Ber. Int. Gewässerschutzkomm. Bodensee: 50,1999

ISSN 1011-1263

Internationale Gewässerschutzkommission für den Bodensee

Bericht Nr. 50

Mathematisches Modell des Alpenrhein-Einstroms in den Bodensee

Bearbeiter: K. Duwe, A. Frey und E. Hollan

- 1999 -



Einstrom des Alpenrheins in den Bodensee-Obersee am 18. Juli 1973 (Thorbecke-Luftbild, Lindau)

Inhaltsverzeichnis

A	Abstrakt 6				
Vo	orwort				
1	Einf 1.1 1.2 1.3	ührung 1 Die Voruntersuchung 1 Aufgabenstellung 1 Zusammenfassung und Ergebnis 1 1.3.1 Ergebnisse der Modellentwicklung 1 1.3.2 Anwendungsrelevante Ergebnisse 1	9 10 12 15 15		
2	Mod	lellgrundlagen 2	21		
3	Das 3.1 3.2 3.3	Modellsystem 2 Basismodell des Obersees mit 200 m Diskretisierung 2 3.1.1 Aufbereitung topographischer Daten 2 3.1.2 Anpassung des dreidimensionalen Basismodells 2 3.1.3 Anpassung der Transportverfahren 2 3.1.4 Testrechnungen mit dem Basismodell 2 3.1.5 Anpassung des Bregenzerbucht mit 50 m Diskretisierung 3 3.2.1 Anpassung des Bregenzerbucht-Modells 3 3.2.2 Transportmodul für suspendiertes Material des Alpenrheins 3 3.2.3 Testrechnungen mit dem Bregenzerbucht-Modell 3 3.3.1 Aufnahme der Bathymetrie und Modellanpassung für den Bereich der Alpenrheinmündung 3 3.3.2 Testrechnungen mit dem Alpenrheinmodell 3	2525 2723 3434 3789		
4	Die	Verifizierung des Basismodells 4	4		
	$4.1 \\ 4.2 \\ 4.3 \\ 4.4$	Die Meßkampagne als Grundlage der Modellverifizierung	.4 .5 .9		
5	Unte dem	ersuchungen mit dem Bregenzerbucht-Modell und Kopplung mit Basismodell 6 Konzeptionelle Arbeiten und Softwareanpassung zur Kopplung zwischen	0		
	ს .1	Teilausschnittsmodell und Basismodell 6 5.1.1 Überlegungen zur Kopplung 6 5.1.2 Das gewählte Kopplungsverfahren 6 5.1.3 Arbeiten zur Modellanpassung 6	$ \begin{array}{c} 0 \\ 1 \\ 2 \\ 3 \\ 4 \end{array} $		

6	\mathbf{Unt}	Untersuchungen mit dem Alpenrheinmodell		
	6.1	Auswa	hl der Szenarien und Aufbereitung topographischer Daten	72
	6.2 Szenarien des Nahbereichs			73
		6.2.1	Hochwasserereignisse vom 19. Juli 1987 (HA87) sowie vom 17.	
		x	Juni 1991 (HA91)	79
		6.2.2	Mittlerer Abfluß im Herbst	90
		6.2.3	Charakteristischer Einstromfall mit tiefgerichteter Einschichtung	
			in der kalten Jahreszeit	93
		6.2.4	Charakteristischer Einstromfall im Frühjahr	98
		6.2.5	Charakteristischer Einstromfall für den Sommer	98
	6.3	Szenar	ien der Fernausbreitung	105
		6.3.1	Beispiele mitteltiefer Einschichtung	108
		6.3.2	Beispiele tiefer bodennaher Einschichtung	114
Á 1	nhan	σ		120
A 1	man	5		120
Α	Beg	riffsbe	stimmungen	120
в	Dar)anksagungen 1		
\mathbf{C}	Das	Zirkul	lationsmodell HYDROMOD-3D-Z	124
-	C.1	Lösung	zsmethode und Parametrisierung	126
	C.2	Das 3I	D-Dichte- und Temperaturtransportmodell	128
-				100
D	Tra	nsporti	module in HYDROMOD-3D-1	129
\mathbf{E}	Symbole und Abkürzungen 13			131
\mathbf{F}	Que	llenver	rzeichnis	133
	$\mathbf{F.1}$	Literat	tur	133
	F.2	Karter	nmaterial	141
	F.3	Dateni	material	142

Tabellenverzeichnis

1	Hochwasserereignisse aus den Jahren 1987 und 1991 (s. auch Tab. 2)	74
2	Hydrologische Zusatzinformationen zu den Szenarien 1987 und 1991	75
3	Die wichtigsten Zuflüsse des Obersees und Wasserstand am Hafenpegel	
	Konstanz (Tagesmittelwerte)	76
4	Hochwasserdämme beiderseits des Alpenrheins	76
5	Sohltiefen der Alpenrheinmündung	77
6	Limnologisch relevante Einstromsituationen	78

Abstrakt

Mathematisches Modell des Alpenrhein-Einstroms in den Bodensee

Mit diesem Bericht wird die von der Internationalen Gewässerschutzkommission für den Bodensee (IGKB) beschlossene Untersuchung über die direkten Auswirkungen des Alpenrhein-Einstroms auf den Bodensee vorgelegt. Die gestellte Aufgabe zur Abschätzung von seenphysikalischen und limnologischen Effekten der Mündungsverlängerung des Alpenrheins wurde mit einem seeweiten dreidimensionalen mathematischen Grundmodell mit 200 m Gitterweite und zwei wahlweise angekoppelten Teilgebietsmodellen von 50 m und 25 m Gitterweite gelöst, die die dynamische Wechselwirkung zwischen Einstrom und Seekörper im Bereich der weiteren Bregenzer Bucht und insbesondere im Nahfeld der Einmündung nachbilden. Mit dem Modellsystem, dessen Entwicklung und Verifikation durch verfügbare Naturmessungen eingehend beschrieben ist, wurde ein Handwerkszeug für die Berechnung von Ausbreitungsvorgängen der Wärme und von Wasserinhaltsstoffen im See-Innern erstellt, das über die Anwendung auf zuflußgesteuerte Bewegungsprozesse wesentlich hinausreicht. Anhand zahlreicher Fallbeispiele wird die ineinandergreifende Wirkungsweise der nach verschiedenen Baustadien bis hin zur konzipierten Endlage variierten Mündungskonfiguration mit den hydrologischen Zustrombedingungen und der tiefenabhängigen Einschichtung analysiert. Einige Ergebnisse deuten an, daß sich die limnologisch relevante Sauerstoffversorgung in den tiefen Schichten im Winter bei der Endlage etwas verstärkt. Dabei kann jedoch auch weiterhin eine abgeschwächte Ausbreitung von Teilen des Flußmischwassers entlang des nördlichen Bodensee-Ufers bis südlich von Lindau auftreten.

Schlüsselwörter: Bodensee, Seenphysik, Modellierung, Zuflüsse, Zirkulation,

Dichteströmungen, Tiefenwassererneuerung, Sauerstoffversorgung, Schadstofftransport, Schwebstofftransport.

Modèle mathématique de la pénétration du Rhin alpin dans le lac de Constance

Le présent rapport décrit les résultats de l'étude lancée par la Commission internationale pour la protection du lac de Constance (IGKB) pour cerner les effets directs de la pénétration du Rhin alpin sur le Bodensee. Pour ce faire, soit estimer les conséquences physiques et limnologiques du prolongement de l'embouchure du Rhin alpin, on a eu recours à un modèle mathématique de base, tridimensionnel et d'une grandeur de maille de 200 m, pour l'ensemble du lac, et, au choix, à deux modèles couplés couvrant des domaines plus restreints, d'une grandeur de maille de 50 et 25 m. Ces modèles simulent les échanges dynamiques entre la plume du fleuve et le lac lui-même, dans la région étendue de la baie de Bregenz mais plus particulièrement dans la zone voisine de l'embouchure. Avec ce système de modèles, dont le développement et la vérification par les mesures réelles disponibles sont décrits dans le détail, on a créé un outil pour le calcul des phénomènes de diffusion de la chaleur et des substances contenues dans l'eau à l'intérieur de lac, qui dépasse largement une utilisation limitée aux phénomènes de mouvement provoqués par le tributaire. L'imbrication des effets de la configuration variable de l'embouchure, en fonction des stades progressifs de la construction jusqu'à l'état final, avec les conditions hydrologiques des apports et la pénétration de ces derniers en fonction de leurs profondeurs relatives à la stratification a été analysée sur la base de nombreux exemples. Quelques résultats montrent que l'oxygénation, important au plan limnologique, se renforce quelque peu dans les couches profondes pendant l'hiver, pour la configuration finale. Dans ce cas cependant, une répartition moindre d'une partie des eaux mixtes fluviatiles peut encore avoir lieu le long de la rive nord du lac de Constance, jusqu'au sud de Lindau.

> lac de Constance, physique du lac, modélisation, tributaires, circulation, courants de densité, renouvellement des eaux profondes, oxygénation, transport des polluants, transport des sédiments.

Mathematical model of the inflow of the Alpine Rhine into Lake Constance

The report presents the investigation of the International Water Protection Commission for Lake Constance (IGKB) on the direct effects of the inflow of the Alpine Rhine into Lake Constance. The aim was to estimate the physical and limnological effects in Lake Constance, which result from the construction of an extension of the river mouth. This analysis is achieved by simulating the dynamic interaction between the inflow and the lake waters based on a lake-wide three-dimensional mathematical model with 200 m grid spacing and by refined discretization in two subregions near to the river mouth. The larger subregion with a horizontal resolution of 50 m covers the Bay of Bregenz and adjacent waters to the west, while the second is confined to the surroundings within a few km around the inflow region with a grid spacing as small as 25 m and increased vertical resolution. All submodels are coupled among with and to the base model at the common open boundaries and may be applied alternatively in connection with the largescale simulation. The development of the model system and the verification by available in situ measurements are described in detail. The model represents a practical tool for the calculation of transports of heat and waterborne substances. It is valid for a greater variety of important transport processes than those merely governed by inflows. The mutual interaction between the configuration of the river mouth with regard to different earlier stages of construction comprising also its future final site and the hydrological inflow conditions as well as the depth-dependent intrusion into the lake are analysed for numerous cases. Some results indicate that for the final design stage, the limnologically relevant oxygen supply at deep levels in winter is somewhat increased. In this future situation, however, dispersion of riverine waters to the east may continue to occur, though diminished, along the northern shore and underwater slopes of Lake Constance as far as the longitude of Lindau.

Key words: I

Mots-clés:

s: Lake Constance, lake physics, modelling, inflow, circulation, density currents, deepwater renewal, oxygen supply, pollutant

transport, transport of suspended load.

Vorwort

Der Alpenrhein ist der größte Zufluß des Bodensees und hat einen Anteil von zwei Drittel am Gesamtzufluß. Eingriffe in diesen Strom, insbesondere im Mündungsbereich, wirken sich daher auch ensprechend stark auf den See aus. Ein solcher Eingriff war der Fussacher Durchstich, mit dem die Rheinmündung im Jahr 1900 zur Verminderung der regelmäßigen Hochwässer im Rheintal etwa 8 km nach Osten verlegt wurde. Durch die damit ebenfalls nach Osten verschobene Ablagerungszone des Alpenrheins drohte eine zunehmende Sedimentation in die Bregenzer Bucht und schließlich eine Abschnürung dieses Seeteils. Zur Abhilfe gegen diese neuen Verlandungsprobleme führen Österreich und die Schweiz auf der Grundlage von Staatsverträgen aus den Jahren 1924 und 1954 im Rahmen der Internationalen Rheinregulierung Illmündung-Bodensee ein Projekt aus, das die Vorstreckung der Regulierungswerke des Fußacher Durchstiches in nordwestlicher Richtung in den Bodensee zum Gegenstand hat. Damit soll die gesamte Schwebstofffracht des Rheins aus den Flachwasserzonen heraus in größere Seetiefen in Seemitte geleitet-werden.

Seit dem Fussacher Durchstich ist dies der größte direkte hydrologische Eingriff in den Bodensee. Über die beabsichtigten Effekte der Vorstreckung hinaus stellen sich mit Sicherheit erhebliche weitere Auswirkungen auf den See ein. In den 80er Jahren wurden sowohl bei chemischen als auch bei biologischen Größen im See Entwicklungstendenzen beobachtet, die möglicherweise durch die Rheinvorstreckung bedingt sind. Die Internationale Gewässerschutzkommission für den Bodensee (IGKB) hat daher bei ihrer 34. Tagung im Jahr 1988, in Kontaktnahme mit der Gemeinsamen Rheinkommission der Internationalen Rheinregulierung, ein Projekt beschlossen, das bei zeitlich gestaffeltem Vorgehen in einzelnen Teilschritten eine möglichst umfassende Beschreibung und Beurteilung der Gesamtwirkung der Alpenrheinvorstreckung auf den Bodensee zum Ziel hat.

In der ersten Phase wurde der bisherige Seezustand im östlichen Bodensee-Obersee, insbesondere im Bereich der Alpenrheinmündung, anhand der vorhandenen Literatur bis zum Jahr 1989 dokumentiert. Die Ergebnisse dieser Literaturstudie wurden 1993 im Blauen Bericht Nr. 42 der IGKB veröffentlicht.

Die Arbeit der zweiten Phase hatte die Erhebung des Ist-Zustandes seit 1988 anhand der regionalen Erfassung der Sedimentoberflächenstruktur zum Ziel. Die Ergebnisse stehen im Blauen Bericht Nr. 43 (1993) zur Verfügung.

Für-die dritte Phase gab die IGKB bei ihrer 36. Tagung im Jahr 1990 ein mathematisches Modell zur Abschätzung von Effekten der Mündungsverlängerung des Alpenrheins in Auftrag. Dieses Modell wird im vorliegenden Bericht vorgestellt. Es ist ein bislang einzigartiges Instrument zur Nachbildung von Ausbreitungs- und Strömungsvorgängen im Bodensee unter Einbeziehung der beiden Hauptzuflüsse Alpenrhein und Bregenzerach. Neben Aussagen zur Ausbreitung von Rheinwasser im See, in Abhängigkeit vom Ausbaugrad der Rheinmündung, gestattet es auch Vorhersagen über die Wirkung zukünftiger Ausbaustufen. Es wird eine Aufgabe der nächsten Jahre sein, das Modell zur Lösung dieser Fragen einzusetzen. Darüber hinaus erlaubt das Modell die Weiterentwicklung von Grundlagen auf dem Gebiet der Seenphysik und der Limnologie.

1 Einführung

Seit Ende des letzten Jahrhunderts werden in den drei Bodenseeanlieger-Ländern systematische Untersuchungen zur Hydrographie, Limnologie und Hydrologie des Bodensees durchgeführt. Hiermit stehen umfangreiche Literaturmaterialien und Datendokumentationen zur Verfügung, welche in einer Literaturstudie von Bäuerle und Hollan (1993) über die bis 1991 vorliegenden Kenntnisse von den Auswirkungen der Alpenrheinvorstreckung auf den Bodensee thematisch besonders zusammengestellt und teilweise bewertet wurden. Diese und weitere für die Problemstellung wichtige Arbeiten sind bezüglich der hier behandelten Fragestellungen durchgesehen und ausgewählt worden. Im Rahmen des Untersuchungsvorhabens Auswirkung der Vorstreckung des Alpenrheins auf den Bodensee — Mathematisch-seenphysikalisches Modell der Internationalen Gewässerschutzkommission für den Bodensee (IGKB) — wurden von HYDROMOD Modellanpassungen und -simulationen durchgeführt, deren Ergebnisse in diesem Bericht zusammengefaßt dokumentiert sind.

Numerische Modellsimulationen finden in den gewässerkundlichen und hydro-geophysikalischen Disziplinen sowie im Wasserbauwesen seit etwa 30 Jahren zunehmende Verbreitung und gewinnen immer mehr an Bedeutung. Für den Bodensee sind bisher überwiegend prozeßorientierte Modellverfahren angewendet worden, welche ein tieferes und genaueres Verständnis der Seedynamik vermittelten und erheblich zur Erklärung gemessener Phänomene beitrugen.

Eine Entwicklung prognostischer, hochauflösender und ein weites Spektrum physikalischer Prozesse berücksichtigender Modelle fand in den vergangenen 20 Jahren zunächst in der Meeres- und Klimaforschung statt. Sie finden neuerdings zunehmend Einzug in die Hydrologie und Limnologie. Für die Anwendung auf den Bodensee wurde hierzu zunächst eine Voruntersuchung durchgeführt. Diese hatte zum Ziel, die Adaptionsmöglichkeiten und notwendigen Modifikationen dieser Methoden und Modelle im Hinblick auf Fragestellungen nach den Beeinflussungen des Seezustandes durch den Hauptzubringer unter Einbeziehung bisheriger Arbeiten und Verfahren zu bewerten.

Im Anschluß an die Vorstudie und nach Akzeptanz der dort entworfenen Modellkonzeption und Vorgehensweise konzentrierten sich die weiteren Arbeiten darauf, die methodischen Möglichkeiten zu schaffen und in wichtigen Teilaspekten bereits anzuwenden, mit denen die Auswirkungen der Mündungsverlagerung bzw. -vorstreckung des Alpenrheins auf den physikalischen und limnologischen Zustand des Bodensees nachgebildet oder vorhergesagt werden können. Diesbezüglich wurden mathematische Modelle für Strömungen und Transportvorgänge im Bodensee-Obersee angepaßt, welche sowohl die allgemeine Seenzirkulation als auch die zuflußerzeugte klein- und großräumige Zirkulation beschreiben können. Es sind daher keine Einzelfälle der Anwendung angestrebt worden, vielmehr sollte die Erstellung von Handwerkszeugen und die Abschätzungsmöglichkeit für Stofftransporte bis zur Fernwirkung geleistet werden.

Mittels definierter Testrechnungen, Sensitivitätsanalysen und Validierungsverfahren sollte weiterhin die Brauchbarkeit und Anwendbarkeit der Modelle zur Behandlung und Prognose physikalischer Prozesse im Bodensee nachgewiesen werden.

Die Behandlung dieser Prozesse und Fragestellungen erfordert ein komplexes Modellsystem, das in der Lage sein muß,

- die seeweite Zirkulation des Bodensees möglichst detailliert zu erfassen,
- die komplizierten Einschichtungs- und Transportprozesse im Nahfeld der Alpenrheinmündung naturnah zu simulieren,
- kleinskalige räumliche und morphologische Änderungen im unmittelbaren Mündungsbereich des Alpenrheins zu erfassen und ihre Wirkungen im Nah- und Fernbereich zu prognostizieren.

Dies erfordert einerseits ein Modellsystem, welches Zirkulation, Transport, Massenfeld und Vermischung auf den entsprechenden Raum- und Zeitskalen simulieren kann. Zum anderen verlangt die Behandlung dieser Fragestellungen ein intelligentes Kopplungskonzept zur physikalisch und numerisch konsistenten Verknüpfung von regional unterschiedlich fein diskretisierten Teilmodellen.

Weiterhin sollten die Verfahren und Modelle dahingehend optimiert sein, daß sie für spätere Anwendungen im Routinebetrieb und im praxisorientierten Gewässerschutz zur Verfügung gestellt werden können. Darunter fällt auch eine Optimierung bezüglich rechentechnischem Aufwand und Ressourcenbedarf.

Basierend auf den kurz reflektierten physikalischen Randbedingungen und den Ergebnissen der Voruntersuchung wurden drei ineinanderliegende Teilmodelle mit unterschiedlicher flächenhafter Auflösung angepaßt:

- Für den gesamten Bodensee mit 200 m Auflösung,
- für den Bereich der Bregenzer Bucht mit 50 m Auflösung sowie
- für die Alpenrheinmündung mit 25 m Gitterweite.

Ausgewählte Testrechnungen mit diesen Modellen lieferten erste Einblicke in die Gesetzmäßigkeiten der dynamischen Veränderungen, welche durch den Zufluß des Alpenrheins und die Gestalt seiner Mündung im Obersee verursacht werden.

Mit diesem Modellsystem können Prognosen über die zeitliche und räumliche Veränderlichkeit von Wasserständen, Strömungen, Wassertemperaturen und der durch den Alpenrhein eingebrachten Schwebstoffe im Bodensee getroffen werden, wenn die dazugehörigen äußeren Einflüsse aus Meteorologie und Hydrologie bekannt sind. Diese Informationen können u.a. zur möglichst starken Eingrenzung und Optimierung kostenintensiver Felduntersuchungsprogramme dienen, die zur Messung der Einstromvorgänge und ihrer Folgewirkungen auf den See festzulegen sind. Darüber hinaus kann der Einfluß der Einstromvorgänge auf die jährliche Entwicklung der Hauptdichteschichtung des Obersees abgeschätzt und vorhergesagt werden.

Weiterhin bietet das Modellsystem eine Vielzahl von Anwendungen, mit denen in der Grundlagenforschung oder in der Praxis wie z.B. im Gewässerschutz vorkommende Probleme und Fragestellungen am Bodensee behandelt werden können.

1.1 Die Voruntersuchung

Im Vorfelde der hier dokumentierten Modellsimulationen ist eine Vorstudie durchgeführt worden. Diese sollte zur Entwicklung einer längerfristigen Strategie und Konzeption zur numerischen Modellierung des Bodensees, mit Schwerpunkten bei der Erfassung, Quantifizierung und Bewertung der durch den Zufluß des Alpenrheins induzierten physikalischen Zustandsänderungen des Bodensees dienen. Im Jahre 1991 hat HYDROMOD die Vorstudie im Auftrage des Landes Baden-Württemberg, vertreten durch die Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg in Karlsruhe und unter Koordination des Instituts für Seenforschung in Langenargen, durchgeführt.

Der erste Arbeitsteil hatte folgende Fragestellungen zum Inhalt:

- Durchsicht und Bewertung der verfügbaren Literatur und bisheriger Modellierarbeiten über den Bodensee bzw. über ähnlich gelagerte Vorgänge in anderen Seen und an Meeresküsten.
- Bewertung der Verwendbarkeit von bestehenden Strömungs- und Transportmodellen, die nicht seenspezifischer Art sind, für die Aufgabenstellung.
- Bewertung der Verwendbarkeit weiterer spezieller Modellansätze insbesondere bezüglich Fragestellungen von Transport und Ablagerung suspendierten Materials.
- Bewertung von bestehenden Modellen und Modellansätzen für die jährliche Entwicklung der Hauptdichteschichtung des Obersees als Eingangsinformation für die mehrdimensionalen Berechnungen.

Hierzu konnten in diesem Teil der Studie umfangreiche Erfahrungen aus ozeanographischen Modellen und deren Anwendung und Adaption für Küstengewässer, Ästuare und Binnengewässer zusammengefaßt und bewertet werden. Aus der Vielfalt von Literatur zu dieser Thematik wurden die nach Meinung der Verfasser wichtigsten Grundlagenarbeiten sowie repräsentative Veröffentlichungen zu einzelnen Themenkomplexen hinzugezogen und zitiert. Diese Studien dienten als Grundlage zur Erarbeitung eines integrierten Konzeptes zur hochauflösenden Modellierung der kurz-, mittel- und langfristigen physikalischen Prozesse im Bodensee, welche die Grundlage und Trägerfunktion für viele Problemfelder aus den Gebieten der Hydrologie und Limnologie darstellen.

Im zweiten Teil der Vorstudie behandelte man insbesondere folgende Fragestellungen:

- Erarbeitung der allgemeinen Konzeption des für die Aufgabenstellung notwendigen Modellsystems hinsichtlich der erforderlichen zeitlichen und räumlichen Auflösungen,
- Erarbeitung von Kopplungsmechanismen bei Notwendigkeit von feiner auflösenden Detailmodellen im Mündungsgebiet des Alpenrheins inklusive der Datenausgabe und graphischen Darstellung,
- detaillierte Konzeption des Zirkulationsmodells für den Obersee und für seine Ausschnittsgebiete,
- detaillierte Konzeption des Transportmodells für die großräumige Temperaturverteilung,

- detaillierte Konzeption des Transportmodells für vom Alpenrhein in den Obersee eingebrachte Stoffe,
- Anpassung eines grobauflösenden Testmodells des Bodensee-Obersees als Zirkulationsmodell mit Transportmodul zur Berechnung der Temperaturverteilung,
- Berechnung zweier Testfälle von 2 bis 3 Tagen Dauer mit exemplarischen Windfeldern und/oder Zuflußbedingungen zur Abschätzung der Verwendbarkeit des Modellsystems,
- Grundlagen der Konzeption für die Modellierung der großräumigen Effekte auf die jährliche Entwicklung der Hauptdichteschichtung im Obersee.

In diesem Bericht wird teilweise auf diese Voruntersuchung Bezug genommen, insbesondere bei der Beschreibung und dem Vergleich der Modellergebnisse des 200 m-Basismodells mit dem in der Vorstudie angepaßten 475 m-Übersichtsmodell des Obersees.

1.2 Aufgabenstellung

Die hier beschriebenen Arbeiten standen im Rahmen einer zentralen Aufgabenstellung zur Untersuchung der Wirkungen und Prozesse, welche durch den Zufluß des Alpenrheins induziert werden. Dies betrifft auch die bauliche Veränderung an den Mündungsbauwerken und starke kleinskalige morphologische Änderungen im unmittelbaren Mündungsbereich. Im Zusammenhang mit einer längerfristigen Strategie, Konzeption und Anwendung von numerischen Modellen des Bodensees, mit Schwerpunkten bei der Erfassung, Quantifizierung und Bewertung der durch den Zufluß des Alpenrheins induzierten physikalischen Zustandsänderungen des Bodensees, sollten Modellanpassungen und nachfolgend exemplarische und qualifizierende Simulationen durchgeführt werden. In charakteristischen Fallstudien sollte dabei der Einfluß der Mündungsverlängerung auf den Transport limnologisch wichtiger Inhaltsstoffe aufgezeigt werden, wie z.B. für die Sauerstoffversorgung tiefer Schichten des Hypolimnions in der kalten Jahreszeit. Ergänzend war auch der Frage nach der Wasserversorgung am Bodensee nachzugehen, inwieweit Effekte auf die Trinkwasserentnahmen am deutschen Bodenseeufer festgestellt werden können.

Um den Einfluß des Alpenrheins auf Zustandsänderungen des Bodensees zu eruieren und mittels numerischer Modellsimulationen zu prognostizieren, ist es notwendig, die relevanten, vielfach nichtlinearen, miteinander wechselwirkenden und vernetzten Prozesse zu kennen und in ihrer Bedeutung abzuschätzen. Diese Thematik in vollem Umfange und nach derzeitigem Kenntnisstand zu evaluieren und zu beschreiben würde alleine Umfang und Ziel dieses Berichts überschreiten. Es soll dies jedoch exemplarisch aufgezeigt werden, um das breite Spektrum der Anforderungen an das Modellsystem transparenter zu machen.

Betrachtet man auch nur die wichtigsten Oberbegriffe in Bezug auf die die Dynamik und Physik des Sees steuernden Prozesse und die wichtigsten Reaktionsweisen des Sees hierauf, so ergeben sich bereits in einem derart einfachen, auf die seenphysikalischen Grundlagen beschränkten System weniger Parameter und Freiheitsgrade vielfache und komplexe Querverbindungen und Wechselwirkungen. Hierbei ist bezeichnend, daß Wechselwirkungen und Rückkopplungen auch zwischen den antreibenden und reaktiven Prozessen erfolgen. Ein einfaches Beispiel hierfür ist die Beeinträchtigung, die der Eintrag des Zuflusses durch Stauhaltung als eine anthropogene Maßnahme erfährt. Ebenfalls erfolgen Rückkopplungen zwischen Reaktionen des Gewässers und den antreibenden Kräften selbst. Als Beispiele sind die Wechselwirkung zwischen Oberflächentemperatur, Massenaufbau des Gewässers und lokalen meteorologischen Verhältnissen, die anthropogene Regulierung von Sedimentationsverhältnissen, gesteuert durch Zirkulation und Transport, sowie wiederum deren Reaktionen auf diese Veränderung zu nennen.

Untersucht man unter den genannten Sammelbegriffen weitere Einzelheiten, so ergeben sich in weitaus höherem Maße Wechselbeziehungen, die teilweise sehr komplexer und nichtlinearer Natur sind. Als Beispiel seien hier Wind und Strahlung als antreibende Kräfte für Wellen, Strömung, Eigenschwingungen und Massenaufbau eines Sees erwähnt. Die daraus resultierenden Änderungen der Schichtungsintensität, Epilimnionstiefen und Diffusionscharakteristika beeinflussen wiederum Zirkulation, interne Eigenschwingungen, vertikale Vermischung und ggfs. die lokale meteorologische Situation über dem See selbst.

Die Prozesse laufen auf verschiedenen Raum- und Zeitskalen ab und besitzen eine hohe natürliche Variabilität mit teilweise periodischem, teilweise stochastischem Charakter. Aus diesem breiten "Rauschen" muß der Einfluß des Alpenrheins auf die Dynamik des Bodensees und deren mögliche Änderungen durch anthropogene Maßnahmen herausgefiltert, in o.a. vernetztem System verfolgt und schließlich quantifiziert werden. Aus diesen Anforderungen heraus sind die nachfolgend beschriebenen verschiedenen Methoden und Modellverfahren bis hin zur Konzeption einer Modellhierarchie und eines Modellsystems gerechtfertigt.

Der Einfluß des Alpenrheins auf die physikalischen Prozesse des Bodensees erfolgt lokal und weiträumig, wobei unterschiedliche Prozesse nichtlinear zusammenwirken. Daher erfordern Aussagen über das Sedimentationsverhalten in der Bregenzer Bucht und direkte Einwirkungen von Vorstreckungsdämmen an der Alpenrheinmündung auf die lokale Zirkulation eine sehr hohe räumliche Auflösung und eine genaue Approximation der lokalen Absink- und Einschichtungsvorgänge (z.B. des Rheinbrechs und dessen mögliche Verlagerung).

Der jahreszeitlich unterschiedliche Eintrag von Grob- und Feinsedimenten und deren Verfrachtung sowie der Einfluß von suspendierten Feinstmaterialien auf die lokale Wasserdichte (*Jansen 1992*) müssen mit sehr genauen und numerisch nicht-diffusiven Verfahren simuliert werden. Für die Sedimentation und ggfs. Remobilisation von Sedimenten, was z.B. in der Flachwasserzone bei Stürmen oder durch Suspensionsströmungen entlang der Unterwasserabhänge stattfindet, ist eine sehr genaue Approximation der Prozesse in der Bodengrenzschicht hinsichtlich der Schubspannungen, des turbulenten Impulsflusses usw. erforderlich. Derzeit weitgehend ungeklärt sind langfristige Transport- und Umlagerungsprozesse von Sedimenten und deren quantitative Simulation. Es existieren jedoch zukunftsweisende Untersuchungsansätze. Die in etwa 10-jährigem Abstand seit 1911 erfolgte detaillierte Vermessung des Seegebietes vor der neuen Mündung des Alpenrheins

wurde nach dem Bericht über die Seegrundaufnahme von 1989 (*Internationale Rheinre*gulierung 1989) bis 1969 und 1979 auf die gesamte Bregenzer und Lindauer Bucht bis westlich der Halbinsel Rohrspitz ausgedehnt. Diese Tiefenaufnahmen bilden eine ausreichende Datenbasis zur Plausibilisierung und Validierung für die vorerwähnten, das Relief überformenden Vorgänge.

Bezüglich der Einschichtung, Vermischung und Ausbreitung des Rheinwassers im See stehen ganz andere Raum- und Zeitskalen zur Diskussion (s. z.B. auch Hamblin und Carmack 1978). Hierzu müßte eine Kombination der für die vorhergehende Problemstellung anwendbaren kleinskaligen Modelle mit räumlich und zeitlich gröber auflösenden Modellen erfolgen. Messungen und Modellergebnisse (Lehn 1967, Hollan 1974, Kroebel 1980a, 1980b, Hollan und Simons 1978, Serruya et al. 1984 sowie Hollan 1998) lassen die früher gängige Hypothese vom "Rhein als einem Fluß im See" als nicht mehr haltbar ansehen. Vielmehr handelt es sich um mittel- bis größerskalige Vermischungs-, Einschichtungs- und Ausbreitungsvorgänge, die den ganzen See betreffen. Dies wurde bereits von Nümann (1938) und Auerbach (1939) mit Hilfe der damals zur Verfügung stehenden einfachen Meßmethoden vermutet. Die Unterscheidung von Art und Ausmaß oder auch nur die Identifikation der Auswirkungen auf den Seezustand, die von örtlich begrenzten Reaktionen als Folge von lokalen Maßnahmen oder besonderen kleinräumigen natürlichen Gegebenheiten ausgehen, wie sie z.B. in den durch einen Zufluß aufgeprägten Prozessen bestehen, erfordern i.a. detaillierte Modelle. Der Aufwand ist wesentlich auf den Umstand zurückzuführen, daß sich der charakteristische Gesamteffekt gegenüber den Teilbereichen des Sees höchstwahrscheinlich nur in kleinen Änderungen äußert. Aus diesen Gründen ist es notwendig, die Physik des gesamten Sees quantitativ zu betrachten und zu simulieren. Dieser Ansatz gilt auch für genauere Aussagen über den Abfluß durch den Seerhein und die Durchflußvorgänge durch den Untersee. Die hydrographischen Verhältnisse hier sind durch die starke Gliederung in verschiedene Seebecken, geringere Größe und flachere Tiefenverteilung erheblich anders ausgebildet als im Obersee. Als ein Beispiel für eine örtlich stark ausgeprägte Reaktion, die von hydrologischen Rückwirkungen beim Abfluß aus dem See begleitet wird, ist das "Wasserwunder von Konstanz" zu nennen. Es tritt als Resonanzeffekt im Konstanzer Trichter bei schwachen Seichesschwankungen einer bestimmten höheren Schwingungsordnung im Obersee ein (Hollan, Rao und Bäuerle, 1980).

Verursacht durch verschiedene dynamische Reaktionsarten des Sees auf die variablen Antriebsfelder an der Seeoberfläche, kommt es im geschichteten See-Innern generell zu starken kurzfristigen und langsameren, bis hin zu saisonal und jährlich verlaufenden Schwankungen der physikalischen Zustandsgrößen. Vor dem Hintergrund dieser hohen natürlichen Variabilität des Sees ist eine direkte Messung der Einflüsse auf den Seezustand kaum möglich, da sie stark verrauscht oder verdeckt sind. Erst in ruhigen Zustandssituationen während oder nach dem Abklingen der Störungen sind die "Resteffekte" durch Messungen erfaßbar. Aus diesen Gründen sind die Wirkungen der maßgeblich beitragenden kleinskaligen Prozesse durch Meßkampagnen nur bedingt festzustellen und in den Kausalzusammenhang einzubringen. Diese Schwierigkeit wird jedoch durch die numerische Modellierung mit Möglichkeiten zur Selektion und zu definierten Änderungen von prozeßsteuernden Parametern weitgehend überwunden.

1.3 Zusammenfassung und Ergebnis

Die Untersuchungsergebnisse werden zur leichteren Überschaubarkeit in zwei Abschnitte gegliedert, in denen einerseits die Ergebnisse der Modellentwicklung sowie andererseits die für die Anwendung bedeutsamen Erkenntnisse und Informationen zusammengestellt sind.

1.3.1 Ergebnisse der Modellentwicklung

Das Hauptziel der Untersuchung ist in der Entwicklung bzw. Anpassung eines mathematisch-seenphysikalischen Modellsystems des Obersees zu sehen, das den Einstromvorgang des Alpenrheins und dessen Einfluß auf die seeinternen Stoff- und Wärmetransporte und die damit in Verbindung stehenden limnologischen Effekte genauer anzugeben erlaubt.

Diese Möglichkeit beruht auf der Ermittlung des tragenden Bewegungsfeldes aus den Grundgesetzen der Hydrodynamik durch moderne Rechenverfahren, mit denen die maßgebenden komplizierten Bedingungen in der Natur näherungsweise nachgebildet werden können. Der Realisierung liegt der seit mehreren Jahrzehnten fortentwickelte Stand der Modellbildung und die Erfahrung bei der Anwendung im Rahmen der deutschen Küstenozeanographie zugrunde. Ausschlaggebend sind dabei die dort seit den 80er Jahren erreichten Fortschritte in der Modellierung der dynamischen Einwirkung eines Einstroms auf das empfangende geschichtete stehende Gewässer.

Die Bereitstellung des deduktiv von den physikalischen Grundgesetzen ausgehenden Lösungsverfahrens eröffnet gegenüber der am Bodensee bisher relativ unvollkommen gebliebenen, rein empirischen Aufnahme der Vorgänge die Aussicht, vermutete Haupteffekte des Alpenrheineinstroms im See-Innern quantitativ nachzuvollziehen und sogar für künftige Verhältnisse vorauszuschätzen. Diese Ausrichtung der hier durchgeführten Untersuchungen betrifft konkret die seit Anfang der 70-er Jahre erfolgte Mündungsvorstreckung und deren Folgewirkung auf den Seekörper.

Aus den einzelnen Untersuchungsfällen hat sich ergeben, daß die Lage der Hochwasserdämme die "Fahne" des Alpenrheinwassers im Bodensee stärker kanalisiert. Schwankungen in der Stärke des Zuflusses verursachen demgegenüber fast nur quantitative – statt strukturell qualitative – Veränderungen in der Dynamik des weiteren Mündungsvorfeldes. Die Schwebstoffablagerungen verbleiben für die gröberen Fraktionen in der Nähe der Mündung; das nur sehr langsam sedimentierende sehr feine Material schichtet sich gemäß der von der Temperatur des Alpenrheins maßgeblich bestimmten Wasserdichte im entsprechenden Dichte-Horizont des Sees ein. Die Bregenzer Bucht wird bei der Endlage der Vorstreckung im Mittel weniger stark als zum heutigen Zeitpunkt vom Alpenrhein beeinflußt. Wegen der stärkeren "Bündelung" des eintretenden Alpenrheins im Vergleich zur heutigen Situation und der westlicheren Endlage der Vorstreckung ist ein weiteres merkbares Vordringen des Alpenrheinwassers in den zentralen Obersee zu erwarten. Dies gilt für alle untersuchten Einschichtungsszenarien. Zur übersichtlichen" Unterscheidung dieser Szenarien wird nachfolgend eine Kodierung verwendet, die am Beginn des Abschnitts 6.2 eingeführt und erläutert wird.

Zusammenfassend haben sich aus den vorab beschriebenen vergleichenden Modellsimu-

lationen folgende wichtige Erkenntnisse ergeben:

 Orientierung und Form der Mündungsöffnung, Schwebstoffgehalt und Größenordnung des Wasserstandsgradienten zwischen Alpenrheinmündung und Konstanz bestimmen die <u>Richtung</u> des Zustromes aus dem Alpenrhein. Hinsichtlich der Mündungsform ist auch das unmittelbar vor der Öffnung angetroffene Tiefenprofil quer zur Mündung besonders wichtig. Ist dieses nicht eben, wird der Ausstrom sich immer mehr zum tieferen Bereich hinwenden. Die Bedeutung der drei Faktoren gilt auch in dieser Reihenfolge: Zuerst steuern die Öffnungsrichtung und das dort angetroffene Tiefenprofil den Ausstrom, danach kann dichtebedingtes Absinken (z.B. durch Führung entlang des Seebodens) die Richtung beeinflussen, im weiteren Verlauf ist der Wasserstandsunterschied gegenüber Konstanz die bestimmende Größe.

Zur Rechtsablenkung durch die Corioliskraft ist festzustellen, daß dieser Effekt im Nahbereich als Richtungsänderung des Einstromstrahls untergeordnet bleibt. Die Corioliswirkung überträgt sich bei Einschichtung in die Tiefenbereiche der Hauptschichtung, was vor allem in der warmen Jahreszeit und bis hin zum Spätherbst vorwiegend geschieht, in der Weise, daß sie quer zur Strömungsrichtung vertikal schiefgestellt wird. Diese dynamische Änderung in der Massenverteilung findet auf relativ kurzer Distanz ab der Mündung statt und bedeutet eine Anpassung zwischen innerem Druckfeld und Corioliskraft, ohne daß es zu einer stärkeren Ablenkung des Strahls nach rechts kommt. Erst im weiteren Verlauf im Fernfeld ist höchstens mit einer moderaten seitlichen Versetzung zu rechnen, durch die der Mischwasserkörper zu den rechts der Hauptausbreitungsrichtung liegenden Unterwasserabhängen tendiert.

