

Bestimmung des Bodenreibungsbeiwertes und der Oberflächenreibung eisbedeckter Wasserflächen im Meiningenstrom der Darß-Zingster Boddenkette und Anwendung auf vertikal integrierte hydronumerische Modelle

Hans-Jürgen Schönfeldt, Armin Raabe und Henning Baudler

Zusammenfassung:

In einem hydronumerischen Modell zur Prognose des Strömungs- und Wasserstandsfeldes flacher Gewässer wird eine auf der Turbulenztheorie basierende Tiefenkorrektur für den Bodenreibungsbeiwertwert eingeführt und auf der Basis von Berechnungen für die Darß-Zingster Boddenkette überprüft. Für einen ausgewählten Meßpunkt der Darß-Zingster Boddenkette wurde der Reibungsbeiwert sowohl am Boden als auch unter einer Eisschicht experimentell bestimmt. Die Auswirkungen einer Tiefenkorrektur des Reibungsbeiwertes wurden in einem vertikal integrierten hydronumerischen Modell untersucht. Dabei wurden die experimentell bestimmten Reibungsbeiwerte, sowohl für die Reibung am Boden, als auch für die Reibung unter einer Eisschicht im Modell benutzt. Das verwendete Modell zeigt mit den gemessenen Reibungsbeiwerten nach Einführung der Tiefenkorrektur eine bessere Übereinstimmung zwischen Modelldaten und amtlichen Pegelregistrierungen.

Summary:

For simulation of the flow and water level field in shallow water is introduced a depth correction of the bottom drag coefficient based on the theory of turbulence in a hydronumerical model and tested on calculations for the 'Darß-Zingster Boddenkette'. The drag coefficient was determined experimentally on the bottom and under ice for a selected measurement point in the 'Darß-Zingster Boddenkette'. The result of the depth correction was tested with a depth integrated hydronumerical model. The experimentally determined drag coefficient on the bottom and under ice was introduced in the model. The used model shows with the measured drag coefficient after using the depth correction better agreement between the numerically simulated and measured water level.

1. Einleitung

Hydronumerische (HN-) Modelle werden erstmalig von Hansen (1952) verwendet, um Strömungsfelder und Wasserstände vorherzusagen. Ein wichtiger Parameter in HN-Modellen ist der Bodenreibungsbeiwert, der ganz wesentlich die berechneten Strömungsgeschwindigkeiten und die prognostizierten Wasserstände beeinflusst. Bis heute betrachtet man diese Größe als Parameter des HN-Modells, den man (fast) beliebig variieren kann, um so Modellergebnisse mit Meßergebnissen in Übereinstimmung zu bringen. Auf der anderen Seite ist es nicht zu vertreten, wenn Bodenreibungsbeiwerte verwendet werden, die außerhalb des Fehlerbereiches der Meßwerte liegen und damit falsch sind. Mit diesen Werten hat man zwar Übereinstimmung zwischen Messung und Modell im Einzelfall erreicht, kann aber nicht davon ausgehen, daß Prognosen für Extremfälle zutreffen. Da die Strömungsgeschwindigkeit quadratisch in die Berechnung der Schubspannung (Bodenreibungsterm, siehe Gleichung (5)) eingeht, sind Prognosen für den Extremfall stark fehlerbehaftet (Jahrhunderthochwasser, Vergleich mit Messungen nicht möglich). Leider wurden Bodenreibungsbeiwerte bislang nur selten experimentell bestimmt. Für ein Gebiet der deutschen Ostseeküste, die Darß-Zingster Boddenkette, soll im folgenden ein HN-Modell zur Prognose von Wasserstands- und Strömungsfelder vorgestellt werden.

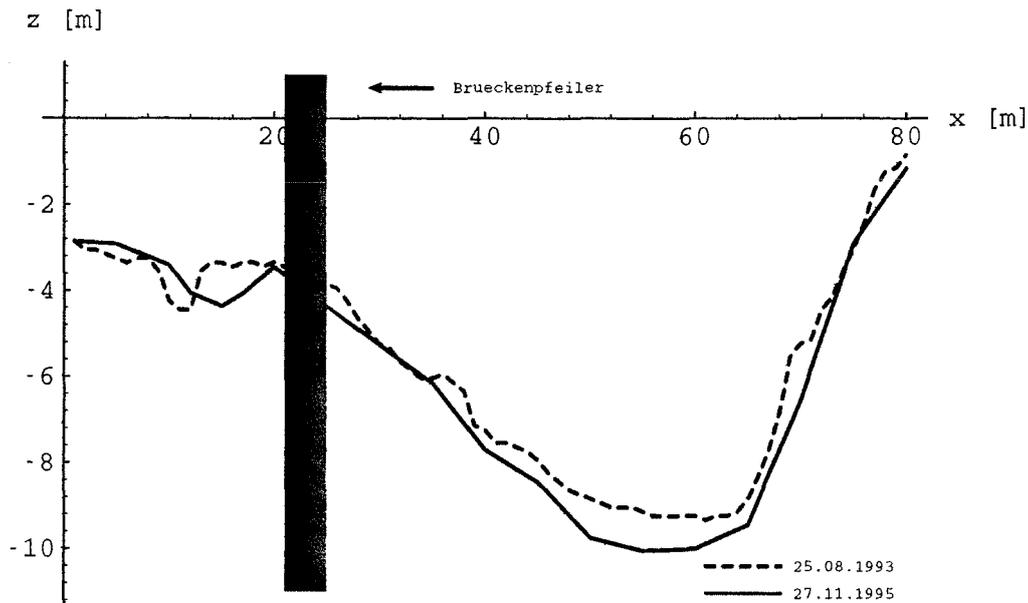


Abb.1: Tiefenprofile an der Meiningenbrücke, Ortslage siehe Abb. 2

Die Boddenkette wird zur Zeit intensiv hinsichtlich der anthropogenen Beeinflussung untersucht. Dabei spielen solche Fragen wie veränderte Wasserstände durch Meeresspiegelanstieg, Wegfall der Deiche im Nationalpark, Erhöhung der Deiche im Siedlungsgebiet, Verbindungen mit der Ostsee, Versandung von Fahrrinnen, usw., eine Rolle. Die Darß-Zingster Boddenkette hat nur eine schmale Verbindung zur Ostsee und ist damit hydrographisch ein Ästuar. Einen Überblick und einen Eindruck von der starken Gliederung der Gewässer ist der Land-Seeverteilung des hydronumerischen Modells zu entnehmen (Abb. 2). Die Boddenkette ist eine durch die letzte Eiszeit geprägte Endmoränenlandschaft und hat sich durch Überfluten und Hakenbildung an den diluvialen Kernen zur heutigen Form entwickelt. Die umgebenden und eingeschlossenen Landmassen haben eine durchschnittliche Landhöhe kleiner einem Meter. Nur im Westbereich befindet sich ein höherer diluvialer Kern (Fischland). Durch natürliche Versandung werden die Verbindungen zur Ostsee immer weiter eingeschränkt. Diesem Trend wird vom Menschen nur teilweise durch Freibaggern der Fahrrinne entgegengewirkt. Der Wasseraustausch mit der Ostsee wird wesentlich durch die Wasserstands Differenz zwischen Bodden und Ostsee gesteuert. Landschaftsprägend sind Sturmhochwasser, die große Mengen Sand in die Bodden transportieren und die zum Erhalt oder zur Neuschaffung von Sturmflutrinnen beitragen. Die größte Sturmflutrinne ist der Meiningenstrom mit seiner Maximaltiefe von heute 10 Metern. Ähnliche Sturmflutrinnen sind das Fahrwasser südlich von Pramort (Ostende der Halbinsel Zingst) mit Wassertiefen von 4 Metern und die Aue mit einer Tiefe bis zu 5 Metern. Die Aue ist eine alte Sturmflutrinne, die Verbindungen zur Ostsee und zum Grabow sind versandet und liegen bis zu 0,1m unter NN. Ein ähnliches Schicksal erlitt die früher schiffbare Verbindungen zur Ostsee in Prerow. Sie war vor den Sturmhochwassern 1872 und 1874 seicht geworden und wurde nach diesen Sturmhochwassern von Menschenhand geschlossen. Die Sturmflutrinne östlich von Pramort ist nach diesen Sturmhochwassern mehr und mehr versandet und heute verlandet. Die Veränderlichkeit der Profile in den Sturmflutrinnen zeigt die Dynamik im Untersuchungsgebiet. So betrug die Maximaltiefe im Meiningenstrom am 25.08.1993 9,26 Meter und nach dem Sturmhochwasser vom 3.11. zum 4.11.95 10,06 Meter (siehe Abb.1). Der

