

D1:236644



## Centre for Geo-ecological Research

**DUINEN, HYDRAULISCHE RUWHEID EN BODEMTRANSPORT IN  
HET ZOMERBED VAN DE MAAS BIJ BROEKHUIZEN**

R.M. Frings

Juni 2002

ICG 02/1



# **Duinen, hydraulische ruwheid en bodemtransport in het zomerbed van de Maas bij Broekhuizen**

R.M. Frings  
Juni 2002

ICG 02/1

Fysische Geografie, Faculteit der Ruimtelijke Wetenschappen, Universiteit Utrecht  
Utrecht

Interuniversitair Centrum voor Geo-ecologisch onderzoek  
Amsterdam

ISBN: 90-77079-03-3

# Voorwoord

Deze studie is uitgevoerd in opdracht van het Rijksinstituut voor Integraal Zoetwaterbeheer en Afvalwaterbehandeling (RIZA) te Arnhem, volgens contractnummer 50466/WSR.

Een woord van dank gaat uit naar Janrik van den Berg (Universiteit Utrecht), Wilfried ten Brinke (RIZA), Rolf van der Veen (RIZA) en Siebolt Folkertsma (Rijkswaterstaat Directie Limburg), maar vooral naar Antoine Wilbers (Universiteit Utrecht). Zonder zijn adviezen en aanbevelingen was dit rapport nooit tot stand gekomen.

# Inhoud

VOORWOORD	1
INHOUD	2
Figuren	3
Tabellen	3
Bijlagen	4
SAMENVATTING	5
Duinkarakteristieken	5
Hydraulische ruwheid	7
Bodemtransport	8
1 INLEIDING	9
2 ONDERZOEKSGEBIED	10
3 METINGEN	11
3.1 Bodempeilingen	11
3.2 Waterstand- en debietmetingen	12
3.3 Stroomsnelheidmetingen	12
4 DUINKARAKTERISTIEKEN	13
4.1 Lokaliseren van duinen	13
4.2 Dataselectie	15
4.2.1 Verwijdering van beddingvormen uit de tweede duinlaag	15
4.2.2 Verwijdering van buiten de duinenstrook gelegen beddingvormen	16
4.2.3 Verwijdering van beddingvormen die het gevolg zijn van ruis	16
4.2.4 Verwijdering van beddingvormen met meetfouten	17
4.2.5 Verwijdering van onnauwkeurig gemeten beddingvormen	17
4.3 Ruiscorrectie	18
4.4 Berekening van de loding- en riviersectiegemiddelden	19
4.5 Bepaling van de afvoer	22
4.6 Resultaten	23
4.6.1 Laterale variatie in duinkarakteristieken	23
4.6.2 Temporele variatie in duinkarakteristieken	24
5 HYDRAULISCHE RUWHEID	26
5.1 Berekening van de hydraulische ruwheid op basis van stromingseigenschappen	26
5.1.1 Verhang van het wateroppervlak	26
5.1.2 Stroomsnelheid	27
5.1.3 Hydraulische straal	28
5.2 Berekening van de hydraulische ruwheid op basis van morfologische eigenschappen	28
5.2.1 De methode van Vanoni-Hwang	28
5.2.2 De methode van Engelund	29
5.2.3 De methode van Van Rijn	29
5.2.4 Berekening van de gemiddelde ruwheid per riviersectie	30
5.3 Resultaten	31
6 BODEMTRANSPORT	34
6.1 Bodemtransport in de duinenstrook	34
6.2 Bodemtransport buiten de duinenstrook	36
7. DISCUSSIE	38
7.1 Duinkarakteristieken	38
7.1.1 Verklaring van de resultaten	38
7.1.2 Betrouwbaarheid van de resultaten	40
7.2 Hydraulische ruwheid	41
7.2.1 Verklaring van de resultaten	41
7.2.2 Betrouwbaarheid van de resultaten	42
7.3 Bodemtransport	44
7.3.1 Verklaring van de resultaten	44
7.3.2 Betrouwbaarheid van de resultaten	45
8. CONCLUSIE	46

9. AANBEVELINGEN	47
9.1 Aanbevelingen voor het onderzoek naar de duinkarakteristieken	47
9.2 Aanbevelingen voor het ruwheidonderzoek	48
9.3 Aanbevelingen voor het sedimenttransportonderzoek	49
9.4 Algemene aanbevelingen voor de meetcampagne	50
9.5 Aanbevelingen ten aanzien van DT2D	50
LITERATUUR	52

## Figuren

1. Topografie van het onderzoeksgebied.	10
2. Duinen in het onderzoeksgebied.	10
3. De lokalisering van duinen met DT2D.	13
4. Definitie van de duinkarakteristieken.	14
5. Fitten van de centrale polynoom.	14
6. Beddingvormen uit de 1 <sup>e</sup> duinlaag en de 2 <sup>e</sup> duinlaag in riviersectie 123,0-123,8 op 27 maart 2001.	15
7. Verloop van de kruiscorrelatiecoëfficiënt bij aanwezigheid van regelmatige, migrerende duinen en bij afwezigheid van regelmatige, migrerende duinen.	16
8. Ruis in bodempeilingen.	18
9. Frequentiepolygonen van het volume, de lijzijdehelling, de duinlengte, de vormfactor en de duinhoogte op basis van data uit meting 4 (15.000 duinen).	20
10. Tijdsverschil tussen de passage van de afvoergolf in Venlo en de passage in Well.	22
11. Laterale variatie in de duinlengte, lijzijdehelling, duinhoogte en vormfactor op 30 maart 2001 in riviersectie 123,0-123,8 (meting 7).	23
12. Laterale variatie in de migratiesnelheid op 30 maart 2001 in riviersectie 123,0-123,8 (meting 6-7).	23
13. Temporele variatie in de duinlengte, de lijzijdehelling, de duinhoogte, de vormfactor en de migratiesnelheid.	24
14. Bepaling van het verval op 29 maart 2001 in riviersectie 123,0-123,8 (meting 4).	27
15. Gemiddeld dwarsprofiel in riviersectie 123,0-123,8.	28
16. Kenmerkende korrelgrootteverdelingen in het onderzoeksgebied.	30
17. Vergelijking tussen de ruwheid berekend op basis van morfologische eigenschappen en de ruwheid berekend op basis van stromingseigenschappen. A: uitgaande van grindige oevers (D90 23,5 mm). B: uitgaande van zandige oevers (D90 5 mm).	32
18. Temporele variatie in de hydraulische ruwheid (berekend op basis van stromingscondities).	32
19. Temporele variatie in de hydraulische ruwheid (berekend op basis van morfologische eigenschappen met de formule van Van Rijn).	33
20. Laterale variatie in bodemtransport ( $q_b$ ) in de duinenstrook.	35
21. Temporele variatie in bodemtransport ( $q_b$ ).	36
22. Fragment van een loding uit het centrum van de duinenbaan in riviersectie 122,4-123,0 (meting 8).	39
23. Vergelijking tussen de duinlengte en de duinhoogte uit dit onderzoek en de bevindingen van Julien & Klaassen (1995).	39
24. Vergelijking tussen de ruwheden die SOBEK berekent en de bevindingen uit dit onderzoek.	42
25. De invloed van de korrelgrootte van de oevers op de totale ruwheid van het zomerbed.	43
26. Vergelijking van het bodemtransport bij Nieuw-Bergen met het bodemtransport bij Broekhuizen.	45

## Tabellen

1. Overzicht van de bodempeilingen en de waterstandmetingen bij Broekhuizen.	11
2. Correctie voor de ruis in de metingen.	19
3. Kans op een normale en een lognormale verdeling van enkele duinkarakteristieken (Kolmogorov-Smirnov p-waarden x 100).	21
4. Korrelgroottedata uit de bovenste bodemlaag in het onderzoeksgebied.	31
5. Actuele en kritieke waarden voor de mobiliteitsparameter $\theta^*$ in drie delen van riviersectie 123,0-123,8 op basis van de stromingscondities van 28 maart 2001.	37

## Bijlagen

1. Gebruikte symbolen.	54
2. Duinas.	55
3. Beddingvormen die het gevolg zijn van ruis in de data.	56
4. Laterale variatie in duinkarakteristieken.	59
5. De invloed van de afvoer op de duinkarakteristieken.	65
6. Invoerwaarden voor de berekening van de hydraulische ruwheid.	66
7. De invloed van de afvoer op de hydraulische ruwheid.	68
8. De invloed van de afvoer op het bodemtransport.	69

# Samenvatting

In alluviale rivieren wordt een deel van de hydraulische ruwheid veroorzaakt door de aanwezigheid van duinen op de rivierbodem. Daarnaast vindt een gedeelte van het bodemtransport plaats door verplaatsing van de duinen. Voor de Maas wordt nu getracht de kennis over sedimentbeweging en hydraulische ruwheid (door migrerende duinen) zodanig te vergroten dat formuleringen voor sedimenttransport en ruwheid kunnen worden verbeterd.

De doelstellingen van dit onderzoek waren: 1. Kwantificering van de variatie in de duinkarakteristieken. 2. Onderzoeken of op basis van de duinkarakteristieken een goede voorspelling gemaakt kan worden van de hydraulische ruwheid. 3. Kwantificering van de variatie in de bodemtransporten. Naast het opdoen van theoretische kennis was in dit onderzoek ook een belangrijke rol weggelegd voor een evaluatie van de gevolgde meetprocedure, opdat eventuele tekortkomingen daarin in eventuele vervolgonderzoeken vermeden kunnen worden.

Ten behoeve van dit onderzoek zijn gedurende het hoogwater van maart 2001 metingen verricht van de bodemligging, de waterstand en de stroomsnelheid in de Zandmaas bij Broekhuizen (kilometer 122-124). Het zomerbed is hier zo'n 170 meter breed, terwijl het winterbed zo'n 700 meter breed is (fig. 1). Significante stroming door het winterbed treedt op als de afvoer groter is dan 1700 kubieke meter per seconde. Dergelijke omstandigheden kwamen alleen voor op de eerste meetdag (27 maart); de volgende dagen was de afvoer kleiner. Op deze dagen stond wel water in het winterbed, maar dit stroomde waarschijnlijk nauwelijks. In de uitwerking van de meetgegevens is ervan uitgegaan dat de winterbedstroming op alle dagen verwaarloosbaar klein was.

## Duinkarakteristieken

Uit een vluchtige inspectie van de bodempeilingen is gebleken dat gedurende het hoogwater van maart 2001 slechts in een deel van de Maas bij Broekhuizen duinen voorkwamen (fig. 2). Deze strook met duinen lag steeds tegen de binnenbocht aan, waar het bodemsediment uit zand bestond. In het zuidelijk deel van het onderzoeksgebied (kilometer 122,0-122,4) kwamen in het geheel geen duinen voor, waarschijnlijk als gevolg van de aanwezigheid van een veerpontje.

De eerste stap in de bepaling van de variatie in de duinkarakteristieken was de extractie van duinen uit de bodempeilingen met het programma DT2D (Wesseling & Wilbers, 2000; Wilbers 2001). Daarvoor moest de migratierichting van de duinen opgegeven worden. In de meeste gevallen is deze gelijk aan de richting van de rivieras, maar dat ging voor de Maas bij Broekhuizen niet op, omdat daar slechts in een deel van de Maas duinen voorkwamen. Daarom is in plaats van de rivieras de as van de duinenstrook opgegeven als invoerwaarde voor DT2D. Omdat DT2D moeite heeft met bochtige riviersecties, zijn de bodempeildata opgedeeld in drie delen die elk een min of meer rechte riviersectie beslaan. De onderscheiden secties zijn 122,0 tot 122,4, 122,4 tot 123,0 en 123,0 tot 123,8. Omdat in de eerste riviersectie nauwelijks duinen voorkwamen, is deze in de verdere analyses buiten beschouwing gelaten.

Met DT2D is voor elke duin een groot aantal karakteristieken berekend, waaronder de lengte, de hoogte en de migratiesnelheid. Ook is een schatting gemaakt van de random meetfout (de ruis). Op basis van de karakteristieken van de afzonderlijke duinen, konden niet meteen gemiddelde duinkarakteristieken bepaald worden. Niet alle duinen die met DT2D zijn gevonden waren namelijk correct. De foutieve duinen moesten eerst verwijderd worden om betrouwbare gemiddelde duinkarakteristieken te kunnen bepalen.

Op de eerste plaats zijn de duinen uit de onderste duinlaag verwijderd. Hoewel DT2D in alle gevallen twee op elkaar liggende duinlagen berekent, waren de beddingvormen die gedurende het hoogwater van maart 2001 voorkwamen in de onderste duinlaag te

onregelmatig om aangemerkt te worden als duinen. Vervolgens zijn de beddingvormen verwijderd die gevonden zijn buiten de duinenstrook en de beddingvormen die uitsluitend bestonden uit ruis. Omdat de ruis groot was ten opzichte van de duinhoogte (10 tot 25 %), heeft DT2D de ruis namelijk plaatselijk tot aparte (kleine) beddingvormen gemaakt. Om deze beddingvormen te kunnen verwijderen is de aanname gedaan dat alle beddingvormen die korter waren dan twee meter uitsluitend uit ruis bestonden. Op de derde plaats zijn de beddingvormen verwijderd waarvan één van de meetpunten een grote meetfout bevatte. Tot slot zijn de beddingvormen verwijderd die onnauwkeurig gemeten zijn. Daarvoor is gesteld dat de gemiddelde afstand tussen twee meetpunten op een duin kleiner moet zijn dan 1 meter. De verwijdering van de verschillende soorten foute duinen heeft geleid tot een reductie van 35 % in het aantal duinen.

Na de verwijdering van de foute vormen is gecorrigeerd voor de fout in de duinkarakteristieken die is opgetreden omdat alle multibeammeetpunten een random meetfout bevatten. De gebruikte duinlokalisatiemethode in DT2D heeft namelijk tot gevolg dat random fouten in de bodempeilingen resulteren in een systematische overschatting van onder andere de duinhoogte en het duinvolume. Na de correctie van deze fouten is de vormfactor van de duinen berekend, die nodig was om later bodemtransporten te kunnen berekenen.

Vervolgens is onderzocht welke statistische verdeling de duinkarakteristieken volgen. Daarbij is gebruik gemaakt van statistische toetsen en frequentiepolygonen (fig. 9). De duinlengte en de duinhoogte blijken in de meeste gevallen een lognormale verdeling te volgen, terwijl de vormfactor en de migratiesnelheid waarschijnlijk een normale verdeling volgen. Voor het bepalen van de gemiddelde hoogte en lengte van de duinen, is daarom gebruik gemaakt van het loggemiddelde, terwijl voor het bepalen van de gemiddelde vormfactor en migratiesnelheid gebruik is gemaakt van het rekenkundig gemiddelde.

Uit grafieken waarin de gemiddelde duinkarakteristieken staan weergegeven blijkt dat de gemiddelde duinlengte in het onderzoeksgebied 5 meter bedroeg en de gemiddelde duinhoogte 25 centimeter (fig. 11). De duinen waren daarmee veel kleiner dan de duinen die in maart 1988 door Julien & Klaassen (1995) zijn aangetroffen in de Maas tussen kilometer 176 en 190 (fig. 23). De relatief kleine afmetingen van de duinen bij Broekhuizen zijn mogelijk het gevolg van de aanwezigheid van een laag grof bodemmateriaal op geringe diepte, waardoor de hoeveelheid transporteerbaar materiaal klein was. De hoogte en de lengte van de duinen namen licht toe in de richting van de buitenbocht, waar de stroomsnelheid groter was. Precies op de rand van de duinenstrook waren de duinen echter weer kleiner, waarschijnlijk doordat het bodemsediment van de bovenste bodemlaag daar relatief grof was, met als gevolg dat de hoeveelheid transporteerbaar materiaal nog kleiner was dan elders in de duinenstrook. De duinhoogte en duinlengte vertoonden behalve een significante laterale variatie, ook een duidelijke temporele variatie (fig. 13). Na het bereiken van de maximale afvoer, nam de duinhoogte voortdurend af. De duinlengte vertoonde echter een stijgende trend die waarschijnlijk het gevolg is van naijleffecten.

Over het algemeen zijn de duinkarakteristieken in dit onderzoek met grote nauwkeurigheid vastgesteld. Geringe fouten kunnen echter zijn opgetreden door de enigszins subjectieve verwijdering van foutieve beddingvormen en de onzekerheid in de bepaling van de statistische verdeling van de duinkarakteristieken. Daarnaast zijn waarschijnlijk ook bij de correctie voor random meetfouten fouten opgetreden. Deze onzekerheden daargelaten kon in dit onderzoek de variatie in de duinkarakteristieken goed gekwantificeerd worden.

In toekomstige onderzoeken moet ervoor gezorgd worden dat de bodempeilingen worden uitgevoerd met een zo klein mogelijke overlap tussen de twee raaien, maar wel met een zo hoog mogelijke ruimtelijke resolutie (15 à 30 punten per vierkante meter). Als het niet nodig is de migratiesnelheid te kunnen berekenen, dan is één bodempeiling per dag ruim voldoende. Om de migratiesnelheid te kunnen bepalen mag het tijdsverschil tussen twee bodempeilingen in hetzelfde kilometervak echter niet te groot zijn. Bij afvoeren tot 1800 m<sup>3</sup>/s moeten minimaal 2 bodempeilingen per dagdeel uitgevoerd worden. Het is daarbij niet nodig om *elk* dagdeel twee metingen te verrichten; na twee metingen in een dagdeel mag gerust een dag gewacht worden voor de volgende twee metingen uitgevoerd worden. De metingen

moeten gebiedsdekkend worden uitgevoerd over een traject van enkele kilometers lang, waarbij de eerste meting wordt verricht vóór de top van het hoogwater.

## Hydraulische ruwheid

Aan de hand van de duinkarakteristieken en de korrelgrootte van het sediment is op drie verschillende manieren de hydraulische ruwheid berekend; volgens de methode van Vanoni-Hwang, volgens de methode van Engelund en volgens de methode van Van Rijn (Ogink, 1989). Omdat de beddingmorfologie van de Maas bij Broekhuizen sterk varieerde, kon met deze formules niet direct de gemiddelde ruwheid van de rivier berekend worden. Daarom is de rivier opgedeeld in drie morfologisch homogene delen: de duinenstrook, de oevers en een strook met vlak bed. Voor elk gebied afzonderlijk is met de formules van Vanoni-Hwang, Engelund en Van Rijn de hydraulische ruwheid bepaald, waarna de ruwheidwaarden van de drie gebieden zijn gemiddeld om een gemiddelde ruwheid voor het hele zomerbed te verkrijgen.

Om te kunnen bepalen welk van de drie formules de beste resultaten oplevert, is de hydraulische ruwheid ook bepaald op grond van het verhang van het wateroppervlak, de hydraulische straal en de stroomsnelheid. De stroomsnelheid is weliswaar gemeten, maar de meetgegevens waren niet op tijd beschikbaar om gebruikt te kunnen worden in dit onderzoek. De gemiddelde stroomsnelheid moest dus bepaald worden uit het debiet en het doorstroomde oppervlak. De gebruikte debietwaarden zijn gebaseerd op metingen die zijn verricht bij Venlo, terwijl het doorstroomde oppervlak berekend is uit de gemeten waterstanden en het dwarsprofiel. Het centrale deel van het dwarsprofiel kon nauwkeurig bepaald worden aan de hand van de bodempeilingen, maar van het verloop van de oevers moest een schatting gemaakt worden op basis van gegevens uit het afvoermodel SOBEK (Van der Veen *et al.*, 2002). Het doorstroomde oppervlak en het dwarsprofiel zijn ook gebruikt om de hydraulische straal te berekenen, terwijl het verhang van het wateroppervlak is herleid uit de metingen van de waterstand.

Er blijkt dat de formules van Vanoni-Hwang, Engelund en Van Rijn alle drie ruwheden opleveren die goed overeenkomen met de ruwheid die is berekend op basis van de stromingscondities (fig. 17). Opvallend is wel dat de ruwheden die zijn berekend op basis van de bodemmorfologie geen temporele variatie vertonen terwijl de ruwheid die is berekend op basis van stromingseigenschappen dat wel doet. Volgens de stromingscondities werd de hydraulische ruwheid namelijk kleiner in de periode dat de afvoer afnam (fig. 18-19). Dit verschil wordt waarschijnlijk veroorzaakt doordat bij de berekening van de ruwheid op basis van de morfologie geen rekening is gehouden met de invloed van de vegetatie.

