

# Untersuchungen zum Wasserhaushalt der Darß-Zingster Boddenkette

Von BJÖRN-RÜDIGER BECKMANN und GERD TETZLAFF

## Zusammenfassung

Das Wasserhaushaltsgeschehen der Darß-Zingster Boddenkette ist von großer Bedeutung für den Nährstoffeintrag und für Fischreichtum und Artenvielfalt.

Zu den untersuchten Bilanzelementen des Wasserhaushalts der Bodden zählen Ein- und Ausstrom von der Ostsee, Wasserinhaltsänderungen, Verdunstung und Einträge durch Flüsse und Niederschlag. Es wurden von uns zunächst mittlere jährliche und monatliche Raten der einzelnen Wasserhaushaltsglieder aus täglichen Daten ermittelt. Besondere Aufmerksamkeit wurde dabei der Berechnung der Verdunstung gewidmet, da diese nicht auf direktem Wege gemessen wird, sondern nur indirekt aus verschiedenen anderen Messwerten berechnet werden kann. Dazu wurde ein relativ einfacher analytischer Ansatz mit aufwendigen Modellsimulationen verglichen.

Weiterhin wurden mittlere Raten der Bilanzelemente zu verschiedenen Extremsituationen wie extremen Wasserstandsanstiegen, extremen Flusswasserzufuhren und extremen Niederschlagsperioden gebildet, um über diese dann den Beitrag eines Extremereignisses zum jährlichen Umsatz abzuschätzen. Extreme Einträge von Niederschlägen als auch von Flusswasser spielen im jährlichen Wasserhaushaltsgeschehen lediglich eine untergeordnete Rolle. Ein extremes Wasserstandsereignis hingegen kann einen beträchtlichen Teil des jährlichen Einstroms in die Bodden annehmen.

## Summary

*The water utilization budget of the Darss-Zingst Bodden chain is of major importance for the eco system. In the present investigation, the following factors of the water balance of the Bodden chain with its four interconnected basins were taken into account: water exchange with the Baltic Sea and the neighbouring basins, river discharge, net storage, precipitation and evaporation. Annual and monthly averages of these factors have been determined on the basis of daily and hourly field data. Special attention was given to the computation of evaporation which cannot be measured but must be calculated using various other data.*

*Extreme events of precipitation as well as of river discharge do not seem to make a distinct impact on the annual water budget of the Bodden chain. However, extreme water levels of the Baltic Sea can contribute drastically to the inflow into the system.*

## Inhalt

1. Einleitung .....	196
2. Wasserhaushaltsglieder .....	196
2.1 Wasserinhaltsänderung .....	198
2.2 Flusswasserzufuhr .....	198
2.3 Niederschlag .....	199
2.4 Verdunstung .....	200
3. Wasseraustausch zwischen Ostsee und Bodden .....	206
3.1 Monats- und Jahresmittelwerte .....	206
3.2 Extreme Wasserstandsereignisse .....	207
4. Schluss .....	208
5. Danksagung .....	209
6. Schriftenverzeichnis .....	209

## 1. Einleitung

Die Darß-Zingster Boddenkette stellt eine Kette aneinander gereihter küstennaher Seen (Bodden) dar, die am Ostrand eine Verbindung zur Ostsee haben. Die Bodden sind untereinander durch z. T. sehr schmale natürliche Fließkanäle miteinander verbunden. Bei einer Fläche von knapp 200 km<sup>2</sup> sind diese Gewässer mit einer durchschnittlichen Tiefe von 2 m als sehr flach einzustufen. Entscheidend z. B. für die räumliche und zeitliche Verteilung der Nährstoffeinträge in die Boddengewässer und Fischreichtum sind der Austausch der Wassermassen. Näheres zu diesem in die Ökologie hineinreichenden Themenkomplex ist z. B. bei SCHIEWER und GOCKE (1995) zu finden. Aufbauend auf den Untersuchungen von CORRENS und MERTINKAT (1974) und MERTINKAT (1992) sollen neben den mittleren monatlichen und mittleren jährlichen Raten der Wasserhaushaltsglieder mittlere Raten zu verschiedenen Extremsituationen bestimmt werden. Detaillierter beschriebene Strömungsverhalten zu Einzelfallstudien in den Boddengewässern wurden auf der Basis von numerischen Modellansätzen von anderen Projektpartnern verfolgt. Aufmerksamkeit soll der Bestimmung der Verdunstung über den Boddengewässern gewidmet werden. Statt der bisher in den Untersuchungen zum Wasserhaushalt der Boddengewässer verwendeten Ansätze zur Verdunstung z. B. bei CORRENS und MERTINKAT (1974) und bei BROSIN (1965) sollen neue und allgemeingültige Ansätze diskutiert werden. Eine Gegenüberstellung der jährlichen Wasserhaushaltsbilanz und der Bilanz zu extremen Wasserstandsanstiegen, extremen Niederschlagsereignissen und extremen Flusswasserzufuhren soll zeigen, inwiefern die Extremsituationen Anteil am jährlichen Wasserhaushaltsgeschehen haben, und weil dadurch besonders hohe Wasserstände auftreten können, deren Auswirkungen zu berücksichtigen sind.

## 2. Die Wasserhaushaltsglieder

Die Bodden sind untereinander durch z. T. sehr schmale natürliche Fließkanäle verbunden. Zur detaillierten Beschreibung der Wasserhaushaltsbilanz der Boddengewässer wurde eine Aufteilung in vier Teilbodden vorgenommen. Die Unterteilung, siehe auch Abb. 1, sieht wie folgt aus: 1. *Saaler Bodden*, 2. *Bodstedter Bodden*, Koppelstrom und Prerower Strom, 3. *Barther Bodden*, Barther Strom, Fitt und Zingster Strom und 4. *Grabow*. Im weiteren Text werden der Übersicht halber nur noch die kursiv geschriebenen genannt. Der Wasserhaushalt eines jeweiligen Boddens  $i$  wird durch den Niederschlag  $N_i$ , die Verdunstung  $V_i$ , durch die Zuflüsse in den Bodden  $i$  fließenden Gewässer  $F_i$  sowie durch Zu- und Abflüsse  $A_k$  aus den benachbarten Bodden bzw. der Ostsee bestimmt. Mit  $A_0$  wird der Austausch zwischen der Ostsee und Grabow, mit  $A_1$  der Austausch zwischen Grabow und Barther Bodden, mit  $A_2$  der Austausch zwischen Barther und Bodstedter Bodden und mit  $A_3$  der Austausch zwischen Bodstedter und Saaler Bodden bezeichnet. Die Wasserinhaltsänderung während einer Zeitspanne  $\Delta t$  im Bodden  $i$  wird mit  $S_i$  bezeichnet. Für jeden der vier Bodden wird eine separate Bilanzgleichung erstellt, wobei über den Zeitraum  $\Delta t$  bilanziert wird. Diese vier Gleichungen bilden dann folgendes Gleichungssystem:

$$\begin{aligned}
 A_3 &= S_1 - N_1 + V_1 - F_1 \\
 A_2 &= S_2 - N_2 + V_2 - F_2 + A_3 \\
 A_1 &= S_3 - N_3 + V_3 - F_3 + A_2 \\
 A_0 &= S_4 - N_4 + V_4 - F_4 + A_1
 \end{aligned} \tag{1}$$

