Bayerisches Landesamt für Umwelt

Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht

Deutscher Wetterdienst

Modellunterstützte Untersuchungen zum Einfluss des Klimas auf den Bodensee

KLIWA-Berichte

Heft 13

KLIWA
Klimaveränderung und Wasserwirtschaft

Bayerisches Landesamt für Umwelt

Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht

Deutscher Wetterdienst

Modellunterstützte Untersuchungen zum Einfluss des Klimas auf den Bodensee

KLIWA-Berichte

Heft 13

KLIWA
Klimaveränderung und Wasserwirtschaft

IMPRESSUM

Herausgeber	Arbeitskreis KLIWA LUBW Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg, Bayerisches Landesamt für Umwelt (BLfU), Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz (LUWG), Deutscher Wetterdienst (DWD) www.kliwa.de
Herausgabedatum	November 2009
ISBN	978-3-88251-345-5
Bearbeitung	Bernd Wahl LUBW Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg Institut für Seenforschung, GKSS Forschungszentrum Institut für Küstenforschung
Redaktionelle Bearbeitung	LUBW Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg Referat Hydrologie und Hochwasservorhersage
Druck	E&B Engelhardt und Bauer, 76131 Karlsruhe
Umwelthinweis	Druck auf Recyclingpapier Dieses Heft ist klimaneutral gedruckt Print CO_2 kompensiert Ident-Nr. 092865
Bezug über	Vertragsauslieferung der LUBW bei der JVA Mannheim – Druckerei Herzogenriedstr. 111, 68169 Mannheim, Telefax: (0621)-398-370

Nachdruck - auch auszugsweise - nur mit Zustimmung der Herausgeber unter Quellenangabe und Überlassung von Belegexemplaren gestattet.

Inhaltsverzeichnis

ZUSAMMENFASSUNG **1**
SUMMARY **5**
DER BODENSEE **7**
VERWENDETE FACHBEGRIFFE UND ABKÜRZUNGEN **7**
1 EINFÜHRUNG **9**
2 DAS HYDRODYNAMISCHE MODELL **11**
2.1 Räumliches Modellgitter 11
2.2 Hydrodynamische Grundgleichungen des Modells 14
2.3 Randbedingungen 17
2.4 *k*-*ε*-Turbulenzmodell 18
2.5 Wärmeaustausch-Modell 20
2.6 Numerische Aspekte 22
2.7 Modellanpassung 23
2.8 Einschränkungen des Modells 25
3 DIE ANTRIEBSDATEN **27**
3.1 Windstärke und Windrichtung 27
3.2 Lufttemperaturen 31
3.3 Relative Luftfeuchte 34
3.4 Wolkenbedeckung 34
3.5 Zuflussmengen und –temperaturen 35
4 DIE VALIDIERUNGSDATEN **39**
5 UNTERSUCHUNGSMETHODEN **41**
5.1 Sensitivitätsuntersuchungen 41
5.2 Variation der Antriebsdaten (Szenarien) 41
5.3 Tracer-Untersuchungen 43
5.4 Charakterisierung des Metalimnion durch Anpassung einer Sigmakurve 44
6 DAS ANGEPASSTE MODELL (REFERENZSIMULATION) **47**
6.1 Wassertemperaturen 47
6.2 Wärmeaustausch 50
6.3 Vertikale Wirbeldiffusivität 51
7 SENSITIVITÄTEN DES MODELLS **55**
7.1 Einfluss des Gitteraufbaus 55
7.2 Einfluss der Lufttemperaturanpassung 56
7.3 Einfluss der Winddatenanpassung 58

7.4 Einfluss von Zuflüssen 59
7.5 Einfluss der Startbedingungen 61
8 MODELLUNTERSUCHUNGEN MIT VERÄNDERTEN ANTRIEBSZEITREIHEN 63
8.1 Szenarien: Lufttemperaturänderung um einen festen Betrag 63
8.2 Szenarien: Saisonale Änderung der Lufttemperaturen um einen festen Betrag 69
8.3 Szenarien: Änderung der Variabilität der Lufttemperaturzeitreihen 71
8.4 Szenarien: Windstärkeänderung durch konstanten Änderungsfaktor 73
8.5 Szenarien: Saisonal variierende Windstärkeänderung 76
8.6 Szenarien geänderter Windrichtung 80
8.7 Szenarien geänderter relativer Luftfeuchte 83
8.8 Szenarien geänderter Wolkenbedeckung 87
9 MODELLUNTERSUCHUNGEN ZUR VERTIKALEN DURCHMISCHUNG 91
10 ANALYSE DES METALIMNIONS 95
11 DISKUSSION 101
LITERATURVERZEICHNIS 107
ABBILDUNGSVERZEICHNIS 110
TABELLENVERZEICHNIS 118
ANHANG 119
A.1 Verwendetes Rechnersystem für die Simulationsrechnung 119
A.2 Verwendete Versionen der Delft3D Flow Software 119
A.3 Simulationsunterschiede auf Grund der Versionsumstellung 119
A.4 Festlegung der vertikalen Einteilung des Modellgitters und der Anfangswerte der Wassertemperaturen und der Tracerkonzentrationen 122
BISHER ERSCHIENENE KLIWA-BERICHTE: 124

Zusammenfassung

Welchen Einfluss klimatische Veränderungen auf große und tiefe Seen haben, wurde in den vergangenen Jahren vermehrt untersucht. Sowohl das wissenschaftliche Interesse als auch angewandte Fragestellungen des Gewässerschutzes fordern ein besseres Verständnis der Folgen der beobachteten und prognostizierten klimatischen Entwicklungen. KLIWA-Untersuchungen, in welchen langjährige Messdaten zum Bodensee ausgewertet wurden (KLIWA Heft 11), zeigen Temperaturtrends und Veränderungen im Schichtungs- und Durchmischungsverhalten des Sees auf. Daran gekoppelt sind Auswirkungen auf das frühjährliche Planktonwachstum und den winterlichen Austausch des Tiefenwassers. Im Wirkungsgefüge des Ökosystems können sich solche Veränderungen in komplexer Weise fortpflanzen.

In KLIWA wird die rückschauende Analyse von Beobachtungsdaten durch modellunterstützte Untersuchungsansätze ergänzt, um Aussagen über mögliche künftige Entwicklungen zu erhalten. Für den Bodensee wurde in der vorliegenden Arbeit mit einem dreidimensionalen hydrodynamischen Modell untersucht, wie sich veränderte meteorologische Verhältnisse auf den See auswirken.

Schwerpunkte lagen in der Untersuchung der Wassertemperaturentwicklung, der thermischen Schichtung und der winterlichen vertikalen Durchmischung. Diese Prozesse werden maßgeblich durch die Witterungsverhältnisse bestimmt und beeinflussen zahlreiche biologische und chemische Prozesse großer, tiefer Seen. Eine klimatische Entwicklung, welche diese hydrophysikalischen Abläufe im Bodensee verändert, wirkt daher auch auf dessen Ökosystem.

Für den Antrieb und die Anpassung des hydrodynamischen Modells standen langjährige Messdaten zur Meteorologie und den Wassertemperaturen des Bodensees zur Verfügung. Für deren Verwendung in den Modellrechnungen mussten einige Heterogenitäten in den Messreihen in geeigneter Weise kompensiert werden. Die Simulationen decken einen Zeitraum von etwa 47 Jahren ab. Hierdurch konnte ein weiter Bereich unterschiedlicher Witterungsverläufe untersucht werden und eine gute Validierung des Modells erfolgen.

Mit der durchgeführten Anpassung des Modells konnten die gemessenen langjährigen Wassertemperaturverläufe in guter Übereinstimmung abgebildet werden. Dies bedeutet, dass der Wärmetransport über die Oberfläche sowie die vertikalen Durchmischungsprozesse durch das Modell realitätsnah beschrieben werden. Dieses angepasste Modell wurde als Referenz für vergleichende Szenarienuntersuchungen verwendet. In den Szenarien wurden die meteorologischen Parameter, wie z.B. Windstärke, Windrichtung oder Lufttemperatur, in definierter Weise verändert, so dass ein klarer Zusammenhang zwischen Ursache und Wirkung gegeben war. Durch den Vergleich der Simulationsergebnisse zu den Szenarien und dem Referenzmodell wurde erkennbar, wie sich die vorgegebenen Veränderungen in den Antriebsdaten auf den See auswirken und welche physikalischen Zusammenhänge hierbei von Bedeutung sind.

Die Simulationen zeigten komplexe Reaktionen des Sees, welche in ihrer räumlichen als auch zeitlichen Ausprägung untersucht wurden. Erhebliche Auswirkungen auf das Schichtungsverhalten und den vertikalen Stoffaustausch hatten Veränderungen der Lufttemperatur und des Windfeldes.

Erhöhte Lufttemperaturen führen im See zu vertikal unterschiedlichen Temperaturänderungen. Während sich die Oberflächentemperaturen etwa entsprechend der Lufttemperatur ändern, fällt die Erwärmung im Tiefenwasser schwächer aus und folgte einer Dynamik, welche durch die Intensität der winterlichen Durchmischungsereignisse bestimmt wird. Die unterschiedliche Erwärmung bedeutet eine Erhöhung des vertikalen Dichteunterschieds und somit eine Stabilisierung der Schichtung. Im Sprungschichtbereich ist die Erhöhung des vertikalen Temperaturunterschieds besonders ausgeprägt. Der hierdurch abgeschwächte vertikale

Austausch bedeutet auch, dass sich der vertikale Transport von Nährstoffen und Sauerstoff verändert, was für die dort lebenden Organismen von Bedeutung sein kann.

Im Tiefenwasser ist das vertikale Temperaturgefälle sehr viel geringer. Dennoch schwächt auch hier eine Schichtungsstabilisierung in Erwärmungsszenarien den vertikalen Austausch, so dass zu erwarten ist, dass sich das Sauerstoffminimum nahe der Sedimentoberfläche, das sich durch die biochemischen Abbauprozesse bildet, verstärkt.

Von hoher Bedeutung für den Stoffhaushalt des Tiefenwassers sind Veränderungen der winterlichen vertikalen Durchmischung. Eine Erhöhung der winterlichen Temperaturen ist mit einer Abschwächung dieses Prozesses verbunden, wodurch häufiger eine unzureichende Erneuerung des Tiefenwassers zu erwarten ist und somit mehrjährige Phasen, in welchen sich die Sauerstoffzehrung im Tiefenwasser akkumuliert, verstärkt auftreten können. Ein Sauerstoffmangel kann sich schädlich auf die dort lebenden Organismen, wie etwa Fische oder Fischeier auswirken. Verschiedene chemische Abläufe, wie z.B. die Rücklösung von Mangan oder Phosphor, werden ebenfalls durch die Sauerstoffverhältnisse beeinflusst. Mit einer Änderung des vertikalen Durchmischungsverhaltens des Sees sind folglich weit reichende Konsequenzen für die ökosystemaren Abläufe zu erwarten.

Neben den Szenarien mit einer Änderung der Lufttemperaturen über das gesamte Jahr wurden auch saisonale Änderungen untersucht. Diese zeigen, dass für den Einfluss der Lufttemperatur auf die Tiefenwassererneuerung im Wesentlichen die winterlichen Temperaturverhältnisse maßgeblich sind. Wärmere Frühjahrstemperaturen machen sich auf Grund der noch schwachen Schichtung bis in den oberen Bereich des Tiefenwassers bemerkbar, wodurch sich die Schichtungsstabilität innerhalb des Tiefenwassers erhöht. Erhöhte Lufttemperaturen im Sommer wirken sich nur bis zur Sprungschicht aus. Sie stabilisieren die Deckschicht und vermindern den vertikalen Austausch mit den tieferen Wasserschichten.

Die Wirkung eines veränderten Windfeldes wurde einerseits durch eine Änderung der Windrichtung, andererseits durch eine Variation der Windstärken untersucht. Hinsichtlich der Windrichtung zeigt sich eine deutliche Abhängigkeit der Windwirkung von der Lage der Hauptwindrichtung: Liegt diese in Längsrichtung des Sees, ist die windinduzierte Durchmischung deutlich stärker als in Querrichtung. Die Variation der Windstärke zeigt saisonal sehr unterschiedliche Auswirkungen. Im Winter begünstigen stärkere Winde die Auskühlung und die turbulente Durchmischung und somit auch die Tiefenwassererneuerung. Im Frühjahr bewirkt eine höhere Windstärke, dass die über die Oberfläche eingetragene Wärme in tiefere Wasserschichten eingemischt wird. Die vertikal unterschiedliche Erwärmung führt zu einer stabileren Schichtung innerhalb des Tiefenwassers. Eine Erhöhung der Tiefenwassertemperaturen kann andererseits die winterliche vertikale Durchmischung im darauf folgenden Winter begünstigen.

Im Sommer und Herbst beschränkt sich der Einfluss höherer Windstärken im Wesentlichen auf die oberen Wasserschichten. Die durchmischte Schicht ist dicker und das Temperaturgefälle in der Sprungschicht verläuft schwächer, so dass insgesamt der vertikale Austausch in den oberen Schichten erhöht ist.

Relativ geringe Auswirkungen zeigten sich bei moderaten Variationen der Luftfeuchte- und Wolkenbedeckungszeitreihen. Hierbei änderten sich im Wesentlichen die sommerlichen Wassertemperaturen in den oberen Wasserschichten während der Einfluss auf die vertikalen Durchmischungsprozesse sehr gering war.

Die Simulationsergebnisse basieren auf einem dreidimensionalen hydrodynamischen Modell, dessen Vereinfachungen und Limitierungen bei der Interpretation der Berechnungen beachtet werden müssen. Auf Grund der relativ groben Auflösung des Modells konnten beispielsweise keine kleinskaligen Prozesse, wie sie bei der Ausbreitung von Flusswasserfahnen oder im Bereich der Flachwasserzone auftreten, abgebildet werden. Um den Einfluss solcher Prozesse auf die Schichtungs- und Durchmischungsprozesse des Sees besser abzuschätzen, sind weitere Untersuchungen mit anderen Ansätzen nötig. Dass die Modellanpassung an die Beobachtungsdaten in dieser Arbeit auch mit einem groben Modellgitter gut gelang, legt jedoch nahe, dass die dominierenden Prozesse realitätsnah simuliert wurden.

Neben den aus den Modellsimulationen abgeleiteten Aussagen über die Wirkung klimatischer Veränderungen auf hydrophysikalische Prozesse des Sees stellen die in dieser Arbeit entwickelten Methoden ein weiteres Ergebnis dar, welches für viele weitere Fragestellungen genutzt werden kann. Auf der Grundlage der hier durchgeführten Arbeiten wurde auch eine Fortentwicklung der Modellierungssoftware Delft3D Flow vorangebracht. Künftige Optimierungen sollten jedoch auch hinsichtlich der Antriebsdaten durchgeführt werden, wie etwa durch eine verbesserte Abbildung des realen Windfeldes. Die Anwendung von ökologischen Modellen, welche an das hydrodynamische Modell gekoppelt werden können, eröffnet weitere Möglichkeiten zur Untersuchung ökosystemarer Zusammenhänge.

Summary

The impact of climatic changes on large and deep lakes has been studied increasingly during recent years. Both the scientific interest as well as practical questions of water protection demand a better understanding of the consequences of the observed and predicted climatic developments. Analysis of long-term data of Lake Constance within the KLIWA-framework (KLIWA report 11) reveal temperature trends and changes in the stratification and mixing processes of the lake. Further consequences can be seen in the spring phytoplankton growth and the winter deep water renewal. Such changes may propagate in a complex manner within the ecological system.

Within KLIWA the analysis of observational data is complemented by model supported investigation approaches aiming at an assessment of possible future developments. During this research a three-dimensional hydrodynamic model was applied in order to study the impact of changing meteorological conditions on Lake Constance.

The model studies focused on the changes in water temperature, thermal stratification and winter vertical mixing. These processes are strongly dependent on meteorological conditions and have an influence on many biological and chemical processes in large deep lakes. Thus a climatic change which modifies these hydro-physical phenomena also acts on the ecosystem.

Long-term meteorological and water temperature data were used as forcing data and for the model adaptation. Differences in the measured time series had to be compensated appropriately. The simulations cover a period of about 47 years during which time the studies dealt with a large variety of weather conditions providing a valuable basis for the model validation.

Having been adapted the model succeeded in simulating the long-term water temperatures in good correlation with the measured data. This means that the heat flux through the lake surface as well as the vertical mixing processes have been modelled realistically. This model run was taken as the reference simulation for comparative model studies on different scenarios. The scenarios were formed by variation of the meteorological parameters, e.g. the wind speed, wind direction and the air temperature, so that a well-defined relation between cause and effect was given. Comparing the scenario results with the reference simulation the effect on the lake by the changes made in the forcing data became evident as well as the role of the relevant physical processes. A comparison of the simulation results to the scenarios and the reference model made evident how the given changes in the forcing data affect the lake as well as the role of the relevant physical processes.

The simulations reveal the complex reactions of the lake, which were studied with respect to their spatial and temporal development. Changes in the air temperature and the wind field led to considerable changes in the stratification and the vertical mixing.

Increased air temperatures result in a vertically varying pattern of temperature changes in the lake. While the temperature shifts of the air and the surface water are roughly the same, deep water warming is weaker and follows a dynamic, which is determined by the intensity of winter vertical mixing. The difference in water temperature increase means a stronger vertical density gradient and thus higher stratification stability. In the thermocline the change of vertical temperature gradient is most pronounced. This leads to a diminished vertical water exchange, which also means a change in the vertical transport of nutrients and oxygen. This may have consequences for the organisms in these water layers.

The temperature gradient in deep water is usually very small. Nevertheless, this water body is also affected by a more stable stratification and a reduction of vertical mixing in climate warming scenarios. This could lead to a further reduction of the oxygen minimum, resulting from biochemical degradation processes, above the sediment.

Changes in the winter vertical mixing are of great importance for the deep water matter concentrations. An increase of winter temperatures reduces the intensity of this process, resulting in a more often incomplete deep water renewal and therefore longer periods of accumulated oxygen depletion. An oxygen deficiency can be harmful for the organisms in deep water, such as fish or fish eggs. Various chemical processes are also dependant on the oxygen conditions, e.g. the redissolution of manganese or phosphorus. Thus with a change in vertical mixing behaviour far reaching consequences on the processes of the ecosystem can be expected.

Besides scenarios with changed air temperatures for the whole year, seasonal variations where also studied. These reveal that the impact of temperature on deep water renewal is mainly determined by the winter temperature conditions. Warmer spring temperatures are discernible down to the upper areas of the deep water due to the weak stratification. This increases the stratification stability in the deep water body. Higher air temperatures in summer only have an effect on the upper water layers down to the thermocline, were a stronger stratification and a reduced vertical exchange can be observed.

The effect of changes in the wind field was investigated by variations of the wind direction as well as the wind speed. The studies showed that the orientation of the main wind direction plays an important role on the effect of the wind: With an orientation along the main axis of the lake the wind-induced mixing was considerably stronger than across the lake.

The variation of wind speed shows seasonally rather different effects. In winter stronger winds support water cooling and turbulent mixing and thus deep water renewal. In spring, higher wind speeds intensify the transport of heat from the surface to deeper layers, which results in a stronger stratification within the deep water body. Higher deep water temperatures, on the other hand, favour winter vertical mixing in the subsequent winter.

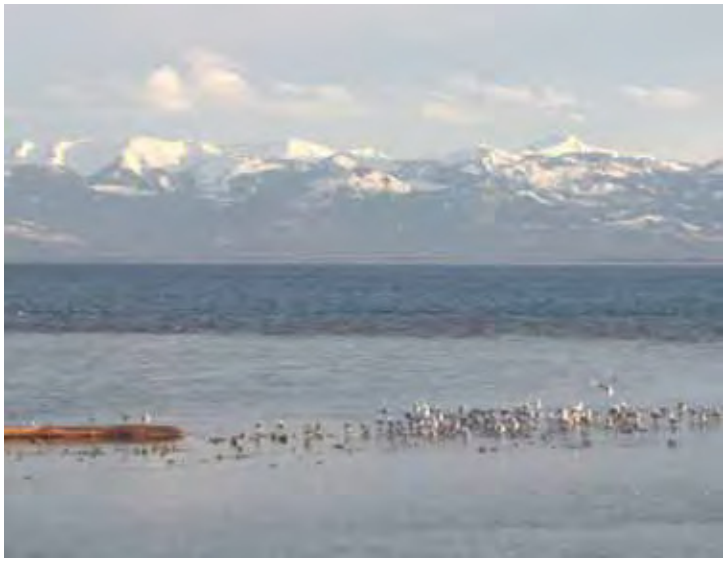
In summer and autumn the effect of higher wind speeds is reduced to the upper water layers. The mixed layer depth increases and the temperature gradient in the thermocline becomes weaker, meaning a higher vertical exchange in the upper layers.

Comparatively little effect can be seen for moderate changes in air humidity and cloud cover. On the whole only the summer water temperatures in the upper water layers were affected, while the influence on deep water mixing was very small.

The simulation results are based on a three-dimensional hydrodynamic model the simplifications and limitations of which have to be taken into account in the interpretation of the calculations. The coarse spatial resolution of the model restricts the representation of small scale processes which are e.g. relevant in river plumes or shallow water areas. For a better assessment of the impact of such processes on the stratification and vertical mixing, further studies using different approaches, are required. The fact, that the model in this work was able to simulate the observed data satisfactorily despite the coarse grid, suggests that the dominating processes were realistically represented.

Besides the conclusions drawn from the model simulations in this study on the impact of climatic changes on hydrophysical processes in the lake, the methods developed in this work constitute a further outcome which may be applied in future investigations. The further development of the modeling software Delft3D Flow was also aided on the basis of this work. Future optimizations should also focus on a better representation of the forcing data, such as the wind field. The application of ecological models coupled to a hydrodynamic model, offers further possibilities for the study of interrelations in the ecosystem.

Der Bodensee



Der Bodensee ist nach dem Plattensee und dem Genfer See der drittgrößte Binnensee Mitteleuropas. Als vor etwa 14 000 Jahren der Rheingletscher am Ende der letzten Eiszeit geschmolzen war, entwickelte sich der ursprünglich wesentlich größere See nach und nach zu seiner heutigen Größe und Form. Der See besteht aus zwei Seeteilen, dem großen und tiefen Obersee mit dem Überlinger See und dem kleineren und flacheren Untersee unterteilt in Gnadensee, Zellersee und Rheinsee (Abb. Z.1).

Das größte Problem bis in die siebziger Jahre des vergangenen Jahrhunderts war die ansteigende Zufuhr von Phosphorverbindungen. Ihre düngende Wirkung führte zu Massenentwicklungen von Algen und Wasserpflanzen im See und verursachte eine starke Belastung des Sauerstoffhaushalts in den großen Seetiefen. Auf Empfehlung der Internationalen Gewässerschutzkommission für den Bodensee (IGKB) unternahm die Staatengemeinschaft im Einzugsgebiet des Sees große Anstrengungen zur Verminderung des Phosphoreintrags. Für Sanierungsmaßnahmen insbesondere im Abwasserbereich wurden 224 Kläranlagen gebaut und über 4 Milliarden Euro aufgewendet. Dadurch konnte der Phosphorgehalt nach zwischenzeitlich fast 80 mg/m^3 (1979) bis heute wieder auf 8 mg/m^3 gesenkt werden.

Verwendete Fachbegriffe und Abkürzungen

DWD	Deutscher Wetterdienst
Epilimnion	Obere Wasserschicht im thermisch geschichteten See (Deckschicht).
Metalimnion	Wasserschicht unter dem Epilimnion im thermisch geschichteten See, welche durch einen ausgeprägten vertikalen Temperaturgradienten gekennzeichnet ist (Sprungschicht).
Hypolimnion	Wasserkörper unter dem Metalimnion (Tiefenwasser).

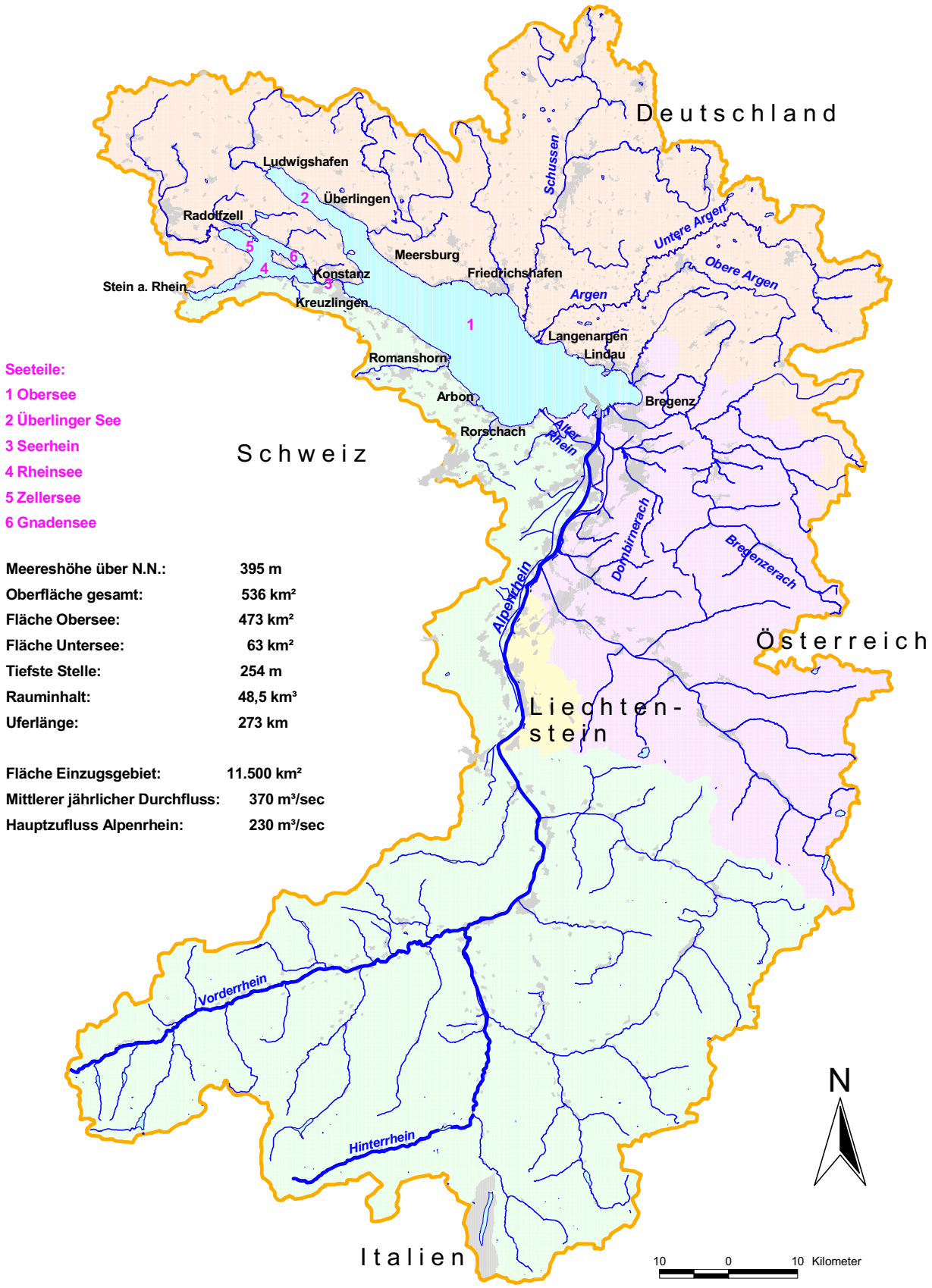


Abb. Z.1: Das Einzugsgebiet des Bodensee, die Seeteile und einige charakteristische Daten. Datenquelle: Bodensee-Wasser-Informationsystem (BOWIS) der IGKB (www.igkb.de)

1 Einführung

Die Untersuchung der hydrophysikalischen Abläufe des Bodensees hat eine lange Tradition. Messungen im 19. Jahrhundert und in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts (Forel 1893, Zeppelin 1893, Kleinschmidt 1921, Wasmund 1927, 1928, Auerbach & Schmalz 1927, 1931, Auerbach & Ritzi 1938, Elster & Einsle 1937) gaben zunehmend Einblick in die Strömungs-, Schichtungs- und Durchmischungsvorgänge des Bodensees. Intensive Messungen durch Lehn (1965) erweiterten die Kenntnis über die internen Schwankungen der Isothermen. Modernere Messgeräte ermöglichten Hollan (1974) räumlich und zeitlich hoch aufgelöste Messdaten, zu erfassen welche maßgeblich zur Beschreibung der internen Eigenschwingungen des geschichteten Bodensees sowie der Strömungsverhältnisse beitrugen. Die theoretische Interpretation der Daten wurde durch analytische Untersuchungen mit einem Zweischichtmodell (Hollan 1974) sowie durch numerische hydrodynamische Untersuchungen unterstützt (Hollan & Simons, 1978). Serruya et al. (1984) führten numerische Modellrechnungen zu den seeweiten Strömungen durch. Die Analyse der Moden der internen Schwingungen wurde durch die Modelluntersuchungen von Bäuerle (1981) vorangebracht. Neben messtechnischen und rechnerischen Studien wurde auch ein physikalisches Modell zur Untersuchung von Strömungsabläufen angewandt (Stewart & Hollan 1984, Stewart 1988).

Die Anwendung eines dreidimensionalen hydrodynamischen Modells zur Untersuchung der Ausbreitung der Flusswasserfahne des Alpenrheins bei unterschiedlichen Wetterlagen ist in Duwe et al. (1999) und Hollan & Duwe (2003) beschrieben. Eindimensionale Modelluntersuchungen zur Beschreibung der Temperaturentwicklung und der Transportvorgänge wurden z.B. durch Ollinger (1999), Hornung (2002) und Peeters et al. (2007) durchgeführt.

Eine umfangreiche Messkampagne im Jahre 2001 (Appt & Stumpp 2002) lieferte die Basis für hoch aufgelöste dreidimensionale Berechnungen mit dem hydrodynamischen Modell ELCOM (Appt. 2003, Appt et al. 2004), in welchen u.a. der besondere Einfluss der Beckenform auf die Strömungen und internen Schwingungen analysiert wurde.

Die Möglichkeiten, mit Hilfe von numerischen Modellen hydrophysikalische Prozesse zu untersuchen, haben sich mit der Fortentwicklung der Rechnerleistungen und der Modelle zunehmend verbessert. Je nach Fragestellung muss jedoch eine geeignete Modellkonfiguration gefunden werden.

Die Zielsetzung in dieser Arbeit bestand darin, die Wirkung veränderter hydrometeorologischer Verhältnisse auf die Wärmeaustauschprozesse und die Transportvorgänge des Bodensees mit Hilfe eines dreidimensionalen hydrodynamischen Modells zu untersuchen. Der Schwerpunkt lag hierbei in der Analyse der Temperatur-, Schichtungs- und Durchmischungsverhältnisse des Sees. Im Modell sollten idealer Weise alle wesentlichen Prozesse abgebildet werden, wie insbesondere der Wärmeaustausch über die Oberfläche, der Impuls und Energieeintrag des Windes und der Zuflüsse, die Strömungs- und Transportvorgänge sowie die Abhängigkeit der Dichte von der Temperatur und den Wasserinhaltsstoffen (Schema in Abb. 1.1).

Der Berechnungszeitraum umfasste etwa 47 Jahre und damit eine große Bandbreite unterschiedlicher Witterungssituationen. Der Vergleich der simulierten und langjährig beobachteten Wassertemperaturverhältnisse ermöglichte eine gute Anpassung und Validierung des Modells. Durch Veränderungen in den meteorologischen Antriebszeitreihen des Modells wurde eine Vielzahl unterschiedlicher Szenarien simuliert und ausgewertet.

Die aus den Modellrechnungen gewonnen Erkenntnisse tragen zum besseren Verständnis der untersuchten hydrophysikalischen Prozesse bei und liefern Hinweise, mit welchen Folgen bei einer Veränderung der klimatischen Verhältnisse zu rechnen ist. Die Arbeiten unterstützten zudem die methodische Fortentwicklung in der Anwendung numerischer Modellrechnungen.

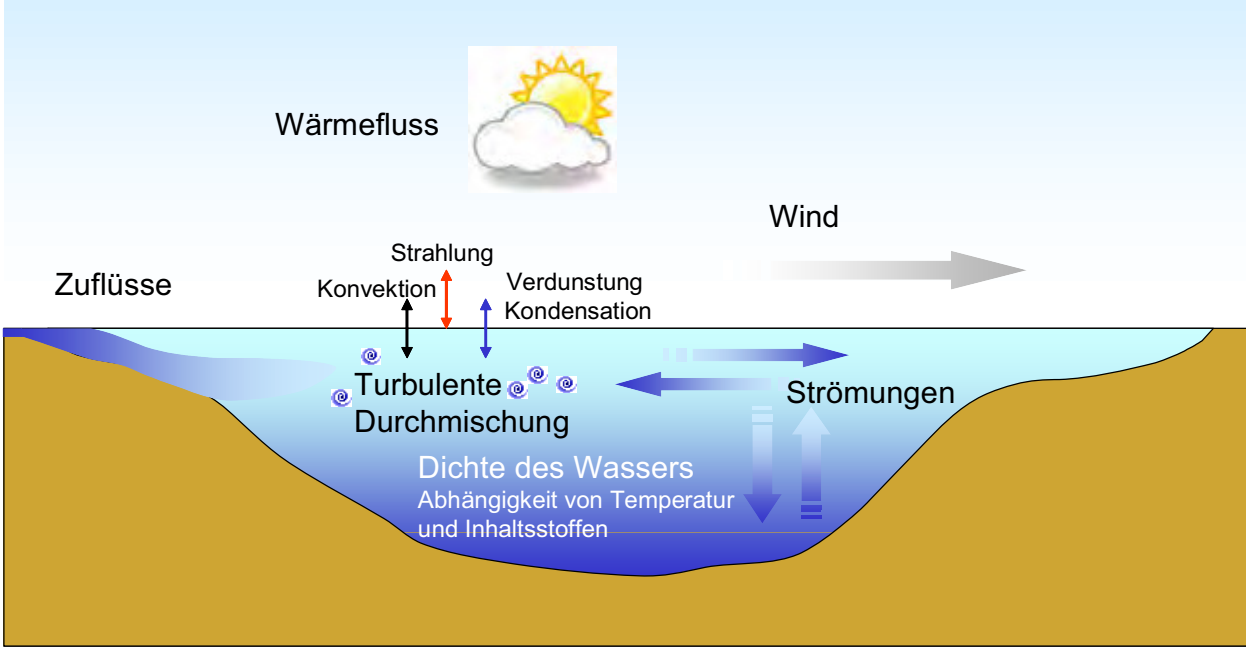


Abb. 1.1: Schematische Darstellung zu den wesentlichen physikalischen Prozessen, welche den Impuls-, Energie- und Masseaustausch des Bodensees bestimmen.

2 Das hydrodynamische Modell

Für die hydrodynamischen Modelluntersuchungen dieser Arbeit wurde die Modellierungssoftware Delft3D-Flow verwendet (Delft 2007). Die gewählte Modellkonfiguration und die dem Modell zugrunde liegenden Formulierungen der physikalischen Zusammenhänge sind in den folgenden Kapiteln beschrieben.

2.1 Räumliches Modellgitter

Die räumliche Darstellung des Bodensees erfolgt in dem Modell durch ein dreidimensionales Gitter. Dieses ist die Grundlage für die numerische Berechnung der Bewegungs- und Transportgleichungen mit Lösungsverfahren für finite Differenzen. Die berechneten Modellgrößen, wie Strömungsgeschwindigkeit, Temperatur, Wasserinhaltsstoffe etc., werden damit für diskrete Gitterpositionen berechnet. Die Gitterabstände legen somit die räumliche Auflösung des Modells fest.

Limitierend für eine hohe räumliche Auflösung wirkt die benötigte Rechenzeit (Tab. 2.1), welche mit der Anzahl der Gitterzellen überproportional ansteigt, da ein geringerer Gitterabstand kleinere Zeitschritte erfordert. Für die Langzeitberechnungen in dieser Arbeit wurde daher ein relativ grobes horizontales Gitter mit bis zu 50 vertikalen Schichten gewählt (Abb. 2.1 und Abb. 2.4).

Zur Auswahl des Gitters wurden Vergleichsrechnungen mit unterschiedlichen vertikalen und horizontalen Gittereinteilungen durchgeführt, wobei darauf geachtet wurde, dass das Verhältnis der „Seeoberfläche“ zum „Seevolumen“ annähernd mit dem realen Wert des Bodensees übereinstimmt (vgl. Tab. 2.1), da die Oberfläche für den Energieaustausch von hoher Bedeutung ist, während das Volumen als ein „Speicher“ kinetischer und thermischer Energie gesehen werden kann.

Vertikale Gittereinteilung

Vertikal wurde das Gitter in Ebenen konstanter Tiefe (Z-Layer-Einteilung) eingeteilt (Abb. 2.4). Damit hängt die Anzahl der Schichten von der Tiefe des Seebodens ab. Alternativ bestand die Möglichkeit eine der Bodentopographie folgende Einteilung mit konstanter Schichtanzahl für alle horizontalen Gitterzellen zu wählen (Sigmal-Layer-Einteilung). Für einen See mit ausgeprägter Temperaturschichtung ist das Z-Layer-Modell jedoch i.d.R. besser geeignet, da die horizontale Lage der Schichten in etwa mit den Isothermen übereinstimmen, woraus eine geringere vertikale numerische Diffusion resultiert, insbesondere bei großen horizontalen Gitterabständen. Ein Nachteil der Z-Layer-Einteilung besteht darin, dass hierbei der Beckenboden stufenartig dargestellt wird, während ein Sigma-Layer-Modellgitter besser an den Bodenverlauf angepasst werden kann.

Die Schichtdicken (siehe Anhang A.4) wurden so gewählt, dass von einer feinen Auflösung im oberen Bereich (Epi- und Metalimnion) graduell zu einer gröberen Auflösung im mittleren Wasserkörper übergegangen wird. Zur größten Tiefen hin wurde dann wieder eine feinere Auflösung gewählt. Der Grund für diese Einteilung war, dass dort, wo größere Gradienten der berechneten Größen auftreten, eine höhere Auflösung gegeben sein sollte. In der Deckschicht gilt dies insbesondere für die Temperatur. Mit der Verfeinerung in der Tiefe wurde beabsichtigt, die vertikale Durchmischung von Wasserinhaltsstoffen im tiefen Hypolimnion besser aufzulösen (vgl. Kapitel 9).

Die Festlegung auf maximal 50 vertikale Schichten ergab sich durch Vergleich mehrerer Simulationsläufe mit unterschiedlich feiner Einteilung. Während sich bei nur 10 Schichten deutliche Abweichungen zwischen den Modellergebnissen ergaben, waren die geringen Unterschiede zwischen 50 und 100 Schichten für die Untersuchungen in dieser Arbeit ohne Bedeutung.

Horizontale Gittereinteilung

Horizontal kann das Gitter in Delft3D Flow sowohl rechtwinklig als auch kurvilinear eingeteilt werden. Ein kurvilineares Gitter ist häufig bessere geeignet, die Land-Seegrenzen abzubilden. Es muss jedoch darauf geachtet werden, dass die Orthogonalität der Zellen annähernd erhalten bleibt, sich aneinandergrenzende Gitterzellen in ihrer Größe nicht zu sehr unterscheiden und deren Form nicht zu länglich wird (Delft 2007). Es wurden verschiedene horizontale Gittereinteilungen (Abb. 2.1 bis Abb. 2.3) getestet und hinsichtlich der Simulationsergebnisse miteinander verglichen (Kapitel 7.1).

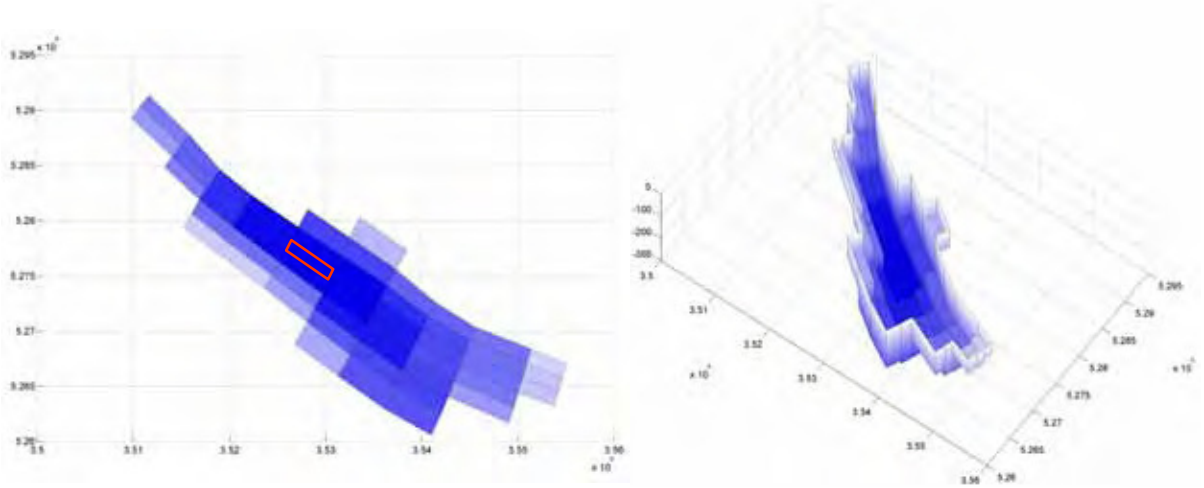


Abb. 2.1: Grobes kurvilineares Modellgitter mit der Seeform folgenden länglichen Gitterzellen. Der Seeteil, der dem Überlinger See entspricht, ist hier verkürzt. Die Simulationsergebnisse, welche in dieser Arbeit ausgewertet und dargestellt sind, wurden für die rot umrandete Gitterzelle berechnet. Diese liegt etwa an der tiefsten Stelle des Sees und entspricht der Seemitte-Messstation, für welche langjährige Temperaturzeitreihen zur Verfügung standen (Kapitel 4). *Rechts*: Schrägansicht zur besseren Darstellung der Bathymetrie.

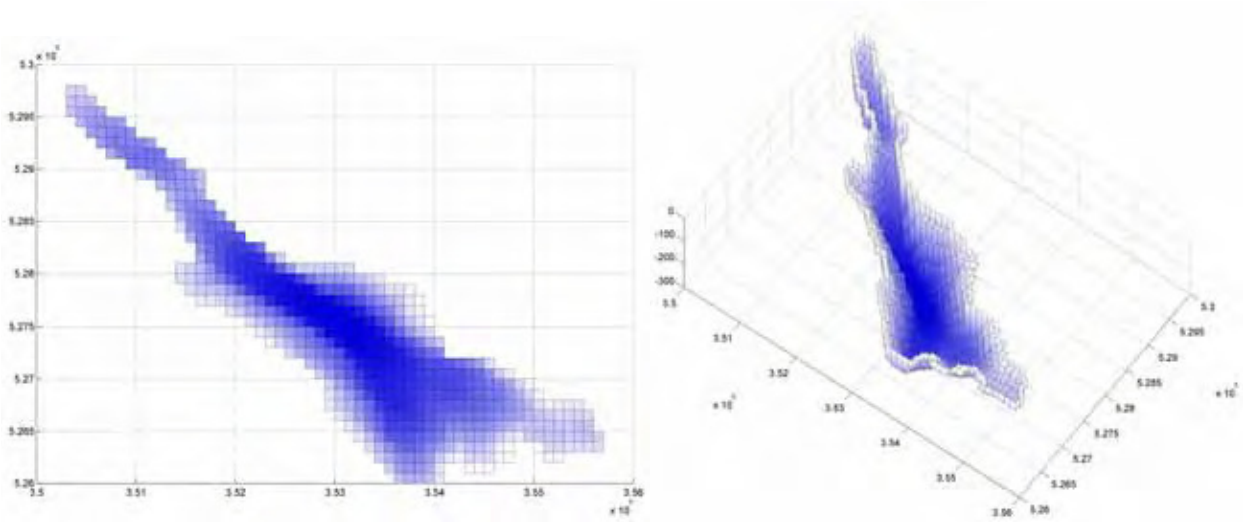


Abb. 2.2: Modellgitter mit quadratischen Gitterzellen von 1x1 km² Fläche entlang der Längen- und Breitengrade. *Rechts*: Schrägansicht zur besseren Darstellung der Bathymetrie.

