



Kärntner Institut für Seenforschung  
Naturwissenschaftliches Forschungszentrum

## Literaturstudie: Auswirkungen des Klimawandels auf den Wasserhaushalt stehender Gewässer



Bearbeitung: Kathrin Mikula



Im Auftrag des Kärntner Instituts für Klimaschutz, Flatschacher Straße 70, 9020 Klagenfurt am Wörthersee

Klagenfurt am Wörthersee, im Juli 2012



# **Literaturstudie: Auswirkungen des Klimawandels auf den Wasserhaushalt stehender Gewässer**

**Auftraggeber:** Kärntner Institut für Klimaschutz  
Flatschacherstraße 70  
9020 Klagenfurt am Wörthersee

**Fachverantwortlich:** Dr. Liselotte Schulz

**Bearbeitung:** Kärntner Institut für Seenforschung  
Kathrin Mikula

**Titelbild:** Millstätter See. Foto: Julia Prohaska

**Druck- und Bindearbeiten:** Öffentlichkeitsarbeit UAbt. 8ÖA  
Kompetenzzentrum Umwelt, Wasser und Naturschutz

Klagenfurt am Wörthersee, Juli 2012



## ***Inhaltsverzeichnis***

1	Zusammenfassung .....	7
2	Abstract .....	8
3	Einleitung .....	9
4	<i>Dokulil, M.T., 2009. Abschätzung der klimabedingten Temperaturänderungen bis zum Jahr 2050 während der Badesaison. Im Auftrag der österreichischen Bundesforste .....</i>	15
4.1	Einleitung .....	15
4.2	Wie werden sich Temperatur und Niederschlag durch das Klima in Österreich ändern? .....	17
4.3	Welche Auswirkungen auf die Hydrologie sind zu erwarten?.....	19
4.4	Wie reagieren Seen auf Veränderungen des Klimas? Was ist bereits bekannt? .....	19
4.5	Auswirkungen des veränderten Klimas auf die Seen.....	21
4.5.1	Die bearbeiteten Seen und die Datengrundlage .....	21
4.5.2	Methodik .....	22
4.5.3	Resultate .....	23
4.5.4	Temperaturprognosen.....	40
4.5.5	Daraus ableitbare Veränderungen der Gewässer .....	43
4.6	Zusammenfassung und Schlussfolgerungen .....	45
4.7	Resümee .....	47
5	<i>Hollan, E., 2000. Mögliche Auswirkungen einer Klimaveränderung auf größere Binnenseen. KLIWA Symposium 2000, 23 S .....</i>	51
5.1	Einführung.....	51
5.2	Rückblick auf klimatische Auswirkungen am Bodensee in historischer Zeit.....	54
5.3	Mehrfährige klimaempfindliche Zustandsschwankungen im Bodensee .....	56
5.4	Analyse tiefreichender Kaltwasserumschichtungen am Beispiel von Februar 1999/2000 .....	60
5.5	Betrachtung der Einflüsse von Klimaveränderungen auf limnologische und andere wichtige Erscheinungen des Bodensees .....	72
6	<i>Dokulil, M.T. et al. 2006a. Twenty years of spatially coherent deep-water warming in lakes across Europe related to the North Atlantic Oscillation. Limnology Oceanography 51, 2787-2793.....</i>	77
7	<i>Ambrosetti, W. and Barbanti, L., 1999. Deep water warming in lakes: An indicator of climatic change. J. Limnol. 58: 1–9 .....</i>	79
8	<i>Jankowski, Th., Livingstone, D.M., Bührer, H., Forster, R und Niederhauser, P., 2006. Consequences of the 2003 European heat wave for lake temperature profiles, thermal</i>	

<i>stability, and hypolimnetic oxygen depletion: Implications for a warmer world. Limnology Oceanography 51, 815–819</i> .....	81
9 <i>Gattenlöhner, U. 2003: Klimawandel und seine Auswirkungen auf die Seen im Netzwerk Living Lakes. Erstellt auf Grundlage eines Gutachtens von Declan Conway, Mike Hulme und Xianfu Lu, University of East Anglia, Norwich, England, im Auftrag des Global Nature Fund, Radolfzell.</i> .....	85
9.1 Living Lakes.....	85
9.2 Allgemeine Auswirkungen des Klimawandels auf Seen .....	86
9.3 Bodensee .....	87
9.4 Auswirkungen auf andere Seen und Ausblick .....	88
10 <i>Anpassungsstrategien an den Klimawandel für Österreichs Wasserwirtschaft, 2010. Studie der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik und der Technischen Universität Wien im Auftrag von Bund und Ländern</i> .....	91
10.1 10 Thesen der österreichischen Wasserwirtschaft zum Klimawandel bis 2050 .....	91
10.1.1 Hochwasser .....	91
10.1.2 Niederwasser .....	91
10.1.3 Gletscher.....	91
10.1.4 Grundwasser – Menge.....	91
10.1.5 Geschiebepotential .....	92
10.1.6 Wassertemperaturen .....	92
10.1.7 Oberflächenwassergüte .....	92
10.1.8 Grundwasser – Güte .....	92
10.1.9 Wasserkraft.....	92
10.1.10 Nutzungs- und Bedarfsaspekte.....	93
10.2 Prozesse im See (allgemeine Grundlagen).....	93
10.3 Situation in der Vergangenheit.....	94
10.4 Situation in der Zukunft .....	94
10.5 Anpassungsmaßnahmen .....	95
10.6 Vorgangsweisen .....	95
10.7 Prozesse im See.....	96
10.8 Situation in der Vergangenheit.....	98
10.9 Trends der Temperaturentwicklung in österreichischen Seen .....	98
10.10 Bodensee .....	101
10.10.1 Änderungen im hydrologischen Regime.....	101

10.10.2	Vertikale Austauschvorgänge im See .....	103
10.10.3	Veränderungen hydrochemischer Parameter und Wechselwirkung mit dem Phyto- und Zooplankton und den Blaufelchen.....	105
10.11	Neusiedler See.....	106
10.12	Situation in der Zukunft .....	107
11	<i>Glen, G., 2010. The Impact of Climate Change on European Lakes (1 - 13). In: The Impact of Climate Change on European Lakes/ Glen George (ed.). Dordrecht; Heidelberg: Springer 2010.</i> .....	115
12	<i>Arvola, L. et al., 2010. The Impact of Changing Climate on the Thermal Characteristics of Lakes (85 - 101). In: The Impact of Climate Change on European Lakes/ Glen George (ed.). Dordrecht; Heidelberg: Springer 2010</i> .....	117
13	Abbildungsverzeichnis .....	125
14	Tabellenverzeichnis.....	131
15	Literaturverzeichnis.....	133





# 1 Zusammenfassung

Das Klima spielt eine Schlüsselrolle im Naturhaushalt der Erde. Ändert es sich, hat das einschneidende und teilweise nicht überschaubare Folgen für Mensch und Umwelt. Durch den Ausstoß von Treibhausgasen hat der Mensch den Stoffhaushalt der Atmosphäre verändert. Dies wirkt sich auf das globale Klima und damit auch auf die Temperatur und den Wasserhaushalt der Erde aus. Unser Klima wandelt sich, mit heute schon erkennbaren Auswirkungen, die sich regional unterschiedlich äußern. Wie sich dabei der Klimawandel speziell auf den Wasserhaushalt stehender Gewässer auswirkt war Inhalt der nun hier vorliegenden Literaturstudie, die im Juni 2011 vom Kärntner Institut für Klimaschutz (KIKS) in Auftrag und vom Kärntner Institut für Seenforschung (KIS) durchgeführt wurde.

Die themenmäßig umfangreichste Arbeit über den Einfluss des Klimawandels auf Seen und zugleich die umfassendste Literaturzusammenstellung findet sich in Glen (2010). In dem Buch „The Impact of Climate Change on European Lakes“ werden die Ergebnisse des EU-FP 5 Projekts CLIME (Climate and Lake Impacts in Europe) zusammenfassend publiziert. Das primäre Ziel des Projekts war die Entwicklung von Modellen zur Simulation der Reaktion von Seen auf Klimaveränderungen. Dazu wurden intensive Literatur- und Datenrecherchen zu den Themenkomplexen Wärmehaushalt, Kohlenstoff-, Stickstoff- und Phosphorkreislauf, und der saisonalen Dynamik von Phytoplankton durchgeführt, sowie die Einflüsse des Klimas auf die Seen in verschiedenen Europäischen Regionen durchgeführt.

Für die Zusammenstellung des hier vorliegenden Berichtes wurden zum überwiegenden Teil Publikationen aus diesem Buch entnommen und die Auswirkungen des Klimawandels auf wichtige Seencharakteristika wie Wassertemperatur, Thermoschichtung, Nährstoffkreislauf, Verdunstung, Wasserqualität, Produktivität und Biodiversität recherchiert. Darüber hinaus wurde Hauptaugenmerk auf den Einfluss des Klimas auf österreichische Seen gelegt und dementsprechende Literatur verwendet.

## 2 Abstract

The climate plays a key role in the ecosystem of the earth. It changes and has dramatic and sometimes unmanageable consequences for man and the environment. Through the emission of greenhouse gases mankind has changed the atmospheric balance of matter. This affects the global climate and therefore the temperature and the water balance of the Earth. Our climate is changing, with already visible effects that manifest themselves regionally. How climate change affects especially the water budget of standing water bodies was the subject of the here presented literature study, commissioned in June 2011 by the Carinthian Institute for Climate Protection (KIKS) and conducted by the Carinthian Institute for Lake Research (KIS).

The topical most comprehensive standard work on the impact of climate change on lakes and at the same time the most comprehensive compilation of literature is found in Glen (2010). In the book "The Impact of Climate Change on European Lakes" the results of the EU FP 5 project CLIME (Climate and Lake Impacts in Europe) are published in summary. The primary goal of the project was the development of models to simulate the response of lakes to climate change. Therefore, intensive literature and data researches were conducted on the topics of heat balance, carbon, nitrogen and phosphorus circulation and the seasonal dynamics of phytoplankton, as well as the influences of climate on the lakes in different European regions were carried out.

For the most part for the compilation of the present report publications from this book were taken and the impacts of climate change on important characteristics of lakes, such as water temperature, thermal stratification, nutrient cycling, evapotranspiration, water quality, productivity and biodiversity, were investigated. In addition, emphasis was placed on the influence of climate on Austrian lakes and corresponding literature was used.

### 3 Einleitung

Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre, Eis, Ozean und Landoberflächen bestimmen das Klimageschehen der Erde. Globale Klimamodelle haben in den vergangenen Jahren erfolgreich geholfen, ein erstes Verständnis großskaliger natürlicher Klimaschwankungen und des menschlichen Einflusses auf das Klima aufzubauen. Allerdings sind viele Prozesse, die das Klima auf verschiedenen Skalen beeinflussen, noch nicht gut erforscht. Aktuell existiert in der Wissenschaft ein breiter Konsens, dass die gegenwärtige Erwärmung der Erde mit hoher Wahrscheinlichkeit überwiegend auf erhöhte Konzentrationen von Treibhausgasen und auf veränderte Landnutzung zurückzuführen ist. Die konkreten Auswirkungen auf einzelne Regionen sind bisher wenig verstanden. Ob der Klimawandel beispielsweise bedingt, dass in einer Region die Sommer trockener oder die Winter feuchter werden, ist wissenschaftlich nicht ausreichend abgesichert.

Das Erdklima war immer Veränderungen unterworfen, aber die historischen Klimaänderungen waren natürlichen Ursprungs. Die Erwärmungsrate des vergangenen Jahrhunderts übersteigt alles, was in den letzten 10.000 Jahren stattgefunden hat. Die Gründe für diese klimatischen Veränderungen der Neuzeit liegen mit hoher Wahrscheinlichkeit in menschlichen Aktivitäten.

Ökosysteme, hydrologische Systeme und unsere menschliche Kultur und Wirtschaft sind an das Klima, in dem sie sich entwickelt haben, angepasst. Angesichts der zunehmenden Veränderung des Klimas stellt sich die Frage, ob die Anpassungsfähigkeit der Gesellschaft und der Ökosysteme mit dem Klimawandel mithalten kann und was kann getan werden, um das Gleichgewicht zwischen Klima, Ökosystemen und unserer Gesellschaft zu erhalten. Aufgrund der Trägheit der Klimasysteme werden die akkumulierten Treibhausgase noch lange in der Zukunft das globale Klima beeinflussen und uns zwingen, neue Strategien zur Minimierung der Risiken des Klimawandels zu entwickeln. In den kommenden Jahrzehnten werden wir deshalb vor neue, derzeit noch unvorhersagbare Herausforderungen gestellt werden.

Seen direkt beeinflussende Variablen sind Niederschlag (Menge, Häufigkeit, jahreszeitliche und räumliche Veränderung), Lufttemperatur, steigende Durchschnitts- und Extremtemperaturen und die Veränderung der Saisonalität (jahreszeitliche Ausprägung) des Klimas.

Der Klimawandel hat direkte Auswirkungen auf wichtige Seencharakteristika:

- Steigende Lufttemperaturen führen zu höheren Wassertemperaturen an der Oberfläche und beeinflussen die Thermoschichtung in Seen.
- Wärmere Winter reduzieren die Umwälzung der Thermoschichten temperierter Gewässern und beeinträchtigen den Nährstoffkreislauf.
- Häufigeres Auftreten von Temperaturextremwerten und reduzierte Eisbildung im Winter beeinflussen die Thermoschichtung und das Vorkommen von Arten sowie die Artenzusammensetzung.
- Höhere Luft- und Wassertemperaturen erhöhen die Verdunstung und können zum Absinken des Wasserspiegels führen.
- Änderung der Niederschlagsmengen kann zu einer Veränderung der hydrologischen Eigenschaften, wie die Wasserqualität, Produktivität und Biodiversität führen.

Es gibt darüber hinaus indirekte Wirkungen, wie beispielsweise veränderte Charakteristika im Einzugsgebiet. Es muss betont werden, dass Klimawandeleffekte nicht isoliert auftreten werden – viele andere Faktoren werden in den kommenden Jahrzehnten auf Seesysteme einwirken, vor allem auf Seen in Regionen mit hoher Siedlungsdichte.

Menschliche Aktivitäten haben direkte und indirekte Auswirkungen auf den zukünftigen Zustand von Seen, z.B. durch Wasserentnahmen, Übernutzung, Einführung fremder Arten, Schifffahrt oder Tourismus. Diese können Klimaänderungen beeinflussen oder durch sie beeinflusst werden. Diese Wechselwirkungen machen es schwierig, die kausalen Folgen der Klimaänderungen für Seen exakt abzuschätzen (Gattenlöhner 2003).

Die Reaktion von Seen auf die Veränderung klimatischer Rahmenbedingungen hängt stark von der Charakteristik des Sees ab. Flache Seen mit Tiefen  $< 10$  m weisen ein geringes Puffervermögen für die Veränderung klimatischer Rahmenbedingungen auf. Tiefe Seen besitzen in der Regel ein hohes Puffervermögen gegenüber Einflüssen und zeigen eine höhere interne Stabilität. Dabei spielt die Mixis ebenfalls eine entscheidende Rolle. Meromiktische Seen (Seen diesen Typs erfahren keine vollständige Durchmischung) fungieren als Nährstofffallen, die erhebliche Nährstoffe (N und P) in den tiefen undurchmischten Bereichen ablagern und somit dem Kreislauf entziehen. Bei holomiktischen

Seen (Seen dieses Typs erfahren wenigstens einmal im Jahr, z. B. im Herbst oder im Frühjahr, eine vollständige Durchmischung) wiederum gelangen die sedimentierten Nährstoffe in Folge der Durchmischung in die Wassersäule und damit wieder in den Kreislauf. Ebenso wichtig wie der Nährstoffaustausch ist auch die Sauerstoffversorgung des Hypolimnions (das Hypolimnion ist die untere, nur durch interne Wellen und deren Ausgleichsströmungen bewegte und bei 3,98 °C homogen kalte Wasserschicht in einem geschichteten stehenden Gewässer. Das Hypolimnion ist durch die Sprungschicht, das Metalimnion, von der oberen Wasserschicht, dem Epilimnion, getrennt. In Seen zu geringer Tiefe kann sich kein Hypolimnion ausbilden, so dass das Metalimnion mit höheren Temperaturen bereits den Seeboden berührt („Metalimnische Seen“). Zur Entstehung von Wasserschichten kommt es aufgrund der Dichteanomalie des Wassers.) durch die zweimalige Mischung unserer Seen.

Der Haupteinfluss des Klimawandels auf die Seen liegt einerseits in der Veränderung der Energiebilanz des Epilimnions und andererseits in einer Erhöhung der produktiven Zeiten infolge höherer Temperaturen. Die Erhöhung der Temperaturen im Epilimnion erhöht entsprechend der spezifischen Wärmekapazität von Wasser den Energiegehalt im Epilimnion. Zum Zeitpunkt der herbstlichen Mixis ist daher mehr (Wind-) Energie für eine Durchmischung der stratifizierten Bereiche nötig als bei niedrigeren Temperaturen. Zudem erschweren die Dichteunterschiede auf Grund der Temperaturunterschiede zusätzlich die Durchmischung. Als Folge kommt es zu einer nicht mehr vollständigen Durchmischung der stratifizierten Schichten. Nur unter isothermen Bedingungen im Epi- und Hypolimnion und ausreichendem Energieeintrag durch den Wind kann eine Volldurchmischung erfolgen, die wiederum für den Konzentrationsausgleich bei Sauerstoff (vom Epi- ins Hypolimnion) sowie Nährstoffen (vom Hypo- ins Epilimnion) notwendig ist. Unterbleibt die vollständige Mixis, kann es in den undurchmischten Tiefenbereichen im Extremfall zu einer völligen Sauerstoffzehrung und anoxischen oder gar anaeroben Bedingungen kommen, was wiederum Auswirkungen auf die Nährstoffkreisläufe hat. Entscheidend für die Auswirkungen des Klimawandels auf die Seen ist, ob trotz des höheren Energiegehalts im Epilimnion infolge höherer Temperaturen eine vollständige Durchmischung erreicht wird. Wegen ihrer Wassermassen weisen große und tiefe Seen eine hohe Kapazität für die Abpufferung der höheren Epilimniontemperaturen auf.

Neben dem Einfluss auf die Mixis ist auch die Verlängerung der produktiven Zeiten sowie die potentielle Erhöhung der biologischen Aktivitäten als Folge erhöhter Temperaturen im See ein zentraler Punkt. Und wieder sind es die kleineren flachen Seen, die hier einen stärkeren Einfluss erfahren als große, tiefe Seen. Die höheren Temperaturen führen zu einer

Intensivierung der biologischen Aktivitäten, die auch von der Nährstoffsituation angetrieben werden. Je höher die verfügbaren Nährstoffe und je höher die Temperaturen, desto intensiver die biologischen Aktivitäten und Verkürzung der Turnover Zeiten (theoretische Aufenthaltszeit der Energie in einem bestimmten Kompartiment des Nahrungsnetzes). Eine Verkürzung der Turnover Zyklen für Nährstoffe bedeutet jedoch eine Zunahme der Kohlenstofffixierung im selben Zeitraum und somit eine Intensivierung der Primärproduktion. Die vermehrte Fixierung von Kohlenstoff stellt nun ein erhöhtes Hydrolysepotential dar, das weiter zu vermehrten bakteriellen Abbauprozessen führt. Dadurch, dass hier flache Seen < 10m Tiefe besonders betroffen sind, die ihrerseits jedoch keine wesentliche Stratifizierung aufweisen und als polymiktisch (Wasser zirkuliert häufig oder ganzjährig) angesehen werden können, kommt es im Sedimentbereich auch zu keinen anoxischen / anaeroben Zuständen, da die auftretenden Winde häufig zu einer Durchmischung und somit einem Sauerstoffausgleich im sedimentnahen Wasser führen.

Messungen der Wasseroberflächentemperaturen weisen auf einen stetigen Anstieg der Temperaturen in jüngster Vergangenheit hin (Folland et al. 2001).

Der Wärmehaushalt der meisten Seen wird beinahe ausschließlich durch die vorhandenen meteorologischen Kräfte, die an der Luft-Wasser-Schnittstelle wirken, beeinflusst (Edinger et al. 1968; Sweers 1976). Solche meteorologischen Kräfte entscheiden zum größten Teil über die Wärmeverteilung innerhalb von Seen (Imboden und Wüest 1995).

Ein stetiger Klimawandel manifestiert sich im Wandel der lokalen meteorologischen Kräfte und folglich auch in einer Veränderung der Wärmebilanz, der Temperaturprofile und der vertikalen Mischungsverhältnisse in einem See, welche wiederum die vertikalen Nährstoffströmungen und das Vorhandensein von gelöstem Sauerstoff beeinflussen. In Folge dessen werden die Produktivität und die Zusammensetzung des Seenplanktos beeinträchtigt. Das Wissen wie Seen in einer zunehmend wärmeren Welt funktionieren, ist deshalb von enormer Wichtigkeit (Arnell et al. 2001). Physikalische Modellstudien von mittelgroßen Seen in gemäßigten Breiten sagen voraus (Hondzo und Stefan 1993; Stefan et al. 1998; Peeters et al. 2002), dass das stetige Ansteigen der Lufttemperaturen einen höheren Anstieg der Wassertemperaturen in den höheren Wasserschichtenbereichen als in den tiefer liegenden zur Folge hat, dies wiederum resultiert in einem generell steileren Temperaturgradienten und verstärkter thermischer Stabilität.

Die hohen Temperaturen im Epi- bzw. Metalimnion, gekoppelt mit den relativ geringen Hypolimniontemperaturen, resultieren in extremen Temperaturgradienten und folglich in einer ungewöhnlich starken thermischen Stabilität der Wassersäule. Diese unterdrückt das

Vermischen von oberflächlich wärmeren Schichten in die tieferen Wasserbereiche. Die extreme thermale Stabilität der Wassersäule nimmt natürlich Einfluss auf die Sauerstoffkonzentrationen im Hypolimnion.

In mesotrophen und schwach eutrophen Seen mit lediglich leicht anoxischen Tendenzen (z.B. Zürichsee), erfolgt als Antwort auf den Klimawandel im Hypolimnion ein höherer Sauerstoffabbau, als in sehr eutrophen Seen (Greifensee), in welchen das Hypolimnion von Haus aus anoxisch ist (Stefan et al. 1996). Der Anstieg des Abbaus des Sauerstoffs im Hypolimnion, welcher durch eine längere Stratifizierungsperiode während des Sommers verursacht wird, resultiert in einem hohen Sauerstoffmangel im Hypolimnion (Stefan et al. 1996; Fang und Stefan 1997), eine Situation, die üblicherweise mit der anthropogenen Eutrophierung in Zusammenhang gebracht wird (Wetzel 2001). Daher sind die tiefen durchlüftenden Mischungsvorgänge während der kälteren Jahreszeit für die hypolimnischen Sauerstoffverhältnisse in einem See von enormer Wichtigkeit. Verschiedenste Klimamodelle prognostizieren, dass sowohl im Sommer als auch im Winter die Lufttemperaturen ansteigen werden. Dies wird mit höchster Wahrscheinlichkeit zu selteneren und weniger intensivem Durchmischungsvorgängen in tieferen Wasserbereichen führen. Als Folge kommt es zu einem ununterbrochenen Sauerstoffabbau im Hypolimnion während der gesamten Zirkulationsperiode, mit negativen ökologischen Konsequenzen für das gesamte Ökosystem (gelöster Phosphor aus den Sedimenten führt zu interne Beladungen, Algenblüten, Fischsterben etc.) (Carpenter et al. 1998). Der Temperaturanstieg in den Wintermonaten wird in einem allmählichen Anstieg der Hypolimniontemperaturen resultieren (Livingstone 1993; 1997a), da ein Wärmeübertrag im Hypolimnion von Jahr zu Jahr erfolgt (Peeters et al. 2002).





## **4 Dokulil, M.T., 2009. Abschätzung der klimabedingten Temperaturänderungen bis zum Jahr 2050 während der Badesaison. Im Auftrag der österreichischen Bundesforste**

### **4.1 Einleitung**

Die bereits beobachtbaren weltweiten Veränderungen des Klimas sind heute unbestritten (IPCC 2007). Die Konzentrationen an Treibhausgasen und Aerosolen (Kohlendioxid, Methan, Stickoxide, u.a.) haben durch menschliche Aktivität seit 1750 beständig zugenommen. Änderungen des Klimas in Europa betreffen Österreich im Besonderen, weil die Alpen am Schnittpunkt verschiedener Klimaeinflüsse (atlantisch, kontinental, mediterran) liegen. Die Trends des Anstieges der Temperatur sind im Alpenraum überall ähnlich, aber doppelt so stark wie im globalen Mittel (Böhm et al. 2008). Wegen des Wasserreichtums Österreichs sind dadurch die Hydrologie, Wasserwirtschaft und die Gewässer besonders und unmittelbar gefährdet (Nachtnebel 2008).

Die Gesamtzahl der stehenden Gewässer mit einer Fläche von über 250 m<sup>2</sup> wird mit etwa 25.000 angegeben (Koller-Kreimel 2002). Im Atlas der natürlichen Seen Österreichs (BAW 2008) sind die 43 Seen mit einer Fläche von mehr als 50 ha mit ihren Daten zusammengefasst, wovon wiederum 26 größer als 1 km<sup>2</sup> (=100 ha) sind (Tabelle 1). Alle diese Seen sind für die EU-Wasserrahmenrichtlinie (WRRL) relevant.

Tabelle 1: Österreichs größte Seen und ihre Besitzverhältnisse. Die beiden flächengrößten Seen sind als grenzüberschreitende Gewässer nicht in die Betrachtung einbezogen worden.

Quelle:

[www.bundesforste.at/fileadmin/user\\_upload/Prdukte\\_Loesungen/Publikationen/Seenfolder.pdf](http://www.bundesforste.at/fileadmin/user_upload/Prdukte_Loesungen/Publikationen/Seenfolder.pdf)

See	Seefläche in km <sup>2</sup>		See/Ufer Bundesland
	ÖBf-Besitz	and. Besitzer	
1 Bodensee	–	539,0	V
2 Neusiedler See	–	321,0	B
3 Attersee	46,2	–	OÖ/S
4 Traunsee	24,4	–	OÖ
5 Wörther See	19,4	–	K
6 Mondsee	–	13,8	OÖ/S
7 Millstätter See	13,3	–	K
8 Wolfgangsee	12,0	0,8	S/OÖ
9 Ossiacher See	10,8	–	K
10 Hallstätter See	8,6	–	OÖ
11 Achensee	–	6,8	T
12 Weißensee	6,5	–	K
13 Wallersee	–	6,1	S
14 Obertrumer See	–	4,8	S
15 Zeller See	–	4,6	S
16 Grundlsee	4,1	–	St
17 Irrsee	–	3,6	OÖ
18 Niedertrumer See	–	3,6	S
19 Plansee	–	2,9	T
20 Fuschlsee	2,7	–	S
21 Faaker See	–	2,2	K
22 Altausseer See	2,1	–	St
23 Heiterwanger See	–	1,4	T
24 Keutschacher See	–	1,3	K
25 Grabensee	–	1,3	S
26 Klopeinersee	–	1,1	K
<b>Anteil in km<sup>2</sup></b>	<b>150,1</b>	<b>54,3</b>	<b>204,4</b>
<b>Anteil in Prozent</b>	<b>73,4</b>	<b>26,6</b>	<b>100,0</b>

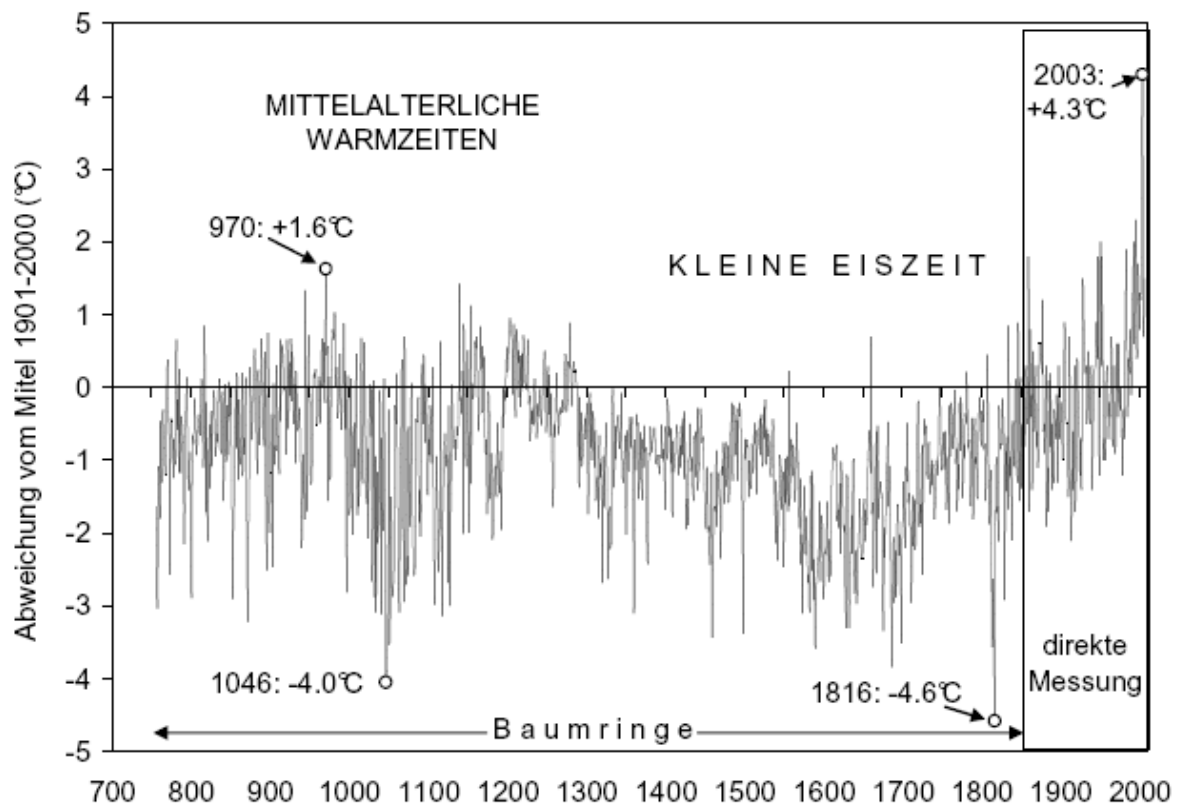


Abbildung 1: Rekonstruktion der Sommer-Frühherbst Temperaturen (Juni-September) in den Alpen seit dem Jahr 755 n. Chr. in °C als Abweichung vom Mittel der Jahre 1901-2000 (Aus: Böhm et al. 2007).

#### 4.2 *Wie werden sich Temperatur und Niederschlag durch das Klima in Österreich ändern?*

Legt man ein gemäßigtes globales Klimaszenarium für die Temperaturänderungen in Österreich im Zeitraum 2020 – 2050 gegenüber 1961 – 1990 zugrunde, so ist innerhalb von ca. 50 Jahren in einem Großteil Österreichs mit Temperaturanstiegen von 2 °C bis 3 °C zu rechnen (Matulla et al. 2004). In Österreich werden also die Temperaturen stärker ansteigen als im globalen Durchschnitt (Böhm et al. 2007a), wobei regionale Unterschiede zu erwarten sind (ZAMG 2008).

In der Abbildung 2 ist die mittlere Änderung der Jahresmitteltemperatur für ganz Österreich dargestellt. Die Änderungen betragen zwischen 2 und 4 °C, wobei die stärkeren Änderungen bei den Bergstationen auftreten. Für die Betrachtungen hier besonders interessant ist, dass die stärksten Änderungen der Temperatur offenbar in den Seengebieten des Salzkammergutes und Kärntens auftreten werden.

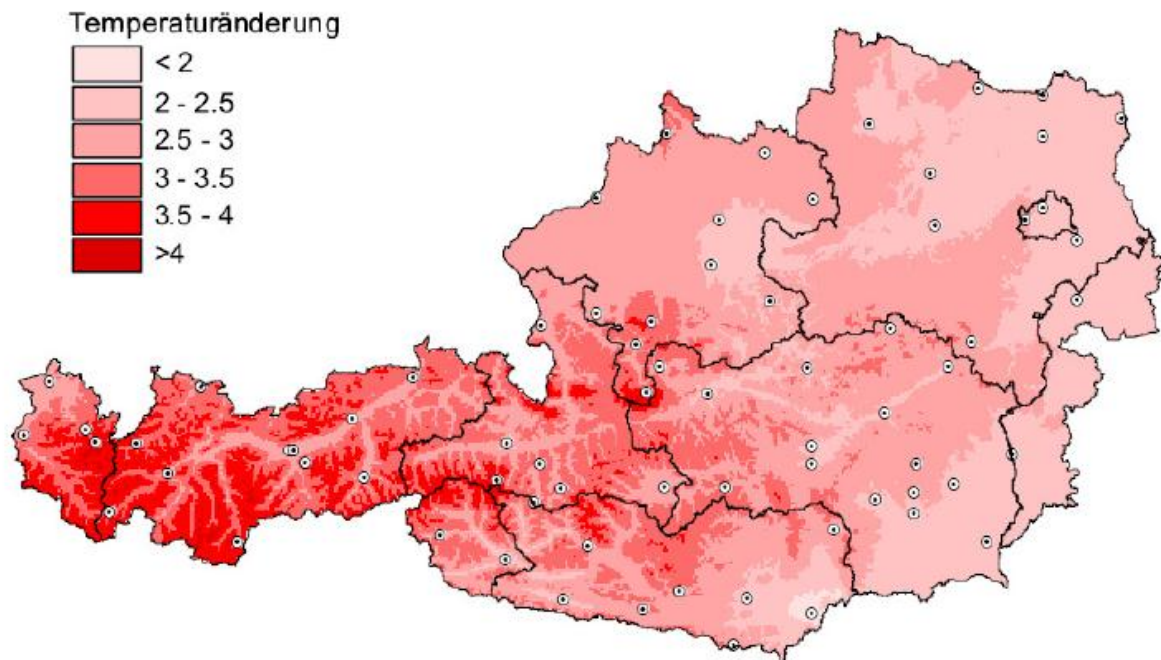


Abbildung 2: Änderung der Jahresmitteltemperatur der Periode 2019-2048 gegenüber 1961-1990, abgeleitet mittels Analogmethode aus den ECHAM4-IS92 A Lauf. Aus: Formayer et al. (2005).

Für die Sommermonate prognostizierten Heinemann und Sept (2000) einen Anstieg der Temperaturen um 3 bis 5 °C bei gleichzeitigem Rückgang des Niederschlags um bis zu 20 %.

Die Simulationen des Projektes reclip:more (2007) zeigen bis 2050 (im 10-Jahresdurchschnitt) folgende Entwicklung:

Die mittlere Jahrestemperatur wird 2 bis 2,5 °C ansteigen, beim Alpenhauptkamm mehr.

Der Temperaturanstieg fällt jahreszeitlich und nach Region unterschiedlich aus:

- Winter: Norden & Osten: +1,3 bis 1,8 °C, Süden & Westen +1,5 bis 2 °C
- Frühjahr: Generell: +1,8 bis 2,5 °C, Westen & gesamter Alpenraum: +2 bis 3 °C
- Sommer: Generell: +2 bis 2,5 °C, Westen & Alpenraum: +2,5 bis 3 °C
- Herbst: Generell: +2,5 bis 3 °C, Westen: +2,3 bis 3 °C

Die Niederschläge werden insgesamt abnehmen, vor allem im Osten:

- im Sommer und vor allem im Herbst kommt es zu einer großräumigen Abnahme
- im Winter und Frühling ist gelegentlich eine regional differenzierte Zunahme möglich,

Die Zahl der Starkniederschläge wird um einige Ereignisse pro Jahr ansteigen.

Die Zahl der Sommertage pro Jahr mit über 25 °C wird sich verdoppeln (bis 80!).

Die Zahl der Hitzetage pro Jahr mit über 30 °C wird sich im Osten vervierfachen (bis 25!).

Die Zahl der Frosttage wird sich in vielen Tälern halbieren (im Mittel ca. -25 Tage).

Es muss also davon ausgegangen werden, dass Extremereignisse in Zukunft erheblich zunehmen werden (Kromp-Kolb und Schwarzl 2003; 2005).

### ***4.3 Welche Auswirkungen auf die Hydrologie sind zu erwarten?***

Die Veränderung des Klimas im alpinen Raum wird erhebliche Umgestaltungen im Wasserhaushalt zur Folge haben. Die Niederschläge im Alpenraum schwanken schon jetzt stark von Jahr zu Jahr. Feuchte und trockene Jahre unterscheiden sich je nach Jahreszeit und Region um einen Faktor 2 bis 4. Die mittleren Winterniederschläge im 20. Jahrhundert haben im nördlichen und westlichen Alpenraum um 20–30 % zugenommen (Kottmeier 2005).

Auf die Klimaerwärmung wird die Region der Alpen durch den Anstieg der Frostgrenze und der damit verbundenen Verminderung der Zwischenspeicherung des Niederschlages in Form von Schnee und Eis empfindlicher reagieren als Gebiete im Tiefland. Die sommerlichen Abflüsse aus stark vergletscherten Einzugsgebieten werden durch die Abnahme von Neuschnee in den Gletscherregionen und der erhöhten Schmelzraten als Folge der höheren Lufttemperaturen im Hochsommer zunächst ansteigen. Sobald die Gletscher endgültig verschwinden (Böhm et al. 2007b), werden die sommerlichen Abflüsse stark reduziert, was zu Engpässen in der Wasserversorgung führen kann. Generell ist ein Wechsel von nival zu pluvial gesteuerter Abflussbildung zu erwarten, d.h. der Abfluss wird vermehrt über den flüssigen Niederschlag und weniger über die Schmelze von Schnee und Eis gesteuert werden und ist damit von Jahr zu Jahr größeren Schwankungen unterworfen (Braun 2002). Damit wird es zu einer Verschiebung der Abflussspitze in den Spätwinter bei gleichzeitiger Abflachung und größerer zeitlicher Erstreckung der Abflussspende kommen (Kuhn 2008).

### ***4.4 Wie reagieren Seen auf Veränderungen des Klimas? Was ist bereits bekannt?***

Die möglichen Auswirkungen einer Klimaänderung auf größere Binnenseen wurden bereits von Hollan (2000) beschrieben und zusammengefasst. 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 Phase aufweist. In physikalischer Hinsicht sind die relativ hohe spezifische Wärme und das Dichtemaximum bei 4 °C als die wichtigsten Merkmale anzusehen. Wegen der relativ geringen molekularen Wärmeleitung des Wassers ist ein höherer innerer Wärmeaustausch

durch turbulente und konvektive Prozesse im See erforderlich. Die Temperatur und das thermische Schichtungsverhalten der Seen ist daher ein wesentlicher Steuerungsfaktor für eine Vielzahl von Prozessen.

Die Temperatur im See wird von der Lufttemperatur beeinflusst. Diese sogenannte ‚Luft-Wasser Koppelung‘ ist seit langem bekannt (z.B. McCombie 1959; Shuter et al. 1983) und gilt auch für Fließgewässer (Webb und Nobilis 1999). Die sommerlichen Wassertemperaturen an der Oberfläche geographisch weit auseinander liegender Seen weisen einen deutlichen Zusammenhang untereinander und mit der Lufttemperatur als Proxy für Klimaeinflüsse im Allgemeinen auf (Livingstone und Padisák 2007). Mit der Höhenlage nehmen die Wassertemperaturen ab, lassen sich aber auch aus den Lufttemperaturen vorhersagen (Livingstone et al. 1999; Livingstone et al. 2005). Es besteht ein deutlicher Zusammenhang mit dem Klima bzw. mit synoptischen Klimaindikatoren wie z.B. der Nordatlantischen Oszillation (NAO) wie u.a. Livingstone und Dokulil (2001) nachgewiesen haben. Der Einfluss des Klimas betrifft aber auch die Wassertemperatur in der Tiefe von Seen (Livingstone 1993; 1997a; Dokulil et al. 2006a).

Die Erneuerung des Tiefenwassers und die Regeneration des Sauerstoffgehalts in der Tiefe werden durch das Ausmaß der Vertikalzirkulation / Konvektion, Einschichtung von Flusswasser und aus flachen Randbereichen einströmendes kaltes Oberflächenwasser bestimmt. Alle diese Prozesse sind stark abhängig von der Temperatur. Winterliche Erwärmung durch Veränderungen im Klima haben komplexe Wirkungen auf die physikalischen und chemischen Prozesse im See (z.B. Straile et al. 2003a).

In der Folge wirken sich die klimabedingten Veränderungen auf das pflanzliche und tierische Plankton (z.B. Straile und Adrian 2000) und letztlich auch auf den Fischbestand aus (z.B. Straile et al. 2006). Dabei kommt es zu zeitlichen Verschiebungen des Klarwasserstadiums im Frühjahr mit Wirkung auf das Nahrungsnetz (Straile 2002). Extremereignisse, wie etwa besonders warme Jahre, greifen ganz besonders in das empfindliche Ökosystem See ein (Jankowski et al. 2006). Eine Zusammenfassung und Übersicht über die Auswirkungen und Folgen der Klimaänderung auf Seen in Mitteleuropa geben Dokulil et al. (2009).

## 4.5 Auswirkungen des veränderten Klimas auf die Seen

Im Folgenden Abschnitt werden die möglichen Auswirkungen des Klimawandels auf die Seen, insbesondere auf die Temperatur der Gewässer analysiert und dargestellt.

