

# Die tiefengemittelte Simulation vegetationsbeeinflusster Strömungen

## Hydrodynamik und Sedimenttransport

Nicolle Deußfeld



Von der Fakultät für Bauingenieur- und Vermessungswesen der Universität der  
Bundeswehr München zur Erlangung des akademischen Grades eines  
Doktoringenieurs (Dr.-Ing.) genehmigte Dissertation

**Universität der Bundeswehr München**  
**Juni 2008**



# Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand in den Jahren 2005 bis 2008 während meiner Tätigkeit als wissenschaftliche Mitarbeiterin am Institut für Wasserwesen, Lehrstuhl für Wasserbau und Hydromechanik der Universität der Bundeswehr München.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Professor Andreas Malcherek für die Anregung zu dieser Arbeit, die hervorragende Förderung sowie für die Übernahme der Betreuung. Er gab mir in all den Jahren den Freiraum, mich wissenschaftlich und persönlich zu entfalten.

Für die Übernahme des Koreferats und für die wertvollen kritischen Anmerkungen danke ich Herrn Professor Andreas Dittrich von der Technischen Universität Braunschweig.

Bei Professor Wolfgang Günthert bedanke ich mich für die Übernahme des Vorsitzes des Prüfungsausschusses.

Allen, die mit Ihren Anstrengungen die Arbeit möglich gemacht haben, gilt mein Dank, insbesondere Herrn Dr.-Ing. Helmut Kulisch und dem gesamten Laborpersonal für die Durchführung der Versuche und für die fruchtbare Zusammenarbeit. Diese Arbeit wäre ohne die Hilfe aller Kollegen des Instituts für Wasserwesen nicht möglich gewesen.

Further I thank Prof. Elisa Fernandes (Federal University of Rio Grande) and Prof. Marcos Bernardes (Federal University of Itajubá) for their support. I will always remember the exciting time I had in Brasil.

Kurt Markussen danke ich für die Bereitstellung des Titelfotos. Es zeigt das Elbehochwasser im August 2002.

Neubiberg, im Juni 2008

Nicolle Deußfeld

Promotionsausschuss:

Vorsitzender:	Univ.-Prof. Dr.-Ing. Wolfgang Günthert (UniBw München)
1. Berichterstatter:	Univ.-Prof. Dr.-Ing. Andreas Malcherek (UniBw München)
2. Berichterstatter:	Univ.-Prof. Dr.-Ing. Andreas Dittrich (TU Braunschweig)

Tag der Einreichung: 22. März 2008

Tag der Prüfung: 9. Juni 2008

# Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit befasst sich mit der Fragestellung, wie die Wirkung von Pflanzen auf die Hydro- und Morphodynamik von Fließgewässern in tiefengemittelten Strömungsmodellen berücksichtigt werden kann. Ziel ist es, die vorhandenen Modellkerne so zu erweitern, dass die tatsächlichen physikalischen Prozesse besser abgebildet werden. Erst wenn dies der Fall ist, können aus der berechneten Hydrodynamik die morphodynamischen Effekte von Pflanzenfeldern berechnet werden. Bisher wird Vegetation in tiefenintegrierten hydrodynamisch-numerischen Modellen als reine Rauheit berücksichtigt. Das führt dazu, dass die effektive Sohlschubspannung überschätzt wird. Eine Schlussfolgerung auf morphodynamische Effekte ist so unmöglich. Mit einem neuen Ansatz zur Berechnung der tatsächlich wirksamen Bodenschubspannung und eines angepassten Turbulenzmodells kann dem Entscheidungsträger nun ein alternatives Vorhersagemodell mit größerem Realitätsbezug geliefert werden. Zur Anwendung sind einfach zu erhebende Pflanzenparameter notwendig. Dem zukünftigen Anwender wird die komplette Vorgehensweise von der Ermittlung der Naturdaten über die Generierung der Eingabedateien im GIS bis zur Modellanwendung aufgezeigt.

## Abstract

In this work the effect of vegetation on hydrodynamics and morphodynamics of open channel flow is investigated. Existing kernels of a depth averaged hydrodynamic and a morphodynamic model shall be adapted that way, that simulation of the physical processes are more realistic. So far, vegetation is modelled by increasing the bed roughness causing an increase in bed shear stress, as well. Since this value has an direct impact on sediment transport calculations it is not possible to forecast morphodynamics in vegetation affected currents. With a new approach for calculating the effective bed shear stress in vegetation fields and with an adapted turbulence model an alternative utility has been developed. The model has a high relevance for practical use because all necessary input data are relatively easy to determine. The user will be introduced on how to collect the data, generate the input files via GIS and handle the models.



# Inhaltsverzeichnis

<b>Abbildungsverzeichnis</b>	<b>IX</b>
<b>Symbolverzeichnis</b>	<b>XIV</b>
<b>1 Einleitung</b>	<b>1</b>
1.1 Das Lösungskonzept der vorliegenden Arbeit . . . . .	2
<b>2 Der Stand der Forschung</b>	<b>5</b>
2.1 Einfluss der Vegetation auf die mittlere Strömung . . . . .	5
2.1.1 Das Geschwindigkeitsprofil ohne Vegetation . . . . .	7
2.1.2 Das Geschwindigkeitsprofil mit Vegetation . . . . .	7
2.2 Der Einfluss der Vegetation auf die Turbulenz . . . . .	18
2.2.1 Energiedichtespektrum der TKE . . . . .	19
2.2.2 TKE vegetationsbeeinflusster Strömungen . . . . .	20
2.3 Einfluss der Vegetation auf den Sedimenttransport . . . . .	22
2.3.1 Einfluss der Vegetation auf den Geschiebetransport . . . . .	22
2.3.2 Einfluss der Vegetation auf den Schwebstofftransport . . . . .	25
2.4 Zusammenfassung . . . . .	28
<b>3 Die Bodenschubspannung in Vegetationsfeldern</b>	<b>31</b>
3.1 Das Geschwindigkeitsprofil in Bodennähe . . . . .	31
3.2 Das Geschwindigkeitsprofil in und über der Vegetation . . . . .	31
3.3 Das gesamte Geschwindigkeitsprofil . . . . .	35
3.4 Die tiefengemittelte Geschwindigkeit . . . . .	37
3.5 Die Sohlschubspannung in Vegetationsfeldern . . . . .	38
3.5.1 Das Newton-Taylor-Gesetz . . . . .	38
3.6 Zusammenfassung . . . . .	39

<b>4</b>	<b>Die Messung des mittleren Geschwindigkeitsfeldes</b>	<b>41</b>
4.1	Versuchsaufbau und Messreihen . . . . .	41
4.2	Darstellung der Ergebnisse . . . . .	44
4.2.1	Das vertikale Geschwindigkeitsprofil . . . . .	44
4.2.2	Die Sohl Schubspannungsgeschwindigkeit $u_*$ . . . . .	48
4.2.3	Die Trennschichtdicke $\Delta z$ . . . . .	50
4.2.4	Die Größenordnung des Parameters $\kappa_p$ . . . . .	52
4.3	Zusammenfassung . . . . .	54
<b>5</b>	<b>Die Adaption des tiefengemittelten HN-Modells</b>	<b>55</b>
5.1	Die Hauptgleichungen für Masse und Impuls . . . . .	55
5.2	Der Volumenverlust durch die Vegetation . . . . .	57
5.3	Der Formwiderstand der Vegetation . . . . .	57
5.4	Die Adaption des tiefengemittelten k- $\epsilon$ -Modells . . . . .	58
5.5	Die Validierung des HN-Modells . . . . .	60
5.5.1	Die Wasserspiegellinie . . . . .	61
5.5.2	Die Strömungsgeschwindigkeiten . . . . .	63
5.5.3	Vergleich mit der Methode der Kalibrierung . . . . .	65
5.6	Zusammenfassung . . . . .	65
<b>6</b>	<b>Die Adaption des MN-Modulpakets SediMorph</b>	<b>69</b>
6.1	Die Funktionsweise von SediMorph . . . . .	69
6.1.1	Die Kornverteilung des Bodenmaterials . . . . .	70
6.1.2	Die Berechnung des Porenwassergehalts . . . . .	71
6.1.3	Die Berechnung der Bodenrauheit . . . . .	72
6.1.4	Die Berechnung der Bodenschubspannung . . . . .	72
6.1.5	Der Bewegungsbeginn der Sedimente . . . . .	73
6.1.6	Die Bestimmung der Transportrate . . . . .	73
6.1.7	Die Berechnung des Erosionsflusses . . . . .	74
6.1.8	Die Bodenevolution . . . . .	75
6.2	Das IPDS-Konzept als Informationssystem . . . . .	76
6.3	SediMorph für vegetationsbeeinflusste Strömungen . . . . .	76
6.4	Validierung des Geschiebetransports . . . . .	77
6.4.1	Die Experimente von Kitamura zum Geschiebetransport . . . . .	77
6.5	Zusammenfassung . . . . .	79

<b>7 Die Simulation der Patos Lagune</b>	<b>81</b>
7.1 Das Modellgebiet der Patos Lagune . . . . .	81
7.1.1 Die Topographie der Patos Lagune . . . . .	81
7.1.2 Die Hydrologie des Simulationsgebiets . . . . .	82
7.1.3 Die Meteorologie der Patos Lagune . . . . .	82
7.1.4 Die Tide im Simulationsgebiet . . . . .	82
7.1.5 Die Vegetation im Ästuar der Patos Lagune . . . . .	83
7.2 Das hydrodynamische Modell . . . . .	86
7.2.1 Die Rand- und Anfangsbedingungen des HN Modells . . . . .	86
7.3 Das morphodynamische Modell . . . . .	91
7.4 Die Ergebnisse der Simulation . . . . .	95
7.4.1 Die berechneten Wassertiefen . . . . .	95
7.4.2 Die tiefengemittelte Geschwindigkeit . . . . .	95
7.4.3 Die effektive Sohlschubspannung . . . . .	99
7.4.4 Der mittlere Korndurchmesser . . . . .	101
7.4.5 Die Bodenevolution . . . . .	103
7.4.6 Die berechnete Schwebstoffkonzentration . . . . .	105
7.5 Zusammenfassung . . . . .	105
<b>8 Die Simulation der Mühlhamer Schleife</b>	<b>107</b>
8.1 Die Donau . . . . .	107
8.1.1 Das Modellgebiet der Mühlhamer Schleife . . . . .	108
8.1.2 Die Vegetation der Mühlhamer Schleife . . . . .	109
8.2 Das hydrodynamische Modell . . . . .	112
8.2.1 Das Gitternetz des Modellgebiets . . . . .	112
8.2.2 Die initiale Topographie des Modellgebiets . . . . .	114
8.3 Das morphodynamische Modell . . . . .	114
8.4 Die Ergebnisse der Simulation . . . . .	117
8.4.1 Die berechneten Wassertiefen . . . . .	117
8.4.2 Die tiefengemittelten Strömungsgeschwindigkeiten . . . . .	118
8.4.3 Die effektive Sohlschubspannung . . . . .	120
8.4.4 Der mittlere Korndurchmesser . . . . .	120
8.4.5 Die Bodenevolution . . . . .	121
8.5 Zusammenfassung . . . . .	122
<b>9 Zusammenfassung und Ausblick</b>	<b>123</b>
<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>VIII</b>





# Abbildungsverzeichnis

1.1	Das Lösungskonzept zur Problematik vegetationsbeeinflusster Strömungen . . . .	3
2.1	Gliederung eines Geschwindigkeitsprofils mit Vegetation . . . . .	8
2.2	Ansatzfunktion für den Mischungsweg . . . . .	15
2.3	Anwendung des Ansatzes nach Carollo [10] . . . . .	17
2.4	Spektrum der TKE . . . . .	19
2.5	Vertikale Verteilung der TKE-Anteile aus Kaimal und Finnigan [45] . . . . .	21
2.6	Longitudinale und transversale Depositionsmengen nach Sharpe und James [98]	30
3.1	Definition der Trennschicht . . . . .	33
3.2	Analogie zum klassischen Grenzschichtprofil . . . . .	35
3.3	Dämpfungsfunktion für die bodennahe Grenzschicht . . . . .	36
3.4	Exponentielles Geschwindigkeitsprofil . . . . .	37
4.1	Anordnung der Zylinder im Kanal und Koordinatensystem der Rinne . . . . .	42
4.2	Versuchsaufbau - Schematische Darstellung . . . . .	42
4.3	Anordnung der Messpunkte zur Geschwindigkeitsmessung . . . . .	43
4.4	Zusammensetzung des approximierten Geschwindigkeitsprofils . . . . .	45
4.5	Approximation der gemessenen Geschwindigkeitsprofile . . . . .	46
4.6	Geschwindigkeitsprofile entlang der Rinnenlängsachse . . . . .	47
4.7	Sohlschubspannungsgeschwindigkeit . . . . .	49
4.8	Die Trennschichtdicke $\Delta z$ der gemessenen Profile . . . . .	51
4.9	Der Parameter $\kappa_p = u_*/A = u_*/B$ ermittelt aus den gemessenen Profilen. . . . .	53
5.1	Validierung der Wasserspiegelnäigung . . . . .	62
5.2	Validierung der tiefengemittelten Strömungsgeschwindigkeit . . . . .	64
5.3	Vergleich von herkömmlicher Rechnung (Chezy) mit neuem Ansatz . . . . .	66
6.1	Schematische Darstellung der Interaktion zwischen Telemac-2D und SediMorph.	70
6.2	Darstellung der Begriffe Fraktion, Anteil und Korndurchmesser in SediMorph . .	71
6.3	Ermittlung des Porengehalts nach Aberg [1] in SediMorph. . . . .	72

6.4	Numerisches Modell zur Validierung des Geschiebetransports . . . . .	78
6.5	Die Ergebnisse der numerischen Experimente nach Labormessungen von Kitamura et al. [47] . . . . .	80
7.1	<i>Ruppia maritima</i> - schematische Darstellung . . . . .	84
7.2	Flachwasserzonen des Ästuars . . . . .	85
7.3	Gitternetz des Gesamtgebietes und des Ästuars . . . . .	86
7.4	Topographie des Modellgebiets . . . . .	87
7.5	Ganglinie am Einstromrand der Lagune . . . . .	88
7.6	Superposition der Partialtiden . . . . .	89
7.7	Beispiel für Windfelder über der Lagune . . . . .	90
7.8	Anfangsbedingung für den Salzgehalt in der Lagune . . . . .	91
7.9	Initiale Kornverteilung im Gebiet der Lagune . . . . .	93
7.10	Initiale Kornverteilung im Gebiet des Ästuars . . . . .	94
7.11	Lage der freien Oberfläche im Ästuar der Patos Lagune . . . . .	96
7.12	Tiefengemittelte Strömungsgeschwindigkeit im Ästuar der Patos Lagune . . . . .	96
7.13	Lage der freien Oberfläche im Ästuar der Patos Lagune . . . . .	97
7.14	Tiefengemittelte Strömungsgeschwindigkeit im Ästuar der Patos Lagune . . . . .	98
7.15	Die effektive Sohlschubspannung im Ästuar der Patos Lagune . . . . .	99
7.16	Die Zeitreihen der effektiven Sohlschubspannung an den Pegeln eins bis vier . . . . .	100
7.17	Der mittlere Korndurchmesser im Ästuar der Patos Lagune . . . . .	101
7.18	Die Zeitreihen der mittleren Korndurchmesser an den Pegeln eins bis vier . . . . .	102
7.19	Die Bodenevolution im Ästuar der Patos Lagune . . . . .	103
7.20	Die Zeitreihen der Bodenevolution an den Pegeln eins bis vier . . . . .	104
7.21	Die Schwebstoffkonzentration im Ästuar der Patos Lagune . . . . .	106
8.1	Der Verlauf der Donau . . . . .	108
8.2	Luftbild der Mühlhamer Schleife . . . . .	108
8.3	Wiese und Röhricht an der Mühlhamer Schleife . . . . .	110
8.4	Baumweiden und Pyramidenpappeln an der Mühlhamer Schleife . . . . .	110
8.5	Übersicht der Biotope im Simulationsgebiet - Darstellung im GIS . . . . .	111
8.6	Das Gitternetz des Modellgebiets Mühlhamer Schleife . . . . .	113
8.7	Die offenen Ränder des Modellgebiets Mühlhamer Schleife . . . . .	113
8.8	Die Topographie der Mühlhamer Schleife . . . . .	114
8.9	Initiale Kornverteilung der Mühlhamer Schleife . . . . .	116
8.10	Teilgebiet des Donaumodells mit repräsentativem Fließquerschnitt . . . . .	117
8.11	Die Wassertiefen in der Donau . . . . .	118

8.12 Die tiefengemittelte Fließgescheingigkeit in der Donau . . . . .	119
8.13 Strömungsvektoren im Teilgebiet des Donaumodells . . . . .	119
8.14 Die effektive Sohlschubspannung in der Donau . . . . .	120
8.15 Die Änderung des Korngemisches in der Donau . . . . .	121
8.16 Die relative Änderung der Bodenhöhen in der Donau . . . . .	122



# Symbolverzeichnis

## Hydrodynamische Kenngrößen

---

$x, y, z$	drei Raumrichtungen, x und y horizontal, z vertikal	[m]
$t$	Zeit	[s]
$t_n$	Endzeitpunkt eines Zeitraums	[s]
$u, v, w$	tatsächliche Strömungsgeschwindigkeiten	[m/s]
$\bar{u}$	tiefengemittelte Strömungsgeschwindigkeit	[m/s]
$u', v', w'$	Fluktuationen der Strömungsgeschwindigkeiten	[m/s]
$h$	Wassertiefe	[m]
$z_0$	Nullpunkt des vertikalen Geschwindigkeitsprofils	[m]
$z_B$	Höhe des Bodens	[m]
$u_*$	Bodenschubspannungsgeschwindigkeit	[m/s]
$\tau$	Schubspannungen	[N/m <sup>2</sup> ]
$\tau_B$	effektive Bodenschubspannung	[N/m <sup>2</sup> ]
$\tau_{B,x} \tau_{B,y}$	Komponenten der effektive Bodenschubspannung	[N/m <sup>2</sup> ]
$\tau'_B$	effektive Sohlschubspannung resultierend aus der Kornrauheit	[N/m <sup>2</sup> ]
$f_x f_y$	Komponenten der Kraftdichte resultierend aus dem Formwiderstand	[m/s <sup>2</sup> ]
$f_D$	Kraftdichte resultierend aus dem Formwiderstand	[m/s <sup>2</sup> ]
$f_P$	Kraftdichte resultierend aus dem Fließwiderstand	[m/s <sup>2</sup> ]
$A$	Angeströmte Querschnittsfläche	[m <sup>2</sup> ]
$C_D$	Formbeiwert für einen einzelnen Kreiszyylinder	[-]
$C_{D,R}$	Formbeiwert für eine Gruppe von Kreiszyindern	[-]
$\kappa$	von-Karman-Konstante	[-]
$I_S$	Sohlneigung	[ <sup>0</sup> /100]
$k_{St}$	Manning-Strickler-Beiwert	[m <sup>2</sup> /s]
$\lambda$	Fließwiderstandsbeiwert auf Grund der Bodenrauheit	[-]
$Fr$	Froudezahl	[-]
$Re$	Reynoldszahl	[-]

## Kenngrößen der Vegetation

---

$z_p$	Höhe der angeströmten Vegetation	[m]
$d_p$	repräsentativer Durchmesser der Vegetation	[m]
$h_p$	Höhe der Vegetation ohne Anströmung	[m]
$n_p$	Anzahl der Pflanzen pro Quadratmeter	[1/m <sup>2</sup> ]
$a_p$	mittlerer Pflanzenabstand	[m]

$a_{NL}$	Länge der Nachlaufströmung eines umströmten Kreiszyinders	[m]
$a_{NB}$	Breite der Nachlaufströmung eines umströmten Kreiszyinders	[m]
$dz$	vertikaler Versatz des log. Geschwindigkeitsprofils (engl. zero plane displacement)	[m]
$\Delta z$	Dicke der Grenzschicht	[m]
$u_p$	Fließgeschwindigkeit zwischen der Vegetation	[m/s]
$u_{z_p}$	Fließgeschwindigkeit bei $z = z_p$	[m/s]
$u_\infty$	Anströmgeschwindigkeit der Vegetation	[m/s]
$u_{max}$	maximale Strömungsgeschwindigkeit im Vertikalprofil	[m/s]
$u_A$	Strömungsgeschwindigkeit zu Beginn des Vegetationsfeldes	[m/s]
$\tau_{max}$	Schubspannung bei $z = z_p$	[N/m <sup>2</sup> ]
$MEI$	Steifigkeit des Pflanzenfeldes	[N]
	$M$ -Bewuchsdichte	[m <sup>-2</sup> ]
	$EI$ Biegesteifigkeit	[Nm <sup>2</sup> ]
$\kappa_p$	von-Karman-Konstante in Vegetationsfeldern	[-]
$\lambda_p$	Fließwiderstandsbeiwert auf Grund der Vegetation	[-]
$h_A$	Wasserstand zu Beginn des Vegetationsfeldes	[m]
$h_o$	Wasserstand im Luv eines angeströmten Kreiszyinders	[m]
$h_u$	Wasserstand im Lee eines angeströmten Kreiszyinders	[m]
$f_P$	Kraftdichte resultierend aus dem Fließwiderstand	[m/s <sup>2</sup> ]
$Re_A$	Reynoldszahl zu Beginn des Vegetationsfeldes	[m]
$e$	vegetationsfreier Anteil eines betrachteten Volumenelements	[-]

#### Kenngrößen des Turbulenzmodells

---

$k$	turbulente kinetische Energiedichte	[m <sup>2</sup> /s <sup>2</sup> ]
$\epsilon$	Dissipationsrate der TKE	[m <sup>2</sup> /s <sup>3</sup> ]
$\nu_t$	Wirbelviskosität	[m <sup>2</sup> /s]
$P$	TKE-Produktion aus horizontalen Scherspannungen	[m <sup>2</sup> /s <sup>3</sup> ]
$P_{k,v}$	TKE-Produktion aus der Sohlschubspannung	[m <sup>2</sup> /s <sup>3</sup> ]
$P_{\epsilon,v}$	TKE-Dissipation durch die Sohlreibung	[m <sup>2</sup> /s <sup>4</sup> ]
$P_{k,p}$	TKE-Produktion aus der Umströmung der Vegetation	[m <sup>2</sup> /s <sup>3</sup> ]
$P_{\epsilon,p}$	TKE-Dissipation wegen der Umströmung der Vegetation	[m <sup>2</sup> /s <sup>4</sup> ]
$C_\mu$		
$C_{1,\epsilon}$		
$C_{2,\epsilon}$		
$\sigma_k$	empirische Konstanten	[-]
$\sigma_\epsilon$		
$C_\epsilon$		
$C_{\epsilon,p}$		
$l$	Mischungsweglänge	[m]
$l_0$	Mischungsweglänge bei $z = z_p$	[m]
$k_l$	numerische Konstante	[-]

## Sedimentologische Kenngrößen

---

$C$	Schwebstoffkonzentration in der Wassersäule	$[kg/m^3]$
$C_B$	Schwebstoffkonzentration am Boden	$[kg/m^3]$
$C_0$	Referenzkonzentration in Höhe $z = z_0$	$[kg/m^3]$
$w_c$	Sinkgeschwindigkeit des Schwebstoffs	$[m/s]$
$K$	Diffusionskoeffizient	$[m^2/s]$
$d$	(repräsentativer) Korndurchmesser	$[m]$
$d_m$	mittlerer Korndurchmesser	$[m]$
$d_i$	Korndurchmesser einer Fraktion $i$	$[-]$
$d_{50}$	50. Perzentil der Kornverteilung	$[m]$
$d_{90}$	90. Perzentil der Kornverteilung	$[m]$
$d_O$	mittlere Korngröße des Korngemisches der oberen Schicht	$[m]$
$d_U$	mittlere Korngröße des Korngemisches der unteren Schicht	$[m]$
$w$	kumulative Verteilung der Fraktionen (Sieblinie)	$[-]$
$d_w$	Korndurchmesser des $w$ -ten Perzentils	$[m]$
$k_s$	äquivalente Sandrauheit	$[m]$
$\rho_s$	Dichte des Schwebstoffs	$[kg/m^3]$
$\Phi_{ero}$	effektiver Erosionsfluss	$[kg/m^2/s]$
$M_{ero}, \Phi_0$	minimale Erosionsrate	$[kg/m^2/s]$
$\Phi_{dep}$	effektiver Depositionsfluss	$[kg/m^2/s]$
$\tau_{c,e}$	kritische Erosionsspannung	$[N/m^2]$
$\tau_c$	kritische Bodenschubspannung nach Shields	$[N/m^2]$
$\vec{\tau}_{c,0}$	Vektor der kritische Bodenschubspannung	$[N/m^2]$
$\tau_{c,Sch}$	kritische Sohlschubspannung nach Schoklitsch	$[N/m^2]$
$p_i$	Volumenanteil einer Fraktion $i$	$[-]$
$e$	Porenanteil im Korngerüst	$[-]$
$\varphi$	Winkel der inneren Reibung	$[rad]$
$\vec{q}_{bl}$	effektiver Volumenstrom der Sedimente parallel zum Boden	$[m^3/(ms)]$
$q_s$	Transportkapazität	$[m^3/(ms)]$
$q_{s,i}$	Transportkapazität der $i$ -ten Fraktion	$[m^3/(ms)]$
$D_*$	dimensionsloser Korndurchmesser	$[-]$
$T$	dimensionsloser Sohlschubspannungsparameter nach van Rijn	$[-]$
$\Theta_m$	Shieldsparameter für den mittleren Korndurchmesser	$[-]$
$\Delta z_{sl}$	Änderung der Sohlhöhe durch Schwebstofftransport	$[m]$
$\Delta z_{bl}$	Änderung der Sohlhöhe durch Geschiebetransport	$[m]$
$\Phi_{sl}$	effektiver Sedimentfluss senkrecht zum Boden	$[kg/m^2/s]$
$\vec{q}_{bl}$	effektiver Volumenstrom der Sedimente parallel zum Boden	$[m^3/(m s)]$



## Sonstige Parameter

---

$g$	Erdschwerebeschleunigung = $9.81 \text{ m}^2/s$	
$\nu$	kinematische Viskosität des Wassers	$[\text{m}^2/s]$
$\rho$	Dichte des Wassers	$[\text{kg}/\text{m}^3]$
$a_0$		
$a_1$		
$a_2$	dimensionslose Koeffizienten	$[-]$
$b_1$		
$b_2$		
$N$	Anzahl der Messungen oder Fraktionen	$[-]$
$i$	Zählvariable	$[-]$
$n$	empirischer Parameter	$[-]$
$S_c$	turbulente Schmidtzahl $\approx 1$	
$\phi_i$	Wichtungsfunktion	$[-]$
$\alpha_1, \beta_1$	dimensionslose Parameter	$[-]$

# Kapitel 1

## Einleitung

In der heutigen Zeit ist das Wort Klimawandel zu einem ständigen Begleiter im Alltag geworden. Gemeint ist zunächst die stetige Erwärmung der Troposphäre, verursacht durch die anthropogene Verstärkung des Treibhauseffekts. Eine Folge dessen sind der überproportionale Anstieg des Meeresspiegels, Gletscherschmelzen, stärkere Verdunstung, die einerseits zu Dürren und anderen Orts zu Überschwemmungen führt. Schon bei dieser simplen Aufzählung wird die Komplexität der Wechselwirkungen deutlich. Nichts geschieht ohne Ursache und Folgen.

Durch die Wechselwirkung von Wasserbewegung und dem angrenzenden Land sind Fließgewässer von je her einem ständigen Änderungsprozess unterworfen. Vor allem im zurückliegenden Jahrhundert haben einerseits anthropogene Eingriffe, wie Landgewinnung, Umweltverschmutzung, Kanalisierung und Sohleneintiefung zum Zwecke der erweiterten Schiffbarmachung, aber auch geogene Veränderungen die Prozesse der Hydro- und Morphodynamik in den Oberflächengewässern nicht nur beschleunigt, sondern auch zu einem schwer kalkulierbaren Risiko für die anstehenden Werte gesteigert.

In Schleswig-Holstein sind rund 25% der Landesfläche (25% von 3 730  $km^2$ ) potentiell sturmflutgefährdet. Das bedeutet, dass heute knapp 350 000 Menschen und Werte von etwa 47 Mrd. Euro vor der geballten Kraft der Meere geschützt werden müssen [118]. Dies geschieht in der Hauptsache durch Eindeichung der tiefer gelegenen Gebiete und den Bau von Wehren. Die Deiche entlang der Küsten und Tideflüsse verhindern somit nicht nur das Ausbreiten der Wassermassen, sondern auch die Befriedigung ihrer Transportkapazitäten, so dass es an exponierten Küstenabschnitten zu überproportionalen Erosionsraten kommen muss. Bei dem in diesem Zusammenhang häufig zitierten Beispiel der Insel Sylt wird seit 130 Jahren versucht, die Westküste der Insel durch konventionelle Küstenschutzmaßnahmen (aktive und passive) zu stabilisieren. Alle Versuche schlugen fehl. Die Insel verliert weiterhin jedes Jahr etwa 1 Million  $m^3$  Sediment (Witte et al. [112]).

An den Binnenflüssen ist der Wegfall natürlicher Überschwemmungsgebiete durch die Eindeichung und Verkürzung der Flussläufe ebenfalls deutlich zu spüren. Das Schadenpotential ist hier in den letzten Jahrzehnten überproportional gestiegen. Ein Beispiel sei der Oberrhein zwischen Basel und Karlsruhe. Seit Johann Gottfried Tulla Mitte des 19. Jahrhunderts mit der Rheinbegradigung begann, ging die Zahl der Auenstandorte um 67% zurück. Die Überschwemmungsfläche am Oberrhein reduzierte sich so um 60%. Dies entspricht 130  $km^2$ . Die Flusslänge verkürzte sich am Oberrhein um 82  $km$ . Die Fließzeit der Hochwasserwelle hat sich dadurch auf der Strecke zwischen Basel und Maxau um 30  $h$  verringert und somit eine wesentlich steilere und höhere Hochwasserwelle zur Folge, (Umweltbundesamt [106]). Der Rheinatlas

2001 der Internationalen Kommission zum Schutz des Rheins gibt die Vermögenswerte auf den Überschwemmungsflächen des Oberrheins bei einem seltenen Hochwasser mit nunmehr rund 12 Milliarden Euro an, wobei diese Summe nur die Sachschäden erfasst.

Die Elbe im Gebiet der Bundesrepublik wurde seit etwa 800 Jahren eingedeicht. Die ursprüngliche Überschwemmungsfläche von gut 6 000  $km^2$  wurde so auf weniger als ein sechstel, nämlich knapp 900  $km^2$  reduziert. Folge dessen ist auch der um 86% verringerte Wasserrückhalt auf den gebliebenen Vorländern, was im Verlust der typischen Auenvegetation resultierte. Die Verkürzung des Flusslaufs, in der Tschechischen Republik um 55  $km$ , in Deutschland um 20  $km$ , trug ebenfalls zur Beschleunigung der Fließgeschwindigkeit von Hochwasserwellen bei, (Umweltbundesamt [106]).

Den sich bewegenden Wassermassen fehlt es an Retentionsraum. Dieser kann in Anbetracht des stetig steigenden Raumbedarfs des Menschen kaum erhöht werden. Es muss somit auf wenig Fläche höchstmögliche Retentionswirkung erzielt werden. Kombiniert man diesen Bedarf mit der Forderung, ökologisch vertretbar zu sein, liegt es nahe, eine biogene Lösung des Hochwasserschutzes und des Küstenerhalts zu finden. Das Aufwachsen von Muschelbänken, Austernriffen oder Seegras- und Salzwiesen führt bereits nachgewiesenermaßen (z.B. Fonseca [25], Kelletat [46], Koch [52]) zu einer Stabilisierung des Küstenvorfeldes.

Das Hochwasserschutzgesetz des Bundes vom Mai 2005 sieht einen Fünf-Punkte-Plan zur Reduzierung des Schadenpotentials vor. Ein wesentlicher Schwerpunkt ist dabei die Schaffung von Retentionsraum. Die Regelung besteht darin, mehr Raum für die Ausuferung des Flusses zur Verfügung zu stellen. Es können nun Überschwemmungsflächen ausgewiesen werden, die von bestimmten Nutzungen freizuhalten sind. Dies verringert nicht nur das Schadenpotential, sondern gibt auch die Möglichkeit, natürliche Auenlandschaften neu anzusiedeln.

## 1.1 Das Lösungskonzept der vorliegenden Arbeit

Um dieser Komplexität Herr zu werden, gibt es Modelle, mit deren Hilfe extrem dynamische Systeme in Raum und Zeit studiert werden können. Mit ihnen werden vergangene Ereignisse rekonstruiert und zukünftige vorhergesagt. Sie helfen bei der Aufklärung unterschiedlichster Ursache-Wirkungs-Prinzipien und geben Hinweise über Kopplungen, die zwischen den einzelnen, unzähligen Modellwelten (Fluss, Meer, Boden, Luft, Klima, Wetter, ... ) existieren.

Auf die erste Ebene der Modellierung, der konzeptionellen Modellierung, ist der Fokus dieser Arbeit gerichtet. Da diese nicht nur der Wissenschaft, sondern vor allem der ingenieurtechnischen Praxis dienen und bei tatsächlichen Fragestellungen helfen soll, die richtigen Entscheidungen zu treffen, wurde das tiefengemittelte hydrodynamisch-numerische Modell als Kern der Entwicklungen gewählt. Es abstrahiert die Realität insofern, dass der dreidimensionalen Welt flächenhafte Informationen entnommen und wiedergegeben werden. Dies ist hinsichtlich der Schaffung einer Datengrundlage und des Rechenaufwandes in den meisten Fällen die wirtschaftlichste Methode und kann zum jetzigen Zeitpunkt als Stand der Technik betrachtet werden.

Zur Durchführung dieser Arbeit wurde zunächst ein Lösungskonzept entwickelt, welches in Abb. 1.1 schematisch dargestellt ist. Es zeigt die zwei bereits vorhandenen Modellwelten, die der Hydrodynamik und die der Morphodynamik. Beide stehen in ständiger Interaktion zueinander. Die originäre Aufgabe des HN-Modells ist die Berechnung der Strömungsgeschwindigkeiten und Wasserstände im Fließgewässer. Der Gewässerboden findet nur als Berandung des Systems Berücksichtigung und erfährt hier insofern auch keine Veränderung. Diese werden durch das

mophodynamische Modell berechnet. Dessen primäres Ergebnis ist die geodätische Höhe des anstehenden Bodens. Da beide Modelle miteinander kommunizieren, finden sich Umlagerungen im Gewässerbett auch in einer veränderten Hydrodynamik wieder.

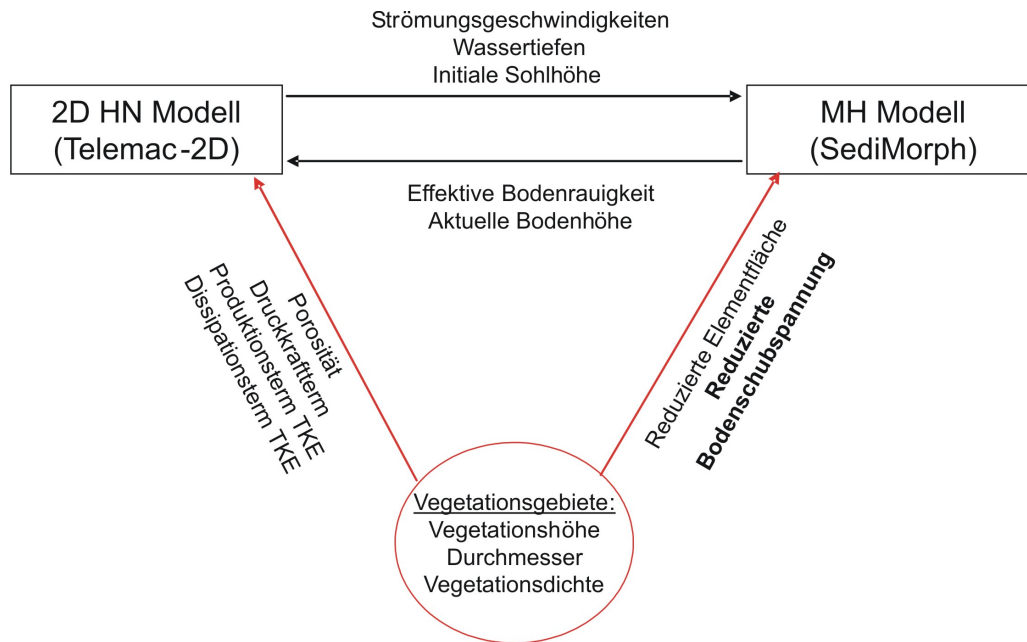


Abbildung 1.1: Das Lösungskonzept zur Problematik vegetationsbeeinflusster Strömungen

Als erster Schritt muss diesem Modellsystem die zusätzliche Information gegeben werden, an welcher Stelle des simulierten Gewässers Pflanzen wachsen. Da bei der Vielfalt der allein in Zentraleuropa typischen Gewässervegetation unzählige Parameter zur ihrer exakten Beschreibung notwendig wären, beginnt der Prozess der Modellentwicklung bereits an dieser Stelle. Die Pflanzen werden durch Zylinder repräsentiert. Diese können durch Angabe einer Höhe und eines Durchmessers exakt beschrieben werden. Die jeweilige Dichte der Vegetation wird durch die Anzahl der Zylinder je Quadratmeter angegeben.

Die Weiterentwicklung der Modellwelt des realen Oberflächengewässers wird bei entsprechender Bedienbarkeit zu einem verbesserten Kenntnisstand einer breiten Anwendergruppe führen. Das so entwickelte Verständnis für die Zusammenhänge zwischen Hydrodynamik, Morphodynamik und der Vegetation eines Oberflächengewässers ermöglicht es, gezielter in das komplexe System einzugreifen und unerwünschten Zuständen vorzubeugen.

Dass die hier angestrebten Entwicklungen in Zukunft immer mehr an Bedeutung gewinnen, ist unter anderem auch an den Forderungen der neuesten EU-weiten Richtlinien erkennbar. In der Wasserpolitik Europas dreht sich zurzeit alles um die Wasserrahmenrichtlinie. Sie wurde im Oktober 2000 vom Europäischen Parlament zur Schaffung eines Ordnungsrahmens für den Schutz der Oberflächengewässer und des Grundwassers verabschiedet. Neben der Qualität des Wassers ist auch erkannt worden, dass ökologische Systeme erhalten oder wiederhergestellt werden müssen, so dass diese Richtlinie auch die vom Gewässer abhängenden Landökosysteme und Feuchtgebiete umfasst.

Eine wirklichkeitsnahe, prozessorientierte Abbildung der Wirkung von Pflanzen auf die Hydro- und Morphodynamik soll als weiterer, wichtiger Baustein bei der Modellbildung eines aquatischen Ökosystems Ziel dieser Arbeit sein.



# Kapitel 2

## Der Stand der Forschung

Das folgende Kapitel dient der Übersicht über die Erkenntnisse der Wirkung der Vegetation auf die Hydro- und Morphodynamik der Oberflächengewässer. Dabei liegt der Schwerpunkt dieser Zusammenfassung auf jenen Arbeiten, deren Fokus die mathematische Simulation vegetationsbeeinflusster Strömungen ist oder die zur Lösung zusätzlich entstehender Schließungsprobleme beitragen.

Die Forschung auf dem Gebiet der vegetationsbeeinflussten Strömungen lässt sich konzeptionell in 3 Teilbereiche gliedern, die in den gleichnamigen Abschnitten näher erläutert werden:

1. Der Einfluss der Vegetation auf die mittlere Strömung  
Es wird zunächst der Begriff der mittleren Strömung diskutiert. Dabei wird auf die wesentlichen Unterschiede zur vegetationsfreien Strömung eingegangen und gezeigt, welche Auswirkungen diese auf das zu berechnende Gleichungssystem haben. Im Anschluss folgt die Darstellung verschiedener Ansätze zur Berücksichtigung dessen im mathematischen Modell.
2. Der Einfluss der Vegetation auf die Turbulenz  
Vegetation erhöht die Produktion turbulenter kinetischer Energie und ihre Dissipation. Es werden Erkenntnisse zur Wirkung der vegetationsinduzierten Turbulenz zusammengetragen. Hier können Ergebnisse der Mikrometeorologie auf die Problemstellungen des Wasserbaus übertragen werden.
3. Der Einfluss der Vegetation auf den Stofftransport  
Es folgt eine zusammenfassende Darstellung der Arbeiten und Erfahrungen zum Geschiebe- und Schwebstofftransport durch vegetationsbeeinflusste Strömungen.

### 2.1 Einfluss der Vegetation auf die mittlere Strömung

Als mittlere Geschwindigkeit wird im Fall einer räumlich homogenen Strömung das *zeitliche* Mittel einer Messreihe bezeichnet. In einem durchströmten Vegetationsfeld ist diese Homogenität nicht mehr gegeben. Die Form des zeitlich gemittelten Geschwindigkeitsprofils wird von der Position zur Einzelpflanze abhängen. Die mittlere kinetische Energie wird sich direkt hinter einer Pflanze anders verteilen als davor. Um ein repräsentatives Geschwindigkeitsprofil zu erzeugen, ist es notwendig, eine zusätzliche *räumliche* Mittelung der zeitlichen Mittelwerte durchzuführen.

Dieses Vorgehen wird vor allem in der Mikrometeorologie und bei der Durchströmung poröser Medien angewendet. Seit knapp zwei Jahrzehnten findet diese Methode auch in der Ingenieurwissenschaft des Wasserbaus Anwendung. Nikora et al. [77] wenden das Konzept der doppelten Mittelung für Fließgewässer mit groben Gewässerbetten und deren Vorländer an. Sie führen die Mittelung an den Reynoldsgleichungen und an der Advektion-Diffusion-Gleichung durch. Damit berücksichtigen sie nicht nur die Inhomogenität des Impulsflusses, sondern auch die daraus resultierenden räumlichen Unterschiede im Transport passiver Stoffe, wie zum Beispiel suspendierte Sedimente oder gelöstes Salz.

Der große Vorteil dieser Methode besteht darin, dass alle Effekte automatisch durch zusätzlich entstehende Terme wiedergegeben werden. Bei der Mittelung der Reynoldsgleichungen sind es drei zusätzliche Terme. Sie geben folgende Phänomene wieder:

- Dispersion durch die räumlichen Unterschiede der zeitlichen Mittelwerte  
Durch die Mittelung werden Gradienten verwischt, die aber trotzdem Einfluss auf die Impulsbilanz haben.
- Formwiderstand je Volumeneinheit  
Dieser Term berücksichtigt die Verluste durch Umströmung von Widerständen, wie z.B. Pflanzen oder Brückenpfeiler.
- Strömungswiderstände auf Grund innerer Spannungen  
Er wird hauptsächlich durch die Viskosität des strömenden Fluids und Adhäsionkräfte zu Grenzflächen bestimmt. Bei der Durchströmung poröser Medien erreicht dieser Term eine signifikante Bedeutung, so dass dieser Term beispielsweise in der Grundwassermodellierung zum Tragen kommt.

Für alle diese zusätzlichen Terme müssen bei exakter Berechnung Modelle gefunden werden, die deren Wirkung wiedergeben. Für vegetationsbeeinflusste Strömungen hat der zweite Term den größten Einfluss auf die Energiebilanz. Er kann durch die Formwiderstandskraft  $F_D$  berechnet werden:

$$F_D = -\frac{1}{2}\rho \cdot A \cdot C_D \cdot |\bar{u}|\bar{u} \tag{2.1}$$

In dieser Gleichung ist  $A$  die angeströmte Querschnittsfläche.  $C_D$  bezeichnet den dimensionslosen Formbeiwert. Er hängt von der Rauheit, Dichte und Anordnung der umströmten Widerstände ab. Die Geschwindigkeit  $\bar{u}$  gibt nun den räumlichen Mittelwert der zeitlichen Mittelwerte an.

Diese Kraft muss in den Reynoldsgleichungen als zusätzlicher Senkenterm berücksichtigt werden.

Es lässt sich zusammenfassend sagen, dass bei vegetationsbeeinflussten Strömungen die mittlere Geschwindigkeit auf Grund inhomogener Strömungsverhältnisse durch eine zeitliche und daran anschließende räumliche Mittelung bestimmt wird. Wie sich diese mittlere kinetische Energie über die Wassersäule verteilt, wird im nächsten Abschnitt behandelt.

### 2.1.1 Das Geschwindigkeitsprofil ohne Vegetation

Das Geschwindigkeitsprofil einer Oberflächenströmung wird durch die Wirkung von Schubspannungen an ihren Grenzflächen verursacht. Die Fließgeschwindigkeit wird an der festen Berandung des Systems bis auf Null gedämpft (Stokessche Wandhaftungsbedingung). Die so entstandenen Geschwindigkeitsgradienten induzieren Wirbel und resultieren in Schubspannungen, die auf den Grenzflächen ihr Maximum erreichen. Das logarithmische Profil der mittleren Geschwindigkeit einer beliebigen Oberflächenströmung lautet bekannterweise:

$$\bar{u}(z) = \frac{u_*}{\kappa} \cdot \ln \frac{z}{z_0} \quad (2.2)$$

Es gibt alle vorgenannten Phänomene wieder:

- Abnahme der mittleren kinetischen Energie zu einer Grenzfläche hin

Für den turbulenten Teil einer Grenzschichtströmung, z.B. ein Fließgewässer mit freier Oberfläche, fand Prandtl zu Beginn des 20. Jahrhunderts heraus, dass die Strömungsgeschwindigkeit dem natürlichen Logarithmus des Wandabstands direkt proportional ist.

- das Maß für diese Energieumwandlung

Es wird durch den Quotienten  $u_*/\kappa$  quantifiziert. In einer turbulenten Grenzschicht, wie sie ein Fließgewässer mit freier Oberfläche darstellt, nehmen die Schubspannungen zur Grenzfläche hin linear zu. In der Meteorologie spricht man in Bezug auf den Impulsfluss (räumliche Schubspannungsänderung) daher auch vom *constant flux layer* (Garratt [28]).

Bei vegetationsbeeinflussten Strömungen sind durch die Pflanzen unzählige zusätzliche Grenzflächen vorhanden. Dadurch werden entsprechend viele Wirbel induziert und die Energie der Hauptströmung reduziert. Dies beeinflusst in signifikantem Maß die Form des vertikalen Geschwindigkeitsprofils. Auch in diesem Fall gibt es Aufschluss über die Verteilung der mittleren kinetischen Energie und deren Umwandlung in der Wassersäule.

### 2.1.2 Das Geschwindigkeitsprofil mit Vegetation

Werden Pflanzen in einem Fließgewässer überströmt, ändert sich die Form des mittleren Geschwindigkeitsprofils erheblich. Die logarithmische Verteilung der Fließgeschwindigkeit lässt sich nicht mehr nachweisen. Aber auch das vegetationsbeeinflusste Geschwindigkeitsprofil hat, ebenso wie das logarithmische, grundlegende Charakteristiken (Kouwen [56], Carollo [10]). Wie in Abb. 2.1 dargestellt, gliedert es sich in drei Zonen. Diese sind der bereits in Dittrich [15] in Bezug auf raue Sohlen beschriebenen Aufteilung des vertikalen Geschwindigkeitsprofils sehr ähnlich.

**Zone I:** Hier strömt das Wasser durch die Vegetation. Auf Grund der Pflanzenelemente wird der Impulsfluss und somit die Ausbildung des logarithmischen Geschwindigkeitsprofils gestört. Die viskosen Kräfte verlieren schon kurz über dem Boden an Bedeutung. In dieser Schicht werden die niedrigsten Geschwindigkeiten des Profils gemessen. Über die Höhe des Bewuchses ist die mittlere Fließgeschwindigkeit bei voll entwickelter Strömung annähernd konstant (Gourlay [30], Carollo [10]).



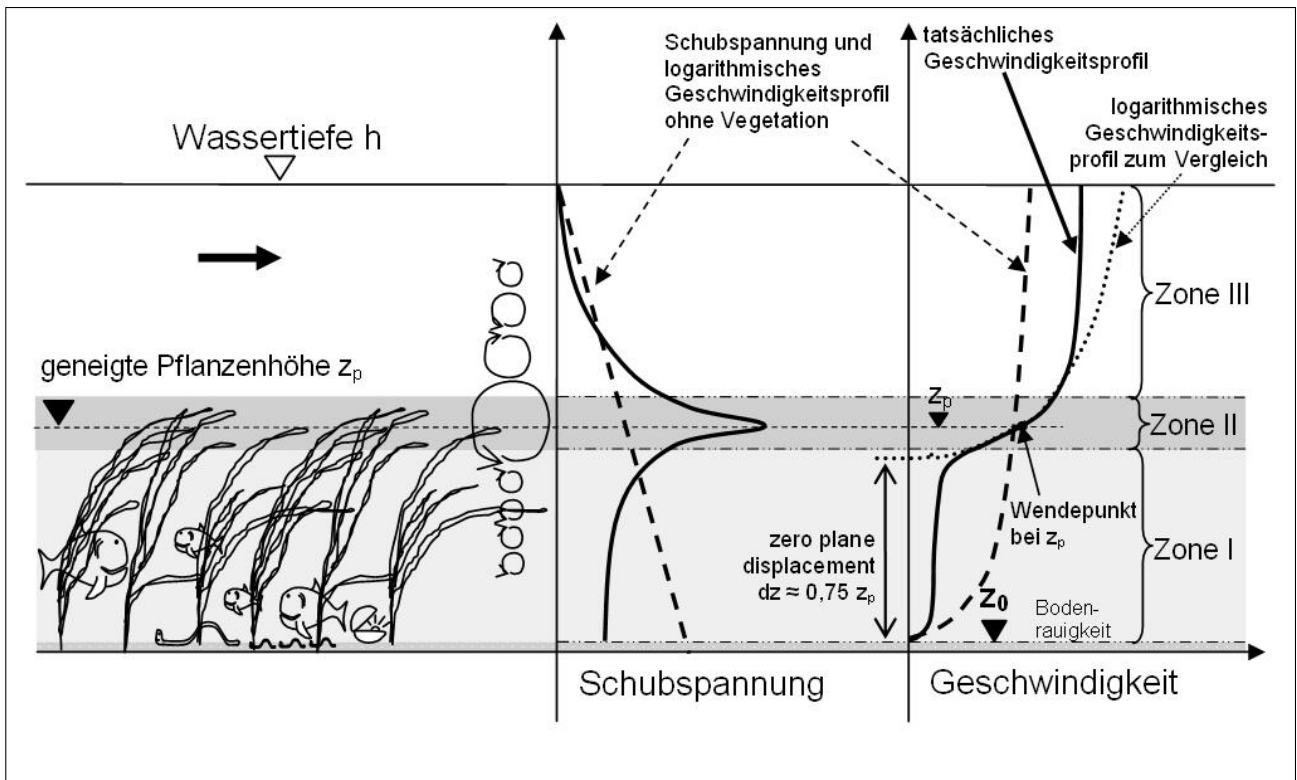


Abbildung 2.1: Gliederung eines Geschwindigkeitsprofils mit Vegetation

**Zone II:** In diesem Bereich trifft die Strömung in der Vegetation auf die schnellere Fließgeschwindigkeit in der freien Wassersäule darüber. Diese langsame Strömung wirkt dabei ähnlich dämpfend wie eine feste Wand. Durch die vertikalen Geschwindigkeitsgradienten werden wiederum Wirbel und somit Schubspannungen induziert. Im Unterschied zur vegetationsfreien Strömung sind die Geschwindigkeitsgradienten hier größer als am Gewässerboden. Damit haben sowohl die turbulenten Schubspannungen als auch die turbulente Intensität in dieser Trennschicht ihr lokales Maximum. Dieser Bereich wird in Dittrich [15] als Rauheitsunterschicht bezeichnet, die durch hohen Impulsaustausch und eine konstante Wirbelviskosität gekennzeichnet ist.

**Zone III:** In Zone III könnte sich, wie auch in vielen Arbeiten angenommen, das klassische Grenzschichtprofil ausbilden und sich bis zum Wasserspiegel fortsetzen. Praktisch ist das auf Grund der Massen- und Impulserhaltung nicht möglich. Da die Fließgeschwindigkeit im Bewuchs nicht Null ist, findet ein Transport von Masse und Impuls statt, der dann in Zone III fehlt. Die Geschwindigkeit in der freien Wassersäule wird durch Annahme des klassischen Grenzschichtprofils somit überschätzt. Tatsächlich lässt sich eine nahezu konstante Strömung mit geringen, teilweise sogar vernachlässigbaren vertikalen Geschwindigkeitsgradienten nachweisen.

### Das adaptierte Grenzschichtprofil

Eines der am häufigsten angewandten Modelle zur Beschreibung der Hauptströmung mit flexibler Vegetation ist die Adaption des klassischen Grenzschichtprofils.

Wie erläutert und in Abb. 2.1 zu sehen, verhält sich die turbulente Grenzschicht in Zone II über einem Pflanzenfeld als wäre die darunter liegende Bodenschicht um  $dz$  nach oben verschoben. In der Mikrometeorologie wird  $dz$  als *zero plane displacement* bezeichnet. Die Bedeutung des Parameters  $dz$  liegt in ihrer physikalischen Interpretation. Kaimal und Finnigan [45], Gourlay [30] oder Thom [102] beschreiben  $dz$  als ein Höhenmaß, ab dem die Pflanzengemeinschaft in der Lage ist, zum signifikanten Impulsabbau beizutragen. Oder umgekehrt: die Schicht zwischen Boden und zero plane displacement bezeichnet den Bereich des Pflanzenfeldes, in dem die freie Hauptströmung nur einen marginalen Einfluss auf das Strömungsregime hat. In diesem Bereich dominieren die Faktoren Pflanzenform und -anordnung die Geschwindigkeitsverteilung. Auch hier findet man die Analogie zur rauhen Sohle. Nach Dittrich [15] nimmt die Strömungsgeschwindigkeit zwischen den Rauheitselementen linear mit geringem vertikalen Gradienten ab und ist eine Funktion von Anordnung und Form der Rauheitselemente.

Das logarithmische Geschwindigkeitsgesetz lässt sich in diesem Bereich durch eine simple Substitution anpassen. Es wird nicht wie im Fall ohne Bewuchs die gesamte Wassersäule vom Boden  $z = z_0$  bis zur Wasseroberfläche  $z = h$  betrachtet, sondern erst von  $z = z_0 + dz$  bis  $z = h$ . Dadurch erhält das Profil einen neuen Bezugspunkt bei  $z = dz$  (siehe auch Abb. 2.1). Es ergibt sich für die Geschwindigkeit:

$$\bar{u}(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z - dz}{z_0} \quad (2.3)$$

Es sei bemerkt, dass diese Beschreibung der Hauptströmung nicht auf physikalischen Gesetzmäßigkeiten basiert. Es ist ein Modell, das hauptsächlich aus Messungen und Untersuchungen auf dem Gebiet der Mikrometeorologie entwickelt wurde (Dyer [16], Thom [102], Högström [37], Kaimal und Finnigan [45]).

### Der Ansatz nach Kouwen (1969)

Ein Meilenstein in der Berechnung des Strömungswiderstands von durch- und überströmter Vegetation sind die Arbeiten von Kouwen et al. seit 1969. Kouwen und Unny [57] entwickelten eine Methode zur Berechnung des Strömungswiderstands flexibler Vegetation. Ihre Theorie folgt aus den Ergebnissen von Labormessungen in einer Rinne, deren Boden mit künstlichem Gras überdeckt war. Sie basierte auf folgenden Annahmen:

- Der Widerstand durch die Bodenrauheit ist gegenüber dem der Vegetation vernachlässigbar.
- Die Vegetation ist homogen verteilt.
- Die Turbulenz ist vollständig ausgebildet.

Kouwen und Unny berechneten die querschnittsgemittelte Strömungsgeschwindigkeit durch Integration des logarithmischen Geschwindigkeitsprofils über der Vegetation. Sie nahmen an, dass sich über den Pflanzen ( $z > z_p$ ) das klassische Grenzschichtprofil entwickelt. Dabei berücksichtigten sie die Durchströmung der Pflanzen mit einem Geschwindigkeitsanteil  $u_{z_p}$ . Dieser beschreibt eine charakteristische Durchflussgeschwindigkeit auf Höhe der geneigten Vegetation

$z = z_p$ . Die Referenzhöhe  $z_0$  des Profils, bei dem der Graph der Funktion die  $z$ -Achse schneidet, konnte somit zu  $z_p$  nach oben verschoben werden, ohne den Massenstrom im Bewuchs zu vernachlässigen. Die Tiefenintegration wurde dann zwischen  $z_p$  und der Wasseroberfläche durchgeführt.

$$\frac{u}{u_*} = \frac{u_{z_p}}{u_*} + \frac{1}{\kappa} \ln \left( \frac{z}{k} \right)$$

In Kouwen und Unny entspricht die geneigte Pflanzenhöhe einer Rauheitshöhe  $k$ . Zu ihrer Berechnung leiteten sie folgenden empirischen Zusammenhang aus den Rinnenversuchen ab:

$$k = 0,14h_p \left[ \frac{\left( \frac{MEI}{\rho gh I_S} \right)^{0,25}}{h_p} \right]^{1,59} \quad (2.4)$$

In ihren Experimenten nutzen Kouwen und Unny Streifen aus verschiedenen Kunststoffen als Rauheitselemente, die unterschiedlich lang und in verschiedenen Anordnungen eingebracht wurden. Der Elastizitätsmodul aller verwendeten Materialien war annähernd gleich und wird in [57] mit einem Wert von  $24,3 \cdot \frac{g}{cm^2} \approx 2384 \frac{N}{mm^2}$  angegeben. Insgesamt untersuchten sie sechs Varianten. Hier lagen die Werte für  $MEI$  je nach Anordnung zwischen 1.0 und  $66,3 \frac{g}{cm^2}$ .

Die Steifigkeit des Pflanzenfeldes  $MEI$  muss aus Versuchen abgeleitet werden, wobei dies durch Umstellen der Formel 2.4 geschehen kann. Dabei wird dann die Neigung der Pflanze  $z_p$  unter einem bestimmten Strömungsangriff gemessen und in Gleichung 2.4 an Stelle von  $k$  eingesetzt.

Dieser Ansatz ist für erste hydraulische Abschätzungen der Wassertiefe sehr hilfreich. In der mehrdimensionalen hydrodynamischen, und im Besonderen in der morphodynamischen Modellierung, muss dieser Ansatz verworfen werden, da hier die effektive Bodenschubspannung auf Grund getroffener Annahmen falsch berechnet (überschätzt) wird. Unberücksichtigt bleiben auch die Energieverluste durch zusätzlich induzierte Turbulenz. In der Bilanz der mittleren kinetischen Energie können sich diese Fehler wieder aufheben. Dies hängt aber allein von den gewählten empirischen Parametern ab. Da in  $C_0$  und  $C_1$  nun sämtliche hydrodynamischen Phänomene zusammengefasst sind, besteht nur eine sehr eingeschränkte Übertragbarkeit auf nicht getestete natürliche Verhältnisse.

