

## Mögliche Auswirkungen einer Klimaveränderung auf größere Binnenseen

Eckard Hollan

Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg, Langenargen

### 1. Einführung

Klimatische Veränderungen übertragen sich auf Seen in besonderer Weise, weil das Süßwasser infolge einiger seiner spezifischen Eigenschaften ein stark abweichendes Verhalten gegenüber der festen und gasförmigen Umgebung aufweist. Als die wichtigsten Merkmale in physikalischer Hinsicht sind die relativ hohe spezifische Wärme und das Dichtemaximum bei 4°C anzusehen, dessen Wert bereits deutlich von der Dichte bei der Gefriertemperatur von Süßwasser differiert. Die relativ geringe molekulare Wärmeleitung des Wassers ist im Hinblick auf den erheblich höheren inneren Wärmeaustausch des Sees durch turbulente und konvektive Prozesse hervorzuheben. Nach Kneschke (1961) ergibt sich, dass bei gleichbleibend auf 20°C gehaltener Seeoberfläche und dem anfänglich homogen 4°C warmen See nur durch die Wärmeleitung erst nach 2000 Jahren eine Erwärmung in 250 m Tiefe um 1°C eintritt. Der geothermische Wärmefluss ist dabei außer Betracht gelassen, um das Prinzip zu verdeutlichen. Hieraus ist zu ersehen, dass die turbulent und konvektiv bewirkten Ausgleichsvorgänge, die sich räumlich und zeitlich sehr verschieden im See entfalten, entscheidende Bedeutung u.a. für das thermische Verhalten des Sees haben.

Hinsichtlich der Tiefe, bis zu der diese Prozesse direkt von der Oberfläche her einwirken können, bestehen auch charakteristische Unterschiede. Starke Konvektion kann bis zur größten Seetiefe vordringen, wenn dies nicht haline Schichtungen im Hypolimnion verhindern. Demgegenüber sind unter homogenen Verhältnissen direkte winderzeugte Strömungen (Driftströmungen) und zugehörige turbulente Bewegungen maximal nur bis ungefähr 30 m Tiefe von Bedeutung. Es sind diese variablen Austauschvorgänge, deren Wirkung im langzeitigen Effekt unter den sich ändernden klimatischen Randbedingungen bestimmen, in welcher Weise entsprechende Zustandsveränderungen im See-Innern erfolgen. Demgegenüber haben adiabatische Temperaturänderungen, die mit ca. 0,003°C pro 100 m Vertikalverlagerung beitragen, nur sekundäre Bedeutung. Dieser Effekt ist jedoch zu beachten, wenn nahezu homotherme Verhältnisse über größere Tiefenerstreckungen herrschen und die Wassermassen starke Tiefenverschiebungen erfahren können oder der schwache Wärmestrom aus der Erde unter solchen Bedingungen Einfluss gewinnt.

Das raumzeitliche Eigenverhalten eines Sees wächst mit seinem Volumen an. Dies betrifft auch das stärkere Ausgreifen der meteorologischen Rückwirkung des Sees auf seine Umgebung, insbesondere auf die bis zu 2000 m hohe planetarische Grenzschicht. Es ist daher naheliegend, die Betrachtung von Klimaauswirkungen auf große Seen zu richten.

Nachträglich ist auf die genaueren Betrachtungen hinzuweisen, denen sich Gerten und Adrian (2001) hinsichtlich der Auswirkungen großräumiger klimatischer Änderungen auf mittlere und kleine Seen widmen. Ausgehend von Beobachtungsdaten einiger Seen in Nordostdeutschland von 1979 bis 1998 werden die Zusammenhänge mit dem meteorologischen Index der Nordostatlantischen Oszillation, der im zweiten Abschnitt kurz erläutert wird, untersucht. Es ergeben sich seenspezifische Unterschiede vor allem in ökologischer Hinsicht. Die auch limnologisch weiterführenden Betrachtungen ordnen sich dem hier zugrundeliegenden Ansatz der schärfer differenzierenden Analyse see-eigener Reaktionsweisen gut ein und ergänzen die nachfolgenden Ausführungen.

In einer vergleichenden Beschreibung am Beispiel der langzeitigen Entwicklung der vier großen Seen: Kaspisches Meer, Aralsee, Totes Meer und Titicacasee vermitteln Lozán et al.



(1998), dass tektonische Vorgänge und die Folgen anthropogener Nutzungen im Einzugsgebiet klimatische Einflüsse stark übertreffen können. Hupfer (1998) zeigt für Binnengewässer in den gemäßigten Breiten auf, dass Effekte einer beginnenden globalen Erwärmung zu gering und deshalb bisher nicht erkennbar sind im Vergleich zu den jährlichen und anthropogen bedingten Schwankungen. Er weist auf ungünstige Entwicklungen hypothetisch hin, die den Einfluss zunehmender Temperatur auf Struktur und Sukzession des Planktons sowie auf die Verstärkung der Eutrophierung betreffen. Die negativen Auswirkungen intensiverer ultravioletter Strahlung und die Versauerung infolge verstärkter Abschwemmungen aus den Einzugsgebieten durch steigende Niederschläge werden ebenfalls hervorgehoben.

Mit der Bezeichnung Binnenseen im Thema ist deren Lage weiter abgesetzt von maritimer Umgebung im inneren europäischen Festland gemeint, um die Nähe zum Einfluss durch benachbarte große Meereswassermassen außer Betracht zu lassen. Bei den innerkontinentalen klimatischen Verhältnissen in Europa sind i.a. auch stärkere regionale Wandlungen des Klimas auf kleinem Raum zu erwarten, wenn großskalige überregionale Änderungen dies auslösen. Insofern ist die lokale Antriebssituation für einen so gelegenen See auch in klimatischer Hinsicht hervorgehoben. Die Verhältnisse lassen sich am Beispiel des Bodensees gut darstellen, der außerdem deshalb als Teilregion im gesamten KLIWA-Untersuchungsgebiet des süddeutschen Raumes wichtig mit in die Betrachtungen einzubeziehen ist.

Das Volumen des Bodensee-Obersees von etwa 47,7 km<sup>3</sup>, der hier der Betrachtung ohne Berücksichtigung des viel kleineren Untersees zugrundegelegt wird, führt infolge des mittleren jährlichen Abflusses aus dem See von rund 342 m<sup>3</sup>/s für die Jahresreihe 1985 bis 2000 (LfU, 2001) auf eine rechnerische Austauschzeit des See-Inhalts von 4,4 Jahren. Nun ist die klimatische Veränderung aber nicht nur über die Zuflüsse wirksam, sondern beherrschend im energetischen Austausch über die große Seefläche. Hierdurch steuert aber die meteorologische Jahresschwankung über dem See mit ihren Modifikationen vorrangig den gesamten Seezustand im Vergleich zu der genannten längeren hydrologischen Austauschzeit. Einen geographischen Überblick über den 500 km<sup>2</sup> großen Bodensee-Obersee und sein 10929 km<sup>2</sup> umfassendes Einzugsgebiet vermittelt Abb. 1. Reale Austauschzeiten in den verschiedenen Tiefenregionen und horizontalen Teilbereichen des Sees sind davon aber sehr verschieden und haben ein entsprechend stark differierendes Mitlaufen bzw. Nachlaufen des physikalischen Zustands in den zugehörigen großen Wasserkörpern zur Folge.

Wenn die prägende Jahresschwankung durch milde oder mäßige Winter beispielsweise den See im Winter nicht vollständig umwälzt, bleiben in der mächtigen Tiefenschicht, dem Hypolimnion, tiefe Schichten mit großen Anteilen von altem Wasser bestehen, während in der Deckschicht zur warmen Jahreszeit und auch sonst in der oberflächennahen Zone im Winter stets eine vollständige Erneuerung oder Durchmischung des Wassers erfolgt. Die vollständige wind- und auskühlungsbedingte Vermischung kann hier fallweise innerhalb von wenigen Tagen vor sich gehen. Ereignen sich mehrere milde Winter direkt nacheinander, so wachsen die Gegensätze zwischen Tiefen- und Oberflächenwasser entsprechend an, was nicht nur einschneidende ökologische, d.h. limnologische Folgen hat, wie beispielsweise ein zu niedriges Niveau der Sauerstoffkonzentration im bodenaufliegenden Wasser. An diesem Punkt der Betrachtung gelangt nun die zeitlich stark versetzte Reaktion des Sees auf Klimaschwankungen ins Blickfeld, in der neben den direkt mitlaufenden Änderungen in den oberflächennahen Schichten der Kern des see-eigenen Klimaverhaltens begründet liegt.

## **2. Rückblick auf klimatische Auswirkungen am Bodensee in historischer Zeit**

Bevor an Beobachtungen über die sehr unregelmäßigen Erneuerungsprozesse im Tiefenwasser des Bodensee aus den letzten Jahren aufgezeigt wird, welche Bedeutung verschiedene weiträumige seitliche Zuströmungen bis in die größten Tiefen haben, wird ein Rückblick auf über tausend Jahre extremer Auskühlungsereignisse gegeben. Seit 875 sind urkundlich 33 Seegfrören des Obersees erwähnt. Aus den Ereignisjahren sind mit Bezug auf den in

jüngster Zeit gut rekonstruierten Verlauf der globalen Abkühlungs- und Erwärmungsphasen während dieses Zeitraumes bestimmte Einblicke in die Auswirkungen vergangener kürzerer Klimaschwankungen auf den Bodensee zu gewinnen.

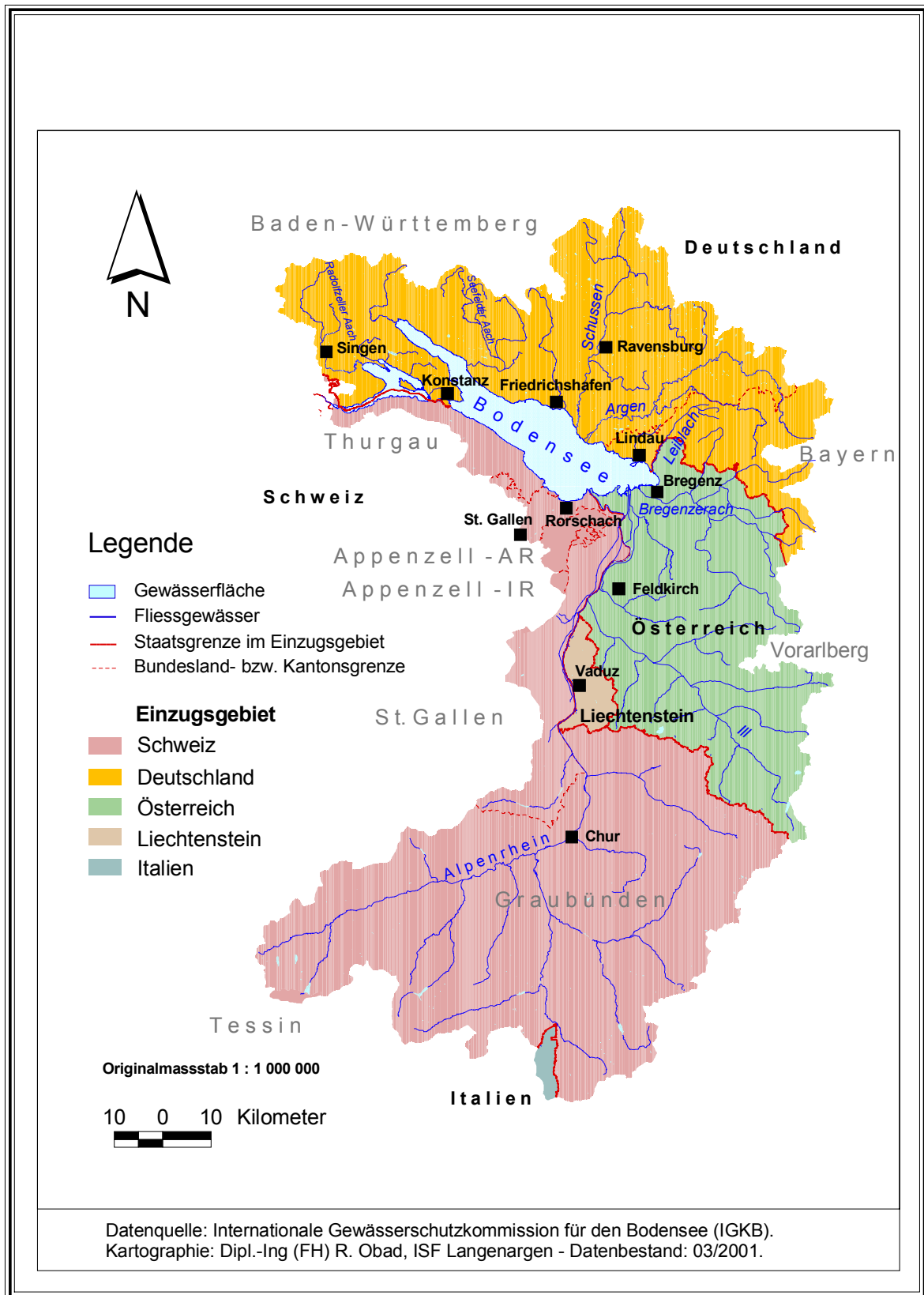


Abb.1: Einzugsgebiet des Bodensees, unterschieden nach Zugehörigkeit zu Anrainerstaaten (Angabe der Kantone und Bundesländer in grauer Schrift).