### 4.5.1 Die bearbeiteten Seen und die Datengrundlage

Die vorliegende Studie berücksichtigt die 11 großen Seen im Besitz der Bundesforste, sowie zusätzlich den Mondsee als Vergleichsgewässer, weil dafür die umfangreichsten Daten und Erfahrungen aus zwei EU-Klimaprojekten vorliegen (REFLECT / CLIME). Die bearbeiteten Seen sind bereits in Tabelle 1 vorgestellt worden. Weitere umfangreiche Details zu den Seen sind dem ‚Atlas der natürlichen Seen Österreichs mit einer Fläche  $\geq 50$  ha - Stand 2005‘ ([http://www.baw-iwg.at/cms/publikationen/-Seenatlas\\_2005.pdf](http://www.baw-iwg.at/cms/publikationen/-Seenatlas_2005.pdf)) bzw. OÖLR (1998) zu entnehmen.

Alle Analysen basieren auf den täglichen Messungen der Oberflächentemperatur (OF) und den damit verfügbaren Langzeit-Datenreihen des österreichischen Hydrographischen Dienstes (<http://iwhw.boku.ac.at/oegh/hzbhome.html>). Die Monatsmittelwerte der Messstellen (Tabelle 2) wurden aus den Hydrographischen Jahrbüchern von Österreich (HJÖ, seit 2002 auch auf CD-ROM) in eine Datenbank übernommen und weiterverarbeitet. Die zu den jeweiligen Seedaten nächstgelegenen Lufttemperaturen entstammen ebenfalls den HJÖ und wurden durch Daten aus den Jahrbüchern (<http://www.zamg.ac.at/klima/jahrbuch/>) der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) ergänzt (Tabelle 3).

Tabelle 2: Übersicht über die Seen, die im Text verwendeten Abkürzungen (Abk.), den Ort der Messstellen der Wassertemperatur (WT), ihren Pegelnullpunkt (PNP), das dazugehörige Einzugsgebiet (EZG) und den Beginn der Beobachtungen (BB).

Seen	Abk-	Ort aus HJÖ	PNP m ü. A.	EZG km <sup>2</sup>	BB WT
Altaussee See	ALW	Altaussee (Seeklause)	710,36	54,5	1909
Grundlsee	GLW	Grundlsee	707,60	125,1	1035
Hallstätter See	HALW	Lahn	507,48	614,4	1901
Wolfgangsee	WOW	Strobl	536,89	125,2	1977
Traunsee	TRW	Ebensee (Landungssteg)	420,97	1395,3	1904
Traunsee	TRW	Gmunden (Esplanade)	421,31	1422,0	1951
Fuschlsee	FUW	Fuschl	662,40	29,5	1910
Mondsee	MOW	Limnologisches Institut	479,33	246,8	1908
Attersee	ATW	Weißbach (Seepegel)	467,62	459,7	1908
Weißensee	WEW	Techendorf	927,92	48,4	1990
Millstätter See	MIW	Millstatt	587,00	286,3	1912
Ossiacher See	OSW	St. Andrä-OWF	500,29	165,4	1923
Wörther See	WÖW	Pörtschach	439,01	162,1	1934

Tabelle 3: Übersicht über die Messstellen der Lufttemperatur, die im Text verwendeten Abkürzungen (Abk.), die Höhe über Adria, die geographische Länge und Breite sowie der Beobachtungsbeginn (BB)

<b>Lufttemperaturen</b>	<b>Abk.</b>	<b>m ü. A.</b>	<b>Länge</b>	<b>Breite</b>	<b>BB</b>
Bad Aussee	ABA	665	13,47	47,37	1961
Bad Aussee	ABA	666	13,47	47,37	1961
Hallstatt	AHA	510	13,39	47,33	1927
St. Gilgen / Strobl	AST	550	13,29	47,43	1904
Ebensee (Schule)	AEB	425	13,47	47,48	1896
Gmunden	AGM	426	13,49	47,55	1899
Fuschl	AFU	670	13,18	47,48	1955
Mondsee	AMO	491	13,22	47,51	1896
Attersee	AAT	495	13,32	47,55	1985
Weißensee-Gatschach	AWE	945	13,17	46,43	1896
Millstatt	AMI	591	13,34	46,48	1896
Ossiach	AOS	520	13,59	46,41	1926
Velden-Weinzierl	AWÖ	535	14	46,37	1988

#### 4.5.2 Methodik

Die Monatsmittelwerte wurden zu Jahres- und Saisonmittelwerten verrechnet. Da die Badesaison für die gegenständliche Bearbeitung von vorrangiger Bedeutung ist wurden als Betrachtungszeitraum die Monate Juni bis September gewählt. Alle angeführten Werte, sofern nicht anders angegeben, verstehen sich somit als Durchschnitt (Mittel) bzw. Maximum oder Minimum über diesen Zeitraum. Alle Daten wurden vor der Verarbeitung auf Normalverteilung überprüft (Kolmogorov-Smirnov Test). Die Anpassung der langen Zeitreihen der Luft- und Wassertemperatur für die Badesaison Juni bis September erfolgte mittels 10-jährigen gleitenden Durchschnitts. Da in fast allen Datenreihen eine Trendumkehr in den 60er Jahren des 20. Jahrhunderts festzustellen war, wurde aus Gründen der Vergleichbarkeit für alle Datenreihen der Wassertemperatur das Jahr 1965 als Wendepunkt festgesetzt und für die Periode davor und danach jeweils ein linearer Trend berechnet.

Aus Regressionen der Luft- und Wassertemperaturen für jeden einzelnen See lässt sich der Zusammenhang (erklärte Varianz  $r^2$ ) zwischen beiden Kenngrößen ableiten (Luft-Wasser Kopplung).

Aus all diesen statistischen Angaben lassen sich zwei Prognosemethoden ableiten:

1. Lineare Extrapolation der möglichen Wassertemperatur für den Zeithorizont 2050 aus den Zeitreihen unter Benützung des Trends der 40 Jahr-Periode 1965 – 2005.



## 2. Berechnung der wahrscheinlichen mittleren Wassertemperatur aus der Luft-Wasser Relation für den Zeithorizont 2050

Beide Verfahren wurden jeweils auf die mittleren Wassertemperaturen der Badesaison (J–S) der Jahre 2001 – 2005 angewandt und daraus Mittelwerte, Abweichung und Spannweite (Minimum und Maximum) abgeleitet. Die linearen Extrapolationen wurden ohne weitere Annahmen auf das Jahr 2050 projiziert. Für die Berechnung der mittleren Oberflächentemperatur aus der Luft-Wasser Kopplung wurde die prognostizierte sommerliche Erhöhung der Lufttemperatur im Alpenraum von 3 °C angenommen. Alle Ergebnisse wurden statistisch auf Signifikanz überprüft (t-Test bzw. ANOVA).

### 4.5.3 Resultate

Um einen allgemeinen Überblick über die Jahresverläufe der Oberflächen-Temperaturen der Seen zu gewinnen, wurde für jeden einzelnen See aus dem kompletten Datensatz eine mittlere Jahreskurve der Wassertemperatur an der Oberfläche (OF) abgeleitet (Abbildung 3, oben). Aus dieser Darstellung ist ersichtlich, dass die Gewässer deutlich in drei Gruppen zerfallen:

Eine Gruppe bilden die Seen im Einzugsgebiet der Traun mit den niedrigsten sommerlichen Wassertemperaturen. Eine Ausnahme ist der Wolfgangsees, der auf Grund seiner höheren Temperatur der zweiten Gruppe zugerechnet werden muss. Deutlich höhere Sommertemperaturen weisen die Seen im Einzugsgebiet der Ager auf, die zusammen mit dem Wolfgangsee die zweite Seengruppe bilden. Am wärmsten sind im Sommer die Seen in Kärnten (Gruppe 3), deren OF Temperaturen mit abnehmender Höhenlage zunehmen (Abbildung 3, unten und Tabelle 2)

Die Varianzanalyse der drei Gruppen zeigt, dass sich die OF-Temperaturen der Seen in den drei Gruppen statistisch signifikant ( $P = < 0,001$ ) voneinander unterscheiden (Tabelle 4). Ein Vergleich der Langzeit-Mittelwerte der Wassertemperaturen der drei Gruppen mit den entsprechenden Mittelwerten der Jahre 2001-2005 zeigt eine statistisch signifikante Erhöhung der OF-Temperaturen in allen drei Gruppen nach der Jahrtausendwende (Tabelle 5). Der Anstieg der See-Temperatur im Zeitfenster 2001-2005 relativ zum langjährigen Mittel beträgt im EZG der Traun 0,9 °C, ist im Ager EZG mit 1,7 °C am größten und macht in den Kärntner See durchschnittlich 1,3 °C aus.

Die stärksten Änderungen der Gewässertemperaturen treten im Frühjahr und Sommer auf wie Abbildung 4 am Beispiel Mondsee deutlich macht. Ähnliche gleichsinnige Änderungen

sind auch in fast allen anderen hier betrachteten Seen in unterschiedlichem Ausmaß festzustellen.

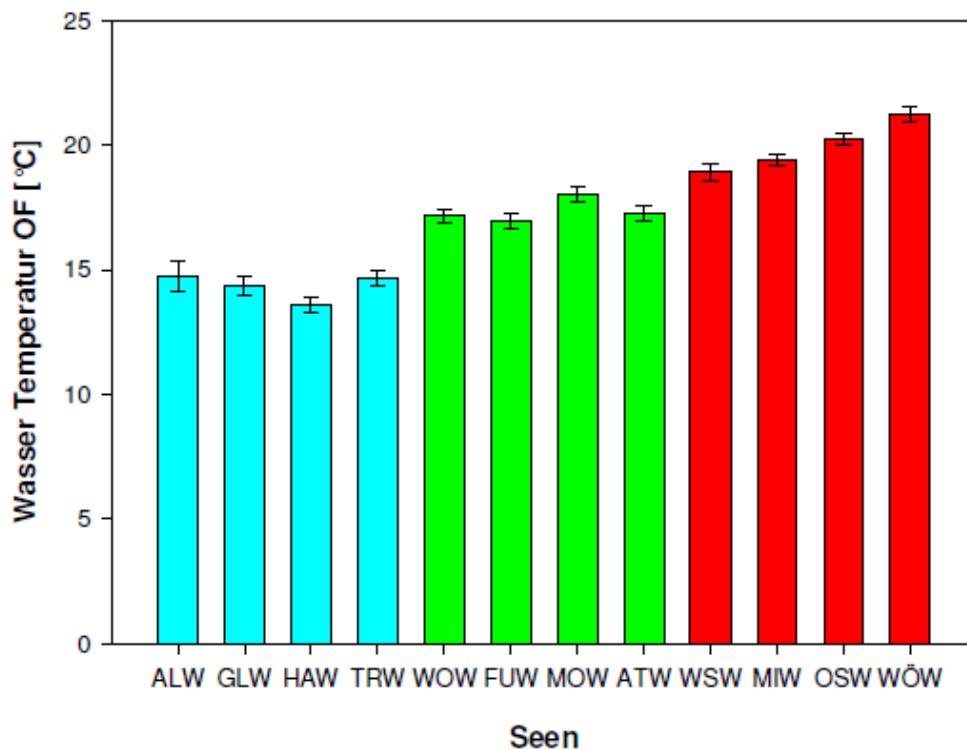
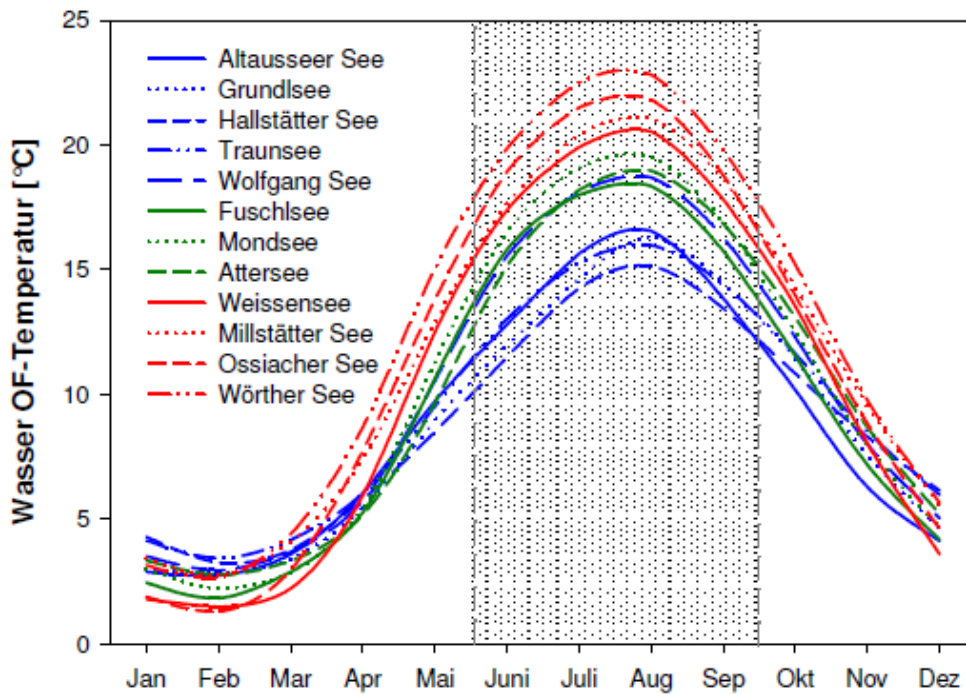


Abbildung 3: Mittlere Jahreskurven der Wassertemperatur an der Oberfläche (OF) aller 12 Seen, berechnet aus dem jeweiligen gesamten Datensatz. Die Badesaison Juni bis September ist schattiert hinterlegt (oben). Langzeit- Mittelwert und 95%iges Vertrauensintervall der OF-Temperatur für die Badesaison der 12 Seen (unten). Die Abkürzungen der Seen finden sich in Tabelle 2

Tabelle 4: Varianzanalyse (ANOVA) der Daten aus Abbildung 3 unten.

<b>Gruppe</b>	<b>Mittel</b>	<b>Std Abw</b>	<b>SEM</b>
Traun EZG	14,320	0,520	0,260
Ager EZG + WO	17,350	0,451	0,225
Kärnten	19,955	1,020	0,510

<b>Herkunft</b>	<b>DF</b>	<b>SS</b>	<b>MS</b>	<b>F</b>	<b>P</b>
Zwischen Gruppen	2	63,620	31,810	63,072	<0,001
Residuen	9	4,539	0,504		
Total	11	68,159			

Tabelle 5: Varianzanalyse (ANOVA) der Mittelwerte aus Abbildung 3 und Tabelle 5 mit den Mittelwerten für die Jahre 2001-2005 (Zeile 4-6)

<b>Gruppe</b>	<b>Mittel</b>	<b>Std Abw</b>	<b>SEM</b>
1 Traun alle	14,320	0,520	0,260
2 Ager+WO alle	17,350	0,451	0,225
3 Kärnten alle	19,955	1,020	0,510
4 Traun 01/05	15,274	0,814	0,407
5 Ager/WO 01/05	19,006	0,359	0,180
6 Kärnten 01/05	21,268	0,963	0,482

<b>Herkunft</b>	<b>DF</b>	<b>SS</b>	<b>MS</b>	<b>F</b>	<b>P</b>
Zwischen Gruppen	5	147,180	29,436	54,624	<0,001
Residuen	18	9,700	0,539		
Total	23	156,880			

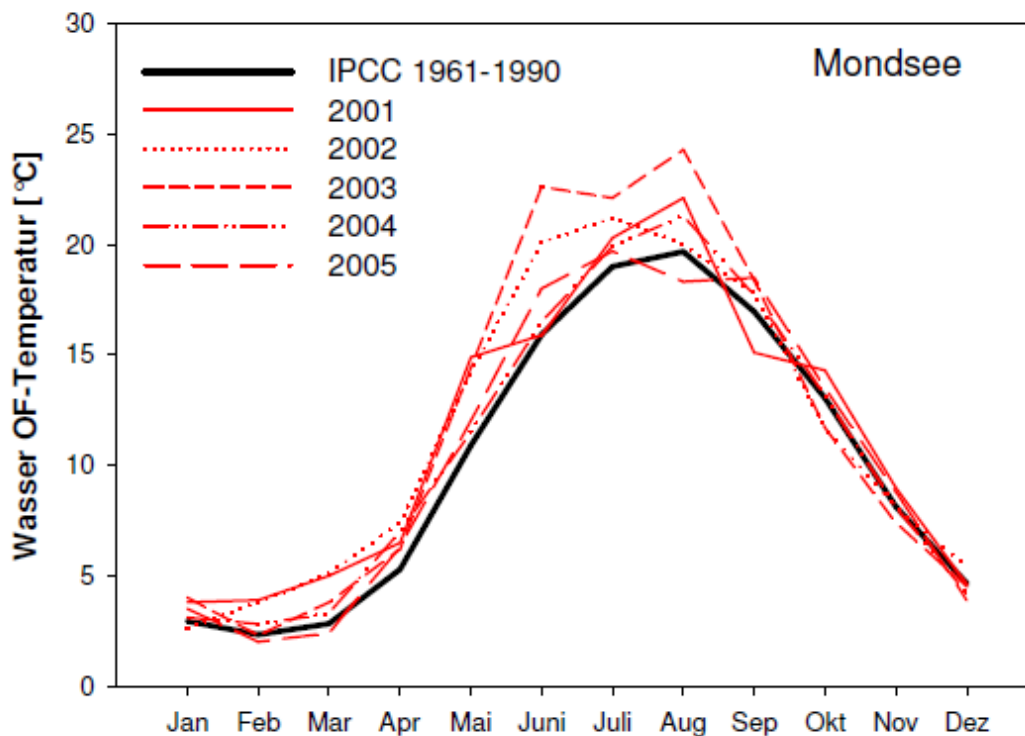


Abbildung 4: Veränderungen im Jahresgang der OF-Wassertemperatur 2001-2005 am Beispiel Mondsee im Vergleich zur Durchschnittskurve der IPCC Basisperiode 1961-1990.

In den Abbildungen 5 – 16 sind alle Daten aller 12 Seen dargestellt. Die Seen sind nach Einzugsgebiet (EZG) geordnet und innerhalb des EZG von stromauf- nach stromab geordnet bzw. in Kärnten nach der Höhenlage. Bei allen Seen mit Ausnahme des Grundlsee markant erkennbar ist der ‚Jahrhundertsommer 2003 (Abbildungen 5 - 16) aber auch die warmen Sommer 1993 und 1995.

Im Einzugsgebiet der Traun repräsentieren der Altausser See (Abbildung 5) und der Grundlsee (Abbildung 6) zwei inneralpine Gewässer des inneren Salzkammergutes. Aus beiden Gewässern stehen Daten der OF-Temperatur seit 1951 zur Verfügung. In beiden Seen ist von Beginn der Beobachtungsperiode bis etwa Mitte der 70er Jahre eine Tendenz zu abnehmenden Temperaturen festzustellen wie sich besonders am gleitenden Durchschnitt ablesen lässt. Beim Altausser See sind die starken Schwankungen der sommerlichen Wassertemperatur besonders auffallend, welche nur einen sehr geringen Zusammenhang zur Lufttemperatur aufweisen ( $r^2 = 0,03$ , Abbildung 5 C). Zurückzuführen ist dieses abweichende Verhalten wohl auf den Einfluss der unterirdischen Zuflüsse aus dem Toten Gebirge. Der See hat keine nennenswerten oberirdischen Zuflüsse. Beim Grundlsee ist die Luft-Wasserkoppelung ebenfalls gering und mit einer erklärten Varianz von 13 % ( $r^2 = 0,13$ ) statistisch nicht signifikant.

Der nächste See in der Seenkette der Traun, der Hallstätter See, zeigt bei der Wassertemperatur praktisch keinen Trend zu höheren Werten. Gleiches gilt für die Lufttemperatur in Hallstatt (Abbildung 7). Beide Kenngrößen sind aber wesentlich besser korreliert ( $r = 0,71$ ). Die Lufttemperatur erklärt 50 % der Variabilität der OF-Temperatur ( $r^2 = 0,50$ ), was statistisch signifikant ist. Einen deutlichen Erwärmungstrend weist der Traunsee etwa seit 1980 auf, was parallel geht zur Zunahme der Lufttemperatur in Ebensee und Gmunden (Abbildung 8). Beide Lufttemperaturen steuern statistisch signifikant die Wassertemperatur ( $r^2 = 0,57$  und  $0,62$ ). Gleiches gilt auch für den wärmsten See im EZG der Traun, dem Wolfgang See ( $r^2 = 0,40$  St. Gilgen bzw.  $0,68$  Strobl). Seit etwa 1970 nehmen die OF Temperaturen kontinuierlich zu (Abbildung 9). Ähnliches trifft auch auf die Lufttemperatur zu. Allerdings war die Lufttemperatur in den 1950er Jahren höher als in den letzten Dezennien. Diese ‚Warmphase‘ ist deutlich auch in der Wassertemperatur zu erkennen, vor allem beim gleitenden Durchschnitt.

Alle hier betrachteten Seen im Einzugsgebiet der Ager weisen deutliche Trends zu höheren Wassertemperaturen seit etwa Mitte der 1960er Jahre auf. Dieser Trend ist beim Fuschlsee (Abbildung 10) am deutlichsten. Beim Mondsee und beim Attersee (Abbildung 11 und Abbildung 12) sind die Trends nicht ganz, stimmen aber im gleitenden Durchschnitt und im linearen Trend gut überein. Bei allen drei Seen besteht eine hohe Koppelung der Wasser- an die Lufttemperatur (erklärte Varianz um die 70 %).

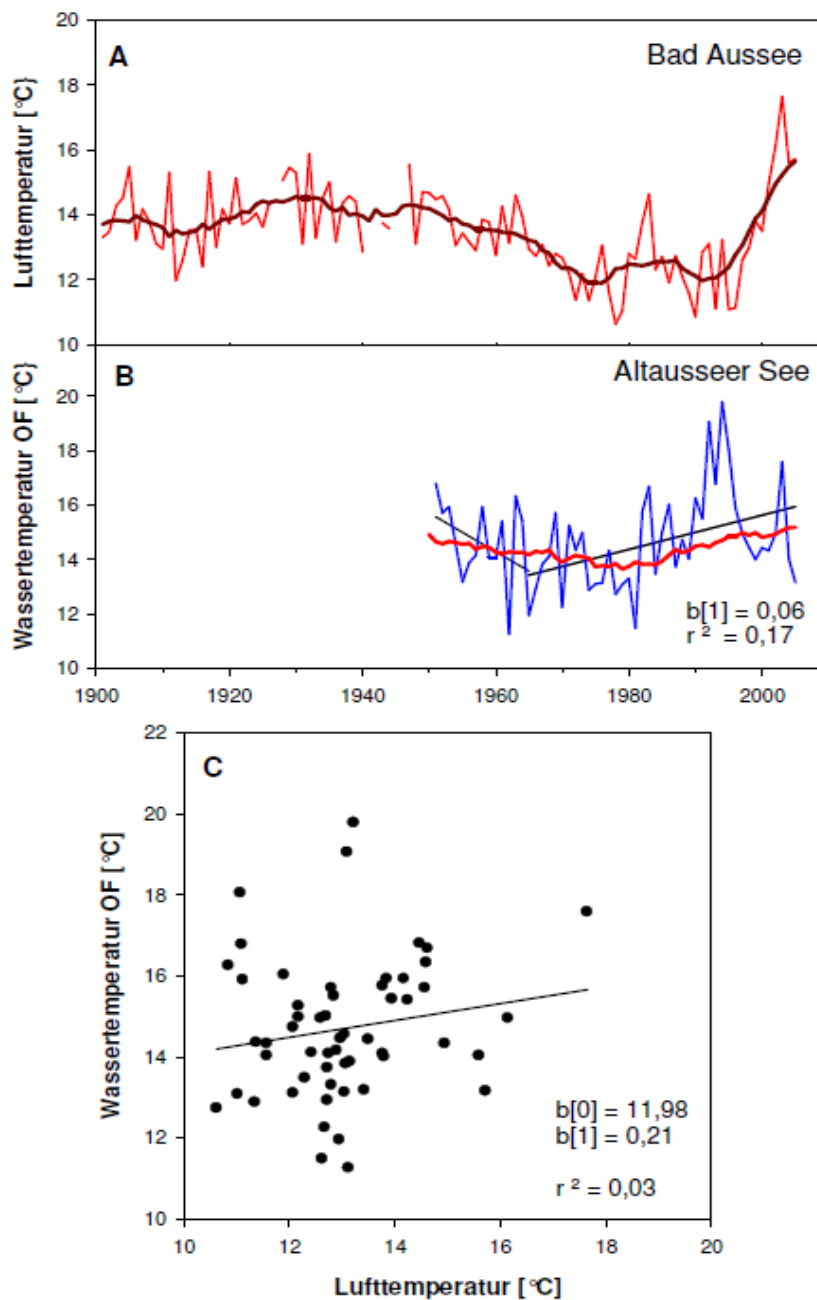


Abbildung 5: Zeitreihen der Lufttemperatur Bad Aussee (A), der OF-Wassertemperatur Altausseer See (B) und Regression Luft- gegen Wassertemperatur 1965-2005 (C). In A und B sind der 10-jährige gleitende Durchschnitt angegeben; in B ist zusätzlich der lineare Trend vor 1965 und nach 1965 dargestellt. Für den Trend nach 1965 ist der Anstieg  $b[1]$  und das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  eingetragen. In C ist die Regressionsgerade samt Parameter  $b[0]$  und  $b[1]$  sowie das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  wiedergegeben.

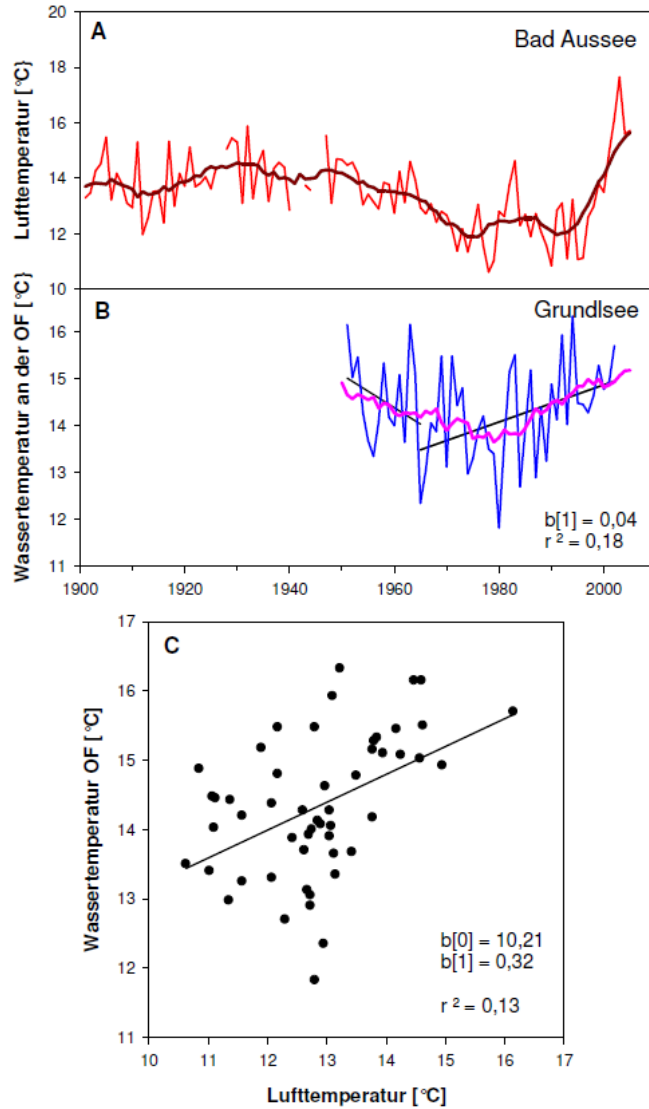


Abbildung 6: Zeitreihen der Lufttemperatur Bad Aussee (A), der OF-Wassertemperatur Grundlsee (B) und Regression Luft- gegen Wassertemperatur 1965-2005 (C). In A und B sind der 10-jährige gleitende Durchschnitt angegeben; in B ist zusätzlich der lineare Trend vor 1965 und nach 1965 dargestellt. Für den Trend nach 1965 ist der Anstieg  $b[1]$  und das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  eingetragen. In C ist die Regressionsgerade samt Parameter  $b[0]$  und  $b[1]$  sowie das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  wiedergegeben.

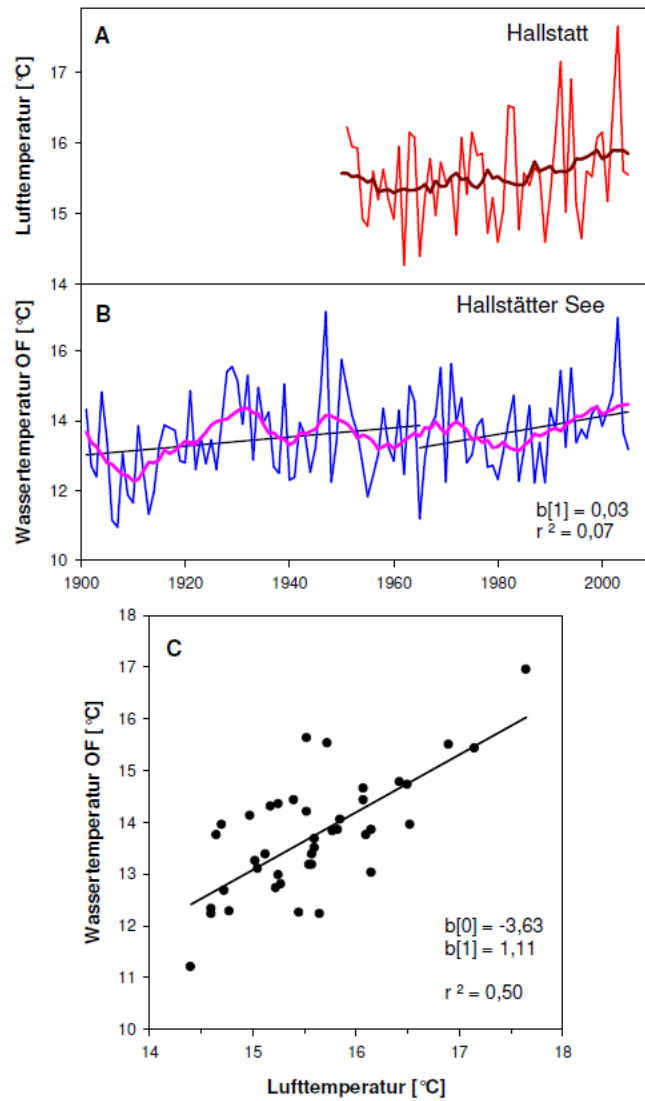


Abbildung 7: Zeitreihen der Lufttemperatur Hallstatt (A), der OF-Wassertemperatur Hallstätter See (B) und Regression Luft- gegen Wassertemperatur 1965-2005 (C). In A und B sind der 10-jährige gleitende Durchschnitt angegeben; in B ist zusätzlich der lineare Trend vor 1965 und nach 1965 dargestellt. Für den Trend nach 1965 ist der Anstieg  $b[1]$  und das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  eingetragen. In C ist die Regressionsgerade samt Parameter  $b[0]$  und  $b[1]$  sowie das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  wiedergegeben.



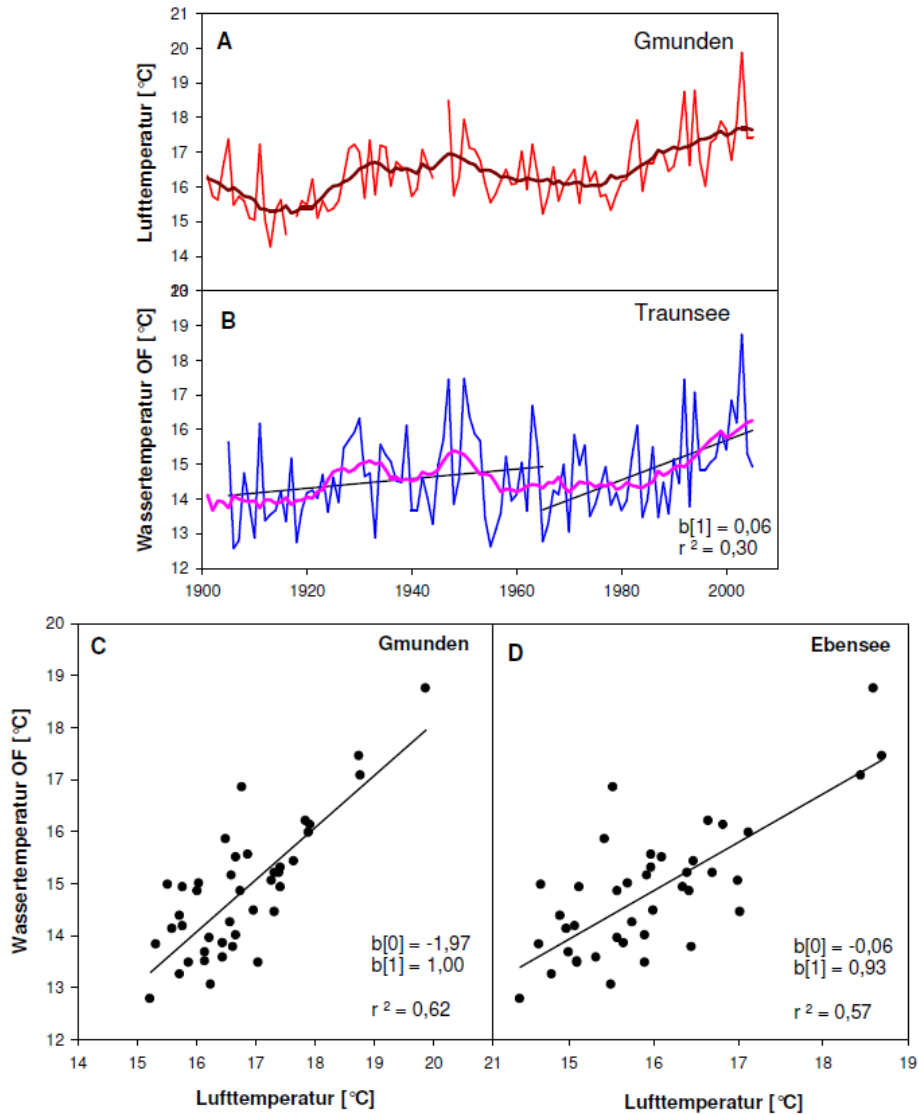


Abbildung 8: Zeitreihen der Lufttemperatur Gmunden (A), der OF-Wassertemperatur Traunsee (B) und Regression Luft- gegen Wassertemperatur 1965-2005 Gmunden (C) und Ebensee (D). In A und B sind der 10-jährige gleitende Durchschnitt angegeben; in B ist zusätzlich der lineare Trend vor 1965 und nach 1965 dargestellt. Für den Trend nach 1965 ist der Anstieg  $b[1]$  und das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  eingetragen. In C und D sind die Regressionsgeraden samt Parameter  $b[0]$  und  $b[1]$  sowie die Bestimmtheitsmaße  $r^2$  wiedergegeben.

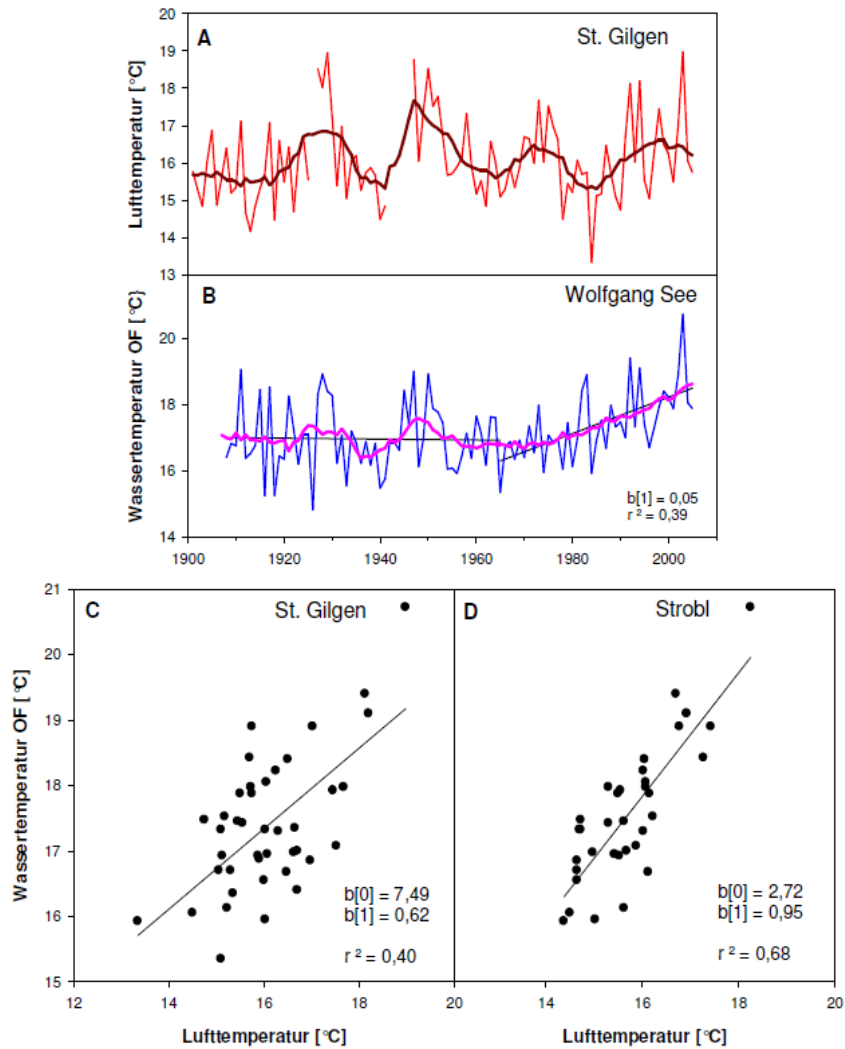


Abbildung 9: Zeitreihen der Lufttemperatur St. Gilgen (A), der OF-Wassertemperatur Wolfgang See (B) und Regression Luft- gegen Wassertemperatur 1965-2005 St Gilgen(C) und Strobl (D). In A und B sind der 10-jährige gleitende Durchschnitt angegeben; in B ist zusätzlich der lineare Trend vor 1965 und nach 1965 dargestellt. Für den Trend nach 1965 ist der Anstieg  $b[1]$  und das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  eingetragen. In C und D sind die Regressionsgeraden samt Parameter  $b[0]$  und  $b[1]$  sowie die Bestimmtheitsmaße  $r^2$  wiedergegeben.

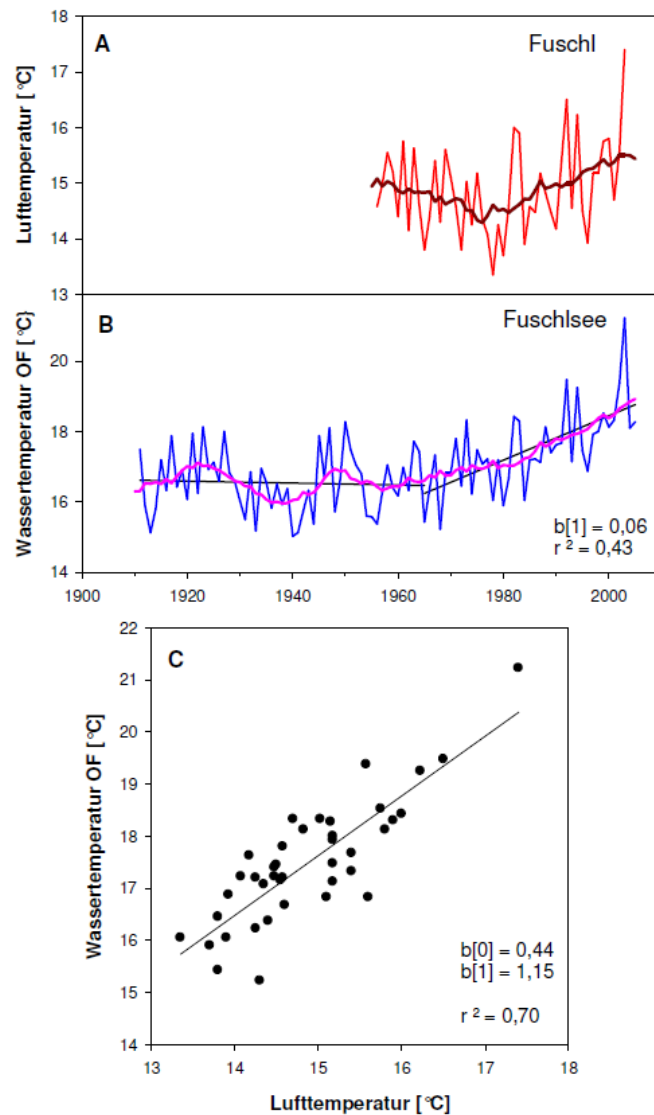


Abbildung 10: Zeitreihen der Lufttemperatur Fuschl (A), der OF-Wassertemperatur Fuschlsee (B) und Regression Luft- gegen Wassertemperatur 1965-2005 (C). In A und B sind der 10-jährige gleitende Durchschnitt angegeben; in B ist zusätzlich der lineare Trend vor 1965 und nach 1965 dargestellt. Für den Trend nach 1965 ist der Anstieg  $b[1]$  und das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  eingetragen. In C ist die Regressionsgerade samt Parameter  $b[0]$  und  $b[1]$  sowie das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  wiedergegeben.