Ein zusätzliches Problem entsteht auch durch die Abhängigkeit der Rauheitshöhe  $k$  von der Bewuchsdichte  $M$ . Nach Kouwen und Unny nimmt  $k$  mit zunehmendem  $M$  immer weiter ab. Aus unterschiedlichen Versuchen ist aber bekannt, dass es für jede Pflanzenanordnung eine Grenzdichte  $M_{lim}$  gibt, bei der die Neigung des Pflanzenfeldes trotz Erhöhung des Strömungsangriffs nicht weiter zunimmt, was bedeutet, dass die Rauheitshöhe  $k$  dann konstant bleibt. Diese kritische Bewuchsdichte wird von verschiedenen Autoren als kritische Schubspannung  $u_{*,lim}$  ausgedrückt:

$$\begin{aligned} u_{*,lim} &= 0,23 MEI^{0,106} && \text{nach Eastgate aus [11]} \\ u_{*,lim} &= 0,028 + 6,33 MEI^2 && \text{nach Kouwen et al. [59]} \end{aligned}$$

### Der Ansatz nach Lindner und Pasche (1984)

Im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogramms „Anthropogene Einflüsse auf hydrologische Prozesse“ entwickelten Lindner [66] und Pasche [82] unter der Leitung von Rouvé (RWTH Aachen) ein eindimensionales Verfahren zur Berücksichtigung des Fließwiderstands von Vorlandvegetation auf die Hauptströmung, das zum heutigen Zeitpunkt den Stand der Technik wiedergibt.

Bei dieser Methode wird zunächst der Widerstandsbeiwert  $\lambda$  entsprechend der Bodenrauheit berechnet. Getrennt davon erfolgt die Berücksichtigung des Fließverlusts durch den Bewuchs mit einem zusätzlichen Widerstandsbeiwert  $\lambda_p$ :

$$\lambda_p = \frac{4 h d_p}{a_p^2} C_{D,R} \quad (2.5)$$

Im Formbeiwert  $C_{D,R}$  sind alle Einflüsse einer Gruppe umströmter Kreiszyylinder, wie z.B. die Überlagerung der Nachlaufzonen und der Einfluss von Schwerewellen auf den Gesamtwiderstand, zusammengefasst. Seine Berechnung wird wie folgt angegeben:

$$C_{D,R} = 1.31 C_D u_\infty^2 + \frac{2}{Fr^2} \left(1 - \frac{h_u}{h_o}\right) \quad (2.6)$$

Der  $C_D$ -Wert kann nach Schlichting [95] ermittelt werden. Dabei wird die Reynoldszahl des Kreiszyinders mit der tiefengemittelten Geschwindigkeit, dem mittleren Pflanzendurchmesser und der kinematischen Viskosität des Wassers berechnet.

Reynoldszahl des Kreiszyinders	$C_D$ -Wert
Re < 800	$3.07/Re^{0.168}$
800 ≤ Re < 6000	1.0
6000 ≤ Re < 11000	$1.0 + 0.2 \cdot (Re - 6000)/5000$
11000 ≤ Re	1.2

Die Anströmgeschwindigkeit ist laut Pasche [82] eine Funktion der Nachlauflänge und der Nachlaufbreite. Sie kann iterativ durch empirische Gleichungen bestimmt werden. Rouvé et al. [92] schreiben die modifizierten Gleichungen nach Pasche [82] wie folgt:

$$u_\infty^2 = 1.151 \left(\frac{a_{NL}}{a_p}\right)^{-0.483} + 0.5 \left(\frac{a_{NB}}{a_p}\right)^{1.1} \quad (2.7)$$

$$30.0 = \left(\frac{a_{NL}}{C_D \cdot d_p}\right)^{0.7} \left[1 + \frac{a_{NL}}{4.0h} (\lambda + \lambda_p)\right]^{1.5} \quad (2.8)$$

$$a_{NB} = 0.24 a_{NL}^{0.59} (C_D \cdot d_p)^{0.41} \quad (2.9)$$

Das Verhältnis der Wasserstände vor und hinter dem Zylinder ( $h_o$  und  $h_u$ ) wurde von Lindner [66] als Funktion der Froudezahl, des mittleren Bewuchsabstandes und des mittleren Pflanzendurchmessers angegeben. Nach neusten Untersuchungen sind Rouvé et al. [92] aber zu der

Erkenntnis gekommen, dass die dort ermittelte empirische Gleichung bei bestimmten Verbaueverhältnissen und Froudzahlen keine physikalisch sinnvollen Ergebnisse liefert. Sie geben anstelle dessen die folgende Gleichung an:

$$\left. \frac{h_u}{h_o} \right|_k = r + 2 r \cos \left( \frac{\phi}{3} + (k-1) \frac{2\pi}{3} \right) \quad \text{mit } k = 1 \text{ oder } 2 \text{ oder } 3 \quad (2.10)$$

$$\phi = \arccos \left( 1 - \frac{1 - d_p/a_p}{4 a r^3} \right)$$

$$r = \frac{b}{3 a}$$

$$a = Fr^2 \left( 1 - \frac{C_D d_p}{2 a_p} \right)$$

$$b = Fr^2 + \frac{1 - d_p/a_p}{2}$$

Der Wert für  $k$  entscheidet sich nach dem jeweiligen Fließzustand. Bei schießendem Abfluss ist  $k = 1$ , beim Übergang  $k = 2$  und bei strömenden Verhältnissen  $k = 3$ .

Weiter empfehlen Rouvé et al. [92] den so ermittelten Widerstandsbeiwert  $\lambda_p$  in zweidimensionalen tiefengemittelten Modellen nicht als Rauheit, sondern als zusätzliche äußere Kraft wie folgt zu berücksichtigen:

$$f_P = -\frac{1}{h} \frac{\lambda_p}{8} |\bar{u}| \bar{u} \quad (2.11)$$

Vergleicht man diese Formel mit der Kraftdichte je Volumenelement  $\Omega$  resultierend aus der Druckkraft (Gleichung 2.1), wobei die angeströmte Fläche  $A$  durch das Produkt aus Pflanzenhöhe  $z_p$  und repräsentativem Durchmesser  $d_p$  bestimmt wird,

$$\begin{aligned} \frac{A}{\Omega} &= d_p z_p \frac{n_p}{h} \quad \text{mit} \quad \Omega = \frac{h}{n_p} \\ f_D &= -\frac{1}{2} \frac{n_p d_p z_p}{h} C_D |\bar{u}| \bar{u} \end{aligned} \quad (2.12)$$

fällt auf, dass der Quotient  $\frac{1}{8} \lambda_p$  dem Term  $\frac{n_p d_p z_p}{2} C_D$  gleich gesetzt werden kann.

Sowohl der Formbeiwert  $C_D$  als auch der Fließwiderstandsbeiwert  $\lambda_p$  sind dimensionslose Parameter. Beide beschreiben aber unterschiedliche Phänomene.  $\lambda_p$  enthält neben dem Formwiderstand des Vegetationselements auch Turbulenzmechanismen und Oberflächenrauheiten. Der  $C_D$ -Wert hingegen deckt denjenigen Teilbereich des Gesamtwiderstands ab, der aus der Umströmung der Körper resultiert. Dies wird an einem Beispiel deutlich: Es werde eine Gruppe Zylinder in einem Kanal der Breite  $A$  umströmt. Variiert man die Breite, muss sich  $\lambda_p$  verändern,  $C_D$  hingegen bleibt konstant.  $\lambda_p$  kann hier als dem  $C_D$  übergeordneten Beiwert angesehen werden.

### Zur Quantifizierung des $C_D$ -Werts

Es gab unterschiedliche Versuche zu Quantifizierung des Formwiderstandsbeiwerts. Die meisten geben einen Wert nahe eins wieder. In Tabelle 2.1 sind einige experimentell ermittelten Werte für  $C_D$  zur Übersicht zusammengefasst.

Schlichting (1997)	einzelner Kreiszyylinder	1.2
Ko und Graf (1972)	einzelner Kreiszyylinder	0.8 ... 1.25
Li und Shen (1973)	mehrere Kreiszyylinder	0.6 ... 1.2
Klaassen und Zwaard (1974)	Gebüsch	1.5
Schulz (1987)	Weidensteckhölzer	0.9
Meijer und van Velzen (1999)	Stahlstangen	0.9 ... 1.2
	Schilf	1.8
Järvelä (2002)	Weiden ohne Blätter	1.43 ... 1.55
Armanini (2005)	Weiden mit Blättern, durchströmt	0.9 ... 1.8
	Weiden ohne Blätter, überströmt	1.0
	Weiden mit Blättern, überströmt	1.2 ... 3.0

Tabelle 2.1: Gemessene Formbeiwerte für Zylinder- und Bewuchsfelder

Nach Järvelä [43] zeigten die  $C_D$ -Werte der blattlosen Weiden keinen Zusammenhang mit der Reynoldszahl, auch unabhängig davon, ob diese anhand des repräsentativen Durchmessers der Pflanze oder der Wassertiefe berechnet wurden. Eine Verdopplung der Bewuchsdichte hatte auf den Formbeiwert ebenfalls keinen Einfluss. Zu einem ähnlichen Ergebnis kamen Klaassen und Zwaard [49], die den Widerstand von Hecken und Obstbäumen untersuchten. Armanini et al. [3] verwendeten große steife und kleine flexible Weiden mit unterschiedlicher Blattdichte. Sie kommen zu dem Schluss, dass für starre Vegetation ein  $C_D$ -Wert von eins angenommen werden kann. Für biegsame Pflanzen ist der Widerstandskoeffizient bei kleineren Reynoldszahlen ( $< 10^3$ ) zunächst höher, nimmt aber bei zunehmender Fließgeschwindigkeit (Reynoldszahlen zwischen  $10^3$  und  $10^4$ ) stark ab, und nähert sich dann asymptotisch ebenfalls einem Wert nahe eins.

### Der Ansatz nach Carollo (2002)

Carollo et al. [10] setzten sich mit den Strömungsprozessen über realer Vegetation, bestehend aus unterschiedlichen Graspflanzen, experimentell auseinander. Es wurden Geschwindigkeitsprofile und Turbulenzintensitäten für verschiedene Vegetationsdichten, Durchflüsse und Rinnenlängsneigungen gemessen, um deren Einfluss auf das mittlere Strömungsfeld zu analysieren. Alle Vertikalprofile zeigten die bereits erwähnte Zonierung nach Abb. 2.1. Mit Hilfe der charakteristischen Größen Wendepunkt, Maxima und Asymptoten leiteten Carollo et al. [10] über den Mischungswegansatz einen analytischen Ausdruck zur Beschreibung des vertikalen Geschwindigkeitsprofils her.

Der Fortschritt dieses Ansatzes besteht in der Formulierung eines durchgehenden Profils. Für den durchströmten Bewuchslayer und die freie Strömung darüber konnte erstmals eine durchgehende Funktion vom Boden bis zur Wasseroberfläche gefunden werden. Damit war die Unstetigkeit auf Höhe des Bewuchses  $z_p$  beseitigt, ohne die Strömung im Vegetationsfeld zu vernachlässigen.

Carollo et al. werten zunächst die turbulenten Intensitäten  $\overline{u'u'}$  aus:

$$\overline{u'u'} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (u_i - \bar{u})^2} \quad (2.13)$$

Es zeigt sich, dass der Ort des Maximums der turbulenten Intensität zu 97% mit der Vegetationshöhe  $z_p$  korreliert.

Für die Berechnung der turbulenten und viskosen Schubspannungen wird in der Horizontalen eine homogene Geschwindigkeitsverteilung angenommen. Damit ergibt sich durch Anwendung des Wirbelviskositätsprinzips und des Mischungswegansatzes nach Prandtl für die vertikale Verteilung der resultierenden Schubspannungen:

$$\tau(z) = \rho l^2(z) \left( \frac{d\bar{u}}{dz} \right)^2 \quad (2.14)$$

Für diese Gleichung sollte nun ein Ansatz für den Mischungsweg gefunden werden. Dabei wurden von Carollo et al. folgende Bedingungen formuliert:

- Der Mischungsweg ist der Quadratwurzel der Schubspannungen proportional.

$$l \propto \sqrt{\tau(z)}$$

- Für den Punkt  $z = z_p$  muss auf Grund des vorhandenen Maximums der Schubspannung gelten:

$$\frac{\partial \tau(z)}{\partial z} = 0$$

- Für denselben Punkt muss auf Grund des vorhandenen Wendepunkts im Geschwindigkeitsprofil gelten:

$$\frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial z^2} = 0$$

Im Gegensatz zum logarithmischen Grenzschichtprofil ersetzten Carollo et al. nun den linearen Ansatz für den Mischungsweg  $l = \kappa z$  (Prandtl Hypothese) durch den Folgenden:

$$l = [k_l(z - z_p)^2 + l_0] \sqrt{\frac{\tau(z)}{\tau_{max}}} \quad (2.15)$$

Eine entsprechende Umstellung der Gleichung 2.15 ergab diese dimensionslose Gleichung:

$$\frac{l}{l_0} = \left[ \left( \frac{z/h - z_p/h}{\sqrt{\frac{l_0}{k_l h^2}}} \right)^2 + 1 \right] \sqrt{\frac{\tau(z)}{\tau_{max}}} \quad (2.16)$$

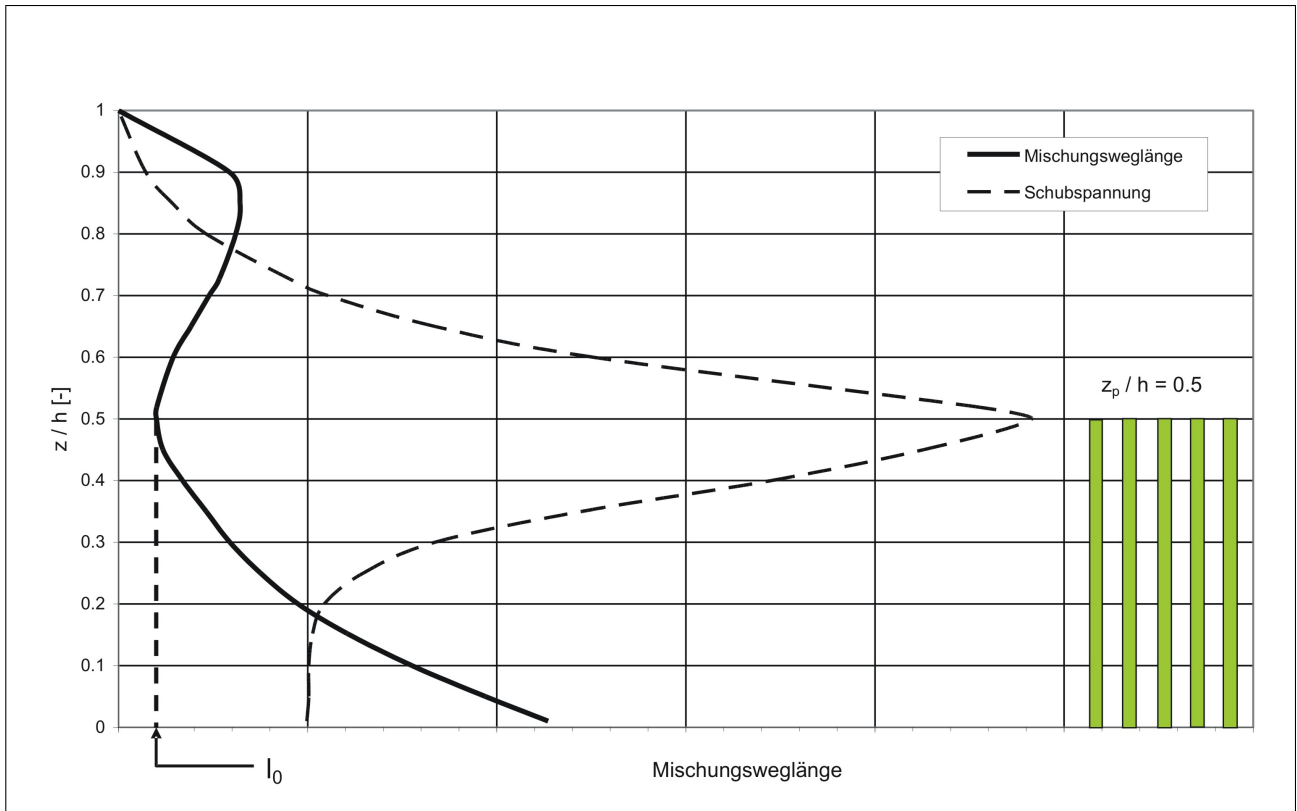


Abbildung 2.2: Die von Carollo et al. [10] gewählte Ansatzfunktion für den Mischungsweg.

In Abb. 2.2 ist diese Ansatzfunktion noch einmal schematisch dargestellt.

Die Gleichung 2.14 wurde ebenfalls dimensionslos geschrieben (Multiplikation der Gleichung mit  $1/(\rho u_*^2 h^2)$ ):

$$\frac{\tau}{\rho u_*^2} = \left(\frac{l}{h}\right)^2 \left[\frac{\partial(u/u_*)}{\partial(z/h)}\right]^2 \quad (2.17)$$

Carollo et al. setzten nun die Gleichung 2.16 in Gleichung 2.17 ein und erhielten durch Umstellung:

$$\frac{\partial}{\partial z/h} \left(\frac{u}{u_*}\right) = \frac{b_1}{a_2} \left[ \frac{1}{\left(\frac{z/h - a_1}{a_2}\right)^2 + 1} \right] \quad (2.18)$$

Nach der Integration der Gleichung 2.18 ergab sich das folgende vertikale Geschwindigkeitsprofil:

$$\frac{\bar{u}}{u_*} = \frac{b_1}{a_2} \int \left[ \frac{1}{\left(\frac{z/h - a_1}{a_2}\right)^2 + 1} \right] d(z/h) = b_1 \arctan\left(\frac{(z/h) - a_1}{a_2}\right) + b_2 \quad (2.19)$$



Die zusätzliche Unbekannte  $b_2$  ist die Integrationskonstante. Das so hergeleitete Profil wird nun durch vier Parameter  $a_1, a_2, b_1, b_2$  charakterisiert, die entweder dynamische Prozesse ( $b_1$  und  $b_2$ ) oder geometrische Einflüsse ( $a_1$  und  $a_2$ ) widerspiegeln.

Der Parameter  $a_1$  bewirkt die vertikale Verschiebung des Wendepunktes. Er entspricht der geneigten Bewuchshöhe in Relation zur Wassertiefe:  $a_1 = z_p/h$ . Der Parameter  $a_2$  sorgt für eine vertikale Stauchung bzw. Streckung des Graphen. Je größer sein Wert, desto geringer ist der Gradient am Wendepunkt. Der Faktor  $a_2$  beschreibt somit die Größenordnung der Scherung des Geschwindigkeitsfeldes an der fiktiven Trennfläche Bewuchs/freie Wassersäule. Dieser Parameter hängt mit einer Vielzahl von Randbedingungen zusammen und bildet eine wesentliche charakteristische Größe des Geschwindigkeitsprofils. Aus der Herleitung ergab sich für  $a_2$ :

$$a_2 = \sqrt{\frac{l_0}{k_l \cdot h}} \quad (2.20)$$

Die Unbekannte  $l_0$  beschreibt den Mischungsweg auf der Höhe  $z_p$ . Der Wert  $k_l$  ist eine Proportionalitätskonstante, die ebenfalls zusätzlich bestimmt werden muss. Damit wird deutlich, dass  $a_2$  die Informationen der turbulenten Durchmischung enthält. Carollo et al. tragen  $a_2$  gegen die Bewuchshöhe  $z_p$  auf. Demnach gibt es eine exponentielle Abhängigkeit der Wertepaare. Eine Regressionsanalyse brachte folgenden Zusammenhang:

$$a_2 = \frac{1}{h} \cdot 6,0 \cdot e^{-0,36z_p} \quad (2.21)$$

Der Parameter  $b_2$  gibt den Wert der Geschwindigkeit auf Höhe des geneigten Bewuchses im Verhältnis zur Sohlschubspannungsgeschwindigkeit an:  $b_2 = u_{z=z_p}/u_*$ . Er bewirkt somit eine horizontale Verschiebung des Graphen.

Durch den Parameter  $b_1$  wird der Graph horizontal gestaucht bzw. gestreckt. Auch er ist maßgeblich durch die Turbulenz der Trennschicht bestimmt. In der Herleitung des Geschwindigkeitsprofils ergab sich die Gleichung:

$$b_1 = \frac{1}{u_*} \sqrt{\frac{\tau_{max}}{\rho k_l l_0}} \quad (2.22)$$

Auch hier ist auf Grund fehlender Informationen zur Turbulenz ein Schließungsproblem vorhanden. Carollo et al. entwickeln durch eine Regressionsanalyse folgenden empirischen Ausdruck:

$$b_1 = \frac{25,5}{u_*} \left(\frac{z_p}{h}\right)^{-0,44} \quad (2.23)$$

Für den Parameter  $b_2$  schlagen Carollo et al. vor, die Geschwindigkeit an der Wasseroberfläche zu messen. Damit ergibt sich folgender Ausdruck:

$$\frac{u_{max}}{u_*} = b_2 + b_1 \arctan\left(\frac{1 - a_1}{a_2}\right) \quad (2.24)$$

Anschließend wird mit den für  $b_1$ ,  $a_1$  und  $a_2$  vorgegebenen Approximationen  $b_2$  berechnet.

Dieses Profil gibt die grundlegenden Charakteristiken der vegetationsbeeinflussten Strömung sehr viel besser wieder als das adaptierte Grenzschichtprofil. Die Herleitung basiert auf der Annahme, dass der Mischungsweg dem Abstand vom Boden nicht direkt proportional ist. Es wird eine quadratische Funktion zur Verteilung des Mischungswegs postuliert und über den Prandtlschen Mischungswegansatz das Geschwindigkeitsprofil hergeleitet.

Die Gleichung zur Beschreibung des vertikalen Geschwindigkeitsprofils enthält vier Parameter ( $a_1$ ,  $a_2$ ,  $b_1$  und  $b_2$ ), von denen nur  $a_1$  als Verhältnis geneigte Pflanzhöhe zur Wassertiefe universell berechnet werden kann. Für  $a_2$  und  $b_1$  finden Carollo et al. durch Regressionsanalysen einen empirischen Zusammenhang zu  $z_p$ . Da die vorgeschlagenen Berechnungsvorschriften nicht dimensionstreu sind, ist eine Übertragung auf andere Strömungssituationen oder gar andere Pflanzen mit hoher Wahrscheinlichkeit nicht möglich.

Wendet man die hergeleitete Gleichung auf die in [10] beschriebenen Versuche an, fällt auf, dass der Betrag der Geschwindigkeit im Bewuchs systematisch unterschätzt wird. In vielen Fällen wird sogar ein negativer Wert berechnet. In Abb. 2.3 ist das Geschwindigkeitsprofil auf die in [10] angegebenen Strömungssituationen angewendet worden. In Tabelle 2.2 sind die charakteristischen Werte der in Abb. 2.3 dargestellten Geschwindigkeitsprofile zusammengefasst. Die dort gelisteten Werte wurden dazu in Gleichung 2.19 eingesetzt.

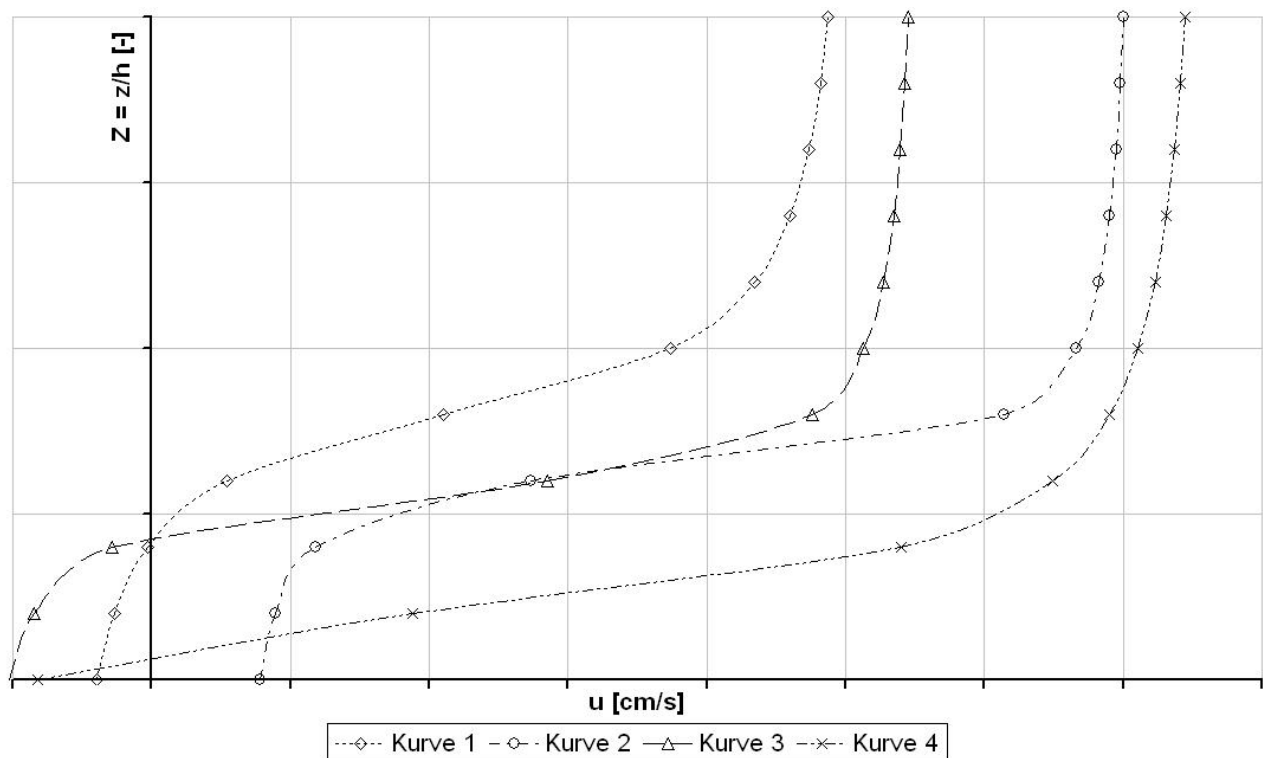


Abbildung 2.3: Anwendung der von Carollo [10] hergeleiteten Gleichung für das vertikale Geschwindigkeitsprofil auf die Messungen in [10]

Das größere Problem ergibt sich aber mit dem Parameter  $b_2$ . Dieser kann nur berechnet werden, wenn die maximale Geschwindigkeit, also die an der Wasseroberfläche, bekannt ist. In tiefenintegrierten Modellen gibt es nur die Information über die mittlere Strömungsgeschwindigkeit.

	Profil 1	Profil 2	Profil 3	Profil 4
Durchfluss [ $l/s$ ]	37.600	105.900	77.600	189.200
$u_{max}$ [ $cm/s$ ]	97.500	140.000	109.000	149.000
Wasserstand [ $cm$ ]	11.900	18.300	19.000	27.200
Pflanzenhöhe [ $cm$ ]	4.800	5.900	5.400	3.100
$a_1$ [—]	0.403	0.322	0.284	0.114
$a_2$ [—]	0.090	0.039	0.045	0.072
$b_1u_*$ [ $cm/s$ ]	38.022	41.961	44.355	66.306
$b_2u_*$ [ $cm/s$ ]	43.441	76.513	42.125	50.243

Tabelle 2.2: Charakteristische Größen der Experimente von Carollo [10], die genutzt wurden, um das Diagramm in Abb. 2.3 zu erstellen. Die Werte stammen aus den Messreihen, welche in [10] beschrieben sind.

### Schlussfolgerung

Um all diesen Problemen zu begegnen, muss ein Modell gefunden werden, das möglichst auch die bodennahe Grenzschicht wiedergibt. Idealerweise sollte das Profil auch Gültigkeit haben, wenn kein Bewuchs vorhanden ist oder dieser über die Wasseroberfläche hinausragt. Weiterhin sollte es möglich sein, Formeln für Parameter anzugeben, die dimensionstreu berechnet werden können. Auch dann kann natürlich keine Universalität garantiert werden, was bei empirisch gefundenen Zusammenhängen nie möglich ist.

Das vertikale Geschwindigkeitsprofil gibt die Verteilung der mittleren kinetischen Energie wieder. Ein wesentlicher Prozess in ihrer Bilanz ist die Turbulenz der Strömung. Die Erkenntnisse darüber, welchen Anteil diese am Energiehaushalt vegetationsbeeinflusster Strömungen hat, sollen im nächsten Abschnitt zusammenfassend dargestellt werden.

## 2.2 Der Einfluss der Vegetation auf die Turbulenz

Nach Stephan [101] ist Vegetation zu den makroskopischen Rauheiten zu zählen, deren Wechselwirkung mit der Strömung maßgeblich durch Turbulenz bestimmt wird. Diese wiederum führt nach Dittrich [15] zu Instabilitäten im Strömungsfeld und bewirken Verluste, die aus einem erhöhten Fließwiderstand des Gewässers resultieren. Die Beschreibung der Turbulenz in durch- und überströmter Vegetation ist eine große Herausforderung, da es sich schon beim mittleren Geschwindigkeitsfeld um ein sehr inhomogenes Strömungsproblem handelt.

Allgemein kann die Turbulenz in einem Fließgewässer als eine Überlagerung vieler Wirbel unterschiedlichster Form und Größe angesehen werden. Es sind der Strömung inhärente Strukturen, die ihren Ursprung in einem sensiblen, hochdynamischen Gleichgewicht von Geschwindigkeit, Rotation und Druck haben. Sie werden mit der Strömung transportiert. Auf Grund ihrer Eigendynamik treten neben den Zähigkeits- auch Stoß- und Mischverluste auf, weil Fluidpakete sich berühren, wenn ihre Bahnen sich kreuzen. Wollte man alle Strukturen in ihrer Entstehung und Bewegung berechenbar machen, würden für die hier betrachteten Gewässersysteme auch ohne Vegetation Gitternetze mit einer extrem hohen räumlichen (Millimetergitterweite) und zeitlichen (Sekundenzeitschritte) Auflösung notwendig. Bis heute reichen dafür weder die erforderlichen Speicher-, noch die Rechenkapazitäten aus.

Dieser Abschnitt dient der allgemeinen Beschreibung der physikalischen Prozesse im turbulenten

Strömungsfeld der durch- und überströmten Vegetation. Es werden Aussagen zur Entstehung, zum Transport und zur Dissipation turbulenter kinetischer Energie (TKE) zusammengetragen. Zuvor wird noch einmal auf die allgemeinen Eigenschaften der Turbulenz eingegangen.

### 2.2.1 Energiedichtespektrum der TKE

Jede Geschwindigkeitszeitreihe enthält je nach ihrer zeitlichen Auflösung wesentlich mehr Informationen als die der mittleren Strömungsgeschwindigkeit. Anhand der Schwankungen lassen sich verschieden große Wirbel identifizieren. Dabei nimmt der Energiegehalt der Wirbel mit seiner Größe zu: kleine Wellenzahl bzw. niedrige Frequenz = große Wirbel = viel Energie. Die Wirbel stehen mit der Hauptströmung in ständiger Wechselwirkung. Große Wirbel werden erzeugt und entziehen der mittleren Strömung kinetische Energie. Diese zerfallen dann in immer kleinere Strukturen, bis die so gewonnene TKE durch die Brownsche Molekularbewegung dissipiert wird. Die Gesamtheit der Vorgänge resultiert in einer Wirbelkaskade. Um die relevanten Prozesse sichtbar zu machen, werden aus einer Zeitreihe alle Wirbelgrößen mittels Fouriertransformation extrahiert. Diese Methode dient sowohl der Ermittlung der Frequenzen bzw. Wellenlängen der turbulenten Schwingungen als auch deren Amplituden. Damit lässt sich für jeden aufgelösten Wirbel sein Anteil an der gesamten TKE berechnen. Trägt man diese gegen die Frequenz oder die Wellenzahl auf, erhält man das Energiedichtespektrum der turbulenten kinetischen Energie, das auch als TKE-Spektrum bezeichnet wird. Experimentelle Untersuchungen der letzten Jahrzehnte ergaben, dass diese Spektren für turbulente Grenzschichtströmungen unabhängig von deren individuellen Randbedingungen die gleiche Form aufweisen.

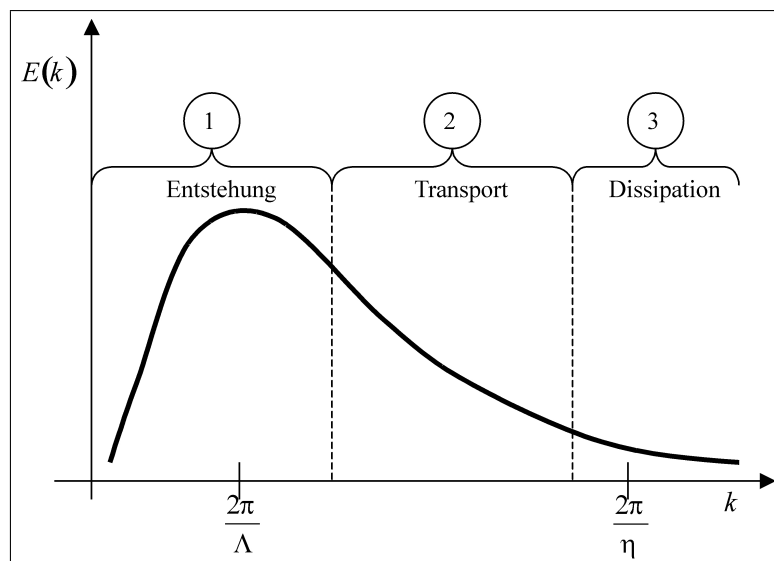


Abbildung 2.4: Typisches TKE-Spektrum im Wellenzahlenbereich. Es ist der Energiegehalt der Wirbel in Abhängigkeit zur Wellenzahl aufgetragen.

Die Abb. 2.4 zeigt die typische Form eines solchen TKE-Spektrums. Turbulente Vorgänge lassen sich nach den Modellvorstellungen in verschiedene Wellenzahlbereiche aufteilen, in denen jeweils unterschiedliche Prozesse dominieren und somit die Form des Spektrums bestimmen.

Der erste Bereich in Abb. 2.4 verdeutlicht die Entstehung der turbulenten Energie, die primär aus großen Wirbeln resultiert. Dieser Bereich umfasst die Energieanteile der langwelligen

Schwingungen und machen den Großteil der gesamten in der Strömung vorhandenen TKE aus. In diesem Wellenzahlenbereich wird der mittleren Fließbewegung kinetische Energie entzogen. Die maximale Wirbelgröße ist durch Randbedingungen, wie Wassertiefe oder Gewässerbreite bestimmt.

Es schließt sich ein Bereich kleinerer Wirbel an. Turbulente Energie kann nur durch Dissipation infolge molekularer Reibung verringert und somit in Wärme umgewandelt werden. Der zweite Bereich in Abb. 2.4 umfasst jenen Prozess, in dem die großen Wirbel in immer kleinere zerfallen (*vortex stretching*). Die turbulente Energie nimmt dabei in ihrer Summe nicht ab, da die kleinsten Strukturen dieses Bereichs immer noch so groß sind, dass die Viskosität des Fluids sie nicht bremsen kann. Daher wird dieser Bereich auch Trägheitsbereich genannt.

Der Übergang vom 2. zum 3. Bereich wird durch jene Wirbelgröße gebildet, ab der dann molekulare Kräfte die turbulente Bewegung der Teilchen bremsen. Hier wird die turbulente kinetische Energie in Wärme umgewandelt.

Die Bereiche 1 und 3 haben eigene charakteristische Wirbelgrößen. Im ersten ist es die Euler-Länge  $\Lambda$  (*Eulerian integral length scale*), die in Vegetationsfeldern etwa der Bewuchshöhe entspricht. Im Dritten spricht man von der Kolmogorov- oder auch Dissipationslänge  $\eta$  (*Kolmogorov microscale*).

## 2.2.2 TKE vegetationsbeeinflusster Strömungen

Der grundlegende Unterschied zwischen der Turbulenz in Strömungen mit und ohne Vegetation liegt in den zusätzlichen Quellen und Senken für den Impuls. Die Verteilung von Pflanzen in einem Strömungsfeld bedeutet gleichzeitig auch eine räumliche Variation der sonst homogenen mittleren Geschwindigkeit. Hier gibt die doppelte Mittelung (zeitlich und räumlich) Aufschluss über die von der Strömung zusätzlich zu verrichtenden Arbeit. Vernachlässigt man die Eigenbewegung der Pflanzen, geht man also von steifer Vegetation aus, kristallisieren sich zwei Prozesse heraus:

1. zusätzliche Produktion von turbulenter Energie:  
Die Impulsenke Formwiderstandskraft resultiert in der Energiebilanz aus einer Turbulenzquelle und ergibt somit einen zusätzlichen TKE-Produktionsterm.
2. zusätzliche Dispersion von turbulenten Spannungen:  
Der Transport von turbulenten Spannungen auf Grund räumlicher Unterschiede ihrer zeitlichen Mittelwerte resultiert ebenfalls aus dem dispersiven Transport der turbulenten Energie, die dadurch Gradienten aufweist. Nach Kaimal und Finnigan [45] entsprechen diese dispersiven Spannungen aber nur etwa 1% der tatsächlichen (räumlich und zeitlich gemittelten) turbulenten Spannungen, womit sie im betrachteten Fall vernachlässigbar klein sind.

In der Summe setzt sich die Änderung der turbulenten kinetischen Energie eines infinitesimal kleinen Kontrollvolumens entlang seiner Bahnlinie aus folgenden Bestandteilen zusammen:

- Quelle: Produktion infolge vertikaler Impulsgradienten (Shear production)
- Quelle: Produktion infolge horizontaler Impulsgradienten (Shear production)

- Quelle: Produktion infolge der Umströmung der Vegetation (Wake production)
- Quelle und Senke: Transport infolge Druckschwankungen (Pressure transport)
- Quelle und Senke: Transport infolge turbulenter Schwankungen (Turbulent transport)
- Senke: lokale Dissipationsrate der TKE (Dissipation)

Die in Klammern geschriebenen englischen Bezeichnungen finden sich in Abb. 2.5 wieder. Hier ist die vertikale Verteilung der einzelnen Terme von Kaimal und Finnigan [45] graphisch dargestellt. Der Term „Pressure transport“ ist dort nicht zu finden, weil dieser noch nicht exakt gemessen wurde und bisher nur aus der Bilanz aller anderen Terme ermittelt werden konnte. Kaimal und Finnigan [45] nehmen an, dass dieser Term dem turbulenten Transport proportional ist, aber ein entgegengesetztes Vorzeichen hat.

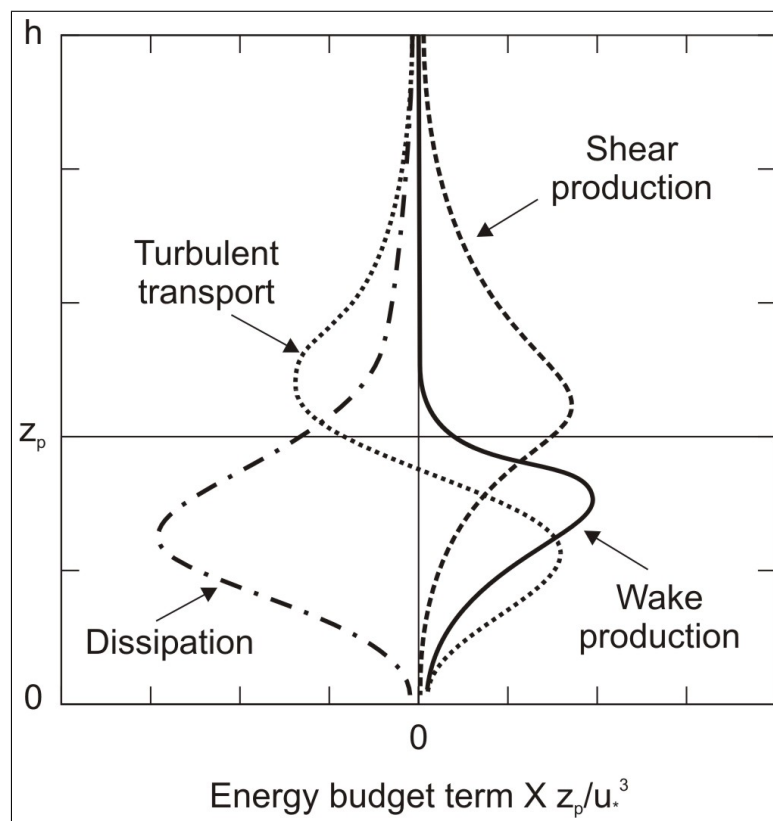


Abbildung 2.5: Die vertikale Verteilung der einzelnen Anteile der turbulenten kinetischen Energie (Kaimal und Finnigan [45]).

Es ist ersichtlich, dass der **Produktionsterm**, wie zu erwarten, sein Maximum kurz über der Bewuchshöhe hat. Dort liegt die größte Scherung des Geschwindigkeitsfeldes vor. Die zusätzliche Turbulenz aus der Umströmung der Pflanzen (**wake production**) hat ihr lokales Maximum im oberen Drittel der Vegetationsschicht. Dies wird mit der allgemeinen Physiologie der am meisten untersuchten Pflanzen in Zusammenhang gebracht. So wachsen die Blätter bzw. Äste und Zweige erst im oberen Teil der Pflanze und erzeugen dadurch eine Vielzahl sich überlagernder Nachlaufströmungen, während die unteren Pflanzenteile häufig vergleichsweise homogen sind. Der **turbulente Transport** hat zwei lokale Maxima im betrachteten Bereich. Zum einen ist der TKE Transport über dem Bewuchsfeld negativ, wobei ein Maximum direkt über den Pflanzen

erkennbar ist. Hier wird TKE durch ihren eigenen Mechanismus (die Geschwindigkeitsschwankungen) in andere Regionen transportiert, was den Export der turbulenten kinetischen Energie in die Vegetationsschicht verdeutlicht. Dort ist der gleiche Term durchgehend positiv mit einem Maximum in Schichtmitte. In diese Zone wird somit TKE importiert. Da sowohl die Scherspannungen als auch die TKE-Produktion in dieser Schicht sehr klein sind, werden weniger lokale Turbulenzen durch die Nachlaufströmung erzeugt als von außen in den Bewuchs hinein getragen. Die **Dissipation** der TKE findet überwiegend im Vegetationsfeld statt (Kaimal und Finnigan [45]).

### **Wirkung der vegetationsbeeinflussten Turbulenz**

Vegetation wirkt in der Strömung als Widerstand und verändert den Energiehaushalt dahingehend, dass mehr mittlere kinetische Energie in turbulente kinetische Energie (TKE) umgewandelt wird. Dies hat neben der Veränderung der Hydrodynamik auch einen Einfluss auf den Transport von Feststoffen mit der Strömung. Zum einen wird der Boden durch die Vegetation geschützt. Der Transport von Geschiebe ist hier geringer, da kleinere Schubspannungen am Boden angreifen als ohne Bewuchs. Durch die reduzierte Strömungsgeschwindigkeit sinkt Material aus der Wassersäule schneller zu Boden. Dem wirkt die erhöhte Turbulenz entgegen. Feines Sediment wird aufgewühlt oder gelangt aus der Wassersäule trotz des Sinkens nicht oder nur kurz zum Boden. Die Erkenntnisse über den Einfluss dieser und anderer bettbildender Prozesse auf die Morphodynamik eines Oberflächengewässers werden im nächsten Abschnitt zusammengefasst.

## **2.3 Einfluss der Vegetation auf den Sedimenttransport**

Um die morphodynamischen Prozesse vegetationsbeeinflusster Strömungen untersuchen zu können, ist ein grundlegendes Verständnis für den Sedimenttransport notwendig. Im Zusammenhang mit dieser Arbeit werden zwei Transportarten unterschieden:

1. Geschiebetransport am Gewässerboden
2. Schwebstofftransport in der Wassersäule

Die Analyse der Auswirkung der Vegetation auf die Bodenevolution des Gewässers bildet eine zusätzliche Herausforderung. In ihr resultiert nicht nur die hydrodynamische Energiebilanz, sondern auch die Eigenschaften des Bodenkörpers. Er nimmt die Bewegungsenergie des fließenden Wassers auf und hält mit Spannungen und Umlagerungen der Energiebilanz des Gesamtsystems das Gleichgewicht.

Im Rahmen dieser Arbeit wird der Einfluss der durch die Vegetation veränderten Hydrodynamik auf die zwei genannten Transportprozesse untersucht. Dabei liegt der Schwerpunkt auch hier auf der Weiterentwicklung eines tiefengemittelten Modells.

### **2.3.1 Einfluss der Vegetation auf den Geschiebetransport**

Geschiebetransport wird jener Prozess genannt, bei dem Sediment in der Grenzschicht Wasser-Boden an der Oberfläche des überströmten Bettes von A nach B transferiert wird. Dabei hängt

die je Zeitabschnitt bewegte Menge Sediment, die Transportrate, direkt mit der Transportkapazität des fließenden Wassers zusammen. Steht genügend Material am Gewässerboden zur Verfügung, stimmen beide Werte überein. Wieviel Sediment durch das Wasser bewegt wird, ist von der Kraft abhängig, die der Wasserkörper auf den Boden überträgt. Diese wird als effektive Bodenschubspannung berechnet und steht dem Widerstand des Bodenmaterials gegenüber. Überschreitet sie diesen, wird Sediment transportiert. Die Schwelle dieses Bewegungsbeginns gibt die kritische Schubspannung, die Shieldspannung, an. Sie wird durch einen Parameter beschrieben, der das Maß der Stabilität eines einzelnen Kornes im Gefüge vieler wiedergibt (Malcherek [69]).

Befindet sich Vegetation in der Grenzschicht Wasser-Boden, verringert sich die effektive Bodenschubspannung nachweislich. Die Vermutung, dass auch der Bewegungsbeginn durch die Wurzeln der Pflanzen im Bodenkörper verändert wird, liegt nahe, bleibt aber in dieser Arbeit unberücksichtigt.

### **Einfluss der Vegetation auf die Bodenschubspannung**

Der grundlegende Einfluss der Vegetation auf die Hydrodynamik ist, wie erläutert, die Reduktion der mittleren Strömungsgeschwindigkeit über dem Boden. Hieraus resultiert die Abnahme der effektiv wirkenden Bodenschubspannung, womit wiederum eine Verringerung der Transportkapazität verbunden ist. Schon aus diesem Grund ist die tatsächliche Transportrate in Bewuchsfeldern kleiner als in bewuchsfreien Strömungsgebieten. Der Hauptanteil des Geschiebetransports findet somit im unbewachsenen Fließquerschnitt statt. Im Vegetationsfeld selbst kann er vernachlässigt werden.

Kitamura et al. [47] untersuchen den Einfluss des Anteils der Vegetation an einem Fließquerschnitt. Ist die Breite der Bewuchszone im Verhältnis zum Gesamtquerschnitt schmal, sind die Effekte auf die Transportkapazität im freien Querschnitt, z.B. im Flussschlauch, marginal. Mit zunehmender Breite des Vegetationsfeldes nimmt dann auch die Transportkapazität im Flussschlauch zu, weil sich der Durchfluss auf Grund des geringeren Widerstands dort konzentriert. Kitamura et al. finden aber weiter heraus, dass bei sehr großem Bewuchsanteil die Fähigkeit des Wassers zum Transport des Geschiebes auch im Flussschlauch wieder abnimmt, obwohl Wasserstand und Fließgeschwindigkeit dort weiter zunehmen. Dies wird mit der Abnahme der wirksamen Bodenschubspannung erklärt.

Daraus folgt gerade für Binnenflüsse mit einer Auenlandschaft, dass Vegetationsfelder zunächst eine erhöhte Sohlschubspannung im bewuchsfreien Querschnitt verursachen. Wird eine kritische Breite der Vegetationszone überschritten, verringert sich die Schubspannung im Flussschlauch wieder. Dies hängt vermutlich damit zusammen, dass irgendwann der Effekt der Wasserstandserhöhung überwiegt. Auch wenn die Fließgeschwindigkeit im Flussschlauch weiter beschleunigt wird, steht doch dem vertikalen Impulsabbau eine größere Wegstrecke, nämlich die deutliche höhere Wassertiefe, zur Verfügung. Die Beschleunigung reicht also nicht aus, um sie bis an den Boden weiter zu geben.

In weiteren Experimenten von Baptist [4] reduzierten sich die Bodenschubspannungen im Pflanzenfeld um etwa 80%. Dabei wurden künstliche Aquariumpflanzen in einem Sandbett bei gleichbleibendem Wasserstand mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten überströmt. Die Menge des transportierten Materials mit und ohne Vegetation unterschied sich allerdings nicht. Baptist begründet dies mit dem erhöhten Turbulenzgrad, welcher in der Strömung mit Vegetation etwa 4-mal höher war als ohne. Baptist schlussfolgert daraus, dass der Sedimenttransport im



Vegetationsfeld hauptsächlich in Suspension passiert.

Jordanova und James [44] untersuchten experimentell den Sedimenttransport durch überströmte Vegetation. Diese wurde durch Draht von 5 mm Durchmesser modelliert. Als Bodenmaterial wählten sie Sand mit einem mittleren Durchmesser von 0.45 mm, der über die gesamte Rinne verteilt und zusätzlich durch ein Fließband oberhalb des Vegetationsfelds über die gesamte Rinnebreite kontinuierlich zugegeben wurde. Die Transportrate ermittelten sie durch Wägung des am Ende des Laborkanals aufgefangenen Materials. Alle Experimente wurden solange durchgeführt, bis die zugegebene Menge Sand mit der gemessenen Transportrate identisch war. Das sich so einstellende Gleichgewichtssohlgefälle war ein Ergebnis dieser Experimente.

Die Auswertungen ergaben, dass sich bei konstantem Durchfluss und zunehmender Sedimentzufuhr steilere Bodengradienten ausbildeten, was mit einer Verringerung der Wassertiefe einherging.

Bei konstanter Sedimentzufuhr, aber steigendem Durchfluss, nahm der Wasserstand zu und die Sohlneigung bis zu einem minimalen Gradienten ab. Eine weitere Erhöhung des Durchflusses hatte keine Sohländerung mehr zur Folge. Dies lässt darauf schließen, dass ab einer bestimmten Wassertiefe der zusätzliche Fließwiderstand nur aus der Umströmung der Vegetation resultiert. Die Bodenschubspannung bleibt konstant.

Jordanova und James [44] schlussfolgerten, dass auch der Geschiebetransport in der Vegetationszone eines Fließquerschnitts mit zunehmendem Durchfluss irgendwann einen Maximalwert erreicht und dann unverändert bleibt.

### **Auswirkungen auf die Bodenevolution**

Geschiebe wird durch die abrupte Verringerung der Transportkapazität hauptsächlich vor dem Bewuchs abgelagert. An der Kante, an der die Strömung in das Vegetationsfeld hinein strömt, erhöht sich somit der Boden durch das deponierte Sediment. Neben und hinter dem Bewuchs beschleunigt die Strömung. Damit erhöht sich die Transportkapazität. Um diese zu befriedigen, wird das fehlende Material außerhalb des Vegetationsfeldes verstärkt bewegt, was seitliche Erosionszonen zur Folge hat. Auch hinter einem umströmten Bewuchsfeld wird Sediment erodiert.

Die eigentliche Bettbildung wird in natürlichen Gewässern häufig von Transportköpern abgelagert. Hierzu wurde von Baptist ein weiterer wichtiger Effekt beobachtet: Die Entstehung typischer Bettstrukturen blieb mit Vegetation aus. Wurden die Pflanzen entfernt, bildeten sich wieder Riffel und Dünen.

### 2.3.2 Einfluss der Vegetation auf den Schwebstofftransport

Bei der Berechnung des Schwebstofftransports geht es primär darum

1. die Verteilung der Sedimentkonzentration in der Wassersäule,
2. die Depositionsrate und
3. die Erosionsrate

zu berechnen. Erstere wird durch die Advektions-Diffusionsgleichung beschrieben:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \underbrace{-u \frac{\partial C}{\partial x} - v \frac{\partial C}{\partial y} - w \frac{\partial C}{\partial z}}_{\text{Advektion}} \underbrace{-w_c \frac{\partial C}{\partial z}}_{\text{Sinken}} + \underbrace{\frac{\partial}{\partial x} K \frac{\partial C}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} K \frac{\partial C}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} K \frac{\partial C}{\partial z}}_{\text{Diffusion}} \quad (2.25)$$

Die Advektion der Schwebstoffe wird anhand des Strömungsfeldes berechnet. Für den Prozess der Diffusion sind grundsätzlich zwei Mechanismen verantwortlich. Der erste ist die Brownsche Molekularbewegung. Für die hier betrachteten Schwebstoffe beträgt der molekulare Diffusionskoeffizient etwa  $10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$  und ist somit vernachlässigbar klein. Der zweite Mechanismus, der dafür sorgt, dass auch Schluffe oder Feinsande in Suspension gehen, ist die Turbulenz. Daher wird der Diffusionskoeffizient des Schwebstofftransports in numerischen Modellen der Wirbelviskosität gleichgesetzt.

Eine Alternative zur turbulenten Viskosität bildet die empirische Ermittlung des tatsächlichen Diffusionskoeffizienten. Elliot [20] führte dazu Laborversuche durch. Bei dem Experiment wurde Farbstoff in ein Zylinderfeld injiziert und dessen Konzentration über die Tiefe gemessen. Die Diffusivität variierte mit der Strömungsgeschwindigkeit, der Sohlneigung und der Wassertiefe. Elliot [20] ermittelte so Werte zwischen 3 und  $60 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ .

**Für die Sinkgeschwindigkeit** eines Partikels gibt es zahlreiche Ansätze, die jeweils unterschiedliche Prozesse, wie Flockenbildung und -zerfall, behindertes Absinken oder die Schwebstoffkonzentration an sich berücksichtigen. Am häufigsten findet die Berechnung der Stokeschen Sinkgeschwindigkeit Anwendung:

$$w_c = \frac{g}{18\nu} \frac{\rho_s - \rho}{\rho} d^2 \quad (2.26)$$

Da diese Formel für laminare Kornreynoldszahlen entwickelt wurde, empfiehlt Malcherek [70] ab Sedimenten mit Korngrößen über  $0.1 \text{ mm}$ , die Schwebstoffdichte von  $\rho_s = 2650 \text{ kg/m}^3$  vorausgesetzt, die Berechnung der Sinkgeschwindigkeit nach Oseen:

$$w_c = \sqrt{\frac{1}{18} \frac{w_c d^2}{\left(\nu + \frac{3}{16} w_c d\right)} \frac{\rho_s - \rho}{\rho} g} \quad (2.27)$$

Mit diesen Informationen wird die Konzentration des suspendierten Materials an jedem Ort und zu jeder Zeit berechnet. Da sich das Integral der Schwebstoffkonzentration über die Tiefe

ändern kann, müssen zusätzlich Quellen und Senken existieren. Im Rahmen dieser Arbeit wird dazu der Einfluss des Gewässerbodens berücksichtigt. Hier finden Sedimentation und Erosion statt. Zusätzlich gibt es gerade in vegetationsbeeinflussten Strömungen noch Grenzflächen in der Wassersäule, die Schwebstoffe aufnehmen und wieder abgeben können und so den suspendierten Transport partikulären Materials erheblich beeinflussen. Nach Abschätzungen von Elliot [20] kann Vegetation die Deposition der Schwebstoffe um 10% gegenüber vegetationsfreien Strömungsverhältnissen erhöhen.

Im hier betrachteten Modell gelangt das Sediment nur über den Boden in die und aus der Wassersäule. Zur Beschreibung dessen wurde das Konzept des Erosions- und Depositionsflusses entwickelt.

**Der Erosionsfluss** gibt an, wieviel Bodenmaterial einer überströmten Grundfläche in einer bestimmten Zeit in die Wassersäule gelangt. Er hat daher die Einheit  $kg/(m^2 s)$  und hängt ähnlich wie beim Geschiebetransport davon ab, welche Kraft auf welches Bodenmaterial wirkt. Auch hier beginnt die Bewegung erst ab einer kritischen Schubspannung, die in vielen Fällen der Shieldsspannung gleichgesetzt wird. Ab welcher Sohlschubspannung Bodenmaterial tatsächlich erodiert und in Suspension transportiert wird, hängt jedoch nicht nur von der Korngröße ab. Dies wird unter anderem auch vom Konsolidierungsgrad des Gewässerbodens bestimmt, womit die Shieldsspannung tendenziell zu kleine Werte für den Erosionsbeginn liefert.

Nach Malcherek [68] haben sich zwei empirische Formeln zur Berechnung des Erosionsflusses durchsetzen können. Zum einen wird sie nach Partheniades [81] berechnet:

$$\Phi_{ero} = \begin{cases} M_{ero} \left( \frac{\tau_B}{\tau_{c,e}} - 1 \right), & \text{wenn } \tau_B \geq \tau_{c,e} \\ 0, & \text{wenn } \tau_B < \tau_{c,e} \end{cases} \quad (2.28)$$

Zum anderen findet der Erosionsfluss nach Parchure und Mehta [84] Anwendung:

$$\Phi_{ero} = \begin{cases} \Phi_0 e^{\alpha(\tau_B - \tau_{c,e})^n}, & \text{wenn } \tau_B \geq \tau_{c,e} \\ 0, & \text{wenn } \tau_B < \tau_{c,e} \end{cases} \quad (2.29)$$

Malcherek [70] gibt weiter zu bedenken, dass den genannten Erosionsfunktionen die Abhängigkeit sowohl vom Korndurchmesser als auch vom Porenwassergehalt fehlt.

**Der Depositionsfluss** gibt die Konzentrationssenke des Schwebstoffs in der Wassersäule an und wird folgendermaßen berechnet:

$$\Phi_{dep} = w_c C_B \quad (2.30)$$

James [42] wichtet den Depositionsfluss zusätzlich mit einem Faktor  $p$ , wobei  $p$  die Wahrscheinlichkeit angibt, mit der ein Partikel, das den Boden erreicht, auch liegen bleibt und somit nicht mehr weitertransportiert wird. Engelund und Fredsoe [21] definieren die Wahrscheinlichkeit als eine Abhängige von der relativen Sedimentdichte  $(\rho_s - \rho)/\rho$ , der Korngröße, der kritischen und der effektiven Sohlschubspannung.

Da man in Oberflächengewässern davon ausgehen kann, dass sich nahezu die gesamte Schwebstoffmenge im unteren Drittel der Wassersäule befindet, wird die bodennahe Schwebstoffkonzentration  $C_B$  der sogenannten Referenzkonzentration gleichgesetzt. Diese wiederum gibt an, bei welchem Schwebstoffgehalt in der Bilanz kein Austausch mehr mit dem Boden stattfindet. Bei einem parabolischen Verlauf der Wirbelviskosität (logarithmisches Geschwindigkeitsprofil) stellt sich das sogenannte Rouseprofil der Schwebstoffkonzentration über die Wassertiefe ein (Malcherek [68]):

$$C(z) = C_0 \left( \frac{h-z}{z} \frac{z_0}{h-z_0} \right)^{-\frac{w_c S_c}{\kappa u_*}} \quad (2.31)$$

Zur Berechnung der Referenzkonzentration gibt es zahlreiche empirische Formeln, von denen in Malcherek [70] eine umfassende Zusammenstellung zu finden ist.

Eine umfangreiche Arbeit zum Einfluss der Vegetation auf den Schwebstofftransport stammt von Sharpe und James [98]. Sie untersuchten das Depositionsverhalten suspendierten Materials in vegetationsbeeinflussten Strömungen. Dabei wurden zwei unterschiedliche Versuche A und B durchgeführt. In der A-Serie messen sie den longitudinalen, in der Serie B den transversalen Transport von Schwebstoffen.

**Bei der Versuchsreihe A** wurde der Boden eines 10 m langen und 40 cm breiten Laborkanals vollständig mit Holzstäben von 1 cm Durchmesser besetzt. Am Anfang des so modellierten Vegetationsfeldes wurde der Strömung jede Sekunde 1.73 g eines Korngemisches mit einem mittleren Durchmesser von 0.18 mm zugegeben. Die Sieblinie des Korngemisches teilten sie mittels Siebung in 6 Fraktionen auf. Über das gesamte Feld waren Sedimentfallen so angebracht, dass Sharpe und James durch Wägung des aufgefangenen Materials in der Lage waren, ein Massenprofil längs des Kanals zu erstellen.