Bij het trekken van conclusies op basis van de berekende ruwheden, moet ermee rekening gehouden worden dat de betrouwbaarheid van berekende ruwheden gering is. Dit is vooral het gevolg van onnauwkeurigheden in de waterhoogtemetingen, het gebrek aan korrelgroottegegevens van de oevers en de problemen bij de bepaling van de stroomsnelheid. Bij dit laatste speelt vooral de afwezigheid van nauwkeurige informatie over het verloop van de oevers een rol. Door de verschillende onnauwkeurigheden kon met de huidige dataset op basis van de duinkarakteristieken geen goede voorspelling gemaakt worden van de hydraulische ruwheid.

Om dit in de toekomst wel mogelijk te maken, moet de waterstand nauwkeuriger gemeten worden. De bodempeilingen moeten worden uitgevoerd op de manier die is beschreven onder het kopje *duinkarakteristieken*. Verder moeten waarden voor de stroomsnelheid en de korrelgrootte bekend zijn voor hetzelfde gebied als waarin de bodempeilingen zijn verricht. Alle metingen moeten worden uitgevoerd in een traject van enkele kilometers lang. Meestal is het voldoende dat de metingen beperkt worden tot het centrale deel van het zomerbed. Als er echter op basis van de bodemmorfologie een voorspelling gemaakt moet kunnen worden van de totale hydraulische ruwheid in de rivier (dus inclusief oevers en winterbed), dan is uitgebreide informatie over de oevers en het

winterbed noodzakelijk. Om de invloed van de afvoer op de hydraulische ruwheid beter te kunnen bepalen moet de eerste meting worden verricht vóór de piek van het hoogwater.

## Bodemtransport

Omdat de verplaatsing van duinen veroorzaakt wordt door het transport van bodemmateriaal, kon het bodemtransport in de duinenstrook eenvoudig berekend worden aan de hand van de migratie van de duinen. Alle daarbij benodigde parameterwaarden (migratiesnelheid, duinhoogte en vormfactor) waren al bepaald in het onderzoek naar de duinkarakteristieken. Uit grafieken waarin het bodemtransport in de duinenstrook is weergegeven, blijkt dat de laterale variatie in het bodemtransport groot was. Het patroon komt sterk overeen met het patroon in de duinhoogte. Ook de temporele variatie in het bodemtransport was aanzienlijk. Het bodemtransport nam in drie dagen tijd af van 450 m<sup>3</sup>/dag (bij een debiet van 1850 m<sup>3</sup>/s) tot 250 m<sup>3</sup>/dag (bij een debiet van 1300 m<sup>3</sup>/s). Deze waarden zijn veel lager dan de bodemtransporten die gemeten zijn bij kilometer 141,3 (Schropp *et al.*, 2000). Een mogelijke verklaring is dat bij kilometer 141,3 niet alleen het bodemtransport is gemeten, maar ook een deel van het zwevend transport.

Hoewel in een groot deel van de rivier geen duinen voorkwamen, betekent dit niet dat er geen bodemtransport kan zijn opgetreden. Door de actuele waarde van de mobiliteitsparameter  $\theta'$  te vergelijken met de kritieke waarde (Kleinhans, 2002), is onderzocht of tijdens het hoogwater van maart 2001 bodemtransport mogelijk was buiten de duinenstrook. Dit kon overigens alleen gebeuren voor het centrale deel van de rivier, omdat van de oevers geen korrelgroottegegevens bekend waren. Uit de analyse blijkt dat in het centrale deel van de rivier (buiten de duinenstrook) nergens bodemtransport kan zijn opgetreden. In een groot deel van de rivier was het bodemsediment namelijk te grof om getransporteerd te worden. Op sommige plaatsen kwam wel zandig materiaal voor, maar dit lag ingebed tussen grindkorrels en kan dus ook niet getransporteerd worden.

Er kan van uitgegaan worden dat de aannamen die gedaan zijn om de transporten in de duinenstrook te berekenen juist zijn. Ook de gebruikte waarden voor de duinhoogte, de vormfactor en de migratiesnelheid zijn waarschijnlijk correct. Hierdoor is de betrouwbaarheid van de berekende transporten voor de duinenstrook groot. Ook de conclusie dat er buiten de duinenstrook in het centrale deel van de rivier geen bodemtransport is opgetreden, is waarschijnlijk juist. Omdat er echter geen schatting gemaakt kon worden van het bodemtransport op de oevers van de Maas, kon de variatie in de bodemtransporten slechts ten dele gekwantificeerd worden.

In de toekomst kunnen betere resultaten worden bereikt door de bodempeilingen te verrichten zoals beschreven is onder het kopje *duinkarakteristieken*. In het gebied waarin de bodempeilingen worden verricht, moeten ook metingen uitgevoerd worden van het bodemtransport, zodat de berekende transporten gecontroleerd kunnen worden. Indien naast de grootte van het bodemtransport ook de grootte van het zwevend transport vastgesteld moet kunnen worden, dan zijn regelmatig verspreide metingen nodig van de sedimentconcentratie en de stroomsnelheid. Tijdens de transportmetingen moeten monsters genomen worden van het beddingmateriaal, zodat de korrelgrootte daarvan bepaald kan worden. Dit is nodig om op basis van bodemtransportformules schattingen te kunnen maken van het bodemtransport. Net als bij het onderzoek naar de duinkarakteristieken en de hydraulische ruwheid, moeten alle metingen uitgevoerd worden in een traject van enkele kilometers lang, waarbij de eerste metingen worden verricht voordat de top van het hoogwater bereikt wordt.

# 1 Inleiding

In veel rivieren wordt een groot deel van de hydraulische ruwheid veroorzaakt door de aanwezigheid van duinen op de rivierbodem. Duinen hebben echter niet alleen invloed op de hydraulische ruwheid. Een belangrijk deel van het bodemtransport vindt namelijk plaats door duinmigratie.

In het verleden is er op de Rijn uitgebreid onderzoek gedaan naar de invloed van duinen op het bodemtransport en de hydraulische ruwheid (Wilbers, 1999; Julien *et al.*, 2002). Deze studies hebben de kennis van sedimentbeweging en hydraulische ruwheid op de Rijn sterk vergroot. Ook voor de Maas wordt nu getracht de kennis over sedimentbeweging en hydraulische ruwheid (door migrerende duinen) zodanig te vergroten dat formuleringen voor sedimenttransport en ruwheid kunnen worden verbeterd.

In dit rapport wordt verslag gedaan van een onderzoek naar duinen, hydraulische ruwheid en bodemtransport dat is uitgevoerd in de Maas bij Broekhuizen (Limburg). De doelstellingen van dit onderzoek zijn:

- Kwantificering van de variatie in de duinkarakteristieken.
- Onderzoeken of op basis van de duinkarakteristieken een goede voorspelling gemaakt kan worden van de hydraulische ruwheid.
- Kwantificering van de variatie in de bodemtransporten.

Naast het opdoen van theoretische kennis is in dit onderzoek ook een belangrijke rol weggelegd voor een evaluatie van de gevolgde meetprocedure, opdat eventuele tekortkomingen daarin in de vervolgonderzoeken vermeden kunnen worden.

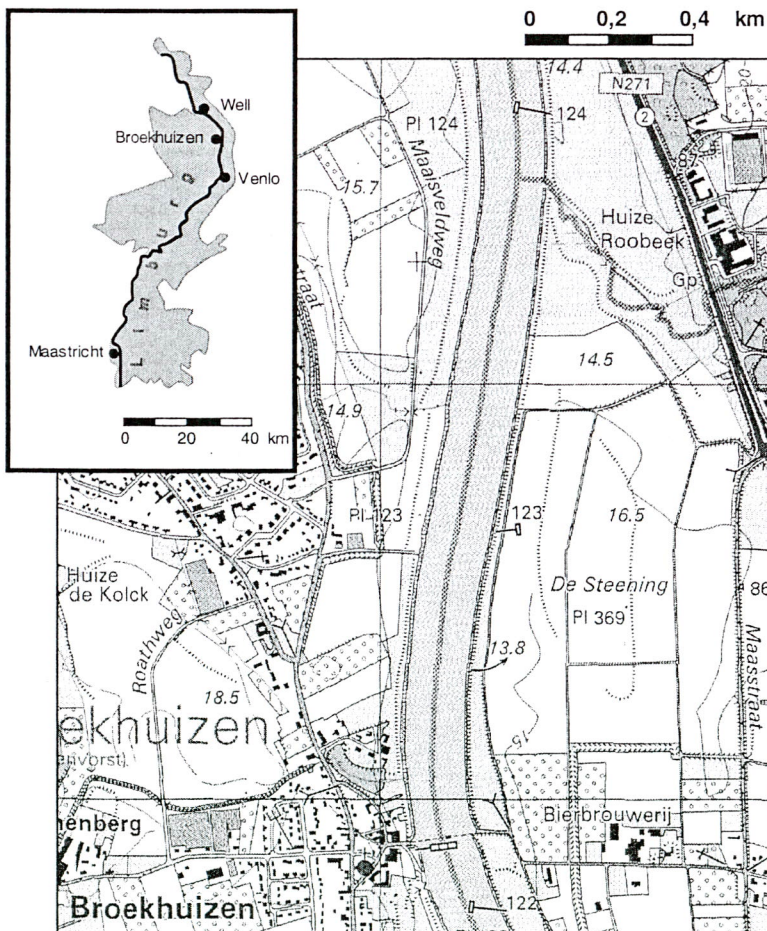
Na een korte beschrijving van het onderzoeksgebied (hoofdstuk 2) en de uitgevoerde metingen (hoofdstuk 3), wordt in dit rapport uitgebreid ingegaan op de bepaling van de karakteristieken van de duinen (hoofdstuk 4). Hoofdstuk 5 behandelt het onderzoek naar de hydraulische ruwheid, terwijl in hoofdstuk 6 wordt ingegaan op de kwantificering van de bodemtransporten. Hoofdstuk 7 gaat in op de onzekerheden in het onderzoek en in hoofdstuk 8 worden de belangrijkste conclusies van dit onderzoek samengevat. Tot slot wordt in hoofdstuk 9 aan aantal aanbevelingen gedaan voor toekomstige meetcampagnes.

## 2 Onderzoeksgebied

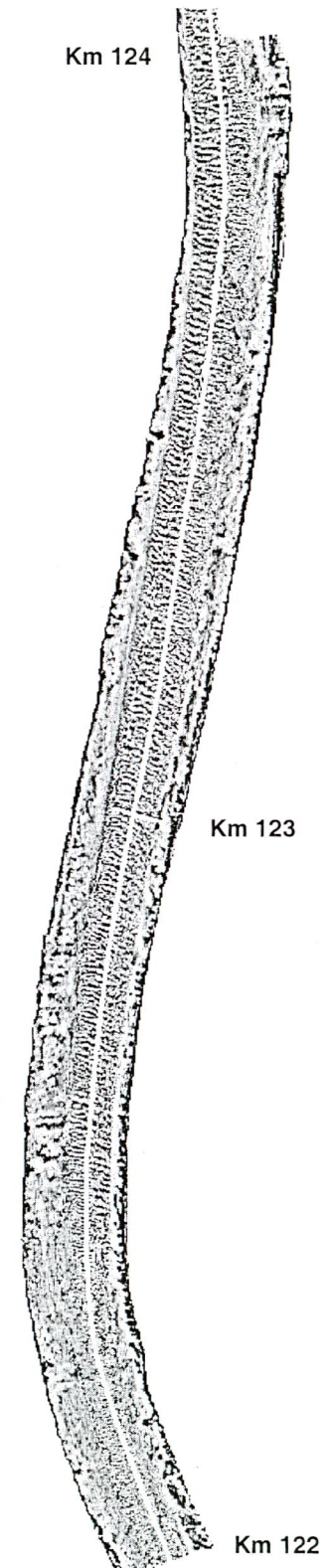
Het onderzoeksgebied bij Broekhuizen (Limburg) omvat twee bochten in de Zandmaas tussen kilometer 122 en kilometer 124. Het zomerbed is hier zo'n 170 meter breed, terwijl het winterbed zo'n 700 meter breed is (fig. 1). Significante stroming door het winterbed treedt op als de afvoer groter is dan 1700 kubieke meter per seconde.

Een deel van het zomerbed is bedekt met duinen (fig. 2). Deze duinen komen voor in een strook die circa 60 meter breed is. In figuur 2 is de as van deze strook met duinen weergegeven. Duidelijk is te zien dat de strook met duinen altijd tegen de binnenbocht aanligt en dus tussen de twee bochten de rivier oversteekt.

In het zuidelijk deel van het onderzoeksgebied zijn de duinen veel kleiner dan in het noordelijk deel van het onderzoeksgebied. Op verschillende plaatsen zijn de duinen hier zelfs geheel afwezig.



Figuur 1. Topografie van het onderzoeksgebied (naar: Topografische Dienst Nederland, 1997).



Figuur 2. Duinen in het onderzoeksgebied (de witte lijn is de as van de duinenstrook).

## 3 Metingen

Eind maart 2001 zijn in het onderzoeksgebied bij Broekhuizen metingen uitgevoerd van de bodemligging, de waterstand en de stroomsnelheid tijdens de recessiecurve van een klein hoogwater met een maximale afvoer van 1850 kubieke meter per seconde. In dezelfde periode zijn ook waterstandmetingen verricht bij Venlo en Well en debietmetingen bij Venlo. In dit hoofdstuk worden deze veldmetingen kort beschreven.

### 3.1 Bodempeilingen

De bodempeilingen in het onderzoeksgebied zijn uitgevoerd door de afdeling ANB Meetdienst van Rijkswaterstaat Directie Limburg met het onderzoeksschip De Speurder. Dit schip was uitgerust met een multibeam echosounder van het type Reson Seabat 8101. Met deze echosounder kunnen met één scan bodemhoogtegegevens verzameld worden in een strook rivierbodem van enkele tientallen meters breed.

In kilometervak 123-124 zijn in totaal zeven metingen verricht, verspreid over de dagen 27, 28, 29 en 30 maart. In kilometervak 122-123 zijn slechts drie metingen verricht en wel op 28 en 29 maart (tabel 1). Een meting bestaat uit drie parallelle raaien, die samen gebiedsdekkende bodemhoogtegegevens leveren voor een strook Maasbodem van ongeveer 110 meter breed en één kilometer lang. De raaien zijn tegen de stroming in gevaren met een min of meer constante vaarsnelheid van 2,5 meter per seconde ten opzichte van de oever. Er is getracht de overlap tussen de drie raaien zo klein mogelijk te houden, zoals wordt aanbevolen door Wilbers & Kleinhans (1999), om fouten in de berekening van de duinkarakteristieken met het computerprogramma DT2D te voorkomen.

De resolutie van de metingen is ruimtelijk verschillend. In het centrum van de raaien bedraagt de meetdichtheid circa 6 punten per vierkante meter, terwijl aan de randen van de raaien slechts 3 punten per vierkante meter gemeten zijn. Dit betekent dat de gemiddelde afstand tussen de meetpunten 40 tot 60 centimeter bedraagt, zowel in de dwars- als in de langsrichting.

Door de Meetdienst zijn de (meeste) outliers verwijderd uit de data en zijn deze omgezet in ASCII-bestanden met het programma QINSy Processing. Deze ASCII-bestanden bestaan uit vier kolommen met voor elk gemeten punt de X-, Y-, en Z-coördinaat volgens het Rijksdriehoek-NAP stelsel en het meettijdstip.

Tabel 1. Overzicht van de bodempeilingen en de waterstandmetingen bij Broekhuizen.

Meting	Datum	Tijd	Km vak
1	27 maart 2001	12:22 – 13:08	123-124
2	27 maart 2001	13:31 – 14:16	123-124
3	28 maart 2001	10:46 – 11:21	123-124
4	29 maart 2001	08:22 – 08:54	123-124
5	29 maart 2001	11:25 – 11:55	123-124
6	30 maart 2001	08:47 – 09:18	123-124
7	30 maart 2001	09:57 – 10:28	123-124
8	28 maart 2001	11:30 – 12:04	122-123
9	29 maart 2001	09:34 – 10:05	122-123
10	29 maart 2001	12:25 – 12:54	122-123

## 3.2 Waterstand- en debietmetingen

Teneinde het verhang van het wateroppervlak te kunnen berekenen, zijn tegelijkertijd met de bodempeilingen ook metingen van de waterstand uitgevoerd (tabel 1). Aan het begin van een multibeammeting is een punt op de waterlijn van het schip bepaald. Vervolgens is gedurende de rest van de meting elke 10 seconden de hoogteligging van dit punt ten opzichte van NAP geregistreerd. Met een gemiddelde vaarsnelheid van 2,5 meter per seconde, komt dit neer op ongeveer één waterstandwaarde per 25 meter. Per meting zijn zo drie raaien met waterstandwaarden verkregen.

Omdat een schip tijdens het varen zichzelf (en het water eromheen) naar beneden zuigt, is de waterstand die naast het meetschip gemeten is, systematisch lager dan de gemiddelde waterstand. De inzinking, 'squat' genaamd, is niet gemeten, maar bedraagt voor de Speurder gemiddeld 5 centimeter bij de omstandigheden die voorkwamen tussen 27 en 30 maart 2001 (een waterdiepte van 8 à 10 meter en een toerental van het meetschip van ongeveer 1000 toeren per minuut).

Naast de waterstanden bij Broekhuizen, zijn ook de waterstanden bij Well en Venlo bekend, respectievelijk 9,1 kilometer stroomafwaarts en 15,5 kilometer stroomopwaarts. Op deze plaatsen vindt een continue, akoestische waterstandmeting plaats, waarbij de waterstand elke 10 minuten geregistreerd wordt. De in Venlo gemeten waterstanden worden met een Q-h relatie automatisch omgerekend naar het debiet. Bij hoge afvoeren is deze Q-h relatie minder betrouwbaar, omdat er slechts enkele hoogwaters zijn opgetreden sinds 1998, toen is begonnen met het opstellen van de Q-h relatie. Venlo is echter de enige plaats in de buurt van het onderzoeksgebied bij Broekhuizen, waarvoor informatie over het debiet bekend is.

## 3.3 Stroomsnelheidmetingen

In het onderzoeksgebied is op 28 en 29 maart ook de stroomsnelheid in het centrum van de rivier bepaald met een Ott-meter. Deze bedraagt 1,3 meter per seconde op 28 maart en 1,2 meter per seconde op 29 maart. De meetgegevens van deze metingen waren echter niet op tijd beschikbaar om in dit onderzoek verwerkt te kunnen worden.

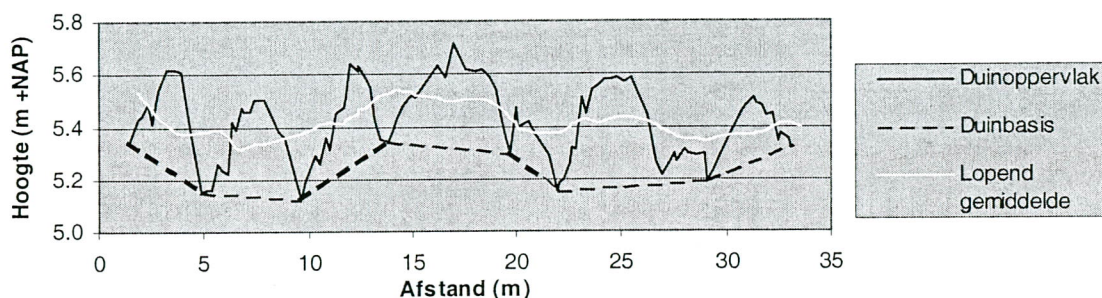
Op 30 maart zijn enkele ADCP-stroomsnelheidsmetingen uitgevoerd. De meetgegevens van deze metingen waren alleen beschikbaar in de vorm van JPG-plaatjes, waaruit de stroomsnelheid op afzonderlijke locaties niet nauwkeurig gereconstrueerd kon worden. Ook de ADCP-metingen waren dus van weinig nut in dit onderzoek. Ze leveren alleen enige informatie over de variatie in de stroomsnelheid. In het uiterste noorden van het onderzoeksgebied (km 124,0) is de stroomsnelheid het hoogst aan de rechterrاند van de rivier. In het grootste deel van het onderzoeksgebied (tot voorbij km 123,5) is de stroomsnelheid echter aan de linkerrاند van de rivier veel hoger dan aan de rechterrاند (1,5 m/s versus 1,0 m/s). Dat betekent dat tot voorbij kilometer 123,5 de linkerrاند van de rivier beschouwd kan worden als de buitenbocht en de rechterrاند van de rivier als de binnenbocht.