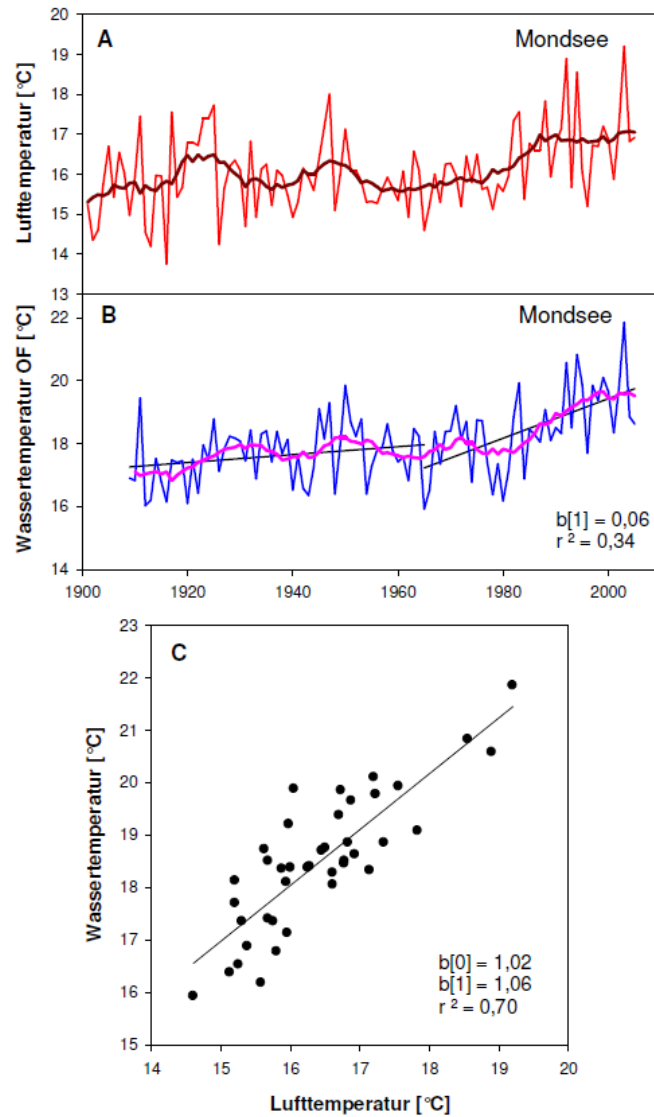


Abbildung 11: Zeitreihen der Lufttemperatur Mondsee (A), der OF-Wassertemperatur Mondsee (B) und Regression Luft- gegen Wassertemperatur 1965-2005 (C). In A und B sind der 10-jährige gleitende Durchschnitt angegeben; in B ist zusätzlich der lineare Trend vor 1965 und nach 1965 dargestellt. Für den Trend nach 1965 ist der Anstieg  $b[1]$  und das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  eingetragen. In C ist die Regressionsgerade samt Parameter  $b[0]$  und  $b[1]$  sowie das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  wiedergegeben.

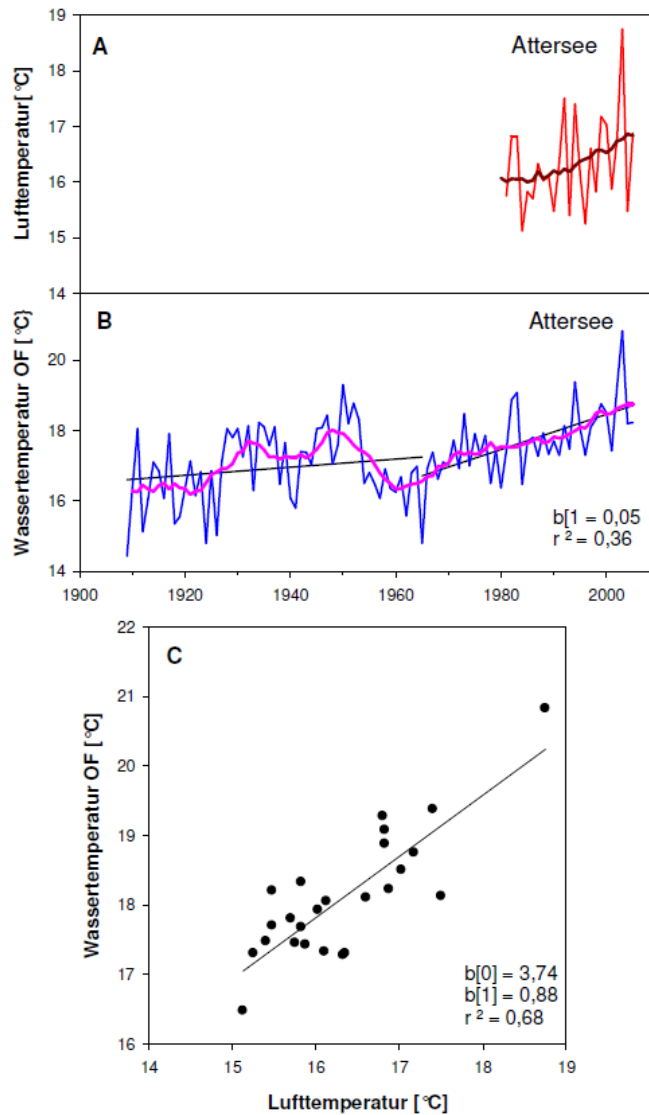


Abbildung 12: Zeitreihen der Lufttemperatur Attersee (A), der OF-Wassertemperatur Attersee (B) und Regression Luft- gegen Wassertemperatur 1965-2005 (C). In A und B sind der 10-jährige gleitende Durchschnitt angegeben; in B ist zusätzlich der lineare Trend vor 1965 und nach 1965 dargestellt. Für den Trend nach 1965 ist der Anstieg  $b[1]$  und das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  eingetragen. In C ist die Regressionsgerade samt Parameter  $b[0]$  und  $b[1]$  sowie das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  wiedergegeben.

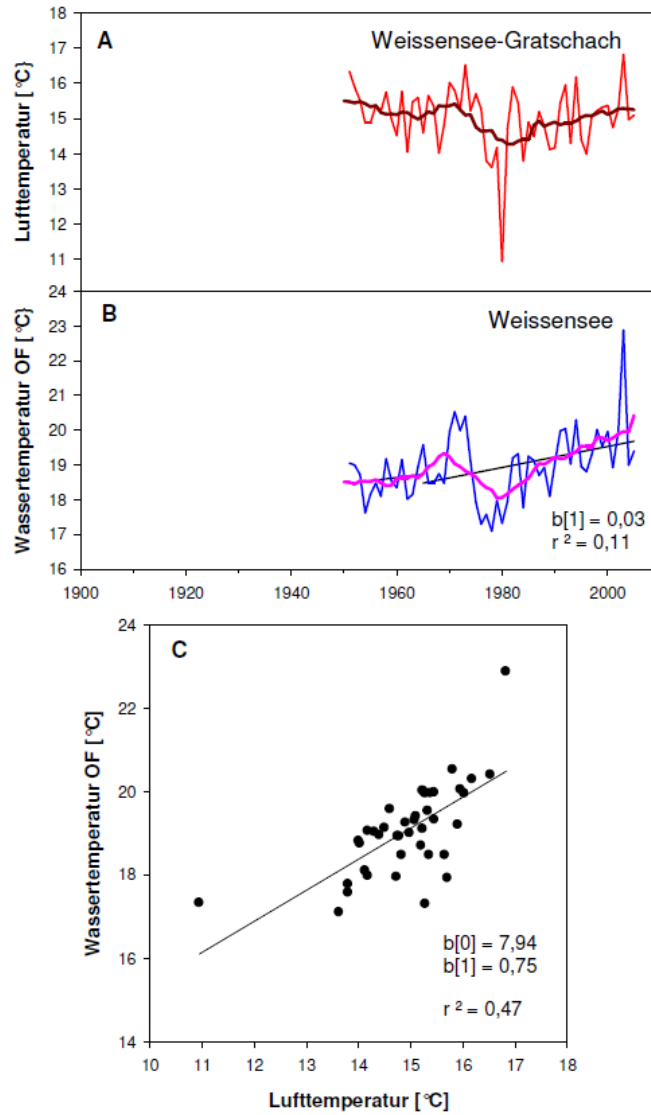


Abbildung 13: Zeitreihen der Lufttemperatur Gratschach (A), der OF-Wassertemperatur Weißensee (B) und Regression Luft- gegen Wassertemperatur 1965-2005 (C). In A und B sind der 10-jährige gleitende Durchschnitt angegeben; in B ist zusätzlich der lineare Trend vor 1965 und nach 1965 dargestellt. Für den Trend nach 1965 ist der Anstieg  $b[1]$  und das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  eingetragen. In C ist die Regressionsgerade samt Parameter  $b[0]$  und  $b[1]$  sowie das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  wiedergegeben.

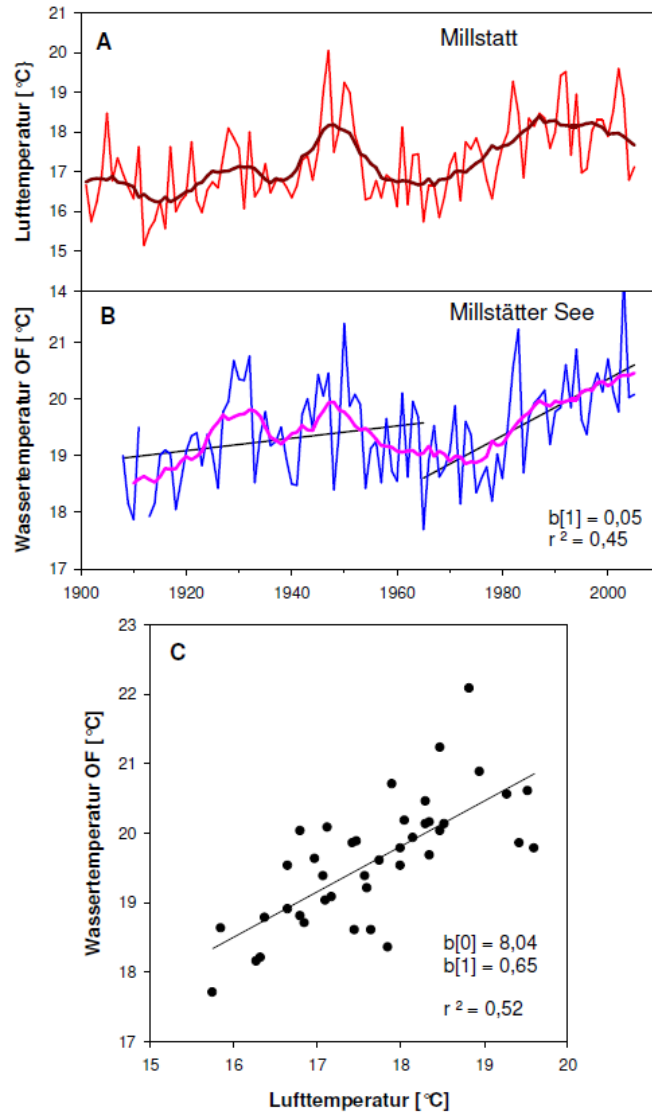


Abbildung 14: Zeitreihen der Lufttemperatur Millstatt (A), der OF-Wassertemperatur Millstätter See (B) und Regression Luft- gegen Wassertemperatur 1965-2005 (C). In A und B sind der 10-jährige gleitende Durchschnitt angegeben; in B ist zusätzlich der lineare Trend vor 1965 und nach 1965 dargestellt. Für den Trend nach 1965 ist der Anstieg  $b[1]$  und das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  eingetragen. In C ist die Regressionsgerade samt Parameter  $b[0]$  und  $b[1]$  sowie das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  wiedergegeben.

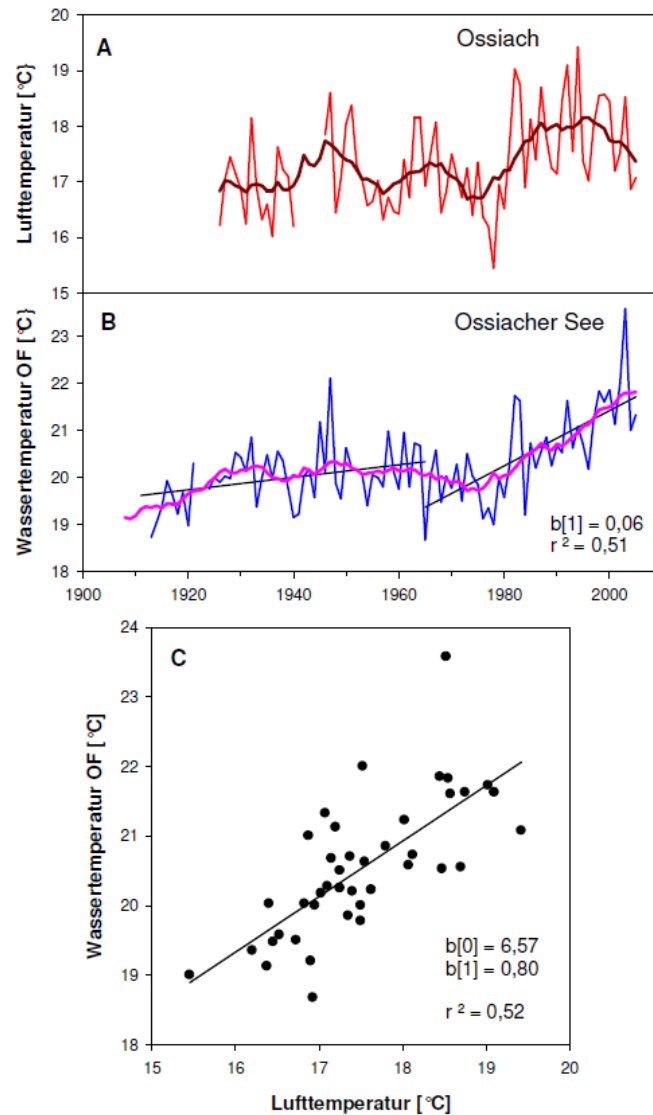


Abbildung 15: Zeitreihen der Lufttemperatur Ossiach (A), der OF-Wassertemperatur Ossiacher See (B) und Regression Luft- gegen Wassertemperatur 1965-2005 (C). In A und B sind der 10-jährige gleitende Durchschnitt angegeben; in B ist zusätzlich der lineare Trend vor 1965 und nach 1965 dargestellt. Für den Trend nach 1965 ist der Anstieg  $b[1]$  und das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  eingetragen. In C ist die Regressionsgerade samt Parameter  $b[0]$  und  $b[1]$  sowie das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  wiedergegeben.



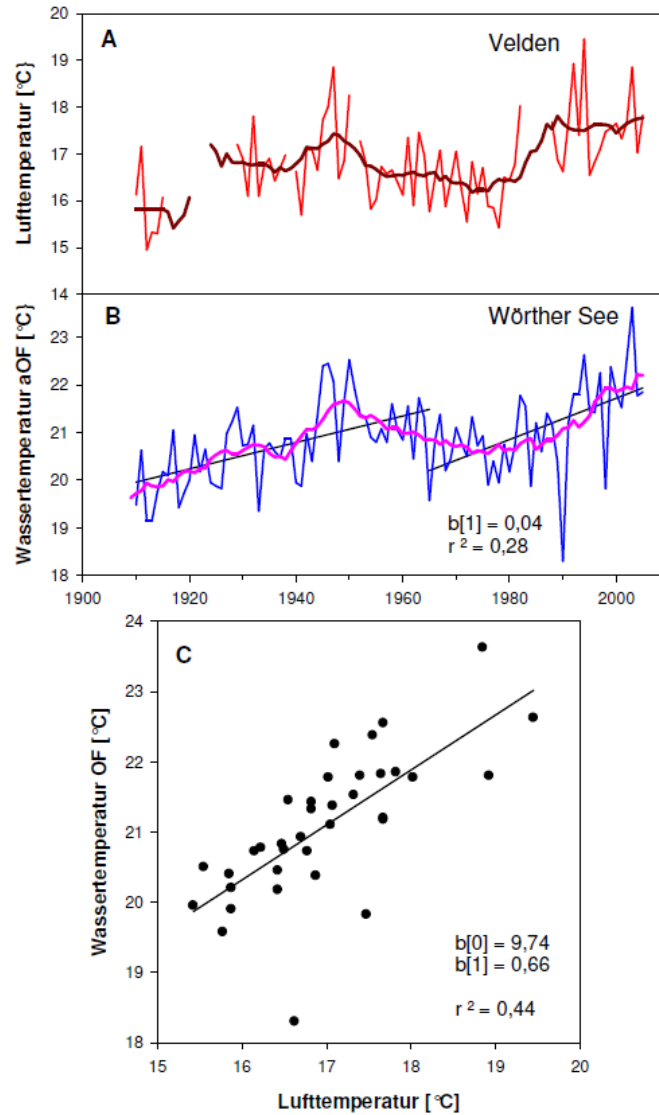


Abbildung 16: Zeitreihen der Lufttemperatur Velden (A), der OF-Wassertemperatur Würther See (B) und Regression Luft- gegen Wassertemperatur 1965-2005 (C). In A und B sind der 10-jährige gleitende Durchschnitt angegeben; in B ist zusätzlich der lineare Trend vor 1965 und nach 1965 dargestellt. Für den Trend nach 1965 ist der Anstieg  $b[1]$  und das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  eingetragen. In C ist die Regressionsgerade samt Parameter  $b[0]$  und  $b[1]$  sowie das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  wiedergegeben.

Beim Weißensee in Kärnten ist in den 1960er Jahren eine markante Verringerung der Wassertemperatur festzustellen, deren Ursachen hier nicht nachgegangen wurde (Abbildung 13). Jedenfalls nehmen die Temperaturen danach von Jahr zu Jahr tendenziell zu. Das Jahr 2003 fällt wiederum markant auf. Klar erkennbar am Unterschied des gleitenden Mittels mit dem (willkürlich) festgelegten Beginn des linearen Trends (siehe Methodik) ist der spätere Beginn der Tendenz zur Erwärmung. Die Luft-Wasser Kopplung ist hier nicht ganz so ausgeprägt wie an anderen Seen.

Am Millstätter See (Abbildung 14) ist der Einbruch der Wassertemperaturen in den 1950er und 1960er Jahren ebenfalls, wenn auch nicht so drastisch, zu beobachten. Gleiches gilt für den Wörther See (Abbildung 16) während beim Ossiacher See (Abbildung 15) die Verringerung der Temperatur an der Oberfläche des Sees vergleichsweise gering ausfällt. In allen drei Fällen kommt es danach zu einer deutlichen Erwärmungsphase, in der die Wassertemperaturen stetig zunehmen, wie an den linearen Trends und an den gleitenden Durchschnitten deutlich wird. Alle drei Seen weisen auch eine klare Abhängigkeit der Wasser- von der Lufttemperatur auf.

#### 4.5.4 Temperaturprognosen

Die aus dem linearen Trend der Zeitreihen errechneten, also extrapolierten Prognosewerte sind in Tabelle 6 und Abbildung 17 dargestellt.

Tabelle 6: Regressionsgleichungen (1965 – 2005) aus den Zeitreihe der Seen;  $WT = b_0 + b_1 \text{ Jahr}$ ; alle Temperaturwerte in °C. Angegeben sind Mittel, Maximum und Minimum für den Zeitraum 2001-2005 und die daraus extrapolierten Prognosen für 2050.

Gewässer	$b_0$	$b_1$	$r^2$	OF Mittel 01-05	OF Max 01-05	OF Min 01-05	OF Mittel 2050	OF Max 2050	OF Min 2050
Altaussee See	-110,0	0,06	0,17	14,9	17,6	13,2	18	20	16
Grundlsee	-64,4	0,04	0,18	15,3	15,7	14,9	17	18	17
Hallstätter See	-37,1	0,03	0,07	14,6	17,0	13,2	16	18	15
Traunsee	-99,1	0,06	0,30	16,4	18,8	14,9	19	22	18
Wolfgang See	-91,7	0,05	0,39	18,7	20,7	17,9	21	23	20
Fuschlsee	-107,6	0,06	0,43	19,1	21,2	18,1	22	24	21
Mondsee	-106,4	0,06	0,34	19,5	21,9	18,4	22	25	21
Attersee	-81,6	0,05	0,36	18,8	20,8	17,4	21	23	16
Weissensee	-40,9	0,03	0,11	19,6	22,9	18,9	21	22	20
Millstätter See	-79,4	0,05	0,45	20,4	22,1	19,8	23	24	22
Ossiacher See	-95,7	0,06	0,51	21,8	23,6	21,0	23	25	22
Wörther See	-43,8	0,04	0,28	22,3	23,6	21,5	24	25	23

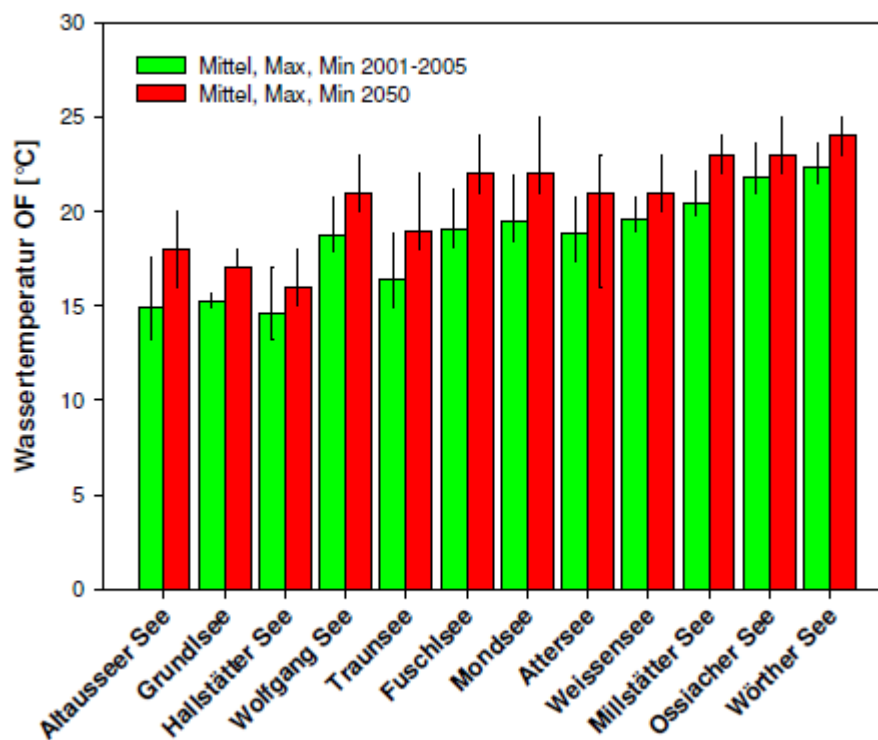


Abbildung 17: Mittel, Maximum und Minimum der OF-Wassertemperaturen im Zeitraum 2001-2005 und die aus dem linearen Trend der Zeitreihen errechneten Wassertemperaturen für 2050.

Verwendet man hingegen die Gleichungen der Luft-Wasser Relationen und legt eine Temperaturerhöhung bis 2050 von 3 °C zu Grunde so ergeben sich die in Tabelle 7 dargestellten Prognosewerte.

Tabelle 7 : Regression Luft- zu OF-Wassertemperatur (1965 – 2005);  $WT = b_0 + b_1 WL$ . Abgegeben sind die mittlere, maximale und minimale Lufttemperatur der Periode 2001-2005 und die daraus unter der Annahme einer Temperatursteigerung um 3°C berechneten Prognosewerte.

Gewässer	Gleichung	$r^2$	Luft Mittel 01-05	Luft Max 01-05	Luft Min 01-05	OF Mittel 01-05	OF Max 01-05	OF Min 01-05
Altausseer See	$ALW=12,98+0,13*ABA$	0,03	16,0	17,7	15,0	15	16	15
Grundlsee	$GRW=10,20+0,32*ABA$	0,13	16,0	17,7	15,0	16	17	16
Hallstätter See	$HAW=-3,62+1,11*AHA$	0,50	16,1	17,7	15,2	18	19	17
Traunsee	$TRW=-1,97+1,00*AGM$	0,62	17,9	19,9	16,8	19	21	18
Wolfgang See	$WOW=2,72+0,95*AST$	0,68	16,6	18,3	15,5	21	23	20
Fuschlsee	$FUW=0,44+1,15*AFU$	0,70	15,7	17,4	14,7	22	24	21
Mondsee	$MOW=1,02+1,06*AMO$	0,70	17,2	19,2	15,9	22	25	21
Attersee	$ATW=3,74+0,88*AAT$	0,68	16,8	18,8	15,5	21	23	20
Weissensee	$WEW=7,94+0,75*AW$	0,47	15,4	16,8	14,8	22	23	21
Millstätter See	$MSW=8,04+0,65*AMI$	0,52	18,2	19,6	16,8	22	23	21
Ossiacher See	$OSW=6,57+0,80*AOS$	0,52	17,4	18,5	16,9	23	24	22
Wörther See	$WSW=7,80+0,78*AVE$	0,52	17,7	18,9	17,0	24	25	23

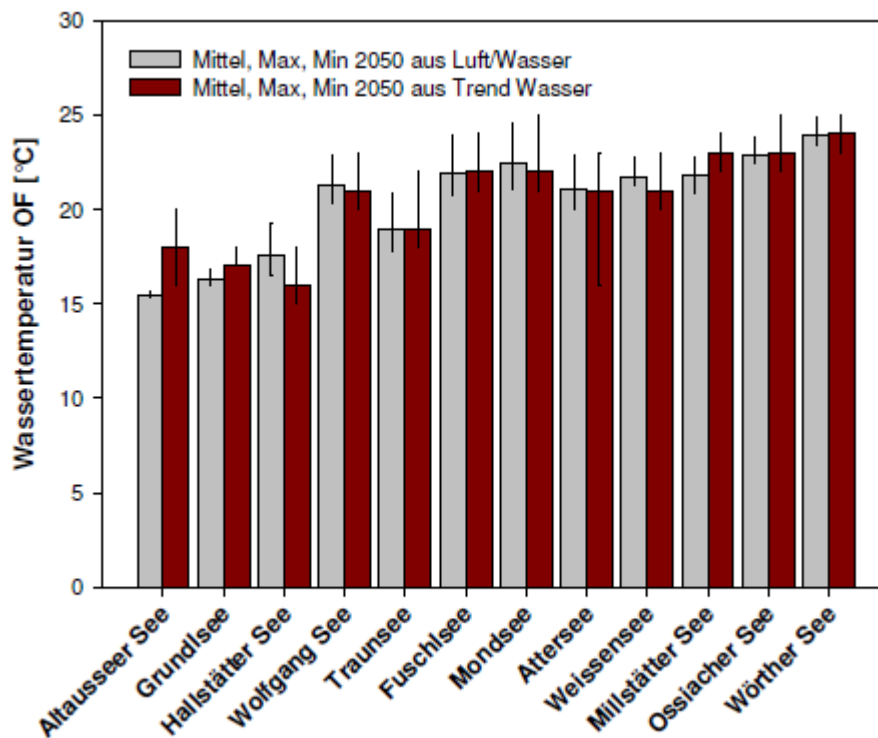


Abbildung 18: Vergleich der für 2050 aus den beiden Methoden (Trend der Zeitreihe bzw. Luft-Wasser Relation) vorhergesagten mittleren, maximalen und minimalen Wassertemperaturen an der Oberfläche

Tabelle 8: Mittelwert und Spannweite der OF-Wassertemperaturen für den Zeitraum 2001-2005 sowie Mittel und Spannweite beider Prognosemethoden für 2050. Daraus berechnet die Temperaturdifferenz bzw. Erwärmung insgesamt und pro Jahr.

Gewässer	01-05 Mittel	01-05 Spannweite	2050 Mittel	2050 Spannweite	Erwärmung 2005 / 2050	Erwärmung Pro Jahr
Altaussee See	14,9	13,2-17,6	16,5	15-20	1,6	0,036
Grundlsee	15,3	14,9-15,7	16,5	16-18	1,2	0,027
Hallstätter See	14,6	13,2-17,0	17,0	15-19	2,4	0,053
Traunsee	16,4	14,9-18,8	19,0	18-22	2,6	0,058
Wolfgang See	18,7	17,9-20,7	21,0	20-23	2,3	0,051
Fuschlsee	19,1	18,1-21,2	22,0	21-24	2,9	0,064
Mondsee	19,5	18,4-21,9	22,0	21-25	2,5	0,056
Attersee	18,8	17,4-20,8	21,0	16-23	2,2	0,049
Weissensee	19,6	18,9-22,9	21,5	20-23	1,9	0,042
Millstätter See	20,4	19,8-22,1	22,5	21-24	2,1	0,047
Ossiacher See	21,8	21,0-23,6	23,0	22-25	1,2	0,027
Wörther See	22,3	21,5-23,6	24,0	23-25	1,7	0,038

Ein Vergleich der mit den beiden Methoden vorhergesagten Werte (Abbildung 18) zeigt in den meisten Fällen eine gute Übereinstimmung. Unterschiede sind statistisch nicht signifikant. Eine Ausnahme bildet der Altaussee See bei dem zwischen den beiden

Prognosemethoden ein großer, signifikanter Unterschied besteht, was wohl an dem praktisch nicht vorhandenen Zusammenhang der Wasser- mit der Lufttemperatur liegt.

Eine Zusammenfassung der Ergebnisse bietet Tabelle 8. Der Tabelle ist zu entnehmen, dass die zu erwartenden Erhöhungen der Wassertemperatur in den Regionen unterschiedlich ausfallen. Mit 1,6 bzw. 1,2 °C fällt die Steigerung der Wassertemperatur an der Oberfläche im Altausseer und im Grundlsee am geringsten aus. Alle übrigen Seen des Salzkammergutes erwärmen sich um 2,2 bis 2,6 °C, wobei die geringste Steigerungen im Attersee zu erwarten sein wird. Dies ist eine Folge des großen Wasservolumens des Sees und der damit verbundenen langsameren Erwärmung.

In der Tabelle fällt auf, dass die Seen in Kärnten mit 1,2 bis 2,1 °C geringere Temperaturerhöhungen aufweisen als die meisten Seen des Salzkammergutes. Die stärkste Erwärmung wird für den Millstätter See prognostiziert, die geringste für den Ossiacher See.

#### **4.5.5 Daraus ableitbare Veränderungen der Gewässer**

Als besonders sensible Ökosysteme können Stillgewässer gelten. Vor allem Hochgebirgsseen sind wegen ihrer extremen Bedingungen von globalen Veränderungen besonders betroffen (Psenner 2002). Aber auch die kleineren Stillgewässer tieferer Lagen und ihrer typischen Lebensgemeinschaften werden Änderungen unterworfen sein.

##### ***Temperaturhaushalt***

Die Tendenz zu steigenden Seetemperaturen, insbesondere seit der Mitte der 1960er Jahre, wird weitreichende Folgen haben. Da vor allem die Erwärmung im Frühjahr verstärkt betroffen ist, muss mit einer Vorverlegung des Beginns der Temperaturschichtung in den Seen gerechnet werden. Im Mondsee ist eine solche Verfrühung des Schichtungsbeginns bereits beobachtbar. Gleichzeitig kommt durch die hohen sommerlichen Temperaturen zu extrem stark ausgebildeten thermischen Schichtungen mit hoher Stabilität.

Als Folge der längeren Dauer der Temperaturschichtung verkürzen sich die Mischungsphase im Frühjahr und Herbst. Dadurch kann bei tiefen Seen die Regeneration des Tiefenwassers (Anreicherung mit Sauerstoff, Abarbeiten angehäufter Nährstoffmengen etc.) behindert werden.

### ***Nährstoffhaushalt***

Vermehrter Abfluss im Winter und Frühjahr als Folge wärmerer, schneearmer Winter, eine vergrößerte Gletscherspende durch Abschmelzen sowie verstärkten Erosion durch klimabedingte Zunahme von Starkniederschlägen können zu erhöhtem Feststoff- und Nährstoffeintrag aus dem Einzugsgebiet in die Seen führen. Dadurch kann es zu einer erneuten, klimainduzierten Eutrophierung der Seen kommen.

### ***Biologische Systeme***

Die höheren Temperaturen im Frühjahr ermöglichen einen früheren Wachstumsbeginn des Phytoplanktons. Gerten und Adrian (2000) konnten bereits eine Vorverlegung des Maximums im Frühjahr um einen Monat nachweisen. Die wichtigen Zooplankton Arten (*Keratella*, *Bosmina* und *Daphnia*) entwickelten sich ebenfalls zwei Wochen früher, was zu einem früheren Eintritt der sogenannten Klarwasserphase führte.

Infolge der Temperaturzunahme ist ein Vordringen Wärme liebender aquatischer Vegetationselemente zu erwarten. Die Verbreitung erfolgt dabei vorwiegend entlang der Donau, wobei thermophile Elemente aus dem unteren Donaauraum flussauf vordringen und sich aus dem atlantischen Bereich Makrophyten über den Rhein-Main-Donau-Kanal flussab verbreiten und von dort in die Seen gelangen.

Für die heimische Makrophyten-Vegetation sind Gefährdungen vor allem in stehenden und langsam fließenden Gewässer oder Gewässerabschnitten gegeben. Viele der neuen Arten haben starke Auswirkungen auf das befallene Gewässersystem, besonders aber auf die vorher dort wachsenden Wasserpflanzen. Daraus kann eine Gefährdung der heimischen Biodiversität mit Auswirkungen auf die Fisch- und Evertebratenfauna sowie die Sportfischerei entstehen.

Die Erwärmung wird für die meisten Kälte liebenden Fischarten in einer Verschiebung ihrer Lebensräume gegen höhere Breiten und in größere Seehöhen bedeuten. Zugleich können Kälte liebende durch Wärme liebende Arten ersetzt werden. Das bedeutet auch ein Zurückdrängen der Salmoniden. Einzelne Arten, wie z. B. die Äsche (*Thymallus thymallus*), sind infolge anthropogener Eingriffe in ihrem Bestand schon derzeit so stark gefährdet, dass zusätzliche, klimabedingte Beeinträchtigungen sie an den Rand des Aussterbens bringen könnten. Es sind jedoch nicht nur einzelne Arten, sondern es ist die gesamte Lebensgemeinschaft betroffen.

Von einer Erwärmung der Oberflächengewässer sollten bei den Fischen jene Neozoen profitieren, die höhere Temperaturen bevorzugen wie etwa der Graskarpfen (*Ctenopharyngodon idella*) oder der Sonnenbarsch (*Lepomis gibbosus*).

## **4.6 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen**

Aus den vorliegenden umfangreichen Zeitreihen der Oberflächen-Temperaturen der 12 Seen lässt sich ableiten, dass diese Gewässer auf Grund ihrer mittleren langzeitlichen Wassertemperaturen in drei regionale Gruppen gegliedert werden können.

In die Gruppe 1 gehören die Seen im Einzugsgebiet der Traun. Die Wassertemperaturen betragen in der Badesaison zwischen Juni und September an der Oberfläche im Mittel  $14,3 \pm 0,5$  °C. Ursache ist beim Altausser See und Grundlsee der Quellsee-Charakter, das kleine Einzugsgebiet und die stark inneralpine Lage. Als Folge der fjordartige Lage des Hallstätter Sees und der sehr starke Durchflutung durch den Hauptzufluss Traun, die 53 % der Gesamtwasserfracht bringt und damit zu einer Wassererneuerung von 0,49 Jahren führt (OÖLR 1998), erwärmt sich der See im Sommer nur wenig und zeigt eine gering ausgeprägte Temperaturschichtung. Oberflächentemperaturen von 20,0 °C sind selten. Ähnliches gilt für den Traunsee, bei dem die Traun 80 % der Gesamtwasserfracht ausmacht, was eine Wassererneuerung von 1,04 Jahre bewirkt. Hinzu kommen bei beiden Seen die große Tiefe mit einem entsprechenden Wasservolumen, welches sich nur schwer erwärmt sowie das große EZG. Dadurch weist diese Seengruppe die niedrigsten sommerlichen Wassertemperaturen auf. Eine Ausnahme bildet der Wolfgangsees, der nicht von der Traun durchströmt wird, ein kleineres EZG hat und dadurch wesentliche höhere OF-Wassertemperaturen erreicht. Temperaturen von über 20 °C sind keine Seltenheit. Deswegen muss der Wolfgangsee der zweiten Gruppe zugerechnet werden.

Zu den Seen der Gruppe 2 gehören die Seen im Einzugsgebiet der Ager, also Fuschlsee, Irrsee (hier nicht behandelt), Mondsee und Attersee. Zusammen mit dem Wolfgangsee (s.o.) weisen diese Seen deutlich höhere mittlere OF-Temperaturen von  $17,3 \pm 0,5$  °C während der Badesaison auf. Dies liegt an der vergleichsweise offeneren Lage, der geringeren Durchströmung und dem kleineren Einzugsgebiet.

Die Seen in Kärnten bilden die Gruppe 3. Alle Kärntner Seen sind vergleichsweise gering durchströmt, liegen in einer klimatisch begünstigten Region im Süden Österreichs und haben daher die höchsten Wassertemperaturen in der Badesaison von durchschnittlich  $20,0 \pm 1,0$  °C. Die sommerlichen Gewässertemperaturen nehmen mit zunehmender Höhenlage von Wörther See zum Weißensee ab.

Die Zeitreihen aller 12 Seen lassen deutliche Trends zur Zunahme der Wassertemperaturen an der Oberfläche im Sommer in jüngerer Zeit erkennen. Allerdings treten Unterschiede im Beginn des Trends zwischen den drei o.a. Gruppen auf. Während die OF-Temperaturen in den Seen des Ager EZG (Gruppe 2) bereits ab 1965 zunehmen, beginnen die Wassertemperaturen

bei den beiden anderen Seengruppen erst Mitte bis Ende der 70er Jahre tendenziell zu steigen. Die klimabedingte Zunahme der Seetemperaturen äußert sich am stärksten im Frühjahr und Sommer, wenig bis gar nicht im Herbst wie das Beispiel Mondsee zeigt (Abbildung 4).

Ein Vergleich der Mittelwerte der OF-Wassertemperaturen der Jahre 2001-2005 mit den durchschnittlichen Temperaturen der gesamten Zeitreihen zeigt, dass die Temperaturen bei allen drei regionalen Gruppen am Beginn des 21. Jahrhunderts statistisch signifikant höher sind als davor. Der geringste Unterschied ist bei der Gruppe 1 (Traun EZG) mit nur einem Grad Celsius zu verzeichnen. Hier hat sich die mittlere Wassertemperatur während der Badesaison von 14,3 auf 15,3 °C erhöht. Im Ager EZG (Gruppe 2) fällt die Erwärmung 1,7 °C wesentlich deutlicher, steigt doch die Temperatur hier von 17,3 auf 19 °C. In Kärnten (Gruppe 3) steigt die durchschnittliche OF-Temperatur von 20 auf 21,3 °C, was einer Zunahme von 1,3 °C entspricht.

Prognosen über die zukünftige Entwicklung der Wassertemperaturen bis zum Jahr 2050 lassen sich auf zwei Weisen ableiten. Zum einen aus der Extrapolation des linearen Trends der letzten 40 Jahre (1965-2005) zum anderen, unabhängig davon, aus dem Zusammenhang der Wassertemperatur von der Temperatur der Luft (Abbildung 5C bis 16C). Grundlage der Prognosen für die Wassertemperatur sind die Klimaszenarien der ZAMG für 2050, welche eine Erhöhung der sommerlichen Lufttemperaturen um 2,5-3 °C prognostizieren. Regional dürften dabei geringfügige Unterschiede auftreten, die hier aber unberücksichtigt bleiben sollen. Es wurde daher bundesweit von einer Steigerung der Lufttemperatur im Sommer von 3 °C ausgegangen.

Die Prognosen beider Methoden kommen zu ähnlichen Ergebnissen (Abbildung 18). Einige wenige Seen, wie z.B. der Altausseer See aber auch der Hallstätter See, lassen sich wegen des geringen Trends und/oder schwacher Luft-Wasser Kopplung nur schlecht prognostizieren. Die konservative Schätzung der Erhöhung der Wassertemperatur beträgt für die Badesaison Juni bis September im Mittel 2 °C (Spannweite 1,2 – 2,9 °C) mit regionalen Unterschieden (Tabelle 8).

Die Szenarien der zukünftigen Klimaentwicklung sagen einstimmig eine Zunahme von sogenannten Extremereignissen voraus. Dazu gehören heftige Niederschläge, eine Häufung von Gewittern, Stürme aber auch heiße trockene Sommer. Letztere können zu durchaus noch höheren Wassertemperaturen führen vor allem, wenn sie mit niedrigen Abflüssen und daher mit geringerem Wasseraustausch verbunden sind. Da hier Mittelwerte über die Badesaison betrachtet wurden, können in Einzelfällen bei weitem höhere Spitzentemperaturen während der Badesaison erreicht werden.



Als Folge der höheren Temperaturen und der allgemeinen Klimaänderung wird es je nach der Charakteristik des Sees zu einer verstärkten und länger andauernden thermischen Schichtung während des Jahres kommen. Derartige Auswirkungen sind am Mondsee, für den genügend Daten für solche Aussagen vorhanden sind, bereits zu beobachten. Erhöhte, besonders aber verminderte Abflüsse können zu signifikanten Änderungen der Erneuerung des Wassers im See führen. Dadurch werden sich die Schichtungs- und Mischungsvorgänge in den untersuchten Seen sicherlich verändern. In Folge kann es auch zur langsamen Zunahme der Wassertemperatur im Tiefenwasser kommen, wie dies bereits europaweit an zahlreichen Seen zu beobachten ist. Dies wiederum kann zur Verringerung der Konzentration des Sauerstoffs in der Tiefe und zu verminderten Austauschvorgängen führen.