- 2. In der unmittelbaren Umgebung der Öffnung bestimmt der Schwebstoff durch seine starke Bedeutung für die Wasserdichte die unmittelbare <u>Einschichtungstiefe</u>. Nach Sedimentation der größeren Partikel bzw. der gröberen Fraktionen wird jedoch die Temperatur und der Salzgehalt in weiterer Entfernung dynamisch bestimmend.
- 3. Die betrachtete Konfiguration der Endlage führt zu einer Fokussierung des Ausstromes, der darüber hinaus stärker gerichtet ist. Dies kann jedoch durch windbedingte Zirkulation, die hier nicht genauer betrachtet wurde, im Vorfeld der Vorstreckung überlagert werden, was insbesondere für das Mittel- und Fernfeld wichtig ist.
- 4. Um das Vordringen und die Einschichtung des Alpenrheinwassers in mittlere und größere Tiefen und im Fernfeld einschätzen zu können, muß der gesamte Obersee in die Berechnungen einbezogen werden, wie in den Fernfeldberechnungen geschehen.
- 5. Es ist generell festzustellen, daß sich mit dem Modellsystem auch längerfristige Berechnungen zur Einmischung und Verdriftung von Alpenrheinwasser durchführen lassen. Eine detaillierte Auswertung der Szenarien-Berechnung der Fernfelduntersuchungen ergibt die folgenden wichtigen Rückschlüsse:

- 5.1 Die Ergebnisse hinsichtlich der mündungsnahen Einschichtung korrespondieren mit den Erfahrungen aus den bereits durchgeführten Nahfeldberechnungen für die verschiedenen Vorstreckungsvarianten.
- 5.2 Die Gestaltung der Vorstreckung bei der Endlage führt tendenziell zu einer im Vergleich zu den Ausbauphasen 1987 und 1991 geringeren Vermischung des einströmenden Wassers mit dem Oberflächenwasser des östlichen Obersees. Dies hat zur Folge, daß die tiefen Seebereiche in den betrachteten Frühwinter-Szenarien intensiver durch Alpenrheinwasser beeinflußt werden. Hierzu ist jedoch zu differenzieren, daß bei mitteltiefer Einschichtung der tiefbleibende Anteil des Flußmischwassers etwas flacher vordringt als bei der Mündungslage von 1987. Dies resultiert aus den verschiedenen horizontalen Vermischungswirkungen, die bei W87 weiter östlich entlang der Ausbreitung am Seeboden und bei W87-VE im Seekörper-Innern abgehoben vom tieferen Seeboden auftreten.

5.3 Der mit dem umgebenden oberflächennahen Seewasser stärker vermischte und daher leichtere Anteil des Flußmischwassers bewegt sich zunächst in nördliche und nordöstliche Richtungen. In dem Szenario W91-VE für die Endlage der Mündung ergibt sich schließlich eine Annäherung dieser Wasserkörper in einem langen Streifen an den nördlich liegenden deutschen Uferabschnitt auf breiter Front. Dieses Verhalten steht in ausgeprägtem Gegensatz zu dem bei der rechtsseitig offenen Mündungsform von 1991, von der ausschließlich der gleiche Mischwasserkörper in Seemitte querab von Lindau eintrifft, was den unter 5.2 angegebenen Effekt darstellt.

Es ist darauf hinzuweisen, daß sich durch die oberflächennah verbleibende Mischwasserformation im Falle der vorgesehenen Endlage eine mehr nach Nordwesten zu tendierende Beeinflussung des flachwassernahen Seegebiets zwischen der Höhe westlich von Lindau bis etwa Nonnenhorn mit Flußwasserinhaltsstoffen andeutet. Die Verallgemeinerung dieses Ausbreitungsverhaltens für andere Einstromsituationen und andere Jahreszeiten muß jedoch auf der bestehenden Ergebnisgrundlage noch dahingestellt bleiben. Hierzu sind ergänzende Fallstudien und Messungen vorzunehmen, die weitergehende Abschätzungen erlauben.

Hinsichtlich der Wasserstandsverteilungen im nahen und fernen Einstrombereich, auf die bei der Behandlung der Fallstudien oben nicht im einzelnen eingegangen wurde, sind folgende generelle Aussagen anzufügen.

Bei Zustrom von im Vergleich zum Bodensee-Wasser schwererem Rheinwasser können sich lokal vor der Alpenrheinmündung erniedrigte Wasserstände ergeben. Dieser Effekt entsteht, wenn über die Wassersäule integriert die Wasserdichte höher als in der unmittelbaren Umgebung ist. Da diese Vertikalverlagerung der Seeoberfläche mit größer werdendem Dichteunterschied zwischen Fluß- und Seewasser zunimmt, aber auch nur bei gleichzeitig größeren Wassertiefen zur Auswirkung kommt, handelt es sich hier um ein sehr lokales Phänomen vor der Mündung des Alpenrheins. Mit dieser Erscheinung liegt eine weitere Überprüfungsmöglichkeit der berechneten Lösung vor. Es zeigt sich hieran erneut die Notwendigkeit weiterer detaillierter Meßaktionen zur eingehenden Validierung

des Modellsystems im nahen und mittelweit entfernten Gebiet vor der Mündung. Die erforderliche Verifizierung durch vorhandene synoptische Beobachtungen der Temperaturund Strömungsverteilung im Obersee konnte nur zum Teil vorgenommen werden, weil insbesondere ausreichende Meßdatensätze über die Einstromvorgänge fehlen. Hierzu wird vorgeschlagen, künftig noch besondere Meßkampagnen durchzuführen. Durch die Berechnungsergebnisse können sie nunmehr gezielt und damit aufwandsparend durchgeführt werden.

1.3.2 Anwendungsrelevante Ergebnisse

Die für die Anwendung bedeutsamen Untersuchungsergebnisse sind vorwiegend nach dem Erkenntnisprinzip der vergleichenden Analysen von physikalisch verwandten Fallstudien gewonnen worden. Sie sind in den Beschreibungen der Einzelfallberechnungen dokumentiert, um den Gültigkeitsbereich der Aussagen hervorzuheben. Aufgrund der verschiedenen äußeren Einflußbedingungen und inneren Reaktionsunterschiede des betrachteten hydrodynamischen Systems sind die für die Anwendung interessanten Aussagen folglich verstreut wiedergegeben worden. An dieser Stelle werden sie zur leichteren Übersicht gesondert zusammengefaßt hervorgehoben.

- 1. Zur mathematischen Nachbildung des Alpenrhein-Einstroms in den Bodensee-Obersee ist die Berechnung der seeweit zusammenhängenden Strömungs- und Schichtungsverteilung zwingend notwendig, um die starke Steuerung des Flußmischwasserkörpers durch die see-eigenen Bewegungsvorgänge zu erfassen.
- 2. Das dreidimensionale, zeitabhängige Modellsystems des Alpenrhein-Einstroms besteht aus drei ineinander geschachtelten Modellgebieten:
 - Dem Basismodell des gesamten Obersees mit 200 m horizontaler Gitterweite zur Berechnung der seeweiten Zirkulations- und Transportvorgänge,
 - dem Bregenzerbucht-Modell für das Seegebiet östlich der Linie Rheinspitz-Wasserburg mit 50 m horizontaler Gitterweite und
 - dem Alpenrheinmodell, das den Nahbereich vor der Alpenrheinmündung in deren Position zwischen 1969 und der vorgesehenen Endlage auf einer Fläche von 4.15 x 3.5 km mit 25 m Gitterweite erfaßt.

Die vertikale Abhängigkeit wurde in bis zu 28 Schichten aufgelöst berechnet und kann durch Erhöhung der Schichtenzahl rechenaufwandsabhängig verfeinert ermittelt werden. Das Berechnungsverfahren gilt für beliebige natürliche Gewässer und bildet generell folgende physikalische Prozesse nach:

- Wasserstände,
- Zirkulation,
- Temperatur- und Massenfelder,
- Schwebstoff- und Sedimenttransporte

• Transport von gelösten Wasserinhaltsstoffen.

Anmerkung: Die Einstromsimulationen wurden teilweise mit schwacher Windeinwirkung auf den See berechnet, um die Wirkung see-eigener Bewegungsfelder fallweise mit einzubeziehen. Dieser Einfluß sollte jedoch nicht dominant in Erscheinung treten, damit die Untersuchung auf das Eigenverhalten des Zustroms konzentriert werden konnte.

- 3. Zur Verfolgung der Einstrom- und Ausbreitungsvorgänge des Flußwassers bis in den Fernbereich wurde außerdem ein Programmteil für die Bahnsimulation ausgewählter, numerisch markierter Flußwassermengen vorgesehen. Hierdurch ist der materielle Verbleib des Flußwassers im See-Innern festzustellen, was am Beispiel tief eindringender Einstromlagen für Dezember 1987 und 1991 im Vergleich mit der Endlage angewendet wurde.
- 4. Die Hauptrichtung des Alpenrheinzustromes im Nahbereich und anschließenden Teil des Fernbereichs vor der Mündung wird bei der Gewichtung des Einflusses zuerst wesentlich bestimmt durch die Form der Mündungsöffnung, dann durch den Schwebstoffgehalt des Alpenrheinwassers und schließlich durch die Größe des Wasserstandsgradienten zwischen der Alpenrheinmündung und Konstanz. Die Rechtsablenkung der Flußfahne durch die Corioliskraft ist von sekundärer Bedeutung.
- 5. Die Einschichtungstiefe ist maßgeblich durch den Schwebstoffgehalt des Alpenrheins in unmittelbarer Nähe der Mündung bestimmt. Erst nach Sedimentation der Sinkstoffe resultiert die Tiefenlage in der weiteren Entfernung aus der Temperaturund Salzgehaltsverteilung.
- 6. Hinsichtlich der Abflußstärke variiert die Hauptstruktur der Flußwasserfahne bei sonst gleichen hydrologischen Randbedingungen und see-internen Einflußverhältnissen im wesentlichen nur intensitätsmäßig.
- 7. Bei Einschichtung in tiefere Zonen des Sees bilden sich durch verschieden starke Vermischung des Flußwassers mit dem umgebenden Seewasser im Zentrum und am Rande der Flußwasserfahne zwei Typen verschieden schwerer Flußmischwasserkörper, die sich in verschiedenen Tiefenhorizonten einordnen. Hierdurch unterliegen sie anderen Regimen der Vermischung mit dem Seewasser. Sie können sich auch horizontal voneinander weiter trennen im nachfolgenden Verlauf der Ausbreitung.
- 8. Durch Rezirkulationsvorgänge, die durch den primären Absinkvorgang an der Mündung verursacht sind, werden im Nahbereich mit Wirkung bis in weitere Entfernung Vertikalverlagerungen und Rückführungseffekte des leichteren fortlaufend verdünnten Flußmischkörpers bis hin zur Mündung bewirkt.
- 9. Bei der konzipierten Form und Richtung der Mündungsöffnung in der Endlage tritt eine stärkere Bündelung des Einstroms ein. Hierdurch werden die nördlich

und nordnordwestlich vorgelagerten Bereiche des Sees und des deutschen Ufers generell stärker vom Flußmischwasser betroffen.

- 10. Nachweislich wird durch die in 7) und 8) genannten Verhaltenweisen bei mitteltiefer und tiefer Einschichtung eine Beeinflussung des angrenzenden deutschen Ufers mit Flußmischwasser östlich bis hin nach Lindau auch bei der Endlage der Mündung abgeschwächt bestehen bleiben. Es handelt sich hierbei um den sich bildenden leichteren Typ des Flußmischwasserkörpers.
- 11. Der schwerere, tief eindringende Flußwasserkörper in der Situation nach 10) stößt durch die im Endausbau vorgesehene Lage und symmetrisch enge Form der Mündung weiter vor im Vergleich zu den assymmetrischen, breiten Mündungskonfigurationen von 1987 und 1991. Bei mitteltiefer Einschichtung wie im Dezember 1987 ist jedoch für die Endlage eine insgesamt etwas geringere Eindringtiefe zu konstatieren. Dies wird durch einen stärkeren Verdünnungseffekt bereits nahe an der Mündung hervorgerufen. Bei der weiter in den offenen See hineinragenden Mündungsöffnung ist eine solche Auswirkung zu erwarten, weil sich der Einstrom vom tiefer liegenden Seeboden abhebt und der zentrale, freiliegende Bereich des Seewasserkörpers eher erreicht wird. Wenn die Einschichtungslage tief ist und insbesondere wenn das Flußwasser über längere Strecke aufliegend auf dem Seeboden zugeführt wird, besteht dagegen die Tendenz zu verstärkter zuflußbedingter Stoffzufuhr in die bodennahen Wasserschichten des Hauptbeckens.
- 12. Die Verifikationsanalysen für das see-eigene Strömungs- und Temperaturfeld haben eine starke Abhängigkeit von der horizontalen Änderung des Windfeldes über dem See und dem windbedingten Impulseintrag in den See ergeben.
- 13. Die mathematisch nachgebildeten Einstromvorgänge konnten in einigen Fallstudien hinsichtlich des Hauptverhaltens der Flußwasserfahne durch Beobachtungsdaten grob bestätigt werden. Es handelt sich dabei um Vermessungsergebnisse der variierenden Hauptschüttungsbereiche an der Mündung und um mit Echogrammen belegte stark schwebstoffträchtige Flußwasserfahnen im Hochwasserfall von Mitte Juni 1991. Weitere höher auflösende Verifikationsuntersuchungen des Einstromvorganges bis hin in den Fernbereich sind zur Erweiterung des Vertrauensbereichs der Methode erforderlich.
- 14. Die Auslegung des Modellsystems ermöglicht die Anwendung zur abschätzenden
 Vorausberechung und Nachhersage von Strömungs- und Transportvorgängen auch für andere Teilgebiete des Obersees mit der horizontalen Auflösung von 200m. Die Ausdehnung des Integrationsgebietes auf den Bodensee-Untersee mit Einbeziehung des Rheindurchflusses ist auf einfache Weise möglich.
- 15. Für die etwaige erforderliche lokale Verfeinerung der räumlichen Auflösung ist das Verfahren der Ausschnittsmodellerstellung generell am Beispiel der Alpenrheinmündung geklärt worden und übertragbar. Die zugrundeliegenden dynamischen Bedingungen dieser Lösungsmethode decken einen weiten Bereich der horizontalen Zirkulationsstrukturen des Sees ab.

2 Modellgrundlagen

Zur quantitativen Erfassung der Einflüsse der Alpenrheinvorstreckung auf die Zirkulation des Bodensee-Obersees wurden aus den dargelegten Gründen hochauflösende Modelle verschiedener Klassen und Verfahren ausgewählt, die nachfolgend beschrieben werden und auf Forschungs- und Entwicklungsarbeiten am *Institut für Meereskunde der Universität Hamburg* basieren. Dieses Institut hat eine ca. 40-jährige Tradition und Erfahrung in der numerischen Simulation natürlicher Gewässer.

Im Rahmen von Forschungs- und Entwicklungsarbeiten sowie bei diversen Projektanwendungen sind aus dieser Schule Modelle und Verfahren bei HYDROMOD, unter Einbeziehung neuer Erkenntnisse und Verfahren erweitert, ständig weiterentwickelt worden. Diese fortentwickelten Modelle werden bezüglich schneller und effizienter Adaptionsmöglichkeiten für Forschung, Routinebetrieb und Consultingaufgaben fortlaufend verbessert und optimiert. Hierbei wird besonderes Schwergewicht auf Flexibilität bezüglich eines breiten Spektrums zur Behandlung anwendungsorientierter Frage- und Problemstellungen gelegt. Dies führte zu einem modularen Systemaufbau, welcher es erlaubt, effizient und übersichtlich zusätzliche Module zu integrieren, zu ergänzen oder auszutauschen. Weiterhin wurden Schnittstellen und Standards für die Datenübergabe aus und zu anderen Modellen definiert, die auch solche von fremden Institutionen betreffen, mit welchen in Kooperationsprojekten zusammengearbeitet wurde.

Dieses dreidimensionale Modellsystem wird nachfolgend als **HYDROMOD-3D** bezeichnet. Die alleinigen Verfügungs- und Verwendungsrechte dieses Systems liegen bei der Firma

HYDROMOD – Wissenschaftliche Beratung Dr. K. Duwe, K. Pfeiffer, J. Post, G. Dunkel-Abels, Dr. H. Baumert GbR Bahnhofstraße 52, D-22880 Wedel

Grundlage für eine hochauflösende Beschreibung und Modellierung der Hydro- und Thermodynamik eines natürlichen Gewässers bildet in allen Fällen ein Zirkulationsmodell. Für den Bodensee handelt sich hierbei um ein dreidimensionales, baroklines Modell, welches sich aus einem komplexen System Eulerscher und Lagrangescher Differentialgleichungen und numerischer Verfahren sowie ihrer Lösung ergibt (Einzelheiten siehe Begriffsbestimmung und Modellbeschreibung im Anhang). Dieses Modellsystem kann problemorientiert konfiguriert und adaptiert werden, um gewässerphysikalische und gewässergüterelevante Prozesse zu simulieren. Flexible Erweiterungs- und Änderungsmöglichkeiten sind a priori vorgesehen, um spezielle Fragestellungen und Themen gezielt behandeln zu können.

Für die Berechnung des Temperaturtransportes wird ein finiter Differenzenansatz benutzt. Dabei wird ein konventioneller Upstream-Algorithmus durch einen FCT (fluxcorrected-transport)-Schritt modifiziert (siehe Anhang A und C). Der Transport von Wasserinhaltsstoffen sowie deren Verhalten im Wasser kann prinzipiell ebenfalls mit diesen Transportgleichungen gelöst werden.

Die im Anhang genauer beschriebenen Verfahren simulieren für beliebige natürliche Gewässer u.a. folgende physikalische Prozesse:

- Wasserstände
- Zirkulation und Wassertransport,
- Temperatur- und Massenfelder,
- Schwebstoff- und Sedimenttransporte (problemorientiert),
- Transport von gelösten Wasserinhaltsstoffen.

Sämtliche Vorgänge werden mit Berücksichtigung der ablenkenden Kraft der Erdrotation (Corioliskraft) und verschiedener Reibungsprozesse berechnet, worüber genauere Angaben aus der Modelldokumentation im Anhang zu entnehmen sind.

Bei entsprechender Konfiguration, Auflösung und Wahl der zur Anwendung kommenden Berechnungsverfahren werden auch

- kleinskalige Prozesse wie
 - Fronten und generell starke Gradienten, insbesondere lokale extreme Schichtungen,
 - lokale Stromspaltungen,
 - Ablösewirbel,
 - Rezirkulation in Randbereichen,
 - Konvergenz- und Divergenzvorgänge, insbesondere Absink- und Einschichtungsprozesse,
 - Ausbreitung von suspendierten Feststoffen (Schwebstoffe und Sinkstoffe),

naturnah simuliert.

3 Das Modellsystem

Kern des Modellsystems für den Bodensee bildet ein prognostisches, drei-dimensionales, baroklines Modell des gesamten Sees, das mit einer horizontalen Auflösung von 200 m und problem- und fallorientiert variabler Auflösung in der Vertikalen und im Zeitbereich ausgelegt ist. Es wird im folgenden als Basismodell mit der Abkürzung CM-I-200 bezeichnet und liefert die grundlegenden Informationen zur Hydro- und Thermodynamik des Sees und zum Fernfeld von Einflüssen des Alpenrheins und der im Mündungsbereich induzierten lokalen Effekte. Weiterhin stellt dieses Modell Randwerte und Anfangsbedingungen für höher auflösende Teilmodelle sowie die Eingangsdaten für angekoppelte Transportmodelle bereit.

An das Basismodell angeschlossen wurde ein Ausschnittsmodell des weiteren Rheinmündungsbereiches (Bregenzerbucht-Modell, Kurzbezeichnung AM-I-50) angepaßt. Dieses unterscheidet sich vom o.g. Modell im wesentlichen durch die höhere horizontale Auflösung von 50 m und erstreckt sich vom Querschnitt auf Höhe des Nordendes der Halbinsel Rheinspitz bis zum östlichen See-Ende (siehe Abb. 1).



Abbildung 1: Intergrationsgebiete des Basismodells (I) und des Bregenzerbucht-Modells (II) im Bodensee-Obersee jeweils mit 200 m und 50 m Gitterweite. Lage der Integrationsgebiete für das Alpenrheinmodell (III und IV) mit 25 m Gitterweite (s. auch Abb. 2).



Abbildung 2: Intergrationsgebiete des Alpenrheinmodells im Bereich der Alpenrheinmündung mit 25 m Gitterweite für die Mündungslagen kurz vor Beginn der Maßnahme um 1970, für 1989 sowie für die vorgesehene Endlage. Es beschreibt damit die Bewegungs- und Schichtungsvorgänge in dem vom Alpenrhein und der Bregenzerach hydrographisch stark beeinflußten mittleren Entfernungsbereich von den Mündungen naturnaher und konsistenter.

Als höchstauflösendes Zirkulationsmodell wurde in derselben Weise ein Modell für das unmittelbare Mündungsgebiet des Alpenrheins (AM-I-25) mit einer Auflösung von 25 m angepaßt. Dieses Modell soll zur Behandlung von Fragestellungen verwendet werden, welche in unmittelbarem Zusammenhang mit baulichen oder natürlichen Änderungen des Gewässerbettes an und vor der Mündung des Alpenrheins stehen und hierzu genaue lokale Informationen liefern.

Mit dieser Serie von ineinanderliegenden, zur Mündung hin räumlich höher auflösenden Zirkulationsmodellen können die mesoskaligen und seeweiten Auswirkungen der Alpenrheinmündung auf den Obersee in ihren unterschiedlichen Entwicklungen von der Wurzel her genügend detailliert beschrieben werden. Der Transport von Wärme wird in allen Modellen simultan ebenfalls mit einem finiten Differenzenverfahren berechnet.

Die Einteilung der verschiedenen Integrationsgebiete in dem verwendeten Modellsystem ist in Abbildung 1 und 2 veranschaulicht.

3.1 Basismodell des Obersees mit 200 m Diskretisierung

Die Arbeiten zur Anpassung des Modells CM-I-200 konzentrierten sich im wesentlichen auf die Anpassung bestehender prognostischer, dreidimensionaler, barokliner Verfahren sowie die Aufbereitung der erforderlichen Daten und Informationen für ein Modell des gesamten Bodensee-Obersees. Im einzelnen wurden in der Anpassungsphase folgende Arbeiten durchgeführt:

- Aufbereitung topographischer Daten (Auflösung 200 m) sowie für die Modellanpassung notwendiger hydrographischer und hydrologischer Daten und Informationen für das gesamte Gebiet des Bodensee-Obersees,
- Anpassung eines dreidimensionalen baroklinen Zirkulationsmodells an den Bodensee-Obersee mit horizontaler Auflösung von 200 m,
- Anpassung und Integration von Transportmodulen (Lagrange) für die Wassertemperatur in das Bodensee-Modell und die Vorbereitung barokliner Rechnungen,
- Durchführung von zwei Testrechnungen mit dem 200 m Modell und Auswertung der Ergebnisse.

3.1.1 Aufbereitung topographischer Daten

Basierend auf den vom Landesvermessungsamt Baden-Württemberg zur Verfügung gestellten Daten der Bodenseevermessung von 1990 wurde eine modellgerechte Topographie erstellt. Die topographischen und morphologischen Daten dieser Seevermessung und das darauf aufbauende digitale Gelände- und Höhenmodell (DHM) des Landesvermessungsamtes Baden-Württemberg liegen in einem 200 m-Raster vor. Für den Bereich

der Flachwasserzone des Bodensees wurden feiner auflösende Datensätze vom Landesvermessungsamt Baden-Württemberg im Rahmen der erfolgten Seevermessung und kartierung auf einem 40 m-Raster erstellt. Diese Daten basieren zusätzlich auf Informationen aus Verfeinerungen der Meßprofilabstände, Erfassung von Bruchkanten und photogrammetrischen Vermessungen der trockenfallenden Bereiche der Flachwasserzone und berücksichtigen weitere kartographische Angaben.

Ein 200 m-Raster ist besser ganzzahlig teilbar und ermöglicht feinskalige Rasterungen in vollen Metern bis hinunter zu 5 m. Daten aus anderen Quellen und sonstige kartographische Informationen liegen deshalb weitestgehend, sofern digital vorhanden, in 200 m-Rastern vor. Aus diesem Grunde werden digitale Gelände- und Höhenmodelle im Land Baden-Württemberg auch künftig in gleicher Stützwertrasterung aufgebaut sein. Daher ist es z.B. möglich, zu späteren Zeitpunkten Ergebnisse des Basismodells direkt mit karthographischen Informationen zu koppeln oder diese in entsprechend konfigurierte geographische Informationssysteme zu übernehmen.

3.1.2 Anpassung des dreidimensionalen Basismodells

Die aufbereiteten topographischen Daten legten die horizontale Auflösung von 200 m bei der Anpassung des Basismodells auf den Bodensee fest. Dabei wurden neben dem dreidimensionalen Strömungsmodul auch die Transportberechnungsverfahren für die Temperatur und den Rheinwasseranteil adaptiert. Das Modell besitzt 13.800 Oberflächenpunkte mit insgesamt etwa 124.400 Modellpunkten bei gleicher Vertikalauflösung wie in dem 475 m-Übersichtsmodell, das in der Voruntersuchung angewendet wurde. Diese Auflösung war in 10 Schichten mit Schichtdicken von jeweils 5 m für die ersten neun Schichten (betrachtet von der Oberfläche bis zum Seeboden) gewählt worden. Die unterste Schicht beinhaltete den tieferen Seebereich. Die Auflösung in Schichten kann bei Bedarf erheblich gesteigert werden und ist lediglich eine Frage der Rechenzeit und Rechnerkonfiguration. Die Matrix der Modellpunkte umfaßte in diesem Fall horizontal $86, 2 \times 38, 6$ Kilometer. An jedem dieser Punkte wurden zu jedem Zeitschritt folgende Parameter berechnet:

- Wasserstand bzw. Vertikalgeschwindigkeit,
- der horizontale Geschwindigkeitsvektor,
- Temperatur und Wasserdichte,
- je nach Anwendung weitere Parameter und Wasserinhaltsstoffe.

Hinsichtlich der Zuflüsse des Obersees wurde zunächst nur der Alpenrhein berücksichtigt, ausgehend von der einfachen stationären Zu- und Ausflußsituation, daß der See-Abfluß bei Konstanz gleich dem des Hauptzubringers ist. Die Verallgemeinerung auf die übrigen noch maßgeblich beitragenden Zuflüsse des Obersees ist ohne weiteres möglich auch im Hinblick auf den lediglich durch einen geeigneten Anfangswert vorgegebenen See-Ausfluß und zeitabhängigen Verlauf der berücksichtigten Zuflüsse. Diese den veränderlichen Wasserstand berücksichtigenden Vorgänge werden in einigen nachstehend behandelten Fallstudien auch zugrundegelegt.

3.1.3 Anpassung der Transportverfahren

Aufbauend auf bereits bestehenden Algorithmen für die Transportberechnung von Wasserinhaltsstoffen und Wassereigenschaften sowohl nach dem Eulerschen Differenzenverfahren als auch dem Lagrange'schen Teilchenverfahren wurden Anpassungen des CM-I-200 Basismodells vorgenommen, um die bestmögliche Approximation von Temperaturund Schichtungsverhältnissen in der Wassersäule des Bodensees, insbesondere für Sommersituationen, zu erreichen. Dies soll die Möglichkeit einer guten Erfassung barokliner Prozesse, vor allem in der Nähe der Alpenrheinmündung, eröffnen.

Für die nachstehend dargestellten Testrechnungen wurde die bereits bewährte Transportberechnung mit Hilfe des kombinierten Upstream-FCT-Algorithmus für Wassertemperatur und Alpenrheinwasser durchgeführt, welche für großräumige Verteilungen eine ausreichende Qualität aufweist und beträchtlich weniger Rechenaufwand beinhaltet als z.B. eine Lagrange'sche Methode (s. Begriffsbestimmungen in Anhang A). Die Vorteile der letzteren Methode, in der die Verdriftung und Vermischung von Wasserteilchen auf ihrem Wege durch das Gewässer berechnet wird und nicht die Veränderung von Wassereigenschaften an einem festen Ort (wie in Eulerschen Verfahren, s. Anhang A), werden allerdings in den Fernfelduntersuchungen (Abschnitt 6.3) ausgenutzt bei der Verfolgung des Alpenrheinwassers im Bodensee.

3.1.4 Testrechnungen mit dem Basismodell

Um die Eignung des Basismodells nachzuweisen, wurden dieselben Testrechnungen wie bereits mit dem in der Voruntersuchung verwendeten Übersichtsmodell (TM-475) durchgeführt und die Ergebnisse miteinander verglichen. Aufgrund der geringeren horizontalen Auflösung des Übersichtsmodells ist als Zufluß lediglich der Alpenrhein berücksichtigt worden.

Die Anfangs-, Anfachungs- und übrigen Randbedingungen waren daher wie folgt gewählt:

- Der Zufluß des Alpenrheins wurde zeitlich konstant auf 225 m³/s, dem mittleren jährlichen Abfluß nach älteren Angaben, gesetzt;
- der Abfluß des Rheins bei Konstanz wurde ebenfalls zeitlich konstant mit 225 m³/s angenommen, womit stationäre Zu- und Abflußverhältnisse einfachheitshalber betrachtet wurden. Der Anlaufvorgang aus dem Ruhezustand, also mit einem anderen vorgegebenen See-Ausfluß bei Konstanz, ist möglich, war aber wegen des Hauptinteresses an der windbedingten Reaktion im Obersee nicht angestrebt;

• das Windfeld ist nur zeitlich variabel, aber örtlich homogen vorgegeben worden;

• Temperaturfelder zu Simulationsbeginn wurden vertikal geschichtet, aber horizontal als homogen in den Anfangsbedingungen definiert. Die Schwebstoffabhängigkeit der Dichte ist in beiden Fällen der Einfachheit halber vernachlässigt worden.

Testfall 1: Nordwestwind, schichtungslose barotrope Situation ohne Abfluß

Um die Reaktion des Wasserstands- und Geschwindigkeitsfeldes auf einen zeitlich veränderlichen Windeinfluß zu betrachten, ist eine Modellrechnung ohne Temperaturschichtung durchgeführt worden. Ein örtlich homogener Nordwestwind stieg vom Simulationsbeginn innerhalb von 10 Stunden von Null auf 15 m/s linear an. Für 40 Stunden Simulationszeit wurde der Wind anschließend konstant belassen und danach abrupt auf Null zurückgenommen. Es ist kein Zu- oder Abfluß vorgegeben worden, um daraus resultierende Veränderungen des Schwingungsverhaltens auszuschließen. Mit der hier durchgeführten Rechnung sollten folgende Prozesse exemplarisch dokumentiert werden:

- Dynamik und Reaktion des Obersees auf instationäre Anfachung der Zirkulation aus der Ruhelage (Simulationszeit 0 bis 10 Stunden);
- Einstellung des stationären Bewegungsfeldes als Gleichgewicht zwischen windbedingtem Impulseintrag balanciert durch die Schrägstellung der Seeoberfläche (Windstau) und die Impulsdissipation infolge von Boden- und Randreibung;
- Abklingen der Bewegungen als Ausschwingen des Sees, Dämpfung der durch "Abschalten" der Windanfachung angeregten Seiches und Trägheitsschwingungen (Simulationszeit größer als 50 Stunden).

Generell sind die Ergebnisse mit jenen des Übersichtsmodells mit seiner 475 m-Auflösung vergleichbar, es zeigen sich jedoch feinere Details, insbesondere in der Strömungsverteilung.

Die horizontale Geschwindigkeitsverteilung ist nach 30 Stunden nahezu quasi-stationär. Hierbei liegen die stärksten Geschwindigkeitsbeträge an der Oberfläche, wo Werte von über 0,50 m/s erreicht werden. Im Gegensatz zur Berechnung mit dem 475 m-Modell werden, insbesondere in Flachwasserbereichen, kleinere Wirbelstrukturen und Ausgleichsströmungen wiedergegeben, was auf die bessere horizontale Auflösung zurückzuführen ist. In den flachen Bereichen zeigt die Strömung im allgemeinen in Windrichtung, in den oberflächennahen Bereichen der tieferen Gebiete ist teilweise eine Ekman-Zirkulation, d.h. eine exponentielle Abnahme der Strömungsgeschwindigkeit mit der Tiefe sowie Rechtsdrehen der Strömungszichtung zu erkennen, die jedoch von windstaubedingten Kompensationsströmungen überlagert wird. Die Kompensationsströmungen prägen die Bewegungen unterhalb der oberflächennahen Schicht, in der die genannte Ekman'sche Driftströmung vorherrscht.

Testfall 2: Nordwestwind, barokline Situation mit Abfluß

Zur Betrachtung längerfristiger Transportvorgänge im Bodensee-Obersee wurde eine Modellsimulation mit dem CM-I-200 Modell mit einem Zeitschritt von einer Stunde über fünf Tage durchgeführt. Diese Zeitschrittverlängerung beeinträchtigt nicht die numerische Stabilität der Lösungen, was im Berechnungsverfahren besonders berücksichtigt wurde. Dabei werden die externen Seiches, deren Periodenspektrum im Bereich unter einer Stunde liegt, vom Modell nicht aufgelöst. Diese hochfrequenten Fluktuationen besitzen für diese Fragestellung auch keine große Bedeutung.

Als Antriebskraft ist ein horizontal gleichförmiger Nordwestwind gewählt worden, der wie im Testfall 1 linear innerhalb von 10 Stunden auf 15 m/s ansteigt. Danach blieb er für die restlichen 110 Stunden der Modellsimulation konstant.

Um die Auswirkungen des Alpenrheinabflusses auf das Fernfeld des Obersees zu betrachten, wurde eine vertikale Temperaturverteilung als Anfangsbedingung vorgegeben, die in etwa einer mittleren Frühsommerlage entspricht:

Temperatur
12,0 °C
8,0 °C
6,0 °C

Wegen des hohen Rechenaufwandes ist eine vertikale Auflösung von 10m gewählt worden, im Gegensatz zu den Rechnungen mit dem TM-I-475 Modell, wo 5m-Abstände verwendet wurden. Es zeigte sich in diesem Fall, daß diese relativ grobe Aufteilung der Wassersäule der Fragestellung nach einer Übersichtsorientierung und einem physikalisch plausiblen Verhalten der Lösungen noch gerecht wird.

Der Zufluß des Alpenrheins wurde mit $225 \text{ m}^3/\text{s}$ und einer Wassertemperatur von 8,0° C angenommen. Mit Hilfe der zusätzlichen Transportberechnung für zufließendes Alpenrheinwasser ist das Einmischen und die Ausbreitung im See verfolgt worden, wobei der Effekt des Schwebstoffgehalts auf die Dichte der von Zuflußwasser betroffenen Wasserkörper im Obersee zunächst noch außer Betracht blieb.

Mit dieser Simulation sollte exemplarisch die Verwendbarkeit des Zirkulationsmodells für Fragen zur Alpenrheinvorstreckung und dessen Einfluß auf das Fernfeld des Bodensee-Obersees gezeigt werden. Dies betraf insbesondere:

- Ermittlung der durch den Rheinzufluß und -abfluß erzeugten Seezirkulation infolge der zugehörigen Seespiegelauslenkungen gegen die Ruhelage sowie baroklin über Veränderungen im Temperaturfeld;
- Ermittlung des kurzzeitigen Ausbreitungs-, Transport- und Vermischungsverhaltens im weiteren Mündungsbereich,
- Ermittlung des Einflusses von signifikanten Windeinwirkungen auf das Transportgeschehen.

Das betrachtete Windfeld führt im Obersee zu einem Auftrieb kälteren Wassers am Nordufer und einem Absinken des Oberflächenwassers am südlichen Seeufer, was aus Abbildung 3b und c genauer zu ersehen ist. Diese Änderung des Dichteaufbaus ist auch im Wasserstandsfeld (wenn auch gering) zu erkennen (s. Abb. 3a). Die berechneten Strömungen sind in Abbildung 4 und 5 nur ausschnittsweise für den östlichen Seeteil und die Friedrichshafener Bucht als Beispiel wiedergegeben.

In den Abbildungen zur Strömung in der Bregenzer Bucht (Abb. 4) sind nur kleinere Änderungen im Vergleich zum barotropen Fall 1 festzustellen, insbesondere im äußersten



Abbildung 3: Testfall des Basismodells für frühsommerliche Schichtung, räumlich konstanten Nordwestwind und mittleren Alpenrheinabfluß von $225 \text{ m}^3/\text{s}$ zum Zeitpunkt 2,5 Tage nach Simulationsbeginn: a) Wasserstandsverteilung, b) Temperaturverteilung an der Oberfläche und c) in der Schicht in 10 - 20 m Tiefe (weitere Angaben im Text).



Abbildung 4: Strömungsverteilung im Testfall 2 des Basismodells wie in Abb. 3 im Seegebiet östlich der Höhe Rheinspitz für die Tiefenschichten: a) Oberfläche bis 10 m, ' b) 10 bis 20 m und c) 20 bis 30 m.



Abbildung 5: Strömungsverteilung im Testfall 2 des Basismodells wie in Abb. 3, im Seegebiet der Friedrichshafener Bucht für die Tiefenschichten: a) Oberfläche bis 10 m, b) 10 bis 20 m, und c) 20 bis 30 m.

östlichen Bereich vor Bregenz. Der idealisierte Alpenrheinzufluß im Basismodell zeigt wenig Wirkung im Bewegungsfeld, das kältere und damit schwerere Alpenrheinwasser sinkt direkt vor der Mündung ab und ist kaum in der Temperaturverteilung zu erkennen (Abb. 3). In der Abbildung 5 für die Friedrichshafener Bucht ist beispielhaft zu erkennen, wie die in den flacheren randlichen Bereichen bis zum Boden durchgehend in Windrichtung laufende Strömung mit zunehmender Tiefe auf die Gegenrichtung eindreht, die für die windstaubedingte Kompensationsströmung kennzeichnend ist. Bei feinerer Auflösung des Vertikalprofils sind Effekte des Alpenrheinzuflusses auf die Zirkulation im Bodensee-Obersee wesentlich besser simulierbar, sofern aus einem Nahfeldmodell entsprechende Randwertinformationen (Wasserstand und Schichtung) für das Fernfeldmodell ermittelt werden können, was bei der Modellkopplung in Abschnitt 5 und desweiteren in besonderen Fallstudien durchgeführt wurde.

3.2 Ausschnittmodell Bregenzerbucht mit 50 m Diskretisierung

Zur Anpassung des höherauflösenden Modells (AM-I-50) an das Gebiet um die Bregenzer Bucht wurden die verfügbaren bathymetrischen Daten auf ein 50m-Gitter interpoliert. Es fand eine Implementierung des Strömungs- und Transportmodells für dieses Gebiet statt (s. Abb. 1), und es erfolgte eine modelltechnische Erweiterung der Transportberechnungen für suspendiertes Material, das aus Feststoffen mit einem charakteristischen Anteil an Schwebstoffen besteht und im folgenden hinsichtlich der hier berücksichtigten Zusammensetzung und des Sinkverhaltens genauer behandelt wird. Zur Plausibilitätsund Funktionskontrolle sind zwei Modellrechnungen mit dem prognostischen, dreidimensionalen, baroklinen Modell des Ausschnittmodells Bregenzerbucht durchgeführt worden. Das Bregenzerbucht-Modell soll die grundlegenden Informationen zur Hydro- und Thermodynamik des östlichen Bodensees und zum Einfluß des Alpenrheins und der im Mündungsbereich induzierten lokalen Effekte auf die Zirkulation und den Transport in diesem mittleren Entfernungsbereich um die Mündung liefern, wobei die Einmündung der Bregenzerach miterfaßt wird. Weiterhin soll dieses Modell Randwerte und Anfangsbedingungen für höher auflösende Teilmodelle sowie die Eingangsdaten für die angekoppelten Transportmodelle liefern.

Hierzu wurden folgende Arbeiten durchgeführt:

- Aufbereitung topographischer Daten sowie der für die Modellerstellung notwendigen hydrographischen Daten für das Gebiet der Bregenzer Bucht;
- Anpassung des Teilmodells Bregenzerbucht;
- Anpassung von Modellen zum Transport und zur Ausbreitung von suspendiertem Material;
- Durchführung von zwei Testrechnungen mit dem Teilmodell Bregenzerbucht und Auswertung der Ergebnisse.

