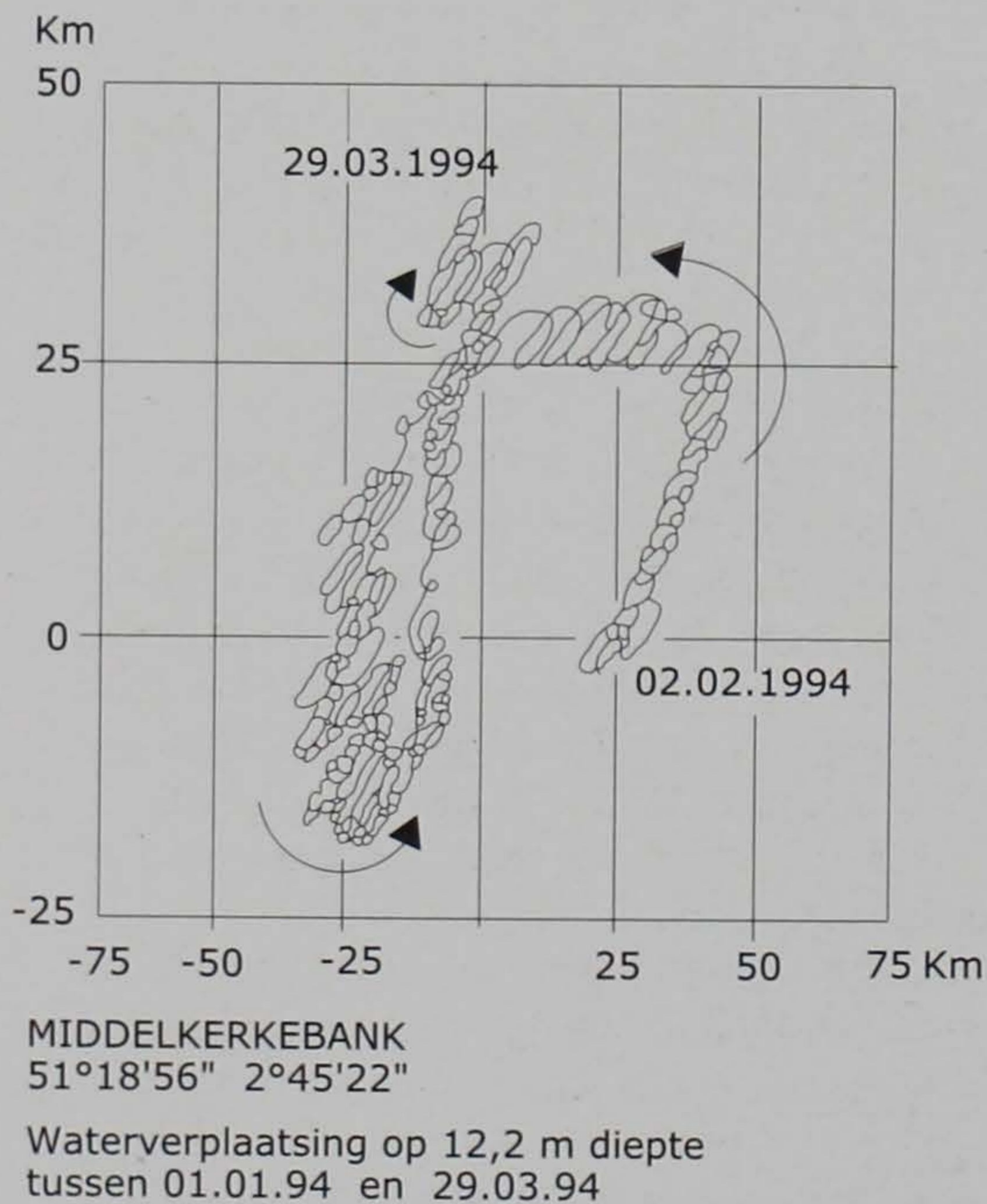
(Zeebrugge 1980)

Luchtfoto van het Nationaal Geografisch Instituut, tel. 02/629 82 82 met toelating A2172.



Figuur 2/12

Waterverplaatsingsdiagram



Figuur 2/13

Stroomparabool. Verandering van de stroomsnelheid met de diepte.

6 Golven in de kustzone

6.1 Golftypes en golfkenmerken

Oppervlaktegolven doen zich voor aan het wateroppervlak. De vraag is of zij ook op de bodem inwerken en in welke mate zij instaan voor zandtransport en reliëfvorming in de vooroever en op het overstroomde strand.

Windgolven zijn oppervlakkige golven ontstaan door de sleepkracht van de bewegende lucht op het wateroppervlak. Golven die zich ontwikkelen onder invloed van het lokale windveld noemt men *zeegang*. *Deining* zijn golven die buiten het opwekkend windveld doorlopen of die na het wegvallen van de wind achterblijven.

Zeegang en *deining* zijn goed te onderscheiden aan hun morfologische kenmerken. *Zeegang* is onregelmatig, heeft een gerimpeld oppervlak, steile hellingen, korte kammen gescheiden door zadels en vertoont snel schuimkopjes (vanaf windkracht 3 à 4 Beaufort). *Deining* is regelmatig, vertoont een glad oppervlak, zwakke hellingen en lange kammen. *Deining* kan optreden bij lokale windstilte of ook in richtingen verschillend van de lokale wind. Hierdoor kunnen complexe golfpatronen ontstaan.

Naast windgolven bestaan er ook *stromingsgolven*. Die vormen zich door werking van de zwaartekracht en manifesteren zich aan de oppervlakte van stromend water mede onder invloed van bodemoneffenheden.

Verder bestaan er ook *inwendige golven* die op grotere diepte tot ontwikkeling komen op het grensvlak tussen twee waterlagen met verschillende dichtheid, de onderste groter dan de bovenste. Over het algemeen is de menging van het water in onze kustzone zo groot dat inwendige golven hier niet voorkomen.

De voornaamste *kenmerken van windgedreven oppervlaktegolven* zijn de *golfhoogte* (het verticale hoogteverschil tussen een golftop en een golfdal), de *golflengte* (d.i. de afstand tussen twee opeenvolgende golftoppen), de *voortplantingsnelheid*, de *periode* (d.i. de tijd tussen het passeren van twee opeenvolgende golftoppen), de *golfrichting* en de *golfsteilte* (gedefinieerd als de verhouding golfhoogte / golflengte).

De *golfhoogte* hangt niet alleen af van de windsterkte maar ook van de duur van het windveld en van de lengte van de *windbaan* (*fetch*, *windstrijk*), dit is de afstand waarover

de golven door de wind aangedreven geweest zijn. Een stormdepressie over de centrale Noordzee geeft een veel langere windbaan dan een gelijkaardige storm over de zuidelijke Noordzee.

De *golfrichting* is langsstrands, dwarsstrands of schuin. Langsstrandse golven bewegen in langsrichting van de kust. De golfkammen staan loodrecht op de kustlijn. Dwarsstrandse golven bewegen naar de kust toe. De golfkammen lopen parallel met de kustlijn.

De *golflengte* (d.i. de loodrechte afstand tussen twee opeenvolgende golfkammen) is een belangrijk gegeven omdat de diepte tot waar golven inwerken (de *golfbasis*) daarmee verband houdt. Spijtig genoeg blijkt er geen eenvoudig verband te bestaan tussen golflengte en golfhoogte. Aan de andere kant hangt de *energie van de golven* vooral af van de golflengte, de golfhoogte, de frequentie (of periode) en de voortplantingsnelheid. Die laatste kan afgeleid worden uit de verhouding golflengte/periode.

Een belangrijke vraag is dan ook welke *hoogte* en vooral welke *maximale hoogte* de golven in de kustzone bereiken. Als parameter gebruikt men dikwijls de *significante hoogte*, dit is de gemiddelde hoogte van de 33% hoogste golven. Hiervoor moet wel een golfspectrum opgenomen worden. Bij de storm van 28 februari 1990 werd op de A2 boei vòòr Zeebrugge, enkele kilometer buitengaats, een significante hoogte gemeten van iets meer dan 4 meter. De gemiddelde hoogte van de 1% hoogste golven bereikte er toen 6 meter terwijl die op de Westhinder, een veertigtal km buitengaats, 8,5 m bereikte (bron: AWZ, Oostende). Dit illustreert het afremmend effect van de ondiepe banken. Golven van meer dan 4 meter hoogte in de vooroeverzone langs de Vlaamse kust zijn uitzonderlijk.

Hoge golven kunnen zich ook plots ontwikkelen bij waterhozen (windhozen die op zee ontstaan). Die vormen zich bij sterke opwarming van het zeeoppervlak en dus vooral 's zomers in de namiddag. Op 17 juli 2004 trad zo'n plotse golfontwikkeling op voor de Vlaamse kust. Op de Oostendse pier trok de wind op minder dan één uur tijd op van 20 km/uur naar 100 à 110 km/uur. De significante hoogte van de golven bereikte in dezelfde tijd 0,7 à 1,4 m. Dit *event* duurde 1 à 2 uur. De weerslag van zo'n *event* op de strandmorfologie en op de stranddynamiek registreren ware een belangrijke opdracht.

Het effect van een bepaald *golfklimaat* op de strandmorfologie is beïnvloed door de duur dat het op de kust inwerkt.



Foto 2/4

**De branding met
schuimkopbrekers te
Klemskerke (Vosseslag)
in 1981**

6.2 Golfwerking

Om de werking van de golven te begrijpen is inzicht in *de beweging van de waterdeeltjes* bij het passeren van een golf nodig. Van groot belang is vooral te weten vanaf welke diepte de beweging van de waterdeeltjes bij het passeren van een golf het bodemsediment kan beroeren en verplaatsen, d.w.z. op welke diepte de *golfbasis* ligt.

6.2.1 Oscillatiegolven

Waterdeeltjes aan het oppervlak van een golf beschrijven een cirkelvormige beweging (*orbitale*) in een vertikaal vlak met een middellijn gelijk aan de golfhoogte (fig. 2/14).

Elk deeltje gaat door het hoogste punt van die orbitale bij het passeren van de golfkam en door het laagste punt bij het passeren van het golfdal. Bij het passeren van de golfkam is de beweging van het waterdeeltje voorwaarts, d.w.z. in de voortplantingsrichting van de golf. Bij het passeren van het golfdal beweegt het deeltje in tegengestelde richting.

Er is dus geen netto verplaatsing van waterdeeltjes. Ook in de diepte beschrijven de opeenvolgende waterdeeltjes een cirkelvormige beweging. De diameter wordt echter kleiner naarmate men dieper gaat. De beweging van de waterdeeltjes wordt verwaarloosbaar klein

beneden een waterdiepte gelijk aan de *helft van de golflengte*. Daar ligt de *golfbasis*.

Met *diep water* bedoelt men water waarvan de diepte groter is dan de helft van de golflengte. Hoe groter de golflengte, des te groter is de diepte tot waar de golven zich laten voelen.

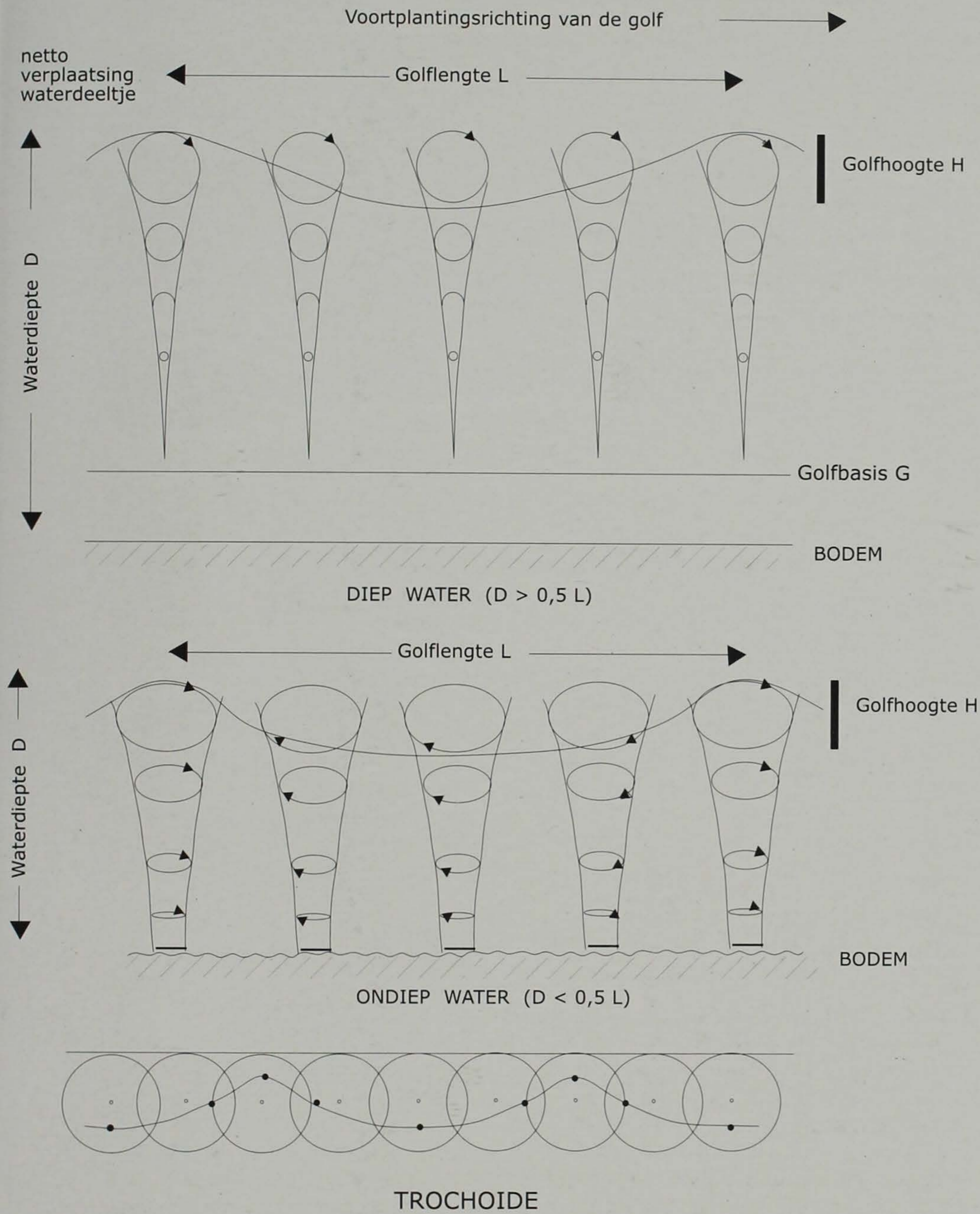
6.2.2 Translatiegolven

In *ondiep water*, d.w.z. als de waterdiepte kleiner is dan de helft van de golflengte, beschrijven de waterdeeltjes geen cirkelvormige beweging meer, maar wel afgeplatte ellipsen. (fig. 2/14). Hoe dieper men gaat, hoe meer de afplatting toeneemt. Tegen de bodem aan wordt de beweging van de waterdeeltjes dan herleid tot een heen- en weer gaande lijnvormige verplaatsing. Die kan leiden tot symmetrische ribbelformige ophoping van zandkorrels (*golfrubbels*) zonder dat er daarbij noemenswaardig transport gebeurt.

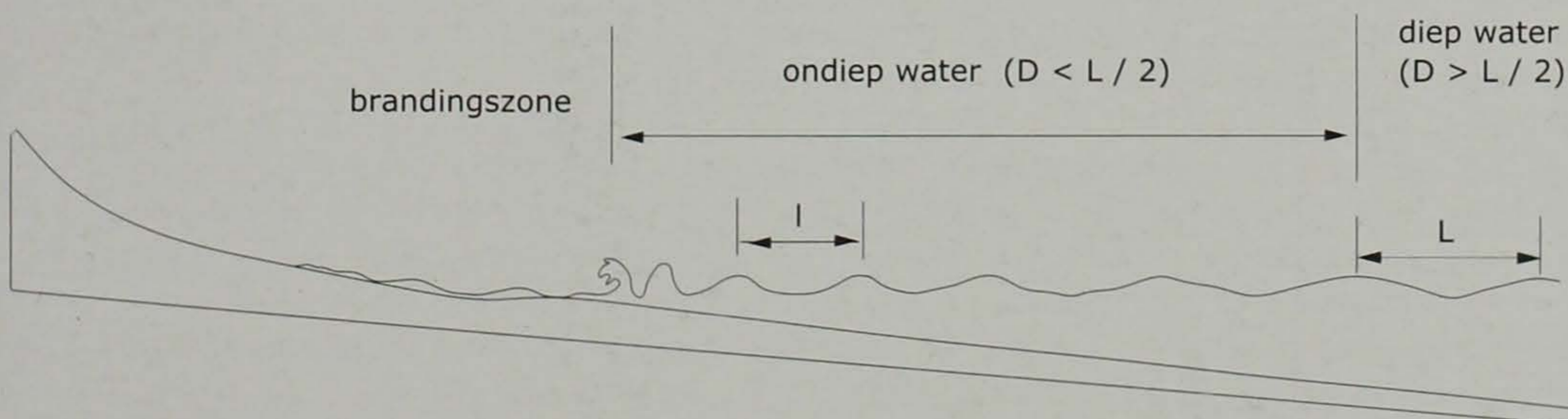
6.3 Golfvervorming

Bij het *naderen van de kust* ondergaan de golven *vervormingen* ingevolge de vermindering van diepte (fig. 2/15). Daartoe behoren toename van de golfhoogte, toename van de golfsteilte, zwenking en breken van de golven (foto 2/5).

Figuur 2/14
Beweging van de waterdeeltjes onder de passerende golf.



Figuur 2/15
Verandering van de golfkenmerken in de voor-oeverzone.

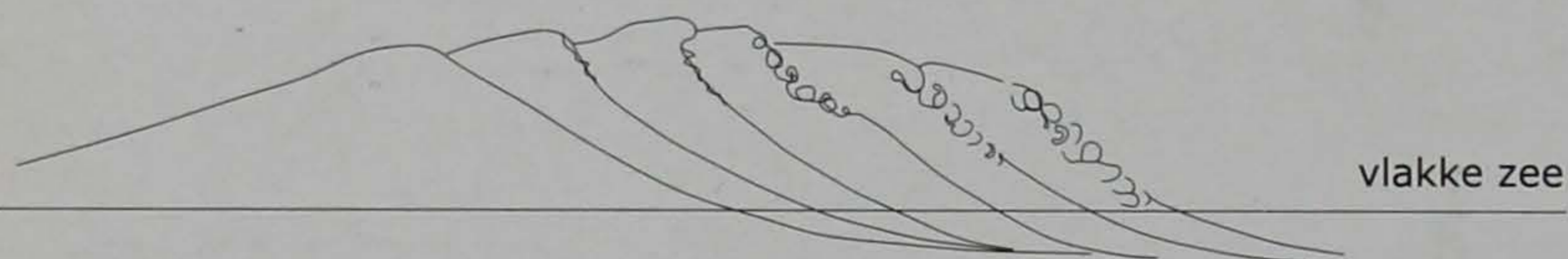


L = oorspronkelijke golflengte in diep water l = golflengte in ondiep water
 H = oorspronkelijke golfhoogte in diep water h = golfhoogte in ondiep water
 D = bodemdiepte

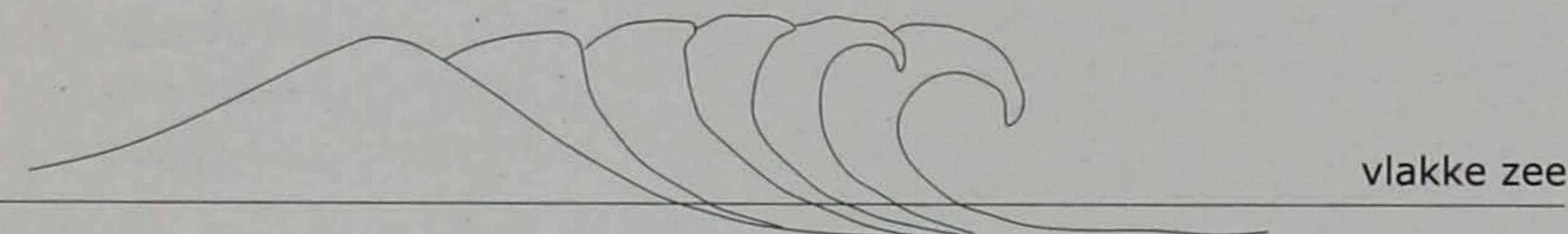


Figuur 2/16
**Zwenking door refractie
 tegen de oplopende
 vooroeverbodem**

Schuimkopbreker



Stortbreker



Figuur 2/17
Enkele brekertypes

6.3.1 Zwenking

Zwenking is de strandwaartse afbuiging van schuin invallende of langsstrands lopende golven ingevolge ongelijkmatige afremming tegen de zijdelings oplopende bodem (refractie) (fig. 2/16). In ondiep water neemt de golfsnelheid af met de diepte in de waterkolom. De golfgedeelten dichtst bij de oever gelegen worden meer afgeremd zodat de golven landwaarts gaan afbuigen.

Zwenking veroorzaakt langsstrandse stroming in de vooroeverzone (zwenkstream of "*kuststroom*"). Gezwenkte golven kunnen naast wind, de tijstroom aanwakkeren of tegenwerken. Zwenking doet zich overigens ook voor waar eolische ribbels en megaribbels, die door langsstrandse wind verplaatst worden op het droog strand, aan de voet van het duinfront landwaarts afbuigen om de steile helling van het duinfront op te lopen (foto 1/3).

Goed gekend is de vervorming van het golfpatroon in functie van de bodemtopografie en van de kustconfiguratie (zoals geïllustreerd door de constructie van bodemorthogonalen). Rond kapen en planconvexiteiten veroorzaakt de refractie convergentie van de golfenergie en toename van de golfhoogte; in baaien en planconcave stranden veroorzaakt ze divergentie van de golfenergie en afname van de golfhoogte.

6.3.2 Brekers en branding

Zolang de golfhoogte kleiner blijft dan één veertigste van de golflengte vertoont de golf een *sinusoïdaal profiel*. Wordt ze groter dan verandert het golfprofiel in een *trochoïde*, d.i. een gebogen lijn zoals die gevolgd door een punt op de spaak van een wiel dat draaiend langs zijn as vooruitschrijdt (fig. 2/14). Er ontstaan dan golven met scherpe, nauwe golftoppen en brede golfdalen. Als de steilte zo toeneemt dat de golfhoogte groter wordt dan één tiende van de golflengte wordt de trochoïde instabiel. Dit gebeurt o.a. bij het naderen van een oplopende vooroever. Ingevolge dieptevermindering worden de diepe waterdeeltjes in hun beweging afgeremd zodat de oppervlakkige waterdeeltjes hen voorbij lopen. De golftoppen beginnen dan over te krullen en de golven breken. Directe windwerking op de golftoppen kan eveneens tot breken leiden.

Brekers zijn golven die in min of meerdere mate instabiel worden doordat de bovenkant sneller gaat lopen zodat de golfkam overstort of ineenzakt. Hierdoor wordt de waterbeweging chaotisch. Brekers ontstaan door verhoging van de golven in ondiep water gepaard gaande met een toename van de steilte (fig. 2/15). Brekers, vooral stortbrekers (foto 2/7) veroorzaken een heftige beroering van het bodemsediment die met erosie en zandtransport kan gepaard gaan.

Branding is de min of meer brede zone in de vooroever en op het overstroomde strand waar de golven brekend aanlopen (foto 2/4). De breedte neemt toe naarmate de golven hoger worden, in feite naarmate de golfbasis dieper valt.

Door vormverandering van de golven in de brekerszone kunnen verschillende *types brekers* ontstaan (fig. 2/17). Daartoe behoren schuimkopbrekers (*spilling breakers*), stortbrekers (*plunging breakers*), inzakkende brekers (*collapsing breakers*) en oplopende brekers (*surging breakers*).



Foto 2/5

Verandering van de golfkenmerken bij overgang naar ondiep water. Ontwikkeling van schuimkopbrekers in het ondiepe water.

De Haan (Golf) KP 38
(mei 1979)



Foto 2/6

De foto toont inkomende dwarsgolven met oploop op de hellende zeewering, terugloop van het golfwater en interferentie van het teruglopend water met inkomende schuimkopbrekers. Golffonteinen nabij de kilometerpaal.

Wenduine (KP 43)
(januari 1993)

6.3.3 Oploop en terugloop

Oploop (swash) is een verschijnsel waarbij invallende golven zeewaarts afhellende oppervlakken (strandruggen, hellende zeeeringen) oplopen. Daarbij klimt het aanstormend golffront de helling min of meer hoog op (foto 2/6). Merkwaardig is dat het golffront bij de omloop een *tongvormig of lobvormig* verloop aanneemt (foto 2/8). Dit laat zich goed zien aan de vervorming van winterse ijsrichels (foto 1/34).

Terugloop (backwash) is het verschijnsel waarbij het golfwater dat de helling tot de maximale hoogte opgelopen is zeewaarts terugstroomt vóór de volgende golf aankomt. (foto 2/6)

6.4 Golfinterferentie

6.4.1 Samengestelde golven

Samengestelde golven ontstaan als eenvoudige golven interfereren hetzij omdat ze elkaar inlopen, hetzij omdat ze elkaar kruisen (bij verschillende voortplantingsrichting). Dit gebeurt als verschillende windvelden op korte afstand van elkaar liggen, als zeegang en deining interfereren of ook als stromingsgolven en windgolven interfereren. Door golfinterferentie kunnen golven versterken maar ook verzwakken. Interferentie van inkomende en teruggekaatste golven leidt tot golfverhoging en tot de vorming van *spectaculaire golffonteinen* zoals men die bij storm kan waarnemen vóór zeeeringen (foto 2/7).

6.4.2 Randgolven

Randgolven kan men zich voorstellen als kunstparallelle staande golvingen in de vooroeverzone. Ze vertonen min of meer transversale golvingen waardoor een dubbelkammig golfpatroon ontstaat (fig. 2/18). Als het patroon stabiel blijft wisselen langsstrands stroken met hogere brekers af met stroken waar die lager blijven. Langs de plan-golvende vloedlijn vindt men dan een opeenvolging van plaatsen waar de golven sneller en hoger oplopen en andere waar ze achterblijven en lager zijn.

Een eenvoudige verklaring voor randgolven doet beroep op interferentie van invallende en teruggekaatste golven. Randgolven worden ook toegeschreven aan resonantie waarbij golffrequentie en vooroevermorfologie een rol spelen. De transversale golvingen zijn dan langsstrandse golven of opeenvolgende terugstroombanen van opgestuwd strandwater waarlangs het waterpeil lager ligt en waar-tussen zich celvormige stroompatronen ontwikkelen.

Dit golfpatroon wordt ingeroepen om de ontwikkeling van planvorm-golvende vloedlijnen en andere ritmische vormen te verklaren (fig 2/18). Proces en vorm zouden elkaar activeren. Voor het werkingsmechanisme kan men verder terecht in de verklarende Woordenlijst onder "Ritmische vormen".

Figuur 2/18
Randgolven en hun ontstaan.

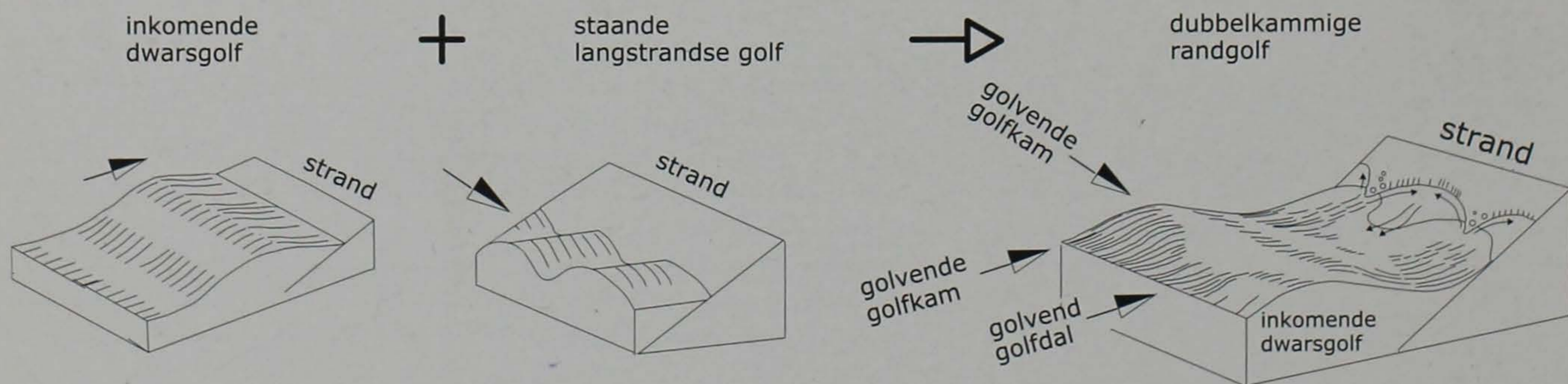




Foto 2/7

De foto toont op de voorgrond schuimkopbrekers en verder zeewaarts stortbrekers en golffonteinen ontstaan door reflectie van golven tegen de westdam en interferentie met inkomende dwarsgolven.

Zeebrugge
(1980)



Foto 2/8

Lobvormige golfploop langs de laagwaterlijn.

De Haan (Nieuwmunster) KP 42
(09-2003)

7 Sedimenttransport en reliëfvorming in een stromend midden

7.1 De transportketen: erosie, transport en afzetting

Slib, zand en grint zijn onderhevig aan verplaatsingen door de wind, de waterstroming en de golfwerking. Vanuit morfologisch oogpunt omvat de transportketen drie schakels: opname van materiaal, vervoer van materiaal, afzetting van materiaal. *Erosie* omvat processen van losmaken van materiaal en van opname van korrels in een bewegend midden. Erosie wordt voorafgegaan door fysische, chemische en biogene *verwerking* die het gesteente doet uiteenvallen.