Lang anhaltende winterliche Abkühlungslagen können in der Region des Bodensees auch in globalen Erwärmungsphasen vorkommen. Das hängt mit der Möglichkeit zusammen, dass auch dann die Luftdruckdifferenz zwischen Portugal und Island im Winter gering sein und sich dann das sibirische Hoch nach Westen ausdehnen kann (niedriger NAO-Index; Roeckner, 1998). Ein anormal kalter Winter ist dann in hiesiger Region zu erwarten, da starke milde Westwinde vom Atlantik ausfallen. Dies kann ganz im Gegensatz zu einer parallel laufenden globalen Erwärmung regional auch im Bodenseebereich eintreten, wie das Diagramm in Abb. 2 zeigt. Unter diesem Aspekt hat die zeitliche Abfolge der Seegfrörnen auch für die Zukunft orientierenden Wert, weshalb nachfolgend in kurzer Betrachtung darauf eingegangen wird.

In Abb. 2 sind der Abweichung von der globalen Durchschnittstemperatur um 1900 für die Zeitspanne von 900 bis 1995 n. C. gemäß der Angaben aus dem Bericht des BUWAL (1997) nach IPCC-Unterlagen (Überblick in IPCC, 1996) die Ereignisjahre von Seegfrörnen seit 875 n. C. gegenübergestellt. Letztere sind bei Kiefer (1972) angegeben und ausführlich nach den historischen Berichten bei Meichle (1963) sowie auch Dobras (1992) beschrieben. Man entnimmt aus der globalen Temperaturentwicklung im Vergleich zu 1900 in Abb. 2, dass vor 1000 eine Kaltperiode zuende ging und danach eine Warmphase bis etwa 1340 herrschte. Darauf setzte eine schwächere Kaltphase ein, die sich nach 1500 verstärkt und so bis 1650 andauert. Anschließend bleibt es bis 1900 nur schwach kälter. Ohne Bezug auf den regional abweichenden Verlauf der Klimaschwankungen am Alpennordrand zu nehmen, ist eine Häufung von Seegfrörnen während der Kaltzeiten zu erkennen, was besonders für die Kälteperiode seit Ende des Mittelalters bis 1650 gilt. Eine außergewöhnliche Häufung ist in der Zeitspanne von 1553 bis 1573 verzeichnet worden, in der nicht weniger als sechs Seegfrörnen auftraten, was in den letzten dreihundert Jahren lediglich als Jahrhundertereignis anzusehen ist (Steinijans, 1977).

Auf einen Zusammenhang der besonderen Häufung am Beginn der Neuzeit mit sozialen Ereignissen sei noch hingewiesen, woraus Klimaeffekte auf extreme äußere und innere Not der Bevölkerung im Südwesten abzulesen sind. 1573 setzte der Brauch am Bodensee ein, dass bei einer Seegfrörne eine Eisprozession zwischen Hagnau auf deutscher und Münsterlingen auf schweizer Seite abgehalten wird (Meichle, 1963). Zugleich ist der Höhepunkt der Hexenverfolgungen im Südwesten in der ersten Phase zwischen 1560 und 1575 in Deckung mit den eng aufeinanderfolgenden Seegfrörnen (Behringer, 1995). Während die extremen Verfolgungen bis 1630 mit jeweils einigen Jahren Unterbrechungen andauern und wiederholt auch auf Agrarkrisen wie seit 1560 zurückgehen, wurden in dieser übrigen Zeitspanne äußerster sozialer Nöte keine Seegfrörnen verzeichnet. Es wird jedoch u.a. von außerordentlichen Verlusten in der Landwirtschaft während der Vegetationsperiode auch in diesen Verfolgungsjahren berichtet.

Da die Hexenverfolgungen auch von anderen Ursachen wesentlich mitbestimmt sind, ist nicht immer eine Agrarkrise allein der Auslöser. So ist ab 1585 beispielsweise sozialgeschichtlich mit entscheidend, dass „eine zunehmende Verdüsterung des Weltbildes der Oberschicht mit einer Verhärtung der Lebensbedingungen der Unterschicht“ einherging und ein „gleichgerichtetes Verfolgungsinteresse zwischen beiden Schichten“ zu der extremen Entwicklung führte (Behringer, 1995). Mit dieser Andeutung der vielfältigen Ursachenlage sei nur hervorgehoben, dass die relativ reichhaltige Urkundenlage zahlreiche Hinweise auf witterungsbedingte Anlässe gibt. Die Betrachtung wirft ein Schlaglicht auf starke soziale Konsequenzen von Klimaveränderungen und ist, weil sie auf relativ gut dokumentierter Geschichte beruht, durchaus lehrreich hinsichtlich der Zusammenhänge, da in diesen weiter zurückliegenden Zeiten noch keine systematischen meteorologischen Messungen möglich waren. Über den Stand der in jüngster Zeit entwickelten Methode der historischen Klimatologie wird von Pfister (2001) berichtet. Ihre erfolgreiche Anwendung auf diese vorinstrumentelle Zeit in Mitteleuropa, insbesondere in der Schweiz, zurückreichend bis 1496, wird ausführlich von Pfister (1999) und Mitarbeitern behandelt.

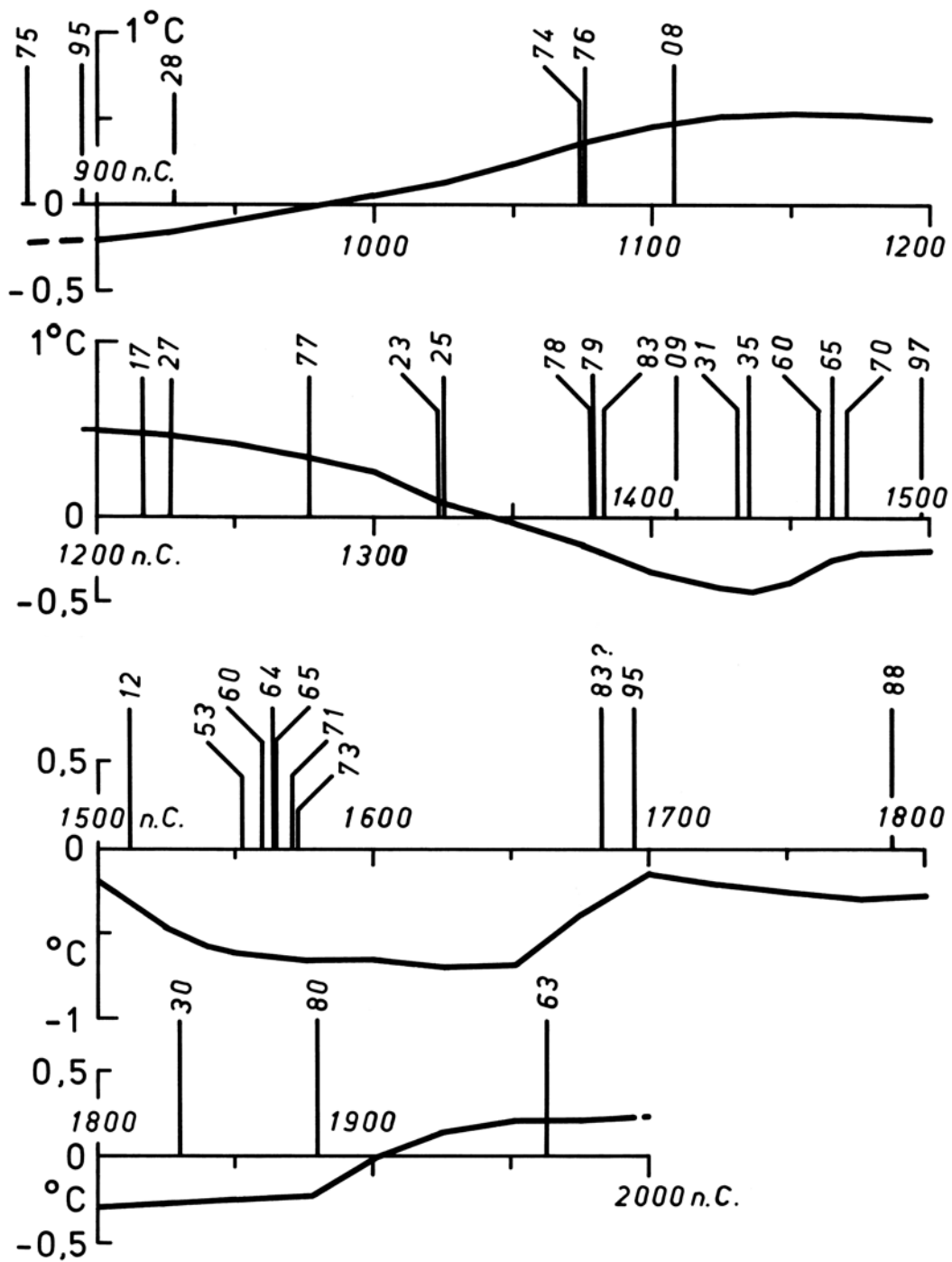


Abb.2: Jahre mit Seegröfren im Bodensee-Obersee seit 875 n.C. im Vergleich zur Abweichung der globalen Durchschnittstemperatur von 1900 n.C. (Die Ereignisjahre von Seegröfren sind nur mit den letzten beiden Ziffern eingetragen. Weitere Erläuterung im Text).



Knapp zwei Jahrhunderte später, also in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts, sind die klimatischen Auswirkungen auf Seen in der schweizerischen Region bereits genauer zu verfolgen, da zu dieser Zeit Messungen und detaillierte Beobachtungen hierüber einsetzen. Eine Analyse der klimatischen Effekte auf die Eintrittszeiten des Eisaufbruches alpiner Seen hat in diesem Zusammenhang Livingstone (1997a) gegeben. In einem Einzelbeispiel bestehen bereits ab 1832 ununterbrochene Aufzeichnungen dieses Datums, die mit Messungen der Lufttemperatur korreliert werden können. Die Untersuchung hat ergeben, dass die Eisschmelze auf insgesamt drei untersuchten Seen stark gekoppelt ist mit der lokalen und regionalen Lufttemperatur am Boden Mitte April, gemittelt über vier bis acht Wochen. Vergleiche mit entsprechenden Beobachtungen der Lufttemperaturen aus den Niederlanden und aus Großbritannien belegen, dass synoptische, d.h. großskalige, meteorologische Ereignisse das Auftauen der Seen bewirken. Insofern ist die weiter oben angesprochene Steuerung der lokalen klimatischen Verhältnisse durch großräumige meteorologische Prozesse in Teileffekten offenkundig.

### **3. Mehrjährige klimaempfindliche Zustandsschwankungen im Bodensee**

Nach den eingangs umrissenen allgemeinen Bedingungen des seenspezifischen physikalischen Verhaltens bei Klimaveränderungen sind die tiefreichenden vertikalen und seitlichen Austauschprozesse der kalten Jahreszeit in den Vordergrund der Betrachtungen gerückt. Die Wirkungen sind am Beispiel des Bodensees gut aufzuzeigen, da genaue seenphysikalische Terminuntersuchungen hierzu im Institut für Seenforschung (ISF) der LfU mit dieser Zielrichtung seit 1986 durchgeführt wurden. Die Terminbeobachtungen und fallweise Ausweitung der Messungen im Bodensee auf die Fläche erbrachten im mehrjährigen Vergleich die Erfahrung, dass see-eigene seitliche Dichteströmungen, die aus den schneller abkühlenden Randgebieten des Sees im Winter angetrieben werden, eine größere Rolle bei der Erneuerung der tiefsten Wasserschichten des Sees spielen. Dass hierbei die ständigen kalten, durch die alpinen winterlichen Abflussbedingungen niedrigen Zuflüsse der Hauptzubringer Alpenrhein und Bregenzerach von geringerer Bedeutung sind, als bisher angenommen, lässt sich an den Untersuchungsergebnissen aus den vergangenen sechs Jahren beispielhaft aufzeigen. Hierfür werden die Terminbeobachtungen des ISF an der Station Seemitte Fischbach-Uttwil, der mit 254 m tiefsten Stelle des Sees, herangezogen, die aus dem Messprogramm der Internationalen Gewässerschutzkommission für den Bodensee (IGKB) und den zusätzlichen seenphysikalischen Terminmessungen des ISF an der gleichen Station stammen. Die zuletzt genannten Beobachtungen werden seit 1992 mit einer Bathysonde profilierend in hoher vertikaler Auflösung mit einem Messzyklus von 10 Hz durchgeführt, wobei Leitfähigkeit, Temperatur und Druck (Messtiefe), sowie seit 1996 auch die lichtoptische Attenuation (Trübung) im Rotlicht bei 660 nm, integriert in das gleiche Messgerät, gemessen werden. Diese Terminaufnahmen erfolgen überwiegend 14-tägig und werden in Phasen schnell eintretender weiträumiger Erneuerungsprozesse des Tiefenwassers auch wöchentlich oder sogar in engräumig ergänzten Messkampagnen verdichtet.

Zur Orientierung der Lage der Messstationen ist in Abb. 3 ein Ausschnitt der neuen Tiefenkarte des Bodensees von 1990 wiedergegeben. Die Positionen 1 und 2 bezeichnen darin die Terminstationen Seemitte Fischbach-Uttwil und Langenargen-Arbon. Mit den Stationen 3 und 4 sind randliche Messstellen festgelegt, die seit den letzten Jahren bei den Terminfahrten mit der Bathysonde zur ergänzenden Orientierung auf der Rückfahrt nach Bedarf mit bedient werden.