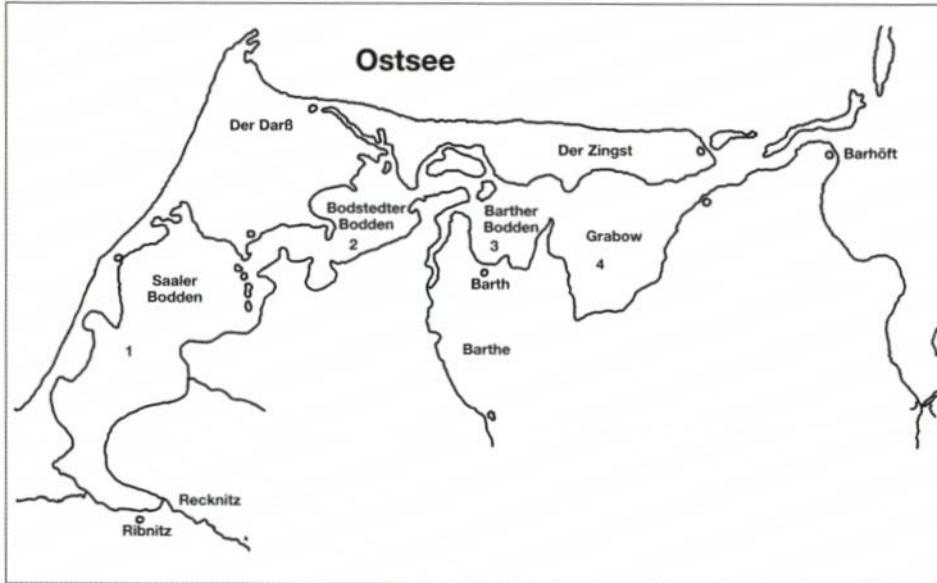


Abb. 1: Übersichtskarte der Darß-Zingster Boddenkette

Der Wasseraustausch zwischen der Ostsee und der gesamten Boddenkette wird durch folgende Gleichung beschrieben:

$$A_{gs} = \sum_{i=1}^4 (S_i + V_i - N_i - F_i) \quad (2)$$

Die Größen wie Flußwasserzufuhr  $F_i$ , Niederschlag  $N_i$ , Verdunstung  $V_i$  und Wasserinhaltsänderung bzw. Speicherterm  $S_i$  können aus Messdaten abgeleitet werden. Die Zu- und Abflüsse  $A_k$  sind die unbekanntenen Größen des Gleichungssystems. Über Ein- oder Ausstrom in bzw. aus den jeweiligen Bodden entscheidet das Vorzeichen der  $A_k$ 's. Bei positivem Vorzeichen findet ein Einstrom von einem Gewässer (Bodden oder Ostsee) in das hiervon östlich gelegene statt. Ein negatives Vorzeichen steht dann entsprechend für ein umgekehrtes Strömungsverhalten. Um nun z. B. Monatsmittelwerte oder Mittelwerte aus Extremsituationen angeben zu können, ist es erforderlich, das Wasserhaushaltsglied  $A_k$  in einen Einstromterm  $E_{ij}$  und in einen Ausstromterm  $E_{ji}$  zu separieren.  $E_{ij}$  steht für den Einstrom von Bodden  $j$  in den Bodden  $i$ . Diese neu eingeführten Wasserhaushaltsglieder werden über Betrag und Vorzeichen des entsprechenden  $A_k$  bestimmt. Die Wasserzufuhren und die Wasserverluste lassen sich dann wie folgt für die einzelnen Bodden formulieren.

Bodden 1 (Saaler Bodden):

$$WZ_1 = N_1 + F_1 + E_{12} \quad (3)$$

$$WV_1 = V_1 + E_{21}$$

Bodden 4 (Grabow):

$$WZ_4 = N_4 + F_4 + E_{40} + E_{43} \quad (4)$$

$$WV_4 = V_4 + E_{34} + E_{04}$$

Für Bodden 2 und 3 (Bodstedter Bodden und Barther Bodden) lässt sich allgemein schreiben:

$$\begin{aligned} WZ_i &= N_i + F_i + E_{i,i+1} + E_{i,i-1} \\ WV_i &= V_i + E_{i+1,i} + E_{i-1,i} \end{aligned} \quad (5)$$

$WZ_i$  steht für Wasserzufuhr in den Bodden  $i$  und  $WV_i$  für Wasserverlust des Boddens  $i$ . Die Wasserzufuhr  $WZ_{gs}$  und der Wasserverlust  $WV_{gs}$  der gesamten Boddenkette wird durch die beiden folgenden Gleichungen beschrieben:

$$WZ_{gs} = E_{gs} + \sum_{i=1}^4 (N_i + F_i); \quad \begin{aligned} E_{gs} &= A_{gs} \text{ wenn } A_{gs} > 0 \\ E_{gs} &= 0 \text{ wenn } A_{gs} < 0 \end{aligned} \quad (6)$$

$$WV_{gs} = E_{gs} + \sum_{i=1}^4 V_i; \quad \begin{aligned} E_{gs} &= A_{gs} \text{ wenn } A_{gs} < 0 \\ E_{gs} &= 0 \text{ wenn } A_{gs} > 0 \end{aligned} \quad (7)$$

## 2.1 Wasserinhaltsänderung

Die Wasserinhaltsänderung wird aus der Differenz der Boddenpegelstände am Anfang und am Ende des Untersuchungszeitraumes (Zeitspanne  $\Delta t$ ) durch Multiplikation der entsprechenden Flächenanteile der Boddengewässer bestimmt. Für das Untersuchungsgebiet stehen stündliche Pegelmessungen durchgehend seit November 1960 für die Pegelstationen Althagen und Barth zur Verfügung. Althagen liegt am Saaler Bodden und Barth am Barther Bodden (s. auch Abb. 1). Der Pegel Barhöft (Grabow) endet 1977. Mittels einer Regression mit dem Pegel Stralsund konnte die Barhöfter Zeitreihe vervollständigt werden. Die Pegel-daten wurden vom Bundesamt für Seeschifffahrt (BSH) zur Verfügung gestellt. Die Auf-teilung der Pegel auf die einzelnen Bodden erfolgt in Anlehnung an MERTINKAT (1992). Hier-nach werden dem Saaler Bodden (Boddengebiet 1) der Pegel Althagen zugeordnet. Der Pe-gel für den Bodstedter Bodden (Boddengebiet 2) setzt sich zu gleichen Anteilen aus den Pegeln Althagen und Barth zusammen. Der Barther Bodden (Boddengebiet 3) wird durch den Barther Pegel repräsentiert. Der Wasserstand des Grabows (Boddengebiet 4) wird zu 75 % durch den Pegel Barth und zu 25 % durch den Pegel Barhöft bestimmt. Die Flächen der vier Boddengebiete betragen nach MERTINKAT (1992)  $80,9 \cdot 10^6 \text{ m}^2$  (Saaler Bodden),  $32,7 \cdot 10^6 \text{ m}^2$  (Bodstedter Bodden),  $27,3 \cdot 10^6 \text{ m}^2$  (Barther Bodden) und  $45,7 \cdot 10^6 \text{ m}^2$  (Grabow). Für die Untersuchungen wurden tägliche Werte des Wasserstandes für die vier Boddengebiete be-stimmt.

## 2.2 Flusswasserzufuhr

Die in die Bodden entwässernden Flüsse, Bäche und Gräben umfassen ein Einzugs-gebiet von  $1593,9 \text{ km}^2$ . Auf die beiden größten Flüsse Recknitz und Barthe (siehe Abb. 1) entfallen mit  $668,9 \text{ km}^2$  und  $196,5 \text{ km}^2$  alleine 42 % des Gesamteinzugsgebietes. Nach SIMON (1973) erhält die Darß-Zingster Boddenkette im langjährigen Mittel eine Süßwasserzufuhr von  $290 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$ . Davon entfallen auf die Flüsse Recknitz und Barthe ca. 67 %. Die Fluss-wasserzufuhr verteilt sich nach MERTINKAT (1992) wie folgt auf die vier Teilboddengebiete: Auf den Saaler Bodden (Boddengebiet 1) entfallen 63,89 %, auf den Bodstedter Bodden

(Boddengebiet 2) entfallen 5,22 %, auf den Barther Bodden (Boddengebiet 3) entfallen 20,3 % und auf den Grabow (Boddengebiet 4) entfallen 8,59 % der gesamten Flusswasserzufuhr. Für die Barthe liegen tägliche Durchflussdaten von 1961 bis 1979 und ab 1985 vom Staatlichen Amt für Natur und Umwelt in Stralsund vor. Für die Recknitz sind die Daten ab 1967 erhältlich. Die Datenlücke bei der Barthe konnte durch eine Regression zwischen den Durchflussdaten beider Flüsse geschlossen werden.