-33

3.2.1 Anpassung des Bregenzerbucht-Modells

Auf das Gebiet des östlichen Bodensees wurde das bereits für den gesamten Bodensee verwendete Modellsystem übertragen, um einen kompatiblen Modellansatz zu gewährleisten. Wesentliche Grundlage für die Verfeinerung des Rechengitters war dabei die letzte Seegrundaufnahme aus dem Jahre 1989, die im Auftrag der Internationalen Rheinregulierung, Lustenau, durchgeführt worden war. Der westliche Rand des Modellgebietes wurde auf der Höhe Kressbronn gewählt. Neben dem Alpenrhein sind die Dornbirnerach, die Bregenzerach sowie die Leiblach als Zuflüsse berücksichtigt worden (s. Abb. 6).

Das erstellte dreidimensionale Modell besitzt 47.500 Oberflächenpunkte mit insgesamt etwa 170.000 Modellpunkten bei einer Vertikalauflösung von 5 Schichten. Die Matrix umfaßt horizontal 16, 7×13 , 4 Kilometer. An den genannten Gitterpunkten werden zu jedem Zeitschritt dieselben Parameter wie für das Basismodell berechnet.

3.2.2 Transportmodul für suspendiertes Material des Alpenrheins

Aufbauend auf bereits bestehenden Algorithmen für die Euler'sche Transportberechnung (s. Anhang A) von Wasserinhaltsstoffen oder anderen Größen der Wasserbeschaffenheit wurden Anpassungen vorgenommen, welche eine erste Approximation des mit den Zuflüssen in den See transportierten suspendierten Materials ermöglichen. Hiermit ist die Möglichkeit einer guten Erfassung barokliner Prozesse in der Nähe der Alpenrheinmündung unter dem Einfluß der zugeführten Sink- und Schwebstoffe eröffnet worden. In der Mündung kann der Feststoffgehalt des Flußwassers bei hohen Abflüssen bis zu 6 kg/m³ betragen und somit stark ausgeprägte dichtebedingte Strömungen verursachen. Gekoppelt wurde die Berechnung des Transports suspendierten Materials mit jener der Wassertemperatur mit dem erprobten FCT-Algorithmus (s. Anhang C). Zur Berechnung der Wasserdichte fand eine Modifikation der Zustandsgleichungen dahingehend statt, daß sowohl Wassertemperatur als auch Feinsediment enthalten sind und in die Berechnung eingehen. Für die nachstehend dargestellten Testrechnungen ist die Transportberechnung für Schwebstoffe durchgeführt worden, wobei als Bedingung für das Absinken des groben suspendierten Materials als erste Näherung das Unterschreiten einer kritischen Strömungsgeschwindigkeit (hier 0,20 m/s) angenommen wurde und der restliche Schwebstoff eine Konzentration von 50 mg/l im reinen Flußwasser aufwies und kurzfristig nicht absank. Im Prinzip wäre eine weitere Aufspaltung der Schwebstoff-Fraktionen in den Modellrechnungen möglich und auch ein modifizierter Ansatz der "in Schwebe" befindlichen Stoffe. Der gewählte Ansatz basiert auf den Erfahrungen von Jansen (1992), die Messungen der "Alpenrheinfahne" bei unterschiedlichen Abflüssen beinhalten.

3.2.3 Testrechnungen mit dem Bregenzerbucht-Modell

Die generelle Eignung des Modells für die Fragestellungen nach dem Einfluß der baulichen Änderungen der Mündung auf den See sollte ebenfalls in zwei Testrechnungen nachgewiesen werden.

Hierfür wurden die Anfangs- und Randbedingungen wie folgt gewählt:



Abbildung 6: Bathymetrie im Ausschnittsgebiet des Bregenzerbucht-Modells (s. Abb. 1) nach der Seegrundaufnahme der IRR von 1989.

- Der Zufluß des Alpenrheins wurde zeitlich konstant auf 225 m³/s für die erste bzw. 1.250 m³/s für die zweite Testrechnung gesetzt, wobei entsprechend der Gehalt an suspendiertem Material mit 0,5 kg/m³ für Fall 1 und 5,5 kg/m³ für Fall 2 zugrunde gelegt wurde.
- Das Windfeld wurde nur zeitlich variabel, aber örtlich homogen angenommen.
- Die Temperaturfelder sind vertikal geschichtet, aber horizontal homogen als Anfangsbedingungen vorgegeben worden.

Testfall 1: Nordwestwind, barotrope Situation mit Abfluß

Um die Reaktion des Wasserstands- und Geschwindigkeitsfeldes auf einen zeitlich veränderlichen Windeinfluß zu betrachten, wurde eine Modellrechnung ohne Temperaturschichtung mit mittlerem Abfluß durchgeführt. Ein horizontal homogener Nordwestwind stieg von Simulationsbeginn innerhalb von 10 Stunden von Null auf 15 m/s linear an. Für 40 Stunden ist der Wind anschließend als konstant angenommen worden; um danach abrupt auf Null zurückzugehen. Der suspendierte Feststoff des Alpenrheins fand mit 0,5 kg/m^3 Berücksichtigung.

Im Gegensatz zur vergleichbaren Rechnung des Gesamtmodells wurde der Zeitschritt von 60 Sekunden auf 3600 Sekunden erhöht, da nur die längerperiodische Dynamik betrachtet werden sollte und nicht kurzzeitige Wasserstandsschwankungen der Eigenschwingungen des Sees. Hierbei wurde die numerische Stabilität der Lösungen eingehalten durch das numerische Lösungsverhalten des Modellverfahrens (s. *Duwe und Hewer, 1982*).

Die horizontale Geschwindigkeitsverteilung stellte sich nach 24 Stunden als quasistationär ein. Hierbei zeigten sich die stärksten Geschwindigkeitsbeträge, wie zu erwarten, an der Oberfläche, wo Werte von über 0,50 m/s erreicht wurden.

Im Unterschied zur Berechnung mit dem Basismodell werden nun, bedingt durch die höhere horizontale Auflösung, insbesondere in Flachwasserbereichen auch kleinere Wirbelstrukturen wiedergegeben. In den flachen Bereichen verläuft die Strömung im allgemeinen in Windrichtung, in den oberflächennahen Bereichen der tieferen Gebiete ist teilweise eine Ekmansche Driftströmung zu erkennen, die mit zunehmender Tiefe in die Kompensationsbewegung infolge des Windstaus übergeht und stark von Rezirkulationsprozessen überlagert wird. Die Wasserstandsänderungen bewegen sich windbedingt im Millimeterbereich, in den Mündungen der Zuflüsse werden dagegen Erhöhungen von einigen Dezimetern erreicht.

Testfall 2: Starker Abfluß, barokline Situation ohne Wind

Eine erste Einschätzung der baroklinen Effekte durch die von den Zuflüssen veränderten Temperatur- und Materialtransporte sollte ein Rechenlauf mit einem starken Abfluß des Alpenrheins $(1.250 \text{ m}^3/\text{s})$ erbringen. Dabei wurde die Wassertemperatur des Flusses mit 8,0 °C und dessen Gehalt an suspendierten Feststoffen mit 5,5 kg/m³ angenommen. Außerdem ist im Bodensee eine vertikale Temperaturschichtung vorgegeben worden, die eine mittlere Frühsommerlage darstellen sollte:
Wasserschicht	Temperatur
Oberfläche – 10 m:	12,0 °C
$10 - 20 \mathrm{m}$:	8,0 °C
\geq 20 m:	6,0 °C

Da nur eine Kontrollinformation über das physikalisch plausible Lösungsverhalten und die Größenordnung der Verteilungsschwankungen angestrebt war, wurde aufgrund des hohen Rechenaufwandes nur eine Simulation von 10 Stunden nach Beginn des starken Zuflusses durchgeführt. Die Ergebnisse zeigen hier jedoch bereits klar das Einmischen und die Ausbreitung von Rheinwasser im Mündungsbereich. Durch die unterschiedliche Schwebstofffracht und Mündungskonfiguration bedingt, zeigen sich bei der Dornbirnerach und der Bregenzerach deutlich unterschiedliche Einschichtungsmuster; wegen der höheren Dichte des einfließenden Wassers ist ein starker Absinkvorgang in Mündungsnähe festzustellen. Bei der Wahl einer feineren vertikalen Auflösung der oberflächennahen Schichten können die Einstromvorgänge erheblich besser als im Basismodell nachgebildet werden. Daraus resultieren weitergehende Aussagemöglichkeiten, insbesondere auch für den Bereich des vom Bregenzerbucht-Modell erfaßten deutschen Bodenseeufers. Im Abschnitt 5, das die Kopplungsuntersuchungen zwischen Basis- und Bregenzerbucht-Modell zum Inhalt hat, werden Ergebnisse von Testrechnungen graphisch wiedergegeben, woraus weiterreichende Einblicksmöglichkeiten hervorgehen.

3.3 Ausschnittsmodell Alpenrhein mit 25 m Diskretisierung

Die Anpassung des noch höher auflösenden Ausschnittsmodells, nachfolgend mit Alpenrheinmodell und der Abkürzung AM-I-25 bezeichnet, für den Nahbereich der Alpenrheinmündung (s. Abb. 2) mit einer horizontalen Diskretisierung von 25 m sollte die Möglichkeit eröffnen, kleinskalige Strömungs- und Transportprozesse im Einstrombereich des Alpenrheins zu untersuchen. Nach den bisherigen Erfahrungen beim Bau der Alpenrheinvorstreckung und den physikalisch auch zu erwartenden Steuerungswirkungen durch die Konfiguration der Mündung ist die stark verfeinerte Nachbildung der dort ablaufenden Bewegungen wesentlich dafür, die dynamischen Auswirkungen auf die Fernausbreitung des Zuflußwassers möglichst gut zu bestimmen. Auf dieser Grundlage können dann entsprechend gut untermauerte Abschätzungen der Einflüsse auf den gesamten Obersee erhalten werden. Im Hinblick auf die see-eigene Variabilität führten die Berechnungen jedoch nur so weit, wie es die Angaben der Rand- und Anfangsbedingungen aus der Kenntnis der realen Situation, also insbesondere auch der gegebenen Antriebskräfte über dem See, ermöglichten. Auf diese Bedingungen der Modellanwendungen und ihrer Aussagewerte, die mindestens Risikoabschätzungen erlauben, wird in den Abschnitten 3.3.1, 4.4 und 6.2.1 noch einmal differenzierend eingegangen.

Mit dem kleinskaligen Modell des Nahbereichs wurden ebenfalls Testrechnungen für zwei unterschiedliche Abflußszenarien des Alpenrheins durchgeführt.

Die hierzu vorgenommenen Arbeiten gliederten sich wie folgt:

• Aufnahme der Bathymetrie im 25 m-Raster für die Alpenrheinmündung sowie Erstellung des entsprechenden Teilmodells.

• Durchführung von zwei Testrechnungen für barokline (also auch durch unterschiedliche Wasserdichte verursachte) Bewegungen.

3.3.1 Aufnahme der Bathymetrie und Modellanpassung für den Bereich der Alpenrheinmündung

Aus den bereits für die Erstellung des Bregenzerbucht-Modells benutzten Tiefenkarten wurde die Tiefenverteilung in der Umgebung der Alpenrheinmündung im Raster von 25 m aufgenommen. Es wurden zwei verschiedene Tiefenverteilungen für das gesamte Ausschnittsgebiet zugrundegelegt, um die über den betrachteten Zeitraum seit der Anfangsphase der Mündungsvorstreckung (etwa 1970) entstandenen Veränderungen gebietsweise zu erfassen. Die für die Anfangslage der Mündungsverlängerung verwendete Tiefenkonfiguration ist in Abbildung 7 dargestellt und beruht auf der Seegrundaufnahme der Internationalen Rheinregulierung (IRR) aus dem Jahre 1969. Für die Fallstudien der späteren Zwischenausbauphasen und der vorgesehenen Endlage der Mündung wurde die Tiefenverteilung nach der Seegrundaufnahme der IRR von 1989 zugrundegelegt. Sie ist in Abbildung 8 wiedergegeben.

Die jeweiligen Varianten der Mündungslagen und der zugehörigen Tiefenkonfigurationen des Umfeldes für die verschiedenen Ausbauphasen, die in den nachfolgenden Fallstudien zugrundegelegt wurden, sind jeweils aus den vorliegenden Vermessungsunterlagen und nach Angaben der Bauleitung der IRR festgelegt worden. Notwendige genauere Hinweise darauf werden bei der Diskussion der einzelnen Ergebnisse weiter unten gegeben. Das numerische Zirkulationsmodell besitzt 22.500 Oberflächenpunkte mit etwa 149.000 nassen Gitterzellen. Die Matrix der Modellpunkte umfaßt horizontal 4, 150 \times 3, 475 Kilometer. Als Vertikalauflösung für die Testrechnungen wurden insgesamt 14 Schichten gewählt; mit der folgenden Festsetzung der Schichtgrenzen:

Wassertiefe		$\operatorname{Schicht}$
Oberfläche-	$1 \mathrm{m}$:	1
1 -	$2\mathrm{m}$:	2
2 -	$5\mathrm{m}$:	3
5 –	9m:	4
. 9-	14 m:	5
14 -	$20\mathrm{m}$:	6
20-	$25\mathrm{m}$:	7
25 -	$30\mathrm{m}$:	8
30-	$35\mathrm{m}$:	9 ·
35 -	40 m:	10
40-	60 m:	11
60 -	80 m:	12
80-1	100 m:	13
\geq 1	100 m:	14

Das Anbindungsverfahren des Alpenrheinmodells an seinen seewärtigen offenen Grenzen, entweder an das Bregenzerbucht-Modell oder das Basismodell, erfolgte analog zu der mathematischen Kopplung, die für die beiden zuletzt genannten Modelle in Abschnitt 5 beschrieben ist. Die Anbindung des Alpenrheinmodells an das Basismodell kommt in den auf die Fernausbreitung ausgelegten Fallstudien am Schluß dieser Untersuchung zur Anwendung.

Eine wichtige Anmerkung für sämtliche Berechnungsfälle, die in dieser Untersuchung mit Berücksichtigung des Einstroms aus Wasserläufen vorgenommen wurden, ist hinsichtlich der Veränderlichkeit ihres Gewässerbettes anzufügen. Im Flußbett werden bis zur Mündungsöffnung hin Anderungen der Sohltiefenverteilung durch hydraulische Wechselwirkungen zwischen den Fließbewegungen und der Gestalt des benetzten Gewässerbettes verursacht. In den Modellrechnungen wurde stets nur die mittlere Sohltiefe an der Mündung berücksichtigt, die nach Angaben der IRR festgelegt und für die jeweilige Simulationsdauer konstant beibehalten wurde. Die behandelten Lösungen sind also relativ in bezug auf diese geometrischen Variationen unbestimmt, soweit diese durch die umgestaltende Flußströmung eintreten. Solche Formschwankungen des Gewässerbettes sind nach den Erfahrungen der Bauleitung der IRR (Bergmeister, 1998) nicht ausreichend erfaßbar, da bei den Wirkungen der Flußdimensionen auch die Entnahmen von Kiesgeschiebeablagerungen im unteren Flußabschnitt nahe der Mündung mit einzubeziehen sind und hierdurch die Verhältnisse komplizierter liegen. Als typische Zeitskala für derartige Sohltiefenveränderungen muß man am Beispiel des Alpenrheins Perioden von einigen Wochen ansehen. Mit solchen morphologischen Effekten ist im Jahresverlauf einige Male zu rechnen.

3.3.2 Testrechnungen mit dem Alpenrheinmodell

Eine Überprüfung der Aussagefähigkeit und Naturähnlichkeit des Alpenrheinmündungs-Modells fand mittels zweier Testrechnungen statt, die ähnlich gewählt wurden wie für die bereits angepaßten und plausibilisierten Modelle.

Für die Temperatur des Alpenrheins ist eine wärmere Situation mit 12,0 °C ausgewählt worden, um den Einfluß einer leichteren und einer schwereren Komponente für die Dichte in einer zufließenden Wassermasse vergleichen zu können. In den bereits mit den gröber auflösenden Modellen betrachteten Fällen war das Rheinwasser lediglich sowohl kälter als auch mit relativ hohem suspendiertem Feststoffgehalt im Vergleich zum Seewasser angenommen worden.

Die Anfangs- und Randbedingungen stellen sich wie folgt dar:

- Der Zufluß des Alpenrheins wurde zeitlich konstant mit 225 m³/s im ersten und mit 1,250 m³/s im zweiten Fall angenommen; hiermit wird exemplarisch die durch mittleren und extremen Zufluß des Alpenrheins induzierte Zirkulation erfaßt.
- Der Gehalt an suspendiertem Material betrug 0,5 kg/m³ für den Fall des mittleren und 5,5 kg/m³ für den des Hochwasserabflusses.
- Die Zuflußtemperatur betrug für den mittleren Abfluß 8,0 °C und für den Hochwasserfall 12,0 °C.
- Das Windfeld wurde im Fall des mittleren Abflusses mit einem Südost-Wind von 2,0 m/s als zeitlich konstant und örtlich homogen vorgegeben; im Hochwasserfall

wurde ein Südwest-Wind mit sonst gleichen Vorgaben zugrundegelegt. Es wird damit in beiden Testrechnungen eine windbedingte Zirkulation im Bodensee erzeugt, welche ausgeprägte dynamische Prozesse aufweist, gegenüber den zuflußinduzierten Prozessen jedoch nicht dominiert.

• Als Anfangsbedingungen für das Temperaturfeld ist für beide Lösungen die gleiche vertikale, horizontal homogene Schichtung vorgegeben worden:

Wasserschicht	Temperatur
Oberfläche – 5 m:	12,0 °C
$5 - 10 \mathrm{m}$:	10,2 °C
$10 - 15 \mathrm{m}$:	9,0 °C
15 - 20 m:	, 8,5 °C
$20 - 25 \mathrm{m}$:	8,0 °C
$25 - 30 \mathrm{m}$:	7,5 °C
$30 - 35 \mathrm{m}$:	7,0 °C
35 - 40 m:	6,5 °C
\geq 40 m:	6,0 °C



Abbildung 7: Bathymetrie des Ausschnittsgebietes für das Alpenrheinmodell zu Beginn der Vorstreckungsmaßnahmen nach der Seegrundaufnahme der IRR von 1969 (s. auch Abb. 2).



Abbildung 8: Bathymetrie des Ausschnittsgebietes für die Berechnungsbeispiele für 1987 und später mit dem Alpenrheinmodell nach der Seegrundaufnahme der IRR von 1989 (s. auch Abb. 2 und 24). Die Ergebnisse der Testrechnungen lassen sich wie folgt zusammenfassen:

Fall 1: Geschichtete Situation bei mittlerem Abfluß und konstantem Südost-Wind von 2 m/s:

Eine Betrachtung der Lösung fand nach 48 Stunden Simulationszeit statt, als zeitlich quasi-stationäre Bedingungen erreicht waren. Deutliche Unterschiede der stationären Seespiegelauslenkungen aus der Ruhelage ergaben sich lediglich im Bereich des kanalisierten Alpenrheins. Auf der im Modellgebiet erfaßten Strecke erreichte dieser Unterschied maximal 0,10 m.

In der Verteilung der Wassertemperatur zeigte sich das Einschichten des Alpenrheinwassers in den dazugehörigen Dichtehorizont des Bodensees, wobei in etwas größerem Abstand von der Alpenrheinmündung der Schwebstoffgehalt durch Sedimentation erheblich vermindert wurde und daher kaum noch dichterelevant war. Nur ein geringer Teil des Oberflächenwassers ist durch eingemischtes Wasser des Alpenrheins abgekühlt worden; die Schwebstoffkonzentrationen in der Flußwasserfahne zum seeseitigen offenen Rand des Alpenrheinmodells hin, also des Nahbereichs bis ca. 2 km Entfernung von der Mündung, stellten sich als sehr gering dar.

Starke Strömungen traten in diesem Fall nur in Richtung des Flußlaufes im kleineren Bereich unmittelbar außerhalb der Mündungsöffnung auf. Vertikalgeschwindigkeiten von bedeutender Größenordnung waren nur dort zu verzeichnen, wo das schwerere Rheinwasser absinkt. Die Ergebnisse dieses für die Mündungslage von 1989 berechneten Testfalles sind nachfolgend in Abschnitt 6 graphisch dargestellt (s. Abb. 27), wo sie als hydrologisches Kontrollbeispiel jenen der sonst gleichen Testrechnung für die vorgesehene Endlage der Mündung (Abb. 28) gegenübergestellt sind. Weitere Einzelheiten können dort entnommen werden.

Fall 2: Geschichtete Situation bei starkem Zufluß und konstantem Südwest-Wind von 2 m/s:

Wie in Fall 1 wurde die Lösung nach 48 Stunden Simulationszeit betrachtet, als quasistationäre Verhältnisse erreicht waren. Das erheblich stärker mit suspendierten Feststoffen angereicherte Rheinwasser führte (sowohl horizontal als auch vertikal) in diesem Untersuchungsfall zu weitaus stärkeren Strömungen an der Alpenrheinmündung. Nachdem ein Großteil der Sinkstoffe im Nahbereich der Mündung sedimentierte, schichtete sich das zufließende Rheinwasser in Oberflächennähe ein, da seine Temperatur gleich der Oberflächentemperatur des Bodensees gesetzt worden war.

Die Seespiegelauslenkungen wiesen im kanalisierten Alpenrhein einen erheblichen Gradienten auf, der sogar an der Mündung zu negativen Wasserstandslagen führte, die auf die wesentlich höhere Dichte des Rheinwassers gegenüber dem Bodenseewasser zurückzuführen sind.

Die Vertikalgeschwindigkeiten unmittelbar vor der Alpenrheinmündung waren beim gewählten hohen Abfluß erheblich größer als beim mittleren Abfluß in der ersten Testrechnung. Der hohe Schwebstoffgehalt konzentrierte sich hier auf den Lauf des Alpenrheins und seine unmittelbare Mündung. Die höhere Temperatur des Alpenrheins wirkte sich auf die Dichteströmungen erst aus, nachdem ein Großteil der Sinkstoffe ausgefallen war. Dies zeigt auch die gegenüber der Umgebung deutlich erhöhte Temperatur in 12,5 m Tiefe am Abhang des Schüttkegels.

Sehr eindrucksvoll war im horizontalen Strömungsfeld in 12,5 m Tiefe ein Wirbel zu erkennen, der durch die Absinkbewegung des schwereren Wassers erzeugt wurde.

Wesentliches Fazit der Berechnungen ist, daß für die Beurteilung von Veränderungen an der Alpenrheinmündung eine vertikale Verfeinerung des Modellgitters des Alpenrhein-Modells noch wesentlich mehr Informationsgewinn verspricht als eine weitere horizontale Verfeinerung. Demgegenüber können allerdings Strukturen wie die Wirbelbildung in der Umgebung des absinkenden Wassers im Falle des kälteren Alpenrheins, der hohe suspendierte Feststoff-Frachten befördert, mit dem 25 m Modell weitaus besser dargestellt werden als mit dem 50 m Modell.

4 Die Verifizierung des Basismodells

Auf der Grundlage des umfangreichen Felddatenmaterials und anderer wichtiger Zusatzinformationen, die seitens des Auftraggebers bereitgestellt wurden, konnte die Validierung des Basismodells des Bodensees in Angriff genommen werden.

Bei dem zur Verfügung gestellten Datenmaterial handelt es sich um die bisher beste synoptische Messung von Temperatur und Strömung im eigentlichen Bodensee-Obersee, dem Bereich zwischen der See-Enge bei der Insel Mainau und der Schwelle südöstlich von Lindau. Es stammt aus einer der beiden Meßkampagnen aus dem Jahre 1972, die das Institut für Meereskunde an der Universität Kiel in Kooperation mit dem Land Baden-Württemberg (dem Limnologischen Institut der Universität Konstanz und der vormaligen Landesstelle für Gewässerkunde in Karlsruhe) sowie dem Zweckverband Bodensee-Wasserversorgung in Stuttgart im Rahmen eines Forschungsprojektes der Deutschen Forschungsgemeinschaft durchführte. Die Meßdaten aus der ersten Kampagne wurden bereits früher (s. *Hollan and Simons, 1978*) für eine viertägige starke Westwindlage durch dreidimensionale Modellrechnungen nachgebildet, die in ihrer Qualität als Meilenstein in der mathematischen Modellierung von winderzeugten baroklinen Strömungsvorgängen im Bodensee anzusehen sind.

Die zur Verifizierung durchgeführten Arbeiten gliederten sich wie folgt:

- 1. Aufbereitung der hydrographischen, meteorologischen und hydrologischen Daten;
- 2. Erstellung der gemessenen Zeitreihen sowie der vorzugebenden Anfangsbedingungen, Rand- und darin insbesondere der Anfachungsbedingungen für das Modell;
- 3. Durchführung der Nachrechnung eines Validierungszeitraumes mit dem Basismodell (CM-I-200);
- 4. Vergleich der Meßergebnisse mit den Modellergebnissen.

4.1 Die Meßkampagne als Grundlage der Modellverifizierung

Im Herbst 1972 wurden in zwei Meßperioden im Bodensee Temperatur- und Strömungsmessungen mit bis zu 63 selbsttätig registrierenden verankerten Meßgeräten durchgeführt. Das Meßprogramm fand eine Ergänzung durch temporäre Wind- und Wasserstandsmessungen am deutschen Ufer des Sees. Dieses zeitlich gesehen exakt synoptische und hochauflösende Beobachtungsmaterial sollte als Grundlage zur Untersuchung des Strömungsfeldes im Bodensee dienen.

Es wurde mit bis zu 57 Strömungsmessern, sechs Thermistorketten und zusätzlich zwei Windmeßflößen gearbeitet. Die Masse der auf neun Verankerungssysteme verteilten Meßinstrumente wurde in der ersten Meßkampagne nur im westlichen Teil des Obersees ausgelegt. Lediglich eine Thermistorketteneinheit ist auf die Schwelle südöstlich von Lindau am Ostende des Obersees plaziert worden. In einer zweiten Kampagne zielte die Verlegung dieser Verankerungssysteme darauf hinaus, daß mit der größeren Anzahl von ihnen im mittleren und östlichen Seeteil Messungen durchgeführt werden konnten. Näheres zu den Einzelheiten der Meßkampagne ist *Hollan (1973 und 1974)* zu entnehmen. Die Positionen der Verankerungssysteme (Meßlotrechten) dieser Meßkampagne sowie der temporären Windmessungen im Bereich des Seeufers sind in der Stationslagekarte in Abbildung 9 dargestellt.

Für die Verifizierung des Bodensee-Modells stellte das ISF die Meßdaten der zweiten Kampagne zur Verfügung, da diese teilweise auch aus Gebieten weiter östlich stammten, in denen möglicherweise meßbare Auswirkungen der Alpenrheinströmung entstanden waren.

Zur Festlegung derjenigen Randbedingungen, denen das Strömungsfeld im Obersee durch Zu- und Abflüsse unterliegt, sind nach Beendigung der Meßprogramme die Abflußdaten sämtlicher in den Obersee mündender größerer Flüsse und des Seerheins bei Konstanz für den Meßzeitraum bei den zuständigen Behörden der Anrainerstaaten angefordert worden.

4.2 Datenaufbereitung und Modellanpassung

Nach Eingang des Datenmaterials auf Magnetbändern sowie den Angaben von Meßintervallen, Anfangs- und Endzeiten wurden die Meßdaten auf das für die HYDROMOD-Software benötigte Format umgeschrieben, graphisch dargestellt und bezüglich der Aufgabenstellung analysiert.

Aus der Analyse der Winddaten und aus der Beschreibung der Meßkampagnen (Hollan, 1973) ging hervor, daß im Zeitraum vom 11.11. bis zum 25.11.1972 mehrfach starke Westwindlagen mit ca. 9 m/s auf den See einwirkten. Da windinduzierte signifikante Schwankungen in den Temperatur- und Strömungsmessungen in dieser Zeitspanne festzustellen und die Verankerungssysteme auf den zentralen Bereich des Hauptbeckens konzentriert ausgelegt waren, wurde dieser Zeitabschnitt zur Verifikation des Modells ausgewählt. Von besonderer physikalischer Bedeutung für die Überprüfung des Modells an dieser Anfachungsserie war auch die Vorgeschichte des Bewegungszustandes im See: von Ende Oktober bis zum 11. November 1972 herrschte über dem Bodensee ruhige Witterung, die nur schwache Strömungsschwankungen mit 24-stündiger Periode - allerdings beobachtbar bis in 180 m Tiefe an einer Station in Seemitte - verursachte (Hollan, 1974). Die vom 31.10.1972 an laufenden Messungen der zweiten Kampagne wiesen daher ausklingende horizontale Zirkulation auf, so daß die Bedingungen am 11.11.1972 von der Natur aus für eine Anfachung aus dem Zustand der Ruhe mit guter Näherung gegeben waren.

Der Beginn des für die Verifizierung gewählten Zeitraums wurde aus diesen Gründen auf den 11.11.1972, 0:00 Uhr, festgelegt; das Ende der Berechnungen ist auf den 16.11.1972, 24:00 Uhr, gesetzt worden.

Bei der Modellanpassung konnten nach den obigen Ausführungen folgende Annahmen für die Anfangsverteilung zugrundegelegt werden:

- 1. Die Strömungen wurden zu Beginn der Rechnung im gesamten Modellgebiet auf Null gesetzt,
- 2. der Wasserstand wurde für den Obersee konstant mit dem Wert vom Pegel Konstanz vorgegeben,
- 3. die Temperaturverteilung ist aus den zu diesem Zeitpunkt gegebenen Werten der vorhandenen neun Meßprofile interpoliert worden. Dies war nur möglich, da zu diesem Zeitpunkt kaum horizontale Gradienten zwischen den Temperaturprofilen an den einzelnen Meßstationen im Freiwasserbereich bestanden. Trotz der ruhigen Vorlaufsituation ist nicht auszuschließen, daß lokal in Ufernähe doch merklich andere Wassertemperaturen vorhanden gewesen sein könnten.

Somit wurde das nachfolgend aufgeführte Temperaturprofil im Modell als Anfangsbedingung verwendet:

Modellschicht	Wassertiefe	Temperatur
	[m]	[°C]
1	0.25	9.27
2	0.75	9.27
3	1.5	9.27
4	2,5	9,27
5	3,5	9,27
6	4,5	9,26
7	5,5	9,22
8	7,0	9,22
9	. 9,0	9,22
10	11,0	9,22
11	13,0	9,22
12	15,0	9,22
13	18,0	9,22
14	22,5	9,02
15	27,5	8,66
16	32,5	7,54
17	37,5	6,83
18	42,5	6,25
19	47,5	6,00
· 10 ·	52,5	5,68
21	57,5	5,50
22	65,0	5,04
23	75,0	4,89
24	85,0	4,74
25	95,0	$4,\!59$
26	110,0	$4,\!50$
27	130,0	$4,\!30$
28	150,0	4,30
29	170,0	4,20
30	190,0	4,20
31	210,0	$4,\!20$

Es ist allerdings festzuhalten, daß durch die Genauigkeit der damaligen Temperaturmessungen (ca. 1/10 Grad) sowie die punktförmige Tiefenlage der einzelnen Sensoren einem Modellvergleich mit Rechenergebnissen für einzelne Tiefenabschnitte naturgemäß Grenzen gesetzt werden.

Der zugrundeliegende Datensatz bildet die bisher detaillierteste, vier Wochen dauernde synoptische Aufnahme des eigentlichen Bodensee-Obersees. Dennoch ist zu beachten, daß die oben genannten Annahmen bereits einige Unwägbarkeiten für den späteren Versuch des Vergleiches zwischen Meßwerten und Modellergebnissen implizieren (s. hierzu Abschnitt 4.4).

Als Randbedingungen gingen von den vorhandenen Zeitreihen für den Wind diejenigen von Unteruhldingen, Hagnau, Langenargen und Lindau in die Berechnungen ein.



Abbildung 9: Karte der Meßpositionen für die neun Verankerungssysteme S0 bis S8 aus selbsttätig registrierenden Thermistorketten und Strömungsmessern des Instituts für Meereskunde an der Universität Kiel während der 2. Meßkampagne im Herbst 1972 vom 30.10. bis 30.11.1972 sowie für die gleichzeitig betriebenen Windmeßanlagen am deutschen Seeufer. Ferner wurden als hydrologische Randbedingungen die Temperatur des Alpenrheins, die mittleren täglichen Abflüsse von Alpenrhein, Bregenzerach, Dornbirnerach, Altem Rhein, Argen und Schussen sowie der Abfluß des Seerheins bei Konstanz vorgegeben. Zusätzlich wurden für die Abflüsse für z.B. Leiblach, Goldach und Steinach eine direkte Abhängigkeit vom Alpenrheinabfluß im Verhältnis der Einzugsgebiete angenommen. Der Schwebstoffgehalt des Alpenrheins fand keine Berücksichtigung.

4.3 Vergleich der Modellergebnisse mit den Messungen

Mit den anhand vorangehender Ausführungen definierten Anfangs- und Randbedingungen wurden Modellergebnisse mit dem Basismodell für den Zeitraum vom 11. 11. bis 16. 11. 1972 berechnet und in Form von Feldern und Zeitreihen abgespeichert. Im Hinblick auf die zu vergleichenden gemessenen und berechneten Zeitreihen von Strömungen und Temperaturen ist zu beachten, daß es sich im Gegensatz zu den im Raumpunkt aufgenommenen Beobachtungen hinsichtlich der nachgebildeten Variablen um Schichtmittelwerte, d.h. um transport- und wärmemengenbezogene Größen handelt. Die Beobachtungsdaten sind auf Stundenmittel reduziert worden, um mit den entsprechenden Rechendaten im Zeitverlauf direkt vergleichbar zu sein. Von den herangezogenen Windmeßreihen wurde diejenige von Langenargen als repräsentatives, allerdings für die gesamte Breite des Obersees als zu hoch in den Beträgen der Starkwindereignisse ausgelegtes Antriebsfeld angenommen. Um einen Eindruck über die Änderung der Windstärke mit der Streichlänge über dem See zu vermitteln, ist in Abbildung 10 die Meßreihe der Station Konstanz-Staad, die hinsichtlich westlicher Winde am windabgewandten Ufer liegt, derjenigen von Langenargen gegenübergestellt, die sich entsprechend am windzugewandten Ufer in exponierter Lage befindet. Aus dem Verlauf der Windintensitäten ist deutlich die Abschwächung zu ersehen, die mit Annäherung an das windabgewandte Ufer eintritt.

Von wenigen lokalen Beispielen abgesehen, zeigte sich eine relativ gute Übereinstimmung zwischen Simulation und Messung bei den zeitlichen Strukturen des Temperatur- und Strömungsfeldes. Dies konnte sowohl bei der Veränderung der Temperaturen, die für die simulierten Zeitskalen zumeist durch lokale Schwankungen der Vertikalgeschwindigkeit verursacht wird, als auch beim Einsetzen stärkerer Strömungen festgestellt werden, was beides bezogen auf den Beginn und weiteren Verlauf der entsprechenden lokalen Windeinwirkungen erfolgte.

Unterschiede zwischen Messung und Rechnung ergaben sich vor allem bei

- dem Betrag der Strömungen im offenen See; bei den Modellergebnissen ist dieser allgemein kleiner als bei den Meßdaten,
- der Intensität der Temperaturänderungen, welche ebenfalls in den Messungen ausgeprägter sind als in den Modellrechnungen.

Diese Unterschiede werden im folgenden Abschnitt kurz diskutiert. Wie auch in früheren Modellarbeiten zum Bodensee (siehe hierzu auch *Hollan and Simons (1978)*) zeigte sich hier ebenfalls die große Bedeutung des vertikalen Impulsaustausches sowohl für das Phasen- als auch für das Amplitudenverhalten der gesuchten Lösungen.



Abbildung 10: Vergleich der gleichzeitigen Windmessungen an den Stationen Langenargen und Konstanz-Staad für die Zeitspanne vom 11.11. bis 16.11.1972.

Die gewählte Zeitspanne kann man allgemein als eine der intensiveren meteorologischen Störungen über dem See und seiner Umgebung betrachten. Die Anfachungen waren durch starke Westwinde und einen relativ schnell ansteigenden Wasserstand infolge hoher Niederschläge insbesondere im Einzugsgebiet der Bregenzerach und der nordöstlichen Zuflüsse des Obersees bei noch vorhandener Temperaturschichtung im See charakterisiert.

4.4 Bewertung der Ergebnisse

Im Hinblick auf die großräumigen Reaktionen des zentralen Obersees gibt die véreinfachende dreidimensionale Nachbildung durch das Basismodell, die durch die noch zu sehr idealisierten Anfangs- und Randbedingungen und die empirisch zu generalisierend vorgegebenen inneren Impulsaustauschvorgänge charakterisiert ist, dennoch das reale Verhalten des Sees verhältnismäßig gut wieder. Es lassen sich noch einige Verbesserungen - insbesondere bei den Ansätzen zur Turbulenz und der damit einhergehenden Vertikalvermischung - im Modellsystem erzielen.

Die Erfahrungen aus der Validierung ergaben jedoch auch, daß selbst in dem vorhandenen umfangreichen synoptischen Datensatz große Unsicherheitsmargen liegen, da das mit so hohem Meßaufwand betriebene exakt synoptische, dennoch horizontal weitständige Beobachtungsverfahren die räumlichen Skalen der dynamischen Prozesse im Bodensee nicht genügend auflösen kann. Dieser Umstand ist eine Konzession, die gegenüber der Ausrichtung der Messungen auf die zeitlich kontinuierliche Erfassung der see-internen Reaktion mit selbsttätig registrierenden Instrumenten an festen Meßpositionen einzugehen war.

Aus den Unterschieden bzw. Übereinstimmungen zwischen den berechneten Werten und den Meßzeitreihen lassen sich vor allem folgende Schlußfolgerungen ziehen:

- 1. Die gemessenen Abflußwerte an den drei Hauptzuflüssen Alpenrhein, Bregenzerach und Altem Rhein allein waren zumindest für den betrachteten Zeitraum zu gering, um den Seewasserstand bei Konstanz im vom dortigen Pegel gemessenen Umfang zu erhöhen. Hierzu mußten auch die im Untersuchungszeitraum erheblichen Zuflüsse am deutschen Seeufer mitberücksichtigt werden. Mit dieser Zusatz-Information ist die Beschreibung und Nachhersage des Wasserstandsverlaufes vom Modell für den gewählten Zeitraum als sehr gut zu bezeichnen. Der Vergleich zwischen der simulierten Ganglinie für den Pegel Konstanz und den zugehörigen beobachteten Tagesmittelwerten ist in Abbildung 11 veranschaulicht.
- 2. Der vertikale Impuls- und Massenaustausch im See könnte statt mit den bisherigen Ansätzen (lokale Richardson-Zahl) auch über ein Turbulenzmodell höherer Ordnung berechnet werden. Im Simulationszeitraum dominierte jedoch anscheinend der lokale Impulseintrag. Dies schließt jedoch für allgemeine Berechnungen eine detailliertere Beschreibung des vertikalen Impulsflusses nicht aus.

Die Erfahrungen von *Hollan and Simons (1978)* weisen auf eine entsprechende Anpassung im Falle größerer Seen hin. Zur erfolgreichen Nachbildung der von einem viertägigen Starkwindfeld aus westlicher Richtung in der zweiten Hälfte Oktober



Abbildung 11: Vergleich der mit dem Basismodell nachgebildeten Ganglinie des Hafenpegels Konstanz mit beobachteten Tagesmittelwerten für den Simulationszeitraum vom 11. November 1972, 0 Uhr, bis 16. November 1972, 24 Uhr.(Die kurzperiodischen Schwankungen sind durch winderzeugte Oberflächenseiches verursacht, der Wasserstand ist bezogen auf 391,766 m über NN.)

1972 während der ersten Meßkampagne erzeugten starken Strömungsvorgänge war u.a. für das auf den Obersee angewendete Schubspannungsgesetz des Windantriebs ein um 50% erhöhter Reibungskoeffizient von $C_D = 1, 9 \cdot 10^{-3}$ gegenüber dem für maritime Verhältnisse gültigen Wert anzunehmen.

3. Beobachtete und berechnete Temperaturänderungen an den neun Profilstationen waren meist durch die lokale Vertikalgeschwindigkeit bedingt und weniger durch horizontale Advektion. Im Gegensatz hierzu hat der horizontale Transport in der Nachbildung des länger ununterbrochen anhaltenden Westwindfalles aus der ersten Meßkampagne bei Hollan and Simons (1978) größere Bedeutung. Hinsichtlich der hier für die zweite Meßkampagne vorgenommenen Nachhersage ist jedoch die relativ geringe Anzahl der im zentralen Teil des Obersees zur Verfügung stehenden Temperaturprofile zu berücksichtigen, welche eine tiefergehende Ursachenanalyse der festgestellten Unterschiede zwischen Simulation und Messung erschweren.