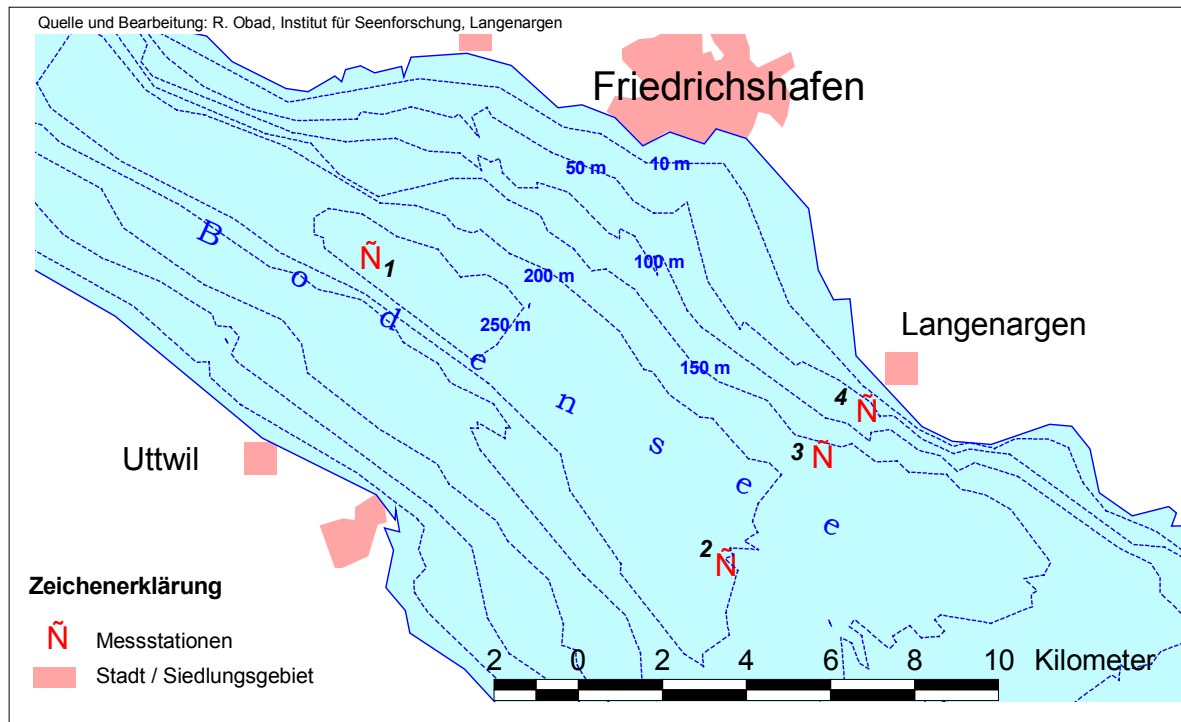


Abb.3: Lagekarte der Terminstationen im Bodensee-Obersee für Bathysonden-Messungen (Stationen 1 bis 4) und IGKB-Messungen (Stationen 1 und 2).

Nachfolgend werden die Beobachtungen von Station 1 behandelt, die sehr repräsentativ für den eigentlichen Obersee sind, womit der Obersee ohne den Überlinger See gemeint ist. Als markante Parameter wurden in Abb. 4 die Sauerstoffkonzentrationen und hochgenauen Temperaturen im bodenaufliegenden Wasser herausgegriffen, die jeweils 1 m und 0,5 m über Grund mit der Genauigkeit von 0,05 mg/l und 0,01°C gemessen wurden. In der Zeitspanne von August 1994 bis Ende 2000 ist jede Terminbeobachtung dieser Messgrößen dargestellt, wobei die Ordinaten für den Sauerstoffgehalt links und für die Temperatur, wegen der hohen Genauigkeit stark gespreizt, rechts angetragen sind. Im Verlauf der Jahre erkennt man, dass nicht regelmäßig jährlich eine Erneuerung des bodennahen Wassers geschieht. Im Winter 1994/95 und 1997/98 bleibt sie aus, was der überwiegend monotone Anstieg des Temperaturverlaufs anzeigt. An der entsprechenden Zeitreihe der Sauerstoffkonzentration sind geringe Auffrischungen Anfang 1995 dennoch zu erkennen, jedoch im Winter 1997/98 kaum. Dagegen hat sich in den Wintern 1995/96 und 1998/99 jeweils eine durchgreifende Erneuerung des Tiefenwassers ereignet, was zum Zeitpunkt der beiden starken Sprünge zu niedrigeren Temperaturen hin, jedoch noch oberhalb 4,0°C bleibend, geschehen ist. Der entgegengesetzte zugehörige Sprung im Sauerstoffverlauf belegt die Regeneration.

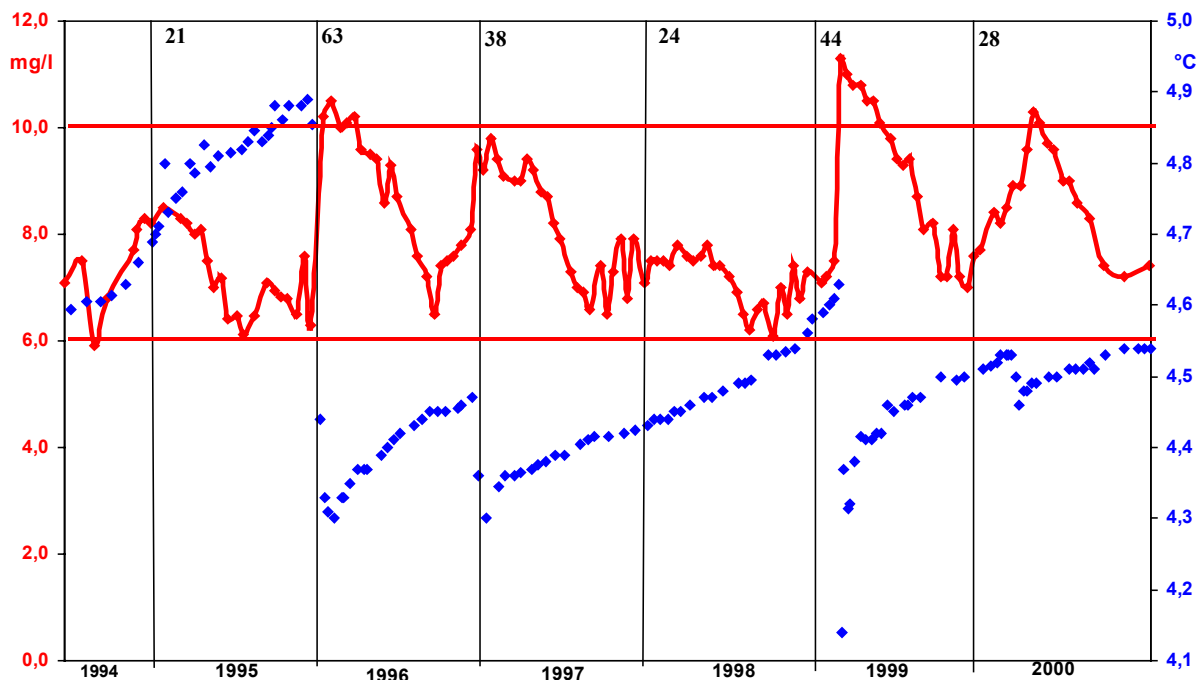


Abb.4: Temperatur und Sauerstoffkonzentration im Bodensee-Obersee jeweils 0,5 und 1 m über Grund an der Terminstation Fischbach-Uttwil (Station 1, s. Abb. 3) bei der größten Seetiefe (254 m). Am oberen Rand ist die Anzahl der Seefrosttage pro Winterhalbjahr angegeben.

Wie nun schwächere, jedoch klar unterscheidbare Auffrischungen sich auswirken, ist in den mäßigen bis milden Wintern 1996/97 und 1999/2000 verzeichnet. Insgesamt gesehen, weist der Sauerstoffverlauf ein empfindlicheres Verhalten als das der bodennahen Wassertemperatur auf, was auf die noch größere räumliche Variabilität dieses qualitativen Parameters und damit auf die Inhomogenität der beteiligten tiefen Wasserkörper schließen läßt. Man muß auch bedenken, dass die Messzeitpunkte der chemischen Größen nie am gleichen Tag wie die Bathysondenmessungen liegen, was logistische Gründe hat.

Die Bathysondenmessungen seit 1992 wurden für den jährlichen limnologischen Zustandsbericht des Bodensees im Auftrag der IGKB fortlaufend ausgewertet und mit dem Witterungsverlauf über dem See verglichen. Dabei hat sich eine charakteristische Beziehung des besprochenen Verhaltens zur Lufttemperatur ergeben. Und zwar läßt sich der für den See entscheidende Kältecharakter des Winters anhand der routinemäßig veröffentlichten Temperaturdaten des Deutschen Wetterdienstes (DWD) von der Wetterstation Konstanz am besten mit der Anzahl von Seefrosttagen im Winterhalbjahr kennzeichnen. Durch diesen neuen Begriff werden diejenigen Tage gezählt, an denen die Tagesmitteltemperatur unter 0°C ist. Die in den Begriffen Frosttag und Eistag bestehenden meteorologischen Kennzeichnungen für kalte Tage sind von ihrer Natur her nicht optimal verwendbar zur empirischen Kopplung mit der Auskühlungsreaktion im See. Denn mit dem Tagesminimum < 0°C (Frosttag) und Tagesmaximum < 0°C (Eistag) werden einerseits zu schwache thermische Antriebsverhältnisse für die Konvektion im See sowie auch sehr zerrissene kurze Ereignisabläufe mit aufgenommen und andererseits, mit den Eistagen, zu wenige Ereignisse bis hin zur Fehlanzeige nur erfaßt. Dagegen sind in der Zahl der Seefrosttage überwiegend auch die zusammenhängenden Witterungsphasen enthalten, die maßgeblich für die Auskühlung des Sees sind.



Die Seefrosttage pro Winter sind in dem Diagramm am oberen Rand eingetragen und belegen, wie scharf oder mild der jeweilige Winter war. So zeigt sich, dass als ausgesprochen milde Winter für den See solche mit ungefähr zwanzig Seefrosttagen gelten können. Als ausgesprochen kalte Winter sind diejenigen mit ungefähr 45 Seefrosttagen und mehr anzusehen. Man kann allein aus der sonstigen Zuordnung dieser Zahlen zu dem recht unregelmäßigen jährlichen Verlauf der Temperaturen knapp über Grund an der tiefsten Stelle vermuten, dass see-eigene längerfristige Reaktionsweisen mit einer Rolle spielen, d.h. dass die Vorgeschichte aus dem vorangehenden Seejahr mit von Einfluss ist.

Eine eingehende Analyse der Zusammenhänge, ausgedehnt auf die seit 1986 vom ISF aufgenommenen genauen Messungen mit Kippthermometern in Verbindung mit den IGKB-Terminmessungen, wird gegenwärtig vorbereitet. In diese Untersuchungen wird auch der Rückblick auf die weniger genau vorliegenden bodennahen Wassertemperaturen seit Beginn der IGKB-Beobachtungen 1961 mit einbezogen werden. Aus diesem Material ist eine breite Abstützung der erkannten Verhältnisse zu erwarten, und es lässt sich eventuell auch ein langjähriges Verhalten ermitteln, das in Bezug zu klimatischen Änderungen steht. Die Seegfrörne von 1963 kann auch trotz der größeren Ungenauigkeit der älteren Temperaturmessungen als starkes Signal gut verfolgt werden, wie es bereits Kiefer (1972) ausführt.

#### **4. Analyse tiefreichender Kaltwasserumschichtungen am Beispiel von Februar 1999**

Es ist nun besonders aufschlußreich, an einem der starken Regenerationsvorgänge, die in Abb. 4 dokumentiert sind, genauer nachzusehen, wie die Auffrischung der tiefen Wasserschichten kurzfristig verlaufen ist und wie sie zustande kam. Livingstone (1997b) hat die Erneuerung des Tiefenwasser in vier großen schweizerischen Seen in den gleichen Messparametern wie hier, jedoch über die fünf Jahre von 1987 bis 1991, vergleichend untersucht. Dabei wurde der plötzliche winterliche Umschichtungsprozess im Zusammenhang mit limnologischen Auswirkungen bei eutrophem Seezustand und hinsichtlich klimatischem Einfluss behandelt. Die genauere Natur der im limnologischen Denken als Zirkulation bezeichneten vertikalen Umwälzungsprozesse wird jedoch nur durch vergleichende Betrachtung zwischen den untersuchten Seen erschlossen, da genügend identifizierende Messungen vermutlich nicht vorliegen und daher physikalische Detailanalysen nicht möglich sind. Die Aussagen gehen jedoch soweit, dass die Form und Lage des Sees in windgeschützter oder windexponierter Umgebung und die Lufttemperaturen im Bereich der Seen von Bedeutung für die unterschiedlichen, zum Teil auch nicht regelmäßig eintretenden jährlichen sägezahnartigen Schwankungen der Temperatur und Sauerstoffkonzentration im Tiefenwasser sind. Doch werden die eigentlichen Erneuerungsvorgänge nicht sicher interpretiert.