In Abb. 2.6 (links) sind die Ergebnisse für die Versuchsreihe A schematisch dargestellt. Sie zeigen eine charakteristische Form mit der größten Deposition kurz hinter der Stelle, an der das Sediment zugeführt wird. Danach verringert sich die Depositionsmenge überproportional. Sharpe and James schlussfolgern, dass der erste Peak aus der konzentrierten Sedimentzufuhr an einem Punkt der Rinne resultiert.

Im oberen Diagramm ist der Einfluss der Korngröße zu sehen. Je kleiner der Korndurchmesser, desto weiter wird das Sediment in die Vegetationszone transportiert. Dies hängt nach Sharpe und James mit der abnehmenden Sinkgeschwindigkeit zusammen, denn je kleiner der Durchmesser, desto kleiner ist auch die Sinkgeschwindigkeit und somit bei gleicher Diffusivität auch die Aufenthaltsdauer in der Wassersäule.

Das mittlere Diagramm zeigt die Abhängigkeit der Depositionsmenge vom Durchfluss. Die mittlere Fließgeschwindigkeit war hier bei allen Versuchen nahezu gleich. Das Maximum der Depositionsmenge verschob sich mit zunehmendem Durchfluss weiter in das Vegetationsfeld. Außerdem wurde das Sediment über eine längere Fließstrecke verteilt. Sharpe und James erklären dies durch den längeren vertikalen Weg auf Grund des höheren Wasserstands und der erhöhten turbulenten Intensität, was mit einer höheren Diffusivität gleichzusetzen ist.

Der Einfluss der Vegetationsdichte ist im untersten Diagramm der Abb. 2.6 (links) dargestellt. Da die Fließgeschwindigkeit bei zunehmender Bewuchsdichte überproportional abnimmt (die Wassertiefe wurde weitgehend konstant gehalten), hat dies das schnellere Absinken der Sedimente zur Folge. Dieser Effekt wirkt nur bis zu einer bestimmten Anzahl Vegetationselemente

je  $m^2$ . Erhöht man die Bewuchsdichte weiter, ändert sich das Depositionsverhalten der Schwebstoffe kaum noch.

**Bei der Versuchsreihe B** wurde nur die halbe Breite (38 cm) eines 15 m langen Kanals mit Holzstäben bestückt. Die Sedimentzufuhr von 1.73 g/l des gleichen Korngemisches fand ebenfalls am Anfang des Kanals, aber nur auf der freien Hälfte statt. Die Sedimentfallen wurden jetzt quer zur Kanallängsachse angeordnet, so dass transversale Depositionsprofile erstellt werden konnten. Dabei wurden zwei Messorte, 5 m und 6 m hinter der Sedimentzufuhr, gewählt.

Die qualitativen Ergebnisse der Messungen sind in den Diagrammen der Abb. 2.6 (rechts) zu sehen.

Im oberen Diagramm sind wiederum die Depositionsmengen in Abhängigkeit von der Korngröße aufgetragen. Das Maximum befindet sich im Vegetationsfeld kurz hinter der Trennschicht zum freien Querschnitt. Die sedimentierte Menge nimmt dann mit zunehmendem Abstand vom Vegetationsrand überproportional ab. Dieser Effekt ist umso stärker, je größer der Korndurchmesser ist. Diese Verteilung deponierten Schwebstoffs resultiert unter anderem aus der transversalen Diffusion, die einen horizontalen Gradienten senkrecht zu dieser Trennschicht aufweist.

Die Wassertiefe hat ebenfalls Auswirkungen auf die Verteilung des sedimentierten Materials quer zur Rinnenlängsachse. Wie im mittleren Diagramm der Abb. 2.6 (rechts) zu sehen, nehmen die Depositionsmengen im Vegetationsfeld mit der Fließtiefe zu. Die Schwebstoffe werden wegen des längeren Absinkweges weiter in die Bewuchszone hineingetragen. Eine Wasserspiegelerhöhung wurde durch einen größeren Abfluss erreicht. Damit steigen auch die Strömungsgeschwindigkeiten im freien Querschnitt, was wiederum die Turbulenz und damit auch die Diffusivität verstärkt.

Einen ähnlichen Effekt hat die Erhöhung der Vegetationsdichte, dargestellt im unteren Diagramm. Auch hier wird durch zusätzliche Holzstäbe der Geschwindigkeitsgradient zwischen freier und bewachsener Zone verstärkt. Damit erhöhen sich ebenfalls Wirbelviskosität und Diffusivität der passiven Schwebstoffe.

## 2.4 Zusammenfassung

Aus dieser Literaturstudie geht hervor, dass es der Praxis heute an einem anwendbaren Modell fehlt, das sowohl den Einfluss der Vegetation auf die Hydrodynamik als auch auf die Morphodynamik richtig abbildet. Es wird gegenwärtig so verfahren, dass zur richtigen Berechnung von Fließtiefe und Strömungsgeschwindigkeit bzw. Durchfluss der Rauheitsbeiwert erhöht wird. Dies ist bei der reinen Ermittlung von Wasserständen, die z.B. zur Hochwasservorhersage benötigt werden, eine adäquate Vorgehensweise. Es kann bei erheblichen Umlagerungen im Gewässerquerschnitt, was bei extremen Abflüssen nicht selten der Fall ist, aber schon zu Fehlern führen. Wie die hydrodynamischen Phänomene von durch- und überstömter Vegetation zu berücksichtigen sind, ist mittlerweile bekannt, und wird zukünftig sicher in den gängigen hydrodynamisch-numerischen Modellen implementiert.

Eine Kopplung hydro- und morphodynamischer Berechnungen von vegetationsbeeinflussten Gewässersystemen findet in der heutigen Praxis tatsächlich nicht statt. Zwar existieren wissenschaftliche Arbeiten, die sich eben dieser Problematik annehmen, praktisch aber offensichtlich keine Bedeutung haben, weil sie auf Grund eines enormen wirtschaftlichen und wissenschaftlichen Aufwands zu ihrer Betreuung nicht verwendet werden können.

Was primär fehlt, ist ein Ausdruck, der trotz erhöhter Fließverluste die tatsächlich reduzierte Sohlschubspannung berechnet.

Das mittlere Geschwindigkeitsprofil liefert alle notwendigen Informationen zum Abbau des Impulses bis zum Boden. Dies ist der wissenschaftliche Leitgedanke der vorliegenden Arbeit.

Im folgenden Kapitel ist die analytische Herleitung einer Bodenschubspannungsformel für vegetationsbeeinflusste Strömungen beschrieben.

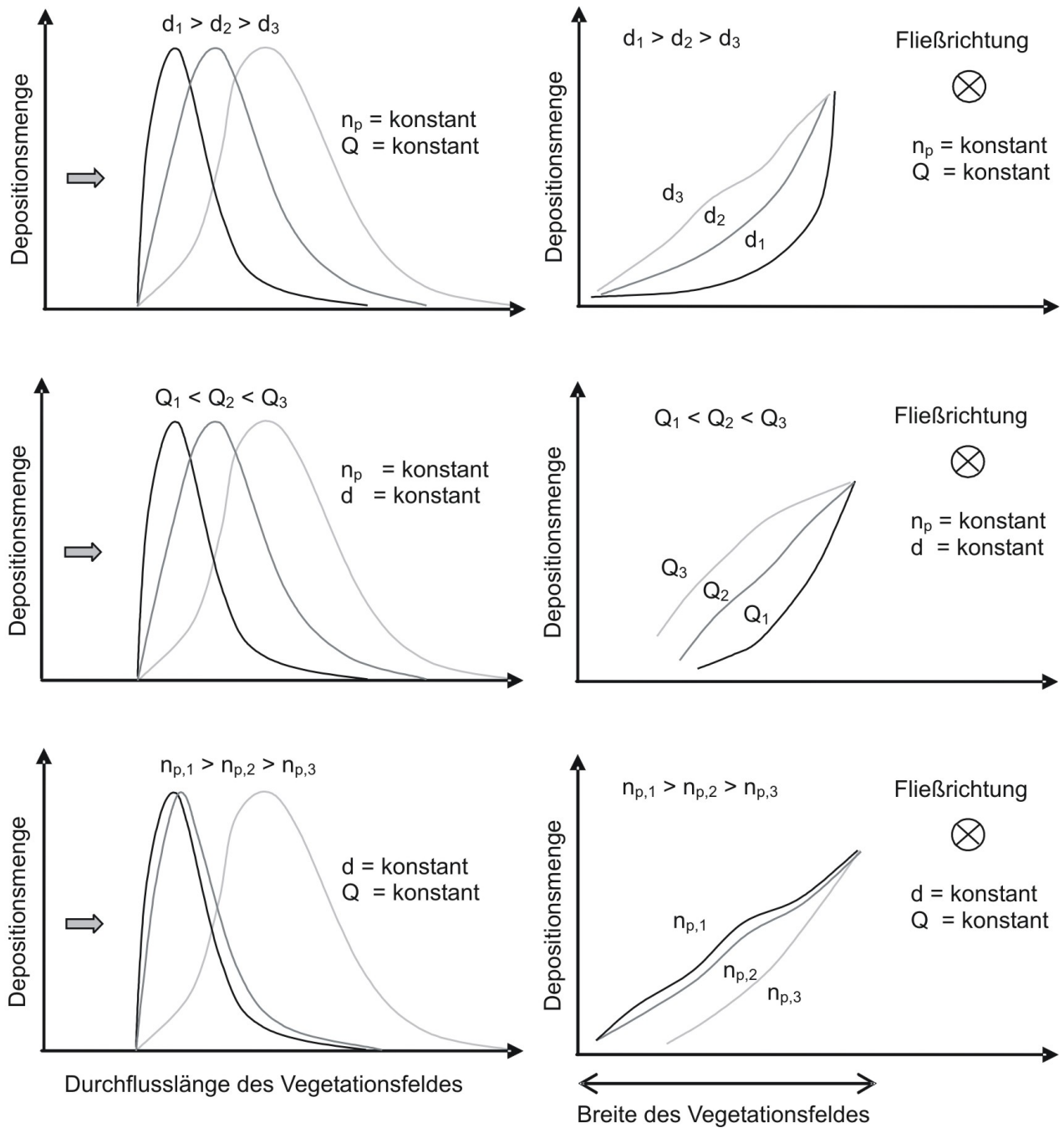


Abbildung 2.6: Longitudinale (links) und transversale (rechts) Depositionsmengen nach Sharpe und James [98], *oben*: Einfluss der Korngröße bei konstanter Vegetationsdichte und konstantem Durchfluss, *mitte*: Einfluss des Durchflusses bei konstanter Vegetationsdichte und konstanter Korngröße, *unten*: Einfluss der Bewuchsdichte bei konstantem Durchfluss und einer konstanten Korngröße.

# Kapitel 3

## Die Bodenschubspannung in Vegetationsfeldern

Wie schon im letzten Kapitel beschrieben, werden durch das Profil der mittleren Strömung alle zur Energiebilanz relevanten Strömungsprozesse wiedergegeben. Aus diesem Grund basieren die zu einer tiefenintegrierten Berechnung zusätzlich notwendigen Modelle und Gesetze (Bodenschubspannung, Turbulenz, Dispersion, etc.) auf dem vertikalen Geschwindigkeitsprofil. Der Fokus des folgenden Kapitels liegt darauf, eine möglichst realitätsnahe Abbildung der mittleren Strömungsgeschwindigkeit zu finden, auf deren Basis dann eine Formel zur Berechnung der Bodenschubspannung hergeleitet werden kann.

### 3.1 Das Geschwindigkeitsprofil in Bodennähe

Zunächst wird die bodennahe Grenzschicht getrennt von der vegetationsbeeinflussten Strömung betrachtet. Für die Strömungsschicht direkt über dem Boden wird das klassische logarithmische Geschwindigkeitsprofil angenommen:

$$u_b(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left( \frac{z}{z_0} \right) \quad (3.1)$$

Hier bezeichnen  $u_*$  und  $z_0$  die Sohlschubspannungsgeschwindigkeit und den Nullpunkt der logarithmischen Funktion. Die Karman-Konstante  $\kappa$  hat bei Vorliegen dieser Grenzschichtströmung den Wert 0.41. Die Gültigkeit dieses Profils wird bei vollständig entwickelter Durch- bzw. Umströmung der Pflanzen auf den bodennahen Bereich etwa bis zur Höhe der äquivalenten Sandrauheit  $k_s$  begrenzt. Wie die Verteilung des mittleren Geschwindigkeitsfeldes nahe dem Boden tatsächlich aussieht, ist nicht bekannt. Anstelle dieser logarithmischen Funktion könnte ebenso gut ein lineares oder quadratisches Profil vorliegen. Es dient in diesem Fall als Annahme und kann substituiert werden, wenn es notwendig ist.

### 3.2 Das Geschwindigkeitsprofil in und über der Vegetation

Zur Entwicklung des vegetationsbeeinflussten Strömungsprofils werden die Erfahrungen mit den Ergebnissen aus Carollo et al. [10] berücksichtigt. Sie kamen, wie bereits erwähnt, bei der



Herleitung des Geschwindigkeitsprofils auf den *arctan*. Dieser beschreibt die S-Form des Profils sehr gut. Nachteil der Funktion ist jedoch, dass sie gegen  $\pm\infty$  konvergiert. Somit lassen sich ihre Grenzen, die durch die Strömungsgeschwindigkeit an der Wasseroberfläche und im Bewuchs gebildet werden, schlecht kontrollieren, so dass durchaus negative Werte im durchströmten Bewuchs berechnet werden können.

Dieses Problem kann man durch Verwendung des Hyperbeltangens umgehen. Der Graph hat ebenfalls die gewünschte S-Form und zusätzlich den Vorteil, dass seine Funktionswerte zwischen -1 und +1 liegen, womit sie verhältnismäßig leicht durch Verschiebung und Dehnung/Stauchung des Graphen an vorherrschende Strömungsgeschwindigkeiten angepasst werden können.

Mit der in der Strömungsdynamik üblichen Darstellung der  $z$ -Achse als Vertikale und der Funktionsachse senkrecht dazu in der horizontalen, lassen sich die Funktionswerte des Hyperbeltangens durch Addition von +1 nach rechts verschieben. Damit können sie minimal den Wert Null annehmen.

Um den Graphen in der Vertikalen der  $z$ -Achse nach oben in Richtung Wasseroberfläche zu verschieben, muss der Variablen  $z$  ein Wert abgezogen werden. Die Differenz entspricht genau der Vegetationshöhe  $z_p$ . Diese Vorgehensweise ist mit der des adaptierten Geschwindigkeitsprofils in Abschnitt 2.1.2 identisch. Weiter wird die Variable mit  $h$  skaliert, um eine dimensionslose Größe zu erhalten. Damit ergibt sich das Argument zu  $(z - z_p)/h$ .

Die horizontale Verschiebung des Graphen wird durch Addition des Parameters  $a_0$  erreicht. Ein Faktor  $a_1$  dient der Dehnung oder Stauchung des Profils. Das Argument wird zusätzlich mit  $a_2$  multipliziert, um die Steigung um den Wendepunkt variieren zu können.

Es ergibt sich bei Anwendung vorgenannter Überlegungen für die Strömung im und über dem Bewuchs folgender mathematischer Ausdruck:

$$u_p(z) = a_0 + a_1 \cdot \left[ 1 + \tanh \left( a_2 \cdot \frac{z - z_p}{h} \right) \right] \quad (3.2)$$

Die Parameter  $a_0$ ,  $a_1$  und  $a_2$  werden im Folgenden interpretiert und durch physikalische Größen ersetzt.

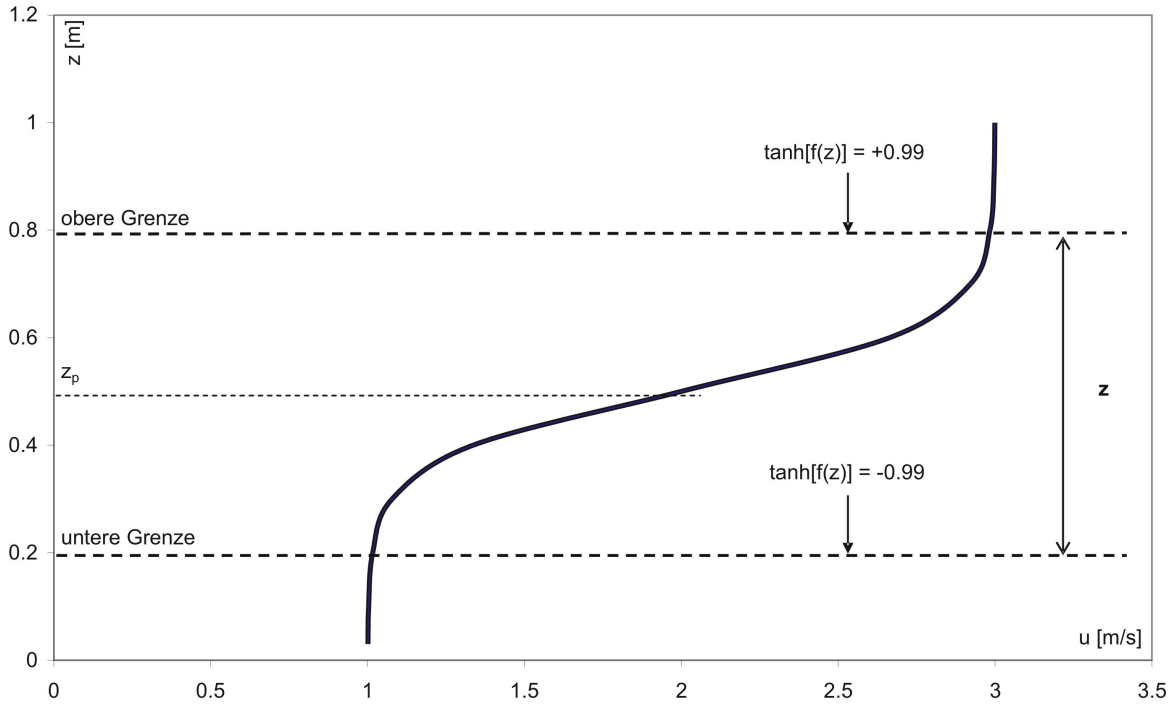
**Definition der Trennschicht** Zum weiteren Vorgehen muss kurz die Bedeutung der Zone II (siehe Abb. 2.1) erläutert werden. Sie wird im Folgenden Trennschicht genannt.

Mit Trennschicht ist der Übergang vom Pflanzenfeld in die freie Wassersäule gemeint. Hier hat das vertikale Profil der mittleren Strömungsgeschwindigkeit die größten Gradienten. Mathematisch bedeutet dies, dass der Hyperbeltangens deutlich von seinen Asymptoten (+1 und -1) entfernt ist. Zur exakten Bestimmung muss es ein Maß geben, das beschreibt, was „deutlich entfernt“ bedeutet.

Es wird nun festgelegt, dass die Trennschicht dann beginnt bzw. endet, wenn der Hyperbeltangens den Wert -0.99 (untere Grenze) bzw. +0.99 (obere Grenze) erreicht. Wichtig hierbei ist, dass nur der Hyperbeltangens und nicht die gesamte Funktion gemeint ist.

Die Differenz beider Höhenangaben ist die Trennschichtdicke  $\Delta z$ . In Abb. 3.1 sind die Bezeichnungen an einem Beispielprofil dargestellt.

Für das Argument des Hyperbeltangens ergibt sich:


 Abbildung 3.1: Definition der Trennschicht mit  $f(z) = a_2 \frac{z - z_p}{h}$ 

$$\begin{aligned} \tanh\left(a_2 \frac{z_1 - z_p}{h}\right) &= -0.99 \\ a_2 \frac{z_1 - z_p}{h} &\approx -2.65 \\ a_2 \frac{-0.5 \Delta z}{h} &= -2.65 \end{aligned}$$

Wird diese Gleichung nach  $a_2$  umgestellt, erhält man:

$$a_2 = \frac{5.30 h}{\Delta z} \quad (3.3)$$

Die Trennschichtdicke wird praktischerweise als Anteil der Wassersäule angegeben. In Carollo et al. [10] wurden, wie bereits beschrieben, zahlreiche Geschwindigkeitsprofile über echten Grasmatten gemessen. Sie kamen zu dem Ergebnis, dass die Trennschichtdicke in allen Messungen immer dem gleichen Anteil der Wassersäule von ca. 15% entspricht. Damit wäre  $\Delta z$  unabhängig von den hydraulischen Größen Durchfluss und Sohlgefälle. Die physikalischen Zusammenhänge zwischen Trennschichtdicke und Bewuchsart, -dichte, -flexibilität usw. müssen für die gewünschte Einzelpflanze oder Pflanzengemeinschaften individuell erforscht werden.

Das Geschwindigkeitsprofil im Bewuchs (Gleichung 3.2) kann nun unter Verwendung von Gleichung 3.3 folgendermaßen geschrieben werden:

$$\begin{aligned}
 u_p(z) &= a_0 + a_1 \cdot \left[ 1 + \tanh \left( \frac{5.30 h}{\Delta z} \cdot \frac{z - z_p}{h} \right) \right] \\
 &= a_0 + a_1 \cdot \left[ 1 + \tanh \left( 5.30 \cdot \frac{z - z_p}{\Delta z} \right) \right]
 \end{aligned} \tag{3.4}$$

Der Parameter  $a_0$  beschreibt zum einen jene Fließgeschwindigkeit, die sich unterhalb der Trennschicht einstellt.

An dieser Stelle der Herleitung wird eine zunächst unbegründete Vereinfachung vorgenommen. Es wird postuliert, dass der Parameter  $a_0$  gleich dem Parameter  $a_1$  ist. Damit verliert die Gleichung einen Freiheitsgrad und vereinfacht sich wesentlich. Ob und wenn ja welchen Einfluss diese Vorgehensweise auf die Übereinstimmung von Modell und Realität hat, wird zu prüfen sein. Es kann vorweggenommen werden, dass die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Labormessungen diese Annahme  $a_0 = a_1$  bestätigen. Ein Grund dafür konnte aber noch nicht gefunden werden. Es wird vermutet, dass es sich dabei um eine Art hydrodynamischen Gleichgewichts handelt.

Damit vereinfacht sich das Geschwindigkeitsprofil weiter und kann nun durch die folgende Gleichung beschrieben werden:

$$u_p(z) = a_1 + a_1 \cdot \left[ 1 + \tanh \left( 5.30 \cdot \frac{z - z_p}{\Delta z} \right) \right]$$

**Die Analogie zum klassischen Grenzschichtprofil** soll nun Aufschluss über die Bedeutung des Parameters  $a_1$  geben. Im Fall des durchströmten Bewuchses ist die Geschwindigkeitsverteilung dem Hyperbeltangens des Abstandes vom Boden  $z$  proportional. Dies wird bei Darstellung der Funktion nach Gleichung 3.4 in Abhängigkeit des Hyperbeltangens vom hergeleiteten Argument ( $f(z) = 5.30 \cdot \frac{z - z_p}{\Delta z}$ ) deutlich.

Wie in Abb. 3.2 zu sehen, beschreibt der Faktor  $a_1$  die Steigung der Geraden. Damit kann  $a_1$  analog der klassischen Grenzschichttheorie als der Quotient aus der Sohlschubspannungsgeschwindigkeit  $u_*$  und einer turbulenzabhängigen Größe  $\kappa_p$  definiert werden.

Der Index p soll einen quantitativen Unterschied zwischen  $\kappa_b$  und  $\kappa_p$  verdeutlichen.

Der Parameter  $\kappa$  ist allgemein ein Maß dafür, wie schnell der Impulsabbau in der Wassersäule passiert. Er gibt, bildlich gesprochen, das vertikale Wegstück vor, das für den Impulsabbau bei dem jeweiligen Geschwindigkeitsgradienten benötigt wird. Ein großer Wert für  $\kappa$  bedeutet bei gleichem Geschwindigkeitsgradienten immer, dass weniger Impuls je vertikales Wegstück abgebaut wird, womit  $u_*$  bzw. die Bodenschubspannung ebenfalls größer sind. Für das logarithmische Geschwindigkeitsprofil kommt man mit einem  $\kappa$  von etwa 0.41 auf die tatsächliche Bodenschubspannung.

Bei vegetationsbeeinflussten Strömungen muss  $\kappa$  einen sehr viel kleineren Wert annehmen als beim klassischen Grenzschichtprofil.

Ein erster Grund hierfür ist die geringere Bodenbelastung, die durch einen höheren Impulsabbau in der Wassersäule hervorgerufen wird. Blicke der Wert für  $\kappa$  unverändert, würde die gesamte Wassersäule nicht ausreichen, um in der Summe auf den Impulsverlust zu kommen.

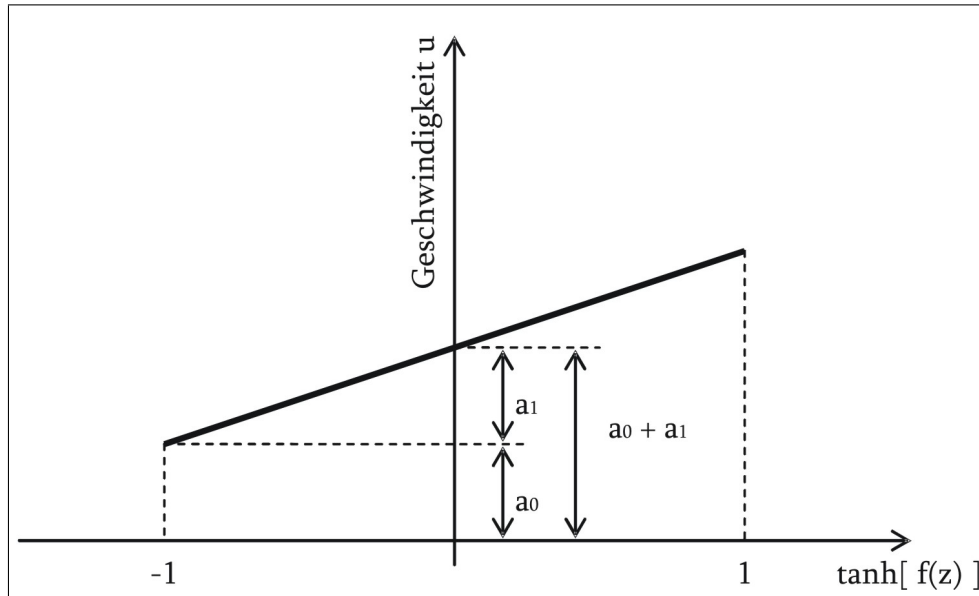


Abbildung 3.2: Vertikales Geschwindigkeitsprofil mit Vegetation in Analogie zum klassischen Grenzschichtprofil als Funktion des Hyperbeltangens aufgetragen.

Ein weiterer Grund ist die Tatsache, dass die Energieumwandlung (mittlere kinetische Energie in turbulente kinetische Energie) hauptsächlich in der Trennschicht passiert. Außerhalb dieser ist sie sehr viel geringer oder findet gar nicht statt. Somit steht zum Erreichen des gesamten Impulsverlusts nicht die ganze Wassersäule zur Verfügung. Das „vertikale Wegstück“, auf dem der Impulsabbau stattfindet (also  $\kappa$ ), muss sich im Vergleich zur klassischen Grenzschichtströmung folglich noch einmal verringern.

Der Parameter  $a_1$  kann nun durch den Quotienten  $u_*/\kappa_p$  ersetzt werden, so dass sich für das Geschwindigkeitsprofil im Bewuchs folgende Gleichung ergibt:

$$u_p(z) = \frac{u_*}{\kappa_p} + \frac{u_*}{\kappa_p} \cdot \left[ 1 + \tanh \left( 5.30 \cdot \frac{z - z_p}{\Delta z} \right) \right] \quad (3.5)$$

Die endgültige Form des Geschwindigkeitsprofils im Pflanzenfeld lautet demnach:

$$u_p(z) = \frac{u_*}{\kappa_p} \cdot \left[ 2 + \tanh \left( 5.30 \cdot \frac{z - z_p}{\Delta z} \right) \right] \quad (3.6)$$

Mit den erhaltenen Teilfunktionen (Gleichungen 3.1 und 3.6) kann nun die Geschwindigkeitsverteilung über die gesamte Wassersäule beschrieben werden.

### 3.3 Das gesamte Geschwindigkeitsprofil

Beide Profilanteile ( $u_b$  und  $u_p$ ) müssen zu einem stetigen Vertikalprofil zusammengeführt werden.

Die bodennahe Grenzschicht verliert ihren Einfluss auf die Strömung in und über der Vegetation schon bei geringem Abstand vom Boden. Wie groß dieser Abstand ist, hängt vor allem von der turbulenten Durchmischung zwischen den Pflanzen ab. Dies wiederum wird durch die Pflanzendichte und -morphologie bestimmt. Um diesem Phänomen auch formal Rechnung zu tragen, wird eine Wichtungsfunktion  $f(z)$  definiert, die einen stetigen Übergang von der einen zur anderen Strömungsschicht gewährleistet:

$$f(z) = e^{-\left[\left(\frac{z}{z_0}\right)^m - 1\right]10^{-4}} \quad \text{mit } m = c \cdot \frac{z_p}{h} \quad (3.7)$$

Diese Funktion ist für  $z$  nahe  $z_0$  kleiner oder gleich Eins. Mit zunehmendem  $z$  geht sie gegen Null. Durch die Potenz  $m$  kann gesteuert werden, wann die Funktion (quasi) Null werden soll. Wird  $c$  so gewählt, dass sich  $m = 2.4$  ergibt, ist dies bei etwa  $90z_0$  erreicht, was der dreifachen äquivalenten Sandrauheit des Bodens  $k_{s,b}$  entspricht. Die Abb. 3.3 zeigt exemplarisch Graphen der Funktion mit unterschiedlicher Potenz  $m$ .

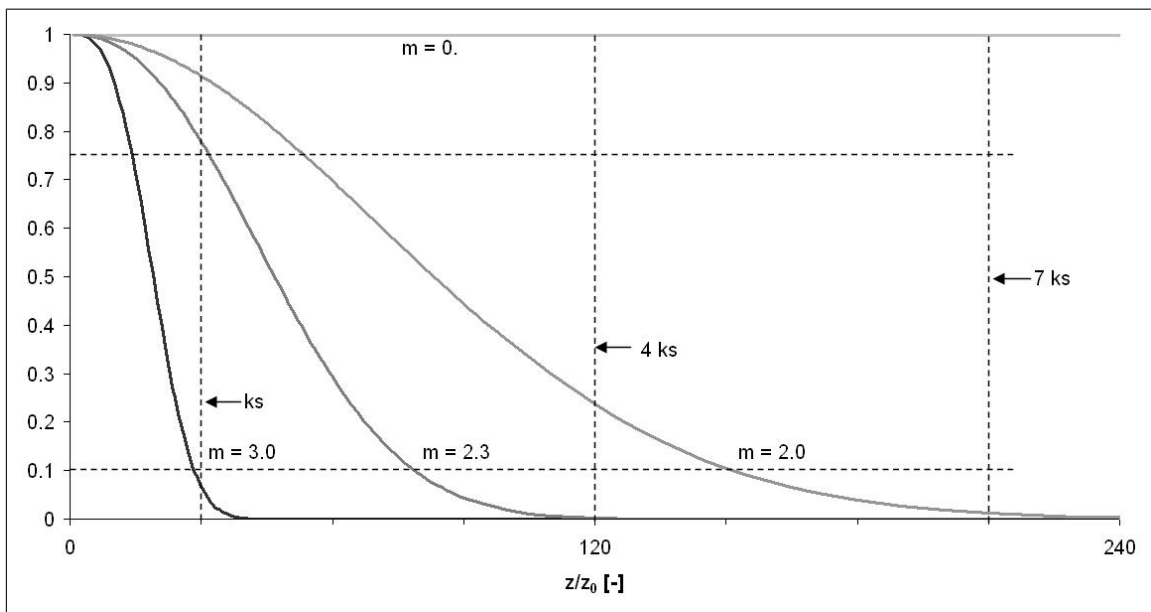


Abbildung 3.3: Dämpfungsfunktion für die bodennahe Grenzschicht

Das endgültige Geschwindigkeitsprofil wird durch Superposition der beiden Einzelprofile erreicht:

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \cdot f(z) + \frac{u_*}{\kappa_p} \left[ 2 + \tanh\left(5.30 \cdot \frac{z - z_p}{\Delta z}\right) \right] \cdot [1 - f(z)] \quad (3.8)$$

Ein zweidimensionales Modell liefert die tiefengemittelte Strömungsgeschwindigkeit. Diese kann mit Hilfe der Herleitung im folgenden Abschnitt aus dem Geschwindigkeitsprofil berechnet werden.

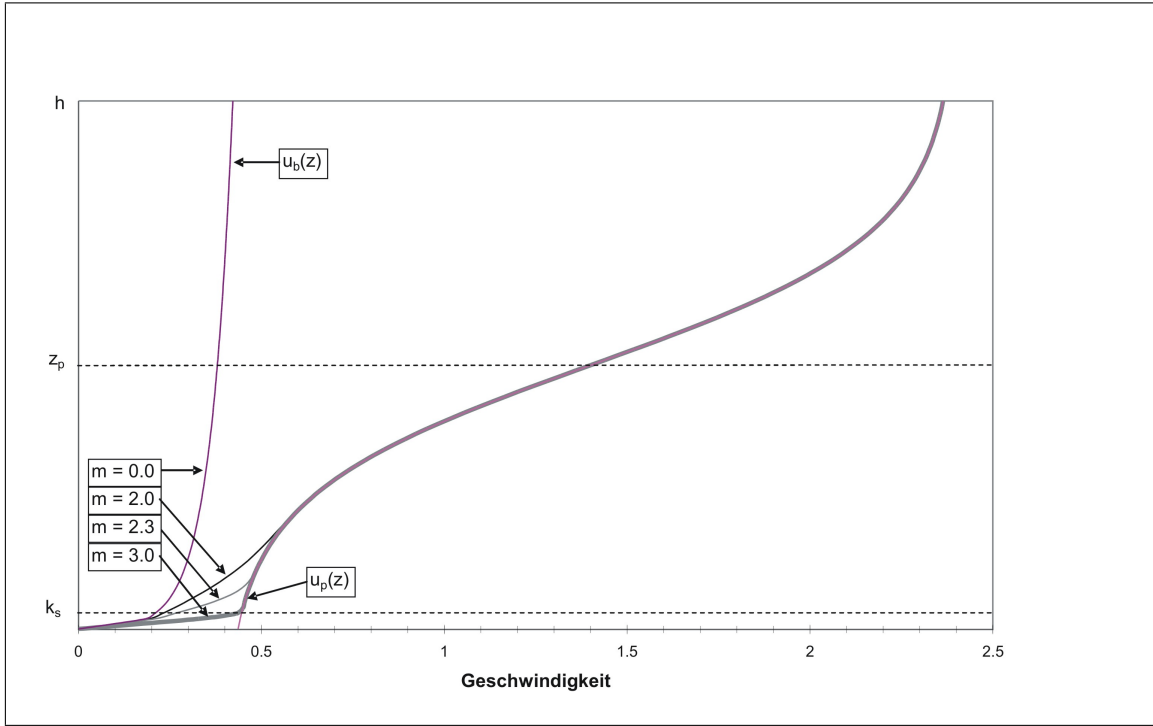


Abbildung 3.4: Exponentielles Geschwindigkeitsprofil

### 3.4 Die tiefengemittelte Geschwindigkeit

Die Tiefenintegration wird in den Grenzen  $k_s$  bis  $h$  durchgeführt und kann sich auf Grund der Tatsache, dass die bodennahe Grenzschicht nur einen marginalen Teil der Wassersäule beansprucht, auf  $u_p(z)$  beschränken. Zusätzlich wird davon ausgegangen, dass die äquivalente Sandrauheit des Bodens  $k_s$  sehr viel kleiner ist als die Wassertiefe  $h$ . Somit gilt vereinfachend  $h - k_s = h$ .

$$\begin{aligned}
 \frac{1}{h} \int_{k_s}^h u(z) dz &= \frac{1}{h} \int_{k_s}^h \frac{u_*}{\kappa_p} \left[ 2 + \tanh \left( 5.30 \cdot \frac{z - z_p}{\Delta z} \right) \right] dz \\
 &= 2 \frac{u_*}{\kappa_p} + \frac{u_*}{\kappa_p h} \int_{k_s}^h \tanh \left( 5.30 \cdot \frac{z - z_p}{\Delta z} \right) dz \\
 &= 2 \frac{u_*}{\kappa_p} + \frac{u_*}{\kappa_p h} \left\{ \frac{\Delta z}{5.30} \ln \left[ \cosh \left( 5.30 \frac{z - z_p}{\Delta z} \right) \right] \right\} \Big|_{k_s}^h
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 \bar{u} &= 2 \frac{u_*}{\kappa_p} + \frac{u_* \Delta z}{\kappa_p \cdot 5.30 \cdot h} \left\{ \ln \left[ \cosh \left( 5.30 \frac{h - z_p}{\Delta z} \right) \right] - \ln \left[ \cosh \left( 5.30 \frac{k_s - z_p}{\Delta z} \right) \right] \right\} \\
 &= \frac{u_*}{\kappa_p} \left\{ 2 + \frac{\Delta z}{5.30 h} \left\{ \ln \left[ \cosh \left( 5.30 \frac{h - z_p}{\Delta z} \right) \right] - \ln \left[ \cosh \left( 5.30 \frac{k_s - z_p}{\Delta z} \right) \right] \right\} \right\} \quad (3.9)
 \end{aligned}$$

Mit dieser Gleichung 3.9 muss es gelingen die effektive Sohlschubspannung zu berechnen. Im folgenden Abschnitt wird die Herleitung einer deterministischen Bodenschubspannungsformel in Vegetationsfeldern beschrieben.

## 3.5 Die Sohlschubspannung in Vegetationsfeldern

Das Vorhandensein von Pflanzen in der Strömung ruft einen hohen Fließverlust hervor. Um diesen im hydrodynamischen Modell auch mathematisch zu erzielen, bleibt bei allen bekannten Modellen nur die Möglichkeit, den Rauheitsbeiwert so weit zu erhöhen, bis sich der gewünschte Energieverlust einstellt. Dabei wird nur in wenigen Anwendungen eine Unterscheidung zwischen Korn- und Pflanzenrauheit getroffen. Diese Methode funktioniert solange, wie Daten zur Validierung und Kalibrierung vorhanden sind. Eine Prognose der Hydrodynamik oder auch nur des Wasserspiegelverlaufs bisher unbepflanzter Fließquerschnitte, wie sie beispielsweise bei einer Renaturierung notwendig ist, wird somit sehr schwierig sein. Hier muss der Anwender des Modells versuchen, eine Rauigkeit zu schätzen. Der Ansatz von Lindner [66] und Pasche [82] (siehe Kapitel 2.1.2) bietet dafür eine mathematische Lösung. Es bleibt aber das grundsätzliche Problem, dass sich durch die Erhöhung des Rauigkeitsbeiwerts zwangsläufig auch die Bodenschubspannung erhöht. Dies steht mit jeder Kenntnis dessen, was über die Wirkung von Pflanzen auf die Belastung des Bodens bekannt ist, im Widerspruch.

### 3.5.1 Das Newton-Taylor-Gesetz

Das Newton-Taylor-Gesetz besagt, dass die Sohlschubspannung  $\tau_B$  und damit auch die Bodenschubspannung dem Quadrat einer gewählten Geschwindigkeit direkt proportional ist. Dabei sollte die gewählte Strömungsgeschwindigkeit praktischerweise für das jeweilige Fließverhalten typisch sein. Im 2D-Modell wäre dies die tiefengemittelte Strömungsgeschwindigkeit. Es ergibt sich zunächst folgender allgemeingültiger Zusammenhang:

$$\tau_B = \rho u_*^2 = r \cdot \rho |u(z)|u(z)$$

Dabei bezeichnet  $r$  den Proportionalitätsfaktor. Im Folgenden wird analog der Herleitung der Bodenschubspannungsformel von Nikuradse in Malcherek [69] vorgegangen.

#### Der Taylorbeiwert

Substituiert man  $u(z)$  mit dem hergeleiteten Geschwindigkeitsprofil, ergibt sich für den Proportionalitätsfaktor durch Umstellen folgender Ausdruck:

$$r = \frac{u_*^2}{|u(z)|u(z)} = u_*^2 \cdot \left\{ \frac{u_*}{\kappa_p} \cdot \left[ 2 + \tanh \left( 5.30 \cdot \frac{z - z_p}{\Delta z} \right) \right] \right\}^{-2}$$

Es wird deutlich, dass  $r$  von der Höhe  $z$  abhängig ist. In einer tiefenintegrierten Simulation steht nur der lokale Mittelwert der Strömungsgeschwindigkeit als Informationsquelle für die

Berechnung der Bodenschubspannung zur Verfügung. Wird  $u(z)$  durch den tiefenintegrierten Ausdruck  $\bar{u}$  ersetzt, kann folgende Gleichung geschrieben werden:

$$r = u_*^2 \cdot \left( \frac{u_*}{\kappa_p} \right)^{-2} \left\{ 2 + \frac{\Delta z}{5.30h} \left\{ \ln \left[ \cosh \left( 5.30 \frac{h - z_p}{\Delta z} \right) \right] - \ln \left[ \cosh \left( 5.30 \frac{k_s - z_p}{\Delta z} \right) \right] \right\} \right\}^{-2}$$

$$r = \kappa_p^2 \cdot \left\{ 2 + \frac{\Delta z}{5.30h} \left\{ \ln \left[ \cosh \left( 5.30 \frac{h - z_p}{\Delta z} \right) \right] - \ln \left[ \cosh \left( 5.30 \frac{k_s - z_p}{\Delta z} \right) \right] \right\} \right\}^{-2}$$

Damit ergibt sich als Ergebnis folgender deterministischer Ausdruck zur Berechnung der Bodenschubspannung  $\tau_B$  in tiefenintegrierten hydrodynamisch-numerischen Modellen:

$$\tau_B = \frac{\rho \kappa_p^2}{\left\{ 2 + \frac{\Delta z}{5.30h} \left\{ \ln \left[ \cosh \left( 5.30 \frac{h - z_p}{\Delta z} \right) \right] - \ln \left[ \cosh \left( 5.30 \frac{k_s - z_p}{\Delta z} \right) \right] \right\} \right\}^2} \cdot |\bar{u}| \bar{u} \quad (3.10)$$

Mit der hier hergeleiteten Formel zur Berechnung der effektiven Sohlschubspannung (Gleichung 3.10) ist es möglich, das für diese Arbeit entwickelte und in Abb. 1.1 dargestellte Lösungskonzept umzusetzen.

## 3.6 Zusammenfassung

In diesem Kapitel wurde zunächst eine analytische Funktion für das vertikale Geschwindigkeitsprofil ermittelt. Auf dieser Grundlage konnte ein deterministischer Ausdruck zur Berechnung der Bodenschubspannung in Vegetationsfeldern hergeleitet werden, für dessen Berechnung zusätzlich die Vegetationshöhe  $z_p$ , die Trennschichtdicke  $\Delta z$  und ein Wert für den turbulenzabhängigen Parameter  $\kappa_p$  vorgegeben werden müssen.

Um Aussagen zur Größenordnung der genannten Variablen machen zu können, wurden Laborversuche durchgeführt. Diese werden zusammen mit den Ergebnissen für  $\Delta z$  und  $\kappa_p$  im nächsten Kapitel vorgestellt.





# Kapitel 4

## Die Messung des mittleren Geschwindigkeitsfeldes

Im vorhergehenden Kapitel wurde eine analytische Lösung zur Bestimmung des vertikalen Geschwindigkeitsprofils vegetationsbeeinflusster Strömungen hergeleitet. Da die analytische Lösung bei den Größen  $\kappa_p$  und  $\Delta z$  an ihre Grenzen stößt, wird ein empirisches Verfahren gewählt, das einen ersten Eindruck über Größenordnung und Abhängigkeiten der Parameter geben soll. Zu diesem Zweck wurden verschiedene vertikale Geschwindigkeitsprofile in einem überströmten Zylinderfeld aufgezeichnet. Um auch den gesamten Fließverlust ermitteln zu können, ist die Neigung der Wasserspiegellinie ebenfalls bestimmt worden.

### 4.1 Versuchsaufbau und Messreihen

Die Versuche wurden in einem waagerechten (Sohlneigung = 0.00 ‰) 30 m langen Laborkanal der Universität der Bundeswehr in München durchgeführt. In Kanalmitte befand sich ein 4 m langes Zylinderfeld. Aluminiumstangen mit einem Durchmesser von 1 cm und einer Länge von 19.5 cm sind in 2 cm hohe PVC-Platten gesteckt und am Boden des Kanals fixiert worden. Somit ergab sich eine feste Vegetationshöhe von 17.5 cm.

Die Abb. 4.1 zeigt den Versuchsaufbau. In der Skizze rechts neben dem Foto ist die Definition des Koordinatensystems der Rinne dargestellt. Die Zylinder waren in einem gleichmäßigen äquidistanten Gitter angeordnet. Der longitudinale Abstand der einzelnen Stäbe zueinander betrug 8 cm, der laterale 12 cm.

In der zweiten Abb. 4.2 ist die Anordnung der Messgeräte schematisch dargestellt. Alle vertikalen Geschwindigkeitsprofile wurden durch maximal 20 Messungen in folgenden Höhen ( $m$  über dem Boden) diskretisiert:

$$z = [0.0001 \ 0.002 \ 0.004 \ 0.006 \ 0.008 \ 0.010 \ 0.020 \ 0.030 \ 0.040 \ 0.050 \ 0.075 \ 0.100 \ 0.125 \ 0.150 \\ 0.175 \ 0.200 \ 0.225 \ 0.250 \ 0.275 \ 0.300]$$

Da das Messvolumen der ADV-Sonde 6 cm unterhalb der Senders liegt und der Sender vollständig im Wasser eingetaucht sein muss, lag der höchste Messpunkt 7 cm unter der Wasseroberfläche. Damit endete das gemessene Profil bei einem Wasserstand von 30 cm beispielsweise auf einer Höhe von 22.5 cm. Das Profil wurde in diesem Fall durch 28 statt durch 30 Punkte diskretisiert.

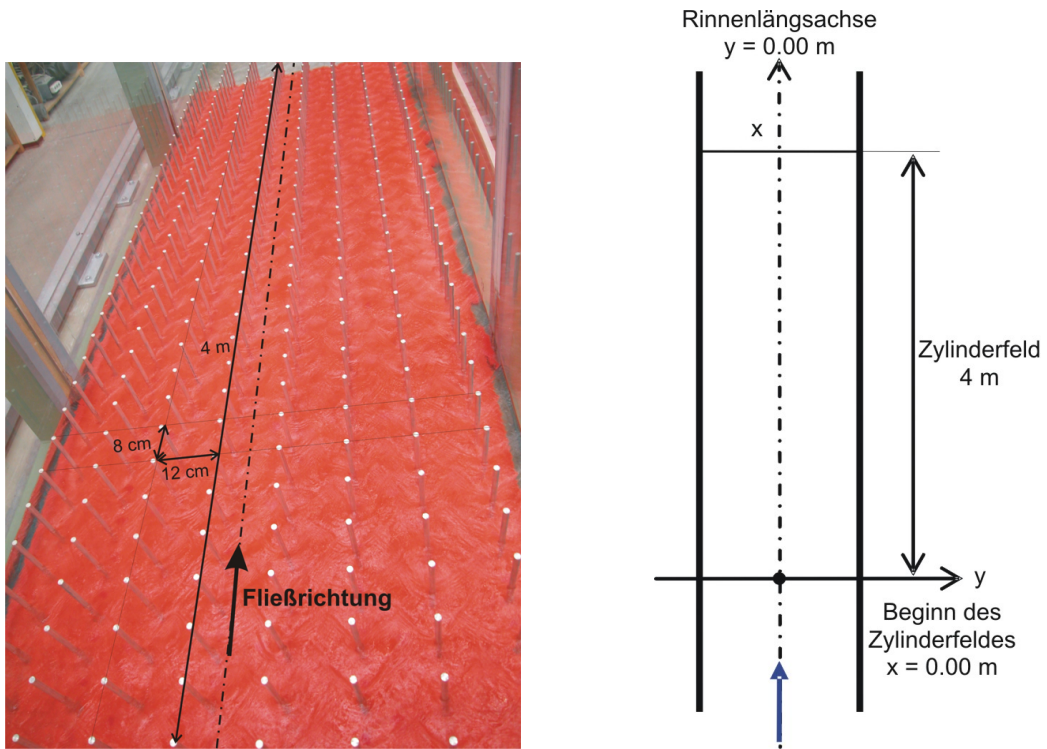


Abbildung 4.1: links: Die Anordnung der Zylinder im Laborkanal. Der blaue Pfeil auf der x-Achse kennzeichnet die Fließrichtung. rechts: das Koordinatensystem der Rinne

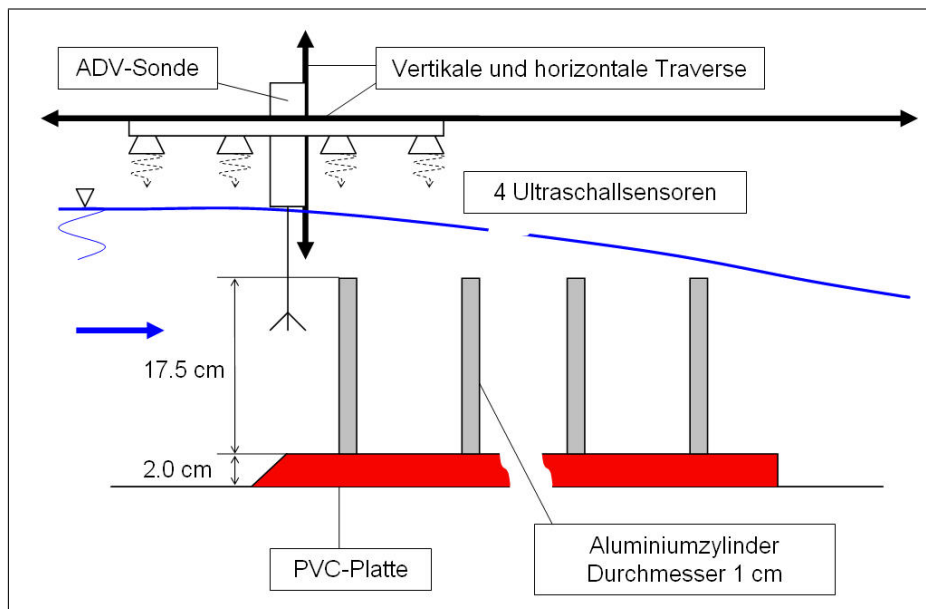


Abbildung 4.2: Schematische Darstellung des Versuchsaufbaus - Die vertikalen Geschwindigkeitsprofile wurden mit einer ADV-Sonde, der Wasserstand mit Ultraschallsensoren aufgezeichnet.

Das vertikale Geschwindigkeitsprofil wurde entlang der Rinnenlängsachse an sieben Positionen im Abstand von 48 cm (0.48 m, 0.96 m, 1.44 m, 1.92 m, 2.40 m, 2.88 m und 3.36 m vom Beginn des Zylinderfeldes) gemessen. An jeder dieser x-Positionen sind drei Profile aufgezeichnet worden: zum einen direkt auf der Rinnenlängsachse und zum anderen versetzt dazu in der Zylinderreihe. Die einzelnen Profilpositionen sind in Abb. 4.3 schematisch dargestellt. Es wurden sieben Versuchsläufe mit jeweils unterschiedlichen Q-h-Kombinationen durchgeführt. Der Index A deutet darauf hin, dass diese Werte am Anfang des Zylinderfeldes, also bei x = 0 gemessen wurden. Die unterschiedlichen Werte für die Randbedingungen sind in Tabelle 4.1 zusammengefasst. Die Reynoldszahl wurde dabei folgendermaßen berechnet:

$$Re_A = \frac{u_A d_{hy}}{\nu} \quad \text{mit} \quad d_{hy} = \frac{h_A}{2 h_A + 1 m}$$

Versuchslauf	Durchfluss	Fließgeschwindigkeit	Wasserstand	Reynoldszahl
	Q [l/s]	$u_A$ [m/s]	$h_A$ [m]	$Re_A$ [-]
v1_10_30	30	0.10	0.30	$1.9 \cdot 10^4$
v1_10_50	50	0.10	0.50	$2.5 \cdot 10^4$
v1_30_30	90	0.30	0.30	$5.6 \cdot 10^4$
v1_40_40	160	0.40	0.40	$8.9 \cdot 10^4$
v1_40_50	200	0.40	0.50	$1.0 \cdot 10^5$
v1_70_40	280	0.70	0.40	$1.6 \cdot 10^5$
v1_70_50	350	0.70	0.50	$1.8 \cdot 10^5$

Tabelle 4.1: Q-h-Kombinationen der Versuchsläufe

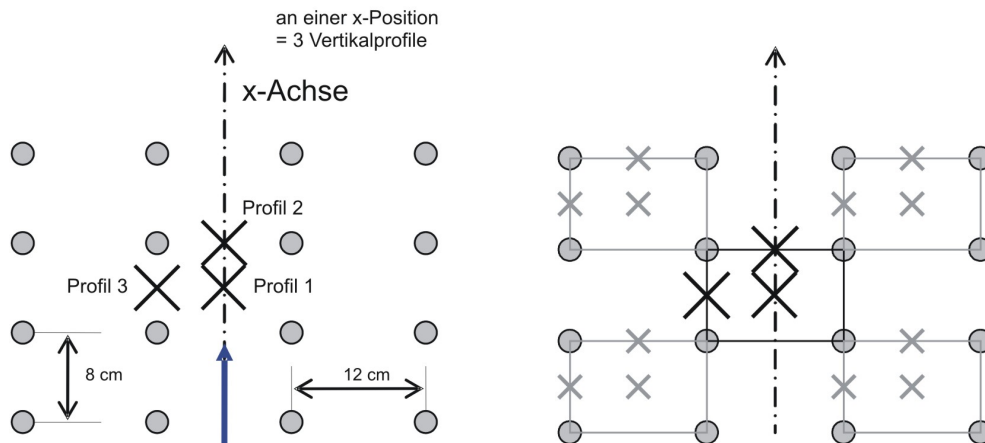


Abbildung 4.3: Anordnung der Messpunkte für die Ermittlung des vertikalen Geschwindigkeitsprofils. Die Lage der Positionen sind auf der linken Seite zu sehen. Sie wurden so angeordnet, dass ein repräsentativer Teil des gesamten Zylinderfeldes wiedergegeben wird. Dies macht die rechte Darstellung deutlich. (Der blaue Pfeil auf der x-Achse kennzeichnet die Fließrichtung.)

Durch die geschickte Wahl der Messpositionen konnte auch eine räumliche Mittelung der Profile durchgeführt werden. Die Auswertung der Daten ergab, dass die Länge des modellierten Ve-

getationsfeldes zu kurz gewählt wurde. Das Geschwindigkeitsfeld konnte sich nicht vollständig entwickeln. Aus diesem Grund fand eine getrennte Betrachtung aller gemessenen Profile statt.

Der Wasserstand wurde durch ein Wehr am Ende des Kanals so geregelt, dass sich die gewünschte Wassertiefe bei Beginn des Zylinderfeldes im Koordinatenursprung der Rinne einstellte.

## 4.2 Darstellung der Ergebnisse

Im Folgenden werden die Ergebnisse der gemessenen Geschwindigkeitsprofile und Wasserspiegellinien vorgestellt. Die Darstellung der reinen Messergebnisse wird durch die Ermittlung der Sohlschubspannungsgeschwindigkeit  $u_*$  und der Trennschichtdicke  $\Delta z$  ergänzt. Zusätzlich wird aus den Versuchen die Größenordnung für  $\kappa_p$  bestimmt. Da  $u_*$  das direkte Maß für die Sohlschubspannung ist, kommt diesem Wert eine besondere Bedeutung zu. Die Sohlschubspannungsgeschwindigkeit lässt sich durch verschiedene Methoden bestimmen. Im Rahmen dieser Arbeit wurden zwei Verfahren angewendet und deren Lösungen miteinander verglichen.

### 4.2.1 Das vertikale Geschwindigkeitsprofil

Wie in Abb. 4.4 dargestellt, ist die bodennahe logarithmische Funktion vom Hyperbeltangens getrennt berechnet worden. Für die Ermittlung von  $u_*$  wurde so die folgende Funktion durch Variation des Parameters  $A$  bestmöglich an die vier untersten Profilpunkte (schwarze Punkte in Abb. 4.4) angepasst:

$$u(z) = A \ln \frac{z}{z_0} \quad (4.1)$$

Der Faktor  $A$  entspricht dem Quotienten  $u_*/\kappa_b$ , wobei der Index  $b$  hier für *Boden* oder *bottom* steht und  $\kappa_b = 0.41$  ist. Der Wert für  $z_0$  wurde nach Malcherek 2001 durch Umrechnen des  $k_s$ -Wertes der PVC-Platten (0.15 mm) berechnet ( $z_0 = 0.033 k_s$ ).

An die darüber liegenden gemessenen Profilpunkte (schwarze Quadrate in Abb. 4.4) wurde die folgende Funktion angepasst:

$$u_p(z) = A + B \cdot \left[ 1 + \tanh \left( C \cdot \frac{z - z_p}{h} \right) \right] \quad (4.2)$$

Dafür wurden  $A$ ,  $B$  und  $C$  variiert. Nach der Annahme aus Kapitel 3 und der hergeleiteten Gleichung 3.5 ergibt sich, dass  $A = B = u_* / \kappa_p$  und  $C = 5.30 h / \Delta z$  bedeuten.

Die Abb. 4.5 zeigt die vertikalen Geschwindigkeitsprofile der ersten Messreihe ( $Q = 30 \text{ l/s}$  und  $h = 30 \text{ cm}$ ) an den sieben Positionen entlang der Rinnenlängsachse. Die dargestellten Punkte entsprechen den Mittelwerten der gemessenen Zeitreihen.

Es ist ein deutlicher Unterschied in der Ausprägung der Profile zu sehen. Dabei hat die Position der entsprechenden Messreihe den größten Einfluss. Die Profile an Position eins und zwei sind zueinander sehr ähnlich. Sie entwickeln sich entlang der Längsachsachse mit zunehmender Länge in das Zylinderfeld hinein. Während sie anfangs nur geringe Gradienten aufweisen, können sie am Ende des Zylinderfeldes sehr gut durch die hergeleitete Funktion (Gleichung 3.8)

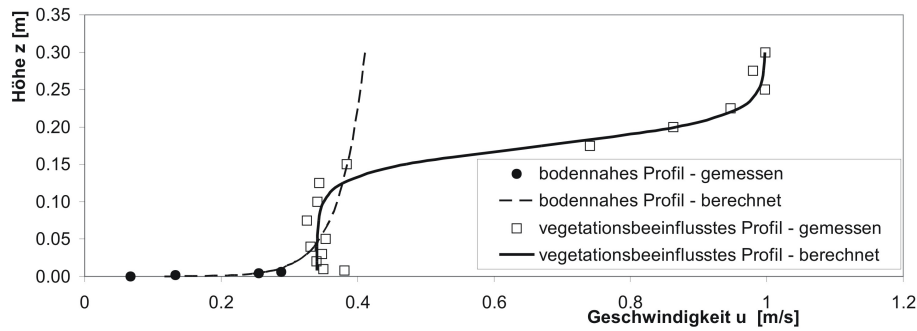


Abbildung 4.4: Zusammensetzung des approximierten Geschwindigkeitsprofils - An die unteren vier Messwerte (schwarze Punkte) wurde das logarithmische Geschwindigkeitsprofil, an die darüberliegenden (schwarze Quadrate) der Hyperbeltangens angepasst.

wiedergegeben werden. Es gibt eine Ausnahme. Besonders bei Profilposition eins ist im unteren Teil des durchströmten Zylinderfeldes eine dezidierte Rückströmung zu erkennen. Dies kann mit Ablösungen kohärenter Strukturen (Hufeisenwirbel) am Fuß der Zylinder zusammenhängen.