Die mittlere Jahressumme der Flusswasserzufuhr in die Bodden wurde aus den Jahressummen 1967 bis 1979 und 1985 bis 1994 bestimmt. Dieses sind die Zeiträume, in denen für beide Zeitreihen gemeinsam Daten vorliegen. Der Volumeneintrag ist durch die Gesamtfläche der vier Boddengebiete dividiert worden, so dass die mittlere Jahressumme hier in mm angegeben werden kann. Sie beträgt 1780 mm. Bei Verwendung der t-Verteilung ergibt sich ein ziemlich großer Vertrauensbereich von  $\pm 292$  mm auf dem 90 % Signifikanzniveau, da die Jahressummen von Jahr zu Jahr sehr unterschiedlich ausfallen. Die mittlere monatliche Verteilung der Flusswasserzufuhr in die Boddenkette samt Vertrauensbereiche auf dem 90 % Signifikanzniveau ist in Abb. 2 dargestellt. Diese Auswertung basiert auf dem Zeitraum von 1981 bis 1993, so dass hier Daten aus der Regression mit eingeflossen sind. Dieser Zeitraum wurde gewählt, weil die gemeinsame Auswertung aller Wasserhaushaltsglieder später innerhalb dieses Zeitraumes erfolgen soll. Wie die Abb. 2 zeigt, fallen auch für die monatlichen Verteilungen die Vertrauensbereiche sehr groß aus. Der flusswasserzufuhrärmste Monat ist der Juni und die meiste Zufuhr an Flusswasser erfolgt im November.

### 2.3 Niederschlag

Direkte Niederschlagsmessungen über der Wasseroberfläche liegen nicht vor. Der Niederschlagseintrag muss deshalb durch benachbarte Landstationen abgeschätzt werden. Für das Untersuchungsgebiet wurden vom Deutschen Wetterdienst (DWD) tägliche Daten der Stationen Barth ab 1976, Wustrow ab 1972 und Prerow und Ribnitz ab 1961 zur Verfügung

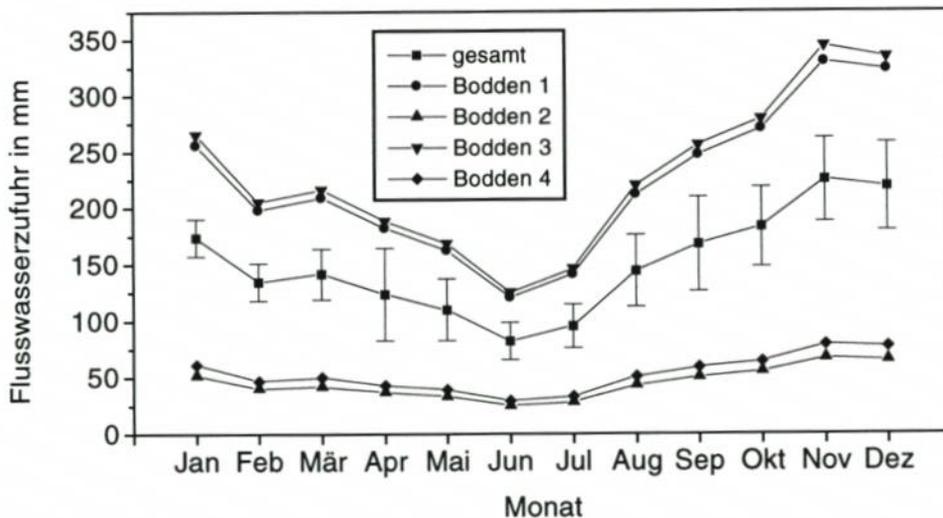


Abb. 2: Monatliche Zufuhr an Flusswasser in die Darß-Zingster Bodden mit 90 % Vertrauensbereich und für jeden Teilbodden ermittelt aus dem Zeitraum von 1981 bis 1993

gestellt. Bei den Daten handelt es sich um vom Geschäftsfeld Hydrometeorologie des DWD bzgl. systematischer Niederschlagsmessfehler korrigierte Werte. Die Aufteilung der zur Verfügung stehenden Niederschlagsdaten auf die vier Teilboddengebiete erfolgte in Anlehnung an MERTINKAT (1992). Für das Boddengebiet 1 wird der Niederschlag zu gleichen Anteilen aus Ribnitz und Wustrow bestimmt. Für das Boddengebiet 2 setzt sich der Niederschlag zu gleichen Anteilen aus Wustrow und Prerow zusammen. Für das Gebiet Bodden 3 wird der Niederschlag aus den Messungen der Stationen Barth und Prerow zu gleichen Anteilen festgelegt. Für das Boddengebiet 4 wird Barth als repräsentativ angenommen.

Eine gemeinsame Auswertung der drei Niederschlagszeitreihen von 1976 bis 1993 ergibt für das Untersuchungsgebiet eine mittlere Jahresniederschlagssumme von 708 mm mit einem Vertrauensbereich von  $\pm 29,4$  mm auf dem 90 % Signifikanzniveau. Für den Zeitraum von 1981 bis 1993 beträgt der jährliche Niederschlag 711 mm mit einem Vertrauensbereich von  $\pm 37,9$  mm auf dem 90 % Signifikanzniveau. Mittlere monatliche Niederschlagsangaben mit

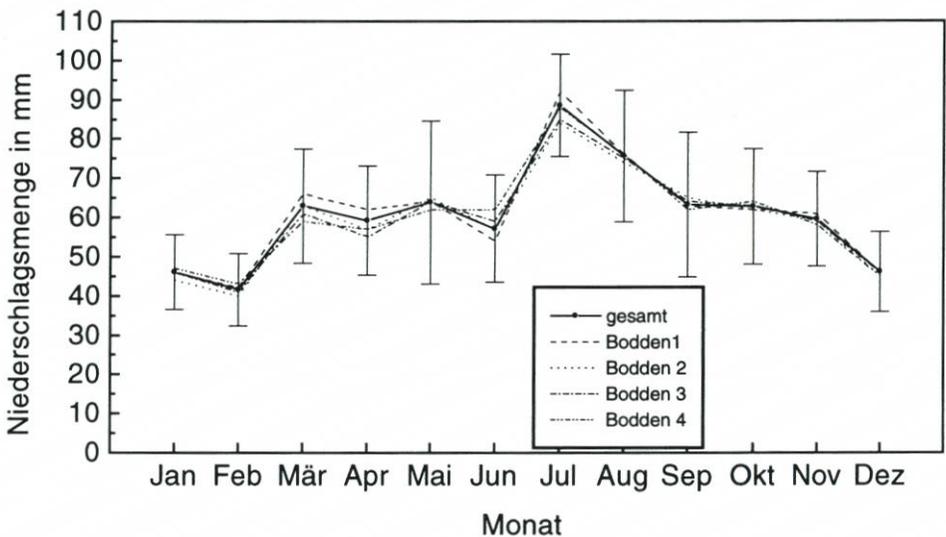


Abb. 3: Monatliche Niederschlagsraten mit 90 % Vertrauensbereich für das Gebiet Darß-Zingst und für jedes Teilboddengebiet ermittelt aus dem Zeitraum von 1981 bis 1993

90 % Vertrauensbereich sind in der Abb. 3 dargestellt. Es ist zu erkennen, dass der Monat Juli der niederschlagsreichste und der Monat Februar der niederschlagsärmste Monat ist. Die Vertrauensbereiche fallen bei der monatlichen Untersuchung ebenfalls auf Grund sehr großer Standardabweichungen hoch aus. In der monatlichen Niederschlagsverteilung gibt es nur geringe Unterschiede in den einzelnen Boddengebieten.