Als exemplarischer Fall aus den Bodenseebeobachtungen wird nun die durchgreifende Umschichtung im Februar 1999 dieses mit 44 Seefrosttagen kalten Winters herangezogen, da die Identifizierung der Prozesse durch die Beobachtungstermine und verschiedenen aufgenommenen Messgrößen hierfür sehr weitreichend gelingt. Der Nachweis allein aufgrund der Terminbeobachtungen in Seemitte hat deshalb besondere Bedeutung, weil die Aussagen eine größere raumzeitliche Repräsentanz besitzen als ähnliche Ergebnisse, die durch das ISF bei mehreren flächenhaften synoptischen seenphysikalischen Aufnahmen in Randbereichen des Sees erhalten wurden (Hollan und Serruya, 1992; Hollan, 1999).

Um die Umschichtung von Februar 1999 genügend nachvollziehen zu können, werden die Änderungen im hydrographischen Aufbau anhand der Bathysondentermine vom 20.1., 19.2., 26.2. und 17.3.1999 betrachtet. Außerdem werden chemische Daten aus den IGKB-Terminmessungen vom 9. und 24.2.1999 hinzugenommen, mit denen die Herkunft der Wasserkörper noch genauer abgesichert werden kann. Beim Verfolgen der hydrographischen Entwicklung ist die hydrologisch-meteorologische Antriebsgeschichte wichtig in die Betrachtung einzubeziehen, um den Zusammenhang zu den auslösenden Prozessen herzustellen.



Deshalb ist in gesonderten Diagrammen in Abb. 9 der zeitlich übergreifende Verlauf der für die Antriebsprozesse charakteristischen Größen mit Zeitmarken für die o.g. Messtermine veranschaulicht.

Die hydrographischen Situationen am Anfang (20.1.1999) und am Ende (17.3.1999) der betrachteten Zeitspanne sind in Abb. 5 gegenübergestellt und geben einen Eindruck von der Ausgangs- und Endlage der starken Umschichtung. Zum Januartermin besteht noch die Hauptschichtung in Form der homogenen Deckschicht bei 5,2°C bis 80 m Tiefe, des Metalimnions mit fast linearer Temperaturabnahme bis 4,75°C in ca. 150 m und des Hypolimnions mit 4,60°C in Bodennähe. In der Deckschicht und oberen Hälfte des Hypolimnions liegt die Trübung bei 0,72 m<sup>-1</sup> (Attenuationskoeffizient im Rotlicht bei 660 nm), während das Wasser darunter mit etwa 0,62 m<sup>-1</sup> etwas klarer ist, ausgenommen eine geringe Anhebung mit Annäherung an den Boden. Das Profil der spezifischen Leitfähigkeit, bezogen auf 20°C, zeigt, wie die temperaturbedingte Schichtung durch zunehmenden Salzgehalt verstärkt wird.

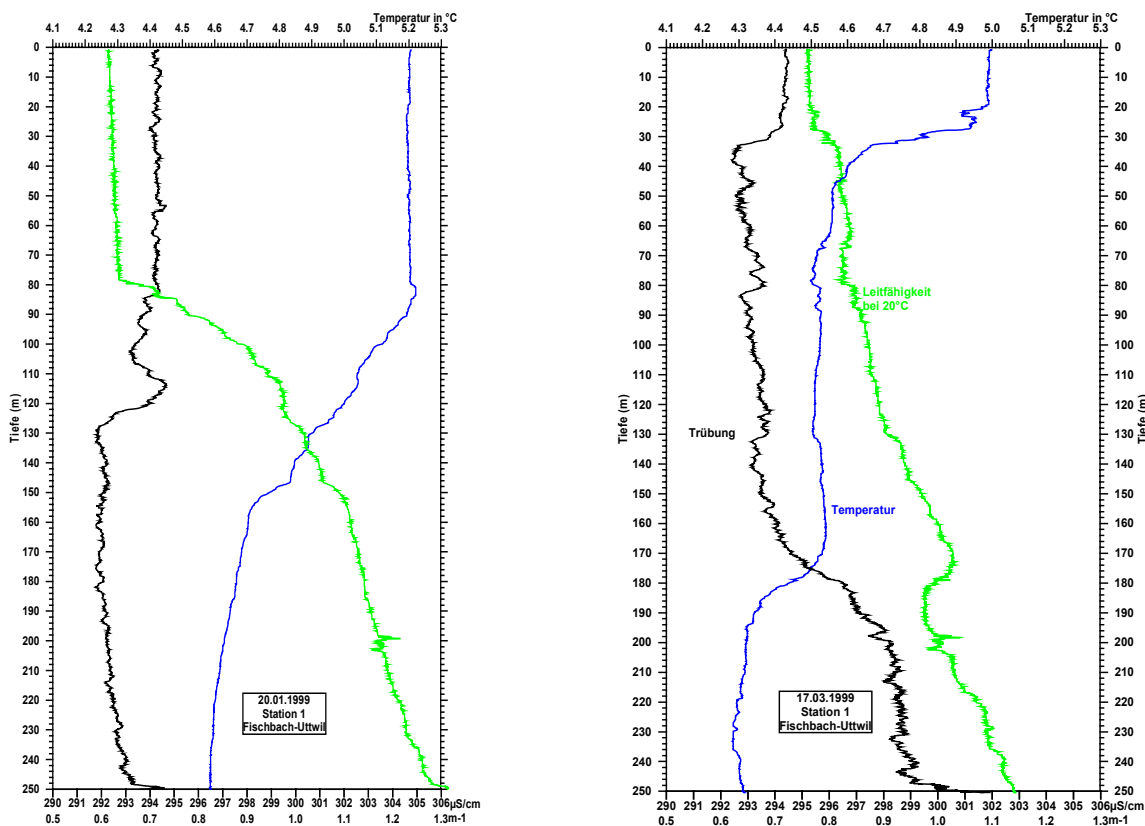


Abb.5: Bathysonden-Profile (Temperatur, spez. Leitfähigkeit, lichtoptische Attenuation) aus dem Bodensee-Obersee an Terminstation 1 (s. Abb.3) vom 20.1. und 17.3.1999.

Kurz vor Frühlingsbeginn, am 17.3.1999, liegt zwar auch wieder insgesamt eine schwache stabile Schichtung des Sees vor. Sie ist aber anders aufgebaut und besteht insgesamt aus drei schon stärker veränderten Wassermassen. An der Oberfläche hat sich bereits bis 28 m Tiefe mit etwa 5,0°C die neue Deckschicht durch Erwärmung zu bilden begonnen noch beim alten Trübungswert. Darunter befindet sich bis 180 m Tiefe eine mächtige kalte Zwischenschicht bei im Mittel 4,52°C und geringerer Trübung, die im Mittel 0,65 m<sup>-1</sup> beträgt und generell nur schwach zur Tiefe hin zunimmt. In der untersten, 70 m mächtigen Schicht liegt die Temperatur etwa bei 4,30°C, und die Trübung bei dem relativ hohen Wert von 0,92 m<sup>-1</sup>, wobei unmittelbar über Grund noch 1,0 m<sup>-1</sup> überschritten wird. Bei diesem Wasserkörper handelt es sich im Endergebnis der großen Umschichtung um ein Mischwasser, das aus kaltem

frischen und salzärmeren sowie altem wärmeren tiefsten Hypolimnionwasser aus der vorangegangenen Stagnationsperiode des Jahres 1998 entstanden ist. Diese Natur erkennt man auch an dem Versatz des Leitfähigkeitsprofils ab 180 m Tiefe zu geringeren Werten hin. Die 150 m mächtige Zwischenschicht bildet ebenfalls ein Mischwasser mit dem alten Hypolimnionwasser, wie die Leitfähigkeitskurve zeigt, ist aber durch die höhere Temperatur und die geringe Trübung ausgewiesen, von der auskühlungsbedingten Konvektion stark geprägt zu sein, also höchstwahrscheinlich im weiten zentralen Seebereich direkt gebildet worden zu sein.

Wie es nun zu dieser Veränderung kam, die eine durchgreifende Regeneration des Sees und damit eine gute Ausgangslage für den limnologischen Zustand im nächsten Seejahr bedeutete, ist durch die Beobachtungen im Februar 1999 sehr ereignisnah belegt. Durch die voranschreitende winterliche Abkühlung des Sees, die man in Abb. 9 aus dem obersten Diagramm für die Lufttemperatur  $T_L$  (Tagesmittel) an der Wetterstation Konstanz entnehmen kann, treten um den 31.1.1999 und ab 8.2.1999 die stärksten Phasen mit Seefrosttagen auf. Wir übergehen die Bathysondentermine am 1. und 10. 2.1999, an denen sich im Schichtaufbau prinzipiell nichts ändert, sondern nur die Abschwächung der Temperaturgegensätze und die Vertiefung der Deckschicht bis 140 m festzustellen sind.

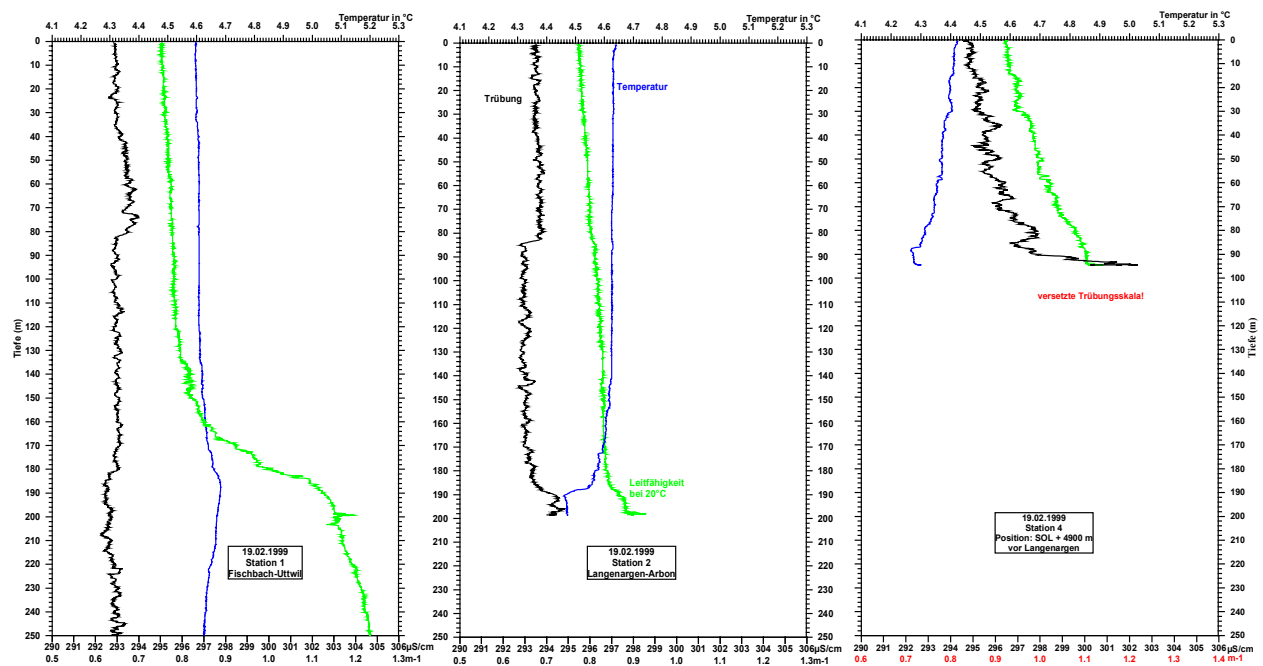


Abb.6: Bathysonden-Profile (Temperatur, spez. Leitfähigkeit, lichtoptische Attenuation) aus dem Bodensee-Obersee an den Terminstationen 1, 2 und 4 (s. Abb.3) vom 19.2.1999.

Wie Abb. 6 zeigt, hat sich am 19.2.1999 nach der starken Auskühlungsphase (s. Abb. 9) eine hinsichtlich der Temperatur und Trübung vertikal fast homogene Situation bei ca. 4,6°C und 0,65  $m^{-1}$  eingestellt. An dem Profil der Leitfähigkeit ist jedoch zu erkennen, dass noch zwei mächtige Wassermassen stabil geschichtet übereinander liegen und dass nur die Deckschicht durch Konvektion bis 180 m Tiefe auf das Temperaturniveau des tiefen alten Hypolimnions abgekühlt wurde. Eine leicht wärmere restliche Temperaturstruktur im alten Hypolimnion ist noch zu erkennen, wird aber durch den höheren Salzgehalt noch stabilisiert.

Werfen wir einen Blick auf die Profile an der Station 2 (Seemitte Langenargen-Arbon) in Abb. 6, so reicht die Deckschicht hier etwas über 180 m tief. Sie ist durch einen leichten Sprung in der Trübung sowie, kaum angedeutet, auch in der Leitfähigkeit in 85 m Tiefe zweigeteilt. Be



sonders interessant ist die kältere bodenaufliegende Schicht der untersten zwölf Meter über dem Seeboden in 200 m Tiefe. Hier ist die Temperatur bereits unter 4,5°C gesunken, und die Leitfähigkeit sowie die Trübung sind geringfügig angehoben. Wegen des niedrigen Temperaturwertes kann dieses Wasser nicht aus dem ca. 4,6°C-warmen der konvektiv abgekühlten Deckschicht darüber stammen, sondern muss seitlich herangeführt worden sein.

An Station 4 vor Langenargen zeigt das Temperaturprofil mit der Abnahme von 4,42°C an der Oberfläche bis 4,27°C in 95 m Tiefe am Seeboden, dass sich die randliche Abkühlung stärker ausgewirkt hat und das Wasser sowohl trüber als auch etwas salzhaltiger ist. Insgesamt ist dieses Wasser bereits schwerer als das im gleichen Tiefenbereich liegende Deckschichtwasser an den vorher betrachteten Seemitte-Stationen.