Veränderungen des Klimas und eine Häufung von Extremereignissen im Einzugsgebiet von Seen können in mehrfacher Hinsicht wesentliche Auswirkungen auf die Seen haben. Ausschwemmung von Nährstoffen aus brachliegender Böden im Winter, allgemeine Bodenerosion und Änderung der Vegetationsdecke können zu einem verstärkten Eintrag von Nährstoffen in die Gewässer führen. Daraus sollte eine erneute ‚klimabedingten‘ Eutrophierung resultieren und damit eine Verschlechterung der Wasserqualität.

Insgesamt wird es zu schwer vorhersagbaren und je nach Seetyp unterschiedlichen Änderungen im Nahrungsnetz kommen, welche letztlich zusammen mit dem veränderten Temperatur- und Abflussregime Auswirkungen auf den Fischbestand haben werden.

## **4.7 Resümee**

Gegenstand der Studie sind die 11 großen Seen im Besitz der Bundesforste und der Mondsee als Vergleichsgewässer. Alle Temperaturen beziehen sich auf die Badesaison Juni bis September. Es wurden alle verfügbaren Daten bis einschließlich 2005 berücksichtigt.

- Die 12 Seen zerfallen auf Grund ihrer mittleren langzeitlichen Wassertemperaturen in drei Gruppen:
  - Die Seen im Einzugsgebiet der Traun (Gruppe 1) mit den niedrigsten sommerlichen Wassertemperaturen ( $14,3 \pm 0,5$  °C). Ausnahme: Wolfgangsee, der auf Grund seiner höheren Temperatur der zweiten Gruppe zugerechnet werden muss
  - Die Seen im Einzugsgebiet der Ager plus Wolfgangsee (Gruppe 2) mit deutlich höheren mittleren Wassertemperaturen ( $17,3 \pm 0,5$  °C)

- Die Seen in Kärnten (Gruppe 3) mit den höchsten Wassertemperaturen ( $20,0 \pm 1,0^\circ\text{C}$ ), die mit abnehmender Höhenlage zunehmen
  
- Die Mittelwerte der Wassertemperaturen der Jahre 2001-2005 der drei Gruppen (15,3; 19,0 bzw. 21,3) sind deutlich höher und unterscheiden sich statistisch signifikant von den durchschnittlichen Temperaturen der Zeitserien
- Alle 12 Seen weisen seit etwa Mitte der 1960er Jahre im Gleichklang mit den Lufttemperaturen mehr oder weniger starke Tendenzen zu höheren Wassertemperaturen auf
- Die Wassertemperaturen der Seen ändern sich im Frühjahr und Sommer stärker als die im Herbst
- Prognosen lassen sich für alle Seen aus dem linearen Trend der letzten 40 Jahre (1965-2005) bzw. aus dem Zusammenhang der Wasser- mit der Lufttemperatur ableiten
- Entsprechend der Klima-Prognosen der ZAMG für 2050 wurde eine sommerliche Erhöhung der Lufttemperatur von  $3^\circ\text{C}$  bundesweit zu Grunde gelegt
- Die Vorhersagen fallen für beide Methoden ähnlich aus Einige wenige Seen lassen sich wegen geringem Trend und/oder schwacher Luft-Wasser Kopplung nur schlecht prognostizieren
- Die konservative Schätzung der Erhöhung der Wassertemperatur beträgt für die Badesaison Juni bis September im Mittel  $2^\circ\text{C}$  (Spannweite  $1,2 - 2,9^\circ\text{C}$ ) mit regionalen Unterschieden
- Eine Zunahme von Extremereignissen, etwa eine Häufung von heißen, trockenen Sommern kann durchaus zu noch höheren Wassertemperaturen führen
- Da hier Mittelwerte über die Badesaison betrachtet werden, können in Einzelfällen bei weitem höhere Spitzentemperaturen erreicht werden
- Als Folge der höheren Temperaturen und der allgemeinen Klimaänderung wird es je nach der Charakteristik des Sees zu einer verstärkten und länger andauernden thermischen Schichtung während des Jahres kommen, sofern nicht erhöhte oder verminderte Abflüsse zu signifikanten Änderungen der Verweilzeit des Wassers im See führen
- Durch die Auswirkungen auf die Schichtungs- und Mischungsvorgänge sind Veränderungen im Tiefenwasser (Temperaturerhöhung, Verringerung der Sauerstoff-Konzentration etc.) nicht auszuschließen

- Zusammen mit einem möglichen verstärkten Eintrag von Nährstoffen aus dem Einzugsgebiet kann es dadurch zu einer ‚klimabedingten‘ erneuten Eutrophierung kommen
- Insgesamt wird es zu schwer vorhersagbaren Änderungen im Nahrungsnetz kommen, welche letztlich zusammen mit dem veränderten Temperaturregime Auswirkungen auf den Fischbestand haben werden



## **5 Hollan, E., 2000. Mögliche Auswirkungen einer Klimaveränderung auf größere Binnenseen. KLIWA Symposium 2000, 23 S**

### **5.1 Einführung**

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 zugrunde gelegt 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 Abbildung 19. 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.



Datenquelle: Internationale Gewässerschutzkommission für den Bodensee (IGKB).  
Kartographie: Dipl.-Ing (FH) R. Obad, ISF Langenargen - Datenbestand: 03/2001.

Abbildung 19: Einzugsgebiet des Bodensees, unterschieden nach Zugehörigkeit zu Anrainerstaaten (Angabe der Kantone und Bundesländer in grauer Schrift).

## ***5.2 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 Seegfrönnen 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.

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 Abbildung 20 zeigt. Unter diesem Aspekt hat die zeitliche Abfolge der Seegfrönnen auch für die Zukunft orientierenden Wert, weshalb nachfolgend in kurzer Betrachtung darauf eingegangen wird.

In Abbildung 20 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 Seegfrönnen 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 Abbildung 20, dass vor 1000 eine Kaltperiode zu Ende 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 Seegfrönnen 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



Seegfrönen auftraten, was in den letzten dreihundert Jahren lediglich als Jahrhundertereignis anzusehen ist (Steinijans 1977).

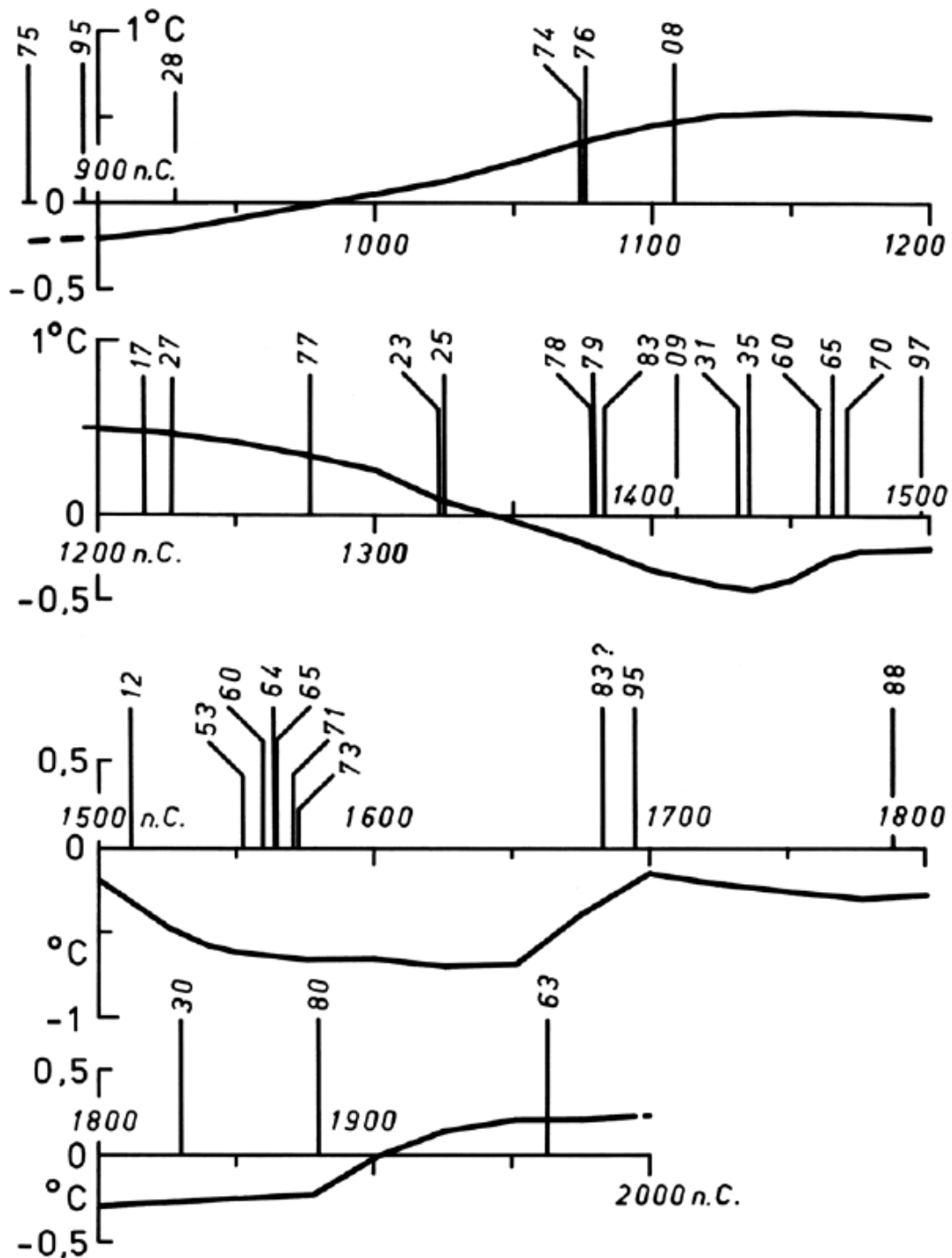


Abbildung 20: Jahre mit Seegfrönen im Bodensee-Obersee seit 875 n.C. im Vergleich zur Abweichung der globalen Durchschnittstemperatur von 1900 n.C. (Die Ereignisjahre von Seegfrönen sind nur mit den letzten beiden Ziffern eingetragen. Weitere Erläuterung im Text).

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 (1997b) 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.

### ***5.3 Mehrjährige klimaempfindliche Zustandsschwankungen im Bodensee***

Nach den eingangs umrissenen allgemeinen Bedingungen des seenspezifischen physikalischen Verhaltens bei Klimaveränderungen sind die tief reichenden 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 seeeigene 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 engeräumig ergänzten Messkampagnen verdichtet.

Zur Orientierung der Lage der Messstationen ist in Abbildung 21 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.

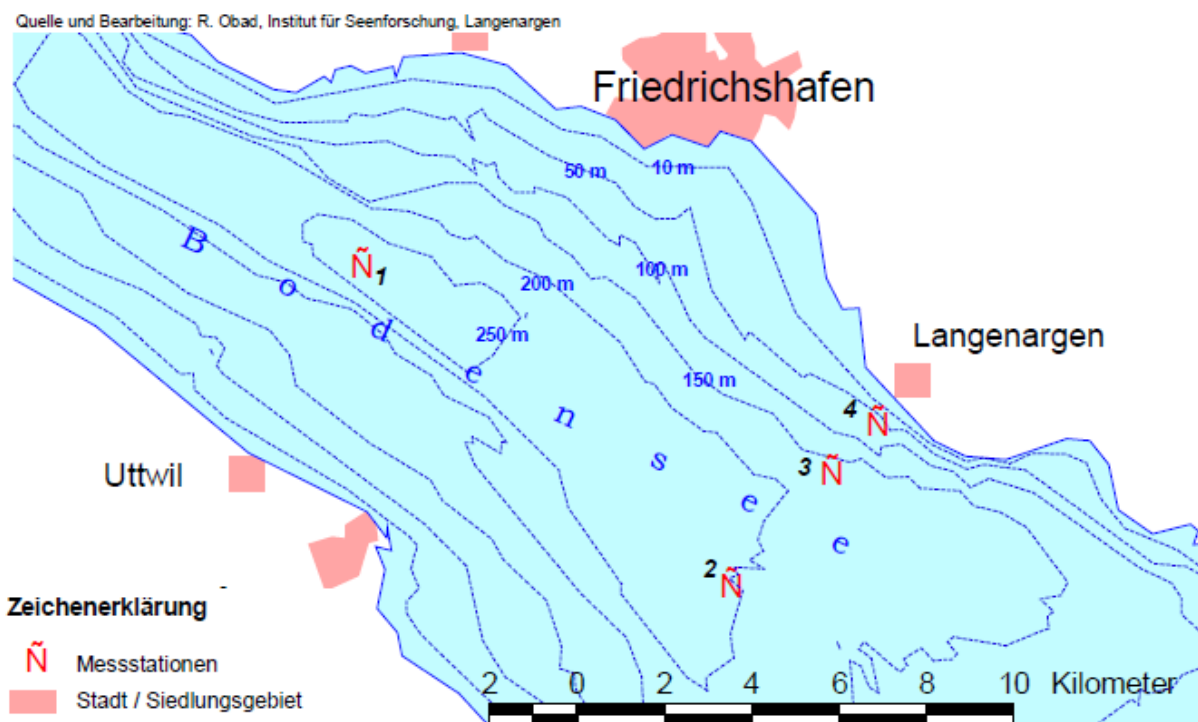


Abbildung 21: Lagekarte der Terminstationen im Bodensee-Obersee für Bathysonden-Messungen (Stationen 1 bis 4) und IGKB-Messungen (Stationen 1 und 2).

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 Abbildung 22 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.

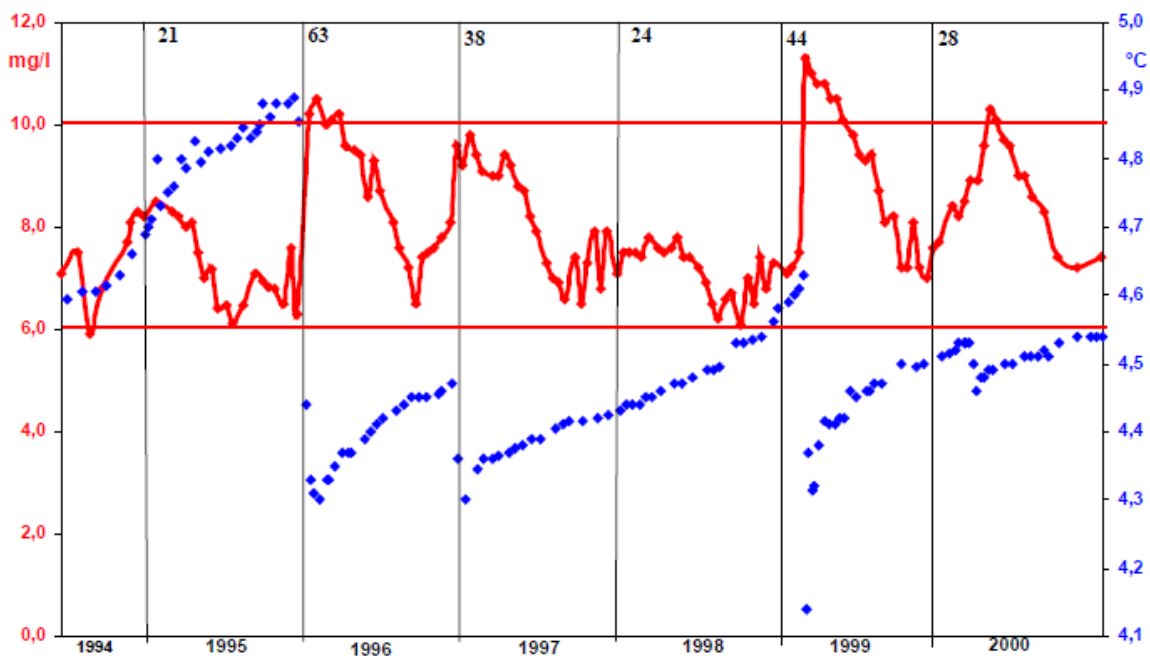


Abbildung 22: Temperatur und Sauerstoffkonzentration im Bodensee-Obersee jeweils 0,5 und 1 m über Grund an der Terminstation Fischbach-Uttwil (Station 1, s. Abbildung 21) bei der größten Seetiefe (254 m). Am oberen Rand ist die Anzahl der Seefrosttage pro Winterhalbjahr angegeben.

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  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  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  $< 0\text{ }^{\circ}\text{C}$  (Frosttag) und Tagesmaximum  $< 0\text{ }^{\circ}\text{C}$  (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 seeeigene 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.

#### ***5.4 Analyse tiefreichender Kaltwasserumschichtungen am Beispiel von Februar 1999***

Es ist nun besonders aufschlussreich, an einem der starken Regenerationsvorgänge, die in Abbildung 22 dokumentiert sind, genauer nachzusehen, wie die Auffrischung der tiefen Wasserschichten kurzfristig verlaufen ist und wie sie zustande kam. Livingstone (1997a) hat die Erneuerung des Tiefenwassers 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 klimatischen 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 Abbildung 27 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 Abbildung 23 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 4,6 °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.

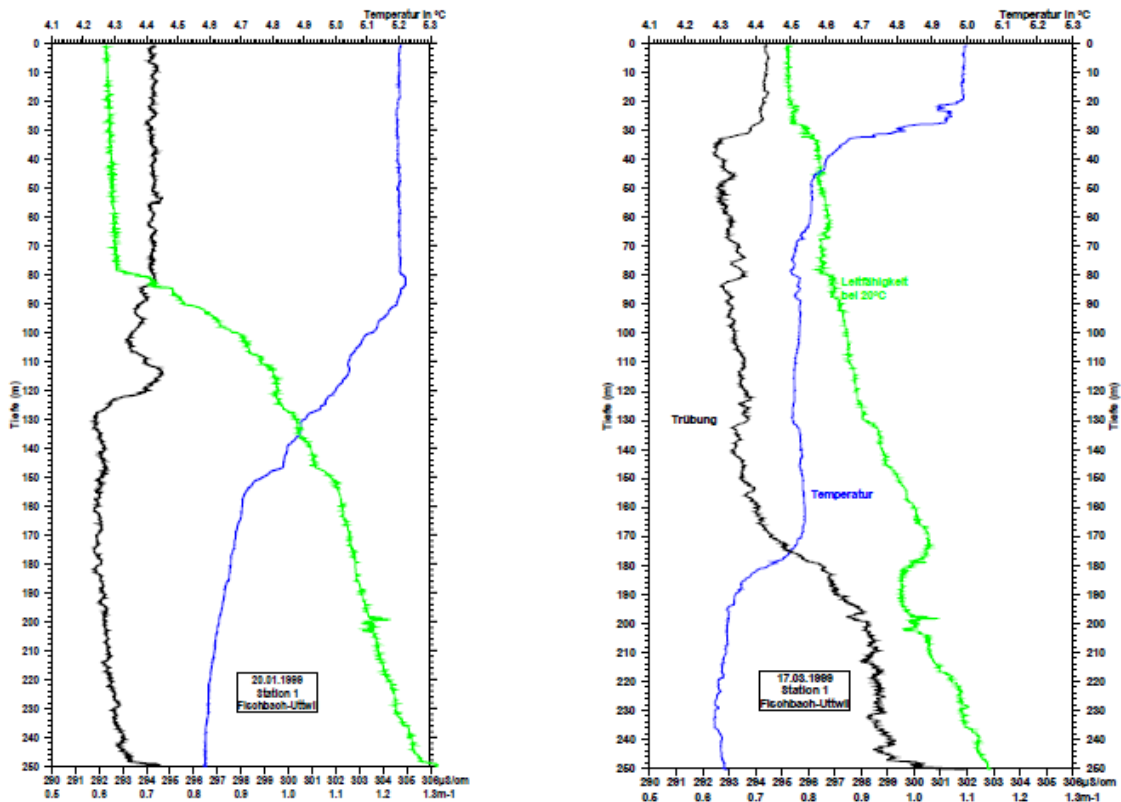


Abbildung 23: Bathysonden-Profile (Temperatur, spez. Leitfähigkeit, lichteoptische Attenuation) aus dem Bodensee-Obersee an Terminstation 1 vom 20.1. und 17.3.1999.

Kurz vor Frühjahrsbeginn, 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 4,3 °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 Abbildung 27 aus dem obersten Diagramm für die Lufttemperatur TL (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.

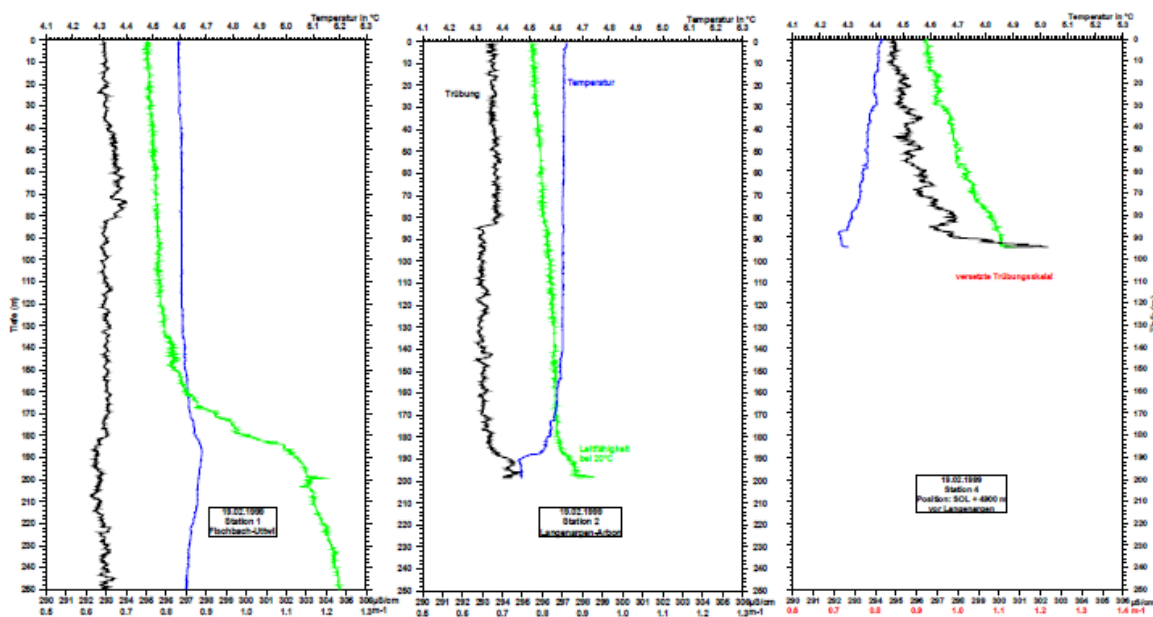


Abbildung 24: Bathysonden-Profile (Temperatur, spez. Leitfähigkeit, lichtoptische Attenuation) aus dem Bodensee-Obersee an den Terminstationen 1, 2 und 4 vom 19.2.1999.

Wie Abbildung 24 zeigt, hat sich am 19.2.1999 nach der starken Auskühlungsphase (Abbildung 27) eine hinsichtlich der Temperatur und Trübung vertikal fast homogene Situation bei ca. 4,6 °C und 0,65 m<sup>-1</sup> 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 Abbildung 24, 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. Besonders 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 Abbildung 25 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 durchmisches 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 m<sup>-1</sup> in dieser Wassermasse deutet auch an, dass sie aus seitlich weiter entfernten Bereichen bis hierher vorgedrungen ist.

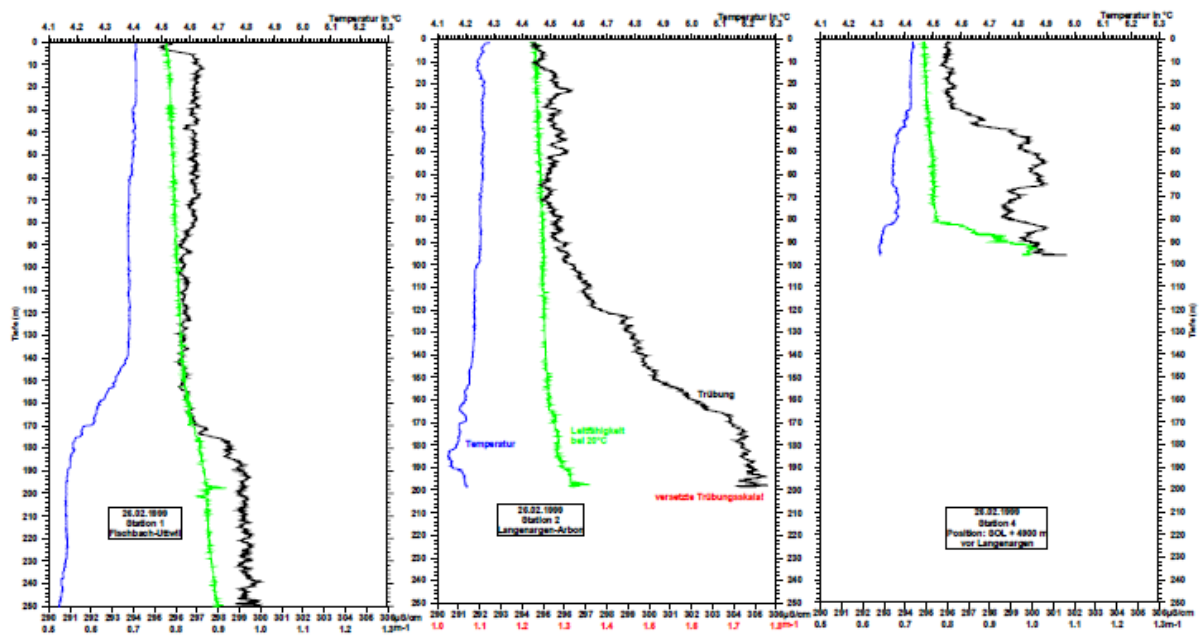


Abbildung 25: Bathysonden-Profile (Temperatur, spez. Leitfähigkeit, lichtoptische Attenuation) aus dem Bodensee-Obersee an den Terminstationen 1, 2 und 4 vom 26.2.1999

Die Profile von der Station 2, Langenargen-Arbon, aufgetragen im mittleren Diagramm der Abbildung 25, 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 4,2 °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 m<sup>-1</sup> hohe Trübung hat. Aus den Verläufen von allen drei Parametern kann man einen Zusammenhang der Wassermassen in der Tiefenschicht von Station 1 und 2 erschließen und vermuten, dass die kalte tiefe Wassermasse sich aus den östlichen Bereichen des Obersees herabewegt 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 getrübtte Wasserschichten zur Tiefe hin. Im bodenaufliegenden 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 einleitete. 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 m<sup>3</sup>/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 bodenauflegend 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 Abbildung 26 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 (PO<sub>4</sub>-P) und gesamte Phosphorkonzentration in µg/l, Sauerstoffkonzentration (O<sub>2</sub>) in mg/l und gelöstes Silikat (SiO<sub>2</sub>) in mg/l aufgetragen. Ergänzend werden in der nachfolgenden Tabelle 9 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.

Tabelle 9: Mittlere chemische und hydrologische Daten der Alpenrhein-Messstation Diepoldsau Januar/Februar 1999 (Hydr. Jb. Schweiz, 1999)

1999 Zeitspanne Datum		Abfluss m <sup>3</sup> /s	Temp °C	O <sub>2</sub> mg/l	SiO <sub>2</sub> <sup>1)</sup> mg/l	o.-Phosphat PO <sub>4</sub> -P µg/l	Gesamt- P µg/l
von	bis						
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>1)</sup> Umrechnung aus Kieselsäure-Daten (H<sub>4</sub>SiO<sub>4</sub>)

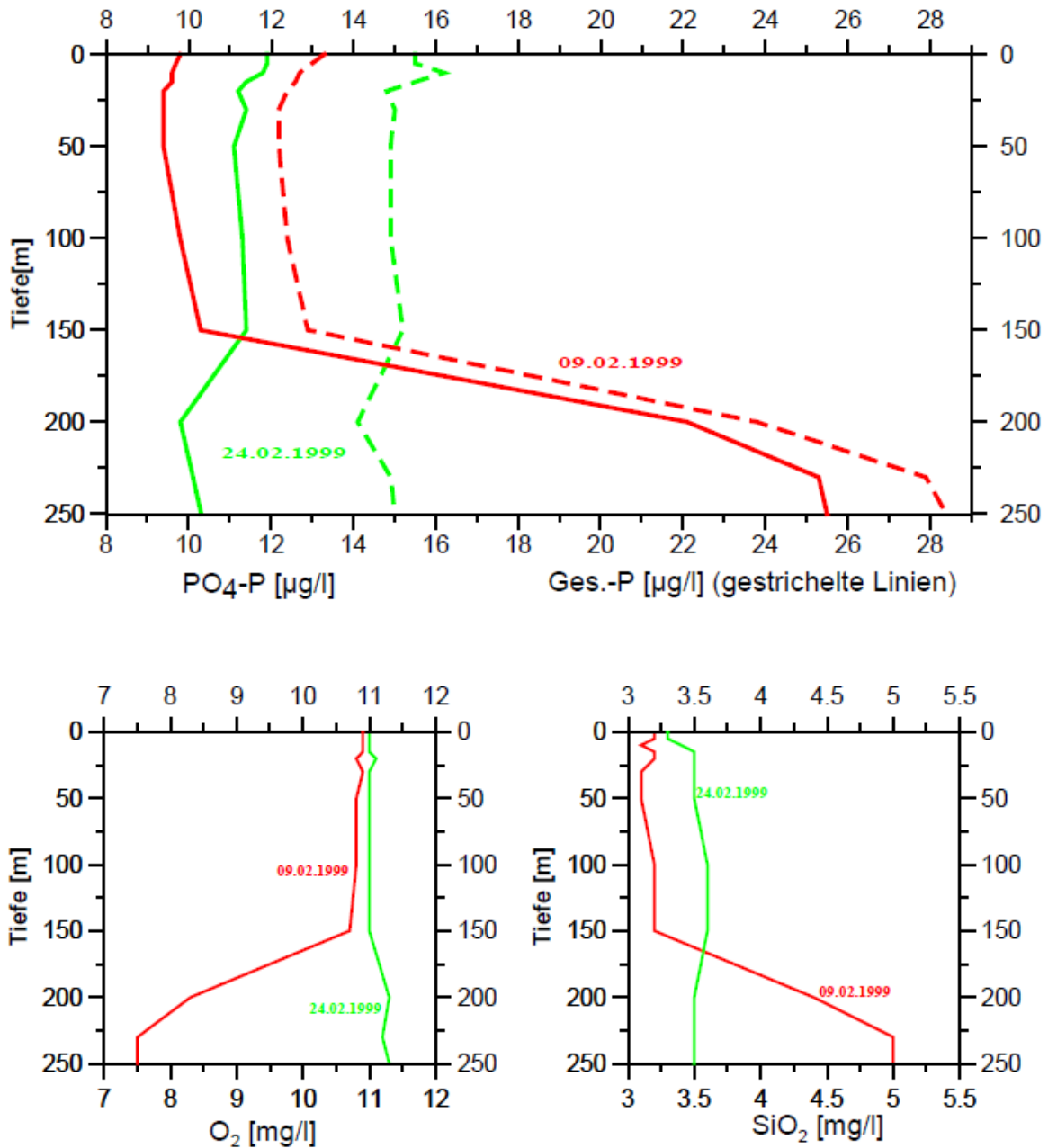


Abbildung 26: Vertikale Verteilungen von o.-Phosphat-P, Gesamt-P, Sauerstoff- und Silikatkonzentration nach IGKB-Messungen an der Terminstation Fischbach-Uttwil vom 24.2. und 9.2.1999.

Wenn man die Flussdaten bis Mitte Februar 1999 mit den am 24.2.1999 in Seemitte unterhalb 150 m Tiefe aufgenommenen vergleicht (Abbildung 26), so stellt man fest, dass die mächtige Wassererneuerung unterhalb 170 m Tiefe bei Fischbach-Uttwil (Abbildung 25) 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 (Abbildung 27c). 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  $T_0 = 4,0$  °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 Tabelle 10 sind einige realistische Wertekombinationen von  $T_1$  und  $T_2$  zugrunde gelegt, um die zugehörigen Anteile  $m_2$  des Seewassers ersehen zu können.

Tabelle 10: 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).

$T_1$ [°C]	$T_2$ [°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 Tabelle 10 angenommenen, nicht sehr wahrscheinlichen Fall, dass sich sämtliches Flusswasser tiefstmöglich vermischt einschichtet, ist für die betrachtete Einströmungslage 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 Tabelle 11 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 und Schärpf 1994) ermittelt wurden.

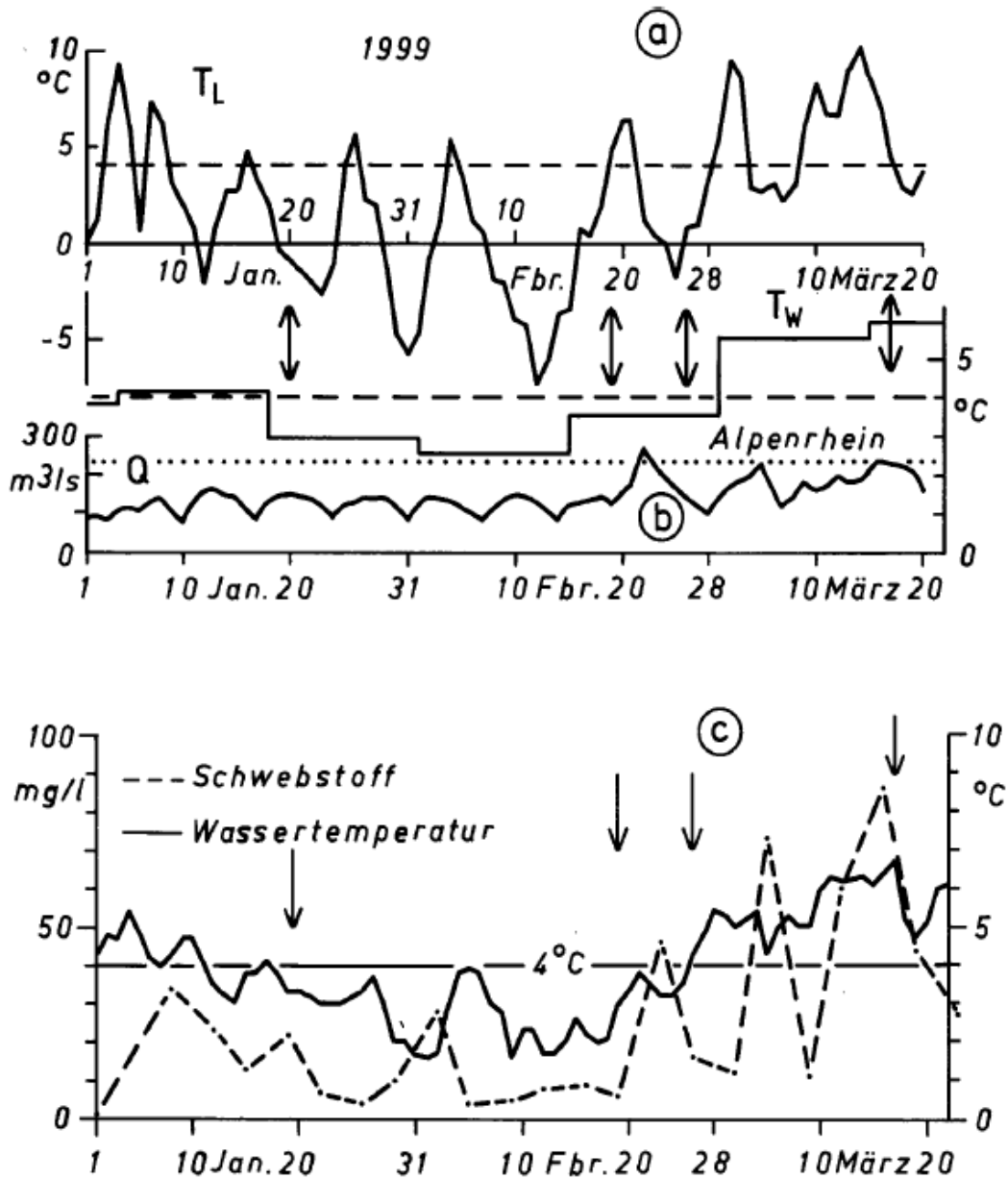


Abbildung 27: Lufttemperatur am Bodensee und hydrologische Daten des Alpenrheins an der Messstation Diepoldsau von Januar bis März 1999.

- a: Tagesmittel der Lufttemperatur an der Wetterstation Konstanz (DWD), gestrichelte Linie:  $4^{\circ}C$ , 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  $234 m^3/s$ , gestrichelte Linie wie in a.
- c: Tagesmittel der Wassertemperatur und Beobachtungswerte des Schwebstoffgehalts des Alpenrheins an der Messstation Diepoldsau. Die Messtermine der in Abbildung 23 bis Abbildung 25 dargestellten Bathysonden-Profile sind durch Pfeilmarken gekennzeichnet.



Nehmen wir an, dass sich das Alpenrheinwasser bodenauffliegend 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 Tabelle 11 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 Tabelle 11 zeigen.

Tabelle 11: 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. 9 (Erläuterung im Text).

1999 Zeit- spanne Datum		Abfluss- summe	Abfluss- und Füllungs- summe      Füllungs- anteil	Füll- tiefe	Abfluss- und Füllungs- summe      Füllungs- anteil	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 =	224,0	540 =	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 seeeigenes 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 (Abbildung 25) 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 (Abbildung 27) auf, dass die Gesamtposphorkonzentration 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 seeeigene kalte Wassermengen an der Regeneration des Sees in den größten Tiefen beteiligt sind und dass dies durch seitliches 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.

### ***5.5 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 zustande kommt, 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 Klimateffekte 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. (1998) 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 Bodensedaten 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 Seemitte-Stationen 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 Dichteveränderungen im engeren Temperaturbereich um das Dichtemaximum, inbegriffen auch die Druckabhängigkeit, können

die tiefen Einschichtungs- und Vermischungsprozesse zur Regeneration des alten Seewassers nicht ausreichend genau beschrieben werden. Die allgemein für Seen gültige Dichtrelation von Chen und Millero (1986), die bisher Anwendung auf den Bodensee fand, ist naturgemäß nicht genügend spezifisch, um diesen Anforderungen Rechnung zu tragen.



## **6 Dokulil, M.T. et al. 2006a. Twenty years of spatially coherent deep-water warming in lakes across Europe related to the North Atlantic Oscillation. *Limnology Oceanography* 51, 2787-2793**

Seen der nördlichen Hemisphäre, besonderes die europäischen Seen, sind stark von nordatlantischen Oszillationsprozessen (NAO) beeinflusst (Blenckner und Chen 2003a). Der NAO ist ein Index, der Luftdruckgradientenmuster beschreibt, die sich über den Nordatlantik, besonders im Laufe von borealen Wintern, entwickeln (Hurrell et al. 2001). Auswirkungen von Wettergeschehnissen, hervorgerufen durch die NAO, sind für Wasseroberflächentemperaturen und Mischungsverhältnisse gut bekannt (Gerten und Adrian 2003). Auswirkungen auf die hypolimnischen Temperaturverhältnisse wurden für die Schweiz, Italien, Frankreich (Livingstone 1993; Guilbaud 2003; Salmaso et al. 2003) und Afrika (Verburg et al. 2003) beschrieben.

Tiefes, hypolimnisches Seenwasser ist besonders dazu geeignet, klimabedingte Signale zu registrieren, da die tiefen Schichten sehr homogen sind und im Großen und Ganzen eine mehr oder weniger konstante Temperatur aufrecht erhalten. Es könnte die Hypothese aufgestellt werden, dass die positiven Abweichungen der Tiefenwassertemperaturen, wahrscheinlich auf den Einfluss der NAO zurückzuführen sind. Um diese Hypothese zu bestätigen, sind Langzeitdatenmessungen von Tiefenwassertemperaturen erforderlich.

Großräumige klimatische Phänomene, wie die NAO, die pazifische Dekaden-Oszillation (PDO) oder die El Nino Süd-Oszillation werden zunehmend als regulierende Kräfte in terrestrischen und aquatischen Ökosystemen angesehen (Marshall et al. 2001; Arhonditsis et al. 2004). Um die Tiefenwassertemperaturen zu beeinflussen, muss das klimatische Signal in tiefere Wasserschichten eindringen, bevor es zur Temperaturschichtung in den Sommermonaten kommt. Das optimale Zeitfenster ist dafür offenbar die jährliche Frühjahrszirkulation, bei der der gesamte See durchmischt wird. Der Zeitpunkt des beeinflussenden klimatischen Signals hängt jedoch von der geographischen Position, der Größe, der Tiefe und dem Vorhandensein einer Eisdecke ab.

Wassertemperaturen, Schichtungsprozesse und Eisbedeckung variieren auf Grund der kurzen und unterschiedlichen Retentionszeit (Dokulil 2004).