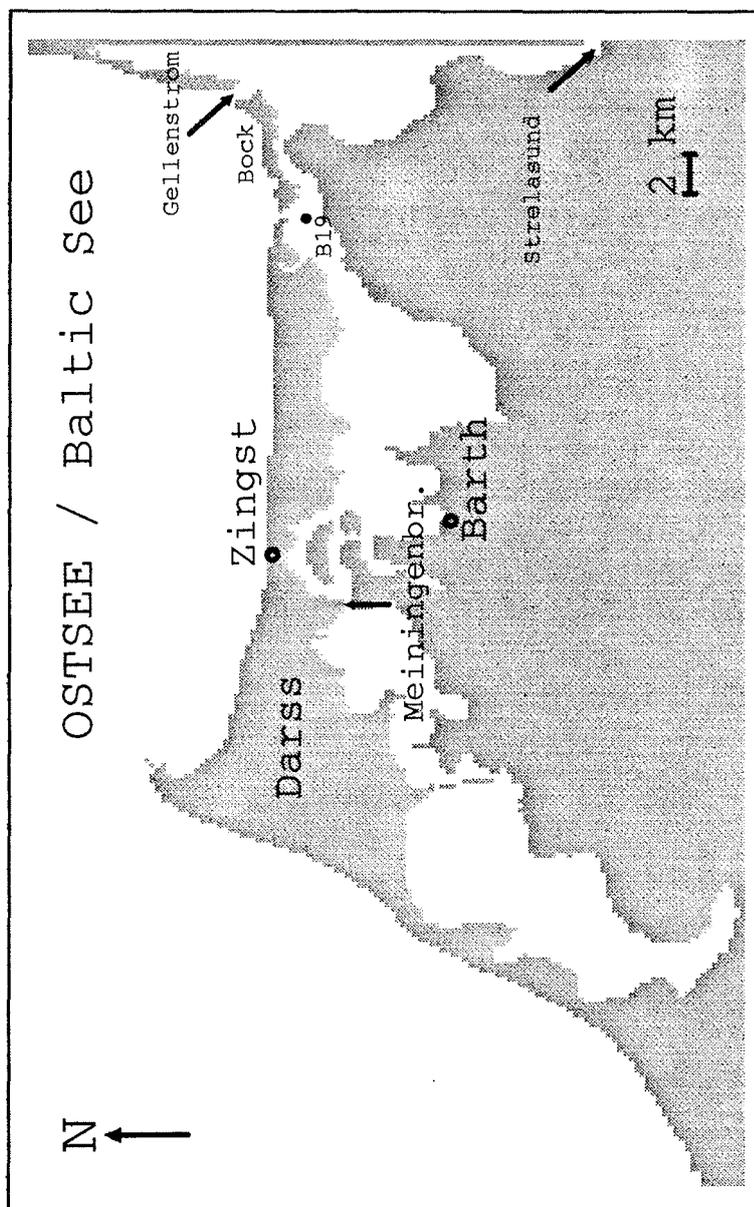


Abb.2: Das Modellgebiet

Gellen verlängert sich nach Reinhard (1953) um 4 m im Jahr in Richtung Süden, Pramort (Kukshüren) wächst ca. 1.80 m im Jahr in Richtung Osten. Dies ist nach unserer Meinung das Hauptproblem bei der Modellierung der Darß-Zingster Boddenkette. In den Seekarten sind die Fahrwasser für die Schifffahrt ausreichend und entsprechend aktualisiert. Tiefen und Querschnitte in den Sturmflutrinnen stimmen aber nicht, da sie ständigen Veränderungen unterliegen. Auf der anderen Seite haben Stückrad u.a. (1995) einen erheblichen Einfluß des Fließquerschnittes am Meiningenstrom auf den Wasseraustausch zwischen den Bodden berechnet. Eine Besonderheit der Boddengewässer ist die winterliche Vereisung. Diese Perioden wurden in der Vergangenheit bewußt durch Fischer (klopfen auf das Eis, um dadurch den Fisch in die unters Eis geschobene Netze zu treiben) und Reetdachdecker (Schilfmaht) ausgenutzt. Diese Tätigkeiten besitzen Tradition, so daß man davon ausgehen kann, daß im Mittel diese Gewässer einen Monat fest zugefroren sind. In diesen Perioden ist die Windreibung und damit der Triftstrom Null (Impulsaustausch mit dem Wasser wird Null, nicht mit Eis). Außerdem wird der Gefällestrom zwischen Ostsee und Bodden durch zusätzliche Reibung gebremst. Messungen dieses Effektes in den Boddengewässern sind bisher nicht durchgeführt worden.

Bodenreibungsbeiwerte sind im Flachwasser schwer bestimmbar. Die Verwendung eines Schiffes als Meßplattform bringt eine Reihe Fehler, das Schiff beeinflußt die Strömung, komplizierte Ankervorrichtungen sind notwendig um das Schiff am Meßort zu fixieren. Solcherart gewonnene Daten sind mit großen Fehlern behaftet. Über den Meiningenstrom verläuft eine Brücke mit Brückenpfeilern außerhalb der Sturmflutrinne (siehe Abb.1). Von dieser Brücke aus sind einfache Profilmessungen möglich und im Rahmen von Fortgeschrittenenpraktika durchgeführt worden.

2. Theorie

Aus der Theorie der turbulenten Strömung über eine ebene Unterlage ergibt sich aus dem Mischwegansatz die Änderung der Geschwindigkeit mit der Höhe z

$$\frac{\partial \bar{u}'(z)}{\partial z} = \frac{u_*}{kz}, \quad (1)$$

mit $\bar{u}'(z)$ der zeitlich gemittelten Geschwindigkeit, u_* der Schubspannungsgeschwindigkeit und $k=0.4$, der von Kármán Konstanten. Durch Integration über z erhält man das Prandtl/ Kármán'sche Geschwindigkeitsverlustgesetz (von Kármán, 1934; Prandtl, 1925), mit z_0 als Integrationskonstante (Rauhigkeitshöhe).

$$\bar{u}'(z) = \frac{u_*}{k} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \quad (2)$$

Gleichung (2) basiert auf der Konstanz der Schubspannung τ unmittelbar über der Unterlage, wobei sich τ durch

$$\tau = \rho_w u_*^2 \quad (3)$$

berechnen läßt, mit ρ_w der Dichte des Wassers. Die Schubspannung wird im hydronumerischen Modellen an den Grenzflächen zur Luft und zum Boden benötigt, Sie ist über den Newton-Taylor Ansatz berechenbar (Sündermann, 1966).