Eine Woche später, am 26.2.1999, als schon wieder einige Tage mit wärmerer Witterung geherrscht hatten und eine zweite schwächere Abkühlungslage auf ihrem Höhepunkt war, ist die tiefe Unterschicht an Station 1 durch eine völlig andere Wassermasse ersetzt worden. Wie das Diagramm der Profile für Fischbach-Uttwil in Abb. 7 belegt, sind unterhalb 170 m sehr niedrige Temperaturen eingetreten, die im Mittel bei ca. 4,15°C liegen im Vergleich zu überwiegend 4,37°C in der Deckschicht darüber. Das kalte Tiefenwasser kann deshalb nicht aus der im Zentralgebiet des Obersees um diese Station herum erfolgten konvektiven Umwälzung der Deckschicht stammen, sondern muss seitlich zugeflossen sein. Dass es sich um konvektiv durchmischtes Wasser handeln muss, ist aus dem nur geringfügig angehobenen, sonst bis auf die druckbedingte Zunahme nahezu konstanten Leitfähigkeitsverlauf zu ersehen. Der höhere Attenuationswert von im Mittel  $0,96 \text{ m}^{-1}$  in dieser Wassermasse deutet auch an, dass sie aus seitlich weiter entfernten Bereichen bis hierher vorgedrungen ist.

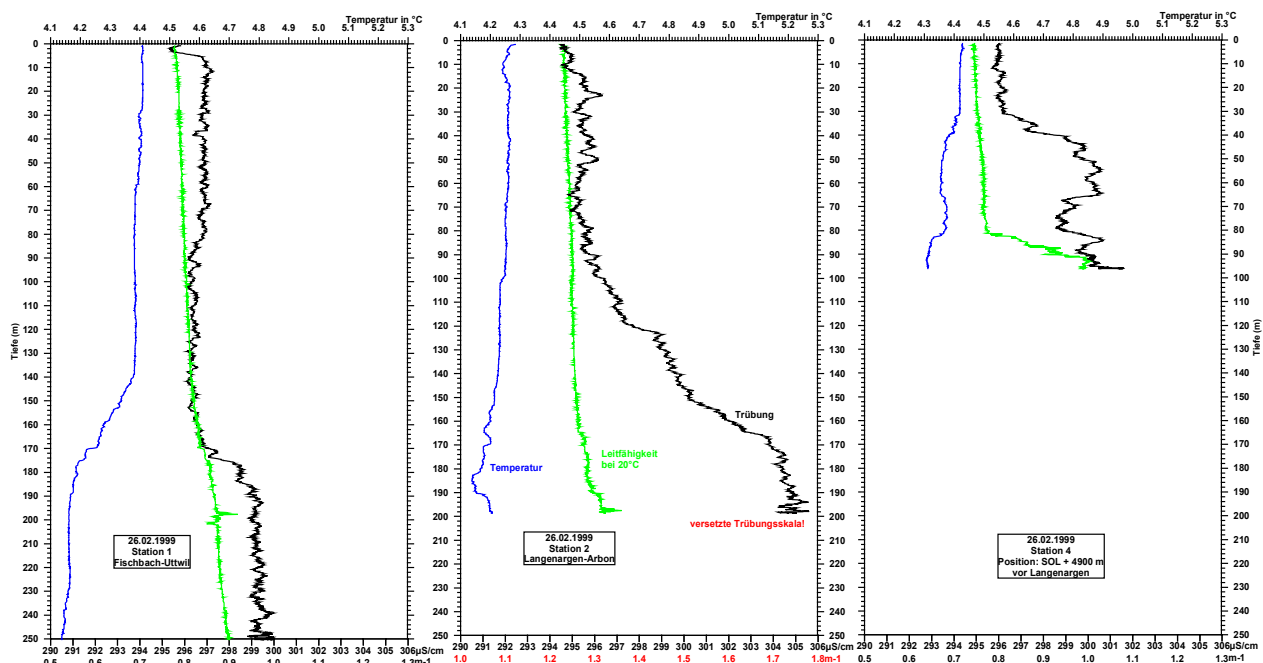


Abb.7: Bathysonden-Profile (Temperatur, spez. Leitfähigkeit, lichtoptische Attenuation) aus dem Bodensee-Obersee an den Terminstationen 1, 2 und 4 (s. Abb.3) vom 26.2.1999.

Die Profile von der Station 2, Langenargen-Arbon, aufgetragen im mittleren Diagramm der Abb. 7, geben weiteren Aufschluss, wie sich die kalte Wassermasse weiter nach Südosten zu in der Längsrichtung des Sees erstreckt. Hier reicht die konvektive Deckschicht über 160 m tief und ist insgesamt auf 4,25 bis 4,23°C abgekühlt. In der tiefen Schicht nimmt die Temperatur zwischen 180 und 190 m Tiefe auf 4,14°C ab und steigt noch einmal auf 4,20°C in der bodenaufliegenden Schicht bis 200 m Tiefe an. Aus dem Trübungsprofil ist zu ersehen,

dass die gesamte tiefe Schicht unter 160 m mit im Mittel  $1,73 \text{ m}^{-1}$  hohe Trübung hat. Aus den Verläufen von allen drei Parametern kann man einen Zusammenhang der Wassermassen in der Tiefschicht von Station 1 und 2 erschließen und vermuten, dass die kalte tiefe Wassermasse sich aus den östlichen Bereichen des Obersees herab bewegt hat.

Die vor Langenargen an der Station 4 aufgenommenen Profile zeigen hinsichtlich ihres Temperaturverlaufs eher Ähnlichkeit mit dem von Seemitte Fischbach-Uttwil, belegen aber auch stärker getriebene Wasserschichten zur Tiefe hin. Im bodenauffliegenden Wasser erscheint die kälteste Temperatur hier in Verbindung mit stärkerem Salzgehalt, was auf eine andere Entstehung als aus Oberflächenwasser des Sees hinweist.

Es ist nun zu analysieren, welcher Herkunft der mächtige tiefe Wasserkörper bei Station 1 sein kann, der die Regeneration des Tiefenwassers einleitet. Hierzu ist die Möglichkeit zu prüfen, ob der Alpenrhein als Hauptzubringer Ursache sein kann, da auch bei den niedrigen winterlichen Abflüssen, die i.a. unter dem langjährigen Jahresmittel von  $234 \text{ m}^3/\text{s}$  liegen, dennoch Aufsummierungen erfolgen, deren Menge hinsichtlich der Auffüllung der tiefsten Seebereiche verglichen werden muss. Diese Wirkung ist naheliegend, da die niedrigen winterlichen Wassertemperaturen des Alpenrheins, verbunden mit der Schwebstofffracht, zu einer höheren Dichte des Flusswassers führen können, so dass es sich sehr tief und dabei auch bodenaufflegend einschichtet. Hierdurch ist die Tendenz gegeben, dass es die Wassermassen in den tiefsten Seebereichen regeneriert. Welcher Mengenbeitrag dafür aber zeitlich integriert zur Verfügung steht, ist genauer zu ermitteln, was weiter unten ausgeführt wird.

Zunächst ist der wichtige Hinweis aus denjenigen Messgrößen zu verfolgen, mit denen die Identifikation als Zuflusswasser gelingt oder eine andere Herkunft des Wassers nachgewiesen werden könnte. In Abb. 8 sind zu diesem Zweck die Profile der IGKB-Messungen vom 9. und 24.2.1999, jeweils rot und grün unterschieden, für die Parameter Ortho-Phosphat ( $\text{PO}_4\text{-P}$ ) und gesamte Phosphorkonzentration in  $\mu\text{g/l}$ , Sauerstoffkonzentration ( $\text{O}_2$ ) in  $\text{mg/l}$  und gelöstes Silikat ( $\text{SiO}_2$ ) in  $\text{mg/l}$  aufgetragen. Ergänzend werden in der nachfolgenden Tabelle 1 die 14-tägigen Mittel der Daten von der seenächsten Messstation Diepoldsau des Alpenrheins nach dem Hydrologischen Jahrbuch der Schweiz 1999 angegeben, und zwar für Januar und Februar 1999.

Tab.1: Mittlere chemische und hydrologische Daten der Alpenrhein-Messstation Diepoldsau Januar/Februar 1999 (Hydr. Jb. Schweiz, 1999)

1999 Zeitspanne Datum von bis		Abfluss $\text{m}^3/\text{s}$	Temp $^{\circ}\text{C}$	$\text{O}_2$ $\text{mg/l}$	$\text{SiO}_2^{*)}$ $\text{mg/l}$	o.-Phosphat $\text{PO}_4\text{-P}$ $\mu\text{g/l}$	Gesamt- P $\mu\text{g/l}$
4.1.	18.1.	122	4,1	13,0	3,25	6	11
18.1.	1.2.	127	2,9	13,1	3,38	5	10
1.2.	15.2.	122	2,5	12,6	3,38	5	9
15.2.	1.3.	157	3,5	12,1	3,56	8	35

<sup>\*)</sup> Umrechnung aus Kieselsäure-Daten ( $\text{H}_4\text{SiO}_4$ )

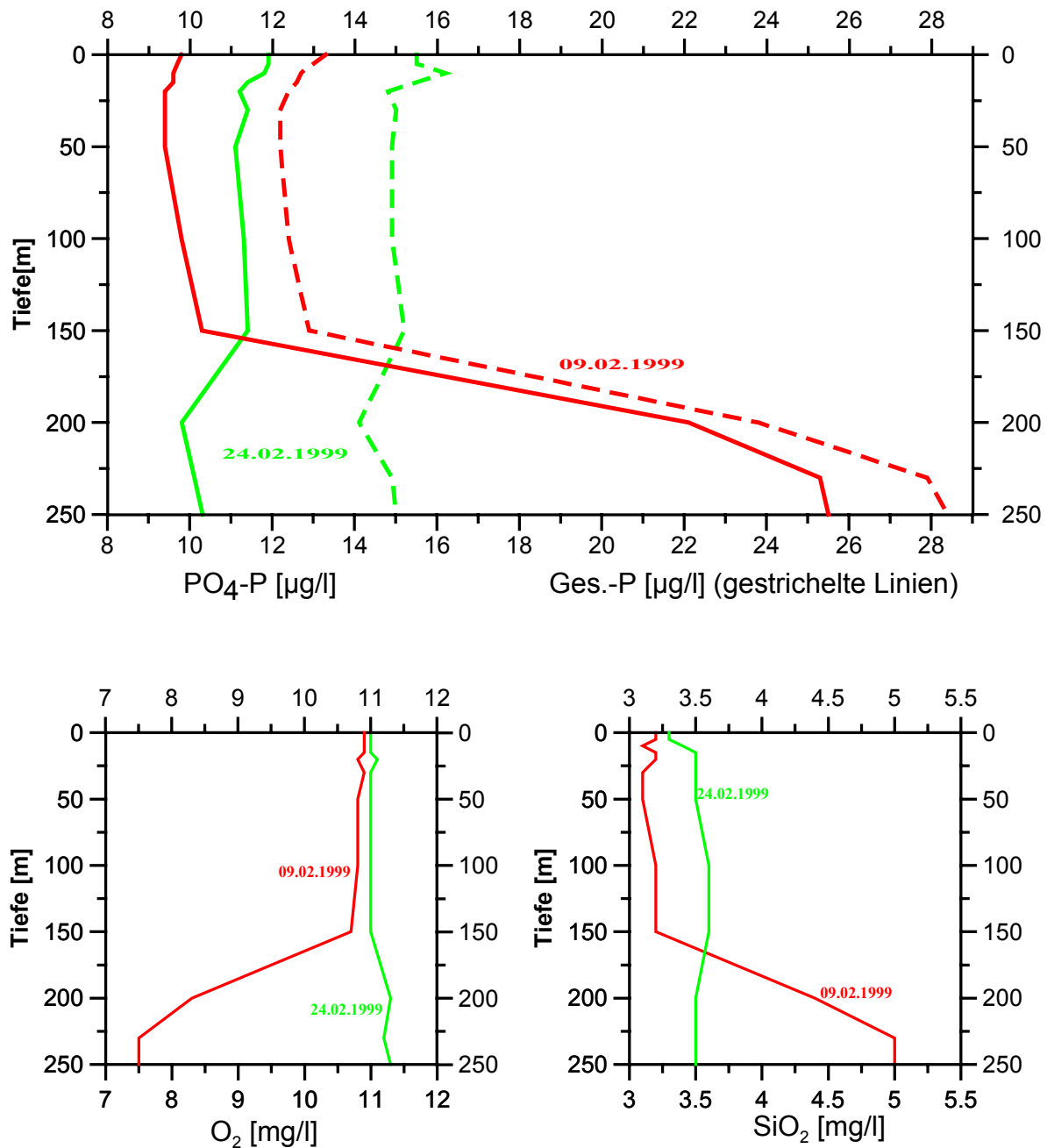


Abb.8: Vertikale Verteilungen von o.-Phosphat-P, Gesamt-P, Sauerstoff- und Silikat- konzentration nach IGKB-Messungen an der Terminstation Fischbach-Uttwil (Station 1, s. Abb.3) vom 24.2. und 9.2.1999.