Erosie vereist *transport* dat het losgemaakte zand wegvoert. *Afzetting* vereist transport dat zand aanvoert. Transport vormt de link tussen erosie en afzetting. Erosie en afzetting laten beide hun sporen in het reliëf achter; transport doet dit o.a. onder de vorm van gefixeerde ribbels.

De voorwaarden voor erosie, voor transport en voor afzetting houden sinds lang tal van onderzoekers uit diverse richtingen bezig. Er is veel onderzoek gebeurd naar de fundamentele processen bij het stroomtransport. Er zijn ook tal van numerische uitdrukkingen voorgesteld om de processen, vooral die van het partikeltransport in stroom- en windtransport, in wetmatigheden uit te drukken. Het is niet de bedoeling hier de bevindingen van die vele onderzoeken te behandelen.

Voor de geomorfoloog zijn trouwens niet alleen de fundamentele wetmatigheden die het gedrag van de sedimentpartikels bepalen van belang maar stelt zich vooral de vraag naar het begrijpen van de meer complexe mechanismen en processen die de reliëfvorming en de reliëfontwikkeling in de natuur beheersen.

7.2 Reliëfvorming

Differentiële erosie, sedimenttransport en differentiële afzetting bepalen de reliëfvorming, de vormverplaatsing en de vormevolutie.

Differentiële erosie houdt in dat de erosie op de ene plaats belangrijker is dan op de andere. Anders is er alleen verlaging zonder dat zich nieuwe reliëfvormen ontwikkelen. Reliëf is immers een gevolg van hoogteverschillen. Door differentiële erosie ontstaan erosieve reliëfvormen (zoals muien, windkerven).

Differentiële afzetting houdt in dat

afzetting op de ene plaats belangrijker is dan op de andere. Daardoor ontstaan accumulatieve reliëfvormen (zoals duinen, barchanen).

Het differentieel karakter is een gevolg van verschillen in stromingskenmerken maar ook van verschillen in weerstand van het aangesneden materiaal of in de afzettingsnelheid van het materiaal in transport. Niet alleen de korrelgrootte, maar ook andere materiaalkenmerken zoals de cohesie, de wrijvingkenmerken, de dichtheid en de vorm van de korrels bepalen de *verplaatsbaarheid*.

De partikelgrootte bepaalt de *competentie* van de stroming. Dit is de maximale korrelgrootte die bij een bepaalde stroomsnelheid en soortelijk gewicht kan vervoerd worden. Daarnaast is ook de *capaciteit* van de stroming van belang. Dit is de maximale lading die onder de gegeven omstandigheid kan vervoerd worden. Meestal bestaat de lading immers uit een mengsel van korrelgrootten.

De herkomst van dit materiaal kan veraf in zee gesitueerd zijn, het kan ook uit de vooroeverzone aangevoerd zijn. Meestal heeft het een zeer lang en complex aanvoertrajec achter de rug.

Onder bepaalde omstandigheden, waartoe vooral de aard van het gesteente en het klimaat behoren, kan *differentiële verwerking* optreden waardoor specifieke reliëfvormen ontstaan. Dit is bijvoorbeeld het geval met kalksteenkarst.

7.3 Bewegingstoestand van losse partikels. Transportvoorwaarden.

In het geval van waterstroming of van windwerking treden erosie, transport en afzetting op van zodra het stromend water of de wind bepaalde *kritische snelheden* ("competente snelheden") bereiken. Die hangen af van de *korrelgrootte* en ook van de *wrijvingskrachten* en de *cohesiekrachten* tussen de korrels. De zandkorrels vertonen weinig cohesie. Die verandert trouwens met het watergehalte. Het fijnere slib vertoont een grote cohesie, maar die valt grotendeels weg als het slib niet geconsolideerd is. Dit laatste geldt voor slib dat pas bezonken en waterverzadigd is. De *capillaire zuigkrachten* die de zeer fijne partikels bijhouden vallen dan grotendeels weg. Doordat de slibpartikels zoveel kleiner zijn dan zanddeeltjes kunnen ze dan gemakkelijk in suspensie gaan.

De klassieke *grafiek van Hjülström* geeft op vereenvoudigde wijze het verband weer tussen korrelgrootte, stroomsnelheid en bewegingstoestand van het korrelig materiaal

(fig. 2/19). De invloed van andere factoren zoals de waterdiepte of de bodemruwheid en de complexiteit van de korrelgrootteverdeling wordt evenwel niet in rekening gebracht. Die grafiek is een voorbeeld van een onderzoekresultaat op *partikelniveau*.

Telkens de kritische snelheid overschreden wordt, kan materiaal opgenomen worden, in transport gaan voor zover het midden nog niet verzadigd is en verder afgezet worden als de snelheid terug beneden de corresponderende kritische waarde valt. Hierbij komen ook sorteringprocessen op gang: fijn materiaal wordt verder meegevoerd terwijl grof materiaal achterblijft of trager verplaatst wordt. In de erosiezone grijpt ook aanrijking aan zwaardere mineralen plaats, in de afzettingzone, aan lichtere mineralen.

7.4 Transportwijze

7.4.1 Partikeltransport

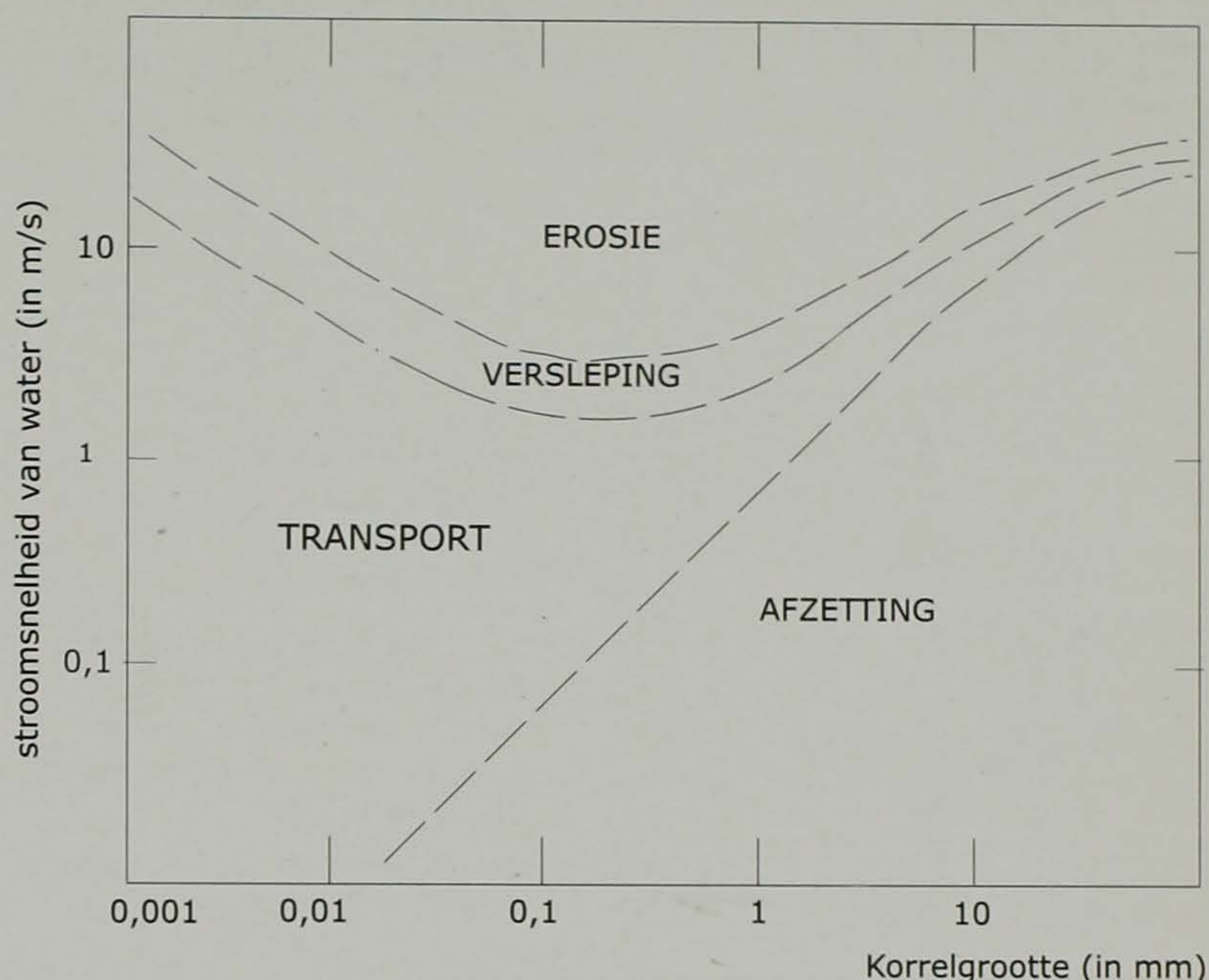
Korrelig materiaal kan op verschillende wijzen vervoerd worden door een stromend midden (stromend water, wind).

Men onderscheidt transport in *suspensie*, transport door *saltatie*, transport als *bodemlading* (wat meestal met ribbelvorming gepaard gaat) en transport door *kruipen* of door *rollen*.

Bij transport door saltatie verplaatsen korrels zich spongsgewijze in een lucht- of waterlaag boven het oppervlak. Saltatie komt vooral voor bij windtransport. Het salterend zand springt dan meestal niet hoger dan 1 à 2 m. Het vereist een vrij hoge windsnelheid (Beaufort 4 à 5) en minstens een droog bovenlaagje. Saltatie bij windtransport is goed bekend bij strandbezoekers omdat het salterend zand tot op manshoogte kan springen en dan erg hinderlijk in het gezicht striemt.

Transport door bodemlading gebeurt in een dunne lucht- of waterlaag boven het oppervlak. De korrels verlaten het oppervlak nauwelijks. Vooral deze transportvorm is verantwoordelijk voor ribbelvorming.

Transport door kruipen of rollen gebeurt reeds bij lage windsnelheid, is een groot deel van de tijd actief en kan bijna altijd waargenomen worden bij droog weer op het droog strand. 's Zomers, als het zand oppervlakkig snel uitdroogt, treedt windtransport ook vrij snel op de strandruggen op naarmate die droogvallen en er voldoende wind is. Bij langsstrandse wind kunnen muien zelfs toestuiven en ontstaan barchanen en zandslierten op de strandruggen. Dwarsstrandse winden hebben vooral geomorfologisch effect op het



Figuur 2/19

Bewegingstoestand van de sedimenten in functie van de korrelgrootte en stroomsnelheid van het water.

(Hjulstrøm-grafiek)

droog strand en op de zeereep. Alleen bij zeer hoge windsnelheid worden kleine clusters nat zand door de wind meegesleurd.

Slibtransport kan in een tijmilieu leiden tot de ontwikkeling van lokale slibwolken (foto 2/3).

Transport van fijne deeltjes (klei, slib, leem) in water of lucht gebeurt vooral in suspensie. Dit is o.a. een gevolg van de geringe bezinkingsnelheid van klei (diameter < 2 μm) en slib (diameter < 50 μm). De bezinkingsnelheid van ronde kwartskorrels van 100 μm diameter *in water* wordt geraamd op 1 m/sec, die van 10 μm diameter op 10 cm/sec en die van 5 μm op 1 mm/sec (Pannekoek, 1973). Overigens stelt de wet van Stokes dat de bezinkingsnelheid van fijne deeltjes in water evenredig is met het kwadraat van de diameter. Bij windtransport is die snelheid 35 tot 100 maal groter wegens het groter verschil in dichtheid. Bovendien zorgt de waterbeweging door golven en door turbulentie in de waterkolom ervoor dat de deeltjes in suspensie blijven. Dit alles brengt mee dat wolken fijn sediment langer en verder kunnen meegevoerd worden ook bij geringe stroomsnelheden. Neerslag uit suspensie gebeurt vooral bij kentering en in beschermde kustgedeelten zoals wadden en ook zwinen.

7.4.2 Ribbeltransport

Het *stroomtransport* door water en door wind gaat gepaard met de vorming van *ribbels*, *megaribbels* en *zandgolven*. Dit zijn oppervlakkige sedimentaire structuren in beweging door verplaatsing van zandkorrels. Ze ontwik-



Foto 2/9

Langwerpig-celvormige asymmetrische stroomribbels.

Stroming gericht naar links, zoals aangegeven door de korte steile ribbelzijde. Op de vlakker, langere rugzijde is er transversale ribbelvorming geweest (ladderback). De asymmetrie van kleinere ribbels wijst op stroming naar onder op de foto. In de golfdalen ligt veengruis.

kelen zich vooral bij transport door bodemlading en door saltatie. Hun hoogte is respectievelijk van de orde van decimeters, centimeters en meters. Men vindt ze gefixeerd terug als kleine reliëfvormen na wegvallen van de aandrijvende kracht. Men vindt ze ook bedolven terug in de sedimenten zelf.

Ze zien er veelal uit als langgerekte, min of meer smalle, lage zandrichels die in velden parallel naast elkaar verlopen. Ze vertonen een rechtlijnige tot sinueuse kamlijn. Die staat min of meer loodrecht op de verplaatsingsrichting van water of wind en van de ribbel zelf. Ribbels kunnen een complexe morfologie vertonen (foto 2/9).

Stroomribbels (foto 2/9) hebben een

asymmetrisch dwarsprofiel met een zacht hellende loefzijde waarop het zand oploopt en een steilere afzetkant aan de lij die tevens de zijde is waar de vorm vooruitschrijdt (*progradatiekant*). De steile zijde van stroomribbels wijst de stroomrichting of eventueel de windrichting aan.

Strekking en hellinginrichting van stroomribbels leveren belangrijke indicaties voor de transportrichting van partikels en ribbels.

Stroomsnelheid en korrelgrootte zijn belangrijke factoren die de vorming van stroomribbels en ook het ribbeltype bepalen. Ook die verbanden zijn vastgelegd in grafieken zoals de *Inman-grafiek* (fig. 2/20).

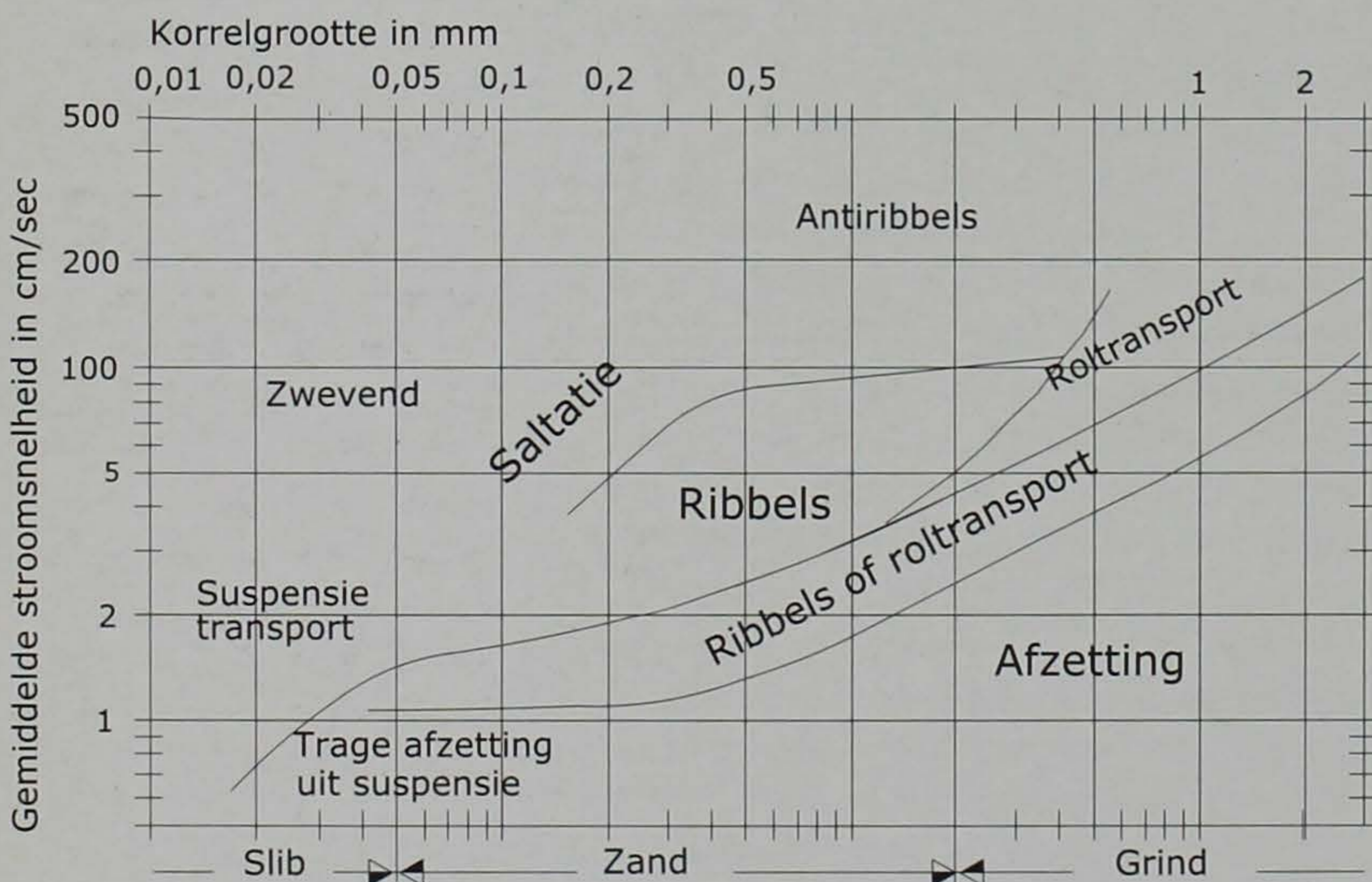
Er zijn immers tal van speciale types van oppervlakkige sedimentaire structuren die bij stroming door water of wind ontstaan. Daartoe behoren ruitribbels, tongribbels, stroombarchanen, e.a. Bij windtransport ontwikkelen zich o.a. barchanen (halfmaanvormige vormen dwars op de windrichting en waarvan de hoornen aan de lij vooruitsteken), paraboolduintjes, zandslierten (dunne langgerekte zandvlekken parallel aan de windrichting).

Golfribbels (foto 2/10) ontstaan door de werking van de golven in ondiep water. Ze bestaan eveneens uit kleine, lage smalle zandrichels die in velden voorkomen, maar hebben een symmetrische doorsnede. Ze kunnen ook een complexe morfologie vertonen (foto 2/11).

De oppervlakkige sedimentaire structuren zijn meestal opgebouwd uit een opeenstapeling van kleinere eenheden. Ze vertonen daardoor een *inwendige gelaagdheid* bestaande uit een structuur van lithologisch afwisselende laagjes (foto 2/12). Men kan die interne structuur waarnemen op doorsneden doorheen de reliëfvormen (foto 2/13, 2/14). Zelfs de kleine stroomribbels vertonen een interne gelaagdheid. *Strekking en helling* van de interne structuren geven indicaties over vroegere transportrichting.

Het is niet uitgesloten dat de strandruggen een speciaal type zandgolven vormen waarvan de ontwikkeling mede bepaald is door *zwenking* van tijstromen en golven.

Klemskerke (Vosseslag) KP 37 (01-10-1978)



Figuur 2/20

Verband tussen korrelgrootte, stroomsnelheid en transportvorm.

(Inman-grafiek)



Foto 2/10

Afgeronde, symmetrische golfribbels.

De langsstrandse ribbeldalen staan nog onder water.

Klemskerke (Vosseslag) KP 37
(01-10-1978)



Foto 2/11

Complexe ribbels in een zwin.

De langsstrandse golfribbels zijn verbogen door afzetting op een oorspronkelijk oppervlak dat gecompartmenteerd was door dwarsstrandse zijpgeultjes. De golfribbels zijn later afgevlakt door langsstrandse stroming die in de ribbeldalen kleinere golfribbels achtergelaten heeft met veengruis tegen één zijde aan. Daarna hebben de zijpgeultjes hier en daar nog eens gewerkt en dwarszandse zandsliertjes afgezet die het geheel bedekken. Het beeld suggereert het overstromen van de droogliggende oevervoet van een zwin, gevolgd door golfwerking en later vervorming door zwinstroming in ondiep water en, na droog vallen, hernieuwde werking van sommige zijpgeultjes.

Klemskerke (Vosseslag) KP 37
(01-10-1978)

Foto 2/12

Niveo-eolische winter-sedimenten langs de duinvoet.

De foto toont winterse windafzettingen tegen het duinfront.

Dit "niveo-eolische sediment" bestaat uit opeenvolgende laagjes sneeuw en zand.

Klemskerke (Vosseslag) KP 37



Foto 2/13

Interne sedimentaire structuren van eolische duinzanden.

Doorsnede van de sedimentaire structuren in zandige windafzettingen van de duinreep. Men herkent de opeenstapeling van subhorizontale banden met interne fijnere laagjes die min of meer parallel en zwak hellend verlopen. De banden komen

overeen met afzetting gedurende periodes waarin de aanvoerkenmerken ongeveer constant bleven. De duur van zo'n periode kan sterk wisselend geweest zijn. De grensvlakken tussen de bredere banden komen overeen met erosie-

oppervlakken waarbij een deel van het sediment weggeblazen is of met momenten waarop de aanvoer van richting veranderd is.

Klemskerke (Vosseslag) KP 37

8 Sedimenttransport en reliëfvorming op het strand

Het zandtransport op het strand als basis van reliëfvorming vertoont een aantal specifieke aspecten.

8.1 Complexiteit

Erosie, transport, afzetting en reliëfvorming op een strand zijn erg ingewikkeld.

Dit komt in de eerste plaats door *procesinterferentie*.

Op het nat strand werken tijstroming en golven tegelijk in. Op het droog strand werkt de wind rechtstreeks in. Naast tij- en golfgedreven stromingen ontstaan ook windgedreven stromingen. Wind kan de vloedstroom aandrijven of afremmen. Langs het duinfront treden soms massabewegingen op door directe zwaartekrachtwerking bij ondermijningserosie door stormgolven (foto 2/15). Zwinstroming en compensatiestroming interfereren met andere processen op het nat strand.

Brandingsdrift, stranddrift, zwenkingsdrift en kustdrift treden door elkaar op terwijl complexe strandspecifieke mechanismen zoals het zwinmechanisme zich voortdurend laten gelden. Peilverhoging van het water door luchtdrukdaling of door aanlandige windrichting kan het effect van een storm in sterke mate verergeren. Tijstroming, zwinstroming, muistroming maar ook kuststroming en golfoploop dragen bij tot de ontwikkeling van strandruggen

In de tweede plaats *spelen wisselingen in richting, duur, frequentie en intensiteit* een belangrijke rol.

Tijstromen en kuststroming veranderen er continu, respectievelijk onregelmatig, in richting en snelheid; de waterdiepte wijzigt zich voortdurend; er treedt zowel langstransport als dwarstransport op. Langs hellende strandgedeelten volgen golfoploop en terugstroming elkaar voortdurend op zodat ook hier de vraag naar het netto effect open blijft. Stormen volgen elkaar op met wisselende kenmerken.

Er zijn ook *terugkoppelingseffecten* tussen morfologie en proces. Stormen volgen elkaar op met wisselende kenmerken. Wisselwerking tussen bodemmorfologie en golfkenmerken uit zich door zwenking en vorming van brekers.

Bovendien is er een interferentie van processen op *verschillende tijdschalen*.

Sommige processen lopen over één tij, andere over één dood tij/ springtijcyclus, andere over enkele dagen, nog andere over één seizoen of over één of meerdere jaren.

Hierdoor bestaat er een zekere chronologische hiërarchie van korte, middelkorte, middellange, lange, zeer lange en geologische looptijden. Belangrijk is het optreden van plotse events zoals zware stormen. Een korte fase van intense afslag kan deel uitmaken van een lange periode van geleidelijke aanwas.

8.2 Directe en residuele effecten van sedimentverplaatsing

Tal van processen, zoals de zandbeweging door tijstromen, de oploop en terugloop van golven en andere, gaan gepaard met heen- en weer gaande sedimentverplaatsingen van ongelijke duur en intensiteit. Fasen van directe erosie en van directe afzetting volgen elkaar op met ongelijke intensiteit en duur. Hierdoor vertegenwoordigt elke toestand, zoals aangegeven door een strandprofiel of een zandbalans, niet alleen het directe effect van de laatste sedimentverplaatsingen, maar tevens het residueel effect van de complexe sedimentverplaatsingen die zich over de beschouwde periode voorgedaan hebben.

Directe erosie treedt op als een storm het droog strand afscheert en een duinklif doet ontstaan. Directe afzetting gebeurt als de daarop volgende windafzettingen het droog strand terug aanvullen. Het herstel kan volledig zijn. Het kan ook te gering zijn en dan blijft er, spijs afzetting, toch residueel verlies en verlaging achter. Langs hellende strandgedeelten volgen golfoploop met afzetting en terugloop met erosie elkaar op, overeenkomstig de periode van de golfbeweging.

Het is dus van belang het onderscheid te maken tussen de ogenblikkelijke (of directe) en de residuele (of netto) effecten van de sedimentverplaatsingen. De analyse van de veegzone (zie deel 1§ 6) vormt een middel daartoe. De evaluatie van de evolutie hangt evenwel af van het moment van waarneming en de duur van de periode. Het uitzicht van de duinvoet interpreteren na een periode van winterstormen of na een zomerse zandaanvoer door de wind kan tot verkeerde conclusies leiden over de werkelijke verandering die daar optreedt over langere termijn. Een korte fase van intense directe erosie kan deel uitmaken van een langere periode van trage residuele aanwinst.

Foto 2/14

Bouwput stormstuw

Oosterschelde

(augustus 1973).

Recente geulafzettingen in grote tijgeul.

De foto toont twee lagen met schuin gelaagde laminae, afwisselend bestaande uit blekere zandige laminae met schelpen aan de onderkant, en uit donkere silteus-kleiige laminae.

De top van de onderste laag is afgeërodeerd geweest alvorens de bovenste laag gevormd werd. Dit wijst op een erosieve fase tussen twee afzettingsfasen. De microgelaagdheid van afwisselende laminae kan toegeschreven worden aan een opeenvolging van doottij- (silt-) en van springtij- (zand-) sedimenten.

De foto illustreert een opeenvolging van erosieve en opvullingsfasen met een residueel opvullingseffect over de beschouwde periode.



8.3 Langtransport en dwarstransport

Langtransport is sedimentverplaatsing die parallel aan de kustlijn verloopt op het strand of in de vooroeverzone. Langtransport kan zand over langere afstand aanvoeren of afvoeren in een bepaalde zone. Direct langtransport gebeurt o.a. door getijdepiekstromen en door kuststroming. Langtransport kan een grote rol spelen in residuele erosie of aanwas en andere processen aandrijven door zandaanvoer of -afvoer.

Dwarstransport is sedimentverplaatsing die loodrecht op de kustlijn verloopt. Dit kan zowel landwaarts als zeewaarts gebeuren. De respectievelijke effecten zijn aanwas en verlies op het strand en dus verhoging of verlaging. Direct landwaarts dwarstransport treedt o.a. op door invallende dwarsgolven en door oplopende golven. Direct zeewaarts dwarstransport gebeurt in muien, door teruglopend golfwater, door scheurstromen. Terugstroombribbels op het strand zijn een morfologische getuige van deze sedimentverplaatsingswijze.

De meeste sedimentbewegingen verlopen echter min of meer hoeks op de kustlijn. Elke sedimentbeweging op het strand kan evenwel ontbonden worden in een langsstrandse en een dwarsstrandse componente.

Om bovenvermelde redenen speelt de vraag naar het aandeel van langsstrandse en

dwarstrandse sedimentverplaatsing een belangrijke rol in verband met de toename of afname van de zandvoorraad op het strand, met de herkomst van aangevoerde of bestemming van weggeslagen strandsedimenten, met de betekenis van de vooroever als opslagplaats of bevoorradingsplaats van zand. Er bestaat een tendens om de globale effecten van complexe sedimentbewegingen over langere termijn te herleiden tot het netto effect. Meestal slaan de termen langtransport en dwarstransport dan ook op *residuele verplaatsingen* over grotere zones binnen een bepaalde periode.

9 Overzicht van de littorale transportcomponenten

9.1 Rol van het getij. Overstromingsduur, tijstand en waterpeil

Het vertikaal getij bepaalt de overstromingsduur van de verschillende strandgedeelten en de tijstand bij hun overstroming. Niet alle delen blijven even lang blootgesteld aan de werking van tijstromen en golven. Niet alle delen zijn onderhevig aan de ebpiek.

Vermits de vloedpiek kort vòòr hoog water optreedt kan men verwachten dat het transport door de vloedstroom op het hogere gedeelte van het nat strand een sterk sedimentologisch en morfologisch effect zal hebben. De *overstromingsduur* is er weliswaar kort, maar treedt op gedurende de periode van maximale snelheid. De waterdiepte is er bovendien gering. Bij ebpiek liggen de hogere gedeelten van het nat strand droog. De ebpiek werkt er niet in zodat de kans groot is dat de vloedeffecten hier duidelijker bewaard blijven. Het reliëf is er over het algemeen krachtiger en meer gevarieerd dan op de lagere gedeelten. Die laatste blijven wel langer overstromd maar staan zowel aan vloedpiek als aan ebpiek blootgesteld. Die verlopen in tegengestelde zin zodat men zich op de lagere strandgedeelten aan geringere residuele effecten mag verwachten. Dichter bij de laagwaterlijn domineren bij droogvallen de ebpiekeffecten (zie foto 1/98).

Wind kan in belangrijke mate de overstromingsduur en het waterpeil beïnvloeden.