$$\tau = \rho_w r |U|U \quad (4)$$

Gleichung (4) wird in der Literatur so angegeben (vergl. Sündermann, 1966). Sie ist aber in dieser Form nicht korrekt, wenn der Reibungsbeiwert r als konstant mit z.B. 0,003 angenommen wird, wie das oft gemacht wird (Sündermann, 1966). An der Wasseroberfläche wird für die durch den Wind hervorgerufene Schubspannung der gleiche Ansatz gewählt,

$$\tau = \rho_l c_d |U^{w_{10}}| U^{w_{10}} \quad (5)$$

In Gleichung (5) bedeuten $U^{w_{10}}$ die Windgeschwindigkeit in 10 Meter Höhe, eine Standardhöhe für Windmessungen, ρ_l die Dichte der Luft und c_d der dimensionslose Reibungsbeiwert für eine Wasseroberfläche ($\approx 1,2 \cdot 10^{-3}$). Gleichung (4) macht nur Sinn, wenn man für die Strömungsgeschwindigkeit eine feste Tiefe über Grund angibt, denn wegen (2) ist die Strömung tiefenabhängig. Es ist auch nicht möglich, in (4) die vertikal integrierte und durch die Wassertiefe geteilte Strömung einzusetzen. Es wird darum vorgeschlagen, mit einer unter Umständen fiktiven Strömungsgeschwindigkeit in 10 Meter über Grund zu rechnen. Damit wird der Reibungsbeiwert für gleiche Rauigkeiten z_0 aber verschiedenen Wassertiefen gleich. Für Wassertiefen um 10 Meter spielen dabei diese Überlegungen eine untergeordnete Rolle. Unter Verwendung von Gleichung (2) mit $U_{10} = u(10)$ und

$$\overline{u(z)}^H = \frac{1}{H} \int \overline{u}^{-1}(z) dz \quad \text{wird} \quad (6)$$

$$U_{10} = \overline{u(z)}^H \frac{\ln 10 - \ln z_0}{\ln H - \ln z_0 - (\ln 10 - \ln z_0) \frac{\sqrt{r}}{k}} \quad (7)$$

wobei H die Wassertiefe bedeutet. Es ergibt sich für unterschiedliche Wassertiefen ein unterschiedlicher Proportionalitätsfaktor zwischen der über die Tiefe gemittelten Strömung $\overline{u(z)}^H$ und U_{10} . Der Proportionalitätsfaktor bewegt sich für Wassertiefen um 10 Meter um Eins (abhängig von der Bodenrauigkeit z_0). In den Boddengewässern ist die Wassertiefe sehr variabel und kann in Überflutungsgebieten sehr klein werden. Die Gleichsetzung von U_{10} und $\overline{u(z)}^H$ liefert bei Wassertiefen zwischen 5 und 0,5 Metern einen Faktor zwischen 1,3 und 2,3 und wegen (5) bewegt sich der Faktor für τ zwischen 1,7 und 5,4 mit $z_0 = 0,01$ m. Für die mittlere Tiefe der Bodden mit 2 Metern ist τ immerhin mit einem Faktor von 2,5 zu korrigieren.

3. Das hydrodynamische Modell

Durch vertikale Integration der Navier-Stokes-Gleichungen und unter Vernachlässigung des horizontalen Austausches erhält man nach Linearisierung:

$$\frac{\partial \overline{u}^H}{\partial t} - f \overline{v}^H - \frac{1}{\rho_w} \frac{\tau_{uOb} - \tau_{uBo}}{\xi + H} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p_L}{\partial x} + g \frac{\partial \xi}{\partial x} = 0 \quad (8)$$

$$\frac{\partial \overline{v}^H}{\partial t} + f \overline{u}^H - \frac{1}{\rho_w} \frac{\tau_{vOb} - \tau_{vBo}}{\xi + H} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p_L}{\partial y} + g \frac{\partial \xi}{\partial y} = 0 \quad (9)$$

mit x und y den horizontalen Ortskoordinaten, u und v den Strömungskomponenten, f dem Coriolisparameter, $\tau_{u,vOb}$ den Komponenten der Schubspannungsgeschwindigkeit an der Wasseroberfläche, $\tau_{u,vBo}$ den Komponenten der Schubspannungsgeschwindigkeit am Grund, p_L dem Luftdruck, ξ der Wasserstandsauslenkung und den anderen Bezeichnungen wie oben.

Das verwendete hydrodynamische Modell integriert die vertikal integrierten Bewegungsgleichungen durch die finite Differenzenmethode (vergl. Sündermann, 1966). Dazu wurde das Untersuchungsgebiet (siehe Abb.2) mit einer Gitterweite von $\Delta l = 250$ m digitalisiert. Als Reibungsbeiwerte wurden für $c_d = 0,0012$ und der experimentell bestimmte Wert $r = 0,0044$ gewählt. Als Randbedingungen für die Oberfläche (Gleichung (5)) wurde der an der Außenstelle des Instituts für Meteorologie in Zingst gemessene Wind verwendet. Dabei zeigt sich aus Untersuchungen des Windfeldes über dem Untersuchungsgebiet in einem mesomaßstäblichen Modell, daß dieser Wind keinesfalls repräsentativ für das ganze Untersuchungsgebiet ist. Der Einfachheit wegen wurde aber auf umfangreiche Modellrechnungen zum Windfeld verzichtet und mit der einfachen Korrektur nach Hsu (1981) gearbeitet, um die Tiefenabhängigkeit der Boden-

reibung zu untersuchen. Weitere Randbedingungen stellen die Wasserstände an den offenen Rändern dar. Im Gegensatz zu Stückrad (1995) wurde nicht die Tonne B19 (Fahrwasser am Bock, siehe Abb. 2) als Rand gewählt, dieser Punkt ist zwar numerisch einfach zu behandeln (ein Gitterpunkt) aber praktisch nicht verwertbar. So gibt es nur für Pegel der Ostsee und Stralsund längere Pegelreihen, die zum Test der Modelle auch in Extremlagen geeignet sind. Wie aus Abb. 2 ersichtlich ist, sind weite Gebiete der Ostsee mit modelliert und der Einfluß des Strelasundes durch einen Kanal mit ähnlichen hydrographischen Eigenschaften einbezogen. Das hat den Vorteil, daß das Fahrwasser zwischen Bock und Gellen (Gellenstrom) mit seiner dämpfenden Wirkung mit in die Simulation eingeht, aber auch der Abfluß in den Strelasund bei gewissen Wetterlagen bzw. umgekehrt der Einstrom vom Strelasund durch das Fahrwasser am Bock in die Boddenkette berücksichtigt werden konnte. Es wurde der Ostseepiegel (Pegel Zingst) am offenen Nordrand und Westrand des Modells und der Pegel Stralsund an der mit "Strelasund" bezeichneten Stelle am Ostrand eingespeist (siehe Abb. 2).