Die in schwarz dargestellten Profile (Position drei) sind im Schatten der umströmten Elemente gemessen. Hier findet über die Fließlänge durch das Zylinderfeld keine signifikante Änderung der Form des Geschwindigkeitsprofils statt. Sie sind von Beginn an voll ausgebildet. Die Strömungsgeschwindigkeit zwischen den Zylindern ist deutlich kleiner als an den Profilpositionen eins und zwei. Da die maximale Fließgeschwindigkeit an der Wasseroberfläche an allen Positionen nahezu gleich ist, muss der Durchfluss zwischen den Zylinderreihen größer sein. Die Anpassung aller drei Profile entlang der Fließstrecke zeigt, dass erst die turbulente Durchmischung für einen Impulsausgleich quer zur Strömungsrichtung sorgt.

Um tatsächlich gleiche Profile an allen Messpositionen zu erhalten, muss die Fließstrecke von 4 m für einen solchen Laborversuch länger gewählt werden.

In den Diagrammen der Abb. 4.5 ist zusätzlich zu jedem gemessenen Profil eine durchgezogene Linie abgebildet. Sie gibt die am besten angepasste Funktion nach Gleichung 3.8 wieder, und wurde mit der Methode der kleinsten Fehlerquadrate zu den Messwerten ermittelt.

In Abb. 4.6 sind wiederum die Geschwindigkeitsprofile der ersten Versuchsreihe ( $Q = 30 \text{ l/s}$  und  $h = 0.30 \text{ m}$ ) über die Rinnenlängsachse aufgetragen. Hier soll die Entwicklung des Profils entlang des Zylinderfeldes verdeutlicht werden. Darüber ist als zusätzliche Information der Verlauf der Wasserspiegellinie überhöht dargestellt. Für die Vertikalprofile wurde der waagerechte Abstand der Gitternetzlinien mit  $5 \text{ cm/s}$  gewählt. Der senkrechte Abstand beträgt für die Geschwindigkeiten  $5 \text{ cm}$  (Primärachse) und für den Wasserstand  $2 \text{ mm}$  (Sekundärachse). Es soll in dieser Abbildung aber originär um die Form der Profile gehen.

Deutlich sichtbar ist, dass sich das Geschwindigkeitsprofil an den Positionen eins und zwei noch bis an das Ende des Zylinderfeldes verändert. Die vollentwickelte Strömung ist hier noch nicht erreicht. An der Profilposition drei stellt sich vergleichsweise schnell ein stabiles wiederkehrendes Vertikalprofil ein. Hier kann davon ausgegangen werden, dass sich die Strömung nicht weiter verändert.

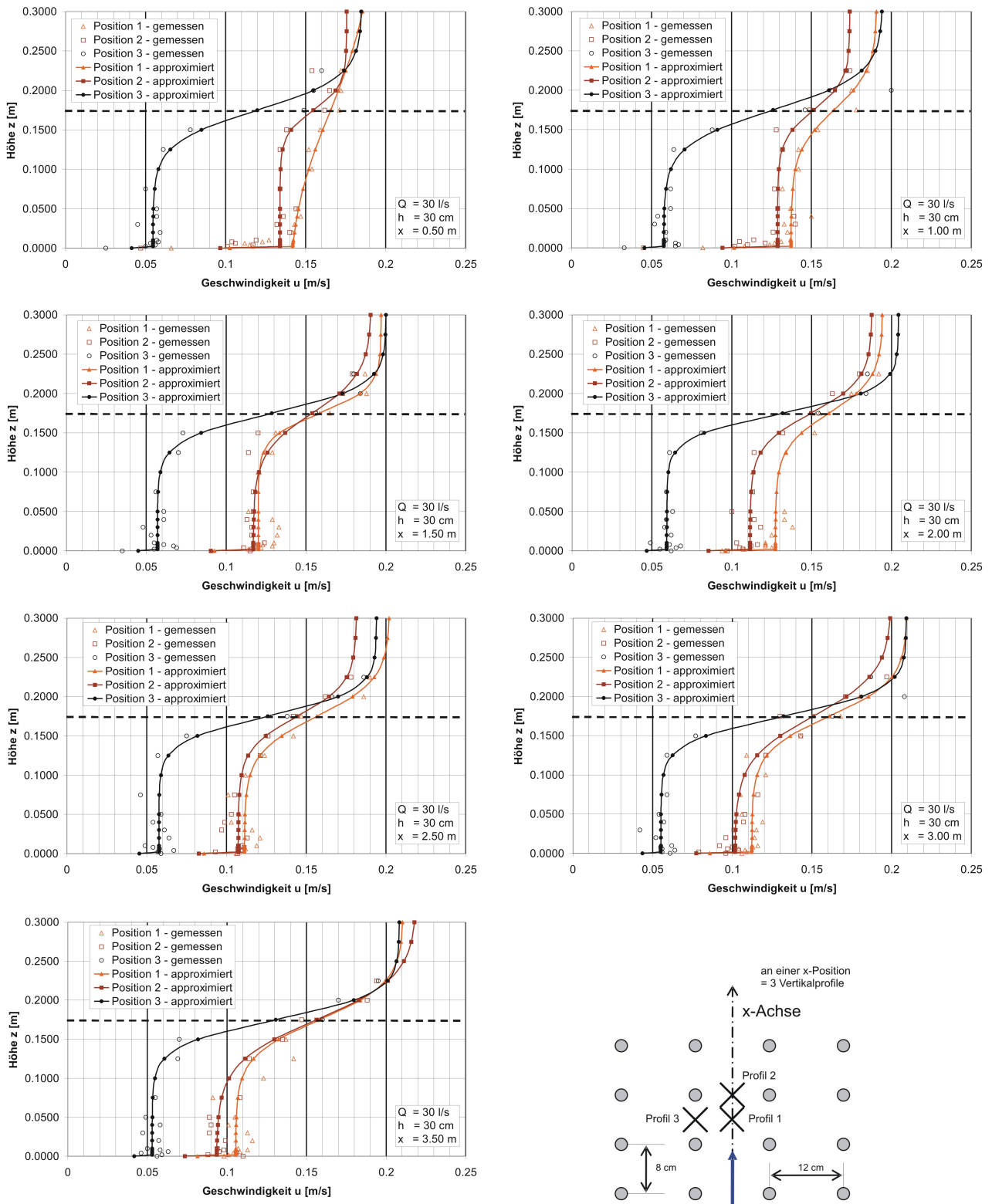


Abbildung 4.5: Geschwindigkeitsmessung - Dargestellt sind die Messwerte und die daran angepassten Geschwindigkeitsprofile. Der x-Wert gibt jeweils den Abstand vom Beginn des Zylinderfeldes an.

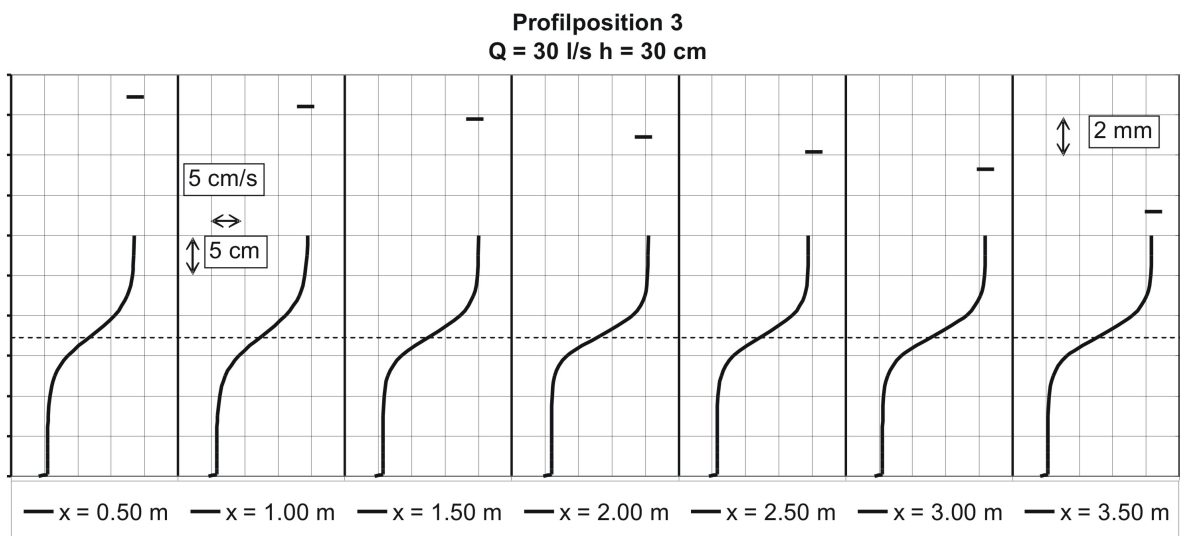
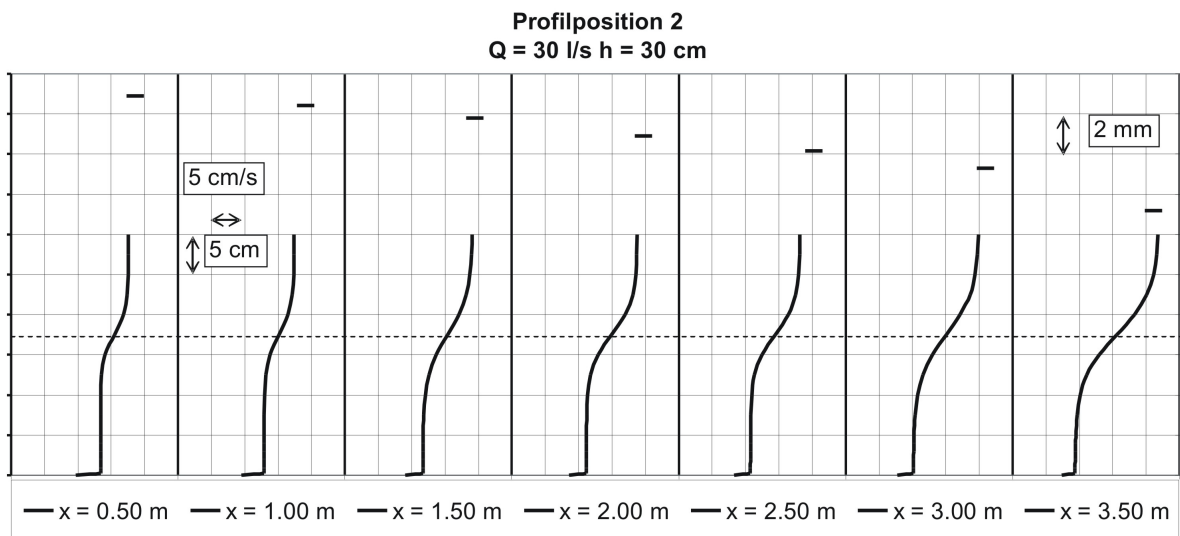
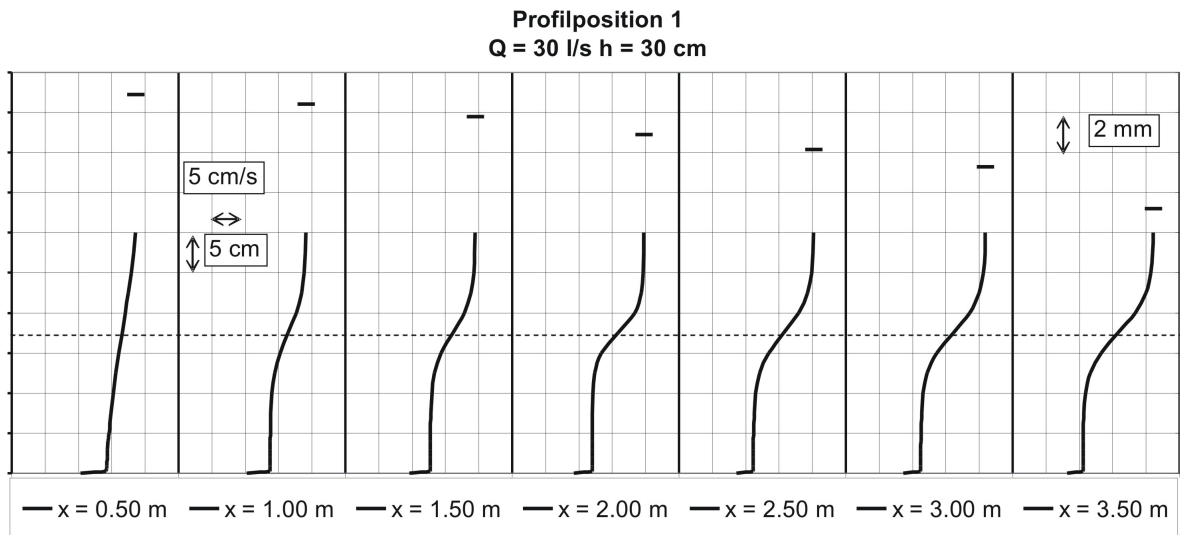


Abbildung 4.6: Geschwindigkeitsmessung für den ersten Versuchslauf - Dargestellt sind die approximierten Geschwindigkeitsprofile entlang der Rinnenlängsachse. Die Zylinder enden auf einer Höhe von  $17.5\text{ cm}$  an der gestrichelten Linie.



### 4.2.2 Die Sohlschubspannungsgeschwindigkeit $u_*$

Wie im vorhergehenden Abschnitt erwähnt, wird  $u_*$  durch Anwendung des logarithmischen Geschwindigkeitsprofils für die bodennahe Schicht ermittelt. Da dies nur eine Annahme und der tatsächliche Verlauf in absoluter Bodennähe unbekannt ist, wird die Sohlschubspannungsgeschwindigkeit zusätzlich durch eine zweite Methode bestimmt. Hierzu diente die zeitlich hoch aufgelöste ADV-Messung. Anhand der gemessenen turbulenten Geschwindigkeitsschwankungen lässt sich der Wert für  $u_*$  folgendermaßen berechnen:

$$u_* = \frac{\sqrt{|u'w'|_{z_1}} + \sqrt{|u'w'|_{z_2}} + \sqrt{|u'w'|_{z_3}} + \sqrt{|u'w'|_{z_4}}}{4}$$

Der endgültige Wert für die Sohlschubspannungsgeschwindigkeit ergibt sich als arithmetisches Mittel der an den vier untersten Profilverpunkten ( $z_1 = 0.1 \text{ mm}$ ,  $z_1 = 2 \text{ mm}$ ,  $z_1 = 4 \text{ mm}$  und  $z_1 = 6 \text{ mm}$ ) berechneten Korrelationen. Dies sind die gleichen Profilverpunkte, an die das logarithmische Geschwindigkeitsprofil angepasst wurde.

Die Abb. 4.7 zeigt den Vergleich der drei ermittelten Sohlschubspannungsgeschwindigkeiten. Mit einem Kreuz sind die Werte gekennzeichnet, die über das logarithmische Geschwindigkeitsprofil ermittelt wurden. Ergebnisse aus den turbulenten Schwankungen sind durch Dreiecke dargestellt. Geht man davon aus, dass dies so etwas wie eine direkte Ermittlung der äquivalenten Sohlschubspannung ist, wird deutlich, dass das logarithmische Geschwindigkeitsprofil den bodennahen Gradienten mit zunehmender Reynoldszahl deutlich überschätzt.

Die aus der hergeleiteten Gleichung 3.10 berechneten äquivalenten Geschwindigkeiten sind durch graue Punkte gekennzeichnet. An dieser Stelle wird angenommen, dass sich für  $\kappa_p$  der Wert 0.05 ergibt. Grundsätzlich liegen die berechneten Schubspannungen im Bereich der Werte, die auch durch die turbulenten Schwankungen ermittelt wurden. Eine Ausnahme bildet der 4. Versuchslauf ( $Q = 160 \text{ l/s}$  und  $h = 0.40 \text{ m}$ ). Hier werden sehr viel kleinere Bodenbelastungen gemessen als berechnet. Da diese auch im Vergleich mit den anderen Messreihen zu klein erscheinen, ist davon auszugehen, dass es sich in Bodennähe um fehlerhafte Messungen handelt.

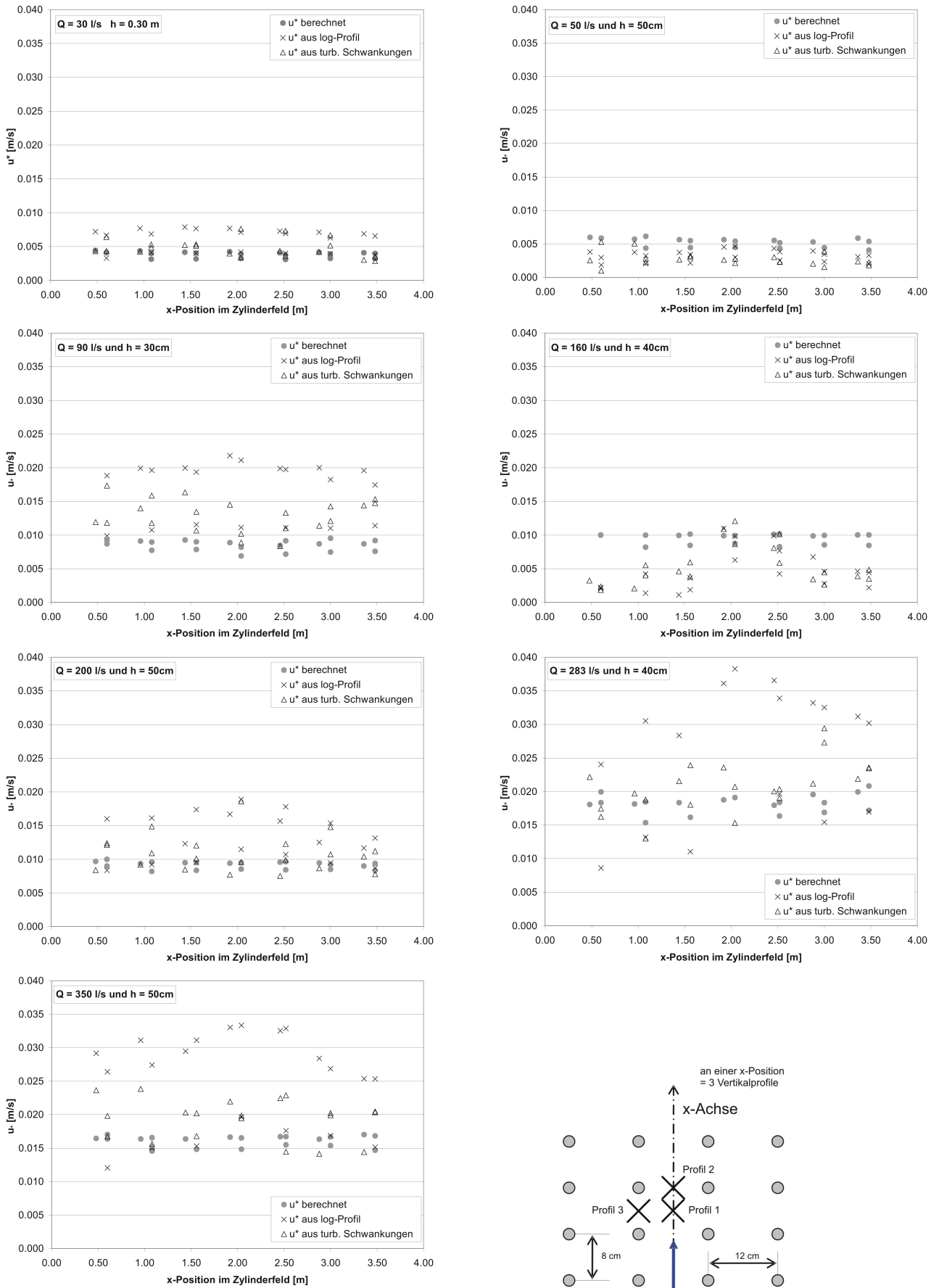


Abbildung 4.7: Sohlschubspannungsgeschwindigkeit - Dargestellt sind die berechneten (graue Punkte) im Vergleich zu den gemessenen Werten (schwarze Dreiecke und Kreuze).

### 4.2.3 Die Trennschichtdicke $\Delta z$

Die Berechnung der Trennschichtdicke erfolgte mit dem Faktor  $C$  aus der Gleichung 4.1, der sich durch die Anpassung des logarithmischen Geschwindigkeitsprofils ergab.

$$\Delta z = \frac{5.30 h}{C}$$

Die Diagramme in Abb. 4.8 zeigen die so ermittelten Werte für die Trennschichtdicke.

Auffällig ist, dass das  $\Delta z$  in allen Profilen unabhängig von der gewählten Strömungssituation um einen Wert von 20 cm schwankt. An dieser Stelle kann keine eindeutige Aussage zu  $\Delta z$  getroffen werden. Dass die hydrodynamischen Randbedingung kaum bis keinen Einfluss auf die Ausbildung der Trennschichtdicke haben, wird auch in Carollo et al. [10] und Nepf [75] vermutet. Sie nehmen an, dass hierfür die Faktoren Vegetationsdichte, -anordnung und die Form der Pflanzen ausschlaggebend sind.

Da die Trennschichtdicke nur die Größe jener Zone angibt, in der die Umwandlung von mittlerer kinetischer Energie in turbulente kinetische Energie stattfindet, hat sie in einem tiefengemittelten Modell eine untergeordnete Bedeutung und nur einen marginalen Einfluss auf den Wert der Sohlschubspannung.

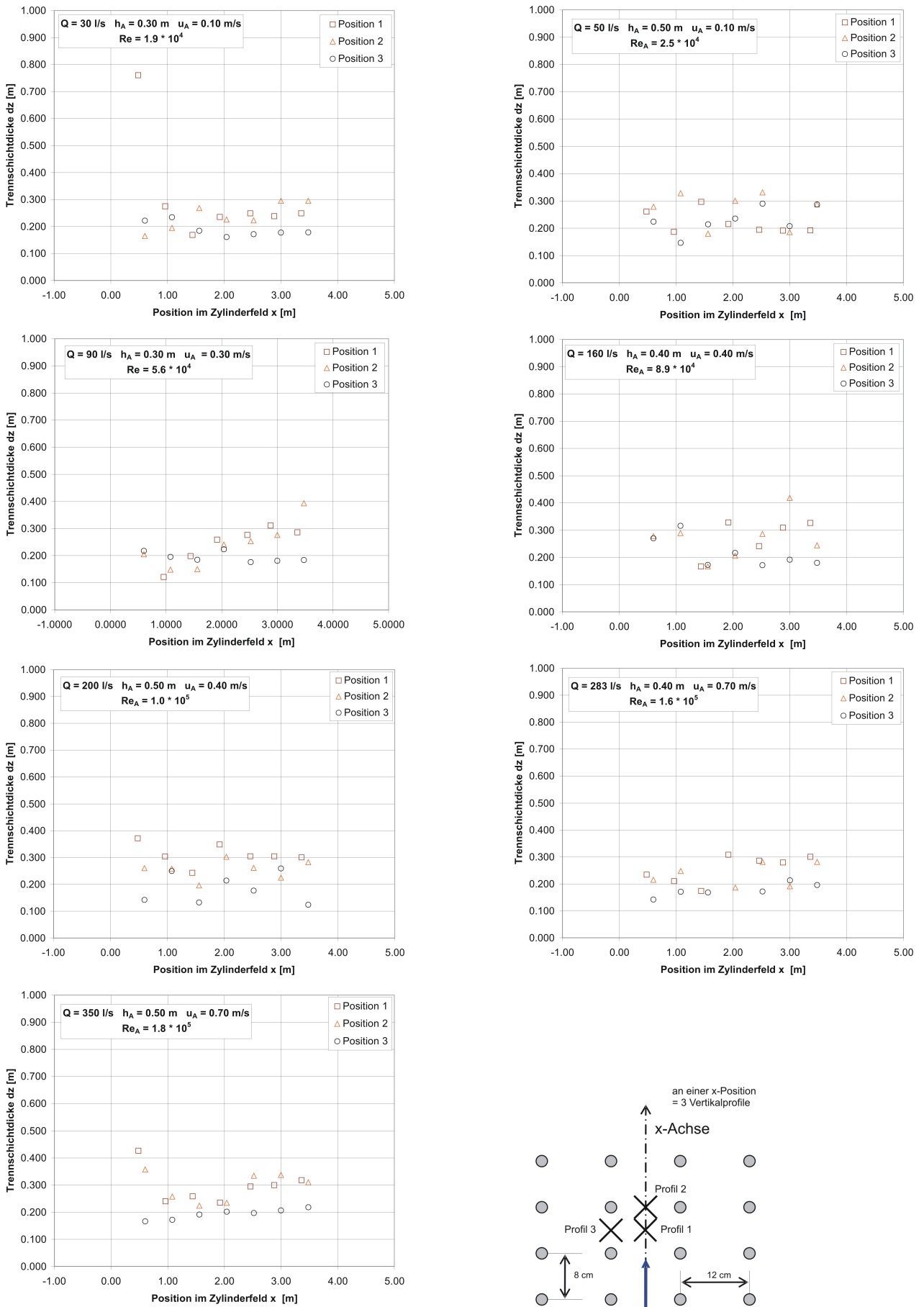


Abbildung 4.8: Die Trennschichtdicke  $\Delta z$  der gemessenen Profile

#### 4.2.4 Die Größenordnung des Parameters $\kappa_p$

Zur Ermittlung von  $\kappa_p$  dienen die zwei Faktoren  $A$  und  $B$  aus der Anpassung des Geschwindigkeitsprofils an die Messpunkte mit der Gleichung 4.2. Beide geben das Verhältnis  $u_*/\kappa_p$  wieder. Durch Multiplikation der ermittelten Sohlschubspannung mit den Reziproken der Werte  $A$  bzw.  $B$  lässt sich  $\kappa_p$  berechnen.

In der Abb. 4.9 sind die aus den Werten  $A$  und  $B$  ermittelten  $\kappa_p$  graphisch dargestellt. Dabei wurden sowohl die Sohlschubspannungsgeschwindigkeit aus dem logarithmischen Grenzschichtprofil als auch jene aus den turbulenten Schwankungen verwendet.

Alle Werte, die durch den Faktor  $A$  ermittelt wurden (Dreiecke) geben Werte nahe 0.05 wieder. Einzige Ausnahme bildet auch hier der 4. Versuchslauf ( $Q = 160 \text{ l/s}$  und  $h = 0.40 \text{ m}$ ). Es werden konsequent zu kleine Werte berechnet, was daran liegt, dass schon die ermittelten  $u_*$  zu niedrig scheinen. Alle anderen Messreihen bestätigen den so ermittelten Wert von  $\kappa_p = 0.05$ .

Da der Faktor  $B$  stark von der Entwicklung des Geschwindigkeitsprofils abhängt, wird hier auf den Profilpositionen 1 und 2 kein konstanter Wert für  $\kappa_p$  erreicht. Das zeigen die Kreise und Punkte, die zunächst sehr viel größere Werte für  $\kappa_p$  markieren, aber in Strömungsrichtung abnehmen. Dieser Effekt geht mit der Entwicklung des Geschwindigkeitsprofils einher. Zu Beginn des Vegetationsfeldes ist die Strömung über die Wassersäule noch verhältnismäßig homogen, was einen kleinen Wert für  $B$  zur Folge hat. Mit zunehmender Fließstrecke durch die Vegetation bildet sich die Energieumwandlung von mittlerer in turbulente kinetische Energie in der Trennschicht immer mehr aus, was eine Differenzierung der Fließschichten bewirkt. Um das selbe Wasservolumen durch den Fließquerschnitt zu transportieren, wird die Strömung über der Vegetation Stück für Stück beschleunigt, womit auch der Wert für  $B$  ansteigt. Dies hat zur Folge, dass auch die durch  $B$  ermittelten  $\kappa_p$  gegen 0.05 konvergieren.

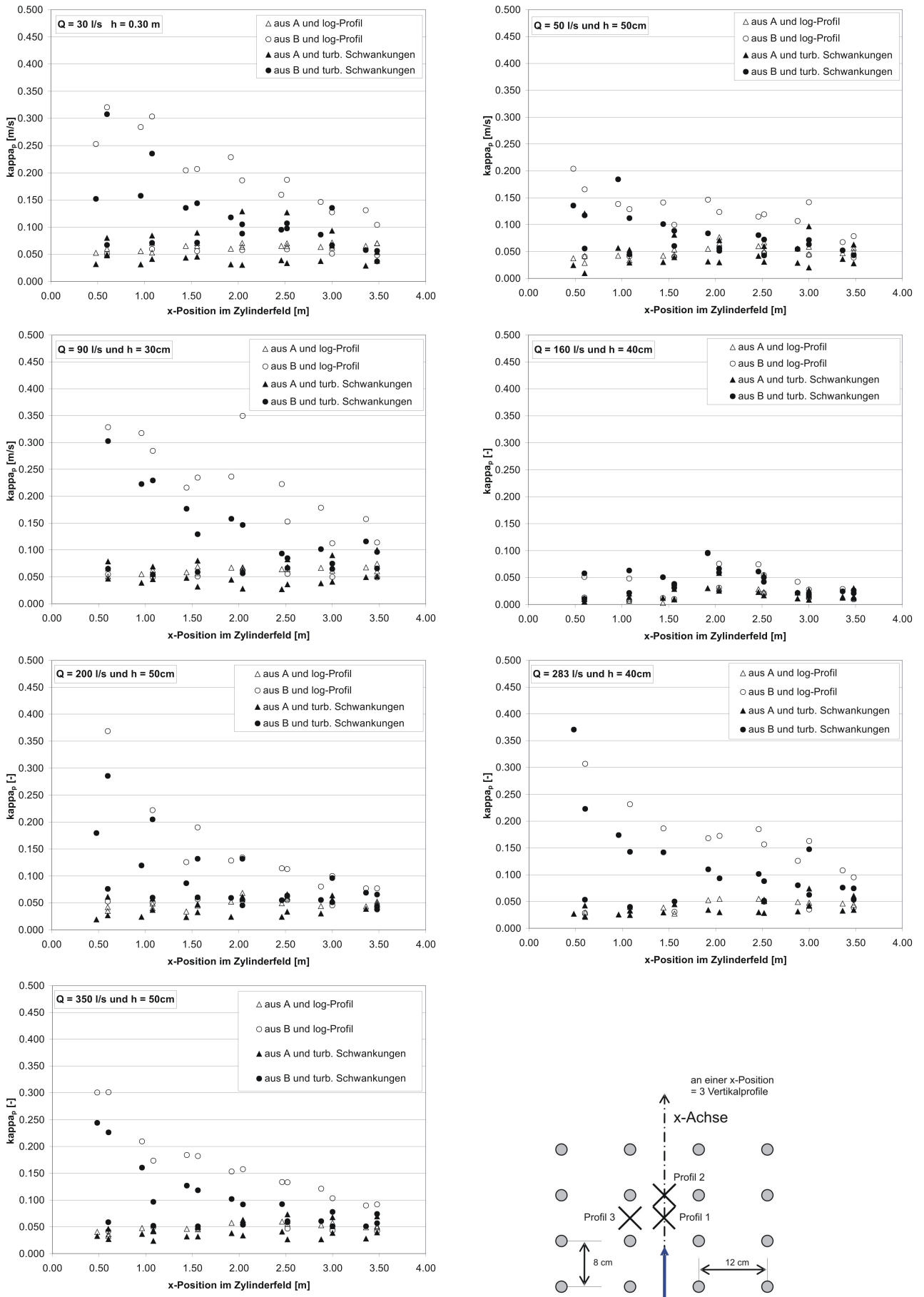


Abbildung 4.9: Der Parameter  $\kappa_p = u_*/A = u_*/B$  ermittelt aus den gemessenen Profilen.

### 4.3 Zusammenfassung

Die in diesem Kapitel beschriebenen Versuche wurden durchgeführt, um die veränderte Form des vertikalen Geschwindigkeitsprofils zu validieren.

In den Versuchsläufen wurden Geschwindigkeitsprofile entlang eines Zylinderfeldes und die Lage der Wasseroberfläche gemessen. Die Auswertung umfasst die Darstellung der Fließgeschwindigkeit in der Vertikalen, die Berechnung der Sohlschubspannungsgeschwindigkeit, die Ermittlung eines Wertes für  $\kappa_p$  und erste Abschätzungen zur Trennschichtdicke  $\Delta z$ .

Es kann grundsätzlich davon ausgegangen werden, dass sich in vegetationsbeeinflussten Strömungen ein Profil der in Kapitel 3 hergeleiteten Form einstellt. Die bodennahe Grenzschicht ist jedoch durch das logarithmische Geschwindigkeitsgesetz nicht zufriedenstellend wiederzugegeben. Auf die Berechnung der effektiven Sohlschubspannung mittels tiefenintegrierter Geschwindigkeiten hat dies aber keinen Einfluss.

Für die Dicke der Trennschicht kann nach diesen Experimenten keine eindeutige Aussage getroffen werden. Es scheint, dass sich diese nahezu unabhängig von den hydrodynamischen Randbedingungen ausbildet und dass vegetationspezifische Größen, wie Bewuchsdichte, Anordnung und Form ausschlaggebend sind.

Ein Vergleich der gemessenen Sohlschubspannungen, ermittelt über die turbulenten Schwankungen des Geschwindigkeitsfeldes, mit den berechneten aus der in Kapitel 3 hergeleiteten Gleichung 3.10 zeigt eine gute Übereinstimmung.

Für den Parameter  $\kappa_p$  konnte ein Wert von 0.05 ermittelt werden.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass dem Anwender nun die Möglichkeit zur Verfügung steht, eine mittlere Bodenschubspannung im Vegetationsfeld zu berechnen. Dafür sind neben der entsprechenden Kornverteilung die Angaben der Bewuchshöhe  $z_p$  und der Trennschichtdicke  $\Delta z$  notwendig. Das Letztgenannte bildet die Schwierigkeit bei der Anwendung der Gleichung 3.10. Die Trennschichtdicke scheint ein von der Hydrodynamik unabhängiger Pflanzenparameter zu sein. Da der Einfluss von  $\Delta z$  auf die Größe der berechneten Bodenschubspannung relativ gering ist, wird vorgeschlagen, bis zur genaueren Bestimmung einen Wert von  $\Delta z=20\%$  der Wassersäule festzulegen. Dies scheint für flexible Vegetation nach Carollo et al. [10] realistisch zu sein.

# Kapitel 5

## Die Adaption des tiefengemittelten HN-Modells

Als tiefengemitteltes hydrodynamisch-numerisches Modell wurde das Programm Telemac-2D verwendet. Es wird vom Laboratoire National d'Hydraulique et Environnement, Electricité de France (EDF) entwickelt und löst ein Gleichungssystem, bestehend aus der zweidimensionalen Kontinuitätsgleichung und den Flachwassergleichungen (Saint-Venant-Gleichungen) für Oberflächengewässer. Die wichtigsten Ergebnisse dieser Berechnungen sind die tiefengemittelten Geschwindigkeiten und der Wasserstand. Je nach Bedarf kann der Transport eines passiven Tracers mitberücksichtigt werden. Verschiedene Turbulenzmodelle unterschiedlicher Komplexität sind ebenfalls implementiert. Als äußere Kräfte können Windschubspannungen, atmosphärischer Druck und die Corioliskraft berücksichtigt werden.

### 5.1 Die Hauptgleichungen für Masse und Impuls

Die Saint-Venant-Gleichungen ergeben sich aus den tiefengemittelten Reynoldsgleichungen. Durch die Integration der Reynoldsgleichungen entstehen zusätzliche nichtlineare Terme, die wiederum neuer Annahmen und Näherungen zur Lösung bedürfen. Eine signifikante und somit maßgebende Beschränkung ist, dass die Wellenlänge im Vergleich zur Wassertiefe sehr viel länger sein muss. Daher liegt die Berechnung von Wellen auch nicht im Anwendungsbereich dieser Gleichungen.

In Telemac-2D gelten folgende vereinfachende Annahmen:

- Das Fluid ist inkompressibel.
- Es gilt die hydrostatische Druckverteilung.
- Die vertikalen Geschwindigkeiten werden vernachlässigt. Somit besteht das Saint-Venant-Gleichungssystem aus 2 Gleichungen. Diese Annahme resultiert zwingend aus der hydrostatischen Druckapproximation.
- Ein Massen- und Impulsaustausch über die freie Oberfläche oder den Gewässerboden wird ausgeschlossen.



Damit lässt sich das endgültige Gleichungssystem, bestehend aus der Kontinuitätsgleichung und den zwei Impulsgleichungen, wie folgt darstellen:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial uh}{\partial x} + \frac{\partial vh}{\partial y} = 0 \quad (5.1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + g \frac{\partial z_s}{\partial x} = \frac{1}{h} \operatorname{div} (h \cdot \nu_t \operatorname{grad} u) + f_x \quad (5.2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + g \frac{\partial z_s}{\partial y} = \frac{1}{h} \operatorname{div} (h \cdot \nu_t \operatorname{grad} v) + f_y \quad (5.3)$$

Die ersten drei Terme auf der linken Seite der Gleichungen 5.2 und 5.3 geben die Advektion wieder. Der 4. Term beschreibt den Verlauf der freien Oberfläche. Die Summe dessen steht den Verlusten aus Impulsdispersion, Bodenschubspannungen, Windschubspannungen, zusammengefasst im ersten Term auf der rechten Seite der beiden Gleichungen, und äußeren Kräften, dem zweiten Term, gegenüber.

Um die hydraulische Wirkung der Pflanzen berücksichtigen zu können, wurden Anpassungen im HN-Modell notwendig, die folgende physikalische Phänomene wiedergeben:

- Volumenverlust der Strömung durch die Vegetation (Porosität)
- zusätzliche Impulsenke durch die auftretende Widerstandskraft der Vegetation
- zusätzliche Quelle turbulenter kinetischer Energie (TKE)
- zusätzliche Erhöhung der Dissipationsrate der TKE

Da es mit einer tiefengemittelten Berechnung nicht möglich ist, jede Pflanze in ihrer Form individuell abzubilden, wurde entschieden, die Einzelpflanzen durch Zylinder zu repräsentieren. Diese Vorgehensweise wird im Allgemeinen Homogenisierung genannt. Ein Pflanzenfeld wird somit durch drei Größen charakterisiert:

- Bewuchsdichte  $n_p$  (Anzahl der Pflanzen je  $m^2$ )
- Bewuchshöhe  $z_p$
- repräsentativer Durchmesser der Einzelpflanze  $d_p$

Die größte Schwierigkeit besteht in der Bestimmung des repräsentativen Durchmessers einer Pflanze. Zu dessen Ermittlung haben Lindner [66] oder Järvelä [43] eine Vorgehensweise entwickelt, bei der zunächst die angeströmte Pflanzenfläche gemessen und dann durch die jeweilige Wassertiefe geteilt wird.

$$d_p = \frac{A}{h}$$

Bei Järvelä entsprach der repräsentative Durchmesser von Weiden etwa dem doppelten Durchmesser des Stammes. Lindners Untersuchungen ergaben Werte zwischen dem zwei- und dreifachen des Stieldurchmessers für Weizen, Hirse und Baumwolle.

## 5.2 Der Volumenverlust durch die Vegetation

Mit dem Volumenverlust des Massenstroms ist hier der Rauminhalt gemeint, den die Pflanzen bzw. Zylinder einnehmen. Hier kann die Strömung nicht hindurchfließen. Es wurde folgende Formel hergeleitet und im Modell als Porosität  $e$  implementiert:

$$e = 1 - \frac{1}{h} \cdot \underbrace{n_p \cdot \frac{\pi \cdot d_p^2}{4} z_p}_{\text{Volumen aller Kreiszyylinder je } m^2}$$

Während die eigentliche Berechnung des Volumenverlusts neu programmiert werden musste, waren die Anpassungen der Hauptgleichungen nach Hervouet [36] in Telemac-2D bereits vorhanden. Damit wird in Telemac-2D nun folgendes Gleichungssystem (Kontinuitäts- und Flachwassergleichungen) gelöst:

$$\frac{\partial(e \cdot h)}{\partial t} + \text{div}(e \cdot h \cdot u) = 0 \quad \text{mit } u = (uv)^T$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + g \frac{\partial z_s}{\partial x} = \frac{1}{e \cdot h} \text{div}(e \cdot h \cdot \nu_t \text{ grad } u) + f_x$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + g \frac{\partial z_s}{\partial y} = \frac{1}{e \cdot h} \text{div}(e \cdot h \cdot \nu_t \text{ grad } v) + f_y$$

## 5.3 Der Formwiderstand der Vegetation

Die Druckkraft auf einen mit der Geschwindigkeit  $u$  umströmten Kreiszyylinder mit dem Durchmesser  $d$  und der Höhe  $z_p$  lässt sich allgemein nach folgender Gleichung berechnen:

$$F_D = \frac{1}{2} \rho d_p z_p C_D u^2$$

Damit diese Formwiderstandskraft als zusätzliche äußere Kraft(dichte) auf mehrere Zylinder im HN-Modell berücksichtigt wird, wurde folgende Formel in Telemac-2D implementiert:

$$f_D = -\frac{1}{2} \cdot n_p \cdot d_p \cdot \frac{z_p}{h} \cdot C_D \cdot |\bar{u}| \bar{u}$$

Das negative Vorzeichen resultiert aus der Tatsache, dass die Formwiderstandskraft als Impulsenke wirkt. Durch Multiplikation mit  $n_p$  wird die Anzahl der umströmten Zylinder je Quadratmeter berücksichtigt.

Der  $C_D$ -Wert wird nach Schlichting [95] ermittelt (siehe Tabelle 2.1.2).

Die Reynoldszahl des Kreiszyinders ergibt sich dabei aus der tiefengemittelten Geschwindigkeit  $\bar{u}$ , dem repräsentativen Durchmesser der Pflanze  $d_p$  und der kinematischen Viskosität des Wassers  $\nu = 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ .

Bei der Berechnung der Kraftdichte  $f_D$  tritt das Problem auf, dass die Knotengeschwindigkeit vor dem Zylinder kleiner als die tatsächliche Anströmgeschwindigkeit berechnet wird. Dieses Phänomen ist bereits durch Berechnungen von Brückenpfeilern bekannt. Hervouet et al. [36] sehen die Ursachen dafür in der numerischen Diffusion des mathematischen Verfahrens. Aus diesem Grund wird von Idelcik [40] (aus Hervouet et al. [36]) folgender Korrekturfaktor für den  $C_D$ -Wert empfohlen:

$$C_D := C_D \cdot \frac{1.15}{e^3}$$

Der Faktor setzt sich aus dem festen Wert 1.15 für die Korrektur der Anströmgeschwindigkeit und dem Reziprok der dritten Potenz des unverbauten Volumenanteils, also der Porosität  $e$ , zusammen.

## 5.4 Die Adaption des tiefengemittelten k- $\epsilon$ -Modells

Um das Schließungsproblem auch bei vegetationsbeeinflussten Strömungen lösen zu können, wurde sich für das tiefengemittelte k- $\epsilon$ -Modell entschieden. Es besteht aus den beiden Gleichungen zum Transport der turbulenten kinetischen Energie  $k$  (TKE) und deren Dissipationsrate  $\epsilon$ . Dieses Modell erweitert das bestehende Gleichungssystem um zwei zusätzlich zu lösende Gleichungen. Es wurde gewählt, weil die Vegetation einen wesentlichen Einfluss auf die Entstehung und Dissipation der TKE nimmt.

Ein alternatives Turbulenzmodell in Telemac-2D wäre das Elder-Modell. Hier können turbulente Viskositäten in Längs- und Querrichtung vorgegeben werden. Zur Berücksichtigung der zusätzlichen Turbulenz in Vegetationsfeldern ist das Modell jedoch zu unflexibel.

Eine weitere Option wäre das Smagorinky-Modell. Dieses wurde für die dreidimensionale Simulation großskaliger Turbulenzen entwickelt. Vegetation induziert aber sehr viele kleinskalige Wirbel. Außerdem wird von der Verwendung des Modells in tiefengemittelten Simulationen abgeraten, weil die berechneten Wirbelviskositäten sehr von der Größe des Gitters abhängen und sich mit der Wassertiefe oder der Bodenrauheit nicht verändern (Malcherek [69]).

Nachfolgend sind die tiefengemittelten Gleichungen des k- $\epsilon$ -Modells aufgeführt. Sowohl die Geschwindigkeiten  $u$  und  $v$  als auch die turbulenten Größen  $k$  und  $\epsilon$  sind tiefengemittelte Größen.

$$\frac{\partial k}{\partial t} + \vec{u} \text{grad } k = \frac{1}{h} \text{div} \left( h \frac{\nu_t}{\sigma_k} \text{grad } k \right) + P - \epsilon + P_{k,v} \quad (5.4)$$

$$\frac{\partial \epsilon}{\partial t} + \vec{u} \text{grad } \epsilon = \frac{1}{h} \text{div} \left( h \frac{\nu_t}{\sigma_\epsilon} \text{grad } \epsilon \right) + \frac{\epsilon}{\rho k} (C_{1\epsilon} P - C_{2\epsilon} \epsilon) + P_{\epsilon,v} \quad (5.5)$$

Die beiden Gleichungen geben die Bilanz der tiefengemittelten turbulenten kinetischen Energie  $k$  (Gleichung 5.4) und deren mittlere Dissipation  $\epsilon$  (Gleichung 5.5) wieder. Die Produktion der

turbulenten kinetischen Energie (TKE) auf Grund horizontaler Geschwindigkeitsgradienten wird durch  $P$  beschrieben. Diese wird beispielsweise durch das sich ausbildende Geschwindigkeitsprofil über die Breite eines Flusses induziert.  $P_{k,v}$  und  $P_{\epsilon,v}$  berücksichtigen die Turbulenzquellen aus vertikalen Geschwindigkeitsgradienten. Diese Terme sind hauptsächlich von der effektiven Sohlschubspannung abhängig.  $C_\mu = 0.09$ ,  $\sigma_k = 1.0$ ,  $\sigma_\epsilon = 1.3$ ,  $C_{1,k} = 1.44$  und  $C_{2,\epsilon} = 1.92$  sind empirische Konstanten, deren Werte von Rodi [90] übernommen wurden.

Der Produktionsterm aus den horizontalen Scherspannungen ergibt sich aus folgender Gleichung:

$$P = \nu_t \left[ 2 \left( \frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right)^2 + 2 \left( \frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 \right] \quad (5.6)$$

Der mittlere Anteil der Produktion turbulenter kinetischer Energie auf Grund der Bodenreibung wird wie folgt berechnet:

$$P_{k,v} = \frac{\tau_{B,x}}{\rho h} u + \frac{\tau_{B,y}}{\rho h} v \quad (5.7)$$

Die Erhöhung der mittleren Dissipation durch die Bodenreibung lässt sich folgendermaßen ermitteln:

$$P_{\epsilon,v} = C_\epsilon P_{k,v} \quad (5.8)$$

Für den zusätzlichen Parameter  $C_\epsilon$  ergibt sich unter Verwendung der Angaben in Rastogi & Rodi [85] und Shimizu & Tsujimoto [99] folgende Gleichung:

$$C_\epsilon = 3.6 C_{2,\epsilon} \sqrt{C_\mu} \left( \frac{\tau_B}{\rho} \right)^{1/4} \frac{(u^2 + v^2)^{1/4}}{h} \quad (5.9)$$

Um die Produktion der zusätzlich durch die Vegetation induzierten Turbulenz auch im mathematischen Modell zu berücksichtigen, muss der Bilanz der TKE (Gleichung 5.4) ein Quellterm hinzugefügt werden. Dieser wird im Folgenden  $P_{k,p}$  genannt. Er hängt unmittelbar von der Kraftdichte  $f_D$  ab und lässt sich durch folgende Gleichung beschreiben (Tsujimoto [104]):

$$P_{k,p} = f_x u + f_y v \quad (5.10)$$

Dabei bedeuten  $f_x$  und  $f_y$  die Formwiderstandskräfte, die sich folgendermaßen berechnen lassen:

$$\begin{aligned} f_x &= \frac{1}{2} C_D \frac{d_p z_p n_p}{h} u \sqrt{u^2 + v^2} \\ f_y &= \frac{1}{2} C_D \frac{d_p z_p n_p}{h} v \sqrt{u^2 + v^2} \end{aligned}$$

Die durch die Vegetation erhöhte mittlere Dissipationsrate wurde nach dem Ansatz von Tsujimoto [104] implementiert:

$$P_{\epsilon,p} = C_{1,\epsilon} \frac{\epsilon}{k} C_{\epsilon,p} P_{k,p} \quad (5.11)$$

Hierbei nimmt die zusätzliche Konstante  $C_{\epsilon,p}$  den Wert 1.3 an.

Die Wirbelviskosität  $\nu_t$  als das originäre Ergebnis eines Turbulenzmodells, wird im tiefengemittelten k- $\epsilon$ -Modell folgendermaßen berechnet:

$$\nu_t = c_\mu \frac{k^2}{\epsilon}.$$

Zusammenfassend lassen sich die in Telemac-2D zu lösenden Gleichungen in folgender Form darstellen:

$$\frac{\partial k}{\partial t} + \vec{u} \text{grad } k = \frac{1}{h} \text{div} \left( h \frac{\nu_t}{\sigma_k} \text{grad } k \right) + P - \epsilon + P_{k,v} + P_{k,p} \quad (5.12)$$

$$\frac{\partial \epsilon}{\partial t} + \vec{u} \text{grad } \epsilon = \frac{1}{h} \text{div} \left( h \frac{\nu_t}{\sigma_\epsilon} \text{grad } \epsilon \right) + \frac{\epsilon}{\rho k} (C_{1\epsilon} P + C_{1,\epsilon} C_{\epsilon,p} P_{k,p} - C_{2\epsilon} \epsilon) + P_{\epsilon,v} \quad (5.13)$$

$C_\mu$	$C_{1\epsilon}$	$C_{2\epsilon}$	$\sigma_k$	$\sigma_\epsilon$	$C_{\epsilon,p}$
0.09	1.44	1.92	1.0	1.3	1.3

## 5.5 Die Validierung des HN-Modells

Zur Validierung der beschriebenen Implementierungen zur Berücksichtigung des Einflusses der Vegetation auf die Ergebnisse der Hydrodynamik wurden die im Kapitel 4 beschriebenen Laborversuche mit Telemac-2D nachgerechnet. Die berechneten Wasserstände und Strömungsgeschwindigkeiten im Vegetationsfeld wurden dann mit den gemessenen verglichen.

Dazu wurde der Versuchsaufbau aus dem Labor in ein Simulationsmodell überführt. Der Kanal ist somit ebenfalls 30 m lang und 1 m breit. Die Sohle war auch im numerischen Modell waagrecht. Alle Simulationen wurden auf dem selben Gitternetz (1 200 Elemente, 720 Knoten) durchgeführt.

Der Koordinatenursprung befand sich ebenfalls am Beginn des Vegetationsfeldes auf der Rinne-längsachse (siehe auch Abb. 4.1, rechts). Es wurde mit einem Zeitschritt von 1 Sekunde gerechnet. Die Simulation wurde stets nach Erreichen eines stationären Strömungszustandes beendet.

### 5.5.1 Die Wasserspiegellinie

Die Steuerung des numerischen Modells entsprach der Vorgehensweise bei den physischen Modellversuchen. Am Einstromrand wurde ein fester Wert für den Durchfluss vorgegeben. Der gewünschte Wasserstand im Koordinatenursprung der Rinne ergab sich durch Regulierung der Bedingung am Ausstromrand.

In Abb. 5.1 sind die Ergebnisse der Berechnungen zusammen mit den Messungen der Laborversuche dargestellt. Die durchgezogenen Linien beschreiben die simulierte freie Oberfläche der Strömung.

Die Lage der Wasserspiegellinie wurde im Laborexperiment parallel zu den Messungen der Geschwindigkeitsprofile durch vier Ultraschallsensoren erfasst. Aus den vier gemessenen Werten wurde das arithmetische Mittel gebildet, womit sich alle 50 *cm* ein Wert für den Wasserstand ergibt.

Das Vegetationsfeld beginnt bei Position 0.00 *m* auf der Rinnenlängsachse und ist 4 *m* lang. Da auf Grund technischer Probleme die absolute Höhe der Ultraschallsensoren nicht bekannt war, wurde lediglich die Neigung der berechneten Wasserspiegellinie mit den gemessenen verglichen.

Die alternierenden Wasserspiegellinien der mathematischen Simulationen sind, wie vielleicht zu vermuten wäre, keine numerischen Instabilitäten. Mit Amplituden von wenigen Millimetern resultieren diese vielmehr aus der 2 *cm* hohen Schwelle am Boden, die durch die PVC-Platte entstand. Diese wurde im Modell ebenfalls abgebildet.

Die Wasserstandsschwankungen sind auch im physischen Experiment zu beobachten. Die PVC-Platte engt zunächst den Strömungsquerschnitt ein. Dies führt direkt zu einer Absenkung des Wasserspiegels und einer Erhöhung der Fließgeschwindigkeit. Da durch die angeordneten Zylinder keine weitere Beschleunigung der Strömung stattfinden kann, steigt der Wasserstand aus Kontinuitätsgründen wieder an. Bis ein Gleichgewicht aus Wasserspiegellage, Fließgeschwindigkeit und -verlust hergestellt ist, benötigt die Strömung sowohl im physischen als auch im mathematischen Modell eine entsprechende Wegstrecke.

Die Auswertungen zeigen, dass mit dem entwickelten Modellansatz die Fließverluste marginal geringer berechnet werden als sie tatsächlich auftreten. Die Neigung der Wasserspiegellinie wird bei höheren Strömungsgeschwindigkeiten weniger unterschätzt als bei kleineren.

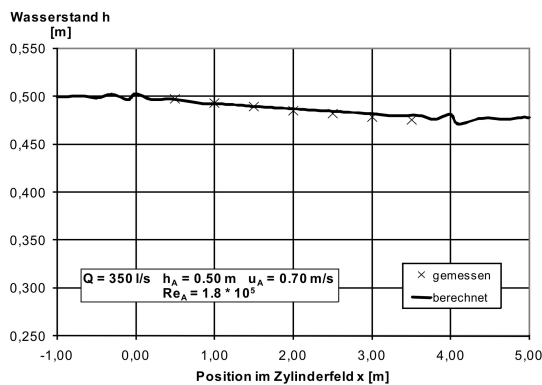
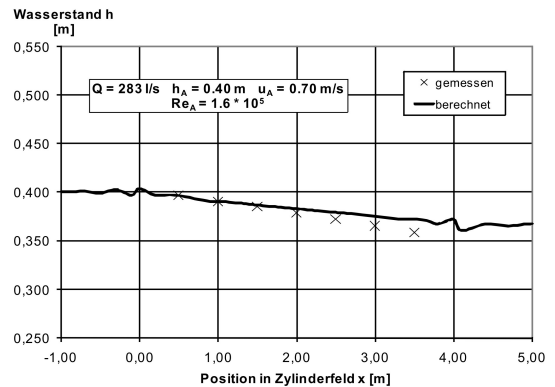
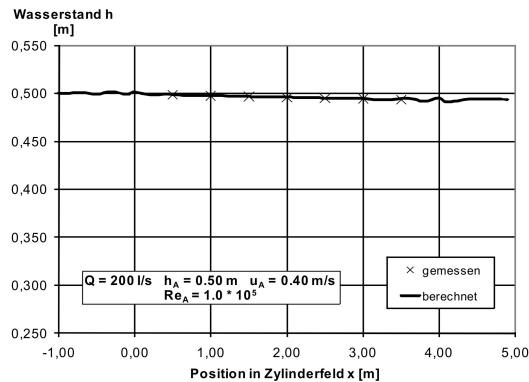
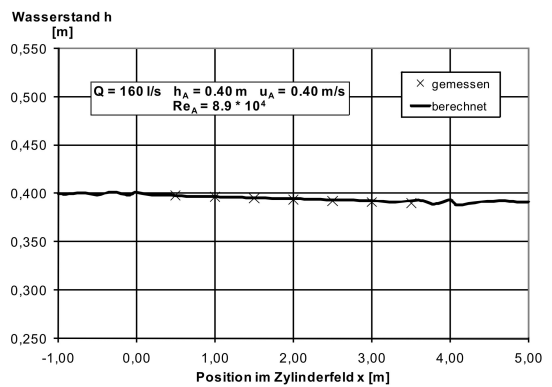
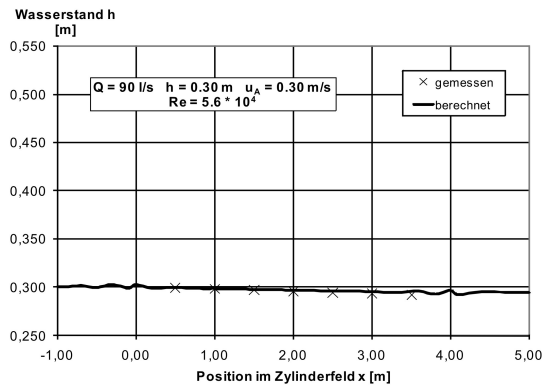
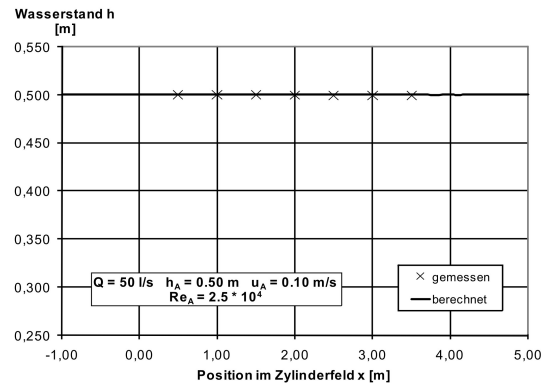
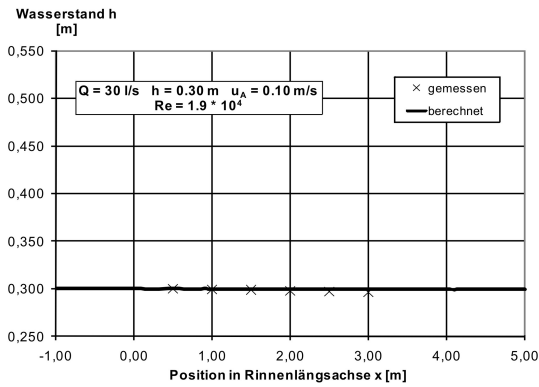


Abbildung 5.1: Validierung der Wasserspiegelneigung - Vergleich von physischem (Kreuze) und numerischem Modellversuch (durchgezogene Linie).

### 5.5.2 Die Strömungsgeschwindigkeiten

In der Abb. 5.2 sind die berechneten tiefengemittelten Strömungsgeschwindigkeiten im Vergleich mit den gemessenen Mittelwerten aufgetragen. Im numerischen Modell findet eine Homogenisierung statt. Somit findet keine Unterscheidung statt, wo ein Zylinder steht und wo nicht.

Die Simulation gibt somit einen horizontalen Mittelwert der tiefengemittelten Fließgeschwindigkeit wieder. Dieser befindet sich in nahezu allen getesteten Situationen zwischen den gemessenen Werten im Strömungsschatten der Zylinder (Position 3) und außerhalb davon (Positionen 1 und 2).

Da die Geschwindigkeiten an den Positionen Nummer 3 vermutlich der Gleichgewichtsströmung entsprechen, überschätzt das mathematische Modell die mittlere kinetische Energie im Vegetationsfeld geringfügig. Dies ist aber konform mit den zu gering berechneten Fließverlusten, wie sie aus dem Vergleich der Wasserstandsberechnungen hervorgehen.