Windsterkte, windrichting en luchtdruk kunnen in gevoelige mate het waterpeil in de vooroever en de overstromingsduur van stranddelen verhogen of verlagen. Gedurende de fenomenale storm van 1 februari 1953 bedroeg de verhoging te Oostende bij NW wind (windkracht Beaufort 12) ongeveer 2,3 m. Bij de zware noordwestenstorm van 28 februari 1990 bedroeg de verhoging bij vloed ongeveer 1,1 m en bij eb bijna 1,4 m. Een groot deel van het nat strand bleef toen ook bij laag water onder water staan. Regelmatig komt langs de Vlaamse kust bij NW storm windkracht 10 een verhoging van 1,0 m voor. Bij zuidwestenstorm windkracht 10 kan de verhoging 0,7 tot 0,8 m bedragen. Die verhoging is ten dele het gevolg van opstuwing van het water tegen de kust, ten dele van oplopend golfwater dat door de hoogte van de inkomende golven moeilijk kan terugstromen. Bij oostenwind windkracht 9 kan de verlaging tot 0,9 m bedragen.

9.2 Rol van de tijstromen

Tijstromen kunnen de bodem uitschuren, sediment aanvoeren en afzetten, losgemaakt sediment afvoeren, sediment sorteren, slibwolken vervoeren.

Er zijn tal van *factoren* die de impact van de tijstromen op de sedimentbeweging en op de reliëfvorming op het strand beïnvloeden.

Daartoe behoren de stroomsnelheid, de stroomrichting, de duur, de invalshoek, de waterdiepte, de tijstand en de windrichting. Hun veranderingen beïnvloeden de residuele effecten.

Richtingveranderingen van de stroming veroorzaken sedimenttransport in verschillende richtingen. In het getijdemilieu langs de Vlaamse kust veranderen stroomsnelheid en stroomrichting voortdurend (fig. 2/10, 2/11). Gedurende elke tijcyclus draait de stroomrichting over 360°. Vloedpiek- en ebpiekstroom zijn nagenoeg tegengesteld gericht. Alleen gedurende de piekstromen wordt de kritische erosiesnelheid voor zand overschreden (fig. 2/10). Hierdoor wordt het meegesleurde zand bij elke vloed- en ebpiek heen en weer verplaatst in min of meer tegengestelde richtingen (parallel aan de kustlijn). Bij eb is dit naar het zuidwesten, bij vloed naar het noordoosten. Is er dan geen residueel transport?

Die richtingveranderingen gaan gepaard met *veranderingen in stroomsnelheid*. Voor zand wordt de kritische erosiesnelheid langer en meer overschreden bij de vloedpiek dan bij de ebpiek (fig. 2/10). Omdat de zandverplaatsing bij elke vloedpiek langer duurt zijn de vloedstappen groter dan de ebstappen. Omdat de vloedpieksnelheid hoger reikt dan de ebpieksnelheid wordt ook meer sediment in vloedrichting verplaatst.

Dit alles resulteert in een *stapgewijze heen en weer verplaatsing* van ongelijke hoeveelheden zand over ongelijke afstanden in min of meer tegengestelde richtingen, min of meer parallel aan de kustlijn. Fasen van erosie en afzetting volgen elkaar op. Er ontstaat kustdrift en er is vloedwinst te verwachten. Omdat er verschillende korrelgrootten aanwezig zijn, kan daarbij ook sortering optreden. Ongeconsolideerd slib (dat een lagere kritische erosiesnelheid kent) kan bij elke cyclus langer, verder en in meer uiteenlopende richtingen meegevoerd worden (fig. 2/10). Zijn competente stroomsnelheid ligt immers veel lager dan die voor zand.

De *invalshoek* speelt ook een rol. Langs de Vlaamse kust zijn de tijstromen overwegend *langsstrands*. Onder bepaalde omstandigheden kan de invalshoek van de stroming echter toenemen (o.a. aan de lijzijde van een havendam) waarbij een *schuine stroming* ontstaat die het strand aansnijdt.

De invloed van de *waterdiepte* kan men op het strand goed waarnemen. Zo verandert het ribbeltype wanneer de waterdiepte of de stroomsnelheid verandert. Dergelijke *ribbeltransformatie* kan men gemakkelijk waarnemen bij het geleidelijk leeglopen van zwinnen: rechtlijnige stroomribbels vallen er dan geleidelijk uiteen in afzonderlijke tongribbels.

Naargelang de *windrichting* al dan niet samenvalt met die van de tijstroom kan ze in zekere mate de stroming aandrijven of afzwakken. Hierdoor kan het residueeltransport tijdelijk de kant van de ebpiek uitgaan daar waar het normaal in omgekeerde richting verloopt. Zuidwestenwinden kunnen de snelheid van de vloedstroom opdrijven.

9.3 Rol van de golven

Golven veroorzaken rechtstreeks erosie, transport en afzetting. Ze dragen ook bij tot sedimenttransport door andere vectoren en werken onrechtstreeks in op de ontwikkeling van strandvormen. Zo kan de zwenkstroom (lokaal en tijdelijk) de tijstroom aanwakkeren of afzwakken. Zandmobilisatie door golfwerking op de bodem kan de sedimentverplaatsing binnen andere processen in de hand werken. De analyse van dit complex sedimenttransport is nog veel moeilijker dan dat van exclusief stroomtransport.

9.3.1 Morfologische golfeffecten.

9.3.1.1 Bodemberoering

Het eerste effect van de golfwerking in "ondiep water" is het optillen en het onttrekken van de sedimentpartikels aan de wrijvings- en cohesiekrachten die er op inwerken. Hierdoor komen de partikels vrij voor opname en transport door stroming en golfbeweging. Hoe energierijker de golven en hoe geringer de relatieve waterdiepte, des te sterker de bodemberoering sediment vrijmaakt voor transport.

9.3.1.2 Golfribbels

Als de waterdiepte kleiner wordt dan de diepte van de golfbasis vormen zich *golfribbels* als eerste morfologisch effect. Golfribbels vindt men voornamelijk terug in beschermde zones in zwinnen.

9.3.1.3 Oploopvormen

Tongvormige of lobvormige golfoploop (foto 2/8) geeft ontstaan aan specifieke ribbelvormen zoals *boogribbels* (foto 1/46). Door *overwash* over de kam van strandruggen ontstaan *overlooptongen* (foto 1/48) die over de zeezijde van de zwinnen vooruitschieten. Oploop kan ook erosief optreden zoals *overloopgeulen* aantonen. Ook de *berm* kan men als een opbouwend oploopeffect beschouwen.

9.3.1.4 Terugstroomeffecten

Terugstroomvormen zijn een onrechtstreeks gevolg van oplopend golfwater.

Vooraf bij storm met dwarsgolven ontwikkelen zich op het afgeslagen droog strand bij voldoende zandaanvoer door duinafslag brede afgeplatte langsstrandse *terugstroomribbels* (foto 1/24). Die vindt men er dan terug na stormweer gepaard gaande met ondermijning van de duinvoet. Bij kalm weer vindt men dergelijke vormen ook terug aan de voet van de strandruggen op het lagere strandgedeelte (foto 1/84).

Als het effect van de terugloop domineert ontwikkelt zich op de zeewaartse zijde van de strandruggen een hard zandoppervlak. Door concentratie van het afvloeiend water ontstaan daar *afvloeiigeultjes* en ontwikkelen er zich typische *ruitribbels* (foto 1/45).

9.3.1.5 Ritmische vormen

Randgolven doen langsstrands een opeenvolging van schelpvormige verlagingen en hoornvormige walletjes ontstaan waarop grof materiaal afgezet wordt zodat ritmische reliëfvormen ontstaan. Langs het Vlaamse strand treft men op het hoge gedeelte van het nat strand soms vormen aan (zoals bermton-

Foto 2/15

Effecten van zware NW storm.

Sterke afslag van het droog strand.

Ondermijningserosie en terugschrijden van het duinfront.

Vorming van een instabiele duinklif met afschuiving van zandpakketten.

De Haan (Nieuwmunster) KP 42 (27-02-1990)



gen) die een zekere gelijkenis met strandhorens vertonen (foto 1/31).

9.3.16 Inslagputten

Als de golfsteilte zò toeneemt dat stortbrekers optreden, kan de impact van golven op de bodem tot belangrijke zandverplaatsing leiden. Er vormen zich dan *inslagputten* (foto 1/51) die achterblijven waar het zand massaal weggeslagen is. De verplaatste zanden vindt men dan soms terug in *stroombarchanen* (foto 1/52) door opname in langsstrandse tij- of kuststroming.

9.3.17 Klifvorming en stormprofiel

Dikwijls rijst de vraag of er een typisch *stormprofiel* bestaat.

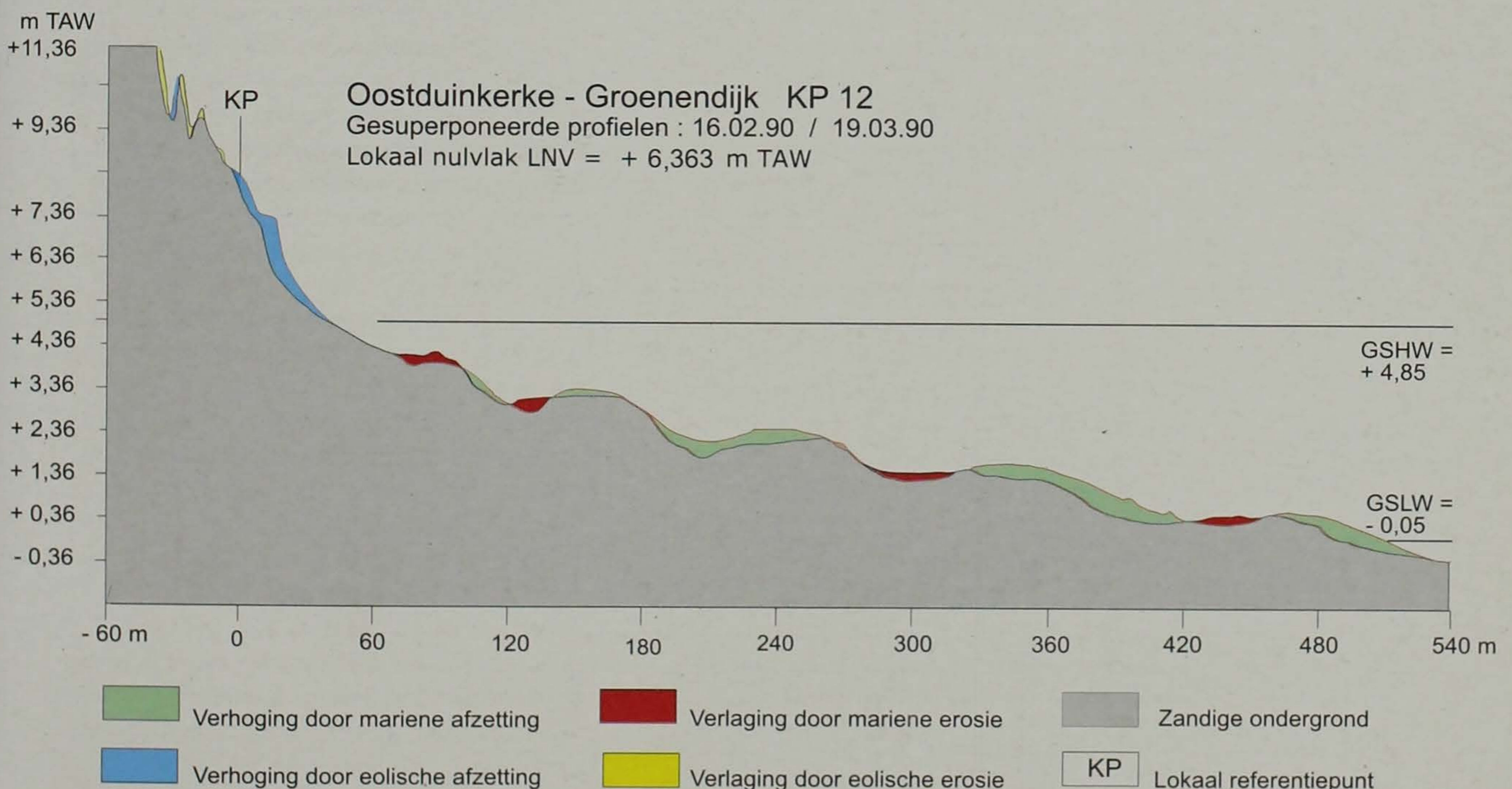
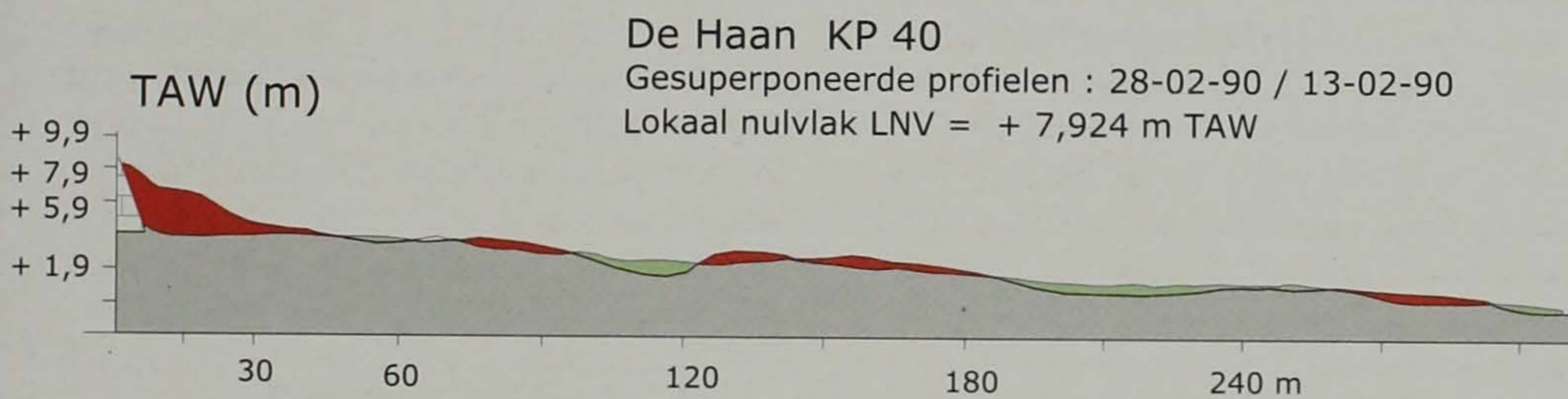
Na zware stormen, vooral wanneer stortbrekers het strand omgewoeld hebben,

vindt men veelal een merkbare *afslag van het droog strand* en een terugschrijden van de duinvoet. Het duinfront wordt ondermijnd en evolueert tot een instabiele *duinklif* waarlangs afschuivingen optreden (foto 2/15). Er is een *vervlakking van het bovenste deel van het nat strand*: strandruggen zijn er wat afgeslagen en zwinnen deels opgevuld (fig. 2/21). Zand afkomstig van het droog strand en van het duinfront draagt daar toe bij. Op het hoog strand ontwikkelen zich *stormkliffes* (foto 1/6).

Of stormen nu werkelijk voor massieve zandopslag in de vooroeverzone zorgen die dan later terug op het strand geworpen wordt door dwarstransport is een open vraag evenals de vraag naar het belang van de langsstrandse verplaatsingen die er mee gepaard zouden gaan. Blijft evenwel dat grote stormgolven

Figuur 2/21

Morfologische effecten van de storm van 28 februari 1990



sterk afbrekend kunnen werken, zelfs op het nat strand. Er bestaan voldoende aanwijzingen dat ook langs de laagwaterlijn en in de vooroever stormafslag optreedt. Aanwijzing daarvoor is de biocoenose van bodembewoners zoals nonnetjes (*Macoma*), schelpkokerwormen (*Lanice*), zwaardscheden (*Ensis*), strandschelpen (*Spisula*), e.a. die men na stormen op het strand aantreft. Ze vormen stroken of vlekken met schelpresten, vooral op de terrassenzone, aan de landzijde van sommige zwinnen en in de laagwaterzone. Dit verschijnsel is vooral opvallend aan de Westkust. De brede schelprijke ondiepe vooroever die daar voorkomt is er waarschijnlijk niet vreemd aan.

9.3.2 Factoren die de golfwerking beïnvloeden.

Zolang de *waterdiepte* groter blijft dan de diepte waarop de golfbasis ligt (gelegen op 0,5 golflengte) hebben golven weinig effect op de bodem. Er is dan geen bodemberoering. Golftransport en golfimpact op de reliëfvorming zijn dan te verwaarlozen. De relatieve golfhoogte is hier van belang.

De zaak verandert helemaal als de waterdiepte kleiner wordt dan de diepte van de golfbasis en vooral ook als er brekers optreden. Voor een golflengte van 10 m (wat langs de Vlaamse kust, overeenkomt met golfhoogten van de orde van 0,5 m) ligt de golfbasis rond 5 meter diepte. Gezien de bathymetrie van de vooroever en van het overstroomde nat strand en de tijhoogte langs de Vlaamse kust, kunnen golfeffecten zich bijna het hele jaar door manifesteren op het strand. De vraag blijft in hoeverre die de werking van de tijstromen overleven.

De *invalshoek van golven* is van groot belang voor ontwikkeling van stranddrift, zwenking en kuststroming, voor het effect van brekers, voor de vorming van ritmische vormen en voor het optreden van scheurströmen.

De *golfenergie* is vooral afhankelijk van de golfsnelheid en van de golfhoogte. De hoeveelheid energie die op het strand inwerkt hangt ook af van de golffrequentie en van de *dissipatiegraad*. Die is bepaald door de strandhelling, de strandlengte en de doorlatendheid van het strandsediment. Grintstranden hebben een veel grotere doorlatendheid dan strandzanden maar hebben anderzijds een steilere evenwichtshelling.

9.4 Drift

Drift is het geheel van de transportprocessen waarbij zand langsstrands verplaatst wordt.

Brandingdrift is de langsstrandse sedimentverplaatsing die het gevolg is van bodemberoering door schuine of gezwenkte golven in de *branding* waar zand door de golven losgeslagen wordt. Tijstroming kan die langsstrandse verplaatsing in de hand werken.

Stranddrift is de discontinue, zaagtandvormige langsstrandse sedimentverplaatsing in de richting van de golfbeweging (fig. 2/22). Ze is het gevolg van golven die schuin het strand oplopen (swash) maar normaal op de helling zeewaarts terugvloeien (backswash). Ze verplaatsen zandkorrels schuin opwaarts op het strand en laten die dwarsstrands terugkeren, waarbij telkens een langsstrandse stap gemaakt wordt. Hierdoor wordt langsstrandse sedimentaanvoer op het strand mogelijk.

Zwenkingdrift (soms ook "kustdrift" genoemd) is de langsstrandse verplaatsing van sediment doordat gezwenkte golven water tegen de oeverlijn opduwen. Dit water wordt dan langsstrands en lijwaarts van de invalrichting weggeperst zodat daar een *zwenkingstroom* (*kuststroom*, *littoral current*) ontstaat waarbij sediment kan meegevoerd worden (fig. 2/23). Dergelijk langsstrands zandtransport kan zowel tot afzetting en aanwas als tot erosie en afslag leiden en het effect kan ook op korte afstand wisselen.

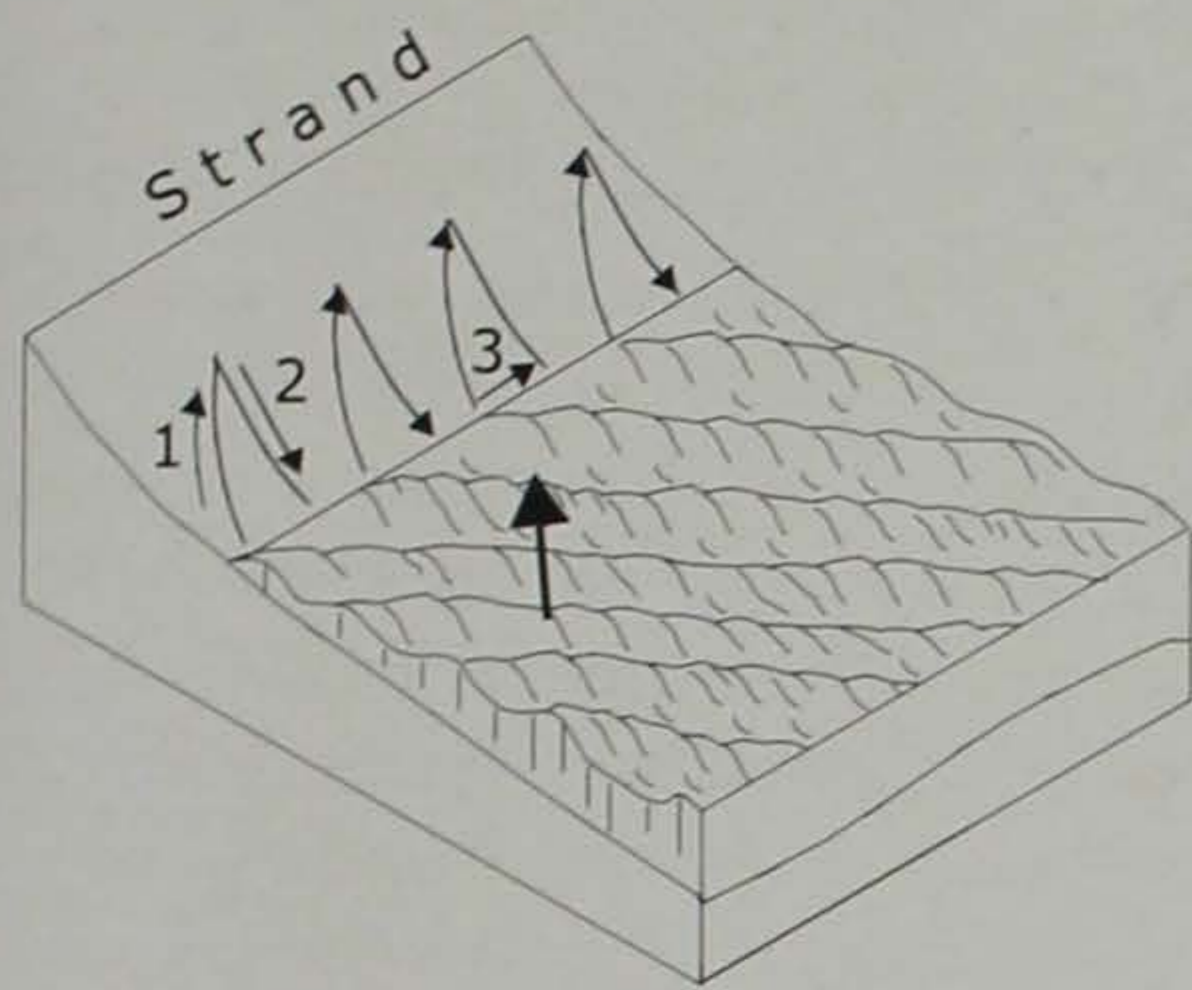
9.5 Compensatiestroming. Onderstroming en scheurströmen

Inkomende of uitgaande dwarsgolven kunnen *bodemcompensatiestromingen* verwekken in de vooroeverzone en op het nat strand (fig. 2/24).

Inkomende golven en aanlandige winden kunnen op het strand wateropstuwing en peilverhoging veroorzaken. Ter compensatie ontstaat dan een zeewaarts *terugkerende onderstroming* (bodemstroming, *undertow*) die het water zeewaarts terugvoert en die afbrekend op het strand inwerkt. Of zeewaartse onderstroming een gevaar voor baders oplevert is een omstreden vraag. Waarschijnlijk zijn de zeewaartse *scheurströmen*, de *muistromen* en de *terugstroombanen langsheen de strandhoofden* veel gevaarlijker.

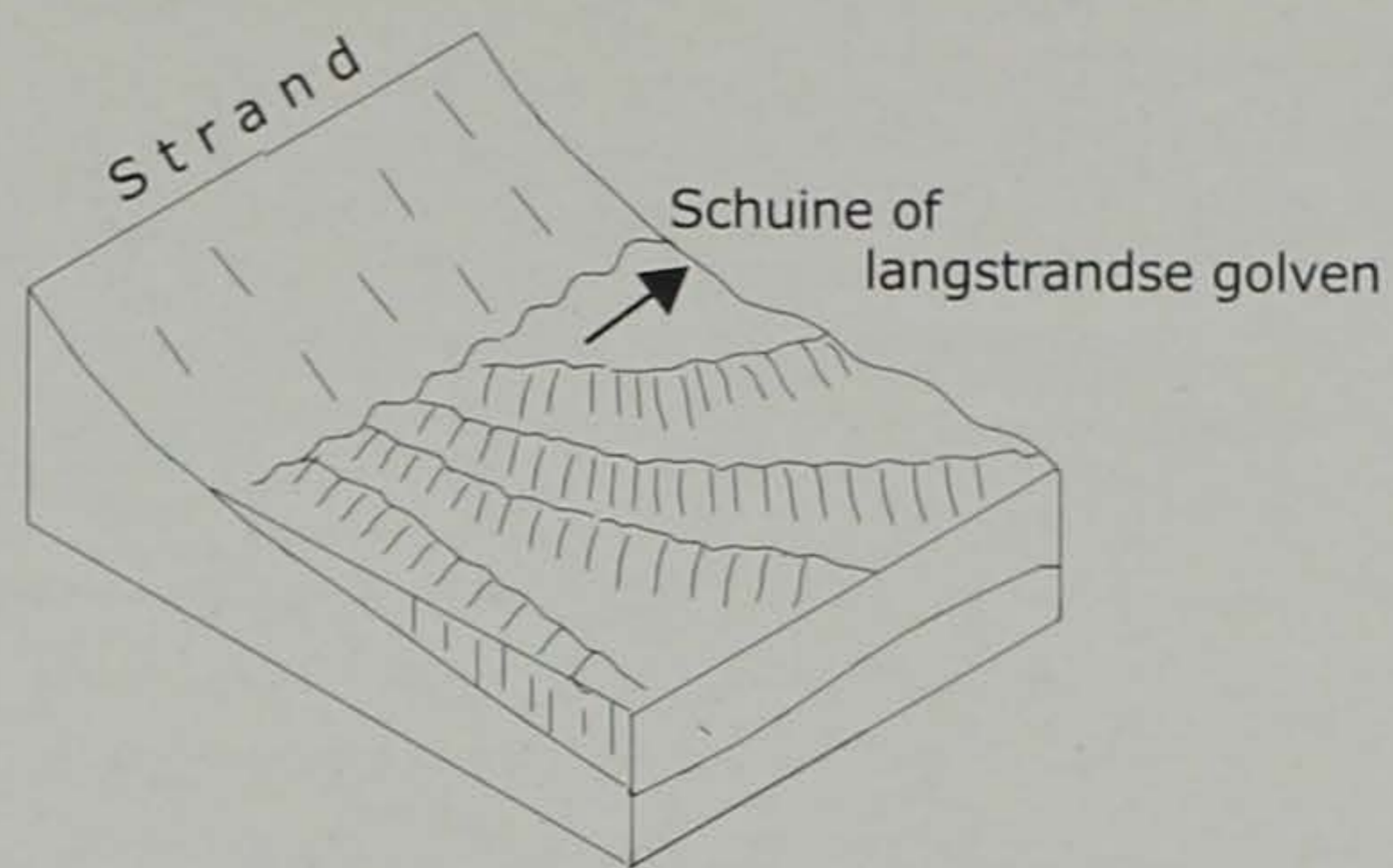
Het opgestuwde water kan ook meer plaatselijk geconcentreerd terugstromen langs dwarsstrandse stroombanen in de waterkolom, *scheurströmen*, waarin het water met kracht terugvloeit naar zee (fig. 2/25).