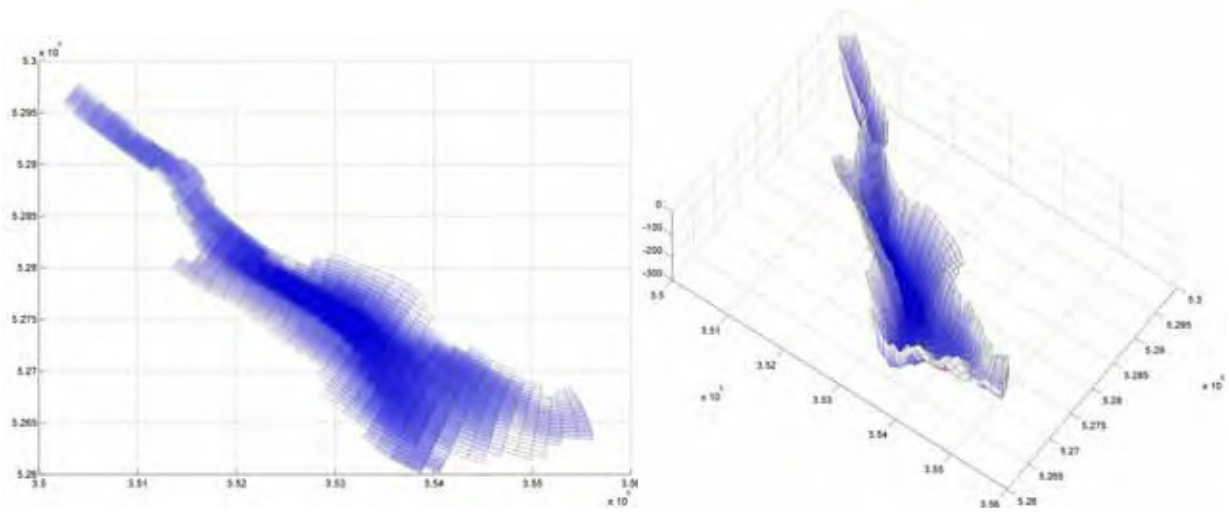


Abb. 2.3: Hochaufgelöstes kurvilineares Modellgitter mit der Seeform folgenden länglichen Gitterzellen. *Rechts*: Schrägansicht zur besseren Darstellung der Bathymetrie.

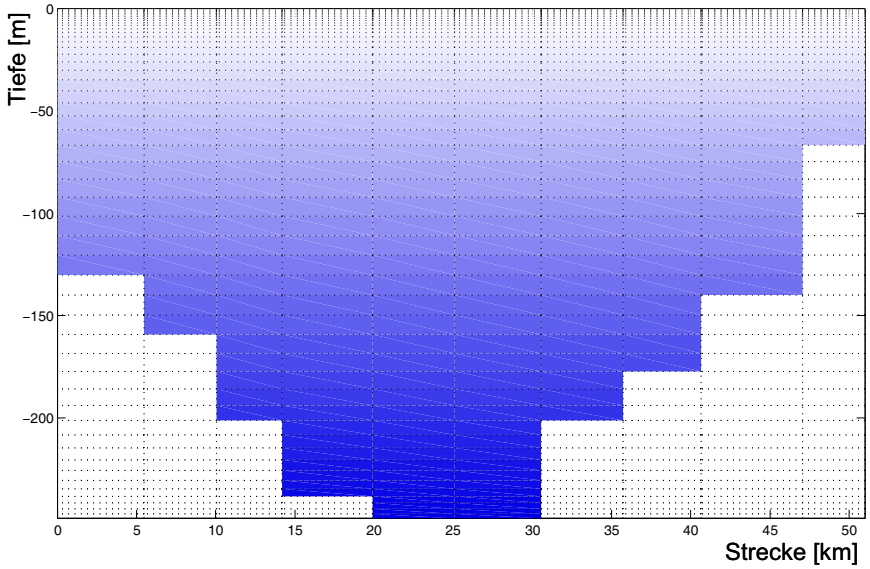


Abb. 2.4: Längsschnitt durch das grobe Gittermodell. Links: Überlinger See. Rechts: Bregenzer Bucht. Die vertikalen Schichtgrenzen verlaufen auf Ebenen konstanter Tiefe (Z-Layer-Modell).

Tab. 2.1: Oberflächen A und Volumenwerte V verschiedener Modellgitter und des Bodensee-Obersees, sowie deren A/V-Verhältnis.

	Oberfläche A [10^8 m²]	Volumen V [10^{10} m³]	Verhältnis A/V [10^{-2} m^{-1}]	CPU-Rechenzeit für ein Simulationsjahr bei 50 vertikalen Schichten
Gitter 1 (Abb. 2.2)	4,67	4,74	0,99	103 h 43 min
Gitter 2 (Abb. 2.3)	5,03	4,73	1,06	108 h 10 min
Gitter 3 (Abb. 2.1)	3,91	4,28	0,91	3 h 43 min
Bodensee-Obersee	4,72	4,76	0,99	

2.2 Hydrodynamische Grundgleichungen des Modells

Die dreidimensionalen Bewegungsgleichungen werden aus der Kontinuitätsgleichung (Massenerhaltung) und der Navier-Stokes-Gleichung (Impulserhaltung) abgeleitet. Zur numerischen Berechnung dieser Gleichungen sind einige Vereinfachungen dieser Gleichungen sinnvoll oder auch notwendig. Die wesentlichen Annahmen sind hierbei:

- Die geringe Kompressibilität des Wassers kann vernachlässigt werden.
- Außer im Auftriebsterm können die Dichteänderungen des Wassers unberücksichtigt bleiben (Boussinesq-Näherung)
- Das Druckfeld kann hydrostatisch berechnet werden, d.h. vertikale Beschleunigungen sind unbedeutend.
- Die Wirkung der kleinskaligen horizontalen Turbulenz auf die großskaligen Bewegungsabläufe lässt sich mit der sogenannten Reynoldsmittelung und dem Wirbelviskositätskonzept beschreiben.

Die Formulierung der hydrodynamischen Grundgleichungen wird hier der Übersichtlichkeit halber in kartesischen Koordinaten durchgeführt, angegeben als $x_i = \{ x, y, z \}$, wobei *z* hier nach oben gerichtet ist. In kurvilinearen Gitterkoordinaten werden die Gleichungen durch die Transformationsfaktoren etwas komplexer (Delft3D 2007). Für die Zeit wird die Variable t verwendet.

Die **Kontinuitätsgleichung** für inkompressible Flüssigkeiten lautet:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \qquad (2.1)$$

mit dem Geschwindigkeitsvektor $\{ u, v, w \}$.

Der Schwierigkeit, die auf sehr kleinen Skalen stattfindenden turbulenten Bewegungsabläufe zu behandeln, wird mit der sogenannten Reynolds-Mittelung begegnet (Rodi 1984). Hierbei wird angenommen, dass sich das Strömungsfeld U in einen größerskaligen quasi-laminaren $\bar{u}$ und einen kleinskaligen turbulenten Bestandteil u' zerlegen lässt.

$$U = \bar{u} + u' \qquad (2.2)$$

Im Folgenden wird $\bar{u}$ durch den Geschwindigkeitsvektor $u_i = \{ u, v, w \}$ angegeben.

Infolge der Reynolds-Mittelung erhält man in den Bewegungsgleichungen Terme τ_{ij}, welche als Reynolds-Schubspannungen bezeichnet werden. Für deren Behandlung wird das Wirbel-Viskositäts-Konzept oder Boussinesq-Hypothese angewandt: Hierbei wird als neue Größe die Wirbelviskosität ν_t, in Analogie zur molekularen Viskosität, eingeführt, welche den Zusammenhang zwischen den Geschwindigkeitsgradienten und der Reynolds-Schubspannung herstellt:

$$\tau_{ij} = -\nu_t \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \qquad (2.3)$$

Zur Bestimmung der vertikalen Wirbelviskosität ν_t^V wird ein Turbulenzmodell angewandt, welches diese Größe aus anderen bekannten Größen ableitet und somit das Gleichungssystem

vervollständigt. In dieser Arbeit wird hierfür das k-ε-Modell verwendet (Kapitel 2.4). Die horizontale Wirbelviskosität ν_t^H wird durch eine konstante Hintergrundviskosität ν_{back}^H vorgegeben.

Der Druck P an einem Gitterpunkt errechnet sich bei hydrostatischer Betrachtungsweise lediglich in Abhängigkeit von der Dichte ρ der darüber stehenden Wassersäule und dem Atmosphärendruck P_{atm} über der Seeoberfläche:

$$P(z) = P_{atm} + \int_{z'=z}^{z'=\varsigma} \rho\, g\, dz' \qquad (2.4)$$

mit g Erdbeschleunigung

ς vertikale Lage der Wasseroberfläche

Die Modellsoftware kann auch für die Simulation nicht-hydrostatischer Druckverhältnisse konfiguriert werden, wodurch jedoch längere Rechenzeiten entstehen.

Die aus den Navier-Stokes-Gleichungen abgeleiteten horizontalen Bewegungsgleichungen für inkompressible Flüssigkeiten lassen sich daher wie folgt formulieren:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u\frac{\partial u}{\partial x} + v\frac{\partial u}{\partial y} + w\frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial P}{\partial x} + \left(\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z}\right) - f\, v \qquad (2.5)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u\frac{\partial v}{\partial x} + v\frac{\partial v}{\partial y} + w\frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial P}{\partial y} + \left(\frac{\partial \tau_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z}\right) + f\, u \qquad (2.6)$$

Der Coriolis-Parameter $f = 2\Omega \sin\phi$ berücksichtigt den Einfluss der Erddrehung. Ω gibt hierbei die Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation und ϕ die geographischen Breite an.

Die vertikalen Geschwindigkeiten werden mit der Kontinuitätsgleichung (Gl. 2.1) ermittelt.

Ergänzt werden die Gleichungen durch Terme, die Quellen und Senken von Masse und Impuls beschreiben, wie z.B. durch Zu- und Abflüsse.

Die Berechnung der **Dichte des Wassers** ρ (in kg/m³) basiert auf der UNESCO-Formel (UNESCO 1981) unter Berücksichtigung der Temperatur (T in °C) und der Salinität (S in ppt):

$$\rho = A\,S + B\,S^{3/2} + C\,S^2 + D \qquad (2.7)$$

mit
$$A = a_0 + a_1 T + a_2 T^2 + a_3 T^3 + a_4 T^4$$
$$B = b_0 + b_1 T + b_2 T^2$$
$$C = c_0$$
$$D = d_0 + d_1 T + d_2 T^2 + d_3 T^3 + d_4 T^4 + d_5 T^5$$

Die Koeffizienten sind in Tab. 2.2 angegeben. In den hier durchgeführten Modellsimulationen wurde die Salinität des Bodensees als vernachlässigbar angenommen und daher auf Null gesetzt. Die Dichte des Wassers ergab sich daher lediglich aus Term D.

Tab. 2.2: Koeffizienten für die UNESCO-Formel zur Dichte des Wassers.

Koeffizient	Wert	Koeffizient	Wert	Koeffizient	Wert
a_0	$8.24493 \cdot 10^{-1}$	b_0	$-5.72466 \cdot 10^{-3}$	d_0	999.842594
a_1	$-4.0899 \cdot 10^{-3}$	b_1	$1.0227 \cdot 10^{-4}$	d_1	$6.793952 \cdot 10^{-2}$
a_2	$7.6438 \cdot 10^{-5}$	b_2	$-1.6546 \cdot 10^{-6}$	d_2	$-9.095290 \cdot 10^{-3}$
a_3	$-8.2467 \cdot 10^{-7}$			d_3	$1.001685 \cdot 10^{-4}$
a_4	$5.3875 \cdot 10^{-9}$	c_0	$4.8314 \cdot 10^{-4}$	d_4	$-1.120083 \cdot 10^{-6}$
				d_5	$6.536332 \cdot 10^{-9}$

3D Transportgleichung

Der Transport von Wärme oder gelösten Stoffen wird durch die folgende Advektions-Diffusions-Gleichung berechnet:

$$\frac{\partial c}{\partial t} + u\frac{\partial c}{\partial x} + v\frac{\partial c}{\partial y} + w\frac{\partial c}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x}\left(D^H \frac{\partial c}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(D^H \frac{\partial c}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(D^V \frac{\partial c}{\partial z}\right) - \lambda c + S \qquad (2.8)$$

wobei *c* den Wärme- bzw. Stoffgehalt angibt. Quellen und Senken werden ggf. im Term S erfasst. Mit dem Koeffizient *λ* kann ein exponentieller Verfall eines Inhaltsstoffes modelliert werden. D^H und D^V sind die horizontale und vertikale Diffusivität. Die horizontale Diffusivität D^H ist in der Regel deutlich größer als die vertikale (D^V). Diese Diffusivitätswerte ergeben sich aus mehreren Komponenten: der molekularen (D_{mol}), der turbulenten (D_t^H, D_t^V) und der Hintergrunddiffusivität (D_{back}^H, D_{back}^V). Letztere dient als Anpassungsparameter dazu, die vom Modell noch nicht erfasste turbulente Diffusivität pauschal zu berücksichtigen. Die molekulare Diffusivität wird in linearer Abhängigkeit von der molekularen Viskosität ν_{mol} bestimmt, wobei der Proportionalitätsfaktor σ_{mol} (Prandtl/Schmidt-Zahl) stoffabhängig ist:

$$D_{mol} = \frac{\nu_{mol}}{\sigma_{mol}} \qquad (2.9)$$

Die horizontale molekulare Diffusivität ist bei großskaligen Simulationen unbedeutend und kann vernachlässigt werden.

Die turbulente Diffusivität (Wirbeldiffusivität) D_t^H bzw. D_t^V ist über die Prandtl/Schmidt-Zahl σ_t proportional zur Wirbelviskosität ν_t^V bzw. ν_t^H:

$$D_t^{H,V} = \nu_t^{H,V} / \sigma_t \qquad (2.10)$$

Die vertikale Wirbelviskosität ν_t^V wird durch das k-ε-Turbulenzmodell (Kapitel 2.4) berechnet. Für die horizontale turbulente Wirbelviskosität ν_t^H, bzw. Wirbeldiffusivität D_t^H steht kein entsprechendes Modell zur Verfügung, weshalb diese durch zeitlich und räumlich konstante Hintergrundswerte (ν_{back}^H, D_{back}^H) festgelegt werden. Die horizontale Diffusivität wird allein durch die Hintergrunddiffusivität bestimmt:

$$D^H = D^H_{back} \qquad (2.11)$$

Die vertikale Diffusivität wird wie folgt ermittelt:

$$D^V = D_{mol} + \max(D^V_{back}, D^V_t) \qquad (2.12)$$

Die vertikale Hintergrunddiffusivität D^V_{back} gibt hierbei einen Mindestwert an, da sich bei geschichteten Verhältnissen unrealistisch niedrige turbulente Diffusivitätswerte ergeben können. In der hier vorliegenden Arbeit wurde D^V_{back} auf Null gesetzt, mit Ausnahme eines Vergleichslauf in welchem D^V_{back} = 10^{-6} m²s^{-1} gewählt wurde (Kapitel 6.3).

2.3 Randbedingungen

Windschubspannung

Der Impulseintrag an der Seeoberfläche durch den Wind muss im Modell durch einen geeigneten Kopplungsterm in den Bewegungsgleichungen für die obere Wasserschicht berücksichtigt werden. Hierfür wird der Schubspannungsvektor τ_i an der Seeoberfläche ($z = \varsigma$) berechnet:

$$\tau_x\Big|_{z=\varsigma} = \frac{1}{\rho_0}\left|\overrightarrow{\tau_s}\right| \cos(\theta) \qquad (2.13)$$

$$\tau_y\Big|_{z=\varsigma} = \frac{1}{\rho_0}\left|\overrightarrow{\tau_s}\right| \sin(\theta) \qquad (2.14)$$

mit θ Winkel zwischen Windschubrichtung und x-Koordinate des Gitters

ρ_0 Dichte des Wassers

$\left|\overrightarrow{\tau_s}\right|$ Betrag der Windschubspannung

$\left|\overrightarrow{\tau_s}\right|$ errechnet sich hierbei aus der Windgeschwindigkeit U_{10} (10 m über der Oberfläche), der Dichte der Luft ρ_a und einem Anpassungsfaktor C_d wie folgt:

$$\left|\overrightarrow{\tau_s}\right| = \rho_a \; C_d \; U^2_{10} \qquad (2.15)$$

C_d kann durch zwei Stützwerte (C_{d1}, C_{d2}) als lineare Funktion der Windgeschwindigkeit festgelegt werden, wodurch beispielsweise eine erhöhte Rauhigkeit der Seeoberfläche bei höheren Windgeschwindigkeiten berücksichtigt werden kann (Smith & Banke, 1975).

Randbedingungen an geschlossenen Rändern

Einen Massenaustausch über die Ränder (Becken, Oberfläche) gibt es in dem hier verwendeten Modell nicht (außer bei Zu- und Abflüssen, welche als Quellen oder Senken behandelt werden), so dass die Geschwindigkeitskomponente senkrecht zum Rand Null ist.

Der Impulsaustausch durch Reibung an den seitlichen Begrenzungen („Wandreibung“) kann auf Grund der großen horizontalen Ausdehnung des Sees vernachlässigt werden und wurde deshalb als reibungsfrei definiert. Für den reibungsbedingten Impulsaustausch am Beckenboden wird

dahingegen ein quadratischer Zusammenhang zwischen der bodennahen horizontalen Geschwindigkeit $\vec{u}_b$ und der Bodenschubspannung $\vec{\tau}_b$ angenommen:

$$\vec{\tau}_b = \frac{g\,\rho_0\,\vec{u}_b\left|\vec{u}_b\right|}{C_D^2} \qquad (2.16)$$

Der Chezy-Koeffizient C_D kann lokal für jeden horizontalen Gitterpunkt und in beide horizontalen Gitterrichtungen unterschiedlich vorgegeben werden. In dieser Arbeit wurde für alle Zellen und horizontalen Richtungen ein einheitlicher C_D-Wert verwendet.

Leitet man C_D unter der Annahme her, dass sich der erste Gitterpunkt über dem Boden in der logarithmischen Grenzschicht (Prandtl-Schicht) befindet, erhält man

$$C_D = \frac{\sqrt{g}}{\kappa}\ln\left(1+\frac{\Delta z_b}{2z_0}\right) \qquad (2.17)$$

wobei κ die Von Kármáns Konstante ist, Δz_b die Dicke der untersten Schicht und z_0 ein Maß für die Rauhigkeit des Bodens („Rauhigkeitslänge“). Hieraus erkennt man, dass der Chezy-Koeffizient in Abhängigkeit von der Bodenrauhigkeit und der Dicke der untersten Schicht zu wählen ist.

2.4 *k-ε*-Turbulenzmodell

Um die vertikale turbulente Wirbelviskosität ν_t^V zu berechnen, wird hier das sogenannte *k-ε*-Modell verwendet. Die Implementierung dieses Turbulenzmodells in der Delft3D Software für das Z-Layer-Gitter basiert auf der Arbeit von Bijvields (2001), dessen Notation der Modellformeln in diesem Kapitel übernommen wurde. Das *k-ε*-Turbulenzmodell ist von 2. Ordnung, d.h. dass zwei Transportgleichungen gelöst werden müssen: eine für die turbulente kinetische Energie *k* und eine für die Dissipation *ε* von *k*. Aus den Lösungen für *k* und *ε* erhält man die Wirbelviskosität nach

$$\nu_t^V = c_\mu \frac{k^2}{\varepsilon} \qquad (2.18)$$

mit einer empirischen Konstanten c_μ.

Der Transport von *k* und *ε* wird durch Advektions-Diffusions-Gleichungen beschrieben, welche in vereinfachter Weise unter folgenden Annahmen gelöst werden:

1. Dominierend sind die Produktion-, Auftriebs- und Dissipationsterme.
2. Die horizontalen Längenskalen des Modells sind deutlich größer als die vertikalen.

Die Transportgleichungen lauten:

$$\frac{\partial k}{\partial t} + u\frac{\partial k}{\partial x} + v\frac{\partial k}{\partial y} + w\frac{\partial k}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{\nu_t^V}{\sigma_k}\frac{\partial k}{\partial z}\right) + P_k + B_k - \varepsilon \qquad (2.19)$$

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial t} + u\frac{\partial \varepsilon}{\partial x} + v\frac{\partial \varepsilon}{\partial y} + w\frac{\partial \varepsilon}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{\nu_t^V}{\sigma_\varepsilon}\frac{\partial \varepsilon}{\partial z}\right) + P_\varepsilon + B_\varepsilon - c_{2\varepsilon}\frac{\varepsilon^2}{k} \qquad (2.20)$$

mit den Produktionstermen für *k* und *ε*:

$$P_k = \nu_t^V\left[\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2\right] \qquad (2.21)$$

$$P_\varepsilon = c_{1\varepsilon}\frac{\varepsilon}{k}P_k \qquad (2.22)$$

und den Auftriebstermen:

$$B_k = \frac{\nu_t^V}{\sigma_\rho}\frac{g}{\rho}\frac{\partial \rho}{\partial z} \qquad (2.23)$$

$$B_\varepsilon = c_{1\varepsilon}\frac{\varepsilon}{k}\left(1 - c_{3\varepsilon}\right)B_k \qquad (2.24)$$

mit den Prandtl/Schmidt-Zahlen σ_k, σ_ε, σ_ρ und den Konstanten $c_{1\varepsilon}$, $c_{2\varepsilon}$, $c_{3\varepsilon}$.

Die turbulente kinetische Energie bildet sich auf Grund von Gradienten im Strömungsfeld. Die horizontalen Geschwindigkeitsgradienten sind jedoch bei großskaliger Betrachtung (2. Annahme) häufig vernachlässigbar klein, weshalb P_k hier nur von den vertikalen Gradienten der horizontalen Geschwindigkeitskomponenten abhängt. Die Modellsoftware kann die horizontalen Geschwindigkeitsgradienten jedoch bei Bedarf berücksichtigen.

Die Auftriebsterme B_k und B_ε ergeben sich bei geschichteten Verhältnissen infolge der Änderung der potentiellen Energie auf Grund der turbulenten Durchmischung. B_ε ist nur bei instabiler Schichtung von Null verschieden und wird über die Konstante $c_{3\varepsilon}$ Schichtung „ein-“ ($c_{3\varepsilon}$ = 0) bzw. für stabile Schichtung „ausgeschaltet“ ($c_{3\varepsilon}$ = 1). $c_{1\varepsilon}$ und $c_{2\varepsilon}$ werden als empirische Konstanten für den Zusammenhang zwischen P_k und P_ε, bzw. B_k und B_ε, sowie für den Dissipationsterm in Gl. 2.20 benötigt.

2.5 Wärmeaustausch-Modell

Zur Berechnung des Wärmeaustausches über die Seeoberfläche wird folgende Wärmebilanzgleichung verwendet:

$$\begin{aligned} Q_{tot} &= Q_{sn} + Q_{ar} - Q_{br} - Q_{ev} - Q_{co} \\ &= Q_{sn} - Q_{eb} - Q_{ev} - Q_{co} \end{aligned} \qquad (2.25)$$

mit Q_{sn} kurzwellige Nettoeinstrahlung der Sonne

Q_{ar} langwellige Nettoeinstrahlung der Atmosphäre

Q_{br} langwellige Rückstrahlung

Q_{ev} Verdunstungswärmefluss

Q_{co} konvektiver Wärmefluss

$Q_{eb} = Q_{br} - Q_{ar}$ effektive Rückstrahlung

Es wird vereinfachend angenommen, dass über den Seeboden kein Wärmeaustausch erfolgt, was bei flachen Gewässern oder hohem geothermischem Wärmefluss zu Abweichungen führen kann. Bei den hier durchgeführten Untersuchungen spielt dies jedoch keine nennenswerte Rolle. Auch der Einfluss des Niederschlags wird hier vernachlässigt.

Die **kurzwellige Nettostrahlung** Q_{sn} ist die Differenz aus einfallender Q_s und reflektierter kurzwelliger Strahlung Q_{sr} und wird als Funktion der Wolkenbedeckung F_c und dem Strahlungswärmefluss bei unbedecktem Himmel Q_{sc} berechnet:

$$Q_{sn} = Q_s - Q_{sr} = (1-\alpha)\, Q_{sc}\; f(F_c) \qquad (2.26)$$

α ist der oberflächenabhängige Koeffizient der Albedo (Rückstrahlung).

Die Wolkenbedeckung wird durch folgende empirische Funktion berücksichtigt:

$$f(F_c) = 1{,}0 - 0{,}4F_c - 0{,}38F_c^{\,2} \qquad (2.27)$$

Die auf die Erde bei klarem Himmel einfallende kurzwellige solare Strahlung Q_{sc} ist von der geographischen Breite, der Tages- und der Jahreszeit abhängig und beträgt nach Gill (1982) annähernd

$$Q_{sc} = \begin{cases} 0{,}76\; S_{sol}\; \sin(\gamma) & \sin(\gamma) \geq 0 \\ 0 & \sin(\gamma) = 0 \end{cases} \qquad (2.28)$$

S_{sol} gibt die Solarkonstante an.

Der von der geographischen Breite ϕ und der Zeit t abhängige Einfallswinkel γ wird aus folgender Beziehung berechnet:

$$\sin(\gamma) = \sin(\delta)\, \sin\left(\frac{\pi\phi}{180}\right) - \cos(\delta)\, \cos\left(\frac{\pi\phi}{180}\right) \cos(\omega_0\; t) \qquad (2.29)$$

mit $\delta = \frac{23{,}5\,\pi}{180}\cos(\omega_1\, t - 2{,}95)$ (Deklination) (2.30)

ω_0 Winkelgeschwindigkeit des Tagesgangs

ω_1 Winkelgeschwindigkeit der Erdumlaufbahn um die Sonne (Jahresgang)

t Zeit (Julianische Tage)

Die Eindringtiefe der solaren Strahlung hängt sowohl von der Wellenlänge wie auch der Trübung des Wassers ab. Für einen (längerwelligen) Anteil β wird daher angenommen, dass dieser an der Oberfläche absorbiert wird, während der übrige Anteil $(1-\beta)$ exponentiell mit der Eindringtiefe *h* abfällt:

$$Q_{sn}(h) = (1-\beta)\, Q_{sn}\, \frac{e^{-\gamma h}}{1-e^{-\gamma H_{Secchi}}} \qquad (2.31)$$

mit dem von der Secchi-Tiefe H_{Secchi} abhängigen Extinktionskoeffizienten

$$\gamma = \frac{1{,}7}{H_{Secchi}} \qquad (2.32)$$

Die **langwellige atmosphärische Einstrahlung und Rückstrahlung** werden im verwendeten Wärmeflussmodell nicht als Einzelkomponenten, sondern implizit in der sogenannten effektiven Rückstrahlung Q_{eb} errechnet:

$$Q_{eb} = Q_{br} - Q_{ar} \qquad (2.33)$$

mit

$$Q_{eb} = E_S\, \sigma\, \overline{T_s}^{\,4} \left(0{,}39 - 0{,}05\sqrt{e_a}\right)\left(1{,}0 - 0{,}6\, F_c^2\right) \qquad (2.34)$$

$\overline{T_s}$ ist die Oberflächentemperatur (in Kelvin), E_S ist der Emissionskoeffizient an der Wasseroberfläche, σ ist die Stefan-Bolzmann-Konstante und F_c die Wolkenbedeckung. Der Dampfdruck e_a ergibt sich aus:

$$e_a = r_{hum}\, e_s \qquad (2.35)$$

mit der relativen Feuchte r_{hum} und dem Sättigungsdampfdruck e_s:

$$e_s = 10^{\frac{0{,}7859 + 0{,}03477\, T_a}{1{,}0 + 0{,}00412\, T_a}} \qquad (2.36)$$

wobei T_a die Lufttemperatur über der Seeoberfläche ist (in °C).

Der **Verdunstungswärmefluss** Q_{ev} wird durch die spezifische Feuchte der Luft q_a und der gesättigten Luft q_s, der Windgeschwindigkeit U_{10} und der latenten Verdunstungswärme L_V bestimmt:

$$Q_{ev} = L_V \; \rho_a \; f(U_{10}) \left(q_s - q_a\right) \qquad (2.37)$$

mit

$$q_s = \frac{0{,}62 \; e_s}{P_{atm} - 0{,}38 \; e_s} \qquad (2.38)$$

$$q_a = \frac{0{,}62 \; e_a}{P_{atm} - 0{,}38 \; e_a} \qquad (2.39)$$

$$L_V = 2{,}5 \;\; 10^6 - 2{,}3 \;\; 10^3 \; T_S \qquad \text{in J kg}^{-1} \qquad (2.40)$$

Die Dichte der Luft ρ_a und der Atmosphärendruck P_{atm} werden als konstant betrachtet. Der Dampfdruck e_a und der Sättigungsdampfdruck e_s werden nach den Gln. 2.35 und 2.36 berechnet. Die latente Verdunstungswärme L_V hängt wiederum von der Wassertemperatur T_S (in °C) an der Seeoberfläche ab. Die Windabhängigkeit wird linear durch den Anpassungsparameter c_e (Dalton-Zahl) berücksichtigt:

$$f(U_{10}) = c_e \; U_{10} \qquad (2.41)$$

Der **konvektive Wärmefluss** errechnet sich in Abhängigkeit von der Temperaturdifferenz zwischen der Luft über der Wasseroberfläche T_a und der Oberflächenwassertemperatur T_s sowie der Windgeschwindigkeit U_{10}:

$$Q_{co} = \rho_a \; c_p \; g(U_{10}) \; (T_s - T_a) \qquad (2.42)$$

mit

$$g(U_{10}) = c_H \; U_{10} \qquad (2.43)$$

Die Konstante c_p gibt die Wärmekapazität der Luft an. c_H wird Stanton-Zahl genannt und dient der linearen Anpassung der Windwirkung auf den konvektiven Wärmefluss.

2.6 Numerische Aspekte

Eine feinere räumliche oder zeitliche Auflösung des Modells führt zu einer höheren Rechengenauigkeit aber auch zu längeren Rechenzeiten. Die Rechengenauigkeit und -geschwindigkeit hängen jedoch auch von den verwendeten numerischen Algorithmen ab. Einerseits durch deren direkte Recheneffizienz, andererseits aber auch weil die Wahl des maximal zulässigen Zeitschrittes von diesen Algorithmen abhängen kann. Implizite Berechnungsalgorithmen erlauben meist deutlich größere Zeitschritte, benötigen jedoch mehr Rechenzeit je Zeitschritt. Bei expliziten Algorithmen muss der Zeitschritt so gewählt werden, dass die innerhalb eines Zeitschrittes zurückgelegte Strecke der betrachteten physikalischen Größe nicht größer ist als die räumliche Auflösung. Diese Limitierung wird durch das sogenannte Courant-Friedrichs-Levy (CFL) Kriterium ausgedrückt:

$$\left| u \frac{\Delta t}{\Delta x} \right| \leq 1 \qquad (2.44)$$

mit der Ausbreitungsgeschwindigkeit u der betrachteten physikalischen Größe, der Zeitschrittweite Δt und der Gitterweite Δx.

Für die Berechnung der vertikalen Strömungs- und Transportvorgänge verwendet das Modell einen implizite Algorithmus zentraler Differenzen (Delft3D 2007). In der horizontalen Richtung standen für das Z-Layer-Modell nur explizite Algorithmen zur Verfügung. Zur Lösung der Bewegungsgleichung wurde das Schema „Multi Directional Upwind Explicit“ verwendet, für die Transportgleichung „Van Leer-2“ (Delft3D 2007) verwendet.

Die Modellrechnungen in dieser Arbeit wurden mit einem Zeitschritt von einer Minute durchgeführt. Ein Rechenlauf für 47¼ Jahre (1.1.1960 bis 31.3.2007) dauerte auf dem vorhandenen Rechnersystem (Anhang A.1) etwa 7 Tage. (CPU-Zeit: ca. 584000s).

2.7 Modellanpassung

Das Modell wurde durch Variation verschiedener Anpassungsparameter dahingehend optimiert, die bei der Seemittestation gemessenen Wassertemperaturen bestmöglich wiederzugeben. Besonders hinsichtlich der winterlichen Temperaturen wurde auf realitätsnahe Simulationsergebnisse geachtet, da in dieser Zeit meist sehr kleine Temperaturunterschiede die Intensität der winterlichen vertikalen Durchmischung bestimmen.

Das angepasste Modell wurde in den weiteren Untersuchungen des Projekts als **Referenzsimulation** verwendet, um die Modellsensitivitäten und den Einfluss veränderter meteorologischer Antriebsdaten (Szenarien) zu untersuchen.

Die Anfangszustände der Temperatur und der Strömungen wurde wie folgt vorgegeben:

- Da ein gemessenes Temperaturprofil in zeitlicher Nähe zum Beginn des Simulationszeitraums (1. Januar 1960 bis 31.3.2007) nicht verfügbar war, wurde ein realistisches Temperaturprofil erstellt mit 5,1°C in der Deckschicht in sigmoidem Verlauf abfallend auf 4,5°C in 250 m Tiefe.
- Die Anfangsgeschwindigkeiten wurden auf Null gesetzt.

Durch Variation von Anpassungsparameter optimiert wurden der konvektive und der latente Wärmefluss, die Eindringtiefe der kurzwelligen Strahlung und der Impulseintrag des Windes (Tab. 2.3).

Tab. 2.3: Modellkonstanten, welche zur Anpassung des Modells verwendet wurden.

Symbol	Wert	Einheit	Bedeutung
C_d			Der Koeffizient C_d für die Parametrisierung der Windschubspannung wird in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit linear aus C_{d1} und C_{d2} interpoliert
C_{d1} bei 0m/s	0,00189		
C_{d2} bei 100m/s	0,02169		
c_e	0,0012		Dalton-Zahl: Anpassungsparameter für die Windwirkung
c_H	0,01668		Stanton-Zahl: Anpassungsparameter für die Windwirkung
H_{Secchi}	8	m	Secchi-Tiefe

Tab. 2.4: Modell-Konstanten, welche bei der Modellanpassung nicht verändert wurden.

Symbol	Wert	Einheit	Bedeutung
C_D	65		Chezy-Koeffizient (hier für alle Zellen und beide horizontalen Richtungen identisch)
c_p	1004	J kg^{-1} K^{-1}	Wärmekapazität der Luft
c_μ	0,09		Konstante im *k*-*ε*-Turbulenzmodell
$c_{1\varepsilon}$	1,44		Konstante im *k*-*ε*-Turbulenzmodell
$c_{2\varepsilon}$	1,92		Konstante im *k*-*ε*-Turbulenzmodell
$c_{3\varepsilon}$	1 für stabile Schichtung 0 für instabile Schichtung		Konstante im k-ε-Turbulenzmodell
D^H_{back}	10	m²s^{-1}	Hintergrundwert der horizontalen Wirbeldiffusivität
D^V_{back}	0	m²s^{-1}	Hintergrundwert der vertikalen Wirbeldiffusivität
g	9,8137	m s^{-2}	Erdbeschleunigung
P_{atm}	1013	mbar	Luftdruck an der Seeoberfläche (bisher im Modell noch nicht anpassbar)
S_{sol}	1368	J m^{-2} s^{-1}	Solarkonstante
α	0,06		Albedo-Koeffizient
β	0,06		längerwelliger Anteil der eindringenden solaren Strahlung der vollständig an der Oberfläche absorbiert wird.
E_S	0,985		Emissionskoeffizient der Wasseroberfläche
ϕ	47	°	geographisch Breite
κ	≈ 0,41		Von Kármáns Konstante
ν_{mol}	1,1429·10^{-6}	m²s^{-1}	molekulare Viskosität
ν^H_{back}	1	m²s^{-1}	horizontale Hintergrundviskosität
ρ_a	1	kg m^{-3}	Dichte der Luft
ρ_0	1000	kg m^{-3}	Dichte des Wassers (außer bei der Berechnung des Auftriebs)
σ	5,67·10^{-8}	J m^{-2} s^{-1} K^{-4}	Stefan-Boltzmann-Konstante
σ_ε	1,3		Prandtl/Schmidt-Zahl im *k*-*ε*-Turbulenzmodell
σ_k	1,0		Prandtl/Schmidt-Zahl im *k*-*ε*-Turbulenzmodell
σ_{mol}	700 für Salz 6,7 für Wärme		Prandtl/Schmidt-Zahlen für den Zusammenhang zwischen molekularer Viskosität und Diffusivität

σ_ρ	0,7		Prandtl/Schmidt-Zahl im *k*-*ε*-Turbulenzmodell
σ_t	0,7		Prandtl/Schmidt-Zahl für die Beschreibung des turbulenten Transports von Wärme und gelösten Substanzen
ω_0	2 π / 24	Tag^{-1}	Winkelgeschwindigkeit des Tagesgangs
Ω	2 π / 23,93447	Tag^{-1}	Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation (Siderische Tageslänge ≈23 h 56 min 4,1 s)
ω_1	2 π / 365	Tag^{-1}	Winkelgeschwindigkeit der Erdbewegung um die Sonne

2.8 Einschränkungen des Modells

Mit dem entwickelten hydrodynamischen Modell sollten die dominierenden Prozesse berücksichtigt werden, welche die Temperaturentwicklung, die thermische Schichtung und die vertikalen Durchmischungsvorgänge bestimmen. Von untergeordneter Bedeutung war hierbei die Abbildung der horizontalen Strömungsvorgänge, sofern deren Beitrag zur vertikalen Durchmischung realistisch wiedergegeben wird. Aus diesem Grund konnte eine relativ grobe horizontale Gitterauflösung gewählt werden, welche auf Grund der benötigten Rechenzeiten der Langzeitsimulationen erforderlich war, sowie ein räumlich einheitliches Windfeld. Kleinskalige Strömungs- und Transportvorgänge, wie sie z.B. in Flachwasserbereichen oder bei der Ausbreitung von Flusswasserfahnen entstehen, werden in dem groben Gitter nicht abgebildet. Der Einfluss auf den Tiefenwasseraustausch durch seitliche in die Tiefe vordringende Dichteströmungen, welche durch die schnellere Auskühlung des Wassers in flachen Seebereichen oder auf Grund von Sedimentbeladung entstehen (Hollan & Serruya 1992, Hollan 1999, Eurolakes 2003, Rossknecht 2003), wird damit ebenfalls vernachlässigt. Die gute Abbildung der Temperaturverläufe des Bodensees im Modell (Kapitel 6.1) ohne Berücksichtigung dieser Vorgänge deutet darauf hin, dass deren Einfluss auf die in dieser Arbeit untersuchten Prozesse insgesamt von untergeordneter Bedeutung ist. Um eine Abschätzung der Wirkung von Zuflüssen auf die Wassertemperaturen und die Durchmischung zu erhalten, wurden Vergleichsrechnungen mit einer vereinfachten Darstellung der Zu- und Abflüsse durchgeführt (Kapitel 7.4). Wasserspiegelschwankungen, welche vorwiegende im Uferbereich von Bedeutung sind, wurden in dieser Arbeit nicht betrachtet, so dass hierfür keine Zu- und Abflussmengen benötigt wurden und auch weitere Quellen und Senken (Niederschlag, Verdunstung, Wasserentnahme) unbeachtet bleiben konnten.

Der Einfluss von Wasserinhaltsstoffen auf die Dichte wurde in den Modellrechnungen nicht berücksichtigt, da einerseits die Untersuchung sedimentbeladener Wasserkörper (Zuflüsse, Resuspension durch Wellen in Flachwasserbereichen) nicht Gegenstand der Untersuchungen waren und andererseits der Salzgehalt des Bodensees mit etwa 0,20 bis 0,26 ppt (Wagner & Wagner 1978) sehr gering ist. Eine Vergleichsrechnung mit einem einheitlichen Salzgehalt von 0,26 ppt wurde jedoch durchgeführt, wobei sich nur unbedeutende Unterschiede zeigten: Im Hypolimnion waren die Temperaturwerte bis zu 0,05°C tiefer, was sich darauf zurückzuführen lässt, dass sich mit steigender Salinität die Temperatur maximaler Dichte zum Kälteren verschiebt.

Die Druckabhängigkeit der Dichte wird in der verwendeten Dichteformel (Gl. 2.7) nicht berücksichtigt. In manchen sehr tiefen Seen spielt diese ein Rolle (Böhrer & Schulze 2008). Im Bodensee verschiebt sich die Temperatur maximaler Dichte im tiefsten Bereich bei etwa 250 m auf rund 3,5°C. Dieser Zusammenhang erschwert prinzipiell die vertikale Durchmischung, da das Wasser, das an der Oberfläche die maximale Dichte erreicht hat, sich beim Absinken (auch ohne Betrachtung von Durchmischungsprozessen) wieder von der maximalen Dichte der jeweiligen

Tiefe entfernt. Von Bedeutung war die Druckabhängigkeit der Dichte sicherlich in einigen aufeinander folgenden Jahren nach dem extrem kalten Winter von 1963, als in der Tiefe die Temperaturen maximaler Dichte erreicht wurden (vgl. Messwerte in 250m Tiefe in Abb. 6.1). In der Regel liegen die Temperaturen des Tiefenwassers im Bodensee zu Beginn des Winters bei mehr als 4°C, so dass im Wesentlichen die Temperaturabhängigkeit der Dichte des Wassers die winterlichen vertikalen Austauschprozesse bestimmt.

Das angewandte Wärmemodell eignet sich nicht für die Simulation von zugefrorenen Seen, da in diesem bei Wassertemperaturen von ≤0°C keine Wärme mehr an die Atmosphäre abgegeben wird. Da ein solches Ereignis im Simulationszeitraum nur einmal im Winter 1963 (Seegfrörne) vorkam, ist diese Einschränkung von geringer Bedeutung für die Untersuchungen.

Die eingetragene kurzwellige solare Energie wird im Modell in Abhängigkeit von der Secchi-Sichttiefe H_{Secchi} tiefenabhängig verteilt. Die Modellsoftware betrachte H_{Secchi} als Konstante während die Sichttiefe in der Realität deutlich schwankt, vor allem saisonal auf Grund des Zusammenspiels zwischen Phytoplankton und Zooplankton (Abb. 2.5). Vergleichsrechnungen mit unterschiedlichen Sichttiefewerten zeigten einen merklichen Einfluss auf die oberen Schichten im Sommer, wenn die solare kurzwellige Strahlung eine hohe Bedeutung für den Gesamtwärmefluss hat. Auf den Wärmeaustausch im Winter hat die Sichttiefe jedoch einen geringen Einfluss. Für die Untersuchung der winterlichen vertikalen Durchmischung ist die Konstanz von H_{Secchi} daher von untergeordneter Bedeutung.

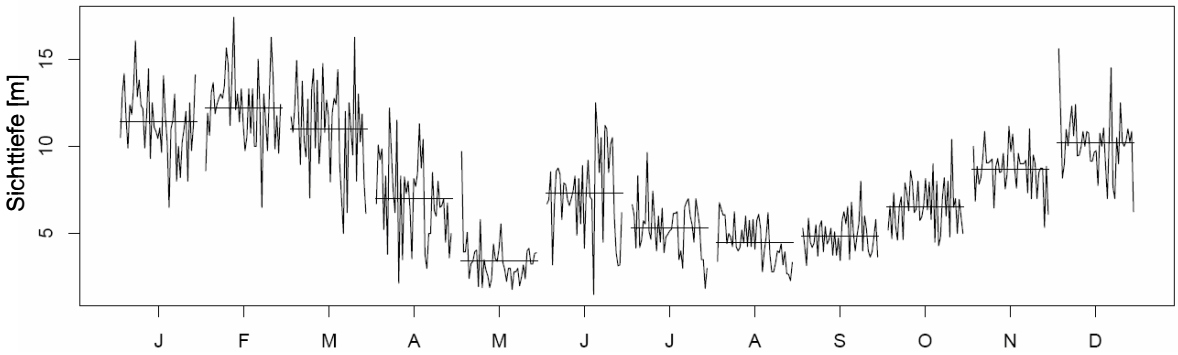


Abb. 2.5: Monatsmittelwerte der mit der Secchi-Scheibe gemessenen Sichttiefe, nach Monaten getrennt dargestellt (Zeitraum: 17.4.1961 bis 2.6.2003 mit meist 1 oder 2 Messungen pro Monat).