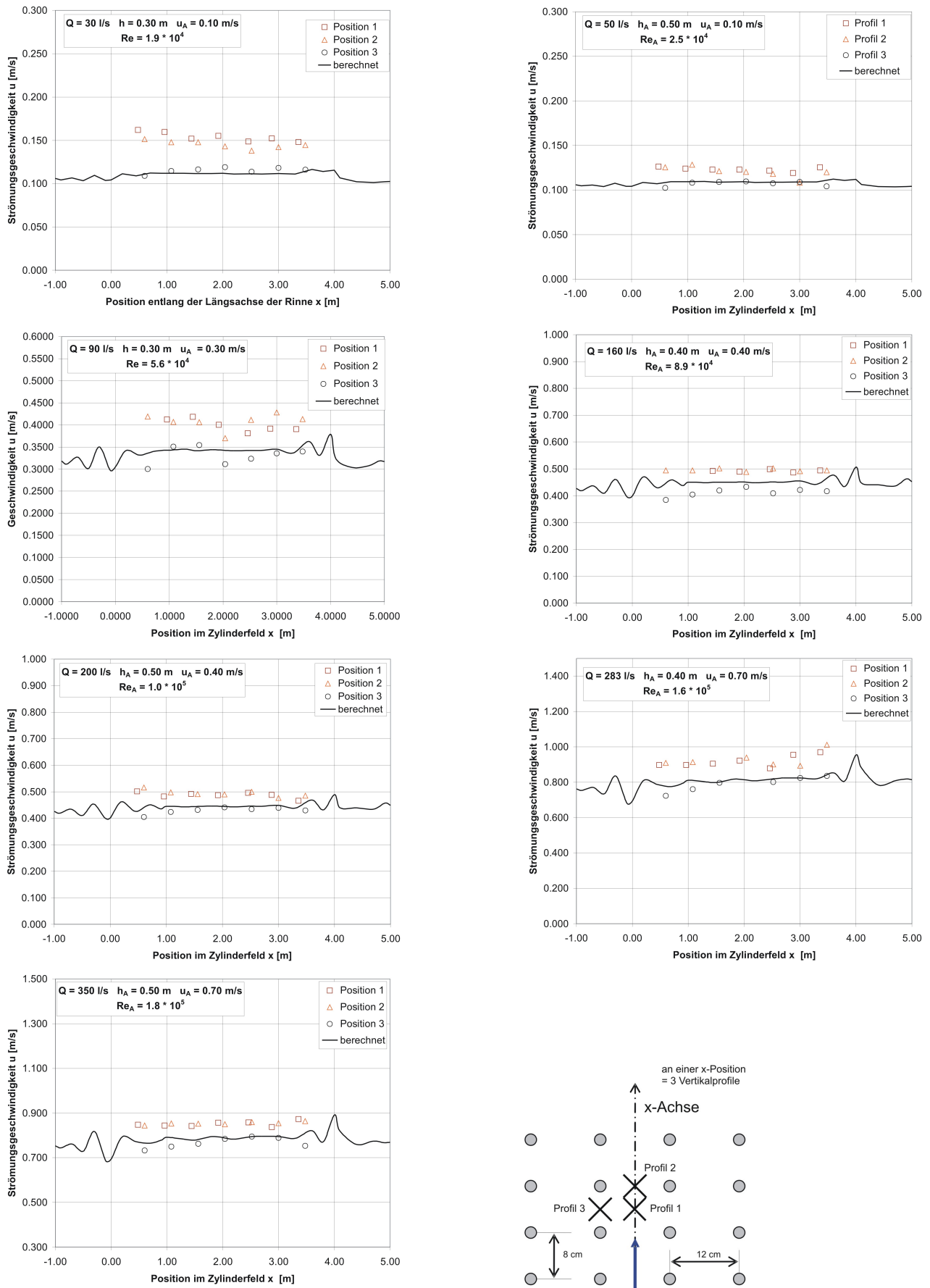


Abbildung 5.2: Validierung der tiefengemittelten Strömungsgeschwindigkeit - Vergleich von physischem (punktuelle Werte) und numerischem Modellversuch (durchgezogene Linie).

### 5.5.3 Vergleich mit der Methode der Kalibrierung

Um die Bedeutung dieser Modellentwicklung anschaulich darzustellen, dient ein weiteres mathematisches Experiment. Dabei wurde einer der 7 beschriebenen Laborversuche noch einmal statt mit Zylindern, mit der herkömmlichen Methode simuliert. Diese besteht darin, den Rauheitskoeffizienten soweit anzupassen, bis der notwendige Fließverlust erreicht ist, was bedeutet, dass Wasserstand und Strömungsgeschwindigkeit den gemessenen Daten entsprechen.

In diesem Fall wurde das Fließgesetz nach Chézy gewählt und der Koeffizient im Vegetationsfeld soweit erhöht, bis die beiden Simulationen (mit und ohne Zylinder) nahezu gleiche Ergebnisse lieferten. Außerhalb der Zylinder betrug der Rauheitsbeiwert realistische  $70 \text{ m}^{1/2}/\text{s}$ , was einer äquivalenten Sandrauheit von etwa  $0.4 \text{ mm}$  entspricht.

Es wurde sich hier für das Experiment mit  $Q = 30 \text{ l/s}$  und  $h = 0.30 \text{ m}$  entschieden. Die Fließverluste sind bei diesem Versuch vergleichsweise gering. Damit ist hier eine der geringsten Diskrepanzen zwischen Zylindermodell und Rauheitsansatz zu erwarten.

In der Abb.5.3 sind die Ergebnisse beider Rechnungen graphisch dargestellt. Wie den Diagrammen zu entnehmen ist, wird zur Realisierung der Verluste ein Chézy-Wert von  $23 \text{ m}^{1/2}/\text{s}$  benötigt. Damit beträgt die Bodenschubspannung im Vegetationsfeld:

$$\tau_b = \frac{\rho g \bar{u}^2}{C^2} = \frac{1000 \text{ kg/m}^3 \cdot 9.81 \text{ m/s}^2}{(23 \text{ m}^{1/2}/\text{s})^2} \cdot (0.1 \text{ m/s})^2 = 0.185 \text{ N/m}^2$$

Dies entspricht einer Sohlschubspannungsgeschwindigkeit von  $u_* = 0.0136 \text{ m/s}$ . Beim Experiment wurden hingegen Werte um  $0.005 \text{ m/s}$  gemessen, etwa einem Drittel dessen entsprechend.

Mit der herkömmlichen Methode würde somit der Bewegungsbeginn nach Shields von Mittelsand (DIN 4022) überschritten. In einem morphodynamischen Modell würde im Pflanzenfeld also ein sandiger Boden erodieren.

Dieser Effekt steigt natürlich mit zunehmender Vegetationsdichte an, was wiederum zu der Prognose führen würde, dass zunehmender Bewuchs den Boden destabilisiere.

## 5.6 Zusammenfassung

Zur Berücksichtigung von Bewuchs in einem strömenden Oberflächengewässer wurde ein Modell entwickelt, das die Vegetation als Zylinderfeld abbildet. Solch ein Vegetationsgebiet wird durch folgende 3 Eigenschaften charakterisiert:

1. Anzahl der Pflanzen (der Zylinder) in dem Gebiet
2. Höhe der Vegetation (der Zylinder) in dem Gebiet
3. repräsentativer Durchmesser der Pflanze (des Zylinders) in dem Gebiet

Um die hydrodynamischen Effekte zu berechnen, wurden im Programmsystem Telemac-2D vier zusätzliche Phänomene in unterschiedlichen Subroutinen implementiert:

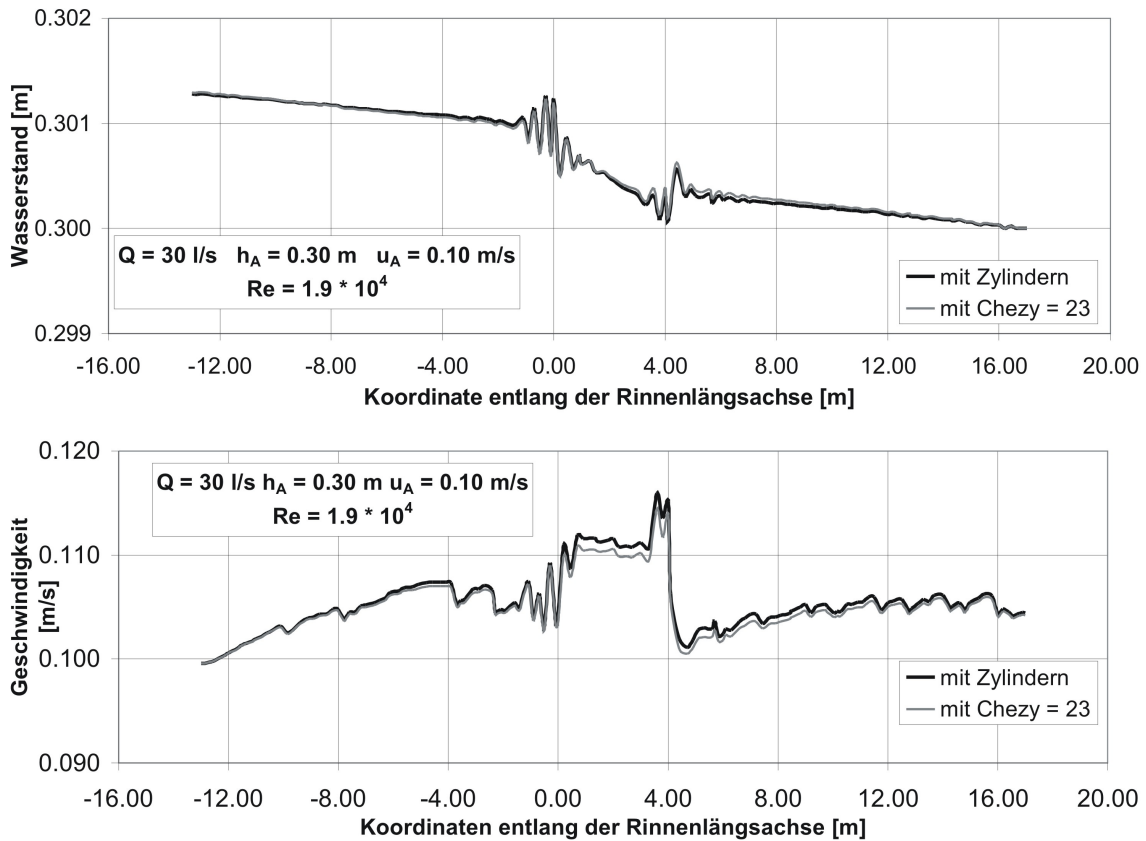


Abbildung 5.3: Vergleich von herkömmlicher Rechnung (Chezy) mit neuem Ansatz - Wasserstand (oben) und Strömungsgeschwindigkeit (unten) berechnet durch fitten des Rauheitsbeiwerts (graue Linie) im Vergleich zum Modellansatz der Zylinderumströmung (schwarze Linie).

- `corpor.f90`  
Diese Subroutine berechnet nun den Volumenverlust durch die Zylinder bzw. die Vegetation.
- `dragfo.f90`  
Hier wurde die zusätzliche Impulssenke als Formwiderstandskraft implementiert.
- `dragCoeff.f90`  
Diese Subroutine dient der Berechnung des Widerstandskoeffizienten  $C_D$ .
- `kepsil.f90`  
In dieser Subroutine wurden der zusätzliche Produktionsterm für die TKE und die zusätzliche TKE-Dissipation eingefügt.

Ein Vergleich mit den Labormessungen ergab sehr gute Übereinstimmungen bei der Berechnung der Fließverluste.

Es kann eine beliebige Anzahl von Gebieten mit unterschiedlicher Vegetation definiert werden. Jeder Bewuchs wird durch ein Zylinderfeld repräsentativer Abmessungen abgebildet. Das Modell berechnet sowohl durch- als auch überströmte Vegetation.

Durch eine Ortsbegehung können die notwendigen Eingabedaten zum realen Bewuchs vergleichsweise einfach ermittelt und dem Modell zur Verfügung gestellt werden. Die Hydrodynamik wird dann auch für natürliche Verhältnisse weitestgehend richtig erfasst.

Um die hydrodynamischen Effekte vegetationsbeeinflusster Strömungen auf den Gewässerboden berücksichtigen zu können, sind ebenfalls Anpassungen im morphodynamischen Modulpaket SediMorph notwendig. Diese werden im folgenden Kapitel beschrieben.



# Kapitel 6

## Die Adaption des MN-Modulpaketes SediMorph

Das Modulpaket SediMorph, entwickelt von der Universität der Bundeswehr in München und der Bundesanstalt für Wasserbau in Hamburg, ist ein dreidimensionales Bodenmodell, mit dem der fraktionierte Sedimenttransport von Oberflächengewässern berechnet werden kann.

Es handelt sich dabei um eine unabhängige Programmbibliothek, die durch Kopplung mit einem beliebigen hydrodynamisch-numerischen Modell (HN-Modell), in dieser Arbeit Telemac-2D, die Möglichkeit schafft, neben der Bewegung des Wasserkörpers auch den Sedimenttransport zu prognostizieren. Dabei wird sowohl der Transport an der Sohle als auch in der Wassersäule bei der Berechnung der Depositions- und Erosionsmengen berücksichtigt. Diese wiederum führen dann durch ihre Bilanzierung zur Bodenevolution und geben damit Aufschluss über die morphodynamischen Prozesse des betrachteten Oberflächengewässers.

Im Folgenden werden die Funktionsweise sowie das Informationssystem rund um SediMorph vorgestellt und die Weiterentwicklung der SediMorph-Bibliothek für vegetationsbeeinflusste Strömungen erläutert.

### 6.1 Die Funktionsweise von SediMorph

Wie kurz erwähnt, handelt es sich bei SediMorph gegenwärtig nicht um ein eigenständig ausführbares Programm, sondern um eine Sammlung verschiedener Module, die es dem hydrodynamischen Modell ermöglichen, neben Wasserständen und Strömungsgeschwindigkeiten auch die Änderung des Gewässerbodens zu berechnen.

Die Interaktion beider Systemwelten, Wasser- und Bodenkörper, wird durch eine Kopplung realisiert. Dabei werden zunächst das Berechnungsgitter und die topographischen Daten an SediMorph übergeben. Beide Modellteile, Hydro- und Morphodynamik, rechnen somit auf dem selben Gitternetz. Am Ende der Zeitschleife des HN-Modells übergibt dieses dann den Wasserstand und die Strömungsgeschwindigkeiten. Beide Größen stellen die Eingangsdaten für die morphodynamischen Berechnungen dar. Sind diese abgeschlossen, können die SediMorph-Ergebnisse, aktualisierte Bodenhöhen und -rauheiten, an das HN-Modell zurück gegeben werden. Danach beginnt die neue Zeitschleife für die hydrodynamischen Berechnungen. Alle für den Sedimenttransport notwendigen Fallunterscheidungen und Abhängigkeiten werden dabei von SediMorph gesteuert. Die notwendigen Informationen zum Aufbau des Gewässerbodens

(Kornverteilung im Simulationsgebiet, Porenwassergehalt) werden dem morphodynamischen Modellteil durch zusätzliche Eingabedaten zur Verfügung gestellt.

In Abb. 6.1 ist die Interaktion zwischen Telemac-2D und SediMorph noch einmal graphisch dargestellt. Hervorgehoben werden soll, dass der Datenfluss zwischen beiden Modellen zeitschritt-nah passiert. Die durch SediMorph berechnete Bodenevolution ist somit Ausgangstopographie für jeden neuen Zeitschritt in Telemac-2D.

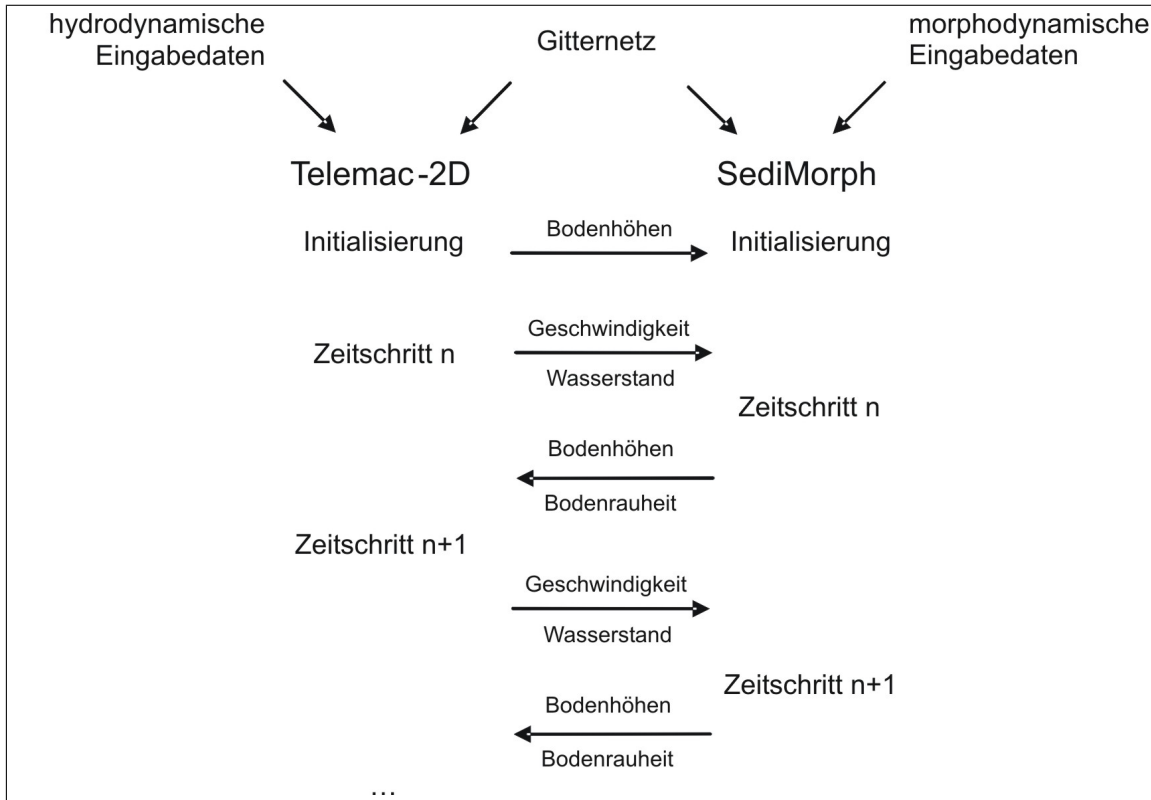


Abbildung 6.1: Schematische Darstellung der Interaktion zwischen Telemac-2D und SediMorph.

### 6.1.1 Die Kornverteilung des Bodenmaterials

In SediMorph wird der Boden primär durch die vorhandenen Korngrößen charakterisiert. Dabei wird die jeweilige tatsächliche Sieblinie durch repräsentierende Durchmesser diskretisiert. Es bietet sich an, genormte Fraktionen z.B. nach DIN 4022 oder der Udden-Wentworth-Skala (American Geophysical Union) zu definieren.

In Abb. 6.2 ist die Bestimmung der Korndurchmesser und Volumenanteile dargestellt. Die abgebildete Sieblinie wurde hier in drei Fraktionen unterteilt. Der jeweilige Anteil wird durch alle Korngrößen bestimmt, die zwischen zwei Siebgrößen liegen. In der Abbildung ist diese Prozedur beispielhaft für Fraktion zwei dargestellt.

Das Gewässerbett wird somit aus der Summe beliebig vieler Sedimentanteile mit jeweils gleichen Eigenschaften abgebildet.

Mit diesen Informationen wird in SediMorph unter anderem der mittlere Korndurchmesser berechnet.

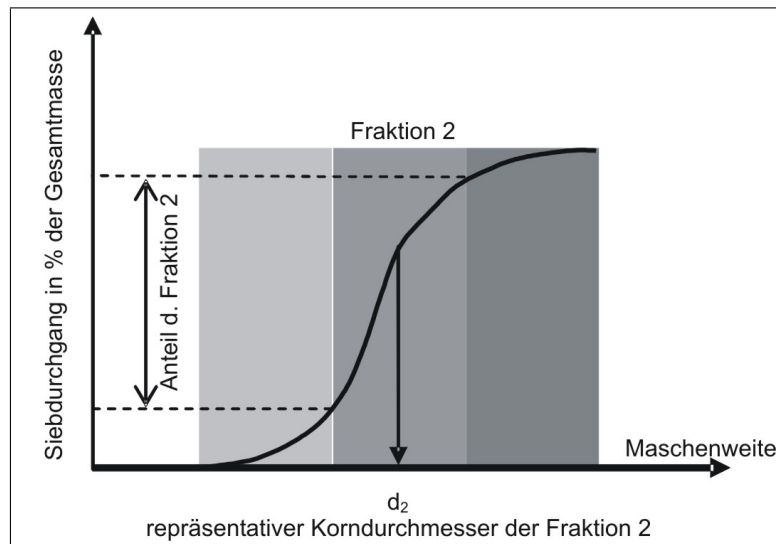


Abbildung 6.2: Darstellung der Begriffe Fraktion, Anteil und Korndurchmesser in SediMorph - Anhand einer Sieblinie wird die Bodenzusammensetzung für SediMorph definiert. Hier ist z.B. die Unterteilung in 3 Fraktionen gewählt. Für Fraktion 2 ergibt sich der Anteil aus der oberen und der unteren Grenze des Massendurchgangs. Der repräsentative Korndurchmesser wird aus dem Mittelwert der Fraktionsgrenzen gebildet.

$$d_m = \frac{\sum_{i=1}^N (p_i d_i)}{\sum_{i=1}^N p_i}$$

Zusätzlich wurden in SediMorph Funktionen implementiert, die bei Bedarf die Standardabweichung, Schiefe, Kurtosis und jedes gewünschte Perzentil der Korngrößenverteilung zur Verfügung stellen (SediMorph Validierungsdokument [96]).

### 6.1.2 Die Berechnung des Porenwassergehalts

SediMorph berechnet ebenfalls den Porenwassergehalt des anstehenden Bodenmaterials. Dies wird mit einem stochastischen Modell nach Aberg [1] realisiert. Demnach ist der Porenraum nicht-kohäsiven Materials eine Funktion der kumulierten Korngrößenverteilung. In SediMorph ist die Berechnung für ein Bodenmaterial implementiert, in dem jedes Korn Teil des Korngerüsts ist und somit bei Kraftübertragungen mitwirkt. Der Ansatz nach Aberg berücksichtigt, dass kleinere Sedimentkörner zwischen größeren liegen, womit sich der Porenraum verringert (SediMorph Validierungsdokument [96]).

Der Porengehalt nach Aberg [1] wird folgendermaßen berechnet:



$$e = 1.46 \frac{\int_{0\%}^{100\%} (w/d_w) dw}{\int_{0\%}^{100\%} (1/d_w) dw}$$

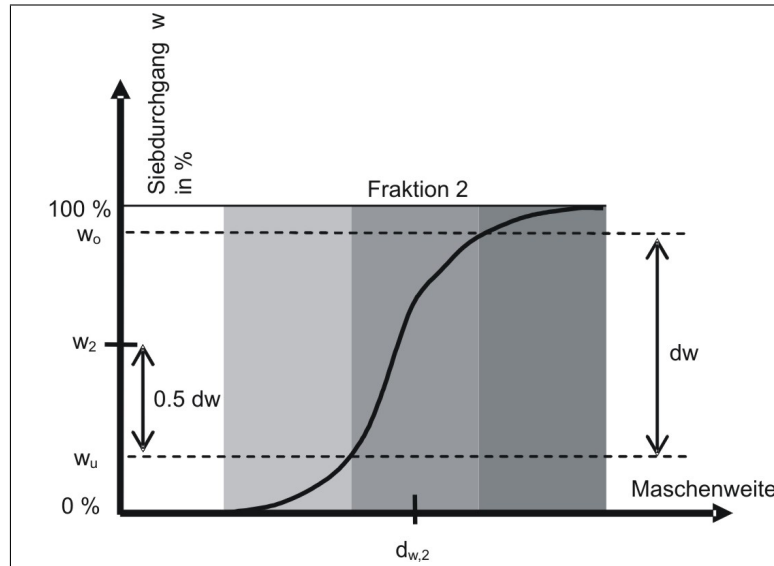


Abbildung 6.3: Ermittlung des Porengehalts nach Aberg [1] in Sedimorph.

Die Abb. 6.3 stellt die Berechnung noch einmal graphisch dar. Da das Integral im Zähler mit zunehmender Variabilität der Kornzusammensetzung immer kleiner wird, nimmt auch der Porenraum des Korngemisches ab.

### 6.1.3 Die Berechnung der Bodenrauheit

Da dem Modell nun die Anteile der einzelnen Kornfraktionen bekannt sind, kann die effektive Bodenrauheit berechnet werden. In SediMorph setzt sich diese aus zwei Anteilen zusammen. Zum einen wird eine reine Kornrauheit berechnet:

$$k_s = 3 \cdot d_m$$

Zum anderen wird die Formrauheit des Bodens berücksichtigt, die aus Riffeln und Dünen resultiert. In SediMorph ist hierfür die Berechnung nach van Rijn [88] implementiert.

### 6.1.4 Die Berechnung der Bodenschubspannung

Die Schnittstelle zwischen Hydro- und Morphodynamik bildet die effektive Bodenschubspannung. Sie ist sowohl für den Impulsverlust der Hauptströmung als auch für die räumliche und

zeitliche Variation des Gewässerbettes ausschlaggebend. In SediMorph ist die Sohlschubspannung nach Nikuradse implementiert:

$$\vec{\tau}_B = \frac{\rho \kappa}{\left(\ln \frac{12h}{k_s}\right)^2} \|\vec{u}\| \vec{u}$$

Die vektoriellen Größen deuten darauf hin, dass in SediMorph die Sohlschubspannung für die beiden horizontalen Raumrichtungen berechnet wird.

Außerdem kann zusätzlich der Einfluss von Wellen auf die Belastung des Bodens berücksichtigt werden.

### 6.1.5 Der Bewegungsbeginn der Sedimente

Um den Bewegungsbeginn des Bodenmaterials zu definieren, wird für den mittleren Korndurchmesser  $d_m$  die kritische Schubspannung nach Shields berechnet.

Zur Berücksichtigung von Bodenneigungen ist ein modifizierter Ansatz nach Schoklitsch implementiert (SediMorph Validierungsdokument [96]).

$$\tau_{c,Sch} = \frac{\sin\left(\varphi + \frac{\tau_{c,0}}{\|\tau_{c,0}\|} \frac{\text{grad } z_B}{\|\text{grad } z_B\|} \arctan\|\text{grad } z_B\|\right)}{\sin \varphi} \tau_{c,0} \quad (6.1)$$

### 6.1.6 Die Bestimmung der Transportrate

Die Transportrate des Geschiebes hängt in SediMorph direkt mit der Transportkapazität zusammen. Diese gibt das maximale Geschiebevolumen an, das mit der Strömung bewegt werden kann. Sind genügend Sedimente vorhanden, stimmen beide Werte überein. Es gibt eine Vielzahl von Formeln zur Berechnung der Transportkapazität  $q_s$ . In SediMorph sind unter anderem die folgenden Gleichungen implementiert:

**van Rijn**

$$q_s = \alpha_1 \sqrt{\frac{\rho_s - \rho}{\rho} g d_{50}^3} D_*^{-0.3} T^{\beta_1} \quad (6.2)$$

$$T = \frac{\tau'_B - \tau_c}{\tau_c}$$

$$D_* = \left(\frac{\rho_s - \rho}{\rho} \cdot \frac{g}{\nu^2}\right)^{1/3} d_{50} \quad (6.3)$$

Für die dimensionslosen Parameter  $\alpha_1$  und  $\beta_1$  wurden in SediMorph die Werte 0.1 und 2.1 festgelegt. Bei der Berechnung der Bodenschubspannung  $\tau'_B$  wird nur die Kornrauheit verwendet. Die Formrauheit des Bodens bleibt unberücksichtigt.

Die berechnete Transportkapazität verteilt sich nach dem Prinzip der *equal mobility* gleichmäßig auf alle Korngrößen. Dabei wird von derjenigen Fraktion am meisten bewegt, die den größten Volumenanteil besitzt:

$$q_{s,i} = q_s \frac{p_i}{\sum_{i=1}^n p_i}$$

### Hunziker

Im Gegensatz zu den vorgenannten Gleichungen wird der Sedimenttransport nach Hunziker [39] für die jeweils definierten Klassen separat berechnet. Dabei werden die Unterschiede der einzelnen Korngrößen und die Eigenschaften der Sieblinie berücksichtigt. Gleichzeitig befinden sich die Sedimente in zwei Schichten, der sichtbaren Oberen, die im direkten Kontakt mit der Strömung steht, und der darunterliegenden Unteren.

$$q_{s,i} = 5 p_i \frac{1}{\sqrt{\rho}(\rho_s - \rho) g} \left( \phi_i \left( \tau_B - \tau_c(d_U) \left( \frac{d_O}{d_U} \right)^{1/3} \right) \right)^{3/2} \quad (6.4)$$

$$\phi_i = \left( \frac{d_i}{d_m} \right)^{-0.011 \Theta_m^{-1.5} + 0.3}$$

Mit der Funktion  $\phi$  wird die kritische Sohlschubspannung jeder einzelnen Korngröße mit der mittleren ins Verhältnis gesetzt. Sie berücksichtigt, dass bei größeren Sohlschubspannungen mehr grobe Fraktionen transportiert werden. Weiter divergiert die Funktion bei kleinen Sohlschubspannungen. Aus diesem Grund wird die Funktion in SediMorph nach oben beschränkt (Malcherek [70]):

$$\phi_i = \text{MIN}(\phi_i, 1.37)$$

Um die Richtung des Sedimentflusses zu berechnen, wird die Transportkapazität mit dem Einheitsvektor der Sohlschubspannung multipliziert:

$$\vec{q}_s = q_s \frac{\vec{\tau}_B}{\|\vec{\tau}_B\|}$$

### 6.1.7 Die Berechnung des Erosionsflusses

Für den Schwebstofftransport berechnet SediMorph den Erosionsfluss nach Partheniades [81]:

$$\Phi_{ero} = \begin{cases} M_{ero} \left( \frac{\tau_b}{\tau_{c,e}} - 1 \right), & \text{wenn } \tau_B \geq \tau_{c,e} \\ 0, & \text{wenn } \tau_B < \tau_{c,e} \end{cases} \quad (6.5)$$

Die Erosionsrate ist nicht nur vom Sediment, sondern auch von der Konsolidierung des Bodenmaterials abhängig. Da SediMorph diesen Prozess in der verwendeten Version nicht simuliert, muss der Anwender einen Wert vorgeben. Anderenfalls wird die kritische Sohlschubspannung nach Shields angenommen. Diese liefert für gewöhnlich zu niedrige Werte. Um ein Beispiel zu nennen, sei die Staustufe Lauffen im Neckar (Flusskilometer 125.4) genannt. Dort besteht der Gewässerboden zu 90% aus kohäsiven Feinsedimenten mit Lagerungsdichten zwischen 1 100 und 1 400  $kg/m^3$ . Die Erosionsschubspannungen am Grund der Staustufe besitzen tiefenabhängig Werte zwischen 0.2 und 12.2  $N/m^2$ . An der Grenzfläche Wasser/Boden wurde  $\tau_{c,e} < 2 N/m^2$  gemessen (Westrich [110]).

Zusätzlich muss die Erosionsrate vom Anwender vorgegeben werden. Die Werte liegen nach Malcherek [70] zwischen  $10^{-3}$  und  $10^{-5} kg/(m^2s)$ .

### 6.1.8 Die Bodenevolution

Um die morphodynamische Entwicklung des Gewässerbodens berechnen zu können, muss der Sedimentfluss am Boden bilanziert werden. Im Fall des Schwebstofftransports werden Erosions- und Depositionsfluss addiert, was den Massenstrom senkrecht zum Boden ergibt. Um die resultierende Bodenhöhenänderung aus den Sedimentflüssen zu berechnen, wird zusätzlich durch die Rohdichte des Materials geteilt. Bei der folgenden Formulierung wird davon ausgegangen, dass alle Schwebstoffe die gleiche Dichte besitzen:

$$\Delta z_{sl} = \frac{1}{\rho_s} \int_0^{t_n} \Phi_{sl} dt = \frac{1}{\rho_s} \int_0^{t_n} (\Phi_{dep} + \Phi_{ero}) dt$$

Der Geschiebetransport wird durch die Divergenz der Transportrate bilanziert. Ist diese positiv, findet Erosion statt, ist sie negativ, Deposition. Daher wird sie mit umgekehrten Vorzeichen berücksichtigt. Die Auswertung des folgenden Integrals gibt die Änderung der Sohlhöhe in einem betrachteten Zeitraum wieder:

$$\Delta z_{bl} = - \int_0^{t_n} \text{div } \vec{q}_{bl} dt$$

Um die Bodenhöhenänderung für einen Zeitschritt zu berechnen, wird in SediMorph die sogenannte Bodenevolutionsgleichung gelöst:

$$(1 - e) \frac{\partial z_B}{\partial t} + \text{div } \vec{q}_{bl} - \frac{\Phi_{sl}}{\rho_s} = 0$$

Um die soeben aufgeführten Berechnungen durchführen zu können, muss dem Modell eine Fülle von räumlich variablen Informationen wie z.B. der Kornverteilung im Simulationsgebiet zur Verfügung stehen. Die Bundesanstalt für Wasserbau in Hamburg (BAW DH) entwickelte dazu ein Informationssystem, das auch für die Berücksichtigung der Morphodynamik vegetationsbeeinflusster Strömungen erweitert wurde und daher im nächsten Abschnitt vorgestellt wird.

## 6.2 Das IPDS-Konzept als Informationssystem

Eine bedeutende Schnittstelle von Realität und Modell bildet das IPDS-Konzept (IPDS = initial physical data set). Es dient dazu, die in der Natur gemessenen Daten über das Modellgebiet an SediMorph zu übergeben. Dabei wird auf der Grundlage von Polygonen gearbeitet. Diese umschließen Gebiete gleicher abiotischer Eigenschaften (Ökotope), die ebenfalls in der IPDS-Datei definiert und den einzelnen Polygonen zugeordnet werden. Solche Eigenschaften können zum Beispiel die Kornverteilung oder Transportkörpergrößen sein. Ebenso können jetzt auch Biotope, die Gebiete gleicher Vegetation enthalten, detektiert werden.

Die Einteilung eines Simulationsgebietes in mehrere Teilgebiete ist grundsätzlich nichts Neues. Das IPDS-Konzept hat aber zu den herkömmlichen Vorgehensweisen einen sehr großen Vorteil. Während sich bei allen gängigen Programmpaketen die räumlichen Informationen bereits bei der Steuerung auf das Gitternetz beziehen, erfolgt die Relation zu Knoten, Kanten und Elementen beim IPDS-Konzept erst mit Beginn der Simulation. Die Polygone werden im gleichen Koordinatensystem, in dem auch das Gitternetz liegt, angegeben. Danach wird geprüft, welche Knoten in diesem Polygon liegen, um ihnen dann die entsprechenden Eigenschaften zuzuordnen.

Die neuste Entwicklung der BAW macht die Kopplung dieses Konzepts mit einem Geoinformationssystem (GIS) möglich. Es werden Schnittstellen bereitgestellt, die sowohl die Polygone selbst als auch ihre flächenhafte Information im notwendigen Format speichern, um sie direkt zur Steuerung von SediMorph zu verwenden. Die Darstellung der Simulationsergebnisse im GIS ist ebenfalls möglich, soll hier aber lediglich erwähnt bleiben, da es grundsätzlich eine sehr bedeutende, aber in dieser Arbeit keine zentrale Rolle spielt.

**Zusammenfassung** Mit dem IPDS-Konzept ist es möglich, aus Naturmessungen und Ortsbegehungen gewonnene Daten, wie Sieblinien und Pflanzenverteilungen in einem GIS bestimmten Polygonen zu zuordnen. Es kann dann eine IPDS-Datei generiert werden, um diese Informationen auf das jeweilige Gitternetz abzubilden (engl. *map*). Bei der Vorbereitung einer entsprechenden Simulation ist es nicht notwendig, das Gitternetz des Simulationsgebietes zu kennen.

## 6.3 SediMorph für vegetationsbeeinflusste Strömungen

Wie bereits angedeutet, wurde das IPDS-Konzept erweitert. Neben der Kornverteilung eines Gebietes lassen sich nun auch Gebiete definieren, die ähnliche Bewuchsstrukturen haben. Dies funktioniert folgendermaßen: In der IPDS-Datei werden Polygone durch Polygonnamen gekennzeichnet. Anhand dieses Namens werden dem umschlossenen Vegetationsfeld in einer separaten Steuerdatei folgende 3 Charakteristiken zugeordnet:

- Bewuchsdichte  $n_p$  [ $1/m^2$ ]
- Bewuchshöhe  $z_p$  [ $m$ ]
- repräsentativer Durchmesser der Einzelpflanze  $d_p$  [ $m$ ]

Zur Nutzung der programmierten Funktionen wurde in der Steuerung des hydrodynamischen Modells ein logischer Schlüssel mit dem Namen „PlantSim“ implementiert. Er wird bei der

Initialisierung an SediMorph übergeben. Steht dieser auf „Ja“, wird die Wirkung der Pflanzen auf Hydro- und Morphodynamik berechnet, steht er auf „Nein“, wird sie vernachlässigt.

Mit Berücksichtigung der Vegetation werden den einzelnen Berechnungszellen, die in einem Pflanzenpolygon liegen, Identifizierungen in Form einer natürlichen Zahl zugeordnet. Ist eine Zelle ohne Bewuchs, wird sie durch eine Null gekennzeichnet. Die jeweilige Zahl entspricht der Nummer des Pflanzenpolygons, die der Einfachheit halber in SediMorph gezählt und entsprechend ihrer Reihenfolge nummeriert werden. Anstelle der Zahl könnte auch der Name des Polygons als Identifizierung funktionieren. Diese Vorgehensweise wird in der Informationstechnik allgemein als *masquerading* bezeichnet.

Die so erhaltene Zuordnung wird global gespeichert und steht nun ebenso wie die 3 genannten Eigenschaften sowohl Telemac-2D (Hydrodynamik) als auch SediMorph (Morphodynamik) zur Verfügung.

Treffen die einzelnen Algorithmen während eines Zeitschritts auf die gekennzeichneten Elemente, wird Telemac-2D den Volumenverlust (Porosität), die zusätzliche Impulssenkung der Formwiderstandskraft, die Produktion und die Dissipation zusätzlicher Turbulenz berechnen. SediMorph hingegen verwendet für die effektive Sohlschubspannung in diesen Zellen nicht mehr die Formel nach Nikuradse, sondern die im Kapitel 3.5 hergeleitete Gleichung 3.10. Dabei wurde die Trennschichtdicke  $\Delta z$  auf 20% der Wassertiefe  $h$  festgelegt.

Zusätzlich werden die Grundflächen der repräsentativen Zylinder von der Zellfläche abgezogen. Somit steht nur noch das Bodenmaterial zum Transport zur Verfügung, das nicht mit Vegetation bedeckt ist. Durch diese Vorgehensweise ist gewährleistet, dass auch bei Kleinbewuchs, wie z.B. Rasen, nur ein stark reduzierter bzw. kein Geschiebetransport stattfindet. Denn auch wenn die Pflanzen auf Grund ihrer Bewuchshöhe nicht in der Lage sind, die Hydrodynamik signifikant zu beeinflussen, schützen ihre Wurzeln den Boden. Dies ist sicher nur ein sehr rudimentärer Modellansatz und bedarf daher der weiteren Entwicklung. Der Einfluss auf die gesamte Massenbilanz ist zukünftig ebenfalls zu testen.

## 6.4 Validierung des Geschiebetransports

In diesem Abschnitt werden die Berechnungen der Transportraten qualitativ validiert. Es soll zeigen, dass produzierte Ergebnisse logisch und aufschlussreich sind. Zu diesem Zweck wird versucht, die Aussagen von Kitamura et al. [47] zu bestätigen.

### 6.4.1 Die Experimente von Kitamura zum Geschiebetransport

Bei diesen Experimenten wurde der Einfluss der Breite von Vegetationsfeldern auf den Geschiebetransport untersucht. Kitamura et al. nutzten einen Laborkanal, dessen Fließquerschnitt seitlich durch vegetationsartige Strukturen verengt war. Eine konstante Durchflussmenge strömte über ein Sandbett, das in Kanalmitte über die volle Breite angeordnet war. Insgesamt wurde die Breite der Vegetationsfelder 5 mal variiert. Die Messungen ergaben eine Abhängigkeit der transportierten Geschiebemenge vom Querschnittsverbau. Zunächst stieg die Transportrate mit der Breite der beiden Vegetationsfelder an, nahm bei weiterer Einengung des freien Fließquerschnitts jedoch wieder ab.

Das numerische Experiment ist zu den Laborversuchen von Kitamura et al. ähnlich. Es soll idealerweise zeigen, dass auch SediMorph mit dem hier entwickelten Vegetationsmodell in der

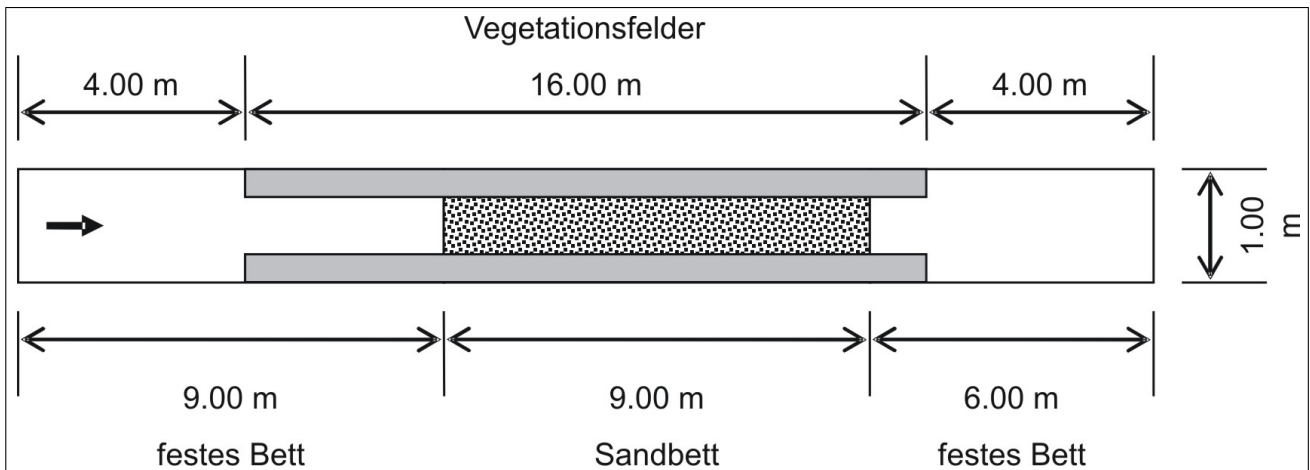


Abbildung 6.4: Numerisches Modell zur Validierung des Geschiebetransports - Es wird der Einfluss des Querschnittsverbaus durch Vegetation auf die Geschiebetransportrate untersucht.

Lage ist, dieses Phänomen abzubilden. Die Abb. 6.4 zeigt den Aufbau des virtuellen Kanals. Dieser hat eine Länge von 24 m und ist 1 m breit. Das Sohlgefälle beträgt über die gesamte Länge 1%. Der Durchfluss war mit 70 l/s für alle Experimente konstant. Ebenso betrug der Wasserstand am ausströmenden Rand immer 0,35 m. Für die Vegetationsfelder links und rechts am Rinnenrand wurden folgende Breiten gewählt: 0,08 m, 0,16 m, 0,24 m, 0,28 m und 0,32 m.

Die Simulationen wurden mit stationären Strömungsverhältnissen gesteuert. Das Sandbett bestand aus Feinsand mit einer mittleren Korngröße von 0,18 mm. Die Vegetation wurde durch 200 Zylinder je  $m^2$  mit einem Durchmesser von 1 cm modelliert. Die Vegetationshöhe überstieg in allen Rechnungen die Wassertiefe.

### Ergebnisse der Simulation

In Abb. 6.5 finden sich fünf Diagramme, in denen die wichtigsten Ergebnisse der fünf beschriebenen Simulationen dargestellt sind.

Auf der linken Seite sind Ergebnisse quer zur Fließrichtung aufgetragen. Da es sich um ein symmetrisches Experiment handelt, endet die x-Achse in der Kanalmitte. Im oberen Diagramm ist die jeweils berechnete tiefengemittelte Strömungsgeschwindigkeit zu sehen. Die Unterschiede zwischen dem vegetationsbeeinflussten und dem freien Fließquerschnitt sind deutlich zu erkennen. Während die Strömungsgeschwindigkeit in den Bewuchsfeldern reduziert ist, wird sie in Rinnenmitte beschleunigt. Der Betrag ist von der Einengung durch die Vegetation abhängig. Die Strömungsgeschwindigkeiten im Bewuchs hängen direkt mit der Breite der Felder zusammen. Je stärker die Einengung, desto höher sind die Strömungsgeschwindigkeiten in der Vegetation. Anders verhält es sich im freien Querschnitt. Hier nehmen die Strömungsgeschwindigkeiten zunächst mit der Breite der Vegetationsfelder zu. Bei der Breite von 24 cm wird ein Maximum erreicht. Mit weiterer Einengung sinkt die Fließgeschwindigkeit im freien Querschnitt wieder. Diese Erkenntnisse führen direkt zur Abbildung der effektiven Sohlschubspannungen im Diagramm darunter. Es ist signifikant, dass der Boden bei der größten gerechneten Einengung die geringste Belastung erfährt. Damit ist auch die Verteilung der Transportraten im untersten Diagramm der linken Seite erklärt. Bei einer Einengung von ca. 50% wird in der Rinnenmitte ein maximales Volumen Geschiebe transportiert.

Auf der rechten Seite der Abb. 6.5 sind die einzelnen Rechenläufe direkt miteinander verglichen. Zum einen wird im oberen Diagramm gezeigt, dass mit zunehmender Einengung erwartungsgemäß auch der Wasserstand steigt. Zum anderen lässt die Darstellung darunter erkennen, dass das bei einer Feldbreite von jeweils 24 cm das maximale Volumen Feinsand je Sekunde durch den Kanal transportiert wird.

Die Ergebnisse dieses numerischen Experiments stimmen mit den Aussagen von Kitamura et al. überein. Es darf angenommen werden, dass SediMorph in der Lage ist, den Geschiebetransport qualitativ richtig zu berechnen. Die Weiterentwicklung für vegetationsbeeinflusste Strömungen liefert ebenfalls schlüssige Ergebnisse.

## 6.5 Zusammenfassung

In diesem Kapitel wurde zunächst die Funktionsweise des morphodynamischen Modellteils beschrieben. Zur Berücksichtigung vegetationsbeeinflusster Strömungen wurde das Modulpaket SediMorph dahingehend weiterentwickelt, dass nun zwei Formeln zur Berechnung der Bodenschubspannung zur Verfügung stehen. Des Weiteren findet nunmehr eine Reduktion des zur Erosion und Deposition zur Verfügung stehenden Untergrundes statt.

Mit einem Validierungsbeispiel konnte die Qualität der Berechnungen zum Geschiebetransport dargestellt werden. Sowohl Hydro- als auch Morphodynamik lieferten im gewählten Experiment logische Ergebnisse, die den Aussagen der Laborversuche von Kitamura et al. entsprachen.

Die Validierung der Depositions- und Erosionsflüsse sowie eine Prüfung der tatsächlich transportierten Sedimentmengen stehen auf Grund fehlender modellierbarer Experimente aus.

Als Ergebnis lässt sich festhalten, dass das Modulpaket SediMorph mit den genannten Entwicklungen in der Lage ist, die Wirkung vegetationsbeeinflusster Strömungen auf die Morphodynamik zu modellieren.



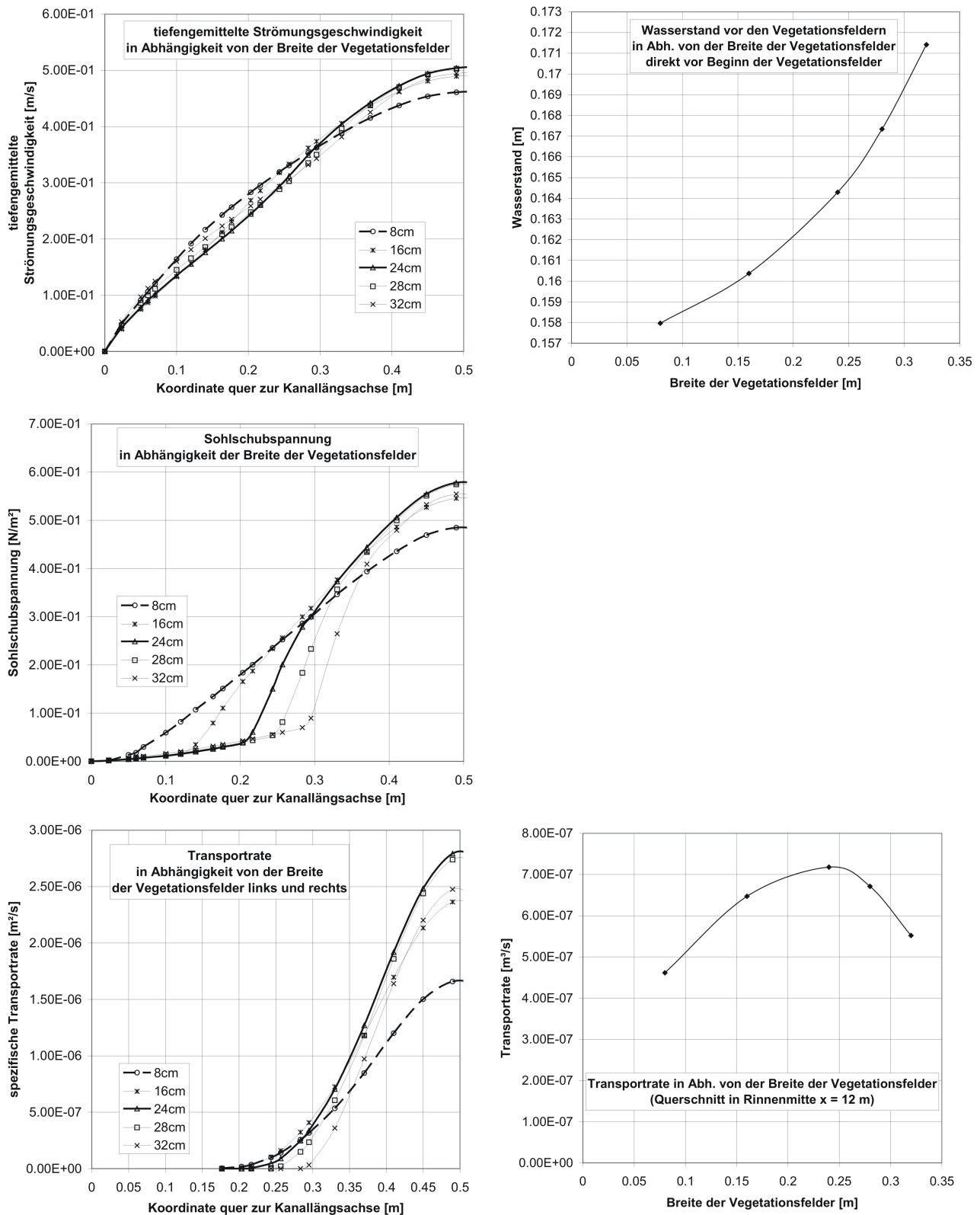


Abbildung 6.5: Die Ergebnisse der numerischen Experimente nach Labormessungen von Kitamura et al. [47]

# Kapitel 7

## Die Simulation der Patos Lagune

In diesem Abschnitt wird das entwickelte Modellsystem zur Hydro- und Morphodynamik vegetationsbeeinflusster Strömungen am Gebiet der Patos Lagune getestet. Das Küstengewässer befindet sich im südlichsten Bundesstaat Brasiliens namens Rio Grande do Sul. Es ist die weltgrößte Lagune, deren Meereseinfluss durch einen schmalen Verbindungskanal erfolgt. Im Englischen wird hier von der „... world’s largest choked lagoon ...“ gesprochen (Kjervfe [48]).

Die Patos Lagune dient hier als maritimes Versuchsgebiet mit sehr feiner Kornverteilung.

Die Flachwasserregionen (Wassertiefen unter  $1.5\text{ m}$ ) des Ästuars der Lagune sind im Modell mit dem Seegras *Ruppia maritima* bewachsen, das der dominanten Spezies entspricht. Diese Fülle an Vegetation ist leider nicht mit den derzeitigen natürlichen Verhältnissen vergleichbar und wird somit als fiktives Beispiel in einem real existierenden Modellgebiet dienen.

Es folgt zunächst die Darstellung der Patos Lagune und ihrer Vegetation. Danach werden Steuerung und Anfangszustände für die hydro- und morphodynamische Simulation beschrieben, um dann auf die erzielten Berechnungsergebnisse mit und ohne Seegraswiesen eingehen zu können.

### 7.1 Das Modellgebiet der Patos Lagune

Das gesamte Simulationsgebiet setzt sich zum einen aus der Patos Lagune und zum anderen aus dem vorgelagerten Kontinentalschelf bis zum Schelfabhang zusammen. Dieser ist die Grenze zur Tiefsee. Das Simulationsgebiet befindet sich etwa bei  $31^\circ$  südlicher Breite und  $51^\circ$  westlicher Länge und ist somit Teil der südlichen Hemisphäre.

#### 7.1.1 Die Topographie der Patos Lagune

Die Lagune selbst hat eine Fläche von mehr als  $10\,000\text{ km}^2$ . Sie verläuft parallel zur Atlantikküste von Nordosten nach Südwesten. Die mittlere Wassertiefe beträgt etwa  $5\text{ m}$ . Die Lagune hat eine Länge von etwa  $250\text{ km}$  und ist durchschnittlich  $40\text{ km}$  breit. Der  $700\text{ m}$  schmale und  $20\text{ km}$  lange Rio Grande Kanal bildet die Verbindung zum Atlantischen Ozean (Möller [74]).

### 7.1.2 Die Hydrologie des Simulationsgebiets

Die der Patos Lagune vorgelagerte Schelfregion wird durch die Strömungen entlang der Küste und dem Zufluss des Rio de La Plata Ästuars in Uruguay dominiert. Es existieren zwei Hauptströmungen. Zum einen gibt es die Falklands-Malvinas-Strömung. Hier fließt der antarktische Zirkumpolarstrom vor dem Schelfabhang nordwärts entlang der patagonischen Küste ( $23^\circ$  bis  $55^\circ$  südlicher Breite). Er bringt kalte ( $< 7^\circ\text{C}$ ), nahezu salzfreie Wassermassen mit sich. Zum anderen kommt von Norden die Brasilien-Strömung. Dabei handelt es sich um eine subtropische Strömung warmen ( $18\text{-}28^\circ\text{C}$ ) salzreichen (ca.  $36\text{‰}$ ) Wassers auf dem Kontinentalschelf in Richtung Süden. Beide Strömungen treffen etwa beim  $36.$  Breitengrad im Offshore-Gebiet des La Plata Ästuars in Uruguay zusammen (<http://oceancurrents.rsmas.miami.edu/atlantic/>).

Das System der Patos Lagune erreichen Abflüsse eines Einzugsgebietes von mehr als  $200\,000\text{ km}^2$ . Davon gehören etwa  $50\,000\text{ km}^2$  zum Einzugsgebiet der Mirim Lagune. Sie befindet sich südlich der Patos Lagune. Beide sind durch den  $70\text{ km}$  langen Sao Goncalo Kanal miteinander verbunden. Durch den Guaíba Fluss im Norden strömen  $75\%$  des gesamten Durchflusses in das System der Lagune (Gonçalves [29]). Dieser wiederum wird hauptsächlich durch die beiden Nebenflüsse Taquari und Jacuí gespeist. Der mittlere Abfluss des Taquari-Jacuí-Systems beträgt etwa  $1\,200\text{ m}^3/\text{s}$ . Die Höchstwerte werden am Ende des Winters, zu Beginn des Frühlings im September und Oktober erreicht. Während El Nino können Abflüsse eine Größenordnung von  $10\,000\text{ m}^3$  und mehr erreichen (Marques [71]).

### 7.1.3 Die Meteorologie der Patos Lagune

Ähnlich allen flächenhaften Küstengewässern, die außerdem nur eine enge Verbindung zum Meer haben, wirkt hauptsächlich der Wind auf die Auslenkung der Wasseroberfläche. Die Gezeiten haben hier mit einem mittleren Tidehub von etwa  $50\text{ cm}$  nur einen sekundären Einfluss auf die subtidale Hydrodynamik. Der lokale Wind hingegen bewirkt bei Richtungen aus Nordost einen Wasserspiegelanstieg in der südlichen Lagune und gleichzeitig eine Absenkung im nördlichen Teil. Bei Winden aus Südwest ist der Gradient der Wasseroberfläche entgegengesetzt, d.h. er fällt von Norden nach Süden ab. Der durch den Wind entstehende Druckgradient dominiert damit auch den Wasseraustausch zwischen der Lagune und dem Kontinentalschelf. Durch den Frischwasserzufluss kann saisonal ebenfalls ein Wasserspiegelgefälle auftreten. Dann wird die Wirkung des vorherrschenden Nordostwinds von durchschnittlich  $5\text{ m/s}$  noch verstärkt (Fernandes [22]).

### 7.1.4 Die Tide im Simulationsgebiet

Der südliche Teil der Lagune besitzt trotz allem die Charakteristiken eines Ästuars. Hier bleibt ein sichtbarer Einfluss der Küstenprozesse. Obgleich auch in diesem Bereich die Hydrodynamik durch den Wind und den Frischwasserzufluss dominiert wird, ist die astronomische Tide im unteren Bereich des Ästuars noch signifikant und steht in Wechselwirkung mit meteorologischen Faktoren.

Der Ebbstrom wird durch den kontinentalen Abfluss, lokale Nordostwinde und globale Antizyklonen des subtropischen Hochdruckgürtels verstärkt. Beim Flutstrom sind dies dementsprechend die lokalen Südwinde und Kaltfronten, die üblicherweise ganz Südamerika nach Norden hinauf fortschreiten (Gonçalves [29]).

### 7.1.5 Die Vegetation im Ästuar der Patos Lagune

Die intertidalen Marschen und Seegrasfelder im Ästuar der Patos Lagune sind wichtige Primärproduzenten und bilden das grundlegende Habitat für viele Ästuar- und Meeresorganismen. Costa et al. [14] erstellten mit Hilfe von Luftbildern für den Zeitraum von 1991 bis 1997 eine Vegetationskarte für das Gebiet des Ästuars. Dazu wurde die computergestützte Bildinterpretation genutzt. Des Weiteren wurden zur Verifikation der Luftbilder Bodenproben gesammelt und die einzelnen Pflanzenarten bestimmt. Zum damaligen Zeitpunkt war eine intertidale Fläche von etwa  $70 \text{ km}^2$  mit Salzwiesen bewachsen. Ca.  $120 \text{ km}^2$  der Flachwasserzonen des Ästuars (Wassertiefen zwischen  $0.3$  und  $1.5 \text{ m}$ ) war mit Seegraswiesen, dominiert von der Spezies *Ruppia maritima*, bedeckt.