## 4 Duinkarakteristieken

In dit hoofdstuk wordt beschreven hoe de karakteristieken van de duinen in het onderzoeksgebied bepaald zijn. Eerst wordt ingegaan op het lokaliseren van de duinen met het computerprogramma DT2D (§4.1). Vervolgens wordt beschreven hoe foutieve duinen uit de dataset verwijderd zijn (§4.2) en hoe er gecorrigeerd is voor de ruis in de metingen (§4.3). In §4.4 wordt ingegaan op de statistische verdeling die de duinkarakteristieken volgen en worden de gemiddelde duinkarakteristieken bepaald. Daarna wordt er beschreven hoe de afvoer in het onderzoeksgebied bepaald is, zodat er een relatie gelegd kan worden tussen de afvoer en de duinkarakteristieken (§4.5). Tot slot worden de resultaten gepresenteerd in een aantal grafieken (§4.6).

### 4.1 Lokaliseren van duinen

Om duinen te extraheren uit de bodempeilingen is gebruik gemaakt van het programma DT2D (Dune Tracking in 2 Dimensies) versie 3.0. In tegenstelling tot de vorige versies van DT2D (Wesseling & Wilbers, 2000) is de invloed van de gebruiker in versie 3.0 minimaal. Om dit te bereiken is een nieuwe methode om duinen te lokaliseren geïmplementeerd. Voor een uitgebreide beschrijving van de lokaliseermethode wordt verwezen naar Wilbers (2001). Hier wordt slechts een korte beschrijving gegeven, toegespitst op dit onderzoek.

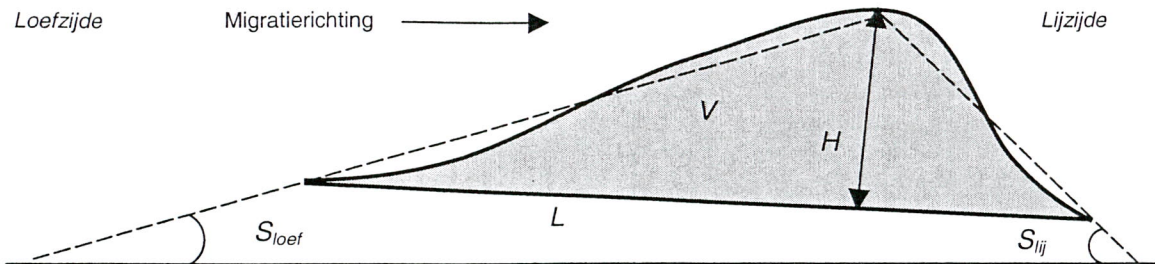


**Figuur 3.** De lokalisering van duinen met DT2D.

De lokalisering van duinen met DT2D vindt plaats aan de hand van tweedimensionale bodemprofielen, lodingen genaamd. Een multibeamdataset bestaat echter uit gebiedsdekkende (driedimensionale) bodemgegevens. Alvorens duinen te kunnen lokaliseren, moeten uit de multibeamdata dus lodingen gevormd worden. Daartoe wordt eerst een polynoom van de derde orde gefit door de opgegeven rivieras. Door translatie van deze centrale polynoom worden andere polynomen gegenereerd, met onderlinge afstanden van één meter. Vervolgens wordt langs de polynomen gezocht naar data in het invoerbestand, zodat parallelle bodemprofielen verkregen worden, de lodingen.

Door iedere loding wordt een lopend gemiddelde berekend. Elk deel van de loding dat lager ligt dan dit lopend gemiddelde wordt beschouwd als de trog van een duin. De diepste punten uit de troggen worden verbonden om de duinbases te verkrijgen (fig. 3). Deze duinbases worden vervolgens beschouwd als het duinoppervlak van een tweede duinlaag. Door hierdoor opnieuw een lopend gemiddelde te berekenen, kunnen ook de duinen in deze tweede duinlaag gelokaliseerd worden.

Hoewel door DT2D altijd een tweede duinlaag wordt berekend, is dit alleen zinvol als er sprake is van superpositie: kleine duinen boven op grotere duinen. Het komt echter regelmatig voor dat de tweede duinlaag geen duinen bevat, maar grootschalige bodemoneffenheden die samenhangen met bochten in de rivier of met kribvakken. In dergelijke gevallen kan de tweede duinlaag genegeerd worden.



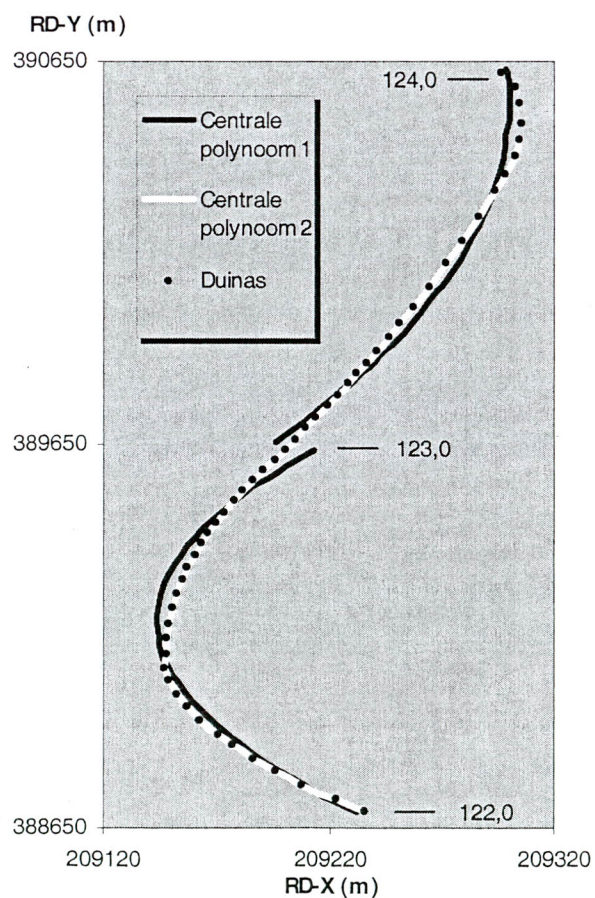
**Figuur 4.** Definitie van de duinkarakteristieken (naar: Wilbers, 1997). Zie de tekst voor de verklaring van de symbolen.

Van alle duinen in de beide duinlagen wordt vervolgens een groot aantal kenmerken bepaald, zoals het aantal punten waaruit een duin bestaat, de ligging van de troggen en de top en de hoogte van het brinkpoint (het punt waarop de stroming loslaat van de duin). Belangrijker duinkarakteristieken zijn echter de duinlengte, de duinhoogte, het volume en de helling van de loef- en de lijzijde. De duinlengte ( $L$ ) is de lengte van het lijnstuk tussen de twee troggen (de duinbasis) en de duinhoogte ( $H$ ) de lengte van de loodlijn tussen de top en de duinbasis (fig. 4). Het volume per eenheid breedte ( $V$ ) wordt gedefinieerd als de oppervlakte van de duinvorm boven de duinbasis, terwijl de lijzijdehelling ( $S_{lij}$ ) gedefinieerd is als de hoek van de lijn door de top en de lijzijdetrog met het horizontale vlak. Analoog hieraan is de loefzijdehelling ( $S_{loef}$ ) gelijk aan de hoek van de lijn door de top en de loefzijdetrog met het horizontale vlak (fig. 4).

Naast bovenstaande duinkarakteristieken wordt ook de migratie van de duinen berekend. Daarbij wordt gebruik gemaakt van de kruiscorrelatietechniek (Wilbers & Kleinmans, 1999). Omdat duinen in een rivier wel stroomafwaarts bewegen, maar slechts weinig van vorm veranderen, moeten lodingen uit twee verschillende tijdstappen in wezen aan elkaar gelijk zijn, op een kleine verschuiving na. De kruiscorrelatiecoëfficiënt is een maat voor de overeenkomst tussen beide lodingen. Door de eerste loding te verschuiven ten opzichte van de tweede loding tot de kruiscorrelatie maximaal is, kan berekend worden wat de gemiddelde migratie is van de duinen in de profielen. Het is echter niet mogelijk de migratiesnelheid van afzonderlijke duinen te bepalen.

De migratiesnelheid kan overigens alleen berekend worden als de tijd die verstreken is tussen de beide metingen niet te groot is. Voor het onderzoeksgebied bij Broekhuizen komt dit erop neer dat beide metingen op dezelfde dag gedaan moeten zijn. Daardoor kan voor kilometervak 122-123 slechts eenmaal de migratie berekend worden en wel op 29 maart 2001. In kilometervak 123-124 kan het driemaal, op 27, 29 en 30 maart 2001.

Tot slot geeft DT2D ook een indicatie van de ruis (de random fout in



**Figuur 5.** Fitten van de centrale polynoom.

de metingen). Daartoe wordt opnieuw een lopend gemiddelde berekend, maar nu op basis van een veel kleiner aantal meetpunten. Het verschil tussen dit lopend gemiddelde en het oorspronkelijk profiel wordt beschouwd als ruis (Wilbers, 2001).

Omdat de berekening van de migratie en de duinkarakteristieken geschiedt aan de hand van (getransleerde) polynomen, is het van het grootste belang dat de richting van deze polynomen gelijk is aan de richting waarin de duinen zich verplaatsten. In de meeste gevallen is dit het geval omdat de migratierichting van de duinen gelijk is aan de richting van de rivieras en de polynoom berekend wordt op basis van deze rivieras. Dat gaat echter voor de Maas nabij Broekhuizen niet op. In hoofdstuk twee is immers reeds aangetoond dat bij Broekhuizen slechts in een beperkte strook duinen voorkomen en dat deze duinstrook na elke bocht de rivier oversteekt (fig. 2). Om te voorkomen dat hierdoor fouten ontstaan in de berekening van de duinkarakteristieken en de migraties is in plaats van de Maas de as van de duinstrook opgegeven als rivieras. De ligging van deze duinas is visueel bepaald en gedigitaliseerd in het GIS-pakket ArcInfo (zie fig. 2 en bijlage 2).

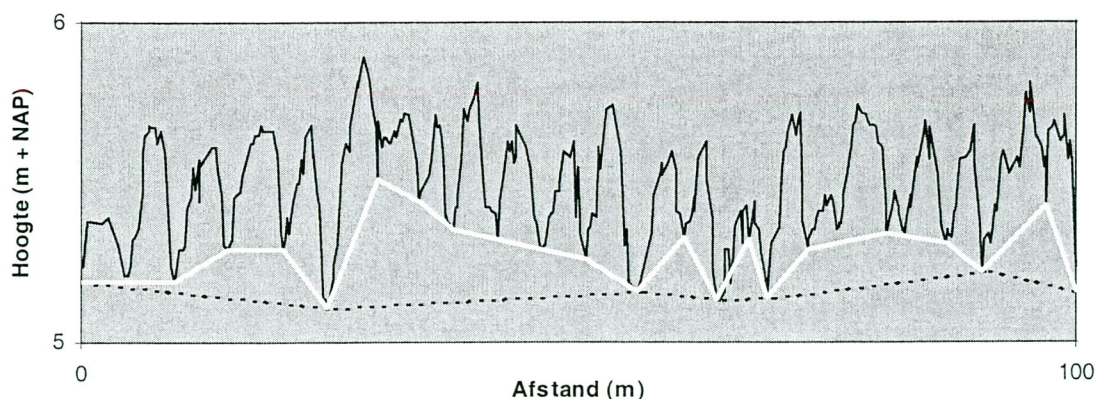
Door de grote (asymmetrische) bochten in de duinstrook was DT2D niet in staat goede polynomen te fitten door de opgegeven duinas (fig. 5: *Centrale polynoom 1*). Daarom zijn de bodemdata opgedeeld in drie delen die elk een min of meer rechte riviersectie beslaan, zodat de berekende centrale polynomen (fig. 5: *Centrale polynoom 2*) wel exact samenvallen met de duinas. Voor elke sectie zijn vervolgens afzonderlijk de duinkarakteristieken en de migratie berekend. De onderscheiden secties zijn: 122,0 tot 122,4, 122,4 tot 123,0 en 123,0 tot 123,8. De beschikbare bodemdata uit de laatste 200 meter van kilometervak 123-124 zijn verder niet gebruikt, omdat 200 meter te kort is om betrouwbare duinkarakteristieken en migraties te kunnen berekenen.

## 4.2 Dataselectie

Niet elke beddingvorm die met DT2D gelokaliseerd is, is een echte duin. Om de gemiddelde duinkarakteristieken correct te kunnen berekenen, dienen de foutieve duinen uit de dataset verwijderd te worden.

### 4.2.1 Verwijdering van beddingvormen uit de tweede duinlaag

Eerst zijn de beddingvormen uit de tweede duinlaag verwijderd. Uit inspectie van de data blijkt namelijk dat de tweede duinlaag in het onderzoeksgebied bij Broekhuizen geen echte duinen bevat tijdens de afvoergolf van eind maart 2001 (fig. 6). De grootschalige beddingvormen die in de tweede duinlaag voorkomen, zijn te onregelmatig om aangemerkt te worden als actieve duinen. Het is mogelijk dat het relictten zijn van duinen uit een vorig hoogwater. Ook kunnen deze grootschalige bodemoneffenheden samenhangen met de bochten in de rivier.

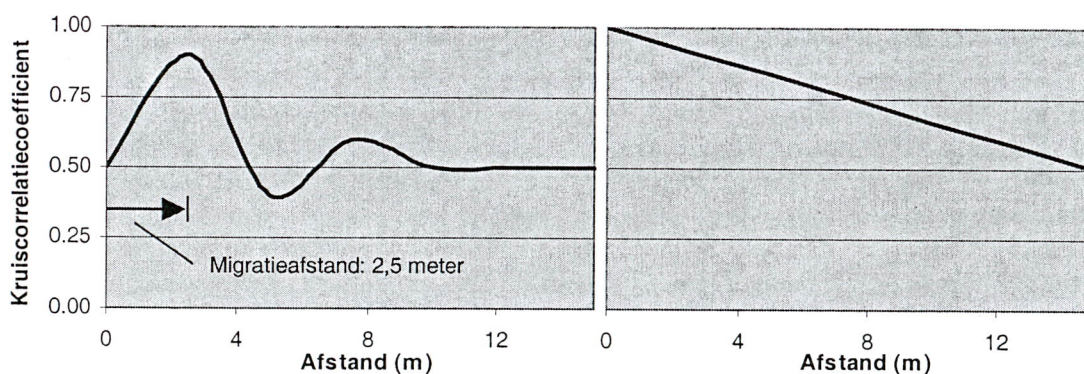


**Figuur 6.** Beddingvormen uit de 1<sup>e</sup> duinlaag (zwart) en de 2<sup>e</sup> duinlaag (wit) in riviersectie 123,0-123,8 op 27 maart 2001.

#### 4.2.2 Verwijdering van buiten de duinenstrook gelegen beddingvormen

Vervolgens zijn de beddingvormen verwijderd die gevonden zijn in de lodingen buiten de duinenstrook. Daartoe moest de grens van de duinenstrook exact gedefinieerd worden. Een mogelijkheid zou zijn geweest te kijken naar de afmetingen en de regelmaat van de beddingvormen. Dit is echter zeer subjectief. In plaats daarvan is gebruik gemaakt van de migratiegrafieken die DT2D genereert. In deze grafieken staat de kruiscorrelatiecoëfficiënt tussen twee lodingen uit opeenvolgende tijdstippen uitgezet tegen de afstand waarmee de eerste loding verschoven wordt. Als er duinen voorkomen moet de kruiscorrelatiecoëfficiënt een piek vertonen als de afstand waarmee de ene loding verschoven wordt gelijk is aan de migratie van de duinen (§4.1). Indien de kruiscorrelatie het hoogst is bij een verschuiving van nul meter, dan is het bodemoppervlak niet veranderd tussen het tijdstip van de eerste loding en het tijdstip van de tweede loding. Dit houdt in dat er geen regelmatige, migrerende duinen voorkomen (fig. 7).

Aan de hand van deze grafieken is vastgesteld dat in riviersectie 122,4-123,0 de duinenstrook loopt van loding -30 tot en met loding +28 en in riviersectie 123,0-123,8 van loding -33 tot en met loding +27. De breedte van de duinenstrook in deze riviersecties bedraagt dus ongeveer 60 meter. In riviersectie 122,0-122,4 bleek maar bij enkele lodingen een top in de migratiegrafiek voor te komen. Het feit dat hier nauwelijks duinen voorkomen, kan verklaard worden door de aanwezigheid van het pontje bij Broekhuizen (fig. 1). Hier is de bodem waarschijnlijk verstevigd, waardoor geen duinvorming kan optreden. Ook is het mogelijk dat er een veerstoep aanwezig is, waarachter een versnelling van de waterstroming optreedt, zodat het sediment hoofdzakelijk zwevend wordt getransporteerd. Omdat er nauwelijks duinen voorkomen is de hele riviersectie 122,0 – 122,4 in de verdere analyses buiten beschouwing gelaten. Uit de beide andere riviersecties zijn alleen die beddingvormen verwijderd die niet tot de duinenstrook behoren.



**Figuur 7.** Verloop van de kruiscorrelatiecoëfficiënt bij aanwezigheid van regelmatige, migrerende duinen (links) en bij afwezigheid van regelmatige, migrerende duinen (rechts).

#### 4.2.3 Verwijdering van beddingvormen die het gevolg zijn van ruis

Multibeamdata bevatten een random meetfout, ruis genaamd. Als deze ruis groot is ten opzichte van de duinhoogte, maakt DT2D de ruis tot aparte beddingvormen, die vaak slechts bestaan uit twee troggen en een top. Deze foute beddingvormen komen terecht in duinlaag één, terwijl de werkelijke duinen die daar aanwezig waren, naar de tweede duinlaag verdrongen worden (zie ook bijlage 3).

Omdat de ruis in de metingen bij Broekhuizen vrij groot is (10 tot 25 % van de duinhoogte), is het aantal beddingvormen dat uitsluitend bestaat uit ruis aanzienlijk. Om de onjuiste beddingvormen uit de eerste duinlaag te kunnen verwijderen, is een minimale lengte vastgesteld die een beddingvorm moet hebben om een duin genoemd te worden. Het probleem is echter dat nooit met zekerheid te zeggen is of duinen kleiner dan de kritieke duinlengte wel fout zijn en geen werkelijke beddingvormen. Dit probleem is enigszins vermeden door voor de kritieke duinlengte 2 meter te nemen. Indien er dan ongewild echte beddingvormen verwijderd worden, zijn dit in ieder geval geen duinen. Beddingvormen korter dan 1,6 à 2 meter vallen namelijk niet in de categorie duinen, maar in de categorie ribbels (Ashley, 1990).

Als de ruis op vele plaatsen zo groot is dat hij een aparte beddingvorm vormt, kan het voorkomen dat na het verwijderen van de foute vormen te weinig juiste beddingvormen overblijven om betrouwbaar gemiddelde duinkarakteristieken te bepalen. Dit probleem kan opgelost worden door de onterecht in de tweede duinlaag terechtgekomen duinen weer samen te voegen met de duinen uit de eerste duinlaag. In bijlage 3 staat beschreven hoe dit dient te gebeuren. Voor de multibeamdataset voor het gebied bij Broekhuizen was dit echter niet nodig, omdat na verwijdering van de onjuiste vormen uit de eerste duinlaag nog genoeg (meer dan 80) duinen per loding overbleven om de gemiddelde duinkarakteristieken mee te bepalen.