In Abbildung 12 und 13 ist der Vergleich zwischen Naturmessungen und Berechnung der Temperaturschwankungen für Station S1 und S7 wiedergegeben. Die generell geringere Stärke und bei fast allen zeitlich kürzeren Anfachungsabschnitten sehr schwache Auswirkung im nachgebildeten Temperaturverlauf hängt nicht nur mit dem o.g. höheren Impulseintrag in den realen See zusammen. Wesentlich für diese augenfälligen Abweichungen ist auch die verschiedene physikalische Bedeutung der verglichenen Temperaturgrößen. So ist die Reaktion im Meßhorizont des Sensors bei in Gang kommender Vertikalverlagerung unmittelbar zu bemerken, wenn auch nur ein schwacher vertikaler Temperaturgradient besteht. In der gleichen Situation ist dies für den an der horizontalen Position schichtweise vertikal repräsentativen Temperaturwert der Rechnung naturgemäß erst der Fall, wenn eine vertikal benachbarte Schicht in das betrachtete Tiefenniveau gelangt oder wenn eine Temperaturveränderung durch horizontalen Transport herangeführt wird. Der Vergleich zwischen Nachhersage und Naturmessung würde sich verbessern, wenn die Schichtenanzahl in der Modellrechnung gesteigert würde, verbunden mit gleichzeitiger Reduktion der Schichtdicken. In dieser Lesart sind die in Abbildung 12 und 13 verglichenen Zeitverläufe zu betrachten.

Die Rechnung unterdrückt auch die oszillierenden Anpassungsbewegungen der angefachten Zirkulation, die in Form von stark gedämpften internen Seiches in der windbedingten Reaktion des geschichteten See-Innern mitenthalten sind. Eine Separation dieser Adaptationsvorgänge von den länger mit der Anfachungsphase aufrechterhaltenen, je nach betrachtetem Seegebiet direkten Auftriebs- oder Absenkungseffekten, d.h. entsprechenden Temperaturab- oder zunahmen vorwiegend in oberen Schichten, ist in Abbildung 64 bei *Hollan (1974)* anschaulich gegenübergestellt worden.

Unter Berücksichtigung dieser Aspekte ist die Simulation der gemessenen Temperaturänderungen durch die vorgenommene Modellrechnung nicht im Detail zu erwarten. Nur herausragende oder stark geänderte Anfachungsvorgänge, wie z.B. am 13.11.1972 nach etwa 7⁰⁰ Uhr und die zeitlich integrierende Wirkung der kurzfristig aufeinanderfolgenden Westwindlagen kommen in der Nachbildung zum Tragen. In

diesem Sinne ist die Verifikationsalanalyse hinsichtlich des Temperaturfeldes erfolgt und in die zusammenfassenden Aussagen eingegangen.

- 4. Die Strömungsgeschwindigkeiten wurden an allen Punkten überwiegend durch die lokale Windwirkung beeinflußt; am Nordufer - also in Nähe der Windmessungen - ergibt sich dabei auch eine gute Übereinstimmung des Betrages, wie es der Vergleich für die Strömungsmeßreihen von Station S8 aus 6,9m und 70,9m Tiefe in Abbildung 14 zeigt. Demgegenüber tritt am Südufer ein zu hoher berechneter Strömungsbetrag auf, welcher bei westlichem Wind wegen des nicht berücksichtigten Abschattungseffektes dort auch zu erwarten ist. Dieses Verhalten ist am Beispiel der Strömungsmeßreihen von Station S7 aus 4,9m und 69,2m Tiefe in Abbildung 16 zu entnehmen.
- 5. In Seemitte zeigt das Modell größenordnungsmäßig gleich hohe Geschwindigkeitsbeträge, was aus Abbildung 15 hervorgeht, in der die Strömungsmeßreihen von Station S2 aus 9,0m und 179,3m Tiefe mit der Modellsimulation verglichen werden. Wegen der fehlenden Windinformationen auf dem See mußte in den Berechnungen mangels anderer Daten eine Übertragung der Meßwerte vom Nordufer auf den offenen See stattfinden. Das Rechenergebnis deutet an, daß diese Extrapolation sinnvoll war. An Station S5, die in Seemitte weiter westlich auf der tiefsten Stelle des Sees liegt, sind in der Messung sogar noch leicht erhöhte Betragswerte gegenüber der Rechnung festzustellen. Zu der Unsicherheit über die reale örtliche Anfachungsstärke und damit der genügenden Überprüfbarkeit durch ausreichende Kenntnis dieser Randbedingungen kommt als Differenzeffekt noch hinzu, daß die berechneten Strömungen die Bedeutung einer lokalen schichtweisen Transportgröße haben. Insofern ist ein entsprechender prinzipieller Definitionsunterschied zu beachten, ähnlich wie es oben für die Temperaturvergleiche dargelegt wurde.
- 6. Die Charakteristik der Strömungsrichtungen wird vom Modell in den Hauptzügen zutreffend wiedergegeben, vor allem wenn die Anfachung stärker ist oder länger anhält. Dieses Verhalten der nachgebildeten Richtungsverläufe tritt in den Beispielen der Abbildungen 14 bis 16 klar in Erscheinung. Das zeitlich exakte Einsetzen der dynamischen Reaktion auf Windfeld-Schwankungen war demgegenüber nicht immer zu erwarten, da eine räumliche Interpolation zwischen den wenigen Meßpunkten für den Wind oder zusätzliche Windmessungen über dem freien See notwendig gewesen wären. Wie auch andere Untersuchungen zur Dynamik überwiegend windgetriebener Gewässer zeigen, spielt das lokale Windfeld und dessen Variation über der Seeoberfläche eine dominierende Rolle. Aus dem vorliegenden Beobachtungsmaterial war diese Information nicht ausreichend zu entnehmen.

Zusammenfassend kann aufgrund der Ergebnisse der Validierungssimulation festgestellt werden, daß das Basismodell bei entsprechender Anpassung auf die erforderlichen Steuerungsbedingungen, die aus Naturdaten und vertieften Kenntnissen über die Entwicklungsprozesse des Impulsaustausches an der Oberfläche des Bodensees zu erschließen sind, die Hauptreaktion auf ein starkes Antriebsereignis zutreffend nachbildet. Damit wurde dessen Verwendbarkeit für kurzfristige Prognosen nachgewiesen.



Abbildung 12: Vergleich von Temperaturmessungen an Station S1 nahe westlich der See-Enge von Mainau (s. Abb. 9) für die Meßtiefen 6.2 m, 20.3 m und 91.5 m mit der Berechnung des dreidimensionalen Basismodells für räumlich konstanten Wind nach der Aufzeichnung an der Station Langenargen in der Zeitspanne 11. bis 16. November 1972. Die Windbetragsregistrierung von der Station Langenargen ist zur Orientierung über die zeitliche Anfachung durch westliche Starkwinde beigegeben.



Abbildung 13: Vergleich von Temperaturmessungen an Station S7 im Bereich der Rorschacher Bucht ca. 2 km querab von Arbon (s. Abb. 9) für 4.8m, 26.0m und 69.1m Meßtiefe mit der Berechnung des Basismodells wie in Abb. 12 für die Zeitspanne 11. bis 16. November 1972. Zur Orientierung über die Anfachung durch westliche Starkwindlagen ist die Windbetragsregistrierung von der Station Langenargen beigegeben.



Abbildung 14: Vergleich von Naturmessungen der Strömung an Station S8 ca. 1 km querab von Nonnenhorn (s. Abb. 9) für 6.9m und 70.9 m Meßtiefe mit der Berechnung des dreidimensionalen Basismodells wie in Abb. 12 für die Zeitspanne 11. bis 16. November 1972. Die zeitliche Anfachung durch die westlichen Starkwindlagen ist aus der Windbetragsregistrierung der Station Langenargen zu entnehmen.



Abbildung 15: Vergleich von Naturmessungen der Strömung an Station S2 in Seemitte Langenargen-Arbon (5.5 km von Langenargen entfernt, s. Abb. 9) für 9.0m, 39.0m und 179.3m Meßtiefe mit der Berechnung des dreidimensionalen Basismodells wie in Abb. 12 für die Zeitspanne 11. bis 16. November 1972. (Sonst wie Abb. 14).



Abbildung 16: Vergleich von Naturmessungen der Strömung an Station S7 im Bereich der Rorschacher Bucht ca. 2 km querab von Arbon für 4.9m, 69.2m und 99.2m Meßtiefe mit der Berechnung des dreidimensionalen Basismodells wie in Abb. 12 für die Zeitspanne 11. bis 16. November 1972. (Sonst wie Abb. 14).

Die Ergebnisse der Verifikation ergaben jedoch auch Hinweise für zukünftige Verbesserungen der Modellformulierungen und -parametrisierungen bei einigen physikalischen Prozessen.

Bei einzelnen festgestellten Diskrepanzen zwischen Simulation und Messung reicht das Datenmaterial vor allem der relativ kurzzeitig andauernden Antriebsfelder über dem See und die gemessene räumliche Auflösung nicht aus, um tiefergehende Ursachenanalysen durchzuführen.

5 Untersuchungen mit dem Bregenzerbucht-Modell und Kopplung mit dem Basismodell

Um den Einfluß der gegen die Dimensionen des Obersees relativ kleinräumigen Baumaßnahmen an der Alpenrheinmündung auf die physikalischen Prozesse untersuchen zu können, die von diesem Ausgangsbereich Veränderungen im gesamten Obersee bewirken können, bedurfte es sinnvoller Kopplungsmechanismen zwischen den Teilmodellen jeweils untereinander und jeweils mit dem Basismodell. Die mathematische Kopplung im Bereich der seewärtigen offenen Berandung zwischen Teilgebietsmodell und Basismodell wurde am Beispiel des Bregenzerbucht-Modells entwickelt und getestet. Nach Implementierung der hierzu erforderlichen mathematischen Verfahren in diese beiden Modelle wurden zur Plausibilitätsprüfung zwei Testrechnungen mit dem gekoppelten Modellsystem für zwei unterschiedliche Abflußszenarien des Alpenrheins durchgeführt. Demnach gliedern sich die nachfolgenden Untersuchungen in konzeptionelle Überlegungen und daraus resultierende mathematische Umsetzungen für das Modellsystem sowie in Überprüfungen durch Testrechnungen.

5.1 Konzeptionelle Arbeiten und Softwareanpassung zur Kopplung zwischen Teilausschnittsmodell und Basismodell

Um die Einmischung des Rheinwassers bis in den Fernbereich von der Mündung und die Auswirkungen der Bewegungs- und Transportvorgänge vor der Alpenrheinmündung auf die dynamischen Verhältnisse des gesamten Bodensee-Obersees zu untersuchen, ist ein gekoppeltes Modellsystem erforderlich.

Für generelle Untersuchungen zur Dynamik und Zirkulation des Bodensees ist die horizontale Auflösung von 200 m des Basismodells ausreichend. Nach den Ergebnissen der Verifizierung können hiermit die groß- und mittelskaligen Prozesse, bezogen auf die Seeabmessungen, mit relativ guter Genauigkeit reproduziert werden, wenn bessere Informationen über die horizontale Abhängigkeit der Antriebskräfte über dem See zur Verfügung stehen und der intensivierte vertikale Impulsaustausch im See, verglichen mit maritimen Verhältnissen, durch geeignete Turbulenzansätze gezielt berücksichtigt wird. Für lokale und kleinskalige Prozesse, wie sie unmittelbar an der Alpenrheinmündung und durch die wasserbaulichen Maßnahmen dort auftreten, ist die o.g. Auflösung zu grob. In besonderem Maße gilt dies für die barokline Dynamik im näheren und mittelweit umgebenden Mündungsbereich, wofür das Bregenzerbucht-Modell mit der höheren horizontalen Auflösung von 50 m angepaßt wurde. Es reproduziert die überwiegend baroklinen zuflußinduzierten Prozesse in diesem Teil des Obersees erheblich genauer. Die Güte dieses Modells sollte in einer besonderen Verifikationsuntersuchung natürlich noch nachgewiesen werden, wofür derzeit nicht in ausreichendem Maße insbesondere in erforderlicher raumzeitlicher Auflösung synoptische Meßdaten zur Verfügung stehen. Mit dem derzeit erreichten Bearbeitungsstand und aufgrund der Plausibilitätsprüfungen läßt sich feststellen, daß die Ausbreitungs- und Einschichtungsprozesse von Rheinwasser plausibel und naturnah simuliert werden.

5.1.1 Überlegungen zur Kopplung

Es ergibt sich die schon in den Vorüberlegungen angesprochene Problematik, daß die großräumigeren Effekte und Einflüsse der Vorstreckung der Alpenrheinmündung nur dann erfaßbar sind, wenn die Informationen aus der überwiegend lokal erfolgenden Einschichtung von Rheinwasser und dessen Ausbreitung im näheren Mündungsbereich sinnvoll an ein den gesamten Obersee umfassendes Zirkulationsmodell übergeben werden können. Umgekehrt beeinflussen die groß- und mittelskalige zuflußinduzierte Zirkulation und andere seenphysikalische Prozesse wie z.B. winderzeugte Zirkulation mit Auftriebsund Absinkvorgängen, interne Seiches, mittlere Schichtung usw. auch die dynamischen Prozesse im Mündungsgebiet des Alpenrheins. Dadurch wird es erforderlich, diese Informationen an das kleinskalige Modell zu übergeben. Dies bedeutet eine zweiseitige Kopplung der Modelle, deren Realisierung in numerisch und physikalisch konsistenter Weise nicht trivial ist.

Generell wäre es für die Fragestellung sinnvoll, keine Modellkopplung vorzunehmen und den gesamten Obersee mit 50 m Auflösung zu berechnen. Dies würde jedoch einen ca. sechzehnfach höheren Aufwand an Speicherplatz und Rechenzeit bedeuten sowie erheblich höheren Auswertungsaufwand. Derzeit ist dieser Umfang der Berechnungen mit einer effizienten Rechnerkonfiguration noch nicht realisierbar. Diese Option sollte jedoch angesichts der rapiden technischen Entwicklung und des günstiger werdenden Kosten-Nutzen-Verhältnisses der Rechner für zukünftige Untersuchungen offenbleiben. Prinzipiell stehen für eine Kopplung folgende Möglichkeiten zur Verfügung:

- 1. Die Anpassung eines Modells des gesamten Bodensees mit lokaler Gitternetzverfeinerung im östlichen Teil. Ein solches Modell hätte ein nicht-äquidistantes Gitternetz und würde Prozesse verschiedener Zeit- und Raumskalen unterschiedlich genau auflösen. Hierdurch könnten Abtastbedingungen der diskretisierten Lösungen für die Approximation der gesuchten Lösungen im Kontinuum bereichsweise nicht mehr eingehalten und Verfälschungen verursacht werden. Diese Defektentwicklung würde durch lokal unterschiedliches Dispersionsverhalten – insbesondere bei nichtlinearen Prozessen, wie sie in der Seenhydrodynamik und Seenthermodynamik wichtig sind – noch verstärkt.
- 2. Prinzipiell gilt dasselbe, wenn hoch- und feinauflösende Modelle getrennt aber simultan gerechnet werden ("nesting"). Simultan in dieser Definition bedeutet die Übergabe von Randwertinformationen vom großskaligen in das kleinskalige Modell

an der gemeinsamen offenen Berandung im See-Innern und umgekehrt während eines gekoppelten Simulationslaufes. Hierbei werden Prozesse ebenfalls unterschiedlich genau aufgelöst, und dieses Verfahren führt in der Regel zu unerwünschten Informationsverlusten, starkem Rauschen im gröber aufgelösten Bereich, was durch die mitwirkenden physikalischen Vorgänge kleinerer räumlicher Skalen, als die Gitterweite beträgt, verursacht wird. Verletzungen der Energie-, Impuls-, und Massenerhaltung sind die Folge. Ferner sind die Stabilitätsbedingungen der mathematischen Lösungsapproximation durch die räumliche Diskretisierung noch gesondert zu sehen und erfordern gegebenenfalls ergänzende Maßnahmen zur Sicherung der mathematischen Lösungskonvergenz. Durch die umrissenen Einschnitte in der mathematischen Wiedergabe kommt es zu erheblichen Problemen bei der numerischen Behandlung der gekoppelten Modellränder bis hin zu Inkonsistenzen und latenten oder offensichtlichen numerischen Instabilitäten. In der Regel werden dann numerische Glättungs- und Filterverfahren verwendet, welche im Prinzip eine Erhöhung der numerischen Diffusion bedingen, die im Rechenergebnis von der physikalischen Diffusion praktisch nicht unterschieden werden kann. Hierdurch werden gerade die kleinen Schwankungen und Differenzen, wie sie z.B. der Alpenrheinzufluß und die Vorstreckung der Mündung auf die Dynamik in fernen Seebereichen haben, herausgefiltert oder in nicht akzeptabler Weise geglättet.

3. Als weitere Möglichkeit besteht noch die getrennte Berechnung der Modelle mit getrennter Randwertübergabe. Für dieses Lösungskonzept bestehen die o.g. methodischen Schwierigkeiten nicht. Es erfordert jedoch, daß die nachzubildenden Bewegungsfelder im Kopplungsbereich die dynamische Haupteigenschaft besitzen, daß sich der barokline Druckgradient horizontal gleichförmig fortsetzt. Diese Bedingung wird in den folgenden Darlegungen von quasi-geostrophischen Bewegungsvorgängen erfüllt, was außerhalb einer Minimalentfernung von der Mündung zutrifft und anschließend kurz skizziert wird.

5.1.2 Das gewählte Kopplungsverfahren

Als für die Untersuchungsproblematik physikalisch am sinnvollsten und seitens der Datenverarbeitung und Numerik am effektivsten ist die vorangehend unter Position 3 beschriebene Kopplung der beiden Modelle anzusehen. Die mathematisch-physikalische Vorgehensweise ergibt sich nach diesem Lösungsverfahren, wie folgt:

- Zunächst wird das Modell des gesamten Sees mit einer der Auflösung angepaßten Approximation des Alpenrheinzuflußes und weiteren Rand- und Anfachungsbedingungen (Wind, Schichtung) gerechnet. Hiermit kann die großräumige Seenzirkulation unter den gewählten Wind- und Schichtungsbedingungen sowie das großräumige Temperatur- und Massenfeld ermittelt werden.
- Am offenen Rand des Ausschnittsmodells wird der mittlere Wasserstand sowie der durch das dortige Massenfeld hervorgerufene, entlang des offenen Randes des Ausschnittsmodells vertikal gemittelte barokline Druckgradient vorgegeben. Die Berechnung des baroklinen Druckgradienten am offenen Rand erfolgt gemäß der

Methode von SARKISYAN mit dem Zusammenhang von lokaler Dichteanomalie und Wasserstandsauslenkung von

$$\zeta = 1/
ho \int (
ho_{
m mittel} -
ho_{
m lokal}) dz.$$

Dieses Verfahren ist generell zur Anfachung diagnostischer Ozeanmodelle und zur Ermittlung der Anfangsbedingungen in prognostischen Ozeanmodellen akzeptiert.

Voraussetzung hierfür ist, daß die Wasserstände und der mittlere barokline Druckgradient im Kopplungsbereich in beiden Modellen identisch oder zumindest nahezu identisch sind. Dies wurde durch die Ergebnisse der beiden Testläufe bestätigt.

- Anschließend wird das Ausschnittsmodell mit derselben Auslegung der Randund Anfachungsbedingungen des Zuflusses, der lokalen Windverteilung und der Temperaturschichtung im See gerechnet. Dies garantiert eine genaue Berechnung der kleinskaligen dynamischen Prozesse im Bereich der Alpenrheinmündung.
- Um die Wirkung der mit dem kleinskaligen Modell auf diese Weise berechneten mündungsnahen Effekte auf die Zirkulation des ganzen Sees zu berechnen, können zusätzlich Randwerte des kleinskaligen Modells in das großskalige Modell übergeben werden. Der Rand des großskaligen Modells wird hierfür so gelegt, daß die Skalen der lokalen Strömungs- und Massenfelder und ihre räumliche Variabilität nahe bei oder über der Auflösung des großskaligen Modells liegen. Wie die Ergebnisse der Testrechnungen zeigen, ist dies je nach Abflußverhältnissen bereits in ca. 1 bis 5 Kilometern Entfernung von der Mündung der Fall. Dies ist insofern von großer Bedeutung, als daß neben dem (barotropen) Einfluß des Zustromes auf den Wasserstand sich auch eine dichtebedingte Schwankung der Seeoberfläche ergibt, weil das zufließende schwerere Wasser sich in tieferen Seehorizonten einschichtet und somit einen horizontalen Dichtegradienten verursacht. Dieser muß quasi-geostrophisch durch eine Oberflächenauslenkung balanciert werden. Dieser Effekt ist umso größer, je stärker der lokale Dichteunterschied des zuströmenden Wassers und dessen Menge im Verhältnis zum umgebenden Seewasser ist und je tiefer das Alpenrheinwasser sich einschichtet. Mit der gewählten Entfernung des Modellrandes des feinskaligen Modells von der Alpenrheinmündung und der gewählten Randbedingung nach Sarkisyan (1977) wurde die Verwendung eines gekoppelten Modellsystems erfolgreich durchführbar.

5.1.3 Arbeiten zur Modellanpassung

Die Computerprogramme der beiden Modelle sowie die peripheren und unterstützenden Routinen zur Daten- und Ergebnisauswertung wurden dahingehend modifiziert und angepaßt, daß eine effiziente und problemlose Übergabe der benötigten, im vorherigen Abschnitt beschriebenen Informationen von einem Modell in das andere und umgekehrt erfolgen kann. Die Arbeiten betrafen insbesondere die Anpassung zur Ausgabe und Aufbereitung der Randwerte sowie der modellinternen Kontroll- und Steuerroutinen für die Datenversorgung.

5.2 Testrechnungen mit den gekoppelten Modellen

Um die Eignung des Kopplungsmechanismus für die anstehenden Fragestellungen zu erproben und deren Plausibilität und Funktionalität nachzuweisen, wurden je zwei Testrechnungen mit den beiden Modellen unter Anwendung des oben beschriebenen Kopplungsverfahrens durchgeführt. Ziel dieser Simulationen war es nachzuprüfen, ob die Wasserstände des groß- und kleinskaligen Modells sowie der mittlere barokline Druckgradient kompatibel berechnet werden, um damit die Plausibilität und Konsistenz der Kopplung nachzuweisen. Weiterhin sollte untersucht werden, inwieweit und in welcher Entfernung von der Alpenrheinmündung das Basismodell Randwerte des Ausschnittsmodells übernehmen kann. Die Anfangs- und Randbedingungen waren, wie folgt, gewählt:

• Der Zufluß des Alpenrheins wurde zeitlich konstant mit 225 m³/s im ersten und mit 1.250 m³/s im zweiten Fall angenommen. Der Abfluß des Seerheins wurde in beiden Fällen entsprechend gewählt, somit der mittlere Seespiegel in beiden betrachteten Fällen nicht verändert.

Die Materialfracht betrug 0.5 kg/m^3 im ersten und 5.5 kg/m^3 im zweiten Fall. Die Temperatur wurde aus Vergleichbarkeitsgründen in beiden Fällen auf $8.0 \text{ }^{\circ}\text{C}$ gesetzt, was im Hinblick auf den Testfall 2 jeweils für das Basismodell in Abschnitt 3.1.4 bei $225 \text{ m}^3/\text{s}$ Abfluß und für das Bregenzerbucht-Modell in Abschnitt 3.2.3 für $1.250 \text{ m}^3/\text{s}$ Abfluß zu Vergleichszwecken dient.

Hiermit werden exemplarisch die durch den Zufluß des Alpenrheins induzierte mittlere und extreme Zirkulation erfaßt.

• Das Windfeld ist in beiden Fällen als schwacher Südwestwind von 2,0 m/s horizontal homogen angenommen worden. Zeitlich variabel ist es durch eine lineare Zunahme aus dem Ruhezustand in 12 Stunden auf die anschließend konstant beibehaltene Windstärke.

Damit wird eine Zirkulation im Bodensee erzeugt, welche ausgeprägte dynamische Prozesse besitzt, jedoch nicht gegenüber den zuflußinduzierten Prozessen dominiert.

• Als Anfangsbedingungen der Temperaturverteilung im See wurde entsprechend zu den vorangegangenen Testrechnungen für das Alpenrheinmodell die dort in Abschnitt 3.3.2 angegebene Temperaturschichtung, ebenfalls horizontal gleichförmig, angesetzt.

Bis auf wenige Abweichungen sind die ausgewählten Testfälle, wie angedeutet, nach Rand- und Anfangsbedingungen gleichartig definiert worden. Dies betrifft in den Hauptzügen auch das zweite Beispiel der Testrechnungen für das Bregenzerbucht-Modell in Abschnitt 3.2.3, wo lediglich mit gröberer vertikaler Schichtungsabfolge in der hydrographischen Anfangsbedingung und ohne Windeinwirkung gerechnet wurde. Hierdurch sind die Vergleichsmöglichkeiten zwischen den verschiedenen Modellteilen des Systems gewahrt, so daß die Variationen der Lösungen und damit die abgewandelten Einflüsse noch gut überschaubar bleiben.

Die erzielten Ergebnisse lassen sich wie folgt zusammenfassen:

Allgemeine Zirkulation:

Die leichte Brise über dem Bodensee erzeugt eine schwache, jedoch ausgeprägte winderzeugte Zirkulation, die örtlich sehr variabel sein kann. Es bilden sich lokale Rezirkulationsmuster, die sowohl horizontal verlaufen als auch in vertikaler Richtung als Auftriebs- und Absenkungsvorgänge auftreten und vor allem im Temperaturfeld zu erkennen sind. Sie äußern sich in entsprechenden Temperaturverminderungen oder -zunahmen, die sich vorwiegend in Randbereichen entwickeln und von der Corioliskraft beeinflußt werden hinsichtlich ihrer Anordnung im See relativ zur vorherrschenden Windrichtung. Bezüglich dieses Effektes bestätigte sich das Verhalten bei Westwind, wie es *Hollan and Simons (1978)* bereits nachwiesen, daß bei Meersburg/Hagnau und im Überlinger See Auftriebsvorgänge einsetzen, während am Ostende und bis westlich über die Rorschacher Bucht hinaus Absenkungsbewegungen erfolgen. Diese Ergebnisse wurden für den geschichteten See vor kurzem durch *Wang (1996)* unter Verwendung eines semi-spektralen Modells, in dem die zuflußerzeugten Prozesse allerdings nicht berücksichtigt sind, auch für die Anfachung durch nordwestliche Winde bestätigt.

Wasserstand:

Der Wasserstand ist im östlichen Teil des Bodensees durch den Windstau um einige Zentimeter höher.

Unmittelbar im Mündungsbereich des Alpenrheins ist der Wasserstand durch den Zufluß erhöht.

Im Kopplungsbereich der beiden Modelle ergeben sich praktisch keine Unterschiede im Wasserstand, so daß der o.g. Kopplungsmechanismus angewendet werden kann.

Alpenrheinzufluß:

Auflösungsbedingt kann das Basismodell des gesamten Sees die Prozesse unmittelbar im Mündungsbereich nicht detailliert reproduzieren. Dies zeigt sich in großräumigeren Kaltwassergebieten im Mündungsbereich und einer dort lokal baroklin in Oberflächennähe stark angefachten Zirkulation. Damit ergeben sich Unterschiede, die zu ungenau reproduziertes Ausbreitungs- und Vermischungsverhalten von Rheinwasser bedeuten und durchaus Einfluß auf die für den gesamten See berechnete Zirkulation haben könnten, wenn die Kopplung mit den genaueren Daten des Ausschnittmodells nicht berücksichtigt würde.

Das Absinken von Rheinwasser wird im Ausschnittsmodell sehr viel genauer simuliert. Es erfolgt bereits unmittelbar vor der Mündung an einer sehr scharfen Temperaturfront. Man ersieht hieraus, daß das am Bodensee als *Rheinbrech* bekannte Phänomen vom Ausschnittsmodell sehr gut wiedergegeben wird. Das Rheinwasser breitet sich dann in seinem typischen Dichteniveau aus, ohne daß stärkere, durch den Rheinzufluß induzierte, horizontale Dichtegradienten weiter entfernt von der Mündung auftreten können. Es ist in diesen Bereichen nur noch mit relativ kleinen Änderungen des horizontalen Dichtegradienten durch den einwandernden Mischwasserkörper zu rechnen. Dementsprechend gering wird die Zirkulation und die Temperaturverteilung im Fernfeld oberhalb des dichtebedingten Einmischungsniveaus des Rheinwassers beeinflußt.

Berücksichtigen sollte man bei der Betrachtung der Ergebnisse in der Tat, daß bezüglich der Schwebstofffracht sehr extreme Hochwasserfälle zugrundegelegt waren. Es ist anzunehmen, daß für normale oder niedrige Abflüsse das gekoppelte Modellsystem sich wegen der dann noch geringeren Dynamik bewähren wird. Es zeigt sich selbst bei hoher Schwebstofffracht, daß in einigen Kilometern Entfernung von der Alpenrheinmündung in den tieferen Bereichen beider Modelle ähnliche, auf die jeweilige Auflösung bezogen, nahezu identische Zirkulationsmuster und Temperaturverteilungen berechnet werden.

Dieses Ergebnis ist sehr wichtig. Erst dadurch wird es physikalisch sinnvoll, ein die Alpenrheinmündung nicht beinhaltendes, gröber auflösendes Modell des gesamten Bodensees über Randwerte aus dem Ausschnittsmodell zu koppeln. Somit ist die mathematische Vorgehensweise abgesichert, nach der die geometrische Unterteilung der physikalisch prägenden Prozesse einerseits in den Nahbereich für die kinetisch starken Einschichtungsvorgänge mit der einhergehenden Adaption des internen Druckfeldes und andererseits in den gesamten übrigen Bereich der schwächeren druckbalancierten Ausbreitungsbewegungen vorgenommen wird. Es ist die unabdingbare Voraussetzung, um die Fragestellung der Auswirkung der Vorstreckung des Alpenrheins auf die Zirkulation des Bodensee-Obersees methodisch korrekt und physikalisch sinnvoll mit dem aufgestellten Modellsystem bearbeiten zu können.

Die Ergebnisse der Testläufe zeigen, daß der konzeptionell erarbeitete Kopplungsmechanismus eines den gesamten Bodensee umfassenden baroklinen Zirkulationsmodells mit einem die Alpenrheinmündung und deren nähere Umgebung umfassenden höher auflösenden Ausschnittsmodell physikalisch sinnvoll, numerisch konsistent und rechentechnisch effizient realisierbar ist. Damit kann die für die Behandlung der Fragestellungen wichtige Modellkopplung als gelöst und gelungen betrachtet werden.

Besondere Betrachtungen zu den Testrechnungen für den Hochwasserfall

In den folgenden Fallstudien mit dem Alpenrheinmodell haben sich die Untersuchungen auf die physikalischen Hauptvorgänge im Nahbereich der Mündung konzentriert. Die dafür ausgewählten Szenarien der starken Hochwasserereignisse von 1987 und 1991 betreffen aus hydrologischen Kontrollgründen nur diesen Bereich, weshalb der Einblick in Details einer Ausbreitung im mittelweiten und fernen Bereich bei Hochwasser des Alpenrheins nur in der vorliegenden Testrechnung der Kopplungsmethode zwischen Basisund Bregenzerbucht-Modell vorliegt. Deshalb ist abschließend in Abbildung 17 bis 20 ein Teil dieser Testergebnisse für den Zeitpunkt 24 Stunden nach Simulationsbeginn graphisch wiedergegeben, um auf einige Strukturen der Lösung hinsichtlich der Bestätigung durch andere Untersuchungen und der Bedeutung für die Anwendung bei den Wasserentnahmen am deutschen Bodenseeufer hinzuweisen. Wenn auch der suspendierte Feststoffgehalt des Alpenrheins mit 5,5 kg/m³ in diesem Fall als zu hoch für den gesamten längeren Verlauf des angenommenen Ereignisses angesetzt worden ist, so sind derartige hohe Werte doch für die relativ kurze Zeitspanne der Anstiegsphase zur Hochwasserspitze und für diese selbst nach den allgemein bestehenden Erfahrungen realistisch. In dem Einzelfall des Hochwassers vom 17.6.1991, das in Abschnitt 6.2.1 genauer behandelt wird, ist beispielsweise dieses Verhalten durch Meßwerte belegt. Nach dem Sedimentieren des größten Teils dieser Fracht, was in unmittelbarer Mündungsnähe vor sich geht, ist weitgehend naturähnliches Verhalten der berechneten Bewegungen im weiteren Verlauf in den mündungsfernen Bereichen zu erwarten.

In dem Teildiagramm der Abb. 17 über die Temperaturverteilung in 22,5 m Tiefe in der östlichen Seehälfte fällt auf, daß nach 24 Stunden Wirkung eine Temperaturabnahme fast über die gesamte Seebreite des Hauptbeckens östlich etwa der Linie Langenargen-Arbon eingetreten ist. Die horizontale Struktur in Verbindung mit der im Nordosten tangential anliegenden Fahne des Flußwasserkörpers legt die Deutung nahe, daß eine zyklonale Drehbewegung (gegen den Uhrzeigersinn) in Gang gesetzt wurde, die durch die ablenkende Kraft der Erdrotation zu einer Aufwölbung der Temperaturschichtung im Zentrum der Bewegung geführt hat. Dieses Ergebnis der Entwicklung einer mittelgroßen, standwirbelartigen Zirkulation entspricht der kürzlich von Hollan (1998) gegebenen Abschätzung für die Möglichkeit, wie zyklonale Rezirkulationsvorgänge in diesem Seegebiet, angetrieben durch Hochwassereinstrom des Alpenrheins, entstehen können. Die zugehörige Verteilung der Oberflächentemperaturen in Abbildung 17 oben weist auch eine deutliche Abnahme im gleichen Gebiet auf, wo die kälteren Temperaturen in 22,5 m Tiefe auftreten. Daher ist nicht ausgeschlossen, daß die gesamte Deckschicht in diesem Bereich durch einen entsprechend kühleren Mischwasserkörper ersetzt wurde, der sich direkt aus der Zuflußfahne gebildet hat. Es ist zu vermuten, daß sich sowohl der oben genannte als auch dieser Effekt überlagert haben.

Einen weiteren wichtigen Hinweis für die Anwendung kann man aus dem Diagramm über die Schwebstoffverteilung an der Oberfläche entnehmen (Abb. 20). Während es sich in der vorangehenden Betrachtung um die Berechnungsergebnisse mit dem angekoppelten Basismodell handelt, ist hier nun die Leistungsfähigkeit des angekoppelten Bregenzerbucht-Modells ersichtlich. Die feiner auflösende Berechnung ist zum Vergleich mit Abbildung 17 auch für die entsprechenden Temperaturverteilungen an der Oberfläche und in 22,5 m Tiefe in Abbildung 18 beigegeben. Aus den starken Strukturunterschieden der entsprechenden Temperaturverteilungen in Abbildung 17 und 18 im Bereich der Bregenzer Bucht ist zu entnehmen, daß die Einstromvorgänge durch detailliertere Auflösung der Randbereiche stark vorgeprägt werden. Durch das feinere Teilgebietsmodell werden außerdem kleinere Wirbelformen explizit miterfaßt, die die Ausbreitungsvorgänge auch verändern. Abbildung 19 vermittelt einen Eindruck über das zugehörige Bewegungsfeld im engeren Mündungsbereich.

Die Schwebstoffverteilung zeigt, wie fast der gesamte Bereich des östlichen deutschen Bodenseeufers bei der 1989 gegebenen Mündungskonfiguration von eingemischtem Flußwasser betroffen sein kann. Es ist jedoch zu beachten, daß der Einstrom der Bregenzerach mitberücksichtigt wurde (in gleicher Weise hinsichtlich des suspendierten Materialgehaltes), so daß auch Beiträge dieser Schwebstoffquelle mitenthalten sind. Für die Trinkwasserentnahmen an diesem deutschen Uferabschnitt läßt sich ersehen, welche Aussagen mit dem Modellsystem für Abschätzungen der Einflüsse durch den verlegten Alpenrhein und durch ähnliche Störungsquellen im Hinblick auf die Wasserqualität getroffen werden können. Für detaillierte Aussagen ist jedoch die Nachbildung bzw. Vorhersage in



Abbildung 17: Testfall mit Hochwasserabfluß des Alpenrheins für die Kopplung zwischen Basismodell und Bregenzerbucht-Modell. a) Oberflächentemperaturverteilung und b) Temperaturverteilung in 22.5 m Tiefe nach dem gekoppelt berechneten Basismodell ein Tag nach Simulationsbeginn (weitere Erläuterungen s. Text).



Abbildung 18: Testfall mit Hochwasserabfluß des Alpenrheins wie in Abb. 17, jedoch nach dem gekoppelt berechneten Bregenzerbucht-Modell im zugehörigen gesamten Integrationsgebiet. a) Oberflächentemperaturverteilung und b) Temperaturverteilung in 22.5 m Tiefe 1 Tag nach Simulationsbeginn (weitere Erläuterungen s. Text).



Abbildung 19: Strömungsverteilung des im Testfall mit Hochwasserabfluß des Alpenrheins wie in Abb. 18 gekoppelt berechneten Bregenzerbucht-Modells im Ausschnittsgebiet vor der Mündung des Alpenrheins und der Bregenzerach: a) Strömungsverteilung an der Oberfläche und b) Verteilung der Vertikalkomponente der Bewegung in 7.5 m Tiefe.



Abbildung 20: Schwebstoffverteilung an der Seeoberfläche im Testfall mit Hochwasserabfluß des Alpenrheins nach dem gekoppelt berechneten Bregenzerbucht-Modell wie in Abb. 18. (Beispiel für die Nachbildung der Ausbreitung von Zuflußmischwasser des Alpenrheins und der Bregenzerach bis an das nördliche deutsche Seeufer).

besonders zu spezifizierenden Szenarien vorzunehmen, was künftigen Untersuchungen vorbehalten bleibt.

6 Untersuchungen mit dem Alpenrheinmodell

Zur Abschätzung des Einflusses einzelner Baustadien der Alpenrheinvorstreckung auf die Zirkulation des Bodensees wurden insgesamt zwölf Szenarien mit dem Modellsystem untersucht.

Die hiermit in Zusammenhang stehenden Arbeiten gliederten sich wie folgt:

- 1. Aufbereitung topographischer Daten aus Tiefenaufnahmen von 1987 und 1991 und entsprechende Modifizierung der beiden Teilmodelle der Bregenzerbucht und der Alpenrheinmündung sowie die Auswahl geeigneter Abfluß- und Schichtungsszenarien.
- 2. Aufbereitung topographischer Daten aus Tiefenaufnahmen der Anfangslage des Alpenrheins von 1969 sowie seiner zu erwartenden Endlage mit entsprechender Modifizierung und einer Auswahl an geeigneten Abfluß- und Schichtungsszenarien.
- 3. Durchführung von hydrographisch unterschiedlichen Modellrechnungen mit den vier Tiefenaufnahmen.
- 4. Zur genaueren Abschätzung von weitreichenden Stofftransporten aus dem Alpenrhein, die in das Hypolimnion des Bodensee-Obersees gerichtet sind und relevante limnologische Wirkungen haben, wurden charakteristische Fälle explizit für den Fernbereich des Sees berechnet.
- 5. Vergleich der erzielten Ergebnisse und Diskussion der Differenzen, welche sich durch die unterschiedliche Gestaltung der Alpenrheinmündung ergeben.

6.1 Auswahl der Szenarien und Aufbereitung topographischer Daten

Die große Anzahl der mit dem Alpenrheinmodell untersuchten Szenarien ist durch die Hauptfragestellung und die vorrangige Klärung begründet, welche charakteristischen Auswirkungen die variierenden, den gesamten weiteren Verlauf initialisierend beherrschenden Einstromvorgänge an der Mündung haben. Daher stand die Natur des Einschichtungsablaufs im Nahbereich im Mittelpunkt der Betrachtung, und es waren systematische Vergleichsstudien auch zur Kontrolle der Ergebnisse hinsichtlich der mathematisch-physikalischen Konsistenz in maßgeblichen Einzelheiten mit einzubeziehen.

In einer zweiten Serie von Szenarien wurde die Ausbreitung bis ins Fernfeld ermittelt, um Fernwirkungen des Eindringens an der Mündung und im Fernfeld auftretende Modifikationen durch dort gegebene lokale Einflüsse beispielhaft aufzuzeigen. In beiden
Fallgruppen wurde wesentlich auf die limnologisch relevanten Einstromsituationen Bezug genommen, die auf die Abschätzung der Effekte bei tiefreichenden Stoffzufuhren ausgerichtet waren.