Beide Vegetationsgebiete bildeten Zufluchtsort und Nahrungsquelle für ca. 65 % der Krustentiere und Fischarten, die gerade für die lokal ansässige Kleinfischerei eine enorme wirtschaftliche Bedeutung haben. Die größte Biomasse ist in den Sommermonaten Dezember bis März vorhanden. Zum Zeitpunkt der Untersuchungen wurden die geringe urbane und industrielle Belastung des Gebietes und ein sehr stabiles Salzwasserregime für die große mittlere Biomasse von etwa 1800 Pflanzen pro  $\text{m}^2$  ( $\approx 40 \text{ g}$  Trockenmasse je  $\text{m}^2$ ) im Ästuar verantwortlich gemacht. Die Seegräser hatten eine mittlere Länge von  $1 \text{ m}$ . Der Stiel hatte einen Durchmesser von ca.  $6 \text{ mm}$  an dem im Durchschnitt 4 Einzelpflanzen wuchsen (Margareth Copertino, Fundação Universidade Federal do Rio Grande, unveröffentlicht). In Abb. 7.1 ist das Seegras *Ruppia maritima* dargestellt sowie deren Teile benannt.

Das Seegras bildet zunächst ein horizontales Netz von Stielen. Ist dieses für die vorherrschende Hydrodynamik stabil genug, wachsen auch vertikale Stiele, aus denen wiederum die einzelnen Pflanzen sprießen. Am Ende dieses vertikalen Pflanzenteils wird eine Blüte ausgebildet.

Dichte, Größe, und Höhe der Seegrasfelder im Ästuar der Patos Lagoon variierten aber auch damals schon um mehr als 40% von einem Jahr auf das nächste. Seeliger vermutet, dass die Sedimentdynamik einen größeren Einfluss auf diese Schwankungen hat als die vorherrschenden Licht- und Temperaturverhältnisse in der Wassersäule.

Heute befinden sich im Ästuar nahezu keine Seegraswiesen mehr. Die Pflanzen haben nicht mehr die Kraft, die Größe zu erreichen, um eine Blüte auszubilden. Diese ist jedoch für die weitere Fortpflanzung zwingend notwendig. Die senkrechten Stiele fehlen momentan völlig. Die Blätter der Pflanze wachsen direkt aus dem horizontalen Geflecht. Längere Pflanzen ( $> 20 \text{ cm}$ ) werden von der Strömung wieder abgerissen.

Über die tatsächliche Ursache des rapiden Rückgangs besteht keine Klarheit. Der Bestand an Seegraswiesen ist aber seit knapp 10 Jahren auf der gesamten Welt rückläufig. Es wird vermutet, dass die anthropogene Eutrophierung der Küstengewässer einen entscheidenden Faktor bildet.

**Für die vegetationsbeeinflusste Simulation** wurden auf allen in Abb. 7.2 dargestellten Flachwasserzonen (graue Flächen) Seegraswiesen definiert. Die Bewuchsdichte betrug überall 1 768 Pflanzen je  $\text{m}^2$ . Für alle Pflanzen wurde eine Länge von  $1 \text{ m}$  und ein repräsentativer Durchmesser von  $1 \text{ cm}$  angenommen.

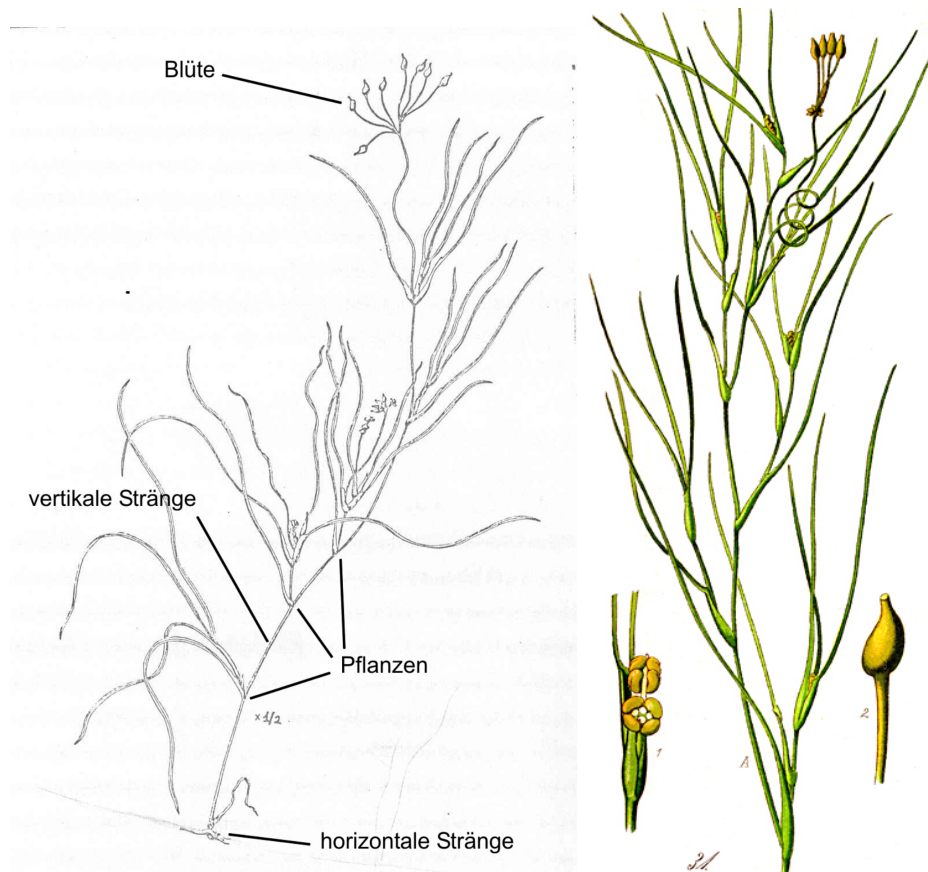


Abbildung 7.1: Das Seegrass *Ruppia maritima* - links: schematisch dargestellt mit Bezeichnung der einzelnen Pflanzenteile entnommen aus Carfuni [9] - rechts: als farbige Abbildung der Internetseite <http://www.botany.hawaii.edu> entnommen.

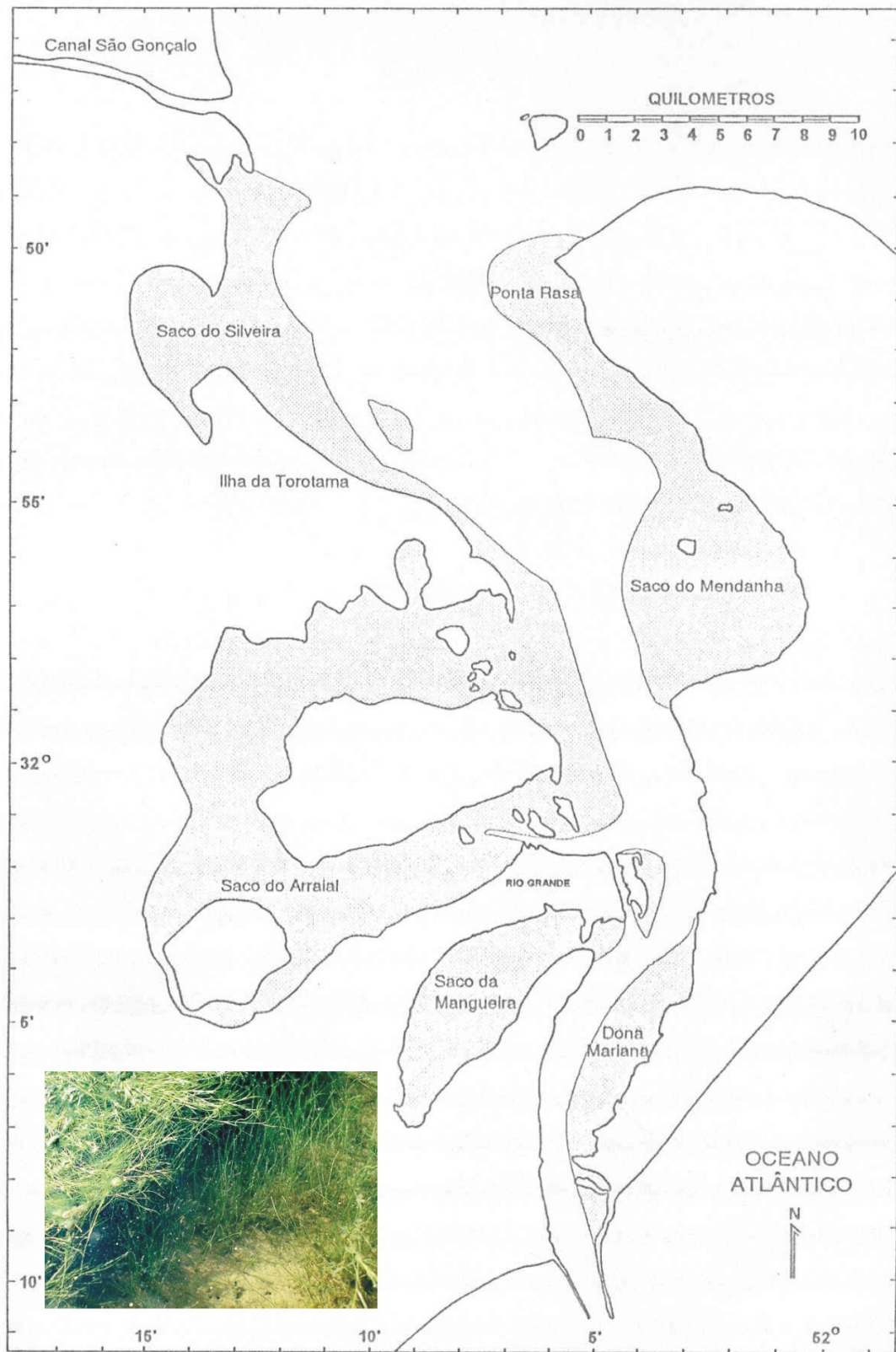


Abbildung 7.2: Die als graue Flächen dargestellten Flachwasserzonen (Wassertiefe  $< 1.5\text{ m}$ ) des Ästuars der Patos Lagune, entnommen aus Mazo [72], werden zur Simulation vollständig mit Seegräsen bedeckt sein. Das Foto unten links zeigt den Rand einer *Ruppia maritima*-Wiese in der Lagune. Es stammt von Uwe Seeliger und wurde der Internetseite <http://www.peld.furg.br/ingles/proj/distribution.html> entnommen.

## 7.2 Das hydrodynamische Modell

Für die Modellierung wurde die Bathymetrie des Simulationsgebietes auf einem Dreiecksgitter mit 16 799 Elementen und 8 974 Knoten übertragen.

Abb. 7.3 zeigt das Berechnungsgitter des Gesamtgebietes und den Ausschnitt des Ästuars. Das Modell besitzt 4 offene Ränder. Im Norden der Lagune befindet sich der Einstromrand, durch den das Gebiet mit Frischwasser versorgt wird. Durch diesen Rand ist der Zustrom des Guaíba Flusses im Modell implementiert. Die restlichen 3 offenen Ränder bilden den Übergang zum Atlantik. Wie in Abb. 7.3 dargestellt, wird ein Nord-, ein Süd- und ein Ostrand unterschieden.

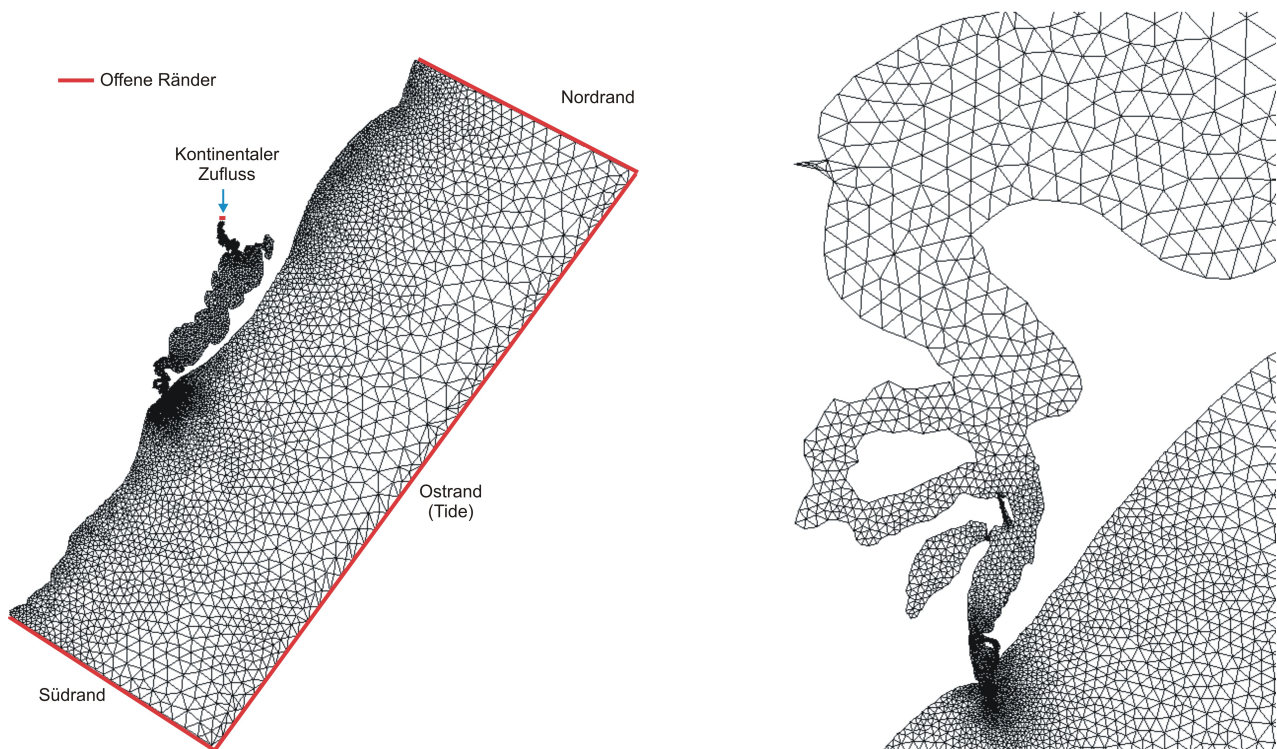


Abbildung 7.3: Gitternetz des Gesamtgebietes (links) und Ausschnitt des Ästuars (rechts)

Abb. 7.4 zeigt die Ausgangstopographie des Modellgebietes (links) und des Ästuars (rechts).

### 7.2.1 Die Rand- und Anfangsbedingungen des HN Modells

Zur Steuerung des Modells wurden folgende Randwerte vorgegeben:

- Durchfluss am Einstromrand mit Ganglinie
- Wasserstand zum offenen Ozean durch Tidewellen
- Wind über der gesamten Lagune, zeitlich und räumlich variabel

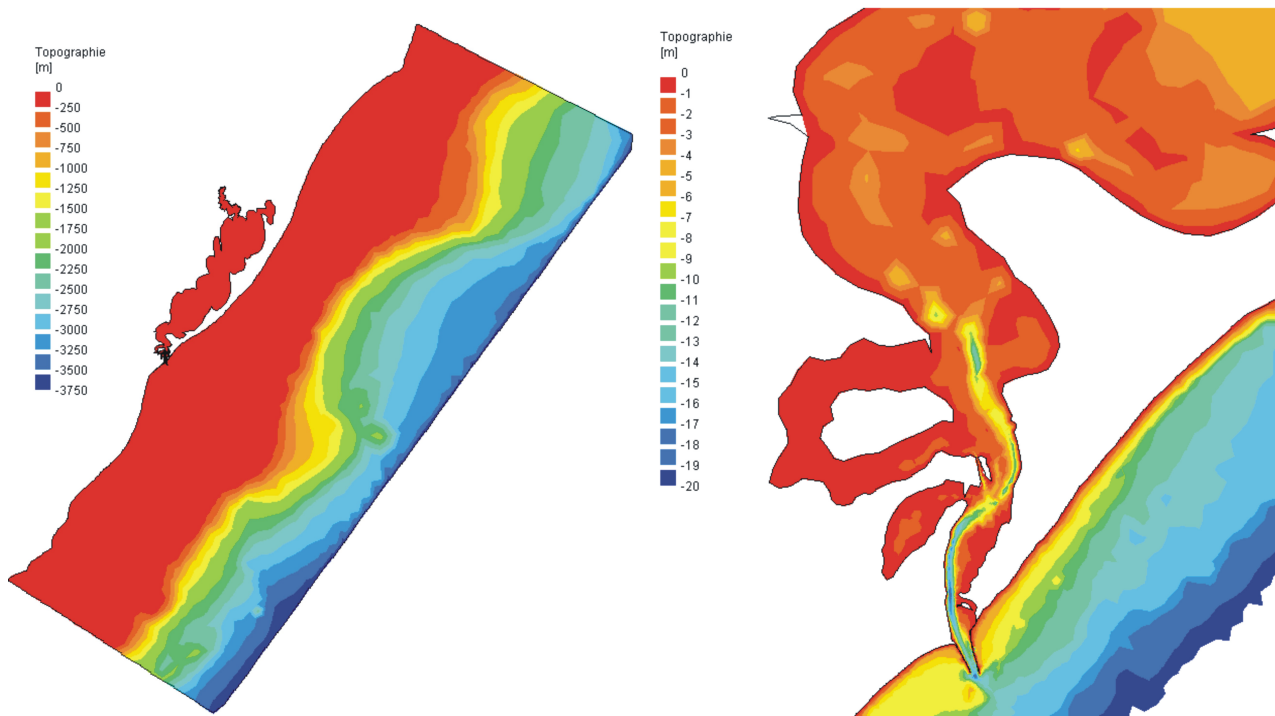


Abbildung 7.4: Topographie des Modellgebietes (links) und Ausschnitt des Ästuars (rechts)

### Der Frischwasserzufluss in die Lagune

Zur Simulation der Patos Lagune wurde eine Wasserstandzeitreihe am offenen Einstromrand eingesteuert. Abb. 7.5 zeigt die Abflussganglinie des Guaíba Flusses im Norden der Lagune. Der Simulationszeitraum betrug 225 Tage (5.Mai bis 16.Dezember 2005) und ist durch das rote Rechteck gekennzeichnet.

### Die eingesteuerte Tidewelle

Der Wasserstand am seewärtigen Rand des Modells wurde jeweils durch eine Tidewelle am entsprechenden Knoten vorgegeben. Diese setzt sich aus den 5 wichtigsten Partialtiden des Gebietes zusammen. Dabei handelt es sich um folgende Hauptfrequenzen der Gezeiten:

Bezeichnung	Periodendauer	Kreisfrequenz
$M_2$ (halbtägige Hauptmondtide)	44 720 s	$1.405 \cdot 10^{-4} Hz$
$N_2$ (große elliptische Tide 1. Ordnung zur $M_2$ )	45 569 s	$1.379 \cdot 10^{-4} Hz$
$O_1$ (eintägige Hauptmondtide)	93 023 s	$6.754 \cdot 10^{-5} Hz$
$S_2$ (haltägige Hauptsonnentide)	43 217 s	$1.454 \cdot 10^{-4} Hz$
$K_1$ (eintägige Hauptdeklinationstide)	86 124 s	$7.296 \cdot 10^{-5} Hz$

Die entsprechend benötigten Amplituden und Phasen der Partialtiden wurden durch das Tidesimulationsmodell FES95.2 ermittelt. In Abb. 7.6 ist die lineare Überlagerung der 5 verwendeten Partialtiden graphisch dargestellt. Es wurde ein Randknoten gewählt und die Zeitreihe der Auslenkung der Wasseroberfläche für etwa 14 Tage berechnet.



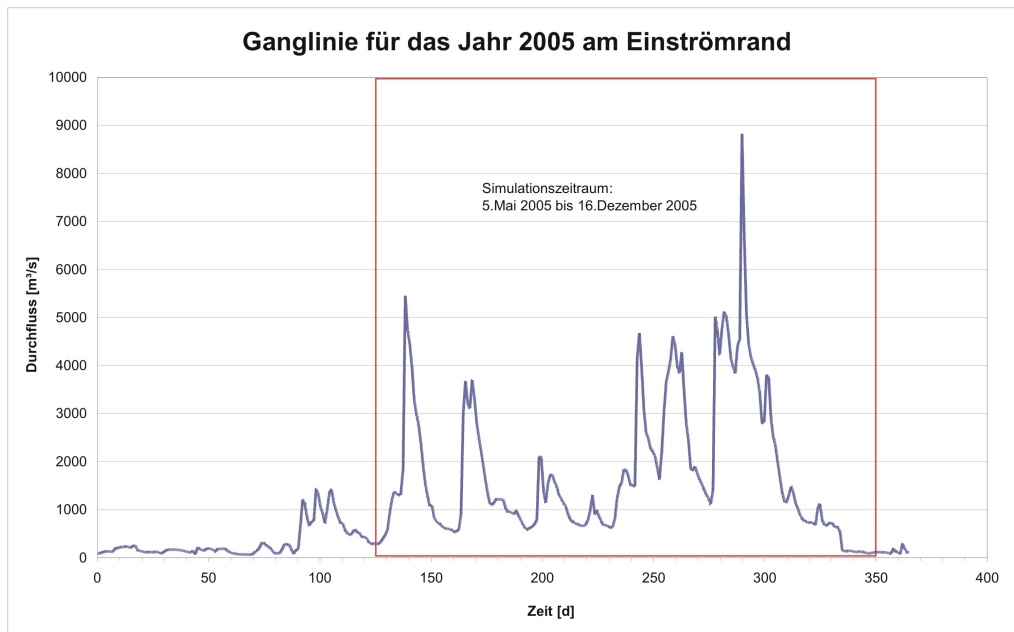


Abbildung 7.5: Ganglinie am Einströmrand der Lagune und Simulationszeitraum

### Der Wind im Modellgebiet

Das zur Simulation genutzte Windfeld stammt von der Internetseite des Research Office des National Oceanic & Atmospheric Administration (NOAA):

<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis>.

NOAA ist Teil des US Department of Commerce, das unter anderem die Aufgabe hat:

„... to foster, promote, and develop the foreign and domestic commerce of the United States.“

NOAA stellt nach dem „Freedom of Information Act“ von 1966 mit öffentlichen Mitteln gewonnene wissenschaftliche Grundlagen und Daten der Allgemeinheit zur Verfügung.

Im Fall der Patos Lagune konnte der Wind aus einem globalen Windfeld extrahiert und auf jedem einzelnen Knoten des genutzten Gitternetztes vorgegeben werden. Mit einer Zeitschrittweite von 86 400 s stand für jeden Simulationstag ein Wert zur Verfügung. Für die Zeitschritte zwischen 0:00 und 24:00 Uhr eines Tages fand eine lineare Interpolation statt. Somit wurde die Simulation mit zeitlich und räumlich variablem Windfeld gesteuert.

Abb. 7.7 stellt exemplarische Windbedingungen für die ersten 4 Tage der Simulation dar. Sie stehen stellvertretend für die hohe räumliche und zeitliche Variabilität des vorherrschenden Windfeldes.

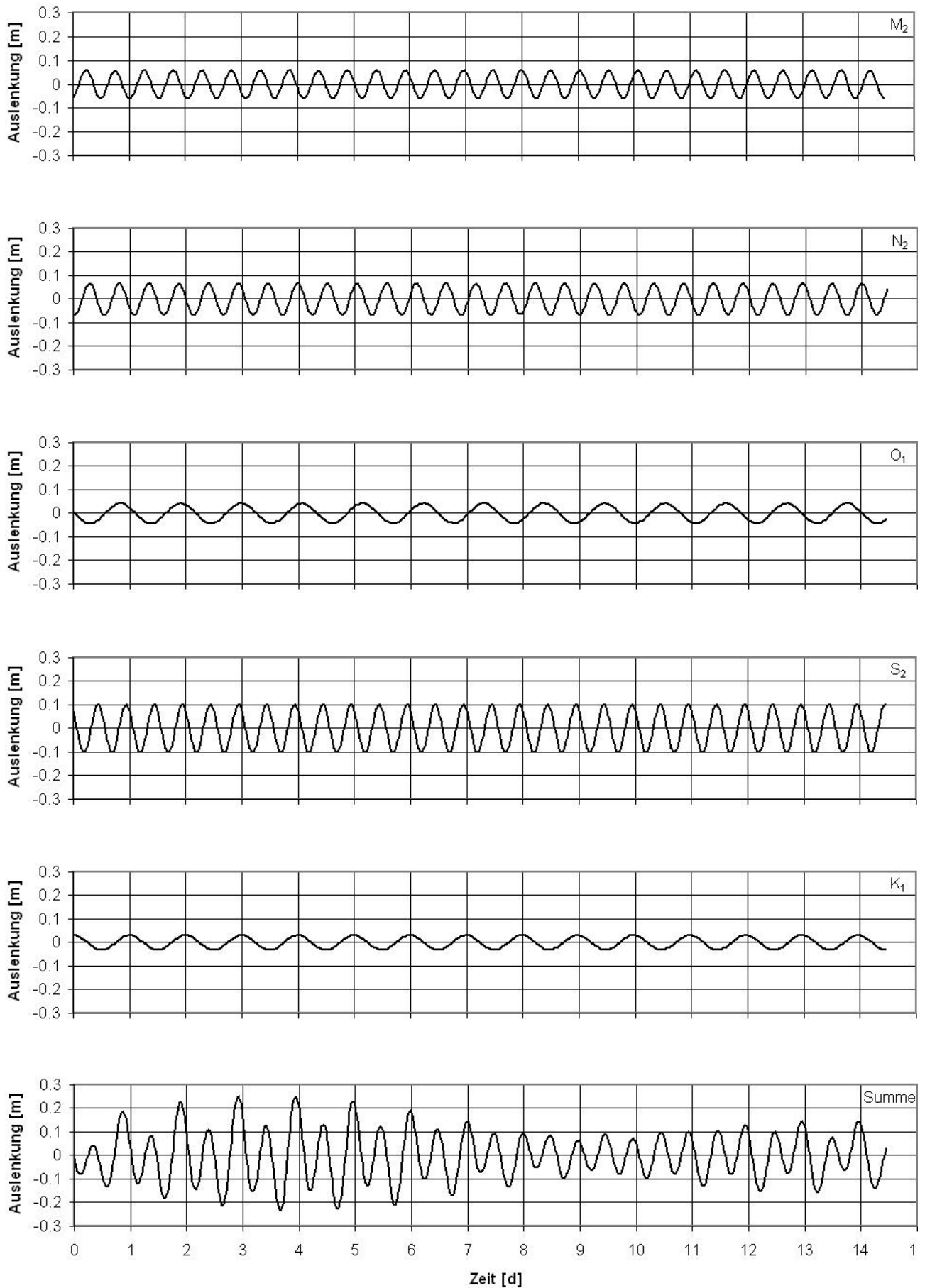


Abbildung 7.6: Lineare Überlagerung von 5 Partialtiden zur Steuerung des Wasserstandes am seewärtigen Modellrand am Beispiel eines Randknotens für eine Dauer von 14 Tagen.

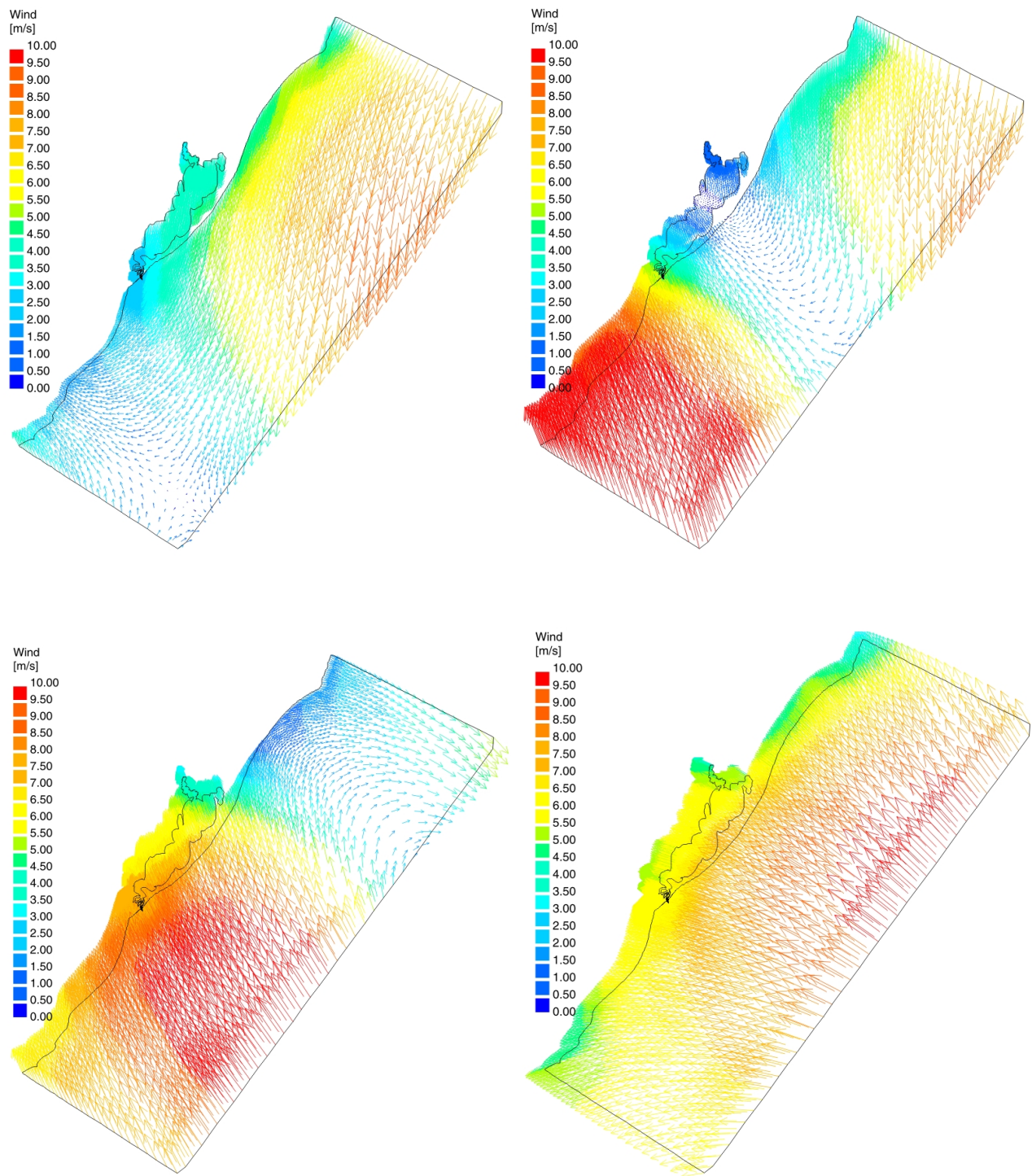


Abbildung 7.7: Eingesteuerte Windfelder, beispielhaft für die ersten 4 Simulationstage vom 5.Mai bis zum 8.Mai 2005. Es ist eine hohe Variabilität des Windes sowohl in der Richtung als auch in den Geschwindigkeiten zu sehen.

## Die Anfangsbedingungen für das hydrodynamische Modell

Zu Beginn der Simulation wurde die Wasserspiegellinie im gesamten Modellgebiet auf  $0.40\text{ mNN}$  festgelegt. Die Lagune selbst wird zum Startzeitpunkt der Simulation als salzfrei definiert. Das Wasser des Atlantischen Ozeans wird mit einem Salzgehalt von  $35\text{‰}$  vorgegeben. Die Salzgrenze befindet sich im Ästuar.

In der Abb. 7.8 ist der Anfangszustand für den Salzgehalt graphisch dargestellt.

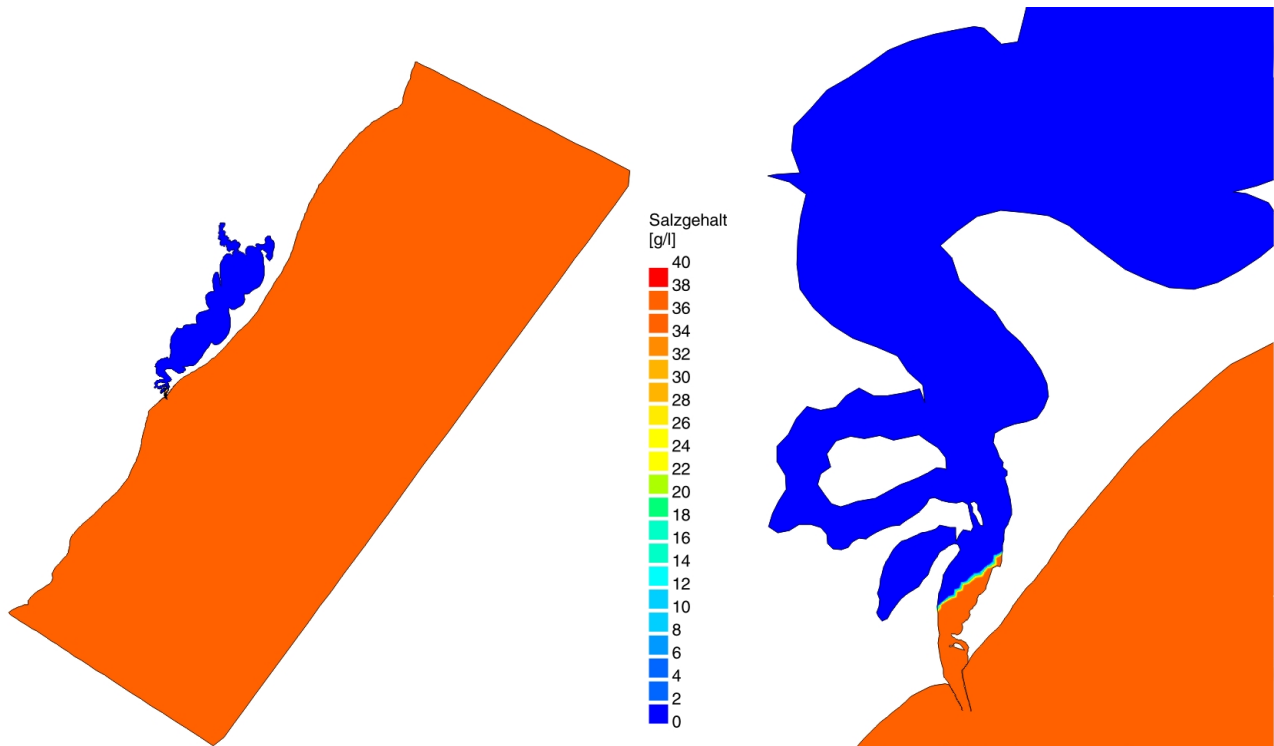


Abbildung 7.8: Anfangsbedingung für den Salzgehalt im gesamten Gebiet (links) und im Ästuar (rechts).

## 7.3 Das morphodynamische Modell

Bei der Beschreibung der Sedimentvorkommen im gesamten Simulationsgebiet werden zwei Teilgebiete unterschieden. Die Kornzusammensetzung im vorgelagerten Kontinentalschelf wird als homogen angenommen. Eine einzelne Fraktion (Feinsand) repräsentiert hier die gesamte Sieblinie.

Die Kornzusammensetzung der Patos Lagune selbst ist differenzierter. Die Korngrößen nehmen zunächst von West nach Ost ab. Die Westseite der Lagune ist von mittlerem und grobem Sand dominiert, der aus der Binnenentwässerung stammt. In der Mitte dieses Ufers haben sich Nehrungen aus grobem Material ausgebildet. Diese reichen weit in die Lagune hinein und sind mit feinem Sand umgeben. Am östlichen Rand der Lagune finden sich hauptsächlich feine Sande maritimen Ursprungs.

Aber auch in Längsrichtung ist eine Sortierung der Korngröße erkennbar. Während im nördlichen Teil der Lagune die Schluffe vorherrschend sind, verfeinert sich der Boden nach Süden hin. Ton ist hier die am stärksten vertretene Sedimentklasse (Toldo [103]).

Für die morphodynamische Simulation wurde eine Diskretisierung der Sieblinie von 4 Fraktionen gewählt. Tabelle 7.1 gibt einen Überblick der einzelnen Anteile und ihren Eigenschaften.

Fraktion	mittlerer Durchmesser [mm]	Transportart
Ton	0.002	Schwebstoff
Schluff	0.020	Geschiebe
Feinsand	0.200	Geschiebe
Grobsand	2.000	Geschiebe

Tabelle 7.1: In SediMorph definierte Sedimentklassen der Patos Lagune

Dabei handelt es sich um die Einteilung nach der Udden-Wentworth-Skala der American Geophysical Union. In Abb. 7.9 und 7.10 sind sowohl die Anteile der einzelnen Fraktionen im Gebiet der Lagune als auch im Ästuar dargestellt. Der vorgelagerte Meeresgrund des Atlantischen Ozeans bis zur Schelfkante besteht zu 100% aus der Fraktion Feinsand.

### Die Schwebstoffkonzentration in der Lagune

Durch den nördlichen Zustrom des Guaíba Flusses gelangt ein hoher Anteil suspendierter Sedimente in das Gebiet der Patos Lagune. Die mittlere Konzentration kann jahreszeitlich bedingt sehr unterschiedliche Werte annehmen. Während eines Forschungsprojekts im Jahr 1996 wurden Schwebstoffanteile zwischen 50 und 200  $mg/l$  gemessen. Den größten Anteil des suspendierten Materials bilden die Tone mit mehr als 80%. Schluffe und Sande werden ebenfalls als Schwebstoffe transportiert, besitzen aber einen marginalen Anteil von entsprechend 15% und 5% (Hartmann [35]).

Für die Simulation hatte das Frischwasser des Guaíba Flusses eine konstante Schwebstoffkonzentration von 50  $mg$  Ton je Liter. An den seeseitigen Rändern wurde dem Modell kein Schwebstoff zugeführt. Zu Beginn der Simulation ist die Wassersäule im gesamten Gebiet frei von Schwebstoffen.

Für die Berechnung des Geschiebetransports wurde die Gleichung 6.2 nach van Rijn gewählt.

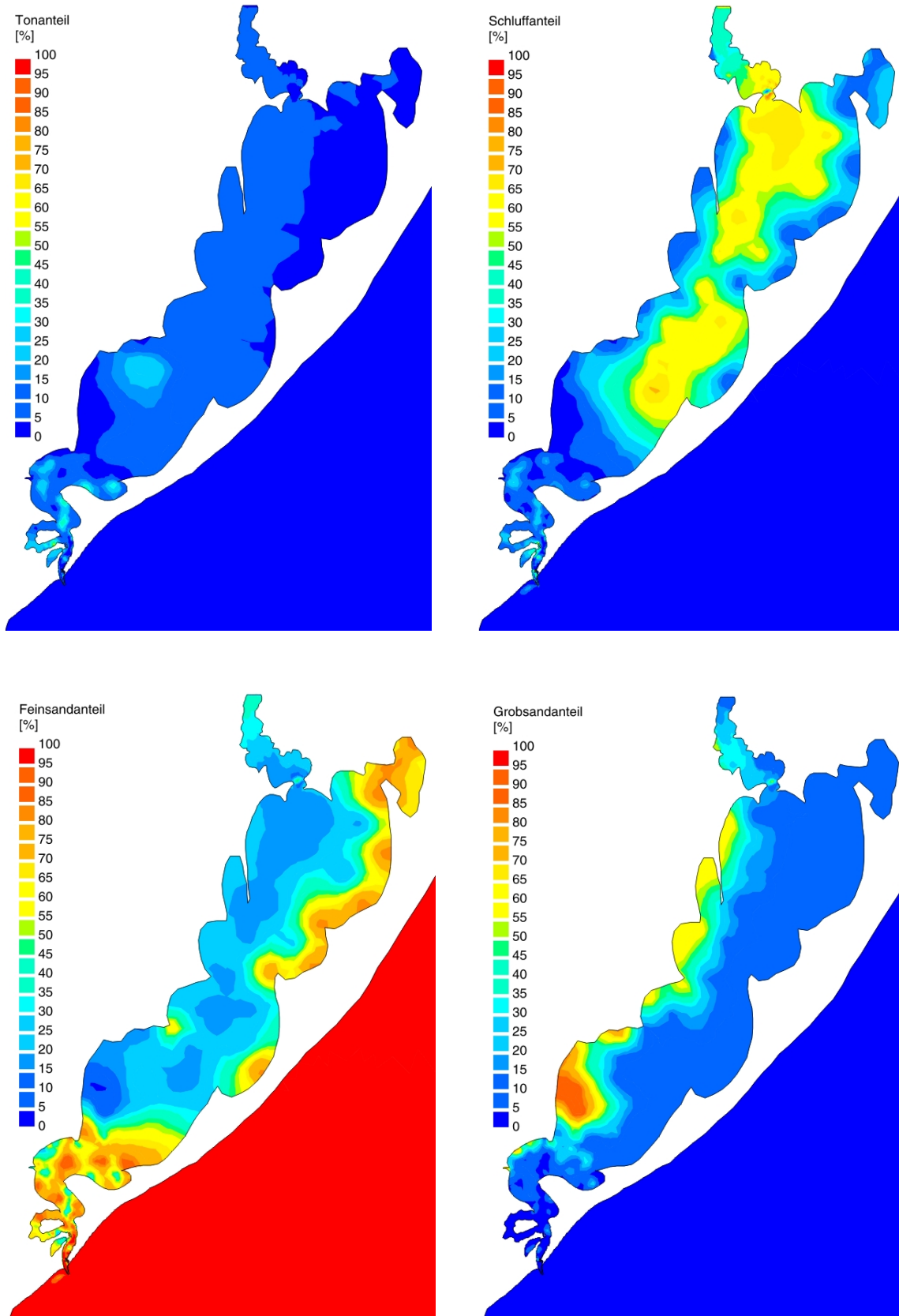


Abbildung 7.9: Die initiale Kornverteilung der 4 Sedimentklassen Ton, Schluff, Feinsand und Grobsand Gebiet der Lagune.

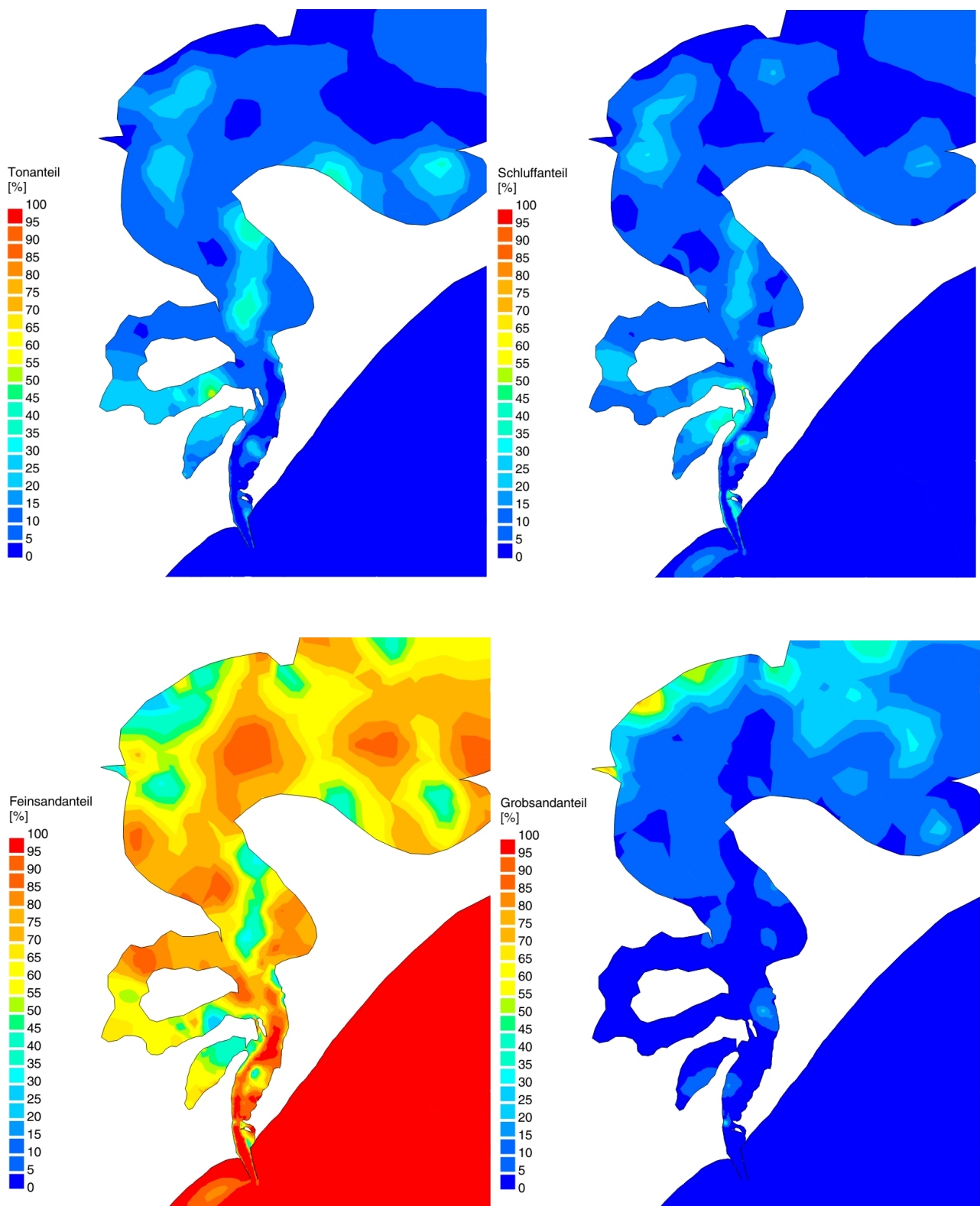


Abbildung 7.10: Die initiale Kornverteilung der 4 Sedimentklassen Ton, Schluff, Feinsand und Grobsand im Gebiet des Ästuars.

## 7.4 Die Ergebnisse der Simulation

Im folgenden Abschnitt werden die Simulationsergebnisse für die Patos Lagune dargestellt. Es sollen die Unterschiede zwischen der vegetationsbeeinflussten und der vegetationsfreien Modellierung herausgestellt werden. Zu diesem Zweck wird die Wirkung der Seegräser auf die Hydrodynamik und den Sedimenttransport ausgewertet. Da die Vegetation einen begrenzten Einfluss hat, wurden zum besseren Vergleich vier Pegelpositionen in den unterschiedlichen Seegraswiesen im Gebiet des Ästuars ausgewählt. Diese sind immer auf der flächenhaften Darstellung des jeweilig diskutierten Ergebnisses zur besseren Übersicht eingetragen. Orte eins und zwei befinden sich kurz hinter den Molen, wo der Atlantik in die Lagune strömt. Das Gebiet wird, wie in Abb. 7.2 zu sehen, *Dona Mariana* genannt. Der zweite Ort liegt nördlich des ersten. Die dritte Position befindet sich im Gebiet *Saco do Medanha*. Dies ist die Bucht, die sich weiter nördlich nach Osten erstreckt. Der vierte Ort liegt sehr geschützt im *Saco do Arraial*. Hier sind die wenigsten Veränderungen zu erwarten.

### 7.4.1 Die berechneten Wassertiefen

In Abb. 7.11 ist die Lage der Wasseroberfläche bei beiden Modellvarianten dargestellt. Zum Zeitpunkt der Ergebnisse, der Endzeitpunkt der Simulation, fließt das Wasser in die Lagune hinein. Der Wind weht aus südwestlicher Richtung über das Ästuar und unterstützt so die Fließrichtung. Der Einfluss des Seegrases auf den Wasserstand ist für das Gebiet des Ästuars kaum erkennbar. Sowohl mit als auch ohne Pflanzen werden ähnliche Wassertiefen berechnet. Es scheint aber, als würde das Wasser beim Einfließen in die Lagune durch die Pflanzen behindert. Dies könnte den Aufstau direkt vor den Molenköpfen erklären.

Unterschiede gibt es dennoch zwischen den einzelnen Stationen. In Abb. 7.13 sind die vier zuvor erwähnten Zeitreihen der Orte eins bis vier dargestellt. Die Pegel eins und zwei unterscheiden sich von den anderen beiden. An diesen Orten im Gebiet *Dona Mariana* sind die Differenzen mit bis zu  $\pm 10$  cm am größten. Die Wassertiefen schwanken dort im betrachteten Zeitraum zwischen 10 und 90 cm. Dies bedeutet, dass das Seegras mit einer Höhe von 1 m immer bis zur Wasseroberfläche reicht, was sich somit auch quantitativ am stärksten auf die Hydrodynamik auswirkt. Der Pegel drei hat eine Bodenhöhe von -1.46 mNN. Hier schwankt der Wasserstand zwischen 1.60 m und 2.75 m. Das Seegras nimmt meist nur die halbe Wassersäule ein. Gleichsam verhält es sich am Pegel vier. Mit einer Bodenhöhe von -0.45 mNN liegt der Wasserstand hier im Bereich zwischen 0.55 m und 2.05 m.

### 7.4.2 Die tiefengemittelte Geschwindigkeit

Ein ähnliches Bild gibt die Darstellung der tiefengemittelten Strömungsgeschwindigkeiten wieder. So wie in den Abb. 7.12 und 7.14 zu sehen, wird die Bewegung des Wasserkörpers an den Pegeln eins und zwei am meisten beeinflusst. An allen 4 Orten herrschen während des Simulationszeitraums durchweg vergleichsweise geringe Fließgeschwindigkeiten vor. Da diese mit dem Quadrat in die Impuls- und Turbulenzgleichungen eingehen, ist eine signifikante Wirkung der Seegraswiesen hier kaum zu erreichen.



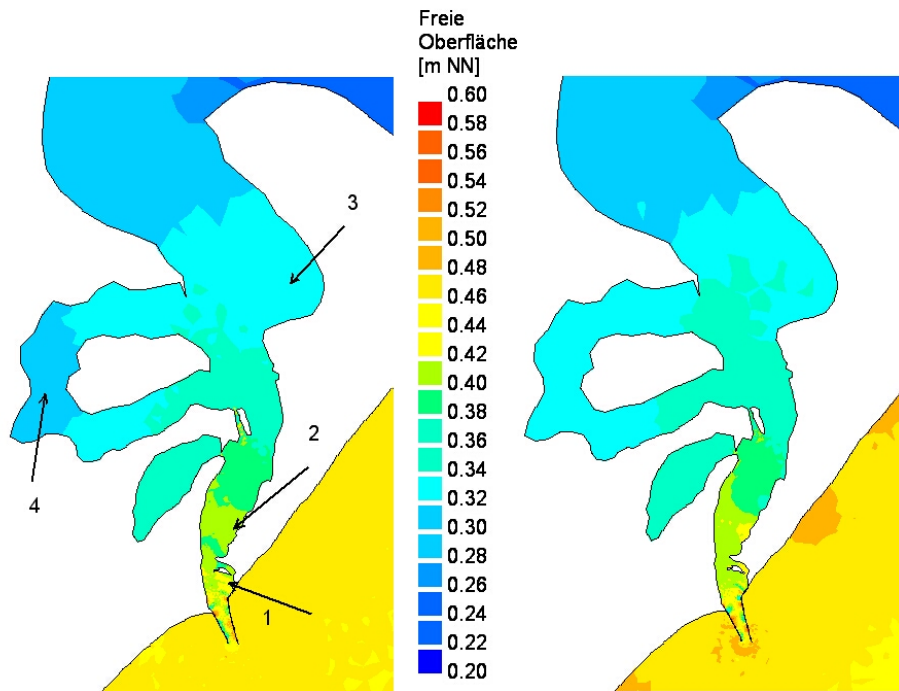


Abbildung 7.11: Vergleich der Lage der freien Oberfläche im Ästuar der Patos Lagune zum Endzeitpunkt der Simulation - *links*: vegetationsfreie Lagune, *rechts*: Lagune mit Seegrass - In der linken Darstellung sind die 4 Positionen eingezeichnet, an denen die Wasserstandszeitreihen verglichen werden.

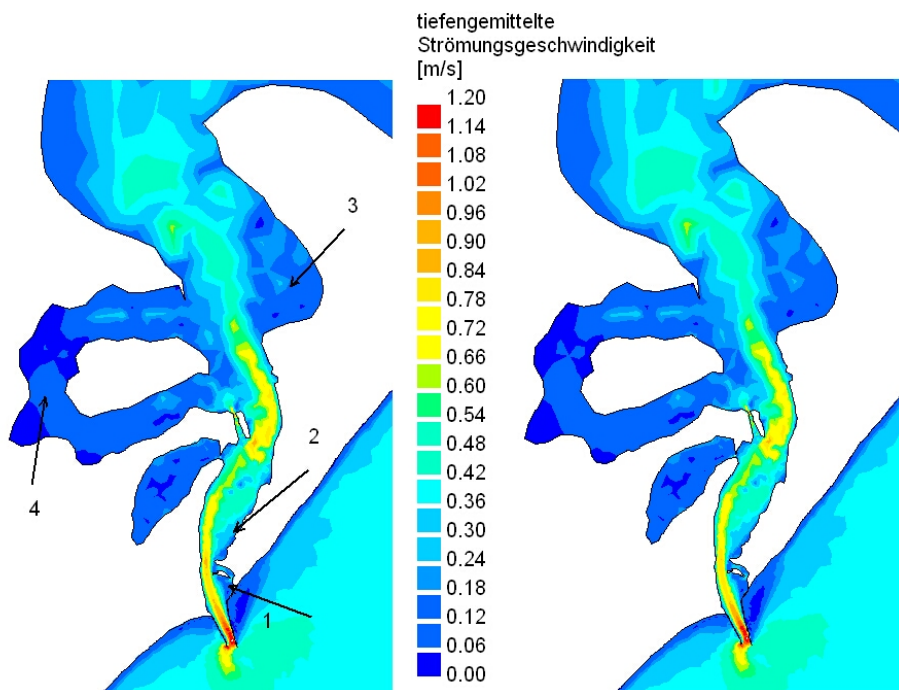


Abbildung 7.12: Vergleich der tiefengemittelten Strömungsgeschwindigkeiten im Ästuar der Patos Lagune zum Endzeitpunkt der Simulation - *links*: vegetationsfreie Lagune, *rechts*: Lagune mit Seegrass - In der linken Darstellung sind die 4 Positionen eingezeichnet, an denen die Zeitreihen verglichen werden.

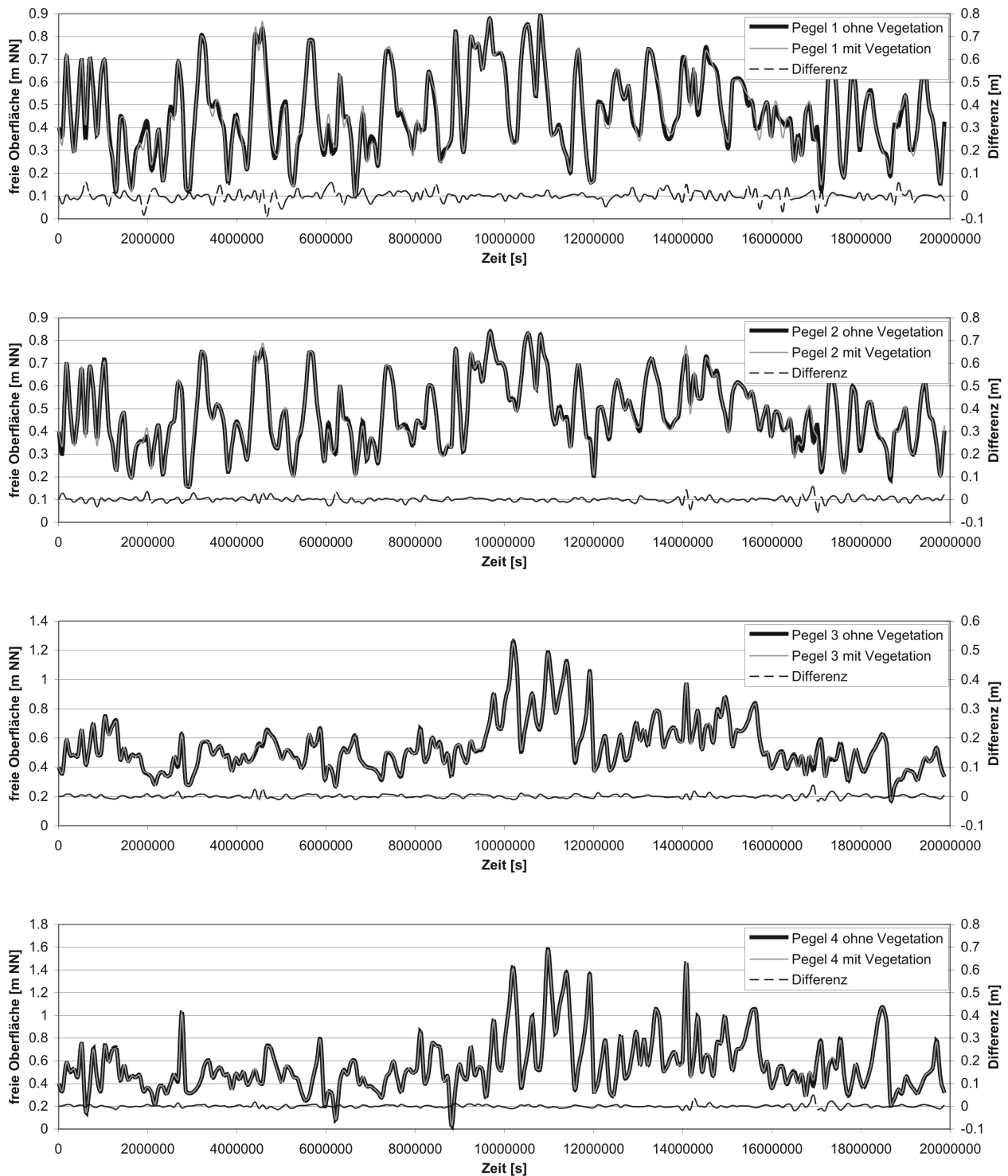


Abbildung 7.13: Vergleich der Lage der freien Oberfläche im Ästuar der Patos Lagune - von oben nach unten Pegel eins bis Pegel vier.

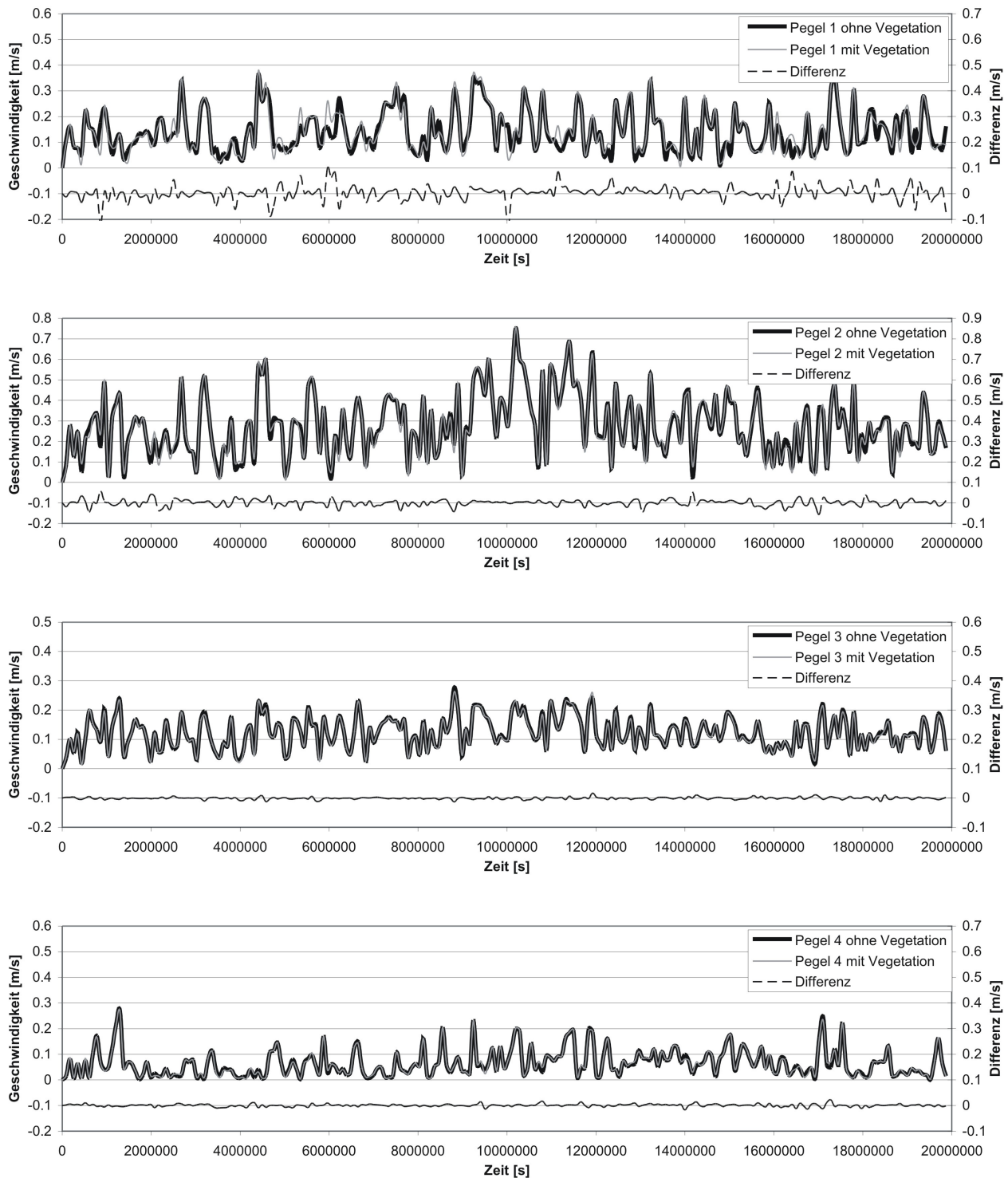


Abbildung 7.14: Vergleich der tiefengemittelten Strömungsgeschwindigkeiten im Ästuar der Patos Lagune - von oben nach unten Pegel eins bis Pegel vier.