#### **4.2.4 Verwijdering van beddingvormen met meetfouten**

Naast de altijd aanwezige ruis, komen er lokaal ook grotere meetfouten voor. Als zo'n grote meetfout door DT2D tot een aparte beddingvorm is gemaakt, dan is deze beddingvorm reeds met het hierboven beschreven duinlengtecriterium verwijderd. Soms wordt een multibeamdatapunt met een meetfout echter niet tot een zelfstandige beddingvorm gemaakt, maar wordt hij opgenomen in een echte duin. De resulterende beddingvorm is dan veel hoger dan de werkelijke duin. Om dergelijke vormen te kunnen verwijderen is gebruik gemaakt van een statistische methode. Alle beddingvormen waarvan de hoogte meer dan 2,57 standaarddeviaties afligt van het gemiddelde voor die meting, zijn verwijderd. De kans dat deze vormen tot hetzelfde duintype behoren als de overige duinen in die meting, is kleiner dan 1 %.

#### **4.2.5 Verwijdering van onnauwkeurig gemeten beddingvormen**

De betrouwbaarheid van de berekende duinkarakteristieken is afhankelijk van het aantal meetpunten waaruit een duin bestaat. Hoe meer punten er op een duin gemeten zijn, hoe waarschijnlijker het is dat de duinkarakteristieken juist zijn. Daarom wordt vaak een minimum gesteld aan het aantal punten waaruit een duin moet bestaan. Wilbers (1997) gaat bijvoorbeeld uit van een minimum van 10 punten. Een eis van 10 punten per duin is echter te hoog voor korte duinen en te laag voor lange duinen. Bij een gemiddelde meetdichtheid van één punt per 50 centimeter is het immers vrijwel onmogelijk dat een duin van 2 meter bestaat uit 10 meetpunten. Van de andere kant kan het bij een duin van 20 meter lengte, bestaande uit 10 meetpunten, in werkelijkheid gaan om enkele losse duinen die niet afzonderlijk onderscheiden zijn omdat er geen bodempeiling op de plaats van de tussenliggende trog is gedaan.

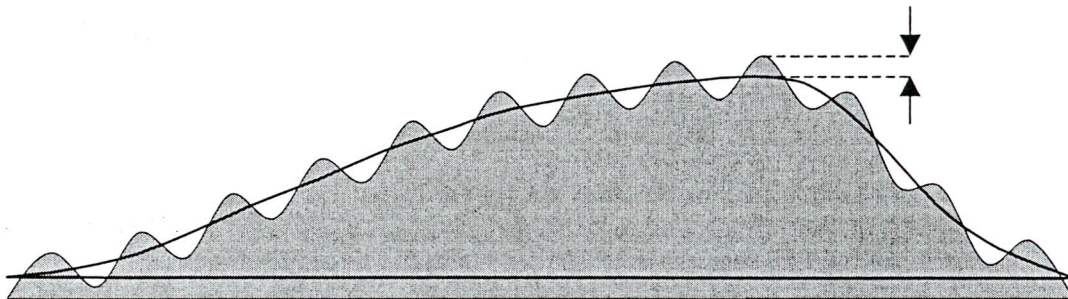
Om onnauwkeurig gemeten beddingvormen te verwijderen uit de multibeamdataset voor het onderzoeksgebied bij Broekhuizen, is daarom niet gekeken naar het absolute aantal meetpunten, maar naar de meetdichtheid. Alle duinen waarvan de gemiddelde afstand tussen twee meetpunten groter is dan één meter zijn verwijderd. Een duin van 2 meter lang moet dus uit minimaal 3 meetpunten bestaan, terwijl voor een duin van 20 meter lengte een minimum van 21 punten geldt.

Ook dit criterium is echter niet optimaal. Een duin van 30 meter die bestaat uit 30 meetpunten in de eerste 15 meter en één punt in de laatste meter, wordt namelijk niet verwijderd, terwijl het toch goed mogelijk is dat deze beddingvorm in werkelijkheid uit enkele duinen bestaat. Om dergelijke vormen toch te kunnen verwijderen is opnieuw gebruik gemaakt van een statistische methode. Alle beddingvormen waarvan de lengte meer dan 2,57 standaarddeviaties afligt van het gemiddelde voor die meting, zijn verwijderd. De kans dat deze vormen tot hetzelfde duintype behoren als de overige duinen in die meting, is kleiner dan 1 %.

### 4.3 Ruiscorrectie

Na de verwijdering van de foute vormen (ongeveer 35 % van het totaal aantal duinen dat DT2D gelokaliseerd heeft) blijven per loding ongeveer 80 à 120 duinen over. Onder deze overgebleven duinen komen geen vormen meer voor die uitsluitend bestaan uit ruis. Elk meetpunt in de multibeamdataset bevat echter ruis (een random meetfout). Omdat de meetfout random is, is de kans dat de werkelijke hoogte van het meetpunt overschat wordt, even groot als de kans dat de werkelijke hoogte van het meetpunt onderschat wordt.

Als een duin uit een klein aantal meetpunten bestaat, leidt deze random meetfout tot een random fout in de duinhoogte. Soms wordt de hoogteligging van de top immers overschat, maar even vaak wordt ze onderschat. Evenzo wordt de hoogte van de troggen soms overschat en soms onderschat. Als het aantal meetpunten in de troggen van de duin en op de top van een duin echter groot is, dan leidt de random meetfout tot een systematische overschatting van de duinhoogte. Dat komt omdat DT2D een ander punt als top neemt indien het meetpunt dat op de plaats van de werkelijke top lag, door de ruis lager komt te liggen. Het meetpunt ter plaatse van de oorspronkelijke top is dan namelijk niet langer het hoogste punt van de duin. Als er veel meetpunten in de buurt van de werkelijke top liggen, is de kans immers zeer groot dat een van hen door de ruis hoger komt te liggen dan de werkelijke top. Evenzo geldt dat voor de troggen andere punten genomen worden als de meetpunten op de plaats van de werkelijke troggen door de ruis hoger komen te liggen.



**Figuur 8.** Ruis in bodempeilingen. De werkelijke duin is weergegeven met een zwarte lijn. De duin met ruis is grijs gearceerd. De grootte van de ruis is met twee pijltjes aangegeven.

Bij hoge meetdichtheden geldt dat het verschil in hoogte tussen de werkelijke duin en de duin met ruis gelijk is aan tweemaal de ruis (zie figuur 8). Naast fouten in de duinhoogte levert de aanwezigheid van ruis ook kleine fouten in andere duinkarakteristieken op. Voor het volume geldt dat het verschil tussen het berekende volume en het werkelijke volume gelijk is aan éénmaal de ruis maal de lengte van de duin, zoals blijkt uit figuur 8. De lengte zelf wordt nauwelijks beïnvloed door de ruis in de metingen. Door de ruis kunnen wel de locaties van de troggen veranderen, waardoor ook de duinlengte verandert, maar de overschatting van de lengte van de ene duin is gelijk aan de onderschatting van de lengte van de volgende duin in die loding. De fout in de berekende loef- en lijzijdehelling is ongeveer evenredig met de fout in de hoogte. De helling is immers bij benadering gelijk aan de verhouding tussen de hoogte en (een deel van) de lengte van een duin, en alleen in de hoogte is sprake van een fout als

gevolg van ruis. Voor de migratiesnelheid geldt dat de top in de migratiegrafiek (fig. 7: linkerdeel) door de aanwezigheid van ruis minder geprononceerd zal zijn. De locatie van de top zal doorgaans echter niet veranderen, waardoor de migratie juist berekend wordt.

Omdat DT2D een schatting maakt van de gemiddelde ruis per loding (zo'n 3 centimeter), is het mogelijk voor de ruis te corrigeren. Tabel 2 geeft een overzicht van de toegepaste ruiscorrecties voor de zes belangrijkste duinkarakteristieken. Er wordt benadrukt dat deze correcties eigenlijk alleen gelden voor duinen die uit een groot aantal meetpunten bestaan. Voor duinen die uit een kleiner aantal meetpunten bestaan, is de systematische fout in de hoogte, het volume en de helling van de duinen kleiner of zelfs afwezig. Ook zijn bovenstaande relaties alleen geldig bij duinen met een horizontale duinbasis. Indien de duinbasis helt, treden er complicaties op omdat de richting waarin de fout optreedt (zuiver verticaal) niet gelijk is aan de richting waarin de duinhoogte wordt berekend (loodrecht op duinbasis). Daardoor zijn bij hellende duinen de fouten die optreden door ruis iets groter dan bij horizontale duinen.

**Tabel 2.** Correctie voor de ruis in de metingen. Het subscript "r" duidt op originele, nog niet voor de ruis gecorrigeerde karakteristieken.

Duinkarakteristiek	Berekening
Hoogte ( $H$ )	$H_r - 2 R$
Volume ( $V$ )	$V_r - L \cdot R$
Loefzijdehelling ( $S_{loef}$ )	$S_{loef,r} \cdot i$ met: $i = H/H_r$
Lijzijdehelling ( $S_{lij}$ )	$S_{lij,r} \cdot i$ met: $i = H/H_r$
Migratiesnelheid ( $c$ )	Geen correctie
Lengte ( $L$ )	Geen correctie

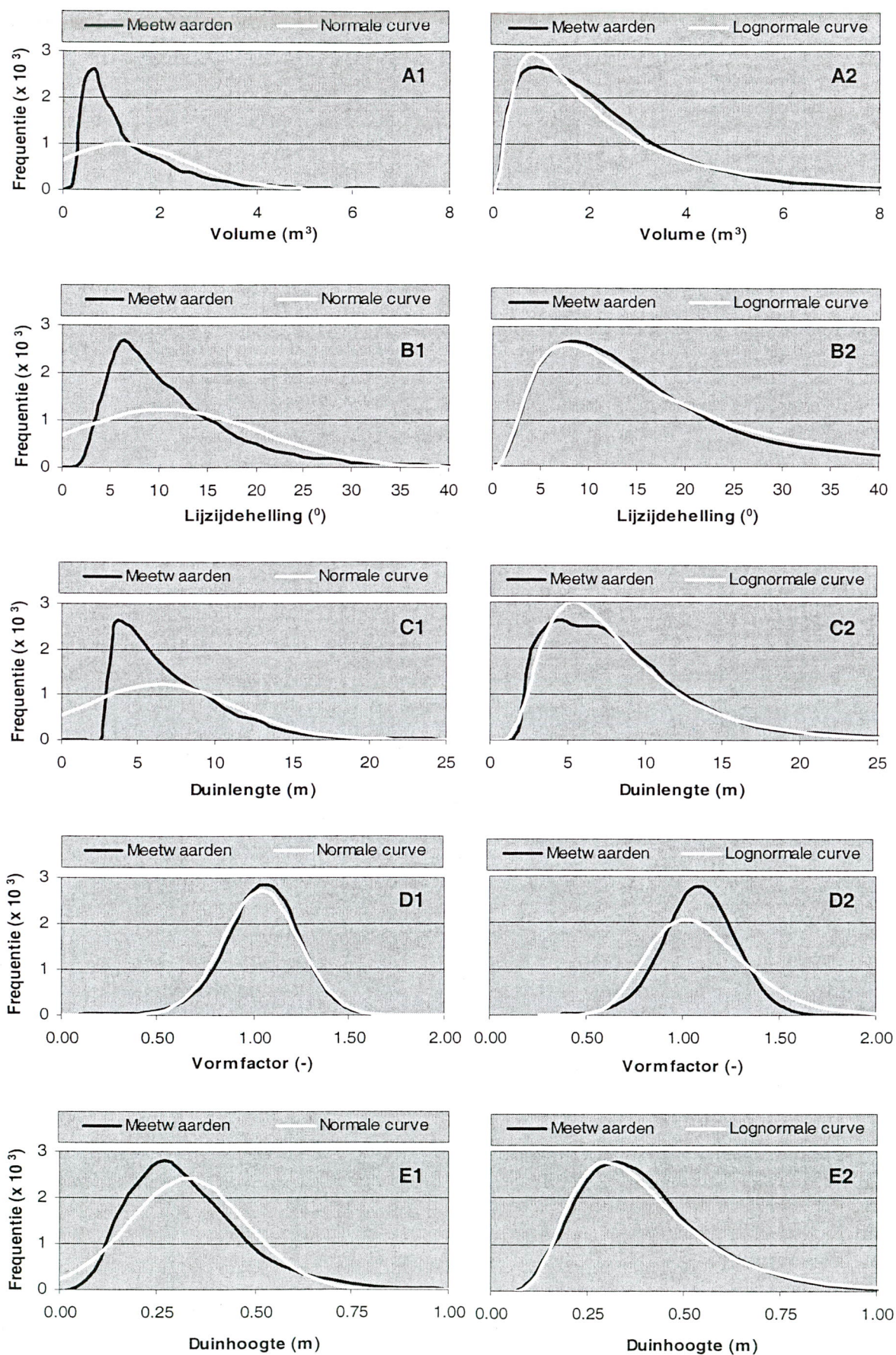
Nadat de ruis verwijderd is, is een zevende karakteristiek berekend, de vormfactor ( $F$ ). Deze factor speelt een belangrijke rol in de berekening van de bodemtransporten (hoofdstuk 6). De vormfactor geeft de verhouding aan tussen het volume van de duin en het volume van een driehoek met dezelfde lengte en hoogte. Er geldt dus:

$$F = \frac{V}{0.5 \cdot (L \cdot H)}$$

#### 4.4 Berekening van de loding- en riviersectiegemiddelden

Nu de foutieve beddingvormen en de ruis verwijderd zijn, kunnen het gemiddelde volume en de gemiddelde lengte, hoogte en helling van de duinen in een loding bepaald worden. De migratiesnelheid is door DT2D reeds als lodinggemiddelde bepaald.

In de meeste gevallen wordt het rekenkundig gemiddelde gebruikt om de gemiddelde duinkarakteristieken per loding te bepalen (Wilbers, 1997 en 1999; Wilbers & Van den Berg, 2001; Kleinhans *et al.*, 2001). Het rekenkundig gemiddelde is echter alleen de juiste centrummaat in het geval van een normale verdeling (McGrew & Monroe, 1993). Bij scheve verdelingen, zoals de lognormale verdeling, is het logaritmisch gemiddelde of de mediaan een veel betere keus.



**Figuur 9.** Frequentiepolygonen van het volume (A), de lijzijdehelling (B), de duinlengte (C), de vormfactor (D) en de duinhoogte (E) op basis van data uit meting 4 (15.000 duinen).

Om de juiste centrummaat te kunnen selecteren, is onderzocht welke verdeling de duinkarakteristieken duinlengte ( $L$ ), duinhoogte ( $H$ ), loefzijdehelling ( $S_{loef}$ ), lijzijdehelling ( $S_{lij}$ ), volume ( $V$ ) en vormfactor ( $F$ ) volgen. Daartoe is volgens de Kolmogorov-Smirnov-methode een toets op normaliteit van de verdelingen uitgevoerd. De gebruikte data zijn afkomstig uit de lodingen 10 en -10 van de metingen 1, 4 en 6 (tabel 1). Loding 10 ligt tien meter oostelijk van de duinas, terwijl loding -10 tien meter westelijk van de duinas ligt. Elk van de zes datasets bevat circa 120 voor meetfouten en ruis gecorrigeerde duinen. De resultaten van deze toets staan weergegeven in tabel 3A. Hieruit blijkt dat de kans groot is dat de duinhoogte en de vormfactor normaal verdeeld zijn, terwijl dat voor de andere duinkarakteristieken niet het geval is.

**Tabel 3.** Kans (%) op een normale (A) en een lognormale (B) verdeling van enkele duinkarakteristieken (Kolmogorov-Smirnov p-waarden x 100). Zie de tekst voor een beschrijving van de gebruikte datasets.

<b>A</b>	Meting (loding)	$L$	$H$	$V$	$S_{lij}$	$S_{loef}$	$F$
	1 (-10)	3	48	1	0	0	45
	1 (+10)	3	90	3	0	0	98
	4 (-10)	5	93	2	11	1	97
	4 (+10)	1	20	0	0	0	92
	6 (-10)	0	12	0	1	0	87
	6 (+10)	3	57	0	2	0	92

<b>B</b>	Meting (loding)	$L$	$H$	$V$	$S_{lij}$	$S_{loef}$	$F$
	1 (-10)	46	19	72	56	4	8
	1 (+10)	68	35	72	86	1	42
	4 (-10)	85	53	88	63	99	10
	4 (+10)	98	62	69	73	15	3
	6 (-10)	27	77	82	84	15	0
	6 (+10)	56	79	98	85	68	74

Vervolgens is getoetst hoe groot de kans is dat de duinkarakteristieken een lognormale verdeling volgen. Van de duinkarakteristieken is de logaritme met grondtal 2 berekend en opnieuw is een Kolmogorov-Smirnov-toets op normaliteit uitgevoerd. Uit tabel 3B blijkt dat de kans zeer groot is dat de duinlengte, het volume en de helling inderdaad een lognormale verdeling volgen. Opvallend is echter dat de kans niet uit te sluiten is dat de duinhoogte en de vormfactor eveneens een lognormale verdeling volgen. Voor de duinhoogte is de kans op een lognormale verdeling zelfs iets groter dan de kans op een normale verdeling. Voor de vormfactor is de kans op een normale verdeling echter het grootst.

Naast statistische toetsen zijn ook frequentiepolygonen gebruikt om te onderzoeken welke verdeling de duinkarakteristieken volgen. Daarbij is gebruik gemaakt van alle duinen uit de 61 lodingen van meting 4, in totaal zo'n 15.000. In figuur 9 staan de frequentiepolygonen afgebeeld. In de grafieken op de linkerhelft van de pagina wordt de werkelijke verdeling van de duinkarakteristieken vergeleken met de normale verdeling. In de grafieken op de rechterhelft van de pagina wordt de werkelijke verdeling vergeleken met de lognormale verdeling. Omdat in de grafieken op de rechterhelft een logaritmische klassenindeling gebruikt is en in de grafieken op de linkerhelft een niet-logaritmische, is de vorm van de verdeling van de meetwaarden niet hetzelfde op de beide paginahelften. Uit figuur 9 blijkt duidelijk dat het volume, de lengte en de (lijzijde)helling een lognormale verdeling volgen. Datzelfde geldt ook voor de duinhoogte, terwijl de vormfactor een normale verdeling volgt.

Hieruit kan geconcludeerd worden dat het loggemiddelde de optimale centrummaat is voor de meeste duinkarakteristieken. Alleen voor de vormfactor dient het rekenkundig gemiddelde gebruikt te worden. Omdat de berekening van het loggemiddelde niet mogelijk is als er waarden voorkomen gelijk aan nul, zijn duinen waarvan één van de karakteristieken de

waarde nul heeft verwijderd. Daarna is voor elke lading de loggemiddelde lengte, hoogte en lijzijdehelling bepaald evenals de rekenkundig gemiddelde vormfactor, zodat een beeld ontstaat van de laterale variatie van duinkarakteristieken per riviersectie.