## **7 *Ambrosetti, W. and Barbanti, L., 1999. Deep water warming in lakes: An indicator of climatic change. J. Limnol. 58: 1–9***

Als eine Konsequenz des Klimawandels, welcher gegenwärtig unseren Planeten beeinflusst, ist die Beziehung zwischen verschiedenen Energieaustauschprozessen innerhalb der Wasseroberfläche und der Atmosphäre bei großen Wassermassen genauso Veränderungen unterworfen. Die große Wärmekapazität von Wasser hat zur Folge, dass tiefe Seen eine große Menge an Wärme speichern können, welche auf die unterschiedlichen Tiefenstufen, abhängig von dessen morphometrischen und hydrodynamischen Eigenschaften, verteilt wird. Dieser Energieauf- und -abgabe Prozess folgt einem saisonalen Muster, mit längerfristigen Trends und Schwankungen. In genügend tiefen Wasserkörpern, werden die profundalen Schichten kaum oder gar nicht von den täglichen Temperaturschwankungen beeinflusst; diese sind eher saisonalen Schwankungen unterworfen.

Tiefe Seen besitzen daher eine Art „klimatisches Gedächtnis“, welches Informationen über vergangene Situationen enthält. Sind diese gespeicherten Informationen über einen längeren Zeitraum zugänglich, können wertvolle Aussagen über den bereits erfolgten und zukünftigen Klimawandel getroffen werden.

Eine der wichtigsten Antworten auf physikalische, chemische und biologische Funktionen von aquatischen Ökosystemen liefert die Durchmischungstiefe, die sich während des Winter-Turnovers bildet. Diese hydrodynamische Eigenschaft ist besonders in tiefen Seen gemäßigter Breiten, einschließlich europäischer Wasserkörper nördlich und südlich der Alpen, von besonderer Wichtigkeit. Wie bei allen Wasserkörpern, spiegelt die winterliche Wassertemperatur der tiefsten Schichten die durchschnittlichen jährlichen klimatischen Bedingungen wieder. In relativ tiefen inneralpinen Seen beispielsweise, welche gemäß Hutchinson (1957) als warm monomiktisch einklassifiziert werden, tritt ein vollständiger Winter-Turnover erst am Ende eines besonders kalten und windigen Winters auf; in den darauf folgenden Jahren kann die Durchmischungszone weniger tief sein, ist aber in allen Fällen von den klimatischen Gegebenheiten abhängig. In diesem Sinne ist für derartige Seen die holo-oligomiktische Definition gerechtfertigt.

Während die Bildung des Hypolimnions das primäre Resultat vertikaler Durchmischungsvorgänge darstellt, treten weitere Mechanismen während oder kurz nach dem limnologischen Winter zum Vorschein, die ebenfalls von enormer Wichtigkeit sind. Diese Mechanismen sind nicht das Resultat unterschiedlicher Wärmebewegungen, auch wenn sie stetig mit klimatischen Schwankungen verbunden sind, sondern sind durch kältere,

sauerstoffreiche oder wärmere Zuflüsse verursacht (Meybeck et al. 1991; Barbanti und Ambrosetti 1990; Sossau und Pechlader 1988); sie werden außerdem durch ein Conveyor-Belt (globales Zirkulationssystem) beeinflusst, welches die Struktur des Hypolimnions grundlegend verändern kann.

All diese Beobachten (Michalsky und Lemmin 1995) deuten an, dass die windinduzierte Durchmischung nicht den dominanten Prozess in der Erwärmungsphase darstellt.

Ausgangspunkt für dieses Paper war die Überprüfung der Kapazität eines „klimatischen Gedächtnisses“ von tiefen italienischen Seen, unabhängig von der geographischen Lage, der Morphometrie und den hydrologischen Eigenschaften, mit dem Endziel, diesen Parameter als einen sensiblen Indikator für den fortlaufenden Klimawandel anzusehen.

Die Schlussfolgerung, die aus diesem Paper zu ziehen ist, ist die Erkenntnis, dass die hydrodynamischen Prozesse, die in den untersuchten italienischen Wasserkörpern auftreten, von einer großflächigen meteorologischen Situation abhängig sind und als Teilprozess des fortlaufenden Klimawandels angesehen werden können. Die durchschnittlichen Wassertemperaturen von Flachwasserseen steigen ebenfalls von Jahr zu Jahr (Schindler et al. 1990), doch diese Entwicklung ist oft durch den Effekt der Saisonalität oder das Auftreten von ungewöhnlichen meteorologischen Ereignissen getarnt. Der Wärmeinhalt und die Temperaturverhältnisse von tieferen Seen können als gute Indikatoren für die gegenwärtige Klimaerwärmung herangezogen werden, genauso wie die Abschmelzung der Gletscher, die Dendrochronologie, ansteigende Wüstenbildung und der Anstieg des Meeresspiegels.

**8 Jankowski, Th., Livingstone, D.M., Bührer, H., Forster, R und Niederhauser, P., 2006. Consequences of the 2003 European heat wave for lake temperature profiles, thermal stability, and hypolimnetic oxygen depletion: Implications for a warmer world. *Limnology Oceanography* 51, 815–819**

Im Sommer 2003 herrschte in Zentraleuropa eine ungewöhnlich heftige Hitzewelle, mit Lufttemperaturen ähnlich jenen, die für einen durchschnittlichen Sommer des späten 21. Jahrhunderts prognostiziert werden. In diesem Paper wurden Datensets von über 50 Jahren für zwei schweizerische Seen ausgewertet, um festzustellen, welche Auswirkungen die Hitzewelle auf die Wassertemperaturen und die Sauerstoffbedingungen hat, um beurteilen zu können, wie Seen gemäßigter Breiten auf die erhöhten Sommertemperaturen reagieren.

Im Sommer 2003 war in beiden Seen sowohl die Oberflächentemperatur, als auch die thermale Stabilität die höchste, die jemals aufgezeichnet wurde und überstieg den Langzeit Mittelwert mit einer Standardabweichung von mehr als 2,5. Die extrem hohen Temperaturen der thermalen Schichtung resultierten in einer außergewöhnlich hohen Sauerstoffzehrung im Hypolimnion. Diese Ergebnisse stimmen mit Vorhersagen von Simulationsmodellen überein. Darüber hinaus weisen diese Ergebnisse darauf hin, dass der Klimawandel das Risiko für das Auftreten von Sauerstoffzehrenden Prozessen im Tiefenwasser erhöht.

Messungen der Wasseroberflächentemperaturen weisen auf einen stetigen Anstieg der Temperaturen in jüngster Vergangenheit hin (Folland et al. 2001).

Der Wärmehaushalt der meisten Seen wird beinahe ausschließlich durch die vorhandenen meteorologischen Kräfte, die an der Luft-Wasser-Schnittelle wirken, beeinflusst (Edinger et al. 1968; Sweers 1976). Solche meteorologischen Kräfte entscheiden zum größten Teil über die Wärmeverteilung innerhalb von Seen (Imboden und Wüest 1995).

Ein stetiger Klimawandel manifestiert sich im Wandel der lokalen meteorologischen Kräfte und folglich auch in einer Veränderung der Wärmebilanz, der Temperaturprofile und der vertikalen Mischungsverhältnisse in einem See, welche wiederum die vertikalen Nährstoffströmungen und das Vorhandensein von gelöstem Sauerstoff beeinflussen. In Folge dessen werden die Produktivität und die Zusammensetzung des Seenplanktos beeinträchtigt. Das Wissen wie Seen in einer zunehmend wärmeren Welt funktionieren, ist deshalb von enormer Wichtigkeit (Arnell et al. 2001). Physikalische Modellstudien von mittelgroßen Seen in gemäßigten Breiten sagen voraus (Hondzo und Stefan 1993; Stefan et al. 1998; Peeters et

al. 2002), dass das stetige Ansteigen der Lufttemperaturen einen höheren Anstieg der Wassertemperaturen in den höheren Wasserschichtenbereichen als in den tiefer liegenden zur Folge hat, dies wiederum resultiert in einem generell steileren Temperaturgradienten und verstärkter thermischer Stabilität.

Die hohen Temperaturen im Epi- bzw. Metalimnion, gekoppelt mit den relativ geringen Hypolimniontemperaturen, resultieren in extremen Temperaturgradienten und folglich in einer ungewöhnlich starken thermischen Stabilität der Wassersäule. Diese unterdrückt das Vermischen von oberflächlich wärmeren Schichten in die tieferen Wasserbereiche. Die extreme thermale Stabilität der Wassersäule, nimmt natürlich Einfluss auf die Sauerstoffkonzentrationen im Hypolimnion.

In mesotrophen und schwach eutrophen Seen mit lediglich leicht anoxischen Tendenzen (z.B. Zürichsee), erfolgt als Antwort auf den Klimawandel im Hypolimnion ein höherer Sauerstoffabbau, als in sehr eutrophen Seen (Greifensee), in welchen das Hypolimnion von Haus aus anoxisch ist (Stefan et al. 1996). Der Anstieg des Abbaus des Sauerstoffs im Hypolimnion, welcher durch eine längere Stratifizierungsperiode während des Sommers verursacht wird, resultiert in einem hohen Sauerstoffmangel im Hypolimnion (Stefan et al. 1996; Fang und Stefan 1997), eine Situation, die üblicherweise mit der anthropogenen Eutrophierung in Zusammenhang gebracht wird (Wetzel 2001). Daher sind die tiefen durchlüftenden Mischungsvorgänge während der kälteren Jahreszeit für die hypolimnischen Sauerstoffverhältnisse in einem See von enormer Wichtigkeit. Verschiedenste Klimamodelle prognostizieren, dass sowohl im Sommer als auch im Winter die Lufttemperaturen ansteigen werden. Dies wird mit höchster Wahrscheinlichkeit zu selteneren und weniger intensivem Durchmischungsvorgängen in tieferen Wasserbereichen führen. Als Folge kommt es zu einem ununterbrochenen Sauerstoffabbau im Hypolimnion während der gesamten Zirkulationsperiode, mit negativen ökologischen Konsequenzen für das gesamte Ökosystem (gelöster Phosphor aus den Sedimenten führt zu interne Beladungen, Algenblüten, Fischsterben etc.) (Carpenter et al. 1998). Der Temperaturanstieg in den Wintermonaten wird in einem allmählichen Anstieg der Hypolimniontemperaturen resultieren (Livingstone 1993; 1997a), da ein Wärmeübertrag im Hypolimnion von Jahr zu Jahr erfolgt (Peeters et al. 2002).

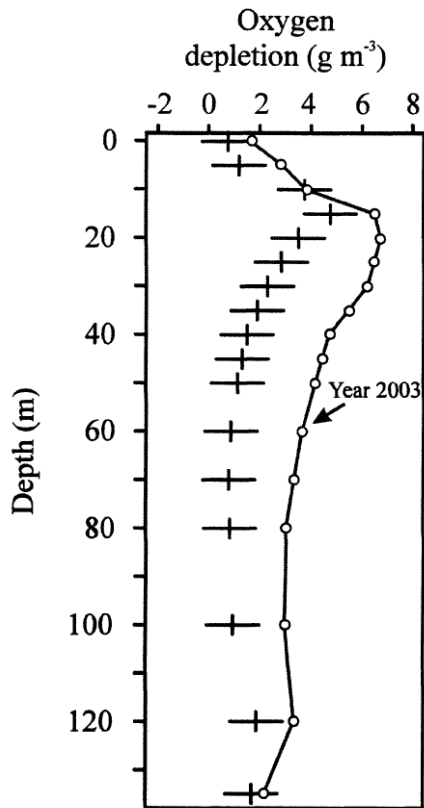


Abbildung 28: Profil des Sauerstoffabbaus im Zürichsee von Juni bis September 2003 verglichen mit dem mittleren Sauerstoffabbau im Juni – September in den Jahren 1965 – 2002 (Mittelwert  $\pm 1 \sigma$ )



**9 Gattenlöhner, U. 2003: Klimawandel und seine Auswirkungen auf die Seen im Netzwerk Living Lakes. Erstellt auf Grundlage eines Gutachtens von Declan Conway, Mike Hulme und Xianfu Lu, University of East Anglia, Norwich, England, im Auftrag des Global Nature Fund, Radolfzell.**

**9.1 Living Lakes**

([http://www.globalnature.org/28218/LIVING-LAKES/02\\_vorlage.asp](http://www.globalnature.org/28218/LIVING-LAKES/02_vorlage.asp), 09.05.2012)

Living Lakes ist ein internationales Netzwerk und eine Partnerschaft zur Förderung des Schutzes, der Renaturierung und der Rehabilitation von Seen, Feuchtgebieten und sonstigen Gewässern weltweit sowie deren Einzugsgebiete.

Leitbild: Übergeordnetes Leitbild ist die Erhaltung aller Seen, Feuchtgebiete und Gewässer dieser Welt als intakte Ökosysteme. Dort, wo sie von Menschen genutzt werden, soll diese Nutzung nachhaltig und ohne Beeinträchtigung des Ökosystems erfolgen

Ziele:

- Schutz der Biodiversität und Erhaltung der Seen, Feuchtgebietsökosysteme und sonstiger Gewässer.
- Renaturierung veränderter und bedrohter Feuchtgebiets- und Seenökosysteme.
- Verbesserung der Lebensqualität der an Seen und Feuchtgebieten ansässigen Bevölkerung (Agenda 21).
- Verpflichtung zur nachhaltigen Nutzung und Entwicklung dieser Ökosysteme in den Bereichen Landwirtschaft, Fischerei, Tourismus, Siedlungen, Energie und Wassernutzung.
- Förderung der Nutzung angewandter Wissenschaften und Technologien zum Schutz dieser Ökosysteme.
- Unterstützung von Bildungsprogrammen und Kooperation mit der lokalen Bevölkerung und anderen relevanten Nutzergruppen zum Schutz der Biodiversität dieser Ökosysteme.
- Verbreitung von Informationen und Umweltbildung.

Das Erdklima war immer Veränderungen unterworfen, aber die historischen Klimaänderungen waren natürlichen Ursprungs. Die Erwärmungsrate des vergangenen Jahrhunderts übersteigt alles, was in den letzten 10.000 Jahren stattgefunden hat. Die Gründe für diese klimatischen Veränderungen der Neuzeit liegen mit hoher Wahrscheinlichkeit in menschlichen Aktivitäten.

Ökosysteme, hydrologische Systeme und unsere menschliche Kultur und Wirtschaft sind an das Klima, in dem sie sich entwickelt haben, angepasst. Angesichts der zunehmenden Veränderung des Klimas stellt sich die Frage, ob die Anpassungsfähigkeit der Gesellschaft und der Ökosysteme mit dem Klimawandel mithalten kann und was kann getan werden, um das Gleichgewicht zwischen Klima, Ökosystemen und unserer Gesellschaft zu erhalten. Aufgrund der Trägheit der Klimasysteme werden die akkumulierten Treibhausgase noch lange in der Zukunft das globale Klima beeinflussen und uns zwingen, neue Strategien zur Minimierung der Risiken des Klimawandels zu entwickeln. In den kommenden Jahrzehnten werden wir deshalb vor neue, derzeit noch unvorhersagbare Herausforderungen gestellt werden.

## ***9.2 Allgemeine Auswirkungen des Klimawandels auf Seen***

Seen direkt beeinflussende Variablen sind Niederschlag (Menge, Häufigkeit, jahreszeitliche und räumliche Veränderung), Lufttemperatur, steigende Durchschnitts- und Extremtemperaturen und die Veränderung der Saisonalität (jahreszeitliche Ausprägung) des Klimas.

Der Klimawandel hat direkte Auswirkungen auf wichtige Seencharakteristika:

- Steigende Lufttemperaturen führen zu höheren Wassertemperaturen an der Oberfläche und beeinflussen die Thermoschichtung in Seen.
- Wärmere Winter reduzieren die Umwälzung der Thermoschichten temperierter Gewässern und beeinträchtigen den Nährstoffkreislauf.
- Häufigeres Auftreten von Temperaturextremwerten und reduzierte Eisbildung im Winter beeinflussen die Thermoschichtung und das Vorkommen von Arten sowie die Artenzusammensetzung.
- Höhere Luft- und Wassertemperaturen erhöhen die Verdunstung und können zum Absinken des Wasserspiegels führen.
- Änderung der Niederschlagsmengen kann zu einer Veränderung der hydrologischen Eigenschaften, wie die Wasserqualität, Produktivität und Biodiversität führen.



Es gibt darüber hinaus indirekte Wirkungen, wie beispielsweise veränderte Charakteristika im Einzugsgebiet. Es muss betont werden, dass Klimawandeleffekte nicht isoliert auftreten werden – viele andere Faktoren werden in den kommenden Jahrzehnten auf Seesysteme einwirken, vor allem auf Seen in Regionen mit hoher Siedlungsdichte.

Menschliche Aktivitäten haben direkte und indirekte Auswirkungen auf den zukünftigen Zustand von Seen, z.B. durch Wasserentnahmen, Übernutzung, Einführung fremder Arten, Schifffahrt oder Tourismus. Diese können Klimaänderungen beeinflussen oder durch sie beeinflusst werden. Diese Wechselwirkungen machen es schwierig, die kausalen Folgen der Klimaänderungen für Seen exakt abzuschätzen

### 9.3 Bodensee

Das Klima am Bodensee, dem zweitgrößten Süßwassersee in Zentraleuropa, ist zwar gemäßigt, mit Durchschnittstemperaturen unter dem Gefrierpunkt im Winter und etwa 16 °C im Sommer, jedoch tendenziell eher kühl und feucht. Die Niederschläge im Sommer sind nahezu doppelt so hoch wie im Winter.

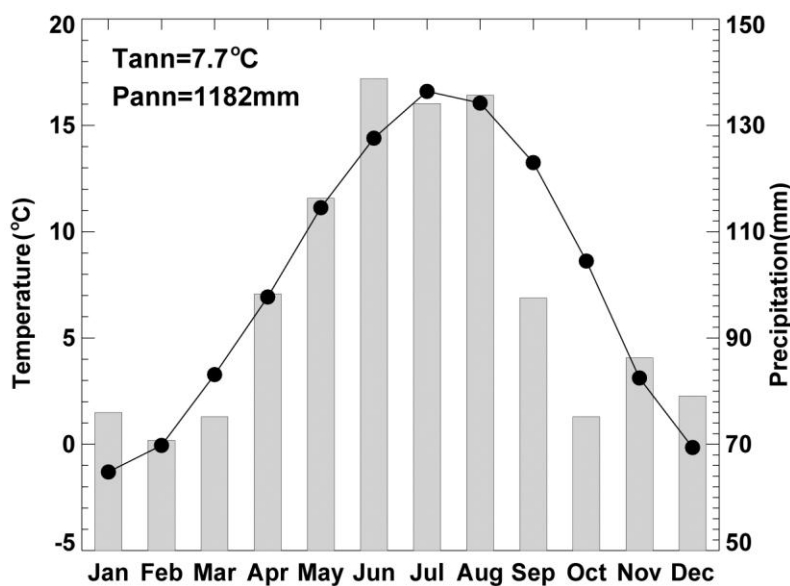


Abbildung 29: Jahresverlauf von Temperatur und Niederschlag am Bodensee

Gemäß den Vorhersagen der Modellberechnungen würden die Lufttemperaturen im Winter etwa in gleichem Maße wie der prognostizierte Anstieg der globalen Durchschnittstemperaturen steigen (+ 4,6 °C). In allen neuen betrachteten Klimamodellen wurden Niederschlagsänderungen prognostiziert: meist leichte Anstiege der Winterniederschläge und leichter Rückgang der Niederschlagsmengen im Sommer.

Es ist jedoch unwahrscheinlich, dass Änderungen der Niederschläge in dieser Größenordnung das Wasserregime signifikant beeinflussen würden, lediglich die Häufigkeit von Hochwasser dürfte durch die frühere und schnellere Schneeschmelze zunehmen.

### Bodensee

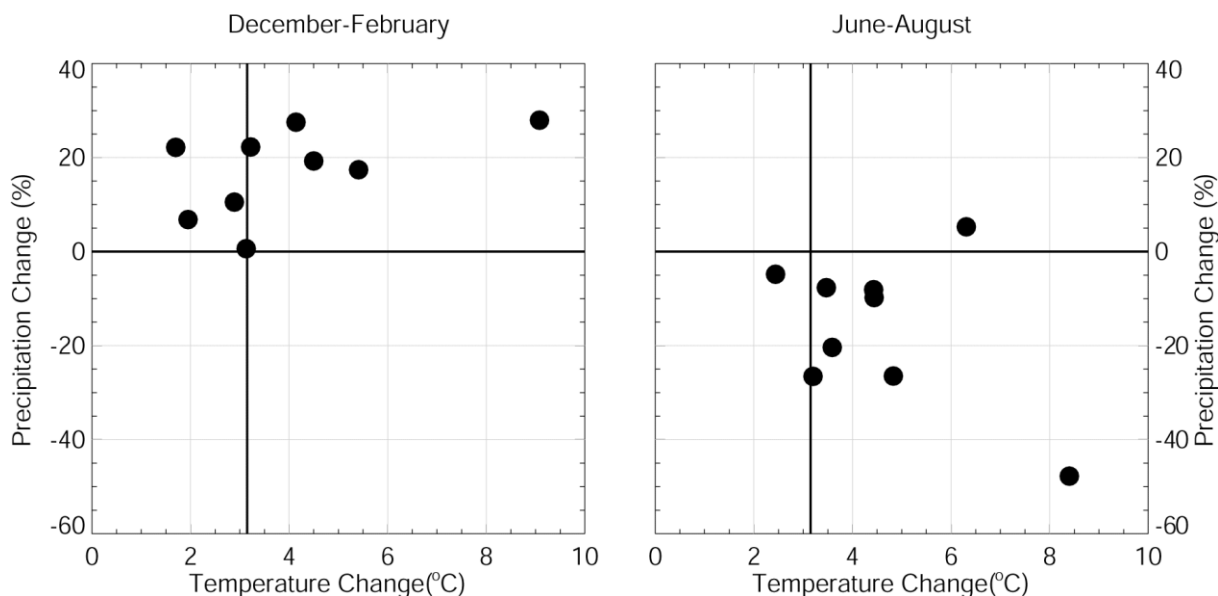


Abbildung 30: Ergebnis der Klimamodelle für den Bodensee: Mögliche Veränderungen der Temperatur und des Niederschlags in den Winter- und Sommermonaten.

Der Bodensee unterliegt als unregulierter See saisonalen Schwankungen des Wasserstands. Nehmen die Niedrigwasserstände ebenso wie das Auftreten stärkerer Extremwerte zu, kommt es zu Auswirkungen auf die Lebensräume der Uferzonen. So kann zunehmendes Trockenfallen der Seegrundzonen zu Nahrungsengpässen der Wasservögel führen. Die hohe Bevölkerungsdichte, die touristische Nutzung sowie die Trinkwasserentnahmen werden im Zusammenspiel mit den zu erwartenden höheren Temperaturen und niedrigeren Niederschlagsmengen im Sommer zu weiteren Wasserqualitätsproblemen (Algen, BOD) führen.

#### 9.4 Auswirkungen auf andere Seen und Ausblick

Es entscheiden die individuellen Faktoren, wie Beschaffenheit, Lage und viele andere, wie stark sich die zu erwartenden Klimaveränderungen auf die Seen auswirken. Mögliche Interaktionen der Faktoren sind ebenfalls schwierig vorherzusehen. So macht zum Beispiel eine hohe Belastung durch anthropogenen Nährstoffeintrag eine Einschätzung des Einflusses von Klimaveränderungen auf die Wasserqualität sehr schwierig.

Seen, die aufgrund ihrer Lage, Größe und Klimazone mit dem Bodensee vergleichbar sind, wie zum Beispiel der Biwasee in Japan, zeigen in Bezug auf zu erwartende sinkende Wasserspiegel (Verdunstungsrate) bei gleichzeitig erhöhter Hochwassergefahr im Frühjahr ähnliche Prognosen. Bei der Niederschlagsverteilung sind die Ergebnisse inkonsistenter. So könnten am Biwasee im Gegensatz zum Bodensee die Niederschläge im Sommer leicht steigen und im Winter eher zurückgehen. Am Baikalsee in Sibirien dem tiefsten und größten See der Welt - zeigen die Prognosen einen überproportionalen Anstieg sowohl der Sommer- als auch der Wintertemperaturen. Gleichzeitig wird hier, im Gegensatz zu den anderen betrachteten Seen, ein Anstieg der Niederschläge in beiden Jahreszeiten erwartet.

Im Falle des Bodensees werden sich die Folgen wahrscheinlich in tragbaren Grenzen halten. In sensiblen Bereichen jedoch können geringe Veränderungen eine drastische Beeinträchtigung des Ökosystems bedeuten. Verschlechtert sich die Wasserqualität der Seen, hat das nicht zuletzt auch weitreichende Folgen für die dort lebenden Menschen. Durch technische oder organisatorische Maßnahmen sowie Verhaltensänderungen kann der Mensch die Ursachen des Klimawandels beeinflussen. Viele Maßnahmen (z.B. Energieeinsparungen) verursachen verhältnismäßig geringe Kosten bei deutlich positiven Auswirkungen. Es wird deutlich, dass eine Minderung der Ursachen des Klimawandels auch zu deutlich reduzierten negativen Auswirkungen auf die Ökosysteme wie zum Beispiel Seen führen wird.



## ***10 Anpassungsstrategien an den Klimawandel für Österreichs Wasserwirtschaft, 2010. Studie der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik und der Technischen Universität Wien im Auftrag von Bund und Ländern***

### ***10.1 10 Thesen der österreichischen Wasserwirtschaft zum Klimawandel bis 2050***

#### **10.1.1 Hochwasser**

Es werden regional unterschiedliche Änderungen der Abflüsse bei Hochwässern erwartet, die im Bereich von -4 % bis +10 % liegen dürften. Die Unsicherheiten der Auswirkungen auf Extremereignisse sind jedoch relativ groß, besonders in kleinen Gebieten. Natürliche Schwankungen der Hochwässer sind wesentlich größer, als Änderungen aufgrund des Klimawandels. Die Einführung eines generellen Klimazuschlages für Bemessungswerte ist nach dem derzeitigen Stand nicht erforderlich.

#### **10.1.2 Niederwasser**

In den Alpen Österreichs werden die Abflüsse bei Winterniederwasser wegen höherer Lufttemperaturen deutlich erhöht, was als positiv zu betrachten ist. In den Flachlandregionen Ost- und Südösterreichs kann eine Abnahme der Abflüsse bei Niederwasser eintreten.

#### **10.1.3 Gletscher**

Der Rückgang der Gletscher wird sich fortsetzen. Der Abfluss aus Gletscherschmelze dürfte um die Jahre 2040-2050 sein Maximum erreichen. In unmittelbarer Nähe von Gletschern ist in diesem Zeitraum eine deutliche Zunahme der Sommerabflüsse zu erwarten, in größeren Einzugsgebieten ist der Einfluss nur in Trockenjahren relevant.

#### **10.1.4 Grundwasser – Menge**

Für den Süden Österreichs, wo eine Abnahme der Winterniederschläge erwartet wird, wie auch in den niederschlagsarmen Regionen im Osten Österreichs, ist künftig wieder eine Abnahme der Grundwasserneubildung wahrscheinlich. Im Norden und Westen Österreichs könnte die Grundwasserneubildung zunehmen.

### **10.1.5 Geschiebepotential**

Lokal kann im Bereich der Dauerfrostgrenze das Geschiebepotential deutlich zunehmen. In größeren Einzugsgebieten liegt die erwartbare Zunahme weit unter den natürlichen Schwankungen.

### **10.1.6 Wassertemperaturen**

Eine Zunahme der Temperaturen von Oberflächengewässern um ca. 0,8 °C bis 2050 ist zu erwarten. Diese erhöhte Temperatur entspricht einer Verschiebung in der Seehöhe um ca. 100 m. Damit ist auch mit Verschiebungen der Bioregionen zu rechnen. Die Zunahme der Wassertemperatur konnte auch im Grundwasser gemessen werden. Bei der Beurteilung von Wärmeeinleitungen (z.B. von Kraftwerken, die Flusswasser als Kühlwasser verwenden) ist diese Temperaturerhöhung zu berücksichtigen.

### **10.1.7 Oberflächenwassergüte**

Durch eine geringere Wassermenge – wie es in den Flachlandregionen Ost- und Südösterreichs der Fall sein kann – werden bestimmte Stoffe, wie Schadstoffe, nicht mehr so stark verdünnt und würden in höherer Konzentration auftreten. Angesichts des hohen Standards bei der Abwasserreinigung ist nur in Einzelfällen eine punktuelle Verbesserung erforderlich.

### **10.1.8 Grundwasser – Güte**

Das Grundwasser unterliegt Prozessen analog zu denen der Oberflächengewässer. Durch die Temperaturerhöhung laufen die Prozesse im Übergangsbereich zwischen Oberflächen und Grundwasser etwas rascher und vollständiger ab, wodurch Änderungen in der chemischen Zusammensetzung möglich sind. Eine Weiterführung der bisherigen Grundwasserschutzpolitik ist angebracht.

### **10.1.9 Wasserkraft**

Die Leistung der Laufkraftwerke dürfte im Winter zunehmen und sich im Sommer wenig ändern. Dadurch ergibt sich eine bessere Anpassung an den Verbrauch. Durch den Klimawandel ergibt sich für die Wasserkraft kein Handlungsbedarf.

### **10.1.10 Nutzungs- und Bedarfsaspekte**

Aufgrund der hohen Wasserverfügbarkeit in Österreich und der zu erwartenden geringen Änderungen ist mit keinem großräumigen Mangel an Rohwasser für die Wasserversorgung zu rechnen. Kleinräumig könnten sich jedoch vorhandene Engpässe in Gebieten mit ungünstigem Wasserdargebot verstärken. Dies ist bei der Bewirtschaftung der Wasserressourcen zu berücksichtigen.

## ***10.2 Prozesse im See (allgemeine Grundlagen)***

- Der Haupteinfluss des Klimawandels auf die Seen liegt in der Veränderung der Energiebilanz des geschichteten Oberwassers und in einer zeitlichen Ausdehnung der produktiven Phasen infolge höherer Temperaturen.
- Flache Seen mit Tiefen  $< 10$  m weisen ein geringes Puffervermögen für die Auswirkungen einer Veränderung klimatischer Rahmenbedingungen auf. Tiefe Seen besitzen in der Regel ein hohes Puffervermögen gegenüber Einflüssen und zeigen eine höhere interne Stabilität.
- Bei tiefen Seen  $> 10$  m spielt die Durchmischung im Herbst und Frühjahr eine zentrale Rolle für den Stoffkreislauf. Nicht voll durchmischte Seen fungieren als Nährstofffallen, die erhebliche Mengen an Nährstoffen (N und P) in den tiefen undurchmischten Bereichen ablagern und somit dem Kreislauf entziehen. Sauerstoff gelangt im Gegenzug nicht in diese Bereiche. Bei voll durchmischten Seen wiederum gelangen die sedimentierten Nährstoffe in Folge der Durchmischung in die Wassersäule und damit wieder in den Kreislauf. Auch das Tiefenwasser wird mit Sauerstoff versorgt.
- Die Durchmischungscharakteristik wird von den Temperaturen des geschichteten Oberwassers und den Windbedingungen dominiert.
- Ein anfangs voll durchmischter See, der zu einem teildurchmischten See mit Nährstoffanreicherung im Tiefenwasser wird und zu einem späteren Zeitpunkt wieder voll durchmischt wird, wird als Konsequenz massive Nährstoffkonzentrationen im Oberwasser und Algenblüten aufweisen.
- Dem Erhalt seiner typischen Mischungscharakteristik kommt in Hinblick auf die Reaktion des Sees auf die Veränderung klimatischer Rahmenbedingungen eine zentrale Bedeutung zu.

### ***10.3 Situation in der Vergangenheit***

- Die oberflächennahen Wassertemperaturen in den Seen Österreichs haben in den letzten Jahrzehnten generell zugenommen.
- Der Bodensee (Obersee) kann in Hinblick auf Temperaturen und Durchmischung als Beispiel für tiefe, vollaufgemischte Seen herangezogen werden.
  - In den letzten zwei Jahrzehnten hat sich der mittlere jährliche Wasserstand des Bodensees gegenüber den vorhergehenden Dekaden nicht verändert. Der Wasserstand im Sommer ist jedoch deutlich zurückgegangen, im Winter ist er angestiegen.
  - Der am Bodensee deutlich erkennbare Anstieg der Lufttemperatur führte zu einer geringfügigen Änderung der Durchmischungsvorgänge im See (Zeitraum der Durchmischung).
- Neusiedler See
  - In den Jahren 1991 – 2004 wurde eine Zunahme der Lufttemperatur von 0,7 °C und eine Abnahme des Niederschlags von 6 % gegenüber dem Vergleichszeitraum 1961 – 1990 registriert. In den letzten Jahren stieg der Niederschlag an.
  - Durch diese Temperaturzunahme erhöhte sich die Verdunstung. Bei gleichzeitiger Niederschlagsabnahme stieg die Wahrscheinlichkeit der Unterschreitung markanter Seepiegel.

### ***10.4 Situation in der Zukunft***

- Numerische Modelle können bisher keine gesicherte Aussage darüber treffen, ob es zu Änderungen in der Mischungscharakteristik der Seen kommt. Deshalb können für den Betrachtungszeitraum 2021-2050 keine gesicherten Aussagen über zu erwartende Beeinträchtigungen getroffen werden.
- Je nährstoffärmer der See, desto weniger Nährstoffe und infolge der Kohlenstoff-fixierung auch weniger organischer Kohlenstoff stehen für den Kreislauf in Seen zur Verfügung und umso geringere Auswirkungen veränderter klimatischer Rahmenbedingungen auf die Qualität sind zu erwarten.
- Bodensee
  - Die sommerlichen Wasserstände könnten sich in Zukunft reduzieren.



- Die Szenarienanalysen zeigen, dass wärmere Winter zu stabileren Schichtungen und einer Reduktion des vertikalen Stoffaustausches führen könnten. Die Durchmischung dürfte aber weiterhin gegeben sein.
  - Winterliche Starkwinde wirken erst bei extrem häufigem Auftreten auf die Vertikalzirkulation, wobei ihr Einfluss von der Temperaturverteilung im See und von den übrigen hydrometeorologischen Größen abhängt.
- Neusiedler See
    - Da die Wasserbilanz die Differenz zweier etwa gleich großer Zahlen (Niederschlag und Verdunstung) ist, sind die Prognosen der Wasserbilanz des Sees sehr unsicher.
    - Das Szenario mit dem CLM Klimamodell (2021-2050 im Vergleich zu 1976-2007) ergibt eine Erhöhung der Lufttemperatur um ca. 1 °C und eine Zunahme des Niederschlags um ca. 5 %. Unter diesen Voraussetzungen bleibt der Seepegel annähernd gleich dem derzeitigen Zustand.

### ***10.5 Anpassungsmaßnahmen***

- Zur Beobachtung potentieller Klimaeinflüsse auf die Durchmischung von Seen wird wenn nicht schon bisher umgesetzt (wie z.B. im Bodensee) - eine entsprechende Anpassung der Monitoringstrategie empfohlen (regelmäßige Tiefenprofile mit zumindest Temperatur und Sauerstoffmessungen).
- Wenn sich Einflüsse auf das Mischungsverhalten vollaufmischer Seen ergeben, erlangt die Nährstoffsituation der Seen eine zusätzliche Bedeutung. Dies sollte auch bei der Gewässerschutzstrategie für die Seen berücksichtigt werden.
- Der Neusiedler See ist als Steppensee stark von einer Erhöhung der Temperaturen betroffen, da sich die Verdunstung erhöht und so der Wasserhaushalt des Sees beeinflusst wird. Es wird empfohlen, die Änderungen in den hydroklimatischen Verhältnissen in der Betriebsordnung zu berücksichtigen

### ***10.6 Vorgangsweisen***

Methodisch erfolgt die Beurteilung der Auswirkung des Klimawandels auf österreichische Seen anhand zweier exemplarischer Seen, für die bereits detaillierte Studien verfügbar sind. Der Bodensee ist ein Vertreter der Gletscherrandseen, zu denen fast alle Österreichischen Seen zählen. Der Neusiedlersee ist ein Steppensee. Aufgrund der völlig unterschiedlichen

Charakteristik der beiden Seen sind auch andere Prozesse vom Klimawandel betroffen. Am Neusiedler See ist der Wasserhaushalt und damit direkt verbunden der Wasserstand im maximal 2 m tiefen See der maßgebliche Prozess. Am Bodensee, der an seiner tiefsten Stelle 254 m tief ist, spielen die Prozesse des Wasserhaushaltes eine untergeordnete Rolle. Hier sind der vertikale Wasseraustausch und der Stoffhaushalt von großer Bedeutung.

Dementsprechend sind die Untersuchungen am Neusiedler See auf die Veränderung des Wasserhaushaltes unter veränderten klimatischen Bedingungen fokussiert. Am Bodensee wird hingegen der vertikale Wasseraustausch beurteilt. Auch das Zooplankton und Phytoplankton, sowie der Bestand der Blaufelchen werden anhand beobachteter Daten diskutiert. In einem zweiten Schritt werden Ergebnisse aus der Literatur von hydrodynamischen Simulationen zusammengefasst.

### ***10.7 Prozesse im See***

Die Reaktion von Seen auf die Veränderung klimatischer Rahmenbedingungen hängt stark von der Charakteristik des Sees ab. Flache Seen mit Tiefen  $< 10$  m weisen ein geringes Puffervermögen für die Veränderung klimatischer Rahmenbedingungen auf. Tiefe Seen besitzen in der Regel ein hohes Puffervermögen gegenüber Einflüssen und zeigen eine höhere interne Stabilität. Dabei spielt die Mixis ebenfalls eine entscheidende Rolle.

Meromiktische Seen fungieren als Nährstofffallen, die erhebliche Nährstoffe (N und P) in den tiefen undurchmischten Bereichen ablagern und somit dem Kreislauf entziehen. Bei holomiktischen Seen wiederum gelangen die sedimentierten Nährstoffe in Folge der Durchmischung in die Wassersäule und damit wieder in den Kreislauf. Ebenso wichtig wie der Nährstoffaustausch ist auch die Sauerstoffversorgung des Hypolimnions durch die zweimalige Mischung unserer Seen.

Der Haupteinfluss des Klimawandels auf die Seen liegt einerseits in der Veränderung der Energiebilanz des Epilimnions und andererseits in einer Erhöhung der produktiven Zeiten infolge höherer Temperaturen. Die Erhöhung der Temperaturen im Epilimnion (siehe z.B. Oberflächentemperaturen in Abbildung 31 und Abbildung 33) erhöht entsprechend der spezifischen Wärmekapazität von Wasser den Energiegehalt im Epilimnion. Zum Zeitpunkt der herbstlichen Mixis ist daher mehr (Wind-) Energie für eine Durchmischung der stratifizierten Bereiche nötig als bei niedrigeren Temperaturen. Zudem erschweren die Dichteunterschiede auf Grund der Temperaturunterschiede zusätzlich die Durchmischung. Als Folge kommt es zu einer nicht mehr vollständigen Durchmischung der stratifizierten

Schichten. Nur unter isothermen Bedingungen im Epi- und Hypolimnion und ausreichendem Energieeintrag durch den Wind kann eine Volldurchmischung erfolgen, die wiederum für den Konzentrationsausgleich bei Sauerstoff (vom Epi- ins Hypolimnion) sowie Nährstoffen (vom Hypo- ins Epilimnion) notwendig ist. Unterbleibt die vollständige Mixis, kann es in den undurchmischten Tiefenbereichen im Extremfall zu einer völligen Sauerstoffzehrung und anoxischen oder gar anaeroben Bedingungen kommen, was wiederum Auswirkungen auf die Nährstoffkreisläufe hat. Entscheidend für die Auswirkungen des Klimawandels auf die Seen ist, ob trotz des höheren Energiegehalts im Epilimnion infolge höherer Temperaturen eine vollständige Durchmischung erreicht wird. Wegen ihrer Wassermassen weisen große und tiefe Seen eine hohe Kapazität für die Abpufferung der höheren Epilimniontemperaturen auf. Eine größenordnungsmäßige Abschätzung einer Temperaturerhöhung im Epilimnion für den Attersee (Annahme: Fläche 47 km<sup>2</sup>; mittlere Tiefe 85 m; Epilimnion 10 m; Hypolimniontemperatur 4 °C) ergibt bei einer Zunahme der Epilimniontemperatur um 2 °C zum Zeitpunkt der Herbstmixis (= 6 °C Epilimniontemperatur) eine Erhöhung des Gesamtenergiegehaltes des Sees um etwa 6 %, was einer Wärmemenge bzw. einem zusätzlichen Energiegehalt von etwa 4x10<sup>12</sup> kJ oder 4x10<sup>3</sup> TJ entspricht. Eine Volldurchmischung würde die mittlere Temperatur von 4 °C rechnerisch auf 4,24 °C erhöhen. Diese Temperaturerhöhung bewirkt eine Verminderung der 100 % Sauerstoffsättigungskonzentration von 12,9 mg O<sub>2</sub>/l auf 12,8 mg O<sub>2</sub>/l und wäre demnach zu vernachlässigen.