Die nachfolgend behandelten Ergebnisse bilden eine Auswahl, durch die die wesentlichen Strukturen der Lösungen, sowohl im vorrangig interessierenden Verhalten als auch im notwendigen Umfang des Nachweises der physikalischen Konsistenz, dargelegt werden. Um die Vielfalt dieses präsentierten Ergebnismaterials besser übersehen zu können, wird mit der folgenden Gliederung ein Überblick über die Art und Abfolge der betrachteten Fallstudien gegeben.

6.2 Szenarien des Nahbereichs

- Beispiele zur mathematisch-physikalischen Kontrolle, gleichzeitig als hydrologisch charakteristische Einstromfälle für die Tiefenkonfiguration von 1989 mit jeweilig verschiedener Mündungsvorstreckung. Um den Überblick über die verschiedenen Fallbeispiele zu erleichtern, wird nachfolgend eine Kurzbezeichnung verwendet, aus der die Einordnung nach wesentlichen Unterscheidungsmerkmalen gut ersichtlich ist. Die Kodierungsform ist in der folgenden Gliederung der Szenarien mit angegeben und aus dem Zusammenhang leicht verständlich. Der Jahreszahl für die Ausbauphasen, die betrachtet wurden, sind Kennbuchstaben für die Abflußstärke (HA: Hochwasserabfluß etc.) und/oder für die Jahreszeit (W: Winter, H: Herbst etc.) vorangestellt. Mit Bindestrich nachgestellt folgt die gedachte Vorstreckungsphase, auf die die reale hydrologische Ereignissituation übertragen wurde (wie z.B. VE für die Endlage der Vorstreckung).
 - (a) Hochwasserabfluß Juli 1987 im Vergleich mit Juni 1991 (HA87, HA91),
 - (b) Hochwasserabfluß Juni 1991 bei Mündungskonfiguration von Juli 1987 (HA91-V87),
 - (c) Hochwasserabfluß von Juli 1987 bei voraussichtlicher Endlage der Mündung (HA87-VE),
 - (d) Mittlerer Abfluß im Herbst für die Mündungsvorstreckung von 1989 im Vergleich mit derjenigen der Endlage (MAH89, MAH89-VE).
- 2. Beispiele für limnologisch relevante Einstromsituationen mit tief in den Obersee gerichteten Stoffzufuhren im Vergleich zwischen der Anfangs- und der voraussichtlichen Endlage der Vorstreckung:
 - (a) Vorherrschende Abflußsituation für die kalte Jahreszeit (W72, W72-VE),
 - (b) vorherrschende Abflußsituation im Sommer (S71, S71-VE),
 - (c) länger anhaltende charakteristische Abflußsituation im Frühjahr nur bei Endlage (F71-VE).

Nach intensiver Prüfung von signifikanten Abflußszenarien für notwendige mathematisch-physikalische Vergleichsbetrachtungen wurden zwei Hochwasserereignisse aus den Jahren 1987 und 1991 ausgewählt, deren Zeitpunkte bereits in der

Daten		1987	, 1991
Datum		19. Juli 1987	17. Juni 1991
Abfluß Al	penrhein	$2.028 \text{ m}^3/\text{s}$	$1.560 \text{ m}^3/\text{s}$
Schwebsto	offgehalt		
Alpenrhei	n	1.797 mg/l	2.331mg/l
Temp. Al	penrhein	8,8° C	8,1° C
Temperat	urprofil		
Fischbach	-Uttwil	31. Juli 1987	11. Juni 1991
Meßtiefe	1 m	16,4° C.	14,4° C
Meßtiefe	9-10m	16,3° C	14,0° C
Meßtiefe	$12-13\mathrm{m}$	9,3° C	$10,1^{\circ}$ C
Meßtiefe	15 – 16 m	9,3° C	8,5° C
Meßtiefe	$20\mathrm{m}$	7,2° C	7,4° C
Meßtiefe	$50\mathrm{m}$	4,4° C	4,9° C
Meßtiefe	100 m	4,1° C	4,5° <u>C</u>

Tabelle 1: Hochwasserereignisse aus den Jahren 1987 und 1991 (s. auch Tab. 2)

vollentwickelten sommerlichen Hauptdichteschichtung des Obersees bzw. in ihrer Entwicklungsphase lagen.

Einzelheiten dieser beiden Szenarien sind in den Tabellen 1 und 2 zusammengefaßt.

Die Zuflußereignisse sind in ihrem Charakter ähnlich, der durch sehr hohen Abfluß mit einer wahrscheinlichen Einschichtungstiefe zwischen 15 m und 20 m gekennzeichnet ist. Sie unterscheiden sich im wesentlichen nur durch die Menge des vom Alpenrhein zuströmenden Wassers. In beiden Fällen handelt es sich um kurzzeitige Ereignisse, bei denen eine Hochwasserwelle mit einem schnellen Anstieg des Wasserstandes im Alpenrhein auf den Bodensee trifft.

Die in den Tabellen 1 und 2 mitgeteilten hydrologischen Daten stammen von der schweizerischen hydrometrischen Station Rhein-Diepoldsau, Rietbrücke und wurden von der Låndeshydrologie und -geologie, Bern, erhoben. Diese Meßstelle liegt bei Stromkilometer 77,06 und ist rund 15,6 km vom rechten Dammende der Vorstreckungsphase von 1991 entfernt, wie aus der Tabelle 4 zu entnehmen ist. Die von Wagner et al. (1994) aufgeführten täglichen Schwebstoffgehalte für die Hochwasserperiode des Alpenrheins Mitte Juni 1991 wurden unabhängig 11,35 km abwärts der Station Rhein-Diepoldsau und somit entsprechend rund 4,2 km vor der Mündung gemessen; gerechnet bis zum rechten Dammkopf. Die Daten von Wagner enthalten zur Phase der Hochwasserspitze am 17.6.1991 den Extremwert von 13,82 g/l, dem in den nicht täglich beobachteten Schwebstoffgehalten von Diepoldsau kein Meßwert gegenübersteht. Die gleiche Lücke besteht für das Hochwasser vom Juli 1987. Hieraus ist zu ersehen, mit welchen kurzfristig sehr hohen suspendierten Feststoffgehalten bei extremen Hochwasserereignissen zu rechnen ist und daß bei den Szenarien HA87 und HA91 während der kurzen Spitzenphase, insbesondere im Verlauf des Anstiegs, die sehr hohen Konzentrationen nicht berücksichtigt werden konnten. In diesem Licht gewinnt der oben in Abschnitt 3.2.3 und

$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	Szenario 1987	mittl. Abfluß	Schwebstoff-	Zuflußwasser-
17. 7. 1987 574 322 11,2 18. 7. 1987 1.338 10,4 19. 7. 1987 2.028 9,0 20. 7. 1987 1.172 9,3 21. 7. 1087 017 2.272		(m^3/s)	gehalt (mg/l)	temperatur (°C)
18.7.1987 1.338 10,4 19.7.1987 2.028 9,0 20.7.1987 1.172 9,3 21.7.1087 017 2.272	17. 7. 1987	574	322	11,2
19. 7. 1987 2.028 9,0 20. 7. 1987 1.172 9,3 21. 7. 1087 017 2.272	18. 7. 1987	1.338		10,4
20. 7. 1987 1.172 9,3 21. 7. 1987 017 2.272	19. 7. 1987	2.028		9,0
	$20.\ 7.\ 1987$	1.172		9,3
	21. 7. 1987	917	3.272	10,1

Szenario 1991	mittl. Abfluß	Schwebstoff-	Zuflußwasser-
	(m^{3}/s)	gehalt (mg/l)	temperatur (°C)
15. 6. 1991	474	1.022	10,8
16. 6. 1991	510		10,3
17. 6. 1991	1.560		8,1
18. 6. 1991	974	3.639	6,6
19. 6. 1991	688	s.	8,4

Tabelle 2: Hydrologische Zusatzinformationen zu den Szenarien 1987 und 1991

3.3.2 bei der Anwendung des Bregenzerbucht- und des Alpenrheinmodells behandelte Testfall 2, der mit dem starken Abfluß von 1.250 m³/s und hohen Schwebstoffgehalt von 5,5 g/l gerechnet wurde, vergleichsweise wichtige Bedeutung. Zur Bewertung dieser unvollständigen Informationssituation über die Randbedingungen in den Fällen HA87 und HA91 wird Näheres weiter unten ausgeführt.

Die Berechnungen erfolgten mit diesen täglich variierenden Abflußwerten, Flußwassertemperaturen und den nicht täglich verfügbaren Schwebstoffgehalten. Ferner wurden die weiteren wichtigsten Zuflüsse des Obersees mit einbezogen, deren Daten zusammen mit dem Wasserstand des Obersees aus den nachfolgenden Tabellen 3 hervorgehen. In beiden Hochwasserszenarien ist mit einem zeitlich und horizontal konstanten Südwestwind von 2,0 m/s gerechnet worden. Hierdurch findet eine Überlagerung einer see-eigenen Zirkulation statt, die schwach entwickelt ist. Sie weist bereits ausgeprägte dynamische Prozesse auf, ohne gegenüber den zuflußerzeugten zu dominieren.

Für die Abflußwerte der Dornbirnerach ist im Juni 1991 eine andere Pegelkurve benutzt worden. Zusätzlich wurden für die Abflüsse für z.B. Leiblach, Goldach, Argen, Schussen und Steinach, eine direkte Abhängigkeit vom Alpenrheinabfluß im Verhältnis der Einzugsgebiete angenommen.

Die vorhandene Modelltopographie von 1989 (s. Abb. 8) wurde für die Berechnung beider Szenarien nach Unterlagen der Internationalen Rheinregulierung (Bauleitung Lustenau) auf die Verhältnisse der Jahre 1987 und 1991 hin verändert (Tabelle 4). Besonders signifikant waren die Veränderungen in der Position der beiden Kopfenden der Hochwasserdämme beiderseits des Alpenrheins.

Szenario 1987	Alter Rhein	Bregenzerach	Dornbirnerach	Leiblach	Wasserstand
	(m^3/s)	(m^{3}/s)	(m^3/s)	(m^3/s)	(cm)
17. 7. 1987	14,7	39,4	11,5	1,8	485
18. 7. 1987	45,4	150,0	46,4	12,4	487
19. 7. 1987	$54,\!5$	146,0	51,5	18,8	515
20.7.1987	25,8	70,1	22,2	6.2	530
21. 7. 1987	21,8	72,1	20,4	4,0	532

Szenario 1991	Alter Rhein	Bregenzerach	Dornbirnerach	Leiblach	Wasserstand
	(m^3/s)	(m^3/s)	(m^3/s)	(m^3/s)	· (cm)
15. 6. 1991	19,7	53,4	5,1	0,96	347
$16.\ 6.\ 1991$	20,5	110,0	24,6	10,40	351
17. 6. 1991	19,5	407,0	. 127,0	$59,\!40$	376
18. 6. 1991	20,6	234,0	65,6	31,60	411
19. 6. 1991	18,2	111,0	20,7	11,90	422

Tabelle 3: Die wichtigsten Zuflüsse des Obersees und Wasserstand am Hafenpegel Konstanz (Tagesmittelwerte)

Jahr	Hochwasserdamm links	Hochwasserdamm rechts
1987	93,00 km	92,40 km
1989	93,00 km	$92,45 \mathrm{~km}$
1991	93,50 km	$92,65 \mathrm{~km}$

Tabelle 4: Hochwasserdämme beiderseits des Alpenrheins

Zusätzlich ist die mittlere Rheinschle im Bereich der Dammenden des Vorstreckungsprojektes aus den Jahren 1987 und 1991 gemäß Informationen der Internationalen Rheinregulierung berücksichtigt worden, die zur Übersicht in Tabelle 5 angegeben sind. Hieraus resultierten jedoch nur lokal geringfügige Tiefenveränderungen im Modell.

Der wesentliche Unterschied zwischen der Morphologie von 1987 und 1991 besteht daher in der Lage der Hochwasserdämme (Tabelle 4). Im Hinblick auf die im Modell verwendeten mittleren Sohltiefen muß an dieser Stelle auf die Ausführungen im Abschnitt 3.3 über die veränderliche Form des Gewässerbettes im flußseitigen Mündungsbereich Bezug genommen werden. Diese im Jahresverlauf in der Regel nur wenige Male eintretenden Sohlveränderungen sind aus den dargelegten Gründen nicht ausreichend erfaßbar und wurden daher bei den Rechnungen nicht mitberücksichtigt. Die Simulationen lösen infolgedessen Effekte, die durch diese sekundären Variationen des Flußbettes zustandekommen, nicht auf – obwohl – rein geometrisch betrachtet, die horizontale Diskretisierung des Alpenrheinmodells wesentliche Formveränderungen dieser Art mit in die Rechnung aufzunehmen gestattet.

Die aufgrund von Temperaturprofilmessungen des ISF an der Terminstation Seemitte Fischbach-Uttwil als Anfangsbedingung vorgegebene Temperaturschichtung des Ober-

Sohltiefen (Alpenrheinmündung)				
Rhein–Km.	1987	1989	1991	
90,0	1,95 m	2,99 m	2,48 m	
90,5	1,92 m	2,77 m	2,35 m	
91,0	3,80 m	3,45 m	3,34 m	
91,5	3,68 m	3,33 m	2,31 m	
92,0	3,68 m	$2,89 \mathrm{~m}$	3,50 m	
. 92,5	4,31 m	3,39 m	$3,55 {\rm m}$	
93,0	4,50 m	$2,\!17$ m	3,35 m	
93,5			3,83 m	

Tabelle 5: Sohltiefen der Alpenrheinmündung

sees wurde auf das Ausschnittsgebiet des Alpenrheinmodells übertragen angenommen. Die dafür herangezogenen Messungen sind aus den zeitlich nächstliegenden Terminbeobachtungen zu den Eintrittszeiten der ausgewählten Szenarien entnommen worden. Die Genauigkeit der Temperaturmessungen beträgt 0,01 °C seit 1986 bis in die größte Seetiefe, was eine wesentliche Voraussetzung für die Unterscheidung der schwachen Schichtungsverhältnisse im tiefen Hypolimnion ist, die bei der Fernausbreitung des Zuflußwassers in diesen Tiefenhorizonten eine maßgebliche Rolle spielen kann. Die Temperaturprofile aus der Zeit vor 1986 sind in allen Meßtiefen höchstens auf 0,1 °C genau und in den Tiefen unterhalb 50 m vertikal bei weitem nicht so hoch aufgelöst wie nach diesem Zeitpunkt. Daher können die tiefen Temperaturverhältnisse des Sees für die Fallbeispiele aus der Anfangszeit der Vorstreckung Anfang der 70er Jahre nicht genügend differenziert und genau für tiefe Ausbreitungsvorgänge im Fernfeld angegeben werden. Da sich im Ausschnittsgebiet des Alpenrheinmodells jedoch so große Tiefen nicht befinden, sind diese Umstände für die Modellergebnisse nicht gravierend.

Die Verhältnisse im zentralen Seebereich bei tiefer Einschichtung werden erst durch weitere Rechnungen zugänglich. Hierzu sind die ab 1986 in der Genauigkeit von 0,01 °C durchgeführten Terminmessungen heranzuziehen, was in den Untersuchungen der Szenarien zur Fernausbreitung auch beachtet wurde.

Die in diesem Kapitel diskutierten weiteren Szenarien sind zum besseren Verständnis im folgenden kurz dargestellt.

Zur Ermittlung limnologischer Auswirkungen der Alpenrheinvorstreckung wurden zwei Fälle mit tiefreichendem Einschichtungsvorgang als Beispiel des Sauerstoffeintrages in die untersten Wasserschichten des Obersees berechnet. Dies betraf den Zeitraum von Oktober bis Februar/März mit einem typischen länger andauernden, jedoch nicht minimalen, Abfluß. In diesen Fällen sollten die Auswirkungen zwischen Beginn und Ende des gesamten Vorstreckungsbaus der Mündung miteinander verglichen werden.

Während sich die drei ersten Szenarien nur durch die Mündungslage des Alpenrheins von den bereits zuvor durchgeführten Berechnungen unterscheiden, mußten für die in dieser Gruppe vorgesehenen Modelluntersuchungen drei signifikante hydrologische Szenarien aus dem vorhandenen Datenmaterial abgeleitet werden.

Nach intensiver Prüfung und Validierung der Meßdaten sowie sonstiger in Zusammen-

Fallbeispiele		W72, W72-VE	F71-VE	S71, S71-VE
Abfluß Al	penrhein	$113 \text{ m}^{3}/\text{s}$	$330 \text{ m}^3/\text{s}$	$330 \text{ m}^3/\text{s}$
Temp. Al	penrhein	3,0° C	7,0° C	14,0° C
Schwebsto	offgehalt			ð.
Alpenrhei	n	200,0 mg/l	500,0 mg/l	500,0 mg/l
Temperaturprofil Fis		chbach-Uttwil		
Datum		2. Febr. 1972	6. April 1971	11. Aug. 1971
Meßtiefe	1 m	4,3° C	5,2° C	22,1° C
Meßtiefe	$9-10\mathrm{m}$	4,3° C	4,3° C	17,2° C
Meßtiefe	12 - 13 m	4,3° C	4,2° C	$14,3^{\circ}$ C
Meßtiefe	$15 - 16 { m m}$	4,3° C	$4,1^{\circ}$ C	10,9° C
Meßtiefe	$20\mathrm{m}$	4,3° C	4,1° C	8,3° C
Meßtiefe	$50\mathrm{m}$	4,3° C	3,9° C	$4,6^{\circ}$ C
Meßtiefe	100 m	4,2° C	3,9° C	4,2° C

Tabelle 6: Limnologisch relevante Einstromsituationen

hang stehender Informationen wurden die drei in Tabelle 6 angegebenen Fallbeispiele definiert.

Zur Berücksichtigung der veränderten Mündungslagen wurde jeweils eine einmalige Anpassung des Modellsystems und der Topographie notwendig. Für die Ausgangslage der Alpenrheinvorstreckung um ca. 1972 ist eine Konfiguration angenommen worden, für die der relativ beste topographische Datenbestand mit Einbeziehung der Seegrundaufnahme der Bregenzer Bucht von 1969 (Maßstab 1:10.000) vorlag (s. Abb. 7). Das Kartenmaterial wurde vom Auftraggeber, in Absprache mit der Bauleitung der Internationalen Rheinregulierung, zur Verfügung gestellt. Die vorhandene Modelltopographie von 1989 ist für die Berechnung der Szenarien auf die zu erwartende Endlage der Alpenrhein-Vorstreckung nach Unterlagen der Internationalen Rheinregulierung angepaßt worden. Die Endlage wurde bei der voraussichtlichen Zielposition des rechten Hochwasserdamms bei 94,55 km der zugrundeliegenden Stromkilometerzählung angenommen. Die Aufnahme der Topographie der Ausgangslage erfolgte, wie angegeben, basierend auf den Tiefenvermessungen aus dem Jahre 1969. Die in diesem Bericht beschriebenen Modellergebnisse mit dem Modell AM-I-25 beziehen sich auf diese Aufnahmen. Die Informationen zu Temperaturverteilung, Abflußdaten usw. des Alpenrheins stellten uns freundlicherweise die Landeshydrologie und -geologie in Bern zur Verfügung.

Die typischen Abflußwerte des Alpenrheins, die für das Winterhalbjahr anzugeben waren, wurden durch den Auftraggeber gesondert ermittelt. Sämtliche hydrologische Rand- und Anfangsbedingungen sind in der voranstehenden Tabelle 6 zusammengefaßt. Die berechneten Fälle sind im Gegensatz zu den Beispielen mit Hochwasser- und mittlerem Abfluß (HA87, HA91, MAH89) ohne Windeinwirkung, so daß die Bewegungsvorgänge im Ausschnittsgebiet ausschließlich nur durch den Alpenrheinzufluß verursacht sind. Diese Annahmen stellen eine gewisse Idealisierung der realen Situation dar, die mehr oder weniger immer durch das see-eigene Strömungsfeld mitbestimmt ist und zu nicht unerheblichen Abweichungen führen kann.

6.2.1 Hochwasserereignisse vom 19. Juli 1987 (HA87) sowie vom 17. Juni 1991 (HA91)

Einzelheiten zu beiden Hochwasserereignissen sind den vorstehenden Tabellen 1 und 2 zu entnehmen.

Das Hochwasserereignis von 1987 wird hier mit der zu erwartenden Endlage verglichen. Dieses berechnete Szenario weist einen sehr hohen Abfluß mit einer wahrscheinlichen Einschichtungstiefe des Alpenrheinwassers zwischen 15 m und 20 m auf. Das Szenario vom 17. Juni 1991 ist durch einen geringeren Abfluß, verglichen mit dem von HA87, jedoch mit etwa gleicher Einschichtungstiefe charakterisiert.

Die Berechnungsergebnisse beider Fälle sind in Abbildung 21, 22 und 23 gegenübergestellt, um differierende und ähnliche Strukturen leicht überschauen zu können. In Abbildung 21 sind die Verteilungen der Oberflächenströmung und der Vertikalkomponente der Bewegung in 1 m Tiefe acht Stunden nach Simulationsbeginn wiedergegeben. Beim stärkeren Abfluß 1987 reichen die höheren Strömungsbeträge an der Mündungsöffnung naturgemäß etwas weiter in den See hinein. Durch das noch weit zurückliegende rechte Dammende und die Sohltiefen davor bricht der Zustrom seitlich nach Norden aus, wobei im stärkeren Abflußfall von 1987 die im Nordosten anschließenden Nordwestströmungen auch intensiviert sind. In der Hauptstruktur verhalten sich beide Fälle ähnlich.

In den Verteilungen der abwärts gerichteten starken Vertikalkomponenten, die in dunklen blauen Farbtönen wiedergegeben sind, zeichnet sich der Bereich ab, in dem das Flußwasser in tiefere Schichten stürzt. Rote Areale geben in diesem Diagramm an, daß sogar in 1m Tiefe aufwärtsgerichtete Bewegungen bestehen, die sich als Kompensation zu den Abwärtsbewegungen bilden. Vergleicht man die Verteilungen von 1987 und 1991, so fällt die in den See ausgreifende einzipfelige Struktur gegen die später auftretende zweizipfelige auf. Dieser Unterschied steht mit den Schwebstoffverteilungen in engem Zusammenhang und wird nachfolgend genauer behandelt.

Aus der Betrachtung der Schwebstoffverteilungen an der Oberfläche, die in Abbildung 22 oben dargestellt sind, geht, im großen gesehen, ein ähnliches Verhalten wie für die Strömung hervor. Im Ubergangsbereich von hohen zu schwächeren Konzentrationen zeigen sich jedoch bestimmte sekundäre Unterschiede. Für 1991 besteht eine zweizipfelige Struktur vor dem rechten Dammende, die 1987 im wesentlichen noch einzipfelig ist, was dem Unterschied in den o.g. Verteilungen der Abwärtsbewegung von 1987 und 1991 entspricht. Beachtet man, daß dieser Übergangsbereich der Konzentrationen auch mit der ungefähren seewärtigen Grenze der gröberen Feststoffablagerungen aus dem Hochwasser zusammenfällt, so sind aus diesen Ergebnissen wichtige Hinweise über die Lage der Hauptschüttungsbereiche zu entnehmen. Die Differenzen treten erwartungsgemäß klar in Abbildung 22 hervor, dem Diagrammpaar b) und d), das die Verhältnisse in 12,5 m Tiefe zeigt. Wie zu ersehen ist, bestehen 1991 zwei getrennte Schüttkegel gegenüber einem für 1987. Da sich diese Unterschiedlichkeit auch aus den laufenden Beobachtungen der Rheinbauleitung (Bergmeister, 1994) über die Entwicklung der Tiefenveränderungen vor dem rechten Dammende ergeben hat, ist in dieser Bestätigung eine Grobverifikation der Berechnungen zu sehen. Diese gegensätzliche Struktur spiegelt sich auch in den bereits angesprochenen Verteilungen der Vertikalgeschwindigkeiten in 1 m Tiefe wieder (s. Abb. 21). Die horizontalen Verteilungen der abwärts gerichteten stärkeren Komponenten entsprechen weitgehend den über den Schüttkegeln ansetzenden starken Abwärtsbewegungen.

In den beiden Diagrammen a) und c) in Abbildung 23 sind die Temperaturverteilungen an der Seeoberfläche veranschaulicht. Infolge des vergleichsweise zur Deckschicht kalten Flußwassers sind in beiden Fällen nach Nordwesten gerichtete, dünn auslaufende Fahnen ausgebildet, von denen diejenige für 1987 eine wesentliche Abweichung aufweist. Durch die weniger weit vorgeschobene Lage des linken Dammendes greift die Temperaturfahne um diesen Kopf herum nach Süden aus, was 1991 nicht mehr stattfindet infolge der stärkeren Leitwirkung des beträchtlich weiter vorgestreckten Dammes. Der Unterschied im rechtsseitigen Ausbrechen ist auch entsprechend leicht in den Schwebstoffverteilungen angedeutet.

Besonders auffallende horizontale Temperaturstrukturen sind in dem Diagrammpaar b) und d) in Abbildung 23 zu erkennen. Während an der nordöstlichen Flanke des unterseeischen Vorsprungs, an dem in nordwestlicher Richtung der abtauchende Einstrom angelehnt entlangstreicht, ausgedehnte Auftriebsbewegungen, zu entnehmen aus den blau markierten kälteren Temperaturen, bestehen, wird der Einstromstrahl in der unterseeischen Einbuchtung an der Nordwestflanke des Vorsprungs von einem ausgeprägten Absenkungsgebiet begleitet, das sich abschwächend in Stromrichtung nach Nordwesten, fortsetzt. Zu erkennen ist diese Besonderheit an den roten und hell abgestuften Farbverteilungen für warme Wassertemperaturen. Diese Struktur ist 1991 modifiziert und schwächer, was durch den geringeren Hochwasserabfluß auch zu erwarten ist.

Kontrolluntersuchungen zu dieser beidseits des Strahls gegensätzlichen Vertikalverlagerung der Temperaturschichtung ohne Windeinfluß ergaben ähnliche Strukturen, so daß die Erscheinung nicht auf Überlagerungseffekte durch die schwache Driftströmung aus südwestlicher Richtung zurückgeführt werden kann, wie es *Hollan (1996)* in einer ersten Betrachtung ansprach. Es ist vielmehr zu vermuten, daß Divergenzen bzw. Konvergenzen eine Rolle spielen und eine Querzirkulation an dem vom Grund freigekommenen Einstromstrahl eingesetzt hat, die von der südwestlichen Seite, evtl. sogar unter dem Einstrom durchgreifend, zur nordöstlichen Seite hin reichen könnte. Solche seitlich ausgreifenden Querzirkulationen sind als Bestandteil des gesamten Einstromsystems bei der relativ großen Strahlstärke zu erwarten und würden Beobachtungen über ähnliche maritime Vorgänge entsprechen.

Die abwärts gerichtete Bewegung, querab von der linken Strahlseite, wird wahrscheinlich von der ansteigenden Tiefenkonfiguration am Abhang der Halbinsel Rohrspitz mitinduziert und bleibt künftigen Untersuchungen zur Klärung überlassen, u.a. auch zur Validierung der Berechnungsergebnisse. Interessanterweise gibt es eine Andeutung dieser Verhaltensweise in den Beobachtungen von Jansen (1992), die er zusammen mit dem ISF durch Echolotungen über der Trübstoffahne des Einstroms am 18. Juni 1991 aufgenommen hat, und die ebenfalls in dem weiter oben genannten Aufsatz von Wagner et al. (1994) wiedergegeben sind. Die Diagramme über den Trübungsbereich zwischen Alpenrheinmündung und dem gegenüberliegenden deutschen Ufer einen Tag nach dem Hochwasserdurchgang bestätigen die berechnete Lage der Hauptfahne und geben eine



Abbildung 21: Oberflächenströmung und Vertikalkomponente der Bewegung in 1 m Tiefe nach dem Alpenrheinmodell für die Hochwasserstudien Juli 1987 (a und b) und Juni 1991 (c und d), jeweils acht Stunden nach Simulationsbeginn.



Abbildung 22: Schwebstoffverteilung an der Oberfläche und in 12.5 m Tiefe für die Hochwasserfälle 1987 (a und b) und Juni 1991 (c und d) wie in Abb. 21.



Abbildung 23: Temperaturverteilung an der Oberfläche und in 12.5 m Tiefe für die Hochwasserstudien Juli 1987 (a und b) und Juni 1991 (c und d) wie in Abb. 21. zweite schwächere und schmale Fahne in nordöstlicher Richtung, ansetzend vor dem rechten Dammende, wieder. Das Zustandekommen dieser zweiten Struktur wird mit der unbekannten Vorgeschichte und den parallel ablaufenden see-eigenen Bewegungen in Verbindung gebracht. Bei den Berechnungen würde es allein schon durch die vereinfachten Rand- und Anfangsbedingungen, die, wie oben erläutert, wegen des nicht berücksichtigten sehr hohen Schwebstoffgehaltes am 17.6.1991 von den Naturverhältnissen abweichen, entsprechend zu erklären sein, daß diese Beobachtung nicht in der Nachbildung erscheint.

Wichtig ist jedoch der Hinweis aus der Teilbeobachtung auf einem Echogramm, das die Hauptfahne, von dem Absenkungsgebiet vor dem nordwestlichen Unterwasserabhang der Halbinsel Rohrspitz ausgehend, kreuzt und bis nach Wasserburg ans nördliche Ufer hin reicht. Zusätzlich zu dieser Messung ist die Auswertung in Gestalt eines hydrographischen Schnittes der Trübungsverteilung in der Untersuchung von Jansen (1992) wiedergegeben. Aus diesem Diagramm ist die linksseitige Absenkung des Deckschichtwassers andeutungsweise zu entnehmen und somit ein erster Anhaltspunkt für die zutreffende Nachbildung gegeben. Derartige Hauptstrukturen sind geeignet, um die notwendige Validierung der Rechenergebnisse im Nahbereich der Mündung durch realisierbare Messungen zu erreichen.

Bevor die Haupteffekte der beiden Hochwasserfälle zusammenfassend festgehalten werden, ist noch eine beschreibende Ausdrucksweise zu erklären, die im folgenden wiederholt angewendet wird und gegen den sonst üblichen Gebrauch in der Hydrologie und Wasserwirtschaft abgegrenzt werden muß. Die Bezeichnungen "quantitativ" und "qualitativ" sind in dieser Untersuchung in dem Sinne gemeint, daß hierdurch lediglich intensitätsabhängige, sonst aber räumlich gleichartige Verteilungen von solchen mit räumlich stark differierenden Strukturen unterschieden werden.

Übersichtsmäßig sind folgende qualitative Unterschiede zwischen den Szenarien HA87 und HA91 festzustellen:

- 1. Die Lage der Hochwasserdämme in 1991 scheint die "Fahne" des Alpenrheinwassers im Bodensee stärker zu kanalisieren als in der Vorstreckungsvariante von 1987.
- 2. Durch das Vorschieben des rechten Hochwasserdamms wird der Bereich der starken Sedimentation vergrößert, und es entstehen zwei starke Sedimentationsbereiche.
- 3. Der relativ stärkere Abfluß vom 19. Juli 1987 hat erwartungsgemäß eine Erweiterung der Sedimentationsflächen im Vergleich zum 17. Juni 1991 zur Folge.
- 4. Die Bregenzer Bucht wird durch die weitere Vorstreckung weniger vom eindringenden Alpenrheinwasser beeinflußt, was durch die Schwebstoffverteilungen und die Temperaturfelder an der Oberfläche dokumentiert wird.

Schwankungen in der Stärke des Zuflusses scheinen fast nur quantitative anstatt qualitative Veränderungen in den Strömungsverhältnissen des Mündungsbereiches zur Folge zu haben. Eine Verlegung oder Verlängerung der Hochwasserdämme, wie zwischen 1987 und 1991 geschehen, beeinflußt die Bewegungsvorgänge hingegen auch merklich qualitativ.

Diese Ergebnisse sind durch zusätzliche Fallstudien untermauert, in denen die Mündungskonfiguration von 1991 und diejenige von 1987, jeweils vertauscht auf die Hochwasserverläufe von Juli 1987 und Juni 1991, angewendet wurden. Mit diesen hier nicht im einzelnen behandelten Lösungen HA87-V91 und HA91-V87 konnte ein wichtiger Beweis für die oben genannten allgemeinen Feststellungen geführt werden, der die große methodische Flexibilität der mathematischen Modellierung aufzeigt. Entsprechende Kontrollexperimente können in der Natur nicht durchgeführt werden und sind in der hydraulischen Nachbildung erheblich kostspieliger. Im ständigen Fortgang der Ausbaumaßnahmen bei der Vorstreckung trifft auch kaum ein vergleichbares zweites Hochwasserereignis auf die gleiche oder nur geringfügig modifizierte Form der Mündungsöffnung. Die sehr hohen Gehalte an suspendierten Feststoffen während des Spitzendurchganges im natürlichen Verlauf des Falles HA91 kamen aufgrund der Lücken in der Datenlage von der Station Rhein-Diepoldsau nicht zum Tragen, weil außerdem auch die Vergleichsmöglichkeit mit dem nicht entsprechend belegten Szenario HA87 einzuhalten war. Die kurzfristig extrem hohe Fracht an Sinkstoffen ist nach den Ergebnissen des Testfalls 2, die in den Abschnitten 3.2.3, 3.3.2 und 5.2 behandelt wurden, höchstwahrscheinlich nur von sekundärer Wirkung, da der größte Teil davon unmittelbar vor der Mündungsöffnung sedimentiert wird und nur in diesem Bereich zugehörige erhöhte Strömungsbeträge auftreten. Wegen der außerdem nur kurz andauernden Phase dieses extremen Einschubs hat die fehlende zeitliche Auflösung dieser Randbedingung keine beherrschende Bedeutung im länger andauernden Zuflußgeschehen, das von der Simulationszeitspanne erfaßt wird. Die Datenlücke weist jedoch auf das Erfordernis hin, im besonderen Fall genügend durch Messungen belegte Randbedingungen zur Verfügung zu haben, um die Leistungsfähigkeit der mathematischen Nachbildung ausnutzen zu können.

Die Variation der geometrischen Randbedingungen wird nun auf die vorgesehene Endlage der Alpenrheinmündung erstreckt, und zwar für das Hochwasserereignis von Juli 1987, woraus sich für den Fall die Kodebezeichnung HA87-VE ergibt. Die Mündungskonfiguration der Endlage (Abb. 24) leitet den Alpenrhein direkt an den nördlich der Halbinsel Rohrspitz liegenden Vorsprung des Unterwasserabhanges heran und lenkt den Einstrom fast in Normalenrichtung über den konvex zur Mündung verlaufenden Hang. Diese Anordnung ist nicht streng symmetrisch, was sich an der durch die Dammenden mehr in nördliche Richtung orientierten Öffnung zeigt.

Die Lösungen des Falles HA87-VE sind zum Vergleich mit HA87 und zur physikalischen Interpretation für den Zeitpunkt 24 Stunden nach Simulationsbeginn in je drei Teildiagrammen in Abbildung 25 und 26 zusammengestellt. In der Diagrammserie von Abbildung 25 sind die Verteilungen der Strömung an der Oberfläche und in 5 m Tiefe sowie der Vertikalkomponente der Bewegung in 3 m Tiefe angeordnet. Aus den Strukturen dieser drei abhängigen Variablen ist zunächst ein mehr nördlich gerichteter, nahezu symmetrischer Einstromverlauf in der nächsten Umgebung der Mündung zu entnehmen. Die Verteilungen der Strömung in 5 m Tiefe und der Vertikalkomponente greifen stärker nach Nordosten um den Fuß der Mündung herum aus. Aus den Schwebstoffahnen an der Oberfläche und im Tiefenniveau von 5 m, die in Abbildung 26 dargestellt sind, ist die viel stärkere Bündelung des Einstroms und die radial regelmäßige Ablagerungszone

des gröberen Materials, im Vergleich zu den stark abweichenden Plazierungen dieser Bereiche in den Fällen HA87 und HA91, ersichtlich.

Durch die schwache Asymmetrie des Einstroms, was vorwiegend der nördlich orientierten Mündungsöffnung und höchstens nur sekundär der schwachen Südwestwindwirkung zuzuschreiben ist, tritt in 5 m Tiefe eine Ausbreitungstendenz zur nordnordöstlichen Seite um den rechten Dammknopf herum auf, ehe die gesamte Bewegung weiter seewärts in nordwestliche Richtung einschwenkt. Dieses Verhalten ist sowohl an der Schwebstoffals auch an der Strömungsverteilung in diesem Tiefenhorizont zu erkennen. Man ersieht aus diesen feineren Unterschieden, daß die Bedingungen für die Form des sich neu bildenden Deltas bereits im Ansatz vorgegeben zu sein scheinen. Genauere Einblicke sind jedoch erst mit Hilfe weiterer derartiger Modellrechnungen zu gewinnen, die hier nicht vorgesehen gewesen waren.

Hinsichtlich der zugehörigen Temperaturverteilungen ist nur die Struktur in 5 m Tiefe in Abbildung 26 unten wiedergegeben, da die an der Oberfläche qualitativ mit derjenigen der Schwebstoffverteilung bis zum Übergangsbereich zwischen hohen und geringen Konzentrationen übereinstimmt. In der dargestellten Verteilung aus 5 m Tiefe tritt der zunächst nördlich und dann nach Nordwesten einschwenkende kältere Einstrom klar in Erscheinung, linksseitig begleitet von deutlich wärmeren Temperaturbereichen, was dem Verhalten in den Ausbauphasen von 1987 und 1991 entspricht und bereits erläutert wurde. Die schwachen Absenkungsstrukturen nordöstlich des rechten Dammes in der unteren Bildhälfte sind wie die anderen besprochenen Strukturen auch Ergebnis des Anlaufverhaltens des Strömungsfeldes. Die genauere Erklärung erfordert weitergehende Analysen der Abläufe, was in der vorliegenden Untersuchung noch nicht durchgeführt wurde.

Abschließend ist aus dieser Fallstudie folgendes generelle Ergebnis festzuhalten:

Während sich im Falle der Ausbaustufen 1987 und 1991 die Schwebstoffe nahe am Ende des rechtsseitigen Dammes ablagern, erfolgt der Zustrom bei der Endlage stark fokussiert von der relativ schmalen Öffnung des Bauwerkes aus. Die Schwebstoffe lagern sich im Nahfeld vor der Mündung relativ gleichförmig und sehr nahe der Öffnung ab und bilden ein Delta. Das durch Wassertemperatur und Schwebstoffe schwerere Alpenrheinwasser schiebt sich bereits unmittelbar vor der Mündung in tiefere Wasserschichten ein.



Abbildung 24: Bathymetrie des Ausschnittsgebietes für das Alpenrheinmodell. a) Ausbauzustand von 1991 und b) vorgesehene Endlage der Mündung und zugehörige kleinräumige Anpassungen in der Tiefenverteilung von 1989 nach Abb. 8.



Abbildung 25: Strömungsverteilung an der Oberfläche und in 5 m Tiefe sowie der Vertikalkomponente der Bewegung in 3 m Tiefe im Hochwasserfall Juli 1987 für die vorgesehene Endlage der Alpenrheinmündung ein Tag nach Simulationsbeginn.



Abbildung 26: Verteilung des Schwebstoffgehaltes an der Oberfläche und in 5 m Tiefe sowie der Temperatur in 5 m Tiefe im Hochwasserfall Juli 1987 entsprechend Abb. 25 für die Endlage der Alpenrheinmündung ein Tag nach Simulationsbeginn.

6.2.2 Mittlerer Abfluß im Herbst

In diesem Fall wird ein mittlerer Abfluß des Alpenrheins von $225 \text{ m}^3/\text{s}$ und 8,0 °C Wassertemperatur bei der Ausbaustufe 1989 und der Endlage betrachtet (MAH89 und MAH89-VE). Der Schwebstoffgehalt wurde mit 500,0 mg/l angenommen. Das zugehörige vertikale Temperaturprofil im Ausschnittsgebiet des Sees ist, wie im Fall 1 (MAH89) der Testrechnungen für das Alpenrheinmodell, in Abschnitt 3.3.2 definiert, wo es bereits angegeben wurde.