## 2.4 Verdunstung

Die Verdunstungsmenge wird nicht direkt durch Messungen über der Wasseroberfläche gewonnen, so dass eine indirekte Bestimmung dieser Größe über andere vorhandene Messwerte erforderlich ist. In dieser Arbeit wird sie über den Boddengewässern nach einem Ansatz von BRUTSEART (1982) bestimmt. Dieser bietet die Möglichkeit, den Fluss latenter

Wärme bzw. die Verdunstung über einer Wasseroberfläche durch den latenten Wärmefluss in Ufernähe und einen Advektionsterm zu beschreiben. Die Idee basiert auf einem zweidimensionalen Modell, welches in der Abb. 4 verdeutlicht wird. BRUTSEART (1982) verwendete in seiner Arbeit die spezifische Feuchte. Hier wird stattdessen mit dem Dampfdruck gearbeitet. Es wird angenommen, dass an der Wasseroberfläche der Wasserdampf gesättigt ist. Oberhalb der internen Grenzschicht wird derselbe Dampfdruck wie über dem Land angenommen. Dieses wird von BRUTSEART (1982) in folgender Form beschrieben,

$$\begin{array}{lll} z = 0 & x \geq 0 & e = E_w \\ z \rightarrow 0 & x \geq 0 & e = e_1 \\ z > 0 & x = 0 & e = e_1 \end{array}$$

wobei  $e_1 = e_1(z)$  der von der Wasseroberfläche unbeeinflusste Dampfdruck und  $E_w$  der Sättigungsdampfdruck über der Wasseroberfläche bedeutet. Mit der Größe  $\chi$  wird der normalisierte Dampfdruck bezeichnet und ist folgendermaßen definiert:

$$\chi = \frac{e - e_1}{E_w - e_1(z = 0)} \tag{8}$$

Die in der Abb. 4 dargestellte Situation wird durch folgende Gleichung beschrieben,

$$u \frac{\partial e}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_v \frac{\partial e}{\partial z} \right) \tag{9}$$

wo horizontale Advektion der Feuchte durch vertikale Änderungen des turbulenten Transports latenter Wärme balanciert wird. Die von BRUTSEART (1982) angegebene Lösung dieser Differentialgleichung für den latenten Wärmestrom über einer Wasseroberfläche unter der

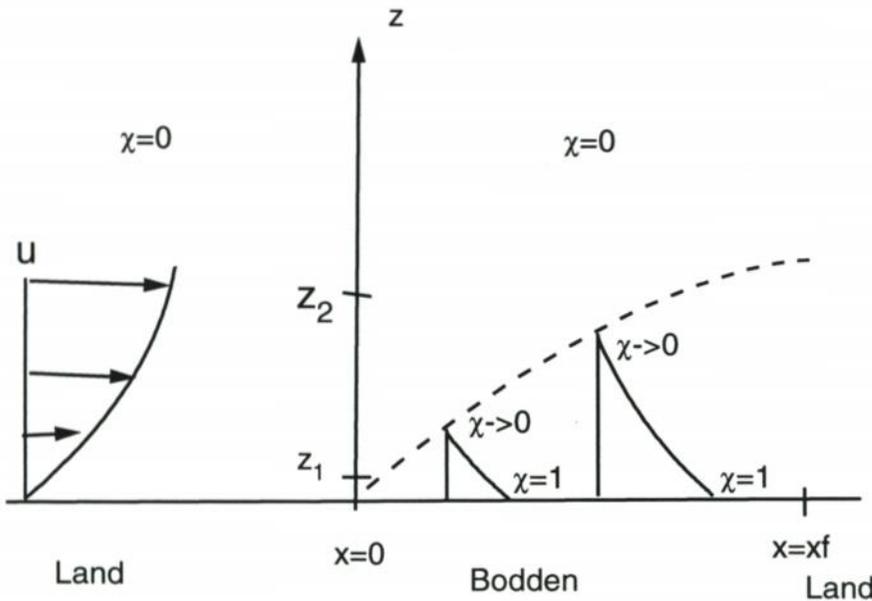


Abb. 4: Interne Grenzschicht des Dampfdrucks in einer dynamisch homogenen Grenzschicht

Berücksichtigung der oben angegebenen Randbedingungen sieht abgewandelt für die Verdunstung so aus:

$$V = \frac{\Delta t}{\rho_w L_v} ET_1 + \frac{\Delta t p}{\rho_w} b \left( \frac{a}{bx_f} \right)^v \frac{(1-v)^{2v-2} (m+1)^{1-2v}}{\Gamma(v)p} 0,622 (E_w - e_1(z_1)) \quad (10)$$

In dieser Gleichung bedeuten  $\Delta t$  der Zeitschritt,  $\rho_w$  die Dichte des Wassers,  $L_v$  die Verdampfungswärme von Wasser,  $ET_1$  der Fluss latenter Wärme in Ufernähe über Land,  $\rho$  die Dichte der Luft,  $x_f$  die Streichlänge (Fetch) des Windes über der Wasseroberfläche und  $p$  der Luftdruck.  $v$  ist über folgende Beziehung mit dem Stabilitätsparameter  $m$  verknüpft.

$$v = \frac{1-n}{2+m-n} \quad \text{und} \quad n = 1-m \quad (11)$$

Das Spektrum des Stabilitätsparameters  $m$  geht von 0,09 für stark labile Schichtung über 0,14 für neutrale Schichtung bis hin zu 0,3 für stark stabile Schichtung der Atmosphäre. Für  $a$  und  $b$  gibt BRUTSEART (1982) folgende Funktionen an:

$$a = 5,5 \frac{u_*}{z_0^m} \quad \text{und} \quad b = \frac{u_* z_0^m}{5,5 \text{ m}} \quad (12)$$

Mit  $u_*$  ist die Schubspannungsgeschwindigkeit und mit  $z_0$  ist die Rauigkeitslänge über der Wasseroberfläche gemeint.

Der latente Wärmestrom  $ET_1$  wird in Ufernähe durch die Energiebilanz an der Bodenoberfläche bestimmt, welche sich aus der Globalstrahlung  $G$ , der langwelligen Ausstrahlung, der atmosphärischen Gegenstrahlung  $R_H$ , der turbulenten Flüsse fühlbarer  $H$  und latenter Wärme  $ET_1$  und dem Bodenwärmestrom  $B$  (Gleichung 13) zusammensetzt.

$$(1-\alpha)G - \varepsilon\sigma T^4(z_1) + \varepsilon R_H + H + ET_1 - B = 0 \quad (13)$$