Op het strand kunnen die scheurströmen, ter

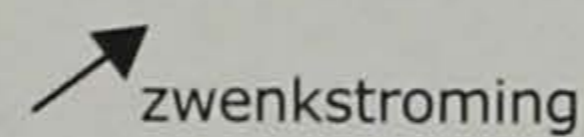


- 1 = golfoploop (swash) met landwaartse verplaatsing van zandkorrels loodrecht op de schuin inkomende golven.
 - 2 = golfterugloop (backwash) met zeewaartse verplaatsing van zandkorrels parallel aan de hellingsrichting van het strandoppervlak
 - 3 = langstrandse verplaatsing van de zandkorrels.
- ↑ = richting van de inkomende golven
 ↗ = verplaatsing van de zandkorrels

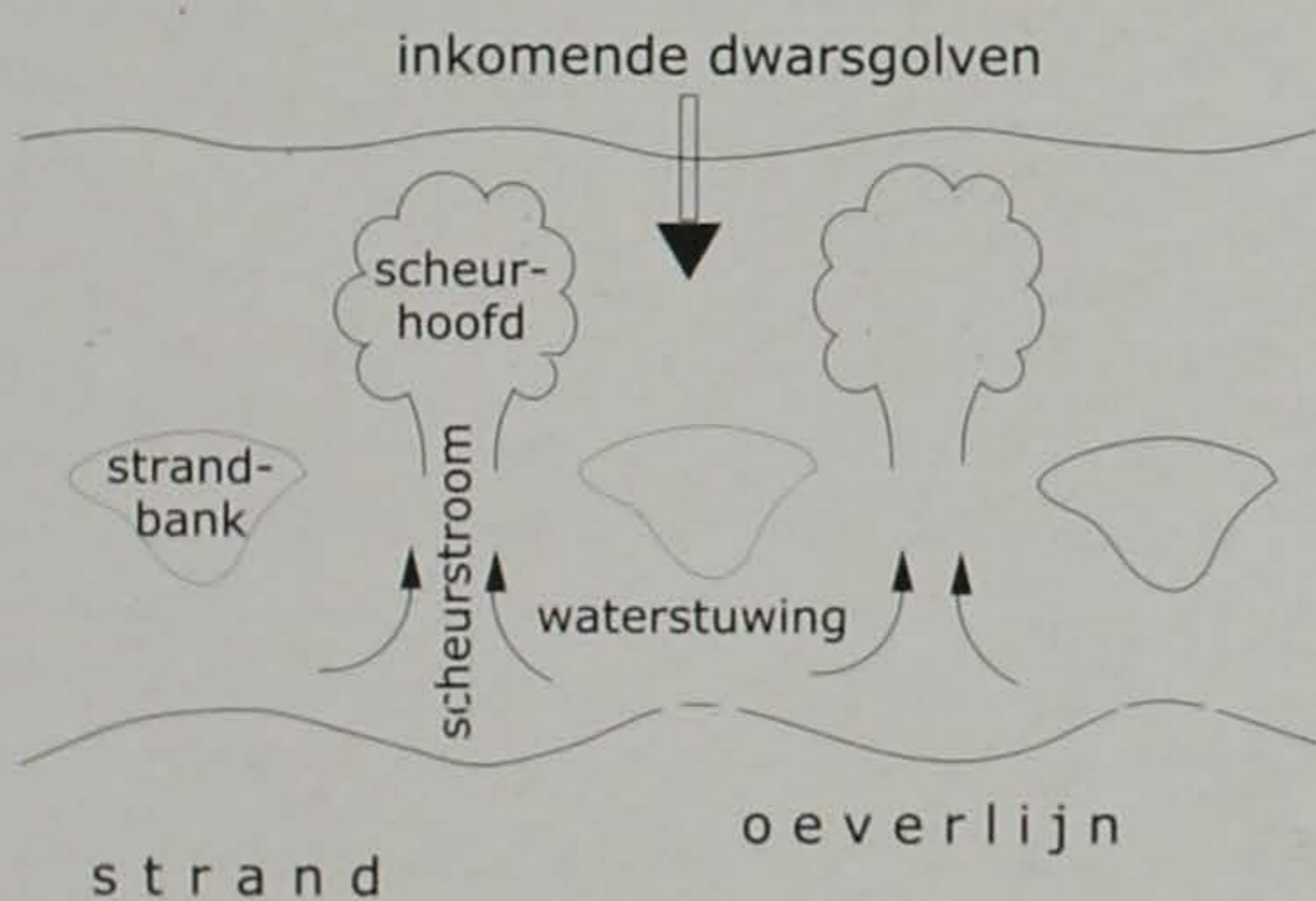
Figuur 2/22
Stranddrift



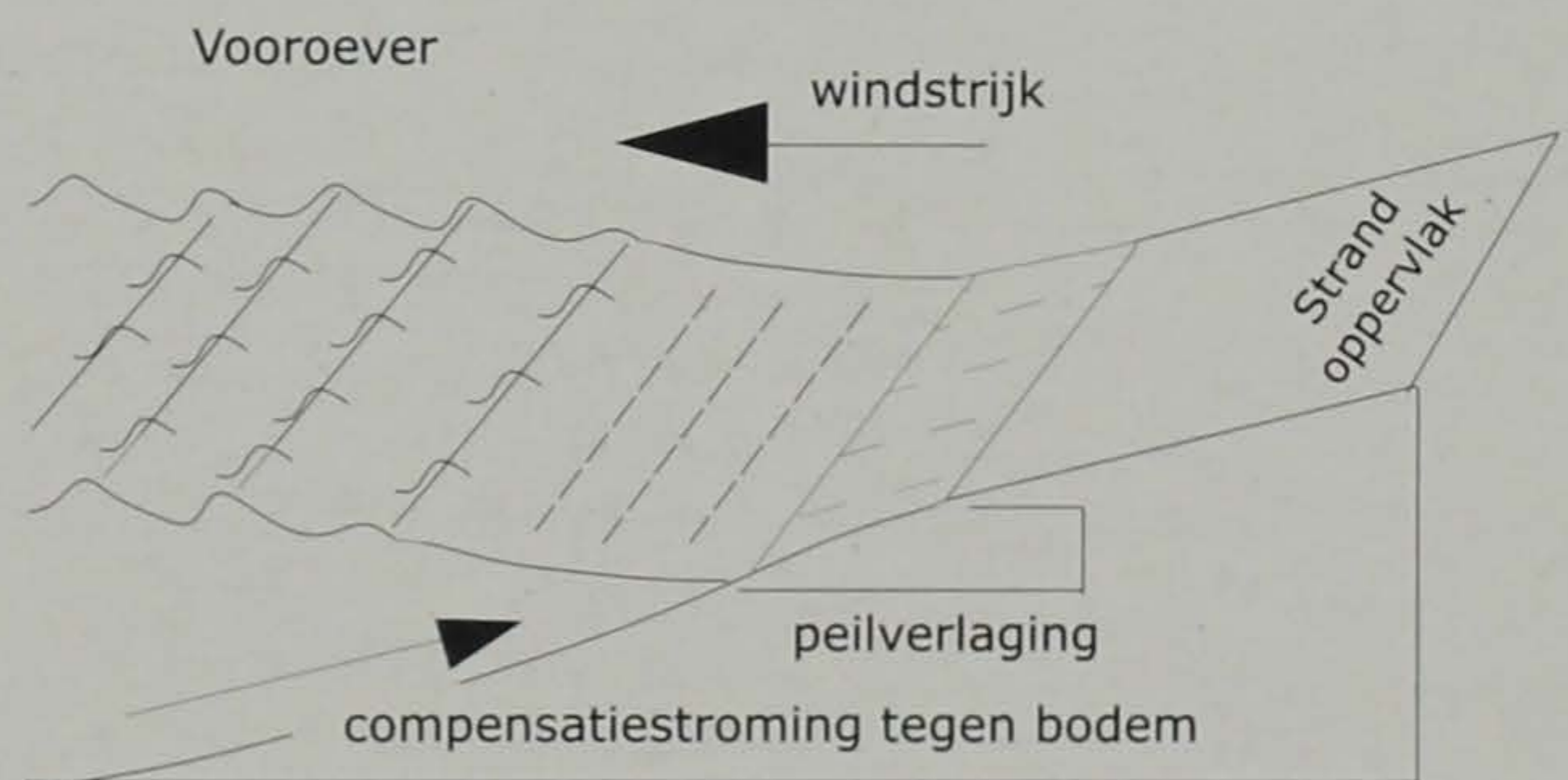
Verhoging van waterstand ingevolge waterstuwung door gezwenkte golven, veroorzaakt een langsstrandse stroming in de vooroeverzone (zwenkstroming).



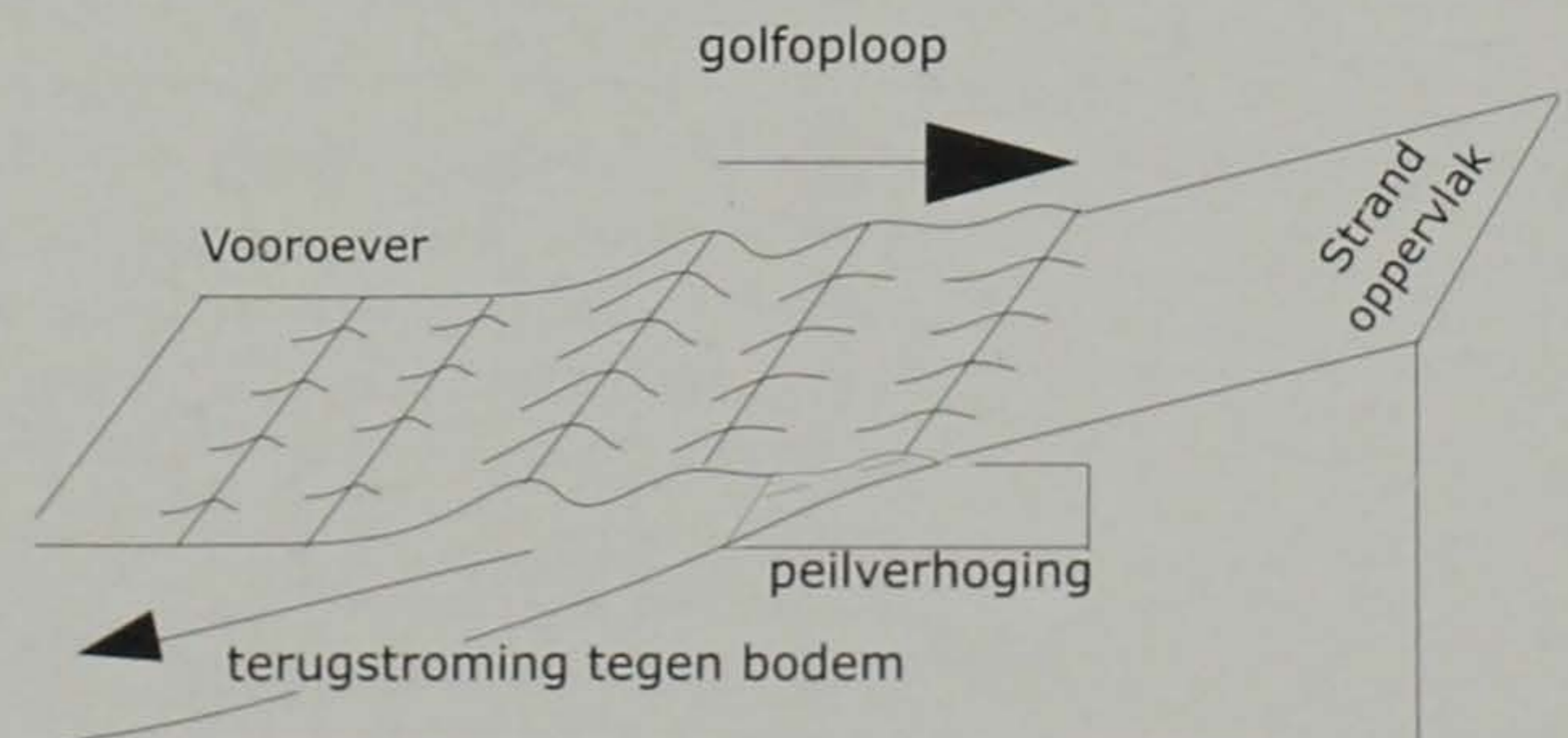
Figuur 2/23
Zwenkingsdrift



Figuur 2/25
Zwenking



Aanlandige bodemcompensatiestroming bij afluende wind



Afluende bodemcompensatiestroming bij aanlandige wind en golven

Figuur 2/24
Bodemcompensatiestromingen

plaatse van de *scheurnek*, *scheurgangen* nalaten. In de vooroeverzone spreiden die scheurstromen zich breed uit om er *scheurhoofden* te vormen waarin het meegesleurde sediment neerslaat.

Omgekeerd veroorzaken afluiddige winden een peilverlaging tegen de kust aan. Hierdoor ontwikkelt er zich tegen de bodem een *landwaartse compensatiestroming* die sediment naar het strand voert. Bekend zijn de sliblagen die bij afluiddige winden op het strand langs de Westkust aangevoerd worden en er bezinken tot ze bij de eerste aanlandige wind terug weggevoerd worden. Aan dergelijke velden ongeconsolideerd slib in de vooroeverzone heeft men wel eens de rol van zandvang toebedeeld om de strandafslag te verklaren. In Oostduinkerke lijkt dit toch niet het geval te zijn. Ook langs de Oostkust lijkt dit gezien de nabijheid van diepe erosiegeulen weinig waarschijnlijk.

9.6 Kustdrift

Kustdrift is het complex proces van netto langsstrands sedimenttransport dat gedreven wordt door het residueel effect van de tijdstromen en andere transportmechanismen zoals brandingdrift, stranddrift, zwenkingdrift, muiaanvoer. Al die processen wisselen in intensiteit, richting, effect, duur en frequentie. Kustdrift langs de Vlaamse kust houdt verband met de vloedwinst vanuit het Kanaal. Sinds Van Veen (1936) weten we dat die in de zuidelijke Noordzee oostwaarts gericht is. Kustdrift kan leiden tot zandaanvoer, zandafzetting, zandpassage en zandafvoer in de vooroeverzone en op het strand en kan op lange termijn aanwas of afslag van de kust meebrengen.

Langsheen de Vlaamse kust komen talrijke geomorfologische en sedimentologische aanduidingen voor in verband met het bestaan van complexe langsstrandse sedimentverplaatsingen. Sommige kan de strandbezoeker zelf waarnemen zonder beroep te moeten doen op ingewikkelde technieken zoals tracerproeven. Zo kan men aan het einde van de havengeul van Blankenberge het toeslibben van de geul door de kustdrift vanuit het zuidwesten volgen. De vaargeul wordt er geleidelijk toegenepen vanaf de zuidwestoever zodat men er bij laag water soms te voet doorheen kan waden.

Op vele luchtfoto's kan men ook de afbuiging van de *sedimentwolk* zien die aan de monding van muien in zee gespoten wordt. Bij de interpretatie zal men evenwel rekening houden met het feit dat de foto's bij laag tij onder ebstroom opgenomen zijn. De muiwolk

buigt dan naar het zuidwesten af, wat tegengesteld is aan de stroomzin bij vloedpiek. Het feit dat tracerproeven van korte duur het bestaan van de bovenste oostwaartse zandverplaatsingen in zwinnen aangetoond hebben (o.a. vòòr de Groenendijk) moet met omzichtigheid geëvalueerd worden gezien het belang van de vloedpiek aldaar. Kleefbanken houden mogelijks verband met kustdrift (foto 1/54).

Ook tijdstromen en kustdrift vervoeren soms *sedimentwolken* (foto 2/3). Wanneer door verzadiging de transportcapaciteit in dergelijke sedimentconcentraties overschreden wordt kan plaatselijke afzetting optreden. Door dit ladingsverlies wordt de stroming lijwaarts agressief en werkt daar erosie in de hand. Mogelijks bestaat er een analogie met rivieren. Daar komen, afwisselend met diepten, zandbanken voor doordat zich sedimentconcentraties in de transportbaan ontwikkelen die plaatselijk en tijdelijk tot afzetting van zandbanken leiden. Het proces is ook wel eens vergeleken met filevorming op een autosnelweg waar snel aankomende wagens aanbotsen tegen trager rijdende voorgangers zodat daarvòòr een leegte ontstaat.

9.7 Megaprotuberansen

Intrigerend zijn de *erosieve en accumulatieve megaprotuberansen* (ook *horizontale zandgolven* of zandgolven genoemd). Die uiten zich geomorfologisch doordat langs de kust stroken afwisselen waar gedurende decennia afzetting en aanwas domineren en andere waar residuele erosie overheeft. Het is mogelijk dat dergelijke erosieve of accumulatieve megaprotuberansen overeenkomen met plaatsen waar het samenvallen van verschillende periodische componenten tijdelijk combineren tot een resultante die met een intense erosieve of accumulatieve fase overeenstemt.

Het bestaan van *langsstrands migrerende megaprotuberansen* langs de Vlaamse kust werd reeds eerder genoteerd (De Moor, 1978). Men heeft ze ook teruggevonden langs andere kusten, zoals langs de Hollandse kust.

De zone Bredene-De Haan-Wenduine kent sinds 1978 een oostwaarts verschuivende fase van afslag en duinfrontregressie die er tot het nemen van ingrijpende beschermingsmaatregelen genoodzaakt heeft. Die afslag bereikte tegen 1982 de westkant van De Haan-Bad (KP 39) en was tegen 1990 doorgedrongen tot nabij Wenduine (Chalet De Wandelaar, KP 43). Ondertussen kende de kuststrook rond Oostduinkerke aanwas en vooruitschrijden van het duinfront.

Bovendien zijn er historische documenten die het repetitief karakter aantonen. Reeds vroeg in de 20^{ste} eeuw heeft zich rond De Haan een fase van belangrijke afslag en duinfrontregressie voorgedaan. Die heeft toen ook tot beschermingsmaatregelen genoopt. Zo zijn de oorspronkelijke plannen uit 1912 voor de bouw van een zeewering ter hoogte van het golfterrein van De Haan (KP 38) teruggevonden (fig. 2/26) (Archief A.W.Z.). Achteraf heeft de kust zich daar op natuurlijke wijze hersteld. De zeewering die toen gebouwd werd is onder de zeereep verdwenen. Tijdens de zware storm van eind december 1977 werd die oude zeewering weer blootgelegd (foto 2/16). Sinds 1980 is ze ingevolge zandsuppletie terug aan het oog onttrokken.

Dergelijke kuststroken en fasen van erosie of aanwas zijn niet te verwarren met erosieve stroken die het gevolg zijn van menselijke wijzigingen van het verloop van de kust, bijvoorbeeld door het graven van toegangseulen tot havens, het uitbouwen van havendammen in zee of de aanleg van sommige goed bedoelde kustverdedigingswerken.

9.8 Zwinstroming en het zwinmechanisme.

In zwinen heerst een ingewikkeld *stroomsysteem* (fig. 2/27).

Daar werken zowel tijstroom als zwinstromen in: de eerste gedurende de overstroming van zwinen, de tweede gedurende het leeglopen en vullen van zwinen. Bij eb komt de zadeldalmorfologie van de zwinbodem vrij. De zwinstroming richt zich dan respectievelijk naar de muien die aan elke kant van een strandcel liggen. Bij vloed dringt de stroming ook eerst vanuit de muien in de zwinen door.

Zolang het waterpeil voldoende hoog staat vormen zwinen doorlopende kanalen en domineren tijstroom. Die wisselen in richting bij elk tij. Die toestand duurt langer naarmate men lager op het strand komt.

Op het hoog strand valt de overstromingsperiode samen met de vloedpiek. Daar werkt geen ebstroom in.

Het *zwinmechanisme* is een complex transportmechanisme dat rond strandcellen optreedt (fig. 2/27). Gedurende de leegloofase wordt zand door de zwinstroming en door de muistroming naar het zeewaarts gelegen zwin gevoerd en afgezet. Vervolgens wordt het door langsstrandse transportprocessen (zoals tijstroom, zwenkstroming, stranddrift) min of meer uitgespreid langs de zeewaartse voetzone van de strandrug en kan daar langsstrands migreren. Daarna wordt het

zand door golfloop en andere transportmechanismen de strandrug terug opgedreven en in min of meerdere mate op de strandrug afgezet of over de kam van de strandrug gevoerd en afgezet op de steile landwaartse zijde van de strandrug zodat het zand er progradatie veroorzaakt.

9.9 Invloed van de zeebodem-morfologie en de zandvoorraad

De invloed van de dieptevermindering in de vooroeverzone is reeds eerder aangehaald bij de zwenking. Bathymetrische doorsneden dwars op de Oostkust, op de Middenkust en op de Westkust tonen dat er relevante verschillen in de *vooroevormorfologie* bestaan (fig. 2/28), terwijl de algemene strandmorfologie en strandevolutie eveneens verschillen. Een mogelijk verband lijkt dus niet uitgesloten. De zeebodem-morfologie kan immers de tijstroom oriënteren en die min of meer op de kust richten. Ze kan ook de golfwerking afremmen of concentreren of zwenkingen veroorzaken en daardoor voor geografische variaties in de strandmorfologie en in de stranddynamiek zorgen.

Vòòr Knokke daalt de zeebodem reeds op enkele honderden meter buiten de laagwaterlijn in de Appelzak tot op het peil -7 mH.* Op amper 4 km buiten de kust passeert men reeds het peil -15 mH in de geul van het Scheur. Verder zeewaarts volgt echter een grote ondiepe en relatief vlakke zone die doorloopt tot op 15 km (platen van de Raan en van de Walvisstaart). Het zeebodempeil schommelt er rond het peil -2,5 mH.

Vòòr De Haan (Middenkust) daalt het peil reeds tot -5 mH op 1 km buiten de laagwaterlijn maar dan volgt een zeer vlak gebied zonder ruggen of geulen van betekenis op een peil rond -5 mH. De Wenduinebank vormt er een lage rug. Het compact kleiig tertiair substraat dat daar ontsluit, stabiliseert de zeebodem enigszins maar wordt toch door erosie aangetast. Daarvan getuigen de vele eocene veldsteenfragmenten die rond Wenduine sinds oudsher op het strand geworpen worden. Strandboringen hebben aangetoond dat het eocene substraat zich daar op meer dan 20 m diepte bevindt. Verder zeewaarts van de Wenduine Bank daalt de bodem geleidelijk tot op -10 mH op ongeveer 10 km buiten de kust.

Vòòr Oostduinkerke is de vooroever erg ondiep. Het peil -5 mH wordt er maar bereikt op 2,5 km vòòr de laagwaterlijn. De zandvoorraad in de vooroeverzone is hier dus wel merkbaar groter. Getuige daarvan zijn de Broers Bank en De Oever die vooroeverbanken vormen.

*Zie bijlage "Enkele nulvlakken voor hoogtebepaling."

Figuur 2/26

**Uittreksel uit het
situeringsplan voor de
bouw van de zeekering ter
hoogte van De Haan (Golf)
in 1912.**

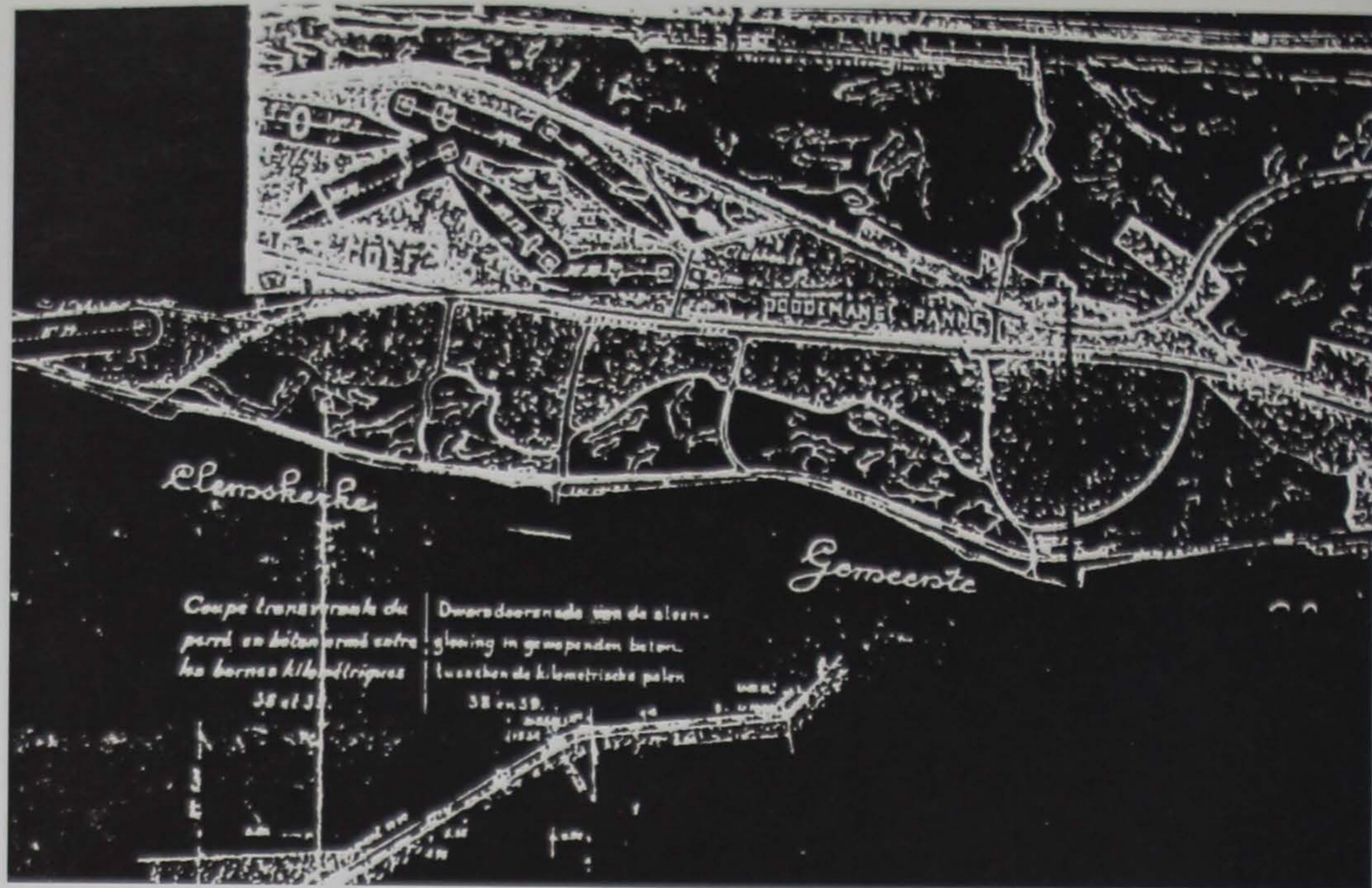


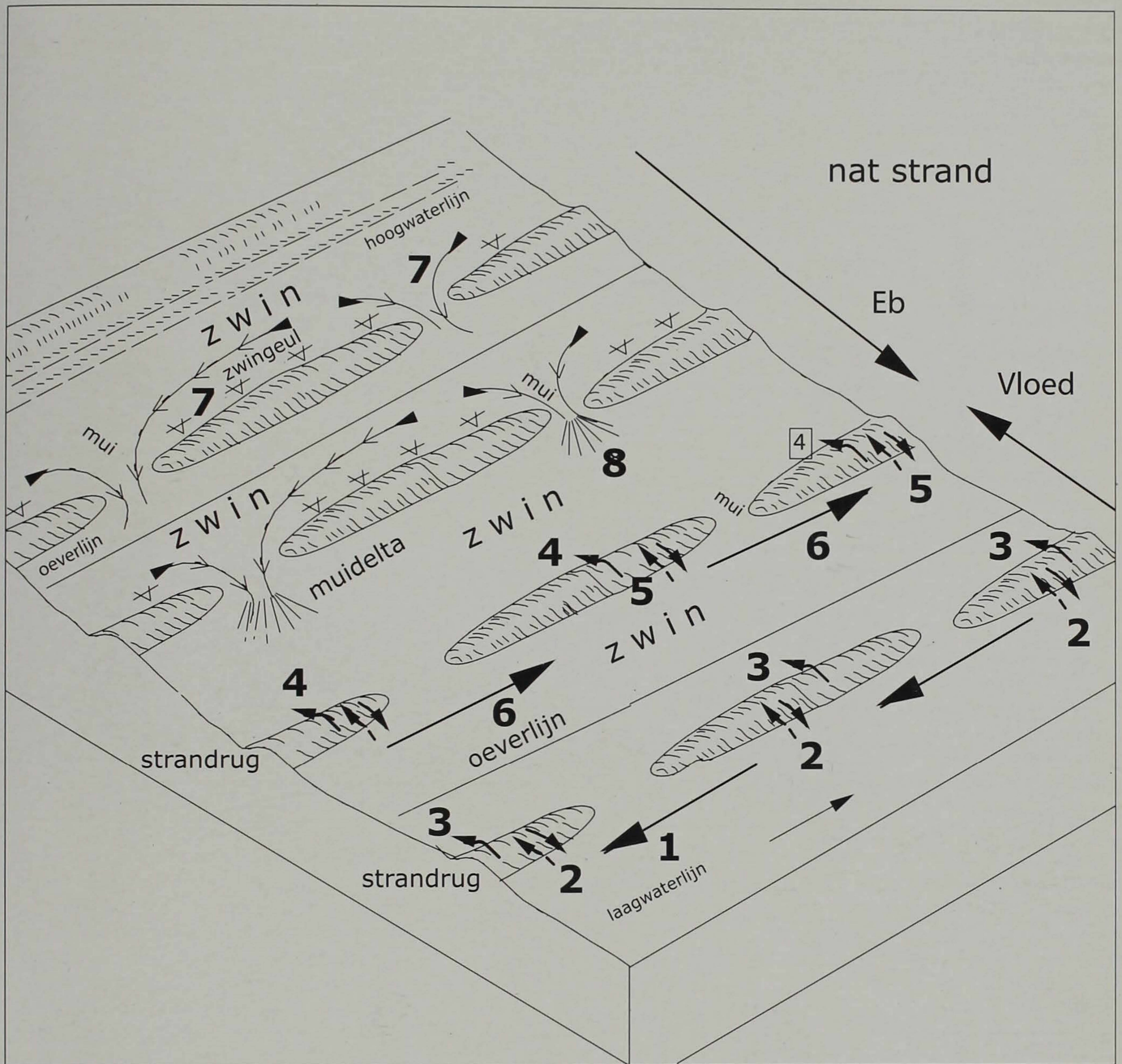
Foto 2/16

**Oude zeekering in
De Haan (Golf)**

De foto toont de oude betonnen zeekering (daterend uit 1912) en de dwarsstrandse betonnen platen (van vóór 1950) voor zandvang, beiden voorheen bedolven onder het duin en blootgelegd door de storm van eind december 1977.

Het illustreert de zware plaatselijke stormafslag die er de installatie van een erosieve megaprotuberans inluidde.