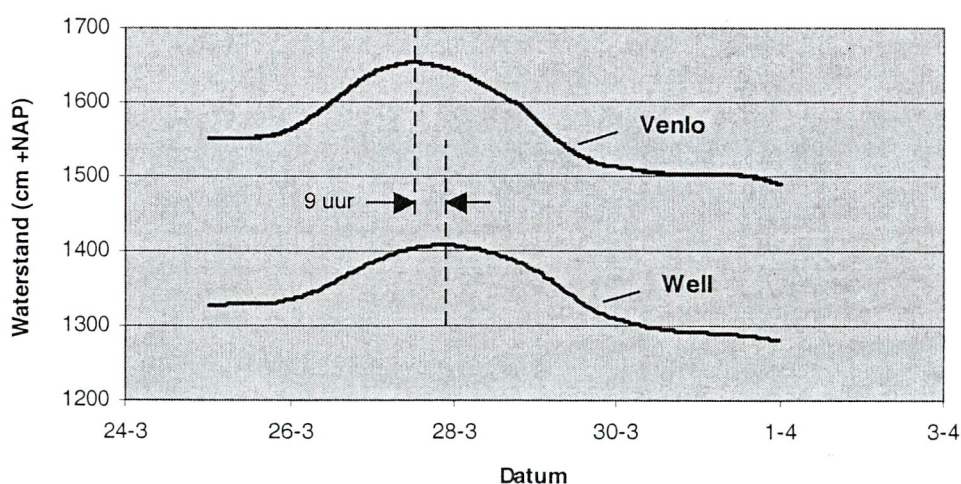
De lodinggemiddelde waarden voor de duinkarakteristieken lengte, hoogte, vormfactor en lijzijdehelling zijn vervolgens voor beide riviersecties gemiddeld over de gehele breedte van de duinenstrook. Opnieuw is daarbij gebruik gemaakt van het loggemiddelde voor de lengte, hoogte en lijzijdehelling en het rekenkundig gemiddelde voor de vormfactor. Ook de door DT2D als lodinggemiddelde bepaalde migratiesnelheden zijn gemiddeld over de hele breedte van de duinenstrook. Daarbij is gebruik gemaakt van het rekenkundig gemiddelde. Er wordt dus van uitgegaan dat de migratiesnelheid een normale verdeling volgt. Dit is echter moeilijk te verifiëren omdat voor de migratiesnelheid geen afzonderlijke waarden per duin bekend zijn.

## 4.5 Bepaling van de afvoer

Om een relatie te kunnen leggen tussen de berekende (gemiddelde) duinkarakteristieken en de afvoer, is kennis van de afvoer in het onderzoeksgebied vereist. Omdat deze niet gemeten is, moet de afvoer bij Broekhuizen afgeleid worden van de afvoer bij Venlo.

Er is aangenomen dat de afvoergolf in het onderzoeksgebied bij Broekhuizen in omvang gelijk is aan die in Venlo, omdat er tussen Venlo en Broekhuizen slechts enkele kleine beken uitmonden in de Maas. Wel zal de afvoergolf in Broekhuizen enkele uren later passeren dan in Venlo. Deze tijdsvertraging is berekend aan de hand van de waterhoogtemetingen bij Well (9,1 kilometer stroomafwaarts) en Venlo (15,5 kilometer stroomopwaarts). De waterhoogtemetingen in het onderzoeksgebied kunnen niet gebruikt worden, omdat ze alleen de dalende poot van de afvoergolf beslaan.

Uit figuur 10 blijkt dat er een tijdsverschil van 9 uur zit tussen de piek in de waterstand bij Venlo en de piek bij Well. Omdat het tijdstip met de hoogste waterstand overeenkomt met het tijdstip met de grootste afvoer, moeten ook de afvoerpieken van Venlo en Well 9 uur uit elkaar liggen. Als er aangenomen wordt dat de snelheid waarmee de afvoergolf zich verplaatst min of meer constant is tussen Venlo en Well, zal de afvoerpiek bij Broekhuizen 5 uur en 40 minuten later arriveren dan in Venlo.

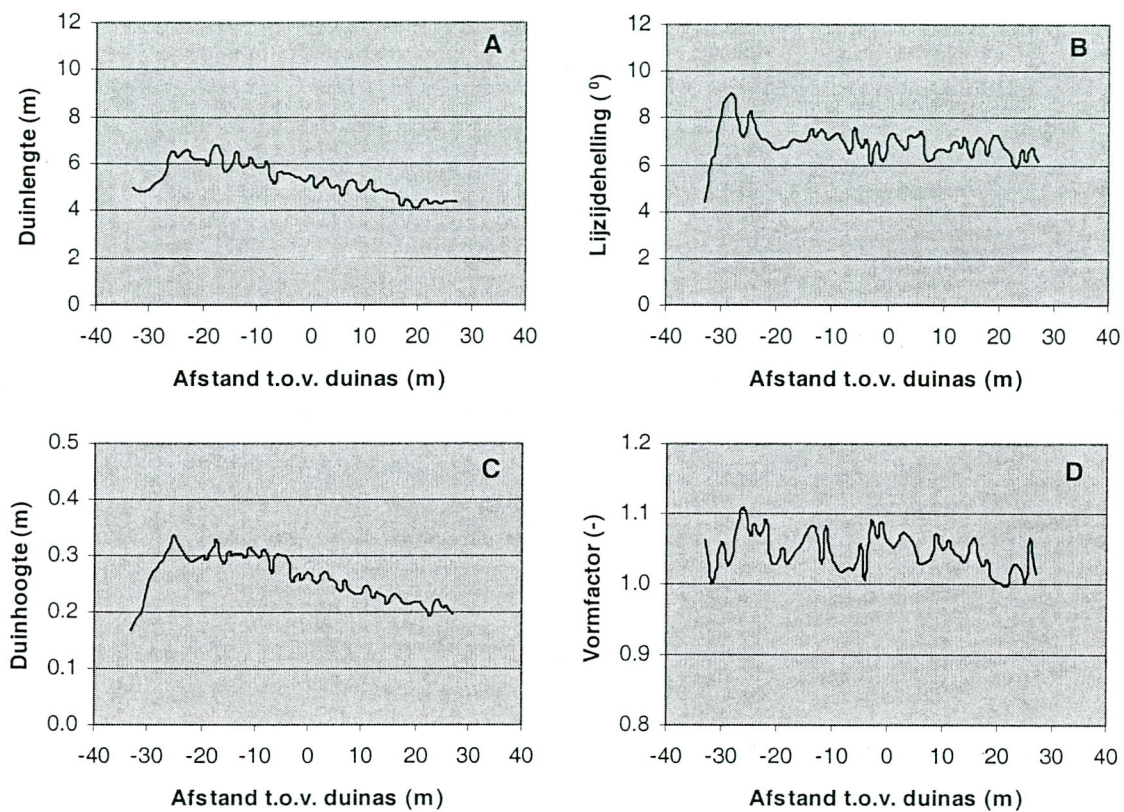


**Figuur 10.** Tijdsverschil tussen de passage van de afvoergolf in Venlo en de passage in Well.

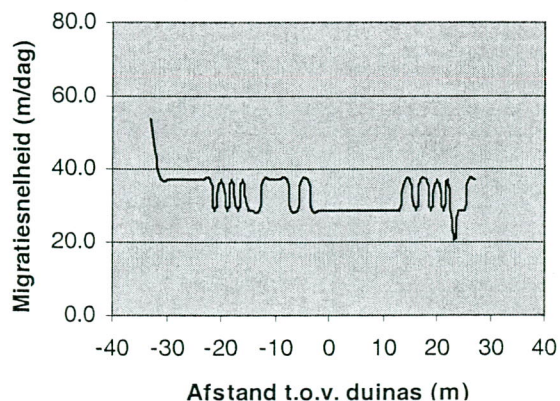
## 4.6 Resultaten

### 4.6.1 Laterale variatie in duinkarakteristieken

Grafieken met de laterale variatie van duinkarakteristieken in riviersectie 123,0-123,8 op 30 maart 2001 staan weergegeven in figuur 11 en 12. Duidelijk blijkt dat de migratiesnelheid, de vormfactor en de lijzijdehelling nauwelijks veranderen over de breedte van de duinenstrook. De duinlengte en de duinhoogte vertonen echter een duidelijke trend. Ze zijn klein aan de linkerrand van de duinenstrook (centrum van de rivier), nemen vervolgens sterk toe en dalen dan geleidelijk tot aan de rechterrاند van de duinenstrook (binnenbocht, zie ook § 3.3).



**Figuur 11.** Laterale variatie in de duinlengte (A), lijzijdehelling (B), duinhoogte (C) en vormfactor (D) op 30 maart 2001 in riviersectie 123,0 – 123,8 (meting 7).

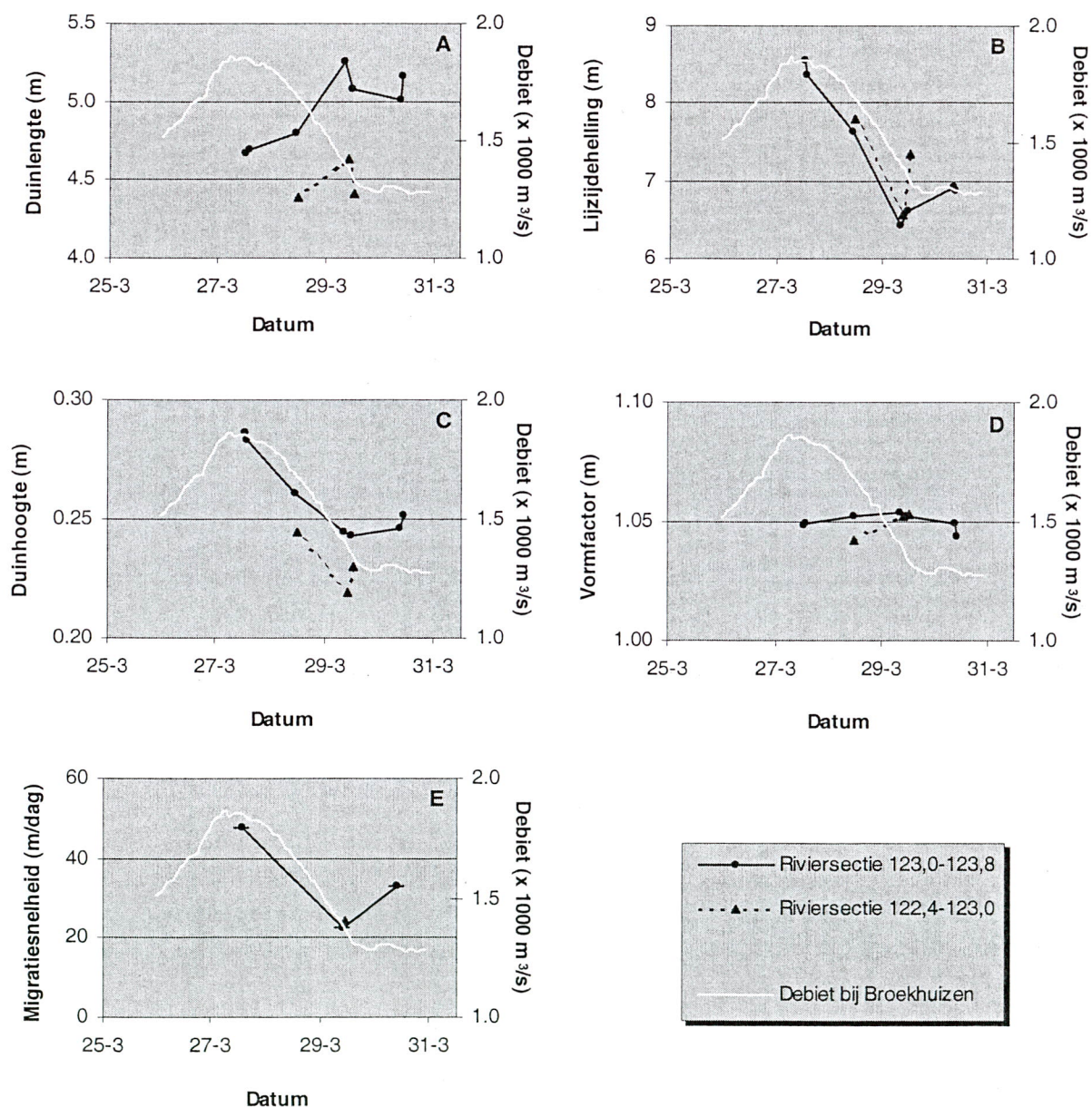


**Figuur 12.** Laterale variatie in de migratiesnelheid op 30 maart 2001 in riviersectie 123,0-123,8 (meting 6-7).

Uit de andere metingen in riviersectie 123,0-123,8 komen soortgelijke resultaten naar voren. Hetzelfde geldt voor de metingen in riviersectie 122,4-123,0, hoewel de laterale variatie in duinhoogte en duinlengte hier kleiner is. Voor de grafieken met de laterale variatie in duinkarakteristieken voor deze metingen wordt verwezen naar bijlage 4.

#### 4.6.2 Temporele variatie in duinkarakteristieken

De temporele variatie in de waarden van de duinkarakteristieken is afgebeeld in figuur 13. In deze grafieken is ook de afvoer bij Broekhuizen weergegeven. Grafieken waarin de duinkarakteristieken staan uitgezet tegen de afvoer, zijn te vinden in bijlage 5.



**Figuur 13.** Temporele variatie in de duinlengte (A), de lijzijdehelling (B), de duinhoogte (C), de vormfactor (D) en de migratiesnelheid (E).

Omdat alleen tijdens de dalende poot van de afvoergolf bodempeilingen zijn verricht, kan de invloed van de afvoer op de duinkarakteristieken slechts ten dele bepaald worden. Uit figuur 13 en bijlage 5 blijkt dat tijdens de daling van de afvoer de duinlengte toeneemt en de duinhoogte afneemt. Op het moment dat de afvoer constant wordt (29 maart), treedt er een stabilisatie op in zowel de duinlengte als de duinhoogte. De lijzijdehelling en de migratiesnelheid vertonen dezelfde trend als de duinhoogte, hoewel er in plaats van de stabilisatie een kleine stijging plaats vindt vanaf het moment dat de afvoer constant wordt. De vormfactor tot slot verandert niet noemenswaard in de tijd.

De hierboven beschreven trends zijn voor beide riviersecties gelijk, maar de duinen in sectie 122,4-123,0 zijn met een gemiddelde lengte van 4,5 meter en een gemiddelde hoogte van 23 centimeter iets kleiner dan de duinen in sectie 123,0-123,8. Daar is de duinlengte gemiddeld 5 meter en de duinhoogte gemiddeld 26 centimeter.

## 5 Hydraulische ruwheid

De hydraulische ruwheid van een rivier kan bepaald worden op basis van de stromingscondities in de rivier. Vaak is het echter gewenst een schatting te maken van de hydraulische ruwheid zonder dat er iets bekend is over de heersende stromingscondities. Er wordt dan gebruik gemaakt van formules die een relatie leggen tussen de hydraulische ruwheid en de morfologische eigenschappen van een rivier (zoals de afmetingen van de duinen). In dit hoofdstuk wordt onderzocht of de hydraulische ruwheid die wordt berekend op basis van morfologische eigenschappen overeenkomt met de ruwheid die wordt berekend op basis van stromingseigenschappen. Eerst worden beide methoden beschreven (§5.1 en §5.2), waarna de resultaten van de twee methoden met elkaar vergeleken worden (§5.3).

### 5.1 Berekening van de hydraulische ruwheid op basis van stromingseigenschappen

Als de stromingscondities bekend zijn, kan de hydraulische ruwheid als volgt berekend worden (Julien *et al.*, 1989):

$$f = \frac{8gRS}{\bar{u}^2}$$

Met:  $f$  = Darcy-Weisbach's wrijvingscoëfficiënt (-),  $g$  = zwaartekrachtversnelling ( $9.81 \text{ m/s}^2$ ),  $R$  = hydraulische straal (m),  $S$  = verhang van het wateroppervlak (-) en  $\bar{u}$  = gemiddelde stroomsnelheid (m/s).

Naast Darcy-Weisbach's wrijvingcoëfficiënt zijn er nog verschillende andere coëfficiënten waarmee de hydraulische ruwheid uitgedrukt kan worden, zoals de Chézy-coëfficiënt ( $C$ ), de coëfficiënt van Manning ( $n$ ) en Nikuradse's equivalente ruwheidslengte ( $k_s$ ). Deze laatste factor heeft het voordeel dat hij minder afhankelijk is van de hydraulische straal. Hij kan berekend worden met een variant van de White-Colebrook relatie (naar: Ogink, 1989):

$$\frac{1}{\sqrt{f}} = 2.03 \log \frac{12R}{k_s}$$

Voor de beide riviersecties in het onderzoeksgebied (122,4-123,0 en 123,0-123,8) is zowel Darcy-Weisbach's wrijvingcoëfficiënt als Nikuradse's equivalente ruwheidslengte berekend. Dit is gebeurd voor dezelfde dagen als waarvoor ook de duinkarakteristieken berekend zijn. Alleen op deze dagen kunnen namelijk het verhang van het wateroppervlak, de stroomsnelheid en de hydraulische straal bepaald worden. Hoe deze variabelen bepaald zijn, wordt uiteengezet in de volgende paragrafen.

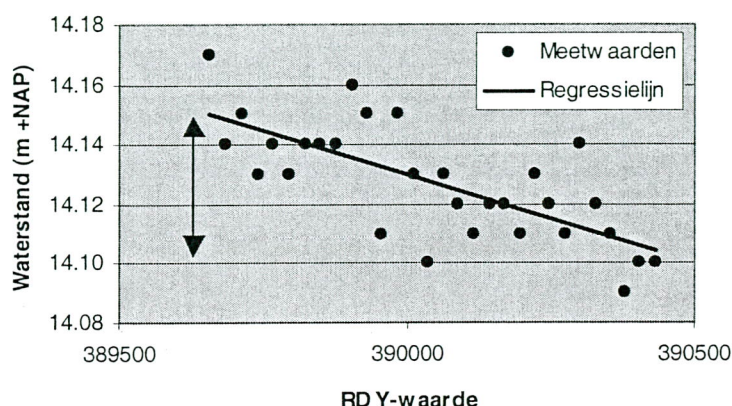
#### 5.1.1 Verhang van het wateroppervlak

Het verhang kan bepaald worden op basis van de waterstandmetingen die in het onderzoeksgebied zijn uitgevoerd tegelijkertijd met de bodempeilingen (tabel 1). Zoals in paragraaf 3.2 beschreven, bevatten deze metingen een fout (squat). Door aan te nemen dat de fout 5 centimeter bedraagt, zijn de waterstanden gecorrigeerd.

Elke waterstandmeting bestaat uit drie raaien met ongeveer om de 25 meter een waarde voor de waterstand. Voor elke raai zijn de gecorrigeerde waterstanden uitgezet tegen de y-waarde van de locatie waar ze gemeten zijn. Na de verwijdering van een aantal outliers

is een regressielijn getrokken door de gemeten waterstanden (fig. 14). Het verschil in waterhoogte tussen het begin en het eind van de regressielijn is gelijk aan het verval. Door dit verval te delen door de afstand tussen beide punten is het verhang bepaald. Als afstand is de werkelijke afstand langs de rivieras genomen worden, niet de afstand in y-richting, omdat de stroming in de rivier immers niet exact in de y-richting verloopt.

Tot slot is van de drie verhangwaarden die per meting beschikbaar zijn (voor elke raai één) het gemiddelde genomen. Het verhang van het wateroppervlak varieert in het onderzoeksgebied tussen 6 en 12 cm/km. Dit is veel minder dan het lokale bodemverhang (gemiddeld 90 cm/km), maar het ligt in dezelfde grootteorde als de verhangwaarden die SOBEK gebruikt voor dit gebied (gemiddeld 8 cm/km). Ook komt het overeen met het gemiddelde verhang tussen Venlo en Well (10 cm/km).



**Figuur 14.** Bepaling van het verval (zwarte pijl) op 29 maart 2001 in riviersectie 123,0-123,8 (meting 4).

### 5.1.2 Stroomsnelheid

Zoals reeds beschreven in paragraaf 3.3, waren de stroomsnelheidmetingen die in het onderzoeksgebied verricht zijn, niet op tijd beschikbaar om gebruikt te kunnen worden in dit onderzoek. Daarom is de gemiddelde stroomsnelheid in het zomerbed als volgt berekend:

$$\bar{u} = \frac{Q}{A}$$

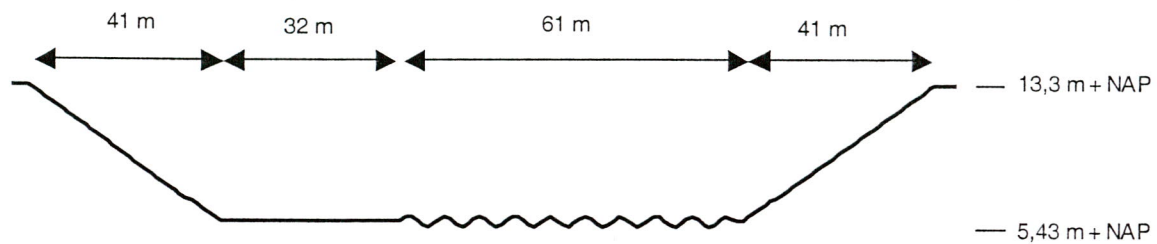
Met:  $Q$  = afvoer ( $\text{m}^3/\text{s}$ ) en  $A$  = doorstroomd oppervlak ( $\text{m}^2$ ).