Die Wärmeströme haben ein positives Vorzeichen, wenn der Fluss zur Bodenoberfläche hingerrichtet ist, ansonsten haben sie ein negatives. Mit  $\alpha$  ist die Albedo, mit  $G$  die Globalstrahlung, mit  $\varepsilon$  die Emission im Langwelligen, mit  $\sigma$  die Stefan-Boltzmann-Konstante, mit  $T(z_1)$  die Lufttemperatur an der Bodenoberfläche, mit  $R_H$  die atmosphärische Gegenstrahlung, mit  $H$  und  $ET_1$  die turbulenten Flüsse fühlbarer und latenter Wärme und mit  $B$  der Bodenwärmestrom gemeint. Für die atmosphärische Gegenstrahlung  $R_H$  wird die Parametrisierung von  $\overline{D\bar{S}O}$  und JACKSON (1969) gewählt, die eine Funktion der Lufttemperatur und des Wolkenbedeckungsgrades darstellt. Zur Lösung der Energiebilanzgleichung liegen stündliche Werte der Globalstrahlung der in der Nähe liegenden Station Heiligendamm vor. Weiterhin existieren stündliche Messungen der Lufttemperatur und des Dampfdruckes in zwei Meter Höhe und Windmessungen der DWD-Station Barth und der Außenstelle des Instituts für Meteorologie der Universität Leipzig in Zingst. Der Bedeckungsgrad wurde in Barth bestimmt. Die Albedo wurde mit 0,2, die Emission  $\varepsilon$  mit 0,9 und der Bodenwärmestrom mit 10 % der Nettostrahlung angenommen. Unbekannte Größen sind jetzt noch die Lufttemperatur am Boden  $T(z_1)$  und die Flüsse fühlbarer und latenter Wärme  $H$  und  $ET_1$ . Diese beiden Flüsse werden unter Verwendung der integrierten Profilfunktionen (DEYER und HICKS, 1970; BUSINGER et al., 1971) bestimmt, wobei  $c_p$  die spezifische Wärme von Luft und  $\gamma$  die Psychrometerkonstante bedeuten.

$$H = \frac{\rho c_p}{r_{ah}} (T(z_1) - T(z_2)) \quad \text{und} \quad ET_1 = \frac{\rho c_p}{\gamma r_{av}} (e(z_2) - e(z_1)) \quad (14)$$

Die aerodynamischen Widerstände  $r_{ah}$  und  $r_{av}$  ( $r_a = \int \frac{\Phi dz}{u_a \kappa z}$ ) sind Funktionen der bekannten Profilkfunktionen  $\Phi_h$  bzw.  $\Phi_v$ , die z. B. von PAULSON (1970) und BADGLEY et al. (1971) für labile und stabile atmosphärische Schichtungen angegeben wurden. Für neutrale Schichtungen haben die Profilkfunktionen den Wert eins.

Unbekannte Größen sind jetzt noch die Lufttemperatur und der Dampfdruck am Boden. Der Dampfdruck  $e(z_1)$  kann eliminiert werden, wenn der latente Wärmestrom durch eine zweite Gleichung beschrieben wird; z. B. läßt er sich als Funktion des Sättigungsdefizites ausdrücken.

$$ET_1 = \frac{\rho c_p}{\gamma r_c} (E(z_1) - e(z_1)) \quad (15)$$

Die Größe  $r_c$  bedeutet der Bestandswiderstand bzw. Canopy-Widerstand. Dieser wird mit  $75 \text{ sm}^{-1}$  angenommen. Der Sättigungsdampfdruck  $E(z_1)$  wird mittels der Magnusformel über die Lufttemperatur  $T(z_1)$  bestimmt. Nach Umstellen der Gleichung 14 nach dem Dampfdruck  $e(z_1)$  und Einsetzen in die Beziehung 15 kann der latente Wärmestrom nach folgender Gleichung beschrieben werden:

$$ET_1 = \frac{\rho c_p}{\gamma (r_{av} + r_c)} (e(z_2) - E(z_1)) \quad (16)$$

Über das Lösen der Energiebilanz am Boden kann nun auf den latenten Wärmestrom bzw. die Verdunstung in Ufernähe geschlossen werden.

Zur Berechnung des zweiten Terms in der Gleichung 10 für die Verdunstung werden die Wasseroberflächentemperaturen und die Windgeschwindigkeit über Wasser benötigt. Diese kann mittels eines Windatlas für das Gebiet Darß und Zingst (HINNEBURG et al., 1997) aus den Windmessungen in Zingst und Barth abgeleitet werden. Die zugehörige Schubspannungsgeschwindigkeit wird über das logarithmische Windgesetz bei neutraler Schichtung berechnet, da aus dem vorhandenen Datenmaterial keine Angabe über die atmosphärische Schichtung abgeleitet werden kann. Der Fetch  $x_f$  ist abhängig von der Windrichtung. Der Luftdruck  $p$  wird als konstant angesetzt. Der Sättigungsdampfdruck  $E_w$  über der Wasseroberfläche wird über die Wasseroberflächentemperatur nach der Magnusformel berechnet. Diese wurde aber lediglich einmal am Tag morgens im Zingster Strom gemessen. Damit muss diese Messung als repräsentativ für die gesamte Boddenkette angenommen werden.

Insgesamt liegen die Daten zur Berechnung der Verdunstung seit 1981 vor. Aus den Messungen werden stündliche Raten der Verdunstung ermittelt, da die Ansätze zur Bestimmung der Flüsse fühlbarer und latenter Wärme nicht für Tagesmittelwerte gedacht sind. Anschließend können dann passend zu den restlichen Wasserhaushaltsgliedern Tagesmittel der Verdunstung berechnet werden.

Bei Ermittlung der Verdunstung wird eine Fallunterscheidung zwischen der Anströmung der Boddengewässer aus nördlichen und aus südlichen Richtungen vorgenommen. Bei Anströmung aus Süden, wo also die Luft vom Land beeinflusst ist, werden zur Lösung der Energiebilanz die Barther Daten herangezogen. Die Verdunstung bei nördlicher Anströmung

mung wird mittels der Zingster Daten realisiert. In diesem Fall unterliegt die Luft überwiegend dem Einfluss der Ostsee.

Mittlere jährliche Verdunstungsraten sind für den Zeitraum 1981 bis 1993 ermittelt worden. Für die mittlere jährliche Verdunstung über Land erhält man einen Wert von  $560 \pm 64$  mm auf dem 90 % Signifikanzniveau. Da über dem Wasser keine Stabilitätsangaben vorliegen, sind jährliche Verdunstungsraten unter Verwendung verschiedener Stabilitätsparameter  $m$  von sehr stabiler Schichtung ( $m = 1/3$ ) bis hin zur neutralen Schichtung ( $m = 1/7$ ) berechnet worden. Die Verdunstungsraten bei Annahme einer labilen Schichtung über dem Wasser erschienen zu hoch. Die Werte sind mit Angabe des Vertrauensbereiches auf dem 90 % Signifikanzniveau in der Tab. 1 angegeben. In der Abb. 5 sind die mittleren monatlichen Verdunstungshöhen in Abhängigkeit des Stabilitätsparameters  $m$  von neutraler Schichtung bis hin zur sehr stabilen Schichtung dargestellt. Die Werte variieren zwischen 10 mm monatlicher Verdunstung im November bis hin zu 190 mm im Monat Juli.