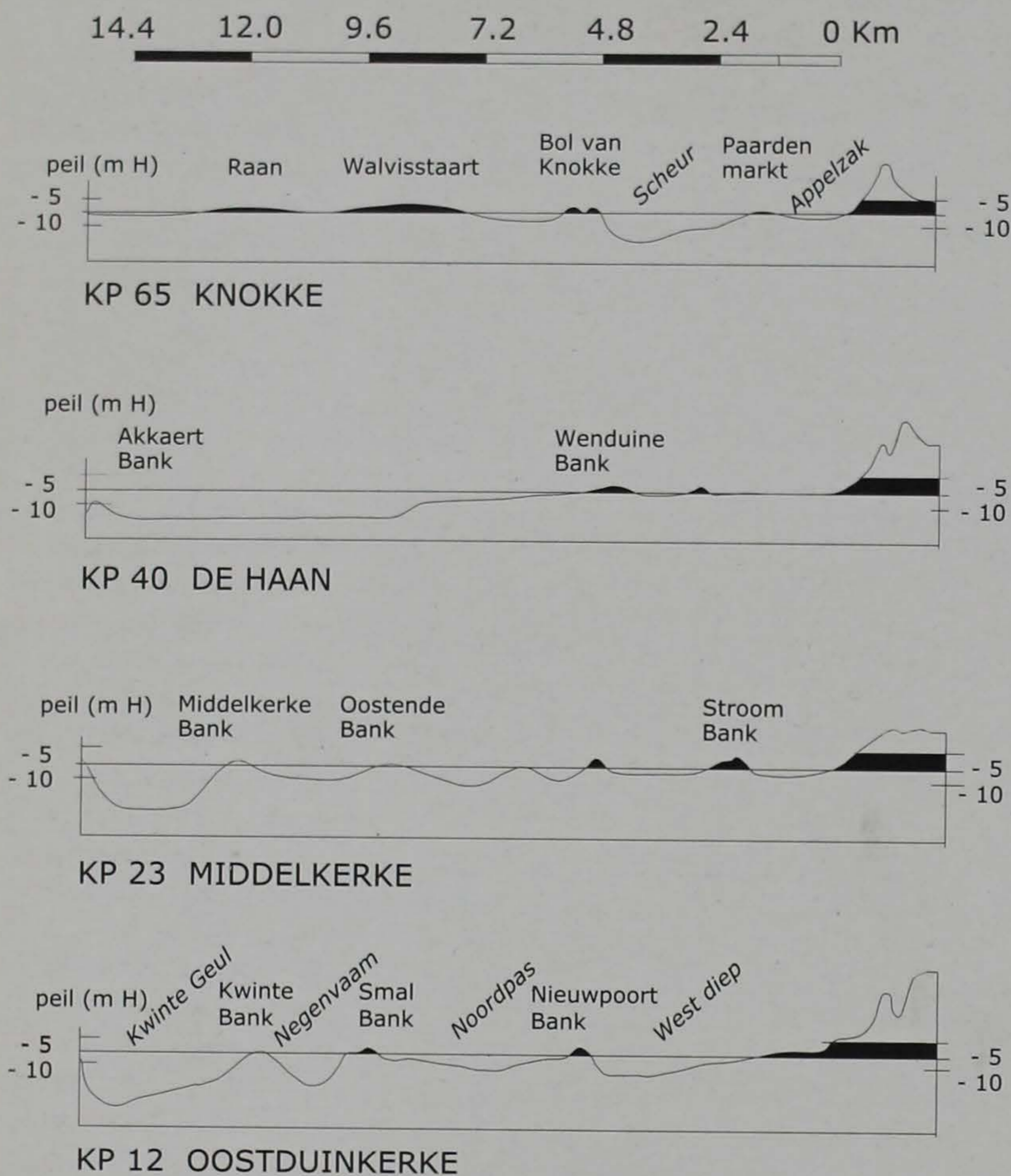
De Haan (Golf) KP 8
(januari 1979)



- 1 = langsstrands transport door vloedstroom.
- 2 = wisselend dwarstransport door golfoploop en -terugloop bij vloed. Eventueel stranddrift.
- 3 = overwash bij eb.
- 4 = overwash bij vloed.
- 5 = wisselend dwarstransport door golfoploop en -terugloop bij eb. Eventueel stranddrift.
- 6 = langsstrands transport door ebstroom.
- 7 = erosie door zwinstroming.
- 8 = opbouw van muidelta.

- ∨ = diepte-erosie door zwingeel
- ✕ = zijdelingse erosie door zwingeel

Figuur 2/27
Het zwinmechanisme



Figuur 2/28

Sublittorale topografie

Bathymetrische doorsneden van de zeebodem vóór de Vlaamse kust dwars op de kustlijn

Verder zeewaarts volgt dan een vrij complex zeebodemreliëf. Het is vooral gekenmerkt door een opeenvolging van zandbanken en vrij diepe geulen die min of meer zuidwest-noordoost verlopen. Ze richten de dominante vloedstroom zeewaarts maar oriënteren de zwakkere ebpijk naar de kust toe. Dit kan de aanvoer van fijner zand en van slib in dit strandgedeelte helpen verklaren. In de geulen ontsluit daar op vele plaatsen een compacte eocene klei (Ieper klei) onder een dunne veegzone van zand en grintresten. Op 4,5 km buiten de kust bereikt het Westdiep reeds een diepte tot 12,5 mH maar 1 km verder zeewaarts rijst de Nieuwpoort Bank (die min of meer parallel met de kust verloopt) op tot het peil - 2,5 mH. Amper 1 km verder daalt het bodempeil in de Noordpas terug tot op -12 mH en op 11 km buiten de kust bereikt men de Smal Bank waar de zeebodem terug stijgt tot 0-2,5 mH. De meeste van die banken zijn voor een groot deel opgebouwd uit holocene mariene zanden wat op zichzelf het probleem van hun vormings- en voortbestaansmechanisme stelt.

Langs de Oostkust liggen dus vrij diepe kustparallele depressies vlak vóór de laagwaterlijn. De tijdstromen kunnen er een belangrijke invloed hebben op de stranddynamiek. De zeevaartse uitbouw van de Zeebrugse havendammen heeft er de invalshoek van de vloedstroom nog meer op de kust gericht terwijl de nabijheid van het Schelde-estuarium met zijn intense tijddynamiek de sedimentdynamiek versterkt. De erosie van de zeebodem in de vooroeverzone wordt er van oudsher geïllustreerd door de vele resten van stenige lagen en door de vele fossiele schelpen (waaronder de grote stevige *Cardita planicosta*) die er op het strand geworpen worden. Die fossiele schelpen zijn afkomstig van het tertiaire zeebodemsubstraat of van vroegere quartaire deklagen waarin ze herwerkt voorkomen. Tot die laatste behoren mariene Eemiaan-sedimenten wat blijkt uit de exemplaren van *Venerupis senescens* die er aanspoelen. Heden ten dage is een deel van dit materiaal uitgewassen uit de recente suppletiestranden in die zone. De grote veenbrokken die men er na stormen regelmatig op het strand terugvindt wijzen erop dat in de vooroeverzone ook nog platen uit de vroegere holocene kustvlakte aangesneden worden en dat die zich in pre-Duinkeriaan tijden verder zeewaarts uitgestrekt heeft.

De Middenkust ten oosten van Oostende heeft een brede vooroever op een diepte die de normale golfwerking echter weinig beïnvloedt. Aan de Westkust worden de golven sterker afgeremd door de brede ondiepe vooroever. Het volstaat bij storm de kolkende zee op de



Foto 2/17

Kliffvorming in het duinfront door gecombineerde werking van duinwateruitvloeï, golfafslag en differentiële erosie.

Op het zandstrand liggen oppervlakkig grote stukken van een verbrokkelde, verharde bodem van een drooggevalen duinmeertje. In het steile duinfront ontsluiten enkele opeenvolgende verharde duinmeerbodems, overstoven en gescheiden door duinzanden. Bij een meer zeewaartse uitbreiding van het duinfront is door duinwaterzijping het hoog strand weggespoeld en het duinfront geleidelijk teruggeweken. Hierdoor is de duinwatertop gedaald, de duinwaterzijping stilgevallen, het duinmeerje geleidelijk drooggevalen, de meerbodem van slibbig sediment verhard en geoxydeerd en overstoven. Daarna is de duinwatertop terug gestegen. Het proces heeft zich één of meerdere malen herhaald waardoor het duinfront tot op de huidige plaats teruggeweken is.



Broers Bank en omgeving te zien om van de impact van de vooroevermorfologie overtuigd te geraken.

Het is echter niet gelukt een direct verband aan te tonen tussen de sedimentdynamiek op de Vlaamse Banken en de vormdynamiek of de kustevolutie op het strand. Recente bathymetrische opvolging van de vooroeverzone vòòr de kust van Knokke-Heist suggereert een verband tussen uitdieping in de vooroeverzone en stranderosie aldaar.

9.10 Andere krachten, processen en factoren

Daarnaast werken ook eolisch transport, afzetting en erosie; afschuivingen langs het duinfront; afspoeling door uitzijpelend duinwater of strandwater (fig. 2/29); impact van de neerslag; verandering van de verplaatsbaarheid van het zand door wijziging van het watergehalte en van de cohesie van de zanddeeltjes. Kinderen bouwen geen zandkastelen nabij de waterlijn waar het zand verzadigd is aan water en evenmin op het droog strand waar het

droog zand geen cohesie vertoont, maar daar waar het watergehalte juist voldoende is om aan het zand een grotere cohesie te geven door de werking van de capillaire zuigkrachten.

Misschien kan men ook eens proberen het directe morfologisch effect van de regenimpact op het zandoppervlak na te gaan.

Een factor die eveneens een rol speelt is de globale hydrodynamische positie. Zo komt vóór de Oostkust een westwaarts residueel transport voor dat mogelijks verband houdt met wateruitvloeï uit het Schelde-estuarium gedurende de eb. De Appelzak zou hierdoor het karakter van een ebgeul kunnen hebben die mede verantwoordelijk is voor de slibaanvoer naar het wad in de Baai van Heist.

De vorming van het duinfront is een gevolg van de verharde meerbodem die beter weerstand biedt aan de ondermijningserosie door de golven terwijl de duinvoet tijdelijk door de blokken tegen de golfafslag beschermd blijft en eolisch zand in de basisconca-viteit afgezet wordt.

St Frieux
(juni 1992)

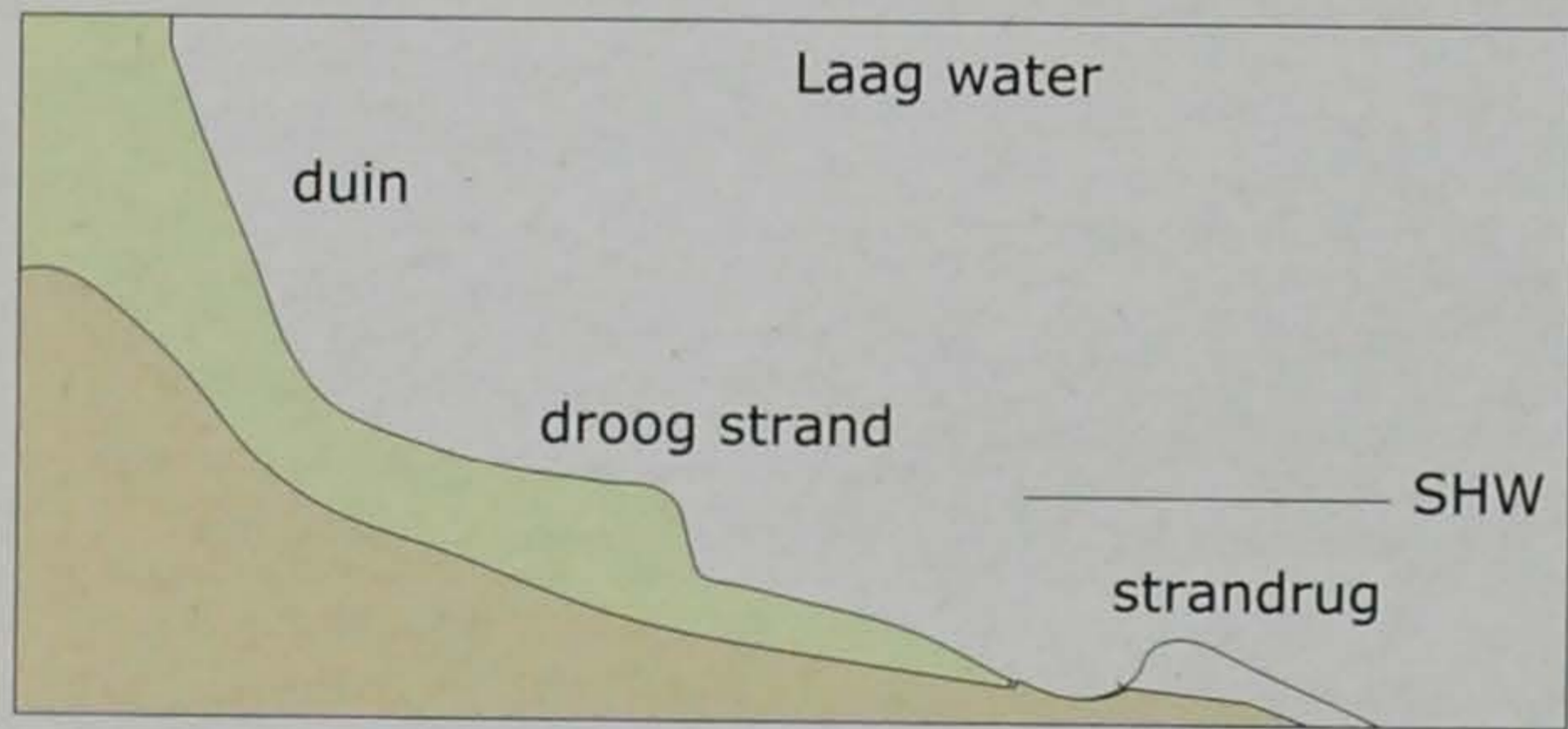
Monding van een duinbeek.

St. Frioux
(03-06-1992)

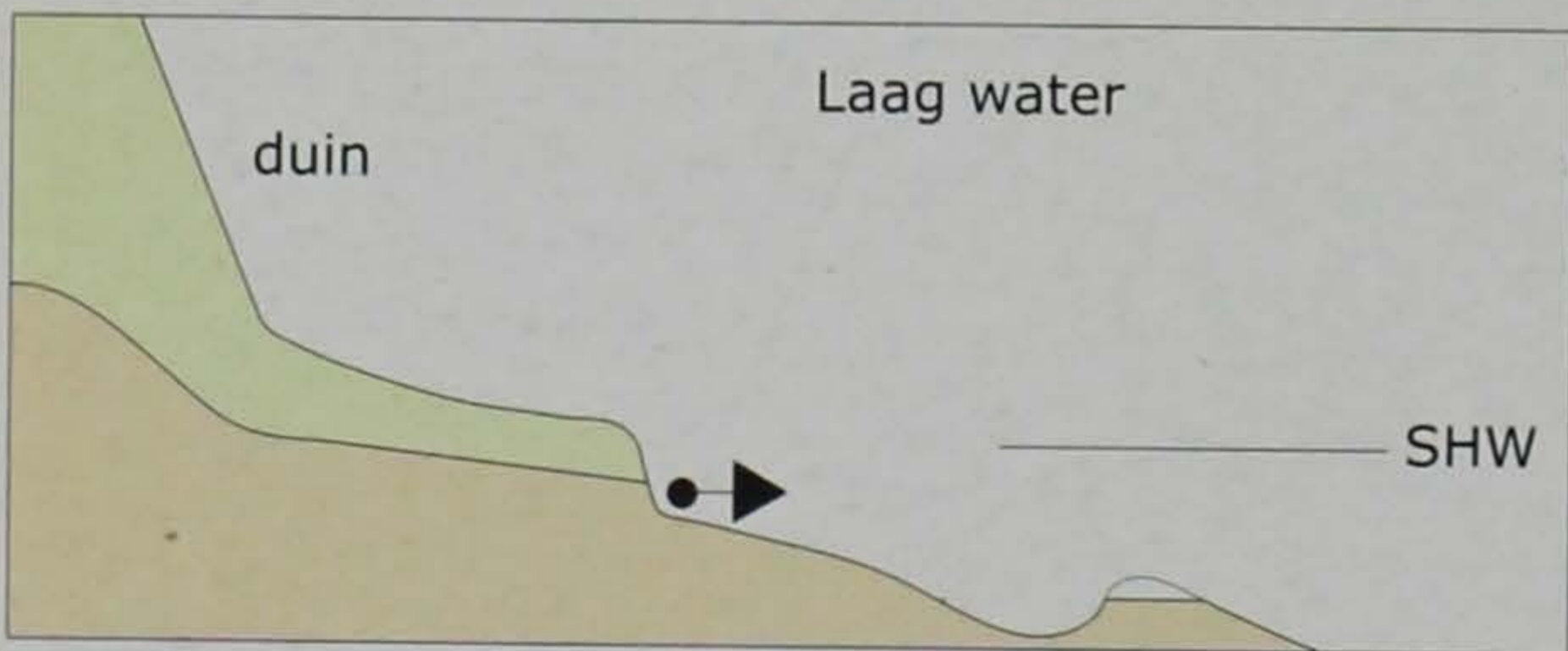


Figuur 2/29

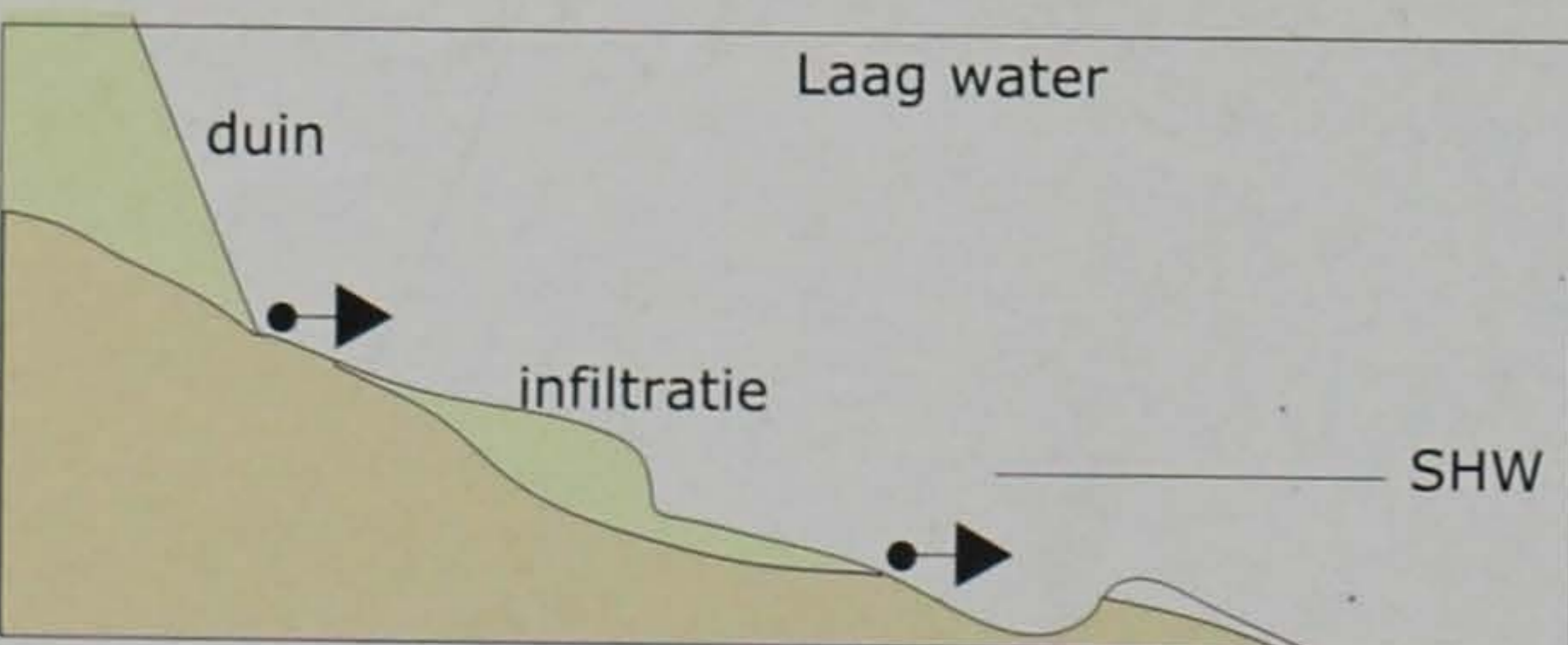
Duinwateruitvloe.



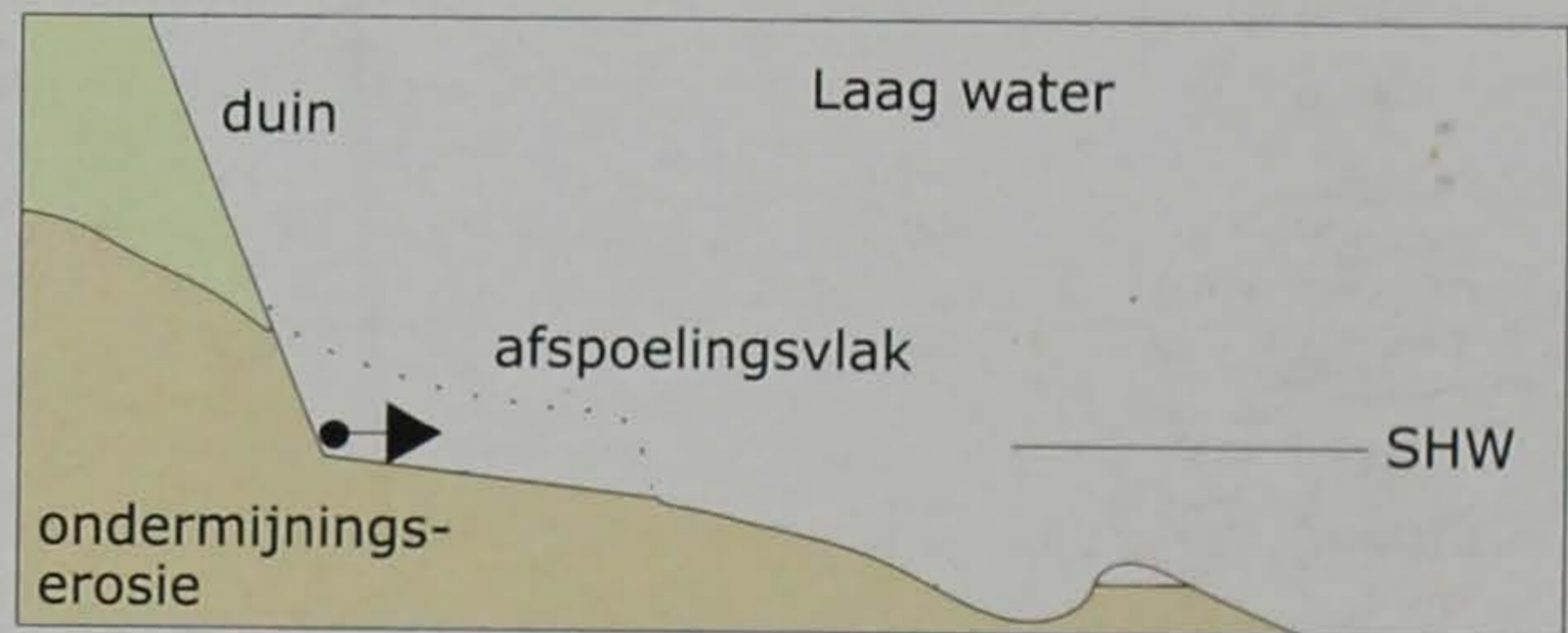
1 Lage stand van de grondwatertop (GWT)
Geen duinwateruitvloe.



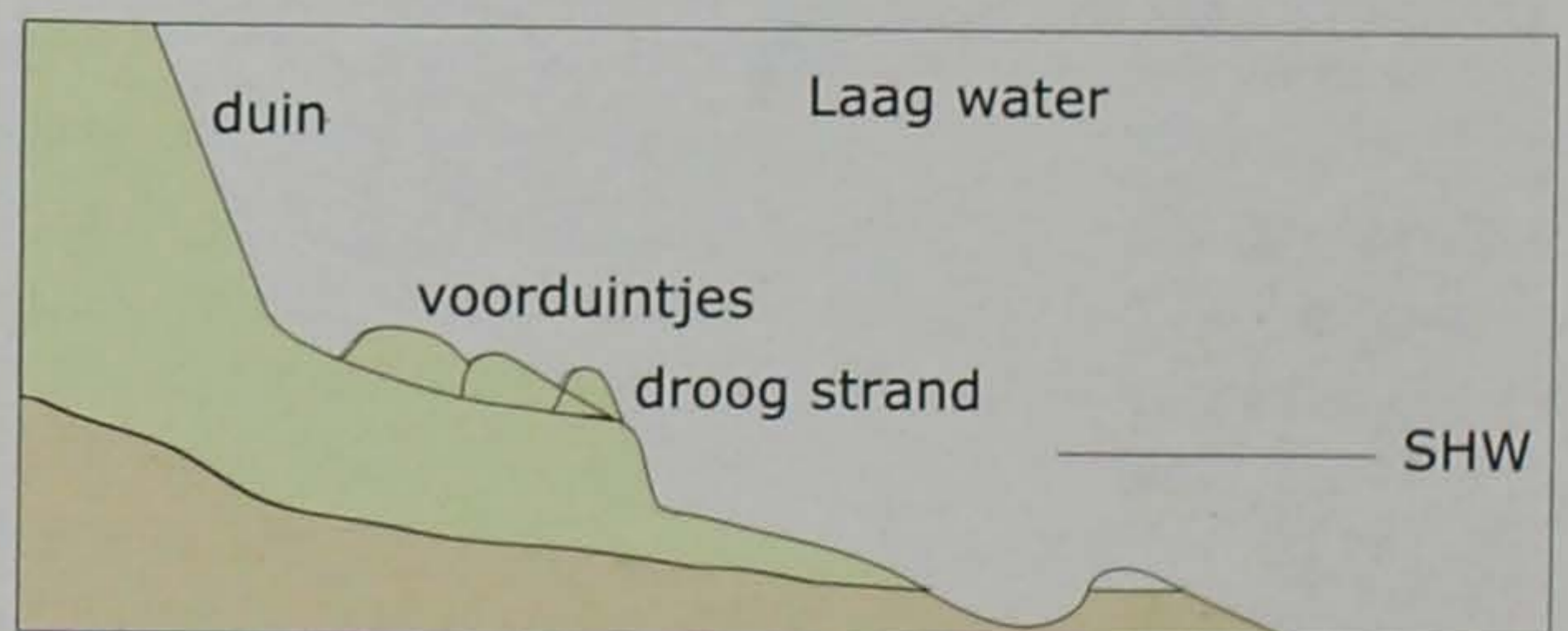
2 Stijging van de GWT tot boven het peil
van de voet van het droog strand.
Uitvloeï aan de voet van het droog strand.



3 Stijging van de GWT met hoge grondwaterstand in
de duinen na regenrijke periode.
Uitvloeï aan de duinvoet.



4 Hoge grondwatertop in de duinen na neerslagrijke periode.
Afslag en verlagening van het strand bij stormperiodes.
Uitvloeï aan de duinvoet.
Vorming van een afspoelingsvlak ter hoogte van het droog strand.



5 Daling van de GWT tot onder het peil van de basis van
het droog strand na een droge periode.
Eolische aanvoer en opbouw van het droog strand,
gevolgd door ontwikkeling van voorduintjes.



SHW = springhoogwaterpeil



Foto 2/19

Panne

Bredene
(Juli 1986)



Foto. 2/20

Duinmeertjes achter het duinfront

Op de achtergrond is een fossiele klif in krijtafzettingen te zien. De ligging van het duin aan de voet van de hoge fossiele klif in doorlatend krijtgesteente laat vermoeden dat zeewaartse grondwater-

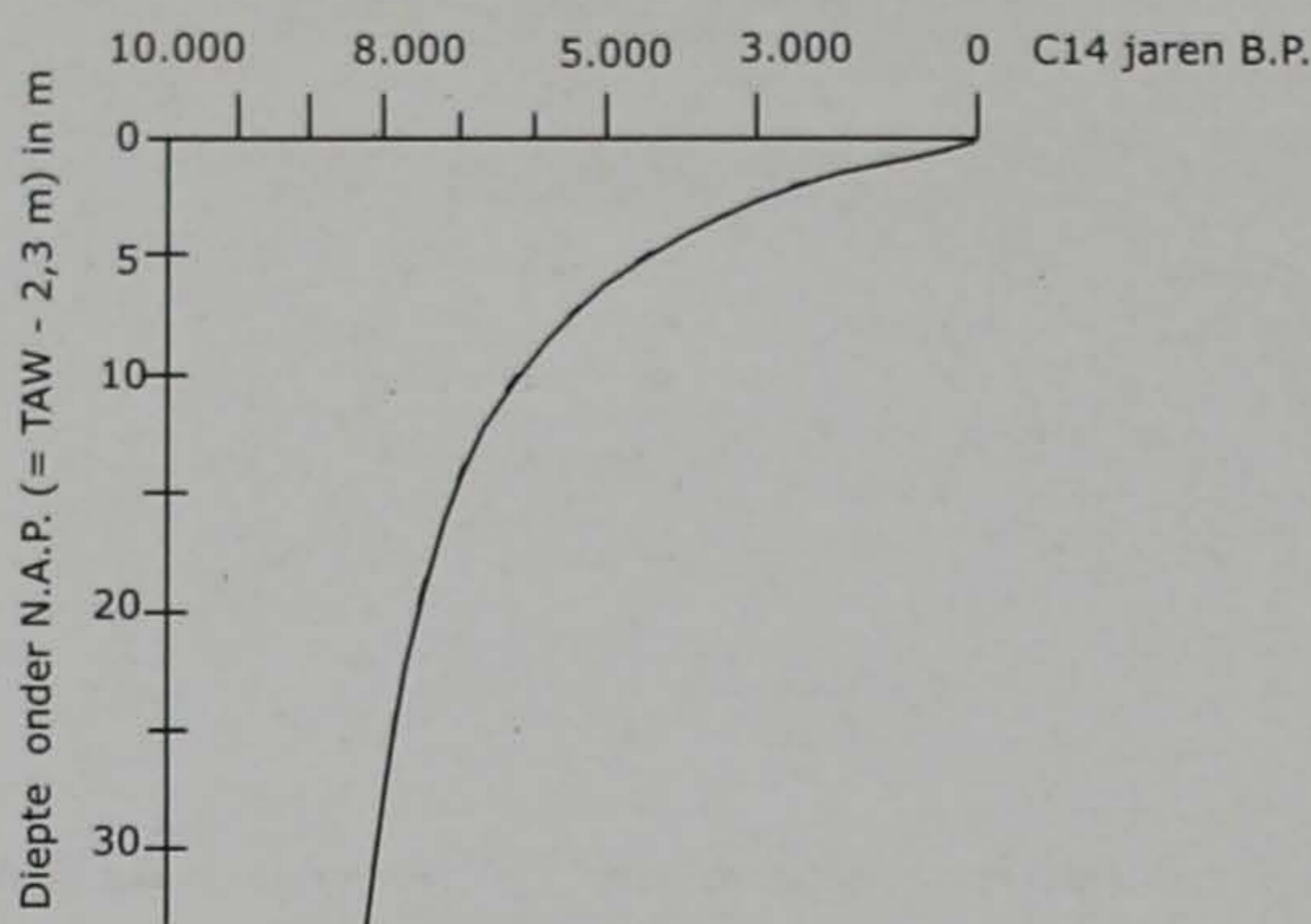
stroming het duinwater aanvult. De sterke seizoenale schommelingen van het waterpeil in de duinmeertjes achter het duinfront stelt het belang van die aanvoer evenwel in vraag.