4. Ergebnisse

4.1. Reibungsbeiwerte

Als Meßsonde wurde ein Strömungsmesser ME (Meerestechnik - Elektronik) verwendet. Außer der auf Ultraschallbasis gemessenen Horizontalkomponenten waren damit noch Temperatur, Salzgehalt und Druck verfügbar. Es wurden über 20 Minuten sieben Profile durch Hieven und Fieren der Sonde bestimmt. Die in Sekundenabstand gemessenen Strömungsgeschwindigkeiten wurden anschließend über den Druck Tiefenintervallen von 20cm zugeordnet und in den Tiefenintervallen über 20 Minuten gemittelt. Dadurch konnte der Fehler durch die starken niederfrequenten Turbulenzen weitestgehend ausgeglichen und praxisrelevante Daten gewonnen werden. Überraschenderweise wurden im Gegensatz zu Brosin (1965) relativ häufig Dichteschichtungen beobachtet (siehe Abb. 4). Beim Auftreten von Dichteschichtungen versagt die einfache Turbulenztheorie (der Mischwegansatz nach Prandtl ist so nicht gültig), darum wurden in diesen Fällen die Profile lediglich bis zur Höhe der Dichtesprungschicht ausgewertet. Im Falle der Eisbedeckung ermöglichte die Dichteschichtung die Bestimmung der Reibung an der Eisoberfläche nahezu von der Bodenreibung unabhängig, da eine Dichtesprungschicht den vertikalen Austauschkoefizienten fast zum Verschwinden bringt. Ein Strömungsprofil im ungeschichteten Fall ist in Abb.3 dargestellt, das Dichteprofil im Falle der Eisbedeckung in Abb.4. Aus Gleichung (1) ist ersichtlich, daß die Kenntnis des Meßortes über Grund sehr stark in die Ergebnisse eingeht. Dazu wurde der Schutzkorb des Strömungsmessers ausgenutzt. Die Geometrie der Meßstrecke und des Drucksensors in bezug auf den Meßkorb sind bekannt. Der Meßkorb wurde zur Bestimmung der Tiefe am Meßort auf Grund gesetzt und von hier aus bis zur Oberfläche (oder bis zur Eisbedeckung) gehievt. Durch diese Verfahrensweise war es leicht möglich, ein Profil sowohl über Grund als auch bezüglich der Oberfläche festzulegen. Dabei spielte das Abdriften der Sonde bei starker Strömung eine untergeordnete Rolle, da sich die Tiefe nur unwesentlich im Bereich der Abdriftung ändert. In Abb.5 sind die logarithmischen Profile bezüglich der Eisoberfläche und bezüglich des Bodens für den geschichteten Fall dargestellt. Beide Teilbereiche lassen sich sehr gut durch die Theorie beschreiben, wobei dem mittleren Teil des Strömungsprofils keine Aufmerksamkeit geschenkt werden soll, er wurde bei der Ausgleichsrechnung nicht berücksichtigt. Hier kommt es durch die Schichtung zu internen Wellen, die mit einer Frequenz von 0,033 Hz aus einer anschließend gemessenen Zeitreihe

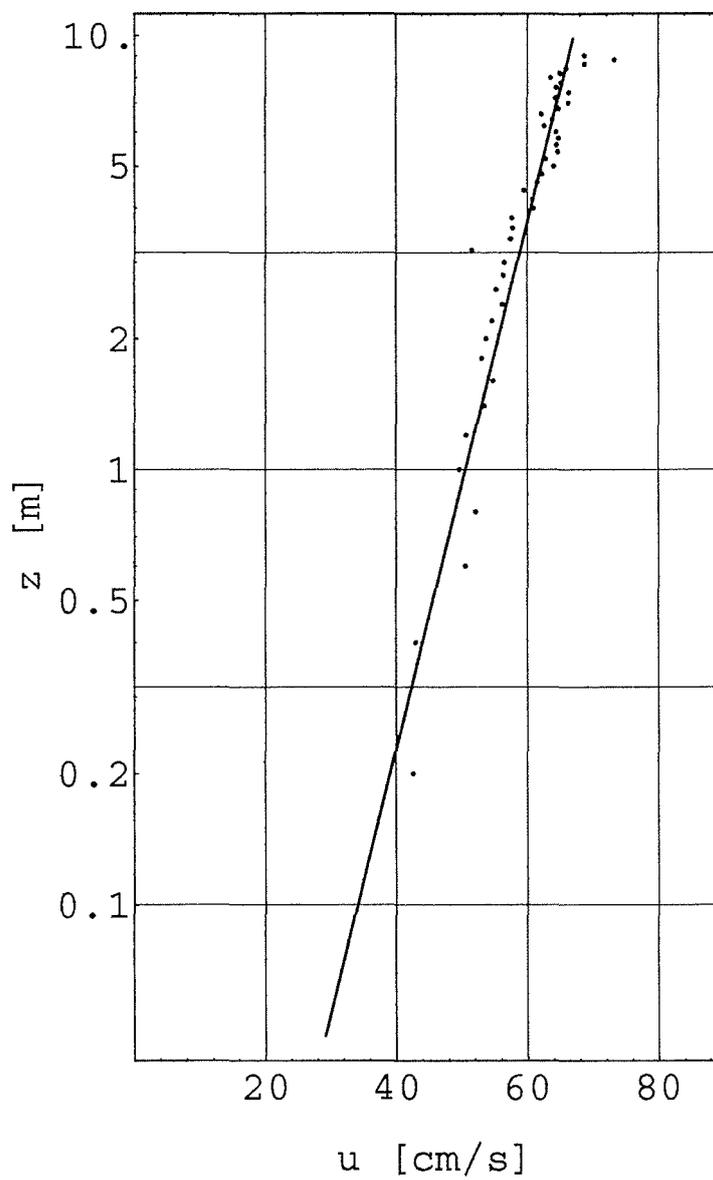


Abb.3: Logarithmisches Strömungsprofil (Meiningenbrücke, 26.04.96)

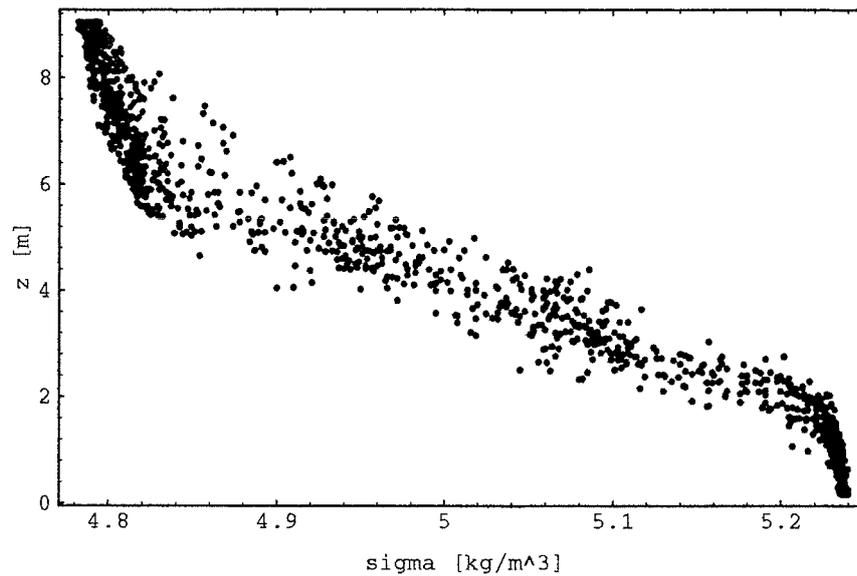


Abb.4: Dichteprofil vom 14.02.96 an der Meiningenbrücke. Die Dichte ist als reduzierte Dichte dargestellt mit $\sigma = \rho - 1000 \text{ kg m}^{-3}$. Es sind alle Meßwerte der sieben Profile eingetragen.