Die Rechenergebnisse sind für ausgewählte Verteilungen der Strömung, des Schwebstoffgehalts an der Oberfläche und der Temperatur in den Tiefenhorizonten von 5,0 und 12,5 m zum Zeitpunkt von 48 Stunden nach Simulationsbeginn in Abbildung 27 und 28 fallweise getrennt gegenübergestellt. Zum Verständnis ist noch anzumerken, daß der Fall MAH89 mit einem horizontal und zeitlich konstanten Südostwind der Stärke 2,0 m/s berechnet und im Gegensatz dazu im Fall MAH89-VE kein Wind berücksichtigt wurde. Dieser Unterschied äußert sich im Bereich nordöstlich der Mündung, wo durch das Windfeld eine entsprechende Driftströmung induziert ist (s. Abb. 27 oben). Kontrollberechnungen ohne Windeinwirkung ergaben, daß die Hauptunterschiede des Einstromverhaltens hiervon nicht stark beeinflußt werden, sondern durch die Dichtegegensätze bestimmt sind.

Es zeigt sich auch bei diesen mittleren Abflußverhältnissen anhand der dargestellten Strukturen an der Seeoberfläche, daß der Einstrom durch die Form und Position der Endlage stärker fokussiert und näher an der Mündung in die Tiefe eindringt. Hierbei ist die anfängliche Ausrichtung nach Norden durch diese Orientierung der Mündungsöffnung verursacht. Danach folgt die Bewegung dem schwachen mittleren Wasserstandsgradienten nach Westen, vorgegeben durch den Ausfluß bei Konstanz.

Aus den Temperaturverteilungen für MAH89 in 12,5 m Tiefe (Abb. 27 unten) und für MAH89-VE in 5,0 m Tiefe (Abb. 28 unten) ist das geschilderte Verhalten auch zu erkennen. Ein charakteristischer Unterschied ist jedoch in den Seitenbereichen der zur Deckschicht kälteren Einstromfahne festzustellen. Für die Endlage bildet sich linksseitig des Zustroms am nordwestlichen Hangabschnitt auch ein Absenkungsvorgang aus wie im vorangegangenen Hochwasserfall. Dagegen ist dies umgekehrt bei der Ausbauphase 1989, in der die entsprechende Reaktion rechtsseitig des sich einschichtenden Alpenrheinwassers erfolgt. Das Diagramm dieser Temperaturverteilung in 12,5 m Tiefe zeigt deutlich die Zuordnung dieser abwärts gerichteten Verlagerung des wärmeren Deckschichtwassers nördlich des rechten Dammendes und unmittelbar östlich des entlang am Hang abtauchenden kälteren Einstroms. Die dem Einschichtungsvorgang zugehörigen Konvergenzen und Querzirkulationen ergeben infolge der linksseitigen Anlehnung des Strahls an den Abhang in diesem Fall eine seitenverkehrte Anordnung des Phänomens.



Abbildung 27: Fallbeispiel für mittleren Abfluß im Herbst bei der Ausbaustufe 1989 im Nahbereich der Mündung: a) Strömungsverteilung an der Oberfläche, b) Verteilung des Schwebstoffgehaltes an der Oberfläche und c) Temperaturverteilung in 12,5 m Tiefe jeweils zwei Tage nach Simulationsbeginn.



Abbildung 28: Fallbeispiel für mittleren Abfluß im Herbst wie in Abb. 27, jedoch für die vorgesehene Endlage der Alpenrheinmündung: a), b) entsprechend wie in Abb. 27 und c) Temperaturverteilung in 5 m Tiefe jeweils zwei Tage nach Simulationsbeginn.

6.2.3 Charakteristischer Einstromfall mit tiefgerichteter Einschichtung in der kalten Jahreszeit

Die Berechnungen für das Szenario der tiefreichenden Einschichtung bei der Ausgangslage 1969 und der Endlage mit 113 m³/s Abfluß zeigen den Effekt der gesamten Vorstreckung für die limnologisch wichtige winterliche Situation für den Ausschnitt des Nahbereichs. Zur Betrachtung ist die für die Anfangsverhältnisse verwendete Tiefenverteilung von 1969 und Mündungsform, wie sie um 1972 bestand, mit einzubeziehen, die in Abbildung 7 veranschaulicht sind. Beide Fälle W72 und W72-VE sind ohne Windeinwirkung berechnet worden. Die Ergebnisse sind für die Strömungsverteilungen an der Oberfläche und die Vertikalkomponente der Strömung in 5 m Tiefe jeweils für die Anfangslage und Endlage der Vorstreckung in Abbildung 29 und 31 gegenübergestellt. In Abbildung 30 und 32 sind die Verteilungen des Schwebstoffgehalts an der Oberfläche und in 12 m Tiefe sowie der Temperatur ebenfalls in 12 m Tiefe in dieser Abfolge für beide Fälle getrennt wiedergegeben. Hinsichtlich der Temperatur an der Oberfläche entsprechen die hier nicht dargestellten Verteilungsstrukturen für den Anfangs- und Endzustand denjenigen der zugehörigen Schwebstoffahnen in Abbildung 30 und 32 oben. Die schmaleren Strukturen der Temperatur- und Schwebstoffverteilungen des Einstroms in 12 m Tiefe korrespondieren in ihrer Form und horizontalen Führung entlang des Unterwasserabhanges in beiden Fällen auch gut, was aus dem mittleren und unteren Diagramm in Abbildung 30 und 32 jeweils hervorgeht.

Im Überblick zeigt sich generell ein jeweils westlich gerichtetes, tangential am betroffenen Unterwasserabhang verlaufendes Abgleiten des dichteren Flußwassers in große Tiefen. Die Ausbreitungsrichtung wird durch die Öffnungslage und -konfiguration bestimmt, wobei die Westablenkung noch durch den abflußbedingten Wasserstandsgradienten in Richtung Konstanzer Trichter verstärkt wird. Die starke Einengung des relativ hohen Schwebstoffeintrages in den Obersee wird auch hier bei der Endlage deutlich.

Um eindeutig das Vordringen des Alpenrheinwassers in zentrale Bereiche des Obersees nachvollziehen zu können, sind genauere Informationen über das Temperaturprofil im Tiefenbereich unterhalb von ca. 100 m und die Fortsetzung der Rechnung in den Fernbereich mit dem gekoppelten Modellsystem notwendig. In den hier berechneten Fällen verliert sich der Alpenrhein durch Vermischung in den bodennahen Bereichen.



Abbildung 29: Fallbeispiel für tiefgerichtete Einschichtung im Winter (Anfang Februar) für die Anfangslage der Vorstreckung 1972 im Nahbereich der Mündung: a) Strömungsverteilung an der Oberfläche, b) Verteilung der Vertikalkomponente der Bewegung in 5 m Tiefe (s. a. Tabelle 6).



Abbildung 30: Gleiches Fallbeispiel wie in Abb. 29: Verteilung des Schwebstoffgehaltes a) an der Oberfläche und b) in 12 m Tiefe sowie c) Temperaturverteilung ebenfalls in 12 m Tiefe.



Abbildung 31: Fallbeispiel für tiefgerichtete Einschichtung im Winter wie in Abb. 29; jedoch für die vorgesehene Endlage der Alpenrheinmündung: a) Strömungsverteilung an der Oberfläche, b) Verteilung der Vertikalkomponente der Bewegung in 5 m Tiefe (s. a. Tabelle 6).



Abbildung 32: Gleiches Fallbeispiel wie in Abb. 31: Verteilung des Schwebstoffgehaltes a) an der Oberfläche und b) in 12 m Tiefe sowie c) Temperaturverteilung ebenfalls in 12 m Tiefe.

6.2.4 Charakteristischer Einstromfall im Frühjahr

Das Szenario F71-VE wurde auf die schwach einsetzende Entwicklung der Hauptschichtung im April 1971 und einen typischen, über dem langjährigen Mittel liegenden Abfluß von 330 m³/s bei 7,0 °C Flußwassertemperatur festgelegt (s. Tabelle 6 in Abschnitt 6.2). Bei diesem Abfluß und höherem suspendierten Feststoffgehalt des Alpenrheins von 500 mg/l ergibt sich im Mündungsbereich ein Absinken des wärmeren Wassers, welches erst nach Sedimentation der größeren Partikel wieder temperaturbedingt Auftrieb erhält. Hierdurch ist mit einer überwiegend flachen, d.h. mit größeren Anteilen in oberflächennahen Schichten verbleibenden Ausbreitung zu rechnen. Wenn auch dieser Fall für die Anwendung auf die Anfangslage der Vorstreckung mit zugeschnitten wurde, so ist das Szenario nur für die Endlage berechnet worden, weil es zugleich auch auf die hydraulischen Informationen ankam, die neben denen der bereits behandelten extremen Hochwasserabflüsse besonderen Orientierungswert für die wasserbaulichen Maßnahmen im künftigen Mündungsbereich vermitteln.

Ausgewählte Berechnungsergebnisse sind in Abbildung 33 und 34 so zusammengestellt, daß die Strömungsverteilungen sowie die Temperatur- und Schwebstoffahnen, jeweils getrennt für die Seeoberfläche und für 12 m Tiefe, einen Einblick in den Ausbreitungsverlauf des Flußmischwassers liefern. Der Einstrom biegt an der Mündungsöffnung scharf nach Westen um und folgt zunächst angelehnt dem Verlauf des unterseeischen Abhangs südwestlich der Mündung. Dieses Verhalten steht sehr wahrscheinlich mit der Sedimentation des gröberen suspendierten Materials in Zusammenhang. Die Hauptfahne löst sich danach, etwa 1 km von der Mündung entfernt, allmählich von dem Kontakt mit dem Hang und schwenkt auf nordwestliche Richtung ein. Da die windbedingte Zirkulation in diesem Berechnungsfall nicht betrachtet wurde, gilt diese Aussage jedoch nur für Szenarien mit ruhigen Witterungsverhältnissen über dem See.

6.2.5 Charakteristischer Einstromfall für den Sommer

Das Fallbeispiel einer charakteristischen sommerlichen Einstromlage ist hinsichtlich der hydrologischen Randbedingungen bis auf die Temperaturverhältnisse eng an den vorangehenden Fall F71 angelehnt (s. Tabelle 6 im Abschnitt 6.2). Infolge der bis 22,1 °C erwärmten Deckschicht des Sees und der Flußwassertemperatur von 14,0 °C ist zu erwarten, daß sich das Zuflußwasser in die Temperatursprungschicht (Metalimnion) zwischen 12 und 16 m Tiefe einschichtet. Die für Anfangs- und Endlage berechneten Lösungen S71 und S71-VE werden in jeweils zwei Abbildungen für sich dargestellt, wobei jedoch die entsprechend gleiche Skalierung eingehalten ist, um zwischen beiden Fällen leicht vergleichen zu können. So sind die Oberflächenströmung, die Vertikalkomponente der Bewegung in 1 m Tiefe und die Strömung in 12 m Tiefe in dieser Reihenfolge jeweils in Abbildung 35 und 37 zusammengefaßt. Entsprechend sind die Schwebstoffahnen an der Oberfläche und in 12 m Tiefe sowie die Temperaturverteilungen nur in 12 m Tiefe in dieser Abfolge in Abbildung 36 und 38 angeordnet.

Nach genauerem Vergleich der Ergebnisse für die Ausgangslage 1969 mit denen der Endlage lassen sich die folgenden Aussagen treffen: Das mit einem Abfluß von 330 m³/s einhergehende Szenario einer temperaturbedingten Einschichtung ins Metalimnion zeigt



Abbildung 33: Fallbeispiel für eine typische Einstromsituation im Frühjahr (Anfang April 1971) für die vorgesehene Endlage der Vorstreckung im Nahbereich der Mündung: a) Strömungsverteilung, b) Temperaturverteilung und c) Schwebstoffverteilung jeweils an der Oberfläche zwei Tage nach Simulationsbeginn (s. a. Tabelle 6).



Abbildung 34: Fallbeispiel wie Abb. 33, jedoch für 12 m Tiefe.



Abbildung 35: Einstromfall für den Sommer (11.August 1971) für die Anfangslage der Vorstreckung 1971 im Nahbereich der Mündung: a) Strömungsverteilung an der Oberfläche, b) Verteilung der Vertikalkomponente der Bewegung in 1 m Tiefe und c) Strömungsverteilung in 12 m Tiefe jeweils zwei Tage nach Simulationsbeginn (s. a. Tab. 6).



Abbildung 36: Einstromfall wie in Abb. 35: Zugehörige Verteilung des Schwebstoffgehaltes a) an der Oberfläche und b) in 12 m Tiefe sowie c) Temperaturverteilung ebenfalls in 12 m Tiefe.



Abbildung 37: Einstromfall für den Sommer wie in Abb. 35, jedoch für die vorgesehene Endlage der Alpenrheinmündung.



Abbildung 38: Einstromfall wie in Abb. 37: Zugehörige Verteilung des Schwebstoffgehaltes a) an der Oberfläche und b) in 12 m Tiefe sowie c) Temperaturverteilung ebenfalls in 12 m Tiefe.

bei der Endlage keine qualitative Veränderung gegenüber den anderen berechneten Fällen. Für die Ausgangslage (S71) hingegen scheint der Schwebstoffgehalt auszureichen, um den Alpenrheinzufluß nach Osten abzulenken. Beim deutlich geringeren Abfluß im Winter (W72) tritt dieser Absinkeffekt nicht so stark in Erscheinung, und das Wasser des Alpenrheins breitet sich eher nach Westen in Richtung des Wasserstandsgradienten zum Seeabfluß aus.

Aus den Temperaturverteilungen in 12 m Tiefe ist wieder die linksseitig vom Einstrom gelegene Absenkung der Deckschicht zu entnehmen, was sich bei beiden Vorstreckungslagen an den roten Farbstufen in den Bereichen am westlich zur jeweiligen Mündungsplazierung liegenden Unterwasserabhang zeigt. Dieses Verhalten im benachbarten stärker geschichteten Seewasser wurde bereits in den Fällen HA87, HA91, MAH89 angetroffen und erläutert. Es weist mit dem erneuten Auftreten auf eine anscheinend wiederkehrende Struktur hin, die dem eindringenden Flußwasserstrahl bei ausgeprägter Schichtung des Sees und dem deshalb sehr nah der Mündung vom Grund sich abhebenden Mischwasserkörper eigen ist. Diese Erscheinung ist vermutlich mit einer Querzirkulation verbunden.

6.3 Szenarien der Fernausbreitung

Beispiele der limnologisch wichtigen Stoffversorgung tiefer Regionen im Winter durch gekoppelte Berechnungen für den Nahbereich und den übrigen gesamten Obersee wurden in vier Berechnungsszenarien betrachtet:

- (a) Mitteltiefe Einschichtung ins obere Hypolimnion im Vergleich zwischen der Vorstreckung Dezember 1987 und für den Endzustand (W87, W87-VE).
- (b) Tiefe bodennahe Einschichtung im Vergleich zwischen der Vorstreckung im Dezember 1991 und für den Endzustand (W91, W91-VE).

Ermittelt wurden die zugrundeliegenden Werte mit Hilfe von Lagrange'schen Tracerrechnungen, um aus den Eulerschen Modellergebnissen Informationen zum Vordringen des Alpenrheinwassers im Obersee zu erlangen. Wegen der nichtkonservativen Transporteigenschaften von Temperatur und Schwebstoffen sind diese Parameter nicht als Indizien für den Wassertransport über mehrere Tage geeignet. Es sind daher Wasserteilchen zu einem fest definierten Zeitpunkt an der Alpenrheinmündung markiert worden, um deren Verdriftung im zeitlichen Ablauf weit verfolgen zu können.

Die anfängliche Markierung wurde für einen Wasserkörper von 200×200 m Horizontalund 2 m Vertikalerstreckung in der Mündungsöffnung zum Simulationsbeginn jeweils 0:00 Uhr am 17. Dezember 1987 bzw. 1991 vorgenommen. Die Ausbreitungswege dieser Wasserpartikel wurden im Zeitverlauf bis 3. Januar 1988 bzw. 1992, also jeweils über eine Zeitspanne von 18 Tagen, aus den Strömungsfeldern integriert, die als Lösungen des gekoppelten Systems Basismodell-Alpenrheinmodell erhalten wurden. Da die zeitlich variierende hydrologische Situation des Alpenrheins in diesem Zeitraum nach den täglichen Werten berücksichtigt wurde, sind die Schwankungen des Abflusses und der Dichte des Flußwassers im Zeitverlauf der Lösung enthalten. Die Ausbreitung später an der Mündung eintreffender Flußwasserkörper, also auch derjenigen eines relativ geringen

Hochwassers jeweils drei bzw. sechs Tage nach Simulationsbeginn, ist nicht vergleichsweise integriert worden. Diese sequentielle Gesamtzufuhr macht sich in den Verläufen nur indirekt bemerkbar als Wechselwirkung mit dem vorauslaufenden markierten Partikelensemble. Betrachtungen über diese impliziten Nachlaufeffekte des gesamten Einstromgeschehens in der Simulationsperiode auf den Verbleib der Anfangsmenge erfolgen weiter unten bei der Beschreibung der berechneten Verteilungsstrukturen.

Hinsichtlich der Ergebnisse ist noch anzumerken, daß es sich bei dem genannten Lagrange'schen Verfahren wegen der verwendeten Turbulenzansätze (s. *Maier-Reimer und Sündermann 1982)* um statistische Aussagen handelt. Daher ist nur die allgemeine Form und Lage von Punktwolken als signifikante Lösung zu betrachten; einzelne Tracerpositionen sollten dabei aus der Interpretation herausgenommen werden.

Im Fall W87 und W87-VE wurden zum Vergleich zwei Szenarien für die Ausbauphase von 1987 und die Endlage mit den hydrologischen Gegebenheiten aus dem Zeitraum 17. Dezember 1987 bis 3. Januar 1988 für eine angenommene mittlere Einschichtung berechnet, die in die oberen Tiefenbereiche des Hypolimnions gerichtet ist (siehe Tabelle 7).

Die Fälle W91 und W91-VE stellen zwei Szenarien für die Endlage und eine zugehörige Ausbauphase 1991 aus dem Zeitraum 17. Dezember 1991 bis 3. Januar 1992 für eine angenommene tiefe Einschichtung dar. Die Dichte des eindringenden Flußmischwasserkörpers verändert sich zunächst auf das Maximum hin, da die Flußwassertemperatur unter der des Dichtemaximums liegt, während die Seewassertemperaturen oberhalb davon verbleiben (Tabelle 8). Hierdurch wird schwereres Mischwasser gebildet, das eine Ausbreitung in Bodennähe und damit in die tiefsten Bereiche des Obersees erwarten läßt.

Um die Deutung der Modellergebnisse zu erleichtern, wurde bei den berechneten Fällen kein Windeinfluß berücksichtigt. In allen Szenarien liegt der Abfluß in dem Sinne im Regime für den Frühwinter, daß der Abflußgang auch Zunahmen enthält, die eine entsprechend höhere Stofffracht ergeben, als im Mittel zu erwarten ist. Nach intensiver Prüfung wurden demnach die Szenarien wie folgt definiert:

Fallbeispiele	W87, W87-VE		
Hydrolog	gie Alpenrhein		
mittl. Abfluß	$159 \text{ m}^3/\text{s}$		
mittl. Temperatur	4,55° C		
mittl. Schwebstoff-	194,0 mg/l		
gehalt	-		
Angenommenes Tempe	eraturprofil Fischbach-Uttwil		
Datum	22. Dezember 1987		
Meßtiefe 1 – 5 m	6,26° C		
Meßtiefe 10 m	6,25° C		
Meßtiefe 20 m	6,24° C		
Meßtiefe 25 m	6,18° C		
Meßtiefe 30 m	6,10° C		
Meßtiefe 35 m	6,04° C		
Meßtiefe $40 - 45 \mathrm{m}$	5,92° C		
Meßtiefe 50 m	5,77° C		
Meßtiefe 55 m	$5,48^\circ$ C		
Meßtiefe 60 m	5,37° C		
Meßtiefe 65 m	5,09° C		
Meßtiefe 70 m	4,73° C		
Meßtiefe 75 m	4,51° C		
Meßtiefe 80 m	4,43° C		
Meßtiefe 85 m	, 4,32° C		
Meßtiefe 90 m	4,22° C		
Meßtiefe 100 – 120 m	4,13° C		
Meßtiefe 130 – 200 m	4,05° C		
Meßtiefe 210 – 250 m	3,99° C		

Tabelle 7: Mitteltiefe Einschichtung (17.12.1987 bis 3.1.1988): mittlere hydrologische Zuflußdaten des Alpenrheins für die Simulationszeitspanne und zugrundegelegte Temperaturschichtung des Obersees nach Terminmessungen des ISF.

Die zeitlichen Verläufe der in den Berechnungen vorgegebenen hydrologischen Randbedingungen des Alpenrheins sind für beide betrachteteten Zeiträume in Abbildung 39 graphisch aufgetragen. Daraus ist zu ersehen, daß im Fall W87 während der ersten vier Tage (bis 21.12.1987) erhöhte Schwebstoffgehalte auftreten, die am 18.12.1987 mit einem Meßwert von knapp 600 mg/l belegt sind. In dieser Phase ist also die für die Einschichtung maßgebliche Flußwasserdichte wesentlich durch die Schwebstoffe mitbestimmt, was anschließend nicht mehr der Fall ist. Dagegen spielt die generell sehr geringe Schwebstofffracht während der Simulationszeitspanne im Beispiel W91 keine in dieser Hinsicht besonders zu beachtende Rolle.

In beiden hydrologischen Situationen handelt es sich um länger anhaltende stärkere Zuflußsituationen mit kälterem Alpenrheinwasser im Verhältnis zum oberflächennahen Seewasser. Hieraus ist zu schließen, daß die Dichte des Flußmischwassers beim Vordringen in den See, abgesehen von der genannten kurzen Anfangsphase im Fall W87 und sonst außerhalb des engeren Mündungsbereichs, von der Temperatur bestimmt sein wird. Das Zustandekommen der tiefen Einschichtung infolge des Wasseraustauschs zwischen wärmerem Seewasser und dem 3,2 °C kalten Zuflußwasser mit dem Ergebnis, daß die Mischtemperatur sich in Richtung auf die Temperatur des Dichtemaximums hin verändert, wurde bereits oben als Auswahlkriterium des Szenarios W91 erwähnt.

6.3.1 Beispiele mitteltiefer Einschichtung

Fall W87: Die Ausbreitung des markierten Flußwassers ist in vier Momentaufnahmen nach zwei, fünf, sieben und vierzehn Tagen Laufzeit in Abbildung 40 graphisch dargestellt. Bei der im Jahre 1987 erreichten Mündungskonfiguration wird das schwerere Alpenrheinwasser kurz hinter dem rechten Leitdammende in nordöstlicher Richtung geführt. Nach zwei Tagen ist es bereits in 40 bis 80 m Wassertiefe angekommen auf halbem Wege zwischen der Alpenrheinmündung und Lindau, wobei die tiefsten Anteile auf dem Seeboden aufliegen und infolge stärkerer Bewegung weiter als die flacheren vorgestoßen sind. Hierbei ist zu beachten, daß die für den Tiefenbereich 60 bis 80 m rot markierten untersten Anteile des Flußwasserkörpers sich auf der Sohle in diesem Gebiet nur in ca. 65 m Wassertiefe befinden. Ein größerer Teil der eingeströmten Wassermenge wird, weiter in nordwestlicher Richtung in Bodennähe den Abhang entlanglaufend, in den zentralen Obersee umgelenkt, was aus der Verteilung für den 5. Tag zu ersehen ist. Im späteren Verlauf besitzt der größte Teil des Wassers jedoch nicht genügend Schwere, um den vertikalen Kompensationsströmungen in unmittelbarer Nachbarschaft des Einstroms merklich entgegenzuwirken. Dieser Effekt hat zur Folge, daß vom 7. bis 14. Tage die Menge der gelb markierten Teilchen sehr streuend mit Häufung im Bereich um die Mündung stark wächst (s. die unteren beiden Diagramme in Abb. 40). Eine Ursache dürfte wohl darin liegen, daß durch die lang anhaltende Bodenberührung mit der Zeit eine stärkere turbulente Vermischung zwischen dem einströmenden Wasserkörper und dem seitlich und darüber liegenden leichteren Seewasser erfolgt ist. Diese Ergebnisse deuten daraufhin, daß die Mündungsform von 1987 im späteren stärker streuenden Ausbreitungsverhalten infolge intensiverer horizontaler und vertikaler Vermischung eine mengenmäßig geringere und kürzer anhaltende Einschichtung in den Obersee zur Folge hat als bei der nachfolgend betrachteten Endlage.
Fallbeispiele	W91, W91-VE			
Hydrologie Alpenrhein				
mittl: Abfluß	$160 \text{ m}^3/\text{s}$			
mittl. Temperatur	3,22° C			
mittl. Schwebstoff-	37,2 mg/l			
gehalt				
Angenommene's Temperaturprofil Fischbach-Uttwil				
Datum	19. Dezember 1991			
Meßtiefe 1 – 76 m	5,59° C			
Meßtiefe 80 m	$5,34^{\circ} \mathrm{C}$			
Meßtiefe 85 m	5,11° C			
Meßtiefe 90 m	4,93° C			
Meßtiefe 95 m	4,83° C			
Meßtiefe 100 m	4,72° C			
Meßtiefe 105 m	4,74° C			
Meßtiefe 110 m	4,71° C			
Meßtiefe 115 m	4,65° C			
Meßtiefe 120 m	4,62° C			
Meßtiefe 125 m	4,63° C			
Meßtiefe 130 m	4,60° C			
Meßtiefe 135 m	4,58° C			
Meßtiefe 140 – 150 m	4,54° C			
Meßtiefe 155 – 170 m	4,51° C			
Meßtiefe 175 m	4,49° C			
Meßtiefe 180 – 190 m	4,47° C			
Meßtiefe 195 – 210 m	4,46° C			
Meßtiefe 215 – 248 m	$4,45^{\circ}$ C			

Tabelle 8: Tiefe bodennahe Einschichtung (17.12.1991 bis 3.1.1992): mittlere hydrologische Zuflußdaten des Alpenrheins für die Simulationszeitspanne und zugrundegelegte Temperaturschichtung des Obersees nach Terminmessungen des ISF.



Abbildung 39: Zeitlicher Verlauf der hydrologischen Randbedingungen des Alpenrheins für die Fallbeispiele der mitteltiefen und tiefen Fernausbreitung in Abb. 40 bis 44 gemäß Tagesmittelwerten des Abflusses und der Flußwassertemperatur sowie Messungen des Schwebstoffgehaltes an der Station Rhein-Diepoldsau, Rietbrücke, für die Zeitspannen 17.12.1987 bis 1.1.1988 und 17.12.1991 bis 1.1.1992.

Fall W87-VE: Das Eindringen des Alpenrheinwassers ist in Abbildung 41 entsprechend dem Vergleichsfall W87 in den gleichen vier Zeitschritten der Momentsituation nach dem Zustrom dargestellt worden. Der sonst gleiche hydrologische Fall weist bei der Endlage einen stärker gerichteten Einstrom auf, in dem nach zwei Tagen die Einschichtung im Tiefenhorizont zwischen 20 und 60 m gegeben ist. In der horizontal zweidimensionalen Darstellungsweise werden die tieferen Anteile des Alpenrheinwassers von denen in der Schicht zwischen 20 und 40 m verdeckt. Am 5. Tag ist ein großer Anteil von Flußmischwasser in 40 bis 60 m Tiefe am weitesten in nordwestlicher Richtung vorgedrungen. In dieser Anfangsphase sind in der Schicht von 60 bis 80 m im Gegensatz zum vorherigen Fall nur geringe Anteile zu finden. Offenbar hängt das etwas tiefere Eindringen im Falle W87 damit zusammen, daß das Flußmischwasser in dem anderen Ausbreitungsgebiet bodenaufliegend und eingefaßt von der Tiefenkonfiguration des Beckenendes einströmt. Im Unterschied hierzu erfolgt das Eindringen im Falle W87-VE während der entsprechenden Phase bereits abgehoben vom Boden, weil dieser im betroffenen weiter westlicheren Seegebiet tiefer liegt. Hierdurch sind andere horizontale Vermischungswirkungen auf das Flußmischwasser gegeben, so daß es im Anfangsverlauf insgesamt nicht genauso tief eingeschichtet wird. Im weiteren Verlauf bis nach 14 Tagen zeigt sich nur noch eine langsame Verdriftung des eingeströmten Wassers in den zentralen Obersee hinein. Wenn auch die weiter in die offene Freiwasserregion hineinragende Form der Endlage die gegebene Deutung für den Anfangsverlauf nahelegt, ist doch noch der dynamische Effekt zu betrachten, der durch die Schiefstellung der see-eigenen Dichteschichtung infolge der geschwindigkeitsproportionalen Corioliskraft möglich ist. Die Anpassung des inneren Druckfeldes auf den Einstromstrahl und die begleitenden induzierten see-eigenen Strömungen verursachen generell eine Neigung der Hauptdichtesprungschicht vom Zentrum des Sees abwärts zur nordöstlichen und östlichen Berandung. Insofern kann die näher zur Seemitte liegende Mündung zur Folge haben, daß der Flußmischwasserkörper etwas höher zu liegen kommt. Doch dürfte diese Wirkung im vorliegenden Beispiel sekundär sein, da das zuflußinduzierte großräumige/Strömungsfeld insgesamt sehr schwach ist bei dem im Mittel geringen Abfluß von ca. 160 m^3/s .



Abbildung 40: Zeitlicher Verlauf der am Simulationsbeginn markierten Wasserteilchen der Fernfeldberechnungen bei mitteltiefer Einschichtung im Winter 1987/88: Ausbaustufe 1989, vertikale Auflösung in 20 m-Stufen (weitere Erläuterungen im Text).



Abbildung 41: Zeitlicher Verlauf der am Simulationsbeginn markierten Wasserteilchen wie im Fall der Abb. 40, jedoch für die voraussichtliche Endlage der Mündung, vertikale Auflösung in 20 m-Stufen.

Zusammengefaßt läßt sich aus beiden Fällen folgendes schließen:

Die Fernfeldberechnungen ergeben nach den hydrologischen Randbedingungen eine länger anhaltende Einschichtung in mittleren Tiefen des Obersees, wobei die Wassermassen nicht unter 80 m Tiefe absinken. In der Situation mit der Ausbaustufe im Jahre 1987 ist anfänglich ein stärkeres Verbleiben des Wassers östlich der Vorstreckung zu erkennen, wobei größere Anteile am Boden entlang am stärksten vordringen. Später wird ein Teil des Wassers anscheinend sogar mit der aufwärts gerichteten Kompensationsströmung an der Alpenrheinmündung wieder in Oberflächennähe transportiert. Bei der im Fall W87-VE angenommenen Endlage der Vorstreckung ist hingegen ein nordwestlich gerichtetes Verdriften des Alpenrheinwassers zu konstatieren. Bei der Vorstreckung 1987 (Fall W87) tritt im Endeffekt eine stärkere Vermischung bereits nahe der Mündung ein. Für die Endlage ergibt sich hingegen, daß das Flußwasser wegen der größeren Wassertiefen schon kurz nach der Einmündung abgehoben vom Seeboden verläuft. Trotz der stärkeren Fokussierung unterliegt es hierdurch im freien Inneren des Seewasserkörpers, das von dem Einstrom durch die exponierte Endlage der Mündung auf kurzer Distanz erreicht wird, einem anderen horizontalen Vermischungsregime mit stärkerem Verdünnungseffekt als vergleichsweise bei der rückwärtigen, assymmetrischen Mündung im Falle W87. So kommt es dazu, daß das Flußmischwasser von der Endlage aus bei mitteltiefer Einschichtung W87-VE insgesamt etwas flacher eindringt, nämlich überwiegend zwischen 20 und 60 m Tiefe. Erst in der zweiten Hälfte der Simulationszeitspanne gelangt es in geringerem Maße auch in 60 bis 80 m Tiefe. Dieser in der unteren Grenze der Eindringtiefe gegenteilige Effekt kann bei der näher an der Endlage vom Seeboden abhebenden mitteltiefen Einschichtung auch noch als mögliche Folge der durch die Corioliskraft schiefgestellten Hauptdichtesprungschicht angesehen werden. Doch kommt dieser Wirkung im vorliegenden Fall des relativ geringen mittleren Abflusses und der resultierenden schwachen zuflußinduzierten Strömungen im See nur untergeordnete Bedeutung zu.

Durch die Ausbreitung eines Teils des Flußmischwassers von der Endlage aus in nördliche Richtungen in oberflächennahen Schichten deutet sich eine fortbestehende Möglichkeit an, daß das angrenzende deutsche Bodenseeufer von Flußwasserinhaltsstoffen, wenn auch verdünnt, weiterhin betroffen sein kann. Aus den Fallstudien ist jedoch ein engerer Rückschluß auf die Verhältnisse bei starker Schichtung in der warmen Jahreszeit und somit auf die stärkere Beeinflussung in den Tiefenbereichen, aus denen die Wasserentnahmen erfolgen, noch nicht zu ziehen. Hierzu sind spezielle Falluntersuchungen, insbesondere für vorauslaufende Hochwasserereignisse, erforderlich.

6.3.2 Beispiele tiefer bodennaher Einschichtung

Fall W91: Der zeitliche Ablauf dieser tiefen Einschichtung ist in Abbildung 42 nach dem gleichen Schema wie in den beiden vorherigen Fällen wiedergegeben. Nach zwei Tagen ist das einströmende Wasser nur geringfügig bis unter 20 m Wassertiefe vorgedrungen, was auf den verhältnismäßig geringen Schwebstoffgehalt des Alpenrheins zurückzuführen ist. Nach fünf Tagen ist dann ein deutliches Absinken zu erkennen, wobei sich ein großer Teil des Wassers entlang am nördlichen Abhang in den tieferen Bereich des Bodensees hinunterbewegt, was aus der in nordwestlicher Richtung zunehmenden Tiefe des Flußmischwassers zu ersehen ist. Ein anderer Anteil des zugeströmten Wassers, der wahrscheinlich aus den Randbereichen des Einstromes stammt, ist durch horizontale Einmischung bereits so leicht geworden, daß er mit dem Strömungsfeld in den Tiefenbereich zwischen 20 und 60 m verfrachtet wird und in den darauffolgenden Tagen in der Bregenzer Bucht verbleibt. Es zeigen sich nach sieben Tagen zwei deutlich voneinander getrennte Wasserkörper, einer südlich von Lindau in oberflächennahen Schichten und der andere als tief eindringender Mischwasserkörper im Seegebiet vor Langenargen und Kressbronn. Ein großräumiger Überblick über die Verbreitung am 14. Tag ist Abbildung 44 zu entnehmen.

Fall W91-VE: Im Gegensatz zur Öffnung 1991 zeigt die Endlage in dieser hydrologischen Situation einen etwas geringeren Effekt einer seitlichen Einmischung in das einströmende Alpenrheinwasser, was aus den Partikelverteilungen in Abbildung 43 hervorgeht, die zeitlich wiederum entsprechend wie im Fall W91 gewählt wurden. Es fließt relativ schnell in größere Tiefen ab; bereits nach zwei Tagen ist teilweise ein Horizont von über 80 m erreicht. Die tiefsten Anteile folgen hier den Wassertiefen am Fuße des nördlichen Unterwasserabhangs entlang. Es ist außerdem eine nach Südosten laufende Ausbreitung im Tiefenbereich von 40 bis 60 m festzustellen, die vermutlich in die Kompensationsbewegung zurück zur Mündungsöffnung mit einbezogen ist. Quantitativ geringer als im Fall W91, aber dennoch signifikant, ist das Verhalten des stärker vermischten Wassers, welches dem Zirkulationsmuster oberflächennaher Tiefenbereiche folgt. Es verteilt sich zunehmend mit der Zeit in einem nordwestlich orientierten Streifen, der sich schließlich von der Höhe westlich Wasserburg bis zur Seemitte Höhe Lindau erstreckt. Im Falle W91 war diese Entwicklung mehr auf das Seegebiet südlich von Lindau konzentriert und hatte dort in Seemitte einen Schwerpunkt. Wenn auch aus der mehr longitudinalen und nahe zum deutschen Ufer liegenden Struktur im Fall der Endlage ein Effekt der stärkeren Bündelung des weiter nordwestlich erfolgenden Einstroms zu sehen ist, so resultiert doch eine auf den genannten Uferabschnitt hin orientierte künftige Ausbreitungstendenz von Flußwasserinhaltsstoffen. Dennoch ist festzuhalten, daß als Ursache für die verschiedenen Strukturen des oberflächennah verbleibenden Teils von Flußmischwasser hauptsächlich das intensivere Vermischungsverhalten aufgrund der nach rechts offenen Mündungsform von 1991 in Frage kommt. Im letzten Teildiagramm für den 14. Tag nach dem Zustrom in Abbildung 42 und 43 ist der Kartenausschnitt zu klein für die weiter nach Nordwesten vorgedrungene tiefe Spitze des markierten Flußwasserkörpers. Deshalb sind noch einmal in Abbildung 44 in einem bis auf die Höhe von Friedrichshafen reichenden größeren Kartenausschnitt beide Momente komplett dargestellt. Man ersieht hieraus die nur sekundär differierenden Verteilungen des tiefen, nach Nordwesten vorstoßenden Teils des Alpenrheinwassers, das nach vierzehn Tagen bis eben westlich der Höhe von Langenargen vorgedrungen ist.

Es ergibt sich somit folgendes Resümee für die Berechnungen zu tiefen bodennahen Einschichtungen:

Die definierten Fälle W91 und W91-VE führen mit den betrachteten sehr kalten Flußtemperaturen zu tiefer Einschichtung im Obersee. Der Teil des oberflächennah verbleibenden leichteren Flußmischwassers breitet sich in beiden Fällen zunächst nordöstlich aus, wobei für W91 die Hauptansammlung jedoch südlich von Lindau gegen Simula-



Abbildung 42: Zeitlicher Verlauf der am Simulationsbeginn markierten Wasserteilchen der Fernfeldberechnungen bei tiefer Einschichtung im Winter 1991/92: Ausbaustufe 1989, vertikale Auflösung in 20 m-Stufen (weitere Erläuterungen im Text).



Abbildung 43: Zeitlicher Verlauf der am Simulationsbeginn markierten Wasserteilchen wie im Fall der Abb. 42, jedoch für die voraussichtliche Endlage der Mündung, vertikale Auflösung in 20 m-Stufen.



Abbildung 44: Räumliche Verteilung der bei Simulationsbeginn markierten Wasserteilchen im Fall der tiefen Einschichtung gemäß Abb. 42 und 43 nach 14 Tagen im Gesamtüberblick für die Ausbaustufe von 1989 (Abbildung oben) und die voraussichtliche Endlage der Alpenrheinmündung (Abbildung unten), vertikale Auflösung in 20 m-Stufen. tionsende erfolgt ist. Für die Endlage der Vorstreckung ergibt sich hierfür mehr eine Anordnung in einem Streifen entlang am deutschen Ufer bis westlich von Wasserburg. Generell zeigt die tiefere Einschichtung einen größeren Einfluß der Morphologie, was in beiden Fällen zu einer klaren Trennung des Alpenrheinwassers in den in die Tiefe absinkenden Teil aus dem Zentrum des Einstroms und in den sich stark mit dem Oberflächenwasser vermischenden Teil aus dem Randbereich des Einstroms führt. Die starke Streuung der Verteilungsstrukturen am Schluß der Simulation ist eine Folge des mit der Zeit zunehmenden Dispersionseffektes. Der Unterschied ist besonders deutlich im Vergleich zu den ersten der vorangegangenen Momentaufnahmen, die den langen Zeitraum von zwölf Tagen zurückliegen.

Welche Beiträge einzelne Gangphasen des Abflußverhaltens auf die dargestellten momentanen Verteilungen haben, ist nicht analysiert worden. Ein später in der Mündung markierter Wasserkörper würde eine entsprechend der Zeitabhängigkeit des Abflusses etwas verschiedene Verschiebung im gleichen Gebiet erfahren als der voranlaufende. Da die zeitlichen Schwankungen jedoch nicht extrem sind, dürfte das Verbleiben der unsichtbar gelassenen nachkommenden Wasserteilchen höchstens nur sekundär verschieden sein. Hieraus folgt, daß das Wesentliche des Ausbreitungsverhaltens aus den dargestellten Sequenzen der Verteilungen abgelesen werden kann.