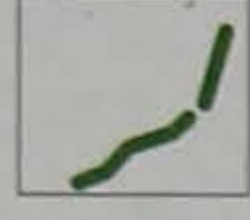

St Gabriel
(juli 1992)

Figuur 2/30

Relatieve stijging van het gemiddeld zeepil in Nederland sinds het begin van het Atlanticum (8000 j BP)

(naar Jelgersma 1961, en van de Plassche, 1982 in Berendsen, 1996)



-  Weichseliaan thalweg van de grote rivieren
-  Kustlijn van de Noordzee 18.000 j BP
-  Kustlijn van de Noordzee 10.300 j BP
-  Huidige kustlijn

Figuur 2/31

Kustlijnen in de Noordzee bij de jongste deglaciatie.

10 Zeespiegelbewegingen en kustevolutie

Met zeespiegelbewegingen bedoelt men wereldwijde of regionale verhogingen of verlagingen van het gemiddeld peil van de zeespiegel die zich over lange periodes uitstrekken. Die bewegingen zijn niet het gevolg van veranderde meteo-mariene omstandigheden (zoals luchtdruk-verlaging, windkrachttoename, wijziging windrichting, zeestroming, e.a.) evenmin als van veranderingen in de getijdekenmerken. Die laatste kunnen wel het gevolg zijn van een zeespiegelbeweging. Dit is het geval waar de diepte of de kustconfiguratie veranderd zijn ingevolge de zeespiegelrijzing.

Actuele zeespiegelbewegingen bepaalt men door voldoende lange registraties van het zeepil. Tot vòòr de komst van de GPS-techniek gebeurde dit t.o.v. een vast merkpunt aan land. Primair wordt aldus een relatieve zeespiegelbeweging opgenomen. Zowel het landoppervlak als het merkpunt zelf kunnen immers vertikaal bewegen. Die registraties moeten dus gecorrigeerd worden voor storende factoren om de absolute (of eustatische) zeespiegelbeweging te bekomen. Om vroegere zeespiegelstanden te bepalen wordt beroep gedaan op de ouderdom en het actuele peil van zeespiegelindicatoren van geologische of morfologische aard. Daartoe behoren continentale afzettingen aan de basis van een marien dek, zoals basisveen dat aangeeft dat de zee op dat ogenblik nog niet dat peil bereikt had.

Een *absolute zeespiegelbeweging* doet zich min of meer gelijktijdig en gelijkmatig voor over het gehele aardoppervlak. Ze kan het gevolg zijn van de toename van het watervolume in de wereldzee ten gevolge van de thermische uitzetting van het water of ook ontstaan door afsmelten van grote ijsmassa's die op de continenten of op de zee liggen. In beide gevallen houdt ze verband met een opwarming van de atmosfeer. De warmte-aanvoer vanuit de aarde zelf is immers zeer gering. Diktetoename van continentale ijsdekken kan wel hun afschuiven naar zee in de hand werken. Een absolute zeespiegelbeweging kan ook het gevolg zijn van megatektonische verschijnselen, waarbij de inhoud van de oceaانبekkens gewijzigd wordt. Veranderingen van de vorm van de geoïede (die overeenkomt met het hobbelig oppervlak van de oceanen) kunnen ook de zeespiegelstand beïnvloeden. Wijzigingen in de interne massaverdeling van de aarde spelen daarbij een rol. Waar de zwaartekracht groter is wordt het wateroppervlak ingedrukt.

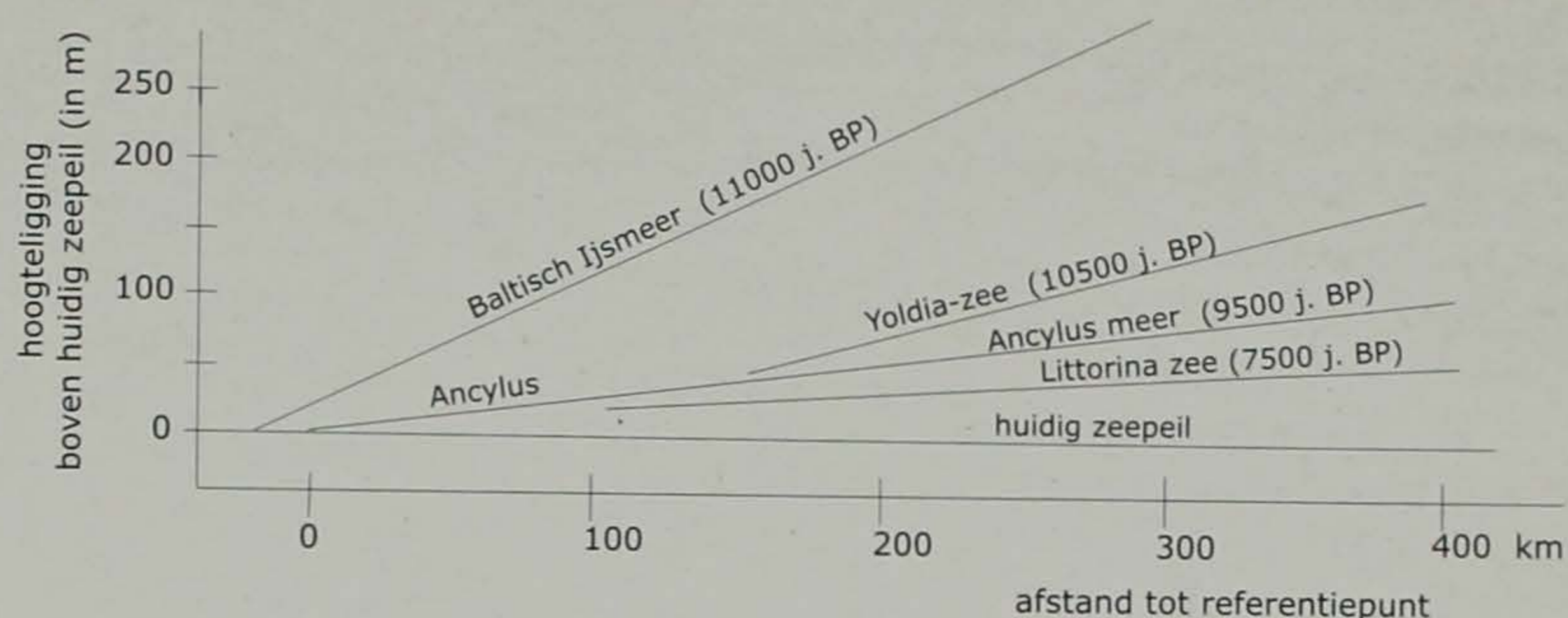
Relatieve zeespiegelbewegingen zijn lokale of regionale veranderingen in de zeespiegelstand ten opzichte van een plaatselijke hoogte-referentie. Tektonische opheffing of inzakking, sedimentzetting en, in het bijzonder rond de Noordzee, glacio-isostatische compensatiebewegingen zijn daarbij van belang. Bij die laatste rijst een gebied dat door het gewicht van een ijsdek ingedrukt was omhoog omdat het ijs afsmelt of omdat een ijsmassa in zee glijdt. De relatieve hoogte van het land ten opzichte van de zeespiegel verandert dan, ten minste als de snelheid van isostatische oprijzing (of daling) niet dezelfde is als die van de verticale zeespiegelbeweging. Afschuiven van een ijsmassa kan gebonden zijn aan druksmelten aan de ijsbasis waardoor de schuifweerstand ten opzichte van het substraat wegvalt. Druksmelten is een gevolg van dikte-toename van het ijs en niet noodzakelijk van klimaatsverandering.

Een geval van absolute zeespiegelstijging is de *postglaciale zeespiegelstijging* die zich sinds 15.000 j. BP wereldwijd voorgedaan heeft in het zog van de jongste klimaatsverbetering. De zeespiegelcurve van Shepard (1963) toont dat die een amplitudo van een honderdtal meter bereikt heeft.

De *holocene zeespiegelbeweging* maakt daar deel van uit. Sinds het begin van het Atlanticum (8000 j. BP) is de zeespiegel eerst snel blijven stijgen tot het einde van het Atlanticum (5000 j. BP) waarna de snelheid van stijgen snel afgezwakt is. Fig. 9/30 toont het verloop van het gemiddeld zeepeil in Nederland sinds het begin van het Atlanticum. Eerst steeg de zee er met een snelheid van 6 tot 7 mm/jaar, later afgezwakt tot 1 tot 2 mm/jaar. Diverse studies (A.-N. Mörner in: M. Schwartz, 1982) hebben aangetoond dat de eustatische holocene zeespiegelrijzing niet gelijkmatig verlopen is maar dat zich fluctuaties met een amplitudo van 1 tot 5 m voorgedaan hebben.

Tienduizend jaar geleden lag een groot deel van de Noordzee nog droog (fig. 2/31). Zij was herschapen in een periglaciale vlakte waarover de grote rivieren een uitweg naar zee zochten en waarop proglaciaire meren voorkwamen. Noordwaarts was hij omgeven door randzones waar ijsstromen op uitliepen.

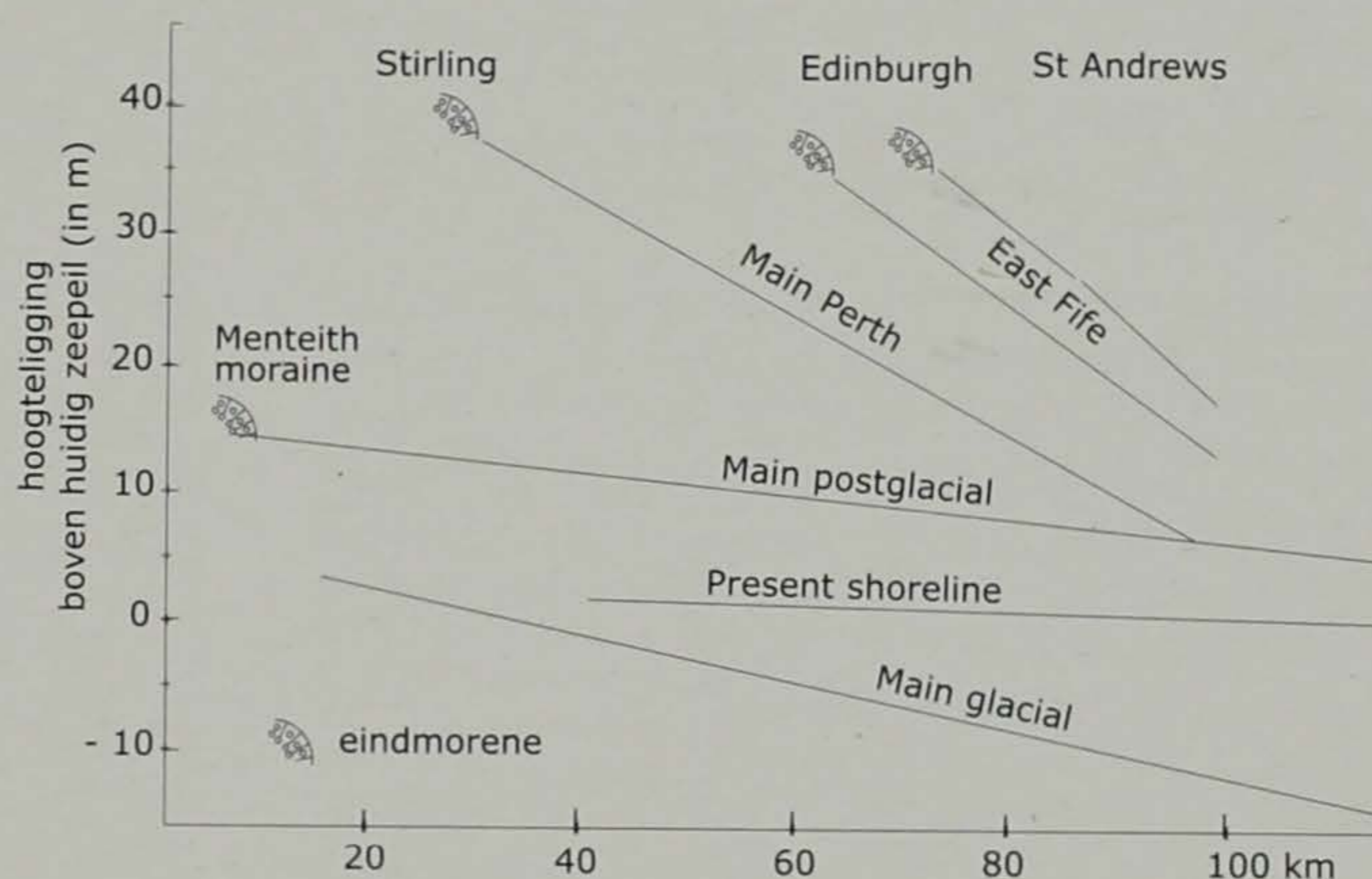
In Scandinavië en in Schotland ging die holocene zeespiegelrijzing gepaard met een nog snellere stijging van het landoppervlak. Dit was een gevolg van het afsmelten van het dikke ijsdek dat Scandinavië en Scotland overdekte en waardoor glacio-isostatische opheffing plaats greep. Hierdoor kwam de holocene absolute zeespiegelrijzing daar overeen met een relatieve daling van het zeepeil ten opzichte van het land. Men vindt er opgeheven stranden van holocene ouderdom tot tientallen



Figuur 2/32

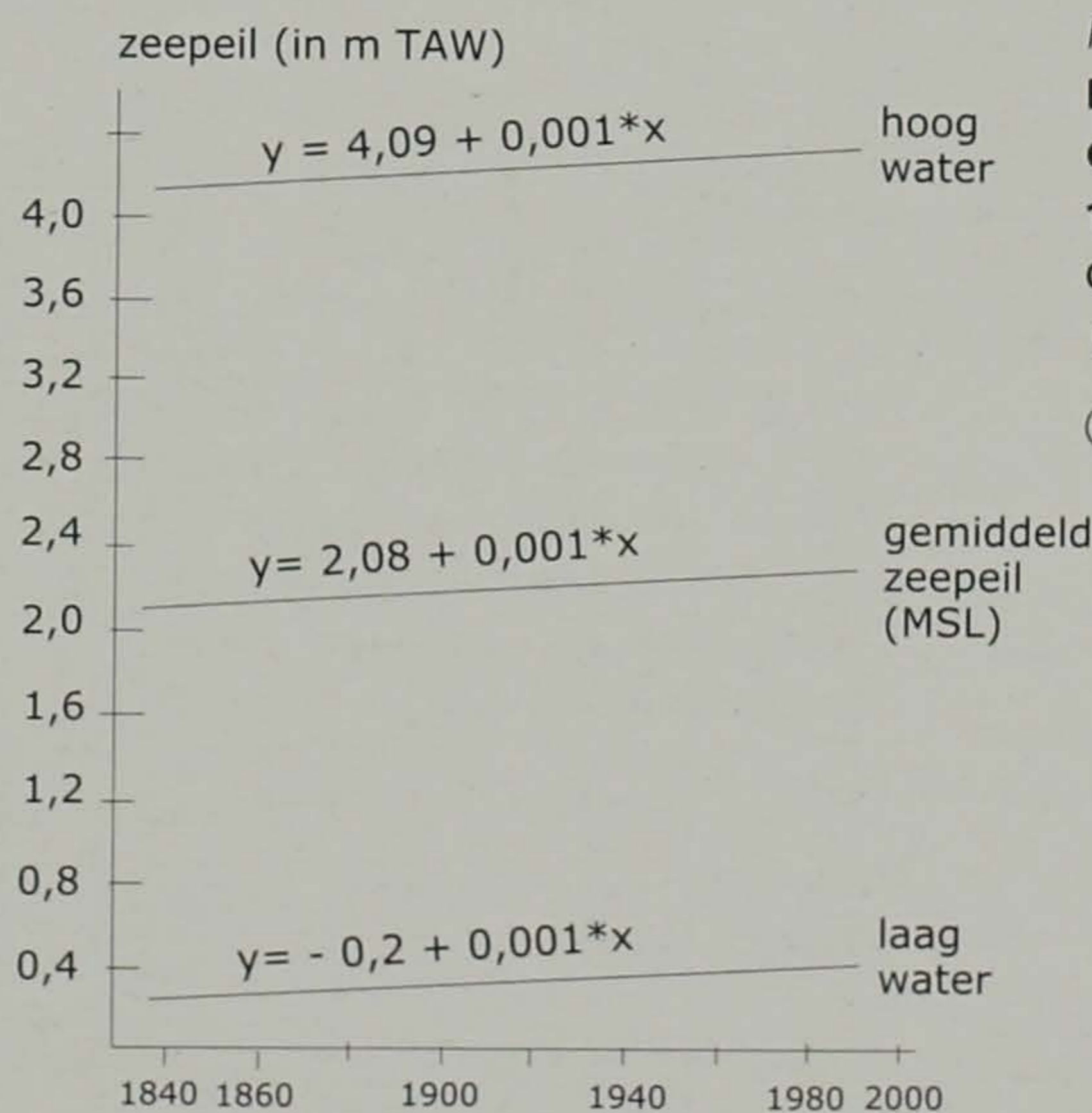
Hoogteligging van de opgeheven postglaciale stranden van de opeenvolgende zee- en meerfasen in het Baltisch gebied (Zuid-Zweden).

Strandposities geprojecteerd op éénzelfde vertikaal vlak.



Figuur 2/33

Hoogteligging van enkele opgegeven glaciale en postglaciale kustlijnen langs de Firth of Forth (Schotland) stroomafwaarts van de eindmorenepositie.



Figuur 2/34

De zeespiegelbeweging te Oostende in de periode 1840-2000.

Gemiddelde stijging MSL: 0,44 mm/jaar

(naar C. Van Cauwenberghe 1999)



Foto 2/21

Het quartair dek te Meetkerke (zandgroeve, 1969).

Bovenaan ongeveer 2 m fijne dekzanden (Weichseliaan), rustend op 1,5 m goed gelaagde schelprijke strandzanden (Eemiaan). Daaronder over 4 à 5 m, kleig-silteuse wadafzettingen.

Foto 2/22

Fijngelaagde silteuze Eemiaan-wadafzetting met woelssporen van bodembewoners



Foto 2/24

Detail op het contactvlak tussen Weichseliaan en Eemiaan. Grote cryoturbate storing uit de laatste ijstijd (Weichseliaan). Postsedimentair ontwikkeld in de strandzanden, vertrekkend aan de basis van de dekzanden onder een hiaat van ongekende sedimenten en te vervolgen als een ijswigpseudomorfe in de wadkleien.



Foto 2/23

Klei van Meetkerke (Eemiaan wadklei) met zeer talrijke wadslakjes (*Hydrobia*) en een slijkgaper (*Scrobicularia*) in levenspositie

meter boven de huidige zeespiegel liggen (fig. 2/32). Anderzijds zijn grote delen van Nederland gedurende het Holoceen door zee overspoeld niet alleen ten gevolge van de post-glaciale zeespiegelrijzing, maar mede door de tektonische inzakking van de Centrale slenk van de Noordzee en van de Rijngraben die beide in Centraal Nederland uitlopen. De Baltische Zee heeft gedurende het Holoceen een opeenvolging van mariene en van lacustriene fasen gekend (fig. 2/33). Die werden mede bepaald door de veranderingen in de relatieve diepte van de doorgangen naar de Noordzee. Beide voorbeelden illustreren de dubbele oorsprong die de zeespiegelbeweging in vele gebieden kent.

Dergelijke zeespiegelbewegingen brengen niet alleen een verandering van het zeepeil mee, maar veroorzaken ook verschuiving van de kustlijn. Die gebeurt landinwaarts als de relatieve zeespiegel voldoende snel rijst of zeewaarts als de relatieve zeespiegel voldoende snel daalt. Vlakke kustgebieden kunnen onderlopen en kusten kunnen aan sterkere mariene werking blootgesteld worden.

Thans wordt algemeen aan-genomen dat zich gedurende de laatste decennia een absolute zeespiegelstijging van 1 tot 2 mm per jaar voorgedaan heeft. In 1986 bevestigde de U.S. Environmental Protection Agency het bestaan van een absolute zeespiegelrijzing van 1,2 mm/jaar in de periode 1880-1980 (in R. Paskoff, 1993). De desbetreffende eustatische zeespiegelcurve suggereert dat zich vanaf 1980 een versnelling van de zeespiegel-stijging zou kunnen voordoen.

Het is vooral in verband met de recente erosieverschijnselen langs het Vlaamse strand dat er gepeild is naar een mogelijke invloed van de *actuele zeespiegelrijzing* die men in de laatste decennia meent te mogen herkennen en die in verband gebracht wordt met een recente opwarming van de atmosfeer. Thans bestaat er een strekking om die opwarming toe te schrijven aan toename van de broeikasgassen ten gevolge van menselijke activiteiten.

Er stellen zich dan ook verschillende vragen. Stijgt de zeespiegel langs de Vlaamse kust en in welke mate? Gaat het om een relatieve of om een absolute zeespiegelbeweging? Neemt de snelheid van zeespiegelstijging inderdaad toe? Heeft die stijging een weerslag op de stabiliteit van de Vlaamse kust? In hoever zijn recente erosieverschijnselen daaraan toe te schrijven? In hoever houdt die stijging verband met een opwarming van de atmosfeer? Hoe evolueert de opwarming van de atmosfeer? Welke zijn haar oorzaken? Welke rol speelt de menselijke activiteit die gepaard gaat met de uitstoot van broeikasgassen daarbij? Welk is het aandeel van de natuurlijke

broeikasgassen. Komen er meer natuurlijke broeikasgassen vrij door de opwarming (zoals bij smelten van de permafrost of ontdooien van methaanhydraten die men langs continentale taluds aantreft)?

Kan daar iets aan gedaan worden?

Deze laatste vragen overschrijden ver het domein van deze strandgids. Laten we alleen kijken of het om een absolute beweging gaat en welke grootte ze heeft.

De Vlaamse kust blijkt, althans in de jongste geologische tijden, een tektonisch stabiel gebied geweest te zijn. Een aanwijzing daarvoor is het feit dat men in de Vlaamse kustvlakte schorre-afzettingen uit het vorige interglaciaal (Eemiaan, 100.000 jaar B.P.) op hetzelfde peil aantreft als de huidige polder-sedimenten die wadafzettingen van de Duinkerkaan overstromingen zijn (1.500 tot 1.000 jaar B.P.) (foto 2/21 tot 2/24). In Zuid-Holland vindt men, ingevolge subsidentie, dergelijke sedimenten terug op enkele tientallen meter onder het huidig oppervlak. De Vlaamse kust is dus bijzonder geschikt om de omvang van de huidige absolute zeespiegelbeweging na te gaan. Daarna kan men zijn aandacht richten op het mogelijke verband met de erosieverschijnselen langs onze kust.

Over de grootte van de zeespiegelrijzing die in de periode 1970-1995 langs onze kust optrad zijn we goed ingelicht. Hydrograaf C. Van Cauwenberge heeft jarenlang wetenschappelijk waarnemingswerk verricht over dit onderwerp. Voor deze periode blijkt de zeespiegelrijzing langs de Vlaamse kust gemiddeld 0,8 tot 1 mm per jaar te bedragen (fig. 2/34). Afgezien van de technische problemen die bij dit moeilijk speurwerk rijzen, lijkt het weinig waarschijnlijk dat een verhoging van het waterpeil met 4 cm sinds 1970 de verklaring zou vormen voor de erosieverschijnselen die plaatselijk onze kust aantasten. Des te meer dat zich langs de Vlaamse kust ook zones met aanwas situeren (zie fig. 1/7, 1/9 en 1/10). Dit sluit niet uit dat andere menselijke ingrepen naast oorzaken gebonden aan de normale mariene werkingen in de kustzone, aan de basis zouden liggen. In dit verband rijst ook de vraag in hoever sommige kustverdedigingswerken of kustbenaderingswerken de erosie zelf in de hand werken. Dit is een vraag die in een brede interdisciplinaire context dient benaderd te worden.

11 Opvolging, trends, modellering en voorspelling

Natuurlijk stellen zich talrijke vragen over de verdere evolutie van de Vlaamse kust. Gaat de kustlijn terugschrijden? Hoe evolueert de zandvoorraad langs het strand? Welke zijn de oorzaken van de erosie? Hoelang zal ze doorgaan? Kan men iets doen aan de oorzaken? Komt publiek of privé onroerend goed in gevaar? Welke maatregelen nemen om nadelige gevolgen te voorkomen? Komt er dan een stabilisatie? Hoe kan men realistische prognoses maken over het verdere verloop van de zeespiegelbeweging? Hoe ver dragen die? Hoe zullen de processen verlopen bij verdere zeespiegelstijging? Vele van die vragen hebben inwoners van de Middenkust zich reeds in het begin van de 20^{ste} eeuw gesteld. De desbetreffende briefwisseling is nog steeds in archieven (A.W.Z.) bewaard gebleven. Ook dan waren er voorstanders van een "laissez faire, laissez passer" en andere die een dringend ingrijpen noodzakelijk achtten.

Dergelijke vragen spoken ook nu rond in het hoofd van wetenschappers en ingenieurs, van economen en politici, van kustbeheerders en lokale verantwoordelijken, van stranduitbaters en eigenaars. Voor de ene reikt de vraag maar enkele jaren ver, voor de andere enkele decennia, voor nog andere is het een peilen naar wat in de komende eeuwen zal gebeuren. De verschillende tijdschalen waarbinnen de kust- en strandevolutie zich afspeelt en het verschil in processencomplexen die daarbij optreden, bepalen in zekere mate dat verschil in interesse. De vraagstelling en benadering door een ingenieur belast met kuststabilisatie zal heel anders zijn dan die van een geoloog of een strandmorfoloog. De ene zal meer conceptueel en experimenteel denken en niet alleen aan voorspelling maar nog meer aan preventie aandacht schenken. De andere zal meer beroep willen doen op terreinmonitoring ten einde de processen te kennen die inwerken op de korte termijn evolutie. Een derde zal beroep willen doen op de interpretatie van geologische gegevens als getuigen van de vroegere evolutie. Die is van belang voor de lange-termijn voorspelling en voor het speuren naar de lange-termijn-componenten. Aansluitend daarbij kan men zich afvragen of men binnen elke tijdschaal continuïteit van processen en factoren mag vooropstellen?

Vooraf dient herhaald dat niet overal langs de Vlaamse kust erosie optreedt.

Dit maakt het probleem des te complexer. De prognose zal dus ook geografische verschillen in de evolutie moeten aanpakken. Het feit dat afslagfasen ook vroeger opgetreden zijn maar dat achteraf natuurlijk herstel gebeurd is speelt natuurlijk in de kaart van diegenen die een minimale tussenkomst vooropstellen. Anderzijds is de toeristische sector heden ten dage helemaal niet gediend met de mogelijkheid dat over enkele decennia een natuurlijk herstel van het droog strand zou kunnen optreden en eist de publieke opinie bescherming van haar goed. De strandmorfoloog wil het huidig gebeuren, zijn oorzaken en processen nagaan en de diagnostische betekenis van de stranddynamiek evalueren. Iedereen is benieuwd naar de geloofwaardigheid van de prognoses. Men mag ook de rol van menselijke ingrepen en de complexiteit en onderlinge afhankelijkheid van de processen niet uit het oog verliezen. Zeespiegelrijzing verandert zelf de werking van andere processen. Ingrepen in het functioneren van het natuurlijk milieu kunnen wel opgevolgd worden. Opvolging en registratie van het huidig gebeuren kunnen later verder onderzoek ondersteunen.

Naast de vele recente ingrepen voor kustbescherming heeft A.W.Z. ook een geavanceerde monitoring van de kustevolutie georganiseerd en, sinds 1820, maregrafische registraties uitgevoerd. Sinds de jaren '70 is er onder impuls en leiding van A.W.Z. een enorm werk verricht inzake de *opvolging* van het beschikbare zandvolume langs de kust, het saldo van de aanwas en afslag (de zandbalans) over verschillende periodes en strandlengten, de verplaatsing van de extreme vloedlijnen (HWL, LWL) en de cartografie van de hoogteveranderingen langs de Vlaamse kust. Dit werk heeft bovendien geleid tot belangrijke technologische innovaties, zoals het gebruik van snelle Beasac bathymetrie in de vooroeverzone en op het overstroomde strand, diverse technieken en toepassingen van afstandswaarneming, vooral door luchtfoto-opnames. De resultaten zijn door A.W.Z. regelmatig kenbaar gemaakt in tal van rapporten. Dit alles heeft gediend als basis voor de belangrijke kustverdedigingswerken die in de laatste decennia uitgevoerd zijn. Verdere informatie kan gevonden worden in desbetreffende publicaties die in de bibliografie vermeld worden.