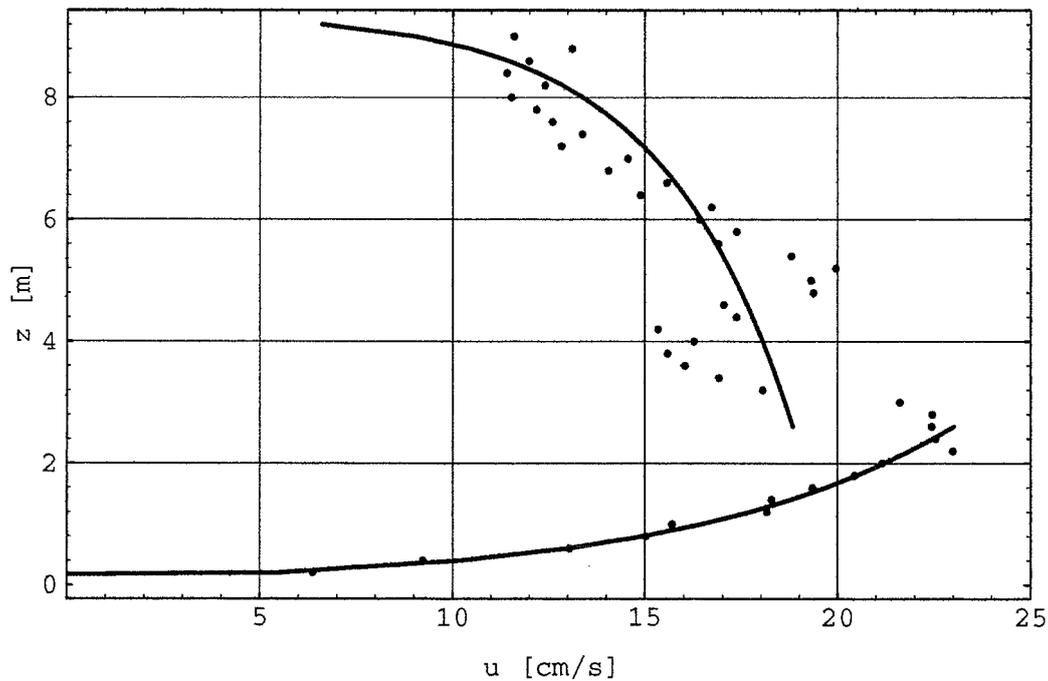


Abb.5: Logarithmische Strömungsprofile vom 14.02.96 an der Meiningenbrücke. Die Profile wurden nur bis 2m über Grund und 2m unterhalb der Eisoberfläche ausgewertet. Der Bereich dazwischen ist durch starke Dichteänderung gekennzeichnet (siehe Abb. 4) und damit ist der Mischwegansatz hier nicht anwendbar (siehe Text).

nachgewiesen wurden. Durch die Meßstrategie wird das theoretische Maximum in der Strö-

mung 14 mal angeschnitten, wobei es sich mit einer Periode von 30 Sekunden und einer Amplitude von 2 Metern vertikal bewegt. Die Mittelwerte in diesem Bereich sind durch Aliasing verfälscht.

Hansen (1952) berechnete Reibungsbeiwerte für unterschiedliche Wassertiefen aus Karten, die aus Beobachtungen des Tidestroms in der Nordsee gewonnen wurden und erhält für den Reibungsbeiwert $r=0.0024$. Die von Hansen (1952) angegebenen Werte müssen durch Einsetzen von Wassertiefe und Strömungsgeschwindigkeit auf den durch Gleichung (4) definierten Reibungsbeiwert umgerechnet werden. Gleichung (7) wird dabei durch diese Messungen hervorragend bestätigt. Der von uns um den Faktor zwei höhere Reibungsbeiwert ist durchaus mit der schwer vergleichbaren Bodentopographie und Berandung zu erklären.

Datum	Tiefe [m]	u^* [cm/s]	U10 [cm/s]	r	z_0 [cm]
27.11.1995	10,0	1,30	20,9	0,0041	2
30.11.1995	10,0	2,36	40,8	0,0034	1
14.02.1996	10,0	2,70	33,2	0,0072	2,7
14.02.1996	9,0	0,63	31,8	0,0032	0,87
20.02.1996	8,0	6,40	78,3	0,0069	8,2
19.04.1996	7,5	0,92	11,4	0,0065	7,1
26.04.1996	10,0	2,80	66,9	0,0018	0,07
26.04.1996	8,2	3,30	67,5	0,0024	0,28
		Mittelwert		0,0044	
Eisbedeckung					
14.02.1996	5,0	0,65	13,1	0,0025	0,36
14.02.1996	10,0	1,40	20,4	0,0046	2,7

Tabelle 1: An der Meinigenbrücke im Zingster Strom der Darß-Zingster Boddenkette gemessene Reibungsbeiwerte.

4.2. Modellierung der Darß-Zingster Boddenkette

Das mit dem oben beschriebenen Modell bearbeitete Gebiet ist in Abb. 2 dargestellt. Es wurde der gemessene Reibungsbeiwert verwendet, indem die nach Gleichung (7) korrigierte Strömungsgeschwindigkeit für den Bodenreibungsansatz (4) für jeden Gitterpunkt berechnet wurde. Außerdem wird ein Kontrolllauf mit gleichem, aber tiefenunabhängigen Reibungsbeiwert zum Vergleich und zur Einschätzung des Einflusses vorgestellt. Für die zur Simulation verwendete Periode vom 01.01.93 bis zum 30.04.93 lagen fast ununterbrochen Strömungsmessungen an der Meinigenbrücke vor (kurzzeitige Ausfälle durch Eisgang usw.), mit einer CTD Sonde (induktiver Strömungsmesser) von der Universität Rostock gemessen. Diese Periode ist durch eine starke Dynamik gekennzeichnet (siehe Abb.6). So traten Hochwasser und Niedrigwasser in der Ostsee mit Abweichungen von mehr als einem Meter vom Normalwasserstand mehrmals auf, wobei im Mittel nur ein Ereignis im Jahr zu verzeichnen ist. Der lange Zeitraum ist besonders geeignet, Phasenverschiebungen bzw. Reaktionen des Systems bei den unterschiedlichsten Ausgangssituationen auf unterschiedliche (kurze oder anhaltende) Änderungen der Randbedingungen, zu untersuchen. Hervorzuheben ist die Eisbedeckung der Bodden in den ersten sechs Tagen der untersuchten Zeitreihe. Außer der starken Variabilität im Untersuchungszeitraum ist die dämpfende Wirkung der Boddenkette am Barther Pegel zu erkennen. In den Zeiträumen 1300h bis 1500h (gemessen ab 01.01.1993 00:00 Uhr) und 1900h bis 2100h ist ein Nachlaufen des Barther Pegels von bis zu 100h gegenüber dem mittleren Ostseepegel zu beobachten. Der

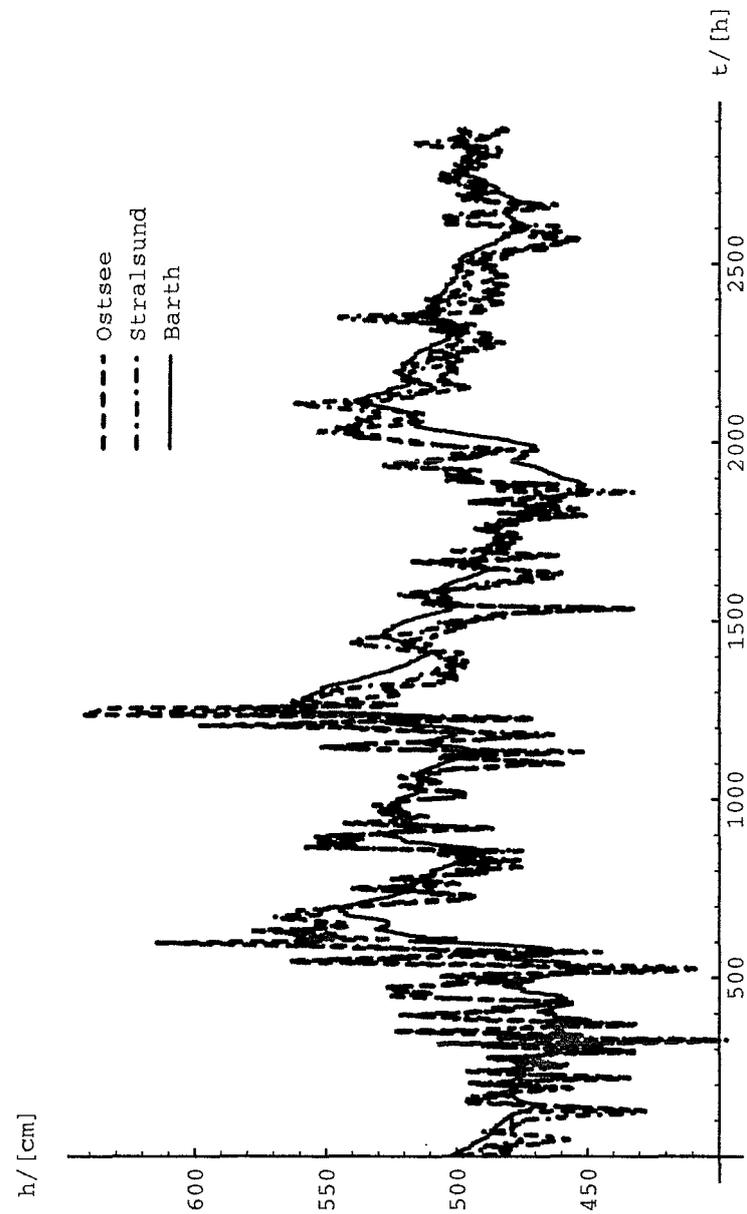


Abb.6: Pegelmeßreihen der Ostsee (Zingst) und im Strelasund, die als Randwerte dienten und Pegelreihe gemessen im Barther Boddens. Bemerkenswert ist die Variabilität der Reihen im untersuchten zeitraum und die "Filterfunktion" des Boddens