Wenn man die Flussdaten bis Mitte Februar 1999 mit den am 24.2.1999 in Seemitte unterhalb 150 m Tiefe aufgenommenen vergleicht (Abb. 8), so stellt man fest, dass die mächtige Wassererneuerung unterhalb 170 m Tiefe bei Fischbach-Uttwil (Abb. 7) von diesen Werten her wesentlich vom Flusswasser verursacht sein könnte. Stellt man sich noch vor, dass geringe Einmischungen des alten tiefen Hypolimnionwassers und des Wassers aus der mächtigen Deckschicht auf dem Weg bis dahin vorgekommen sein können, so wären die an Station 1 gemessenen Werte als flusswassertypisch erklärbar. Bleiben wir in der vorangegangenen Phase ab Anfang 1999, so ergeben die Flusstemperaturen bis 18.1.1999 das schwerste Wasser mit 4,1°C und leicht angehobenen Schwebstoffkonzentrationen, wenn wir noch die Schwebstoffbeobachtungen des Flusswassers in dieser Zeitspanne beachten (s. Abb. 9c). Danach liegen die Flusswassertemperaturen vier Wochen lang im 14-tägigen Mittel bei 2,9

und 2,5°C sowie bei sehr niedrigen Schwebstoffgehalten und verursachen im ganzen leichteres Wasser. Verglichen mit den oberhalb von 4°C liegenden Seewassertemperaturen in der mächtigen Deckschicht dürfte die Situation zwischen 18.1. und 20.2.1999 zu Einschichtungen des Flusswassers in unteren bis mittleren Tiefen und im Vermischungseffekt mit der auskühlungsbedingten Konvektion in dieser gesamten Zeitspanne zu relativ breiter vertikaler Verteilung, d.h. zum Aufgehen in weiten Bereichen dieser großen Wassermasse im östlichen Seeteil geführt haben. Diese Interpretation liegt nahe, wenn man die Vermischung von Seewasser, das wärmer als 4°C ist, mit dem Flusswasser, dessen Temperatur unterhalb 4°C liegt, im Extremfalle betrachtet, dass gerade das schwerste Flussmischwasser von  $T_0 = 4,0^\circ\text{C}$  entsteht. Es ist wahrscheinlich eine Seewassertemperatur im Bereich um die Flussmündung bis etwa 5°C gegeben gewesen. Der Einmischungsanteil  $m_2$  mit der Seewassertemperatur  $T_2 > T_0$  in einen vorgegebenen Anteil  $m_1$  des Flusswassers der Temperatur  $T_1 < T_0$  ergibt sich nach der Mischungsregel, die explizit nach  $m_2$  lautet:  $m_2 = m_1(T_0 - T_1)/(T_2 - T_0)$ . Die betrachtete Flussmischwassermenge  $m_0 = m_1 + m_2$  würde dann weiter entlang am Boden dem Seezentrum zustreben. In Tab. 2 sind einige realistische Wertekombinationen von  $T_1$  und  $T_2$  zugrundegelegt, um die zugehörigen Anteile  $m_2$  des Seewassers ersehen zu können.

Tab.2: Relative Mischungsanteile  $m_2$  von Seewasser in bodenaufliegendem Flussmischwasser des Alpenrheins für die Phase 18.1. bis 15.2.1999 im östlichen Obersee,  $m_1$  zugehöriger Anteil von Flusswasser (Erläuterungen im Text).

$T_1 [^\circ\text{C}]$	$T_2 [^\circ\text{C}]$	$m_2$
2,5	4,5	$3 \cdot m_1$
2,5	5,0	$1,5 \cdot m_1$
3,0	4,5	$2 \cdot m_1$
3,0	5,0	$1 \cdot m_1$

Man erkennt, dass das idealisierte spezielle Mischungsverhalten mit dem Ergebnis größtmöglicher Dichte Seewasser in gleicher bis dreifacher Menge des ursprünglichen Flusswasseranteils  $m_1$  erfordert. Daher besteht selbst dieser grundnah verbleibende Flussmischwasserkörper mindestens zur Hälfte aus Seewasser. Je näher die Seewassertemperatur  $T_2$  an  $T_0$  liegt, desto mehr Seewasser ist anteilig nötig bei den gegebenen Flusswassertemperaturen, damit die tiefstmögliche Einschichtung erfolgt.

Die Vermischung von Flusswasser mit Seewasser verläuft jedoch komplizierter und verschieden intensiv im nahen und mittelfernen Seegebiet vor der Mündung einerseits und andererseits auch stärker im äußeren Bereich als im Kernbereich der Flusswasserfahne. Die Vorgänge wurden durch dreidimensionale Modellrechnungen, die im Auftrag der IGKB erfolgten, ausführlich untersucht und sind in dem Bericht von Duwe et al. (1999) eingehend behandelt worden. Hiernach und gemäß dem in Tab. 2 angenommenen, nicht sehr wahrscheinlichen Fall, dass sich sämtliches Flusswasser tiefstmöglich vermischt einschichtet, ist für die betrachtete Einstromungslage mit höheren Beimengungen von Seewasser zu rechnen. Auf dieser Einschätzung basiert die weiter oben gegebene Deutung über den Verbleib des Flusswassers im östlichen Seebereich.

Nun ist eine mengenmäßige Betrachtung der Füllung des Sees mit Alpenrheinwasser in der fraglichen Zeitspanne aufschlussreich. Hierzu sind in Tab.3 Auswertungen der Abflusssummen eingetragen, wie sie in überschlägiger Form wiederum nach den Angaben im Hydrologischen Jahrbuch der Schweiz 1999 und den Schichtvolumendaten des Obersees von Peterle (1993) aus der Neuvermessung des Bodensees 1990 (Braun u. Schärpf, 1994) ermittelt wurden.

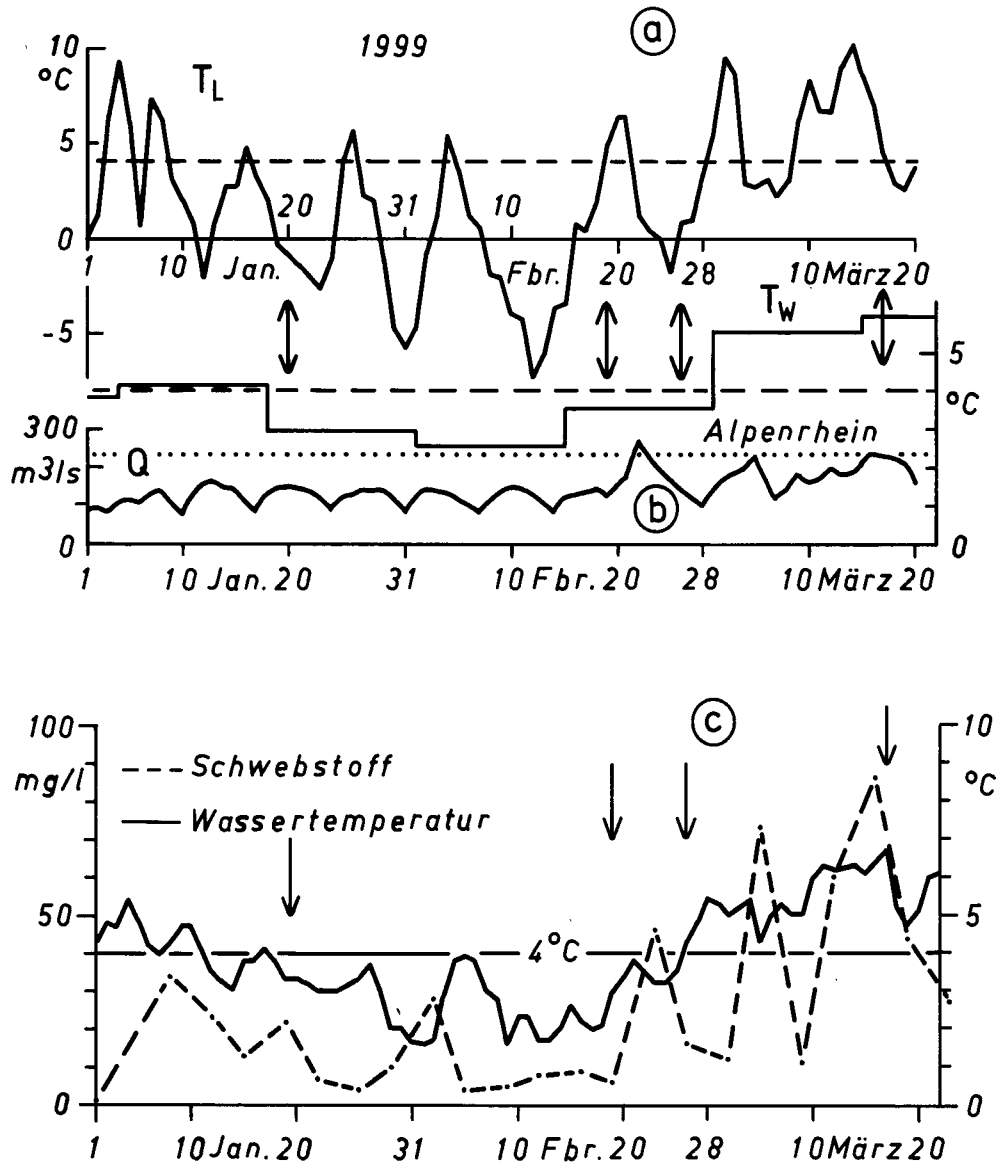


Abb.9: Lufttemperatur am Bodensee und hydrologische Daten des Alpenrheins an der Messstation Diepoldsau von Januar bis März 1999.

- a: Tagesmittel der Lufttemperatur an der Wetterstation Konstanz (DWD), gestrichelte Linie:  $4^\circ\text{C}$ , Temperatur des Dichtemaximums für Seewasser.
- b: 14-tägige Mittel der Wassertemperatur und Tagesmittel des Abflusses des Alpenrheins an der Messstation Diepoldsau, punktierte Linie: langjähriger mittlerer Jahresabfluss von  $234 \text{ m}^3/\text{s}$ , gestrichelte Linie wie in a).
- c: Tagesmittel der Wassertemperatur und Beobachtungswerte des Schwebstoffgehalts des Alpenrheins an der Messstation Diepoldsau.  
Die Messtermine der in Abb.5 bis 7 dargestellten Bathysonden-Profile sind durch Pfeilmarken gekennzeichnet.



Nehmen wir an, dass sich das Alpenrheinwasser bodenauflegend eingeschichtet hat, so würde es hinsichtlich der Abflusssumme von 1. bis 22.2.1999, die etwa 390 Mio m<sup>3</sup> beträgt und am 24./26.2.1999 an der Station Fischbach-Uttwil eingetroffen ist, das Seebecken etwa bis 225 m Tiefe auffüllen. Hierbei ist in Rechnung gestellt, dass nur der südöstlich dieser Seemitte-Station gelegene Volumenbereich vom Flusswasser eingenommen wird. Dies ist als Schätzung nach der Beckenmorphologie, dass 2/3 oder 3/4 des gesamten möglichen Volumens unter dieser Tiefe östlich der Station liegen, in zwei Werten ermittelt worden, die entsprechend mit 224 m und 226,4 m Tiefe in Tab.3 eingetragen sind. Rechnen wir nun die Abflusssumme bereits vom 4.1.1999 ab ein, so ergibt sich eine Fülltiefe des Obersees von 217 bzw. 220 m, wie die beiden entsprechenden Schätzwerte hierfür in der letzten Spalte der Tab.3 zeigen.

Tab.3: Auswertung der Zuflussmengen des Alpenrheins nach der Fülltiefe des tiefen Beckenteils des Obersees östlich der Station Seemitte Fischbach-Uttwil für Januar/Februar 1999 gemäß Tab. 1 (Erläuterung im Text).

1999 Zeit- spanne Datum		Abfluss- summe	Abfluss- und Füllungs- summe	Füll- tiefe	Abfluss- und Füllungs- summe	Füll- tiefe
von	bis	10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>	10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>	m	10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>	m
4.1.	18.1.	148				
18.1.	1.2.	154	390 = $\begin{cases} 585 \cdot 2/3 \\ 520 \cdot 3/4 \end{cases}$	224,0	540 = $\begin{cases} 830 \cdot 2/3 \\ 720 \cdot 3/4 \end{cases}$	217,4
1.2.	15.2.	148		226,4		220,4
15.2.	1.3.	190				

Verglichen mit der Fülltiefe am 26.2.1999 bis ca. 170 m bedeuten diese Werte, dass entsprechend sehr viel mehr see-eigenes Wasser kälterer Temperatur in dem am Grund eingeschobenen Wasserkörper enthalten sein muß, um diese starke Auffüllung zu erreichen. Es ist daher naheliegend, dass sich der Alpenrhein in der tiefreichenden Deckschicht im östlichen Seeteil durch die konvektive vertikale Zirkulation bereits weitgehend verteilt hat und gar nicht mehr als eigener Flussmischwasserkörper bis in Seemitte bei Station 1 gelangt ist. Selbst wenn dieser Verlauf geschehen sein könnte, so ist der Anteil von Seewasser in diesem Wasserkörper sehr hoch, wie die weiter oben ausgeführte Betrachtung und die erforderliche Fülltiefe zeigen. Dass die zuerst genannten Verhältnisse höchstwahrscheinlich vorlagen, ist auch aus den Profilmessungen mit der Bathysonde an Seemitte Langenargen-Arbon vom 26.2.1999 (Abb. 7) zu entnehmen, wo wir den bis zum Boden reichenden sehr kalten, bis 160 m Tiefe fast homogenen, darunter noch kälteren und sehr geringfügig salzigeren Aufbau des Seewassers vorgefunden haben.