3 Die Antriebsdaten

Für den meteorologischen Antrieb des Modells wurden Messwerte der Lufttemperatur, der Wolkenbedeckung, der relativen Luftfeuchte, der Windstärke und der Windrichtung verwendet. Für Modellläufe, welche die Zuflüsse berücksichtigen, wurden zusätzlich Zeitreihen zur Zuflussmenge und der Zuflusstemperatur benötigt. Die Antriebszeitreihen wurden auf ein stündliches Zeitraster umgerechnet. Interpolationen wurden hierbei stets linear durchgeführt. Da die verwendeten Messzeitreihen teilweise heterogen sind, wurden geeignete Umrechnungen zur Homogenisierung durchgeführt.

3.1 Windstärke und Windrichtung

Die Windstärkewerte lagen von der Wetterstation Konstanz als Stundenmittelwerte in stündlicher Auflösung und einer Angabegenauigkeit von 0,1 m/s vor. Windrichtungswerte lagen als „in einer Stunde dominierende Windrichtung“ ebenfalls in stündlicher Auflösung vor. Bis Ende 1974 wurden die Windrichtungen mit einer 16-teiligen Windrosen-Einteilung angegeben (Auflösung 22,5°), danach auf einer 36-teiligen Skala (Auflösung 10°).

Die Inhomogenitäten, welche sich in den Windzeitreihen zeigten, waren teilweise sehr deutlich und betrafen sowohl die Windrichtung wie auch die Windstärke. Eine deutliche Veränderung in der Windstatistik bewirkte die Verlegung der Messstation in Konstanz im Herbst 1972 (vorher: 47° 40’ 05’’N 9° 10’ 51’’ O, Höhe 398 m ü. NN, Messhöhe 35 m; nachher: 47° 41’ 41’’ N 9° 11’ 28’’ O, Höhe 443 m ü. NN, Messhöhe 17 m). Dies bedeutet, dass die Station aus einem seenahen Standort, der jedoch durch die topographische Lage vor allem für die Windrichtung ungünstig war, wegverlegt wurde zu einer Station, die auf einer Anhöhe liegt.

Die neue Station wurde nach Informationen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) zum 18. September 1972 in Betrieb genommen. Im hier verwendeten FF-Kollektiv des DWD sind diese beiden Messstationen nicht separiert, bzw. es werden nur die Stationsinformationen der neueren Station angegeben. Es ist daher nicht klar, ab wann die Daten der neuen Station in diesen Datenbestand aufgenommen wurden. Möglicherweise wurden diese erst ab 1975 von der neuen Station übernommen, worauf die oben erwähnte Umstellung der Windroseneinteilung hinweist. Die Anpassung der Daten basierte teilweise auf der Annahme, dass diese ab November 1972 von der neuen Station stammen. Diese Unsicherheit ist für die durchgeführten Modelluntersuchungen jedoch von untergeordneter Bedeutung.

Die Hauptwindrichtung liegt für die jetzt betriebene Station etwa in südwestlicher Richtung. Zur Untersuchung von Inhomogenitäten der **Windrichtung** wurde neben der windstärkeabhängigen Häufigkeitsverteilung (Abb. 3.5) auch eine durch vektorielle Addition ermittelte „Jahreswindrichtung“ analysiert (Abb. 3.1), d.h. alle stündlich vorliegenden Windvektoren wurden für jedes Jahr unter Berücksichtigung von Betrag und Richtung aufsummiert. Betrachtet man nur die Windstärken >4 m/s (Abb. 3.1), ist die Variabilität geringer, so dass der inhomogene Verlauf deutlicher wird: Vor 1965 liegt die „Jahreswindrichtung“ deutlich weiter nördlich bei etwa 275-290°, danach bis Anfang der 1970er Jahre bei etwa 260-270°. Nach 1976 liegt sie etwa bei 230°. In den 1990er-Jahren verschiebt sie sich wiederum und liegt dann bei ca. 250°. Möglicherweise spielt hier das Einsetzen eines neuen Messsystems ab 14.8.1993 eine Rolle. Zu messtechnischen Änderungen in den 1960er-Jahren ist jedoch nichts bekannt.

Die Jahresmittel der **Windstärken** sind von Mitte der 1960er Jahre bis in die 1970er Jahre, aber auch nach 2000 erhöht (Abb. 3.2). Eine „bruchpunktartige“ Veränderung, wie man sie auf Grund der Stationsverlegung von 1972 erwarteten würde, ist hier nicht erkennbar. Eine Analyse der Windstärken nach Windstärkeklassen (Abb. 3.4), zeigt jedoch, dass sich die Windstärkeverteilung deutlich geändert hat und bis in die 1970er Jahre relativ betrachtet mehr Starkwinde vorkamen. Möglicherweise war dies eine Folge einer geländebedingten Kanalisierung des Windes bei der älteren Messstation.

Vor 1965 findet man auffällig mehr Nullwerte als im späteren Zeitraum (Abb. 3.3). Die Häufigkeit schwacher Winde (in Abb. 3.3 beispielhaft für Werte bis 0,5 m/s dargestellt) ändert sich graduell auch nach 1965. Ab den 1980er Jahren liegt eine klar abnehmende Tendenz vor. Seit etwa 2004

kommen diese Windstärkewerte in den Datenreihen kaum mehr vor. Zu vermuten ist, dass messtechnische Ursachen für diese Veränderungen verantwortlich sind, wie etwa eine Gerätealterung oder aber auch eine Erhöhung der Messempfindlichkeit. Es könnte sich jedoch auch das Umfeld der Messstation verändert haben. Der vorwiegend langsame Ablauf dieser Veränderungen lässt eine Geräteoptimierung als eher unwahrscheinlich erscheinen. Aus der vorhandenen Stationsdokumentation konnten keine Erklärung für diese Entwicklung gefunden werden.

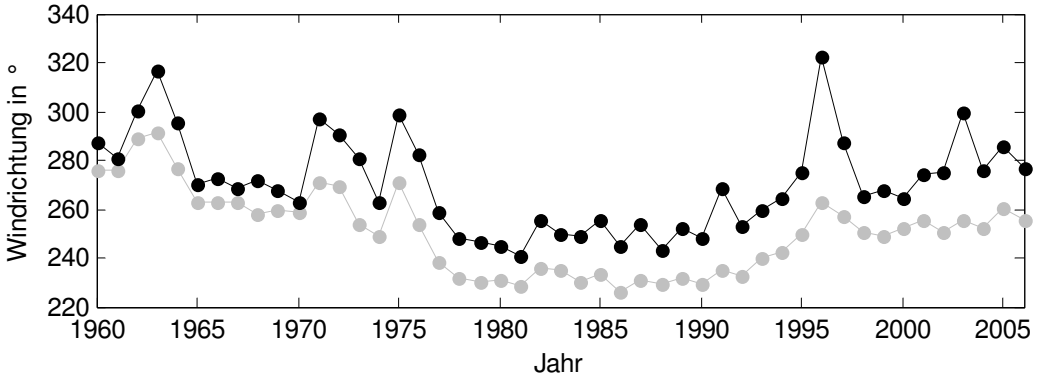


Abb. 3.1: Windrichtungen, welche aus der jährlichen vektoriellen Summe der stündlichen Windvektoren bei der Messstation Konstanz gebildet wurden: Für alle Windstärken (schwarz) und für Windstärken >4 m/s (grau).

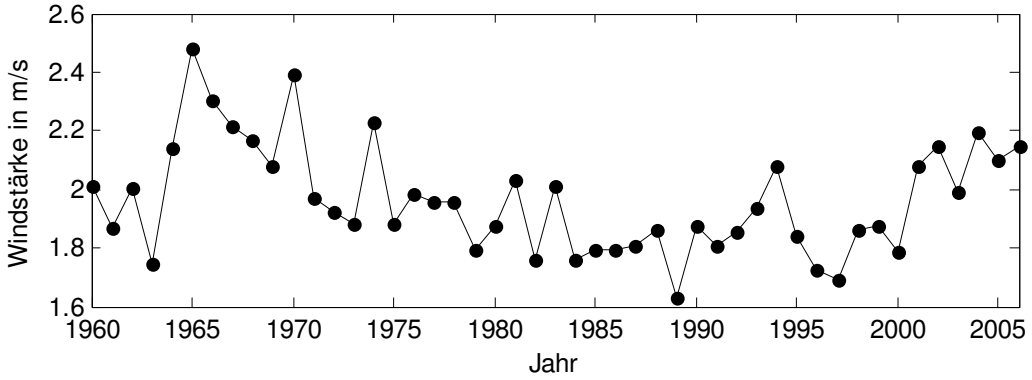


Abb. 3.2: Jährliche Mittelwerte der Windstärke bei der Messstation Konstanz.

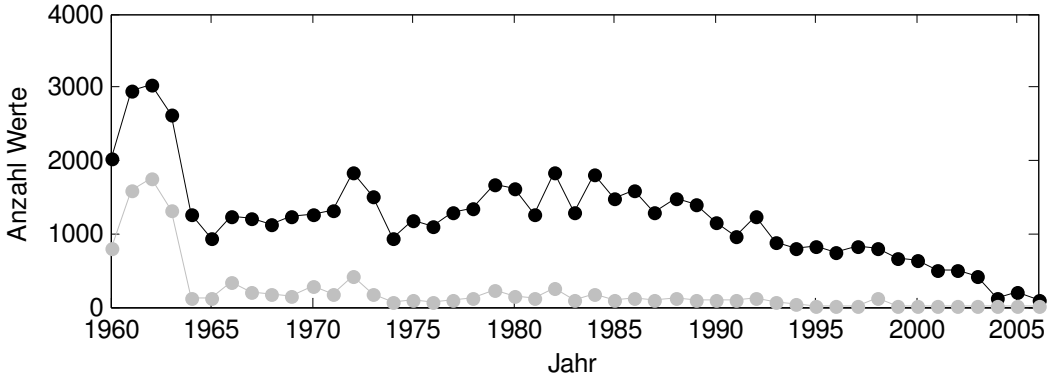


Abb. 3.3: Anzahl der Windstärkewerte bis 0,5 m/s bei der Messstation Konstanz (schwarz) und Anzahl der Nullwerte (grau), errechnet aus stündlichen Messwerten.

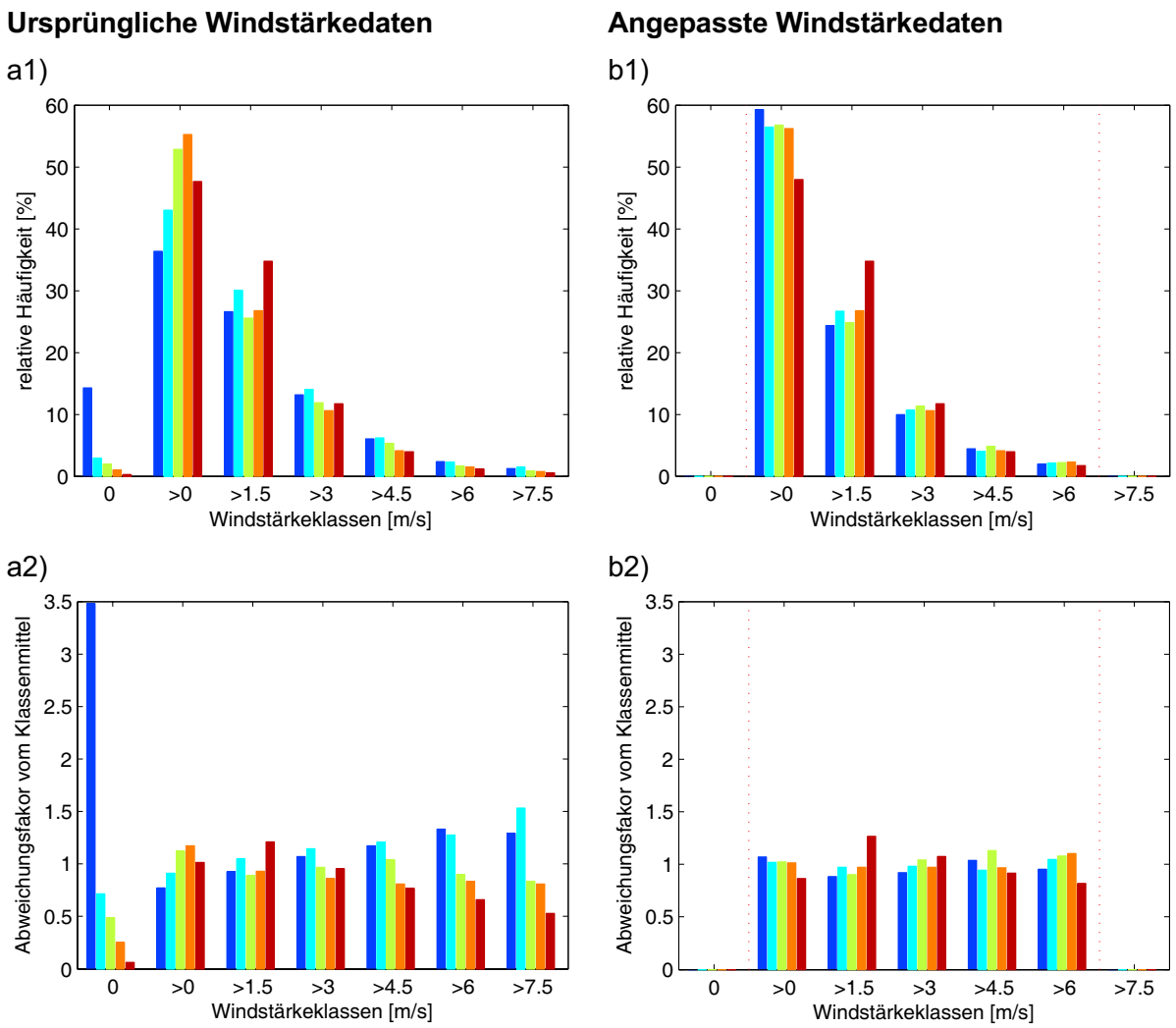


Abb. 3.4: Vergleich der Verteilungsstatistik der Windstärkewerte vor (a1, a2) und nach (b1, b2) der Anpassung. Angabe der Zeitbereiche: blau 1960-1964, hellblau 1965-1974, grün 1975-1984, orange 1985-1994, rot 1995-31.3.2007. In den unteren Graphiken (a2, b2) sind die relativen Abweichungen bezogen auf den Mittelwert der jeweiligen Windstärken dargestellt.

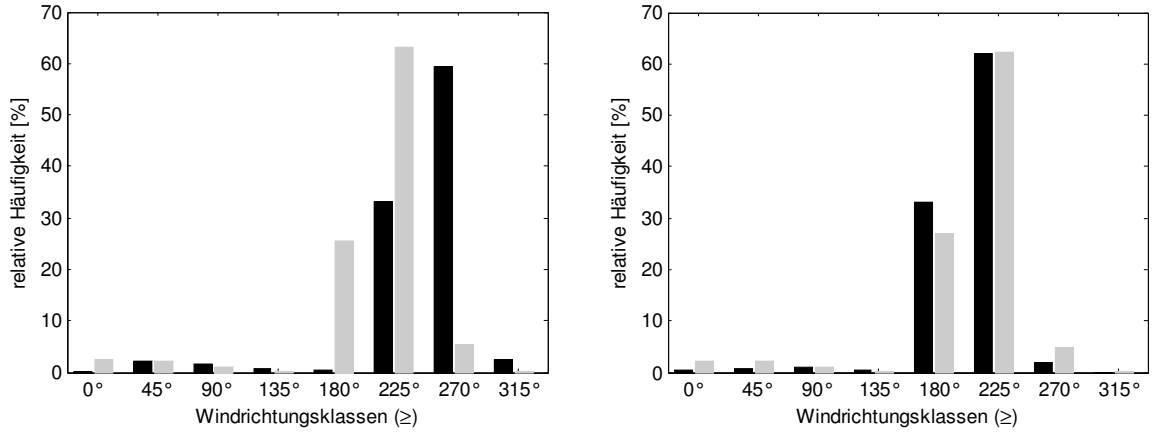


Abb. 3.5: Histogramm zur Windrichtungshäufigkeit für Windstärken ≥ 6 m/s vor (*links*) und nach (*rechts*) der Anpassung der Windrichtung für die Zeitraume 1.1.1960-31.10.1972 (schwarz) und 1.11.1972-31.3.2007 (grau).

Anpassung der Windzeitreihen

Angesichts der komplexen Inhomogenitäten in den Windzeitreihen, deren Ursachen großenteils noch unerklärt sind, erscheint eine Homogenisierung der Zeitreihen schwierig. Ziel der Winddatenanpassungen für die Modellrechnungen war daher nicht die bestmögliche Rekonstruktion der „korrekten“ Windzeitreihen, sondern die Generierung realistischer Winddaten, welche es ermöglichen die realen Wärmeaustausch-, Schichtungs- und vertikalen Durchmischungsprozesse hinreichend genau zu beschreiben. Hierfür wurde angenommen, dass sich die Verteilungsstatistik der Winddaten im betrachteten Zeitraum nicht wesentlich verändert hat und die neueren Messwerte vertrauenswürdiger sind als die älteren. Mit den nachfolgend beschriebenen einfachen Anpassungsalgorithmen bleiben zwar noch einige Inhomogenitäten erhalten, starke Störeinflüsse wurden jedoch kompensiert, wodurch sich die Modellierungsergebnisse deutlich verbesserten.

Die **Windrichtungsdaten** wurden bis Ende Oktober 1972 um 45° gegen den Uhrzeigersinn gedreht, um die Hauptwindrichtung bei den Daten der älteren Messstation an jene des nachfolgenden Zeitraums in etwa anzugleichen (Abb. 3.5). Bei dieser Anpassung wurde vorwiegend auf die Angleichung der Verteilungsstatistik bei den höheren Windstärken geachtet, da diese für die hydrodynamischen Abläufe von hoher Bedeutung sind. Der Auswahl des Zeitraums lag die Annahme zugrunde, dass die Stationsverlegung der Hauptgrund für die Richtungsinhomogenität sei. Nach der Datenanalyse (Abb. 3.1) wäre jedoch auch eine Anpassung bis Ende 1976 sinnvoll gewesen.

Zur Angleichung der **Windstärkeverteilung** (Abb. 3.4) wurde eine geeignete Transferfunktion verwendet, welche auf die Windstärkewerte bis Ende 1976 angewandt wurde:

$$U^* = C_1(U)\ U \qquad (3.1)$$

mit

$$C_1(U) = -0{,}14 - 0{,}45\,\frac{U^3 - 0{,}7}{e^{1{,}8\,U}} \qquad (3.2)$$

wobei U die ursprüngliche Windstärke angibt und U^* die angepasste Windstärke.

Diese Funktion bewirkt eine Erhöhung der niedrigen Windstärken unter ca. 0,4 m/s und eine Abschwächung der Windstärken darüber (Abb. 3.6).

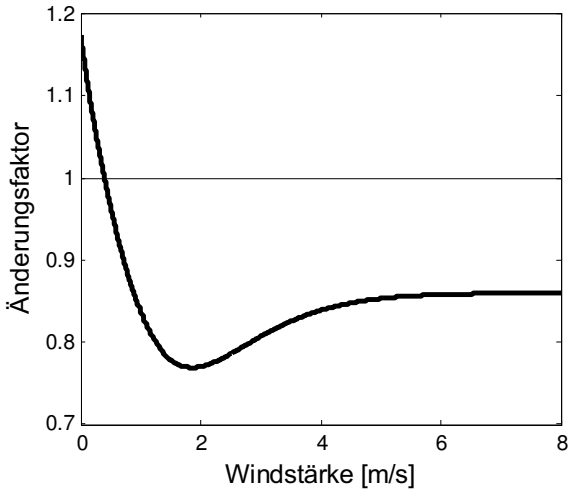


Abb. 3.6: Darstellung des windstärkeabhängigen Änderungsfaktors C_1 (Gl. 3.2), der für die Anpassung der Windstärkewerte im Zeitbereich von 1960 bis Ende 1976 verwendet wurde.

Windstillewerte wurden auf 0,1 m/s gesetzt (mit der Windrichtung 230°), da angenommen wurden, dass diese Werte für den Gesamtsee nicht repräsentativ sind und eine schwache Windwirkung quasi immer vorhanden ist.

Hohe Windstärken stellen in der Häufigkeitsverteilung Extremwerte dar, welche zwar selten sind, jedoch auf Grund der quadratischen Abhängigkeit des Impulseintrags eine hohe Bedeutung für die windinduzierten Durchmischungsprozesse im See haben. Eine unzureichende Repräsentativität des Windfeldes, welches für die hier durchgeführten Modellrechnungen von nur einer Messstation abgeleitet wurde, kann daher insbesondere bei starken Windereignissen die Realitätsnähe des Modells beeinträchtigen. Für eine grobe Abschätzung, wie sehr sich Starkwindereignisse an zwei verschiedenen Messstationen unterscheiden können, wurden Messungen von Friedrichshafen und Konstanz miteinander verglichen. Daten für einen gemeinsamen zusammenhängenden Messzeitraum lagen von September 1988 bis Januar 2004 vor. Es wurde ermittelt wie häufig Windstärkewerte des jeweiligen 99%-Perzentils an beiden Stationen gleichzeitig auftraten. Dies war nur bei 39% der Messwerte (>99%-Perzentil) der Fall. D.h., dass es bei hohen Windstärken problematisch sein kann, das Gesamtwindfeld aus nur einer Station abzuleiten.

Um eine überproportionale Wirkung lokaler Starkwindereignisse in den Modellierungen zu reduzieren, wurden die Windspitzen auf 7,5 m/s (Stundenmittelwerte) begrenzt. Solche Windstärken kommen etwa in 0,6 % der Stundenmittelwerte von Konstanz vor. Vergleichsrechnungen zeigten für einzelne Ereignisse Verbesserung durch diese Anpassung. Für die Gesamtsimulation ist der Einfluss jedoch von untergeordneter Rolle, so dass diese Veränderung bei der Ergebnisinterpretation kaum beachtet werden muss.

Eine spezielle Umrechnung der Windstärken auf das vom Modell benötigten Windfeld in 10 m Höhe wurde nicht durchgeführt, da dieser Zusammenhang für die verwendeten Messdaten nicht bekannt war und mit Hilfe des windstärkeabhängigen Modellparameter C_d eine hinreichend flexible Anpassung möglich war.

3.2 Lufttemperaturen

Die für die Modellrechnungen verwendete Zeitreihe der Lufttemperaturen gemessen in 2 m Höhe basiert auf Messdaten (SY-Datenkollektiv) der DWD-Stationen in Friedrichshafen und Konstanz. Bei der Station Konstanz fehlten bis zum 18.09.1972 die nächtlichen Messungen zwischen 18 und 6 Uhr, weshalb bis zu diesem Zeitpunkt die Messwerte von Friedrichshafen verwendet wurden, welche dreistündig vorlagen und auf 0,1°C genau angegeben waren. Daran anschließend wurden die Werte von Konstanz verwendet, welche zunächst dreistündig von 3 bis 21 Uhr vorlagen, ab 1.12.1972 dann dreistündig von 0-21 Uhr und ab 1.1.1979 stündlich. Bis Ende 1982 wurden die Werte der Station Konstanz nur auf 1°C genau angegeben, danach auf 0,1°C.

Die Analyse der Werte nach Monaten und Zeiträumen (Abb. 3.7) zeigt im betrachteten Zeitbereich in den meisten Monaten eine merkliche Erwärmung auf.

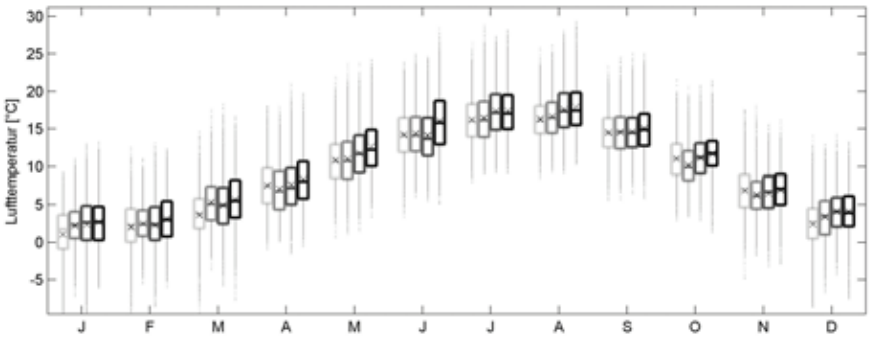


Abb. 3.7: Nach Monaten und Zeiträumen separat berechnete Quantile der **Lufttemperaturwerte**, welche für die Referenzsimulation verwendeten wurden. für unterschiedliche Zeiträume Angabe der Zeiträume (je Monat von links nach rechts): 1960-1972, 1973-1983, 1984-1995 und 1996-31.3.2007. Messwerte außerhalb der mittleren Quartile (Kasten = 25-75%) sind als graue Punkte dargestellt und bilden vertikale Linien. Die Mittelwerte, die als x eingezeichnet sind, decken sich insgesamt gut mit den Medianwerten.

Repräsentativität der Lufttemperaturwerte

Da die verwendeten Lufttemperaturwerte bei Landstationen und nicht über dem See gemessen wurden, stellte sich die Frage, ob diese Daten hinreichend repräsentativ sind, um damit die Wärmeaustauschprozesse für den Gesamtsee realitätsnah beschreiben zu können. Langjährige über dem See gemessene Lufttemperaturwerte liegen nicht vor. Einige Jahresverläufe konnten jedoch mit Daten einer Messboje im Überlingersee des Limnologischen Instituts der Universität Konstanz und mit Messwerten von einer im Flachwasserbereich bei Langenargen verankerten Station des Instituts für Seenforschung (LUBW) verglichen werden (vgl. Abb. 4.1). Hierin zeigt sich, dass die Temperaturen über dem See systematisch von jenen an den Landstationen abweichen: Im Frühjahr und Sommer hat der See eine kühlende Eigenschaft, während er im Spätherbst und Winter die Luft über dem See erwärmt (Abb. 3.8 und Abb. 3.9). Auch der Tagesverlauf der Lufttemperaturen wird durch den See „geglättet“ (nicht dargestellt) und weist daher über dem See geringere Schwankungen auf als bei der Wetterstation in Konstanz. Die Vergleiche liefern damit eine gute qualitative Abschätzung zur Abweichung zwischen den Lufttemperaturen an Land und über dem See. Eine quantitative Beurteilung erfordert jedoch noch genauerer Untersuchungen.

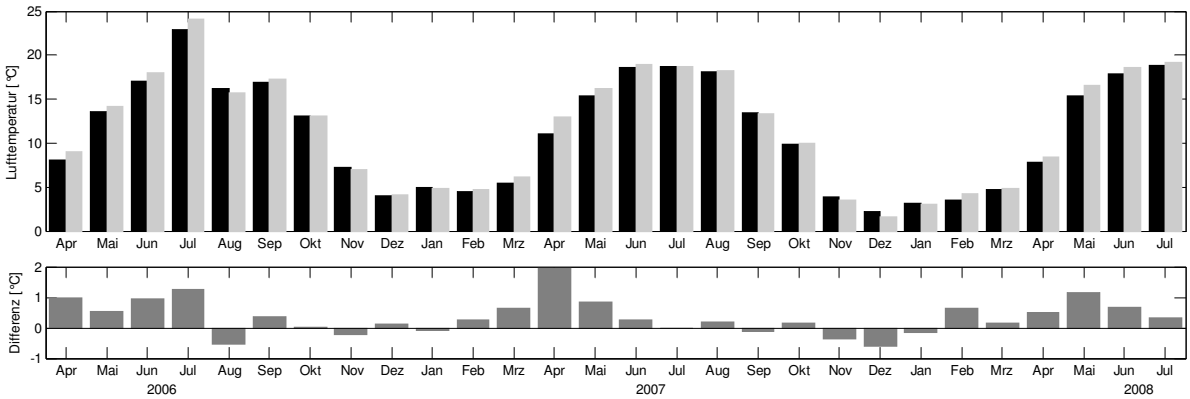


Abb. 3.8: *Oben*: Vergleich monatlich gemittelter Lufttemperaturwerte der Flachwasserstation vor Langenargen (schwarz) und der DWD-Wetterstation in Konstanz (grau). Die Zeitreihe der Station bei Langenargen hat ein reguläres Messintervall von 20 Minuten und weist Lücken auf. Vergleiche wurden nur für Monate durchgeführt, in welchen mindestens 500 Wertepaare vorlagen, was im Zeitraum von April 2006 bis Juli 2008 stets der Fall war. *Unten*: Differenz zwischen den beiden Stationen.

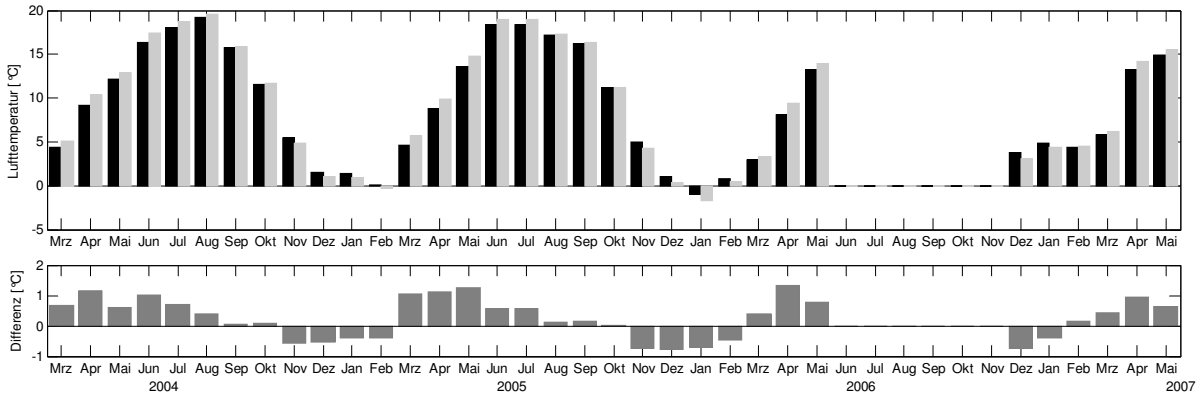


Abb. 3.9: *Oben*: Vergleich monatlich gemittelter Lufttemperaturwerte der Boje im Überlingersee (schwarz) und der DWD-Wetterstation in Konstanz (grau). Die Zeitreihe der Station im Überlingersee hat ein reguläres Messintervall von 20 Minuten und weist Lücken auf. Vergleiche wurden nur für Monate durchgeführt, in welchen mindestens 500 Wertepaare vorlagen, was im Jahr 2006 von Juni bis November nicht der Fall war. *Unten*: Differenz zwischen den beiden Stationen.

Anpassung der Lufttemperaturwerte

Eine Anpassung der Lufttemperaturdaten, welche die Rückkopplung des „Wärmespeichers See“ auf die Lufttemperatur imitiert, erschien auf Grund der Messdatenvergleiche angebracht. Um insbesondere die winterlichen Wassertemperaturen realitätsnah zu simulieren, musste diese Anpassung jedoch stärker erfolgen, als es der Messdatenvergleich vorgab (Abb. 3.10). Aus diesem Grund wurde auch untersucht, ob eine Änderung des Wärmeflussmodells notwendig sein könnte. Eine mögliche Erweiterung stellt die Berücksichtigung des Wärmeflusses durch „freie Konvektion“ dar. Diese konvektive Wärmeflusskomponente ist von der Windstärke unabhängig. In einer aktualisierten Version der Modellsoftware wurde dieser Prozess mit aufgenommen (Delf3D 2008). Im Rahmen der hier durchgeführten Arbeiten konnte diese Modellerweiterung jedoch nicht mehr angewandt werden.

Folgender Algorithmus wurde für die Berechnung der modifizierten Lufttemperaturwerte T^* gewählt: Es wurde sowohl das gleitende 6-Stunden-Mittel $\overline{T}_{6h}$, das 3-Tages-Mittel $\overline{T}_{3d}$ und das Halbjahres-Mittel (über 183 Tage, $\overline{T}_{183d}$) errechnet, mit einem in die Vergangenheit gerichteten Zeitfenster. Diese Mittelwertzeitreihen wurden anteilsmäßig wie folgt aufaddiert.

$$T^* = 0.7 * \overline{T}_{6h} + 0.1 * \overline{T}_{3d} + 0.2 * \overline{T}_{183d} \qquad (3.3)$$

Durch diesen Ansatz wird einerseits der Jahresgang etwas geglättet, woraus sich wärmere Wintertemperaturen und kühlere Sommertemperaturen ergeben (Abb. 3.10), andererseits wird die kurzzeitige Variabilität reduziert, wie etwa auf Grund der Tagesschwankungen.

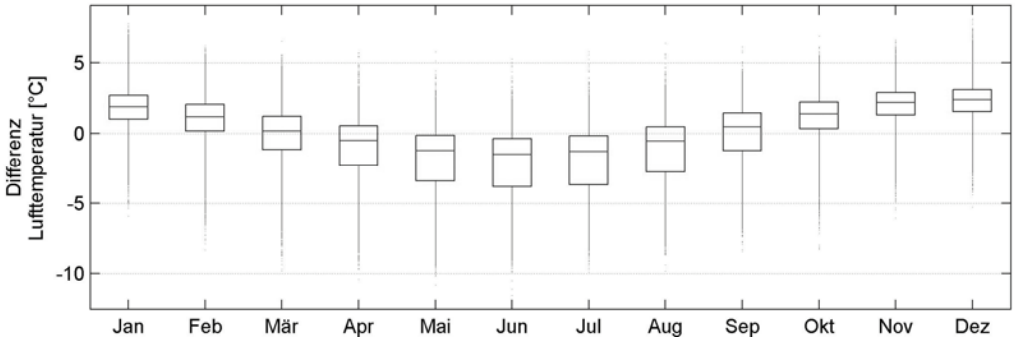


Abb. 3.10: Quartile der Differenz zwischen der modifizierten und der nicht modifizierten Zeitreihe der Lufttemperaturen nach Monaten getrennt berechnet für den Gesamtzeitraum von 1.1.1960 bis 31.3.2007. Messwerte außerhalb der mittleren Quartile (Kasten = 25-75%) sind als Punkte dargestellt und bilden daher vertikale Linien. Im Winter wurden die Temperaturen durch die Anpassung erhöht, im Sommer dahingegen verringert.

3.3 Relative Luftfeuchte

Die verwendeten Messwerte zur relativen Luftfeuchte gemessen in 2 m Höhe über Grund stammen von der DWD-Station Konstanz (SY-Datenkollektiv). Die Werte sind als ganze Prozent-Werte angegeben und liegen für 3 Messtermine pro Tag vor: 7:30, 14:30, 21:30 Uhr MEZ bzw. ab April 2001: 06:50, 12:50 und 18:50 MEZ. Die Analyse der Werte nach Monaten und Zeiträumen (Abb. 3.1) zeigt, dass die älteren Daten im Sommer eine etwas höhere Feuchtigkeit aufweisen, während sie im Winter geringer sind. In den Monaten Oktober bis Dezember/Januar zeigt sich zudem ein leicht ansteigender Trend. Neben der Verlegung der Messstation im Herbst 1972 und möglichen messtechnisch bedingten Inhomogenitäten können auch klimatische Entwicklungen für die Veränderungen verantwortlich sein. Es wurde jedoch keine Anpassung der Daten durchgeführt, da die gefundenen Veränderungen relativ gering sind.

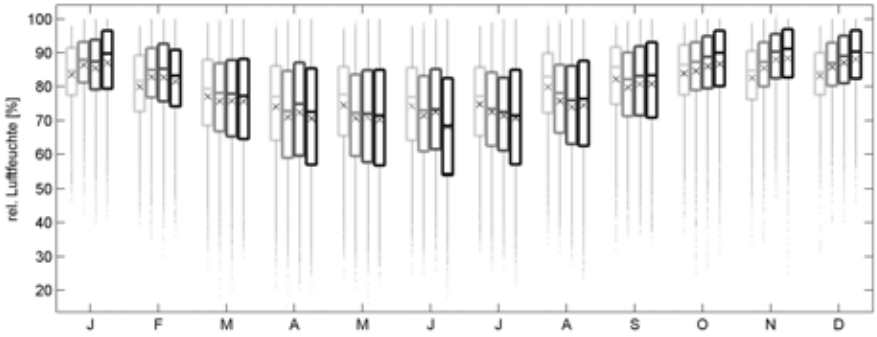


Abb. 3.11. Nach Monaten separat berechnete Quantile der für die Referenzsimulation verwendeten Werte der **relativen Feuchte** für unterschiedliche Zeiträume (jeweils: 1960-1972, 1973-1983, 1984-1995 und 1996-31.3.2007). Messwerte außerhalb der mittleren Quartile (Kasten = 25-75%) sind als graue Punkte dargestellt und bilden daher vertikale Linien. Die Mittelwerte, die als x eingezeichnet sind, liegen etwas tiefer als die Medianwerte.

3.4 Wolkenbedeckung

Die Beobachtungswerte für die Wolkenbedeckung entstammen dem KL-Datenkollektiv zur DWD-Wetterstation in Konstanz in welchem 3 Messwerte pro Tag vorliegen. Eine nachträgliche Vergleichsrechnung mit zeitlich höher aufgelösten Daten des SY-Datenkollektivs zeigte keine erheblichen Unterschiede in den Simulationsergebnissen.

Angaben zu den verwendeten Daten:

KL-Kollektiv: Auflösung 1/8, 3 Messterminen pro Tag: 7:30, 14:30, 21:30 Uhr MEZ bzw. ab April 2001: 06:50, 12:50 und 18:50 MEZ.

SY-Kollektiv: Auflösung 1/8, Messzeiten anfangs 3-stündig von 6 - 18 UTC, ab 17.07.1969: 3-stündig von 6 - 21 UTC, ab 19.09.1972: 3-stündig von 3 - 21 UTC, ab 1.1.1979 stündlich.

Kleinräumige Veränderungen bezüglich der Messtation, wie etwa der Stationsverlegung von Konstanz, haben für diesen Messparameter keine Bedeutung. In der langjährigen Analyse der Daten konnten keine erheblichen Inhomogenitäten erkannt werden.

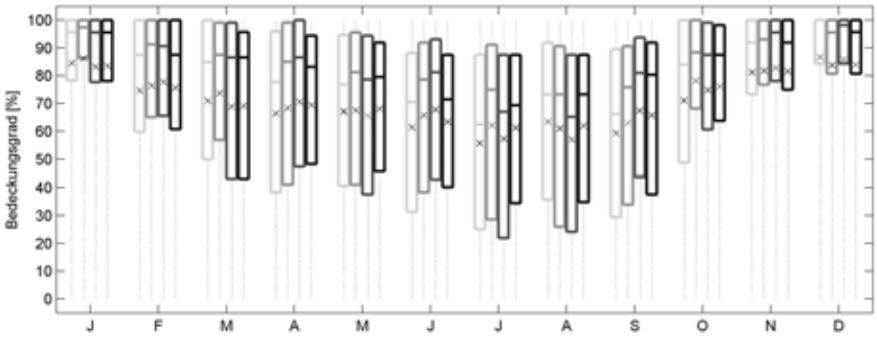


Abb. 3.12: Nach Monaten separat berechnete Quantile der für die Referenzsimulation verwendeten Werte der **Wolkenbedeckung** für unterschiedliche Zeiträume (je Monat von links nach rechts: 1960-1972, 1973-1983, 1984-1995 und 1996-31.3.2007). Messwerte außerhalb der mittleren Quartile (Kasten = 25-75%) sind als graue Punkte dargestellt und bilden daher vertikale Linien. Die Mittelwerte, die als x eingezeichnet sind, liegen etwas tiefer als die Medianwerte.

3.5 Zuflussmengen und –temperaturen

In den durchgeführten Simulationen wurden die Zuflüsse i.d.R. nicht berücksichtigt. Um jedoch eine grobe Abschätzung zu erhalten, wie sich diese Vereinfachung auf das Modellverhalten auswirkt, wurden Vergleichsrechnungen durchgeführt, in welchen die Zuflüsse vereinfacht abgebildet wurden. Hierfür wurde angenommen, dass die aus dem See ausströmende Wassermenge zur selben Zeit in den See über die Zuflüsse eingetragen wird. Im Modell wurden die Zuflüsse vereinfacht als ein einziger Zustrom behandelt, der bei der Alpenrheinmündung in den See fließt. Die Zuflussmengen ließen sich somit aus den Wasserstandszeitreihen des Bodensees errechnen, wofür jedoch die Pegel-Abflussbeziehung (Abb. 3.13) benötigt wurde. Die Bestimmung der Pegel-Abflussbeziehung wurde mit Hilfe von Bodenseewasserstandswerten *H*, gemessen bei Konstanz, und den Abflussmengen *Q* beim Messpegel Konstanz/Seerhein über den Zeitbereich von 1.11.1984 - 18.7.2004 durchgeführt. Es wurde angenommen, dass für den betrachteten Zeitraum eine feste Relation zwischen dem Bodenseewasserstand und den Abflussmenge vorlag. In Anlehnung an die Arbeiten von Wagner et. al. (1994) und Hornung (2002) wurde folgende Funktion mittels Berechnung der kleinsten Fehlerquadrate an die Messdaten angepasst:

$$Q[H] = a_1 + a_2 * H + \frac{a_3 * H}{a_4 + e^{-\frac{H}{100}}} \qquad (3.4)$$

mit den zu bestimmenden Konstanten a_1 bis a_4. Mit dieser Pegel-Abflussbeziehung wurden dann die benötigten Abfluss- und Zuflussmengen aus den Bodenseewasserständen errechnet (Abb. 3.14 oben).

Tab. 3.1: Vergleich der Anpassungsparameter verschiedener Untersuchungen zur Pegel-Abflussbeziehung des Bodenseewasserstands bei Konstanz und der Abflussmenge im Ausstrom (Seerhein).

	Wagner et al. (1994)	Hornung (2002)	diese Arbeit
Zeitraum	16 Messungen bis ins Jahr 1989, welche den Bodenseepegelbereich 225-532 cm abdecken.	1.1.85 -17.10.2001	1.11.1984 - 18.07.2004
a_1	-1211	-1612	-1621
a_2	24,2425	21,1476	16,01
a_3	-24,667	-7,874	-3,541
a_4	1,22212	0,47857	0,3130

Die in dieser Arbeit ermittelte Pegel-Abflussbeziehung (Tab. 3.1) unterscheidet sich im Pegelbereich von 240-560 cm von den beiden anderen um bis zu 30 m³/s. Bei Wagner et al. (1994) ist auf Grund der geringen Anzahl verwendeter Messwerte mit einer höheren Unsicherheit zu rechnen. Es gibt jedoch auch Hinweise auf reale Veränderungen der Pegel-Abflussbeziehung (Wahl 2007) im betrachteten Zeitraum. Diese Unsicherheiten sind für die Untersuchungen in dieser Arbeit nicht von Bedeutung, da die ermittelten Abflussmengen nur eine grobe Abschätzung für die Zuflussmengen darstellen.

Als **Wassertemperaturen** wurden Messwerte von der Schweizer Alpenrhein-Messstation Diepoldsau im Zeitbereich 1.1.1970 bis 31.12.2003 verwendet. Für die übrigen Zeiten wurde jahreszeitlich abhängig der mittlere Temperaturverlauf der vorhandenen Messwerte eingesetzt (Abb. 3.14)

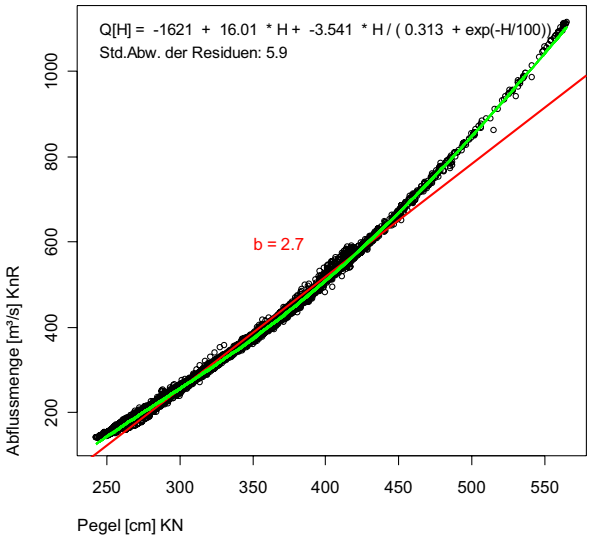


Abb. 3.13: Pegel-Abflussbeziehung zwischen dem Konstanzer Bodenseepegel und dem Abfluss im Seerhein für den Zeitbereich vom 1.11.1984 bis 18.07.2004. Die angepasste Kurve ist grün dargestellt. Im dargestellten Pegelbereich nimmt die Abflussmenge bei 1 cm Pegelanstieg im Mittel um 2,7 m³/s zu (rote Regressionsgeraden).