Neben dem Einfluss auf die Mixis ist auch die Verlängerung der produktiven Zeiten sowie die potentielle Erhöhung der biologischen Aktivitäten als Folge erhöhter Temperaturen im See ein zentraler Punkt. Speziell dieser Punkt steht im engen Zusammenhang mit der trophischen Situation des Sees, die sich im klimatischen Bezugszeitraum 1976-2006 stark verbessert hat und für sich betrachtet die Biozönosen in den Seen stark verändert hat. Und wieder sind es die kleineren flachen Seen, die hier einen stärkeren Einfluss erfahren als große, tiefe Seen. Die höheren Temperaturen führen zu einer Intensivierung der biologischen Aktivitäten, die auch von der Nährstoffsituation angetrieben werden. Je höher die verfügbaren Nährstoffe und je höher die Temperaturen, desto intensiver die biologischen Aktivitäten und Verkürzung der Turnover Zeiten. Eine Verkürzung der Turnover Zyklen für Nährstoffe bedeutet jedoch eine Zunahme der Kohlenstofffixierung im selben Zeitraum und somit eine Intensivierung der Primärproduktion. Die vermehrte Fixierung von Kohlenstoff stellt nun ein erhöhtes Hydrolysepotential dar, das weiter zu vermehrten bakteriellen Abbauprozessen führt. Dadurch, dass hier flache Seen < 10 m Tiefe besonders betroffen sind, die ihrerseits jedoch keine wesentliche Stratifizierung aufweisen und als polymiktisch angesehen werden können,

kommt es im Sedimentbereich auch zu keinen anoxischen / anaeroben Zuständen, da die auftretenden Winde häufig zu einer Durchmischung und somit einem Sauerstoffausgleich im sedimentnahen Wasser führen.

## ***10.8 Situation in der Vergangenheit***

### Ergebnisse in der Literatur

Lange Zeitreihen belegen, dass die Temperaturen in Schweizer Seen ansteigen (Kipfer und Livingstone 2008), wodurch die Wachstumsphase der Organismen verlängert wird. Unter anderem fördern höhere Temperaturen das Wachstum von Cyanobakterien, sodass es zur Bildung von dichten Zellteppichen kommen kann. Neben der Beeinträchtigung durch Geschmacks- und Geruchsstoffe kann es auch zur Bildung von Toxinen kommen. Ein weiterer Effekt, der durch die Erwärmung der Seen zu beobachten ist, ist eine stabilere Schichtung (Eawag 2009). Durch die Erwärmung der oberen Schichten verlängert sich die Sommerstagnation - Häufigkeit und Intensität der Mischungsereignisse nehmen ab, was wiederum zu niedrigen Sauerstoffkonzentrationen im Tiefenwasser führen kann. Glen (2010) untersucht anhand von Messdaten ausgewählter Europäischer Seen die Intensivierung der Nährstoffzyklen sowie die Bedeutung der Mixis und des Energieinhaltes der Seen.

## ***10.9 Trends der Temperaturentwicklung in österreichischen Seen***

Für 10 österreichische Seen wurden hier monatliche Temperaturdaten ausgewertet. Der Zeitraum beträgt für sieben der Seen 1976 – 2006, und für die drei Kärntner Seen Millstättersee, Ossiachersee und Wörthersee 1991 – 2006. Abbildung 31 zeigt die Entwicklung der mittleren Jahrestemperatur aller Seen. Der Trend der Erwärmung des Neusiedler See ist am auffälligsten. Die größten Schwankungen weist der Altausseer See auf.

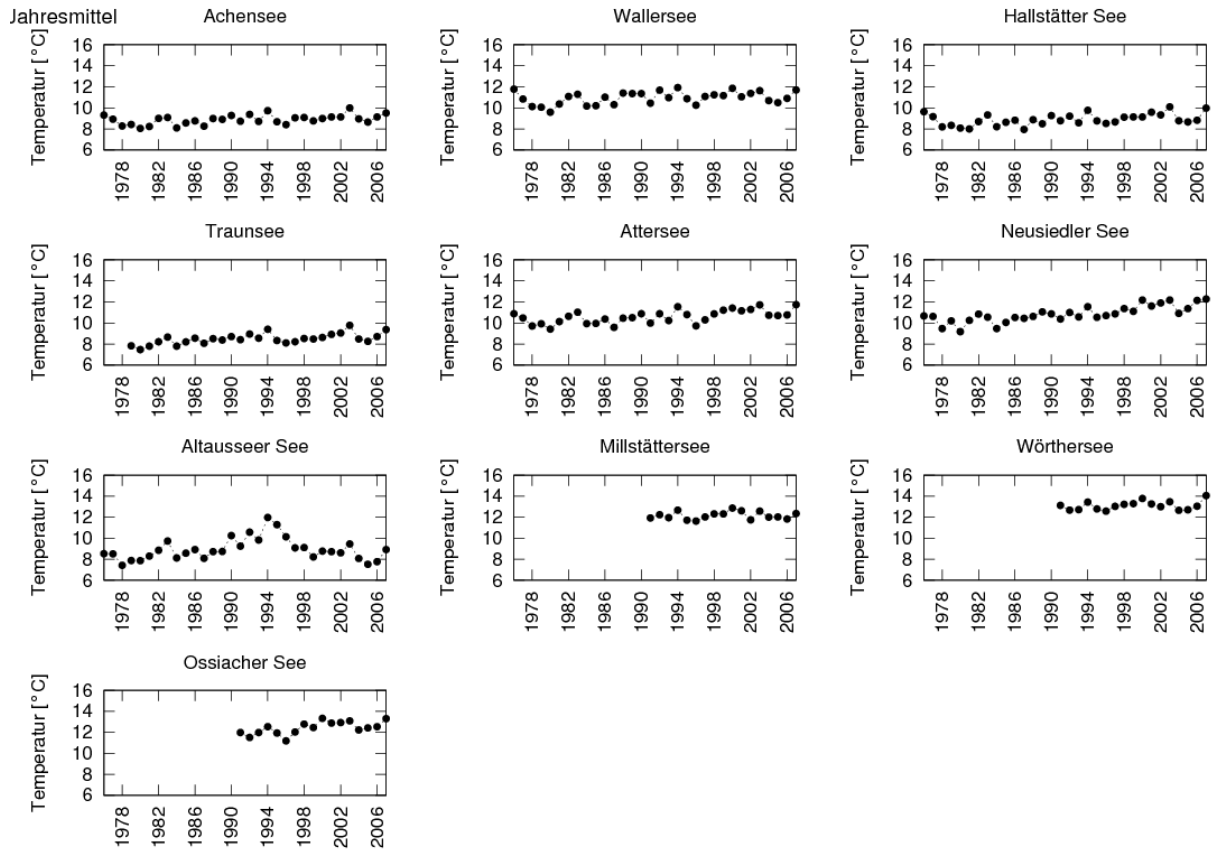


Abbildung 31: Mittlere Jahrestemperaturen einzelner österreichischer Seen

Für eine differenziertere Betrachtung sind die Wassertemperaturen in Abbildung 32 getrennt nach Jahreszeiten dargestellt. Es wurde der Neusiedler See (deutlichster ansteigender Trend) und der Hallstätter See (deutlichster gleich bleibender Trend) ausgewählt. Man sieht, dass der Beitrag der höheren Jahresmittelwerte am Neusiedler See aus den Sommermonaten stammt, wo die Seetemperaturen einen steigenden Trend zeigen, wohingegen die Wintermonate zumindest zwischen 1976 – 2000 keinen Trend aufweisen und erst in den letzten sechs Beobachtungsjahren ein leichter Anstieg zu beobachten ist. Am Hallstätter See sind keine eindeutigen Trends abzulesen. Einzig das letzte dargestellte Beobachtungsjahr 2007 zeigt in den Sommermonaten deutlich höhere Temperaturen, im Herbst allerdings dann im Gegenzug einen nach unten zeigenden Trend.

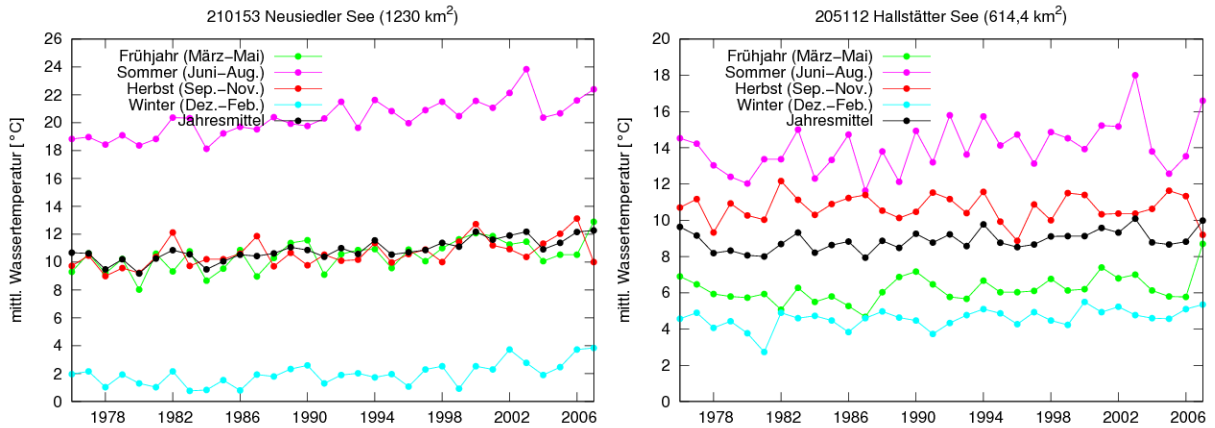


Abbildung 32: Zeitliche Entwicklung der mittleren Quartalstemperaturen am Neusiedler See (links) und am Hallstätter See (rechts)

Abbildung 33 zeigt die Temperaturen für zwei Oberflächenmessstellen am Attersee. Die getrennte Betrachtung der Jahreszeiten erlaubt eine ansatzweise Abschätzung der Wärmepufferkapazität des Sees. Der Temperaturtrend der Wintermonate (DJF) und Herbstmonate (SON) zeigt an der Station Weißenbach einen Anstieg von jeweils etwa 1 °C für den Zeitraum 1976 bis 2006, wogegen sich die Sommertemperaturen im selben Zeitraum um etwa 2 °C erhöht haben. Dies zeigt, dass sich die erhöhten Sommertemperaturen nicht direkt in den Herbsttemperaturen widerspiegeln. Für eine detaillierte Auswertung des Klimaeinflusses müssen seenspezifisch langjährig verfügbare Tiefenprofile betrachtet werden um Aussagen über eine Veränderung der Mixis zu erhalten, wie dies auch am Bodensee erfolgt ist.

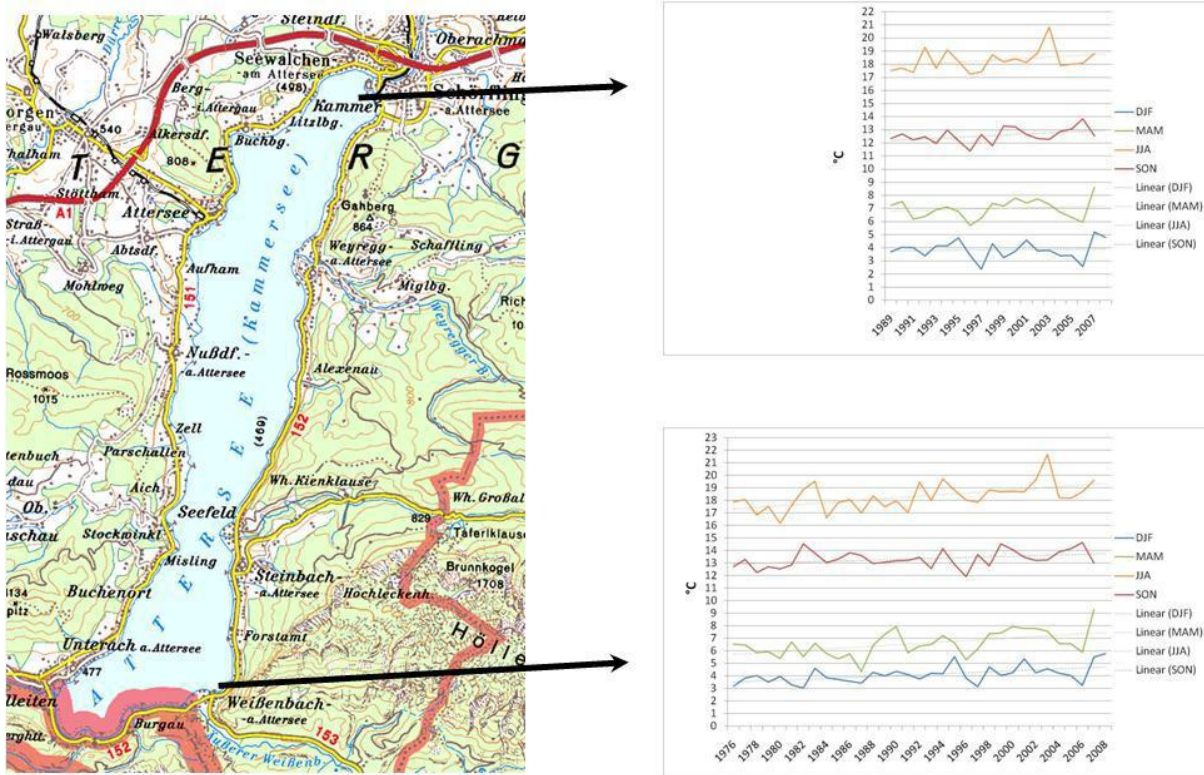


Abbildung 33: Trend der Temperaturdaten seit 1976 nach Jahreszeiten an zwei Messstellen im Attersee

## 10.10 Bodensee

### 10.10.1 Änderungen im hydrologischen Regime

*Fazit: Veränderungen des hydrologischen Regimes, insbesondere im Jahresverlauf von Pegelstand und Zuflusscharakteristik, sind in den letzten Jahrzehnten aufgetreten und haben Einfluss auf Fauna und Flora der ufernahen Feuchtgebiete.*

Die Charakteristik der Zuflüsse zum Bodensee hat sich sowohl durch anthropogene Einflüsse (Speicherhaltung) als auch durch die Folgen der Erwärmung (Schneeakkumulation und Schmelze) verändert, wobei sich die mittleren täglichen Winterabflüsse erhöht und die Sommerabflüsse im Gegenzug verringert haben. Die Erhöhung winterlicher Niederschlags- und Abflussmengen kann mit der Nordatlantischen Zirkulation zusammenhängen, welche in jüngerer Zeit vermehrt westliche und somit wärmere und feuchtere Luftströmungen nach Mitteleuropa leitet (Hurrell 1995; Straile et al. 2003).

Die Differenz des Wasserstandes am Pegel Konstanz/Bodensee im Vergleich zum Pegel Konstanz/Seerhein ist einem signifikanten, aber sehr kleinen sinkenden Trend von 1 mm/Jahr unterworfen, wobei die Ursachen dafür nicht erklärt werden können. Vermutet werden

anthropogene Einflüsse wie Ausbaggerung von Schifffahrtsrinnen oder Kiesentnahmen, weil die Veränderungen durch natürliche allmähliche Erosion des Flussbettes kaum erklärbar sind. Diese Tatsache muss aber bei Betrachtung der Verläufe des Pegels Konstanz im Auge behalten werden.

Während der Jahresmittelwert keinen Hinweis auf klimabedingte Änderungen liefert, deutet die Analyse der Jahresverläufe selbst auf einen Einfluss der Klimaänderung hin: Es wurden in den letzten Jahren deutlich geringere Pegelwerte von etwa Juli bis Mitte September aufgezeichnet, während die Werte von November bis Mitte Januar erhöht sind (Abbildung 34).

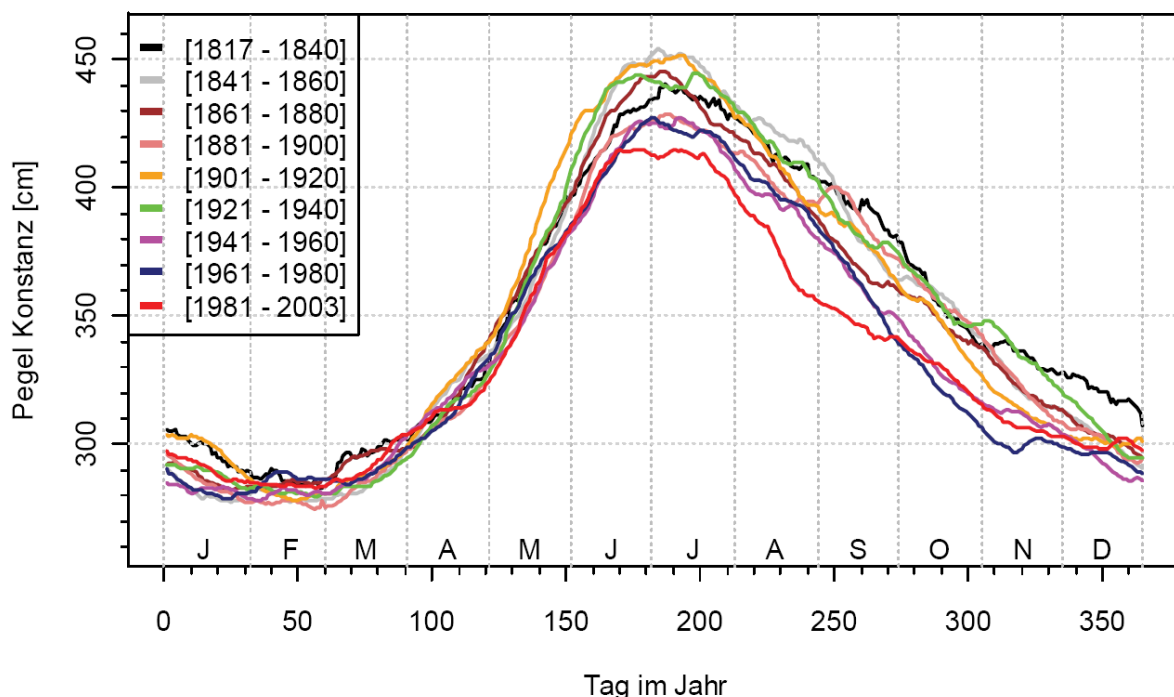


Abbildung 34: Mittlere Jahresgänge des Bodenseepegels Konstanz für verschiedene Zeiträume ab 1817. Aus KLIWA (2007)

Dieses Verhalten verläuft also parallel zu jenem der Bodensee-Zuflüsse, von denen der Alpenrhein ca. 62 % beiträgt (siehe dazu Abbildung 35). Flusswasser kann am ehesten im Winter, wenn seine Temperatur mit etwa 4 °C nahe dem Dichtemaximum liegt, in die tieferen Seeschichten eindringen, begünstigt wird dieser Vorgang durch enthaltene Schwebstoffe (seitlicher Dichtestrom). Allerdings ist der Eintrag von Flusswasser in den See nicht relevant für die Anreicherung tiefer Schichten mit Sauerstoff.

Der veränderte jahreszeitliche Verlauf der Wasserstände im See, insbesondere der im Mittel sinkende Wasserstand im Sommerhalbjahr, hat allerdings Einfluss auf ufernahe Feuchtgebiete und deren Fauna und Flora. Durch das Trockenfallen von einzelnen Regionen ist die Artenvielfalt dort einer drohenden Änderung unterworfen.



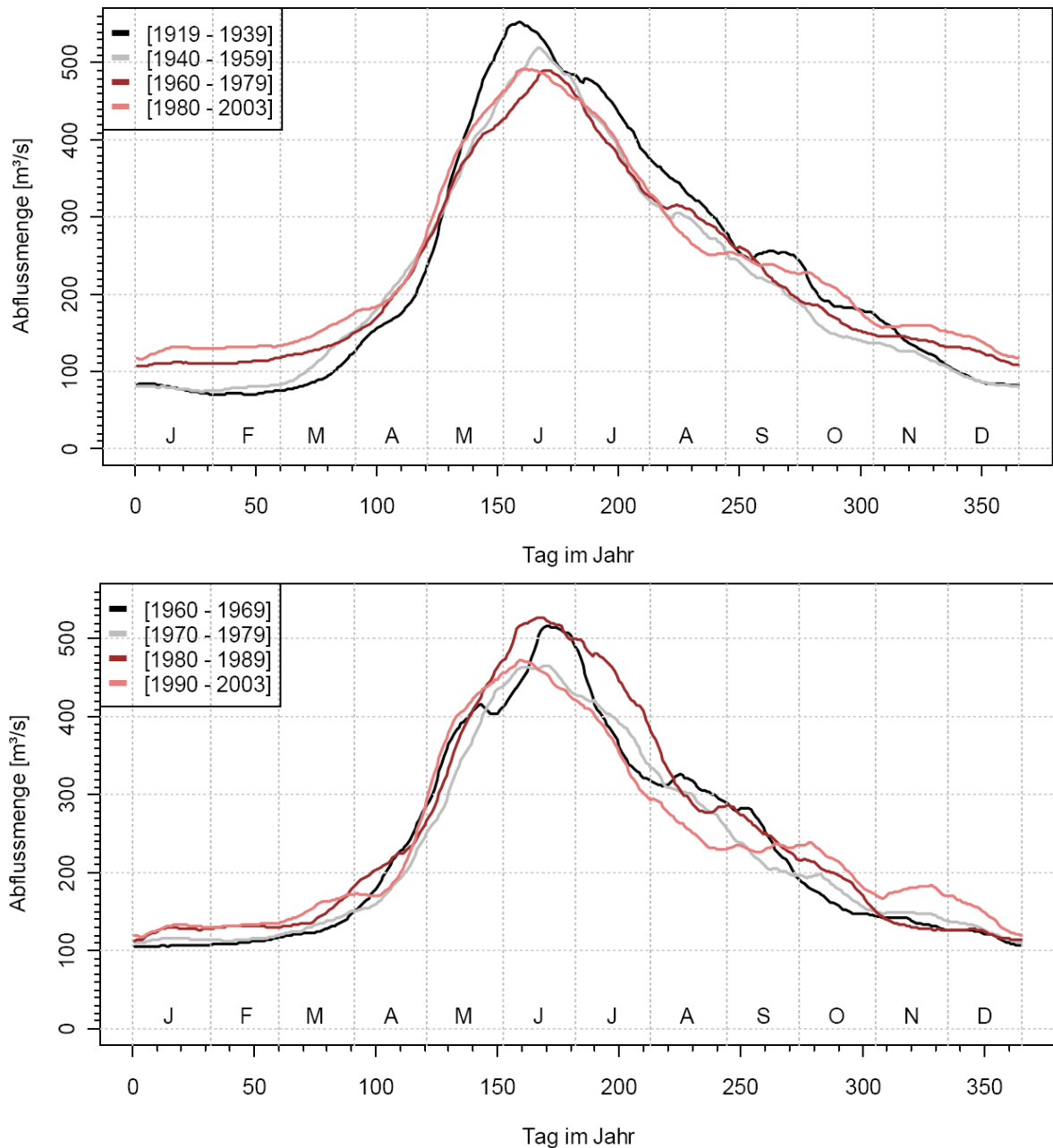


Abbildung 35: Mittlere geglättete Jahresverläufe der Alpenrheinzuflussmengen für verschiedene Zeiträume. Oben: ab 1919, unten ab 1960. Zeitfenster der Glättung:  $\pm 10$  Tage. Aus KLIWA (2007).

### 10.10.2 Vertikale Austauschvorgänge im See

*Fazit: Die Erwärmung des Klimas hat einen deutlichen Einfluss auf den vertikalen Wasseraustausch in tiefen Seen, wo der Dichteunterschied durch die Abkühlung der oberen Schichten im Winter den Stoffausgleich einleitet. Der Einfluss des Windes ist messbar, wobei sein Einfluss geringer ist als jener der Lufttemperatur.*

Grundlage für Veränderungen im See waren und sind die meteorologischen Bedingungen. Seit den 1960er-Jahren kann eine Zunahme der Luft- und Wassertemperaturen beobachtet

werden. 1963 war das einzige Jahr des Beobachtungszeitraumes, in dem der gesamte See zugefroren war (= Seegfrörne). Eine Analyse der Lufttemperaturen auf Tagesmaxima und –minima zeigt, dass bei den Minima die Trends in allen Monaten signifikant ansteigen und ausgeprägter ausfallen als die der Tagesmittel oder der Tagesmaxima.

Speziell die Auskühlung des Sees im Winter hat jedoch eine hohe Bedeutung für die vertikale Durchmischung und Tiefenwassererneuerung, d.h. die Anreicherung der tiefen Wasserschichten mit Sauerstoff. Seit Ende der 1980er-Jahre findet man bei im Mittel merklich höheren Luft- und Wassertemperaturen eine Änderung in der Charakteristik der Durchmischung, ausgeprägt schlechte Durchmischungsverhältnisse treten häufiger ein als davor.

Die vertikale Durchmischung des Sees entsteht durch Dichteunterschiede im Jahresverlauf. Wasser aus den oberen Schichten muss im Winter soweit ausgekühlt werden, dass es durch den so entstehenden Dichteunterschied zu den dann wärmeren Tiefenwässern absinkt. Es zeigt sich eine signifikante Korrelation zwischen dem Durchmischungsindex, der eine unabhängige Variable der aktuellen Durchmischung im vertikalen Profil des Sees darstellt, und der mittleren Lufttemperatur des Winterquartals Dezember-Januar-Februar.

Der Durchmischungsindex  $Z$  zeigt den Variationskoeffizienten des Indexstoffes über das vertikale Seeprofil. Ein Index nahe 0 bedeutet, dass über die gesamte Tiefe des Sees dieselbe Dichte/Konzentration herrscht und ein Austausch stattgefunden hat. Je größer der Index, desto schlechter bis gar nicht hat sich das Wasser vertikal ausgetauscht.

Um generalisierte Aussagen über die vertikalen Stoffaustauschvorgänge treffen zu können, wurden 45 Jahre vertikale Durchmischungen untersucht, wobei Messwerte von zwei Messpunkten in Seemitte vorlagen und als meteorologische Station jene in Konstanz gewählt wurde. Generell lässt sich sagen, dass in kalten Wintern mit einer mittleren Lufttemperatur unter 2,47 °C eine vertikale Durchmischung stattfindet, wobei Durchmischungsindizes  $< 0,2$  auftreten. Bei mittleren Temperaturen über 2,47 °C reicht die stoffliche Durchmischung des Sees von kaum erkennbar (Durchmischungsindex  $> 0,6$ ) bis zu einem praktisch vollständigen vertikalen Konzentrationsausgleich. Das bedeutet, dass kalte Winter einen Austausch fördern, in wärmeren Wintern aber keine generelle Aussage über den Austausch getätigt werden kann. Es gibt aber auch Ausnahmen in kalten Wintern: Inverse Schichtungen (oben kalt, unten wärmer) ohne vertikalen Stoffaustausch wurden regelmäßig dann beobachtet, wenn das tiefe Hypolimnion bereits zu Beginn des Winters Temperaturen nahe 4,0 °C aufwies, so dass sich kein ausreichender Dichteunterschied einstellen konnte, um einen Austausch des Wassers

einzuleiten. Das kann auftreten, wenn mehrere kalte Winter aufeinander folgen und sich die tiefen Seeschichten im Sommerhalbjahr nicht ausreichend erwärmen können.

In warmen Wintern findet keine ausreichende Auskühlung der Seeoberfläche statt, so dass der vertikale Stoffaustausch nur sehr schwach stattfinden kann.

Eine weitere meteorologische Größe ist der Wind, wobei Windrichtung und Windstärke gemessen werden. Die Untersuchungen zeigen, dass die Winde keiner Veränderung aufgrund der klimatischen Bedingungen unterworfen sind. Der Einfluss von Winden kann anhand zweier Jahre, wo ähnliche Temperaturverhältnisse im See und in der Luft herrschten, erläutert werden. In einem windreichen Jahr kam es im Gegensatz zu einem windärmeren Jahr zu einer Durchmischung aufgrund der Stürme bis in die größten Seetiefen. Stürme mit Windgeschwindigkeiten über 6 m/s wirken erst in extremer Häufung auf die Vertikalzirkulation. Kalte oberflächennahe Wassermassen können in Randbereiche des Sees gedrängt werden, wo die Wassertiefe geringer ist und diese Wassermassen so leicht auf den Grund sinken und von dort entlang des Grundes in Seemitte rutschen können (seitliche Dichteströmungen). Der Effekt der Stürme steht aber nicht alleine, sondern ist vor allem abhängig von den aktuellen Wassertemperaturen und ihrer zeitlichen Einbindung in den zeitlichen Ablauf. Das Auftreten starker Winde ist kein Garant für eine gute vertikale Durchmischung, was Messreihen aus anderen Jahren zeigen.

### **10.10.3 Veränderungen hydrochemischer Parameter und Wechselwirkung mit dem Phyto- und Zooplankton und den Blaufelchen**

*Fazit: Die Erwärmung des Klimas hat insofern Einfluss auf die Lebewelt im See, als die Sauerstoffversorgung insbesondere in den tiefen Schichten abhängig vom vertikalen Stoffaustausch im Winter ist. Diese ist von zu warmen Wintern negativ beeinflusst, wodurch sich auch die Sauerstoffversorgung im Wasserkörper verschlechtert.*

Für zahlreiche Organismen und chemische Prozesse ist die Sauerstoffkonzentration im Wasser ein wichtiger Parameter, daher wurde der Zusammenhang mit der Trophierung untersucht. Im Herbst tritt üblicherweise im Metalimnion (mittlere Wassertiefen) ein Bereich erniedrigter Sauerstoffkonzentration auf, der im Spätherbst mit der tiefergreifenden konvektiven Durchmischung wieder verschwindet. Im Hypolimnion (große Wassertiefen) nimmt der Sauerstoff ebenfalls im Jahresverlauf ab, wobei sich die Werte ab etwa Dezember bis April wieder erholen. In den Jahren der hohen Trophie im Bodensee (1976 – 1985)

konnten die höchsten Werte der Sauerstoffzehrung in tieferen Wasserschichten beobachtet werden.

Durch die unterschiedlichen Bedingungen kam es zu einer deutlichen Verschiebung im Artenspektrum, wobei sich die Änderungen je nach Art oder Gattung sehr unterscheiden. Die Konsistenz der Daten ist schwierig zu beurteilen und es muss daher von einer großen Unsicherheit in den Daten bzw. den Ergebnissen ausgegangen werden.

Der Bestand an Blaufelchen hat sich in den 1990er-Jahren aufgrund der Verbesserung der Trophie des Sees deutlich erhöht. Die geringen Bestände der 1960er-Jahre lassen sich einerseits auf die schlechte Versorgung mit Sauerstoff und andererseits auf geänderte Fangmethoden zurückführen, da damals die Maschenweite der Fangnetze deutlich verringert wurde und so Jungfische entnommen wurden, die für die Reproduktion im See verbleiben hätten sollen. Blaufelchen laichen nur an wenigen Tagen im Jahr in der ersten Dezemberhälfte, wobei junge Felchen eher später laichen. Der Zeitpunkt ist für die Fischindustrie interessant, da der Laich für die künstliche Bebrütung benötigt wird. Die Entnahme junger Felchen in den 1960er-Jahren hat dazu geführt, dass es zu einer Verjüngung des Felchenbestandes bis in die 1980er-Jahre kam. In jüngerer Zeit hat der Felchenbestand wieder ein deutlich höheres mittleres Alter erreicht, so dass die Beeinflussung des Laichzeitpunktes durch die Jungfische zurückgeht.

### ***10.11 Neusiedler See***

Die Wasserbilanz des Neusiedler Sees reagiert sehr stark auf die klimatischen Verhältnisse und besitzt kaum Zuflüsse aus dem Grundwasser (Reitinger und Schmalfuß 1993). Deswegen trocknete er in der Vergangenheit öfters aus (z.B. 1811) und es gab zahlreiche Höchststände mit Überflutungen (z.B. 1941) (ÖUGK 1996). In den Jahren 1991 – 2004 wurde eine Zunahme der Lufttemperatur von 0,7 °C und eine Abnahme des Niederschlags von 6 % gegenüber dem Vergleichszeitraum 1961 – 1990 registriert. Durch diese Temperaturzunahme erhöhte sich die Verdunstung. Bei gleichzeitiger Niederschlagsabnahme stieg die Wahrscheinlichkeit der Unterschreitung markanter Seepiegel. In den letzten Jahren stieg der Niederschlag an. Im Jahre 2010 verzeichnete der See sehr hohe Wasserstände.

Die Wassertemperaturen zeigten in den letzten Jahrzehnten einen stark steigenden Trend. Im Zeitraum 1976-2007 stiegen die mittleren jährlichen Wassertemperaturen um ca. 2 °C. Dieser Anstieg war vor allem auf die Sommermonate zurückzuführen. Die Wassertemperaturen im Sommer stiegen im gleichen Zeitraum um 3 °C an (Abbildung 32).

## ***10.12 Situation in der Zukunft***

### Ergebnisse in der Literatur

Die themenmäßig umfangreichste Arbeit über den Einfluss des Klimawandels auf Seen und zugleich die umfassendste Literaturzusammenstellung findet sich in Glen (2010). In diesem Buch werden die Ergebnisse des EU-FP 5 Projekts "CLIME - Climate and Lake Impacts in Europe" zusammenfassend publiziert. Das primäre Ziel des Projekts war die Entwicklung von Modellen zur Simulation der Reaktion von Seen auf Klimaveränderungen. Dazu wurden intensive Literatur- und Datenrecherchen zu den Themenkomplexen Wärmehaushalt, Kohlenstoff-, Stickstoff- und Phosphorkreislauf, und der saisonalen Dynamik von Phytoplankton durchgeführt, sowie die Einflüsse des Klimas auf die Seen verschiedener Europäischer Seen durchgeführt. Wegen des Umfangs dieser Publikation wird hier nur näher auf das Kapitel 20 "The Impact of Climate Changes on Lakes in Central Europe" eingegangen, da hier auch auf Österreichische Seen Bezug genommen wird. Neben der Darstellung des generellen Temperaturtrends für die Bezugsperiode 1961-1990 wird auf die Bedeutung des Temperaturregimes für die Stabilität der Wasserschichtung und den Zeitpunkt des Eintreffens typischer Ereignisse (Eisbedeckung, Frühjahrsalgenblüte, Maxis) und deren Dauer sowie den Zusammenhang mit Wetterlagen besprochen. Nach einer Beschreibung allgemeiner Zusammenhänge zwischen chemischen und biologischen Effekten wird in der zusammenfassenden Diskussion auf Basis der IPCC Szenarien auf die zu erwartenden Situationen in den Seen eingegangen. Dabei wird die Verkürzung der Eisbedeckungszeiten sowie eine Zunahme der Wassertemperaturen um 4 °C bis zum Ende des 21. Jahrhunderts erwartet. Die Zunahme der Tiefenwassertemperaturen wird mit 0,1-0,2 °C pro Jahrzehnt angegeben und auf die Bedeutung für den Nährstoff-turnover und die Sauerstoffsättigung hingewiesen.

### Bodensee

Neben der Analyse von Messdaten wurde in KLIWA (2009) zur genaueren Untersuchung der Wassertemperaturentwicklung, der thermischen Schichtung und der winterlichen vertikalen Durchmischung des Bodensees unter veränderten klimatischen Bedingungen ein dreidimensionales hydrodynamisches Modell mit der Modellierungssoftware Delft3D Flow erstellt. Mit der Anpassung des Modells konnten die gemessenen langjährigen Wassertemperaturverläufe in guter Übereinstimmung abgebildet werden. Allerdings müssen die Vereinfachungen des Modells (feine Auflösung in höheren Schichten, gröbere Auflösung in den mittleren Schichten, Verfeinerung in den größten Tiefen, in Summe maximal 50

Schichten) bei der Interpretation beachtet werden: Durch die relativ grobe Rasterung des Modells können z.B. keine kleinskaligen Prozesse wie die Ausbreitung von Flusswasserfahnen dargestellt werden. Inputdaten in das Modell sind Windstärke und Windrichtung, Lufttemperaturen, relative Luftfeuchte, Wolkenbedeckung, Zuflussmengen und Temperatur der Zuflüsse. Wichtigster Parameter für die Modellanpassung war die Wassertemperatur.

Das Szenario „Lufttemperaturänderung um einen festen Betrag“ bestätigt die Erkenntnisse, die aus der Analyse der Messdaten gefunden wurden: relativ kleine Temperaturänderungen wirken sich merklich auf die Tiefenwassererneuerung aus. Ein Abkühlungsszenario von  $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$  liefert einige zusätzliche Zacken in der Temperaturkurve der Tiefenwässer, was auf zusätzliche vertikale Austauschvorgänge hinweist, wohingegen eine Erhöhung von  $+1\text{ }^{\circ}\text{C}$  die Austauschvorgänge reduziert (Abbildung 36).

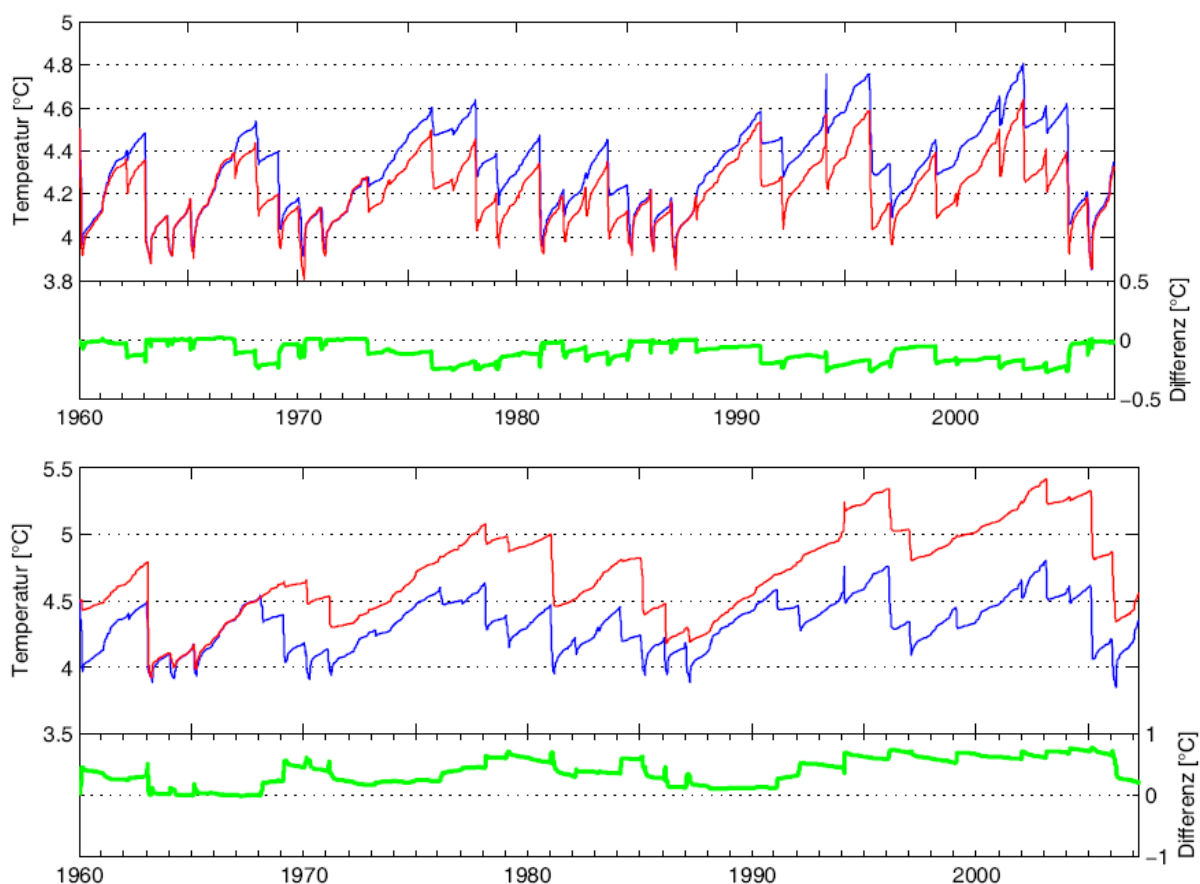


Abbildung 36: Oben: Abkühlungsszenario um  $-4^{\circ}\text{C}$ . Unten: Erhöhungsszenario um  $+1^{\circ}\text{C}$ . Blau: Referenztemperatur, rot: Szenariotemperatur, grün: Differenz der Tiefentemperatur. Zacken in der Tiefentemperatur weisen auf einen vertikalen Austauschvorgang hin, im Erhöhungsszenario treten weniger dieser Zacken auf. Aus KLIWA (2009)

Im Szenario „Saisonale Änderung der Lufttemperaturen um einen festen Betrag“ werden jeweils die Temperaturen einer Saison, die jeweils drei Monate umfasst (DJF, MAM, JJA, SON), verändert. Es bestätigt sich wieder, dass sich ausschließlich Temperaturerhöhungsszenarien in der Wintersaison DJF auf die Temperaturverteilung und damit auf die vertikalen Austauschvorgänge im See auswirken. Die „Veränderung der Variabilität innerhalb der Temperaturzeitreihen“ zeigt hingegen keinen Einfluss auf die Temperaturentwicklung im See.

Im Szenario „Windstärkeänderung um einen konstanten Faktor“ wird der Einfluss der Winde auf die vertikale Zirkulation untersucht. Stärkere Winde haben in dreifacher Weise Wirkung auf die winterliche Durchmischung des Sees: (a) Es findet eine stärkere Durchmischung der oberen Schichten im Sommerhalbjahr statt, wodurch sich auch die Tiefenwässer stärker erwärmen. Das fördert die winterliche Durchmischung. (b) Der See gibt bei stärkerem Wind im Winter mehr Wärme ab, was zu besseren Bedingungen für die winterliche Durchmischung führt. (c) Im Winter finden durch verstärkten Wind ein direkter Impulseintrag und damit eine stärkere Auskühlung statt. Verringerte Windstärken haben den gegenteiligen Effekt, sie reduzieren die winterlichen vertikalen Durchmischungsvorgänge.