Betrachten wir nun noch die Flusswasserart des Alpenrheins in der letzten Februarhälfte, so fällt neben der wieder zunehmenden Wassertemperatur (Abb. 9) auf, dass die Gesamtphosphorkonzentration stark ansteigt, und zwar auf 35 µg/l. Würde dieses Wasser am Boden entlang in den wenigen Tagen bis Station 1 gelangen, was aber allein aus dem nur am 22.2.1999 im Tagesmittel auf 269 m<sup>3</sup>/s, also knapp über das langjährige Jahresmittel von 234 m<sup>3</sup>/s gestiegenen Abfluss nicht erwartet werden kann, so könnte dies nicht mit dem dort gemessenen Phosphorprofil am 24.2.1999 übereinstimmen. Das kurz vorher eingeströmte Alpenrheinwasser kann außerdem auch nach der Menge bei weitem nicht die Ersetzung bei Station 1 geliefert haben.

Als Ergebnis ist insgesamt festzustellen, dass erhebliche see-eigene kalte Wassermengen an der Regeneration des Sees in den größten Tiefen beteiligt sind und dass dies durch seitli



ches unterschichtendes Heranführen vor sich geht. Als Herkunftsbereiche sind die mitteltiefen und flachen Gebiete des Seebeckens anzusehen, in denen die konvektive Auskühlung oberhalb 4°C wegen der in den kürzeren Wassersäulen schneller abnehmenden Temperatur als über den tiefen Seebereichen zu schwererem Wasser führt. Dieses Wasser größerer Dichte sucht sich dann von den Randbereichen her den Weg in die Tiefe. Im betrachteten kurzfristig abgelaufenen mächtigen Einschub ist der Wasserkörper sehr wahrscheinlich im Hauptanteil aus dem östlichen Seeteil gekommen, wo sich durch die geringeren Tiefen auf weitem Areal die größten Mengen davon bilden konnten.

## 5. Abschätzung see-eigener Dichteströmungen infolge winterlicher Auskühlung

Eine Vorstellung von den Reichweiten und Laufzeiten, die beim Abströmen von randlich hochliegenden schweren Wassermassen in tiefere Regionen des Bodensees größenordnungsmäßig zu erwarten sind, ergibt folgende idealisierte Betrachtung. Eine maximierende Abschätzung der see-eigenen Dichteströmung bei winterlicher Abkühlung noch oberhalb der Temperatur des Dichtemaximums erhalten wir unter der Annahme, dass sämtliche relative potentielle Energie zwischen der seitlichen hochliegenden Kaltwassermasse und dem tief reichenden wärmeren Wasser des übrigen Seekörpers reibungs- und vermischungsfrei in kinetische Energie der Dichteströmung umgewandelt wird. Die zugehörige Geschwindigkeit  $v$  der Dichteströmung lautet:

$$v = \sqrt{(2g \cdot \Delta\rho \cdot \Delta h) / \rho_d}$$

mit  $v$  Betrag der Dichteströmung,  $g$  Erdbeschleunigung,  $\Delta\rho = \rho_d - \rho_s$ , der Dichtedifferenz zwischen wärmerem Seewasser ( $\rho_s$ ) und kaltem randlichen Seewasser ( $\rho_d$ ) und  $\Delta h$  Tiefenunterschied zwischen dem Schwerpunkt des kalten ursprünglichen Wasserkörpers am Rande und dessen späterer Tiefenlage. Für Bodenseewasser ist die Dichterelation  $\rho(T)$  in Abhängigkeit von der Temperatur  $T$  °C:  $\rho = \rho_0 - \varepsilon(T - 4^\circ)^2$  mit  $\rho_0 = 1,000145 \text{ gr/cm}^3$  und  $\varepsilon = 7,3 \cdot 10^{-6} \text{ gr/(cm}^3 \cdot ^\circ\text{C}^2)$  zugrunde zu legen. Nehmen wir das Beispiel randlichen Kaltwassers  $\rho_d(4,3^\circ)$  und wärmeren Wassers im zentralen See von  $\rho_s(4,8^\circ)$ , so ergibt sich für die antreibende Dichtedifferenz  $\Delta\rho = 4,015 \cdot 10^{-6} \text{ gr/cm}^3$ . Gestaffelt nach verschiedenen im Bodensee-Obersee möglichen Fallhöhen  $\Delta h$  des Kaltwassers werden am jeweiligen Tiefpunkt die in Tab. 4 angegebenen Geschwindigkeitswerte erreicht. Die Reichweite  $L$  in km nach der Laufdauer von 12 h bei der näherungsweisen mittleren Geschwindigkeit von  $v_m(\Delta h) = 2/3 v$  ist entsprechend mit in die Tabelle eingetragen.

Tab.4: Maximalgeschwindigkeiten und Reichweiten von randlichem Kaltwasser im Bodensee-Obersee bei verschiedenen Fallhöhen im See-Innern (Erläuterung im Text)

$\Delta h$ [m]	5	50	100	150	200
$v$ [cm/s]	2,0	6,3	8,9	10,9	12,6
$L(v_m, 12h)$ [km]	0,6	1,8	2,6	3,1	3,6

An den Weglängen innerhalb von 12 Stunden bis über 3 km zeigt sich, dass kaltes Randwasser bis zur größten Seetiefe vordringen kann, wenn es durch konvektive Auskühlung während mehrerer, möglichst zusammenhängender Seefrosttage in größerem Ausmaß erzeugt und der Antrieb zur Tiefe hin aufrechterhalten wird. Zur Entstehung des kälteren Randwassers ist eine gewisse Vorlaufzeit nötig, die aus der Leistung des Wärmeflusses in die auf dem Wasser aufliegende Luft und durch die konvektive Vertikalzirkulation im Wasser bestimmt ist.

Hinsichtlich der in Tab. 4 angeführten Geschwindigkeiten muß grundsätzlich von der mit dem Abfluss kalten Wassers aus den weniger tiefen Entstehungsgebieten verbundenen Strömung unterschieden werden. Legen wir ein nahezu ebenes, höher gelegenes randliches Seeboden-areal zugrunde, so haben wir dieses Gebiet als Einzugsgebiet  $A_E$  des über den Unterwasserabhang hin abfließenden Kaltwassers anzusehen. Ein solches Gebiet muß nicht notwendig randlich angeordnet sein, sondern kann auch als unterseeische plateauförmige Aufragung inmitten tieferen Wassers plazierte vorkommen, wie es bereits A. von Humboldt (1845) nach H. Davy von Beobachtungen und Erfahrungen der Seefahrer über derartige Untiefen in atlantischen Meeresgebieten eindrucksvoll berichtet. Es ist also die „Abflussspende“ kalten Wassers,  $q$  in  $[l \cdot s^{-1} m^2]$  in solchen Regionen maßgebend für den hier über die offenen Ränder insgesamt erfolgenden Abfluss  $Q$ , der sich nach  $Q = q \cdot A_E$  bestimmt. Mit der hieraus resultierenden Strömung über die Hangkante zum tiefen Wasser setzt die nach unten zu beginnende Dichteströmung bereits ein. Wie die „Abflussspende“  $q$  zustande kommt, hängt wesentlich vom Wärmefluss an der Seeoberfläche in die Atmosphäre ab. Hieraus ergeben sich charakteristische Zeitskalen für die Bildung des kälteren Wassers im Vergleich zu den mächtigeren Schichten, die in den tiefen zentralen Regionen an der Wärmeabgabe nach außen teilnehmen. Ohne weitere Ausführungen an dieser Stelle zu ergänzen, ist offensichtlich, dass die mittlere Tiefe und Größe des Entstehungsgebietes und als Prozesse der Fluss sensibler Wärme sowie die langwellige Abstrahlung an der Seeoberfläche maßgebend sind.

Die größere Zirkulationsbewegung, von der die Dichteströmung nur der untere Zweig ist und zu der eine langsamere kompensierende Rückströmung des zentralen wärmeren Seewassers oberhalb davon zurück in die Randgebiete gehört, wird nur solange aufrechterhalten, wie die Frostlage über dem See herrscht. Bei Einsetzen milderer Wetters erfolgt nur noch ein Nachlaufen, bis die Dichteverhältnisse horizontal ausgeglichen sind. Es kommt also insgesamt auf die Anzahl der Seefrosttage in einem Winter an, damit die see-eigene tiefreichende Durchmischung von oben und schneller von den Seiten her eintreffend erreicht wird. Dass nur wenige solcher Tage genügen nach längeren Wochen langsamerer Auskühlung, weist darauf hin, dass die eigentliche Vertikalkonvektion über tieferem Wasser im Zentrum erheblich mehr Zeit benötigt, um direkt in große Tiefen vorzudringen. Es ist zu vermuten, dass diese direkte, kleinräumig in die Tiefe dringende Umwälzung mit zunehmendem Abstand von der Seeoberfläche in sich schwächer und daher verzögert wird.

Die Erfahrung der mehrjährigen detaillierten Beobachtungen am Bodensee durch das ISF hat ergeben, dass in der Regel laterale tiefe Zuströmungen in Seemitte zuerst erfolgen, ehe die Konvektion von oben durchgreift, wenn es überhaupt dazu kommt. Die Beobachtungen erwiesen auch, dass sich die tiefe seitliche Zuströmung am besten in ruhiger starker Auskühlungslage entwickelt. Mäßige bis stärkere Windeinwirkungen, die für den Prozeß nicht



nötig sind, stören eher die Entfaltung dieser großräumig zusammenhängenden thermischen Zirkulation.

Auf einen Aspekt einer generellen Erwärmung des Seewassers ist noch einzugehen, der aus der Antriebsgröße  $\Delta\rho$  hervorgeht. Ist das Hypolimnion mittelfristig auch um wenige Grad Celsius wärmer geworden, so ist die Dichtedifferenz  $\Delta\rho$  beim gleichen Temperaturunterschied, wie in Tab. 4 zugrundegelegt, größer infolge der mit wachsender Temperatur quadratisch abnehmenden Dichte. Hierdurch würde bei gleicher Auskühlungslage ein entsprechend stärkerer Antrieb der Dichteströmung entstehen, also eine intensivere laterale Umschichtung in großen Tiefen einsetzen. Es käme also in längeren Erwärmungsphasen wesentlich darauf an, ob auch wieder ein Winter mit genügend vielen Seefrosttagen eintritt. In jedem Falle bliebe das von einer stärker auskühlenden Witterung über dem See empfindlich abhängende Umschichtungsverhalten in tiefen Schichten besonders zu beobachten und zu untersuchen, um solche see-eigenen längerfristigen klimatischen Effekte, die seenspezifisch sind, genügend verstehen und vorausschätzen zu können. Auf diesen Umstand wies Livingstone (1997b) hin. In einer früheren Untersuchung über langjährige Temperaturreihen aus vier tiefen schweizer Seen beschrieb er bereits die Änderungen der Umwälzungsereignisse am Ende der kalten Jahreszeit in Bezug zu den lokalen Lufttemperaturen (Livingstone, 1993). Hierbei zeigte sich, dass die Tiefwassertemperaturen deswegen als Indikatorgröße für die Auswirkungen kurzfristiger Klimaveränderungen auf diese Seen geeignet sind.

Mit dieser ausführlichen Betrachtung eines maßgeblichen Erneuerungsprozesses im Bodensee, der noch nicht genügend bekannt ist und in milden bis mäßigen Wintern nur reduziert oder sehr minimal, d.h. unzureichend zustande kommt, ist einer der wichtigen Mechanismen beschrieben worden, die ein klimarelevantes Eigenverhalten großer Seen in den gemäßigten Breiten zur Folge haben. Weiterführende Untersuchungen am bestehenden Beobachtungsmaterial des Bodensees und zur ausreichenden Aufklärung der Antriebs- und Ausbreitungsprozesse der see-eigenen Erneuerungsmechanismen sind erforderlich, um die besonderen Zustandsveränderungen und ihre zeitlichen Verzögerungen auf regionale Klimaveränderungen übersehen zu können. Im Gefolge dieser starken Schwankungen im jährlichen Erneuerungsprozess bis hin zum Ausbleiben dieses regelmäßigen Zeittaktes sind die entsprechenden Veränderungen der Lebensgemeinschaften und der chemischen Verhältnisse im See zu erschließen.

## **6. Betrachtung der Einflüsse von Klimaveränderungen auf limnologische und andere wichtige Erscheinungen des Bodensees**

Die Ausführungen über die Einflüsse von Klimaveränderungen auf den Bodensee haben im Hauptgewicht auf den seenphysikalischen Effekten gelegen, weil hiervon starke Auswirkungen auf das Ökosystem gesteuert werden. Aus dem bestehenden Kenntnisstand über das Ökosystem des Bodensees und seiner Erforschung sind die Konsequenzen für die Änderungen der Lebensgemeinschaften im See hinsichtlich eines Klimaeffektes nicht genügend überschaubar, und es ist ihnen besonders nachzugehen (s. Hupfer, 1998). Dies betrifft aber auch die chemischen Inhaltstoffe des Sees und sedimentologische Veränderungen.