De afvoer in het onderzoeksgebied is bepaald op basis van de afvoer bij Venlo, zoals beschreven in paragraaf 4.5, terwijl het doorstroomde oppervlak voor elke meting bepaald is aan de hand van de gemiddelde waterstand en het dwarsprofiel van het zomerbed. Er wordt dus van uitgegaan dat de stroming die plaatsvindt door het winterbed verwaarloosbaar klein is.

De gemiddelde waterstand is bepaald door voor elke waterstandmeting (tabel 1) de verschillende waterstandwaarden in een riviersectie te middelen. Het dwarsprofiel is afgeleid uit de bodempeilingen. Uit de bodempeilingen blijkt dat in riviersectie 122,4-123,0 naast de 59 meter brede duinenstrook nog 33 meter vlak bed voorkomt. De gemiddelde bodemligging is in dit hele 92 meter brede bereik vrijwel constant (5,71 meter boven NAP). Daarbuiten is een geleidelijke toename in de bodemligging zichtbaar. Omdat de bodempeilingen alleen informatie geven over het centrale deel van de rivier, is het onduidelijk of deze toename zich met constante hellingshoek voortzet tot aan de kades, waarvan de hoogte 13,3 meter bedraagt (Van der Veen *et al.*, 2002). Er is aangenomen van wel. De breedte van de oevergedeelten is gelijk aan de totale breedte van de rivier minus 92 meter. Voor de totale breedte van de rivier

in riviersectie 122,4-123,0 is het gemiddelde genomen van de waarden die het éédimensionale stromingsmodel SOBEK (Van der Veen *et al.*, 2002) voor deze riviersectie gebruikt, namelijk 169 meter. Daarmee wordt de breedte van de oevers gelijk aan 77 meter.

Op dezelfde manier is ook het dwarsprofiel voor riviersectie 123,0-123,8 bepaald. Dit dwarsprofiel is afgebeeld in figuur 15. De totale breedte van de rivier is 175 meter, de breedte van de duinenstrook 61 meter, de breedte van het vlak bed 32 meter en de breedte van de oevers 82 meter. De gemiddelde hoogteligging van de duinenstrook en het vlak bed bedraagt 5,43 meter boven NAP.



**Figuur 15.** Gemiddeld dwarsprofiel van het zomerbed in riviersectie 123,0-123,8.

### 5.1.3 Hydraulische straal

Nu het doorstroomde oppervlak en het dwarsprofiel bekend is, kan de hydraulische straal eenvoudig berekend worden:

$$R = \frac{A}{P}$$

waarin:  $P$  = natte omtrek (m).

De natte omtrek is de lengte van de grenslijn tussen het water en het oppervlak van de bodem en de oevers. Hij is opgebouwd uit de natte omtrek van de duinenstrook ( $P_d$ ), de natte omtrek van het vlakke deel van de bodem ( $P_v$ ) en de natte omtrek van de twee schuine oeverstukken ( $P_o$ ) (naar: Ogink, 1989):

$$P = P_d + P_v + P_o$$

## 5.2 Berekening van de hydraulische ruwheid op basis van morfologische eigenschappen

Er bestaan verschillende formules waarmee een voorspelling van de hydraulische ruwheid gemaakt kan worden zonder dat kennis vereist is van de stromingscondities. De bekendste zijn de formules van Engelund, Vanoni-Hwang en Van Rijn. In de volgende paragrafen worden deze formules beschreven. Daarna wordt uitgelegd hoe met deze formules de gemiddelde ruwheid van de beide riviersecties is bepaald.

### 5.2.1 De methode van Vanoni-Hwang

Evenals de beide andere methoden gaat de methode van Vanoni-Hwang (1967, in: Ogink, 1989) ervan uit dat de hydraulische ruwheid opgebouwd is uit twee componenten: de korrelruwheid die het gevolg is van wrijving langs de sedimentkorrels en de vormruwheid die het gevolg is van het energieverlies in de wervels aan de lijzijde van duinen. Er geldt:

$$f = f' + f''$$

met:  $f'$  = Darcy-Weisbach's korrelruwheid (-) en  $f''$  = Darcy-Weisbach's vormruwheid (-).

De korrelruwheid wordt berekend met een variant van de White-Colebrook-relatie. De hierbij benodigde equivalente ruwheidlengte ( $k_s'$ ) is afhankelijk van het negentigste percentiel van de korrelgrootte ( $D_{90}$ ):

$$\frac{1}{\sqrt{f'}} = 2,03 \log \frac{12R}{k_s'} \quad \text{met:} \quad k_s' = \alpha D_{90}$$

De coëfficiënt  $\alpha$  kan elke waarde hebben tussen 0,5 en 3 (Kleinhans & Van Rijn, 2002). Hier is gekozen voor de waarde 1.

De vormruwheid wordt door Vanoni en Hwang berekend met:

$$\frac{1}{\sqrt{f''}} = 3,3 \log \frac{LR}{H^2} - 2,3$$

met:  $L$  de lengte (m) en  $H$  de hoogte (m) van de duinen.

### 5.2.2 De methode van Engelund

Ook Engelund (1977, in: Ogink, 1989) telt Darcy-Weisbach's korrelruwheid en Darcy-Weisbach's vormruwheid bij elkaar op om de totale ruwheid te verkrijgen:

$$f = f' + f''$$

Echter de berekening van de korrelruwheid en de vormruwheid verschilt van die van Vanoni en Hwang. Bij de berekening van de korrelruwheid zijn die verschillen slechts miniem. Als de verschillen verwaarloosd worden, kan voor de berekening van de korrelruwheid opnieuw gebruik gemaakt van de formule:

$$\frac{1}{\sqrt{f'}} = 2,03 \log \frac{12R}{k_s'} \quad \text{met:} \quad k_s' = D_{90}$$

De vormruwheid wordt door Engelund echter wel duidelijk anders berekend:

$$f'' = 10 \frac{H^2}{RL} e^{-2,5 \frac{H}{R}}$$

### 5.2.3 De methode van Van Rijn

De methode van Van Rijn (1982, 1983, in: Ogink, 1989) verschilt in die zin van de vorige methoden, dat niet Darcy-Weisbach's korrelruwheid en vormruwheid opgeteld worden om de totale ruwheid te verkrijgen, maar de equivalente ruwheidlengte van de korrels ( $k_s'$ ) en de equivalente ruwheidlengte van de duinen ( $k_s''$ ). De totale Darcy-Weisbach wrijvingscoëfficiënt kan dan als volgt berekend worden:

$$\frac{1}{\sqrt{f}} = 2,03 \log \frac{12R}{k_s}$$

met:

$$k_s = k_s' + k_s''$$

$$k_s' = D_{90}$$

$$k_s'' = 1,1H(1 - e^{-25\frac{H}{L}})$$

#### 5.2.4 Berekening van de gemiddelde ruwheid per riviersectie

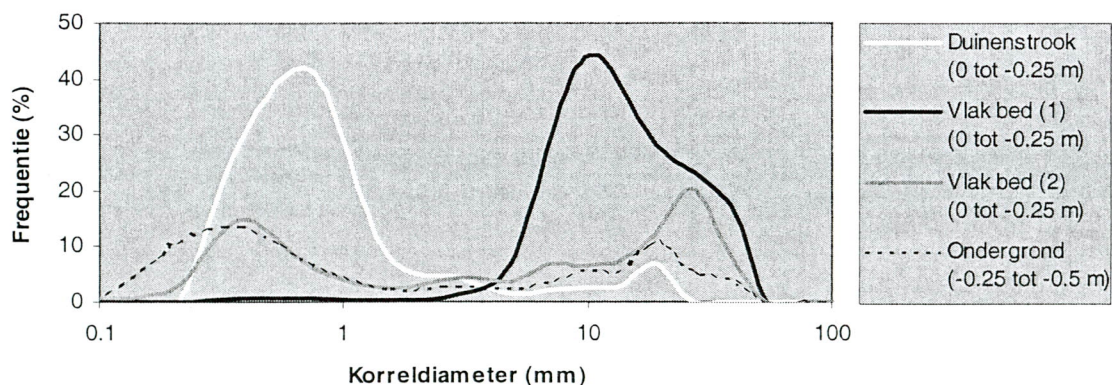
Uit figuur 15 blijkt dat de Maas in het onderzoeksgebied morfologisch gezien opgedeeld kan worden in drie homogene delen: de duinenstrook, het vlak bed en de oevers. Voor elk deel afzonderlijk is zowel met de methode van Vanoni-Hwang, met de methode van Engelund als met de methode van Van Rijn de hydraulische ruwheid bepaald.

Voor de daarbij benodigde lengte en hoogte van de duinen zijn de waarden gebruikt die in hoofdstuk 4 berekend zijn. De benodigde waarden voor de  $D_{90}$  van het sediment zijn afgeleid uit korrelgrootteanalyses die in de loop van de jaren '90 zijn uitgevoerd (Sloff, 2001; fig. 16; tabel 4). Daaruit blijkt dat het sediment in de duinenstrook aan het oppervlak sterk zandig is ( $D_{90} = 5,0$  mm), terwijl het sediment in het vlakke deel van de rivierbodem bestaat uit grind of uit een zand-grind mengsel ( $D_{90} = 23,5$  mm). Van de oevers is de korrelgrootte niet bekend; er zijn slechts enkele monsters genomen en dan nog op de overgang met de duinenstrook of het vlak bed. Daarom is de ruwheid van de oevers tweemaal berekend. Eenmaal terwijl ervan uitgegaan wordt dat ze uit zand ( $D_{90} = 5,0$  mm) bestaan en eenmaal terwijl ervan uitgegaan wordt dat ze uit grind ( $D_{90} = 23,5$  mm) bestaan. Een overzicht van de parameterwaarden die zijn gebruikt om de ruwheid van de duinenstrook, het vlak bed en de oevers te berekenen, is opgenomen in bijlage 6.

Tot slot is uit de berekende ruwheidwaarden als volgt de gemiddelde ruwheid berekend (naar Ogink, 1989):

$$f = \frac{f_d P_d + f_v P_v + f_o P_o}{P}$$

Met:  $f_d$  de hydraulische ruwheid van de duinenstrook (-),  $f_v$  de ruwheid van het vlak bed (-) en  $f_o$  de ruwheid van de oevers (-).



**Figuur 16.** Kenmerkende korrelgrootteverdelingen in het onderzoeksgebied (naar: Sloff, 2001).

	Duinenstrook		Vlak bed <sup>1</sup>		Oevers	
	D <sub>50</sub>	D <sub>90</sub>	D <sub>50</sub>	D <sub>90</sub>	D <sub>50</sub>	D <sub>90</sub>
Meetwaarden	0.46	1.00	11.66	25.00	0.81	14.00
	0.70	8.00	14.65	27.00	0.37	0.50
	0.87	5.00	4.23	13.00	0.44	11.00
	1.09	5.00	8.00	22.00		
	1.36	28.00	15.04	26.00		
	0.72	1.70	28.43	42.00		
	0.95	7.00	3.66	9.00		
			6.59	19.00		
Mediaan	0.87	5.00	9.83	23.50	0.44	11.00

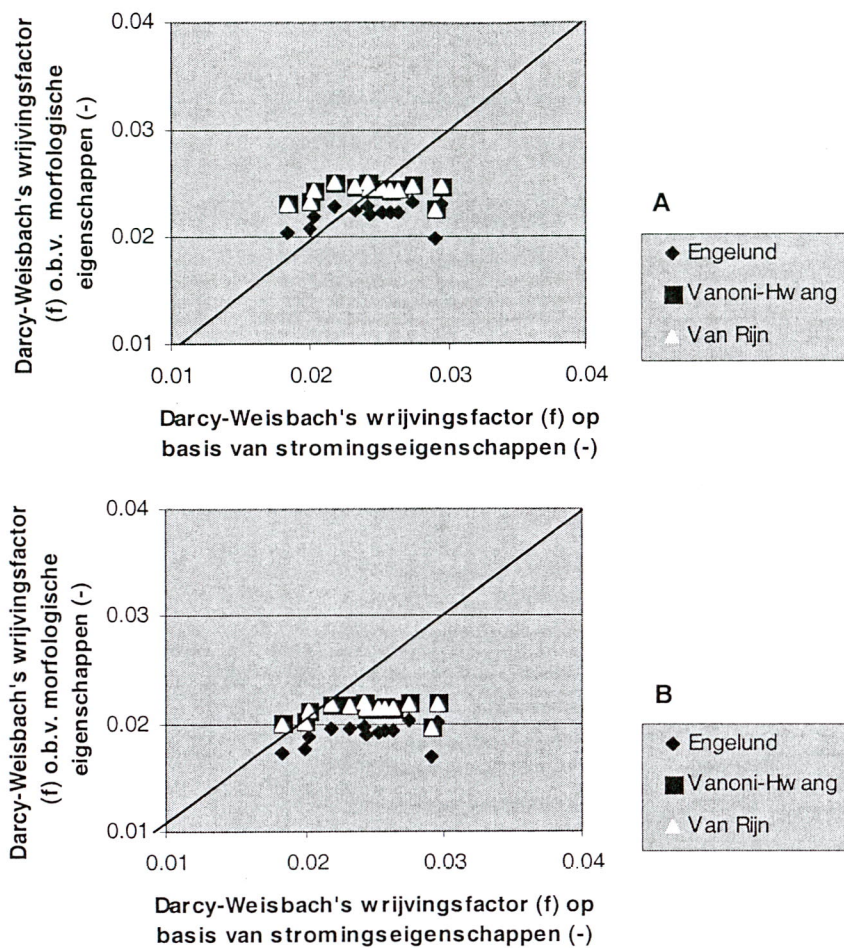
1 Een deel van deze korrelgroottemonsters bestaat uit grind met een D<sub>50</sub> van circa 15 millimeter. De rest bestaat uit een mengsel van zand (D<sub>50</sub> circa 0,5 millimeter) en grind (D<sub>50</sub> circa 16 millimeter).

**Tabel 4.** Korrelgroottedata uit de bovenste bodemlaag in het onderzoeksgebied (naar: Sloff, 2001).

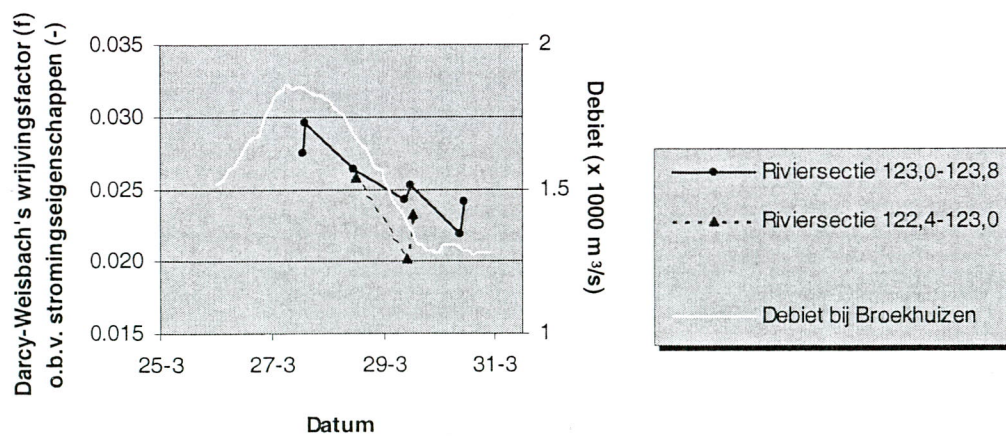
## 5.3 Resultaten

In figuur 17 staat de hydraulische ruwheid (Darcy-Weisbach's  $f$ ) die is berekend met de formules van Van Rijn, Vanoni-Hwang en Engelund uitgezet tegen de ruwheid die is berekend op basis van de stromingseigenschappen. Daaruit blijkt alle drie de methodes de ruwheid berekend op basis van stromingscondities vrij goed benaderen.

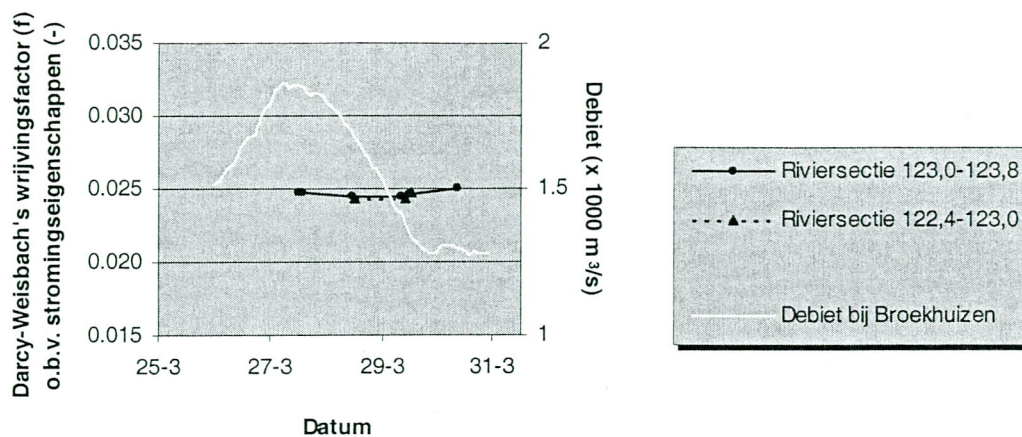
In alle gevallen blijkt de variatie in de ruwheid die berekend is op basis van morfologische kenmerken veel kleiner te zijn dan de variatie die optreedt in de ruwheid die berekend is op basis van de stromingscondities. Dit blijkt ook uit figuur 18 en 19 waarin het verloop van Darcy-Weisbach's ruwheidfactor  $f$  in de tijd staat weergegeven. De ruwheid die is berekend op basis van morfologische kenmerken blijft vrijwel constant, terwijl de ruwheid die is berekend op grond van de stromingscondities een duidelijke afname vertoont, synchroon met de afname van de afvoer. De invloed van de afvoer op de ruwheid die berekend wordt op basis van stromingscondities blijkt ook uit bijlage 7, waarin Nikuradse's equivalente ruwheidlengte ( $k_s$ ) uitgezet staat tegen de afvoer.



**Figuur 17.** Vergelijking tussen de ruwheid berekend op basis van morfologische eigenschappen en de ruwheid berekend op basis van stromingseigenschappen. A: uitgaande van grindige oevers ( $D_{90}$  23,5 mm). B: uitgaande van zandige oevers ( $D_{90}$  5 mm).



**Figuur 18.** Temporele variatie in de hydraulische ruwheid (berekend op basis van stromingscondities).



**Figuur 19.** Temporele variatie in de hydraulische ruwheid (berekend op basis van morfologische eigenschappen met de formule van Van Rijn).

## 6 Bodemtransport

Transport van sediment in een rivier kan ingedeeld worden in zwevend (suspensief) transport en bodemtransport. Bij zwevend transport zijn de bodemdeeltjes zwevend in de vloeistof aanwezig, terwijl ze bij bodemtransport rollend, glijdend of salterend over de bodem bewegen. Het zwevend transport kan op zijn beurt onderverdeeld worden in zwevend transport van bodemmateriaal en spoeltransport (wash load). Het spoeltransport bestaat uit sediment met een dermate kleine korrelgrootte dat er onder normale hydraulische condities vrijwel geen uitwisseling plaatsvindt met de bodem. Een belangrijk kenmerk van het spoeltransport is dan ook dat het een sedimentfractie betreft die fijner is dan wat in de bodemtransportlaag wordt aangetroffen. In het geval van de Maas zijn dit de fracties fijn zand, silt en klei.

Dit hoofdstuk beperkt zich tot de bepaling van de omvang van het bodemtransport. Eerst zal op basis van de duinverplaatsing het bodemtransport in de duinenstrook worden berekend. Vervolgens zal worden onderzocht of er ook bodemtransport optreedt in de strook waarin geen duinen voorkomen, of dat de afwezigheid van duinen hier ook betekent dat er geen bodemtransport optreedt.