Tab. 1: Mittlere jährliche Verdunstungsraten über den Darß-Zingster Boddengewässern in mm berechnet nach dem Ansatz von BRUETSART (1982) für verschiedene Stabilitätsparameter  $m$ , ermittelt aus dem Zeitraum von 1981 bis 1993

$m$	Verdunstungshöhe in mm
1/3	$704 \pm 73$
1/4	$793 \pm 79$
1/5	$886 \pm 85$
1/6	$981 \pm 91$
1/7	$1072 \pm 97$

Weiterhin soll der Ansatz von BRUTSEART (1982), wie bereits angekündigt, mit Berechnungen der Verdunstung über einer Wasseroberfläche mit dem Mesoskalenmodell GESIMA (EPPEL et al., 1995) verglichen werden. Die horizontale Auflösung wurde für unsere Berechnungen mit 100 m festgelegt. Da der Rechenaufwand nun zu groß wäre, um mit diesem Mesoskalenmodell tägliche Werte der Verdunstung für mehr als zehn Jahre zu berechnen, wurde lediglich eine Sensitivitätsstudie durchgeführt, indem für verschiedene Bedingungen, einmal nach dem analytischen Ansatz von BRUTSEART (1982) und einmal mit GESIMA die Verdunstung über einer Wasseroberfläche in Abhängigkeit vom Fetch berechnet wurde. Um zu überprüfen, ob das GESIMA-Modell unter den gleichen Annahmen (u. a. neutrale atmosphärische Schichtung), wie sie in dem analytischen Ansatz stecken, zu gleichen Resultaten kommt, wird erstens die Verdunstung bei einem nicht vorhandenen Rauigkeitssprung vom Land zum Wasser berechnet. Zweitens wird eine Rauigkeit von 10 cm über dem Land und eine Rauigkeit von 0,05 cm über dem Wasser angenommen. In der Abb. 6 sind Verhältnisse des Advektionsanteils von GESIMA zum analytischen Ansatz für sechs unterschiedliche Situationen dargestellt. Bei den mit GESIMA berechneten Werten wurde von der Gesamtverdunstung über dem Wasser die sich ergebende Verdunstungsrate über Land subtrahiert, um den zum analytischen Ansatz äquivalenten Advektionsterm zu erhalten. In den Studien, wo Wasser- und Bodenoberflächentemperatur gleich groß sind (in diesem Beispiel sind es  $T_B = T_W = 283$  K), sind die mit dem Mesoskalenmodell ermittelten Advektionsanteile, unabhängig vom Rauigkeitssprung, generell kleiner als die nach der analytischen Methode ermittelten. Die Abb. 6 zeigt u. a. zwei Beispiele für unterschiedlich große Verdunstungsraten

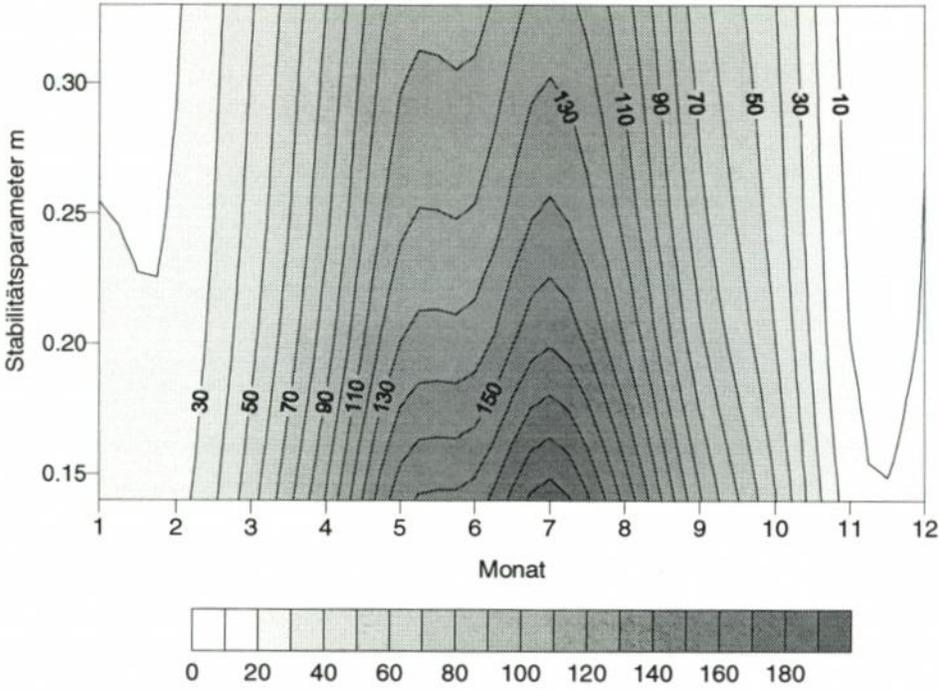


Abb. 5: Mittlere monatliche Verdunstungshöhen für die Darß-Zingster Boddenkette berechnet für verschiedene Stabilitätsparameter  $m$  von neutraler bis hin zur sehr stabilen Schichtung

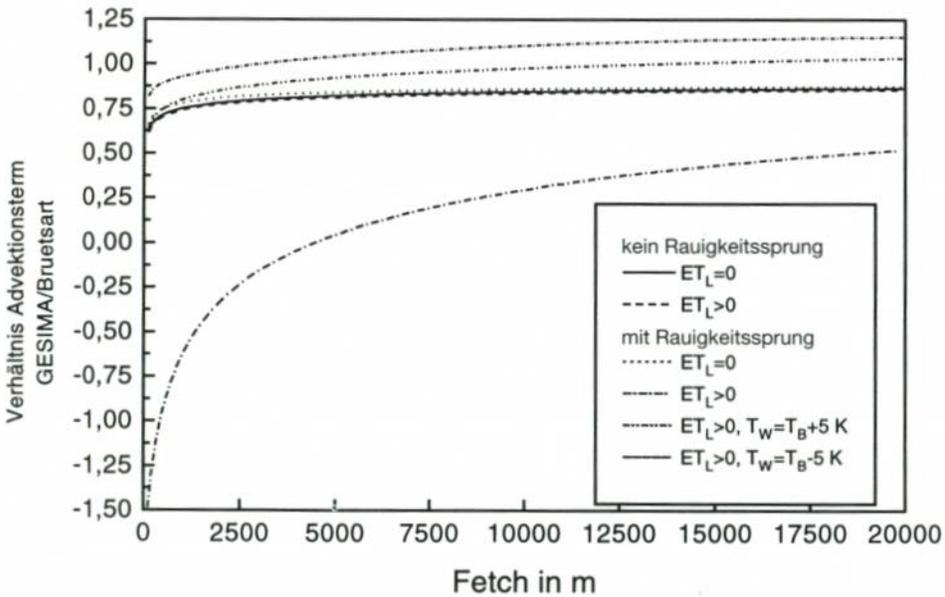


Abb. 6: Verhältnis des Advektionsterms der Verdunstung des Mesoskalenmodells GESIMA (EPEL et al., 1995) zur analytischen Lösung nach BRUETSART (1982) in Abhängigkeit der Fetch (Streichlänge des Windes vom Uferrand hinaus auf die Wasseroberfläche)

über Land und ohne Rauigkeitssprung. In einer Entfernung von 20 km vom Ufer ergibt sich jeweils ein Verhältnis von etwa 85 % der beiden Lösungen. In diesen beiden Berechnungen wurde über Land und über dem Wasser in zwei Meter Höhe eine Windgeschwindigkeit von 5,70 m/s zu Grunde gelegt. In den Berechnungen mit Rauigkeitssprung wurde eine Windgeschwindigkeit von 2,89 m/s über dem Land angenommen. Über dem Wasser wurde diese dann entsprechend mit dem Mesoskalenmodell berechnet. Bei nicht vorhandener Verdunstung über dem Land und erfolgtem Rauigkeitssprung ähneln die Ergebnisse denen ohne Rauigkeitssprung. Bei vorhandener Verdunstung über dem Land kann es bei vorhandenem Rauigkeitssprung zu erheblichen Abweichungen zwischen den GESIMA-Simulationen und den analytischen Berechnungen kommen. In diesem Fall ergibt sich zunächst in Ufernähe mit dem Mesoskalenmodell eine kleinere Verdunstung über dem Wasser als über dem Land. Selbst in 20 km Entfernung vom Ufer ist der Advektionsterm der analytischen Lösung noch etwa doppelt so groß wie der äquivalent definierte GESIMA-Term. Unterscheiden sich allerdings die Wasser- und die Bodenoberflächentemperatur, so liegen die Verhältnisse näher an eins als in den vorangegangenen Beispielen. Hier wurde einmal eine Differenz von +5 K und einmal eine von -5 K der Bodenoberflächentemperatur gegenüber der Wasseroberflächentemperatur angenommen. In dem Fall, wo die Wassertemperatur geringer als die Bodentemperatur ist, werden sogar die GESIMA-Simulationen größer als die nach der analytischen Methode berechneten. Abgesehen von dem einen der hier beschriebenen sechs Vergleiche stimmen die aufwendigen Modellsimulationen recht gut mit den Ergebnissen des analytischen Ansatzes überein.