Nach der eingangs gegebenen Unterscheidung der Einflüsse in direkt mit der regionalen Klimaveränderung mitlaufende und längerfristig verzögerte ist die unmittelbare Wirkung, die sich im oberflächennahen und Uferbereich des Sees abspielen wird, gesondert zu ermitteln. Wenn sich beispielsweise neben einer allgemeinen Erwärmung die saisonalen Hauptereignisse stark verschieben im Jahresgang, so sind u.a. erhebliche Auswirkungen in der Flachwasserzone zu erwarten. Verschiebungen allein im saisonalen Charakter des hydrologischen Regimes der Hauptzubringer können eine Reihe von nachhaltigen Auswirkungen beispielsweise auf die Feststoffzufuhr und Umlagerungen in der Flachwasserzone haben. Wenn man noch mit Veränderungen in den monatlichen Eintrittshäufigkeiten von Starkwindlagen über dem See rechnen muß, können die bestehenden Verhältnisse in einen anderen Gleichgewichtszustand übergehen. Zeitlich stärker verschobene Wasserstandsschwankungen werden, verbunden mit den anderen hydrologischen, meteorologischen und sedimentologischen

Begleiterscheinungen, nicht nur die Lebensgemeinschaften im Flachwasser und in der Uferzone modifizieren, sondern auch die morphologischen Gegebenheiten und die anthropogene Nutzung beeinflussen.

Zur Orientierung über die Größenordnung der Wasserstandserhöhung im Bodensee, die durch klimatische Erwärmung zustandekommt, ist folgende Abschätzung ergänzend anzuführen: Wird die Temperatur in der sommerlichen Deckschicht von 10 m Mächtigkeit von 20°C auf 24°C und im maximal 240 m tiefen Hypolimnion von 5°C auf 7°C erhöht, so ergibt sich ein Anstieg des Seespiegels von 2,5 cm. Dies ist im Vergleich mit dem 100-jährigen Mittel von 1,5 m Schwankung (Kiefer, 1972) und der langjährigen Differenz der Extreme von 3,51 m (1890 bis 1949, nach Hydrol. Jahrbuch der Schweiz 1999) unbedeutend. Im Hinblick auf die natürliche hohe jährliche Schwankung ist bei klimatisch bedingten Verschiebungen, wie ausgeführt, jedoch mit größeren Auswirkungen zu rechnen.

Abschließend ist es noch wichtig, auf die limnologischen Veränderungen einzugehen, die infolge der längerfristigen Eigenreaktion des Sees eintreten können. Hierzu können Einblicke durch einen systematischen Untersuchungsansatz gewonnen werden, der Klimaeffekte mit Hilfe besonders dafür ausgelegter Kreuz-Kovarianz-Analysen auf der Grundlage der bestehenden langzeitigen Beobachtungsreihen des Bodensees zu separieren gestattet. Mit dem Hinweis auf die Ergebnisse solcher präziser Analysen, die Güss et al. (1998) über die klimatischen Auswirkungen auf die Veränderungen des Ökosystems eines kleinen Sees in Schleswig-Holstein erzielt haben, ist bereits ein Weg vorgezeichnet, auf dem der allgemeinen Fragestellung nachgegangen werden kann.

Die 40 Jahre langen zusammenhängenden limnologischen Beobachtungsreihen der IGKB überdecken eine mehr als doppelt so lange Zeitspanne, als sie mit den von Güss et al. ausgewerteten Zeitreihen gegeben war. Ein Einzelergebnis aus dieser Untersuchung ist jedoch im gesamten Zusammenhang noch hervorzuheben. Von den fünf meteorologischen Größen (Lufttemperatur, Globalstrahlung, Windgeschwindigkeit, relative Luftfeuchte, Niederschlag), die mit 13 biologischen und biogeochemischen Parametern korreliert wurden, hatte die Lufttemperatur im Winter den weitaus stärksten Einfluss auf die ökophysiologischen Veränderungen im See im Jahresverlauf. Der starke Einfluss der winterlichen Lufttemperaturen wurde schon aus seenphysikalischer Sicht für den Bodensee weiter oben aufgezeigt und erhält anhand dieses Ergebnisses noch mehr Gewicht. Die ökologischen Zusammenhänge mit den genannten hydrometeorologischen Größen können anhand der Bodenseedaten mit solchen Auswertungsverfahren genauer dahingehend quantifiziert werden, ob und welche Entwicklungstendenzen aufgrund klimatischer Veränderungen festzustellen sind. Die erwähnten statistischen Verfahren müssen notwendig eingesetzt werden, um die klimabedingten Entwicklungen von den großen anders verursachten mehrjährigen Schwankungen in den chemischen und biologischen Parametern des Bodensees hinreichend genau zu separieren. Unter letztere fallen die starken Veränderungen in der Eutrophierungsphase des Bodensees sowie längerfristig andauernde Eingriffe in das Eintragsregime bestimmter anderer Stoffe, die nicht klimatisch gesteuert sind. Einen Überblick über die langjährigen Veränderungen in den chemischen Verhältnissen des Bodensee-Obersees vermittelt Roßknecht (1998) anhand einer zeitlich zusammenhängenden Darstellung der IGKB-Beobachtungsdaten von den Seemittellastationen Fischbach-Uttwil und Langenargen-Arbon.

Nicht zuletzt muß auch erwähnt werden, dass die Zustandsgleichung für die Dichte des Bodenseewassers in ihrer Abhängigkeit von gewichtsrelevanten charakteristischen Inhaltsstoffen des Bodensees erheblich verfeinert aufgestellt werden muß. Denn es ist mit einer empfindlichen Abhängigkeit bei der Aufrechterhaltung tiefer schwacher Schichtungen im Hypolimnion im Hinblick auf geringe Schwankungen im Salzgehalt des Bodenseewassers zu rechnen. Ohne genügende Kenntnisse über die Dichtevariationen im engeren Temperaturbereich um das Dichtemaximum, inbegriffen auch die Druckabhängigkeit, können die tiefen Einsichtungs- und Vermischungsprozesse zur Regeneration des alten Seewassers nicht ausreichend genau beschrieben werden. Die allgemein für Seen gültige Dichterelation von



Chen und Millero (1986), die bisher Anwendung auf den Bodensee fand, ist naturgemäß nicht genügend spezifisch, um diesen Anforderungen Rechnung zu tragen.

## 7. Schlussbemerkung

Für die verwendeten chemischen Daten hat Herr Dr. H. Hetzenauer besondere Zuarbeit und Beratung geleistet. Die Gewinnung und Aufbereitung der Bathysondenmessungen, wie auch die technische Gesamtherstellung des Textes und der Mehrzahl der Abbildungen oblagen Herrn Klaus Weih. Beiden dem ISF angehörenden Herren ist hierfür besonders zu danken. Die hydrologischen Daten des Alpenrheins sind vom Bundesamt für Wasser und Geologie der Schweiz in Bern, Bereich Landeshydrologie und -geologie, bereitgestellt worden. Der Deutsche Wetterdienst in Offenbach hat durch Daten von der Wetterstation Konstanz und wichtige Auskünfte, die bis hin zur Klärung des Begriffes des Seefrosttages gingen, zu den vorliegenden Untersuchungen beigetragen.

## 8. Literatur

- Behringer, W. (1995): Sozialgeschichte und Hexenverfolgung. In: Quellen und Forschungen zur europäischen Ethnologie, Band 15: S. Lorenz und D.R. Bauer, (Hrsg.): Hexenverfolgung. Beiträge zur Forschung - unter besonderer Berücksichtigung des südwest-deutschen Raumes. S. 321-345, Würzburg, Verlag Königshausen & Neumann.
- Braun, E. und K. Schärpf (1994): Internationale Bodensee-Tiefenvermessung 1990. Landesvermessungsamt Baden-Württemberg, 98 Seiten mit 31 Anlagen und 4 Beilagen, davon 2 Kartenbeilagen, Stuttgart.
- BUWAL (1997): Das Klima im Laufe der Zeit. In: Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft (BUWAL, Hrsg.): Klima in Gefahr. Fakten und Perspektiven zum Treibhauseffekt. Bericht, S. 6 – 11, Bern.
- Chen, C.T. und F.J. Millero (1986): Precise thermodynamic properties for natural waters covering only the limnological range. *Limnol. Oceanogr.* Bd. 31, S. 657-662.
- Dobras, W. (1992): Seegfrörne. Die spannende Geschichte der Seegfrörnen von 875 bis heute. 124 Seiten, Konstanz.
- Duwe, K., Fey, A. und E. Hollan (1999): Mathematisches Modell des Alpenrhein-Einstroms in den Bodensee. *Ber. Int. Gewässerschutzkomm. Bodensee*, 50, 145 Seiten.
- Gerten, D. und R. Adrian (2001): Differences in the persistency of the North Atlantic Oscillation signal among lakes. *Limnol. Oceanogr.*, Bd. 46, S. 448-455.
- Güss, S., Albrecht, D., Krambeck, H.-J., Müller-Navarra, D.C. und H. Mumm (1998): Impact of climatic variables on the dynamics of a lake ecosystem (Plußsee) assessed by cyclo-stationary MCCA of long-term observations. Externer Bericht der GKSS, GKSS 98/E/36, 31 Seiten, Geesthacht, GKSS-Forschungszentrum Geesthacht.
- Hollan, E. (1999): Erneuerung des Tiefenwassers im Bodensee durch weitreichende see-eigene Dichteströmungen. Deutsche Gesellschaft für Limnologie (DGL), Tagungsbericht 1998 (Klagenfurt), Bd. 1, S. 229-233, Tutzing.
- Hollan, E. und S. Serruya (1992): Kryptogene Wasserkörperformationen in den Tiefen des winterlichen Bodensees. Deutsche Gesellschaft für Limnologie (DGL), erweiterte Zusammenfassungen d. Jahrestagung in Konstanz, Bd. 1, S. 8-16.
- Humboldt, A. v. (1845): Kosmos, Entwurf einer physischen Weltbeschreibung. Bd. I, 493 Seiten, zusammen mit Bd. II, 544 Seiten, Stuttgart und Tübingen, 1845 und 1847, Cotta'scher Verlag.
- Hupfer, M. (1998): Binnengewässer und Klimaschwankungen. In: J.L. Lozán, H. Graßl und P. Hupfer (Hrsg.): Warnsignal Klima. Wissenschaftliche Fakten. Wissenschaftliche Auswertungen, Hamburg, S. 292-297.
- Hydrologisches Jahrbuch der Schweiz 1999, Hrsg: Landeshydrologie und -geologie, Bundesamt für Wasser und Geologie, 418 Seiten, 1 Karte, Bern 2000.

- IPCC (1996): Zweiter umfassender IPCC-Bericht. Zusammenfassungen für politische Entscheidungsträger und Synthesebericht. 68 Seiten, Bern, ProClim-Forum für Klima und Global Change.
- Kiefer, F. (1972): Naturkunde des Bodensees. 2. Auflage, 210 Seiten mit 1 Karte, Sigmaringen.
- Kneschke, A. (1961): Differentialgleichungen und Randwertprobleme, Band II: Partielle Differentialgleichungen. 628 Seiten, Leipzig, B.G. Teubner Verlagsges.
- LfU (2001): Auskunft des hydrologischen Datenbearbeitungsdienstes für das Land Baden-Württemberg. Landesanstalt für Umweltschutz B.-W., Karlsruhe.
- Livingstone, D.M. (1993): Temporal structure in the deep-water temperature of four Swiss lakes: A short-term climatic change indicator? Verh. Internat. Verein. Limnol., **25**, S. 75-81.
- Livingstone, D.M. (1997a): Break-up dates of Alpine lakes as proxy data for local and regional mean surface air temperatures. Climatic Change, **37**, S. 407-439.
- Livingstone, D.M. (1997b): An example of the simultaneous occurrence of climatic-driven „sawtooth“ deep-water warming/cooling episodes in several Swiss lakes. Verh. Intern. Verein. Limnol., **26**, S. 822-828.
- Lozán, J.L., Merkt, J. und H.-J. Pachur (1998): Klima und Binnenseen. In: J.L. Lozán, H. Graßl und P. Hupfer (Hrsg.): Warnsignal Klima. Wissenschaftliche Fakten. Wissenschaftliche Auswertungen, Hamburg, S. 90-97.
- Meichle, F. (1963): Seegefrörne und Eisprozession in Vergangenheit und Gegenwart. Schr. Ver. Gesch. Bodensees, Bd. **81**, S. 145-170.
- Peterle, J. (1993): Flächen- und Volumenberechnung des Bodensees 1993. Interner Bericht, 9 Seiten, Stuttgart, INPHO - Forschungsinstitut für photogrammetrische Informationsverarbeitung.
- Pfister, C. (1999): Wetternachhersage. 500 Jahre Klimavariationen und Naturkatastrophen. 304 Seiten mit zahlreichen Abbildungen, Diagrammen und Tabellen, Bern, Stuttgart, Wien, Verlag Paul Haupt.
- Pfister, C. (2001): Klimawandel in der Geschichte Europas. Österreichische Zeitschrift für Geschichte (im Druck).
- Roeckner, E. (1998): Veränderung der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre. In: J.L. Lozán, H. Graßl und P. Hupfer (Hrsg.): Warnsignal Klima. Wissenschaftliche Fakten. Wissenschaftliche Auswertungen, Hamburg, S. 165-169.
- Roßknecht, H. (1998): Langjährige Entwicklung chemischer Parameter im Bodensee-Obersee. Ber. Int. Gewässerschutzkomm. Bodensee, **48**, 143 Seiten.
- Steinijans, V. (1977): Ein wahrscheinlichkeitstheoretisches Modell für das Eintreten von Seegefrörnen. Schr. Ver. Gesch. Bodensees, Bd. **95**, S. 153-161.