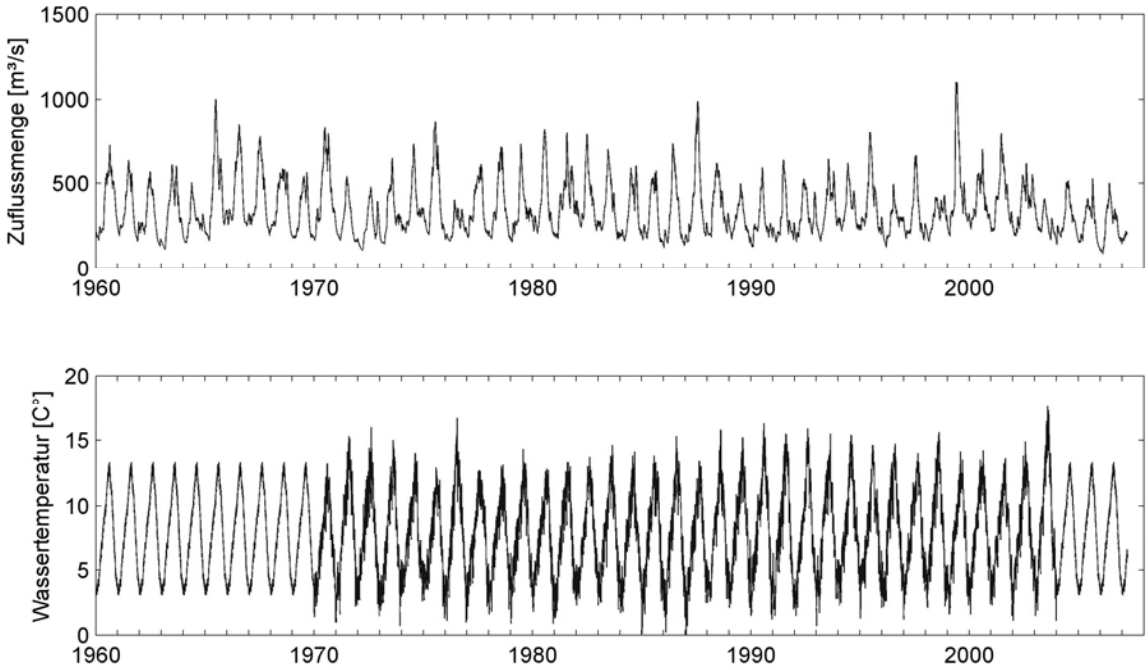


Abb. 3.14: *Oben*: Aus den Wasserstandsdaten des Bodensee ermittelte Abflussmengen, welche in einem Modelllauf als Zuflussmengen verwendet wurden. *Unten*: Wassertemperaturen aus Messdaten zum Alpenrhein. Lücken oder Zeiträume, für welche keine Daten vorlagen, wurden durch die Werte des mittleren Jahrestemperaturverlaufs ergänzt.

4 Die Validierungsdaten

Der wichtigste Parameter für die Modellanpassung und –validierung war die **Wassertemperatur,** da diese durch die Wärmeflüsse und vertikalen Austauschprozesse bestimmt wird. Hierbei wurden vorwiegend die bei der Seemitte, an der tiefsten Stelle des Sees gemessenen Werte verwendet (Abb. 4.1). Die verwendete Messzeitreihe deckt den Zeitbereich vom 17.4.1961 bis 19.3.2007 ab und hat eine variierende zeitliche Auflösung. In der Regel liegen zwischen 1 und 4 Messungen pro Monat in mehreren Tiefenstufen vor. Die Daten entstammen überwiegend dem Monitoringprogramm der Internationale Gewässerschutzkommission für den Bodensee (IGKB) (Rossknecht 1998). Ergänzt wurden die Zeitreihen durch weitere Messdaten des Instituts für Seenforschung der Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg (LUBW), bzw. dessen Vorgängerinstitutionen.

Die Wassertemperaturzeitreihen lassen Erwärmungstrends erkennen (Wahl 2007). Die Simulation der tatsächlich beobachteten Verhältnisse (Referenzsimulation) beinhaltet somit bereits ein „Erwärmungsszenario“, das durch die Simulationen abgebildet werden muss und als zusätzlicher Prüfstein für die Modellergebnisse betrachtet werden kann.

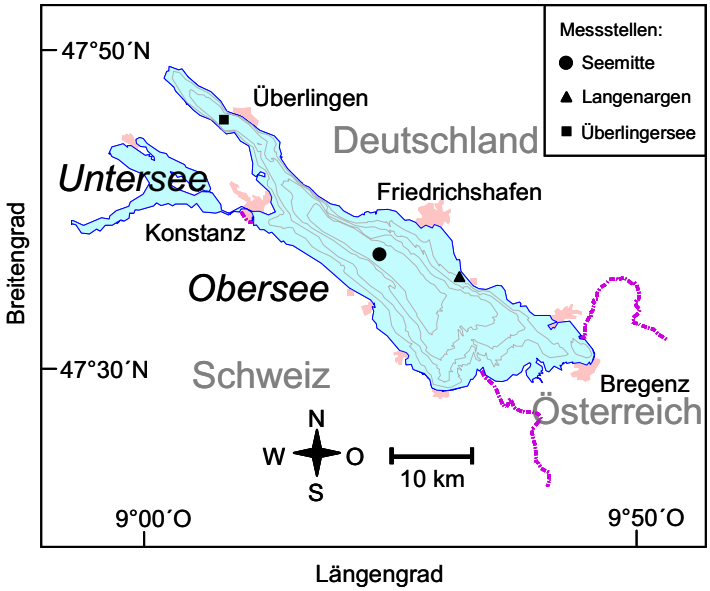


Abb. 4.1: Karte zum Bodensee mit eingezeichneter Messstelle in der Seemitte an der tiefsten Stelle des Sees. Zudem sind die beiden Messstationen (Überlingersee und Langenargen) eingezeichnet, von denen Lufttemperaturwerte für den Vergleich mit den Messwerten von Konstanz verwendet wurden (Kapitel 3.2).

Die vertikale **Wirbeldiffusivität** kann mittels sogenannter Mikrostruktursonden messtechnisch bestimmt werden. Im Bodensee wurde ein Messprofil am 25.10.2005 im Rahmen von Testmessungen der Firma ISW Wassermesstechnik (Petersdorf) und des Instituts für Seenforschung (Langenargen) mit drei verschiedenen Sonden der Sea & Sun Technology GmbH bei der Seemitte-Messstelle aufgezeichnet (Prandke 2005). Aus dieser Messung liegt eine Graphik eines vertikalen Messprofils vor, welches sich durch Mittelung der Messwerte der drei Sonden ergab. Diese Abbildung wurde in der vorliegenden Arbeit für einen Vergleich mit den simulierten Werten verwendet (Kapitel 6.3). Da die Messung jedoch ein Einzelereignis darstellt und die räumliche und zeitliche Repräsentanz sowie die Genauigkeit der Messung nicht bekannt sind, kann sie nur als grober Anhaltspunkt verwendet werden.

5 Untersuchungsmethoden

5.1 Sensitivitätsuntersuchungen

Die Konfiguration des hydrodynamischen Modells erfordert die Festlegung zahlreicher Parameter und Modelleigenschaften. Bei der Festlegung der Parameter wird einerseits von Erfahrungswerten ausgegangen, andererseits wird durch Variation der Parameter und anschließendem Vergleich der Modellergebnisse eine Optimierung durchgeführt, um das Modell bestmöglich an die Beobachtungswerte anzupassen. Die Variation der Modelleinstellungen dient aber auch dazu, deren Einfluss auf die Modellgüte zu analysieren und somit Hinweise auf mögliche Fehlerquellen und die Aussagekraft des Modells zu bekommen.

Für das in dieser Arbeit entwickelte Modell wurde eine Vielzahl solcher Sensitivitätsuntersuchungen durchgeführt. Diese können im Rahmen dieser Arbeit nicht umfassend dargestellt werden. Vorgestellt werden Vergleiche zu unterschiedlichen Gitterkonfigurationen, zum Einfluss der Anpassung der Antriebsdaten, der Berücksichtigung von Zu- und Abflüssen sowie dem Einfluss der Startbedingungen (Kapitel 7).

5.2 Variation der Antriebsdaten (Szenarien)

Ausgehend von einer Referenzsimulation, in welcher das entwickelte hydrodynamische Modell die Messdaten zur Wassertemperatur bestmöglich wiedergibt (Kapitel 6), wurden Simulationen mit veränderten meteorologischen Antriebsdaten (Szenarien) durchgeführt. Der Berechnungszeitraum war in der Regel vom 1.1.1960 bis 31.3.2007. Durch diese langjährige Simulation wird eine weite Bandbreite unterschiedlicher meteorologischer Verhältnisse abgedeckt, wodurch eine statistische Auswertung der Ergebnisse möglich und sinnvoll ist. Durch den Vergleich der Szenarienläufe mit der Referenzsimulation wird erkennbar, wie sich die jeweilige meteorologische Veränderung auf das Modellverhalten auswirkt. Diese Änderungen können in Bezug auf die relevanten hydrophysikalischen Prozesse interpretiert werden. Da i.d.R. jeweils nur ein Antriebsparameter verändert wurde, und dies nach relativ einfachen Schemata, lassen sich die Ergebnisse meist gut verstehen und analysieren. Aus den so gewonnenen Erkenntnissen, lassen sich, auch wenn es sich hier nicht um realistische Klimaänderungsszenarien handelt, Aussagen darüber ableiten, welche Auswirkungen unter bestimmten klimatischen Veränderungen für den Bodensee zu erwarten sind. Im Folgenden werden die Szenarien für die unterschiedlichen meteorologischen Parameter beschrieben.

Szenarien veränderter Lufttemperaturen

Als einfaches Änderungsszenario wurden einheitliche Verschiebungen der ursprünglichen Lufttemperaturzeitreihe um einen bestimmten Betrag ΔT_{Luft} zwischen -0.4°C und +4°C durchgeführt

Auf Grund der starken Saisonalität der temperaturabhängigen Schichtungs- und Durchmischungsvorgänge ist zu erwarten, dass die Wirkung veränderter Temperaturen im Jahresverlauf unterschiedlich ist. Um dies näher zu untersuchen wurden Modellläufe durchgeführt, in welchen die Lufttemperatur jeweils für ein bestimmtes Quartal eines jeden Jahres verändert wurde: „Dezember bis Februar (DJF)“, „März bis Mai (MAM)“, „Juni bis August (JJA)“ und „September bis November (SON)“.

Neben einer Verschiebung der mittleren Verhältnisse kann sich auch eine veränderte Variabilität in den Antriebsdaten bei gleichzeitig unveränderten mittleren Verhältnissen auf die hydrodynamischen Prozesse auswirken. Um dies für den Antriebsparameter Lufttemperatur zu untersuchen, wurde ein Algorithmus entwickelt, welcher die kurz- und mittelfristige Variabilität (im Wochenbereich) verringert oder erhöht (Erläuterung des Algorithmus: siehe Abb. 5.1). Phasen außergewöhnlich warmer oder kalter Temperaturen werden hierdurch seltener bzw. häufiger.

Szenarien veränderter Windstärken

Um den Einfluss veränderter Windstärken zu untersuchen, wurde die ursprüngliche Windstärkezeitreihe mit einem jeweils konstanten Faktor multipliziert, so dass die Windstärken proportional erhöht oder verringert wurden.

Zur Untersuchung der saisonalen Abhängigkeit des Windstärkeeinflusses wurden – anlog wie bei der Lufttemperaturänderung – Zeitreihen generiert, in denen die Windstärken jeweils für ein bestimmtes Quartal eines jeden Jahres verändert wurden.

Szenarien veränderter Windrichtungen

Die Hauptwindrichtung der im Modell verwendeten Antriebszeitreihen liegt bei etwa West-Süd-West. Dies gilt insbesondere für die Starkwinde. Auf Grund der länglichen Form des Bodensee-Obersees ist zu vermuten, dass die Wirkung des Windes auf die Strömungs- und Durchmischungsvorgänge richtungsabhängig unterschiedlich stark ist. Um den Einfluss der Windrichtung abzuschätzen, wurden mehrere Simulationsläufe mit jeweils veränderten Windrichtungen durchgeführt: Gegenüber der ursprünglichen Windzeitreihe wurden die Windrichtungen hierbei je Rechenlauf um 45° im Uhrzeigersinn gedreht.

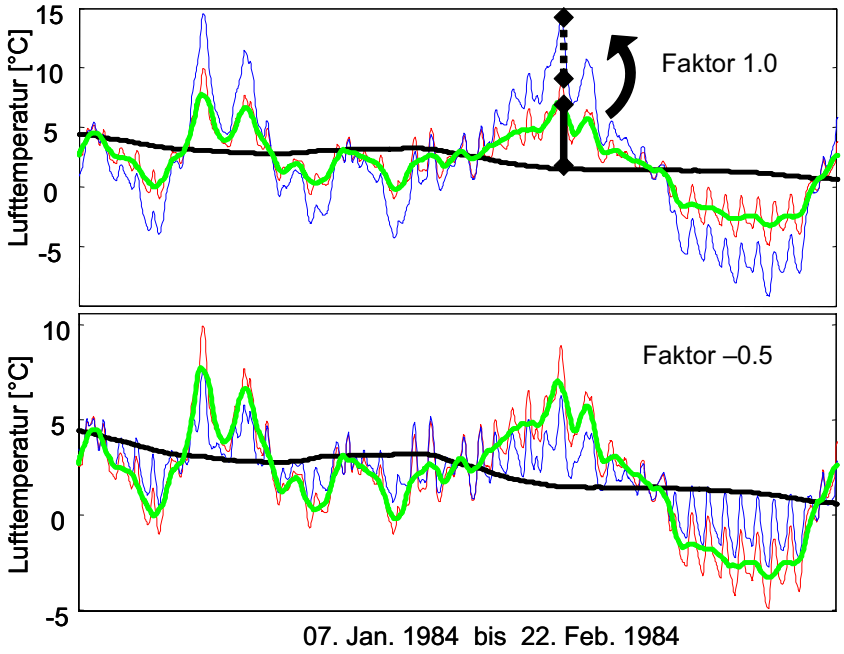


Abb. 5.1: Veranschaulichung des Algorithmus zur Veränderung der Variabilität der Lufttemperatur: Die schwarze Linie ist das gleitenden Mittel der Temperaturen von ±15 Tagen, die grüne das gleitenden Mittel der Werte im Zeitfenster ±0,5 Tage. Die Differenz dieser geglätteten Kurven wird mit einem Faktor beaufschlagt und zur ursprünglichen Zeitreihe (rot) hinzugerechnet, woraus die Zeitreihe veränderte Lufttemperaturvariabilität resultiert (blau). In der oberen Graphik wird die Schwankungsbreite erhöht (Faktor +1,0) in der unteren vermindert (Faktor -0,5).

Szenarien veränderter Luftfeuchte

Die relative Feuchte (r_{hum}) beeinflusst die Verdunstung an der Seeoberfläche und ist daher eine maßgebliche Einflussgröße für den latenten Wärmefluss (Gl. 2.37). Auch der Wärmefluss durch die langwellige Strahlung hängt von der relativen Feuchte ab (Gl. 2.34). Die Wirkung der relativen Feuchte auf diese beiden Wärmeaustauschprozesse ist von gleichem Vorzeichen, d.h. eine geringere Feuchte erhöht die Verdunstungsauskühlung und führt gleichzeitig zu einer verminderten Wärmezufuhr durch die langwellige Einstrahlung, bzw. zu erhöhten strahlungsbedingten Verlusten.

Um die Wirkung veränderter Luftfeuchteverhältnisse zu untersuchen, wurden Simulationen mit verschiedenen Luftfeuchtezeitreihen r_{hum}* gerechnet. Die Szenarienzeitreihen r_{hum}* wurden aus den in der Referenzsimulation verwendeten Feuchtewerten r_{hum} abgeleitet, indem die Differenz zur völligen Trockenheit (r_{hum} = 0%) bzw. zur gesättigten Feuchte (r_{hum} = 100%) proportional um einen Faktor *x* verändert wurde:

$$r_{hum}^{*} = x\, r_{hum} \qquad (5.1)$$

$$r_{hum}^{*} = r_{hum} + x\,(100\% - r_{hum}) \qquad (5.2)$$

Szenarien veränderter Wolkenbedeckung

Zur Untersuchung des Einflusses des Bedeckungsgrads wurden Simulationsrechnungen mit verschiedenen Bedeckungsgradzeitreihen Fc* gerechnet. Die Szenarienzeitreihen Fc* wurden aus den in der Referenzsimulation verwendeten Bedeckungsgradwerten N abgeleitet, indem die Differenz zum unbedeckten (Fc = 0%) bzw. ganz bedeckten (Fc = 100%) Himmel proportional um einen Faktor x verändert wurde:

$$F_c^{*} = x\, F_c \qquad (5.3)$$

$$F_c^{*} = F_c + x\,(100\% - F_c) \qquad (5.4)$$

5.3 Tracer-Untersuchungen

Ob die winterliche vertikale Durchmischung eher gut oder schlecht war, kann man in qualitativer Weise häufig bereits aus dem Verlauf der Tiefenwassertemperatur erkennen. Ausbleibende Auskühlungsereignisse deuten auf eine schlechte vertikale Durchmischung hin. Für eine quantitative, verlässlichere Analyse dieses Durchmischungsprozesses wurden Simulationsrechnungen mit einem fiktiven konservativen Markierungsstoff (Tracer) durchgeführt. Aus der vertikalen Konzentrationsverteilung dieses Tracers wurde auf das Ausmaß der winterlichen vertikalen Durchmischung geschlossen. Der Tracer wurde in den Simulationen jeweils zum Oktoberanfang eines jeden Jahres in den See eingebracht, mit einem vertikal zur Tiefe hin gleichförmigen ansteigenden Verlauf von 0 bis 100 in einer dimensionslosen Konzentrationsangabe (Abb. 5.2). Je nach Stärke der Durchmischungsvorgänge wird dieser vertikale Konzentrationsgradient dann bis zum Frühjahr hin mehr oder weniger abgeschwächt.

Die Änderung der vertikalen Variabilität der Tracer-Konzentration innerhalb eines Winters, bezogen auf den Ausgangszustand im Herbst, wurde als Maß für die winterliche vertikale Durchmischung verwendet. Hierbei wurde als Ausgangszustand die Standardabweichung des Tracerkonzentrationsprofil zum 1. Oktober σ_{Okt} ermittelt und als Endzustand die Standardabweichung zum 1. Mai σ_{Mai} des folgenden Jahres. Der Durchmischungskennwert *Z* wurde definiert als:

$$Z = \frac{\sigma_{Okt} - \sigma_{Mai}}{\sigma_{Okt}} \qquad (5.5)$$

Dieser Berechnungsansatz wurde in Wahl (2007) in ähnlicher Weise angewandt, um aus gemessenen Konzentrationen zum Orthophosphatphosphorgehalt eine Maßzahl für die winterliche vertikale Durchmischung abzuleiten.

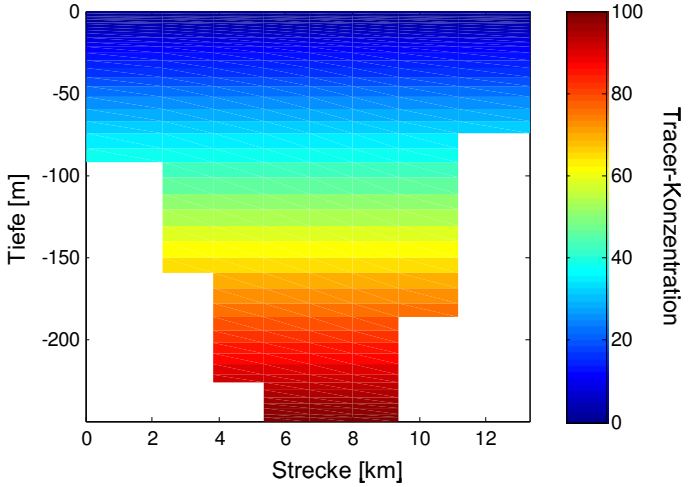


Abb. 5.2: Bei den Tracer-Experimenten wurde im Simulationszeitraum jährlich zum 1. Oktober ein fiktiver konservativer Markierungsstoff (Tracer) in den See eingebracht, wie hier farblich dargestellt. Die Konzentration ist dimensionslos im Wertebereich zwischen 0 und 100 angegeben. Die Graphik stellt einen Querschnitt des Sees im Bereich der größten Tiefe dar, wobei links das Südufer und rechts das Nordufer liegt.

5.4 Charakterisierung des Metalimnion durch Anpassung einer Sigmakurve

Das Metalimnion ist der Übergangsbereich zwischen der durchmischten Deckschicht und dem Tiefenwasser. Die Lage und Ausprägung dieser Schicht wird durch verschiedene Faktoren beeinflusst, wie etwa dem Wind, internen Wellen und der Beckenform. Die starken vertikalen Temperatur- und Dichtegradienten bedingen eine schwache vertikale Durchmischung und somit eine Barriere für den Stoffaustausch. Im Zusammenspiel mit den biologischen Vorgängen führt dies zur Bildung vertikaler Gradienten biologischer und hydrochemischer Parameter, wie etwa der Phytoplankton-, Sauerstoff- oder Nährstoffkonzentration (Lampert & Sommer 1993, Rossknecht 1998). Veränderungen in der Ausprägung des Metalimnions, etwa auf Grund klimatischer Entwicklungen, können sich daher auf viele andere limnologische Vorgänge auswirken.

Zur Untersuchung der Prozesse, welche die Ausbildung des Metalimnions beeinflussen, ist eine Charakterisierung dieser Grenzschicht durch geeignete Kenngrößen hilfreich. Der Vergleich dieser Kenngrößen für verschiedene Simulationen oder mit den aus Messungen errechneten Werten stellt ein nützliches Hilfsmittel dar, um die Simulationsergebnisse zu analysieren und zu bewerten.

Die häufig annähernd sigmoide Form der gemessenen Temperaturprofile legt es nahe, die Sprungschicht mathematisch durch Anpassung einer Sigmafunktion zu beschreiben (Abb. 5.3). Hierdurch lassen sich Kenngrößen ableiten, welche die Sprungschicht charakteristisieren, wie beispielsweise die Lage des Wendepunktes oder der maximale Temperaturgradient.

Die Sigmafunktion lässt sich folgendermaßen beschreiben:

$$T(z) = c_1 + c_2 \, e^{\frac{(z-c_3)}{c_4}} \qquad (5.6)$$

Die vertikale Koordinate z ist nach oben positiv orientiert und hat ihren Nullpunkt an der Seeoberfläche. Die Konstanten c1 bis c4 beschreiben folgende Eigenschaften:

c_1 Hypolimniontemperatur

c_2 Temperaturunterschied zwischen Deckschicht und Tiefenwasser

c_3 Lage der Sprungschicht (Wendepunkt der Temperaturkurve)

c_4 Dehnungsfaktor, der die Steigung der Sigmakurve beeinflusst

Den Temperaturgradienten am Wendepunkt z_w erhält man aus

$$\frac{dT}{dz} = \frac{c_2}{4\,c_4} \qquad (5.7)$$

Die mittlere Metalimniontemperatur ergibt sich aus:

$$\overline{T} = c_1 + 0{,}5\,c_2 \qquad (5.8)$$

Da das Epilimnion meist sehr dünn ist im Vergleich zum Tiefenwasser, war es für die Anpassung der Funktion hilfreich, die Epilimnon-Werte über die Wassersäule hinaus konstant zu extrapolieren, wofür der Temperaturmittelwert des Tiefenbereichs von 0-5 m verwendet wurde. Temperaturprofile für welche die Anpassung der Funktion nicht gelang wurden nicht weiter ausgewertet. Bei der Anpassung an Simulationsdaten wurden dieselben Termine verwendet wie bei den Messungen.

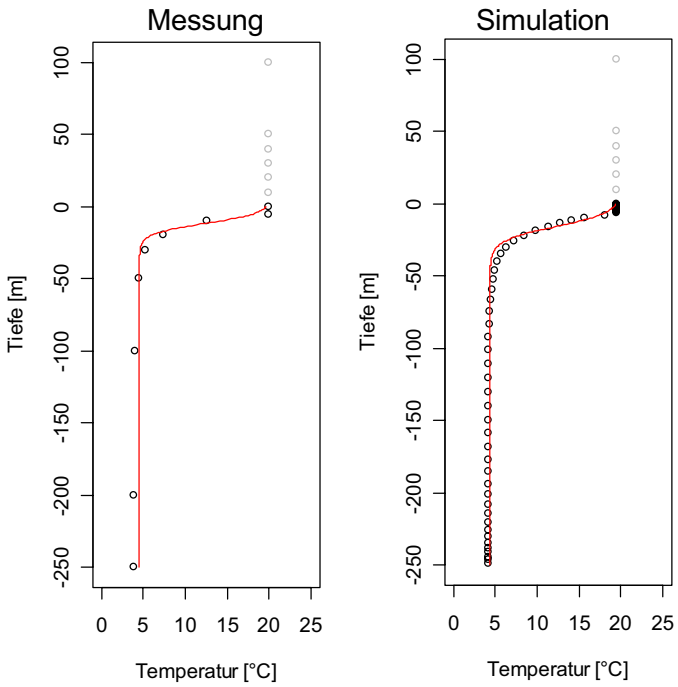


Abb. 5.3:

Beispiel für die Anpassung einer Sigmafunktion (rot) an vertikale Profile der Wassertemperatur (schwarze Kreise). *Links*: Messwerte vom 3.7.2006 bei der Seemitte-Messtation. *Rechts*: Modellergebnisse der Referenzsimulation für dasselbe Datum. Die grauen Kreise extrapolieren die Deckschichttemperatur über die Seeoberfläche hinaus, wodurch sich die statistische Unsicherheit bei der Anpassung der Sigmafunktion verringert.

6 Das angepasste Modell (Referenzsimulation)

Die Grundlage für die szenarienbasierten Untersuchungen zur Auswirkung veränderter meteorologischer Verhältnisse, welche im Fokus dieser Arbeit stehen, stellt die Referenzsimulation dar, in welche das Modell bestmöglich an langjährige Beobachtungsdaten angepasst wurde. Die Modellanpassung erfolgte hier an die Wassertemperaturen, welche im Wesentlichen durch den Wärmeaustausch über die Seeoberfläche und die seeinternen Transportprozesse bestimmt werden. In diesem Kapitel wird die Referenzsimulation mit Messdaten und Angaben aus der Literatur verglichen. Hieraus werden Rückschlüsse auf die Modellgüte gezogen. Die gegenüber den Messungen sehr viel höhere zeitliche und räumliche Auflösung der Simulationsergebnisse bietet darüber hinaus die Möglichkeit, hydrophysikalische Prozesse des Sees zu studieren und hieraus Hypothesen über die realen Abläufe abzuleiten.

Auf Grund einer Umstellung der Modellsoftware auf eine neuere Version (Anhang A.2), änderten sich die Simulationsergebnisse geringfügig. Diese Veränderung hatte für die hier durchgeführten Untersuchungen keine grundlegende Bedeutung, musste jedoch bei Vergleichen von Simulationsläufen berücksichtigt werden. Es wurden daher nur Simulationen gegeneinander verglichen, welche mit derselben Softwareversion gerechnet worden waren. Die nachfolgende Beschreibung der Referenzsimulation beruht auf den Simulationsergebnissen der älteren Programmversion. Der Einfluss der Versionsunterschiede und die Ursache für die Ergebnisunterschiede sind im Anhang 0 beschrieben.

6.1 Wassertemperaturen

Die Wassertemperaturen sind bei den Berechnungen in dieser Arbeit von zentraler Bedeutung, da die Temperaturabhängigkeit der Dichte des Wassers die thermische Schichtung und somit den vertikalen Austausch maßgeblich bestimmt. Die Wirkung der meteorologischen Einflussgrößen auf das Seenmodell wurde so angepasst, dass eine möglichst gute Übereinstimmung zwischen den simulierten und den langjährig gemessenen Wassertemperaturen (Kapitel 4) erreicht wurde. Bei der Gegenüberstellung von gemessenen und simulierten Temperaturwerten ist jedoch zu beachten, dass hierbei punktuell gemessene Werte mit horizontal sehr viel gröber aufgelösten Simulationen verglichen wurden. Da die horizontalen Temperaturunterschiede in der Regel gering sind, ist dieser Vergleich gerechtfertigt; insbesondere dann, wenn lange Zeitreihen miteinander verglichen werden und dadurch stochastische Schwankungen, wie etwa auf Grund interner Wellen, an Bedeutung verlieren.

Die Übereinstimmung der simulierten Temperaturen (Abb. 6.1 bis Abb. 6.3) mit den Messwerten variiert vertikal, saisonal wie auch im langjährigen Verlauf. Ausgeprägte Phasen sich ändernder Modellgüte sind hierbei jedoch nicht zu erkennen (Abb. 6.2). Anfänglich sind die Abweichungen etwas höher, was vorwiegend daran liegen dürfte, dass das Zufrieren des Sees im Jahre 1963 durch das Modell nicht simuliert werden konnte. In der Tiefe des Sees sind die Abweichungen sehr gering.

Die Oberflächentemperaturen wurden von Mai bis Juni tendenziell etwas zu gering simuliert (im Mittel ca. -1°C, Abb. 6.3). Von September bis Dezember sind sie dahingegen etwas zu warm (im Mittel ca. +1°C). Im Sprungschichtbereich sind die simulierten Werte vom Frühjahr bis zum Jahresende insgesamt zu warm. Abweichungen im Sprungschichtbereich sind jedoch auf Grund des ausgeprägten vertikalen Temperaturgradienten anders zu bewerten als an der Oberfläche oder im Tiefenwasser. Die höchsten Temperaturengradienten in der Sprungschicht liegen im Sommer im Mittel bei etwa 1°C/m (vgl. Kapitel 10). Eine geringfügig abweichende Tiefe der Sprungschicht zwischen Simulation und Messung führt daher in diesem Tiefenbereich zu relativ hohen Temperaturunterschieden. In der Referenzsimulation liegt die Sprungschicht im Sommerhalbjahr etwas zu tief (vgl. Kapitel 10).

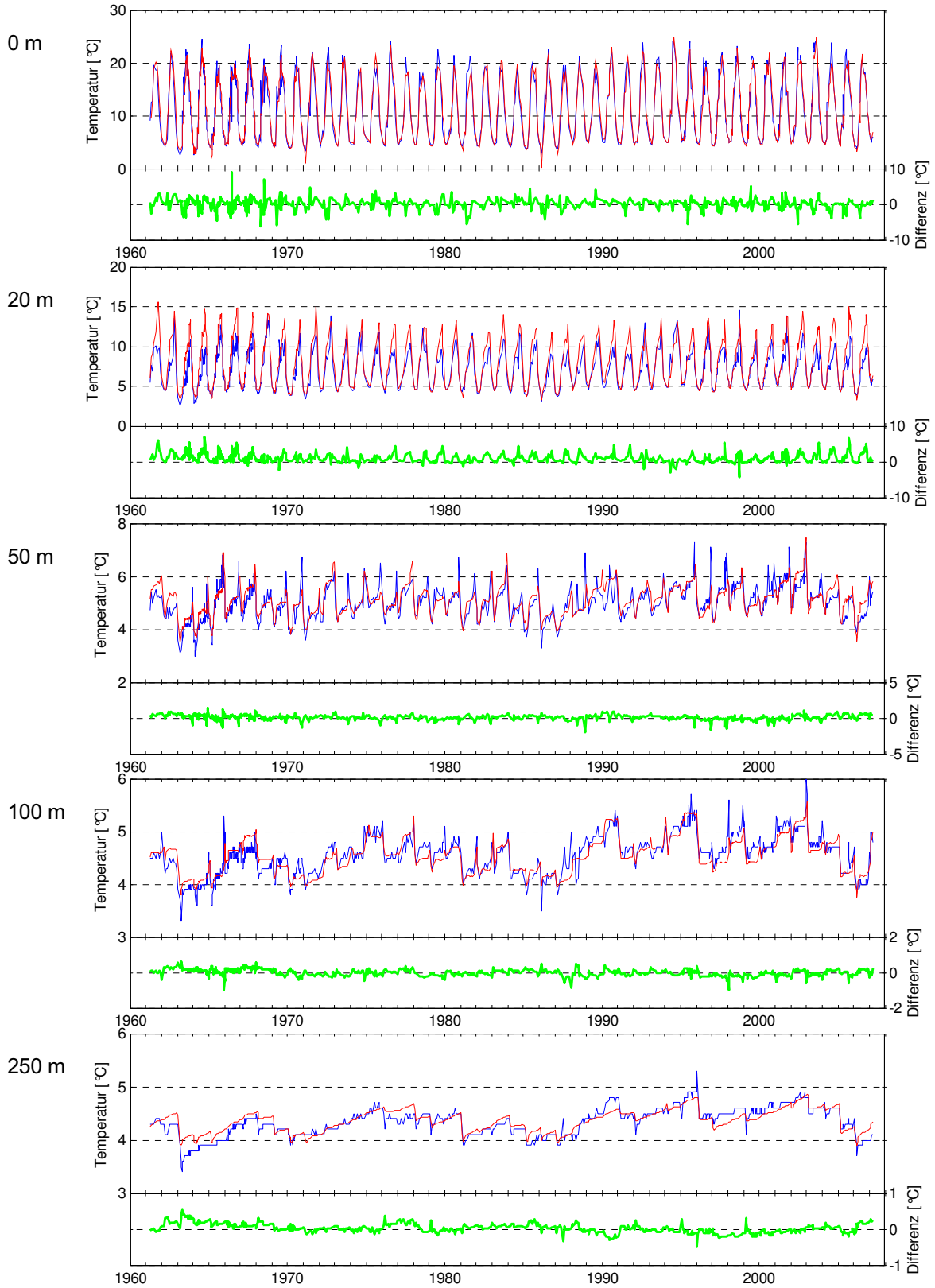


Abb. 6.1: Gegenüberstellung der simulierten (rot) und gemessenen (blau) Wassertemperaturen in unterschiedlichen Tiefen (Tiefenangabe links neben den Graphiken). Die grüne Kurve stellt die Abweichung der Simulation von den Messungen dar. Zeitraum: 17.4.1961 bis 19.3.2007. Messfrequenz variierend: 1 bis 4 Messungen pro Monat.

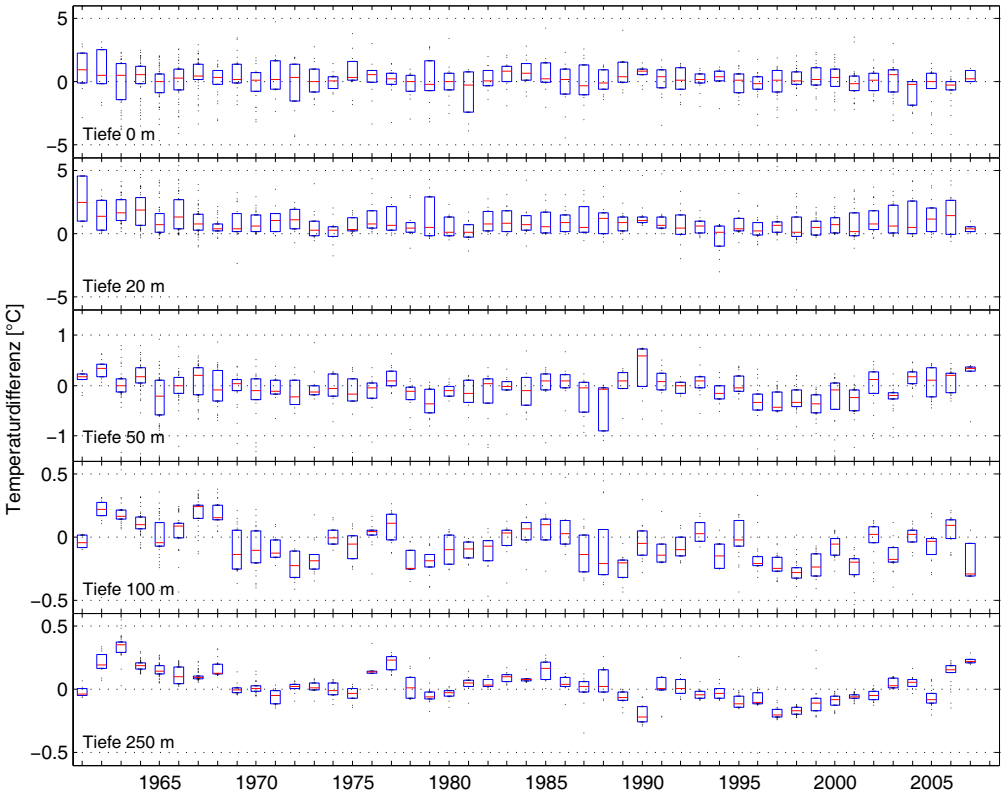


Abb. 6.2: Nach Jahren und Tiefenstufen getrennte Darstellung der Temperaturabweichung der Referenzsimulation von den Messwerten im Zeitraum 17.4.1961 bis 19.3.2007. Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die rote Linie kennzeichnet den Median.

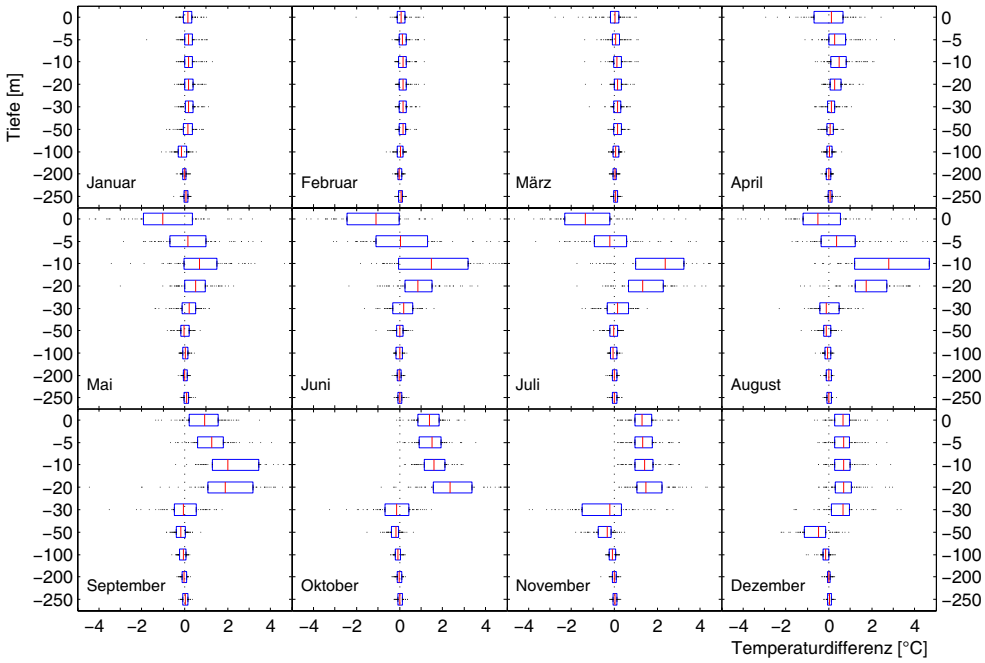


Abb. 6.3: Nach Monaten und Tiefenstufen getrennte Darstellung der Temperaturabweichung der Referenzsimulation von den Messwerten für den Zeitraum 17.4.1961 bis 19.3.2007. Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die rote Linie kennzeichnet den Median. Die Tiefenskala ist nicht distanztreu.

6.2 Wärmeaustausch

Mit den errechneten Wassertemperaturen und den Antriebsdaten lassen sich über die Modellgleichungen zum Wärmeaustauschmodell (Kapitel 2.5) die Wärmeflüsse durch die Seeoberfläche errechnen. Dies bietet die Möglichkeit die Plausibilität des Modells zu überprüfen und die absolute und relative Bedeutung der unterschiedlichen Komponenten des Wärmeflussmodells zu analysieren. Die für den gesamten Simulationszeitraum berechneten Wärmeflüsse wurden hier nach Monaten getrennt zu Mittelwerten zusammengefasst (Abb. 6.4).

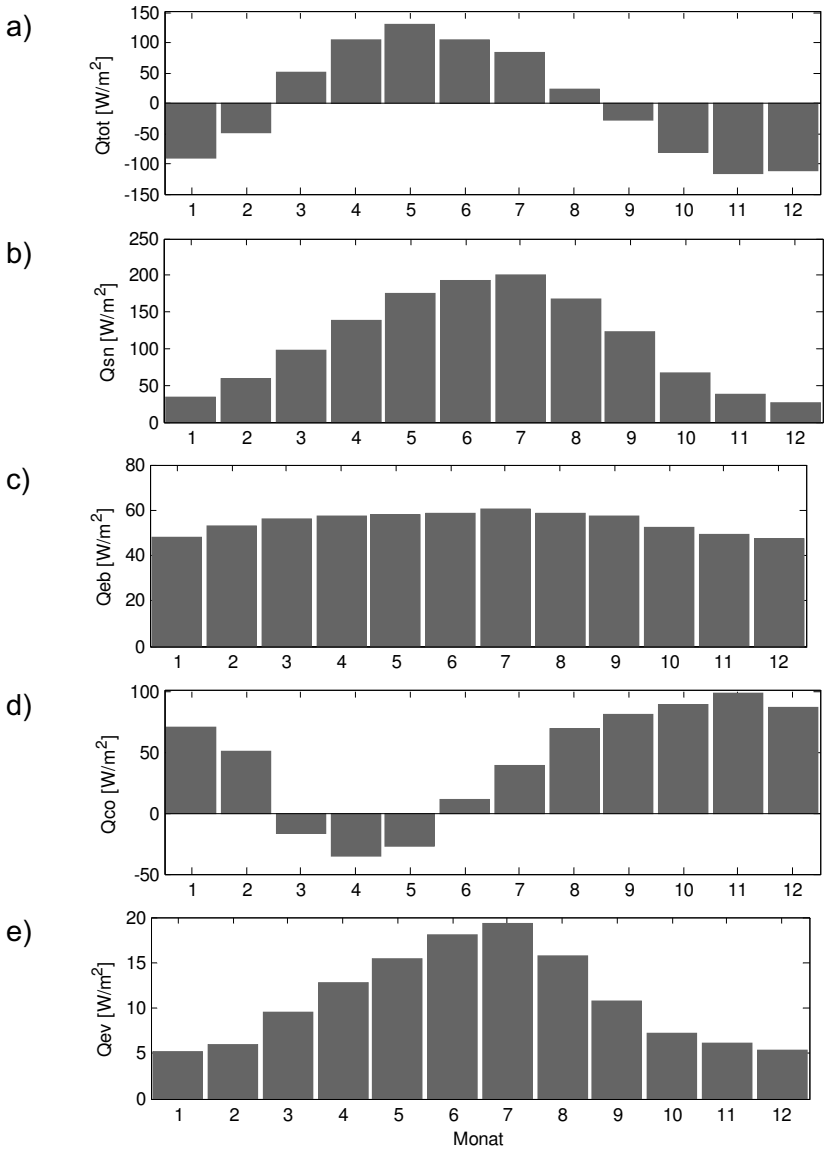


Abb. 6.4: Mittlere monatliche Wärmeflüsse der Referenzsimulation für den Zeitraum 1961 bis März 2007. Der Gesamtwärmefluss (a) errechnet sich nach $Q_{tot} = Q_{sn} - Q_{eb} - Q_{ev} - Q_{co}$ aus der kurzwelligen Nettoeinstrahlung der Sonne Q_{sn} (b), der effektiven langwelligen Rückstrahlung Q_{eb} (c), dem konvektiven Wärmefluss Q_{co} (d) und dem Verdunstungswärmefluss Q_{ev} (e).