Abschließend sind zu den beiden Szenarien mit tiefgerichteter Einschichtung noch Aspekte für die Abschätzung der Beeinflussung von Wasserentnahmen am deutschen Ufer zu betrachten. Die berechneten Strukturen des in den oberen Wasserschichten verbleibenden leichteren Mischwasserkörpers haben die Tendenz, ausgehend von der künftigen Mündung, daß der gesamte ufernahe Abschnitt, etwa zwischen Nonnenhorn und Lindau, von Flußwasserinhaltsstoffen erreicht werden kann. Dieses Verhalten ist als Folge der Lage und der stärker den Einstrom bündelnden Form der neuen Mündung zu verstehen. Diese Einschätzung kann jedoch auf andere Einstromsituationen während anderer Jahreszeiten nicht ohne weitere Berechnungen übertragen werden, was bereits oben für die Fälle W87 und W87-VE ausgeführt wurde.

Aus seenphysikalischer Sicht sind weitere Messungen und Berechnungen mit dieser Zielsetzung dringend geboten. Im Hinblick auf die Anwendungen gilt dies nicht nur für den limnologisch bedeutsamen tiefen Einstrom, sondern auch für die in möglichen Einflußbereichen betriebenen Trinkwasserfassungen.

Anhang

A Begriffsbestimmungen

Zum besseren Verständnis des Textes für den nicht mit der Strömungsmechanik befaßten Leser seien an dieser Stelle einige Fachbegriffe allgemeinverständlich erklärt.

Dispersionsverhalten (eines mathematischen Lösungsverfahrens)

diagnostische Berechnung

prognostische Berechnung

Bathymetrie ·

Ekman-Driftströmung

Ekman-Zirkulation

Barotrop

Baroklin

Wiedergabe des physikalischen Ausbreitungsverhaltens von Wellen und damit Beschreibung des Zusammenhangs zwischen Wellenperiode, Wellenzahl und Wellenamplitude

Strömungen werden aus einem vorgegebenen (zeitlich konstanten) Dichtefeld (aus Wassertemperatur, Salinität und Wasserdruck) mit Hilfe der dafür relevanten Bewegungsgleichungen berechnet; das Verfahren wird für großflächige Ozeanmodelle häufig angewandt.

Strömungen werden durch zeitlich veränderliche Antriebskräfte prognostiziert; durch die Bewegung werden entsprechend auch Verteilungen von Wassertemperatur und Salinität verändert. Bei Berücksichtigung der dichtebedingten Druckkräfte ist hierdurch auch eine Wechselwirkung gegeben; das Verfahren ist bei kleinräumigen Gewässermodellen notwendig.

Horizontale Verteilung der Wassertiefen in Gewässern.

Nach EKMAN (1905) folgt die Richtung der windbedingten Oberflächenströmung in einem weit ausgedehnten Oberflächengewässer auf der rotierenden Erde nicht dem Wind, sie wird ca. 40 - 45 Grad nach rechts (auf der Nordhalbkugel) abgelenkt. Diese Ablenkung wird durch die innere Reibung des Wassers sowie durch die ablenkende Kraft der Erdrotation verursacht und setzt sich mit der Tiefe ständig fort, wobei der Strömungsbetrag exponentiell abnimmt. Hierdurch bleibt die Driftströmung im wesentlichen auf eine in größeren Seen in der Regel nur mehrere Meter mächtige Oberflächenschicht beschränkt.

Strömungssystem auf der rotierenden Erde, das aus Driftströmung und Gradientströmung in einem vollkommen geschlossenen großen Gewässer zusammengesetzt ist.

Berechnung der Strömung ohne Einfluß von wasserdichtebedingten Druckdifferenzen.

Berechnung der Strömung mit Einfluß von wasserdichtebedingten Druckdifferenzen.

Euler-Verfahren

Lagrange-Verfahren

Seiches

nicht (oder wenig) diffusives Verfahren

nichtlineare Prozesse

Upstream Algorithmus

FCT-Schritt

FD-Transportberechnungsverfahren

stationär

Mathematische Verfahren, in denen abhängige Variable (wie z.B. Wassertemperatur) an einem festen Ort berechnet werden.

Mathematische Verfahren, in denen abhängige Variable auf ihrem von der Strömung festgelegten Weg berechnet werden. Hierzu werden Tracer (Wasserteilchen = Spurenteilchen) auf ihren Bahnlinien verfolgt. Durch Gestalt eines Gewässers (Länge, Breite, Tiefe) in ihrer Periode festgelegte Eigenschwingungen, die sich in Wasserstandsschwankungen (externe Seiches) zeigen können. In der Form alleiniger hoher vertikaler Auslenkungen in der Tiefe der Temperatursprungschicht, wobei der relative Dichteunterschied zwischen den aneinander grenzenden Hauptschichten als perioden- und formbestimmender Einfluß hinzukommt, handelt es sich um interne Seiches. Auslöser sind meistens meteorologische Vorgänge, wie beispielsweise zeitliche Schwankungen des Windes oder des Luftdruckes.

Berechnungsverfahren, dessen Lösung nicht oder nur wenig von der mathematisch reinen Lösung abweicht, in dem es auch feinere Lösungsstrukturen (z.B. im Verhältnis zur gewählten räumlichen Auflösung kurze Wellen) ohne oder nur mit wenig Glättung wiedergibt, die als numerische Diffusion bezeichnet wird.

Prozesse, die nicht direkt linear abhängig sind von einer Variablen (wie z.B. der Strömungsgeschwindigkeit).

Spezielles Lösungsverfahren zur Berechnung des Transportes von Variablen (z.B. Wassertemperatur), in dem nur Einflüsse aus dem zuströmenden Bewegungsfeld (upstream) berücksichtigt werden.

Besonderes Korrekturverfahren (flux-corrected transport), welches numerische Glättungseigenschaften des Upstream Algorithmus korrigiert.

Berechnungsverfahren des Transportes mit finiten Differenzen (= FD), in dem die analytisch richtigen Differentialgleichungen (im kontinuierlichen Raum) durch Differenzengleichungen (auf einer endlichen Anzahl von Rechenpunkten) ersetzt werden. zeitlich unveränderlich.

lokale Richardson Zahl

Gradientstrom

Trägheitsströmung

geostrophische Bewegung

Corioliskraft

Boussinesq-Approximation

 $k - \epsilon$ -Modell

an einem Punkt berechnetes Verhältnis zwischen vertikaler Dichtedifferenz als Maß für die Stabilität der Schichtung und vertikaler Stromscherung.

vorwiegend durch horizontale Druckunterschiede verursachte Strömung, z.B. durch Windstau.

Durch zeitliche Änderung eines sehr weit ausgedehnten Anregungsfeldes und durch die Ablenkung infolge der Erdrotation verursachte periodische Schwankungen der Strömung in einem großen Gewässer. Die Oszillation erfolgt mit der Trägheitsperiode, die durch die ablenkende Kraft der Erdrotaion und damit abhängig von der geographischen Breite bestimmt ist. Die Trägheitsperiode beträgt minimal 12h (am Pol) und für die Breite $\phi = 47^{\circ}39'$ Nord des geographischen Mittelpunktes des Bodensees 16.3h.

In einem größeren Gewässer auf der rotierenden Erde häufig auftretende Strömung, die, vereinfacht definiert, durch das Gleichgewicht zwischen horizontaler Druckdifferenz und Corioliskraft aufrecht erhalten wird.

In einem mit der Erde rotierenden Koordinatensystem erforderliche Korrekturkraft (ablenkende Kraft der Erdrotation), die zur Gültigkeit der Newtonschen Grundgesetze, welche für ein Inertialsystem definiert sind, eingeführt werden muß. Das Inertialsystem ist ein Koordinatensystem, das ruht oder sich in gleichförmiger Bewegung befindet.

Vereinfachung der hydrodynamischen Grundgleichungen durch die Annahme, daß die im See-Innern auftretenden Dichteunterschiede sich nur auf die inneren Auftriebskräfte auswirken und hinsichtlich der Newtonschen Trägheitskräfte die Proportionalität zur Masse bereits ausreichend durch die mittlere Dichte erfaßt wird. In dieser Form der Approximation ist vorausgesetzt, daß das Medium inkompressibel ist.

Dreidimensionales mathematisches Modell der Turbulenz, dem die Balance zwischen kinetischer turbulenter Energie (k) und ihrer Dissipation (ϵ) zugrundeliegt; rechentechnisch aufwendiges Verfahren zur Turbulenzbeschreibung.

Im vorliegenden Modellsystem für den Bodensee-Obersee wurde demgegenüber bisher nur die parametrisch von den über die turbulenten Schwankungen gemittelten hydrodynamischen Größen (mittlere Strömung, mittlere Dichte) halbempirisch abhängende Turbulenzdefinition benutzt.

B Danksagungen

Unser besonderer Dank gilt der IGKB für die Auftragserteilung der vorliegenden Studie und dem Institut für Seenforschung in Langenargen für die gute Zusammenarbeit in der Fachaufsicht dieses Projektes.

Zu den zahlreichen Fallstudien und Testrechnungen, die mit dem mathematischen Modellsystem des Alpenrhein-Einstroms bearbeitet wurden, waren umfangreiche Daten zur Definition der jeweiligen Rand- und Anfangsbedingungen erforderlich. Diese Informationen wurden aus den hydrologischen, meteorologischen und seenphysikalischen Terminmessungen sowie besonderen wasserbaulichen Daten der Alpenrheinvorstreckung von den zuständigen Fachdiensten der Anrainerstaaten des Bodensees bereitgestellt. Des weiteren ist die ebenfalls sehr wichtige fachtechnische Zuarbeit und Beratung hinsichtlich der verwendeten Tiefendaten zu nennen, die aus der Neuvermessung des Bodensees 1990 im Auftrag der IGKB und aus den Seegrundaufnahmen des Rheindeltas im Bodensee 1969 und 1989 im Auftrag der Internationalen Rheinregulierung zur Verfügung standen.

Für die außerordentlich kooperative Unterstützung, die sich vor allem auch durch wertvolle Informationen aufgrund der langjährigen Erfahrungen einiger der in den Fachdiensten beteiligten Sachbearbeiter auszeichnete, sind wir diesen Dienststellen zu großem Dank verpflichtet. In der Reihenfolge des Umfangs und der Bedeutung ihrer Mitwirkung handelt es sich um folgende Fachbehörden und -institute, denen wir hiermit unseren Dank abstatten. Die maßgeblich dort mit tätig gewesenen Sachbearbeiter, denen unser persönlicher Dank gilt, sind jeweils namentlich ergänzend aufgeführt:

- Internationale Rheinregulierung, Bauleitung Lustenau, Osterreich (U. Bergmeister),
- Landesvermessungsamt Baden-Württemberg in Stuttgart (E. Braun und K. Schärpf),
- Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg in Karlsruhe mit dem Institut für Seenforschung in Langenargen,
- Institut für Meereskunde an der Universität Kiel,
- Landeshydrologie und -geologie der Schweiz in Bern (Ch. Koch),
- Eidgenössische Anstalt für Wasserversorgung, Abwasserreinigung und Gewässerschutz (EAWAG) in Dübendorf, Limnologische Abteilung (H. Bührer),
- Landeswasserbauamt Bregenz beim Amt der Vorarlberger Landesregierung, Österreich (R. Grabher),
- Gewässerdirektion Donau-Bodensee, Bereich Ravensburg (L. Scholz),
- Deutscher Wetterdienst, Wetterstation Konstanz, vormals Wetterwarte Konstanz (W. Schopp und H. Locher).

C Das Zirkulationsmodell HYDROMOD-3D-Z

Das Zirkulationsmodell bildet den Kern des Modellsystems, da eine genaue Berechnung der Wasserstände, Strömungen und ggfs. des Massenaufbaus (ggfs. inkl. des Salzgehaltsund Temperaturfeldes) Grundvoraussetzung und wichtige Eingangsgrößen für alle weiteren Modelle sind. Es kann ansonsten nicht erwartet werden, daß von Zirkulation und Dynamik gesteuerte Prozesse (wie z.B. Transporte von Wasserinhaltsstoffen) und hieraus abgeleitete Größen sinnvoll berechnet und quantifiziert werden können. Damit kommt dem Zirkulationsmodell eine zentrale Rolle zu.

Verschiedene Optionen innerhalb dieses Modells erlauben eine flexible Ansteuerung bezüglich der Formulierung von Randbedingungen wie z.B. Wasserstand, Zu- und Abflüssen oder antreibenden Kräften (z.B. Wind, Luftdruck), Einbeziehung der Baroklinität oder von Temperatur und Salzgehalt und Berücksichtigung (ggfs. auch, sofern physikalisch sinnvoll Vernachlässigung) von Gleichungstermen. Die Umschaltung auf eine zweidimensionale Version und die Wahlmöglichkeit eines horizontal beweglichen Randes (Überfluten und Trockenfallen von Watten und angrenzenden Gebieten) sind integriert. Weiterhin ist ein Gittergenerator für ein *3D-ARAKAWA-C-Gitter* enthalten. Als Eingabedaten verlangt das Modell die Morphologie des Gebietes sowie problem- und gebietsspezifische Rand- und Anfangsbedingungen sowie weitere antreibende Kräfte.

Die physikalischen Prozesse in natürlichen Gewässern führen zu definierten Anforderungen und Annahmen zur numerischen Simulation von Bewegungs- und Transportvorgängen. Allgemein müssen die hydro- und thermodynamischen Gleichungen so geschrieben werden, daß sie eine Lösung durch mathematisch-numerische Verfahren ermöglichen. Die Lösungen müssen Größen wie den dreidimensionalen Strömungsvektor, den Wasserdruck, den Wasserstand, den Salzgehalt, die Wassertemperatur sowie die Wasserdichte als Funktionen des Ortes und der Zeit beschreiben. Die unten aufgeführten Gleichungen zeigen die Beziehungen auf zwischen den äußeren Kräften, den hydro- und thermodynamischen Eigenschaften des Wassers sowie den daraus resultierenden physikalischen Prozessen in einer Wassermasse und deren zeitliche und örtliche Veränderlichkeit.

Die Wasserbewegung wird beschrieben durch die Flachwassergleichungen für den horizontalen Impuls, die hydrostatische Approximation, die Kontinuitätsgleichung sowie die dynamischen Grenzflächenbedingungen an Oberfläche und Boden, wobei die Gültigkeit der Boussinesq-Approximation vorausgesetzt wird. Unter der Annahme eines konstanten horizontalen Impulsaustausches und der Vernachlässigung der vertikalen advektiven Terme ergibt sich ein Gleichungssystem bestehend aus

• den Bewegungsgleichungen für die horizontalen Geschwindigkeiten

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - fv = -\frac{1}{\varrho} \frac{\partial p}{\partial x} + A_H \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_V \frac{\partial u}{\partial z} \right) + F_x$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + fu = -\frac{1}{\varrho} \frac{\partial p}{\partial y} + A_H \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_V \frac{\partial v}{\partial z} \right) + F_y$$

• der hydrostatischen Beziehung resultierend aus der vertikalen Bewegungsgleichung

$$g = -\frac{1}{\varrho} \frac{\partial p}{\partial z}$$

• der Kontinuitätsgleichung

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0.$$

Nach Integration über eine Wasserschicht k der Mächtigkeit h und der Schichtgrenzen d und nach Einsetzen der kinematischen Grenzflächenbedingungen folgt

$$\frac{\partial U}{\partial t} + u \frac{\partial U}{\partial x} + v \frac{\partial U}{\partial y} - fV = \frac{h}{\varrho} \frac{\partial p}{\partial x} + A_H \left(\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} \right) + \left[\tau^{(x)} \right]_k^{k-1}$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + u \frac{\partial V}{\partial x} + v \frac{\partial V}{\partial y} + fU = \frac{h}{\varrho} \frac{\partial p}{\partial y} + A_H \left(\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} \right) + \left[\tau^{(y)} \right]_k^{k-1}$$

$$gh = \int_{d_k}^{d_{k-1}} \frac{1}{\varrho} \frac{\partial p}{\partial z} dz$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} = \frac{\partial V}{\partial t} + \frac{1}{2} \left[\frac{\partial q}{\partial t} - \frac{\partial d}{\partial t} \right]^{k-1}$$

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + [w]_k^{k-1} = -\left[U\frac{\partial d}{\partial x} + V\frac{\partial d}{\partial y}\right]_k^{k-1}$$

$$\varrho = \varrho(C, T, p_0)$$

Als Randbedingungen werden verwendet:

$$\tau^{(x)} = \begin{cases} C_D W_x \left| \vec{W} \right| & \text{Oberflächenschicht} \\ A_V \frac{\partial U}{\partial z} & \text{dazwischen} \\ r \frac{U \left| \vec{V}_h \right|}{h^2} & \text{Bodenschicht} \\ \end{cases}$$

$$\tau^{(y)} = \begin{cases} C_D W_y \left| \vec{W} \right| & \text{Oberflächenschicht} \\ A_V \frac{\partial V}{\partial z} & \text{dazwischen} \\ r \frac{V \left| \vec{V}_h \right|}{h^2} & \text{Bodenschicht} \end{cases}$$

$$w_{b} = -u_{b} \frac{\partial H}{\partial x} - v_{b} \frac{\partial H}{\partial y} \quad \text{für } z = -H \quad \text{(Seeboden)}$$
$$w_{s} = \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u_{s} \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v_{s} \frac{\partial \zeta}{\partial y} \quad \text{für } z = 0 \quad \text{(Oberfläche)}$$

an geschlossenen Rändern ($\vec{n} = Normalenvektor$)

0

 $\vec{v} \cdot \vec{n} = 0$

und an offenen Grenzen

$$\begin{aligned} \zeta(x,y,t) &= \zeta_{\text{ext}}(x,y,t) \\ \text{der} \quad \vec{v}(x,y,z,t) &= \vec{v}_{\text{ext}}(x,y,z,t) \\ C(x,y,z,t) &= C_{\text{ext}}(x,y,z,t) \\ T(x,y,z,t) &= T_{\text{ext}}(x,y,z,t) \\ \frac{\partial H}{\partial n} &= 0 \\ \frac{\partial \vec{v}_H}{\partial n} &= 0 \end{aligned}$$

Darüber hinaus müssen die

• Transportgleichungen für Wasserinhaltsstoffe

$$\frac{\partial C}{\partial t} + u \frac{\partial C}{\partial x} + v \frac{\partial C}{\partial y} + w \frac{\partial C}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D_{Cx} \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D_{Cy} \frac{\partial C}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(D_{Cz} \frac{\partial C}{\partial z} \right) + B_C$$

und ggfs. Temperatur

1.

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D_{Tx} \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D_{Ty} \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(D_{Tz} \frac{\partial T}{\partial z} \right) + B_T$$

• sowie die Zustandsgleichung für die Wasserdichte

 $\varrho = F\left(C, T, p\right)$

berücksichtigt werden. C kann hierbei Salzgehalt, aber auch Konzentration an Feinstsedimenten bedeuten. Diese Gleichungen werden durch numerische Algorithmen gelöst, um Strömungen und Transporte in Gewässern zu berechnen. Dies wird kurz in den beiden folgenden Abschnitten beschrieben.

C.1 Lösungsmethode und Parametrisierung

In den numerischen Modelluntersuchungen wird ein Algorithmus zur Lösung der Flachwassergleichungen benutzt in Anlehnung an ein semi-implizites Verfahren, welches von BACKHAUS (1983) vorgeschlagen wurde. Dies wurde von DUWE und HEWER (1982) zu einer Zweischrittmethode modifiziert, um spezielle Flachwasserphänomene wie starke Nichtlinearitäten im Strömungsfeld und Trockenfallprozesse (mittels beweglichem horizontalen Rand) zu simulieren. Eine ganze Reihe von Verifikationen und dreidimensionalen baroklinen Anwendungen wurden bereits veröffentlicht (s. z.B. DUWE, HEWER und BACKHAUS 1983, DUWE und SÜNDERMANN 1986, DUWE 1988, DUWE und PFEIF-FER 1988a/b, KROHN, DUWE und PFEIFFER 1987, NÖHREN et al. 1990, PFEIFFER und DUWE 1987/90/91, SÜNDERMANN et al. 1990).

Wegen des möglichen großen Zeitschrittes für die barotrope Gravitationswelle muß der vertikale Impulsaustausch auch implizit formuliert werden. Die Gleichung

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(A_v \frac{\partial u}{\partial z} \right)$$

wird gelöst durch die Crank-Nicolson-Methode. Der vertikale Impulsaustauschkoeffizient A_v wird im allgemeinen approximiert analog zu Messungen von PERRELS and KARELSE (1982), die eine Abhängigkeit von der vertikalen Strömungsscherung, dem vertikalen Mischungsweg sowie der Dichteschichtung ergaben:

$$A_{v} = l_{m}^{2} \left| rac{\partial u}{\partial z}
ight| e^{-4Ri}$$

 mit

$$\begin{aligned} z_0 &= K_s/30 \\ K_s &= 0,02 \\ l_m &= K_s(z+z_0) \\ &= K(0,25H+z_0) \\ H &= \text{aktuelle Wassertiefe} \\ Ri &= \frac{g}{\varrho_0} \left(\frac{\partial \varrho}{\partial z}\right) \left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^{-2} \end{aligned}$$

für $0 \le z \le 0,25H$ für $0,25H \le z \le H$

Richardsonzahl

Die Berücksichtigung anderer Ansätze für den vertikalen Impulsaustausch wie auch eine direkte Kopplung an ein k- ε -Modell sind ebenfalls möglich.

Die Modellparameter:

Der Bodenreibungskoeffizient sowie horizontale Impuls- und Massenaustauschkoeffizienten werden als räumlich und zeitlich konstant angenommen. Ihr Wert wird gemäß der horizontalen Gitterauflösung anhand von Größenordnungs- und Varianzabschätzungen (s. z.B. OKUBO 1974) bestimmt.

		r	=	0,0025
		A_h	_	$0,1 \text{ m}^2/\text{s}$
D_{Tx}	=	D_{Ty}	=	$C(T) \text{ m}^2/\text{s}$
D_{Cx}	=	D_{Cy}	· =	$C(C) \text{ m}^2/\text{s}$

Durch die horizontal sehr feine Auflösung des Modells bedingt, werden Strömungswirbel bereits gut aufgelöst. Daher sind die gewählten Austauschkoeffizienten, die kleinskalige Effekte erfassen sollen, sehr klein und praktisch vernachlässigbar. Die Wahl solch kleiner (naturnaher) Koeffizienten ist im verwendeten Modellsystem nur deshalb möglich, weil zur numerischen Stabilität des Lösungsverfahrens keine mathematische Dämpfung durch hohe Austauschkoeffizienten, wie bei vielen anderen Modellansätzen, nötig ist. Die Beiträge durch die horizontalen Wärme- und Massenaustauschkoeffizienten C(T) und C(C) tragen in den Transportgleichungen wegen der feinen horizontalen Auflösung des Modells nur unwesentlich bei und wurden deshalb gleich Null gesetzt.

Diese Annahmen haben sich in Anwendungen auf natürliche Gewässer mit verschiedener physikalischer und hydrographischer Charakteristik bewährt, sofern die Kohärenzskalen hinreichend genug aufgelöst, die relevanten physikalischen Prozesse in den Modellgleichungen berücksichtigt werden und die numerischen Verfahren geringe Diffusion und Dispersionseigenschaften besitzen (s. auch SÜNDERMANN et al. 1990).

Eine Modellkalibrierung durch "Tunen" der o.g. Parameter lehnt HYDROMOD als unphysikalische Arbeitsweise strikt ab.

Die Einbeziehung anderer Approximationen, sofern physikalisch begründet und problemorientiert notwendig, oder die Übernahme der o.g. Parameter aus Turbulenzmodellen ist problemlos möglich.

Der Windschubkoeffizient wird approximiert analog zu SMITH und BANKE (1975), deren Beziehung eine Abhängigkeit vom Betrag der Windgeschwindigkeit beinhaltet:

$$c_d = \left(0,062+0,0066\cdot\sqrt{W_x^2+W_y^2}\right)\cdot 10^{-5}$$

Für Windinformationen können sowohl stationäre als auch zeitlich und / oder räumlich instationäre Windfelder sowie abgeleitete Daten aus Druckfeldern übernommen werden. Die Übernahme von Daten aus orographischen oder kleinskaligen meteorologischen Modellen ist ebenfalls möglich.

Die Zustandsgleichung:

Die Beziehung zwischen den berechneten Salzgehalten und Temperaturen und der Wasserdichte wird in der Flachwasserversion des Modells aus einer Formel von MILLERO et al. (1976), für tiefere Gewässer nach MILLERO et al. (1980) ermittelt. Weitere oder modifizierte Zustandsgleichungen (z.B. als Funktion von Temperatur, Druck und ggfs. Schwebstoffgehalt) sind in das Modell implementierbar.

C.2 Das 3D-Dichte- und Temperaturtransportmodell

Für die Berechnung des advektiven Transports wird ein finiter Differenzenansatz benutzt, der von BOOK, BORIS und HAIN (1975) vorgeschlagen und von ZALESAK (1979) für zweidimensionale Anwendungen verallgemeinert worden ist. Dieses Verfahren wurde modifiziert und erfolgreich benutzt von DUWE (1980) für den Dichtetransport in einem dreidimensionalen Nordsee- und später (DUWE 1988) in einem Elbe-Modell. Dabei wird ein konventioneller Upstream-Algorithmus modifiziert durch einen FCT-(flux-correctedtransport)-Schritt und damit zu einem Verfahren von der Genauigkeit 2. Ordnung. Der turbulente vertikale Vermischungskoeffizient wird z. B. analog zum Impulsaustausch formuliert gemäß PERRELS and KARELSE (1982):

$$D_{Cz} = l_m^2 \left| \frac{\partial u}{\partial z} \right| e^{-18Ri}$$

Die Gleichung

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_{Cz} \frac{\partial C}{\partial z} \right)$$

wird ebenfalls durch einen Crank-Nicolson-Ansatz gelöst. Die Berücksichtigung anderer Ansätze für die vertikale Vermischung wie auch eine direkte Kopplung an ein k- ε -Modell sind ebenfalls möglich.

Für die Berechnung der Temperatur sind Verfahren und Gleichungen identisch, wobei C durch T ersetzt wird und die Quellen und Senken naturgemäß unterschiedlich sind. Dieses Verfahren findet Anwendung in der Berechnung von großflächigen Verteilungen für große Modellgebiete.

D Transportmodule in HYDROMOD-3D-T

Der Transport von Wasserinhaltsstoffen sowie deren Verhalten im Wasser kann prinzipiell mit der betreits beschriebenen Transportgleichung gelöst werden. Hierfür müssen ggfs. Wechselwirkungen und Quellen- und Senkenterme problem- und stofforientiert angepaßt werden.

Ein anderes Verfahren (Lagrange'sche Tracer) bietet teilweise erheblich mehr Flexibilität und Genauigkeit und wird, wo erforderlich und sinnvoll, eingesetzt.

Die Methode der Lagrange'schen Tracer ist eine Lösungsmöglichkeit der Advektions-Diffusionsgleichung für eine Substanz der Konzentration C im Strömungsfeld \vec{v} .

$$\frac{dC}{dt} = -A_C \nabla^2 C \tag{1}$$

Die Nichtlinearität obiger Differentialgleichung und die damit verbundenen numerischen Probleme können durch Lagrange'sche Verfahren umgangen werden, da die in obigem totalen Differential enthaltenen Advektionsterme $(\vec{v} \cdot \nabla C)$ verschwinden. Diese Methode ist nahezu frei von numerischer Diffusion. Obige Advektionsgleichung wird, horizontal zweidimensional betrachtet, in der Lagrange'schen Formulierung zu:

$$C_{L}(x_{0}(x, y, t+\tau), y_{0}(x, y, t+\tau), t+\tau) = C_{L}\left(x - \int_{t}^{t+\tau} u_{L}(x(t'), y(t'), t')dt', y - \int_{t}^{t+\tau} v_{L}(x(t'), y(t'), t')dt', t\right) + \Phi_{L} + \Psi_{L} + \Delta_{L}$$

Hierbei bedeutet τ den Transport-Zeitschritt, Φ beinhaltet alle Quellen und Senken, Ψ alle Wechselwirkungen und Δ die Diffusionsterme. x_0, y_0 sind die Anfangskoordinaten des Teilchens zum Zeitpunkt $t, \tau > 0; x, y$ sind die Lagekoordinaten des Teilchens auf seiner Bahn zum Zeitpunkt $t+\tau$ und u_L sowie v_L sind die Komponenten des Strömungsvektors \vec{v}_L entlang der Teilchenbahn. Detaillierte Beschreibung des Zusammenhangs von Euler'scher oder Lagrange'scher Formulierung sind u.a. in KRAUSS, 1973 nachzulesen. Der Index L bezeichnet Lagrange'sche Größen oder Lagrange'sche formulierte Prozesse. Zur Berechnung der Verteilung eines Stoffes in Raum und Zeit werden die Bahnen von Teilchen im in der Regel instationären von oben beschriebenem Zirkulationsmodell gelieferten Strömungsfeld berechnet, denen problemorientiert Eigenschaften und Verhalten zugeordnet werden können. Aus der Verteilung der Teilchen und ihrer Eigenschaften lassen sich dann Konzentrationen und weitere Parameter je nach Fragestellung und Teilcheneigenschaften ableiten. Die Anzahl der Teilchen hängt von der minimal aufzulösenden Konzentration und vom minimalen Volumen einer Gitterzelle sowie von einigen statistischen Gesetzmäßigkeiten (Wahrscheinlichkeitstheorie) ab, auf die hier nicht näher eingegangen werden soll.

Turbulente Diffusion und ggfs. andere Prozesse stochastischer Charakteristik werden als Zufallsprozesse angesehen und mittels der "Monte-Carlo-Methode" approximiert (MAIER-REIMER und SÜNDERMANN, 1982). Hierbei wird dem Geschwindigkeitsfeld oder auch anderen betrachteten Prozessen eine zufällige Komponente in geeigneter Größenordnung überlagert. In jeder Raumrichtung und ggfs. im Parameterraum gelten im zeitlichen Verlauf die Gesetze der eindimensionalen Zufallsbewegung.

Diese Modelle finden Anwendung bei Nachhersagen, Fallstudien, Sensitivitätsuntersuchungen und Prognosen in folgenden Problemfeldern:

- Ausbreitungsberechnungen (z.B. Öl, gelöste Wasserinhaltsstoffe, partikulär gelöste Substanzen, Schadstoffe)
- Wassermassenverfolgung, -analyse und -charakterisierung
- Diffusor- und Einleiterberechnungen
- Sediment- und Schwebstoffberechnungen
- Wärmetransport (Temperaturfahnen, Abwärme, etc.)
- Berechnung von Einträgen (z.B. durch Flüsse)
- präzise Dichte- und Schichtungsberechnungen (z.B. Fronten, Einschichtungen)
- biochemische und biologische Fragestellungen und Prozesse
- Wassergütefragen

E Symbole und Abkürzungen

Sofern nicht anderweitig im Text erklärt oder definiert, wurden folgende Symbole verwendet:

Horizontaler Impulsaustauschkoeffizient $[m^2s^{-1}]$ A_h Vertikaler Impulsaustauschkoeffizient [m²s⁻¹] A_v b Index für bodennahe Werte Quellen- oder Senkenterm für Salzgehalt B_S Quellen- oder Senkenterm für Temperatur B_T Konzentration eines Wasserinhaltsstoffes $[kg m^{-3}]$ CWindstress-Koeffizient c_D D Ungestörte Wassertiefe [m] dUngestörte Schichttiefe [m] Vertikaler Vermischungskoeffizient für Salzgehalt [m²s⁻¹] D_{Sv} Vertikaler Vermischungskoeffizient für Temperatur [m²s⁻¹] D_{Tv} Index für externe Größen oder Randbedingungen extfCoriolisparameter $[s^{-1}]$ externe Kräfte in x- und y-Richtung $|kg m s^{-2}|$ F_x, F_y Gravitationsbeschleunigung g. Schichtdicke im Salzgehaltspunkt [m] hŀ Totale Wassertiefe $(H = D + \zeta)$ [m] Prandtl'scher Mischungsweg [m] l_m Normalenvektor \vec{n} Wasserdruck $|\text{kg m}^{-2}|$ pLuftdruck $[kg m^{-2}, hPa]$ p_a Bodenreibungskoeffizient rRi Lokale Richardsonzahl Index für oberflächennahe Werte stZeit [s] TWassertemperatur [° C] Zeitschritt [s] Δt

\vec{V}	Horizontaler Transport-Impulsvektor $[m^2s^{-1}]$
ec v	Dreidimensionaler Geschwindigkeitsvektor $[m s^{-1}]$
ec v'	Fluktuativer 3D-Geschwindigkeitsvektor [m s ⁻¹]
U, V	Horizontaler Transport $[m^2s^{-1}]$
u, v, w	Geschwindigkeit in x-, y- and z-Richtung $[m s^{-1}]$
$ec{W}$	Vektor der Windgeschwindigkeit [m s ⁻¹]
W_x, W_y	Windgeschwindigkeit in x- bzw. y-Richtung $[m s^{-1}]$
x	Koordinaten in West-Ost-Richtung [m]
y	Koordinaten in Süd-Nord-Richtung [m]
z	Koordinaten in vertikaler Richtung (positiv nach oben) [m]
$\Delta x, \Delta y, \Delta z$	Ortsschritt in x-, y- und z-Richtung $[m]$
z_0	Mischungsweg [m]
∂	Partielle Ableitung
ϕ	Geographische Breite
Q	Wasserdichte $\left[\text{kg m}^{-3} \right]$
$ au^{(x)}, au^{(y)}$	Vertikale Scherungskomponenten in x - oder y -Richtung
	$[m^2s^{-2}]$
ζ	Wasserstandsauslenkung [m], nach oben positiv

F Quellenverzeichnis

F.1 Literatur

ANIS A. (1998): On the Structure of the Upper Oceanic Boundary Layer and the Impact of Surface Waves. In: Physical Processes in Lakes and Oceans. American Geoph. Union, Coastal and Estuarine Studies, 54, 47-60, (J. Imberger, Herausgeber).

AUERBACH M. (1939): Die Oberflächen- und Tiefenströme im Bodensee. Deutsche Wasserwirtschaft, 34, 193–202 und 358–366.

AUERBACH M. (1952): Der Wasserabfluß aus der Konstanzer Bucht. Beiträge zur naturkundlichen Forschung in Südwestdeutschland, 11, 54-58.

BACKHAUS J.O. (1980): Simulation von Bewegungsvorgängen in der Deutschen Bucht. Dt. hydrogr. Zeitschrift, Erg.-Heft B, Nr. 15.

BACKHAUS J.O. (1983): A semi-implicit scheme for the shallow water equation for application to shelf sea modelling. Continental shelf research, 2, 243 - 254.

BAINES P.G. (1998): Momentum Exchange Due to Internal Waves and Wakes Generated by Flow Past Topography in the Atmosphere and Lakes. In: Physical Processes in Lakes and Oceans. American Geoph. Union, Coastal and Estuarine Studies, 54, 285-294, (J. Imberger, Herausgeber),

BÄUERLE E. (1981): Die Eigenschwingungen abgeschlossener, zweigeschichteter Wasserbecken bei variabler Bodentopographie. Berichte aus dem Institut für Meereskunde Kiel, Nr. 85, 79 Seiten, Kiel.

BÄUERLE E. und D. OLLINGER (1991): Kartendokumentation der internen Schwingungen des Bodensees (Obersee) für den Gebrauch in der wasserwirtschaftlichen und limnologischen Anwendung. Unveröffentl. Bericht des Instituts zur Erforschung und zum Schutz der Gewässer Ottendorf im Auftrag des Instituts für Seenforschung der Landesanstalt f. Umweltschutz Baden-Württemberg, Langenargen, 22 Seiten mit zahlreichen Diagrammabbildungen.

BÄUERLE E. und E. HOLLAN (1993): Seenphysikalische und limnologische Dokumentation zur Vorstreckung des Alpenrheins - eine Literaturstudie -. Internationale Gewässerschutzkommission für den Bodensee, Bericht Nr. 42, 122 Seiten.

BÄUERLE E. (1998): Excitation of Internal Seiches by Periodic Forcing. In: Physical Processes in Lakes and Oceans. American Geoph. Union, Coastal and Estuarine Studies, 54, 167-178, (J. Imberger, Herausgeber).

BÄUERLE E., OLLINGER D. and J. ILMBERGER (1998): Some meteorological, hydrological, and hydrodynamical aspects of Upper Lake Constance. In: Arch. Hydrobiol. Spec. Issues Advanc. Limnol. 53, 31-83.

BERGMEISTER, U. (1994): Persönl. Mitteilungen. Internationale Rheinregulierung, Bauleitung Lustenau, Österreich.

BERGMEISTER, U. (1998): Persönl. Mitteilungen. Internationale Rheinregulierung, Bauleitung Lustenau, Österreich

DEUTSCHE FORSCHUNGSGEMEINSCHAFT (1963): Bodensee-Projekt. Erster Bericht, 55 Seiten mit 15 Abbildungen im Anhang, Franz Steiner Verlag, Wiesbaden.

DEUTSCHE FORSCHUNGSGEMEINSCHAFT (1968): Bodensee-Projekt. Zweiter Bericht, 166 Seiten mit 81 Abbildungen, Franz Steiner Verlag, Wiesbaden. DONELAN M.A. (1998): Air-Water Exchange Processes. In: Physical Processes in Lakes and Oceans. American Geoph. Union, Coastal and Estuarine Studies, 54, 19-36, (J. Imberger, Herausgeber).

DUWE K.C. und R. R. HEWER (1982): Ein semi-implizites Gezeitenmodell für Wattgebiete. Dt. hydrogr. Zeitschrift, Nr. 35, 223 - 238.

DUWE K.C., HEWER R.R. and J.O. BACKHAUS (1983): Results of a semi-implicit two-step method for the simulation of markedly nonlinear flow in coastal seas. Continental Shelf Research, 2, 255 - 274.

DUWE K.C. and J. SÜNDERMANN (1986): Currents and salinity transport in the lower Elbe estuary: some experiences from observations and numerical simulations. In: Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies, 16, Physics of Shallow Estuaries and Bays; J. van de Kreeke (Editor); Springer, Berlin Heidelberg New York Tokyo, 30 - 39.

DUWE K.C. (1988): Modellierung der Brackwasserdynamik eines Tideästuars am Beispiel der Unterelbe. Doktorarbeit an der Universität Hamburg. HYDROMOD Publikation Nr.1, Wedel.

DUWE K.C. and K.D. PFEIFFER (1988a): Three-dimensional modelling of transport processes and its implications for water quality management. In: B.A. Schrefler and O.C. Zienkiewicz (eds.) Computer Modelling in Ocean Engineering, 319-425, A.A. Balkema/Rotterdam/Brookfield.

DUWE K.C. and K.D. PFEIFFER (1988b): Operational numerical modelling of coastal waters and estuaries. In: Mitteilungen des Franzius Instituts für Grund- und Wasserbau der Technischen Universität Hannover; Proceedings of the 3rd German-Polish seminar. EKMAN V. W. (1905): On the influence of the earth's rotation on ocean-currents. Arkiv för Matematik, Astronomi, och Fysik, 2, No. 11, 1-52. (Nachdruck mit einer Biographie des Autors von B. Kullenberg und einer Bibliographie. Almqvist u. Wiksells Boktryckerie, Upsala 1963).

EKMAN V. W. (1923): Über Horizontalzirkulation bei winderzeugten Meeresströmungen. Ark. f. Mat., Astron. och Fysik, 17, Nr. 26, 1–74.

ELSTER H.-J. (1938): Einige Beobachtungen über das Verhalten der oberen Wasserschichten des Bodensees (Obersee). Schr. Ver. Gesch. Bodensees, 65, 167 - 200.

ELSTER H.-J. (1939): Beobachtungen über das Verhalten der Schichtgrenzen nebst einigen Bemerkungen über die Austauschverhältnisse im Bodensee (Obersee). Arch. Hydrobiol., 35, 286-346.

ELSTER H.-J. und W. EINSELE (1937): Beiträge zur Hydrographie des Bodensees (Obersee). Int. Rev. ges. Hydrobiol., 35, 241–284.

ERIKSEN C.C. (1998): Waves, Mixing, and Transports over Sloping Boundaries. In: Physical Processes in Lakes and Oceans. American Geoph. Union, Coastal and Estuarine Studies, 54, 417-439, (J. Imberger, Herausgeber).

FARMER D.M. and E. CARMACK (1981): Wind mixing and restratification in a lake near the temperatur of maximum density. J. Phys. Oceanogr., 11, 1516–1533.

FISCHER H.B., LIST E.J., KOH R.C.Y., IMBERGER J. and N.H. BROOKS (1979): Mixing in Inland and Coastal Waters. Academic Press, New York, 483 Seiten.