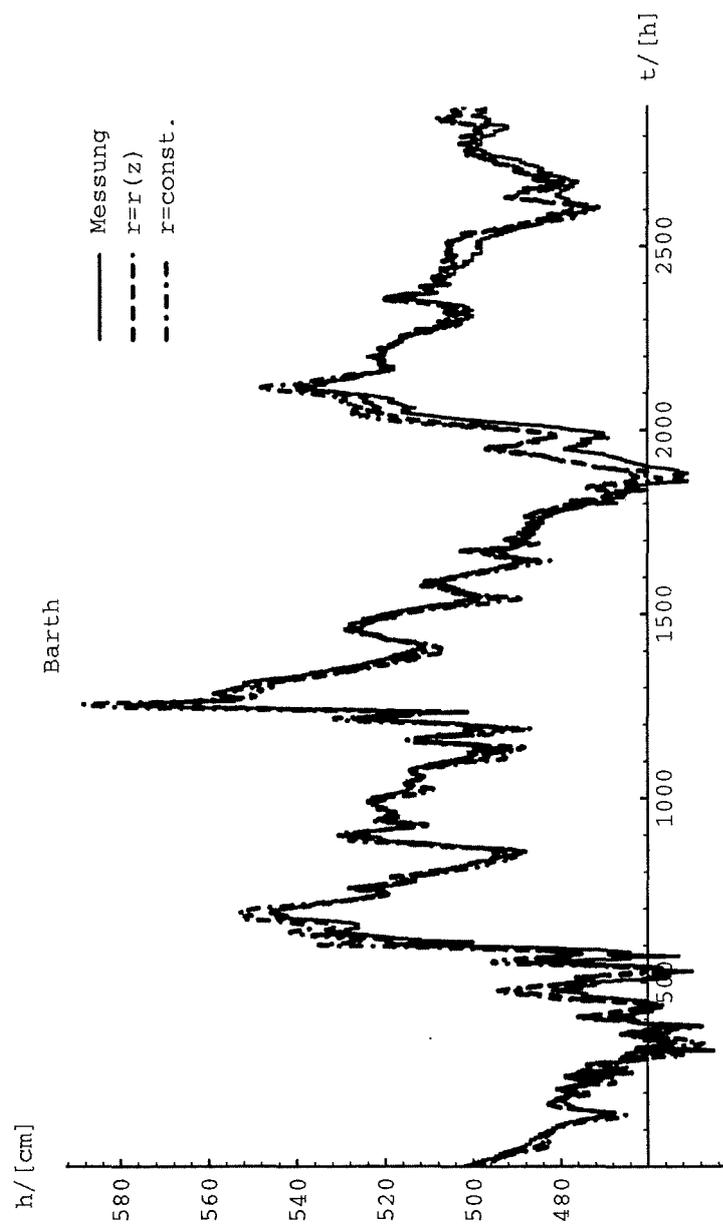


Abb.7: Pegelstände in Barth verglichen mit Modelldaten, $r = \text{const.}$ bezeichnet den Lauf mit konstantwer Bodenreibung.

Wasserstandsanstieg von auf über 600 (1m über NN) bei 600h wird in Barth mit nur 20 cm Pegelanstieg beantwortet. Dies ist in Abb. 7 deutlicher zu erkennen, da hier bei gespreizter Abszisse nur der Barther Pegel eingetragen ist

Aus Pegelmessungen war bekannt, daß in allen Boddern der Wasserstand nicht von NN abwich, die Strömung wurde der Einfachheit halber zu Null angenommen. Die Länge des Hindcastzeitraums gestattet diese Annahme, auf die ersten zwei Modelltage kann verzichtet werden, sie sind aber der Vollständigkeit halber in Abb.7 und 9 enthalten. Zum Vergleich zwischen Modell und Natur standen die Pegel in Barth, Zingst, Boddsted und Althagen zur Verfügung. Hier werden aus Platzgründen nur der Barther Pegel und die Strömungsmessungen an der Meiningenbrücke als Indikator für die Güte des Modells vorgestellt. Bei exakter Modellierung des Barther Pegels wurden keine bemerkenswerten Abweichungen zwischen Modell und Messung der anderen Pegel gefunden, so daß die existierenden Abweichungen in erster Linie auf Fehler des "Randwertes" Barther Bodden zurückzuführen sind und erst in zweiter Linie auf Fehler in der Windbehandlung oder in den Modellparametern. Darum soll auf diese Pegel nicht weiter eingegangen werden.

Aus der Abb. 7 kann entnommen werden, daß beide Modellzeitreihen sehr gut der gemessenen Zeitreihe folgen. Größere Abweichungen gibt es ab ca. 1900h. Es wird angenommen, daß durch Trockenfallen von Knoten das Modell bei diesen Wasserständen nicht richtig arbeitet. Hierzu sind weitere Untersuchungen und Modellverbesserungen vorgesehen. Eine bessere Einschätzung der Parameter kann man Abb. 8 entnehmen. Die gestrichelte Linie mit dem Reibungsansatz nach Gleichung (4) und der mit Gleichung (7) korrigierten Strömung folgt der gemessenen Pegelkurve besser als die Strichpunktlinie ohne Tiefenkorrektur. Ein ähnliches Bild liefert die Strömung (Abb. 9). Hierzu muß gesagt werden, daß mit einem Raster von 250m der Meßort Meiningenbrücke (siehe Abb. 2) insgesamt nur ein Gitterpunkt breit ist und aufgrund seines Querschnittes (siehe Abb. 1) nur 2m tief. Gemessen wird die Strömung bei der Wassertiefe 10m 7,5m über Grund. Das führt zur schweren Vergleichbarkeit der Messung im Meiningenstrom und dem quasi Massentransport des Modells. Der Modellwert wurde dem Meßwert angeglichen, dazu war ein Faktor von 3,5 notwendig, aus Gleichung (7) berechnet sich ein Faktor von 2,5. Die unterschiedlichen Tiefen über den Querschnitt und die tatsächliche Breite von weniger als 100m verlangt aber eine zusätzliche Korrektur der Modelldaten nach oben. Eine genaue Vermessung der Strömungsprofile mit der Sonde von ME über den Querschnitt und eine darauf fußende Bilanzierung ist nicht möglich, die Strömung ist in den dafür notwendigen Zeitraum nicht stationär, wie man den Originalströmungsdaten, die im 10 Minutenabstand gemessen wurden, entnehmen kann.

Indikator für die richtige Wahl des Reibungsbeiwertes ist die Phasenlage der Strömung an der Meiningenbrücke bei starker Pegeländerung der Ostsee. In diesen Situationen ist die Strömung kaum vom Wind abhängig. Aus Abb. 10 ist ein "Vorlaufen" der Strömung im Falle der konstanten Reibung ($r=0.0044$) zu beobachten. Der zu hohe Pegel im Barther Bodden bei 600h (siehe Abb. 8) und das vorzeitige Einsetzen der Strömung (siehe Abb. 10) sind ein Indikator für zu niedrige Reibung im Modellgebiet. Diese zu niedrige Reibung drückt sich auch im vorzeitigen Kentern der Strömung bei ca. 700h aus. Die Einführung der Tiefenkorrektur beseitigt diese Mängel fast vollständig.