### 6.1 Bodemtransport in de duinenstrook

Metingen van het bodemtransport zijn in het onderzoeksgebied niet verricht. Op plaatsen waar de bodem bedekt is met duinen, kan echter een goede schatting van het bodemtransport verkregen worden aan de hand van de migratie van de duinen (Wilbers, 2002). Verplaatsing van duinen vindt immers plaats doordat bodemdeeltjes van de loefzijde van een duin geërodeerd worden en op de lijzijde weer afgezet worden. De techniek die gebruikt maakt van de verplaatsing van duinen om het bodemtransport te berekenen, wordt “dune tracking” genoemd. De algemene formule voor dune tracking luidt (naar: Ten Brinke *et al.*, 1999):

$$q_b = \frac{1}{2} \cdot c \cdot H \cdot F$$

Waarin:  $q_b$  = bodemtransport per meter breedte ( $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ ). Om het bodemtransport te kunnen uitdrukken in  $\text{kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$  moet gecorrigeerd worden voor het poriënvolume en de dichtheid van het sediment:

$$q'_b = (1 - p) \cdot \rho_s \cdot q_b$$

Met:  $q'_b$  = bodemtransport per meter breedte ( $\text{kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ ) en  $p$  de porositeit (ca. 0,4).

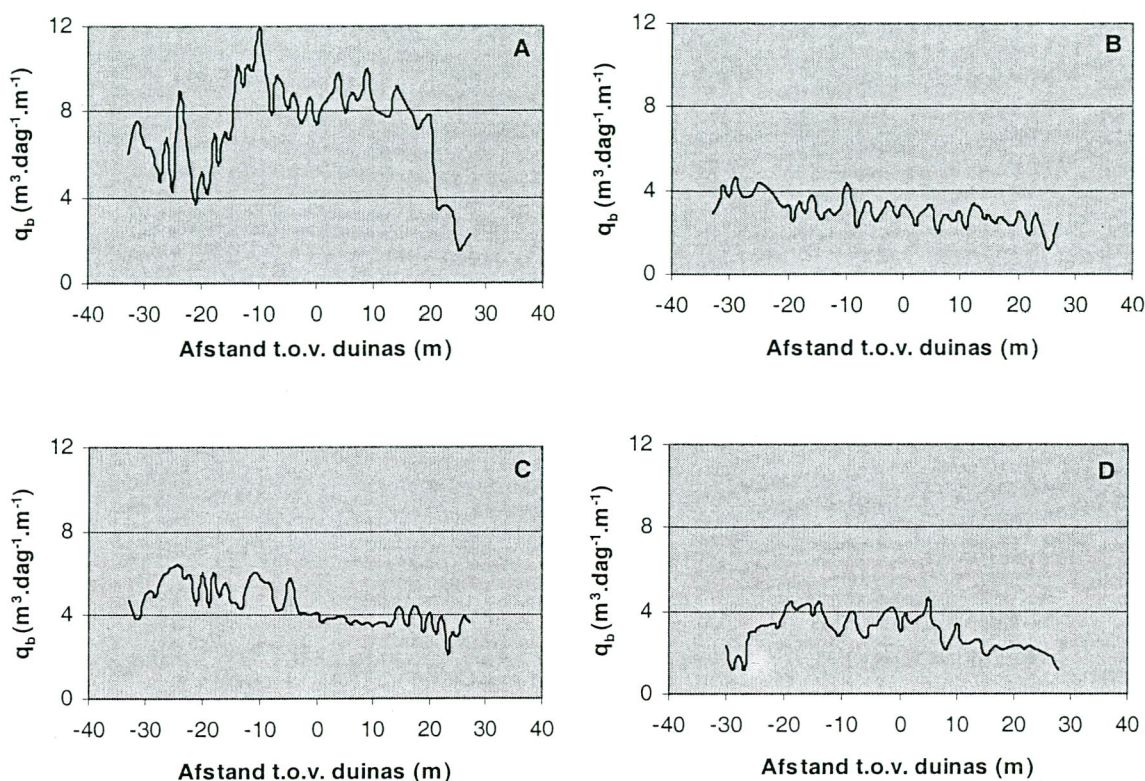
Deze formules zijn alleen geldig als het netto dwarstransport (transport van bodemmateriaal loodrecht op de hoofdstromingsrichting) en de netto aanvoer van suspensief materiaal nul zijn. Verder gaat de formule ervan uit dat al het materiaal dat wordt opgenomen aan de loefzijde van een duin, weer afgezet wordt op de lijzijde van dezelfde duin. Tot slot wordt aangenomen dat de gemiddelde bodemligging constant is (Wilbers & Kleinhans, 1999).

Berekening van het bodemtransport is voor riviersectie 122,4-123,0 alleen mogelijk op 29 maart 2001. Voor riviersectie 123,0-123,8 kan driemaal het bodemtransport berekend worden en wel op 27, 29 en 30 maart 2001. Alleen voor deze dagen is immers een waarde voor de migratiesnelheid bekend (zie §4.1).

De berekende migratiesnelheden zijn in feite een gemiddelde geldend voor de gehele periode tussen twee metingen. Om een waarde voor de duinhoogte voor dezelfde periode te verkrijgen is het loggemiddelde bepaald van de duinhoogte uit de eerste meting en de

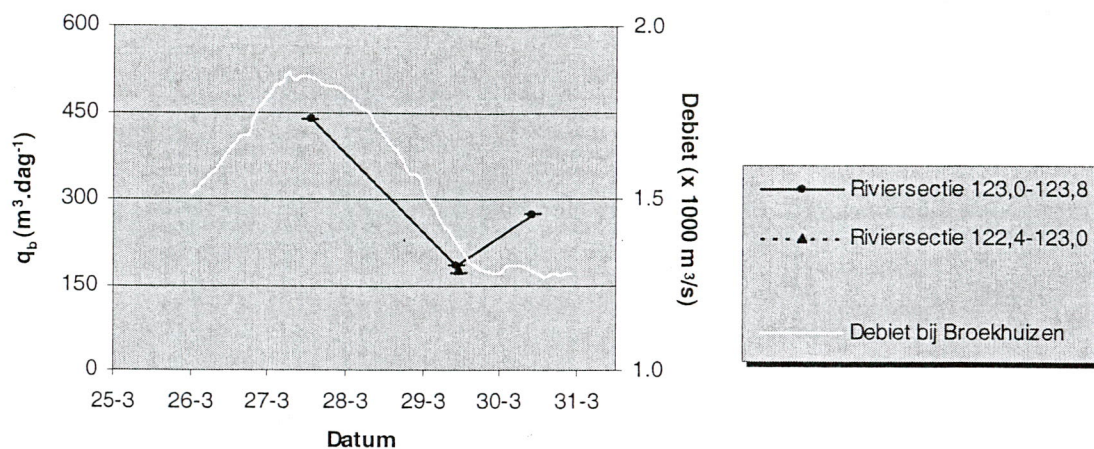
duinhoogte uit de tweede meting. Voor de vormfactor is het rekenkundig gemiddelde bepaald van de waarden uit de beide metingen.

Vervolgens is voor elke loding het bodemtransport bepaald met de dunetrackformule. Deze bodemtransporten per loding zijn uitgezet in figuur 20, zodat een beeld ontstaat van de laterale variatie in bodemtransporten in de duinenstrook. Over het algemeen vertoont het bodemtransport dezelfde trend als de duinhoogte: lage waarden aan de linkerrand van de duinenstrook (centrum Maas), dan een snelle toename en vervolgens een geleidelijke afname tot aan de rechterrاند van de duinenstrook (de binnenbocht).



**Figuur 20.** Laterale variatie in bodemtransport ( $q_b$ ) in de duinenstrook. A: riviersectie 123,0-123,8, 27 maart 2001. B: riviersectie 123,0-123,8, 29 maart 2001. C: riviersectie 123,0-123,8, 30 maart 2001. D: riviersectie 122,4-123,0, 29 maart 2001.

Door de berekende transporten te integreren over de breedte van de duinenstrook kan het totale bodemtransport in de duinenstrook berekend worden (fig. 21). Dit bedraagt zo'n 250 à 450 m³/dag. Er blijkt dat het bodemtransport aanvankelijk sterk afneemt met de afvoer. Op 30 maart treedt echter weer een geringe toename in het bodemtransport op, terwijl de afvoer constant blijft. Een soortgelijk patroon blijkt uit bijlage 8, waarin het bodemtransport staat uitgezet tegen de afvoer.



Figuur 21. Temporele variatie in bodemtransport ( $q_b$ )

## 6.2 Bodemtransport buiten de duinenstrook

Hoewel in een groot deel van de rivier door DT2D geen regelmatige duinen gevonden worden, is daarmee niet gezegd dat daar in het geheel geen bodemtransport plaatsvindt. Het vermogen van een stroming om sediment te transporteren, wordt vaak weergegeven met de mobiliteitsparameter  $\theta$ . Deze parameter is in 1936 afgeleid door Shields. Omdat de turbulentie die door beddingvormen als duinen wordt opgewekt, niet bijdraagt aan het bodemtransport, is door Van Rijn (1984, in: Kleinhans, 2002) de volgende mobiliteitsparameter voorgesteld:

$$\theta' = \frac{\frac{1}{8} \rho u'^{-2} f'}{(\rho_s - \rho) g D_{50}}$$

Met:  $\theta'$  = Shields mobiliteitsparameter, betrokken op de korrelruwheid (-),  $\rho$  = dichtheid van water (ca. 1000 kg/m<sup>3</sup>),  $\rho_s$  = dichtheid van het sediment (ca. 2650 kg/m<sup>3</sup>) en  $D_{50}$  = mediane korrelgrootte (m).

Het principe van bodemtransportvergelijkingen zoals de bekende Meyer-Peter & Müller-vergelijking (zie Kleinhans, 2002), is dat er pas noemenswaard transport plaatsvindt als de mobiliteitsparameter  $\theta_r$  groter is dan een kritieke waarde ( $\theta'_{cr}$ ). Er treedt wel transport op beneden deze kritieke waarde, maar dit is in kwantitatieve zin verwaarloosbaar. De kritieke waarde kan weergegeven worden als functie van de mediane korrelgrootte ( $D_{50}$ ) van het sediment (Van den Berg & Van Gelder, 1993). Voor matig grof zand is de kritieke waarde gelijk aan 0,04, terwijl bij matig grof grind de kritieke waarde ongeveer 0,06 bedraagt. Dit geldt echter voor goed gesorteerd zand of grind. Indien er sprake is van slecht gesorteerd, bimodaal verdeeld sediment (zand-grindmengsels), dan treden er "hiding-exposure"-effecten op. Zandkorrels liggen beschut tussen de grotere grindkorrels en worden minder snel door de stroming meegenomen. Grindkorrels daarentegen, steken boven het gemiddelde bodemoppervlak uit en worden eerder meegenomen dan in uniforme grindmengsels. De kritieke waarde van de mobiliteitsparameter moet dan voor elke korrelgroottefractie afzonderlijk bepaald worden. Dit gebeurt met "hiding-exposure"-correcties ( $\xi_i$ ) zoals die van Egiazaroff (1965, in: Kleinhans & Van Rijn, 2002):

$$\theta'_{cr,i} = \xi_i \cdot \theta'_{cr,D50}$$

met:

$$\xi_i = \frac{1.66667}{\left(\log\left(19 \frac{D_i}{D_{50}}\right)\right)^2}$$

Met:  $\theta'_{cr,i}$  = kritieke waarde voor Shields mobiliteitsparameter voor korrelgroottefractie  $i$ , gecorrigeerd voor hiding-exposure-effecten (-) en  $\theta'_{cr,D50}$  = kritieke waarde voor Shields mobiliteitsparameter bij uniform sediment met dezelfde mediane korrelgrootte (-).

Uit bovenstaande formules blijkt dat (op korte afstand) ruimtelijke verschillen in de actuele en kritieke waarde van de mobiliteitsparameter ( $\theta'$  en  $\theta'_{cr}$ ) hoofdzakelijk veroorzaakt worden door verschillen in de korrelgrootte van het aanwezige sediment. Uit tabel 4 (hoofdstuk 5) is gebleken dat op basis van de korrelgrootte drie gebieden onderscheiden kunnen worden. Ten eerste de duinenstrook, die bestaat uit zandig materiaal met een mediane korrelgrootte van 0,87 millimeter. Ten tweede vlak bed met grindig materiaal ( $D_{50}$  15 millimeter) aan het oppervlak en ten derde vlak bed met een tweetoppig mengsel van zand ( $D_{50}$  0,5 millimeter) en grind ( $D_{50}$  16 millimeter) aan het oppervlak. Van de oevers is de korrelgrootte niet bekend. Daarom kunnen de oevers niet in een apart gebied ondergebracht worden.

Voor elk gebied is de waarde van Shields mobiliteitsparameter ( $\theta'$ ) berekend, evenals de kritieke waarde (tabel 5). Daarbij is uitgegaan van de stromingscondities zoals die op 28 maart golden in riviersectie 123,0-123,8 (zie ook bijlage 6). De waarde voor de Darcy-Weisbach korrelruwheid is bepaald met de variant van de White-Colebrookrelatie die is beschreven in het vorige hoofdstuk. Uit de tabel blijkt dat in de duinenstrook de mobiliteitsparameter -zoals verwacht- veel groter is dan de kritieke waarde. Het grindig materiaal dat in een groot deel van de Maas aan het oppervlak ligt, kan echter niet getransporteerd worden. Datzelfde geldt voor de zand-grindmengsels. Zowel het zand als het grind in deze mengsels blijft immobiel. Of er in de oeversectie bodemtransport optreedt, is onduidelijk. Indien het sediment er zandig is, waarschijnlijk wel, maar als de oevers voornamelijk uit grind of uit een grind-zandmengsel bestaan niet.

**Tabel 5.** Actuele en kritieke waarden voor de mobiliteitsparameter  $\theta'$  in drie delen van riviersectie 123,0-123,8 op basis van de stromingscondities van 28 maart 2001.

Locatie	Sediment	$\theta'_{cr}$	$\theta'$
Vlak bed	Grind	0,06	0,01
Vlak bed	Zand-grindmengsel: grindfractie	0,04	0,02
	Zand-grindmengsel: zandfractie	3,97	0,23
Duinenstrook	Zand	0,04	0,17

## 7. Discussie

In dit hoofdstuk wordt getracht een verklaring te vinden voor de variatie in duinkarakteristieken, hydraulische ruwheid en bodemtransport die in voorgaande hoofdstukken waargenomen is. Ook worden de resultaten vergeleken met waarden uit de literatuur en wordt aandacht besteed aan de betrouwbaarheid van de resultaten.

Eerst komt het onderzoek naar de duinkarakteristieken aan bod (§7.1), dan het onderzoek naar de hydraulische ruwheid (§7.2) en tot slot het onderzoek naar het bodemtransport (§7.3).

### 7.1 Duinkarakteristieken

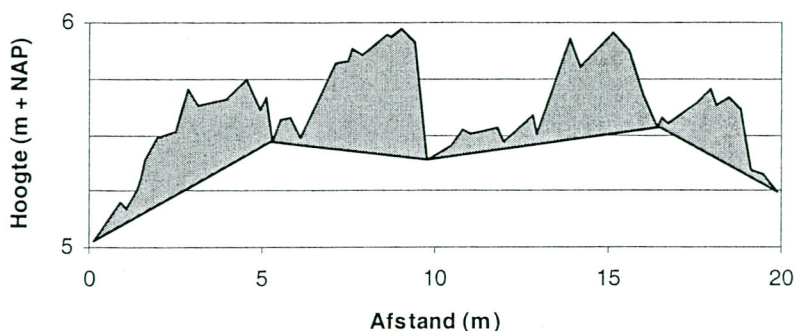
#### 7.1.1 Verklaring van de resultaten

In hoofdstuk 4 is gebleken dat de migratiesnelheid, de vormfactor en de lijzijdehelling nauwelijks veranderen over de breedte van de duinenstrook, terwijl de duinlengte en de duinhoogte een duidelijke trend vertonen (fig. 11). De duinlengte en de -hoogte zijn klein aan de linkerrand van de duinenstrook (centrum rivier), nemen vervolgens sterk toe en worden dan weer geleidelijk kleiner tot aan de rechterrand van de duinenstrook (binnenbocht). De lage waarden van de duinlengte en duinhoogte aan de linkerrand van de duinenstrook hebben waarschijnlijk te maken met de laterale variatie in de korrelgrootte van het sediment. Omdat het bodemsediment in de buitenbocht bestaat uit grof materiaal, is te verwachten dat ook aan de linkerrand van de duinenstrook (die immers tegen de buitenbocht aanligt) nog enig grof materiaal voorkomt. De hoeveelheid transporteerbaar materiaal is hierdoor relatief klein, met als gevolg dat de afmetingen van de duinen gering zijn (Kleinhans *et al.*, 2002). Omdat het aandeel grof materiaal waarschijnlijk snel afneemt in de richting van het centrum van de duinenstrook, nemen de duinhoogte en de duinlengte snel toe. De daar weer op volgende geleidelijke afname van de duinhoogte en duinlengte heeft te maken met de stroomsnelheidsverdeling in de rivier. De stroomsnelheid in de rivier neemt geleidelijk af in de richting van de binnenbocht (zie ook §3.3). Omdat er een positieve relatie bestaat tussen de stroomsnelheid en de afmetingen van de duinen (Julien & Klaassen, 1995), nemen ook de duinlengte en de duinhoogte geleidelijk af in de richting van de binnenbocht, ofwel in de richting van de rechterrand van de duinenstrook.

De invloed van de afvoer op de duinkarakteristieken kon slechts ten dele bepaald worden, omdat alleen tijdens de dalende poot van de afvoergolf bodempeilingen zijn verricht (fig. 13). De trend die hieruit naar voren komt, komt echter overeen de verwachtingen: een afname van de afvoer leidt tot een afname van de duinhoogte en de migratiesnelheid, omdat de hydraulische straal en de stroomsnelheid kleiner worden (Julien & Klaassen, 1995). De duinlengte, die eveneens geacht wordt af te nemen bij dalende afvoeren, blijft echter toenemen. Dit is in het verleden ook al waargenomen in de Nederlandse Rijntakken (Wilbers, 1999). Het wordt toegeschreven aan naijleffecten, maar het precieze mechanisme is nog niet bekend. Omdat de duinlengte blijft toenemen terwijl de duinhoogte afneemt, is het logisch dat de lijzijdehelling steeds kleiner wordt (fig. 13). Ondanks dat de duinen langer, lager en flauwer worden, blijft de vorm van de duinen (enigszins bol) gelijk. Dit is de reden dat de vormfactor in figuur 13 vrijwel constant blijft.

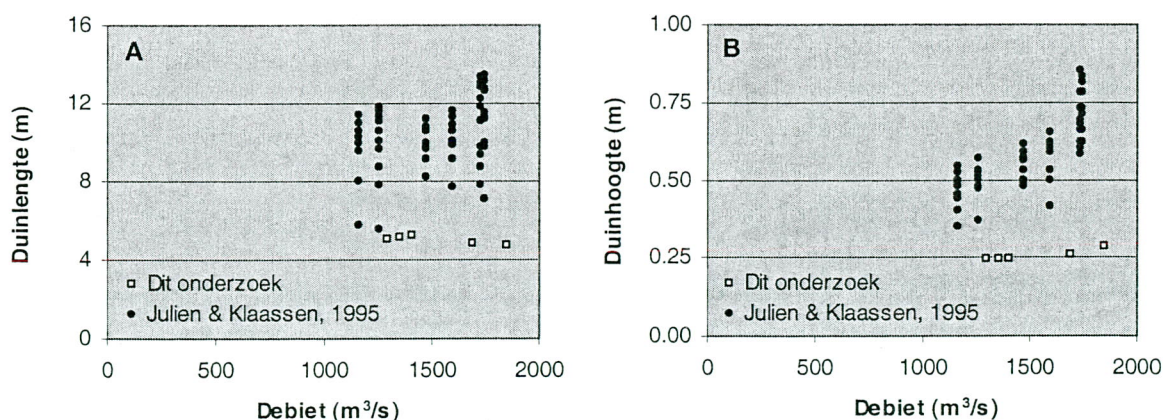
Het is echter opvallend dat de waarde van de vormfactor zo laag is (circa 1,05). In de meeste gevallen heeft de vormfactor namelijk de waarde 1,15 (Wilbers, 2002). De lage waarde van de vormfactor kan voor een deel veroorzaakt zijn door de ruis in de metingen. Een andere verklaring voor de lage vormfactoren is dat er niet sprake is van één aaneengesloten trein met duinen, maar van een rij duinen af en toe onderbroken door een stukje vlak bed (waar dan waarschijnlijk grof materiaal aan het oppervlak ligt). DT2D is niet in staat stukjes vlak bed apart te benoemen en rekent een stukje vlak bed bij de volgende duin. De duinlengte van deze duin wordt daardoor overschat. Het gevolg is dat een driehoek met

dezelfde lengte (en hoogte) als deze duin, een veel groter volume heeft dan de duin zelf. De vormfactor is daardoor kleiner dan 1. Het is echter niet met zekerheid te zeggen of deze verklaring voor de lage vormfactoren juist is. In de data zijn hiervoor namelijk slechts enkele aanwijzingen gevonden (fig. 22).