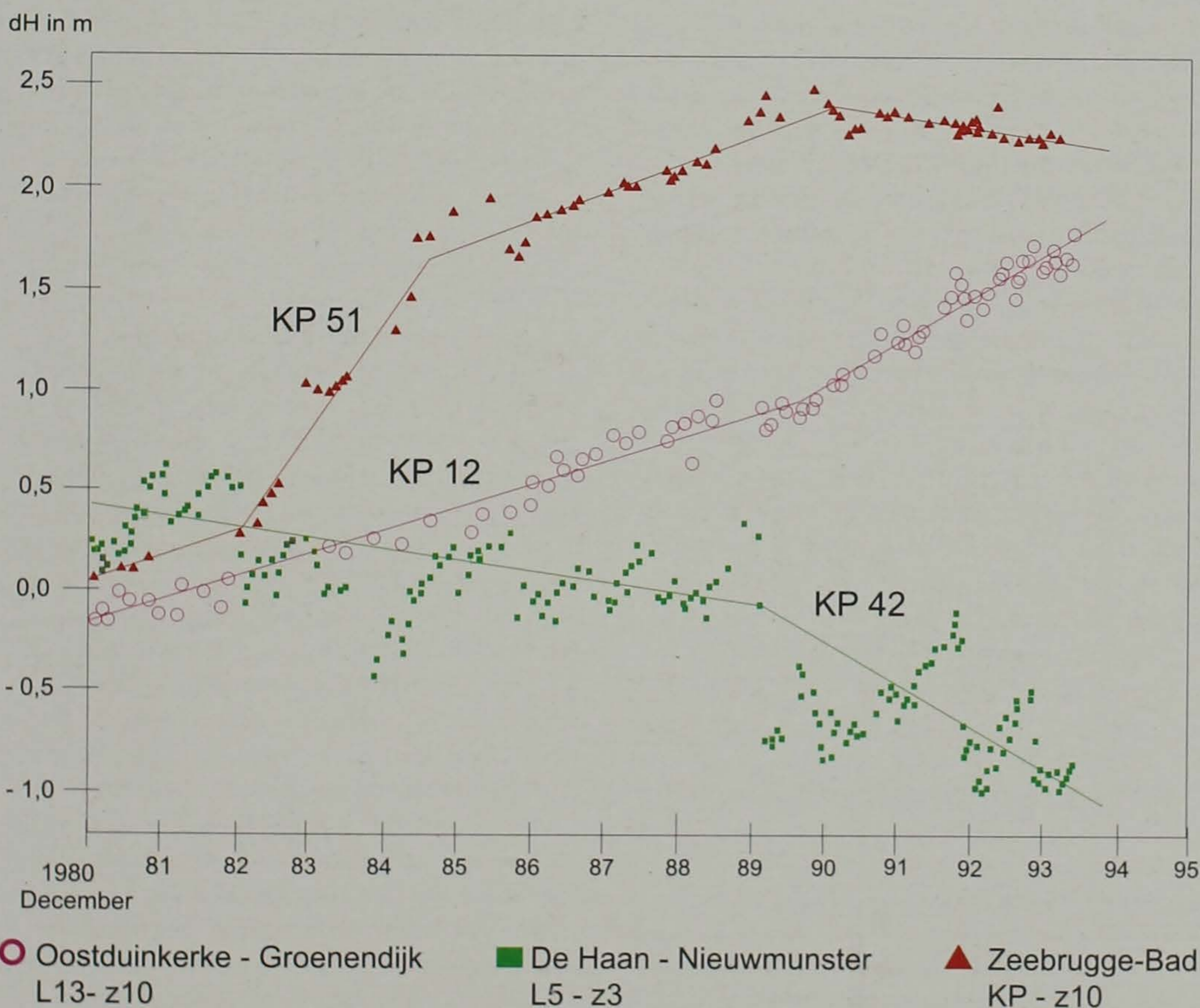
Trendbepaling op basis van terreingegevens, fysische en numerische modellering, modellering op basis van het evenwichtsprofiel en andere, vormen een gespecialiseerd en interdisciplinair gebied dat, dank zij de computer met zijn mogelijkheden voor opslag en met zijn grote rekenkracht en de ontwikkeling van statistische technieken, een hoge vlucht genomen heeft. Men kan zich wel de vraag stel-

len of deze technieken, afgezien van de nodige iteratieve benaderingsprocedures en validaties, op voldoende wijze de complexiteit en de veranderlijkheid van de natuurlijke processen tot hun recht laten komen.

Om tot trendbepalingen over te gaan blijken lange tijdreeksen noodzakelijk te zijn omwille van de impact van events. Hoe ver men een trend in de tijd kan doortrekken blijft een open vraag. Het opvolgen van de verandering van de gemiddelde strandhoogte rond de duinvoet gedurende de periode 1980-1995 in Zeebrugge (KP 51), in De Haan-Nieuwmunster (KP 42) en in Oostduinkerke (KP 12) levert tijdreeksen (fig 2/35) die tonen hoe de trend in de hoogteverandering na de zware stormen van februari 1990 veranderd is en hoe die veranderingen verschillen in verschillende kustzones. In Zeebrugge is een afzwakkende verhoging omgeslagen in een trend tot verlaging. In De Haan (KP 42) is een trage daling veranderd in een trend tot snelle residuele verlaging die sprongsgewijze verloopt en tweejaarlijkse fasen van snelle maar kortstondige verhoging omvat, telkens gevolgd door een kortere fase van brutale en belangrijke verlaging. In Oostduinkerke-

Groenendijk is een trend tot gelijkmatige verhoging sinds de stormen van februari 1990 omgeslagen in een trend tot versnelling van de toename van de gemiddelde hoogte van het beschouwde stranddeel.

In verband met de dynamiek van de strandvormen zelf, haar rol in de evolutie van het globale strand en haar voorspellende betekenis ligt ook nog een groot studiegebied open. Het terrein zelf is nog altijd het beste laboratorium.



Figuur 2/35

Verandering van de gemiddelde strandhoogte (dH) rond de duinvoet gedurende de periode 1980-1995 in Zeebrugge (KP 51), De Haan (KP42) en Oostduinkerke (KP 12).

$$dH = St/L - Sr/L$$

St = oppervlakte van het verticale transversale profiel van de aangegeven sectie boven het referentiepeil - 10 m TAW bij de opname.

Sr = gemiddelde waarde voor 1980 (referentie)

L = overeenkomstige lengte van het profiel.

Korte bibliografie

- Administratie Waterwegen en Zeewezen, 1994, Evolutie van strand en vooroever te Knokke-Zoute. Eurosense, (z.p.), 23 p.
- Administratie Waterwegen en Zeewezen, 1999, Kustlijnkaarten. Evolutie tot mei/juni. Deel 2: Oostende tot Cadzand. Oostende, Ministerie Vlaamse Gemeenschap, Administratie Waterwegen en Zeewezen, 13 p., 25 krt.
- Administratie Waterwegen en Zeewezen, 2001, Kustmorfologie. Voorjaar 2001. Synoptisch rapport. Teledetectie. Eurosense, z.p., tab., grafieken, 10 kaarten.
- Anonymus, 2005, Klimaat verandert door foute statistiek. Het bewijs dat de mens de aarde opwarmt staat weer op losse schroeven. Mann versus McIntyre. *Natuur, Wetenschap en Techniek*, jg. 73, n^o 2, p. 22-31.
- Augustinus, P., G., 1999, Ruimte in het kustonderzoek. Universiteit Utrecht, 18 p.
- Bagnold, R., A., 1973, The Physics of Blown sand and Desert dunes. London, Chapman and Hall, 285 p.
- Bakker, T. & Nienhuis, P., 1990, Geohydrology of Les Dunes de Mont Saint Frieux, Boulonnais, France. *Catena*, Supplement 18, p. 133-143, 6 fig.
- Berendsen, H., 1996, De vorming van het land. Assen, Van Gorkum, p. 152.
- Bowditch, N., 1977, American Practical Navigator. Defense Mapping Agency, Hydrographic Center. Pub. 9, Vol. 1, 1386 p.
- Bruun, P., 1962, Sea Level Rise as a Cause of Shore Erosion. *Am. Soc. Civil Engin., Proc. Jour. Waterways and Harbour Div.*, 88, p. 117-136.
- Carter, R.W.G., 1988, Coastal Environments. An Introduction to the Physical, Ecological and Cultural Systems of Coastlines. London, Academic Press, 617 p.
- Codde, R. & De Keyser, L., 1967, Noordzee, Kust/Scheldemonding, Zeeschelde. Brussel, Nationaal Comité voor Geografie, 64 p.
- De Graaff, L. W., S., 1977, Het strand: de relatie tussen processen, materialen en vormen, en een proeve van terminologiegebruik. *Geografisch Tijdschrift, N.R.*, XI/1, 62 p.
- Dehenauw, D., 2004, Het plotse noodweer aan zee van 17 juli 2004: als een duiveltje uit een doosje. *De Grote Rede*, 11, p. 8-13.
- De Moor, G., 1979, Recent beach evolution along the Belgian North Sea Coast. *Bull. Soc. Belge Géologie*, 88, p. 143-157.
- De Moor, G., 1981, Erosie aan de Belgische kust. *De Aardrijkskunde*, p. 279-294.
- De Moor, G., 1991, De Februari-stormen van 1990 en hun weerslag op de stranddynamiek langs de Belgische kust. *De Aardrijkskunde*, 1991/3, p. 251-316.
- De Moor, G., 1996, Comparative Morphodynamics of the Middelkerke Bank and the opposite Beaches along the Belgian Coast in 1992-1995. Brussel, Ministerie Vlaamse Gemeenschap, 39 p., 29 fig.
- De Moor, G., 1998, Corine, Coastal Erosion, Sheet 14, pp. Belgium: Morpho-sedimentology, Coastal Erosion. (ed. R.E. Quellenec). Luxembourg, Office des publications officielles des Communautés Européennes, 170 p., 88 krt.
- De Moor, G., 2002a, Evaluation de la morphodynamique sous-marine en Mer du Nord méridionale au cours de la période 1985-1995. Paris, *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 2002/2, p. 135-150.
- De Moor, G., 2002b, Historiek van de geomorfologische evolutie van het strand langs de Vlaamse kust, in het bijzonder in de Baai van Heist. Oostende, Vlaams Instituut voor de Zee, VLIZ Special Publication 9, 16 p.
- De Moor, G. & Blomme, E., 1988, Shoreline and Artificial structures of the Belgian Coast. In: Walker, J., (ed.), *Artificial Structures and Coastlines*. Dordrecht, Kluwer, Geo-journal Library, p 115-126.
- De Moor, G. & De Breuck, W., 1973, Sedimentologie en stratigrafie van enkele pleistocene afzettingen in de Belgische kustvlakte. *Natuurwet. Tijdschr.*, 55, p. 3-96.
- De Moor, G. & De Decker, M., 1981, Sedimentkenmerken van strandzanden op de Belgische kust. *Natuurwet. Tijdschr.*, 63, p. 47-80.
- De Moor, G. & Ozer, A., 1985, Belgium. In: Bird & Schwartz, *The World's Coastline*. New York, Van Nostrand-Reinhold, p. 353-358.
- De Mulder, T. & Mostaert, F., 2004, Natuureservaat Het Zwin, Evaluatie aanvullende maatregelen (strekdam, herlokalisatie geul). Antwerpen, Waterbouwkundig Laboratorium, 34 p.
- Denys, L. & Baeteman, C., 1995, Holocene Evolution of Relative Sea Level and Local Mean High Water Spring Tides in Belgium – a First Assessment. *Marine Geology*, 124, p. 1-19.
- De Puydt, F., 1972, De Belgische strand- en duinformaties in het kader van de geomorfologie der zuidoostelijke Noordzeekust. *Verh. Kon. Acad. Wetensch., Letter, Sch. Kunst. België*, 34 (122), 229 p.
- De Rouck, J. & Troch, P., 2005, Cijferen op het raakvlak van zee en kust, met de ingenieurs van afdeling Weg- en Waterbouwkunde (AWW-Gent). Oostende, VLIZ, Nieuwsbrief, 1-14, p. 13-19, fig., tab.

- de Vriend H. & Steijn R., 1993, Coastal Morphological Modelling for the Southern North Sea. In: *Coastlines of the Southern North Sea* (eds: R. Hillen & J. Verhagen), New York, Amer. Soc. Civil Engin. p. 96-109, 6 fig.
- De Wolf, P., Fransaer, D., van Sieleghem, J. & Houthuys R., 1993. Morphological Trends of the Belgian Coast shown by 10 Years of Remote-Sensing based Surveying. In: *Coastlines of the Southern North Sea* (eds: R. Hillen & J. Verhagen), New York, Amer. Soc. Civil Engin. p. 245-257, 5 fig.
- De Wolf, P., 2002, Kusterosie en verzanding van het Zwin, in: Van Lancker, V. et al. (Ed.). VLIZ Special Publication 10, p. 1-11.
- De Wolf, P., 2003, Naar een oplossing van het verzandingsprobleem?. Oostende, VLIZ Special Publication 13, 6 p.
- Finkl, C., 2002, Long-Term Analysis of trends in Shore Protection Based on Papers Appearing in the Journal of Coastal Research, 1984-2000. *Journ. Coast. Research*, 18 (2), p. 225-253.
- Groen, P. & Dorrestein, R., 1976, Zeegolven. 's Gravenhage, Staatsdrukkerij- en Uitgeverijbedrijf, 123 p.
- Guilcher, A., 1954, Morphologie littorale et sous-marine. Paris, Presses universitaires de France, 216 p.
- Haspeslagh, J., 2003, Bibliografie over het natuurreervaat "Het Zwin" te Knokke-Heist (België). Oostende, VLIZ Special Publication 13, 9 p.
- Helewaut, M. & Malherbe B., 1993, Design and Execution of Beach Nourishments in Belgium. In: *Coastlines of the Southern North Sea* (eds: R. Hillen & J. Verhagen), New York, Amer. Soc. Civil Engin. p. 258-266, 6 fig.
- Hoozemans, F. M., J., 1991, Horizontale Zandgolven. Delft, Delft Hydraulics, 67 p., 44 fig.
- Houthuys, R., De Moor, G. & Sommé, J., 1993, The Shaping of the French-Belgian North Sea Coast throughout Recent Geology and History. In: *Coastlines of the Southern North Sea* (eds: R. Hillen & J. Verhagen), New York, Amer. Soc. Civil Engin. p. 27-40, 4 fig.
- Jelgersma, S., 1979. Sea Level Change in the North Sea Basin. in: *Quaternary History of the North Sea* (ed. E. Oele, et al.). *Acta Univ. Ups. Ann. Quing. Cel.*, 2, p. 233-248, 6 fig.
- Jensen, J., Hofstede, J., Kunz, H., de Ronde, J., Heinen, P. & Seifert, W., 1993. Long Term Water Level Observations and Variations. In: *Coastlines of the Southern North Sea*. (ed. R. Hillen & H. Verhagen), New York, Am. Soc. Civil Engin., p. 110-130.
- Kerckaert, P., 1989, De aanzandingsmechanismen van het Zwin en de maatregelen om hieraan te verhelpen. *Water*, 49, p. 213-220.
- Kerckaert, P., 1989, Spitstechnologische meetmethoden voor de observatie van de morfologische veranderingen in het mariene milieu langs de Belgische kust. *Tijdschr. Openb. Werken België*, p. 313-325.
- Kerckaert, P., De Wolf P., Van Rensbergen, J., Fransaer, D. Houthuys, R. 1990, Monitoring of shore and nearshore morphology using the combined results of a fast moving air cushion platform and aerial remote sensing. In: Quélennec, R. (ed.) *Littoral 1990*, Marseille, Eurocoast Association, p. 61-65.
- King, C., A., M., 1961, *Beaches and Coasts*, London, Edward Arnold, 570 p.
- Komar, P., 1991, The Response of Beaches to Sea-level Changes: a Review of Predictive Models. *Journal Coastal Research*, 7, p 895-921.
- Konings, Ph., 1990, Shallowing of the Blankenberge Harbour Entrance: Morphodynamical Evolution and Sediment Transport Processes. *Natuurwet. Tijdschr.*, 71, p. 121-143.
- Kroon, A. & Ruessink G., 1998, Geographical Developments in Coastal Dynamics. A Tribute to Joost Terwindt, Utrecht, Universiteit Utrecht, Faculteit Ruimtelijke Wetenschappen.
- Lahousse, B., Clabaut, P., Chamley, H. & van der Valk, L., 1993, Morphology of the Southern North Sea Coast from Cape Blanc Nez to Den Helder. In: *Coastlines of the Southern North Sea* (eds: R. Hillen & J. Verhagen), New York, Amer. Soc. Civil Engin. p. 85-95, 6 fig.
- Lebbe, L., 2004, Opborrelend water op het strand. Waar komt het vandaan? *De Grote Rede*, 11, p. 17.
- Maranus J. & Verhagen, H., 1986. Zandgolven en kustverdediging. Middelburg, Rijkswaterstaat, 10 p.
- Mörner, N.-A., 1982. Sea Level Curves. In: *The Encyclopedia of Beaches and Coastal Environments* (ed. M. Schwartz). Stroudsburg, Hutchinson Ross, p. 729-733.
- Pajak, M. & Leatherman, S., 2002, The High Water Line as Shore Indicator. *Journ. Coast. Research*, 18 (2), p. 329-337.
- Pannekoek, A., J., 1973, *Algemene Geologie*. Groningen, Tjeenk Willink, 533 p.
- Paskoff, R., 1993, *Côtes en danger*, Paris, Masson, 250 p.
- Paskoff, R., 1994, *Les littoraux. Impact des aménagements sur leur evolution*. Paris, Masson, 256 p.
- Pethick, J., 1984, *An introduction to Coastal Geomorphology*, London, Edward Arnold, 260 p.
- Reineck, H.-E. & Singh, I., B., 1973, *Depositional Sedimentary Environments*. Berlin, Springer Verlag, 439 p., 579 fig.
- Schwartz M., 1982, *The Encyclopedia of Beaches and Coastal Environments*, Stroudsburg, 940 p.
- Short, A., 1999, *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*. Chichester, Wiley, 379 p.
- Snacken, F., 1956, Eolisch zandtransport langs het Belgisch Strand. *Natuurwet. Tijdschr.*, 38, p. 89-99.

Bijlage 2

Enkele nulvlakken, voor hoogtebepaling

(Bron: C. Van Cauwenberghe, 1972; Getijtafels A.W.Z.)

H (Reductievlak van de hydrografische kaart). Komt overeen met het lokaal gemiddeld laagste laagwater bij springtij (GLLWS) te Oostende voor de periode 1925-1970. Ligt 0,44 m onder het ZDG-nulvlak en 0,39 m onder het TAW-nulvlak.

NAP (Normaal Amsterdamse Peil). Peil van de gemiddelde zomervloedstand van het IJ in Amsterdam. Ligt in Vlissingen (1951-1960) op 2,73 m. boven het H-vlak in Oostende (1928-1943).

LNV (Lokaal nulvlak). Komt meestal overeen met een hoogtemerk aangeduid op een kilometerpaal langs het strand en waarvan de hoogte in het H- of in het TAW-net gekend is (AWZ).

TAW (Nulvlak Tweede Algemene Waterpassing, 1925). Fictief nulvlak gelegen op 100,174 m onder de IGNMK-knoop te Ukkel in het nauwkeurig waterpassingnet (NP). Komt overeen met een nulvlak op 0,39 m boven het H-vlak te Oostende, zoals bepaald voor de periode 1925-1970. Te Nieuwpoort is dit 0,51 m; te Zeebrugge 0,19 m. Vermits de laagwatervlakken waarnaar gerefereerd wordt in de loop van de tijd veranderen in positie hebben die nulvlakken geen vaste betekenis op lange termijn.

Z (Zero der werken, 1925) Nulvlak gebruikt bij openbare werken. Ligt op 0,029 m onder TAW.

ZDG (Zéro du dépôt de la guerre). Oorspronkelijk nulvlak van de Belgische waterpassing. Komt overeen met het gemiddeld laagwaterpeil bij springtij (GLS) te Oostende over de periode 1834-1953.

Stolk, A., Wiersma, J. & Zitman, T., 1987, Kustgenese. Grootschalige vorming en ontwikkeling van de Nederlandse kust. Vorming en toetsing van hypothesen. Deelrapport 3. 's Gravenhage, Rijkswaterstaat.

Swales, A., (2002), Geostatistical Estimation of Short-term Changes in Beach Morphology and Sand Budget. Journ. Coast. Research, 18 (2), p. 338-351.

Terwindt, J., 1977, Zandtransport door wind. Utrecht, Universiteit Utrecht, Vakgroep Fysische Geografie, 48 p.

Terwindt, J.H.J., 1999, Te kust en te keur. Universiteit Utrecht, 23 p.

Van Cauwenberghe, C., 1972, Overzicht van de tijwaarnemingen langs de Belgische Kust. Oostende, Dienst der Kust, Hydrografie

Van Cauwenberghe, C., 1999, Relative Sea Level Rise along the Belgian Coast: Analyses and Conclusions with Respect to the High Water, the Mean Sea and the Low Water Levels. Infrastructuur in het leefmilieu, 99/3, p. 513-539.

Van de Plassche, O., 1986, Sea-level Research: a Manual for the Collection and Evaluation of Data. Norwich, Geo-Books, 618 p.

Van Rijn, L., C., 1990, Handbook Sediment Transport by Currents and Waves. Delft, Delft Hydraulics, p. 1/1-12/27.

Van Rijn, L., C., 1998, Principles of Coastal Morphology. Amsterdam, Aqua Public.

Van Veen, J., 1936, Onderzoekingen in de Hoofden in verband met de gesteldheid der Nederlandse Kust. 's Gravenhage, Nieuwe Verh. Bataafsche Genootsch., 252 p., 148 fig.

Vellinga, P., 1982, Beach and Dune Erosion during Storm Surges. Delft, Delft Hydraulics, public. 276, 31 p.

Vermeiren, G., 1996, Studie in modellering van kustveranderingen in De Haan tussen mei '92 en juni '94. Leuven, KUL, proefschrift, 101 p., bijlagen, fig., tab.

Voulgaris, D., Simmonds, D., Michel, D., Howa, H., Collins, M. & Huntley, D., 1998, Measuring and Modelling Sediment Transport on a Macrotidal Ridge and Runnel Beach: An intercomparison. Journ. Coast. Research, 14/1, p. 315-330.

Wind, H., Vellinga, P. & Gerritsen, H., 1986, Numerieke modellering van de mariene morfologie. Delft, Delft Hydraulics, 11 p., fig.

Wiersma, D., 1986, 2000 jaar kustontwikkeling van Cap Griz Nez tot Hoek van Holland. Rotterdam, Rijkswaterstaat, 44+6 p., kaarten.

**Index
Foto's strandvormen**

Adventiefstrandrug	1/47
Afglijding (op duinfront)	1/5
Afslag (van nat strand)	1/53
Afspoeling (door zijpen)	1/37; 1/38; 1/39
Baai van Heist	1/88; 1/89; 1/90
Barchaan (eolisch)	1/18; 1/19; 1/59
Barchaan (stroom)	1/11; 1/52
Berm	1/26; 1/28
Berm (inkerving)	1/58; 1/59
Berm (laagwaterlijn)	1/83
Bermtong	1/30
Bermpas	1/26
Biocoenose	1/85
Biogene bult	1/86
Breker (stortbreker)	2/1
Breker (schuimkopbreker)	2/4; 2/6; 2/7
Breker (golffontein)	2/6; 2/7
Deflatievlak	1/21; 1/22
Oude dijk (De Haan)	2/16
Dissipatieve fase	2/1
Droog strand	1/15; 1/16
Droog strand (stormeffect)	1/16
Duinfront	1/1; 1/2
Duinklif	1/3; 2/15
Duinpollen	1/35; 1/55
Duinvoet (winter)	1/4
Duinvoet (na zomer)	1/2; 1/6
Duinwaterzijpzone	1/37; 1/38
Duinzand (interne sedimentaire structuur)	2/13
Gelaagdheid (in duin)	2/13
Gelaagdheid (in strandrug)	1/72; 1/73
Geotexbuizen	1/97
Golven (lobvormige oploop)	2/8
Golven (stroomgolven)	1/86
Golven (verandering van kenmerken)	2/5
Golven (windgolven)	2/5; 2/6
Gordijnstrand	1/91
Hagen (zandvang)	1/16; 1/92
Ijsrichel	1/33
Ijsrichel (lobvormig)	1/34
Ijszandbult	1/36
Ijszandsteenbalkon	1/35
Inkerving (van bermhelling)	1/59
Inkerving (van zeereep)	1/35
Inslagputten	1/51; 1/63
Inzakkingsporen	1/50
Kamlijn (van strandrug)	1/64
Kilometerpaal	1/4; 1/24
Kleefbank	1/54
Klei (ontsloten op strand)	1/56
Kustbescherming (morfologische effecten)	1/92; 1/95; 1/98
Longardsysteem	1/97

Megaprotuberans (effect)	2/16	Strandsikkel	1/1; 1/58
Megaribbels (dwarsstrands)	1/69	Strandschutting (betonplaten)	2/16
Mui	1/60; 1/61; 1/62; 1/63	Strandsuppletie (opspuiting zeezand)	1/93
Muidelta	1/66	Strandsuppletie (met bewapening)	1/97
Muimeander	1/60	Strandtong	1/60
Mui (megamui)	1/58; 1/63	Strandwateruitvloeï	1/38; 1/39; 1/41
Mui (verschuivende muimeander)	1/62	Suppletiestrand	1/95
Mui (vlakmui)	1/67	Suppletiezand (grove elementen)	1/25
Nat strand	1/1; 1/43; 1/44; 1/56; 1/58	Thanatocoenose (langs hoogwaterlijn)	1/28; 1/29
Niveo-eolisch sediment	2/12	Terrassenzone	1/32
Ondermijningserosie	1/35; 2/15	Terugloopgeultje	1/83
Overloopgeultje	1/73	Tijgeul (Zwinmonding)	1/13; 1/14
Overlooptongen (overwashtongen)	1/48; 1/74	Uitveningsputten (op strand)	1/53
Overloop (overwash)	1/68; 1/70	Voetdepressie	1/95
Overwashwaaïers	1/49	Vloedlijn	1/15
Overwashzand	1/74	Voorduintje	1/8
Oude Zeedijk (De Haan)	2/16	Wad (Baai van Heist)	1/90
Paraboolduinen (Westhoek)	1/11	Wind (afzetting)	1/57; 1/94; 1/95
Pollen	1/35	Windgangetje	1/23
Puntbank (in mui)	1/62	Windscherm	1/16; 1/92
Ribbels (anti-ribbels)	1/65	Windwerking (op droog strand)	1/17; 1/18; 1/19; 1/21; 1/22; 1/23
Ribbels (boogribbels)	1/46	Windwerking (op nat strand)	1/52; 1/55; 1/56; 1/57
Ribbels (complexe ribbels)	1/80; 1/82; 2/11	Windwerking (rond hindernis)	1/94
Ribbels (meerkammig sinueus)	1/81	Windwerking (saltatietransport)	1/57
Ribbels (golfribbels)	1/79; 2/10	Woelsporen	1/87
Ribbels (ladderback)	1/80; 1/82; 2/9	Zand (ongecconsolideerd)	1/50
Ribbels (megaribbels)	1/67; 1/69	Zandgolf (effect)	2/16
Ribbels (pseudomegaribbel)	1/40	Zandfixatie door planten	1/9; 1/10
Ribbels (ruitribbels)	1/45	Zandsliert	1/55
Ribbels (stroomribbels)	1/76; 1/77	Zandsuppletie	1/93
Ribbels (terugstroomribbels)	1/24; 1/84	Zandtorentje	1/22
Ribbels (tongribbels)	1/78	Zeereep	1/7
Ribbels (windribbels)	1/17; 1/19; 1/21	Zeereep (gekerfde -)	1/35
Rijshouthagen	1/92; 1/95	Zeereep (na zomer)	1/2
Ritmische vormen	1/30; 1/31	Zeereep (na storm)	1/4
Saltatietransport (door wind)	1/57	Zijpzone (duinwater-)	1/37
Sedimentaire structuur	2/13	Zwenking (van golven)	2/6
Sedimentpluim	1/98	Zwenking (van megaribbels)	1/3
Slibwolk	2/3	Zwin	1/97
Slufter (Westhoek)	1/12	Zwin (begin insnijding)	1/71
Stormeffecten	1/4; 1/5; 1/6; 1/16; 1/20; 1/24	Zwin (opvullingfase)	1/69
Stormklifje	1/6	Zwin (eindfase opvulling)	1/70
Strand (evolutie)	1/1; 1/43; 1/58	Zwin (erosiefase)	1/72; 1/73
Strand (complex strand)	1/98	Zwin (vollopen)	1/74
Strand (droog strand)	1/15; 1/16	Zwinmonding (Het Zwin)	1/13; 1/14
Strand (afgeslagen droog strand)	1/24	Zwinzadel	1/43; 1/75
Strand (nat strand)	1/1; 1/43; 1/44; 1/56; 1/58		
Strandgrint	1/25		
Strandhoofd	1/91; 1/98; 2/1		
Strandhoofd ("rokend -")	1/98		
Strandhoren (pseudovorm)	1/30; 1/31		
Strandkussen	1/27		
Strand (okselstrand)	1/96		
Strandrug	1/43; 1/44; 1/48; 2/2		
Strandrug (adventiefstrandrug)	1/47		
Strandrugkern	1/99		

Verklarende woordenlijst

Amfidroom punt = punt waar een verschijnsel (i.c. de tijgolf) omheen loopt.

Barchaan = sikkelvormige megaribbel waarvan de hoornen lijwaarts gericht zijn omdat zij op het centrale deel vooruitlopen door geringer zandvolume.

Consolidatie = verdichting van het driedimensioneel netwerk van sedimentpartikels. Gaat meestal gepaard met het uitdrijven van water en met toename van de cohesie door vernauwen van de poriën tussen de partikels. Bij klei en leem kunnen die poriën veel nauwer worden dan bij zand.

Culminatie = grootste (bovenculminatie) of kleinste hoogte (benedenculminatie) die een hemellichaam bereikt bij het passeren van de meridiaan van de waarnemer.
Bovenculminatie van de zon komt overeen met lokale middaguur zonnetijd.

Cyclonale rotatie = draaibeweging in tegenwijzerzin.

Declinatie van een hemellichaam = hoek tussen het equatorvlak en de visierlijn naar een hemellichaam vanuit het aardcentrum, gemeten langs de uurcirkel door het hemellichaam. Wordt bepaald in een astronomisch station met een polair opgestelde kijker. De waarden zijn te vinden in een astronomische almanak. Is niet te verwarren met de hoogte van een hemellichaam. Voor zon en maan verandert de declinatie voortdurend. Voor sterren blijft de declinatie nagenoeg constant over min of meer lange periodes.