### 7.4.3 Die effektive Sohlschubspannung

Bei der Abb. 7.15 macht sich die Berücksichtigung der Vegetation durch die Berechnung der effektiven Sohlschubspannung nach Gleichung 3.10 besonders im Gebiet Dona Mariana bemerkbar. Hier liegen die berechneten Werte deutlich unter denen der von Vegetation unbeeinflussten Strömung. Weiter lässt sich erkennen, dass sich die Belastung des Gewässerbodens bei Berücksichtigung der Seegräser auf die Fahrrinne konzentriert.

In den Diagrammen der Abb. 7.16 ist die Reduktion der Bodenbeanspruchung an allen vier Orten deutlich zu erkennen. Dabei ist die Form jeder einzelnen vegetationsbeeinflussten Zeitreihe derer ähnlich, die keine Seegraswiesen berücksichtigen. Dies ist eine Folge der bei der Herleitung der Gleichung 3.10 getroffenen Annahme, dass das Newton Taylor Gesetz gelte. Es besagt, dass die jeweilige Sohlschubspannung direkt vom Quadrat der Strömungsgeschwindigkeit abhängt. Da im Beispiel der Patos Lagune die hydrodynamischen Eingangsgrößen für beide Simulationsvarianten nahezu übereinstimmen, kommt nur der Proportionalitätsfaktor bei der Berechnung der Sohlschubspannung zum Tragen. Dieser ist bei vegetationsbeeinflussten Strömungen kleiner als bei vegetationsfreien Modellen.

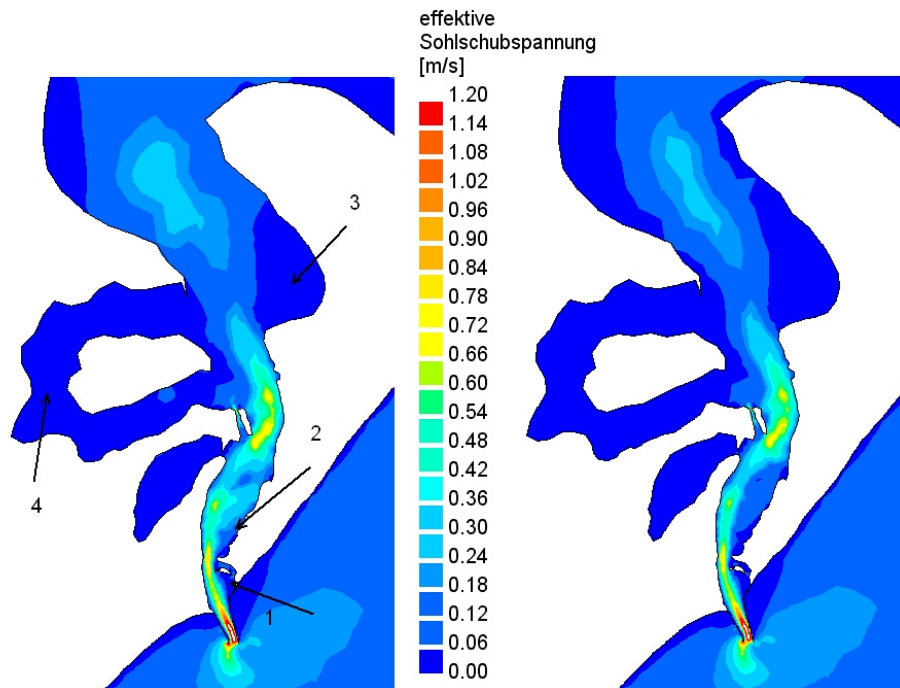


Abbildung 7.15: Vergleich der effektiven Sohlschubspannung im Ästuar der Patos Lagune zum Endzeitpunkt der Simulation - *links*: vegetationsfreie Lagune, *rechts*: Lagune mit Seegras - In der linken Darstellung sind die 4 Positionen eingezeichnet, an denen die Zeitreihen verglichen werden.

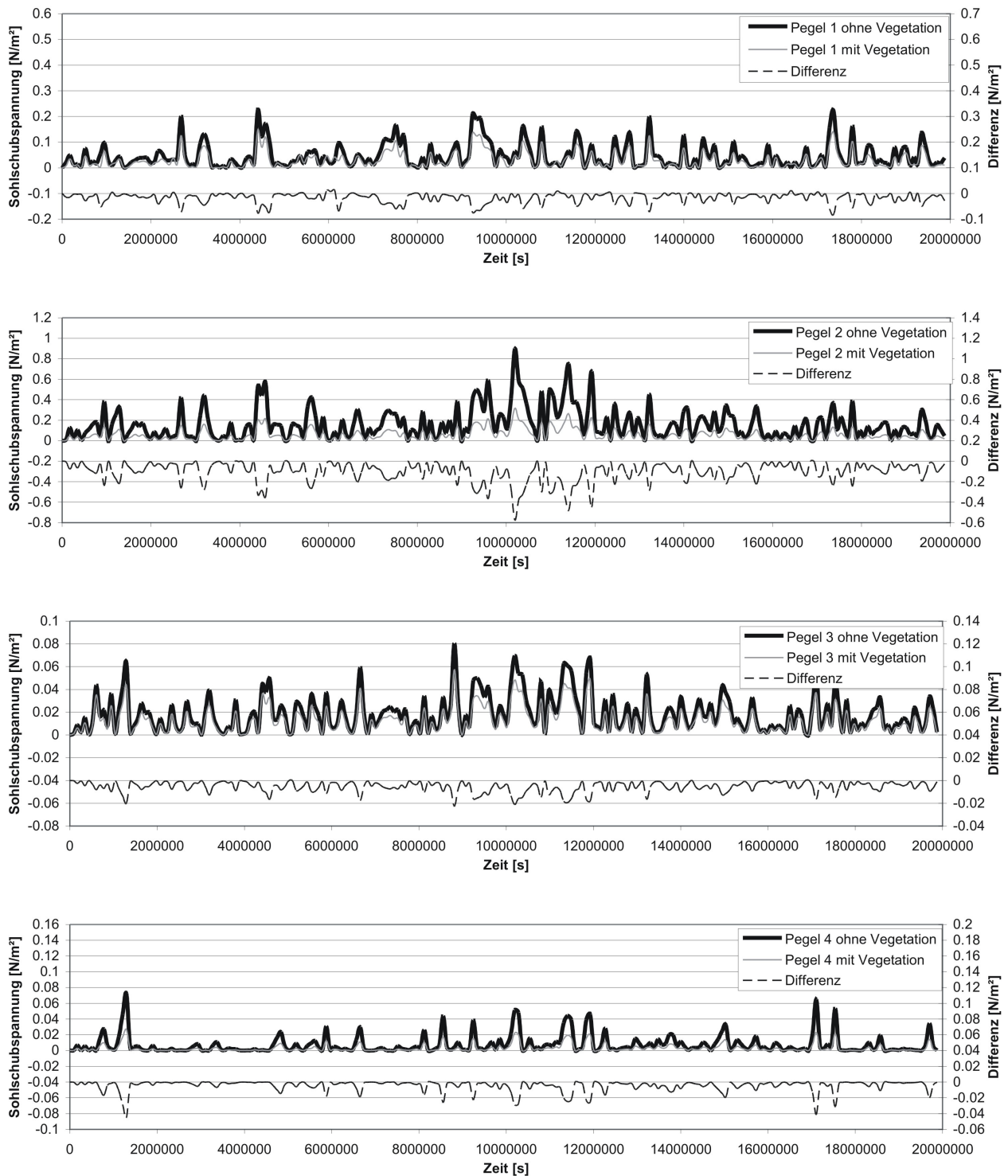


Abbildung 7.16: Vergleich der effektiven Sohlschubspannung im Ästuar der Patos Lagune - von oben nach unten Pegel eins bis Pegel vier.

#### 7.4.4 Der mittlere Korndurchmesser

In diesem Abschnitt wird der Unterschied des mittleren Korndurchmessers für die vegetationsfreie (Abb. 7.17, links) und die vegetationsbeeinflusste Simulation (Abb. 7.17, rechts) diskutiert. Es ist jeweils der mittlere Korndurchmesser der obersten Schicht dargestellt. Diese hat in beiden Simulationen eine Dicke von 1 cm, unabhängig davon, ob die Seegraswiesen bei der Berechnung berücksichtigt wurden oder nicht.

Auch hier sind nur marginale Abweichungen beider Simulationen voneinander zu erkennen. Signifikante Unterschiede gibt es im Norden des Ästuars in den Gebieten Saco de Silveira und Ponta Rasa. Dabei konzentrieren sich die Veränderungen im mittleren Korndurchmesser eher auf den Rand der Seegraswiesen. Hier fand bei der vegetationsbeeinflussten Strömung eine Verfeinerung der obersten Bodenschicht statt. Das Korngemisch in der Fahrrinne zwischen den beiden Wiesen ist auf der rechten Abbildung etwas gröber.

In Abb. 7.18 ist wieder die zeitliche Entwicklung der mittleren Korndurchmesser der einzelnen Pegelorte dargestellt. Ein interpretierbarer Unterschied ist nur am Ort eins zu erkennen. Während die vegetationsfreie Simulation hier eher ein gleichbleibendes oder gar gröberes Korngemisch berechnet, findet mit Berücksichtigung der Seegräser eine Verfeinerung statt. An allen andern Orten sind die Unterschiede so gering, dass eine Wertung dessen für nicht sinnvoll gehalten wird.

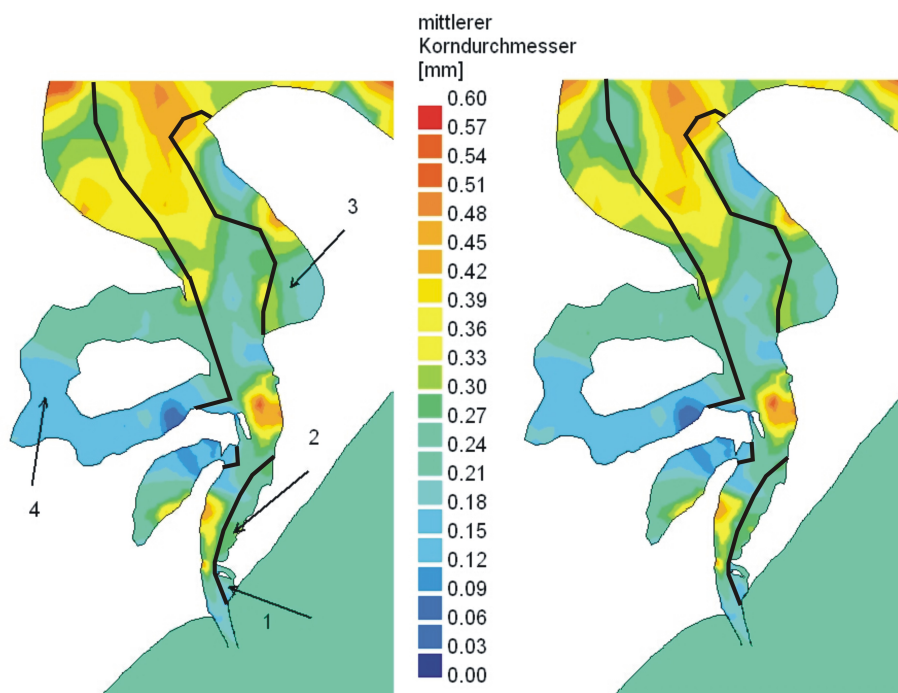


Abbildung 7.17: Vergleich der mittleren Korndurchmesser im Ästuar der Patos Lagune zum Endzeitpunkt der Simulation - *links*: vegetationsfreie Lagune, *rechts*: Lagune mit Seegras - In der linken Darstellung sind die 4 Positionen eingezeichnet, an denen die Zeitreihen verglichen werden.

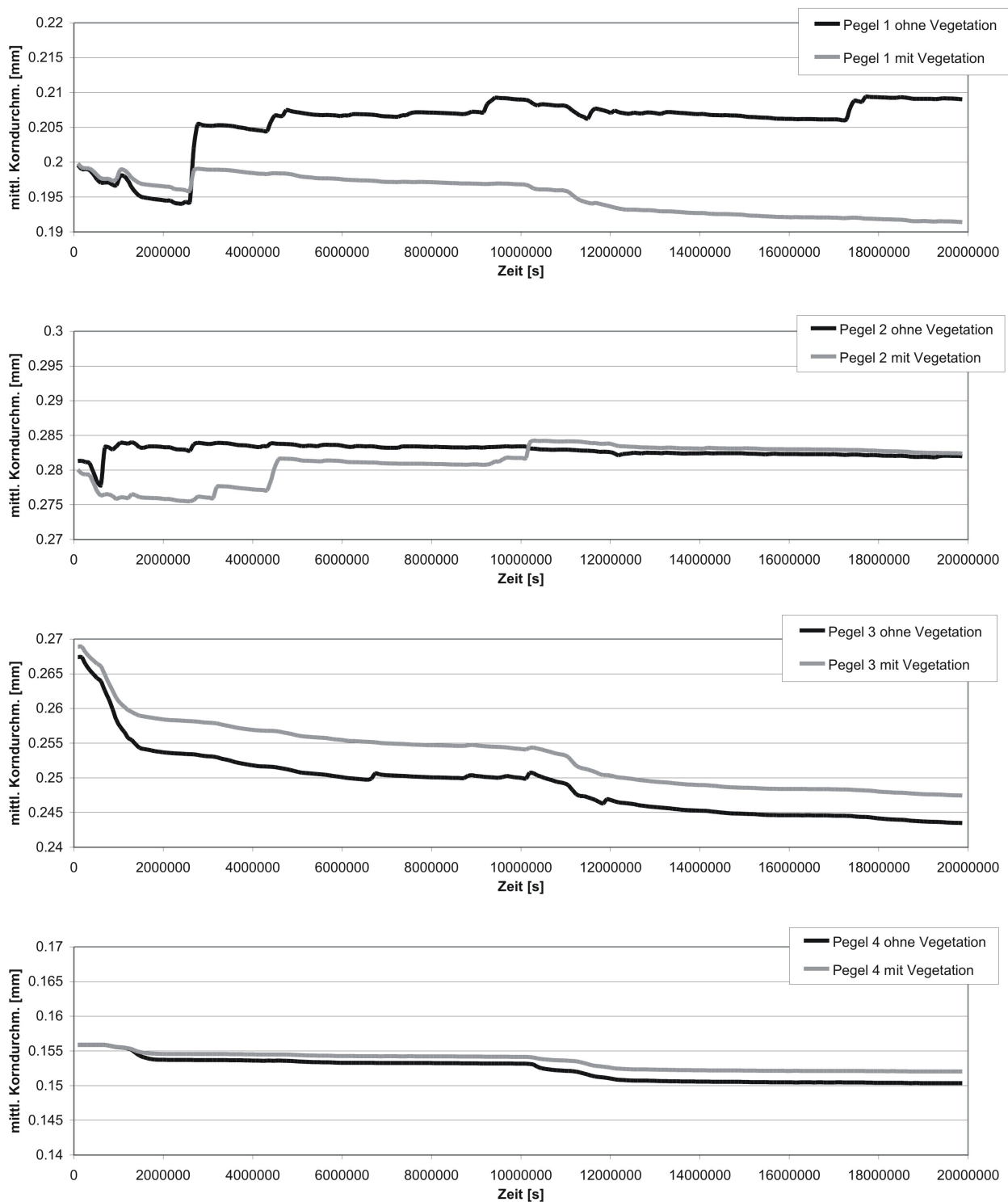


Abbildung 7.18: Vergleich des mittleren Korndurchmessers im Ästuar der Patos Lagune - von oben nach unten Pegel eins bis Pegel vier.

### 7.4.5 Die Bodenevolution

Beim Vergleich der Bodendifferenzen, die in Abb. 7.19 dargestellt sind, fallen kaum Unterschiede auf. Dies liegt zum einen an den geringen Strömungsgeschwindigkeiten im Simulationsgebiet und zum anderen an der wechselnden Strömungsrichtung, die auch keine konstante Transportrichtung zulassen. Außerdem wird die kritische Schubspannung der im Gebiet definierten Korngemische nur an wenigen Stellen überschritten. Somit konzentriert sich der Sedimenttransport im Simulationszeitraum auf die Fahrrinne. Die maximalen Depositionshöhen betragen in beiden Berechnungsvarianten 4 bis 5 cm in 225 Tagen. Die maximalen Erosionstiefen liegen in der gleichen Größenordnung.

Die Zeitreihen der einzelnen Pegelstandorte sind in Abb. 7.20 dargestellt. Die einzelnen Zeitreihen beginnen immer mit einer Depositionshöhe bzw. Erosionstiefe von 0 cm. Negative Werte für die Depositionshöhe können ebenso als Erosionstiefen bezeichnet werden.

An den Stationen eins und zwei ist eine deutliche Stabilisierung des Bodens zu erkennen. Während an diesen Stellen ohne Seegraswiesen Material erodiert, bleibt die Bodenhöhe mit Präsenz der Pflanzenfelder konstant oder verzeichnet tendenziell sogar eine Deposition. Die maximale Erosionstiefe beträgt am Pegel zwei über das dreifache des Pegels eins. Pegel drei und vier zeigen wiederum so geringfügige Unterschiede, dass auf eine Interpretation dessen verzichtet wird.

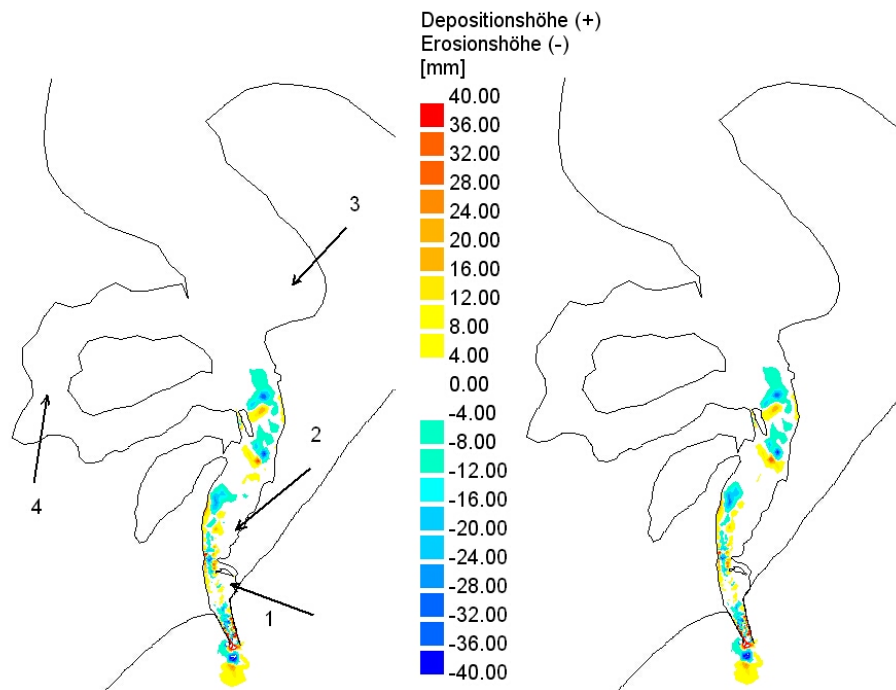


Abbildung 7.19: Vergleich der Bodenevolution im Ästuar der Patos Lagune nach 225 Tagen Simulation - *links*: vegetationsfreie Lagune, *rechts*: Lagune mit Seegras - In der linken Darstellung sind die vier Positionen eingezeichnet, an denen die Zeitreihen verglichen werden. Negative Depositionshöhen können ebenso als Erosionstiefen bezeichnet werden.



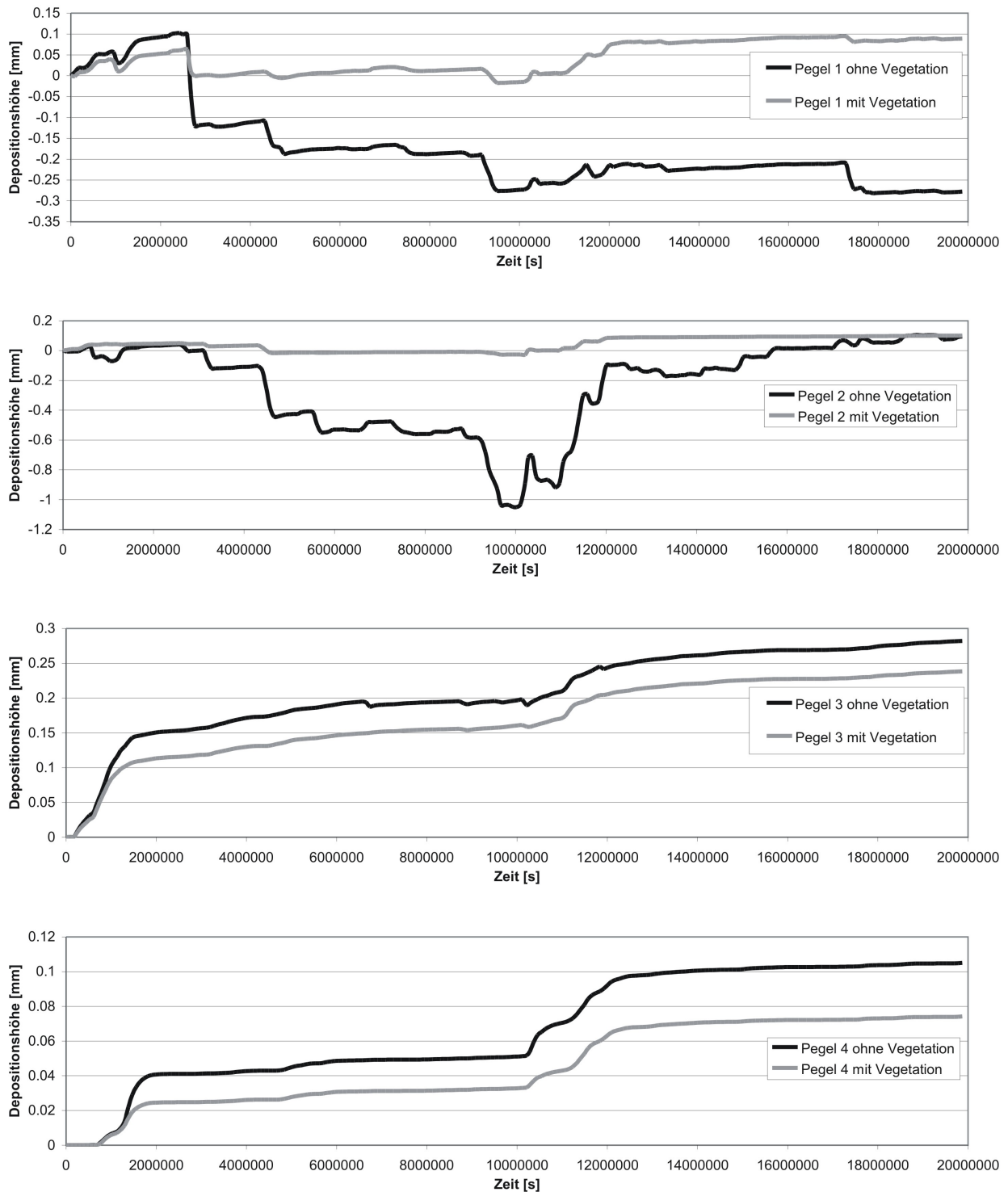


Abbildung 7.20: Vergleich der Bodenevolution im Ästuar der Patos Lagune - von oben nach unten Pegel eins bis Pegel vier - Negative Depositionshöhen können ebenso als Erosionstiefen bezeichnet werden.

### 7.4.6 Die berechnete Schwebstoffkonzentration

Zum Abschluss der Betrachtung der Ergebnisse beider Simulationen soll noch die Verteilung der tiefengemittelten Sedimentkonzentration verglichen werden. In Abb. 7.21 ist die zeitliche Abfolge eines Strömungsvorganges in die Lagune hinein dargestellt. Die oberen sechs Bilder zeigen die Sedimentkonzentration der vegetationsfreien Strömung jeweils im Abstand von zehn Stunden. Die unteren sechs Abbildungen zeigen dasselbe Ergebnis für die vegetationsbeeinflusste Strömung.

Während bisher nur marginale Unterschiede zwischen beiden Simulationen festgestellt werden konnten, sind sie bei Betrachtung der tiefengemittelten Sedimentkonzentration umso stärker sichtbar. In den ersten 20 h (jeweils die drei oberen Bilder) wird hauptsächlich Sediment außerhalb der Seegraswiesen mobilisiert. Hier reagieren beide Systeme gleich. Im weiteren Verlauf jedoch erhöht sich die Sedimentkonzentration bei der vegetationsfreien Simulation in den Gebieten der Pflanzenfelder sehr viel mehr als bei Berücksichtigung der Seegraswiesen.

Die Schwebstoffkonzentration erhöht sich hauptsächlich in den Gebieten *Ponta Rasa* und *Saco do Mendanah*. Hier beträgt der Unterschied bis zu 500 mg/l. Während sich in der vegetationsfreien Simulation bis zu 750 mg Sediment je Liter in Suspension befinden, sind es bei Vorhandensein der Seegraswiesen maximal 450 mg/l.

## 7.5 Zusammenfassung

In diesem Kapitel wurden die Ergebnisse der Simulationen vegetationsbeeinflusster und vegetationsfreier Strömungen am Beispiel der Patos Lagune in Südbrasilien miteinander verglichen. Neben den Seegrasfeldern enthielt das Modell einen Frischwasserzufluss von Norden, ein zeitlich und räumlich variables Windfeld sowie den ebenfalls zeitlich und räumlich abhängigen Tideinfluss des Atlantiks.

Mit der Simulation des Gebiets der Patos Lagune wurde gezeigt, dass die Anwendung der implementierten Modellansätze für vegetationsbeeinflusste Strömungen nicht nur im Laborkanal, sondern auch in komplexen Systemen stabil läuft und unter Berücksichtigung aller Wechselwirkungen logische und sinnvolle Ergebnisse produziert.

Für die Schwebstoffkonzentration lässt sich sagen, dass sie bei Berücksichtigung der Vegetation sehr viel geringer ist als bei vernachlässigtem Bewuchs. Da der Schwebstofftransport im Ästuarsystem eine übergeordnete Rolle spielt, sollte zusätzlich unbedingt auch die Diffusions-Advektions-Gleichung angepasst und ein Modell zur Berechnung der Diffusion passiver Tracer gefunden werden. Die hier dargestellten unterschiedlichen Ergebnisse sind momentan lediglich eine Folge der verringerten Beanspruchung des Gewässerbodens.

Da der prognostizierte Geschiebetransport in beiden Simulationsvarianten sehr gering war, konnte eine Wertung bezüglich des Einflusses der Vegetation nicht erfolgen. Aus diesem Grund wird noch ein weiteres Simulationsbeispiel bemüht. Hier soll das Modell eines Teilgebietes der Donau dem numerischen Experiment dienen. Mit diesem Binnengewässer fällt der Fokus nun auf den Transport von Sedimenten als Geschiebe.

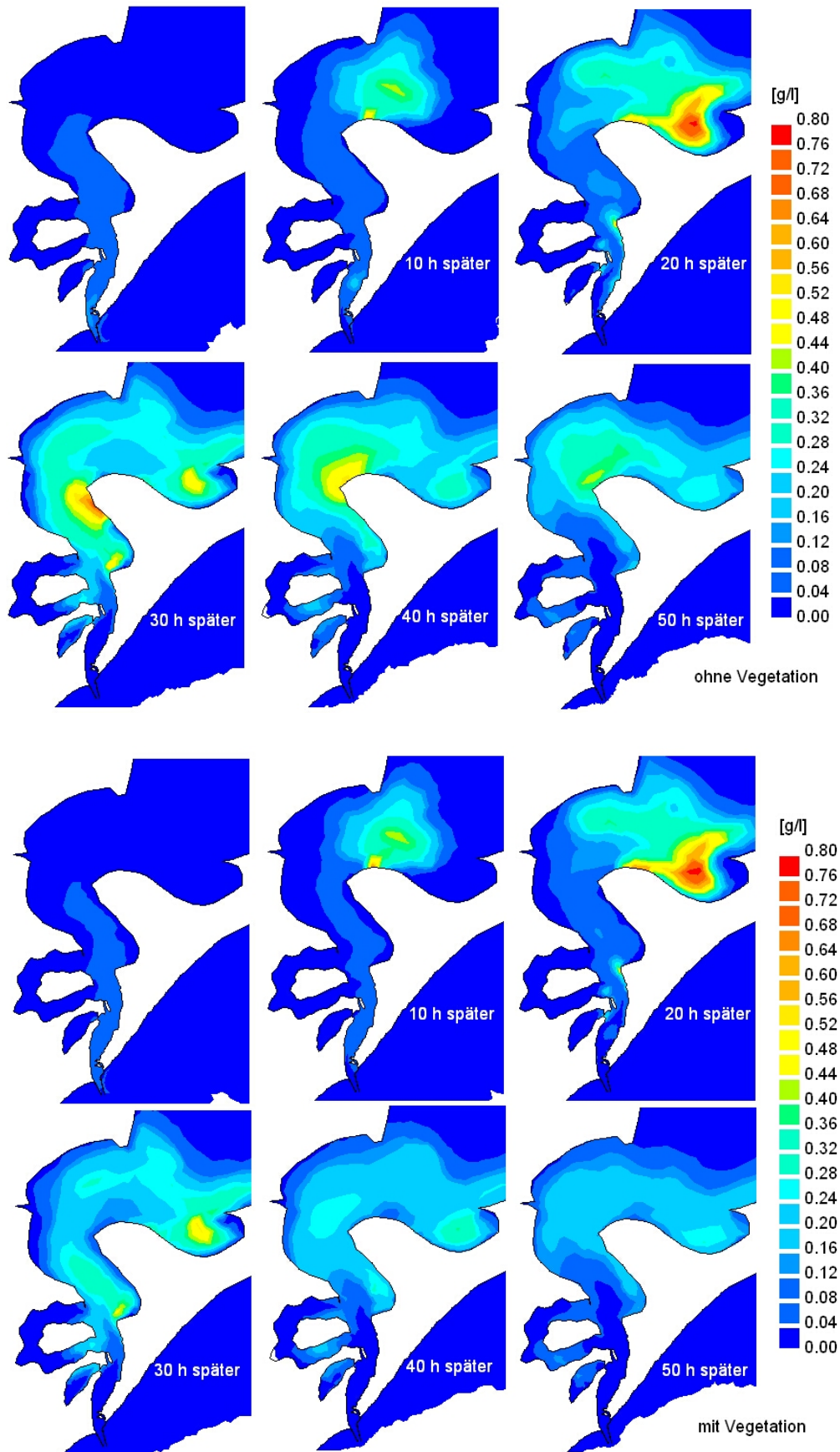


Abbildung 7.21: Vergleich der Schwebstoffkonzentration im Ästuar der Patos Lagune zu 6 aufeinander folgenden Zeitpunkten der Simulation - *oben*: vegetationsfreie Lagune, *unten*: Lagune mit Seegras - Das Wasser fließt hier in die Lagune hinein.

# Kapitel 8

## Die Simulation der Mühlhamer Schleife

Mit der Donau soll im nun folgenden Kapitel eine der wichtigsten Europäischen Wasserstraßen zur exemplarischen Anwendung des Entwickelten dienen. Allgemeine Informationen und einzelne Abbildungen zum Simulationsgebiet sind der Diplomarbeit von Hänseroth [34] entnommen. Auf die Vorgehensweise bei der Datenerhebung wird nach kurzer Beschreibung der Donau und des eigentlichen Simulationsgebietes, der Mühlhamer Schleife, ebenfalls eingegangen.

### 8.1 Die Donau

Die Donau entspringt in der Bundesrepublik südöstlich des Schwarzwaldes, durchfließt Europa von West nach Ost und mündet in Rumänien über ihr Delta ins Schwarze Meer. Sie ist nach der Wolga der zweitlängste Fluss des Kontinents. Die Flusskilometer werden ungewöhnlicherweise von der Mündung zur Quelle gezählt. Von ihren 2 850 *km* Flussschlauch sind bereits 2 500 *km* schiffbar. Die Donau wird als Wasserstraße in drei Abschnitte unterteilt:

- Untere Donau von *km* 0 (Sulina) bis *km* 930 (Eisernes Tor)
- Mittlere Donau bis *km* 1 790 (Gönyü)
- Obere Donau bis *km* 2 411 (Kelheim)

In Kelheim verbindet ein Kanal, der Main-Donau-Kanal, die Donau mit dem Main. In Ergänzung mit dem Rhein wurde damit eine durchgängige Wasserstraße von der Nordsee zum Schwarzen Meer geschaffen. Die Abb. 8.1 zeigt den Verlauf der Donau. Die Lage des Simulationsgebiets „Mühlhamer Schleife“ ist rot gekennzeichnet.



Abbildung 8.1: Der Verlauf der Donau von der Quelle in Deutschland bis zur Mündung ins Schwarze Meer - Die Abbildung wurde der Internetseite <http://www.wikipedia.de> entnommen und angepasst.

### 8.1.1 Das Modellgebiet der Mühlahamer Schleife

Die Mühlahamer Schleife liegt somit im Abschnitt der Oberen Donau zwischen Kehlheim und Linz. Abb. 8.2 zeigt ein Luftbild des Simulationsgebietes. Es liegt im einzigen unregulierten Abschnitt der Deutschen Donau und fließt somit noch im Freispiegelgefälle. Die Flussaue wird rechts und links durch Deiche begrenzt. Außerhalb dieser findet vor allem landwirtschaftliche Nutzung statt. Innerhalb ist die Auenvegetation in großen Teilen erhalten geblieben. Der simulierte Abschnitt ist ca. 12 km lang und von Deich zu Deich ca. 500 m breit. Der Flussschlauch selbst hat eine Breite zwischen 100 und 200 m.



Abbildung 8.2: Luftbild des Simulationsgebietes „Mühlahamer Schleife“ - die beiden äußeren Linien kennzeichnen den Deich, die Mittlere die Gewässerachse (aus Hänseroth [34]).

### 8.1.2 Die Vegetation der Mühlhamer Schleife

Der Bewuchs der Mühlhamer Schleife wurde durch eine Ortsbegehung im Juli 2006 erfasst. Dabei wurden Polygone mittels GPS aufgezeichnet und durch eine durchschnittliche Vegetationsdichte, Pflanzenhöhe und einen repräsentativen Durchmesser charakterisiert.

Insgesamt konnten im Modellgebiet etwa 100 verschiedene Pflanzengesellschaften nachgewiesen werden. Im Bereich der Mühlhamer Schleife sind hauptsächlich Weichholzauwälder zu finden, in denen überwiegend Weiden, Pappeln und Graslandschaften wachsen.

Für die Simulation wurden vier Biotope für insgesamt 70 Vegetationsgebiete definiert:

- Wiese  
13 Polygone mit 4939 Pflanzen je  $m^2$   
Vegetationshöhe 0.15  $m$   
repräsentativer Durchmesser von 0.002  $m$
- Weiden  
40 Polygone mit 0.075 Pflanzen je  $m^2$   
Vegetationshöhe 10.0  $m$   
repräsentativer Durchmesser von 2.0  $m$
- Pappeln  
16 Polygone mit 0.075 Pflanzen je  $m^2$   
Vegetationshöhe 40.0  $m$   
repräsentativer Durchmesser von 1.0  $m$
- Röhricht  
1 Polygon mit 625 Pflanzen je  $m^2$   
Vegetationshöhe 2.0  $m$   
repräsentativer Durchmesser von 0.005  $m$

**Als Wiese** wurden im Modell eine Vielzahl von Pflanzen zusammengefasst. Dabei handelt es sich unter anderem um Süß- und Sauergräser. Süßgräser haben einen hohlen Halm, der durch Knoten und Blätter gebildet wird. Charakteristisch sind die langen schmalen als Ähren oder Rispen (Rispengräser) ausgebildeten Blütenstände. Im Gegensatz dazu sind Sauergräser eher krautige Gewächse, die in Stauden wachsen. Ihre Halme sind massiv mit Rispen oder Köpfen. Zusätzlich wachsen auf den Feuchtwiesen der Donauauen auch Knöterichgewächse, wie Ampfer oder Schlangenknocherich. Der Ampfer wird 30 bis 100  $cm$  hoch und hat blattlose Stängel. Er steht als Indez für stark gedüngte Grünländer, da sein Samen im Boden mehrere Jahre überlebensfähig und gülleresistent ist. Der Schlangenknocherich hat aufrechte unverzweigte Stängel, die etwa 20 bis 100  $cm$  hoch werden. Er besitzt bis zu 15  $cm$  lange, länglich ovale Blätter.

**Die Weiden** sind Laubgehölze. An der Mühlhamer Schleife wachsen hauptsächlich Silberweiden. Diese baumförmigen Pflanzen können Höhen von bis zu 35  $m$  erreichen. Sie bilden kräftige und stark verzweigte Wurzeln aus, was zu einer Festigung des Erdreichs führt. Die Blätter der Silberweide sind schmal und lazettenförmig. Auf ihrer Unterseite befinden sich dichte seidige Härchen, die die Bäume im Wind silbern schimmern lassen. Im Simulationsgebiet wachsen außerdem Mandel- und Korbweiden, die bis zu 10  $m$  hoch werden.



Abbildung 8.3: Wiese (links) und Röhricht (rechts)

**Die Pappeln** im betrachteten Donaugebiet gehören zu den Silber- und Schwarzpappeln. Die häufigste Variante ist die Pyramidenpappel. Der säulenförmige Wuchs und die kegelförmige Krone sind charakteristisch für diesen Baum. Die Pappeln an der Donau sind bis zu 40 *m* hoch und haben einen Stammdurchmesser von bis zu 1.5 *m*. Die jungen biegsamen Zweige der Pyramidenpappeln werden im Alter vergleichsweise spröde und brechen bei starkem Wind schnell aus der Krone. Diese Pappel hat viele einzelne dreieckige Blätter.

**Der Röhricht** ist eine schilfartige Pflanze und kommt im Flachwasser- und Uferbereich, der sogenannten Röhrichtzone, vor. Er besteht aus großwüchsigen schilfartigen Pflanzen und gehört zur Familie der Süßgräser, die Höhen von bis zu 4 *m* erreichen. Für die Simulation wurde die Pflanzenhöhe zum Zeitpunkt der Ortsbegehung gewählt.



Abbildung 8.4: Baumweiden (links) und Pyramidenpappeln (rechts)

Im Preprocessing der Simulation wurden die mit GPS aufgenommenen Polygone zunächst in ArcGIS eingelesen. Im Bereich der Mühlhamer Schleife wurden die 70 genannten Polygone den vier Biotopen Wiese, Weiden, Pappel und Röhricht zugeordnet. Bereits im GIS findet die Charakterisierung statt. Im Fall der vegetationsbeeinflussten Strömungen sind die Vegetationsdichte, Pflanzenhöhe und der repräsentative Durchmesser die vorzugebenden Eigenschaften. Mit Hilfe eines Visual Basic for Application Scripts (VBA Script) wird aus den so erstellten shape files die IPDS Datei generiert. Das VBA Script wurde von der Bundesanstalt für Wasserbau, Dienststelle Hamburg entwickelt.

In Abb.8.5 sind die definierten Polygone, wie sie im ArcGIS dargestellt werden, abgebildet. Das Foto zeigt das einzige Röhrichtbiotop im Gebiet der Mühlhamer Schleife. Der Boden ist hier feucht und teilweise mit stehendem Wasser bedeckt. Im Vordergrund ist ein Beispiel für die Wiese, im Hintergrund eines für Weiden zu sehen.

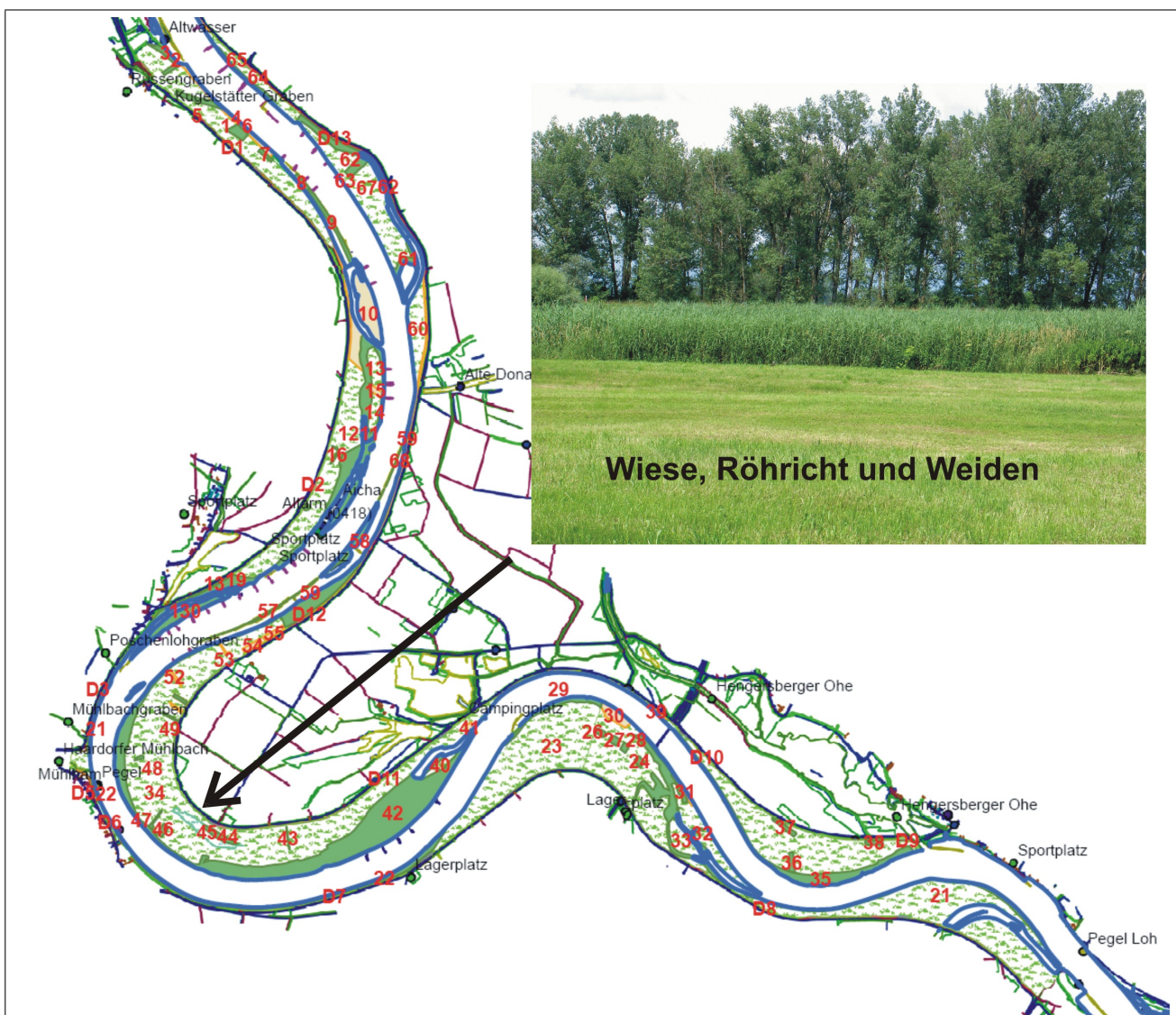


Abbildung 8.5: Übersicht der Biotope im Simulationsgebiet - Darstellung im GIS: Das Muster der Polygone gibt Aufschluss über die Zugehörigkeit zu einem Biotop.



## 8.2 Das hydrodynamische Modell

Um einen Eindruck über die Hydrologie des Simulationsgebietes zu bekommen, sind in nachfolgender Tabelle die Mittel- und Höchstwerte der Wasserstände und Abflüsse am Pegel Hofkirchen aufgelistet. Diese wurden der Internetseite des Bayerischen Hochwassernachrichtendienstes (<http://www.hnd.bayern.de>) entnommen.

Abflüsse (Jahresreihe 1901 - 2004)			Jährlichkeiten (Beobachtungszeitraum 1826 - 1999)		
NQ	165	$m^3/s$	HQ1	1 710	$m^3/s$
MNQ	300	$m^3/s$	HQ2	1 950	$m^3/s$
MQ	640	$m^3/s$	HQ5	2 300	$m^3/s$
MHQ	1 860	$m^3/s$	HQ10	2 700	$m^3/s$
HQ	3 320	$m^3/s$	HQ20	3 100	$m^3/s$
			HQ50	3 700	$m^3/s$
			HQ100	4 100	$m^3/s$
			HQ1000	5 500	$m^3/s$

Tabelle 8.1: Die gemessenen Abflüsse des Donaupegels Hofkirchen

Um eine vollständige Überflutung des Vorlandes sicherzustellen, wurde das Hochwasser vom 15.08.2002 zu Steuerung der Simulation gewählt. Am Einstromrand fließt somit ein  $Q = 2\,800\,m^3/s$  in das Modellgebiet ein. Dieser Wert wurde dem Pegel Hofkirchen entnommen.

Zur Steuerung des Ausstromrandes konnte der nahegelegene Pegel Loh verwendet werden. Er ist ein reiner Wasserstandspegel, an dem keine Durchflüsse gemessen werden. An diesem Pegel ergab sich im Jahr 2002 eine mittlere Wassertiefe von  $3.65\,m$ . Der Wasserstand vom 15.08.2002 bildete mit  $7.45\,m$  den höchsten des Jahres. Dieser dient zur Steuerung am Ausstromrand.

### 8.2.1 Das Gitternetz des Modellgebiets

Für die Simulation wurde von der Bundesanstalt für Wasserbau (Dienststelle Karlsruhe) ein Dreiecksgitternetz mit 23094 Elementen und 45078 Knoten (Abb. 8.6) zur Verfügung gestellt. Im Gitter sind neben dem Flussschlauch und dem Vorland auch Buhnen, Leitwerke sowie Alt- und Seitenarme aufgelöst. Die Abb. 8.6 sind Beispiele für die verschiedenen wasserbaulichen Elemente dargestellt.

Das Modellgebiet besitzt insgesamt vier Ränder. Die Deichlinien rechts und links des Flussschlauchs bilden jeweils einen geschlossenen Rand. Diese können nicht durchströmt werden. In Abb. 8.7 sind die beiden offenen Ränder ober- und unterhalb der Mühlhamer Schleife mit einer blauen und einer roten Linie dargestellt.

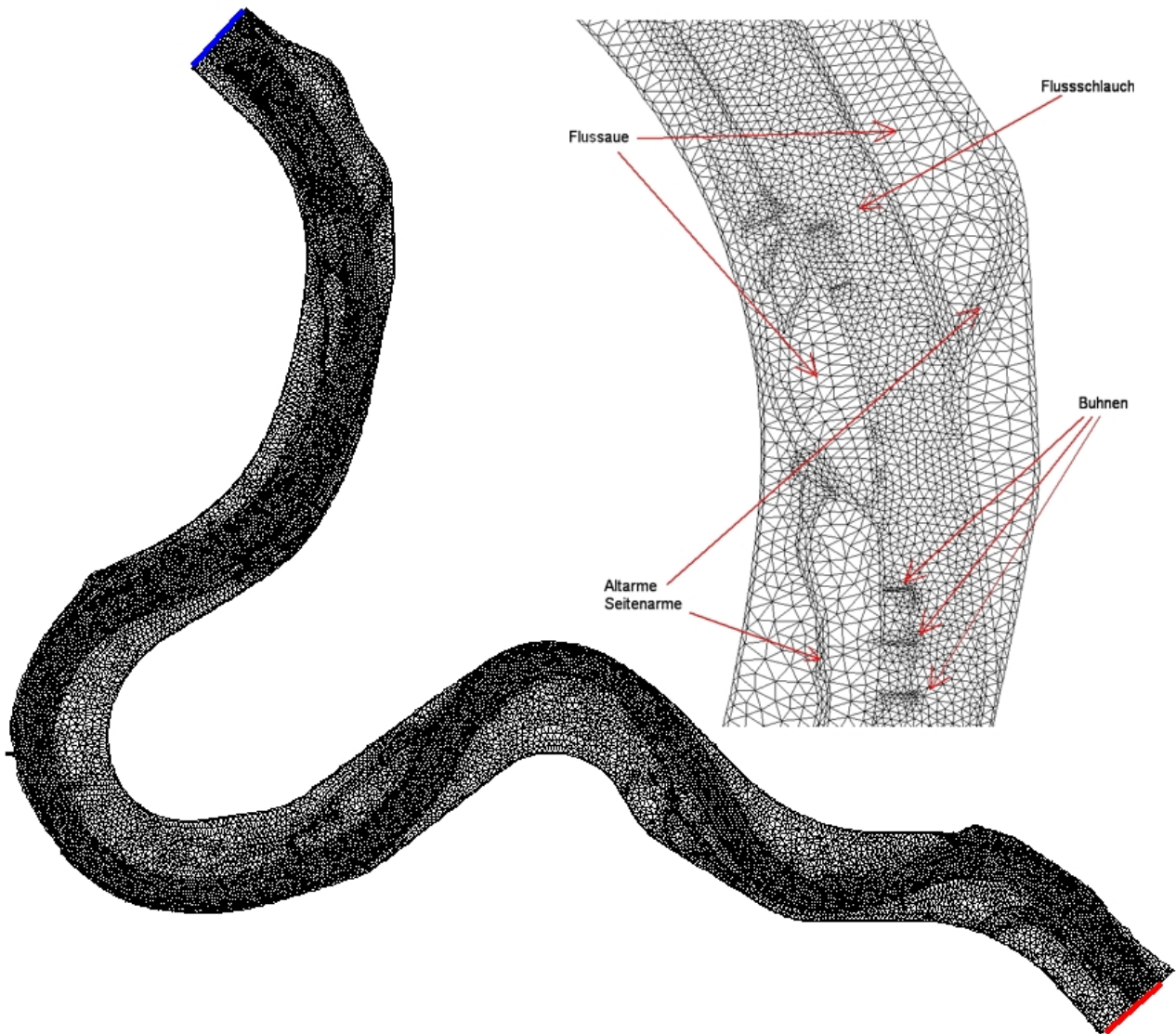


Abbildung 8.6: Das Gitternetz des Modellgebiets Mühlhamer Schleife mit 23094 Elementen und 45078 Knoten, Einstromrand blau, Ausstromrand rot angedeutet.

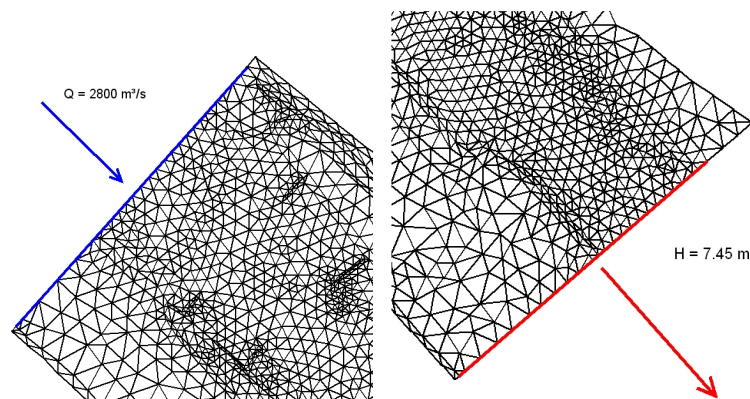


Abbildung 8.7: Die offenen Ränder des Modellgebiets Mühlhamer Schleife, Einstromrand (links), Ausstromrand (rechts).

### 8.2.2 Die initiale Topographie des Modellgebiets

In Abb. 8.8 ist die Ausgangstopographie des simulierten Gebiets dargestellt. Dieser Teil der Donau liegt etwa auf 300 *mNN*. Das Gewässerbett befindet sich etwa 4 *m* unterhalb der Flussaue. In den Kurven ist die Ausprägung von Prall- und Gleithängen deutlich zu sehen. Die Sohlhöhe am Einströmrand beträgt etwa 304 *m*, am Ausströmrand etwa 300.5 *m*. Mit der Fließstrecke von 12 *km* ergibt sich eine durchschnittliche Sohlneigung von ca. 0.3 ‰.

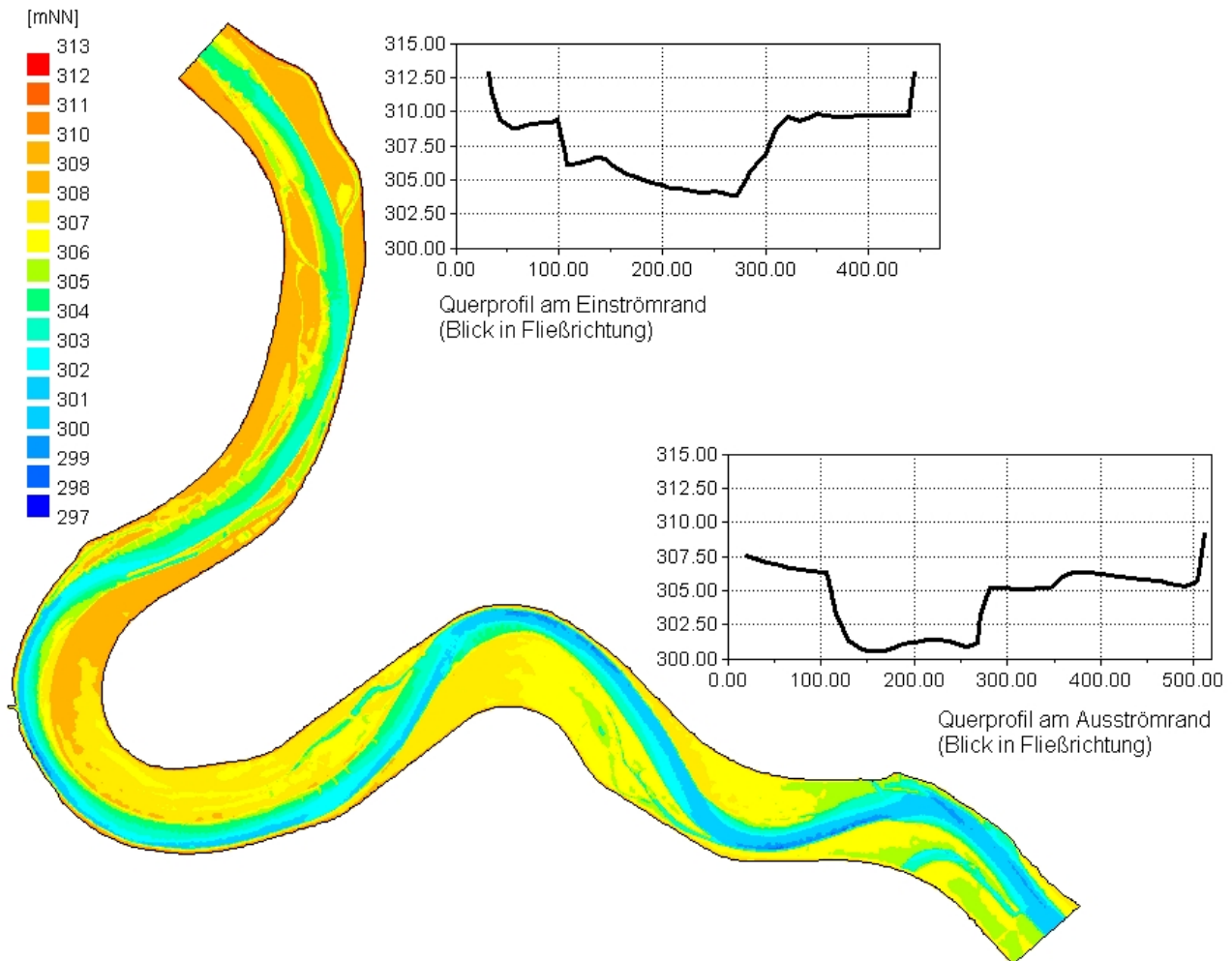


Abbildung 8.8: Die initiale Topographie der Mühlhamer Schleife mit den Querprofilen des Ein- und Ausstromrandes.

### 8.3 Das morphodynamische Modell

Für das gesamte Simulationsgebiet wurden fünf Sedimentfraktionen definiert. Diese sind in Tabelle 8.2 zusammengefasst. Der Flussschlauch und die Vorländer haben unterschiedliche Kornverteilungen. Während der Boden des Hauptgerinnes vergleichsweise gut beprobt ist, konnte hier eine realistische Verteilung der Korngrößen vorgegeben werden. Für die Vorländer hingegen standen keine Daten zur Verfügung. Hier wurde eine virtuelle Sieblinie angenommen.

Zusätzlich wurde im gesamten Simulationsgebiet eine Anfangsporosität von 35% vorgegeben.

Fraktion	mittlerer $\varnothing$ [mm]	Anteil		Transportart
		Flussschlauch	Vorland	
Feinsand	0.125	3%	20%	Schwebstoff
Mittelsand	0.500	14%	20%	Geschiebe
Feinkies	2.000	14%	20%	Geschiebe
Mittelkies	8.000	34%	20%	Geschiebe
Grobkies	31.500	35%	20%	Geschiebe

Tabelle 8.2: In SediMorph definierte Sedimentklassen der Donau und initiale Kornverteilung

Für Berechnung der Bodenschubspannung wurde die Gleichung 6.5 nach Hunziker angewendet. Die Formrauheit des Gewässerbettes blieb unberücksichtigt.

Im Simulationgebiet befinden sich Buhnen und Leitwerke. Diese wurden im morphodynamischen Modell mit nicht zu erodierendem Material abgebildet.

In Abb. 8.9 sind die Anteile der einzelnen Fraktionen flächenhaft für das gesamte Modellgebiet dargestellt.