**Figuur 22.** Fragment van een loding uit het centrum van de duinenbaan in riviersectie 122,4-123,0 (meting 8).

De gemiddelde duinlengte in het onderzoeksgebied is zo'n 5 meter, terwijl de duinhoogte gemiddeld 25 centimeter bedraagt. De duinen zijn daarmee veel kleiner dan de duinen die door Julien & Klaassen (1995) zijn aangetroffen in de Maas tussen kilometer 176 en 190 (zie ook Julien, 1995). Dit wordt geïllustreerd in figuur 23. De juiste verklaring hiervoor is moeilijk te geven. De mediane korrelgrootte van het gebied waarin duinen voorkomen is tussen kilometer 176 en 190 weliswaar iets kleiner dan in het onderzoeksgebied bij Broekhuizen (0,58 millimeter versus 0,87 millimeter), maar of dit verschil groot genoeg is om het enorme verschil in duinlengte en duinhoogte te verklaren is onduidelijk. Een andere verklaring is de verticale variatie in korrelgrootte. Om duinen van 60 centimeter hoog te vormen, zoals die tussen kilometer 176 en 190 zijn aangetroffen, is een zandige toplaag van minimaal 30 centimeter nodig. Bij Broekhuizen is de zandige toplaag meestal niet zo dik; de vorming van hoge duinen wordt hier dus verhinderd door de aanwezigheid van grof materiaal op geringe diepte.



**Figuur 23.** Vergelijking tussen de duinlengte (A) en de duinhoogte (B) uit dit onderzoek (km 123,0-123,8) en de bevindingen van Julien & Klaassen (1995; km 176-190).

Ook het feit dat in dit onderzoek gebruik is gemaakt van het loggemiddelde om de gemiddelde duinhoogte en duinlengte te bepalen terwijl Julien & Klaassen (1995) waarschijnlijk het rekenkundig gemiddelde gebruikten, vormt mogelijk een verklaring voor de kleinere afmetingen van de duinen bij Broekhuizen. Tot slot kan een deel van de verschillen tussen Broekhuizen en kilometer 176-190 het gevolg zijn van verschillen in de bepaling van de duinkarakteristieken.

### 7.1.2 Betrouwbaarheid van de resultaten

De betrouwbaarheid van de bepaalde duinkarakteristieken is afhankelijk van vijf factoren: de nauwkeurigheid van de bodempeilingen, de nauwkeurigheid van het programma DT2D, de nauwkeurigheid van de dataselectie, de nauwkeurigheid van de ruiscorrectie en de nauwkeurigheid van de bepaling van de verdeling van de duinkarakteristieken.

Ten aanzien van de bodempeilingen is vooral de resolutie van belang. Met de mutibeamtechniek is in dit onderzoek een resolutie van zo'n 2 à 3 punten per meter lengte behaald. Een gemiddelde duin met een lengte van 5 meter bestaat daarom uit 10 à 15 meetpunten. Dit is net genoeg om de duinkarakteristieken correct te kunnen berekenen. Vooral voor een betrouwbare bepaling van de migratiesnelheid is een minimum aantal van 15 meetpunten per duin noodzakelijk (Wilbers & Kleinhans, 1999). Voor een correcte bepaling van de migratiesnelheid is naast de resolutie ook de frequentie van de bodempeilingen van belang. Volgens Wilbers & Kleinhans (1999) wordt de migratiesnelheid alleen juist bepaald als de duinen tussen twee opeenvolgende metingen 20 tot 80 procent van de duinlengte verplaatst zijn. Voor duinen van 5 meter lengte komt dit neer op een verplaatsing van 1 tot 4 meter. Omdat in dit onderzoek de migratiesnelheid alleen is bepaald tussen twee metingen waarvan het onderlinge tijdsverschil één tot drie uur bedroeg, wordt aan deze voorwaarde voldaan.

Een tweede mogelijke foutenbron is het programma DT2D. In paragraaf 4.1 is beschreven dat er fouten optreden als de migratierichting van de duinen niet gelijk is aan de as van de rivier. Daarnaast kunnen in bochtige riviersecties problemen ontstaan bij het fitten van de centrale polynoom door de opgegeven rivieras. Beide problemen zijn vermeden door als rivieras de as van de duinenstrook op te geven en de data op te delen in min of meer rechte riviersecties. Het is te verwachten dat na deze aanpassingen DT2D correct heeft gefunctioneerd. Het feit dat er toch nog foute beddingvormen zijn gevonden, is niet de schuld van DT2D maar het gevolg van fouten en ruis in de data.

In het verwijderen van foute beddingvormen schuilt de derde foutenbron. Hoewel er zo veel mogelijk getracht is gebruik te maken van objectieve methoden, blijft er een grote mate van subjectiviteit. Dit is met name het geval bij het gebruik van het duinlengtecriterium om beddingvormen die het gevolg zijn van ruis te verwijderen. Het is nooit te zeggen of beddingvormen die verwijderd zijn omdat ze kleiner waren dan de kritieke duinlengte wel onjuiste beddingvormen waren. Het probleem is wel enigszins opgelost door 2 meter als kritieke duinlengte te nemen, omdat 2 meter de natuurlijke grens is tussen ribbels en duinen (Ashley, 1990), twee soorten beddingvormen die doorgaans niet door elkaar voorkomen. Als er echter toch ribbels voorkwamen tussen de duinen, dan zijn deze tezamen met de foute beddingvormen verwijderd. In dit geval heeft de bepaling van de gemiddelde karakteristieken van de beddingvormen een te hoge waarde opgeleverd. Ook de verwijdering van onnauwkeurig gemeten beddingvormen geschiedt vrij subjectief. De eis dat de gemiddelde afstand tussen twee meetpunten op een duin maximaal één meter mag zijn, kent geen fysische onderbouwing.

Ten vierde treden ook bij de ruiscorrectie fouten op. De gebruikte correctiefactoren (tabel 2) zijn immers alleen geldig voor duinen met een horizontale duinbasis. De meeste duinen hebben echter een hellende duinbasis. Daarnaast wordt er bij het gebruik van de correctiefactoren ook van uitgegaan dat alle duinen uit een groot aantal meetpunten bestaan. Dit is echter niet het geval. Zo'n 20 procent van de duinen bestaat namelijk uit minder dan

twee punten per meter lengte. Het is onbekend hoe groot de fouten in de duinkarakteristieken zijn, die hierdoor veroorzaakt worden.

Tot slot is het de vraag of de verdelingen van de duinkarakteristieken juist bepaald zijn. Met name ten aanzien van de verdeling van de duinhoogte bestaat onzekerheid. In dit onderzoek is er voor het gemak van uitgegaan dat de duinlengte altijd een lognormale verdeling volgt. Volgens de Kolmogorov-Smirnov toetsen is dit echter niet voor alle lodingen de best passende verdeling (tabel 3). Als onterecht is aangenomen dat de duinhoogte een lognormale verdeling volgt, dan wordt de gemiddelde duinhoogte onderschat, omdat het loggemiddelde een lagere waarde oplevert dan het rekenkundig gemiddelde. Volgens de frequentiepolygonen is de aanname dat de duinlengte een lognormale verdeling volgt, wel terecht (fig. 9). Voor deze frequentiepolygonen is echter gebruik gemaakt van de duinen uit alle lodingen van meting 4. Men kan zich afvragen of het gerechtvaardigd is de duinen uit alle lodingen samen te voegen om frequentiepolygonen te maken, terwijl de duinhoogte een significante laterale variatie kent.

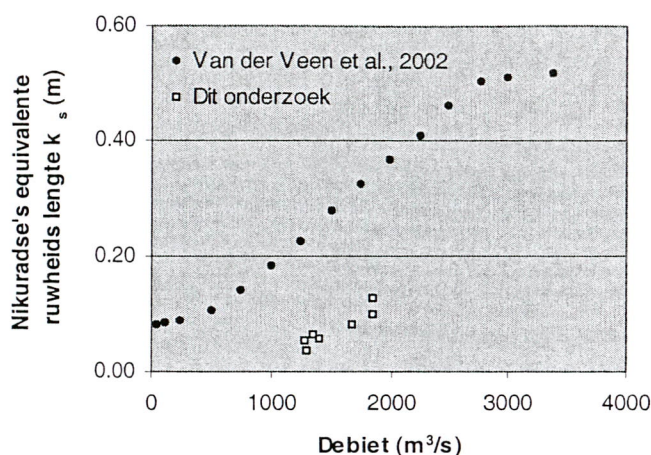
Er kan dus geconcludeerd worden dat in de bepaling van de duinkarakteristieken enkele onzekerheden zijn opgetreden, maar dat de variatie in de duinkarakteristieken over het algemeen goed gekwantificeerd kon worden.

## 7.2 Hydraulische ruwheid

### 7.2.1 Verklaring van de resultaten

Uit figuur 17 is gebleken dat de ruwheid berekend op basis van morfologische eigenschappen goed overeenkomt met de ruwheid berekend op basis van stromingscondities. Wel levert berekening van de ruwheid op basis van stromingseigenschappen een grotere variatie op dan berekening van de ruwheid op basis van morfologische eigenschappen. Het is de vraag welk van de twee ruwheden niet helemaal correct berekend wordt. Omdat de duinkarakteristieken weinig veranderen, is te verwachten dat ook de hydraulische ruwheid vrij constant is. Dit zou betekenen dat de ruwheid berekend op basis van de stromingscondities fouten bevat, omdat ze een grote variatie vertoont. Daar staat echter tegenover dat bij de berekening van de ruwheid op basis van de morfologie voorbij is gegaan aan de invloed van de vegetatie. Het bovenste deel van de oevers is doorgaans begroeid met vegetatie, waardoor de hydraulische ruwheid bij hoogwater groter is dan de hydraulische ruwheid bij laag water. Deze afvoerafhankelijkheid van de ruwheid wordt weerspiegeld in de ruwheid op basis van stromingscondities (fig. 18), maar niet in de ruwheid op basis van de morfologie (fig. 19). Waarschijnlijk is het verschil in variatie tussen beide methoden van ruwheidberekening dus niet alleen het gevolg van een overschatting van de variatie in de ruwheid op basis van stromingseigenschappen, maar ook het gevolg van een onderschatting van de variatie in de ruwheid op basis van morfologische eigenschappen.

Er zijn geen andere ruwheidmetingen bekend uit de buurt van Broekhuizen, waarmee de bevindingen uit dit onderzoek vergeleken kunnen worden. Wel kunnen de bevindingen uit dit onderzoek vergeleken worden met de ruwheden die het stromingsmodel SOBEK (Van der Veen *et al.*, 2002) berekent voor deze riviersecties. De berekening van ruwheden in SOBEK geschiedt aan de hand van een automatische calibratieprocedure: de ruwheid wordt zo lang gevarieerd totdat de berekende waterstanden overeenkomen met de waterstanden die gemeten zijn bij Venlo en Well. In figuur 24 worden voor riviersectie 123,0-123,8 de SOBEK-ruwheden vergeleken met de ruwheden uit dit onderzoek (op basis van de stromingscondities). Uit de figuur blijkt dat de ruwheden die SOBEK gebruikt voor de voorspelling van de afvoer in deze riviersectie veel te hoog zijn. Dit betekent overigens niet dat SOBEK geen juiste afvoervoorspellingen zou kunnen maken. Voor een dergelijke conclusie is de riviersectie waarvoor de SOBEK-ruwheden vergeleken zijn met de ruwheden berekend op basis van de stromingscondities veel te kort.



**Figuur 24.** Vergelijking tussen de ruwheden die SOBEK berekent (Van der Veen *et al.*, 2002) en de bevindingen uit dit onderzoek. Alle weergegeven ruwheden gelden voor riviersectie 123,0-123,8.

### 7.2.2 Betrouwbaarheid van de resultaten

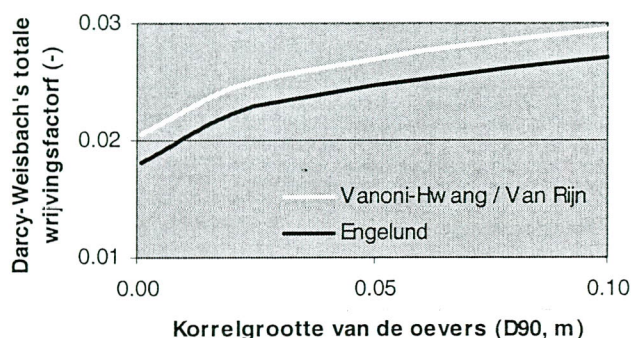
De betrouwbaarheid van de resultaten is enerzijds afhankelijk van de nauwkeurigheid waarmee de ruwheid op basis van stromingseigenschappen is bepaald en anderzijds van de nauwkeurigheid waarmee de ruwheid op basis van de morfologische eigenschappen is bepaald.

De eerste onzekerheid in de berekening van de ruwheid op basis van stromingseigenschappen wordt gevormd door de metingen van de waterhoogte bij Broekhuizen. Hierbij is niet de hoogteligging van het wateroppervlak bepaald, maar de hoogteligging van een punt dat aan het begin van een meting op de waterlijn van het schip lag. Zo'n punt zal aan het eind van de meting echter boven de waterlijn gelegen hebben omdat het schip lichter is geworden door het verbruik van brandstof. Daarbij komt dat door het varen van een schip de waterstand bij het schip verlaagd wordt ten opzichte van de gemiddelde waterstand. Deze inzinking, 'squat' genaamd, is afhankelijk van het toerental van het meerschip, de massa van het schip en de diepte van de rivier en varieert dus voortdurend. Het gebruik van eenzelfde waarde voor de squat voor alle metingen, zoals in dit onderzoek is gedaan, is dus niet juist. Er zijn echter geen nauwkeuriger waarden beschikbaar. De onzekerheid in de waterhoogtegegevens heeft vooral invloed op de bepaling van het verhang van het wateroppervlak. Het verhang is zeer gevoelig voor outliers in de waterstand aan de rand van de riviersecties omdat het bepaald wordt met een regressie-analyse. De meest prominente outliers zijn verwijderd, maar het was vaak moeilijk een grens te trekken tussen outliers en correcte (zij het vrij hoge of lage) waterstandwaarden.

De berekende stroomsnelheden (circa 1,2 m/s) liggen in hetzelfde bereik als de Ott-metingen (1,2 à 1,3 m/s) en ADCP-metingen (1 à 1,5 m/s). Desondanks is de berekening van de stroomsnelheid de tweede onzekere factor in de berekening van de ruwheid op basis van stromingseigenschappen. De stroomsnelheid is berekend door het debiet bij Broekhuizen te vermenigvuldigen met het doorstroomd oppervlak. Het debiet bij Broekhuizen moest herleid worden uit het debiet bij Venlo door aan te nemen dat de verplaatsingssnelheid van de afvoergolf constant bleef tussen Venlo en Well. Het is de vraag of deze aanname juist is. Daarvan afgezien zijn er ook twijfels over de juistheid van de gemeten debieten bij Venlo. Daarbij wordt namelijk gebruik gemaakt van een Q-h-relatie, die is opgesteld op basis van een vrij klein aantal hoogwaters. Niet alleen het debiet, ook het doorstroomd oppervlak kon niet nauwkeurig bepaald worden. Er moest worden aangenomen dat de stroomsnelheid van

het water in het winterbed verwaarloosbaar klein was en dat er dus geen afvoer door het winterbed plaatsvond. Deze aanname lijkt voor de meeste dagen gerechtvaardigd, maar het is waarschijnlijk dat op 27 maart (de top van het hoogwater) wel enig water door het winterbed heeft gestroomd. Voor deze dag is het doorstroomd oppervlak dus enigszins onderschat, waardoor de stroomsnelheid overschat is en de ruwheid iets onderschat. Een belangrijker probleem bij het bepalen van het doorstroomd oppervlak was echter het gebrek aan gegevens over de oevers van het zomerbed. Er is niet bekend of de hellingshoek van de oevers constant was en ook over de hoogte van de oevers en de breedte ervan bestaat onzekerheid.

Tot slot de derde en laatste factor in de formule voor de berekening van de ruwheid op basis van stromingseigenschappen: de hydraulische straal. Ook deze variabele kon niet nauwkeurig bepaald worden. Dit komt niet alleen door de onzekerheid in het doorstroomde oppervlak, maar ook door de onzekerheid in de natte omtrek. Ook deze is immers afhankelijk van het verloop van de oevers.



**Figuur 25.** De invloed van de korrelgrootte van de oevers op de totale ruwheid van het zomerbed.

De onzekerheid in de berekening van de hydraulische ruwheid op basis van morfologische eigenschappen is vooral het gevolg van de gebrekkige korrelgroottegegevens. Hoewel de oevers bijna de helft van het doorstroomde oppervlak beslaan, zijn er nauwelijks korrelgroottegegevens voor bekend. Uit figuur 17 is gebleken dat de keuze voor de korrelgrootte van de oevers een belangrijke invloed heeft op de totale hydraulische ruwheid van het zomerbed. Dit wordt bevestigd door een kleine gevoeligheidsanalyse (fig. 25). Uit de figuur blijkt dat de totale ruwheid van het zomerbed elke waarde tussen 0,02 en 0,03 kan hebben, afhankelijk van de  $D_{90}$ -waarde die voor de oevers gekozen wordt.

Naast de gebrekkige kennis van de korrelgrootte is ook het feit dat niets bekend is over de vegetatie op de oevers een probleem. In de vorige paragraaf is immers beredeneerd dat vegetatie een belangrijke invloed op de ruwheid kan uitoefenen. Verder leiden eventuele fouten in de bepaling van de duinhoogte en de duinlengte natuurlijk ook tot een foutieve ruwheidberekening. In paragraaf 7.1 is echter aangetoond dat de fouten in de duinkarakteristieken vrij klein zijn.

Behalve deze praktische problemen in de ruwheidanalyse, zijn er ook een aantal onzekerheden van theoretische aard. Zo is het namelijk de vraag of het wel correct is de loggemiddelde duinhoogte en duinlengte te gebruiken om de ruwheid te berekenen. De formules van Vanoni-Hwang, Engelund en Van Rijn zijn namelijk opgesteld uitgaande van de rekenkundig gemiddelde duinlengte en duinhoogte. Bij het gebruik van deze formules om de ruwheid te berekenen moet in principe dus óók gebruik gemaakt worden van de rekenkundig gemiddelde duinlengte en duinhoogte. Ogink (1989) beargumenteert echter dat het beter is de dominante (lees: loggemiddelde) duinhoogte en duinlengte te gebruiken in de ruwheidsformules, ook al zijn deze opgesteld aan de hand van de rekenkundig gemiddelde duinhoogte en duinlengte. Voor de stroomgootexperimenten, waarop de ruwheidsformules zijn gebaseerd, is het rekenkundig gemiddelde namelijk vrijwel gelijk aan het loggemiddelde, maar in echte rivieren is de spreiding in de duinkarakteristieken zo groot en de verdeling zo scheef, dat het rekenkundig gemiddelde en het loggemiddelde in waarde sterk verschillen. In