Die in dieser Arbeit ermittelten Wärmeflüsse können mit Berechnungen von Ollinger (1999) verglichen werden, welche für die Anwendung in einem 1D-hydrodynamischem Modell durchgeführt wurden. Die kurzwellige Strahlung (Gl. 2.26) ist dort nahezu identisch. Dieser Term dominiert den jahreszeitlichen Verlauf der Wärmeflüsse. Die effektive langwellige Rückstrahlung (Gl. 2.34), welche hier bei 50-60 W/m² liegt, ist etwas niedriger als bei Ollinger (ca. 60-90 W/m²). Der Jahresgang des konvektiven Wärmeflusses (ca. -40 bis +100 W/m², Gl. 2.42) weist gegenüber den Ergebnissen von Ollinger (ca. -20 bis +30 W/m²) eine deutlich stärkere Amplitude auf. Von März bis Mai führt der konvektive Wärmeaustausch nach den hier errechneten Ergebnissen zu einem Wärmegewinn für den See, da in diesen Monaten die Luft im Mittel wärmer ist als das Oberflächenwasser (Abb. 6.5). Die Verdunstungswärme (Gl. 2.37) ist mit 5-19 W/m² auffällig niedriger als bei Ollinger (ca. 20-60 W/m²). Der hier errechnete Verdunstungswärmefluss entspricht einer Verdunstungsrate von ca. 1-4 m³/s. Ein Vergleich mit anderen Werten aus der Literatur (z.B. mittlere Verdunstung von 9 m³/s bei Wagner et al. 1994) legt nahe, dass dieser Wert zu niedrig ist. Der Gesamtwärmefluss (Gl. 2.25) ist in beiden Berechnungen jedoch sehr ähnlich, auch stimmt das saisonale Muster bei den verschiedenen Komponenten in beiden Berechnungsansätzen gut überein.

Für die Modellergebnisse ist vor allem der Gesamtwärmefluss maßgeblich. Die realitätsnahe Abbildung der Temperaturverhältnisse des Sees im Modell lässt darauf schließen, dass der Gesamtwärmefluss gut mit den realen Verhältnissen übereinstimmt. Bei einer künftigen Fortentwicklung des hydrodynamischen Modells sollte dennoch auf eine Optimierung in der Abbildung der Wärmeflüsse geachtet werden.

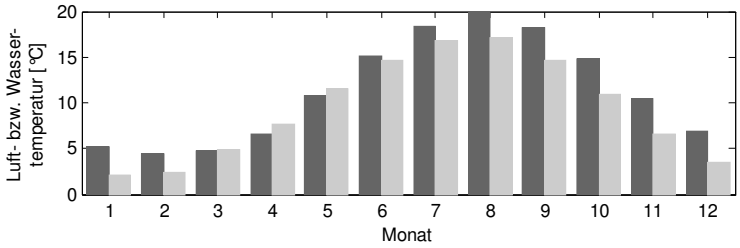


Abb. 6.5: Mittlere monatliche Temperaturen der obersten Wasserschicht (schwarz) der Referenzsimulation und der Luft (grau) für den Zeitraum 1.1.1961 bis 31.3.2007.

6.3 Vertikale Wirbeldiffusivität

Die im Oktober 2005 gemessenen Werten der vertikalen Wirbeldiffusivität D_t^V (Abb. 6.6) zeigen für die Seemitte-Messstelle ein ähnliches vertikales Muster wie die Simulation, mit höheren Werten in der Deckschicht und im Tiefenwasser und niedrigen Werten im Bereich der Sprungschicht und dem oberen Hypolimnion. Nahe der Oberfläche hat D_t^V eine Größenordnung von ca. 10^{-4} m²/s. Darunter im Sprungschichtbereich fällt die Diffusivität rasch ab und unterscheidet sich zwischen Messung und Simulation in der Lage des Minimums und erheblich in der Größenordnung, welche in der Messung bei 10^{-6} m²/s liegt, in der Simulation Werte bis etwa 10^{-20} m²/s erreicht. Unterhalb etwa 100 m sind die Diffusivitätswerte wieder vergleichbar bei etwa 10^{-4} m²/s. Die Messung endet bei 180 m Tiefe.

Bodennah zeigt sich im Modell ein starker Rückgang der Diffusivitätswerte. Dies könnte jedoch dadurch bedingt sein, dass das Seebecken in dieser Tiefe nur durch sehr wenige Gitterzellen dargestellt ist und die Strömungs- und Austauschvorgängen dadurch stärker eingeschränkt sind als in Wirklichkeit.

Um abzuschätzen, wie sich die sehr niedrigen vertikalen Diffusivitätswerte, welche während der Schichtungsperiode im Tiefenbereich von etwa 20-100 m auftreten, im Vergleich zu realistischeren Werten auswirken, wurde ein Vergleichslauf mit einer vertikalen Hintergrund-diffusivität von 10^{-6} m²/s (entspricht dem Minimalwert des Messprofils) durchgeführt. Unterschiede zwischen dieser Berechnung und der Referenzsimulation zeigen sich vorwiegend im Bereich der

Sprungschicht (Abb. 6.7), welche durch den erhöhten vertikalen Austausch im unteren Bereich wärmer und darüber kühler wird. Insgesamt sind die Abweichungen aber sehr gering und für die in dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen ohne Bedeutung.

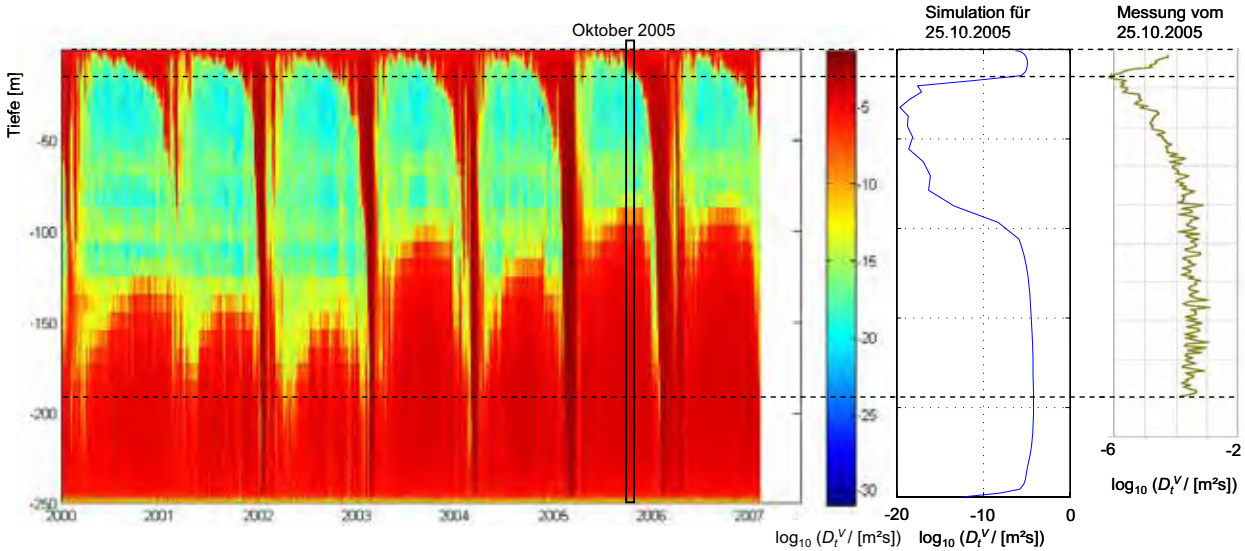


Abb. 6.6: *Links:* Logarithmierte vertikale Wirbeldiffusivität D_t^V der Referenzsimulation im Zeitbereich vom 1.1.2000 bis 31.3.2007 in der Mitte des Sees. Der Oktober 2005 ist für den Vergleich mit der Messung vom 25.10.2005 (*rechte Graphik)* hervorgehoben. Die *mittlere Graphik* stellt die für das Messdatum simulierten Wirbeldiffusivitätswerte dar.

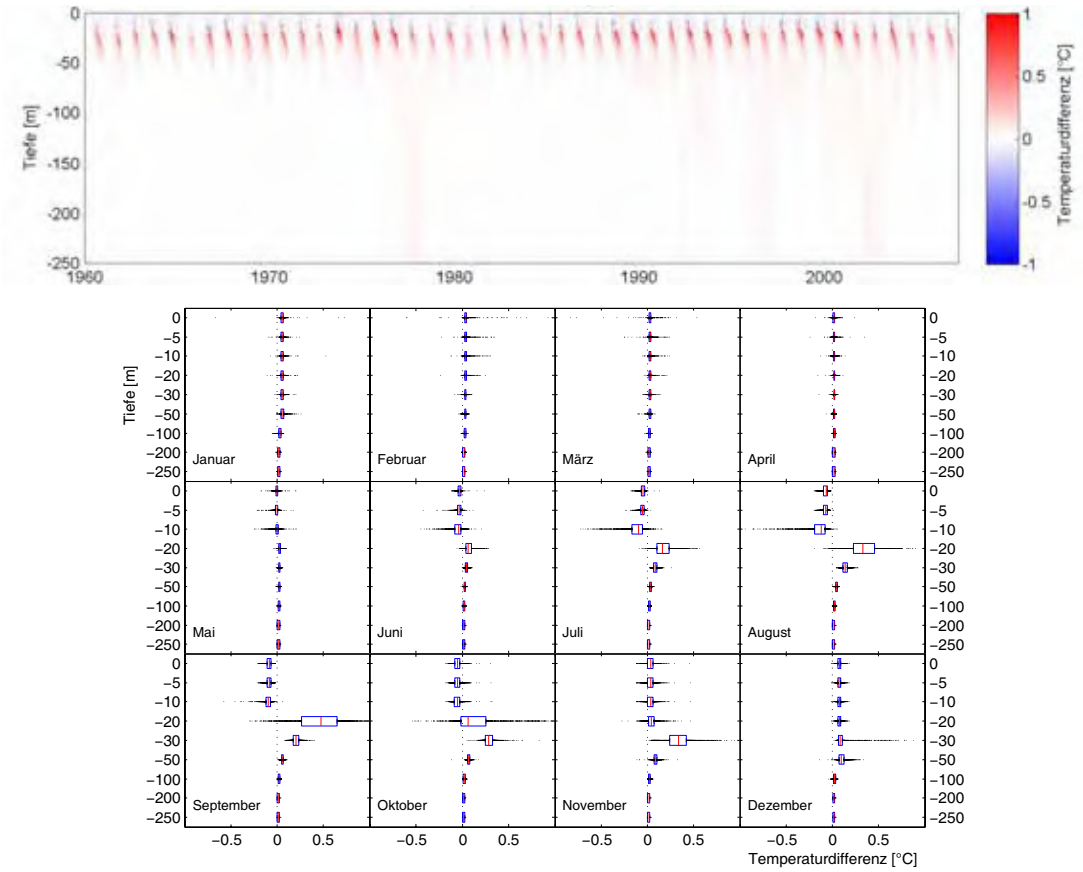


Abb. 6.7: Vergleich der Wassertemperaturen der Simulation (T^*) mit einer vertikalen Hintergrunddiffusivität von 10^{-6} m²/s gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}) für den Zeitraum vom 1.1.1960 bis 31.3.2007. *Oben:* Farbcodierte Darstellung der Differenz $\Delta T = T^*-T_{Ref}$. *Unten:* Nach Monaten und Tiefenstufen getrennte Darstellung von ΔT. Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die rote Linie kennzeichnet den Median. Die Tiefenskala ist nicht distanztreu.

7 Sensitivitäten des Modells

Mit den durchgeführten Untersuchungen zu Modellsensitivitäten, soll aufgezeigt werden, wie sehr die Modellergebnisse von der Modellkonfiguration abhängen. Dies liefert Hinweise über mögliche Fehlerquellen, Unsicherheiten und die Gültigkeit des Modells. Bei der Entwicklung und Optimierung des Modells wurde eine Vielzahl an Sensitivitätsuntersuchungen durchgeführt, indem die Modelleinstellungen variiert wurden. Beispielhaft werden in diesem Kapitel Untersuchungen zum Einfluss der Gitterkonfiguration, der Anpassung der Antriebsdaten, der Berücksichtigung von Zu- und Abflüssen und dem Einfluss der Startbedingungen vorgestellt.

7.1 Einfluss des Gitteraufbaus

Das Gitter (Abb. 2.1), welches für die Referenzsimulation und die Szenarienuntersuchungen verwendet wurde, hat eine grobe räumliche Auflösung und es vereinfacht die Beckenform des Bodensees erheblich. Ob sich dies auf die Modellergebnisse stark nachteilig auswirkt, wurde durch Vergleich mit zwei weiteren Gittern untersucht, welche eine deutlich höhere horizontale Auflösung haben (Abb. 2.2 und Abb. 2.3). Die Simulationen mit den beiden hoch aufgelösten Gittern benötigten erheblich mehr Rechenzeit (Tab. 2.1). Für das hoch aufgelöste kurvilineare Gitter wurde deshalb nur ein kurzer Lauf für die Jahre 2000 und 2001 durchgeführt, welcher zum Vergleich auch für das Modell mit quadratischem Gitter ausgeführt wurde.

Die Temperaturen im fein aufgelösten Modell mit quadratischer Gittereinteilung wurden mit der Referenzsimulation nach Tiefe und Jahreszeit getrennt verglichen (Abb. 7.1). Das feinere Modell führt im Frühjahr und Sommer zu etwas wärmeren Temperaturen in der Deckschicht und ab Sommer im Sprungschichtbereich zu etwas kühleren Temperaturen. Dies deutet auf eine höhere Schichtungsstabilität des feineren Modells hin. Eine mögliche Ursache ist in einer geringeren numerischen vertikalen Diffusion zu sehen.

Die Temperaturen in der größten Tiefe unterscheiden sich in den beiden Läufen bis zu etwa 0,2°C. Da die Temperatur in dieser Tiefe lediglich einen Bereich ca. 3,9-4,8°C überstreichen, ist eine Abweichung von wenigen Zehntel °C durchaus relevant. Allerdings unterscheiden sich die Muster der Temperaturkurven kaum und verlaufen weitgehend parallel, was darauf hinweist, dass die winterliche vertikale Durchmischung sich in den beiden Läufen nur wenig unterscheidet. Für die in dieser Arbeit im Fokus stehende Untersuchung der thermischen Schichtung und der winterlichen vertikalen Durchmischung war das grobe Gitter daher hinreichend geeignet. Die Resultate für das höher aufgelöste kurvilineare Modell unterscheiden sich nur wenig von jenen des quadratischen und sind daher hier nicht dargestellt.

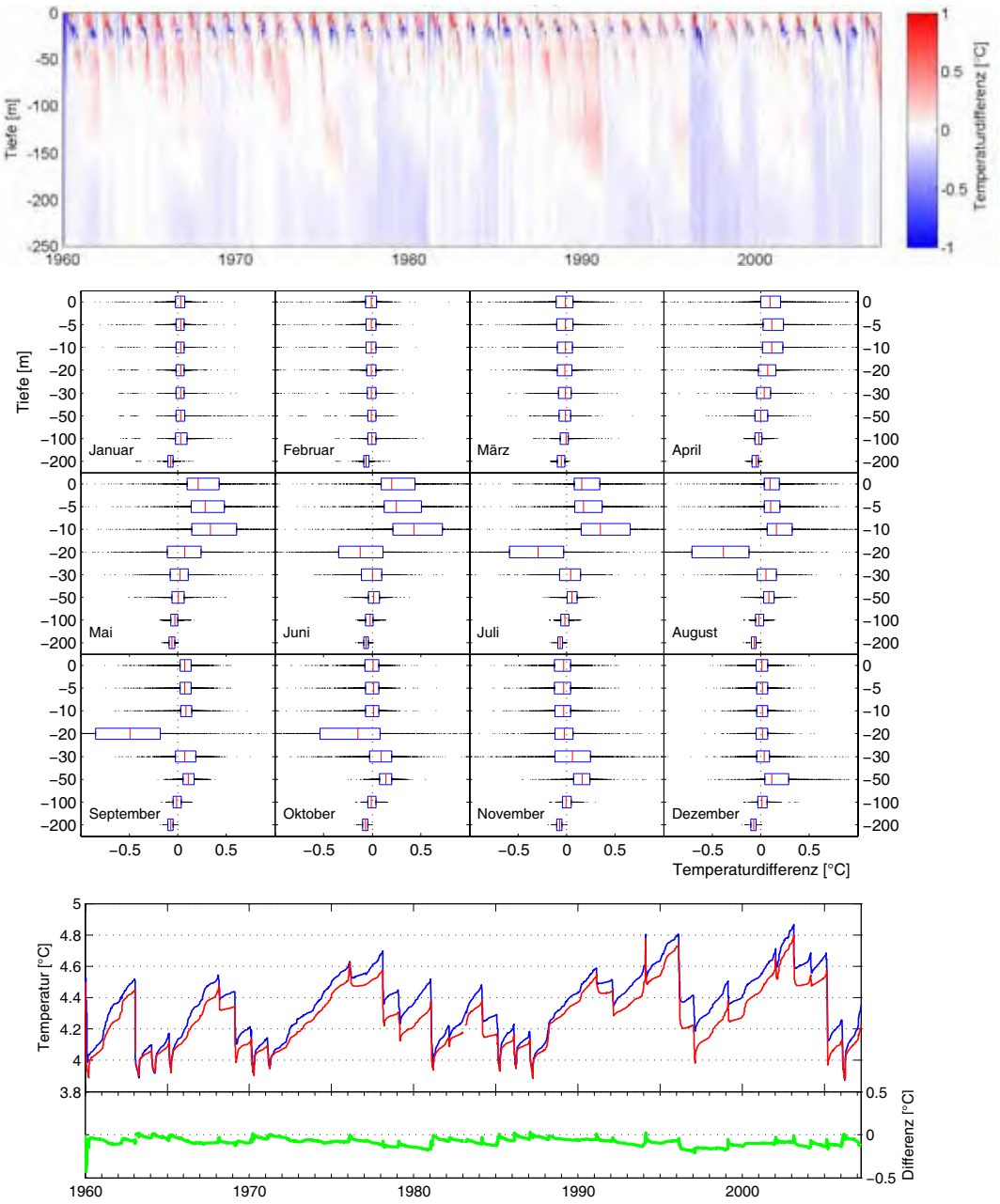


Abb. 7.1: Vergleich der Wassertemperaturen der Simulation (T^*) mit einem fein aufgelösten Gitter quadratischer Gitterzellen von 1x1 km² Größe gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}) für den Zeitraum vom 1.1.1960 bis 31.3.2007. *Oben:* Farbcodierte Darstellung der Differenz $\Delta T = T^*-T_{Ref}$. *Mitte:* Nach Monaten und Tiefenstufen getrennte Darstellung von ΔT. Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die rote Linie kennzeichnet den Median. Die Tiefenskala ist nicht distanztreu. *Unten:* T^* (rot), T_{Ref} (blau) und ΔT (grün) in 250 m Tiefe.

7.2 Einfluss der Lufttemperaturanpassung

Die Anpassung der Lufttemperaturzeitreihen (Kapitel 3.2) beeinflusst die Modellergebnisse erheblich. Durch einen Vergleich mit einer Simulation ohne entsprechende Anpassung wird dies deutlich (Abb. 7.2). Die Deckschichttemperaturen sind ab Oktober bis März deutlich kühler (im Mittel 1-2°C). Hierdurch findet in fast jedem Jahr eine winterliche Vollzirkulation statt, wodurch

auch die Tiefenwassertemperaturen insgesamt niedriger bleiben. Ab April bis August sind die Temperaturen der Deckschicht deutlich wärmer, im Mittel bis zu 2°C.

Die Ergebnisse der nicht modifizierten Zeitreihe weichen daher auch hinsichtlich der winterlichen vertikalen Durchmischung und dem Verlauf der Tiefenwassertemperaturen erheblich von den Messwerten und der Referenzsimulation ab.

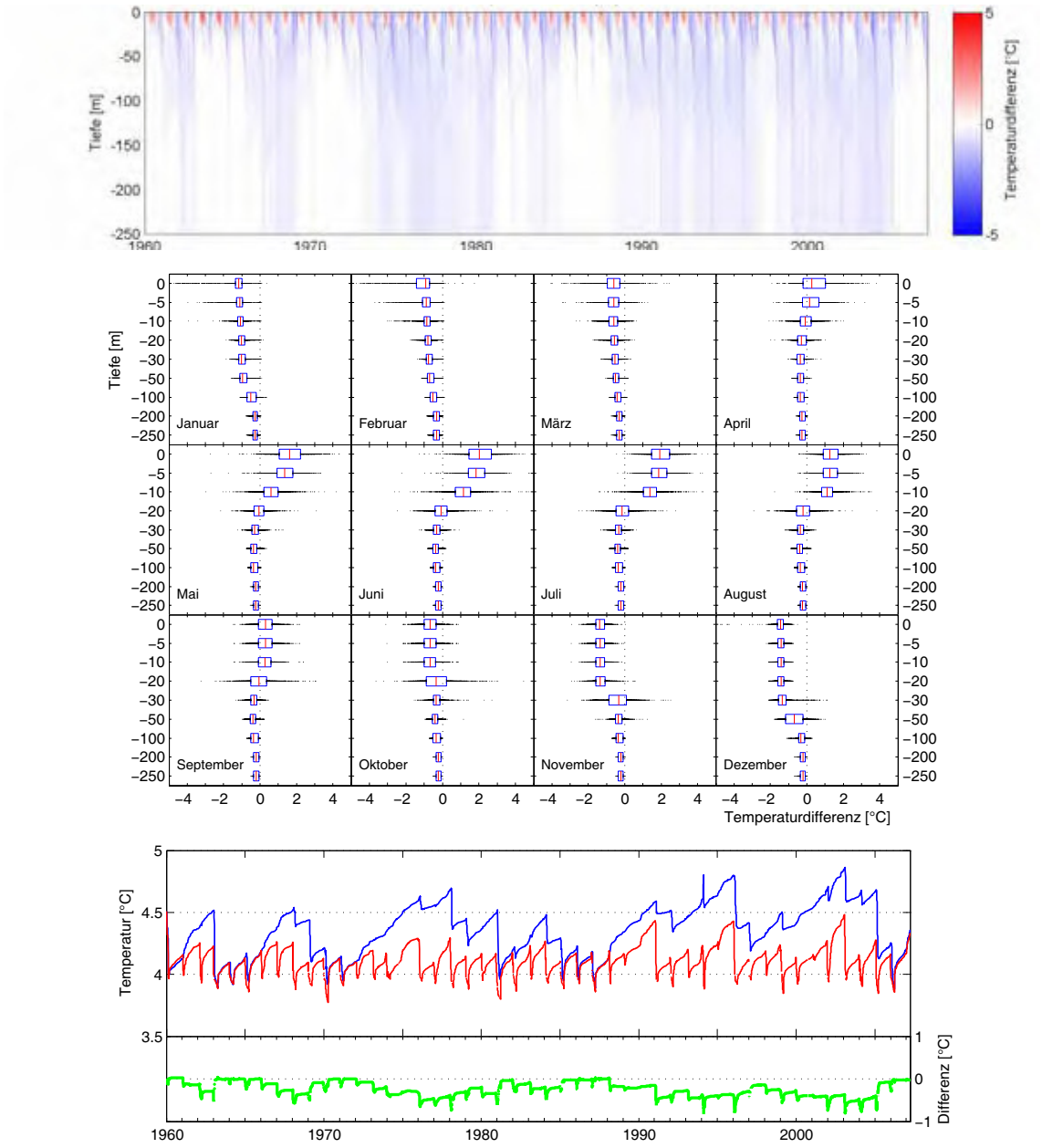


Abb. 7.2: Vergleich der Wassertemperaturen der Simulation (T^*) mit nicht modifizierten Lufttemperaturen gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}) für den Zeitraum vom 1.1.1960 bis 31.3.2007. *Oben:* Farbcodierte Darstellung der Differenz $\Delta T = T^*-T_{Ref}$. *Mitte:* Nach Monaten und Tiefenstufen getrennte Darstellung von ΔT. Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die rote Linie kennzeichnet den Median. Die Tiefenskala ist nicht distanztreu. *Unten:* T^* (rot), T_{Ref} (blau) und ΔT (grün) in 250 m Tiefe.

7.3 Einfluss der Winddatenanpassung

Wie sich die Anpassung der Windstärke und der Windrichtung (Kapitel 3.1) auf die Modellergebnisse auswirkt, wird durch einen Vergleich mit Simulationen, welche ohne die entsprechenden Anpassungen durchgeführt wurden, deutlich (Abb. 7.3). Der Windeinfluss auf die vertikale Durchmischung ist bei der Simulation ohne modifizierte Windzeitreihen bis Mitte der 1970er Jahre deutlich höher, was u.a. zu realitätsfernen Tiefenwassertemperaturen führt.

Der Einfluss der Anpassung der Windstärke und der Windrichtung endet in der zweiten Hälfte der 1970er Jahre. Danach ist nur noch das Abschneiden der Windspitzen bei 7,5 m/s für die Unterschiede verantwortlich. Im Hypolimnion führt diese Modifikation zu etwas kühleren Temperaturen und in der Deckschicht zu zeitweise geringfügig wärmeren Temperaturen, da das Abschneiden der Windspitzen die vertikale Durchmischung verringert. Der Einfluss auf die Tiefenwassertemperaturen ist jedoch sehr gering. Eine kurzeitige spitzenartige Abweichung findet man für den „Sturmwinter“ 1994 mit kurzfristig bis zu 0,4°C Unterschied (Abb. 7.3 unten).

Untersucht man die Anpassung der Windstärke und die Anpassung der Windrichtung getrennt (hier nicht dargestellt) zeigt, dass beide Modifikationen einen deutlichen Einfluss auf die Modellergebnisse haben, wobei jener der Windstärke etwas ausgeprägter ist.

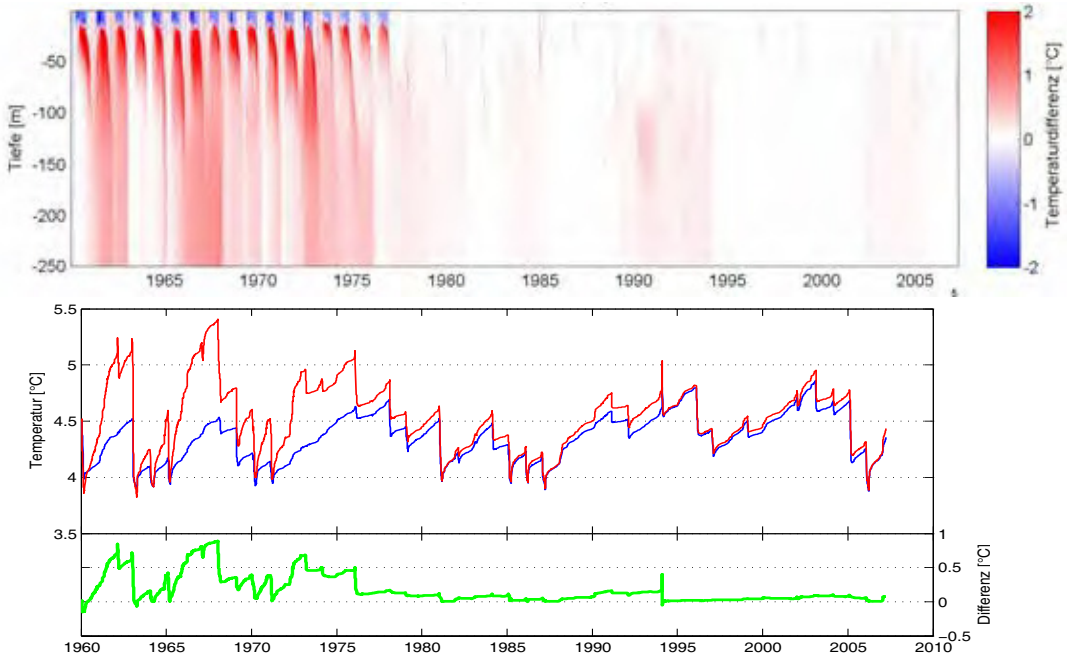


Abb. 7.3: Vergleich der Wassertemperaturen der Simulation (T^*) mit nicht angepassten Windstärke- und Windrichtungsdaten gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}) für den Zeitraum vom 1.1.1960 bis 31.3.2007. *Oben:* Farbcodierte Darstellung der Differenz $\Delta T = T^*-T_{Ref}$. *Unten:* T^* (rot), T_{Ref} (blau) und ΔT (grün) in 250 m Tiefe.

7.4 Einfluss von Zuflüssen

In der Referenzsimulation wurde auf die Berücksichtigung der Zu- und Abflüsse verzichtet, da einerseits deren Einfluss auf die seeweiten hydrodynamischen Prozesse als gering eingeschätzt wurde und zum anderen die kleinskaligen Strömungsverläufe der Zuflüsse durch das verwendete grobe Gitter nicht aufgelöst werden können. Mit einem vereinfachten Ansatz (Kapitel 3.5) wurden jedoch Vergleichsrechnungen durchgeführt, um eine grobe Abschätzung zum Einfluss der Zuflüsse zu erhalten. Die Zuflüsse wirken sich in dieser Simulation vorwiegend im oberen Bereich bis in etwa 40 m Tiefe auf die Wassertemperaturen aus und dies nur in der geschichteten Zeit (Abb. 7.4). Im Vergleich zur Referenzsimulation findet man im Epilimnion bis in den oberen Sprungschichtbereich kühlere Temperaturen, während der untere Sprungschichtbereich wärmer wird. Dies deutet auf eine verstärkte turbulente Durchmischung durch das Zuflusswasser hin. In Hochwasserjahren wie z.B. 1999 ist der Einfluss besonders ausgeprägt. Die winterlichen Verhältnisse und somit insbesondere die Tiefenwassererneuerung bleiben dahingegen nahezu unverändert.

Zu beachten ist, dass die Berechnungen mit „geglätteten“ Zu-/Abflussmengen durchgeführt wurden, welche aus den Wasserständen des Bodensees abgeleitet wurden und zudem auch keine Sedimentbeladung beinhalten. Zudem werden Flusswasserfahnen mit der groben Gitterauflösung des Modells räumlich nicht hinreichend aufgelöst. Die kleinräumigen Auswirkungen von Hochwasserabflüssen werden daher von dem hier verwendeten Modellansatz nicht aufgelöst.

Der hier durchgeführte Vergleich sowie die gute Abbildung der Wassertemperaturen in der Referenzsimulation trotz fehlender Berücksichtigung der Zuflüsse (Kapitel 6.1) rechtfertigen die Annahme, dass die Zuflüsse für die Temperaturverhältnisse und die Tiefenwassererneuerung des Bodensees insgesamt von untergeordneter Bedeutung ist.

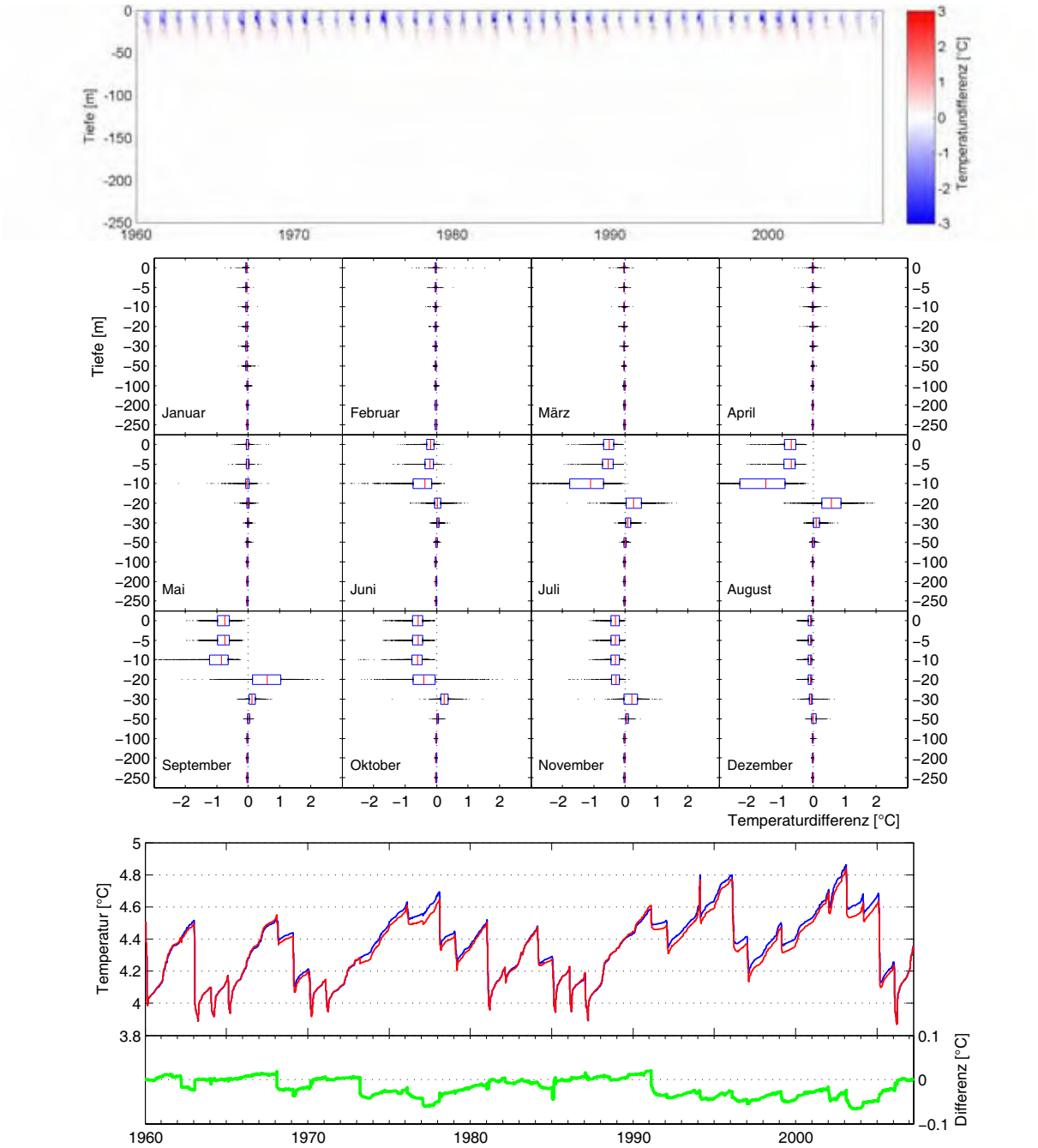


Abb. 7.4: Vergleich der Wassertemperaturen der Simulation (T^*) mit Zu- und Abfluss gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}) für den Zeitraum vom 1.1.1960 bis 31.3.2007. *Oben:* Farbcodierte Darstellung der Differenz $\Delta T = T^*-T_{Ref}$. *Mitte:* Nach Monaten und Tiefenstufen getrennte Darstellung von ΔT. Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die rote Linie kennzeichnet den Median. Die Tiefenskala ist nicht distanztreu. *Unten:* T^* (rot), T_{Ref} (blau) und ΔT (grün) in 250 m Tiefe.

7.5 Einfluss der Startbedingungen

Zur Untersuchung der Empfindlichkeit des Modells auf veränderte Anfangsbedingungen sowie die Persistenz des Seezustandes wurden Rechnungen mit stark modifizierten Anfangsbedingungen für unterschiedliche Startzeitpunkte durchgeführt (von 1960 bis 1992, in jedem zweiten Jahr) und mit der Referenzsimulation verglichen. Die Anfangstemperaturwerte wurden auf für den gesamten Wasserkörper auf 10°C bzw. 0°C gesetzt.

Die Ergebnisse zeigen, dass sich die Oberflächentemperaturen sehr schnell an die Temperaturen der Referenzzeitreihe angleichen (nicht dargestellt). Dahingegen kann es im Tiefenwasser mehrere Jahre dauern, bis die Unterschiede verschwinden (Abb. 7.5). Ein Angleichen von der stark überhöhten Temperatur an die Referenzsimulation erfolgt relativ rasch, wenn früh ein oder mehrere Winter mit gutem Tiefenwasseraustausch eintreten. Bei insgesamt eher schwacher winterlicher vertikaler Durchmischung dauert es dahingegen deutlich länger, bis sich die Temperaturen angleichen, in den Simulationen bis zu einer Dekade. Bei einer Anfangstemperatur der Wassersäule von 0°C zeigt sich ein anderes Relaxationsverhalten. Im ersten Jahr erwärmt sich das Tiefenwasser in sehr kurzer Zeit bis auf 4°C. Danach kann es mehrere Jahre dauern, bis sich die Temperaturen vollends an die Referenzsimulation angeglichen haben. Auch hier hängt das „Erinnerungsvermögen“ des Sees hinsichtlich der Temperaturverhältnisse sehr von der winterlichen vertikalen Durchmischung ab. Tritt früh ein Winter mit guter vertikaler Mischung ein, gleichen sich die Temperaturen in der Regel sehr schnell an.

Da in der Referenzsimulation ein möglichst realitätsnaher Anfangszustand der Wassertemperaturen gewählt wurde, war hier keine lange Anpassungsphase erforderlich.

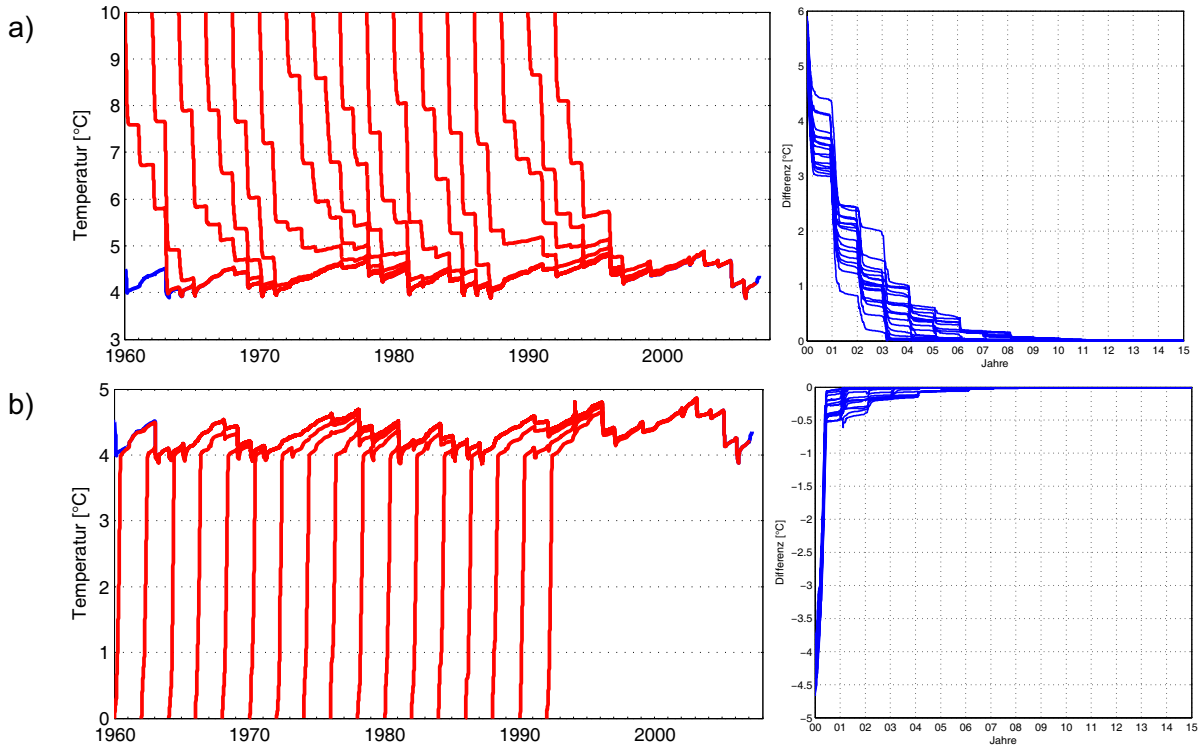


Abb. 7.5: *Links:* Temperaturverläufe in 250 m Tiefe von 17 Läufen (rot), welche in jedem zweiten Jahr von 1960 bis 1992 zum Jahresbeginn mit einer Wassertemperatur von 10°C (a) bzw. 0°C (b) in der gesamten Wassersäule begannen. Die Temperaturen gleichen sich im Verlauf mehrerer Jahre an den Referenzlauf (blau, nur teilweise erkennbar) an. *Rechts:* Abweichung dieser Simulationsläufe von der Referenzzeitreihe. Die Zeitachse beginnt hier jeweils mit dem Simulationsstart.

8 Modelluntersuchungen mit veränderten Antriebszeitreihen

Mit der vergleichenden Untersuchung von Szenarien veränderter meteorologischer Verhältnisse (Kapitel 5.2) gegenüber der Referenzsimulation lassen sich die Auswirkungen dieser Veränderungen auf die Temperatur-, Schichtungs- und Durchmischungsverhältnisse analysieren. Bei den Szenarien wurde jeweils nur ein Parameter verändert, wodurch ein klarer Zusammenhang zwischen Ursache und Wirkung gegeben ist und die Prozessabläufe leichter interpretierbar sind, als bei komplexen multivariaten Szenarien. Variiert wurden alle meteorologischen Antriebsgrößen, welche das Modell verwendet: die Lufttemperatur, das Windfeld, die relativen Feuchte und die Wolkenbedeckung.

8.1 Szenarien: Lufttemperaturänderung um einen festen Betrag

Bereits eine geringe Veränderung der Lufttemperaturen um wenige Zehntel °C führt in den Simulationen zu merklichen Veränderungen der Temperaturen in der gesamten Wassersäule. Zudem lassen sich auch Auswirkungen auf das „Sägezahnmuster“ im Tiefenwasser erkennen: Im moderaten Abkühlungsszenario um ΔT_{Luft}= -0,4°C sind bereits einige zusätzlichen „Zacken“ erkennbar (Abb. 8.1), also eine häufigere winterliche Durchmischung, während in allen Temperaturerhöhungsszenarien die Anzahl der Abkühlungsereignisse im Tiefenwasser seltener sind (Beispiel ΔT_{Luft} = +1,0°C in Abb. 8.2). Dies zeigt, dass sich bereits relative kleine Temperaturänderungen merklich auf die Tiefenwassererneuerung auswirken. In Kapitel 9 wird die Stärke der winterlichen vertikalen Durchmischung mit Hilfe von numerischen Markierungsstoffen (Tracer) genauer untersucht.

In den oberen Wasserschichten entspricht die mittlere Änderung der Wassertemperatur annähernd der Lufttemperaturerhöhung ΔT_{Luft}. Dies weist auf eine enge Kopplung der Wärmeflüsse an die Lufttemperatur hin, welche sich vorwiegend durch den konvektiven Wärmeaustausch ergibt (Gl. 2.42).

Unterhalb der Sprungschicht im Bereich von etwa 20-40 m ist die Temperaturänderung bereits merklich geringer. In den Erwärmungsszenarien bedeutet dies eine Stabilisierung der Schichtung, da sich der vertikale Temperaturgradient erhöht und damit auch der Dichtegradient.

Einschwingphase des Modells bei den Szenarien veränderter Lufttemperatur

Die Erwärmungs- und Abkühlungsszenarien wurden jeweils zweimal mit unterschiedlichen Anfangsbedingungen durchgeführt: In einem *ersten Lauf* mit den gleichen Anfangsbedingungen wie der Referenzlauf und in einem *zweiten Lauf* mit den Temperaturverhältnissen, welche sich gegen Ende des ersten Laufs zum 1.1.2007 eingestellt hatten (Anhang Tab. A.2).

Der Grund hierfür war, dass im ersten Lauf der Anfangszustand nicht charakteristisch ist für die klimatischen Verhältnisse des Szenarios, so dass der Lauf die Reaktion des Sees auf eine plötzliche Klimaveränderung beschreibt. Gegen Ende des ersten Laufs haben sich die Temperaturverhältnisse bereits an die veränderten klimatischen Randbedingungen angepasst, so dass der zweite Lauf jeweils mit Temperaturverhältnissen begann, welche dem veränderten Klima in etwa entsprechen. Der betrachtete Zeitraum ist jedoch durch einen Erwärmungstrend der Luft- und Wassertemperaturen geprägt, so dass nur in grober Näherung von quasi-stationären Verhältnissen ausgegangen werden kann.

Im Szenario mit einer Lufttemperaturerhöhung um ΔT_{Luft}= +4°C ist das Wasser gegen Ende des ersten Laufs zum 1.1.2007 an der Oberfläche ca. 10,7°C und im Hypolimnion ca. 7°C warm. Diese Temperaturverhältnisse wurden im zweiten Lauf als Startbedingungen verwendet. Im Vergleich dieser beiden Läufe (Abb. 8.3) zeigt sich, dass die Anpassungszeit hier sehr lange dauert (ca. 25 Jahre). In dieser Phase steigt die Hypolimniontemperatur im ersten Lauf stetig an: Das kühlere und damit schwerere Tiefenwasser führt offensichtlich zu stabilen Schichtungs-

verhältnissen, welche die winterliche vertikale Durchmischung behindern, so dass im Tiefenwasser keine Auskühlungsereignisse erkennbar sind.