De declinatie van de maan beïnvloedt de tijhoogte en veroorzaakt de halfdagelijkse ongelijkheid. Als de declinatie nul is (zoals op fig. 2/5) wordt de tij-ellipsoïde uitgetrokken in het

equatorvlak van de aarde. De tijhoogte neemt af met de breedte van de waarnemer. Als de declinatie toeneemt (en de maan dus hoger boven het equatorvlak komt te staan) wordt de tij-ellipsoïde uitgetrokken naar een punt op grotere geografische breedte, gelegen op de as aarde-maan aan de maanzijde van de aarde (zie figuur 2/5^{bis}). Dan is de tijhoogte daar het grootst. Omdat de as van de tij-ellipsoïde helt t.o.v. de draaias van de aarde en de waarnemer zich op constante breedte bevindt op de roterende aarde zal hij er elke dag twee ongelijke halfdagelijkse tijhoogten waarnemen. Die halfdagelijkse ongelijkheid wordt ook nog beïnvloed door de geleidelijke veranderingen in de maandeclinatie in de loop van een cyclus van 72,2 dagen. De 18-jarige cyclus in de tijhoogte waarin jaren met maximale tijhoogte afwisselen met jaren met minimale tij-amplitude, wordt toegeschreven aan wisselingen in de maximale declinatie van de maan. Gedurende jaren waarin de maandeclinatie een hoogste waarde bereikt (28°45') zou de tijhoogte tot 30% groter kunnen zijn dan gedurende jaren waarin de maximale maandeclinatie haar laagste waarde bereikt (18°0', zoals in 1950).

Deflatie = winderosie waarbij grove elementen achterblijven.

Dood tij = tij dat optreedt als maan en zon in oppositie staan.

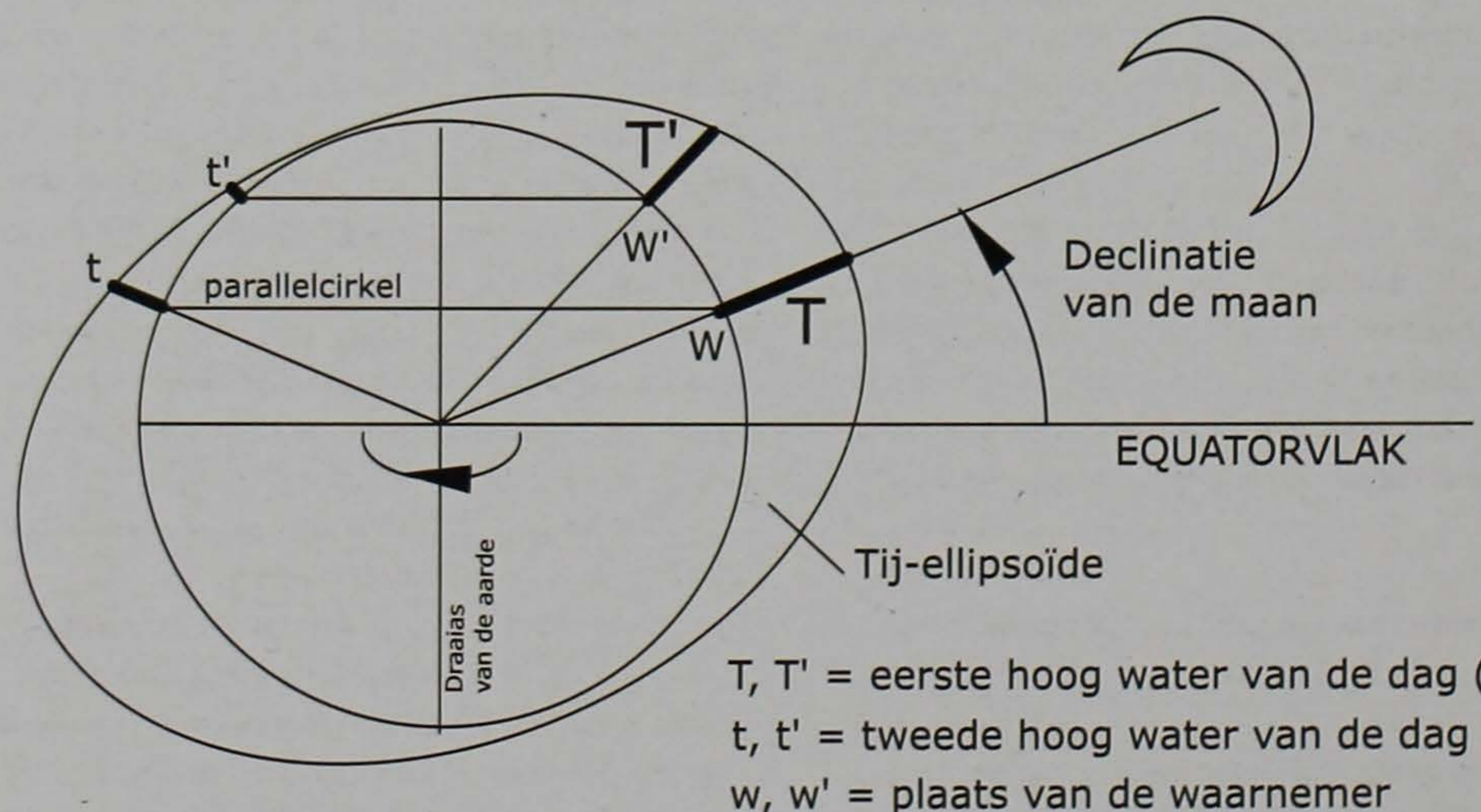
Eenheidsvolume = oppervlakte van de beschouwde verticale dwarsdoorsnede boven een referentievlak gelegen op 10 m onder het LNV x 1 langstrande meter. Uitgedrukt in m³/m

Eolisch = door de wind.

Event (engels) = een verschijnsel dat zich plots en onvoorzien met grote heftigheid voordoet en het normaal verloop van een proces of een stabiele toestand sterk verstoort (zoals een plotse zware storm).

Factor (morfologische factor) = een verschijnsel dat het effect van de inwerking van een morfologische kracht wijzigt (zoals de hardheid van het gesteente, de cohesie van een sediment, de windrichting).

Figuur 2/5 bis
Invloed van de maan-
declinatie op de tijhoogte
en op de halfdagelijkse
ongelijkheid



Genese = ontstaanswijze.

Genetisch = in verband met de ontstaanswijze.

Geoïde = denkbeeldig omwentelingsoppervlak dat de aardoppervlakte omgeeft en dat in al zijn plaatsen loodrecht staat op de lokale zwaartekrachtrichting.

Een eerste benadering is het oppervlak van de wereldzeeën. Dit oppervlak vertoont hoogteverschillen die tot 100 m kunnen bedragen.

Grootcirkel = cirkel op een boloppervlak die passeert door het centrum en de beide polen van de draaias van de bol.

Hellingsrichting = de richting waarin een helling haar maximale hellingsgraad vertoont. Komt overeen met de kortste snijlijn van een vertikaal vlak met het hellend vlak.

Droog strand = strandgedeelte tussen de duinvoet en de doortijhoogwaterlijn (voet van de terrassenzone).

Hoogte van een hemellichaam = boogafstand (of middelpuntshoek) tussen het horizonvlak van de waarnemer en zijn visierlijn naar het hemellichaam gemeten langs de vertikaal-cirkel van het hemellichaam.

Keivloer = grove oppervlakkige laag ontstaan door uitwaaien van de fijne bestanddelen uit een gemengd sediment. Beschermt het onderliggende sediment tegen deflatie. Kenmerkt vooral droge gebieden met sterke windwerking.

Kracht (morfologische kracht) = een verschijnsel dat een proces van sedimenttransport of van reliëfvorming aandrijft. Men onderscheidt uitwendige krachten (zoals de wind, de rivierstroming), inwendige krachten (zoals het vulkanisme, de tektoniek) en de zwaartekracht.

Laag strand = strandgedeelte tussen de doortijlaagwaterlijn en de springtijlaagwaterlijn.

Lacustrien = in verband met meren.

Mechanisme (morfologisch mechanisme) = een actie die ingrijpt gedurende een morfogenetisch proces. Een mechanisme kan enkelvoudig zijn (zoals de opname van zandkorrels in een erosieproces) of complex (zoals het zwinmechanisme dat tussenkomt bij de ontwikkeling van strandruggen).

Meridiaan = grootcirkel op aarde die passeert door de beide polen en waarvan het centrum in het aardcentrum ligt. Een hemelmeridiaan is een grootcirkel die passeert door de beide hemelpolen in het fictieve scenario dat de aarde omgeven is door een "hemelssfeer" waarvan het centrum samenvalt met dat van de aarde en de draaias met die van de aardas.

Middenstrand = strandgedeelte tussen de doortijhoogwaterlijn en de springtijlaagwaterlijn.

Meridiaandoorgang = schijnbaar passeren van een hemellichaam doorheen de hemelmeridiaan van de waarnemingsplaats.

Morfogenese = ontstaan van reliëfvormen.

Morfografie = beschrijving van reliëfvormen.

Morfologie ('Geomorfologie') = studie van de kenmerken en de vorming van het reliëf.

Morfometrie = beschrijving van de reliëfvormen met behulp van numerische parameters voor vormkenmerken

Muistroom = zeewaartse stroming in een mui gedurende het leeglopen van een zwin bij eb.

Orbitale (golforbitale) = de cirkelvormige beweging beschreven door een waterdeeltje in een golf.

Planform = verloop van een verschijnsel (bv een kustlijn, een helling) in een plat vlak, meer bepaald in het topografisch oppervlak.

Proces (morfologisch proces) = een geheel van opeenvolgende verschijnselen die tot de vorming, de verandering of de verplaatsing van een reliëfvorm leiden.

Residueel = wat achterblijft, netto. In dit geval wat achterblijft aan sediment of aan reliëf na opeenvolgende fasen van erosie en afzetting.

Rijngraben = tektonisch inzakkingsgebied (slenk) waarin een deel van de Rijn passeert.

Ritmische vormen = strandvormen die bestaan uit zeewaarts vooruitspringende spitse of lobvormige bulten en landwaarts inspringende schelpvormige laagten die elkaar op regelmatige afstanden opvolgen langs de vloedlijn nabij de berm en ook waar langere tijd wash/backwash actief geweest is. Ze zijn veelal geassocieerd met sedimentsortering. Hun afmetingen kunnen sterk verschillen: veelal ligt de hoogte tussen 0,1 en 2 m, de breedte tussen 1 en 100 m, de golf-lengte tussen 5 en 100 maar kan zelfs 1000 m bereiken. Daartoe behoren strandhorens, golvende vloedlijnen, ritmische protuberansen e.a.

Hun ontstaan wordt in verband gebracht met de werking van dubbelkammige golfpatronen, zoals in het geval van randgolven. In het geval van een stabiel golfpatroon lopen de golven langs de vloedlijn afwisselend sneller en hoger op of blijven ze achter en lager. Waar ze sneller (rond de bulten) oplopen vormt zich een vooruitschietende golflob (fig 2/18). Aan de zijden daarvan is er een snelle zijdelingse verplaatsing van het oplopend water naar het aangrenzend nog niet ondergelopen strandgedeelte langs de vloedlijn. Hierdoor gaat dit water centraal tussen de twee oplopende watergedeelten afvloeien en ontstaat er golfsplitsing. Sediment wordt door de centrale terugstroming naar zee afgevoerd wat de ontwikkeling van de laagte in de hand werkt.

De verklaring doet beroep op vooraf bestaande langsstrandse golvingen van de strandmorfologie langs de vloedlijn, veelal de hoogwaterlijn. Die kunnen toegeschreven worden aan langsstrandse stroomwerking (zoals bij kuststroming) of ook aan de werking van dwarsstrandse circulatiecellen die zich ontwikkelen tussen opeenvolgende terugstroombanen van

water opgestuwd tegen het strand (wat o.a. gebeurt bij scheurstromen). Die terugstroombanen sleuren zand weg aan hun basis waardoor de vloedlijn daar terugwijkt. Het is nog uitkijken of en hoe dergelijke interpretaties ook kunnen opgaan voor de kleine ritmische vormen die nu en dan plaatselijk langs de Vlaamse kust aangetroffen worden. Foto's 1/33 en 1/34 suggereren hoe daar kleine ritmische vormen in ijsrichels langs de hoogwaterlijn ontstaan. Interessant is ook het idee van de erosie aan de basis van terugstroombanen langs de bermhelling te vergelijken met wat op foto 1/58 te zien is.

Ruitribbel = patroon van lage, ruitvormige ribbels die elkaar min of meer overlappen. Komt vooral voor op de zeewaartse zijde van strandruggen. Ontstaat door terugloop van golfwater.

Scheurstream = lokale dwarsstrandse stroming op het nat strand die tot stand komt doordat de golven of de wind water tegen de kust opstuwten dat dan plaatselijk naar zee terugstroomt.

Schoorwal = langgerekte kustparallele bank in de vooroeverzone die bij laag water soms uitsteekt. Hangt meestal vast aan een vooruitstekend kustgedeelte zoals een kaap. Ontstaat grotendeels door kustparallele sedimentaanvoer door tijstromingen. Beschermde min of meer de achterliggende vooroever tegen golven en kan aanleiding geven tot omvorming van het achterliggend vooroevergedeelte tot een lagune of tot een wad. Kan zelf de basis vormen voor duinontwikkeling. In feite is de hele Vlaamse duingordel gevestigd op een schoorwal die zich ontwikkeld heeft gedurende de holocene zeepiegelrijzing vertrekkend vanaf de Blanc Nez. Hierachter ontwikkelde zich een wad dat gedurende het subboreaal door menselijk ingrijpen (afsluiten van de tijgaten, bedijking, ontwatering en drainage) herschapen is in een polderland.

Spasmodisch = duidt op een verschijnsel dat zich min of meer herhaalt maar plots en met een heftige intensiteitsverandering.

Springtij = tij dat zich voordoet als maan en zon in conjunctie staan, d.w.z. in dezelfde meridiaanhelft.

Strandtong = langgerekte, min of meer langsstrandse lage zandkam gevormd op strandruggen door langsstrandse eolische zandaanvoer of door stroomtransport. Niet te verwarren met zandslierten die een eolische transportvorm zijn maar tot de ontwikkeling van strandtongen kunnen bijdragen.

Strandhoren = zeewaarts uitstekende, hoornachtige micro-reliëfvorm op stranden, overwegend langs de vloedlijn nabij de berm. Is omgeven door twee schelpvormige laagten en gaat gepaard met sedimentsoortering waarbij grof materiaal op de hoorn achterblijft. Ontstaan wordt toegeschreven aan de werking van randgolven.

Strekking = de richting gevolgd door de snijlijn van een horizontaal vlak met een hellend vlak.

Stroboscopisch effect = verschijnsel waarbij men een periodisch verloopend proces alleen waarneemt op de ogenblikken dat éénzelfde toestand zich voordoet. Hierdoor krijgt men een valse indruk van stabiliteit.

Transversaal = dwars op een bepaalde referentierichting. Een transversaal strandprofiel staat dwars op de hellingrichting van het strandoppervlak. Meestal is dit loodrecht op de richting van de kortste afstand tussen de hoogwaterlijn en de laagwaterlijn.

Trochoïde = een kromme zoals beschreven door een punt op de spaak van een draaiend wiel in voorwaartse beweging.

Uurcirkel = grootcirkel op de hemelsfeer die passeert door het aardcentrum en de beide hemelpolen. Bevat de hemelas, sensu verlengde van de aardas.

Veegzone = oppervlakkige sedimentlaag die door opeenvolgende fasen van erosie en afzetting weggeslagen en geheel, gedeeltelijk of in overmaat terug aangevuld wordt.

Vertikaalcirkel = grootcirkel die passeert door het aardcentrum en het Zenith en de Nadir van de waarnemer. Bevat de verticale van de waarnemer.

Waterverplaatsingsdiagram = een cartogram waarop de weg aangegeven staat die een waterdeeltje of een waterportie afgelegd heeft in een horizontaal vlak gedurende een bepaalde periode. Het wordt opgenomen door in een meetpunt gedurende een langere periode de snelheid en de stroomrichting van het water te registreren evenals de tijd tussen twee opeenvolgende waarnemingen.

Zandbalans = het netto volumetrisch resultaat van aanwas en afslag die zich over een bepaald strandgedeelte gedurende een bepaalde periode voorgedaan hebben.

Zonnetijd = tijd verlopen sinds de bovensculminatie van de zon (bij meridiaandoorgang) in de plaats van de waarnemer wanneer men de tijd verlopen tussen twee bovensculminaties van de zon voor 24 uur rekent.

Bijlage 5

Enkele informatiebronnen

A.W.Z., Administratie Waterwegen en Zeewezen,
Afdeling Kust, Vrijhavenstraat 3, B-8400, Oostende.

B.M.M., Beheerseenheid Mathematisch Model Noordzee,
Gulledelle 100, B-1200, Brussel

EUROSENSE, Nerviërsaan, 54, B-1780, Wemmel

HAECON, Deinsessesteenweg 110, B-9031, Drogen (Gent)

K.M.I., Koninklijk Meteorologisch Instituut,
Ringlaan 3, B-1180 Ukkel

N.G.I., Nationaal Geografisch Instituut,
Abdij Ter Kameren 13, B-1050, Brussel

UNIVERSITEIT GENT, Vakgroep Geografie, Geologisch
Instituut, S9,
Krijgslaan 281, B-9000, Gent

UNIVERSITEIT GENT, Vakgroep Geologie, Geologisch
Instituut, S9,
Krijgslaan 281, B-9000, Gent

V.L.I.Z., Vlaams Instituut voor de Zee,
Wandelaarkaai 7, B-8400, Oostende

WATERBOUWKUNDIG LABORATORIUM,
afdeling Waterbouwkundig Laboratorium en Hydrologisch
Onderzoek, Berchemlei 115, B-2140, Borgerhout

Bijlage 6

Courante letterwoorden

B	= Geografische breedte
C	= Universele gravitatieconstante
d_i	= Afstand tot de maan
GDHW	= Gemiddeld hoog water bij doortij (MDHW)
GDLW	= Gemiddeld laag water bij doortij (MDLW)
GLLWS	= Gemiddeld laagste laag water bij springtij
GSHW	= Gemiddeld hoog water bij springtij (MSHW)
GSLW	= Gemiddeld laag water bij springtij (MSLW)
LLWD	= Laagste laag water bij doortij
LLWS	= Laagste laag water bij springtij
LNV	= Lokaal nulvlak
M_A	= Massa van de aarde
M_M	= Massa van de maan
m_i	= Massa van een lichaam
r_i	= Equatoriale afstand tot de as doorheen het massamiddelpunt van het draaikoppel aarde- maan
SHWL	= Spring hoogwaterlijn
SLWL	= Spring laagwaterlijn
TAW	= Tweede Algemene Waterpassing
W	= Waarnemer
ω	= Hoeksnelheid van de roterende aarde
δ_m	= Declinatie van de maan

Bijlage 7

Nuttige documenten

Tweede Atlas van België, Kaartblad IV.4, "Kust en Noordzee", Brussel, 1985, Commissie van de Nationale Atlas.

Vlaamse Hydrografie. "Stroomatlas Vlaamse Banken Noordzee", Oostende, Afdeling Kust.

Vlaamse Hydrografie. "Dieptekaart Noordzee – Vlaamse Banken, Schaal 1/100 000", Oostende, Afdeling Kust, periodische uitgave.

Vlaamse Hydrografie. "Dieptekaart Noordzee. Frans-Belgische Kust van Duinkerke tot Oostende, Schaal 1/60.000", Oostende, Afdeling Kust, periodische uitgave.

Vlaamse Hydrografie. "Dieptekaart Noordzee. Belgisch-Nederlandse Kust van Oostende tot Westkapelle, Schaal 1/60.000", Oostende, Afdeling Kust, periodische uitgave.

Vlaamse Hydrografie. "Getijtafels", Brussel, Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap, Afdeling Kust, jaarlijkse uitgave.

Topografische kaart van België. Uitgave op schaal 1/25.000. Kaartbladen n° 19/5-6 (De Moeren); 11/7-8 (Oostduinkerke); 12/1-2 (Oostende); 12/3-4 (Bredene); 12/5-6 (Nieuwpoort); 4/7-8 (Blankenberge – De Haan); 5/5-6 Knokke. Brussel, N.G.I., periodische uitgave.

Colofon

Herkomst van foto's en figuren

Foto's

A.W.Z. (1/88; 1/90)
N.G.I. (1/11; 1/42; 1/54; 1/89; 2/3)
V.L.I.Z. (1/91) + omslag
EUROSENSE (1/13; 1/96; 1/98)
Misjel DECLEER (1/23; 1/41; 1/87)
Guy DE MOOR (alle overige foto's)

Figuren

A.W.Z. (2/3; 2/4; 2/11; 2/26)
B.M.M. (2/13)
CODDE & DE KEYSER (1967) (2/10)
DE GRAAFF (1977) (2/14; 2/15)
DE MOOR (hic) (1/1 tot en met 1/10; 2/1; 2/2; 2/5; 2/6; 2/7;
2/8; 2/9; 2/12; 2/16; 2/17; 2/18; 2/21 tot en met 2/25; 2/27;
2/28; 2/29; 2/35)
HJULSTRØM in *Pannekoek* (1973) (2/19)
INMAN in *Pannekoek* (1973) (2/20)
JELGERSMA (1979) (2/31)
JELGERSMA & VAN DE PLASSCHE (2/30)
PANNEKOEK & VAN STRAATEN (1989) (2/32)
SISSONS (1976) (2/33)
VAN CAUWENBERGHE (z.d.) (2/34)

Tekenwerk

Guy DE MOOR

Grafische Vormgeving

JOHAN MAHIEU, Brugge

Drukkerij

DE WINDROOS, Beernem

Algemene coördinatie

JAN SEYS

Verantwoordelijke uitgever

VLAAMS INSTITUUT VOOR DE ZEE, Oostende

ISBN-nummer: 9081008137

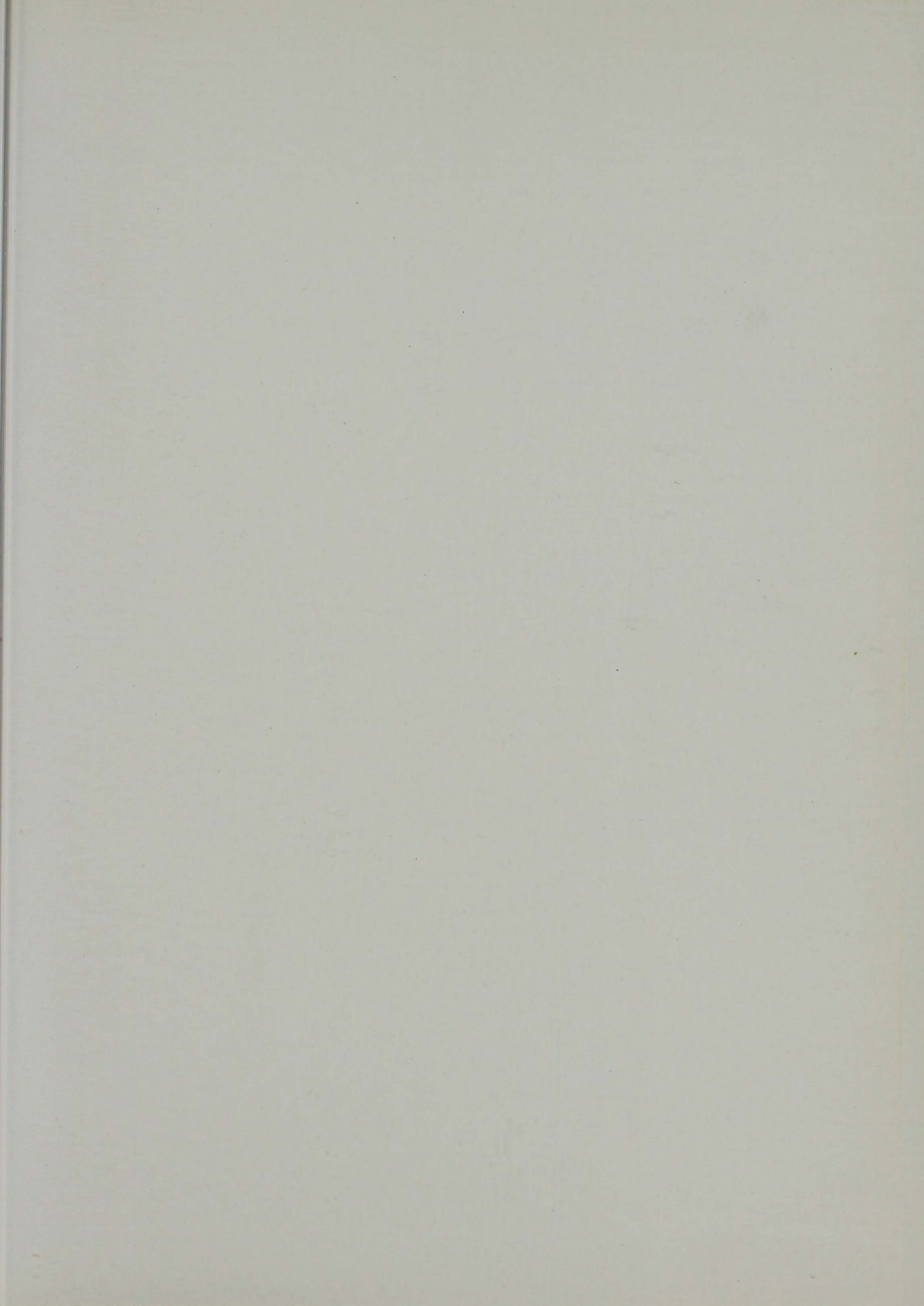
Wettelijk depot; D/2006/10.906/1

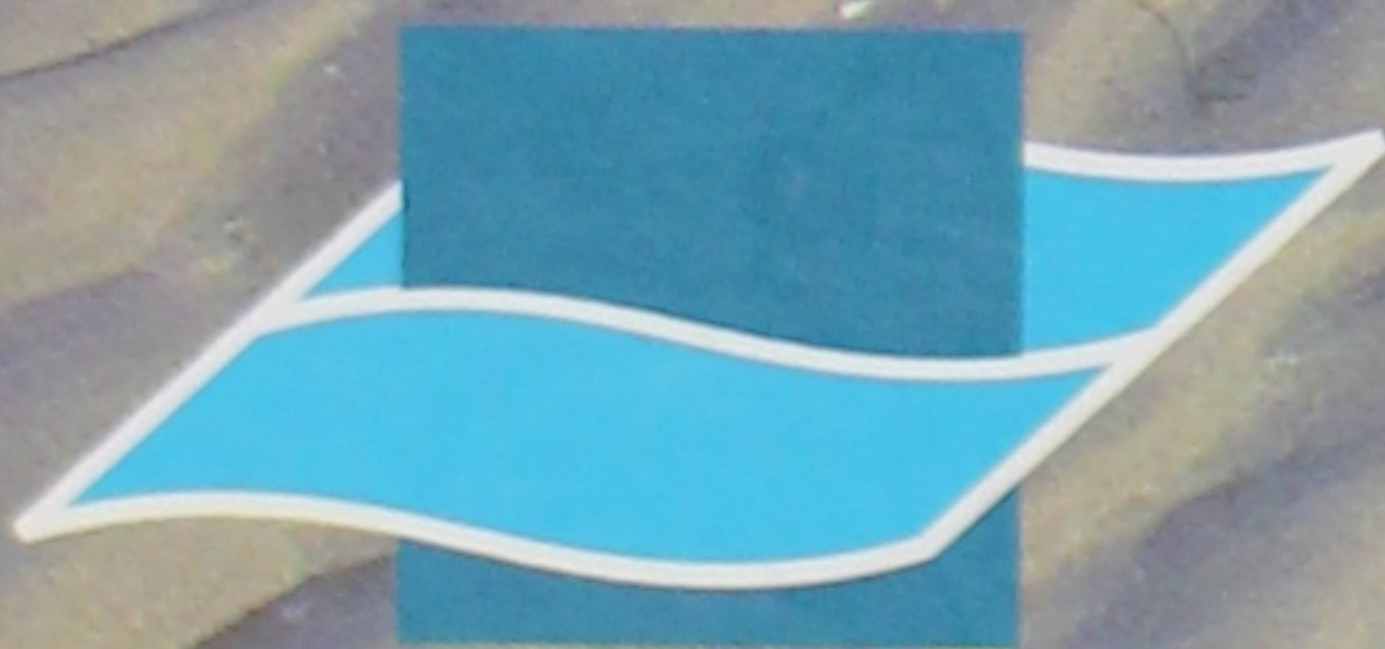
© Vlaams Instituut voor de Zee, Oostende

Geen van de foto's mag vermenigvuldigd of digitaal overgenomen worden of voor publiek gebruik, van welke aard ook, aangewend worden zonder schriftelijk akkoord van de uitgever en van de auteur. Op sommige foto's en figuren rusten auteursrechten.



Guy DE MOOR (geb. 1931)
is emeritus-professor aan de Faculteit
Wetenschappen van de Universiteit Gent.
Hij was diensthoofd van het Laboratorium
voor Fysische Geografie, daarna ook voor-
zitter van de Vakgroep Geografie.
Hij onderwees Fysische Geografie, in het
bijzonder Geomorfologie. Zijn wetenschappe-
lijk werk ligt vooral op het domein van de
ontwikkeling van rivierbekkens, periglacia-
le verschijnselen, Quartairgeologie van
Vlaanderen, strandmorfologie en submariene
morfodynamiek in de Zuidelijke Noordzee.
Hij publiceerde een groot aantal bijdragen in
wetenschappelijke tijdschriften en boeken.
Hij was o.a. lid van het Nationaal Comité
voor Geografie, lid van het Nationaal Comité
voor Oceanologie, lid van de Commissie voor
Quartairstratigrafie, lid van de Commissie
voor Maritieme Geschiedenis, corresponde-
rend lid van de Coastal Commission van de
Internationale Geografische Unie en ver-
tegenwoordigde België in het programma
"Coastal Erosion" van de EU.





Vlaams Instituut voor de Zee