### 3. Wasseraustausch zwischen Bodden und Ostsee

#### 3.1 Monats- und Jahresmittelwerte

Die tatsächliche Wassermenge, die während eines Monats in einen Bodden hinein- oder hinausfließt ist nur schwer abzuschätzen. MERTINKAT (1992) definierte die Ein- und Ausstrommenge, indem sie zur Berechnung der Wasserstandsänderung alle 10 cm übersteigenden Anstiege innerhalb eines Monats erfasste, die zudem mindestens acht Stunden andauerten. In dieser Arbeit wird lediglich zur Berechnung der Monats- und Jahresmittel über die Wasserstandsdifferenz von Monatsanfang und -ende der resultierende Ein- bzw. Ausstrom ermittelt. Nach der Mertinkatschen Formulierung werden sich i. a. aufgrund der höheren zeitlichen Auflösung bei Berechnung des Wasserein- und -ausstromes am Ende höhere monatliche Raten ergeben.

Es wurden die monatlichen und jährlichen Raten an Ein- und Ausstrom, Wasserstandsänderung und sich aus der Bilanz ergebende Wasserzufuhr und -verlust für die vier Teilbodden untereinander und für die gesamte Boddenkette berechnet. Der Übersicht halber sind in dieser Arbeit nur die Werte für den Wasseraustausch zwischen Ostsee und der gesamten Boddenkette in der Tab. 2 aufgelistet. Diesen Berechnungen liegen Verdunstungsraten bei neutraler Schichtung über dem Wasser nach dem analytischen Ansatz von BRUTSEART (1982) zu Grunde. Zum Vergleich sind die nach MERTINKAT (1992) berechneten jährlichen Werte von Ein- und Ausstrom, Wasserzufuhr und -verlust in Klammern mit angegeben. Die Unterschiede in den Definitionen der Ein- und Ausströme sind deutlich zu erkennen. Das vorherrschende Bilanzelement auf der Seite der Wasserzufuhr in die Bodden ist nach Definition von Ein- und Ausstrom dieser Arbeit mit 50,2 % die Flusswasserzufuhr. Der Einstrom von der Ostsee ist mit 29,8 % und der Niederschlag mit 20,0 % an der jährlichen Wasserzufuhr

Tab. 2: Mittlere monatliche und jährliche Angaben des Einstroms von der Ostsee in die Boddengewässer, Ausstrom von den Boddengewässern in die Ostsee, Wasserzufuhr und Wasserverlust und Wasserinhaltsänderung in den Boddengewässern. Bei den jährlichen Angaben sind in Klammern die Werte mitangegeben, die sich nach der Einstromdefinition nach MERTINKAT (1992) ergeben.

Monat	Einstrom von der Ostsee in cm	Ausstrom in die Ostsee in cm	Wasserzufuhr in die Bodden in cm	Wasserverlust der Bodden in cm	Wasserin- haltsänderung in cm
Januar	5,5	20,5	27,5	24,9	2,6
Februar	11,4	8,7	29,0	12,0	17,0
März	4,8	27,8	25,2	33,3	-8,1
April	6,6	12,8	24,9	23,0	1,9
Mai	13,8	1,9	31,2	18,7	12,5
Juni	9,7	11,7	23,7	31,8	-8,1
Juli	20,5	4,3	38,9	27,5	11,4
August	18,0	9,5	40,0	27,9	12,1
September	2,5	42,7	25,6	53,5	-27,9
Oktober	5,6	23,9	30,2	30,8	-0,6
November	2,7	29,1	31,1	32,2	-1,1
Dezember	6,1	42,7	32,6	45,6	-1,3
jährlich	107,2 (1457,7)	235,6 (1603,4)	359,9 (1677,4)	361,2 (1675,8)	-1,3 (1,6)

beteiligt. Nach der Definition für den Einstrom nach MERTINKAT (1992) spielt der Einstrom mit 86,9 % die dominierende Rolle bei der Wasserzufuhr. Der Niederschlag mit 4,3 % und die Flusswasserzufuhr mit 8,8 % spielen hier nur einen untergeordneten Part. Wasserzufuhr und -verlust heben sich im Mittel so gut wie auf, so dass über das ganze Jahr hinweg der Ausstrom der Bodden in die Ostsee größer ist als der Einstrom. Wasserzufuhr durch Niederschlag ist größer als der Wasserverlust durch Verdunstung. Nach der Einstromdefinition dieser Arbeit sind die höchsten Einstrome in den Monaten Juli und August zu erwarten und die höchsten Ausstromraten in den Monaten September bis Dezember. Dieses Phänomen ist sehr stark mit dem dominierenden Flusswasserterm korreliert. Nach der Einstromdefinition von MERTINKAT (1992) zeigt sich ein umgekehrtes Verhalten, weil es in den Wintermonaten im Vergleich zum Sommer durch häufigere kurzfristige Wasseranstauungen zu vermehrten kurzzeitigen Einstromlagen kommt, die mit der genannten Methode erfasst werden.

Die Teilbodden bis auf den Saaler Bodden weisen im Jahresmittel höhere Werte für Ein- und Ausströme und Wasserzufuhren und -verluste auf als die gesamte Boddenkette.

### 3.2 Extreme Wasserstandsereignisse

Neben den mittleren jährlichen und den mittleren monatlichen Komponenten des Wasserhaushalts wurden Extremereignisse, wie Perioden eines extremen Wasserstandsanstieges, extreme Niederschlagsperioden, sowie Perioden extremer Flusswasserzufuhr, untersucht. Ein Anstieg des Pegels Barth von etwa Normal Null (NN) auf das jährliche 1 % Quantil wird als extremer Wasserstandsanstieg definiert. Als extreme Niederschlagsperioden werden Perioden bezeichnet, in denen es zu einem Anstieg der Niederschlagsmenge von nahezu Null zum jährlichen 1 % Quantil und in gleicher Weise wieder zu einer Abnahme kommt. Ereignisse extremer Flusswasserzufuhr sind analog definiert. Mit der Definition des 1 % Quantils

als Extremwert werden bei einer Datenbasis von täglichen Werten die drei jeweiligen extremsten Tagesereignisse eines Jahres herausgesucht. In dem hier untersuchten Zeitraum von 1981 bis 1993 entspricht dieses jeweils 39 Extremsituationen. Die sich ergebenden Mittelwerte der einzelnen Wasserhaushaltskomponenten sind für extreme Pegelanstiege in Barth, extreme Niederschlagsereignisse und extreme Flusswasserzufuhren in der Tab. 3 angegeben. Um einen Eindruck von dem Beitrag eines Extremereignisses am jährlichen Wasserhaushaltsgeschehen zu bekommen, sind die prozentualen Verhältnisse der beiden Größen zueinander in der Tab. 3 mit angegeben. In den Klammern ist der prozentuale Anteil aufgeführt, wenn zur Verhältnisbildung die Jahreswerte nach MERTINKAT (1992) eingesetzt werden. Tab. 3 ist zu entnehmen, dass der Beitrag durch den Einstrom der Ostsee während eines extremen Pegelanstieges die dominierende Rolle spielt. Bei extremer Zufuhr von Niederschlag oder Flusswasser sind Wasserzufuhr und -verlust etwa gleich groß, so dass wegen der großen Raten an Niederschlag bzw. Flusswasser der Ausstrom in die Ostsee dementsprechend groß ausfällt.