Die Richtigkeit des Reibungsansatzes bei Eisbedeckung konnte nicht verifiziert werden, da der Zeitraum der Eisbedeckung zu kurz und durch sehr geringe Pegeländerungen ausgezeichnet ist. Allein das Weglassen der Windreibung an der Wasseroberfläche führt in diesem Zeitraum zu guten Ergebnissen. Hierzu sind weitere Untersuchungen zu anderen Zeitreihen erforderlich. Es kann aber davon ausgegangen werden, daß längere Eisbedeckung zu eingeschränktem Austausch mit der Ostsee und damit zu niedrigeren Salzgehalten aber auch zu länger anhaltender Schichtung in den Boddengewässern führt (siehe Abb. 4).

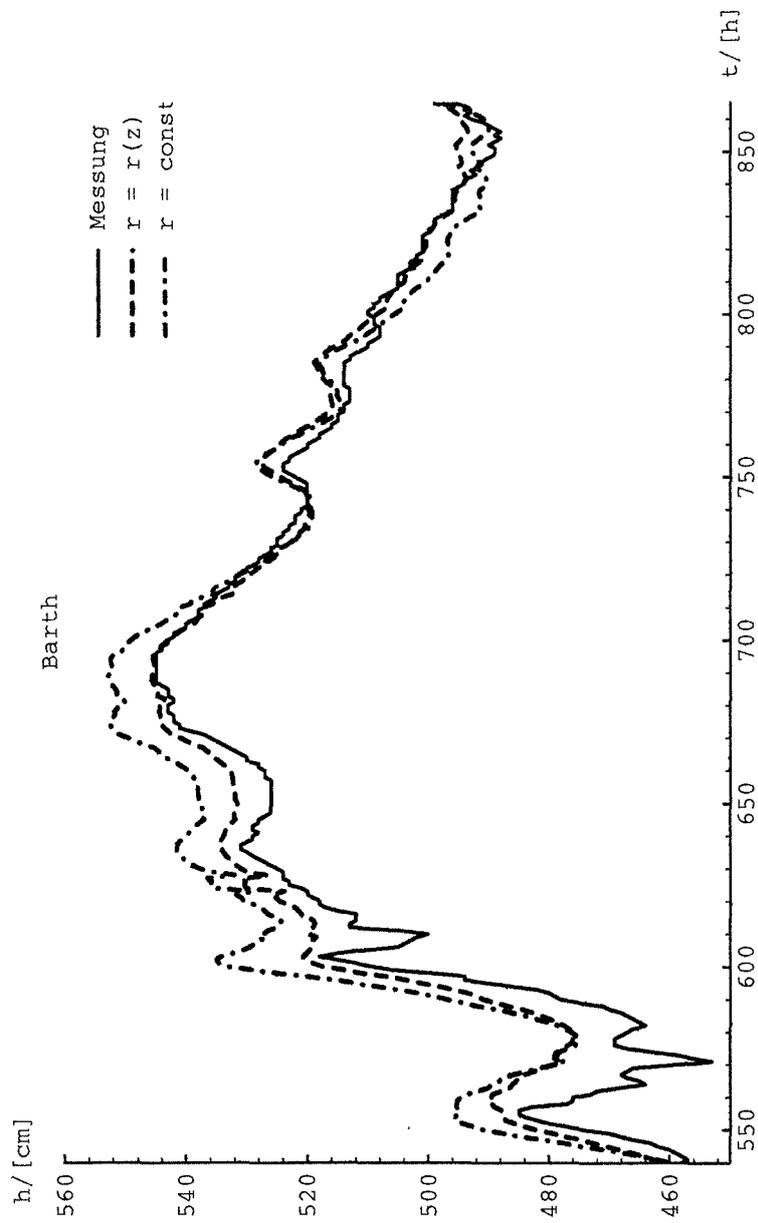


Abb.8: Pegelstände in Barth verglichen mit Modelldaten, (Ausschnitt aus Abb.7)

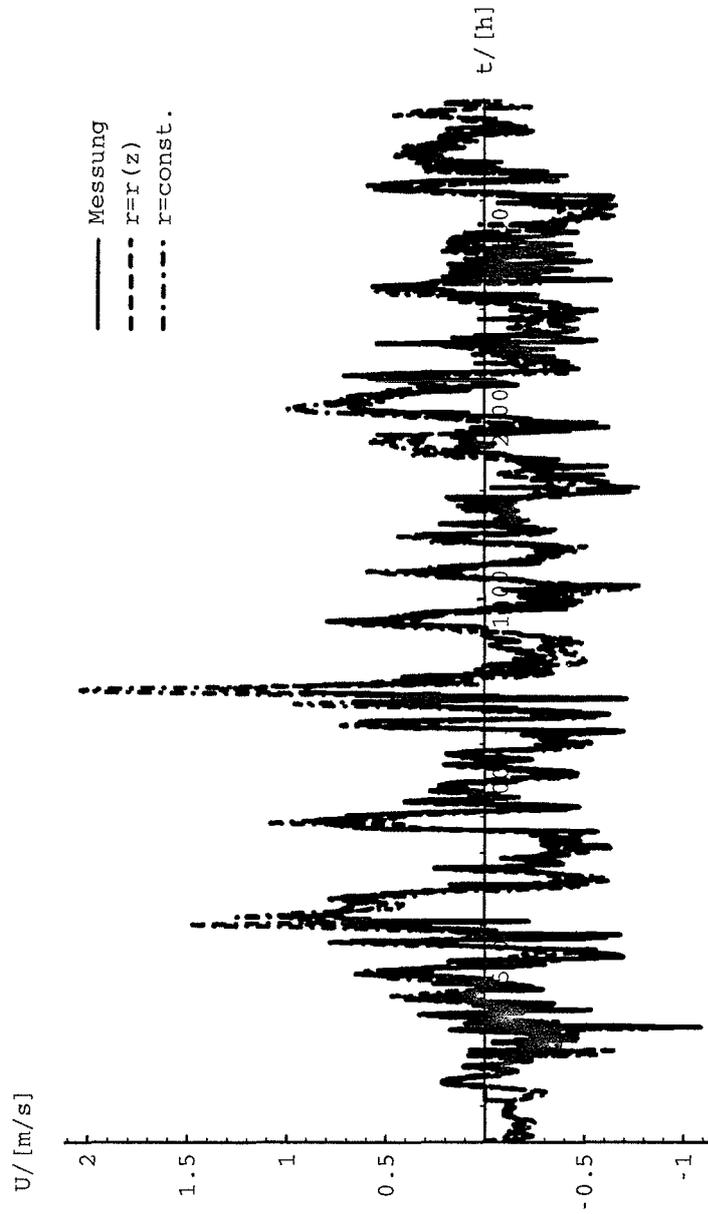


Abb.9: Vergleich zwischen gemessener und berechneter Strömung (Meiningenbrücke)