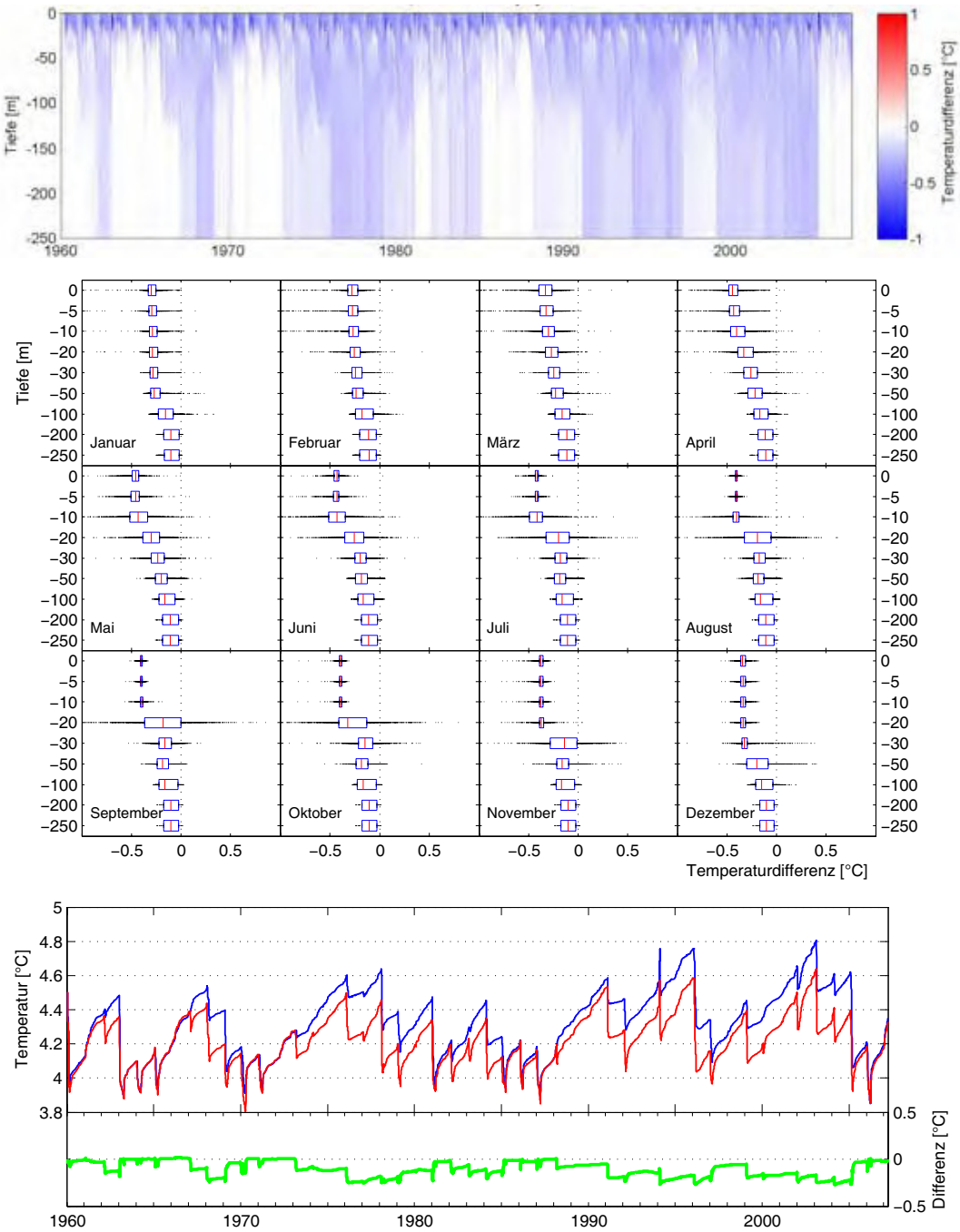


Abb. 8.1: Vergleich der Wassertemperaturen der Simulation (T^*) mit um -0.4°C verminderten Lufttemperaturen und daran angepassten Startbedingungen gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}) für den Zeitraum von 1.1.1960 bis 31.3.2007. *Oben:* Farbcodierte Darstellung der Differenz $\Delta T = T^*-T_{Ref}$. *Mitte:* Nach Monaten und Tiefenstufen getrennte Darstellung von ΔT. Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die rote Linie kennzeichnet den Median. Die Tiefenskala ist nicht distanztreu. *Unten:* T^* (rot), T_{Ref} (blau) und ΔT (grün) in 250 m Tiefe.

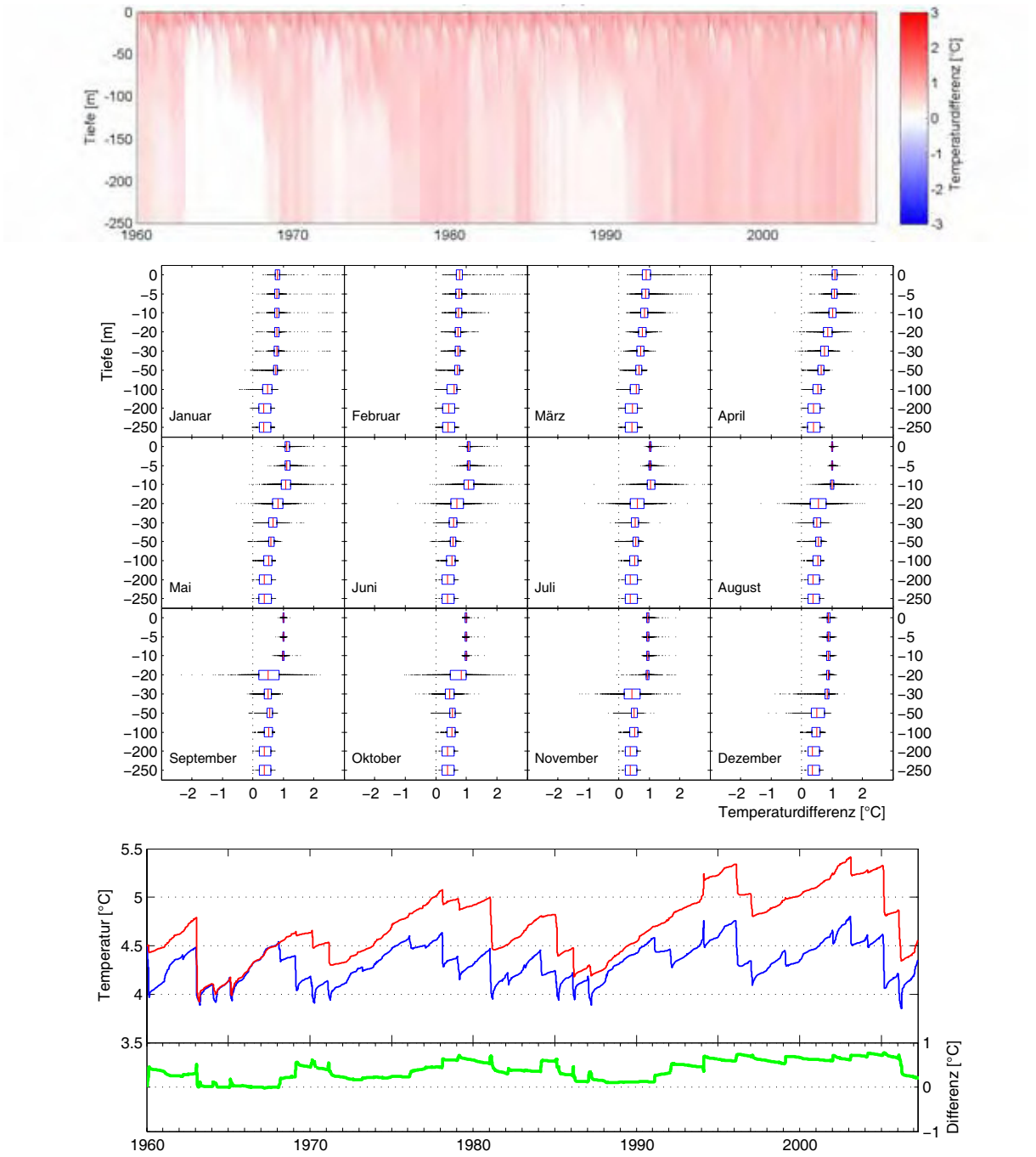


Abb. 8.2: Vergleich der Wassertemperaturen der Simulation (T^*) mit um +1.0°C erhöhten Lufttemperaturen und daran angepassten Startbedingungen gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}) für den Zeitraum von 1.1.1960 bis 31.3.2007. *Oben:* Farbcodierte Darstellung der Differenz $\Delta T = T^*-T_{Ref}$. *Mitte:* Nach Monaten und Tiefenstufen getrennte Darstellung von ΔT. Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die rote Linie kennzeichnet den Median. Die Tiefenskala ist nicht distanztreu. *Unten:* T^* (rot), T_{Ref} (blau) und ΔT (grün) in 250 m Tiefe.

Auch im zweiten Lauf ist eine sehr lange Phase ohne Abkühlungsereignisse des Tiefenwassers erkennbar. Diese beginnt nach dem extremen Auskühlungsereignis von 1963 ein, welches zu einem deutlichen Temperaturabfall im Hypolimnion um ca. 1°C führte. In den Szenarien mit deutlich erhöhten Lufttemperaturen können einzelne starke winterliche Auskühlungsereignisse offensichtlich zu Temperaturverhältnissen im Tiefenwasser führen, welche die winterliche vertikale Durchmischung über viele Jahre hinweg erschweren.

Die Anpassungszeit zwischen dem ersten und dem zweiten Lauf beträgt beim Szenario mit ΔT_{Luft}= +3°C etwa 20 Jahren und bei ΔT_{Luft}= +2°C etwa 10 Jahren. Bei ΔT_{Luft}= +1°C gleichen sich die Temperaturen bereits nach 3 Jahren im kalten Winter von 1963 an. Im Abkühlungsszenario mit ΔT_{Luft}= -0,4°C sind die Temperaturen bereits im ersten Jahr angeglichen.

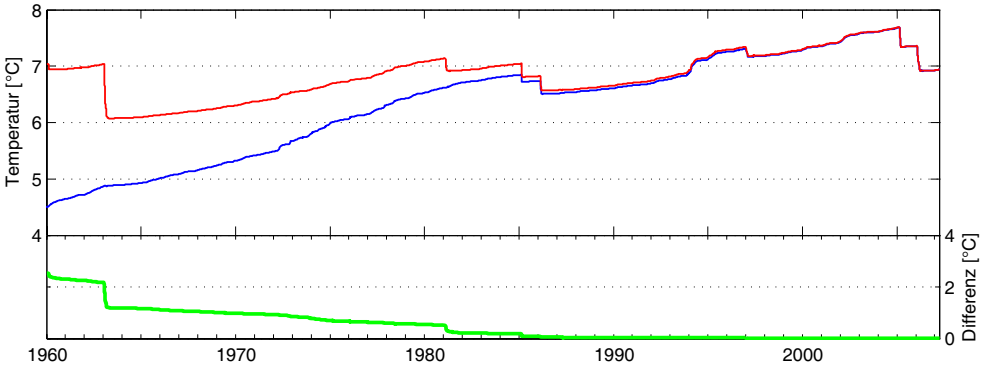


Abb. 8.3: Vergleich der Wassertemperaturen in 250 m Tiefe von zwei Simulationen mit einer um +4°C erhöhten Lufttemperatur aber unterschiedlichen Wassertemperaturen zum Beginn der Berechnung: Der erste Modelllauf (blau) verwendet dieselben Anfangswerte, wie die Referenzsimulation. Der zweite Modelllauf (rot) verwendet die Temperaturverhältnisse, welche sich im ersten Lauf zum 1.1.2007 ergaben (7,0°C in 250 m Tiefe). Die Simulationen decken den Zeitraum vom 1.1.1960 bis 31.3.2007 ab. Die Differenz $\Delta T = T_{Lauf2} - T_{Lauf1}$ der beiden Temperaturzeitreihen ist grün dargestellt.

Erwärmung des Tiefenwassers bei den Szenarien veränderter Lufttemperatur

Eine stabilere Schichtung auf Grund erhöhter vertikaler Temperaturunterschiede und der Nicht-Linearität der Temperatur-Dichte-Beziehung des Wassers kann zur Folge haben, dass die vertikale Durchmischung und somit die Erwärmung des Tiefenwassers langsamer verläuft. Um zu untersuchen, wie sehr sich die Erwärmung des Tiefenwassers im zweiten Lauf des +4°C-Szenarios von der Referenzsimulation unterscheidet, wurde die Verteilungsstatistik der täglichen Temperaturänderungen des Hypolimnions analysiert (Abb. 8.4): Betrachtet man nur die Erwärmungswerte findet man in der Referenzsimulation einen Median von $0{,}24 \cdot 10^{-3}$ °C/Tag, während im Erwärmungsszenario nur ein Anstieg $0{,}06 \cdot 10^{-3}$ °C/Tag erreicht wird. Dies zeigt, dass der vertikale Austausch während der geschichteten Zeit im Erwärmungsszenario deutlich abgeschwächt ist und somit weniger Wärme in die Tiefe eingetragen wird.

Die vertikale Durchmischung innerhalb des Hypolimnions ist erkennbar von den vertikalen Temperaturgradienten abhängig (Abb. 8.5): Im Erwärmungsszenario bilden sich in den Phasen, in welchen über mehrere Jahre kein Tiefenwasserabkühlung erkennbar ist, zwischen den Tiefen 150 und 250 m Temperaturunterschiede von wenigen Zehntel °C. In diesen Phasen erhöhter vertikaler Temperaturgradienten fällt die vertikale Wirbeldiffusivität DtV merklich schwächer aus.

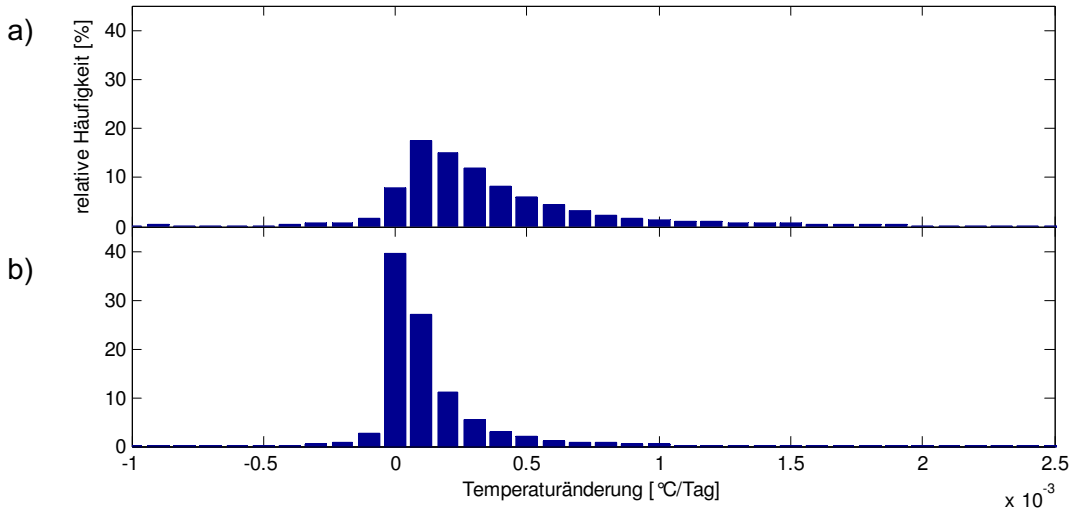


Abb. 8.4: Häufigkeitsverteilung der täglichen Temperaturänderungen in 250 m Tiefe für a) die Referenzsimulation und b) das Szenario mit um +4°C erhöhten Lufttemperaturen und Anfangswerten der Wassertemperaturen von 7,0°C in 250 m Tiefe. Der Wertebereich der Temperaturänderung wurde zur besseren Darstellung auf 10^{-3} bis $2{,}5 \cdot 10^{-3}$ °C/Tag begrenzt.

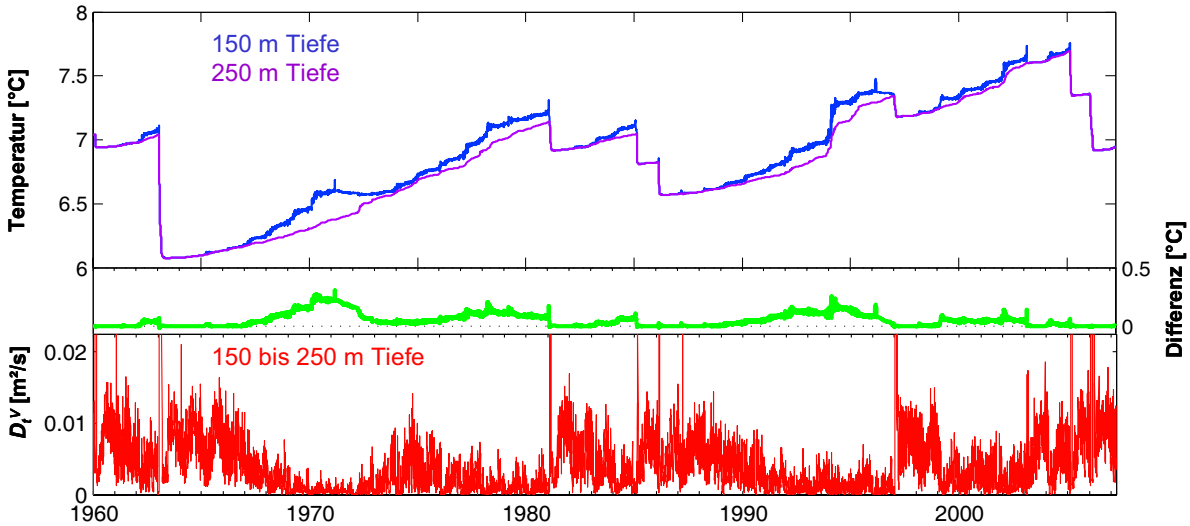


Abb. 8.5: *Oben:* Wassertemperaturen in 150 und 250 m Tiefe für das Szenario mit um +4°C erhöhten Lufttemperaturen und Anfangstemperaturen von 7,0°C in 250 m Tiefe. *Mitte:* Temperaturdifferenz zwischen den beiden Tiefenstufen. *Unten:* Vertikal über den Tiefenbereich von 150 bis 250 m gemittelte Werte der vertikalen Wirbeldiffusivität D_t^V. Der Wertebereich von D_t^V wurde zur besseren Darstellung auf 0 bis 0,023 m²/s begrenzt, da zeitweise sehr viel größere Werte auftreten (v.a. bei winterlichem Tiefenwasseraustausch).

Änderung des Wärmeflusses

Bei den Temperaturszenarien bleibt nur die Wärmeflusskomponente der kurzwelligen solaren Einstrahlung gegenüber der Referenzsimulation unverändert. Im +1°C-Szenario (Abb. 8.6) zeigt der Gesamtwärmefluss auf Grund der höheren Lufttemperaturen eine etwas schwächere Auskühlung des Sees von November bis Februar und eine im März etwas stärkere Erwärmung. Von April bis August nimmt der See dahingegen weniger Wärme auf, was sich durch eine stabilere Schichtung der Deckschicht erklären lässt. Die Veränderungen des Gesamtwärmeflusses Q_{tot} werden vorwiegend durch den konvektiven Wärmeaustausch Q_{co} bestimmt, während sich die Verdunstung Q_{ev} und die effektive Rückstrahlung Q_{eb} im Erwärmungsszenarios nur geringfügig von der Referenzsimulation unterscheiden. Die kurzwellige solare Einstrahlung bleibt unverändert.

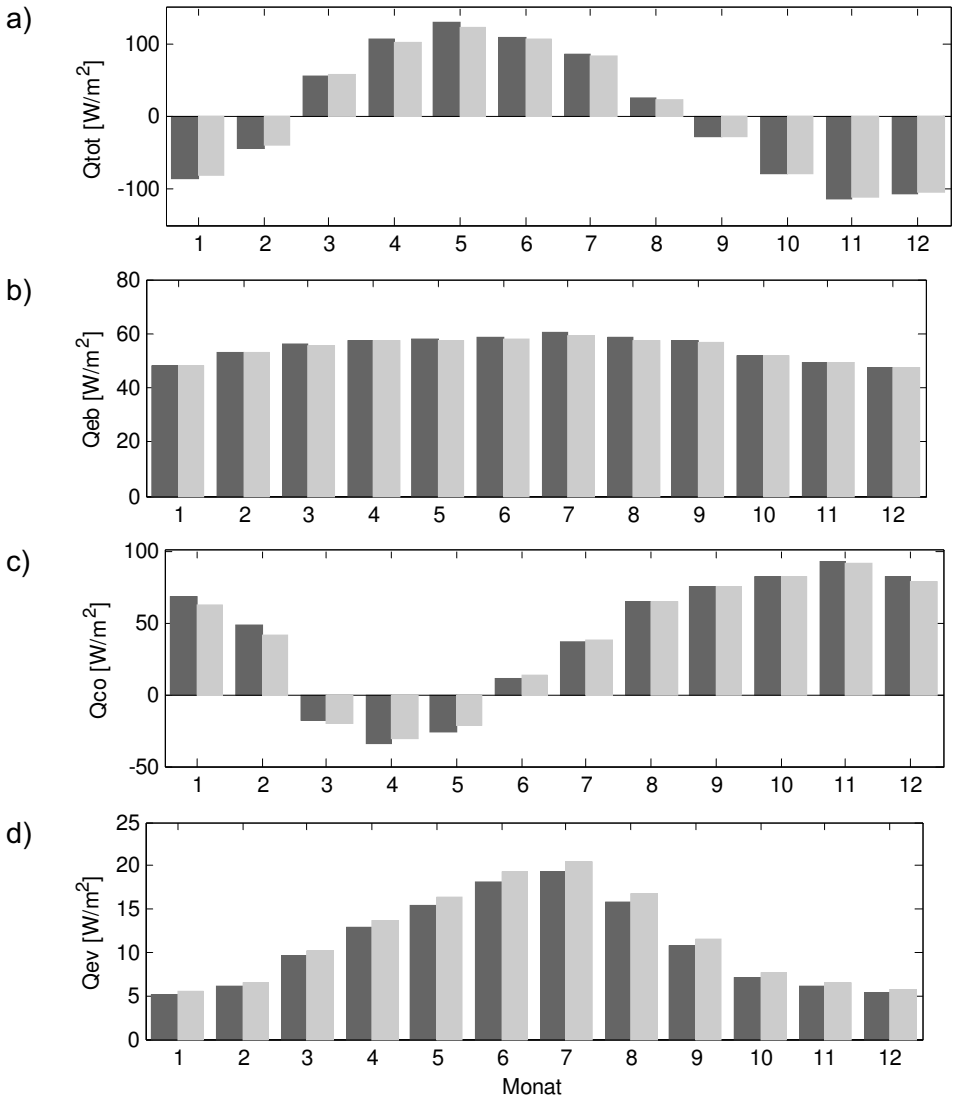


Abb. 8.6: Saisonaler Verlauf des Gesamtwärmeflusses Q_{tot} (a), der effektiven langwelligen Rückstrahlung Q_{eb} (b), dem konvektiven Wärmefluss Q_{co} (c) und dem Verdunstungswärmefluss Q_{ev} (d) für die Simulation mit um +1,0°C erhöhten Lufttemperaturen und daran angepassten Startbedingungen (grau) gegenüber der Referenzsimulation (schwarz) für den Zeitbereich vom 1.1.1960 bis 31.3.2007.

8.2 Szenarien: Saisonale Änderung der Lufttemperaturen um einen festen Betrag

In den hier beschriebenen Szenarien wurde die Lufttemperatur jeweils nur für ein bestimmtes Quartal geändert (vgl. Kapitel 5.2), so dass sich die saisonale Wirkung des Lufttemperatureinflusses besser untersuchen lässt.

Am Beispiel einer Lufttemperaturerhöhung von +2°C (Abb. 8.7) erkennt, dass sich nur die Änderung im Quartal DJF (Dezember bis Februar) (siehe auch Abb. 8.8) merklich auf die Tiefenwassertemperaturen ausgewirkt hat. Bei diesem Szenario hat sich die winterliche vertikale Durchmischung offensichtlich erheblich verändert: Ähnlich wie bei den Szenarien mit konstanter Temperaturerhöhung für das gesamte Jahr (Kapitel 8.1) werden bei diesem Szenario die Abkühlungsereignisse im Tiefenwasser seltener. Die Deckschichttemperaturen im übrigen Jahr werden durch die Erwärmung im Quartal DJF dahingegen kaum verändert.

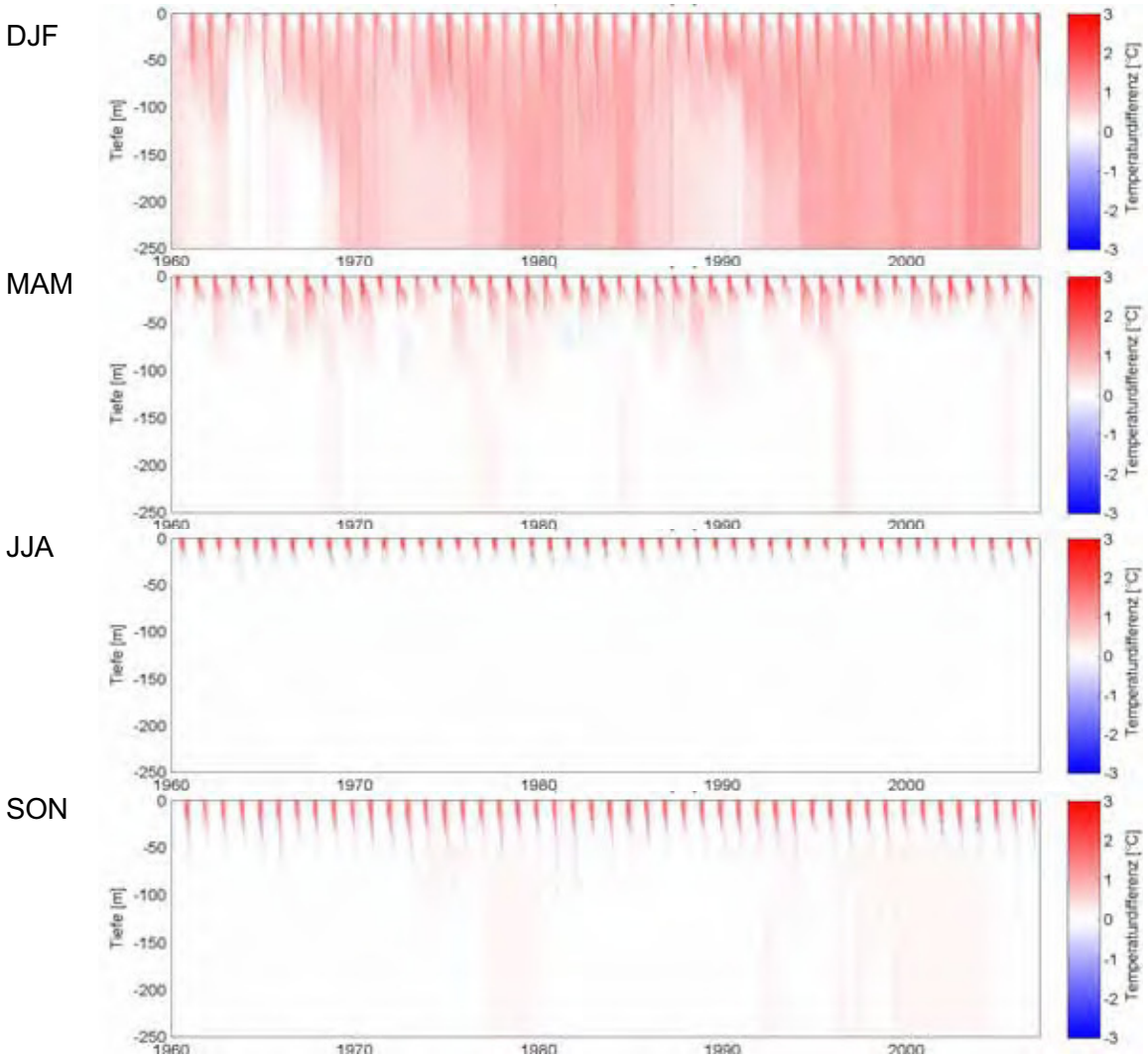


Abb. 8.7: Abweichung $\Delta T = T^{*}-T_{Ref}$ der Wassertemperaturen der Simulationen mit saisonal erhöhter Lufttemperatur (T^{*}) gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}). Die Lufttemperatur wurde in den Szenarien um 2°C für jeweils ein Quartal erhöht (Angabe links neben den Graphiken. DJF: Dezember bis Februar, usw.).

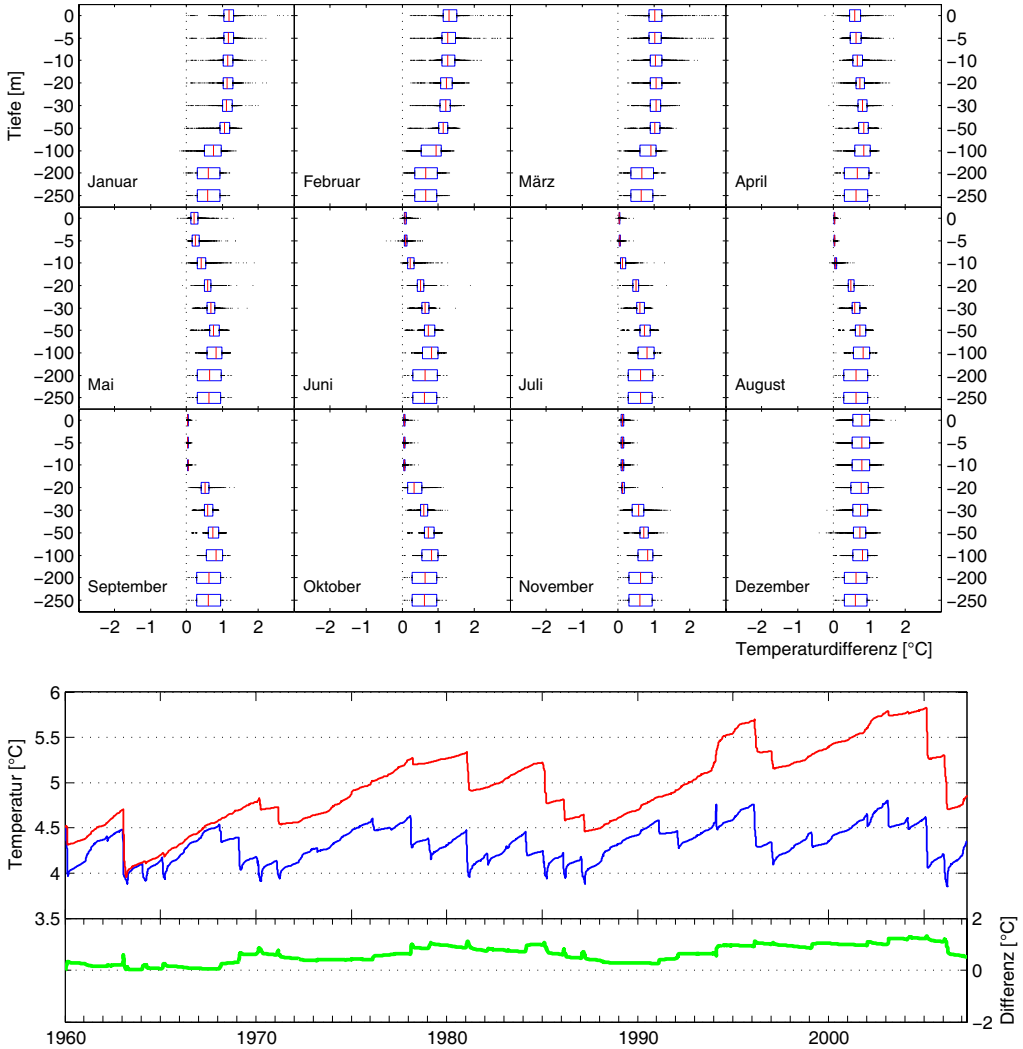


Abb. 8.8: Vergleich der Wassertemperaturen der Simulation (T^*) mit um +2°C erhöhten Lufttemperaturen im Quartal Dezember bis Februar (DJF) gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}). *Oben:* Nach Monaten und Tiefenstufen getrennte Darstellung von $\Delta T = T^*-T_{Ref}$. Wegen der anfänglichen „Einschwingphase“ bei T^* wurde die statistische Auswertung erst ab 1.1.1970 bis 31.3.2007 durchgeführt. Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die rote Linie kennzeichnet den Median. Die Tiefenskala ist nicht distanztreu. *Unten:* T^* (rot), T_{Ref} (blau) und ΔT (grün) in 250 m Tiefe für den Zeitraum vom 1.1.1960 bis 31.3.2007.

Die Wirkung eines wärmeren Quartals MAM (März bis Mai) ist tiefer greifend als eine Erwärmung in JJA (Juni bis August) oder SON (September bis November), da die thermische Schichtung zu Beginn des Quartals MAM noch nicht oder nur schwach ausgeprägt ist und somit mehr Wärme in tiefere Schichten transportiert werden kann.

Bei der Erwärmung im Sommerquartal JJA findet man unterhalb der Deckschicht einen Bereich leichter Abkühlung (Abb. 8.9), welche auf eine Stabilisierung der Schichtung im Metalimnionbereich hinweist. Der Grund hierfür liegt in der vertikal unterschiedlich starken Erwärmung, welche zu einer Erhöhung des Dichtegradienten in der Sprungschicht führt. Zudem verhält sich die Temperatur-Dichte-Beziehung von Wasser nicht-linear, wodurch sich bei höheren Temperaturen bei gleicher Temperaturdifferenz einen höherer Dichteunterschied ergibt.

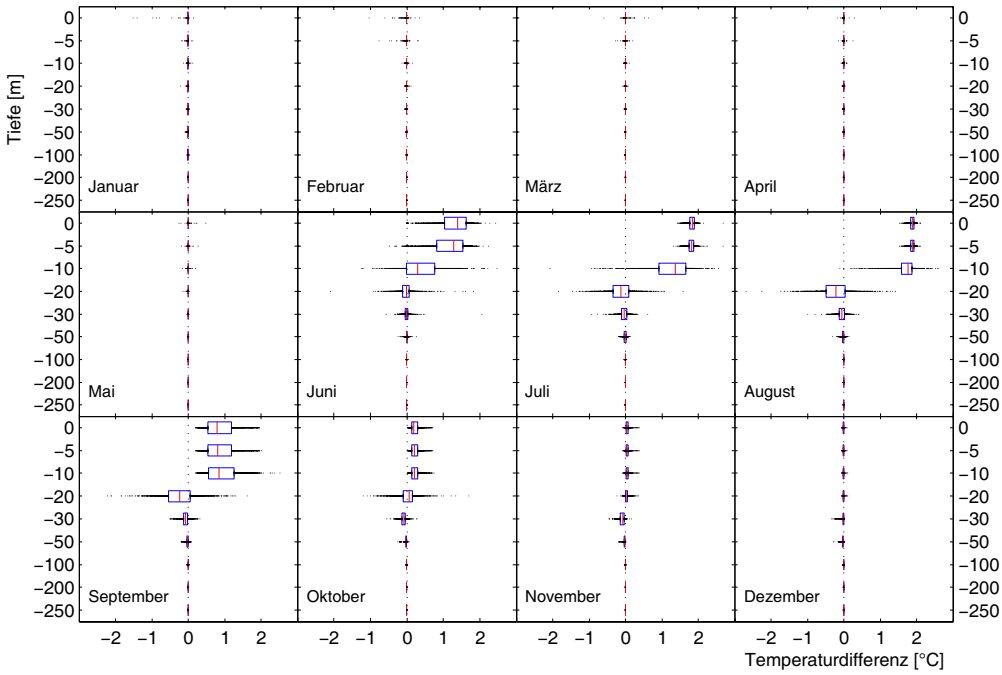


Abb. 8.9: Vergleich der Wassertemperaturen der Simulation (T^*) mit um +2°C erhöhten Lufttemperaturen im Quartal Juni bis August (JJA) gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}): Nach Monaten und Tiefenstufen getrennte Darstellung von $\Delta T = T^*-T_{Ref}$ für den Zeitraum vom 1.1.1960 bis 31.3.2007. Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die rote Linie kennzeichnet den Median. Die Tiefenskala ist nicht distanztreu.

8.3 Szenarien: Änderung der Variabilität der Lufttemperaturzeitreihen

Die Simulationsrechnungen mit veränderter Variabilität der Lufttemperatur zeigen gegenüber der Referenzzeitreihe sowohl leichte Erwärmungen wie auch Abkühlungen. Am stärksten ausgeprägt sind die Änderungen in den oberen Wasserschichten bis in die Sprungschicht. Die Variabilitätserhöhung um den Faktor 0,5 (Abb. 8.10) verursacht im Sommerhalbjahr tendenziell etwas kühlere Temperaturen im Bereich der Sprungschicht. Bei der Variabilitätsverringerung um den Faktor -0,5 verhält sich diese Änderung entsprechend umgekehrt (nicht dargestellt).

Änderungen im saisonalen Verlauf des Gesamtwärmeflusses sind im Wesentlichen durch den konvektiven Wärmeflusses bedingt (Abb. 8.11): Von März bis Mai ist der Wärmegewinn des Sees bei erhöhter Variabilität geringer. In dieser Zeit bildet sich ein gegenüber der Referenzsimulation ein kühlerer Bereich unterhalb der Deckschicht (Abb. 8.10).

Einen möglichen Erklärungsversuch, weshalb sich gegenüber der Referenzsimulation im Frühjahr an der Oberfläche im Mittel höhere Temperaturen bilden, darunter jedoch niedrigere, basiert auf der Temperaturabhängigkeit der Dichte des Wassers: Auf Grund der noch schwach geschichteten Verhältnisse im Frühjahr führen Phasen verstärkter Auskühlung in dieser Zeit dazu, dass das hierbei gebildete kalte und damit schwerere Wasser einige Meter in tiefere Wasserschichten vordringen kann, woraus sich die Ausbildung des kühleren Bereiches unterhalb der Deckschicht erklärt. In stärker ausgeprägten Warmphasen wird dahingegen die oberflächennahe Schichtung stabilisiert. Die daraus folgende geringere vertikale Durchmischung bewirkt ebenfalls, dass sich im Vergleich zur Referenzsimulation unterhalb der Deckschicht kühlere Temperaturen bilden. Insgesamt wird hierdurch weniger Wärme aufgenommen (Abb. 8.11). Im Sommer können diese Abläufe auf Grund der stärkeren Schichtung und der insgesamt höheren Lufttemperaturen dann nicht mehr in dieser Weise wirken, so dass sich der kühlere Bereich bis zum Herbst hin wieder abbaut und die Wärmeflüsse annähernd denen der Referenzsimulation entsprechen.

Von Oktober bis Januar sind die Wärmeverluste des Sees bei erhöhter Lufttemperaturvariabilität etwas geringer, wodurch die winterlichen Wassertemperaturen im Mittel etwas über jenen der Referenzsimulation liegen. Möglicherweise wird die tief greifende konvektive Durchmischung durch den stärkeren Unterschied zwischen Warm- und Kaltphasen etwas behindert.

Die Auswirkungen des Szenarios geänderter Variabilität sind insgesamt sehr gering und haben auf den Sägezahnverlauf der Hypolimniontemperaturen keinen erheblichen Einfluss. Die winterliche vertikale Durchmischung wird durch die untersuchten Variabilitätsänderungen offensichtlich kaum beeinflusst.

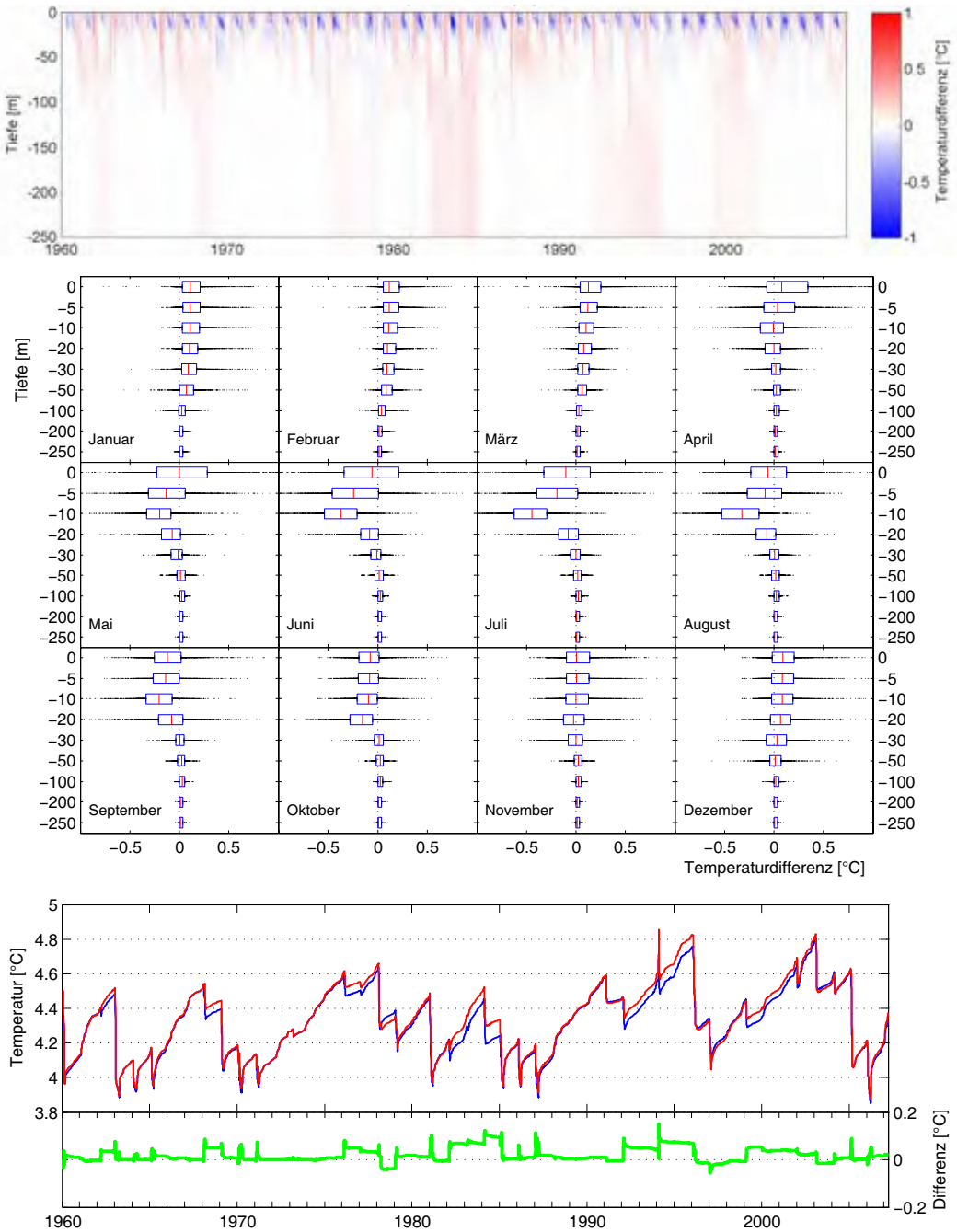


Abb. 8.10: Vergleich der Wassertemperaturen der Simulation (T^*) mit um den Faktor 0,5 erhöhter Variabilität gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}) für den Zeitraum vom 1.1.1960 bis 31.3.2007. *Oben:* Farbcodierte Darstellung der Differenz $\Delta T = T^*-T_{Ref}$. *Mitte:* Nach Monaten und Tiefenstufen getrennte Darstellung von ΔT. Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die rote Linie kennzeichnet den Median. Die Tiefenskala ist nicht distanztreu. *Unten:* T^* (rot), T_{Ref}

(blau) und ΔT (grün) in 250 m Tiefe.