Das Szenario „Saisonal variierende Windstärkeänderung“ hat, anders als die saisonalen Temperaturszenarien, eine größere Bandbreite an Auswirkungen. Stärkerer Wind im Quartal DJF hat dieselben Folgen wie zuvor beschrieben: Auskühlung der Oberfläche und Begünstigung der winterlichen vertikalen Durchmischung. Eine Erhöhung im Quartal MAM führt zu einer stärkeren Durchmischung, die durch die zu dieser Jahreszeit schwachen Schichtung begünstigt ist. Nachdem sich die obersten Schichten des Sees bereits erwärmen, wird ein erhöhter Wärmeeintrag in tiefe Schichten erreicht. In den Quartalen JJA und SON beschränkt sich die Wirkung stärkerer Winde nur auf die oberen Schichten.

Die „Änderung der Windrichtung“ in Richtung der Längsachse des Sees führt zu einer ganzjährig wirkenden erhöhten vertikalen Durchmischung und somit zu wärmeren Temperaturen im Tiefenwasser.

Die „Veränderung der relativen Luftfeuchte“ hat aufgrund des hohen Einflusses der Luftfeuchte auf die Verdunstung der Seeoberfläche insofern Wirkung, als geringere Feuchtwerte die Verdunstungsauskühlung erhöhen und gleichzeitig zu einer stärkeren effektiven langwelligen Rückstrahlung führen. Ähnliche Wirkung hat die „Veränderung der Wolkenbedeckung“, wobei eine Verminderung durch die zusätzliche Sonneneinstrahlung zu einer Erwärmung des Sees und im Gegenzug eine Erhöhung zu einer Abkühlung des Sees

führen. Die Auswirkungen sind im Sommer stärker als im Winter und betreffen vorwiegend die oberen Wasserschichten.

### Neusiedler See

*Fazit: Szenarienrechnungen des Wasserhaushalts des Neusiedler Sees zeigen, dass erhöhte Lufttemperaturen und geringere mittlere Niederschläge zu deutlich geringeren Seewasserständen führen werden und die Wahrscheinlichkeit der Austrocknung erhöhen.*

In der Studie (Eitzinger et al. 2005) wurden die Auswirkungen des Klimawandels auf den Wasserhaushalt des Neusiedler Sees untersucht. Für die Beurteilung der Auswirkung von Klimaänderungen wurden zwei Szenarien ausgewählt. Für die 2020er-Periode (Mittel 2010 – 2030) beträgt die Temperaturänderung 1,9 °C, für die 2040er-Periode (Mittel 2030 – 2050) 2,5 °C (Abbildung 37). Für den Niederschlag wurde eine Sensitivitätsanalyse durchgeführt, indem die jährliche Niederschlagssumme um 5, 10 und 20 Prozent erhöht und verringert wurde. Hydrologische Randbedingungen wie Grundwasser, Zu- und Abfluss beeinflussen die Wasserbilanz des Sees zu nur 10 – 20 %, sie werden klimaunabhängig angenommen und in der Sensitivitätsanalyse variiert. Durch den in den letzten 30 Jahren beobachteten Temperaturanstieg hat sich auch die Wassertemperatur des Sees kontinuierlich erhöht.

Die Szenarienrechnungen zum Wasserhaushalt unter veränderten meteorologischen Bedingungen zielen darauf ab, Randbedingungen zu finden, unter denen der See austrocknet. Mit Hilfe eines Wettergenerators wurden aus regionalisierten klimatischen Basisdaten Jahresreihen berechnet. Für jedes einzelne Klimaszenario wurden 500 Jahresreihen berechnet. Beispielhafte Ergebnisse sind in den folgenden Abbildungen dargestellt.

Bereits die Erwärmung der Lufttemperatur in der Periode 1991 – 2004 als Input in den Wettergenerator liefert für die Modellrechnungen verringerte Pegelstände im Vergleich mit der Periode 1961 – 1990, wie Abbildung 38 zeigt. Es treten gehäuft Jahre mit geringerem Wasserspiegel auf als im Vergleichsszenario 1961 – 1990.

Eine Sensitivitätsanalyse mit verändertem Niederschlag und den Temperaturen für die 2020er-Jahre zeigt deutliche Auswirkungen auf den Pegelstand des Neusiedler Sees. In Abbildung 39 sind die 2020er-Szenarien für veränderten Niederschlag dargestellt. Mit einer gleichzeitigen Zunahme des Niederschlags um ca. 5 % kann der Seepegel am selben Niveau gehalten werden, wie er unter derzeitigen Bedingungen simuliert wird.



### Jahresgang der Temperaturänderung in Neusiedl am See bezogen auf die Klimanormalperiode 1961-1990

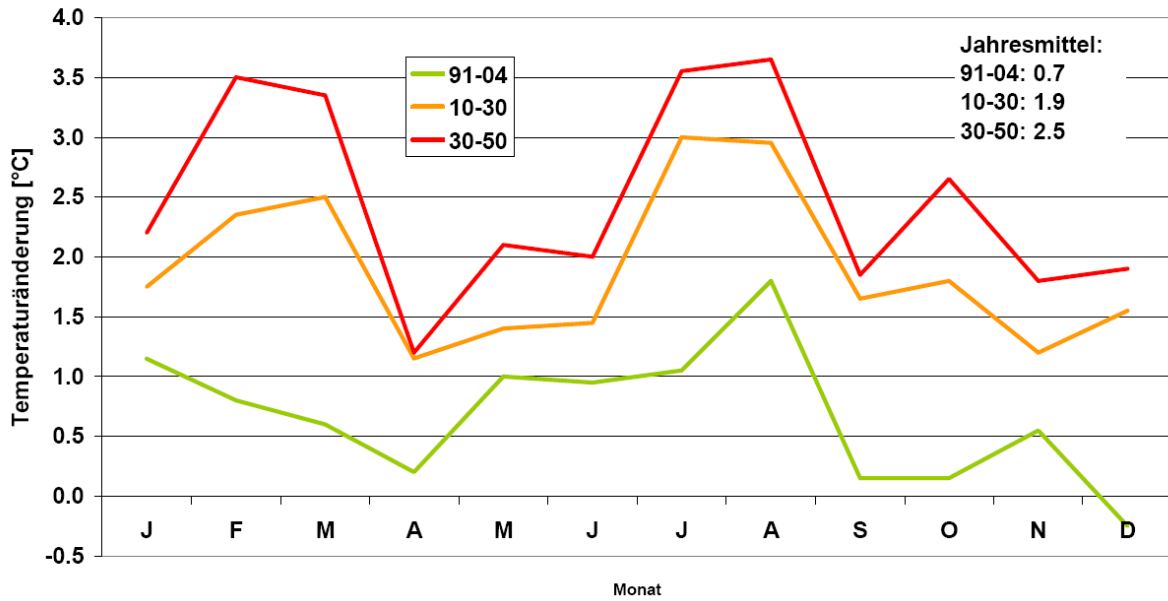


Abbildung 37: Änderungen der Monatsmitteltemperaturen in den Szenarien 2020er-Jahre und 2040er-Jahre.

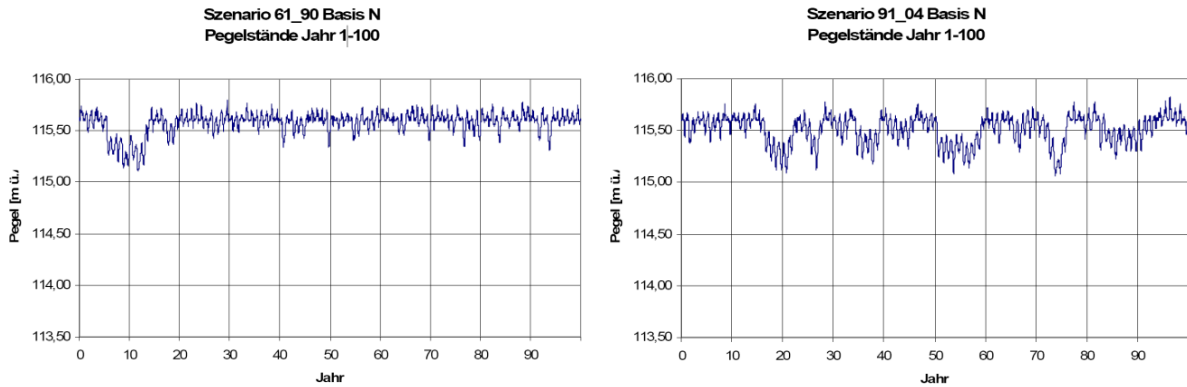


Abbildung 38: Szenario 1961 – 1990 (links) und Szenario 1991 – 2004 (rechts).

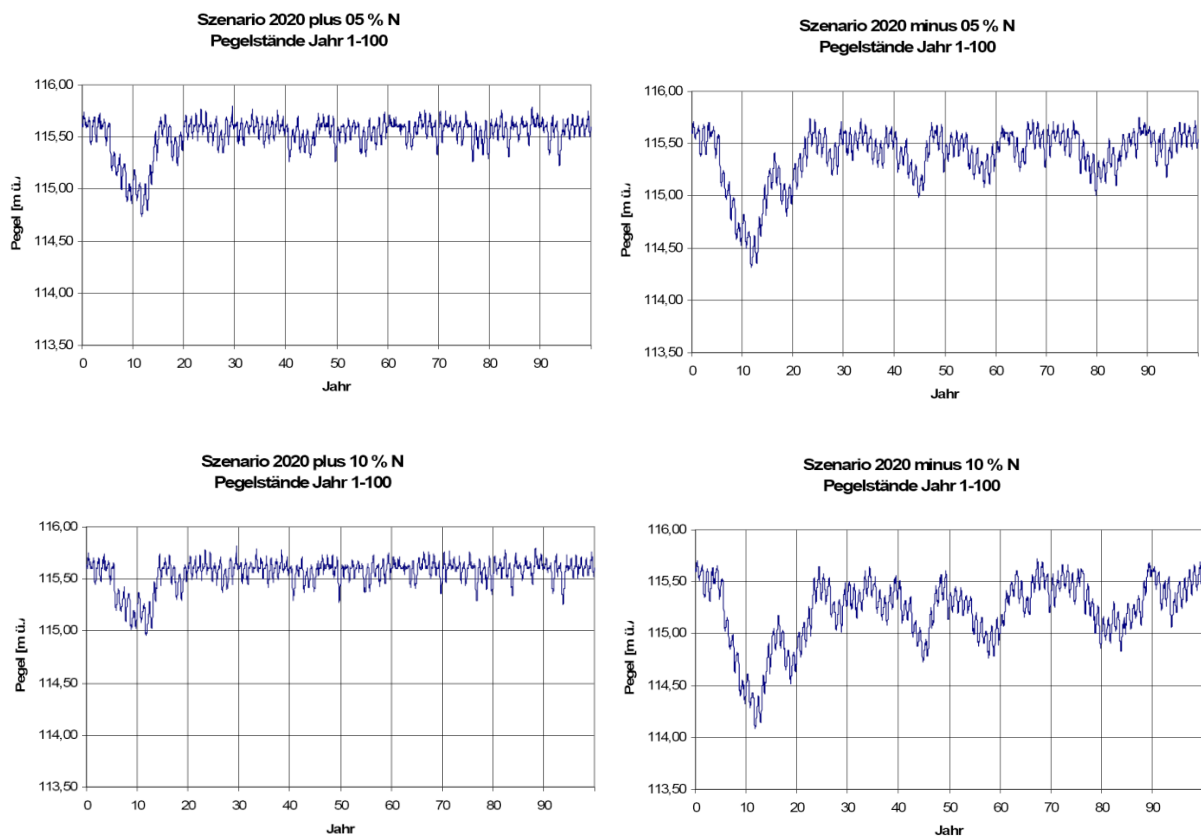


Abbildung 39: Szenario 2020er-Jahre mit Variation des Niederschlags und Auswirkung auf die Pegelstände.

Tabelle 12: Veränderungen einzelner Parameter unter veränderten Temperaturbedingungen in Bezug auf die Periode 1961 – 1990 bei gleich bleibenden Niederschlagsverhältnissen.

	1991-2004	2020er - Szenario	2040er - Szenario
Erhöhung der mittleren Temperatur	0,7°C	1,9°C	2,5°C
Erhöhung der Verdunstung	9,60%	18,3%	23,3%
Häufigkeit der Unterschreitungen des Pegelstandes 115m	1,40%	5,8%	11,4%
Häufigkeit der Unterschreitungen des Pegelstandes 114,5m	0%	0,6%	1,2%

Da unter den Klimaszenarien der 2020er und 2040er Periode eine Temperaturerhöhung zu verzeichnen ist, wird in den verwendeten Klimaszenarien ein höheres Verdunstungspotential wirksam, was zu einer noch größeren Sensibilität des Wasserstandes des Neusiedler Sees hinsichtlich künftiger Niederschlagsschwankungen führt. Schon in der Periode 1991-2004 gab es eine Jahresmitteltemperaturerhöhung von 0,7 °C und eine Abnahme des mittleren Jahresniederschlags von 6 % (ca. 40 mm) im Vergleich zu 1961-1990. Unter diesen derzeitigen Klimabedingungen wird die kritische Wassermarke von 115,20 m über Adria im statistischen Mittel alle 12 Jahre unterschritten. Wie in Tabelle 12 gezeigt ist, steigt die Häufigkeit der Unterschreitung markanter Seepiegel mit der erwarteten Klimaerwärmung deutlich an. Auch eine geringe Abnahme des mittleren Niederschlages der Region von z.B.

5 % hat eine signifikante Häufung von Niedrigwasserständen zur Folge die im seltener auftretenden Extremfall bis zur Austrocknung führen würde. Ein Pegelstand von 114.5 m, was einer Fast-Austrocknung entspricht, würde beim derzeit herrschenden Klima (1991- 2004) statistisch gesehen nicht auftreten, in der wärmeren 2020er Periode - bei gleich bleibendem Niederschlag wie in der Basisperiode 1961-1990 - alle 166 Jahre (0,6 % Wahrscheinlichkeit) und in der 2040er Periode alle 83 Jahre (1,2 % Wahrscheinlichkeit). Eine Verringerung des Niederschlages um 5 % in den Klimaszenarien erhöht diese Wiederkehrwahrscheinlichkeit der Austrocknung auf 71 (2020er Periode) bzw. 25 (2040er Periode) Jahre.

Die Studie von Kubu (2006) befasst sich mit der für den See notwendigen Dotation, um die Austrocknung zu verhindern. Eine kontinuierliche Dotation von 1 m<sup>3</sup>/s kann demnach den See wirksam vor einer Austrocknung bewahren. Der Einfluss der Dotierungsmenge auf die Unterschreitungswahrscheinlichkeit von Seepegeln ist in Abbildung 40 dargestellt.

Der Wasserhaushalt des Neusiedler Sees ist stark von steigenden Lufttemperaturen betroffen. Dadurch ist zu erwarten, dass die Verdunstung steigt. Falls der Niederschlag um 5 % zunimmt, würde er die erhöhte Verdunstung ausgleichen.

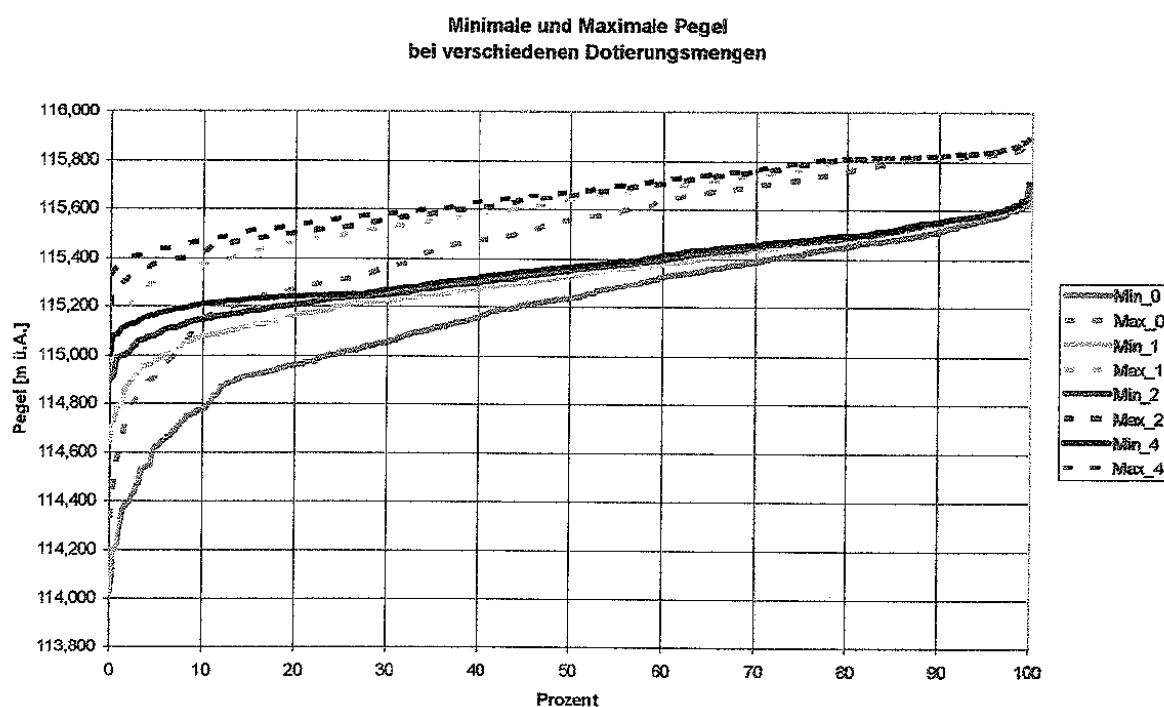


Abbildung 40: Einfluss der Dotierungsmenge (0, 1, 2, 4 m<sup>3</sup>/s) auf minimale und maximale Jahrespegel, Szenario 2040. Aus Kubu (2006)



***11 Glen, G., 2010. The Impact of Climate Change on European Lakes (1 - 13). In: The Impact of Climate Change on European Lakes/ Glen George (ed.). Dordrecht; Heidelberg: Springer 2010.***

Heutzutage sind strengere Winter eine Seltenheit geworden und man ist zunehmend über die milderen Winter und warmen Sommer besorgt, die sich auf die Wasserqualität unserer Seen und Flüsse auswirken. Der ökologische Zustand vieler europäischer Seen hat sich in den letzten zwanzig Jahren dramatisch verändert. Viele dieser Veränderungen sind das Resultat menschlichen Einflusses im Einzugsgebiet, aber viele Veränderungen gehen auch auf den Wandel im regionalen Klima zurück (George 2002; Blenckner and Chen 2003a; Straile et al., 2003b).

Für die nördlichen Seen Europas ist der beeinflussendste klimatische Faktor jener, der mit der zeitlichen Ausdehnung der eisfreien Periode verbunden ist (Weyhenmeyer et al. 1999; Weyhenmeyer et al. 2005). In den Seen Westeuropas spielen die vermehrten Winterregenfälle (George et al. 2004) und die Veränderung der Häufigkeit der warmen Sommertage (George et al. 2007) eine große Rolle.

Ein wichtiges Ziel des CLIME-Projektes (Climate and Lake Impacts in Europe) bestand darin, Modelle zu entwickeln, die dafür verwendet werden konnten, Reaktionen von Seen auf Veränderungen des Klimas in der Zukunft und in der Vergangenheit zu simulieren. Das zweite Ziel von CLIME war es, jährliche beobachtete Veränderungen von verschiedensten Seen zu analysieren und diese Abweichungen mit den lokalen Veränderungen im Einzugsgebiet und regionalen Veränderungen im Wettergeschehen zu verknüpfen. CLIME war ein Dreijahresprojekt und endete im Dezember 2006. Seither wurden auf internationalen Konferenzen unterschiedlichste Präsentationen und Vorträge abgehalten und weit mehr als Hundert Publikationen wurden in ausgewählten Journalen zu diesem Thema veröffentlicht.

Das CLIME-Projekt wurde ins Leben gerufen, um unterstützende Strategien für die Wasserrahmenrichtlinie zu liefern. Die Wasserrahmenrichtlinie repräsentiert eine fundamentale Veränderung im Management europäischer Gewässer. Das führende Prinzip dieser Richtlinie ist das Erreichen eines „guten ökologischen Zustandes“ für alle Grund- und Oberflächengewässer bis zum Jahr 2015. Oberflächengewässer besitzen einen guten ökologischen Zustand, wenn ihre physikalischen, chemischen und biologischen Eigenschaften, jenen von ähnlichen Systemen, die sehr geringen anthropogenen Einflüssen unterworfen sind, entsprechen. Als die Wasserrahmenrichtlinie ins Leben gerufen wurde, war der Klimawandel noch nicht so ein aktuelles Thema wie heutzutage. Um den direkten und

indirekten Einfluss des Klimawandels zu erkennen, werden in Zukunft die ökologischen Vorgehensweisen verändert werden müssen.

Für die zuständigen Behörden ist es die Aufgabe zu unterscheiden, ob die Verschlechterung der Wasserqualität auf anthropogene Einflüsse im Einzugsgebiet oder auf Veränderungen im regionalen Klima zurückzuführen ist.

***12 Arvola, L. et al., 2010. The Impact of Changing Climate on the Thermal Characteristics of Lakes (85 - 101). In: The Impact of Climate Change on European Lakes/ Glen George (ed.). Dordrecht; Heidelberg: Springer 2010***

Meteorologische Kräfte, die an der Grenzfläche zwischen Luft und Wasser wirken, sind die dominanten Bestimmungsgrößen für die Wärmebilanz der meisten Seen (Edinger et al. 1968; Sweers 1976). Jährliche Veränderungen im Wettergeschehen haben aus diesem Grund einen großen Einfluss auf die thermalen Eigenschaften eines Sees. Seen, die sich hinsichtlich ihrer Morphometrie unterscheiden, reagieren unterschiedliche auf solche Veränderungen (Gorham 1964). Weitere wichtige Faktoren, die die thermalen Eigenschaften von Seen beeinflussen sind unter anderem die hydraulische Verweilzeit, optische Eigenschaften und das landschaftliche Umfeld (u.a. Salonen et al. 1984; Fee et al. 1996; Livingstone et al. 1999). Diese beschriebenen Eigenschaften modifizieren die thermischen Antworten eines Sees auf meteorologische Kräfte (vergl. Magnuson et al. 2004; Blenckner 2005) und regulieren die Muster von räumlichen Zusammenhängen, welche in verschiedenen Regionen beobachtet wurden (Livingstone 1993; George et al. 2000; Livingstone und Dokulil 2001; Järvinen et al. 2002; Blenckner et al. 2004).

In Europa sind die Oberflächenwassertemperaturen der meisten Seen im Juli bzw. Anfang August am höchsten. In geringeren Höhenlagen der zentraleuropäischen Seen, erreichen diese Temperaturen oft mehr als 25°C (Livingstone und Lotter 1998; Livingstone und Padisák 2007), sind jedoch geringer bei alpinen Seen oder Seen in höheren Breitenlagen (Livingstone et al. 1999; Korhonen 2002; George et al. 2007b).

Langzeitwassertemperaturaufnahmen sind von verschiedensten Seen in unterschiedlichen Regionen vorhanden (u.a. Livingstone 1993; Bengtsson et al. 1996; George et al. 2000; Livingstone und Dokulil 2001; Nöges 2004). Solche Langzeitdatensets sind besonders wertvoll, um thermische Antworten von Seen unterschiedlicher Größe, Topographie und geographischer Lage auf klimatische Veränderungen zu dokumentieren. Darüber hinaus sind solche Daten für Aussagen über allmähliche als auch abrupte Veränderungen in der thermischen Charakteristik eines Sees von enormer Wichtigkeit. Beinhalten diese Datensets Jahre mit untypischen Wetterbedingungen, sind jene besonders wertvoll, da sie Informationen über die möglichen Reaktionen von Seen auf Extremereignisse in der Zukunft liefern. Fritz (1996) postulierte, dass jene Seen, die sich in Extremhabitaten bzw. nahe einer Ökoton- oder einer klimatischen Grenze befinden, sensibler auf klimatische Veränderungen reagieren.

Sogar relativ geringe Veränderungen in den thermalen Eigenschaften von Seen, - zum Beispiel in den thermischen Schichtungsprozessen – können Konsequenzen für die Phytoplankton-, Bakterioplankton und Zooplanktonpopulationszusammensetzung mit sich ziehen und sogar die Umsetzungsrate beeinträchtigen (z.B. Steinberg und Tille-Backhaus 1990; Tulonen et al. 1994; Weyhenmeyer et al. 1999; Gerten und Adrian 2000; Arvola et al. 2002; Jasser und Arvola 2003). Der Grund dafür liegt darin, dass Organismen sehr oft an enge Temperaturbereiche angepasst sind und deren spezielle Lebenszyklusstrategien sehr sensibel auf Veränderungen in der Wassertemperatur reagieren können (Chen and Folt 1996).

Jenes Paper gibt einen kurzen Überblick über den Einfluss des Klimawandels auf die thermalen Eigenschaften europäischer Seen. Die 25 ausgewählten Seen befinden sich in drei sehr unterschiedlichen Klimaregionen: Nordeuropa (Estland, Finnland und Schweden), Westeuropa (Irland und England) und Zentraleuropa (Österreich, Deutschland und Schweiz). Die Antwort jener Seen auf den Klimawandel hängt von ihren Zirkulationseigenschaften ab, welche durch die geographische Lage, das landschaftliche Umfeld, die Größe und Topographie beeinflusst werden. Die Seen wurden auf Grund der Zugehörigkeit zu unterschiedlichen Zirkulationstypen ausgewählt. Die nördlichen Seen besitzen winterliche Eisdecken und sind grundsätzlich dimiktisch – sie durchmachen zweimal im Jahr eine Vollzirkulation – im Herbst vor Bildung einer Eisdecke und im Frühjahr nach Abschmelzen der Eisdecke. Außerdem kommt es zweimal im Jahr zu einer thermalen Stratifizierung – im Sommer (positiv) und im Winter (negativ).

Die tiefen Seen in Zentral- und Westeuropa besitzen im Regelfall keine Eisbedeckung im Winter und sind generell monomiktisch - dass heißt, sie durchmachen eine komplette Durchmischungsperiode während des Winters und eine verlängerte Stratifikationsperiode während des Sommers. Einige tiefe perialpine Seen können auch unvollständige Durchmischungsphasen durchmachen und die thermalen und chemischen Eigenschaften der tiefen Wasserschichten dieser Seen können sich wesentlich von Jahr zu Jahr unterscheiden (Livingstone 1993). Solche Seen werden für gewöhnlich zu den fakultativ monomiktischen Seen gezählt (vergl. Winter 2004). Seichte Seen innerhalb dieser Region, insbesondere jene mit einer großen Wasseroberfläche, sind durchwegs polymiktisch, das heißt, sie durchmischen häufig, oder sogar kontinuierlich innerhalb des Jahres. Wenn ein seichter See zufriert, verändert sich natürlich auch sein Durchmischungscharakter. Im Gegensatz dazu, sind viele seichte, gut geschützte Seen, welche in borealen Regionen vorzufinden sind, grundsätzlich dimiktisch, zeitweilig monomiktisch oder meromiktisch (die tiefen Wasserschichten stagnieren oder durchmischen nicht).



Langzeitdaten, die hier ausgewertet wurden, weisen darauf hin, dass in den letzten paar Jahrzehnten ein schwacher, jedoch stetiger Anstieg in den winterlichen Wasseroberflächentemperaturen der europäischen Seen stattfindet. Wenn man die Ergebnisse innerhalb der Länder vergleicht, variiert der mittlere jährliche Anstieg der Winteroberflächentemperaturen von 0,014 K pro Jahr in Österreich zu 0,026 K pro Jahr in England und die Gewässergrundtemperaturen von unter 0,010 K pro Jahr in Finnland zu 0,034 K pro Jahr in England. Statistisch signifikante Trends sowohl in den winterlichen Wasseroberflächentemperaturen als auch in den Gewässergrundtemperaturen wurden lediglich in zwei Seen dokumentiert: Windermere (England) und Unterer Zürichsee (Schweiz). Der Anstieg der winterlichen Wasseroberflächentemperatur betrug für Windermere 0,026 K pro Jahr und für den Unteren Zürichersee 0,022 K pro Jahr. Werden die Ergebnisse der Wasseroberflächentemperaturen von allen nördlichen Seen kombiniert, ist ein statistisch signifikanter Anstieg nachzuweisen – werden die Seen jedoch separat analysiert, ist ein statistisch signifikanter ansteigender Trend in lediglich zwei der 10 Seen zu beobachten. Der Hinweis zu einem ununterbrochenen Temperaturanstieg ist hiermit ziemlich schwach, doch wäre anzumerken, dass eine Variabilität innerhalb der unterschiedlichen Seen zu beobachten ist.

In streng dimiktischen, eisbedeckten Seen der hohen Breiten und/oder der großen Höhen, werden wärmere Winter tendenziell dazu führen, dass sich die Periode der Eisbedeckung verkürzt, indem die Seen später zufrieren und früher auftauen, als in kälteren Wintern. Dies wird in einem späteren Turnover im Herbst und einem früheren im Frühjahr resultieren. Darüber hinaus kann das frühe Schmelzen des Schnees und das Abtauen des Eises ein verfrühtes Auftreten von Frühjahrsphytoplanktonblüten zur Folge haben – wie es beispielsweise im Erkenersee, Schweden, beobachtet wurde (Weyhenmeyer et al. 1999). Spätes Zufrieren, durch eine eventuell längere vorausgegangene herbstliche Durchmischungsperiode, könnte die gesamte Wassersäule in tiefen Seen effizienter abkühlen, als es innerhalb kürzere herbstlichen Durchmischungsphasen möglich ist – außerdem könnte dies in einer besseren Sauerstoffzufuhr innerhalb des Hypolimnions resultieren.

Hingegen werden in monomiktischen Seen, wie sie die meisten großen, in geringen Höhen liegenden Seen West- und Zentraleuropas sind, warme Winter eine Abnahme der Häufigkeit, Intensität und Durchdringtiefe der Durchmischungsereignisse zur Folge haben. Seen, welche aufgrund von kontinuierlich hohen Windgeschwindigkeiten stets im Winter zirkulieren, werden eine Erhöhung der Wassertemperaturen in allen Tiefenschichten erfahren, was durch einen Anstieg der Gleichgewichtstemperaturen an der Luft-Wasseroberfläche ausgelöst wird.

Daten von monomiktischen Seen in England deuten an, dass langzeitliche Anstiege sowohl in den Oberflächen-, als auch in den Bodentemperaturen tatsächlich auftreten.

In Seen, welche innerhalb eines Jahres nicht immer komplett durchmischen, werden die Häufigkeiten, in der die thermale Schichtung kontinuierlich besteht, von einem Sommer zum nächsten ansteigen (obwohl sie im Winter schwächer wird).

Langzeitaufnahmen bestätigen einen stetig ansteigenden Trend der sommerlichen Wasseroberflächentemperaturen in den letzten paar Jahrzehnten. Wie im Falle der winterlichen Lufttemperaturen, hängt die Antwort der Seen auf die steigenden sommerlichen Temperaturen vom jeweiligen Seentyp ab. In stark stratifizierenden Seen, schützt diese erhöhte Stabilität das Hypolimnion effektiv vor den Einflüssen der steigenden Lufttemperaturen. Dieser Effekt ist überwiegend in kleinen, stark gefärbten Seen, in welchen das Epilimnion sehr schwach ausgebildet ist (oft unter 1 m), zu beobachten. Der Temperaturunterschied zwischen dem Epilimnion und dem Hypolimnion kann in solchen Seen sehr groß sein. In solchen Systemen kann die Intensität der Wasserfärbung eine wichtige Regulatorfunktion bezüglich der thermalen Stratifizierung einnehmen und darüber hinaus einen großen Effekt auf das Unterwasserklima und die Ökologie des Sees ausüben (Jones und Arvola 1984).

In thermisch stratifizierten Seen, resultieren folglich steigende sommerliche Lufttemperaturen nur dann in ansteigenden Hypolimniontemperaturen, wenn der Wind stark genug ist, Durchmischungsprozesse in Gang zu setzen. Dies wird hauptsächlich durch interne Wellenbewegungen innerhalb des Meta- und Hypolimnion verursacht. Im Falle von zunehmenden Lufttemperaturen und ansteigendem Windstress kann der Wärmegehalt eines stratifizierenden Sees, durch Eintiefung des Epilimnions, erhöht werden. Andererseits werden die vorherrschenden Hypolimniontemperaturen durch die Bedingungen, welche während des vorangegangenen Frühjahrsturnover vorherrschten, bestimmt. In der Tat, kann eine ansteigende thermische Stabilität, die einer zunehmenden sommerlichen Lufttemperatur folgt, in niedrigeren hypolimnischen Temperaturverhältnissen resultieren – dies wurde in Modelstudien (Hondzo und Stefan 1993) und Beobachtungen (Livingstone und Lotter 1998; Tanentzap et al. 2008) aufgezeigt. In seichten, polymiktischen Seen, antwortet die gesamte Wassersäule auf Fluktuationen der Lufttemperaturen. Solche Seen können wahrscheinlich unmittelbar auf Veränderungen im Wettergeschehen reagieren.

In allen Fällen ist es die Mächtigkeit der durchmischten Schicht, welche sowohl das Epilimnion, als auch die gesamte Wassersäule sein kann, die bestimmt, wie schnell ein See auf Schwankungen in den Lufttemperaturen reagiert.

Seit die Lufttemperaturen im Winter und Sommer aufgezeichnet wurden, konnte ein stetiger Anstieg in den letzten Jahren nachgewiesen werden. Der Beginn des Frühjahrsturnover setzt in den meisten nördlichen Seen bereits früher ein.

In diesem Paper wurden Wassertemperaturdaten von einer Vielzahl von Seen verglichen und es konnte gezeigt werden, dass es zu einem stetigen Anstieg der Wasseroberflächentemperaturen kam, welche seit den 1990er noch rasanter ansteigen. Solche gesamteuropäischen Vergleichsstudien ergänzen die Ergebnisse von detaillierteren regionalen Studien, wie sie von Livingstone und Dokulil (2001), Livingstone (2003) und George et al. (2007b) durchgeführt wurden. Die größten Anstiege, sowohl in den winterlichen als auch in den sommerlichen Temperaturregimen, konnten in englischen und irländischen Seen nachgewiesen werden (George et al. 2007a). In Zentraleuropa, vor allem in den alpinen und nördlichen perialpinen Regionen, ist das thermische Verhalten der Seen unterschiedlicher. Ende der 80er trat ein kontinuierlicher Anstieg der winterlichen Wassertemperaturen innerhalb der Seen von West- und Nordeuropa auf. Dies scheint auf den ersten Blick untypisch zu sein, da die nördlichen Seen im Winter von einer Eisdecke bedeckt sind, während diese den westlichen Seen fehlt.

Sowohl unterschiedliche Seentypen, als auch Seen in verschiedenen geografischen und klimatischen Regionen, reagieren unterschiedlich auf die beobachteten Veränderungen im Wettergeschehen.

In Nordeuropa wurden lediglich in wenigen Seen statistisch signifikante Anstiege der Temperaturen nachgewiesen. Diese Beobachtungen stimmen mit früheren Studien von Seen in Nordamerika überein (Magnuson et al. 2006).

Die CLIME Seen Westeuropas befinden sich alle entlang der Westküste und sind stark von den atlantischen Wettergeschehnissen beeinflusst. Diese Seen erfahren sowohl im Winter, als auch im Sommer die stärksten Veränderungen der Wasseroberflächentemperaturen. Der Anstieg der dokumentierten Bodentemperaturen während der Sommermonate ist jedoch gering. An einigen Standorten könnten die aufgezeichneten Hypolimniontemperaturen negativ mit der Lufttemperatur korreliert sein. Sehr ähnliche Beobachtungen wurden von Livingstone an Lotter (1998), Dokulil et al. (2006a) und Tanentzap et al. (2008) gemacht. Das ist dadurch zu erklären, dass der nach unten gerichtete vertikale Transport von wärmeren metalimnischen Wasser in das Hypolimnion aufgrund der thermalen Stabilisierung in heißen Sommern weniger effizient ist, als in kälteren (Livingstone und Lotter 1998; George et al. 2007b). Hondzo und Stefan (1993) beobachteten in Untersuchungen an Seen in Nord-zentral Amerika dasselbe Phänomen. Demnach wird die gesamte Stabilität des Sees im Frühjahr und Sommer

größer, wenn sich das Klima erwärmt. Klimainduzierte Veränderungen im Einzugsgebiet und in der Hydrologie der Zuflüsse könnten die allochtonen Einträge von gelöstem organischem Kohlenstoff in einem See verstärken, was wiederum zu veränderten optischen Eigenschaften führt und somit zu einem Anstieg der Lichtattenuation. Dies könnte zu einer verstärkten thermalen Stratifizierung führen, welche besonders in kleinen borealen und arktischen Seen eine wichtige Rolle spielen könnte. Sehr ähnliche Ergebnisse wurden an kanadischen Seen durch Fee (1996) et al. erreicht.

Die meisten CLIME Seen in Zentraleuropa sind verhältnismäßig tief und integrieren die auferlegten klimatischen Signale über einen relativ langen Zeitraum. In Seen mit unregelmäßigen Zirkulationsmustern (Genfersee), können untypisch kalte Winter die Ausbildung einer sehr schwachen thermalen Schicht über einen langen Zeitraum zur Folge haben. Dies führt zu tiefen und abkühlenden Durchmischungsprozessen in den tiefen Wasserbereichen (Livingstone 1993; Dokulil et al. 2006a).

Wenn tiefe Seen zufrieren, ist die darunter liegende Wassersäule komplett von äußeren Einflüssen und kinetischer Energie abgeschnitten und dies wiederum, verhindert vertikale Durchmischungsprozesse. Szenarien über Klimaveränderungen weisen darauf hin, dass sich die sommerlichen Lufttemperaturen in Zentraleuropa in den Jahren 2071 – 2100 um bis zu 6 – 8 °C erhöhen. Sehr warme Sommer, wie sie 1976 in Westeuropa, 2002 in Nordeuropa und 2003 in Zentral- und Nordeuropa vorherrschten, verursachten ausgesprochen starke Anstiege in den Wasseroberflächentemperaturen und folglich kam es zu starken thermischen Stabilisierungen innerhalb der Seen. In zwei Schweizer Seen (Unterer Zürichsee und Greifensee) zeigte Jankowski et al. (2006) auf, dass der heiße Sommer von 2003 in hohen Epi- und Metalimniontemperaturen resultierte, was mit geringeren Hypolimniontemperaturen wie normal verbunden war. Dies verursachte steile Temperaturgradienten, die schlussendlich zu einer Erhöhung der thermalen Stabilität führten.

Oberflächliche Erwärmung, kombiniert mit verminderter Winddurchmischung, kann ebenfalls Konsequenzen für das Hypolimnion mit sich ziehen. Durch die hohe thermische Stabilität in einem Gewässer kann es trotz unterdurchschnittlicher Wassertemperaturen zu einem Sauerstoffabbau im Tiefenwasser kommen. In einigen Seen gelangt aufgrund der Durchmischungsvorgänge mehr Wärme in das Hypolimnion, was wiederum den Abbau von organischem Material intensivieren kann und im Laufe der Zeit zu Sauerstoffzehrungen führt. Im Mälarensee war die im Herbst 2002 intensiv auftretende Cyanobakterienblüte verbunden mit den hohen Wassertemperaturen im Sommer und Herbst und dem Anstieg des Phosphortransportes aus dem anoxischen Hypolimnion (Weyhenmeyer et al. 2004). Extreme

Wetterereignisse können manchmal einen langzeitlichen Einfluss auf die thermalen Eigenschaften eines Sees nehmen.

Manchmal können extreme thermische Bedingungen, sogar wenn sie nur von kurzer Dauer sind, heftige chemische und biologische Reaktionen in einem See hervorrufen (Stefan et al. 1996).