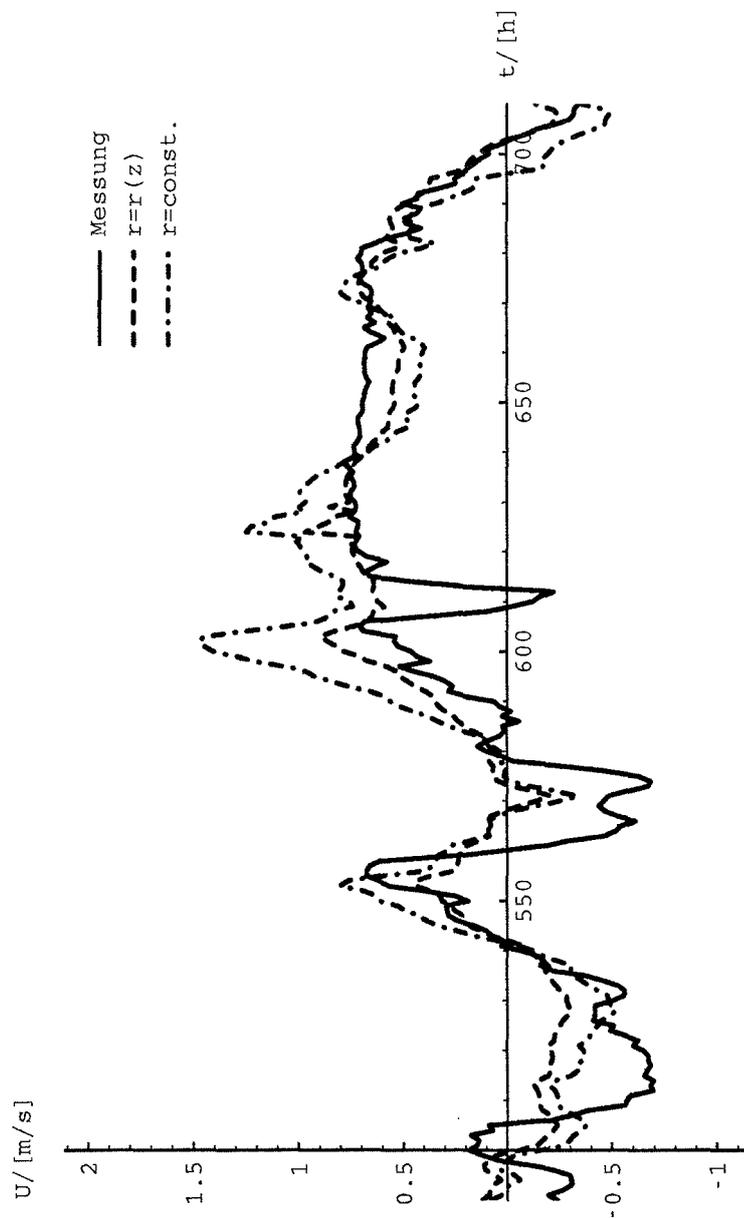


Abb.10: Vergleich zwischen gemessener und berechneter Strömung (Meiningenbrücke, Ausschnitt aus Abb.9)

6. Diskussion

Die experimentell bestimmten Reibungsbeiwerte geben nach einer mittleren Korrektur für das Boddengebiet für den Newton-Taylor Ansatz nach Gleichung (4) einen Wert von $r'=0.011$, der bei Stückrad u.a. (1995) notwendigen Reibungsbeiwert von $r'=0.03$ ist damit um den Faktor drei zu hoch (r' ist nicht auf U_{10} bezogen). Der Einfluß der Topographie wird durch Einführung eines mittleren Reibungsbeiwertes unterdrückt, besser ist eine Zuordnung für jeden Gitterpunkt und momentanen Wasserstand nach Gleichung (7). Der Newton-Tayloransatz (Gleichung (4)) ist nicht tiefenabhängig in seiner Formulierung. Die bei Stückrad u.a. (1995) angegebene Formulierung ist nur scheinbar tiefenabhängig, da der Durchfluß pro Meter, also mittlere Strömung mal Tiefe verwendet wurde. Eine echte, auf die Turbulenztheorie beruhende Tiefenabhängigkeit kann durch Gleichung (7) eingeführt werden. Damit sind die gemessenen Reibungsbeiwerte für alle Tiefen anwendbar. Besonders im Überflutungsfall ergeben sich größere Flächen mit Wassertiefen, die bei 0,1 Meter liegen können. Diese Flächen erhalten durch die Korrektur über Gleichung (7) einen 25 mal höheren Reibungsbeiwert. Nach Einführung der Korrektur in die Modelle sollte die verbleibende Abweichung zwischen Modell und Naturmessung in der Topographie gesucht werden.

Wenn auch die Strömung in erster Linie durch das Gefälle zwischen den Bodden hervorgerufen wird, ist die genaue Kenntnis des Windfeldes über der Boddenflächen erforderlich. Der Einfluß des Windes auf die Strömung ist in der gleichen Größenordnung wie die Bodenreibung. Es ist darum leicht einzusehen, daß Fortschritte in der Modellierung nur dann zu erzielen sind, wenn man einen der Einflüsse genau kennt. Stückrad u.a. (1995) haben festgestellt, daß für die Wasserspiegelauslenkung der Ansatz für den Reibungsbeiwert an der Wasseroberfläche nach Smith und Banke (1975) bessere Ergebnisse liefert als der Ansatz nach Raabe und Baudler (1988) oder Hsu (1981), aber für die Strömung erzielten sie umgekehrte Ergebnisse. Aus dieser Diskrepanz ist zu sehen, daß die stiefmütterliche Behandlung des Bodenreibungsbeiwertes als Parameter zur Modellanpassung falsch ist und in eine Sackgasse führt. Es ist nicht mehr nachzuvollziehen welches Windmodell für die Boddengebiete zutreffender ist. Wir gehen davon aus, daß der von uns gemessene Reibungsbeiwert der Natur recht nahe kommt und die Turbulenztheorie für die Boddengebiete anwendbar ist, so daß die Tiefenkorrektur nach Gleichung (7) durchgeführt werden muß um beste Übereinstimmung zwischen Modell und Natur zu erhalten. Diese Untersuchungen waren Grundlage für kommende Untersuchungen zum Einfluß des Windfeldes. Hierbei sind Modellierungen mit gekoppelten Modellen vorgesehen, bestehend aus einem hydrodynamischen Modell und einem mesomaßstäblichen Klimamodell.

Danksagung

Die Autoren bedanken sich beim Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, insbesondere bei Herrn Stigge für die Unterstützung und Beschaffung von Wasserstandsdaten.

Literatur:

Brosin, H.-J.: Hydrographie und Wasserhaushalt der Boddenkette südlich des Darß und Zingst. Veröff. d. Geophys. Inst. d. K.-M.-Univers. Leipzig. XVIII H3 S.314

Hansen, W.: Gezeiten und Gezeitenströme der halbtägigen Hauptmond tide M_2 in der Nordsee. Dt. hydrogr. Z. Ergänzungsheft 1 (1952) S.36

Hsu, S.A.: Models for estimating offshore winds from onshore meteorological measurements. Bound. Lay. Meteorol., 20 (1981)

Kármán, T. von : Turbulence and skin friction. J. Aeron. Sci. **1** (1934) 1-20

Prandtl, L. : Bericht über Untersuchungen zur ausgebildeten Turbulenz. Z. angew. Math. Mech. **5** (1925), S.136-139

Raabe, A.; Baudler, H.: Variations in the numerically calculated field of flow when using a variable drag coefficient for a small body of water. Acta hydrophys. **32** (1988) 2/3

Reinhard, H. : Der Bock; Entwicklung einer Sandbank zur neuen Ostsee-Insel; Greifswald (1953)

Smith, S.M.; Banke, E.G.: Variation of the sea surface drag coefficient with wind speed. Quart. J. R. Met. Soc. **101** (1975)

Stückrad, H.; Hinkelmann, R.; Zielke, W.: Numerische Modellrechnungen zur Darß-Zingster Boddenkette. Dt. hydrogr. Z. **47**(2) (1995) 93-107

Sündermann, J.: Ein Vergleich zwischen der analytischen und der numerischen Berechnung winderzeugter Strömungen und Wasserstände in einem Modellmeer mit Anwendung auf die Nordsee. Mitt. Inst. Meereskd. Univ. Hmb. **4** (1966)

Anschriften der Verfasser:

Dr. H.-J. Schönfeldt / Dr. A. Raabe, Institut für Meteorologie der Universität Leipzig, Stephanstr. 3, 04103 Leipzig

Dr. H. Baudler, Institut für Ökologie der Universität Rostock, Laborstation Zingst, Mühlenstr.6, 18374 Zingst