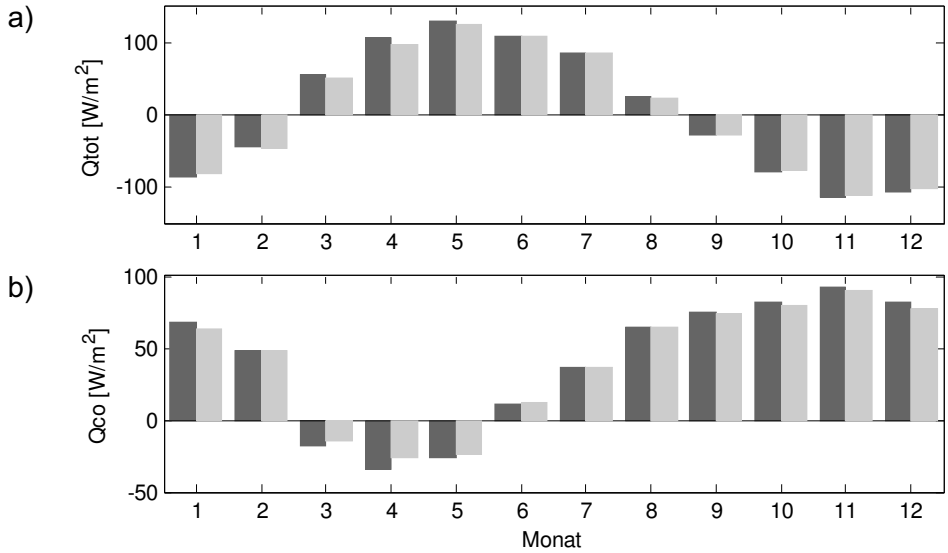


Abb. 8.11: Saisonaler Verlauf des Gesamtwärmeflusses Q_{tot} (a) und des konvektiven Wärmeflusses Q_{co} (b) für die Simulation mit einer um den Faktor 0,5 erhöhten Variabilität der Lufttemperatur (grau) gegenüber der Referenzsimulation (schwarz) für den Zeitbereich vom 1.1.1960 bis 31.3.2007.

8.4 Szenarien: Windstärkeänderung durch konstanten Änderungsfaktor

Wie sich veränderte Windstärken auf die Durchmischungs- und Transportvorgänge im See auswirken, wurde durch Multiplikation der Windstärken mit einem konstanten Faktor untersucht (Kapitel 5.2). Im Folgenden werden die beiden Szenarien einer 20%igen Verstärkung bzw. Abschwächung vorgestellt.

Über die Anregung von Strömungen und internen Schwingungen erhöht ein stärkerer Windantrieb die turbulente Durchmischung (Abb. 8.12). Im Sommerhalbjahr wird hierdurch das warme Oberflächenwasser vermehrt mit dem darunter liegenden kalten Wasser vermischt, so dass die Deckschichttemperaturen bis etwa zur Sprungschicht kühler werden, während darunter über einen größeren Tiefenbereich eine Erwärmung stattfindet.

Im Tiefenwasser führt der stärkere Windantrieb zu einem steileren Anstieg der Temperaturen während der Schichtungsperiode. Zu Beginn der Schichtungsperiode sind dort oftmals relativ starke Temperaturzunahmen erkennbar. Offensichtlich wird bei einem stärkeren Windantrieb das sich im Frühjahr erwärmende, schwach geschichtete Oberflächenwasser vermehrt in größere Tiefen eingemischt wird.

Eine Veränderung der Windstärken wirkt auf den See nicht nur über den Antrieb der Strömungen, sondern auch über die Wärmeflüsse (Abb. 8.14). Der See gibt bei stärkerem Wind im Winter mehr Wärme ab. Im Sommer nimmt er dahingegen mehr Wärme auf, u.a. weil die Oberflächentemperaturen auf Grund der Durchmischung kühler sind. Hierbei ist vor allem der konvektive Wärmefluss für die Veränderungen im Gesamtwärmefluss verantwortlich, während die absoluten Änderungen beim latenten Wärmeaustausch und der effektiven langwelligen Rückstrahlung gering sind. Die kurzwellige solare Einstrahlung bleibt unverändert.

Der verstärkte Windantrieb fördert die winterliche vertikale Durchmischung in dreifacher Weise: Durch die stärkere Erwärmung des Tiefenwassers während der geschichteten Zeit, durch die stärkere Auskühlung im Winter und durch den direkten Impulseintrag im Winter.

Während ein verstärkter Windantrieb zu einer höheren Temperaturdynamik im Hypolimnion führt, ist im Szenario abgeschwächter Windstärken ein deutlich flacherer, weniger zackiger Verlauf der

Hypolimniontemperaturen erkennbar (Abb. 8.13), der darauf hinweist, dass die winterlichen vertikalen Durchmischungsereignisse merklich seltener stattfinden.

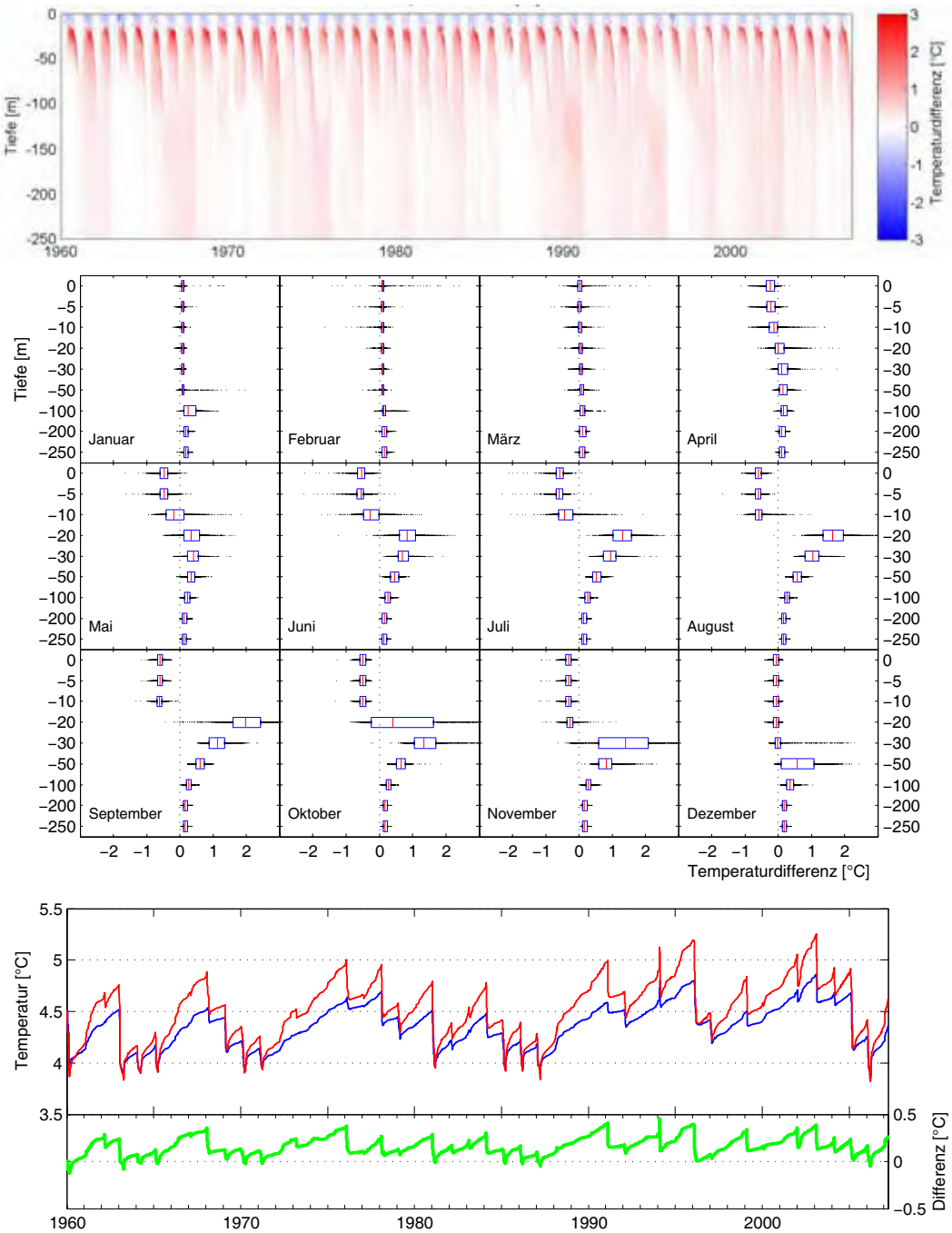


Abb. 8.12: Vergleich der Wassertemperaturen der Simulation (T^*) mit einer um den Faktor 1,2 erhöhten Windstärke gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}) für den Zeitraum vom 1.1.1960 bis 31.3.2007. *Oben:* Farbcodierte Darstellung der Differenz $\Delta T = T^*-T_{Ref}$. *Mitte:* Nach Monaten und Tiefenstufen getrennte Darstellung von ΔT. Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die rote Linie kennzeichnet den Median. Die Tiefenskala ist nicht distanztreu. *Unten:* T^* (rot), T_{Ref} (blau) und ΔT (grün) in 250 m Tiefe.

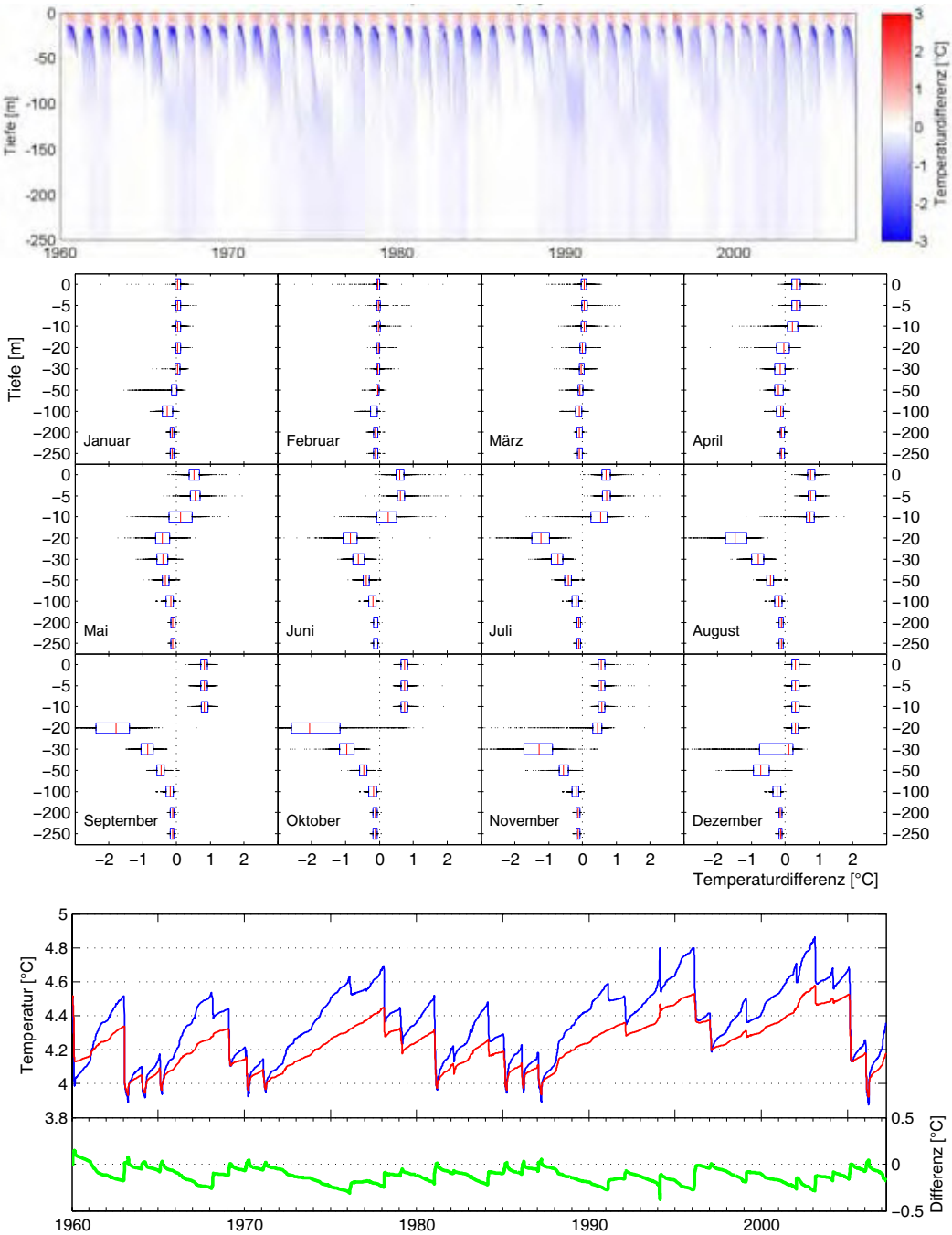


Abb. 8.13: Vergleich der Wassertemperaturen der Simulation (T^*) mit einer um den Faktor 0,8 verminderten Windstärke gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}) für den Zeitraum von 1.1.1960 bis 31.3.2007. *Oben:* Farbcodierte Darstellung der Differenz $\Delta T = T^*-T_{Ref}$. *Mitte:* Nach Monaten und Tiefenstufen getrennte Darstellung von ΔT. Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die rote Linie kennzeichnet den Median. Die Tiefenskala ist nicht distanztreu. *Unten:* T^* (rot), T_{Ref} (blau) und ΔT (grün) in 250 m Tiefe.

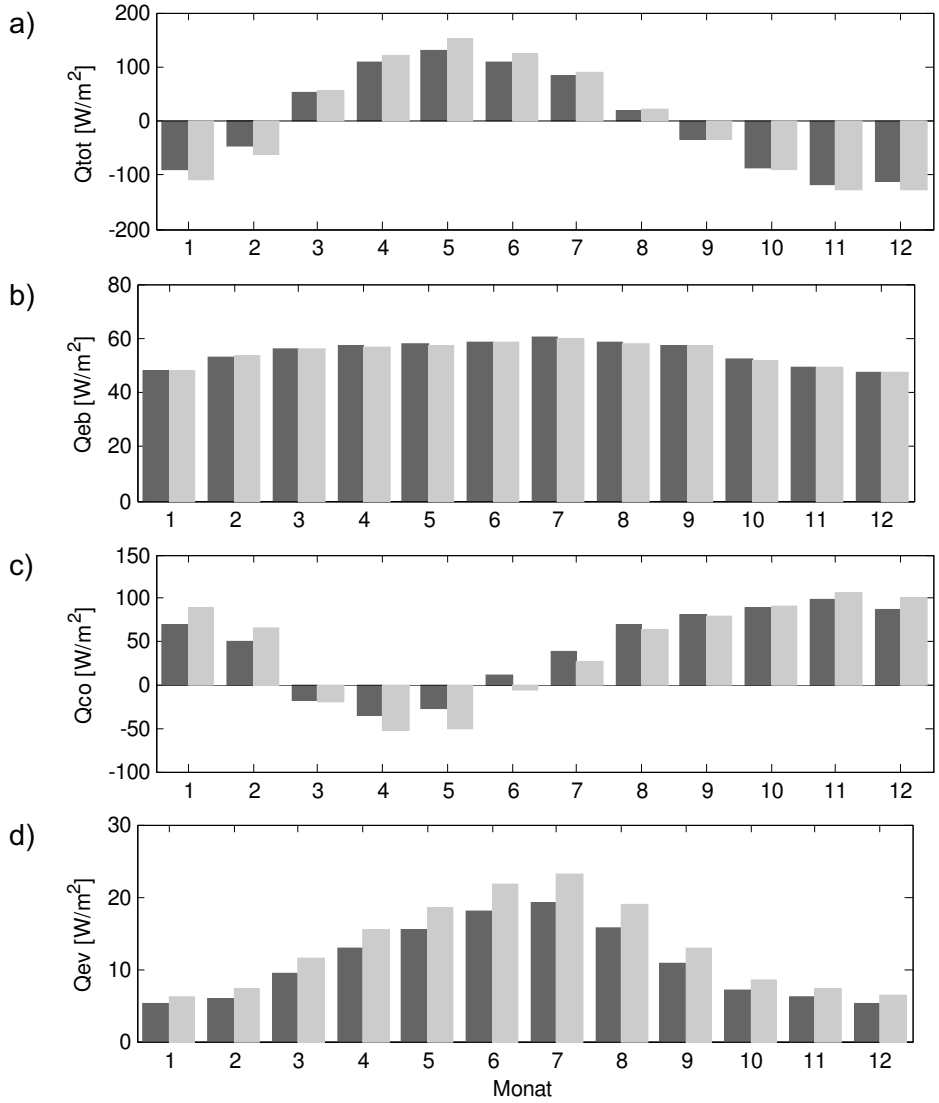


Abb. 8.14: Saisonaler Verlauf des Gesamtwärmeflusses Q_{tot} (a), der effektiven langwelligen Rückstrahlung Q_{eb} (b), dem konvektiven Wärmefluss Q_{co} (c) und dem Verdunstungswärmefluss Q_{ev} (d) für die Simulation mit einer um den Faktor 1,2 erhöhten Windstärke (grau) gegenüber der Referenzsimulation (schwarz) für den Zeitbereich vom 1.1.1960 bis 31.3.2007.

8.5 Szenarien: Saisonal variierende Windstärkeänderung

Zur Untersuchung der saisonalen Abhängigkeit der Wirkung des Windes wurden Simulationen durchgeführt, in welchen die Windstärke nur für jeweils ein bestimmtes Quartal geändert wurde. Als Änderungsfaktor wurde 1,2 gewählt. Die Simulationsergebnisse für die vier Quartale unterscheiden sich deutlich (Abb. 8.15).

Im Winterquartal von Dezember bis Februar (DJF) trägt der stärkere Wind zu einer etwas stärkeren Auskühlung bei. Die Analyse der Wärmeflüsse (Abb. 8.17) zeigt, dass hierbei der konvektive Wärmeaustausch die Hauptrolle spielt. Der Verdunstungswärmefluss ist ebenfalls geringfügig erhöht. Die stärkere Auskühlung, sowie z.T. sicher auch die verstärkte windinduzierte Turbulenz begünstigen somit die winterliche vertikale Durchmischung, welche, der Temperaturänderung im Hypolimnion nach zu urteilen, meist etwas stärker ist (Abb. 8.16).

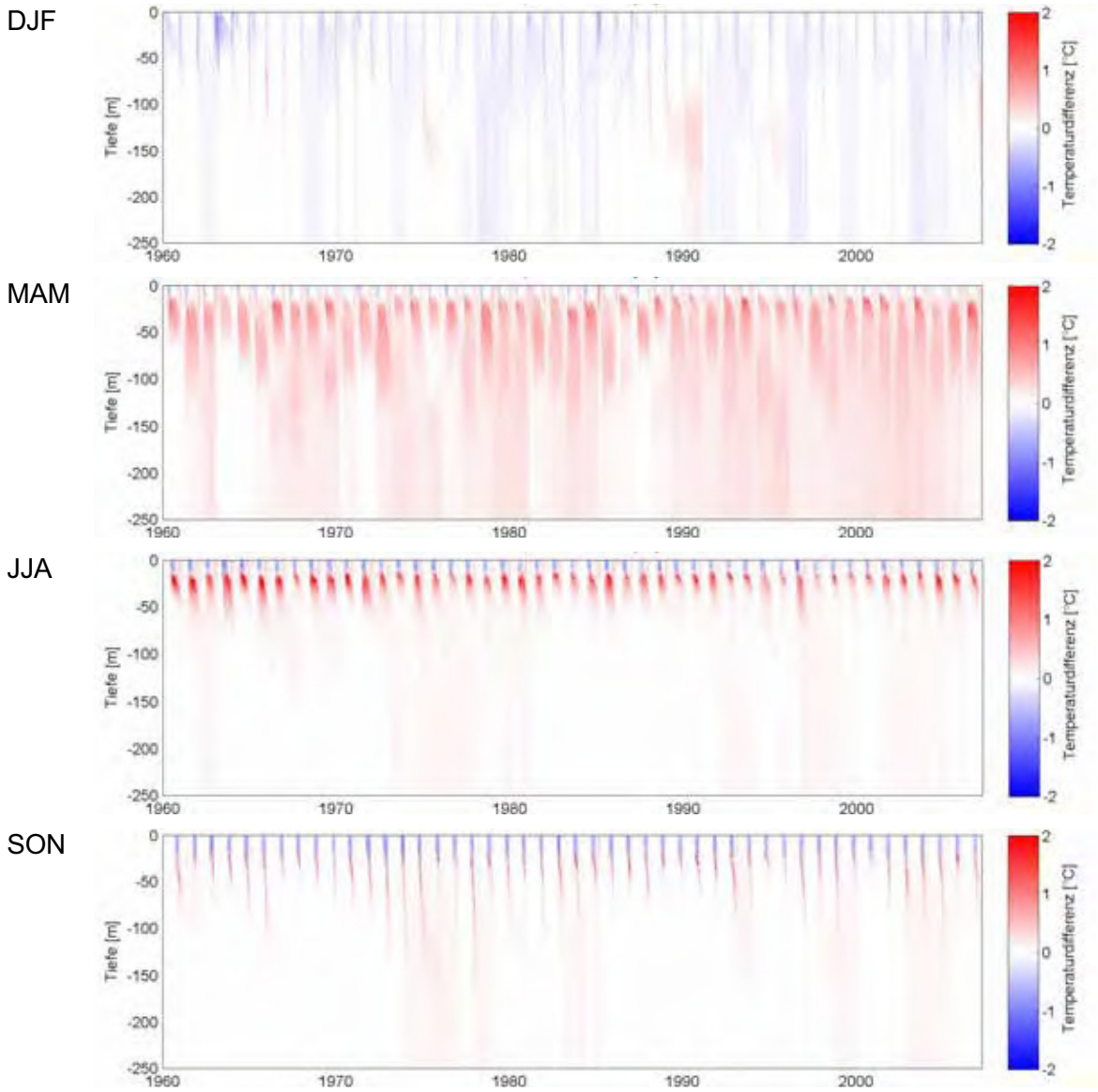


Abb. 8.15: Abweichung $\Delta T = T^{*}-T_{Ref}$ der Wassertemperaturen der Simulationen mit saisonal veränderter Windstärke (T^{*}) gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}). Die Windstärke wurde in den Szenarien um den Faktor 1,2 für jeweils ein Quartal erhöht (Angabe links neben den Graphiken. DJF: Dezember bis Februar, usw.).

Eine Erhöhung der Windstärke im Quartal März bis Mai (MAM) führt dagegen zu merklich erhöhten Hypolimniontemperaturen (Abb. 8.15 und Abb. 8.16). Die Temperaturänderung ist im oberen Hypolimnionbereich stärker als im unteren, so dass sich der vertikale Temperaturgradient im Tiefenwasser verstärkt. Dies kann in den nachfolgenden Monaten einen schwächeren vertikalen Austausch innerhalb des Hypolimnions bewirken. Der Wärmeeintrag in den See erfolgt vorwiegend konvektiv (Abb. 8.18). Der leicht erhöhte Verdunstungswärmefluss wirkt nur unwesentlich entgegen (nicht dargestellt). Da das Quartal MAM einerseits durch die beginnende Erwärmung des Sees, andererseits durch eine schwache Schichtung geprägt ist, kann der verstärkte Windimpuls die an der Oberfläche eingetragene Wärme bis in die tieferen Wasserschichten untermischen, so dass sich die in der Simulation erkennbare Erwärmung ergibt.

Im Sommer (Juni bis August, JJA) und Herbst (September bis November, SON) beschränkt sich die Wirkung des Windes weitgehend auf das Epi- und Metalimnion (Abb. 8.15). Erkennbar sind die Abkühlung oberhalb etwa der Sprungschicht und die Erwärmung unterhalb. Die kühlere Oberflächentemperatur und die erhöhte windgetriebene vertikale Durchmischung führt im

Szenario JJA zu einem erhöhten Wärmeeintrag in den See im Sommer und im Herbst und Winter zu einer entsprechend erhöhten Abgabe der Wärme (Abb. 8.19). Bei der Temperaturerhöhung im Quartal SON wird die Auskühlung im September etwas verstärkt, in den nachfolgenden 3 Monaten dafür etwas abgeschwächt (Abb. 8.20). Die wesentlichen Wärmeflussänderungen in diesen beiden Quartalen sind ebenfalls bei der konvektiven Komponente zu finden.

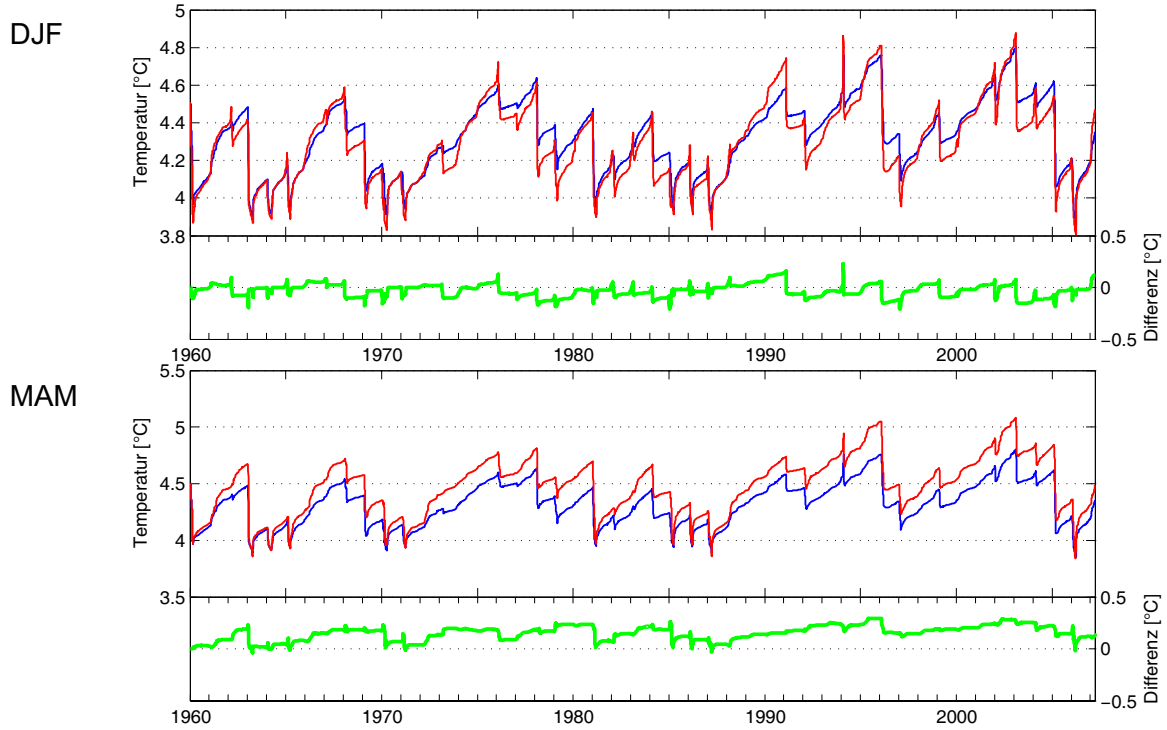


Abb. 8.16: Vergleich der Wassertemperaturen der Simulation (T^*) mit geänderter Windstärke gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}) in 250 m Tiefe für den Zeitraum vom 1.1.1960 bis 31.3.2007. In der oberen Graphik wurde die Windstärke im Quartal Dezember bis Februar (DJF) und in der unteren Graphik im Quartal März bis April (MAM) um den Faktor 1,2 erhöht. T^* (rot), T_{Ref} (blau) und $\Delta T = T^*-T_{Ref}$ (grün).

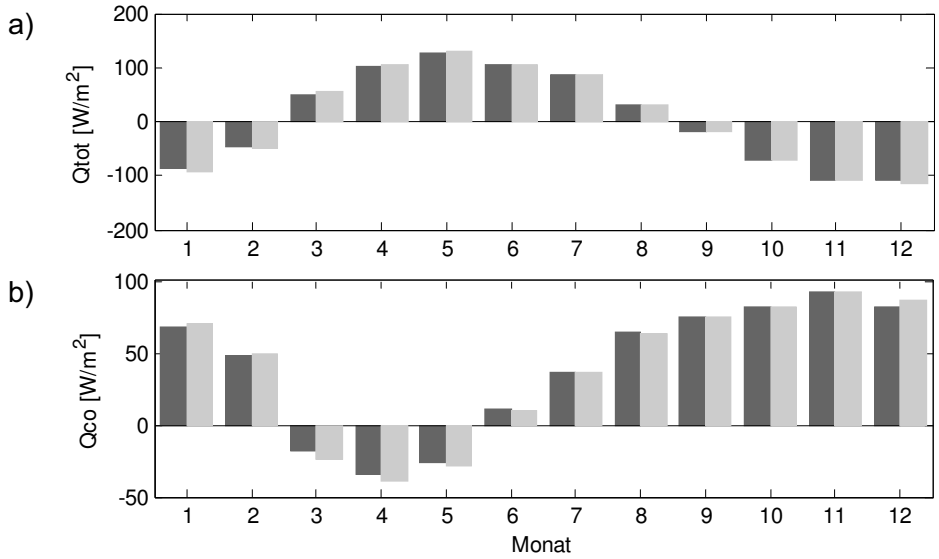


Abb. 8.17: Saisonaler Verlauf des Gesamtwärmeflusses Q_{tot} (a) und des konvektiven Wärmeflusses Q_{co} (b) für die Simulation mit einer um den Faktor 1,2 erhöhten Windstärke im Quartal **Dezember bis Februar (DJF)** (grau) gegenüber der Referenzsimulation (schwarz) für den Zeitbereich vom 1.1.1960 bis 31.3.2007.

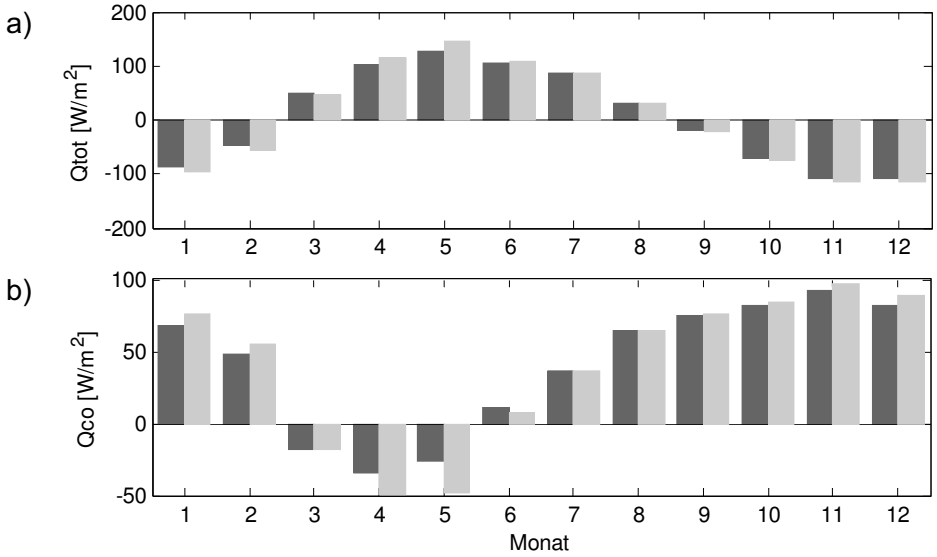


Abb. 8.18: Saisonaler Verlauf des Gesamtwärmeflusses Q_{tot} (a) und des konvektiven Wärmeflusses Q_{co} (b) für die Simulation mit einer um den Faktor 1,2 erhöhten Windstärke im Quartal **März bis Mai (MAM)** (grau) gegenüber der Referenzsimulation (schwarz) für den Zeitbereich vom 1.1.1960 bis 31.3.2007.

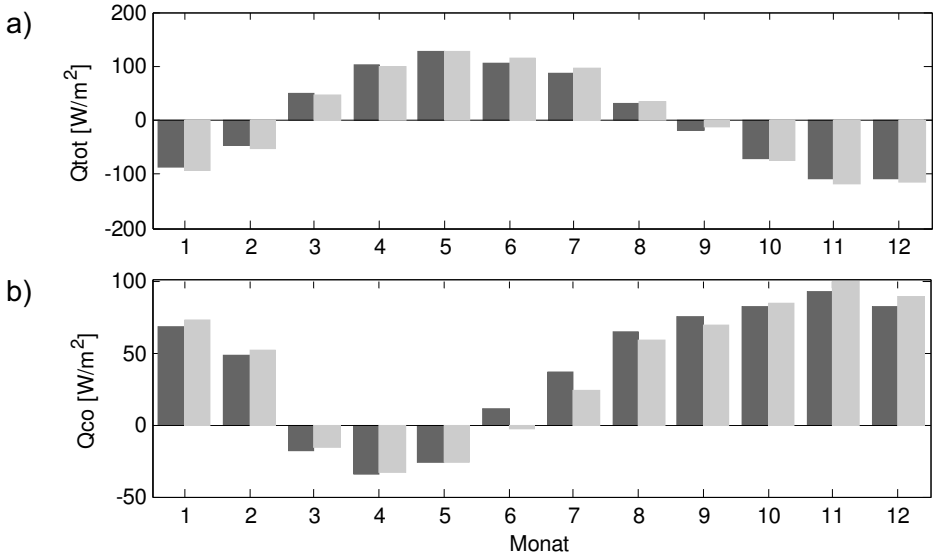


Abb. 8.19: Saisonaler Verlauf des Gesamtwärmeflusses Q_{tot} (a) und des konvektiven Wärmeflusses Q_{co} (b) für die Simulation mit einer um den Faktor 1,2 erhöhten Windstärke im Quartal **Juni bis August (JJA)** (grau) gegenüber der Referenzsimulation (schwarz) für den Zeitbereich vom 1.1.1960 bis 31.3.2007.

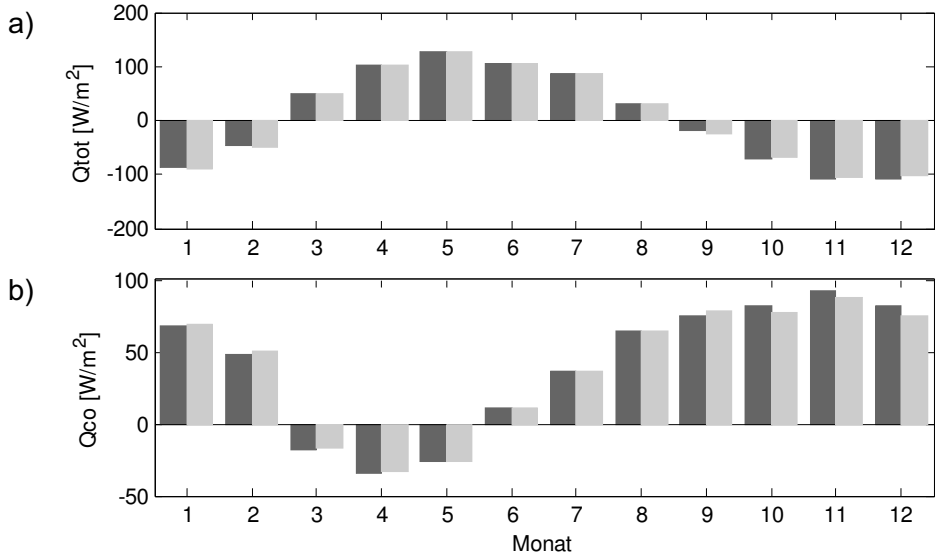


Abb. 8.20: Saisonaler Verlauf des Gesamtwärmeflusses Q_{tot} (a) und des konvektiven Wärmeflusses Q_{co} (b) für die Simulation mit einer um den Faktor 1,2 erhöhten Windstärke im Quartal **September bis November (SON)** (grau) gegenüber der Referenzsimulation (schwarz) für den Zeitbereich vom 1.1.1960 bis 31.3.2007.

8.6 Szenarien geänderter Windrichtung

Die Simulationen mit gedrehten Windrichtungen zeigen im Vergleich zur Referenzsimulation einige deutliche Unterschiede, welche nicht nur Hinweise darauf geben, wie die Windwirkung von der Windrichtung abhängt, sondern auch auf mögliche Inhomogenitäten in den Windrichtungszeitreihen.

Deutlich ist, dass eine Drehung der Hauptwindrichtung zur Längsachse des Sees hin (Abb. 8.21, Abb. 8.22) im Mittel zu einer ganzjährig wirkenden erhöhten vertikalen Durchmischung führt und somit insgesamt zu wärmeren Temperaturen im Tiefenwasser. Sehr ausgeprägt sind die Änderungen beispielsweise bei einer Drehung um 270° (Abb. 8.23). Die Windwirkung führt hier zu deutlich wärmeren Tiefenwassertemperaturen als in der Referenzsimulation, was auf einen stärkeren vertikalen Austausch schließen lässt. Die Häufigkeit der winterlichen Auskühlungsereignisse hat sich jedoch nicht erkennbar geändert.

Die geringste Änderung ergibt sich für die Drehung um 180°, was einer Punktspiegelung des Windfeldes entspricht. Hier sind lediglich im Sprungschichtbereich größere Unterschiede mit stochastischem Charakter erkennbar, d.h. die Abweichungen bilden keine Bereiche mit systematisch zu warmen oder zu kalten Temperaturen, sondern sind eher mit zufälligen Schwankungen vergleichbar.

Die in mehreren Zeiträumen unterschiedliche Wirkung der Windrichtungsdrehung weist auf Inhomogenitäten in den Winddatenreihen hin, welche auch bei der vorbereitenden Datenanalyse (Kapitel 3.1) bereits erkannt wurden. Die Änderungen Mitte der 1970er-Jahre (vgl. 90°-Drehung) zeigen, dass die Verlegung der Konstanzer Wetterstation auch in der angepassten Windzeitreihe noch erkennbar ist. Weitere Veränderungen, deren Ursachen jedoch nicht bekannt sind, findet man Mitte der 1960er Jahre (vgl. 45°-Drehung) und Mitte der 1990er Jahre (vgl. 135°- und 315°-Drehung).

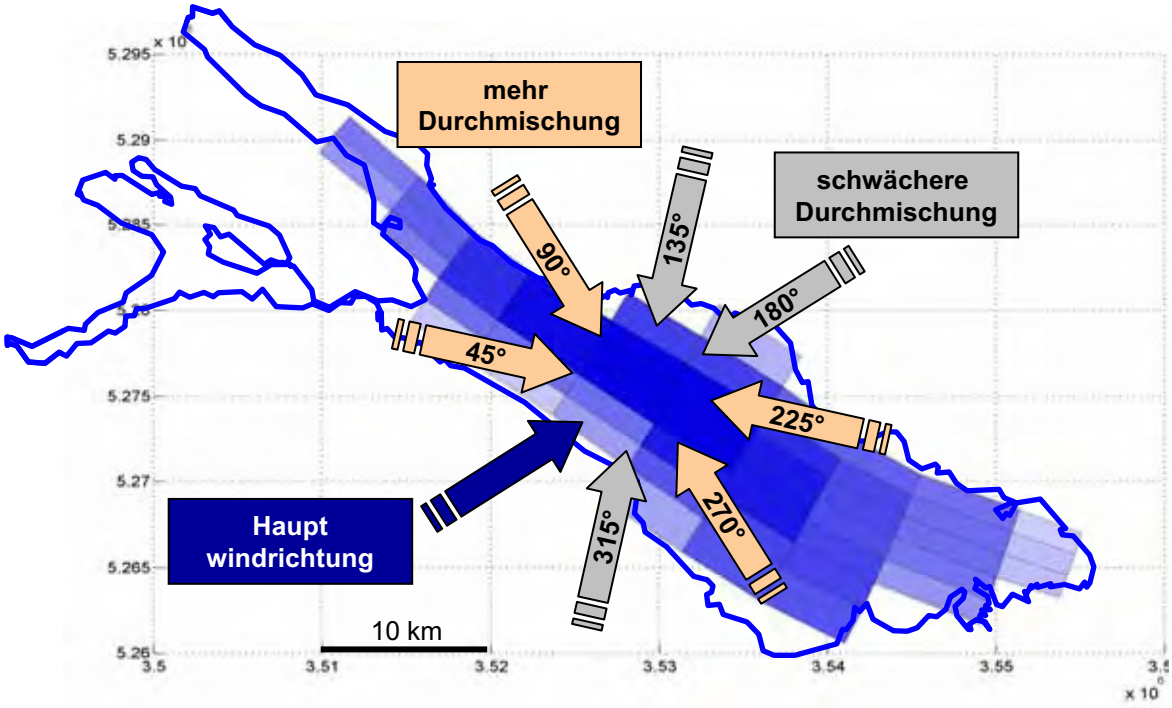


Abb. 8.21: Schematische Darstellung zu den vorgenommenen Änderungen der Hauptwindrichtung und deren Einfluss auf die vertikale Durchmischung. Dreht man die Hauptwindrichtung in Seelängsrichtung ist die Durchmischung stärker, quer dazu hingegen schwächer.

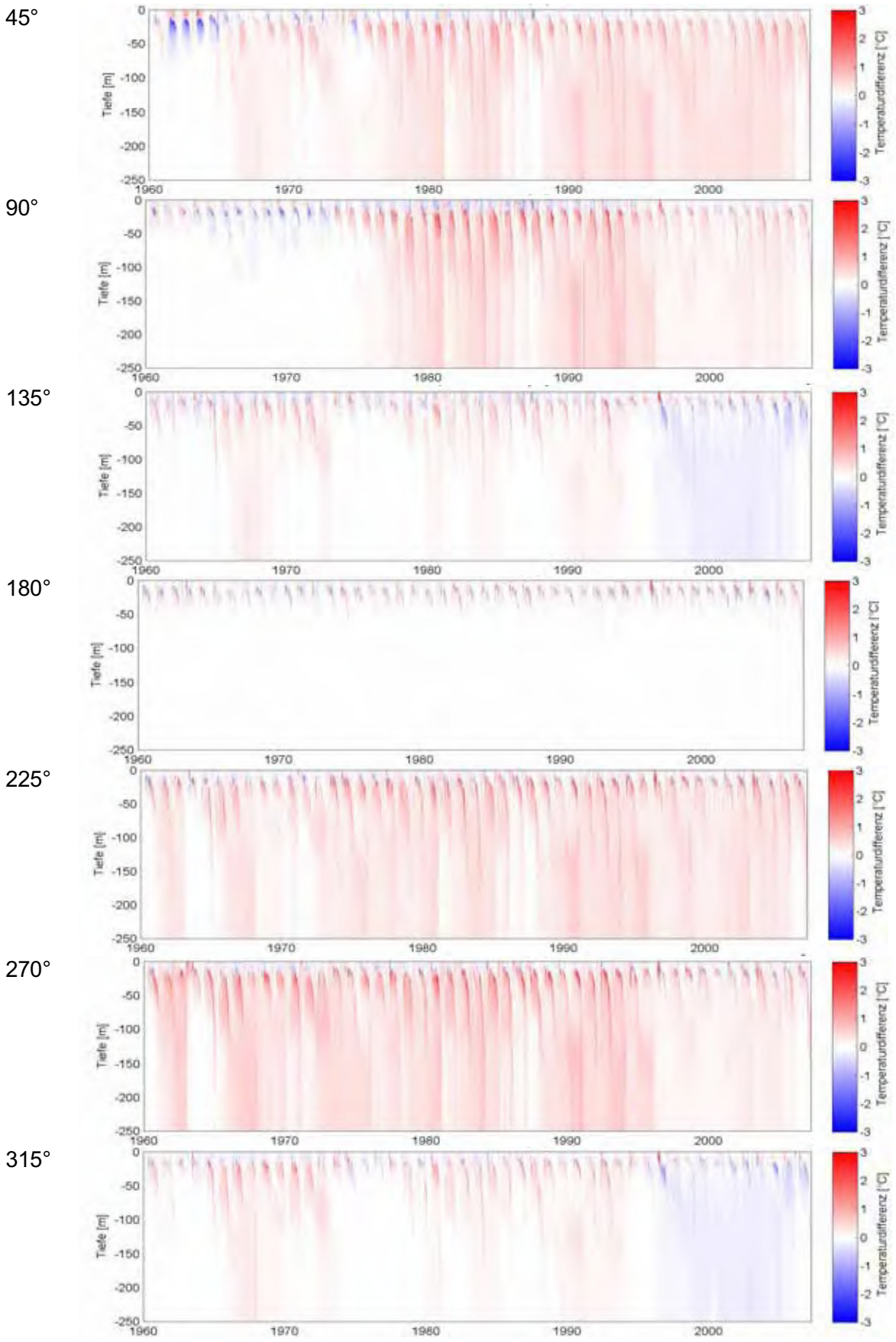


Abb. 8.22: Abweichung $\Delta T = T^{*}-T_{Ref}$ der Wassertemperaturen der Simulationen mit veränderter Windrichtung (T^{*}) gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}). Die Windrichtungsänderung ist links neben den Graphiken angegeben und erfolgte im Uhrzeigersinn.