## 13 Abbildungsverzeichnis

- Abbildung 1: Rekonstruktion der Sommer-Frühherbst Temperaturen (Juni-September) in den Alpen seit dem Jahr 755 n. Chr. in °C als Abweichung vom Mittel der Jahre 1901-2000 (Aus: Böhm et al. 2007). ..... 17
- Abbildung 2: Änderung der Jahresmitteltemperatur der Periode 2019-2048 gegenüber 1961-1990, abgeleitet mittels Analogmethode aus den ECHAM4-IS92 A Lauf. Aus: Formayer et al. (2005). ..... 18
- Abbildung 3: Mittlere Jahreskurven der Wassertemperatur an der Oberfläche (OF) aller 12 Seen, berechnet aus dem jeweiligen gesamten Datensatz. Die Badesaison Juni bis September ist schattiert hinterlegt (oben). Langzeit- Mittelwert und 95%iges Vertrauensintervall der OF-Temperatur für die Badesaison der 12 Seen (unten). Die Abkürzungen der Seen finden sich in Tabelle 2..... 24
- Abbildung 4: Veränderungen im Jahresgang der OF-Wassertemperatur 2001-2005 am Beispiel Mondsee im Vergleich zur Durchschnittskurve der IPCC Basisperiode 1961-1990. 26
- Abbildung 5: Zeitreihen der Lufttemperatur Bad Aussee (A), der OF-Wassertemperatur Altaussee See (B) und Regression Luft- gegen Wassertemperatur 1965-2005 (C). In A und B sind der 10-jährige gleitende Durchschnitt angegeben; in B ist zusätzlich der lineare Trend vor 1965 und nach 1965 dargestellt. Für den Trend nach 1965 ist der Anstieg  $b[1]$  und das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  eingetragen. In C ist die Regressionsgerade samt Parameter  $b[0]$  und  $b[1]$  sowie das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  wiedergegeben. .... 28
- Abbildung 6: Zeitreihen der Lufttemperatur Bad Aussee (A), der OF-Wassertemperatur Grundlsee (B) und Regression Luft- gegen Wassertemperatur 1965-2005 (C). In A und B sind der 10-jährige gleitende Durchschnitt angegeben; in B ist zusätzlich der lineare Trend vor 1965 und nach 1965 dargestellt. Für den Trend nach 1965 ist der Anstieg  $b[1]$  und das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  eingetragen. In C ist die Regressionsgerade samt Parameter  $b[0]$  und  $b[1]$  sowie das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  wiedergegeben. .... 29
- Abbildung 7: Zeitreihen der Lufttemperatur Hallstatt (A), der OF-Wassertemperatur Hallstätter See (B) und Regression Luft- gegen Wassertemperatur 1965-2005 (C). In A und B sind der 10-jährige gleitende Durchschnitt angegeben; in B ist zusätzlich der lineare Trend vor

1965 und nach 1965 dargestellt. Für den Trend nach 1965 ist der Anstieg  $b[1]$  und das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  eingetragen. In C ist die Regressionsgerade samt Parameter  $b[0]$  und  $b[1]$  sowie das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  wiedergegeben..... 30

Abbildung 8: Zeitreihen der Lufttemperatur Gmunden (A), der OF-Wassertemperatur Traunsee (B) und Regression Luft- gegen Wassertemperatur 1965-2005 Gmunden (C) und Ebensee (D). In A und B sind der 10-jährige gleitende Durchschnitt angegeben; in B ist zusätzlich der lineare Trend vor 1965 und nach 1965 dargestellt. Für den Trend nach 1965 ist der Anstieg  $b[1]$  und das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  eingetragen. In C und D sind die Regressionsgeraden samt Parameter  $b[0]$  und  $b[1]$  sowie die Bestimmtheitsmaße  $r^2$  wiedergegeben..... 31

Abbildung 9: Zeitreihen der Lufttemperatur St. Gilgen (A), der OF-Wassertemperatur Wolfgang See (B) und Regression Luft- gegen Wassertemperatur 1965-2005 St Gilgen(C) und Strobl (D). In A und B sind der 10-jährige gleitende Durchschnitt angegeben; in B ist zusätzlich der lineare Trend vor 1965 und nach 1965 dargestellt. Für den Trend nach 1965 ist der Anstieg  $b[1]$  und das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  eingetragen. In C und D sind die Regressionsgeraden samt Parameter  $b[0]$  und  $b[1]$  sowie die Bestimmtheitsmaße  $r^2$  wiedergegeben..... 32

Abbildung 10: Zeitreihen der Lufttemperatur Fuschl (A), der OF-Wassertemperatur Fuschlsee (B) und Regression Luft- gegen Wassertemperatur 1965-2005 (C). In A und B sind der 10-jährige gleitende Durchschnitt angegeben; in B ist zusätzlich der lineare Trend vor 1965 und nach 1965 dargestellt. Für den Trend nach 1965 ist der Anstieg  $b[1]$  und das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  eingetragen. In C ist die Regressionsgerade samt Parameter  $b[0]$  und  $b[1]$  sowie das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  wiedergegeben..... 33

Abbildung 11: Zeitreihen der Lufttemperatur Mondsee (A), der OF-Wassertemperatur Mondsee (B) und Regression Luft- gegen Wassertemperatur 1965-2005 (C). In A und B sind der 10-jährige gleitende Durchschnitt angegeben; in B ist zusätzlich der lineare Trend vor 1965 und nach 1965 dargestellt. Für den Trend nach 1965 ist der Anstieg  $b[1]$  und das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  eingetragen. In C ist die Regressionsgerade samt Parameter  $b[0]$  und  $b[1]$  sowie das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  wiedergegeben..... 34

Abbildung 12: Zeitreihen der Lufttemperatur Attersee (A), der OF-Wassertemperatur Attersee (B) und Regression Luft- gegen Wassertemperatur 1965-2005 (C). In A und B sind der 10-



jährige gleitende Durchschnitt angeben; in B ist zusätzlich der lineare Trend vor 1965 und nach 1965 dargestellt. Für den Trend nach 1965 ist der Anstieg  $b[1]$  und das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  eingetragen. In C ist die Regressionsgerade samt Parameter  $b[0]$  und  $b[1]$  sowie das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  wiedergegeben. .... 35

Abbildung 13: Zeitreihen der Lufttemperatur Gratschach (A), der OF-Wassertemperatur Weißensee (B) und Regression Luft- gegen Wassertemperatur 1965-2005 (C). In A und B sind der 10-jährige gleitende Durchschnitt angegeben; in B ist zusätzlich der lineare Trend vor 1965 und nach 1965 dargestellt. Für den Trend nach 1965 ist der Anstieg  $b[1]$  und das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  eingetragen. In C ist die Regressionsgerade samt Parameter  $b[0]$  und  $b[1]$  sowie das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  wiedergegeben. .... 36

Abbildung 14: Zeitreihen der Lufttemperatur Millstatt (A), der OF-Wassertemperatur Millstätter See(B) und Regression Luft- gegen Wassertemperatur 1965-2005 (C). In A und B sind der 10-jährige gleitende Durchschnitt angegeben; in B ist zusätzlich der lineare Trend vor 1965 und nach 1965 dargestellt. Für den Trend nach 1965 ist der Anstieg  $b[1]$  und das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  eingetragen. In C ist die Regressionsgerade samt Parameter  $b[0]$  und  $b[1]$  sowie das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  wiedergegeben. .... 37

Abbildung 15: Zeitreihen der Lufttemperatur Ossiach (A), der OF-Wassertemperatur Ossiacher See (B) und Regression Luft- gegen Wassertemperatur 1965-2005 (C). In A und B sind der 10-jährige gleitende Durchschnitt angegeben; in B ist zusätzlich der lineare Trend vor 1965 und nach 1965 dargestellt. Für den Trend nach 1965 ist der Anstieg  $b[1]$  und das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  eingetragen. In C ist die Regressionsgerade samt Parameter  $b[0]$  und  $b[1]$  sowie das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  wiedergegeben. .... 38

Abbildung 16: Zeitreihen der Lufttemperatur Velden (A), der OF-Wassertemperatur Wörther See (B) und Regression Luft- gegen Wassertemperatur 1965-2005 (C). In A und B sind der 10-jährige gleitende Durchschnitt angegeben; in B ist zusätzlich der lineare Trend vor 1965 und nach 1965 dargestellt. Für den Trend nach 1965 ist der Anstieg  $b[1]$  und das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  eingetragen. In C ist die Regressionsgerade samt Parameter  $b[0]$  und  $b[1]$  sowie das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  wiedergegeben. .... 39

Abbildung 17: Mittel, Maximum und Minimum der OF-Wassertemperaturen im Zeitraum 2001-2005 und die aus dem linearen Trend der Zeitreihen errechneten Wassertemperaturen für 2050. .... 41

Abbildung 18: Vergleich der für 2050 aus den beiden Methoden (Trend der Zeitreihe bzw. Luft-Wasser Relation) vorhergesagten mittleren, maximalen und minimalen Wassertemperaturen an der Oberfläche .....	42
Abbildung 19: Einzugsgebiet des Bodensees, unterschieden nach Zugehörigkeit zu Anrainerstaaten.....	53
Abbildung 20: Jahre mit Seegfrönen im Bodensee-Obersee seit 875 n.C. im Vergleich zur Abweichung der globalen Durchschnittstemperatur von 1900 n.C. (Die Ereignisjahre von Seegfrönen sind nur mit den letzten beiden Ziffern eingetragen. Weitere Erläuterung im Text). .....	55
Abbildung 21: Lagekarte der Terminstationen im Bodensee-Obersee für Bathysonden-Messungen (Stationen 1 bis 4) und IGKB-Messungen (Stationen 1 und 2). .....	57
Abbildung 22: Temperatur und Sauerstoffkonzentration im Bodensee-Obersee jeweils 0,5 und 1 m über Grund an der Terminstation Fischbach-Uttwil (Station 1, s. Abbildung 21) bei der größten Seetiefe (254 m). Am oberen Rand ist die Anzahl der Seefrosttage pro Winterhalbjahr angegeben.....	58
Abbildung 23: Bathysonden-Profile (Temperatur, spez. Leitfähigkeit, lichtoptische Attenuation) aus dem Bodensee-Obersee an Terminstation 1 vom 20.1. und 17.3.1999. ....	62
Abbildung 24: Bathysonden-Profile (Temperatur, spez. Leitfähigkeit, lichtoptische Attenuation) aus dem Bodensee-Obersee an den Terminstationen 1, 2 und 4 vom 19.2.1999. ....	63
Abbildung 25: Bathysonden-Profile (Temperatur, spez. Leitfähigkeit, lichtoptische Attenuation) aus dem Bodensee-Obersee an den Terminstationen 1, 2 und 4 vom 26.2.1999	65
Abbildung 26: Vertikale Verteilungen von o.-Phosphat-P, Gesamt-P, Sauerstoff- und Silikatkonzentration nach IGKB-Messungen an der Terminstation Fischbach-Uttwil vom 24.2. und 9.2.1999. ....	67
Abbildung 27: Lufttemperatur am Bodensee und hydrologische Daten des Alpenrheins an der Messstation Diepoldsau von Januar bis März 1999. ....	70

Abbildung 28: Profil des Sauerstoffabbaus im Zürichsee von Juni bis September 2003 verglichen mit dem mittleren Sauerstoffabbau im Juni – September in den Jahren 1965 – 2002 (Mittelwert $\pm 1 \sigma$ ).....	83
Abbildung 29: Jahresverlauf von Temperatur und Niederschlag am Bodensee .....	87
Abbildung 30: Ergebnis der Klimamodelle für den Bodensee: Mögliche Veränderungen der Temperatur und des Niederschlags in den Winter- und Sommermonaten.....	88
Abbildung 31: Mittlerer Jahrestemperaturen einzelner österreichischer Seen.....	99
Abbildung 32: Zeitliche Entwicklung der mittleren Quartalstemperaturen am Neusiedler See (links) und am Hallstätter See (rechts) .....	100
Abbildung 33: Trend der Temperaturdaten seit 1976 nach Jahreszeiten an zwei Messstellen im Attersee .....	101
Abbildung 34: Mittlere Jahrgänge des Bodenseepiegels Konstanz für verschiedene Zeiträume ab 1817.Aus KLIWA (2007) .....	102
Abbildung 35: Mittlere geglättete Jahresverläufe der Alpenrheinzuflussmengen für verschiedene Zeiträume. Oben: ab 1919, unten ab 1960. Zeitfenster der Glättung: +/- 10 Tage. Aus KLIWA (2007). .....	103
Abbildung 36: Oben: Abkühlungsszenario um $-4^{\circ}\text{C}$ . Unten: Erhöhungsszenario um $+1^{\circ}\text{C}$ . Blau: Referenztemperatur, rot: Szenariotemperatur, grün: Differenz der Tiefentemperatur. Zacken in der Tiefentemperatur weisen auf einen vertikalen Austauschvorgang hin, im Erhöhungsszenario treten weniger dieser Zacken auf. Aus KLIWA (2009) .....	108
Abbildung 37: Änderungen der Monatsmitteltemperaturen in den Szenarien 2020er-Jahre und 2040er-Jahre.....	111
Abbildung 38: Szenario 1961 – 1990 (links) und Szenario 1991 – 2004 (rechts). .....	111
Abbildung 39: Szenario 2020er-Jahre mit Variation des Niederschlags und Auswirkung auf die Pegelstände.....	112

Abbildung 40: Einfluss der Dotierungsmenge (0, 1, 2, 4 m<sup>3</sup>/s) auf minimale und maximale Jahrespegel, Szenario 2040. Aus Kubu (2006) ..... 113

## 14 Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Österreichs größte Seen und ihre Besitzverhältnisse. Die beiden flächengrößten Seen sind als grenzüberschreitende Gewässer nicht in die Betrachtung einbezogen worden..	16
Tabelle 2:Übersicht über die Seen, die im Text verwendeten Abkürzungen (Abk.), den Ort der Messstellen der Wassertemperatur (WT), ihren Pegelnullpunkt (PNP), das dazugehörige Einzugsgebiet (EZG) und den Beginn der Beobachtungen (BB).	21
Tabelle 3:Übersicht über die Messstellen der Lufttemperatur, die im Text verwendeten Abkürzungen (Abk.), die Höhe über Adria, die geographische Länge und Breite sowie der Beobachtungsbeginn (BB)	22
Tabelle 4: Varianzanalyse (ANOVA) der Daten aus Abbildung 3 unten.	25
Tabelle 5: Varianzanalyse (ANOVA) der Mittelwerte aus Abbildung 3 und Tabelle 5 mit den Mittelwerten für die Jahre 2001-2005 (Zeile 4-6)	25
Tabelle 6: Regressionsgleichungen (1965 – 2005) aus den Zeitreihe der Seen Abb. 4-15; $WT = b_0 + b_1 \text{ Jahr}$ ; alle Temperaturwerte in °C. Angegeben sind Mittel, Maximum und Minimum für den Zeitraum 2001-2005 und die daraus extrapolierten Prognosen für 2050.	40
Tabelle 7 : Regression Luft- zu OF-Wassertemperatur (1965 – 2005) entsprechend den Abb. 4C-15C; $WT = b_0 + b_1 WL$ . Abgegeben sind die mittlere, maximale und minimale Lufttemperatur der Periode 2001-2005 und die daraus unter der Annahme einer Temperatursteigerung um 3°C berechneten Prognosewerte.	41
Tabelle 8: Mittelwert und Spannweite der OF-Wassertemperaturen für den Zeitraum 2001-2005 sowie Mittel und Spannweite beider Prognosemethoden für 2050. Daraus berechnet die Temperaturdifferenz bzw. Erwärmung insgesamt und pro Jahr.	42
Tabelle 9: Mittlere chemische und hydrologische Daten der Alpenrhein-Messstation Diepoldsau Januar/Februar 1999 (Hydr. Jb. Schweiz,1999)	66
Tabelle 10: 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).	68

Tabelle 11: 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. 9 (Erläuterung im Text)..... 71

Tabelle 12: Veränderungen einzelner Parameter unter veränderten Temperaturbedingungen in Bezug auf die Periode 1961 – 1990 bei gleich bleibenden Niederschlagsverhältnissen. .... 112

## 15 Literaturverzeichnis

Ambrosetti, W. and L. Barbanti, 1999. Deep water warming in lakes: An indicator of climatic change. *J. Limnol.* 58 (1): 1 - 9.

Anpassungsstrategien an den Klimawandel für Österreichs Wasserwirtschaft, 2010. Studie der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik und der Technischen Universität Wien im Auftrag von Bund und Ländern.

Arhonditsis, G. B. et al., 2004. Effects of climatic variability on the thermal properties of Lake Washington. *Limnology and Oceanography* 49 (1), 256 - 270.

Arnell, N. et al. 2001. Hydrology and water resources, p. 191 - 233. In C. C. McCarthy, O. F. Canziani, N. A. Leary, D. J. Dokken, and K. S. White [eds.], *Climate change 2001 - impacts, adaptations and vulnerability. Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge Univ. Press.

Arvola, L. et al., 2002. Phytoplankton community structure and biomass in two basins of a boreal lake in relation to local weather and the North Atlantic Oscillation. *Verhandlungen der Internationalen Vereinigung für Theoretische und Angewandte Limnologie* 28, 700 - 704.

Arvola, L. et al., 2010. The Impact of Changing Climate on the Thermal Characteristics of Lakes. In: *The Impact of Climate Change on European Lakes / Glen George* (ed.). Dordrecht; Heidelberg: Springer 2010, pp. 85 - 101.

Barbanti, L. and W. Ambrosetti, 1990. The physical limnology on Lago Maggiore: a review. *Mem. Ist. ital. Idriobiol.*, 46: 47 - 78.

BAW, 2008. Atlas der natürlichen Seen Österreichs mit einer Fläche  $\geq 50$  ha. Morphometrie Typisierung – Trophie, Stand 2005. Schriftenreihe des Bundesamtes für Wasserwirtschaft Band 29, 154 S., Bundesamt für Wasserwirtschaft, Wien, ISBN: 3-901605-29-0 (auch CD-ROM).

Bengtsson et al., 1996. Thermal regime of ice covered Swedish lakes. *Nordic Hydrology* 27, 39 - 56.

Blenckner et al., 2004. Atmospheric circulation and its impacts on aquatic ecosystems in Scandinavia. *Boreal Environment Research* 9, 371 - 380.

Blenckner, T. and C. Chen, 2003b: Climate change and water management: managing European water resources in an uncertain future. Report to the EU, project ENV-CT98-0791, CEH Wallingford, UK, 84 pp.

Blenckner, T., 2005. A conceptual model of climate related effects on lake ecosystems. *Hydrobiologia* 533, 1 - 14.

Blenckner, T. and C. Chen, 2003a. Comparison of the impact of regional and North Atlantic atmospheric circulation on an aquatic ecosystem. *Climate Res.* 23: 131 - 136.

Böhm, R., Godina, R., Nachtnebel, H.-P. und O. Pirker, 2008. Mögliche Klimafolgen für die Wasserwirtschaft in Österreich. In: ÖWAV (Hg.), Auswirkungen des Klimawandels auf die österreichische Wasserwirtschaft, BMLFUW und ÖWAV, Wien, 7 - 26.

Böhm, R., Jurkovic, A. und I. Auer, 2007a. Regionale Klimazukunft. Bericht zur Zielvereinbarung 2008/32, 18 S.  
[http://www.zamg.ac.at/a-tale-of-two-valleys/documents/ZV\\_32.pdf](http://www.zamg.ac.at/a-tale-of-two-valleys/documents/ZV_32.pdf).

Böhm, R., Schöner, W., Auer, I., Hynek, B., Kroisleitner, Ch. Und G. Weyss, 2007b. Gletscher im Klimawandel. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien, 111 S., ISBN 978-3-200-01013-0.

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.

Braun, L.N., 2002. Das Wasser der Alpen: Hydrologische Empfindlichkeit der Alpenregion gegenüber einer Klimaveränderung. Der Klimawandel und die Auswirkungen auf den Alpenraum – Tagung der Nationalparkakademie Hohe Tauern in Neukirchen, 11.-12. April 2002.



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.

Carpenter, S. R. et al., 1998. Nonpoint pollution of surface waters with phosphorus and nitrogen. *Issues Ecol.* 3, 1 - 12.

Chen, C. Y. and C. L. Folt, 1996. Consequences of fall warming for zooplankton overwintering success. *Limnology and Oceanography* 41, 1077 - 1086.

Chen, C. T. und F. J. Millero, 1986. Precise thermodynamic properties for natural waters covering only the limnological range. *Limnol. Oceanogr.* 31, 657 - 662.

Dobras, W., 1992. Seegfrörne. Die spannende Geschichte der Seegfrörnen von 875 bis heute. 124 Seiten, Konstanz.

Dokulil, M. T., 2004. European alpine lakes, 159 - 178. In P. E. O'Sullivan and C. S. Reynolds [eds.], *The lakes handbook*, V. 2. Blackwell.

Dokulil, M. T., Teubner, K., Jagsch, A., Nickus, U., Adrian, R., Straile, D., Jankowski, Th., Herzig, A. and J. Padisák, 2009. The impact of climate change in Central Europe. In: *The impact of Climate Change on European Lakes / Glen George* (ed.). Dordrecht; Heidelberg: Springer 2010, pp. 387 - 409.

Dokulil, M. T., 2009. Abschätzung der klimabedingten Temperaturänderungen bis zum Jahr 2050 während der Badesaison. Im Auftrag der österreichischen Bundesforste.

Dokulil, M. T., Jagsch, A., George, D. G., Anneville, O., Jankowski, T., Wahl, B., Lenhart, B., Blenckner, T. and K. Teubner, 2006a. Twenty years of spatially coherent deep-water warming in lakes across Europe related to the North Atlantic Oscillation. *Limnology and Oceanography* 51, 2787 - 2793.

Dokulil, M. T., Teubner, K. and A. Jagsch, 2006b. Climate change affecting hypolimnetic water temperatures in deep alpine lakes. *Verh. Internat. Verein. Limnol.* 29, 1285 - 1288.

Duwe, K., Fey, A. und E. Hollan, 1999. Mathematisches Modell des Alpenrhein-Einstroms in den Bodensee. Ber. Int. Gewässerschutzkommission Bodensee, 50, 145 Seiten.

Eawag, H., 2009. Wasserversorgung 2025 - Vorprojekt.

Edinger, J. E. et al., 1968. The response of water temperature to meteorological conditions. Water Resources Research 4, 1137 - 1143.

Eitzinger, J. et al., 2005. Auswirkungen einer Klimaänderung auf den Wasserhaushalt des Neusiedlersees (Endbericht im Auftrag der Burgenländischen Landesregierung vom 15. Juli 2005). Report 1 ISSN 1994-4179. ISSN 1994-4187 (on-line)BOKUMet.

Fang, X. and H. G. Stefan, 1997. Simulated climate change effects on dissolved oxygen characteristics in ice-covered lakes. Ecol. Model. 103, 209 - 229.

Fee, E. J. et al., 1996. Effects of lakes size, water clarity, and climatic variability on mixing depths in Canadian Shield lakes. Limnology and Oceanography 41 (5), 912 - 920.

Folland, C. K. et al., 2001. Observed climate variability and change, p. 99-181. In J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C. A. Johnson [eds.], Climate change 2001 the scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge Univ. Press.

Formayer, H., Haas, P., Matulla C., Frank, A. und P. Seibert, 2005. Analysen von Hitze und Trockenheit und deren Auswirkungen in Österreich. Teilprojekt von StartClim2004. 30 S. <http://www.austroclim.at/startclim/>

Fritz, S. C., 1996. Paleolimnological records of climate change in North America. Limnology and Oceanography 41, 882 - 889.

Gattenlöhner, U., 2003: Klimawandel und seine Auswirkungen auf die Seen im Netzwerk Living Lakes. Erstellt auf Grundlage eines Gutachtens von Declan Conway, Mike Hulme und

Xianfu Lu, University of East Anglia, Norwich, England, im Auftrag des Global nature Fund, Radolfzell.

George et al., 2000. Factors influencing the temporal coherence of five lakes in the English Lake District. *Freshwater Biology* 43, 1 - 13.

George et al., 2007a. The impact of changes in the weather on the surface temperatures of Lake Windermere (UK) and Lough Feeagh (Ireland), In: J. P. Lobo Ferreira and J. M. P. Viera (eds.), *Water in Celtic Countries: Quantity, Quality and Climate Variability*, International Association of Hydrological Sciences Publication 310, pp. 86 - 93.

George et al., 2007b. The impact of climate change on the physical characteristics of the larger lakes in the English Lake District. *Freshwater Biology* 52, 1647 - 1666.

George, D. G. 2002: Regional-scale influences on the long-term dynamics of lake plankton. In: *Phytoplankton Production* (Eds. P.J. Le B. Williams, D. N. Thomas and C. S. Reynolds), Blackwell Scientific, Oxford, England, pp. 265 – 290.

George, D. G., Maberly, S. C. and D. P Hewitt, 2004. The influence of the North Atlantic Oscillation on the physical, chemical and biological characteristics of four lakes in the English Lake District. *Freshwater Biology* 49, 760 – 774.

Gerten, D. and R. Adrian, 2000. Climate driven changes in spring plankton dynamics and the sensitivity of shallow polymictic lakes to the North Atlantic Oscillation. *Limnology and Oceanography* 45, 1058 - 1066.

Gerten, D. and R. Adrian, 2003. Differences in the persistency of the North Atlantic Oscillation signal among lakes. *Limnology and Oceanography* 46, 448 - 455.

Glen, G., 2010. The Impact of Climate Change on European Lakes. In: *The Impact of Climate Change on European Lakes* / Glen George (ed.). Dordrecht; Heidelberg: Springer 2010, pp. 1 - 13.

Gorham, E., 1964. Morphometric control of annual heat budgets in temperate lakes. *Limnology and Oceanography* 9, 525 - 529.

Guilbaud, C., 2003. Deep-water temperature and oxygen concentration in Bourget Lake. Contr. EU project 'Eurolakes', Report D25: Lake stratification studies. [www.eurolakes.org](http://www.eurolakes.org).

Güss, S., Albrecht, D., Krambeck, H. J., Müller-Navarra, D. C. and H. Mumm, 1998. Impact of climatic variables on the dynamics of a lake ecosystem (Plußsee) assessed by cyclostationary MCCA of long-term observations. Externer Bericht der GKSS, GKSS 98/E/36, 31 Seiten, Geesthacht, GKSS-Forschungszentrum Geesthacht.

Heinemann, D. and V. Sept, 2000. Climate change estimates of summer temperature and precipitation in the Alpine Region. *Theoretical and Applied Climatology* 66, 1-12.

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.

Hollan, E., 1999. Erneuerung des Tiefenwassers im Bodensee durch weitreichende seeeigene Dichteströmungen. Deutsche Gesellschaft für Limnologie (DGL), Tagungsbericht 1998 (Klagenfurt), Bd. 1, S. 229-233, Tutzing.

Hollan, E., 2000. Mögliche Auswirkungen einer Klimaveränderung auf größere Binnenseen. KLIWA Symposium 2000, 23 S. <http://www.kliwa.de/index.php?pos=ergebnisse/berichte/symwork/2000/>

Hondzo M. and H. G. Stefan, 1993. Regional water temperature characteristics of lakes subjected to climate change. *Clim. Change* 24, 187 - 211.

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.

Hurrell, J. W., Kushnir, Y. and M. Visbeck, 2001. The North Atlantic Oscillation. *Science* 291, 603 - 605.

Hutchinson, G. E. 1957. A treatise on limnology. Vol. 1. John Wiley and Sons. New York.

Hydrologisches Jahrbuch der Schweiz 1999, Hrsg: Landeshydrologie und -geologie, Bundesamt für Wasser und Geologie, 418 Seiten, 1 Karte, Bern 2000.

Imboden, D. M. and A. Wüest, 1995. Mixing mechanisms in lakes, p. 83 -138. In A. Lerman, D. M. Imboden, and J. R. Gat [eds.], *Physics and chemistry of lakes*. Springer-Verlag.

IPCC, 1996. Zweiter umfassender IPCC-Bericht. Zusammenfassungen für politische Entscheidungsträger und Synthesebericht. 68 Seiten, Bern, ProClim-Forum für Klima und Global Change.

IPCC, 2007: Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M.Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Jankowski, Th., Livingstone, D. M., Bührer, H., Forster, R and P. Niederhauser, 2006. Consequences of the 2003 European heat wave for lake temperature profiles, thermal stability, and hypolimnetic oxygen depletion: Implications for a warmer world. *Limnology Oceanography* 51, 815 - 819.

Järvinen et al., 2002. Temporal coherence in water temperature and chemistry under the ice of boreal lakes (Finland). *Water Research* 25, 873 - 883.

Jasser, I. and L. Arvola, 2003. Potential effects of abiotic factors on the abundance of autotrophic picoplankton in four boreal lakes. *Journal of Plankton Research* 25, 873 - 883.

Jones, R. I. and L. Arvola, 1984: Light penetration and related characteristics in small forest lakes in southern Finland. Verhandlungen der Internationalen Vereinigung für Theoretische und Angewandte Limnologie 22, 811 - 816.

Kiefer, F., 1972. Naturkunde des Bodensees. 2. Auflage, 210 Seiten mit 1 Karte, Sigmaringen.

Kipfer, R. und D. M. Livingstone, 2008. Wasserressourcen und Klimawandel. EAWAG News 65d, September 2008.

KLIWA, 2007. Zum Einfluss des Klimas auf den Bodensee. KLIWA-Heft 11. KLIWA-Projekt A 2.2.1, 99 Seiten; Karlsruhe, München, Oppenheim, Offenbach (ISBN 978-3-88251-326-4).

KLIWA, 2009. Klimawandel und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft: KLIWA-Heft Nr.14.

Koller-Kreimel, V., 2002. Gewässerschutzbericht 2002, S. 213, BMLFUW, Wien, ISBN 3-85 174-042-4.

Korhonen, J., 2002. Water temperature conditions of lakes and rivers in Finland in the 20th century. Suomen Ympäristö 566, 1 - 115 (In Finnish).

Kottmeier, Ch., 2005. Klimawandel und Klimafolgen im Bodenseeraum. Vortrag anlässlich des 4. Internationalen Kommunalen Klimaschutzkongresses in Friedrichshafen/Bodensee am 16. Juni 2005, [http://www.imk.uni-karlsruhe.de/download/Klima\\_Bodensee.pdf](http://www.imk.uni-karlsruhe.de/download/Klima_Bodensee.pdf)

Kromp-Kolb, H. und I. Schwarzl (Hg.), 2003. Startprojekt Klimaschutz (StartClim). Erste Analysen extremer Wetterereignisse und ihrer Auswirkungen in Österreich. Endbericht, dt. Fassung, 2. überarbeitete Auflage, Institut für Meteorologie und Physik, Universität für Bodenkultur, 82 S.

[http://www.boku.ac.at/austroclim/startclim/bericht2003/StCl\\_end\\_Auflage2.pdf](http://www.boku.ac.at/austroclim/startclim/bericht2003/StCl_end_Auflage2.pdf)

Kromp-Kolb, H. und Schwarzl, I. (Hg.), 2005: StartClim2004. Analysen von Hitze und Trockenheit und deren Auswirkungen in Österreich. Endbericht, dt. Fassung, Institut für Meteorologie und Physik, Universität für Bodenkultur, 42 S. <http://www.boku.ac.at/austroclim/startclim/bericht2004/StCl04end.pdf>

Kubu, G., 2006. Ökodynamische Rehabilitierung des Neusiedler See - Dotation Neusiedler See unter Berücksichtigung von Klimaänderungen, Universität für Bodenkultur, Institut für Meteorologie - im Auftrag des Amtes der Burgenländischen Landesregierung Landeswasserbaubezirksamt Schützen am Gebirge.

Kuhn, M., 2008. Klimawandel und Gletscherschwund. In: OWAV (Hg.), Auswirkungen des Klimawandels auf die österreichische Wasserwirtschaft, BMLFUW und ÖWAV, Wien, 129 - 140.

LfU, 2001. Auskunft des hydrologischen Datenbearbeitungsdienstes für das Land Baden-Württemberg. Landesanstalt für Umweltschutz , Karlsruhe.

Livingstone, D. M and M. T. Dokulil, 2001. Eighty years of spatially coherent Austrian lake surface temperatures and their relationship to regional air temperature and the North Atlantic Oscillation. *Limnology and Oceanography* 47, 1220 - 1227.

Livingstone, D. M. and A. F. Lotter, 1998. The relationship between air and water temperatures in lakes of the Swiss Plateau: a case study with paleolimnological implications. *Journal of Paleolimnology* 19, 181 - 198.

Livingstone, D. M., 2003. Impact of secular climate change on the thermal structure of a large temperate central European lake. *Climate Change* 57, 205 - 225.

Livingstone, D. M. and J. Padišák, 2007. Large-scale coherence in the response of lake surface-water temperatures to synoptic-scale climate forcing during summer. *Limnology and Oceanography* 52, 896 - 902.

Livingstone, D. M., 1993. Temporal structure in the deep-water temperature of four Swiss lakes: A short-term climatic change indicator? *Verhandlungen der Internationalen Vereinigung für Limnologie* 25, 75 - 81.

Livingstone, D. M., 1997a. An example of the simultaneous occurrence of climate-driven "sawtooth" deep-water warming/cooling episodes in several Swiss lakes. *Verhandlungen der Internationalen Vereinigung für Limnologie* 26, 822 - 828.

Livingstone, D. M., 1997b. Break-up dates of Alpine lakes as proxy data for local and regional mean surface air temperatures. *Climatic Change*, 37, 407 - 439.

Livingstone, D. M., Lotter, A. F. and H. Kettle, 2005. Altitude-dependent differences in the primary physical response of mountain lakes to climatic forcing. *Limnology and Oceanography* 50, 1313 - 1325.

Livingstone, D. M., Lotter, A. F. and R. Walker, 1999. The decrease of summer water temperature with altitude in Swiss alpine lakes: A comparison with air temperature lapse rates. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 31, 341 - 352.

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.

Magnuson et al., 2004. Patterns of coherent dynamics within and between lake districts at local to intercontinental scales. *Boreal Environment Research* 9, 359 - 369.

Magnuson et al., 2006. Climate-driven variability and change, In: J. J. Magnuson, T. K. Kratz and B. J. Benson (eds.). *Long-term dynamics of lakes in the landscape: long-term ecological research on north temperate lakes*. Oxford University Press, Oxford, UK, pp. 123 - 150.

Marshall, J. et al., 2001. North Atlantic Climate variability: Phenomena, impacts and mechanisms. *Int. J. Climatol.* 21, 1863 - 1898.



Matulla, C., Formayer, H., Haas, P. und H. Kromp-Kolb, 2004. Mögliche Klimatrends in Österreich in der ersten Hälfte des 21. Jahrhunderts. Österreichs Wasser- und Abfallwirtschaft, 56, 1 - 9.

McCombie, A. M., 1959. Some relations between air temperatures and the surface water temperatures of Lakes. Limnology and Oceanography 4, 252 - 258.

Meichle, F., 1963. Seegfrörne und Eisprozession in Vergangenheit und Gegenwart. Schr. Ver. Gesch. Bodensees, Bd. 81, S. 145 - 170.

Meybeck, M., Blanc, P., Moulherac, A. E. and C. Corvi, 1991. Chemical evidence of water movements in the deepest part of Lake Lemman. Aquatic Science 53(4), 273 - 289.

Michalsky, J. and U. Lemmin, 1995. Dynamics of vertical mixing in the hypolimnion of a deep lake: Lake Geneva. Limnology and Oceanography 40: 809 - 816.

Nachtnebel, H.-P., 2008. Auswirkungen von möglichen Klimaänderungen auf die Hydrologie und Wasserwirtschaft in einigen österreichischen Regionen. In: OWAV (Hg.), Auswirkungen des Klimawandels auf die österreichische Wasserwirtschaft, BMLFUW und ÖWAV, Wien, 27 - 52.

Nõges, T., 2004. Reflection of the changes of the North Atlantic Oscillation Index and the Gulf Stream Position Index in the hydrology and phytoplankton of Võrtsjärv, a large, shallow lake in Estonia. Boreal Environment Research 9, 401 - 407.

OÖLR (Oberösterreichische Landesregierung), 1998. Die Seen Oberösterreichs. Zustandsbericht 1994 und Langzeitentwicklung seit 1980, teilweise aktualisiert bis einschließlich 1997. Gewässerschutz Bericht 20, Institut für Gewässerökologie, Fischereibiologie und Seenkunde, CD-ROM.

ÖUGK (Österreichisch-Ungarische Gewässerkommission), 1996. 40 Jahre Österreichisch-Ungarische Gewässerkommission (1956-1996), Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Wien.

Peeters, F. et al., 2002. Modeling 50 years of historical temperature profiles in a large central European lake. *Limnology and Oceanography* 47 (1), 186 - 197.

Peterle, J., 1993. Flächen- und Volumenberechnung des Bodensees 1993. Interner Bericht, 9 Seiten, Stuttgart, INPHO - Forschungsinstitut für photogrammetrische Informationsverarbeitung.

Psenner, R., 2002. Alpine Lakes: Extreme ecosystems under the pressures of global change. *EAWG News* 55, 12 - 14.

reclip:more, 2007. Klimazukunft Österreich. Kleinräumige Klimaszenarien 1981-1990 und 2041-2050. Signale des Klimawandels. Medieninformation zum Projektabschluss 22. 6. 2007, 17 S., <http://systemsresearch.arcs.ac.at/SE/projects/reclip/>

Reitinger, J. und R. Schmalfuß, 1993. Ergebnisse des Forschungsprojektes Wasserhaushaltsstudie Neusiedlersee. *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.* 14, 133 - 137.

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.

Salmaso, N. et al., 2003. Vertical mixing as a determinant of trophic status in deep lakes: A case study from two lakes south of the Alps (Lake Garda and Lake Iseo). *J. Limnol.* 62, 33 - 41.

Salonen et al., 1984. Autumnal and vernal circulation of small forest lakes in Southern Finland. *Verhandlungen der Internationalen Vereinigung für Theoretische und Angewandte Limnologie* 22, 103 - 107.

Schindler, D. W. et al., 1990. Effect of climatic warming on lakes of the central boreal forest. *Science* 50, 967 - 970.

Shuter, B. J., Schlesinger, D. A. and A. P. Zimmerman, 1983. Empirical predictors of annual surface water temperature cycles in North American Lakes. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* 40, 1838 - 1845.

Sossau, C. and R. Pechlaner, 1988. The regained but hidden holomixis of the Austrian Lake Traunsee. *Verh. int. Ver. Limnol.* 23, 74 - 79.

Stefan et al., 1996. Simulated longterm temperature and dissolved oxygen characteristics of lakes in the north-central United States and associated fish habitat limits. *Limnology and Oceanography* 41, 547 - 576.

Stefan, H. G. et al., 1998. Simulated climate change effects on year-round water temperatures in temperate zone lakes. *Clim. Change* 40, 547- 576.

Steinberg, C. and R. Tille-Backhaus, 1990. Re-occurrence of filamentous planktonic cyanobacteria during permanent artificial destratification. *Journal of Plankton Research* 12, 661 - 664.

Steinijans, V., 1977. Ein wahrscheinlichkeitstheoretisches Modell für das Eintreten von Seegfrörnen. *Schr. Ver. Gesch. Bodensees*, Bd. 95, S. 153 - 161.

Straile, D. and R. Adrian, 2000. The North Atlantic Oscillation and plankton dynamics in two European lakes – two variations of a general theme. *Global Change Biology* 6, 663 - 670.

Straile, D., 2002. North Atlantic Oscillation synchronizes food-web interactions in central European lakes. *Proceedings of the Royal Society London, Ser. B* 269, 391 - 395. DOI 10.1098/rspb.2001.1907.

Straile, D., Eckmann, R., Jüngling, T., Thomas, G. and G. Löffler, 2006. Influence of climate variability on whitefish (*Coregonus lavaretus*) year-class strength in a deep, warm monomictic lake. *Oecologia* 151, 521 - 529.

Straile, D., Jöhnk, K. and H. Rossknecht, 2003a. Complex effects of winter warming on the physicochemical characteristics of a deep lake. *Limnology and Oceanography* 48, 1432 - 1438.

Straile, D., Livingstone, D. M., Weyhenmeyer, G. A. and D. G. George, 2003b. The response of freshwater ecosystems to climate variability associated with the North Atlantic Oscillation. In: Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Ottersen, G. und Visbeck, M. (Eds.), *The North Atlantic Oscillation. Climatic significance and environmental impact. Geophysical Monograph 134*, 263 - 279, American Geophysical Union, Washington. ISBN 0-87590-994-9.

Sweers, H. E., 1976. A nomogram to estimate the heat-exchange coefficient at the air-water interface as a function of wind speed and temperature; a critical survey of some literature. *Journal of Hydrology* 30, 375 - 401.

Tanentzap et al., 2008: Cooling lakes while the world warms: effects of forest re-growth and increased dissolved matter on the thermal regime of a temperate, urban lake. *Limnology and Oceanography* 53, 404 - 410.

Tulonen, T. et al., 1994. Factors controlling production of phytoplankton and bacteria under ice in a humic, boreal lake. *Journal of Plankton Research* 16, 1411 - 1432.

Verburg, P. et al., 2003. Ecological Consequences of a Century of Warming in Lake Tanganyika. *Science* 301, 505 - 507.

Webb, B.W. and F. Nobilis, 1999. Long term perspective on the nature of the air-water temperature relationship: a case study. *Hydrological Processes* 11, 137 - 147.

Wetzel, R. G., 2001. *Limnology: Lake and river ecosystems*, 3rd ed. Academic Press.

Weyhenmeyer, G. A. et al., 2004. Nonlinear temperature response of lake ice breakup. *Geophysical Research Letters* 31, L07203, doi: 10.1029/2004GL019530.

Weyhenmeyer, G. A. et al., 1999. Changes of the plankton spring outburst related to the North Atlantic Oscillation. *Limnology and Oceanography* 44, 1788 - 1792.

Weyhenmeyer, G. A. et al. 2005. Systematic differences in the trend toward earlier ice-out on Swedish lakes along a latitudinal temperature gradient. *Verhandlungen der Internationalen Vereinigung für Limnologie* 29, 257 – 260

Winter, T. C., 2004. The hydrology of lakes. In: P. E. O`Sullivan and C. S. Reynoldy (eds.), The Lake Handbook, Vol. 1, Limnology and Limnetic Ecology, Blackwell, Oxford, UK, pp. 61 - 78.

ZAMG, 2008. Histalp Newsletter 2008. <http://www.zamg.ac.at/docs/aktuell/HISTALP-Newsletter-jahr-2008.pdf>

Kärntner Institut für Seenforschung  
Naturwissenschaftliches Forschungszentrum

Kirchengasse 43  
9020 Klagenfurt am Wörthersee  
Fax: [0043]-05-0536-57810  
E-Mail: [abt8.kis@ktn.gv.at](mailto:abt8.kis@ktn.gv.at)  
Tel.: [0043]-05-0536-57821

Besuchen Sie uns auf unserer Homepage: [www.kis.ktn.gv.at](http://www.kis.ktn.gv.at)