Tab. 3: Mittelwerte der Wasserzufuhr WZ und Wasserverlust WV, sowie einige Wasserhaushaltskomponenten wie Einstrom E, Ausstrom A, Niederschlag N und Flusswasserzufuhr F zu Extremereignissen (extreme Wasserstandsanstiege, extreme Niederschlagsperioden und extreme Flusswasserzufuhrperioden) ermittelt für den Zeitraum von 1981 bis 1993 und Anteil der jeweiligen Komponente eines mittleren Extremereignisses an der jeweiligen mittleren jährlichen Komponente. In Klammern stehen die Anteile, wenn die Jahresraten nach der Einstromdefinition nach MERTINKAT (1992) berücksichtigt werden

Komponente	extremer Pegel in cm	Anteil an Jahresrate in Prozent	extremer Niedersch. in cm	Anteil an Jahresrate in Prozent	extreme Flusszufuhr in cm	Anteil an Jahresrate in Prozent
WZ	56,8	15,8 (3,4)	12,2	3,4 (0,7)	14,0	3,9 (0,8)
WV	2,8	0,8 (0,2)	14,1	3,9 (0,8)	14,1	3,9 (0,8)
E	48,6	45,3 (3,3)	4,7	4,4 (0,3)	2,5	2,3 (0,2)
A	0	0 (0)	12,1	5,1 (0,8)	12,9	5,5 (0,8)
N	2,2	3,1	4,3	6,0	1,4	2,0
F	5,9	3,3	3,2	1,8	10,1	5,7

Weiterhin ist Tab. 3 zu entnehmen, dass ein Extremereignis nur einen geringen Beitrag zu den jährlichen Wasserzufuhren und -verlusten leistet, sofern die jährlichen Beiträge nach MERTINKAT (1992) betrachtet werden. Nach der Definition des Ein- und Ausstroms dieser Arbeit beträgt der Anteil eines extremen Wasserstandsereignisses allerdings fast 50 % des jährlichen Einstroms.

#### 4. Schluss

Untersuchungen zum Wasserhaushaltsgeschehen der Darß-Zingster Boddenkette haben ergeben, dass erstens Mittelwerte aus Monats- und Jahresmittelwerten der einzelnen Bilanzelemente von großen Streuungen begleitet werden. Die Arbeit verdeutlicht, dass die Bestimmung der Verdunstung über einem Gewässer nicht trivial ist, sofern keine entsprechenden Messdaten über dem Wasser erhoben werden. Jedoch ergaben Simulationen mit dem Mesoskalenmodell GESIMA und Berechnungen mit einem hier vorgestellten analytischen und all-

gemeingültigen Ansatz in den meisten Fällen unter verschiedenen Randbedingungen brauchbare Übereinstimmungen. Es konnte weiterhin festgestellt werden, dass die Aufteilung der Bilanzelemente im Monats- und Jahresmittel am gesamten Wasserhaushaltsgeschehen stark von der Definition des Einstroms in die Boddengewässer abhängt. Die Wasserzufuhr und der Wasserverlust heben sich im Jahresmittel in etwa auf, so dass der Ausstrom zur Ostsee hin den Einstrom von der Ostsee in die Bodden überwiegt, da die Zufuhr durch Niederschlag und Flusswasser größer ist als der Verlust durch die Verdunstung.

Extreme Wasserstandsanstiege werden so gut wie nur durch einen Einstrom durch die Ostsee verursacht. Während Perioden extremer Flusswasserzufuhr oder extremen Niederschlags werden diese Terme im Mittel durch andere kompensiert, so dass sich Wasserzufuhr und Wasserverlust in den Bodden in etwa aufheben. Ein extremes Niederschlagsereignis oder ein extremes Flusswasserzufuhreignis liefert nur einen geringen Beitrag zur jährlichen Wasserzufuhr oder zum jährlichen Wasserverlust. Anders hingegen sieht es bei einem extremen Wasserstandsereignis aus. Hier hängt der Beitrag sehr stark von der Definition des Einstroms ab.

### 5. Danksagung

Dem Bundesministerium für Bildung, Forschung und Wissenschaft (BMBF) sei an dieser Stelle für die Finanzierung des Projektes (01 LK 9321/7) im Verbundvorhaben Klimawirkungsforschung Boddenküste Mecklenburg-Vorpommern gedankt. Wir danken Herrn Dr. KAESTNER vom Deutschen Wetterdienst und Herrn STIGGE vom Bundesamt für Seeschifffahrt für die Bereitstellung meteorologischer Daten und Pegelwerte. Dem Staatlichen Amt für Natur und Umwelt in Stralsund sei für die Überlassung der Durchflussdaten von Recknitz und Barthe gedankt. Auf demselben Weg möchten wir Frau U. BRAUER und Herrn K. RADTKE für Digitalisierungsarbeiten danken.

### 6. Schriftenverzeichnis

- BADGLEY, F. I. et al.: Profiles of wind, temperature and humidity over the Arabian Sea. The Univ. Press of Hawaii, S. 62, 1971.
- BROSIN, H. J.: Hydrographie und Wasserhaushalt der Boddenkette südlich des Darß und des Zingst. Veröff. Geophys. Institut. 2, Ser.-Nr. XVIII, 3, 277-381, 1965.
- BRUTSEART, W.: Evaporation into the atmosphere. Reidel, Dordrecht, 1982.
- BUSINGER, J. A., et al.: Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. J. Atmosph. Sci. 28, 181-189, 1971.
- CORRENS, M. u. MERTINKAT, L.: Zum Wasserhaushaltsgeschehen der Bodden südlich des Darßes und des Zingstes im Zeitraum 1970-1974. Wissenschaftl. Z. d. Univ. Rostock, Mathemat.-Naturwissenschaftl. Reihe 2, 26. Jahrgang, 161-167, 1977.
- DEYER, A. J. u. HICKS, B. B.: Flux-gradient relationships in the constant flux layer. Quart. J. R. Meteorol. Soc. 89, 276-280, 1970.
- EPPEL, D. P.; KAPITZA, H.; CLAUSSEN, M.; JACOB, D.; KOCH, W.; LEVKOV, L.; MENGELKAMP, H.-T. u. WERRMANN, N.: The Non-Hydrostatic Mesoscale Model GESIMA, Part II: Parametrizations and Applications. Beitr. zur. Phys. d. Atmosph. 68, 15-41, 1995.
- HINNEBURG, D.; RAABE, A. u. TETZLAFF, G.: Wind- und Seegangs atlas für das Gebiet um Darß und Zingst (I). Wissenschaftl. Mitteilungen des Leipziger Instituts für Meteorol. und des Instituts für Troposphärenforschung e.V. Bd. 5, 1997.
- HUPFER, P.; SCHLUNGBAUM, G.; KLEINSCHMIDT, E. u. MEMMEL, V.: Der Wasserhaushalt der Boddenkette. Wissenschaftl. Z. d. Univ. Rostock, Mathemat.-Naturwissenschaftl. Reihe 4/5, 29. Jahrgang, 9-11, 1980.

- MERTINKAT, L.: Der Wasserhaushalt der Bodden- und Haffgewässer Mecklenburg-Vorpommerns. Unterlagen des BSH Rostock (unveröffentlicht), 1992.
- PAULSON, C. A.: The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *J. Appl. Meteorol.* 9, 857–861, 1970.
- SCHIEWER, U. u. GOCKE, K.: Ökologie der Bodden und Förden. In: *Meereskunde der Ostsee*, G. Rheinheimer (Hrsgb.), 2. Aufl., 216–222, 1995.
- SIMON, U.: Hydrologisches Gutachten für das Wasserdargebot im mittleren Jahr der Zuflüsse zur Boddenkette südlich Darß-Zingst. Rostock, 1973 (unveröffentlicht).