FOREL F.A. (1893): Die Temperaturverhältnisse des Bodensees. Schr. Ver. Gesch. Bodensees, 22, (Sonderteil), 1–30.

FOREL F.A. (1893): Transparenz und Farbe des Bodenseewassers. Schr. Ver. Gesch. Bodensees 22, (Sonderteil), 33-46.

GIBSON C.H. (1998): Intermittency of Internal Wave Shear and Turbulence Dissipation. In: Physical Processes in Lakes and Oceans. American Geoph. Union, Coastal and Estuarine Studies, 54, 363-376, (J. Imberger, Herausgeber).

GRIM J. (1962): Die Wasser des Bodensees im Luftbild. GWF, 103, 787–790.

HAAR DE U. (1968): Zum Wasserhaushalt des Alpenrheins. GWF, 109, 814-820.

HAMBLIN P.F. and E. HOLLAN (1978): On the Gravitational Seiches of Lake Constance and Their Generation. Swiss J. Hydrol., 40, 119-154.

HAMBLIN P.F. and E. C. CARMACK (1978): River induced currents in a Fjord Lake. J. of Geophys. Res., 83, 885-899.

HAMBLIN P.F. (1998): Exchange Flows in Lakes. In: Physical Processes in Lakes and Oceans. American Geoph. Union, Coastal and Estuarine Studies, 54, 187-198, (J. Imberger, Herausgeber).

HANSEN, W. (1950): Triftstrom und Windstau. Dt. hydrogr. Zeitschrift, 3, Heft 5/6. HEAPS N.S. (1984): Vertical Structure of Current in Homogeneous and Stratified Waters. In: Hutter, K. (Ed.): Hydrodynamics of Lakes. CSIM Lectures 286, 153-207, Springer, Berlin Heidelberg New York.

HEYER H., HEWER R. und J. SÜNDERMANN (1986): Die Numerische Modellierung von Strömungen und Sedimenttransport in Wattengebieten. Die Küste 43, 167-179.

HOLLAN, E. (1973): Durchführung und Auswertung von Strömungs- und Temperaturmessungen im Bodensee 1972. Zwischenbericht, Institut für Meereskunde an der Universität Kiel. Kiel, 19 Seiten (unveröffentlicht).

HOLLAN, E. (1974): Strömungsmessungen im Bodensee. Arbeitsgemeinschaft Wasserwerke Bodensee-Rhein, 6. Bericht, 111 - 187.

HOLLAN E. and T.J. SIMONS (1978): Wind-induced Changes of Temperature and Currents in Lake Constance. Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. A, 27, 333-373.

HOLLAN E. (1983): Experiences with mathematical simulation of large scale motions in Lake Constance. Mitt. Inst. f. Meesreskunde Univ. Hamburg, Nr. 26, 154–198.

HOLLAN E. (1984): Strömungen im Bodensee. Wasserwirtschaft 74, 7/8, 366-373.

HOLLAN E., RAO D.B. and E. BÄUERLE (1980): Free Surface Oscillations in Lake Constance with an Interpretation of the "Wonder of the Rising Water" at Konstanz in 1549. Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. A, 29, 301-325.

HOLLAN E., HAMBLIN P.F. and H. LEHN (1990): Long-Term Modelling of Stratification in Large Lakes: Application to Lake Constance. In: Tilzer M.M. and C. Serruya (eds.): Large Lakes. Ecological Funktion and Structure, 107-124, Berlin.

HOLLAN E. (1996): Neue seenphysikalische Untersuchungsansätze zur Vorhersage der Rheinströmung im Bodensee. In: Festschrift Institut für Seenforschung 1920 - 1995, Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg, Karlsruhe/Langenargen, 35 - 52. HOLLAN E. (1998): Large Inflow-Driven Vortices in Lake Constance. In: Physical Processes in Lakes and Oceans. American Geoph. Union, Coastal and Estuarine Studies, 54, 123-135, (J. Imberger, Herausgeber).

HOLLAND W.R. (1977): Ocean General Circulation Models. In: E. Goldberg (ed.) "The Sea", 6, Wiley & Sons, N. Y., 3-45.

HONSELL M. (1879): Der Bodensee und die Tieferlegung seiner Hochwasserstände. Verlag von Konrad Witter, Stuttgart, 192 Seiten.

HUSS E. und D. STRANZ (1970): Die Windverhältnisse am Bodensee. Pure and Applied Geophys., 81, 323-356.

HUSS E. (1975): Beiträge zur Kenntnis der Winde im Bodenseegebiet. Schr. Ver. Gesch. Bodensees, 93, 167-223.

HUTTER K., BAUER G., WANG Y. and P. GÜTING (1998): Forced Motion Response in Enclosed Lakes. In: Physical Processes in Lakes and Oceans. American Geoph. Union, Coastal and Estuarine Studies, 54, 137-166, (J. Imberger, Herausgeber).

INTERNATIONALE GEWÄSSERSCHUTZKOMMISSION FÜR DEN BODENSEE (1987): Die Zukunft der Reinhaltung des Bodensees. Weitergehende und vorbeugende Maßnahmen. Denkschrift. IGKB-Bericht Nr. 34, 28 Seiten.

INTERNATIONALE GEWÄSSERSCHUTZKOMMISSION FÜR DEN BODENSEE (1987): Richtlinien für die Reinhaltung des Bodensees vom 27. Mai 1987 mit Kommentierungen. IGKB, 47 Seiten.

IMBERGER J. and J.C. PATTERSON (1981): A dynamic reservoir simulation model-DYRESM: 5. In: Symposium on Predictive Ability (1980: Berkeley, Calif.) Transport models for inland and coastal waters. ISBN 0-12-258151-0, 310-361.

IMBERGER J. and G. PARKE (1985): Mixed layer dynamics in a lake exposed to a spatially variable wind field. Limn. Oceanogr., 30, 473–488.

IMBERGER J. (1998): Flux Paths in a Stratified Lake: A Review. In: Physical Processes in Lakes and Oceans. American Geoph. Union, Coastal and Estuarine Studies, 54, 1-17, (J. Imberger, Herausgeber).

IMBODEN D.M. (1998): The Influence of Biogeochemical Processes on the Physics of Lakes. In: Physical Processes in Lakes and Oceans. American Geoph. Union, Coastal and Estuarine Studies, 54, 591-612, (J. Imberger, Herausgeber).

IVEY G.N., IMBERGER J. and J.R. KOSEFF (1998): Buoyancy Fluxes in a Stratified Fluid. In: Physical Processes in Lakes and Oceans. American Geoph. Union, Coastal and Estuarine Studies, 54, 377-387, (J. Imberger, Herausgeber).

JANSEN P. (1992): Analyse der Inhaltsstoffe im Alpenrhein zur Berechnung der Dichte des Flußwassers. Mögliche Konsequenzen für den Einstrom in den Bodensee-Obersee. Diplomarbeit im Fach Physische Geographie an der Johann Wolfgang Goethe-Universität Frankfurt am Main, 101 Seiten.

KELLERMANN C. (1895): Die Rhein-Regulierung zwischen Voralberg und der Schweiz und ihr voraussichtlicher Einfluß auf den Fortbestand der Bregenz-Lindauer Bucht. Schr. Ver. Gesch. Bodensees, 24, 49–64.

KIEFER F. (1963): Das "Große Eis"des Bodensees. GWF, 104, 867–870.

KIEFER F. (1965): Die Wasserstände des Bodensees seit 1871. Schr. Ver.Gesch. Bodensees, 83, 1-31.

KLEINSCHMIDT E. (1921): Beiträge zur Limnologie des Bodensees. Schr. Ver.Gesch. Bodensees, 49, 34-69.

KOCSIS O., MATHIS B., GLOOR M., SCHURTER M. and A. WÜEST (1998): Enhanced mixing in narrows: A case study at the Mainau sill (Lake Constance). Aquatic Sciences, 60, 236-252.

KRAUS E.B. and J.S. TURNER (1967): A one-dimensional model of the seasonal thermocline. Part II: The general theory and its consequences. Tellus, 13, 98-106.

KRAUSS W. (1973): Methods and Results of Theoretical Oceanography. Volume I: Dynamics of the Homogeneous and the Quasihomogeneous Ocean. Gebrüder Bornträger, Berlin, 302 Seiten.

KROEBEL W. (1980a): Hydrologische Untersuchungen mit der Kieler Multisonde im Bodensee. Abschlußbericht über die erste Meßunternehmung vom 24. Juli bis 1. August 1979. Kiel (Inst. f. Angewandte Physik der Univ. Kiel), 76 Seiten mit 266 Diagramm-Anlagen (unveröffentlicht).

KROEBEL W. (1980b): Sammlung der mit der Kieler Multisonde im Bodensee während der zweiten Meßunternehmung vom 16. November bis 4. Dezember 1979 gewonnenen Beobachtungsergebnisse. Kiel (Inst. f. Angewandte Physik der Univ. Kiel), 5 Seiten mit 89 mehrteiligen Diagramm-Anlagen und einer Karte (unveröffentlicht).

KROHN J., DUWE K.C. and K.D. PFEIFFER (1987): A high resolving 3D model system for baroclinic estuarine dynamics and passive pollutant dispersion. In: J.C.J. Nihoul and B.M. Jamat (Ed.), Three-dimensional models of marine and estuarine dynamics. Elsevier Oceanogr. Ser. 45, 555-571.

KUHN H. (1957): Zürichsee — Bodensee, ein limnischer Vergleich. GWF, 98, 228–231. LAMBERT A. (1982): Trübestrom des Rheins am Grund des Bodensees. Wasserwirtschaft, 72, 169–172.

LEHN H. (1962): Der Jahresverlauf der Temperaturschichtung im Bodensee. GWF, 30, 779–785.

LEHN H. (1966): Trübstoffverteilung im Obersee (Bodensee) während des Hochwassers 1965. GWF, 107, 371–372.

LEHN H. (1967): Wasserbewegungen im Bodensee. Ein Beispiel zu den Ausbreitungsmöglichkeiten von Rohöl im Bodensee. GWF, 108, 841–843.

LEHN H. (1981/82): Der Bodensee - ein Ökosystem im Wandel. Schr. Ver. Ges. Bodensees, 99/100, 69–98.

LEHN H. (1984): Sauerstoff und Zuflußeinschichtung im Bodensee-Obersee. Schr. Ver. Ges. Bodensees, 102, 207–219.

LEMCKERT C. and J. IMBERGER (1998): Turbulent Benthic Boundary Layer Mixing Events in Fresh Water Lakes. In: Physical Processes in Lakes and Oceans. American Geoph. Union, Coastal and Estuarine Studies, 54, 503-516, (J. Imberger, Herausgeber). LIU S.K. and J.J. LEENDERTSE (1978): Multi-dimensional numerical modelling of estuaries and coastal seas. Adv. Hydrosc., 11, 95-164.

MAC BEAN C.A. and R.D. PATTERSON (1975): Variations of turbulent fluxes of momentum, heat and moisture over Lake Ontario. J. Phys. Oceanogr., 5, 523-531.

MAIER-REIMER E. and J. SÜNDERMANN (1982): On tracer methods in computational hydrodynamics. In: M.B. Abbott and J.A. Cunge (eds.). Engineering applications of computational hydrodynamics, Vol. 1, Pitman, Boston/London/Melbourne.

MAISS M. H. (1992): Schwefelhexafluorid (SF_6) als Tracer für Mischungsprozesse im westlichen Bodensee. Dissertation. Rupprecht-Karls-Universität Heidelberg, 219 Seiten. MILLERO F.J., GONZALES A. and G.K. WARD (1976): The density of seawater solutions at one atmosphere as a function of temperature and salinity. J. Marine

Research, 34.

MILLERO F.J., CHEN C.T., BRADSHAW A. and K. SCHLEICHER (1980): A new high pressure equation of state for seawater. Deep Sea Res., 27A, 255-264.

MORTIMER C.H. (1953): The resonant response of stratified lakes to wind. Schweiz. Z. Hydrol., 15, 94–151.

MORTIMER C.H. (1979): Strategies for coupling data collection and analysis with dynamic modelling of lake motions. In: Hydrodynamics of lakes, W.H. Graf and C.H. Mortimer (eds.) Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.

MORTIMER C.H. (1980): Internal motion and related internal waves in Lake Michigan and Lake Ontario as responses to impulsive wind stresses. Part I: Spec. Rep. Nr. 37, Center for Great Lakes Studies, The University of Wisconsin-Milwaukee.

MUCKLE R. (1964): Die Sauerstoffschichtung im tiefen Hypolimnion des Bodensee-Obersees 1963/64 mit Berücksichtigung einiger Untersuchungen aus früheren Jahren. Internationale Gewässerschutzkommission für den Bodensee, Bericht Nr. 3.

MUCKLE R. (1966): Die Sauerstoffverhältnisse im Tiefenwasser des Bodensees. GWF, 107, 847–848.

MUCKLE R. (1970): Zur Kenntnis der Zirkulation des Bodensee-Obersees. GWF, 111, 479–484.

MÜHLEISEN R. (1977): Starkwinde an und auf dem Bodensee. Meteorol. Rdsch., 30, 15-22.

MÜLLER G. (1966): Die Sedimentbildung im Bodensee. Naturwiss., 53, 237–247.

MÜLLER G. (1967): Beziehungen zwischen Wasserkörpern, Bodensedimenten und Organismen im Bodensee. Naturwiss., 54, 454–466.

MÜLLER H. (1989): Limnologischer Zustand des Bodensees. Jahresber. Jan. 1987 bis März 1988, Nr. 15, IGKB, 9 Seiten, 71 Abbildungen, 6 Tabellen, 3 Seiten Textanhang. MÜLLER H. (1990): Limnologischer Zustand des Bodensees. Jahresber. Jan. 1988 bis März 1989, Nr. 16, IGKB, 11 Seiten, 83 Abbildungen, 6 Tabellen, 8 Seiten Textanhang. NIHOUL J.C.J. (1990): Modelling and Management of Shelf and Mediterranean Seas. In: Computational Methods in Surface Hydrology, G. Gambolati, A. Rinaldo, C.A. Brebbia, W.G. Gray and G.F.Pinder (eds.), 3-13, Springer, Berlin Heidelberg New York. NILER P.I. and E.B. KRAUS (1977): One-dimensional models of the upper ocean. In: Modelling and Prediction of the Upper Layers of the Ocean, E.B.Kraus (Ed.), 143-172, Pergamon Press.

NÖHREN I., PFEIFFER K.D., DUWE K.C., JASIŃSKA E., and A. WALKOWIAK (1990): Three-dimensional modelling of current and transport processes in the Odra estuary. In: Gambolati et al. (eds.), Computational Methods in Surface Hydrology, 107-112, Springer, Berlin Heidelberg New York.

NÜMANN W. (1938): Die Verbreitung des Rheinwassers im Bodensee. Int. Rev.ges. Hydrobiol., 36, 501–530.

NÜMANN W. (1972): Überlegungen zu den Veränderungen der größeren Seen mit speziellen Hinweisen auf den Bodensee. GWF, 113, 423–427.

OKUBO A. (1974): Some Speculations on Oceanic Diffusion Diagrams. In: Rapp.P.-v. Réun. Cons. int. Explor. Mer., 167, 77-85. PASSLACK G. (1966): Strömungen im Bodensee. Mitt. des Franzius-Institutes der TU Hannover, 54 Seiten.

PERRELS P.A.J. and KARELSE M. (1982): A two-dimensional, laterally averaged model for salt intrusion in estuaries. Delft Hydraulics Laboratory. Publication No. 262. PFEIFFER K.D. und J. SÜNDERMANN (1986): Ein dreidimensionales Flachwassermodell mit vertikaler Auflösung im Tidenhubbereich: Entwicklung und erste Anwendungen. Die Küste, Heft 43, 149–166.

PFEIFFER K.D. and K.C. DUWE (1987): The brackish water zone of the Elbe estuary: Measurements and model results. In: Rozprawy Hydrotechniczne Polska Akademia Nauk, 49, 197–215, Gdańsk.

PFEIFFER K.D., YE LONGFEI and K.C. DUWE (1988): A three-dimensional baroclinic model of the Lingdingyang region, Zuhjiang (Pearl River) estuary, South China. In: Proceedings of the International Conference of the coastal zone with special reference to the coastal zone of China, 318-328, China Ocean Press, Beijing.

PFEIFFER K.D. and K.C. DUWE (1989): A Three-dimensional Current and Transport Model System with Applications to Hamburg Port. In: Proceedings of the International Environment Congress: "Der Hafen — eine ökologische Herausforderung", 135-139, Umweltbehörde Hamburg.

PFEIFFER K.D. and K.C. DUWE (1990): Modelling of environment and water-quality relevant processes with combined Eulerian and Lagrangian models. In: Gambolati et al. (eds.), Computational Methods in Surface Hydrology, Springer, Berlin Heidelberg New York, 113-118.

PULS W. and J. SÜNDERMANN (1990): Simulation of Suspended Sediment Dispersion in the North Sea. In: R.T. Cheng (Ed.), Residual Currents and Long-term Transport, Coastal and Estuarine Studies, 38, Springer, Berlin Heidelberg New York, 356 - 372. RAO D.B. and D.J. SCHWAB (1976): Two-dimensional normal modes in arbitrary enclosed basins on a rotating earth: application to Lakes Ontario and Superior. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A281, 63-96.

REYNOLDS C.S. (1998): Plants in Motion: Physical-Biological Interaction in the Plankton. In: Physical Processes in Lakes and Oceans. American Geoph. Union, Coastal and Estuarine Studies, 54, 535-560, (J. Imberger, Herausgeber).

RHINES P.B. (1998): Circulation, Convection, and Mixing in Rotating, Stratified Basins with Sloping Topography. In: Physical Processes in Lakes and Oceans. American Geoph. Union, Coastal and Estuarine Studies, 54, 209-226, (J. Imberger, Herausgeber).

RISCHE H. und H. BAUMERT (1989): Berechnung von Aufenthaltszeiten eines konservativen Wasserinhaltsstoffs in einem durchströmten Flachsee mit dem Programmsystem LAKE. Wasserwirtschaft-Wassertechnik, 39, Heft 1, 21–23.

RODI W. (1984): Turbulence models and their application in hydraulics. International Association for Hydraulic Research, Secretariat Delft, 104 Seiten.

ROGET E., COLOMER J., CASAMITJANA X. and J.E. LLEBOT (1993): Bottom currents induced by baroclinic forcing in Lake Banyoles (Spain). Aquatic Sciences, 55, 206-227.

SARKISYAN A.S. (1977): The Diagnostic Calculations of Large-Scale Ocean Circulation. In: E. Goldberg (ed.), "The Sea", 6, Wiley & Sons, N. Y., 363-457.

SCHIMMELE M. (1993): Anregung interner Seiches im Bodensee durch den Wind. Dissertation. Rupprecht-Karls-Universität Heidelberg, 161 Seiten.

SCHMITZ W. and H. MÜLLER (1985): Jahresbericht über den limnologischen Zustand des Bodensees. Der limnol. Zustand d. Freiwassers v. Jan. 1981 bis März 1982. Nr. 8, IGKB, 34 Seiten, 60 Abbildungen, 72 Tabellen.

SCHNEIDER K. (1992): Energiefluß- und Temperaturbestimmung von Seen mit Satellitenbildern am Beispiel des Bodensees. Band I (Text), 265 Seiten, Band II (90 Abbildungen), Seekreisverlag Konstanz.

SCHRÖDER H.G. (1992): Sedimentoberflächen im östlichen Bodensee-Obersee. Internationale Gewässerschutzkomission für den Bodensee, Bericht Nr. 43.

SERRUYA S., HOLLAN E. and B. BITSCH (1984): Steady winter circulations in Lakes Constance and Kinneret driven by wind and main tributaries. Arch. Hydrobiol., Suppl. 70, 33-110.

SIMONS T.J. (1980): Circulation models of lakes and inland seas. Can. Bull. Fish. Aquat. Sci., 203, 1-146.

SMITH S.D. and E.G. BANKE (1975): Variation of the sea surface drag coefficient with wind speed. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 101.

SPIGEL R.H. and J. IMBERGER (1980): The classification of mixed-layer dynamics in lakes of small to medium size. J. Phys. Oceanogr., 10, 1104–1121.

STABEL H.-H. (1987): Settling velocity and residence time of particles in Lake Constance. Schweiz. Z. Hydrol., 49, 284–293.

STEWART K.M. and E. HOLLAN (1984): Physical model study of Lake Constance. Schweiz. Z. Hydrol., 46, 5-40.

STOYAN G., MÜLLER W. und H. BAUMERT (1986): Numerische Simulation von windund durchflußinduzierten Strömungen in Flachgewässern auf der Basis des Ekman-Modells. Acta Hydrophysica, XXX, 51-67.

VERSUCHSANSTALT FÜR WASSERBAU, HYDROLOGIE UND GLAZIOLOGIE (1993): Hydraulisch-mathematische Modellrechnung zum Ausfluß des Bodensees. (Sachbearbeiter: C. Zurbrügg und R. Fäh). Bericht im Auftrag der Landesanst. f. Umweltschutz Baden-Württemberg u. des Bundesamtes f. Wasserwirtschaft, Bern. 78 Seiten mit 22 Seiten Anhang, Zürich.

WAGNER G. (1976): Simulationsmodelle der Seeneutrophierung, dargestellt am Beispiel des Bodensee-Obersees. Teil II Arch. Hydrobiol., 78, 1–41.

WAGNER G. (1976): Die Untersuchungen von Sinkstoffen aus Bodenseezuflüssen. Schweiz.Z.Hydrol., 38, 191–205.

WAGNER G., JANSEN P. und H.G. SCHRÖDER (1994): Das Hochwasser des Alpenrheins im Juni 1991 - die Dichte des Wassers nach Temperatur, Salz- und Schwebstoffgehalt. Schr. Ver. Gesch. Bodensees, 112, 163 - 171.

WAGNER G., MAHMOUDIAN B. and H.G. SCHRÖDER (1994): Water-budget of Upper Lake Constance: An estimation of total supply based on runoff and water level variations. Aquatic Sciences, 56, 179-189.

WAGNER G. und B. STIELER (1978): Temperaturgänge in Bodenseezuflüssen. Schr. Ver. Gesch. Bodensees, 96, 241–244.

WAGNER G. und B. WAGNER (1978): Zur Einschichtung von Flußwasser in den Bodensee-Obersee. Schweiz. Z. Hydrol., 40, 231–248.

WATANABE M., HARLEMAN D.R.F. and O.A. VASILIEV (1983): Two- and Threedimensional Mathematical Models for Lakes and Reservoirs. In: Mathematical Modeling of Water Quality: Streams, Lakes, and Reservoirs (G.T. Orlob, ed.) 274-336, John Wiley, Chichester, New York.

WÜEST A. and M. GLOOR (1998): Bottom Boundary Mixing: The Role of Near-Sediment Density Stratification. In: Physical Processes in Lakes and Oceans. American Geoph. Union, Coastal and Estuarine Studies, 54, 485-502, (J. Imberger, Herausgeber). YAMAZAKI H. and D. RAMSDEN (1998): Stratified Turbulence: Field, Laboratory and DNS Data. In: Physical Processes in Lakes and Oceans. American Geoph. Union, Coastal and Estuarine Studies, 54, 401-415, (J. Imberger, Herausgeber).

YOSHIDA S., OHTANI M., NISHIDA S. and P.F. LINDEN (1998): *Mixing Processes in a Highly Stratified River*. In: Physical Processes in Lakes and Oceans. American Geoph. Union, Coastal and Estuarine Studies, 54, 389-400, (J. Imberger, Herausgeber).

ZENGER A. (1989): Ursachen und Auswirkungen von Transport- und Mischungsprozessen im westlichen Bodensee. Dissertation. Ruppert-Karls-Universität Heidelberg, 137 Seiten.

GRAF ZEPPELIN E. (1893): Bodensee-Forschungen aus Anlaß der Herstellung der neuen Bodenseekarte durch die hohen Regierungen der fünf Uferstaaten. Schr. Ver. Ges. Bodensees, 22, Sonderteil:

Erster Abschnitt: Geographische Verhältnisse des Bodensees, 5-20.

Zweiter Abschnitt: Altere und neuere Bodensee-Forschungen und -Karten, 21-45. Dritter Abschnitt: Die hydrographischen Verhältnisse des Bodensees, 59-103, mit 1 Tiefenkarte des Bodensees von 1893 i. Maßstab 1:50 000 am Ende des Bandes, Lindau.

F.2 Kartenmaterial

- Das Rheindelta im Bodensee, Seegrundaufnahme vom Jahre 1969 (Bericht im Auftrag der Rheinbauleitung Lustenau der IRR)
- Das Rheindelta im Bodensee, Seegrundaufnahme vom Jahre 1979 (Bericht im Auftrag der Rheinbauleitung Lustenau der IRR)
- Das Rheindelta im Bodensee, Seegrundaufnahme vom Jahre 1989 (Bericht im Auftrag der Rheinbauleitung Lustenau der IRR)
- Jahresbericht über den limnologischen Zustand des Bodensees (Januar 1981 bis März 1982), Nr. 8, IGKB, s. auch Literaturverzeichnis F.1: W. Schmitz und H. Müller (1985).

- Limnologischer Zustand des Bodensees (Januar 1987 bis März 1988), Nr. 15, IGKB, s. auch Literaturverzeichnis F.1: H. Müller (1989).
- Limnologischer Zustand des Bodensees (Januar 1988 bis März 1989), Nr. 16, IGKB, s. auch Literaturverzeichnis F.1: H. Müller (1990).
- Tiefenkarte des Bodensees von 1893, Maßstab 1:50 000, s. auch Literaturverzeichnis F.1: E. Graf Zeppelin (1893).
- Karte der Internationalen Bodensee-Tiefenvermessung 1990, Maßstab 1:50 000, Herausgeber: IGKB, Landesvermessungsamt Baden-Württemberg. Braun E. und K. Schärpf (1994): Internationale Bodensee-Tiefenvermessung 1990. Eine Dokumentation über die von 1985 bis 1990 durchgeführte Tiefenvermessung der IGKB. Landesvermessungsamt Baden-Württemberg, Stuttgart, 98 Seiten, 31 Anlagen, 4 Beilagen.
- Tiefenkarte des Bodensees von 1990 mit Positionseintragungen der verankerten vertikalen Meßketten aus selbsttätig registrierenden ozeanographischen Strömungs- und Temperaturmeßgeräten des Instituts für Meereskunde an der Universität Kiel im Obersee von 31.10. bis 30.11.1972 nach Unterlagen des Instituts für Seenforschung der LfU, Langenargen, s. auch Literaturverzeichnis F.1: E. Hollan (1974).
- Arbeitskarte Bodensee von 1966, Maßstab 1:100 000, Entwurf: W. Brettschneider, Geogr. Institut I d. Universität Freiburg i.Br.
- Wassertiefenmessung: Mittlere Rheinschle aus den Jahren 1979, 1987 bis 1991 (Internationale Rheinregulierung, Österreich)
- Einströmung des getrübten Flußwassers in den Bodensee bei verschiedenen Wasserständen im Rhein zwischen 7. Mai und 18. Juni 1991. 3 Tiefenkarten des Bodensees im Maßstab 1:25 000 (Ausschnitt) nach der Tiefenvermessung von 1990 mit Eintragungen der Trübungsverteilungen. Aus: P. Jansen (1992), s. auch Literaturverzeichnis F.1.

F.3 Datenmaterial

- Abfluß- und Wassertemperaturdaten des Alpenrheins (Rietbrücke) von 1987 (Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft, Schweiz)
- Abfluß- und Wassertemperaturdaten des Alpenrheins (Rietbrücke) von 1991 und 1992 (Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft, Schweiz)

- Abflußdaten des Alten Rheins (St. Margrethen) von 1991 und 1992 (Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft, Schweiz)
- Abflußdaten des Alten Rheins (St. Margrethen) von 1987 (Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft, Schweiz)
- Abflußdaten und Temperaturdaten Bregenzerach von 1987 (Hydrographischer Dienst Österreich)
- Abflußdaten Dornbirnerach von 1987 (Hydrographischer Dienst Österreich)
- Abflußdaten Leiblach von 1987 (Hydrographischer Dienst Österreich)
- Abflußdaten und Temperaturdaten Bregenzerach von 1991 (Hydrographischer Dienst Österreich)
- Abflußdaten Dornbirnerach von 1991 (Hydrographischer Dienst Österreich)
- Abflußdaten Leiblach von 1991 (Hydrographischer Dienst Österreich)
- Temperaturdaten des Alpenrheins (Lustenau) von 1987 (Hydrographischer Dienst Österreich)
- Wassertemperatur des Alpenrheins (Lustenau) August bis Dezember 1972 (Hydrographischer Dienst Österreich)
- Wassertemperatur der Bregenzerach August bis Dezember 1972 (Hydrographischer Dienst Österreich)
- Abflußdaten der Bregenzerach von 1972 (Hydrographisches Jahrbuch, Österreich)
- Abflußdaten der Dornbirnerach von 1972 (Hydrographisches Jahrbuch, Österreich)
- Abflußdaten der Argen von 1972 (Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch)
- Abflußdaten der Schussen von 1972 (Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch)
- Abflußdaten der Rotach von 1972 (Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch)
- Abflußdaten der Seefelder Aach von 1972 (Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch)
- Abflußdaten der Stockacher Aach von 1972 (Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch)
- Abflußdaten des Seerheins bei Konstanz von 1987 (Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg)
- Abflußdaten der Stockacher Aach von 1987 (Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg)

- Abflußdaten der Argen von 1987 (Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg)
- Abflußdaten der Schussen von 1987 (Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg)
- Abflußdaten der Rotach von 1987 (Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg)
- Abflußdaten der Seefelder Aach von 1987 (Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg)
- Abfluß- und Pegeldaten Konstanz für 1.6.91 bis 31.10.92 (Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg)
- Abflußdaten des Alpenrheins (Schmitter) für 1972 (Eidgenössisches Amt für Wasserwirtschaft, Bern)
- Abfluß- und Pegeldaten von Obersee-Zuflüssen in Baden-Würtberg für 1.6.91-31.10.92 (Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg)
- Abflußdaten und Abflußstatistik des Alpenrheins (Diskette) für 1970-1973 (EA-WAG/Bührer)
- Temperaturdaten von Seemitte Fischbach-Uttwil für 1968-1974 (ISF)
- Temperaturdaten von Seemitte Fischbach-Uttwil für 1968-1974 (Diskette) (ISF)
- Temperaturdaten des Alpenrheins (Schmitter) für 1972 (Eidgenössisches Amt für Wasserwirtschaft, Bern)
- Temperaturdaten des Alpenrheins (Schmitter) für 1972 (Hydrographisches Jahrbuch der Schweiz)
- Klimadaten der Wetterstationen Konstanz und Friedrichshafen für November 1972 (Deutscher Wetterdienst)
- Abflußdaten des Rheins (Konstanz) für 1.7.1987-30.9.1987 (ISF)
- Abflußdaten der Stockacher Aach für 1.7.1987-30.9.1987 (ISF)
- Abflußdaten des Alten Rheins (St. Margarethen) für 1972 (Eidgenössisches Amt für Wasserwirtschaft, Bern)
- Abflußdaten der Bregenzerach vom 22.9. 30.11.1972 (Amt der Voralberger Landesregierung)
- Abflußdaten des Seerheins (Konstanz) für 1972 (Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg)
- Pegeldaten Konstanz 1.11.1992 31.10.1973 (Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Baden-Württemberg)
- Pegeldaten Konstanz von 1987 (Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg)
- Wind- und Klimadaten der Wetterwarte Konstanz für Juli und August 1987 (Deutscher Wetterdienst)
- Wind- und Klimadaten der Wetterwarte Konstanz für Juni 1991 und August bis Oktober 1992 (Deutscher Wetterdienst)
- Winddaten der Windmeßstation Friedrichshafen für Juni 1991 und August bis Oktober 1992 (Deutscher Wetterdienst)
- Temperaturdaten (Vertikalprofile) des Bodensee-Obersees vom 8.und 31.7. sowie 13.8.1987 (ISF)
- Temperaturdaten (Vertikalprofile) des Bodensee-Obersees vom 11.6. sowie 2. und 3.7.1991 (ISF)
- Temperaturdaten (Vertikalprofile) des Bodensee-Obersees vom 5. und 19.8., 3. und 24.9. sowie 27.10.1992 (ISF)
- Temperaturdaten (Vertikalprofile) des Bodensee-Obersees vom 30.10.bis 30.11.72 aus neun verschiedenen Meßlotrechten (ISF)
- Winddaten der Uferstationen Hagnau, Langenargen, Lindau, Ludwigshafen, Dingelsdorf, Unteruhldingen und Staad vom 21.09. bis 28.11.72 (ISF)
- Strömungsdaten (Vertikalprofile) des Bodensee-Obersees vom 30.10. bis 30.11.1972 aus neun verschiedenen Meßlotrechten (ISF)
- Temperaturdaten des Alpenrheins (Lustenau) von 1991 (Hydrographischer Dienst Österreich)
- Temperaturdaten der Bregenzerach vom 1. Quartal 1987 (Hydrographischer Dienst Österreich)
- Wetterdaten der Wetterwarte Konstanz für 1987, 1991/1992 (Deutscher Wetterdienst)
- Winddaten der Windmeßstation Friedrichshafen für 1991/1992 (Deutscher Wetterdienst)
- Wetterdaten von Terminmessungen an der Station Seemitte Fischbach-Uttwil für 8. und 31.7.87 sowie 13.8.87, 11.6.91 sowie 2. und 3.7.91 sowie 5.8. bis 27.10.92 (ISF)

145

Veröffentlichungen der

Internationalen Gewässerschutzkommission für den Bodensee (IGKB)

-	Richtlinien für die Reinhaltung des Bodensees vom überarbeitete Fassung vom Neufassung vom	1. Juni 1967 9. Mai 1972 27. Mai 1987
-	Schutz dem Bodensee, Jubiläumsschrift, 15 Jahre Internationale Gewässerschutz- kommission für den Bodensee	1974
-	Schutz dem Bodensee, Faltbatt, 25 Jahre Internationale Gewässerschutzkommission für den Bodensee	1984
-	Limnologischer Zustand des Bodensees, Jahresberichte (Grüne Berichte)	seit 1976

IGKB-Berichte (Blaue Berichte)

Nr. 1	Zustand und neuere Entwicklung des Bodensees	1963
Nr. 2	Die Abwasserbelastung der Uferzone des Bodensees	1964
Nr. 3 °	Die Sauerstoffschichtung im tiefen Hypolimnion des Bodensee-Obersees 1963/64 mit Berücksichtigung einiger Untersuchungsergebnisse aus früheren Jahren	1964
Nr. 4	Gewässerschutzvorschriften der Bodensee-Anliegerstaaten	1966
Nr. 5 ′	Die Temperatur- und Sauerstoffverhältnisse des Bodensees in den Jahren 1961 bis 1963	1967
Nr. 6	Untersuchungen zur Feststellung der Ursache für die Verschmutzung des Bodensees	1967
Nr. 7	Stellungnahme der Sachverständigen zur Frage einer Bodensee-Ringleitung	1967
Nr. 8	Die Sauerstoffbilanz des Bodensee-Obersees	1967
Nr. 9	Bodensee-Sedimente	1971
Nr. 10	Bericht über den Bodensee	1971
Nr. 11	Die Berechnung von Frachten gelöster Phosphor- und Stickstoffverbindungen aus Konzentrationsmessungen in Bodenseezuflüssen	1973
Nr. 12	Die Makrophytenvegetation in der Uferzone des Bodensees	1 9 73
Nr. 13	Bau- und Investitionsprogramm - Stand der Abwasserbeseitigung	1973
Nr. 14	Regenentlastungsanlagen, Bemessung und Gestaltung	1973
Nr. 15	Strömungsverhältnisse im Bodensee-Untersee und der Wasseraustausch zwischen den einzelnen Seebecken	1974
Nr. 16	Zustand und neuere Entwicklung des Bodensees	19 ⁷ 5
Nr. 17	Die Belastung des Bodensees mit Phosphor-, Stickstoff- und organischen Verbindungen im Seejahr 1971/72	1976
Nr. 18	Die Phytoplanktonentwicklung im Bodensee in den Jahren 1961 bis 1963	1976
Nr. 19	Stand der technischen Möglichkeiten der Phosphorelimination aus kommunalen Abwässern	1977
Nr. 20	Die Entwicklung des Crustaceenplanktons im Bodensee, Obersee (1962-1974) und Rheinsee (1963-1973)	1977
Ńr. 21	Die langjährige Entwicklung des Phytoplanktons im Bodensee (1963-1973), Teil 1 Untersee	1 9 77
Nr. 22	Chemismus des Freiwassers des Bodensee-Obersees in den Jahren 1961 bis 1974	1979

	7		
	Nr. 23	Die langjährige Entwicklung des Phytoplanktons im Bodensee (1965-1975), Teil 2 Obersee	19
	Nr. 24	Bau- und Investitionsprogramm, Stand der Abwasserbeseitigung im Einzugsgebiet des Bodensee-Obersees und des Untersees Planungszeitraum 1978-1985	19
	Nr. 25	Zum biologischen Zustand des Seebodens des Bodensees in den Jahren 1972 bis 1978	19
	Nr. 26	Die submersen Makrophyten des Bodensees - 1978 im Vergleich mit 1967 -	19
	Nr. 27	Die Veränderungen der submersen Vegetation des Bodensees in ausgewählten Testflächen in den Jahren 1967 bis 1978	19
	Nr. 28	Die Belastung des Bodensees mit Phosphor- und Stickstoffverbindungen und organischem Kohlenstoff im Abflussjahr 1978/79	19
	Nr. 29	Limnologische Auswirkungen der Schiffahrt auf den Bodensee	19
	Nr. 30	Die Auswirkungen der Reinhaltemassnahmen auf die limnologische Entwicklung des Bodensees (Lagebericht)	19
	Nr. 31	Schadstoffe in Bodensee-Sedimenten	19
	Nr. 32	Quantitative Mikroanalyse flüchtiger, organischer Verbindungen im Bodenseewasser	19
	Nr. 33	Bau- und Investitionsprogramm, Stand der Abwasserbeseitigung im Einzugsgebiet des Bodensee-Obersees und des Untersees, Planungszeitraum 1986-1995	19
	Nr. 34	Die Zukunft der Reinhaltung des Bodensees, Weitergehende und vorbeugende Massnahmen - Denkschrift -	19
	Nr. 35	Zur Bedeutung der Flachwasserzone des Bodensees	19
	Nr. 36	Die Entwicklung der Radioaktivität im Bodensee nach dem Unfall Tschernobyl	19
	Nr. 37	Die Entwicklung des Crustaceen-Planktons im Bodensee-Obersee (1972-1985) und Untersee - Gnadensee und Rheinsee - (1974-1985)	19
•	Nr. 38	Die Oligochaeten im Bodensee als Indikatoren für die Belastung des Seebodens (1972 bis 1978)	19
	Nr. 39	Die langjährige Entwicklung des Phytoplanktons im Bodensee (1961 bis 1986)	19
	Nr. 40	Die Belastung des Bodensees mit Phosphor- und Stickstoffverbindungen, organisch gebundenem Kohlenstoff und Borat im Abflussjahr 1985/86	19
	Nr. 41	Die Entwicklung der NTA- und EDTA-Konzentration im Bodensee und in einigen Bodensee-Zuflüssen von 1985 bis 1990	
	NT 40		
	Nr. 42	Alpenrheins in den Bodensee - eine Literaturstudie -	19
	INT. 43	Sedimentobertlachen im Ostlichen Bodensee-Obersee, Sidescan-Untersuchungen im Zusammenhang mit den Auswirkungen der Vorstreckung des Alpenrheins	199
	Nr. 44	Dynamische Simulation des Bodensee-Obersees und tolerierbare Phosphor-Fracht	19
]	Nr. 45	Methoden zur Abschätzung der Phosphor- und Stickstoffeinträge aus diffusen Quellen in den Bodensee	199
]	Nr. 46	Die submersen Makrophyten des Bodensees - 1993 im Vergleich mit 1978 und 1967	199
]	Nr. 47	Zustand des Seebodens 1992-1994 Sedimentinventare - Phosphor - Oligochaeten	199
]	Nr. 48	Langjährige Entwicklung chemischer Parameter im Bodensee-Obersee	199
]	Nr. 49	Abschätzung des einwohnerbezogenen Nährstoffaustrags aus Regenentlastungen im Einzugsgebiet des Bodensees	199
]	Nr. 50	Mathematisches Modell des Alpenrhein-Einstroms in den Bodensee	199