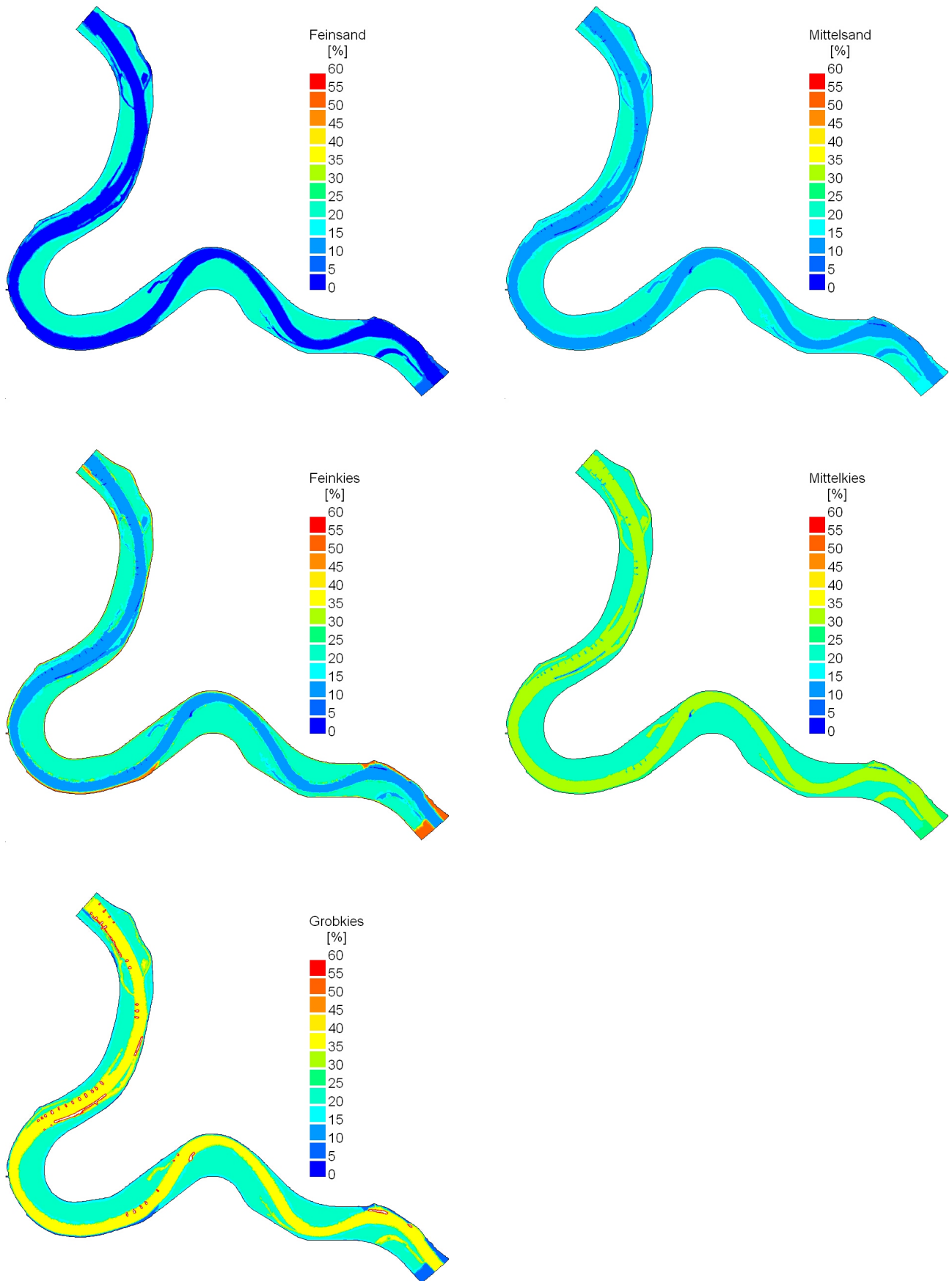


Abbildung 8.9: Initiale Kornverteilung der fünf Fraktionen an der Mühlhamer Schleife

## 8.4 Die Ergebnisse der Simulation

Im nachfolgenden Abschnitt werden wesentliche Ergebnisse der Donausimulation dargestellt und diskutiert. In allen Abbildungen wird auf der linken Seite die vegetationsfreie, auf der rechten Seite die vegetationsbeeinflusste Strömung zu sehen sein. So können beide Simulationsläufe direkt miteinander verglichen werden. Neben der flächenhaften Darstellung wurde auch ein beispielhafter Querschnitt gewählt, an dem die Unterschiede beider Modelle verdeutlicht werden sollen. Dieser Fließquerschnitt liegt unterhalb der Mühlhamer Schleife vor der nächsten Rechtskurve des Flussschlauches. Abb. 8.10 zeigt das Gebiet und die Vegetation in unmittelbarer Nähe.

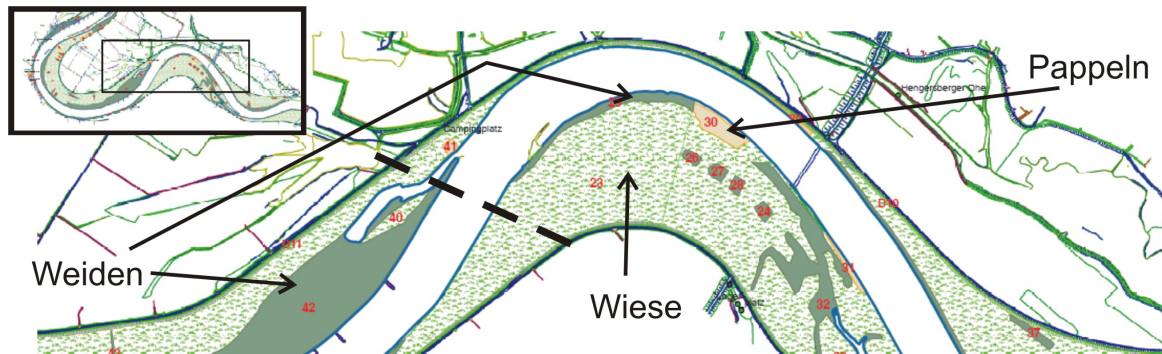


Abbildung 8.10: Teilgebiet des Donaumodells mit repräsentativem Fließquerschnitt

Der betrachtete Querschnitt befindet sich im kurzen gradlinigen Abschnitt zwischen der Linkskurve, der Mühlhamer Schleife, und der Rechtskurve danach. An dieser Stelle wird das Wasser auf Grund der Richtungsänderung des Flussschlauches gegen das rechte Ufer gedrängt. Dieser Effekt wird durch die Buhnen auf der linken Flussseite noch verstärkt. Sie engen den Fließquerschnitt ein. So konzentrieren sie den Strom am Außenrand und vermindern das Überströmen der Innenseite der ersten Kurve. Der Flussschlauch befindet sich ungefähr in der Mitte des betrachteten Querschnitts.

### 8.4.1 Die berechneten Wassertiefen

In Abb. 8.11 ist die Wassertiefe im Simulationsgebiet dargestellt. Auf der linken Seite ist die vegetationsfreie Strömung abgebildet. Vergleicht man diese mit der rechten vegetationsbeeinflussten Fließtiefe, sind quantitativ kaum Unterschiede zu erkennen.

Bei genauerer Auswertung ist jedoch ersichtlich, dass die Wassertiefen bei Berücksichtigung der Vegetation im Flussschlauch höher sind als bei vegetationsfreien Strömungen. Dies wird beim Betrachten des Querprofils deutlich. Wie in Abb. 8.11 ebenfalls zu sehen, stellt sich zwischen Flussschlauch und Aue ein Wasserspiegelgefälle ein, wenn die Vorlandvegetation modelliert wird. Dies hat mehrere Ursachen. Zum einem wird der Wasserstrom beim Übertreten der Ufer stark gebremst. Somit sucht das Wasser den Weg des geringsten Widerstands und konzentriert sich im Flussschlauch. Zum anderen wird durch morphodynamische Entwicklungen, auf die im nächsten Abschnitt eingegangen wird, eine völlig andere Hydraulik geschaffen. Während sich die vegetationsfreie Strömung den Weg auf das Vorland frei spült, wird er bei Vorhandensein von Pflanzen durch einen Wall versperrt.

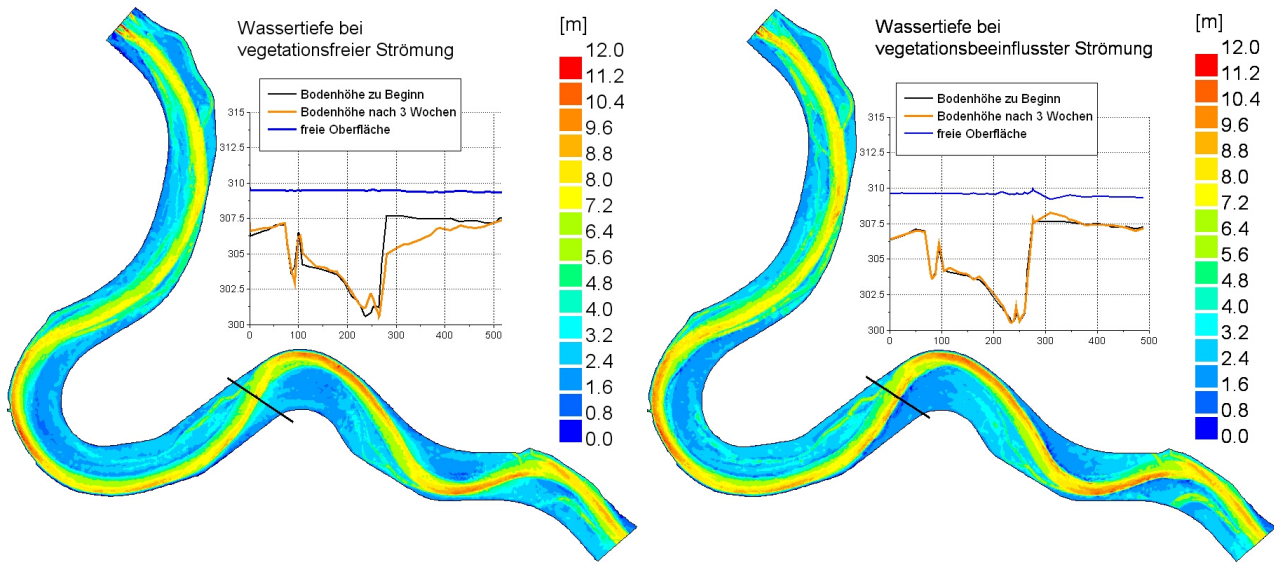


Abbildung 8.11: Vergleich der Wassertiefen in der Donau - *links*: vegetationsfreie Strömung, *rechts*: vegetationsbeeinflusste Strömung.

### 8.4.2 Die tiefengemittelten Strömungsgeschwindigkeiten

Grundsätzlich liegen die berechneten Strömungsgeschwindigkeiten in beiden Modellen im Bereich zwischen 0.0 und 3.0  $m/s$ . Im Flussschlauch werden größtenteils Werte um 2.0  $m/s$  erreicht.

Abb. 8.12 zeigt die Simulationsergebnisse für die tiefengemittelte Fließgeschwindigkeit. Das linke Bild stellt die vegetationsfreie Strömung dar, rechts daneben wurde die Vegetation bei der Berechnung berücksichtigt. Es fällt auf, dass die Strömung über das Vorland durch den Bewuchs stark eingeschränkt wird. Wie durch Betrachten des Wasserstandes deutlich wurde, zwingen die Pflanzen das Wasser weitestgehend in den Flussschlauch. Dadurch erhöhen sich dort auch die Fließgeschwindigkeiten.

Durch die Weiden am rechten Ufer oberhalb des ausgewählten Querschnitts wird die Strömung geteilt. Da das Wasser vor den Weiden in die Aue strömt, wird es komplett vom Hauptfluss getrennt, womit der Überströmung des Vorlandes an dieser Stelle die seitliche Impulsquelle fehlt.

Dieses Phänomen ist in Abb. 8.13 anhand der Strömungsvektoren noch einmal im Detail dargestellt. Im Bereich der Weiden kommt die Strömung zum Teil vollständig zur Ruhe, während bei vegetationsfreier Strömung Geschwindigkeiten um 1.5  $m/s$  erreicht werden.

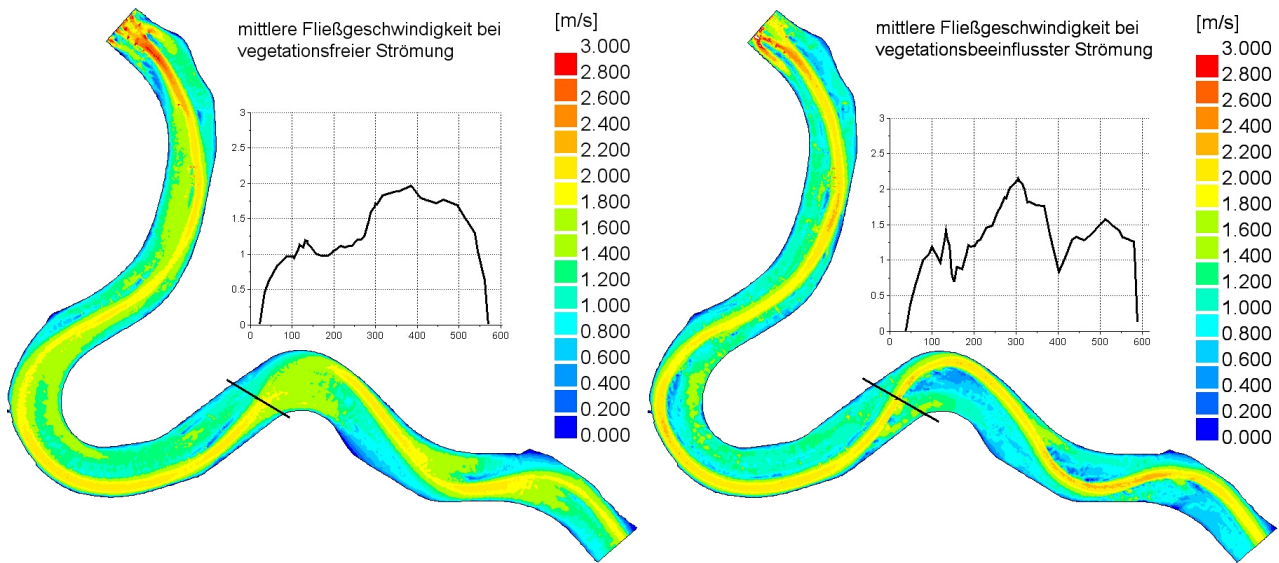


Abbildung 8.12: Vergleich der tiefengemittelten Fließgeschwindigkeit in der Donau - *links*: vegetationsfreie Strömung, *rechts*: vegetationsbeeinflusste Strömung.

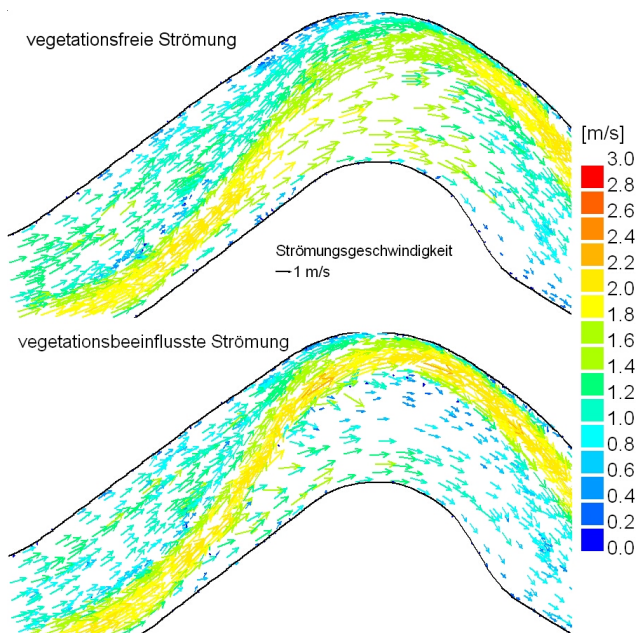


Abbildung 8.13: Strömungsvektoren im Teilgebiet des Donaumodells - *oben*: vegetationsfreie Strömung, *unten*: vegetationsbeeinflusste Strömung.



### 8.4.3 Die effektive Sohlschubspannung

Die Sohlschubspannungen im Modellgebiet der Mühlhamer Schleife liegen bei der Simulation des  $HQ_{10}$  von  $2\,300\text{ m}^3/\text{s}$  im Bereich zwischen  $0.0$  und  $15.0\text{ N/m}^2$ . Durch die Implementierung einer neuen Bodenschubspannungsformel für jene Gebiete, die bewachsen sind, geben die Ergebnisse der beiden Simulationen völlig unterschiedliche Bilder über die Belastung des Gewässerbodens wieder.

Abb. 8.14 zeigt, dass der Flussschlauch mit Anwendung der Vegetationsansätze höheren Belastungen standhalten muss als mit völlig freien Vorländern. Die Aue hingegen ist so geschützt, dass die effektive Sohlschubspannung dort von Werten zwischen  $4$  und  $10\text{ N/m}^2$  auf unter  $3\text{ N/m}^2$  reduziert wird.

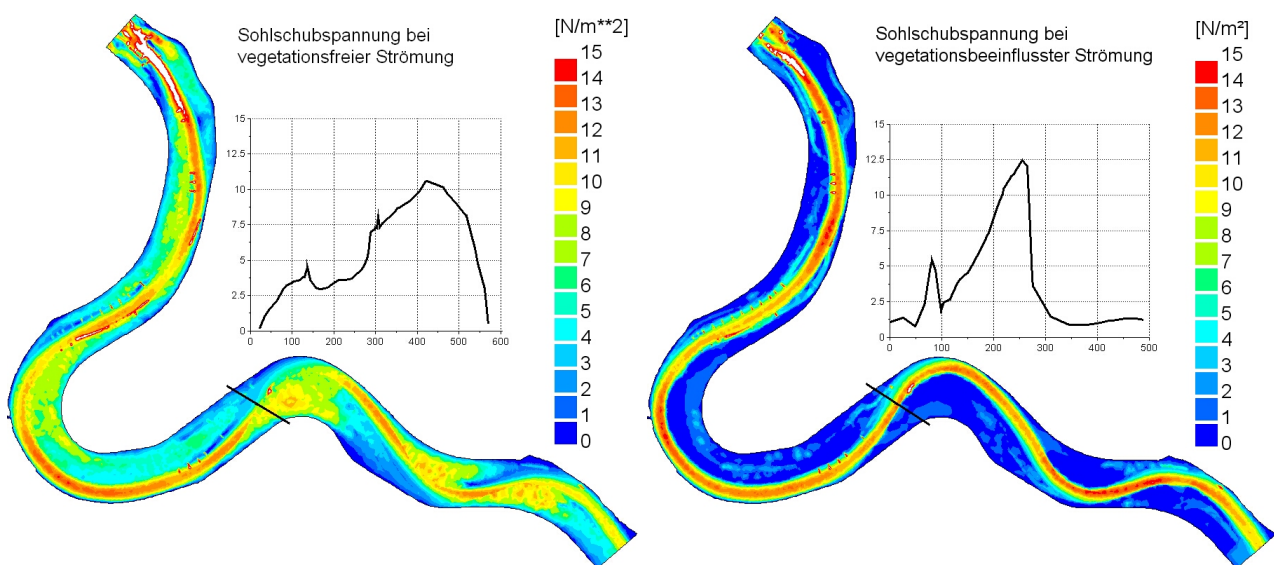


Abbildung 8.14: Vergleich der effektiven Sohlschubspannung in der Donau - *links*: vegetationsfreie Strömung, *rechts*: vegetationsbeeinflusste Strömung.

Am gewählten Querschnitt wird der Unterschied beider Simulationen besonders deutlich. Da sich die Strömungsgeschwindigkeit bei der vegetationsfreien Modellierung vergleichsweise homogen verteilt (siehe Abb. 8.12, links), sinkt die Belastung in der Rinne durch den höheren Wasserstand. Hier ist das Vorland sehr viel stärker beansprucht als der Flussschlauch.

### 8.4.4 Der mittlere Korndurchmesser

Der mittlere Korndurchmesser ist ein Maß dessen, wie grob oder wie fein ein Bodenmaterial ist. An der Änderung des mittleren Korndurchmessers in einem bestimmten Simulationszeitraum soll dargestellt werden, welchen generellen Einfluss die Berücksichtigung der Vegetation im Modellgebiet auf die Zusammensetzung des Bodens hat.

Abb. 8.15 zeigt die Änderungen der mittleren Korndurchmesser nach drei Wochen Simulationsdauer im Vergleich zur Anfangsverteilung. Beide Bilder geben eine deutliche Vergrößerung des Gewässerbodens wieder. Eine Differenzierung zwischen Flussschlauch und Vorländer ist nicht erkennbar. Ursache dafür ist, dass die feineren Sedimente aus dem Modell gespült wurden, aber

am Einstromrand keine Zufuhr von Material stattfand. Dies ist ein grundsätzliches Problem in der Steuerung des Modellsystems. Die Berücksichtigung von Vegetation auf den Vorländern hat hierauf keinen Einfluss. Wie aber deutlich zu sehen ist, geht die Vergrößerung sehr viel langsamer vonstatten als ohne Bewuchs. Da durch das Hochwasser gerade auf den Vorländern die Feinsedimente ausgeschwemmt werden, sind hier bei der vegetationsfreien Simulation die größten Vergrößerungen zu verzeichnen. Mit Berücksichtigung der Pflanzen bleibt die Kornverteilung nahezu gleich.

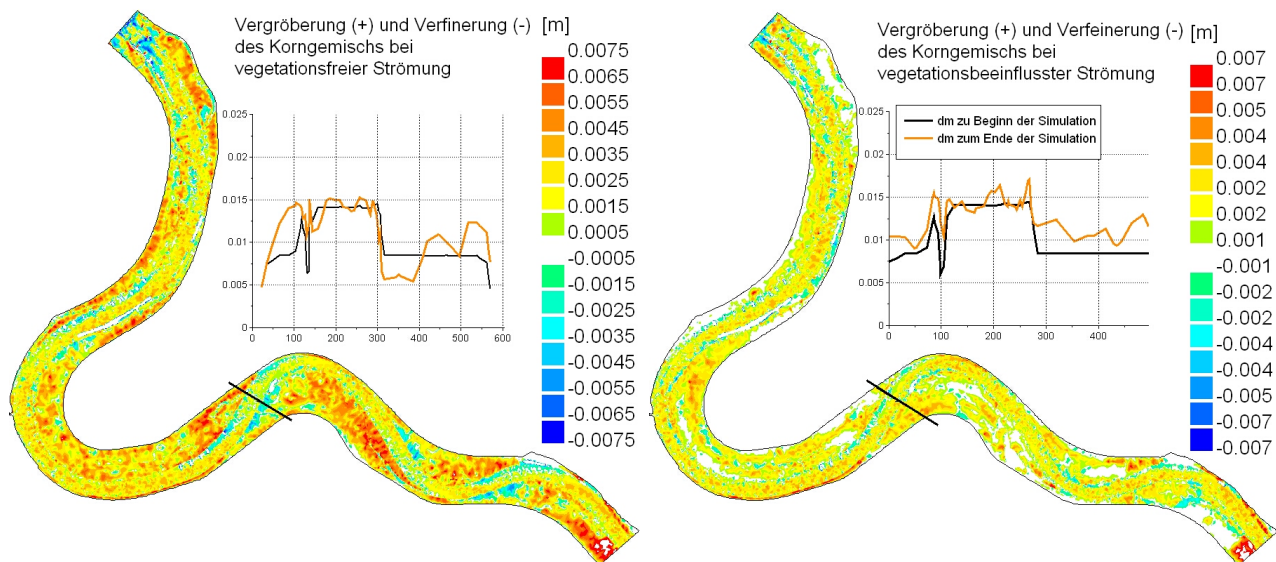


Abbildung 8.15: Vergleich der Änderungen des Korngemisches in der Donau - *links*: vegetationsfreie Strömung, *rechts*: vegetationsbeeinflusste Strömung.

### 8.4.5 Die Bodenevolution

In der Abb. 8.16 sind die Bodenänderungen im Vergleich zum Simulationsbeginn aufgetragen. Die absoluten Werte wurden mit der maximalen Änderung skaliert. In beiden Abbildungen sind deutliche Unterschiede zu erkennen. Während sich bei der Berechnung vegetationsfreier Vorländer die Bodenhöhen im gesamten Modellgebiet ändern, konzentrieren sich die Erosionen und die Depositionen bei Berücksichtigung der Pflanzen im und am Flusslauf.

In der vegetationsfreien Simulation werden häufig die Ufer der Donau erodiert. Dieses Material lagert sich wenig später auf dem Vorland ab. Der Effekt ist am Präsenzquerschnitt sehr deutlich zu sehen. Die Morphodynamik des Gewässerbettes verhält sich komplett entgegengesetzt, wenn auf dem Vorland Pflanzen berücksichtigt werden. Die Depositionen vor den bewachsenen Auen, wie sie bei der vegetationsbeeinflussten Strömung berechnet wurden, treten in der Natur tatsächlich auf.

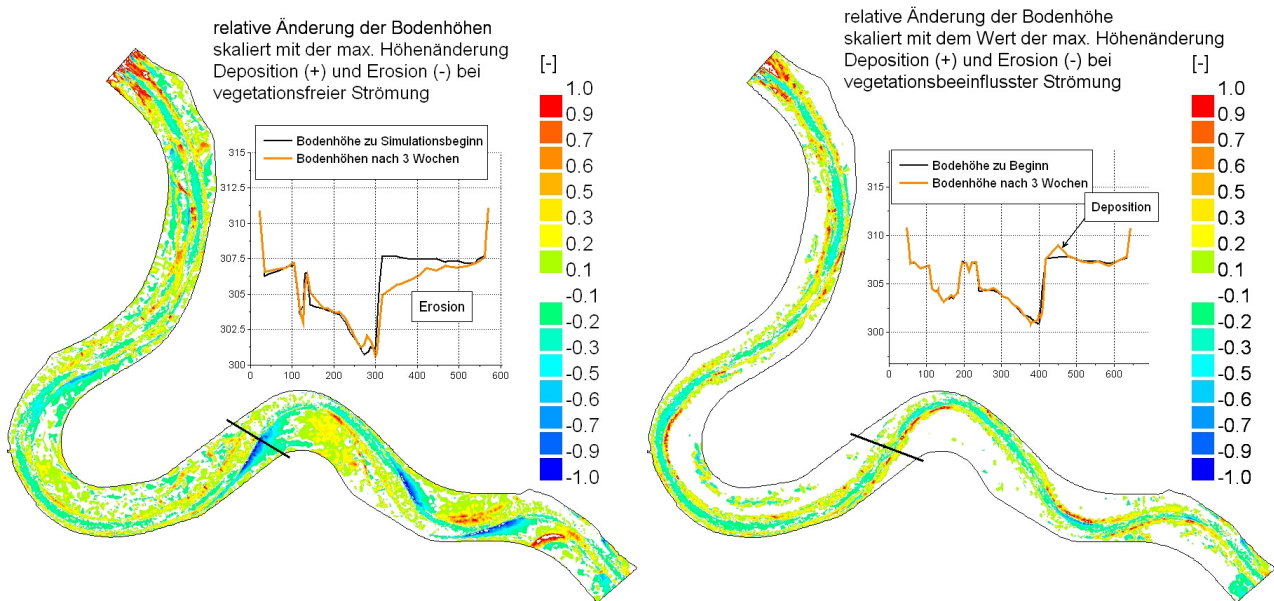


Abbildung 8.16: Vergleich der relativen Änderungen der Bodenhöhen in der Donau - *links*: vegetationsfreie Strömung, *rechts*: vegetationsbeeinflusste Strömung. Die berechneten Werte wurden mit der max. Bodenhöhenänderung skaliert.

## 8.5 Zusammenfassung

Zur Erprobung der erläuterten Weiterentwicklungen des hydro- und morphodynamischen Modells wurden zwei Simulationen der Mühlhamer Schleife durchgeführt. Zunächst wurde die vegetationsfreie Variante gerechnet. Sie diente als Referenz für die Berechnung vegetationsbeeinflusster Strömungen. Der Schwerpunkt der Simulationen lag darin, die Stabilität der neu implementierten Routinen und Gleichungen zu testen und über den Vergleich mit der vegetationsfreien Strömung auch ihre Wirkung zu beurteilen.

In der Hydrodynamik ergeben sich mit Berücksichtigung der Vegetation im Flussschlauch höhere Fließgeschwindigkeiten als auf den Vorländern. Da sich der Durchfluss im Hauptgerinne konzentriert, ist das Gewässerbett dort auch höher beansprucht als wenn keine Pflanzen vorhanden wären. Die Vorländer hingegen erfahren eine reduzierte Beanspruchung.

Dies hat Einfluss auf den Sedimenttransport. Bei bewachsenen Vorländern wird im Gesamtgebiet sehr viel weniger Material transportiert als bei bewuchsfreien. Die größten Beanspruchungen werden bei Berücksichtigung der Vegetation im Flussschlauch berechnet. In der Referenzsimulation wurden besonders im Unterstrom der Mühlhamer Schleife die Ufer erodiert. Hier ergab sich bei der Modellierung der Morphodynamik des vegetationsbeeinflussten Fließgewässers ein völlig gegenteiliger Effekt. An den Ufern wurden Depositionen statt Erosionen berechnet.

Allgemein lässt sich sagen, dass das entwickelte Gesamtsystem für vegetationsbeeinflusste Strömung auch für natürliche Gewässer funktioniert. Die Ergebnisse der Simulation sind logisch und geben vorgenannte Phänomene wieder. Zur Verifizierung der Quantität der berechneten Morphodynamik liegen zu diesem Zeitpunkt keine Informationen vor. Hier ist zunächst die Erfassung der auf den Vorländern tatsächlich vorhandenen Kornverteilung notwendig. Weiter müssten Referenzmessungen des Gewässerbettes inklusive der Auen vor und nach einem Hochwasser zur Validierung der Größenordnung der berechneten Ablagerungen und Erosionen zur Verfügung stehen.

# Kapitel 9

## Zusammenfassung und Ausblick

Das Ziel der hier vorliegenden Arbeit bestand darin, eine wirklichkeitsnahe, prozessorientierte Abbildung der Wirkung von Pflanzen auf die Hydro- und Morphodynamik der Oberflächengewässer in einer zweidimensionalen hydrodynamisch-numerischen Simulation zu entwickeln. Ein Schwerpunkt lag dabei auf der Anwendbarkeit des Modells. Es sollte sowohl der Wissenschaft als auch der ingenieurtechnischen Praxis genügen.

Zu diesem Zeitpunkt wird zur Berechnung der hydrodynamischen Kenngrößen noch so verfahren, dass der Rauheitsbeiwert solange erhöht wird, bis sich der gewünschte Wasserstand und die Strömungsgeschwindigkeiten einstellen. Mit dieser Methode ist eine an die Hydrodynamik gekoppelte Berechnung des Sedimenttransports nicht möglich. Die interaktive Simulation von vegetationsbeeinflussten Gewässersystemen findet in der heutigen Praxis tatsächlich nicht statt.

Das Lösungskonzept, das für die Durchführung dieser Arbeit entwickelt wurde, sah eine sehr abstrakte, aber anerkannte Simplifizierung der Einzelpflanze als Zylinder vor. Diese können mit Angabe des Durchmessers und der Höhe eindeutig charakterisiert werden und bieten so ein sehr anschauliches Modell.

Die Analyse der physikalischen Prozesse, dessen Wirkung in die beiden Modellwelten, Wasserkörper und Gewässerboden, implementiert werden mussten, ergab sechs wesentliche Schwerpunkte:

- Volumenverlust für den Strömungskörper auf Grund der umströmten Vegetation
- Verringerung der mittleren kinetischen Energie
- Erhöhung der turbulenten kinetischen Energie
- Erhöhung der Dissipationsrate der turbulenten kinetischen Energie
- Verringerung der effektiven Sohlschubspannung
- Schutz des bewachsenen Bodens vor Erosion

Zu allen aufgeführten Punkten konnten in der Literatur Ansätze zur Berechnung gefunden werden.

Eine Ausnahme bildete die Sohlschubspannung in Vegetationsfeldern. Hierzu gab es keinerlei Berechnungsgrundlage.

Aus diesem Grund wurde zunächst eine Funktion zur Beschreibung des vertikalen Geschwindigkeitsprofils vegetationsbeeinflusster Strömungen hergeleitet. Mit dieser Gleichung war es möglich, über das Newton-Taylor-Gesetz einen Ausdruck zur Berechnung der wirksamen Sohl Schubspannungen, basierend auf der tiefengemittelten Strömungsgeschwindigkeit, zu erhalten.

Zur Verifizierung des hergeleiteten Geschwindigkeitsprofils wurden Laborversuche durchgeführt. In einem Kanal war ein Zylinderfeld angeordnet und mit unterschiedlichen Durchfluss-Wasserstands-Kombinationen überströmt worden. Es wurden die Verteilung der Geschwindigkeit über die Wassersäule und die Neigung der Wasserspiegellinie gemessen. Die Ergebnisse zeigten eine sehr gute Anpassungsfähigkeit des hergeleiteten Profils an die Messpunkte.

Im Weiteren wurden die ersten vier oben genannten Punkte in das hydrodynamisch-numerische Modell Telemac-2D implementiert. Die Verifikation mit den Laborversuchen ergab ebenfalls eine sehr gute Übereinstimmung der berechneten mit den gemessenen Ergebnissen. Grundsätzlich wurde der Fließverlust durch das numerische Modell marginal unterschätzt.

Als nächstes konnte die Bodenschubspannungsformel in das morphodynamisch-numerische Modell implementiert werden. Zusätzlich wurde die Elementfläche um die vorhandenen, die Pflanzen repräsentierenden Zylindergrundflächen verringert. Dies bewirkt, den Schutz des Bodens unter den Pflanzen.

Eine erste Verifikation durch die Simulation der Experimente von Kitamura et al. [47] ergab, dass die im Labor gemessenen Phänomene auch durch das hier entwickelte Modellsystem wiedergegeben werden.

Um die praktische Tauglichkeit des Modellsystems zu testen, wurde es auf zwei völlig unterschiedliche reale Simulationsgebiete angewendet.

Zum einen fand die Berechnung der subtropischen Patos Lagune an der Küste Brasiliens statt. Hier lag der Schwerpunkt auf der Komplexität des Modells. Bei der Berechnung wurden der Frischwasserzufluss, die Tide, bestehend aus fünf Partialtiden, und ein zeitlich und räumlich variables Windfeld berücksichtigt. Auf Grund der instationären Strömungsverhältnisse und der sehr feinen Kornverteilung im Gebiet spielt der Geschiebetransport eine untergeordnete Rolle. Die Bewegung des suspendierten Sediments überwiegt bei der Morphodynamik von Küstengewässern. Es konnte ein stabiles Modell mit Berücksichtigung der Vegetation auf Hydro- und Morphodynamik der Patos Lagune aufgebaut werden, das logische Ergebnisse lieferte. Der wesentliche Unterschied zwischen der Berechnung mit und ohne Vegetation war, dass durch das Vorhandensein von Vegetation sehr viel weniger Schwebstoff mobilisiert wird als ohne. In den Vegetationsfeldern konnte teilweise eine leichte Stabilisierung und Verfeinerungen des anstehenden Bodens berechnet werden.

Das zweite Modellgebiet war die Mühlhamer Schleife. Sie ist der letzte Teil der deutschen Donau, der noch unreguliert im Freispiegelgerinne fließt. Im Gegensatz zur Patos Lagune wurde hier mit stationären Fließverhältnissen gerechnet. Die Morphodynamik der Mühlhamer Schleife wird primär durch den Geschiebetransport verursacht. Mit der dreiwochigen Simulation eines  $HQ_{10}$  konnte gezeigt werden, dass bei Anwendung der neu implementierten Modellgesetze alle bekannten Phänomene nachgebildet werden. Die Vorländer wurden weniger überströmt, was zu einer Konzentration des Abflusses in der Hauptrinne führt. Der Wasserstand ist bei vorhandener Auenvegetation höher als ohne. Der Boden der Vorländer ist vor Erosion geschützt.

Für weitere Entwicklungen wird zunächst empfohlen, auch die Advektions- und Diffusionsgleichung für vegetationsbeeinflusste Strömungen anzupassen. Das veränderte Diffusionsverhalten passiver Schwebstoffe sollte hier durch Gesetze zur Berechnung variabler Diffusionskoeffizienten

---

und zusätzlicher Terme zur Ausbreitung erweitert werden. Dabei könnten sich Parallelen zur Turbulenzmodellierung ergeben.

Weiterhin wäre es sicher sinnvoll, für entsprechend ganzheitliche Langzeitstudien die Parameter zur Beschreibung der Vegetation zeitlich abhängig zu machen.

Auch die Flexibilität der Pflanzen bleibt in diesem Modell unberücksichtigt.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass es gelungen ist ein Modellsystem zu entwickeln, das die hydro- und morphodynamischen Effekte der Vegetation in einem Oberflächengewässer bei tiefengemittelter Betrachtungsweise der Strömung sehr gut wiedergibt. Die Resultate der ersten Simulationen sind logisch und in sich schlüssig. Das Vegetationsmodell ist stabil und lässt sich vergleichsweise leicht anwenden. Die zusätzlich notwendigen Angaben zur Beschreibung der Pflanzen sind einfach und mit überschaubarem Aufwand zu beschaffen.

# Literaturverzeichnis

- [1] Aberg B., Void Ratio of Noncohesive Soils and Similiar Materials, Journal of Geotechnical Engineering, Vol. 118, No. 9, pp. 1315-1333, 1992
- [2] Aberg B., Void Sizes in Granular Soils, Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, ASCE, 122(3), pp. 236-239, 1996
- [3] Armanini A., Righetti M., Grisenti P., Direkt Measurement of Vegetation Resistance in Prototype Scale, Journal of Hydraulic Research, Vol. 43, No. 5, pp. 481-487, 2005
- [4] Baptist M., A Flume Experiment on Sediment Transport with Flexible, Submerged Vegetation, International Workshop on RIParian FORest Vegetated Channels: Hydraulic, Morphological and Ecological Aspects, Trento, Italia, 2003
- [5] Bird E.C.F., Submerging Coasts - The Effects of a Rising Sea Level on Coastal Environments, John Wiley & Sons, 1993
- [6] Bradshaw P., Physics of Turbulence, unpublished Proceedings of the Workshop Physics and Simulation of Turbulence, Hamburg, March 18-19,1999
- [7] BWK, Hydraulische Berechnungen von naturnahen Fließgewässern, Bericht, März 2000
- [8] BWK, Hydraulische Berechnungen von naturnahen Fließgewässern, Teil 1, Stationäre Berechnung der Wasserspiegellinie unter besonderer Berücksichtigung von Bewuchs- und Bauwerkseinflüssen, Merkblatt, September 1999
- [9] Carfuni A., Estudo Autoecológico de Ruppia Maritima No Estuário da Lagoa dos Patos, Dissertação (Mestrado em Oceanografia Biológica), Fundação Universidade Federal do Rio Grande, 1983
- [10] Carollo F.G., Ferro V., Termini D., Flow Velocity Measurements in Vegetated Channels, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 128, No. 7, pp. 664-673, 2002
- [11] Carollo F.G., Ferro V., Termini D., Flow Resistance Law in Channels with Flexible Submerged Vegetation, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 131, No. 7, pp. 554-564, 2005
- [12] Chow V.T., Open-Channel Hydraulics, McGraw-Hill Book Co., New York, 1959
- [13] Coppin P.A., Raupach M.R., Legg B.J., Experiments on Scalar Dispersion within a Model Plant Canopy, Part II, An Elevated Plane Source, Boundary-Layer Meteorology, Vol. 35, pp. 167-191, 1986

- [14] Costa C.S.B., Seeliger U., Oliveira C.P.L., Mazo A.M.M., Distribuição, funções e valores das marismas e pradarias submersas no estuário da Lagoa dos Patos (RS, Brasil), Atlântica (Rio Grande), 19: 67-85, 1997
- [15] Dittrich A., Wechselwirkung Morphologie/Strömung naturnaher Fließgewässer, Mitteilungen des Instituts für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik, Universität Karlsruhe, Heft 198, 1998
- [16] Dyer A.J., A review of flux-profile-relationships, Boundary-Layer Meteorology, Vol. 7, pp. 363-372, 1974
- [17] Eastgate W.I., Vegetated Stabilization of Grassed Waterways and Dam Bywashes, MS Thesis, University of Queensland, St. Lucia, Queensland, Australia, 1966
- [18] Einstein H.A., Formulas for Bedload Transportation, Amer. Soc. Civ. Eng., Vol. 107, 1942
- [19] Einstein H.A., Banks R.B., Fluid Resistance of Composite Roughness, Transactions, Amer. Geoph. Union, Vol. 31, 1950
- [20] Elliot A.H., Settling of Fine Sediment in a Channel with Emergent Vegetation, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 126, No. 8, pp. 570-577, 2000
- [21] Engelund F., Fredsoe J., A Sediment Transport Model for Straight Alluvial Channels, Nordic Hydrology, No. 7, 1976
- [22] Fernandes E.H.L., Dyer K.R., Möller O.O., Niencheski L.F.H., The Patos Lagoon Hydrodynamics during an El Niño Event (1998), Continental Shelf Research, 22(11-13), pp. 1699-1713, 2002
- [23] Ferziger J.H., Direct and Large Eddy Simulation of Turbulence, unpublished Proceedings of the Workshop Physics and Simulation of Turbulence in Hamburg, March 18-19, 1999
- [24] Finnigan J.J., Turbulent Transport in Flexible Plant Canopies, The Forest Atmosphere Interaction, B.A. Hutchison and B.B. Hicks, Eds., D. Reidel Publishing Co., Dordrecht, The Netherlands, pp. 443-480, 1985
- [25] Fonseca M.S., Fisher J.S., Zieman J.C., Thayer G.W., Influence of the Seagrass *Zostera marina* L., on Current Flow, Estuarine, Coastal and Shelf Science, 15: 351-354, 1982
- [26] Friedlander S.K., Topper L., Turbulence: Classic Papers on Statistical Theory, Interscience Publications, New York, 1961
- [27] Gambi M.C., Nowell A.R.M., Jumars P.A., Flume Observations on Flow Dynamics in *Zostera marina* (Eelgrass) Beds, Marine Ecology Progress Series, Vol. 61, pp. 159-169, 1990
- [28] Garratt J.R., The Atmospheric Boundary Layer, Cambridge University Press, Atmospheric and Space Science Series, 1992
- [29] Gonçalves R., Report of a Study stay at University of German Forced Army, unpublished, 2007



- 
- [30] Gourlay M.R., Discussion of „Flowretardance in vegetated channels“ by N. Kouwen, T.E. Unny and H.M. Hill“, *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, Vol 96-3, pp. 351-357, 1970
- [31] Graf W.H., Chung V.H., Manning's Roughness for Artificial Grasses, *Journal of the Irrigation and Drainage Division, ASCE*, Vol. 102, No. IR4, pp. 413-423, 1976
- [32] Grassl H., *Umweltatlas Wattenmeer*, Landesamt für den Nationalpark Holsteinisches Wattenmeer, Umweltbundesamt, Band 1 Nordfriesisches und Dithmarscher Wattenmeer, Eugen Ulmer GmbH & Co. KG, S. 16/17, 1998
- [33] Gust G., Skin Friction Probes for Field Applications, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 93, No. 14, pp. 121-132, 1988
- [34] Hänseroth H., Numerische Simulation des Einflusses von Bewuchs auf das Abflussverhalten an der Mühlhamer Schleife, Diplomarbeit, Universität der Bundeswehr, Institut für Wasserwesen, Lehrstuhl für Hydromechanik und Wasserbau, 2007
- [35] Hartmann C., Schettini C.A.F., Cronologia Sobre O Estudo do Material Em Suspensao Na Regiao Costeira do Rio Grande do Sul, *Revista Pesquisas*, 1996
- [36] Hervouet J.M., Samie R., Moreau B., Modelling Urban Areas in Dam-Break Flow-Wave Numerical Simulation, Seminar paper 2000
- [37] Högström U., Non-dimensional Wind and Temperature Profiles, *Boundary-Layer Meteorology*, Vol. 42, pp. 55-78, 1988
- [38] Hütte M., *Ökologie und Wasserbau: ökologische Grundlagen von Gewässerverbauung und Wasserkraftnutzung*, Blackwell Wissenschaftsverlag, Berlin, 2000
- [39] Hunziker R.P., *Fraktionsweiser Geschiebetransport*, Dissertation, ETH Zürich, Nr. 11037, 1995
- [40] Idelcik I.E., *Memento des Pertes de Charge*, Eyrolles Editor (french translation from russian), 1960
- [41] Ikeda S., Kanazawa M., Three-dimensional Organized Vortices above Flexible Water Plants, *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 122, pp. 634-640, 1996
- [42] James C.S., Sediment Transfer to Overbank Sections, *Journal of Hydraulic Research*, Vol. 23 (5), pp. 435-452, 1985
- [43] Järvelä J., Determination of Flow Resistance of Vegetated Channel Banks and Floodplains, *International Conference on Fluvial Hydraulics*, Louvain-la-Neuve, Belgium, Sep. 4-6, 2002
- [44] Jordanova A.A., James C.S., Experimental Study of Bed Load Transport through Emergent Vegetation, *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 129, No. 6, 2003
- [45] Kaimal J.C., Finnigan J.J., *Atmospheric Boundary Layer Flows: Their Structure and Measurement*, Oxford University Press, New York, 289 p., 1994
- [46] Kelletat D., *Physische Geographie der Meere und Küsten*, Teubner Studienbücher der Geographie, 2. Auflage, 1999

- [47] Kitamura T., Jia Y., Tsujimoto T., Wang S.S.Y., Sediment Transport Capacity in Channels with Vegetation Zone, conference paper, IHCE 1998, Cottbus, No. 326, 1998
- [48] Kjerfve B., Coastal Lagoons, In: Kjerfve, B. (Ed.), Coastal Lagoon Processes, Elsevier, 1-8, 1994
- [49] Klaassen G.J., Zwaard J.J., Roughness Coefficients of Vegetated Floodplains, Journal of Hydraulic Research, No. 12, pp. 43-63, 1974
- [50] Koch E.W., Hydrodynamics of Flow through Seagrass Canopies: Biological, Physical, and Geochemical Interactions, Dissertation at the Department of Marine Science, University of South Florida, 1993
- [51] Koch E.W., Hydrodynamics, Diffusion Boundary Layers and Photosynthesis of the Seagrass *Thalassia testudinum* and *Cymodocea nodosa*, Marine Biology, Vol. 118, pp. 767-776, 1994
- [52] Koch E.W., Gust G., Water Flow in Tide- and Wave-dominated Beds of the Seagrass *Thalassia testudinum*, Marine Ecology Progress Series, Vol. 184, pp. 63-72, 1999
- [53] Koehl M.A.R., Seaweeds in Moving Water: Form and Mechanical Function, In: Givnish T.J. (ed.) On the Economy of Plant Form and Function, Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 603-634, 1986
- [54] Köster R., Umweltatlas Wattenmeer, Landesamt für den Nationalpark Holsteinisches Wattenmeer, Umweltbundesamt, Band 1 Nordfriesisches und Dithmarscher Wattenmeer, Eugen Ulmer GmbH & Co. KG, S. 40/41, 1998
- [55] Koloseus M.J., Davidian J., Free Surface Instability Correlations, Laboratory Studies in Open Channel Flows, United States Geological Survey Water-Supply, Paper 1952-C, U.S. Government Printing Office, Washington D.C., 1966
- [56] Kouwen N., Unny T.E., Hill H.M., Flow Retardance in Vegetated Channels, Journal of the Irrigation and Drainage Division, ASCE, Vol. 95, pp. 329-342, 1969
- [57] Kouwen N., Unny T.E., Flexible Roughness in Open Channels, Journal of the Hydraulics Division, ASCE, Vol. 99, pp. 713-728, 1973
- [58] Kouwen N., Li R., Biomechanics of Vegetated Channel Linings, Journal of the Hydraulics Division, ASCE, Vol. 106, Nr. HY6, pp. 1085-1203, 1980
- [59] Kouwen N., Li R., Simons D.B., Flow Resistance in Vegetated Waterways, Transactions of the ASAE, Vol. 24, No. 3, 1981
- [60] Kouwen N., Field Estimation of the Biomechanical Properties of Grass, Journal of Hydraulic Research, Vol. 25/5, 1988
- [61] Kouwen N., A Modern Approach to the Design of Grassed Channels, National Conference on Irrigation and Drainage Engineering Watershed Management Symposium, Durango, Colorado, July, 1990
- [62] Kutija V., Hong H.T.M., A Numerical Model for Assessing the Additional Resistance to Flow Introduced by Flexible Vegetation, Journal of Hydraulic Research, IAHR, Vol. 34, pp. 99-114, 1996

- 
- [63] Lemon E., Plant Physiology, Academic Press New York, Volume 4A, pp. 203-227, 1965
- [64] Lexikon der Geowissenschaften, Spektrum, Akademischer Verlag Heidelberg, 2002
- [65] Li R.M., Shen H.S., Effect of Tall Vegetations on Flow and Sediment, Journal of Hydraulics Division, ASCE, No. HY5, pp. 793-814, 1973
- [66] Lindner K., Der Strömungswiderstand von Pflanzenbeständen, Mitteilungen, Leichtweiss-Institut für Wasserbau, TU Braunschweig, Heft 75, 1982
- [67] López F., García M.H., Mean Flow and Turbulence Structure of Open-Channel Flow through Non-Emergent Vegetation, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 127, No.5, pp. 392-402, 2001
- [68] Malcherek A., Mathematische Modellierung von Strömungen und Stofftransportprozessen in Ästuaren, Institut für Strömungsmechanik und elektronisches Rechnen im Bauwesen, Universität Hannover, Bericht 44, 1995
- [69] Malcherek A., Hydrodynamik der Fließgewässer, Institut für Strömungsmechanik und elektronisches Rechnen im Bauwesen, Universität Hannover, Bericht 61, 2001
- [70] Malcherek A., Sedimenttransport und Morphodynamik, Vorlesungsskript, Institut für Hydromechanik und Wasserbau, Universität der Bundeswehr, München, 2007
- [71] Marques W.C., Padrões de Variabilidade Temporal nas Forçantes da Circulação e Seus Efeitos na Dinâmica da Lagoa dos Patos, Rio Grande do Sul - Brasil, Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, Furg, Rio Grande do Sul - Brasil, 2005
- [72] Mazo A.M.M., Distribuição e Biomassa da Fanerógama *Ruppia Maritima* L. No Estuário da Lagoa dos Patos, Rio Grande-Rs, Brasil, Dissertação (Mestrado em Oceanografia Biológica), Fundação Universidade Federal do Rio Grande, 1994
- [73] Mertens W., Zur Frage hydraulischer Berechnungen naturnaher Fließgewässer, Wasserwirtschaft, No. 79(4), pp. 170-179, 1989
- [74] Möller O.O., Castaing P., Fernandes E.L., Lazure P., Tidal Frequency Dynamics of a Southern Brazil Coastal Lagoon: Choking and Short Period Forced Oscillations, Estuaries, V. 30, pp. 311-320, 2007
- [75] Nepf H.M., Koch E.W., Vertikal Secondary Flows in Submersed Plant-like Arrays, Limnology Oceanography, 44(4), pp. 1072-1080, 1999
- [76] Niemeyer H.D., Kaiser R., Hydrodynamik im Ökosystem Wattenmeer, Teilprojekt aus der Ökosystemforschung Wattenmeer, Teilvorhaben Niedersächsisches Wattenmeer, Forschungsbericht 108 02 085/02, Text 26/94, 1994
- [77] Nikora V., McLean S., Coleman S., Pokrajac D., McEwan I., Campbell L., Aberle J., Clunie D., Koll K., Double Averaging Concept for Rough-Bed Open-Channel and Overland Flows: Applications, Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, 133(8), 884-895, 2007
- [78] Nuding A., Fließwiderstandsverhalten in Gerinnen mit Ufergebüsch, Wasserbaumittelungen der TU Darmstadt, No. 35, 1991

- [79] Nützmann E., Modellierung des turbulenten Austausches zwischen der Prandtl-Schicht und der Waldatmosphäre, Georg-August-Universität zu Göttingen, Dissertation, 1999
- [80] Oplatka M., Stabilität von Weidenverbauungen an Flussufern, Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich, Nr. 156, 1998
- [81] Partheniades E., Erosion and Deposition of Cohesive Soils, Journal of the Hydraulics Division, ASCE, 91(HY1), pp. 105-138, 1965
- [82] Pasche E., Turbulenzmechanismen in naturnahen Fließgewässern und die Möglichkeiten ihrer mathematischen Erfassung, Mitteilungen des Instituts für Wasserbau, RWTH Aachen, Nr. 52, 1984
- [83] Pasche E., Rouvé G., Overbank Flow with Vegetatively Roughened Flood Plains, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 111, No. 9, pp. 1262-1278, 1985
- [84] Parchure T.M., Mehta A.J., Erosion of Soft Cohesive Sediment Deposits, Journal of Hydraulic Engineering, 111(10), pp. 1308-1326, 1986
- [85] Rastogi A.K., Rodi W., Predictions of Heat and Mass Transfer in Open Channels, ASCE, Journal of the Hydraulics Division, 104(3), pp. 397-419, 1978
- [86] Raupach M.R., Shaw R.H., Averaging Procedures for Flow Within Vegetation Canopies, Boundary-Layer Meteorology, 22,79, 1982
- [87] Reise K., Vorkommen von Grünalgen und Seegras im Nationalpark Schleswig-Holsteinisches Wattenmeer Ökosystemforschung Wattenmeer - Teilvorhaben Schleswig-Holsteinisches Wattenmeer, Umweltbundesamt, Teilbericht zum Forschungsvorhaben 108 02 085/01, Text 70/97, 1997
- [88] Rijn L.C., Principles of Sediment Transport in Rivers, Estuaries and Coastal Seas, Amsterdam: Aqua Publication - I11., 1990
- [89] Rijn L.C., Principles of Fluid Flow and Surface Waves in Rivers, Estuaries, Seas and Oceans, Amsterdam: Aqua Publication - I11., 2nd Edition, 1994
- [90] Rodi W., Turbulence Models and their Application in Hydraulics - A State of the Art Review, International Association for Hydraulic Research, Delft, Netherlands, 1980
- [91] Rouse H., Critical Analysis of Open Channel Resistance, Journal of the Hydraulics Division, ASCE, Vol. 91, No. HY4, Proc. Paper 4387, pp. 1-25, 1965
- [92] Rouvé G., Schröder M., Die Entwicklung eines mathematisch-numerischen Verfahrens zur Berechnung naturnaher Fließgewässer, Abschlussbericht, DFG-Projekt RO 365 / 31-6, 2004
- [93] Rowinski P.M., Aberle J., Mazurczyk A., Shear Velocity Estimation in Hydraulic Research, Acta Geophysica Polonica, Vol. 53, No. 4, pp. 567-583, 2005
- [94] Savaragi T., Coastal Engineering - Waves, Beaches, Wave-Structure Interactions, Elsevier Science B.V., 1995
- [95] Schlichting H., Grenzschicht-Theorie, Springer-Verlag, 9.Auflage, 1997

- 
- [96] SediMorph Validierungsdokument, Herausgeber: Universität der Bundeswehr, Institut für Wasserwesen, Lehrstuhl für Hydromechanik und Wasserbau, Version 1.1, 2005
- [97] Seeliger U., Kjerfve B., Coastal Marine Ecosystems of Latin America, Springer Verlag, S. 167-183, 2001
- [98] Sharpe R.G., James C.S., Deposition of Sediment from Suspension in Emergent Vegetation, Water SA, Vol. 32 No. 2, 2006
- [99] Shimizu Y., Tsujimoto T., Numerical Analysis of Turbulent Open-Channel Flow over a Vegetation Layer Using a  $k-\epsilon$  Turbulence Model, Journal of Hydrosience and Hydraulic Engineering, 11, pp. 57-67, 1994
- [100] Spiegel F., Umweltatlas Wattenmeer, Landesamt für den Nationalpark Holsteinisches Wattenmeer, Umweltbundesamt, Band 1 Nordfriesisches und Dithmarscher Wattenmeer, Eugen Ulmer GmbH & Co. KG, S. 46/47, 1998
- [101] Stephan U., Zum Fließwiderstandsverhalten flexibler Vegetation, Wiener Mitteilungen, Band 180, Wien, 2002
- [102] Thom A.S., Momentum, Mass and Heat Exchange of Plant Communities, Vegetation and the Atmosphere, Vol. 1, Academic Press, pp. 57-109, 1976
- [103] Toldo E.E., Sedimentação, Predição do Padrão de ondas e Dinâmica Sedimentar da Antepraia e Zona de Surfe do Sistema Lagunar da Lagoa dos Patos, Tese (Doutorado em Geociências), Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1994
- [104] Tsujimoto T., Fluvial Processes in Streams with Vegetation, Journal of Hydraulic Research, No. 37, pp. 789-803, 1999
- [105] Truckenbrodt E., Fluidmechanik - Band 2: Elementare Strömungsvorgänge dichteänderlicher Fluide sowie Potential und Grenzschichtströmungen, Springer Verlag, 3. überarb. Auflage, 1992
- [106] Umweltbundesamt, Was Sie über vorsorgenden Hochwasserschutz wissen sollten, Publikation des Umweltbundesamtes, Dessau, 2006
- [107] Wang Z.B., Mathematical Modelling of Morphological Processes in Estuaries, Communications of Hydraulic and Geotechnical Engineering, Faculty of Civil Engineering, Delft University of Technology, No. 89-1, 1989
- [108] Ward J.V., The Four-Dimensional Nature of Lotic Ecosystems, Journal of the National American Benthological Society, No. 8, pp. 2-8, 1989
- [109] Welch P.D., The Use of Fast Fourier Transform for the Estimation of Power Spectra: A Method Based on Time Averaging Over Short, Modified Periodograms, IEEE Trans. Audio Electroacoustics, Vol. AU-15, pp. 70-73, 1967
- [110] Westrich B., Kern U., Haag I., Mobilität von Schadstoffen in den Sedimenten staugezogener Flüsse, Zwischenbericht, Universität Stuttgart, Institut für Siedlungswasserbau, Wassergüte und Abfallwirtschaft, 1998

- [111] Wilson N.R., Shaw R.H., A Higher-Order Closure Model for Canopy Flow, Journal of Applied Meteorology, 16, pp. 1198-1205, 1977
- [112] Witte J.O., Kohlhase S., Radomski J., Fröhle P., Fallstudie Sylt, Teilprojekt - Strategien und Optionen der Küstenschutzplanung für die Insel Sylt, Abschlussbericht, BMBF-Geschäftszeichen 01 LK 9519/4 Wismar, 2001
- [113] <http://www.geog.uu.nl/fg/palaeogeography>
- [114] <http://ifh-nn.bau-verm.uni-karlsruhe.de/nl-99/berichte/10/indexseite.htm>
- [115] <http://www.wattenmeer-nationalpark.de/main.htm>
- [116] <http://www.schiffsmodell.net/maritim/dokument/index.txt.htm>
- [117] <http://www.hamburg.baw.de/hnm/nummeth/nummeth.pdf>
- [118] <http://www.uni-kiel.de/ftzwest/ag4/PROJEKT/merk.htm>
- [119] <http://www.ibss.iuf.net/blacksea/species/flora/seagrass/seagrass.html>
- [120] <http://www.ifh.uni-karlsruhe.de>
- [121] <http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/a/a2/Donau-Karte.png>
- [122] <http://oceancurrents.rsmas.miami.edu/atlantic/malvinas.html>
- [123] <http://oceancurrents.rsmas.miami.edu/atlantic/brazil.html>
- [124] <http://www.botany.hawaii.edu/FACULTY/CARR/ruppia.htm>
- [125] <http://www.peld.furg.br/ingles/proj/distribution.html>