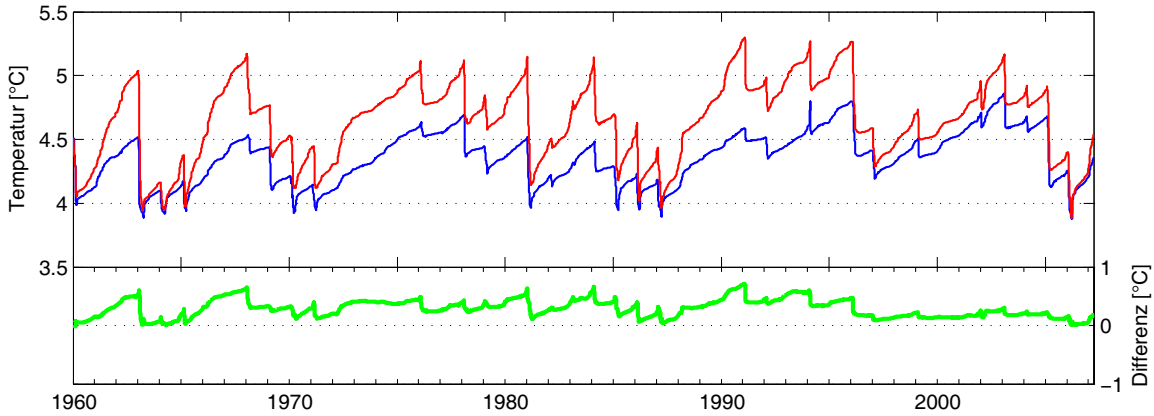


Abb. 8.23: Vergleich der Wassertemperaturen der Simulation (T^*) mit um 270° in Uhrzeigersinn gedrehter Windrichtung gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}) in 250 m Tiefe für den Zeitraum vom 1.1.1960 bis 31.3.2007: T^* (rot), T_{Ref} (blau) und $\Delta T = T^*-T_{Ref}$ (grün).

8.7 Szenarien geänderter relativer Luftfeuchte

Die relative Feuchte der Luft (rhum) beeinflusst die Verdunstung an der Seeoberfläche und ist daher eine maßgebliche Einflussgröße für den latenten Wärmefluss (Gl. 2.37). Auch der Wärmefluss durch die langwellige Strahlung hängt von der relativen Luftfeuchte ab (Gl. 2.34). Die Wirkung der relativen Feuchte auf diese beiden Wärmeaustauschprozesse ist von gleichem Vorzeichen, d.h. geringere Feuchtewerte erhöhen die Verdunstungsauskühlung und führen gleichzeitig zu einer stärkeren effektiven langwelligen Rückstrahlung. Zur Untersuchung des Einflusses des Bedeckungsgrads wurden Simulationsrechnungen mit verschiedenen Bedeckungsgradzeitreihen rhum* gerechnet, welche aus den in der Referenzsimulation verwendeten Luftfeuchtewerten rhum folgendermaßen abgeleitet wurden:

(1) $r_{hum}^* = 0\%$

(2) $r_{hum}^* = 0{,}5\ r_{hum}$

(3) $r_{hum}^* = 0{,}9\ r_{hum}$

(4) $r_{hum}^* = r_{hum} + 0{,}1\ (100\% - r_{hum})$

(5) $r_{hum}^* = r_{hum} + 0{,}5\ (100\% - r_{hum})$

(6) $r_{hum}^* = 100\%$

Geringe Veränderungen (Szenario 3 und 4 in Abb. 8.24) wirken sich kaum auf den Gesamtwärmefluss aus, da der konvektive Wärmefluss dies ausgleicht (vgl. Abb. 8.25 und Abb. 8.26 für Szenario 3). Die Deckschicht ist im Sommer bei erniedrigter Feuchte etwas kühler und umgekehrt bei erhöhter Feuchte etwas wärmer. Bei den sehr trockenen Szenarien (1 und 2 in Abb. 8.24) zeigt sich im Vergleich zur Referenzsimulation im Sommerhalbjahr in den oberen Schichten eine deutliche Abkühlung. Die Wirkung auf das Tiefenwasser fällt dahingegen deutlich schwächer aus. Entsprechend findet man für die sehr feuchten Szenarien (5 und 6 in Abb. 8.24) eine deutliche Erwärmung in den oberen Schichten und eine vergleichsweise geringe Wirkung auf das Hypolimnion.

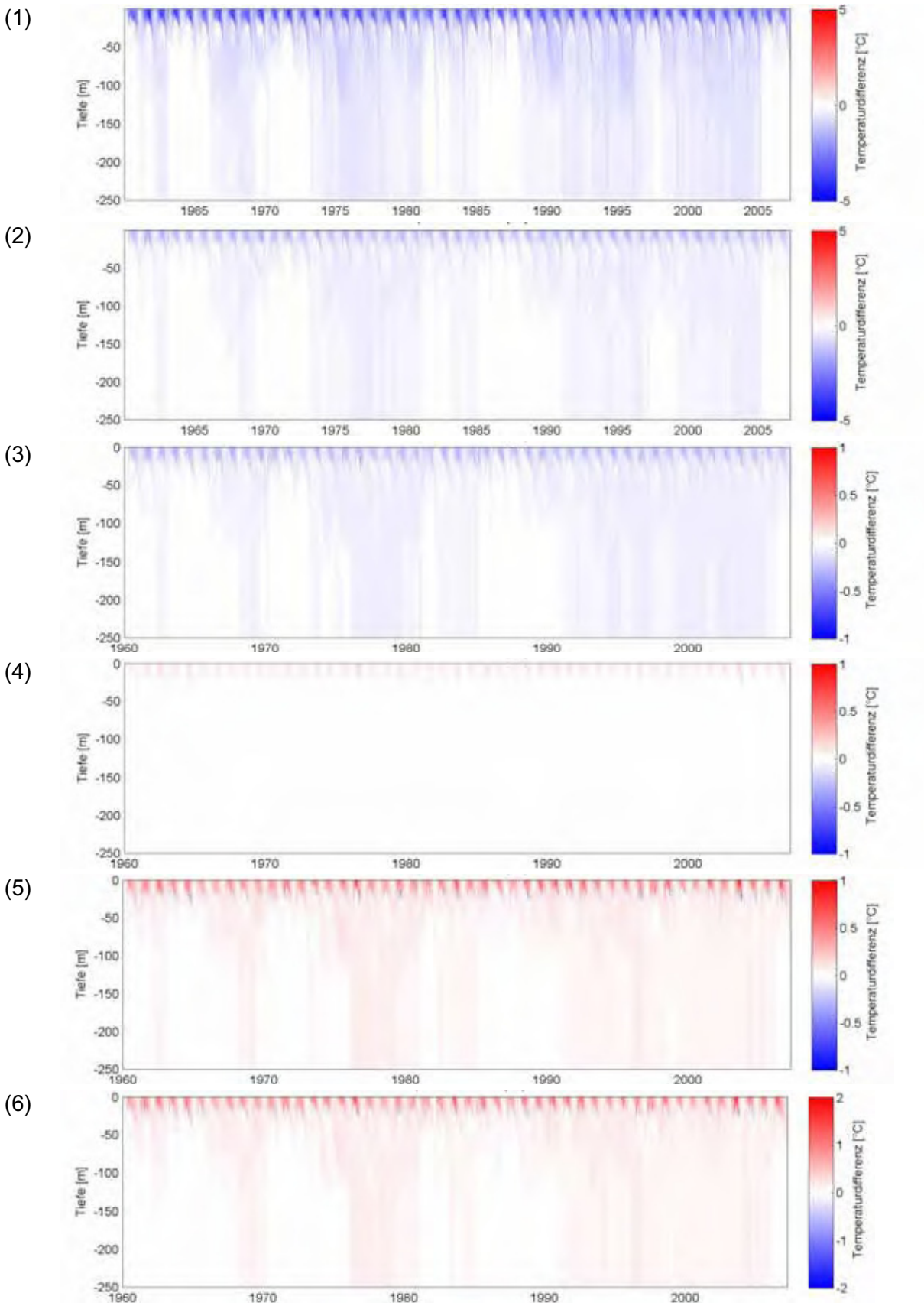


Abb. 8.24: Abweichung $\Delta T = T^{*}-T_{Ref}$ der Wassertemperaturen der Simulationen mit veränderter Luftfeuchte (T^{*}) gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}). Die Szenarien (1) bis (6) sind rechts neben den Graphiken gekennzeichnet und im Text beschrieben. Die unterschiedlichen Farbskalierungen in den Graphiken sind zu beachten.

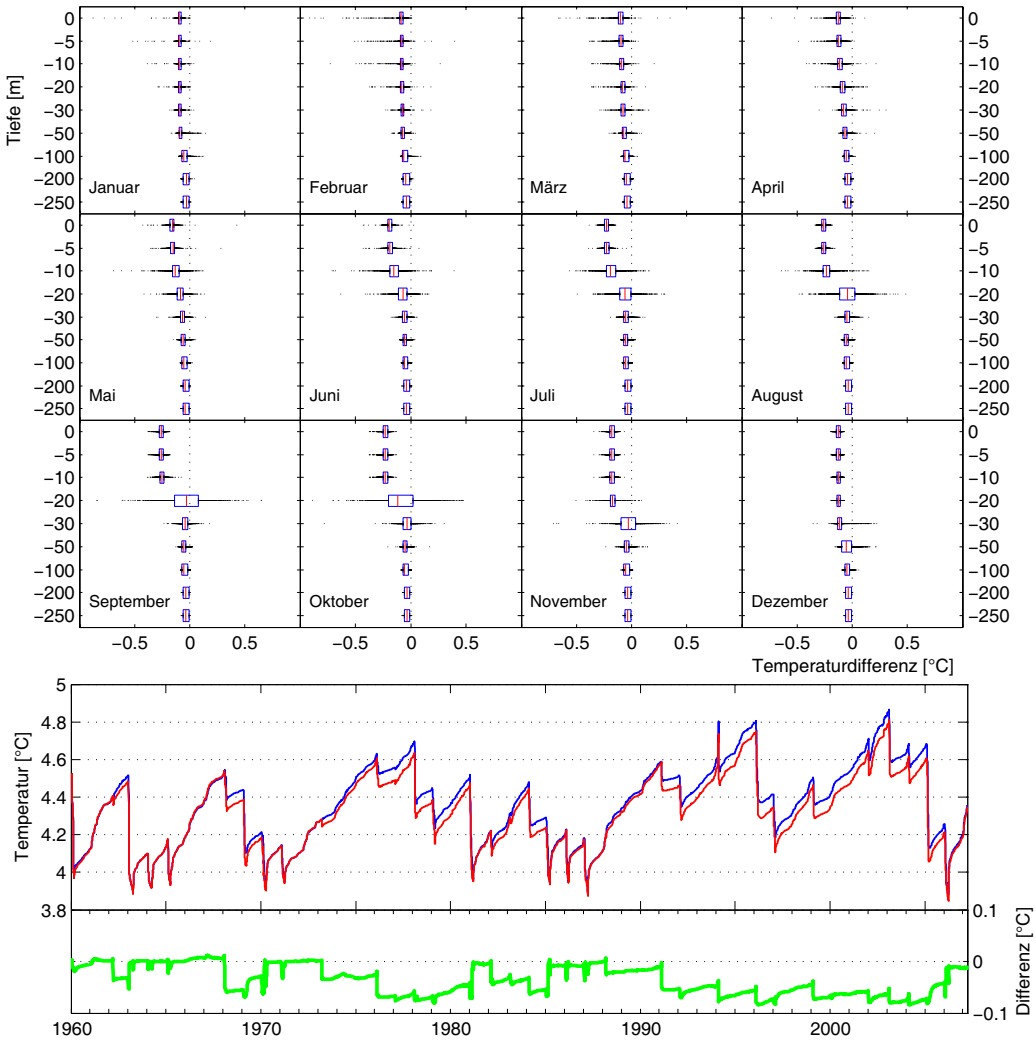


Abb. 8.25: Vergleich der Wassertemperaturen der Simulation (T^*) mit einer reduzierten relativen Feuchte, berechnet nach $r_{hum}^* = 0{,}9\ r_{hum}$, gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}) für den Zeitraum vom 1.1.1960 bis 31.3.2007. *Oben:* Nach Monaten und Tiefenstufen getrennte Darstellung von $\Delta T = T^*\text{-}T_{Ref}$. Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die rote Linie kennzeichnet den Median. Die Tiefenskala ist nicht distanztreu. *Unten:* T^* (rot), T_{Ref} (blau) und ΔT (grün) in 250 m Tiefe.

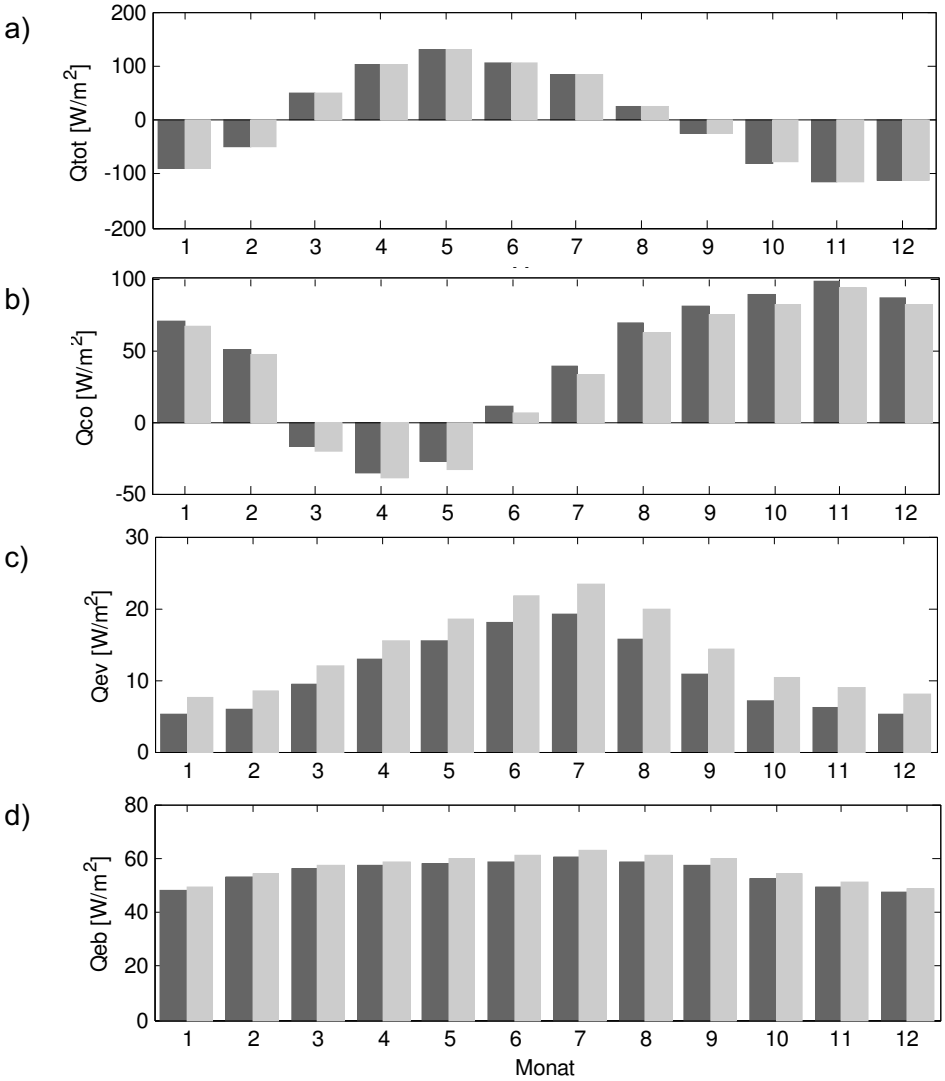


Abb. 8.26: Saisonaler Verlauf des Gesamtwärmeflusses Q_{tot} (a), des konvektiven Wärmeflusses Q_{co} (b), des Verdunstungswärmeflusses Q_{ev} (c) und der effektiven langwelligen Rückstrahlung Q_{eb} (d) für die Simulation mit einer reduzierten relativen Feuchte, berechnet nach $r_{hum}^* = 0{,}9\ r_{hum}$ (grau), gegenüber der Referenzsimulation (schwarz) für den Zeitbereich vom 1.1.1960 bis 31.3.2007.

8.8 Szenarien geänderter Wolkenbedeckung

Der Bedeckungsgrad Fc vermindert im verwendeten Wärmeflussmodell die effektive Rückstrahlung (Gl. 2.34) sowie die solare Einstrahlung (Gl. 2.26). Zur Untersuchung des Einflusses des Bedeckungsgrads wurden Simulationsrechnungen mit verschiedenen Bedeckungsgradzeitreihen Fc* gerechnet, welche aus der in der Referenzsimulation verwendeten Zeitreihe Fc folgendermaßen abgeleitet wurden:

(1) $F_c^* = 0\%$

(2) $F_c^* = 0{,}5\ F_c$

(3) $F_c^* = F_c + 0{,}5\ (100\% - F_c)$

(4) $F_c^* = 100\%$

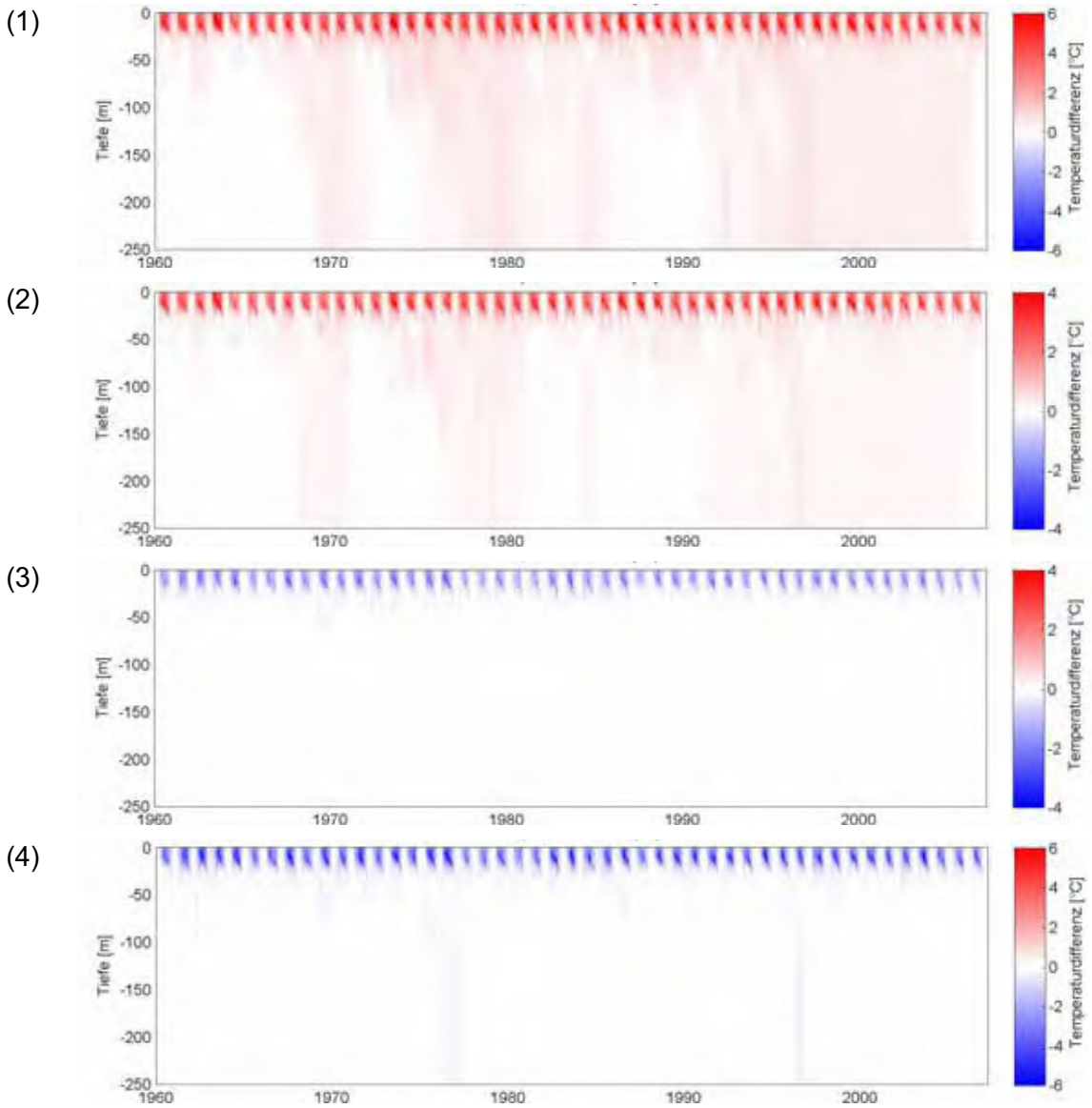


Abb. 8.27: Abweichung $\Delta T = T^* - T_{Ref}$ der Wassertemperaturen der Simulationen mit veränderter Wolkenbedeckung (T^*) gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}). Die Szenarien (1) bis (4) sind rechts neben den Graphiken gekennzeichnet und im Text beschrieben. Die unterschiedlichen Farbskalierungen in den Graphiken sind zu beachten.

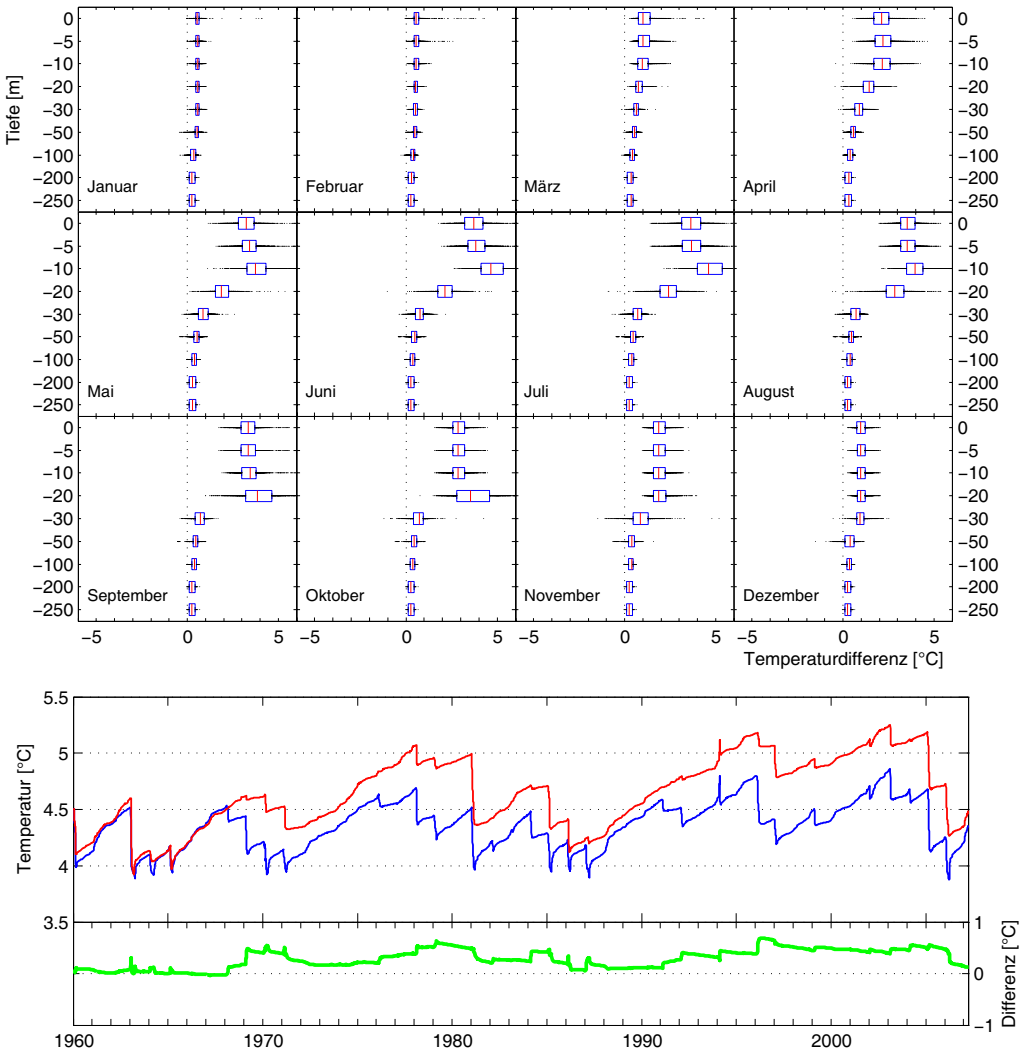


Abb. 8.28: Vergleich der Wassertemperaturen der Simulation (T^*) mit einem Bedeckungsgrad von 0% (Szenario 1) gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}) für den Zeitraum vom 1.1.1960 bis 31.3.2007. *Oben:* Nach Monaten und Tiefenstufen getrennte Darstellung von $\Delta T = T^*-T_{Ref}$. Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die rote Linie kennzeichnet den Median. Die Tiefenskala ist nicht distanztreu. *Unten:* T^* (rot), T_{Ref} (blau) und ΔT (grün) in 250 m Tiefe.

Der Vergleich der Simulationsergebnisse (Abb. 8.27) zeigt, dass eine verminderte Wolkenbedeckung zu einer Erwärmung (Abb. 8.28) und eine höhere Wolkenbedeckung zu einer Abkühlung (Abb. 8.29) des Sees führen. Vor allem im Sommer in den oberen Wasserschichten bis ins Metalimnion weichen die Temperaturen deutlich gegenüber der Referenzsimulation ab. Bei den winterlichen Wassertemperaturen wirkt sich die Änderung der Wolkenbedeckung dahingegen relativ wenig aus, weshalb sich hinsichtlich des winterlichen vertikale Zirkulationsverhaltens und der davon abhängigen Tiefenwassertemperaturen kaum Änderungen zeigen. Die stärkste Veränderung findet man im Szenario (1) bei 0% Luftfeuchte (Abb. 8.28). Aber auch hier ist der prinzipielle Verlauf des Sägezahnmusters der Tiefenwassertemperaturen noch recht ähnlich. In den anderen Szenarien ist er nur schwach verändert.

Die Analyse der Wärmeflüsse am Beispiel des Szenario (4) (Abb. 8.30) zeigt, dass sich die Veränderung der Wolkenbedeckung vor allem auf die kurzwellige solare Einstrahlung auswirkt. Über deren Einfluss auf die Oberflächentemperaturen werden auch die effektive langwellige Rückstrahlung und der konvektive Wärmefluss beeinflusst, während der latente Wärmefluss nahezu unverändert bleibt.

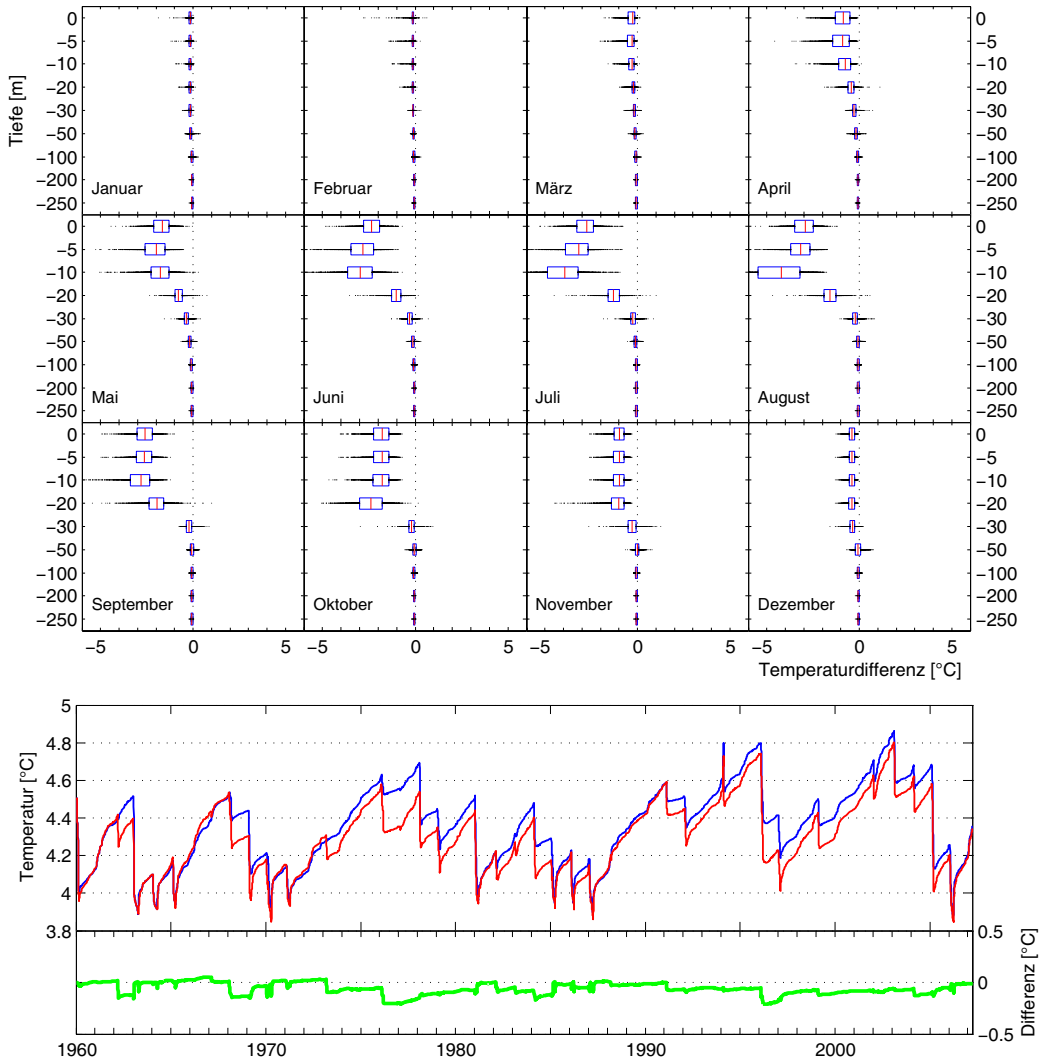


Abb. 8.29: Vergleich der Wassertemperaturen der Simulation (T^*) mit einem Bedeckungsgrad von 100% (Szenario 4) gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}) für den Zeitraum vom 1.1.1960 bis 31.3.2007. *Oben:* Nach Monaten und Tiefenstufen getrennte Darstellung von $\Delta T = T^*-T_{Ref}$. Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die rote Linie kennzeichnet den Median. Die Tiefenskala ist nicht distanztreu. *Unten:* T^* (rot), T_{Ref} (blau) und ΔT (grün) in 250 m Tiefe.

Der relative schwache Temperatureinfluss der Wolkenbedeckung im Winter erklärt sich daher durch den geringeren Beitrag der solaren Einstrahlung zum Gesamtwärmefluss in dieser Jahreszeit.

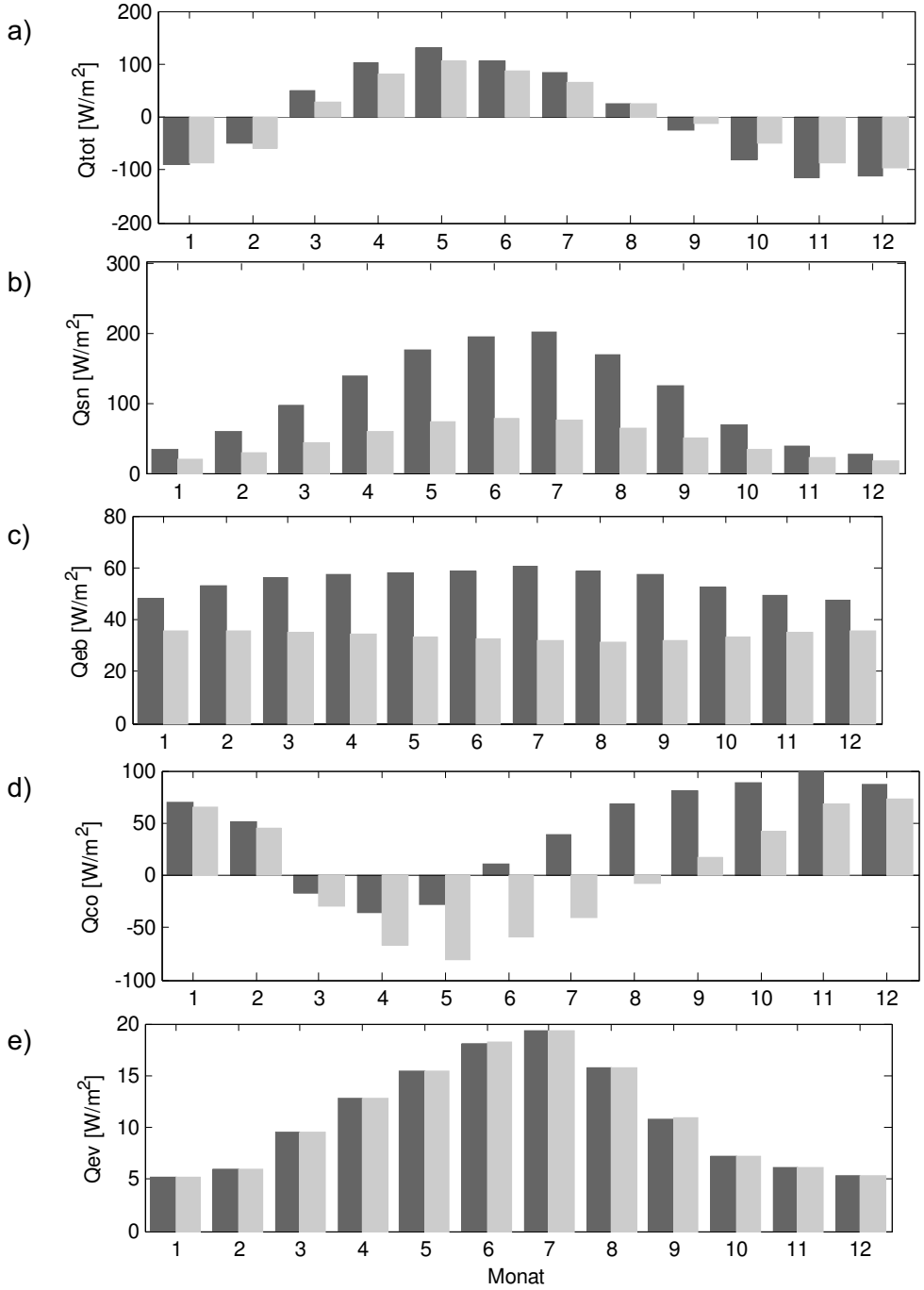


Abb. 8.30: Saisonaler Verlauf des Gesamtwärmeflusses Q_{tot} (a), der kurzwelligen Nettoeinstrahlung der Sonne Q_{sn} (b), der effektiven langwelligen Rückstrahlung Q_{eb} (c), des konvektiven Wärmeflusses Q_{co} (d) und des Verdunstungswärmeflusses Q_{ev} (c) für die Simulation mit einem Bedeckungsgrad von 100% (Szenario 4) (grau) gegenüber der Referenzsimulation (schwarz) für den Zeitbereich 1.1.1960 bis 31.3.2007.

9 Modelluntersuchungen zur vertikalen Durchmischung

In den Erwärmungsszenarien in Kapitel 8.1 wurden die winterlichen Auskühlungsereignisse gegenüber der Referenzsimulation seltener, was auf eine häufigere schlechte Tiefenwassererneuerung hinweist. Wie sehr sich der Wasserkörper im hydrodynamischen Modell jedoch tatsächlich vermischt, kann daraus noch nicht abgelesen werden. Um den Verlauf und die Intensität der winterlichen vertikalen Durchmischung genauer untersuchen zu können, wurden für die Referenzzeitreihe und für verschiedene Temperaturänderungsszenarien Rechenläufe durchgeführt, in welchen der Wasserkörper mit einem numerischen Tracer markiert wurde (Kapitel 5.3).

Am Beispiel des Winterhalbjahres 1990/91, in welchem eine guter Tiefenwasseraustausch stattfand, wird im Folgenden die vertikale Durchmischung des Tracers beschreiben (Abb. 9.1): Nachdem der See zum 1. Oktober mit dem Tracer markiert wurde, gleichen sich im Hypolimnion die Konzentrationsunterschiede relativ rasch aus, da hier die vertikalen Temperatur- und somit Dichteunterschiede sehr gering sind. Mit der herbstlichen Auskühlung weitet sich die durchmischte Deckschicht allmählich weiter in die Tiefe aus, wobei sich die vertikalen Temperaturunterschiede verringern. Bis Mitte Februar ist die durchmischte Deckschicht bis in 200 m Tiefe vorgedrungen. Die Durchmischung bis in den tiefsten Bereich erfolgt kurz darauf und ist mit einem abrupten Abfall in der Tracerkonzentration verbunden. Wenige Tage später ist der See vollständig durchmischt.

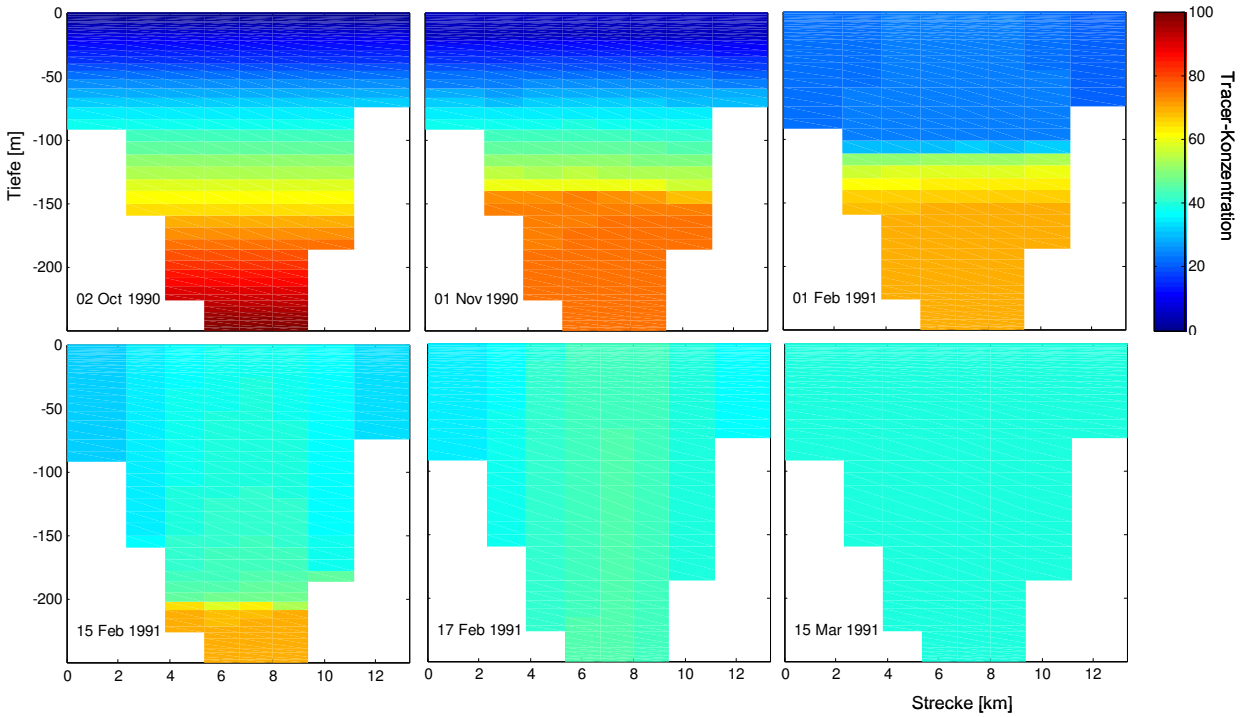


Abb. 9.1: Tracer-Verteilung in einem Querschnitt an der tiefsten Stelle des Sees für unterschiedliche Zeitpunkte im Winterhalbjahr 1990/91, nachdem zum 1. Oktober 1990 die Markierung mit dem Tracer erfolgte. Die Bildsequenz zeigt das Durchmischen des Tracers im Verlauf einer Wintersaison, in welcher die vertikale Durchmischung vollständig war. Die Tracerkonzentration ist als dimensionslose Größe angegeben. Die Graphiken stellen einen Querschnitt des Sees im Bereich der größten Tiefe dar, wobei jeweils links das Südufer und rechts das Nordufer liegt.

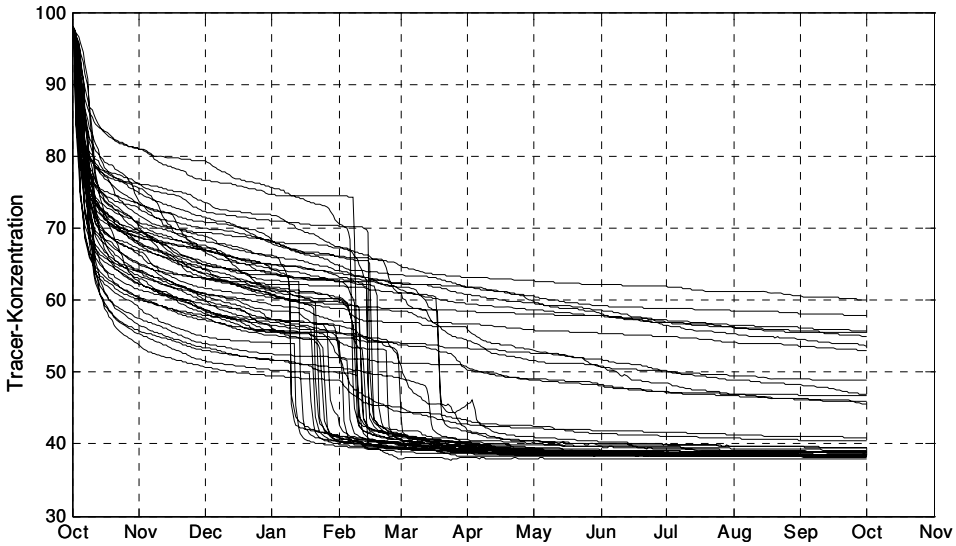


Abb. 9.2: Verlauf der Tracer-Konzentration an der tiefsten Stelle des Modell-Sees in 250 m Tiefe für die Referenzsimulation für jedes Jahr im Zeitraum Oktober 1960 bis Oktober 2006. Der Tracer wurde jeweils zum Anfang Oktober hinzu gegeben.

Die Analyse der winterlichen vertikalen Durchmischung für alle Winter ab 1960/61 bis 2006/07 zeigt, dass der Konzentrationsverlauf im Tiefenwasser (Abb. 9.2) in gut durchmischten Jahren stets sehr ähnlich verläuft, mit einem abrupten Konzentrationsausgleich, welcher im Zeitfenster von Januar bis März eintritt. In Wintern mit unvollständiger Durchmischung fehlt dieser abrupte Konzentrationsausgleich und es bleibt eine erhöhte Tracerkonzentration im Tiefenwasser erhalten.

Ob der Austausch des Tiefenwassers auch in der Realität in einem ähnlich kurzen Zeitraum erfolgt wie in der Simulation, oder sich doch über einen längeren Zeitraum erstreckt, kann durch Messungen untersucht werden. Temperatur- und Sauerstoffmessdaten aus den Jahren 2003 und 2004 einer nahe des Seegrunds bei der Seemitte-Messstation ausgebrachten Sonde (Rossknecht et al. 2007) zeigen, dass der Tiefenwasserkörper in diesen beiden Jahren tatsächlich in sehr kurzer Zeit ausgetauscht wurde, und bestätigen somit die Modellergebnisse.

Zur quantitativen Analyse der winterlichen vertikalen Durchmischung wurde für jedes Jahr der Durchmischungsindikator Z_{Tracer} (Kapitel 5.3) errechnet. Dieser wurde mit Durchmischungskennwerten $Z_{Orthophosphat}$ verglichen, welche aus Messwerten des Orthophosphatphosphorgehalts ermittelt wurden (Wahl 2007). Während bei Z_{Tracer} eine gute Durchmischung durch Werte nahe 1 gekennzeichnet ist, stehen bei $Z_{Orthophosphat}$ bereits Werte über etwa 0,8 für einen gute Durchmischung, da die Prozesse, welche zur Bildung eines vertikalen Gradienten des Orthophosphatphosphorgehalts beitragen, auch im Winter wirken.

Die Muster der beiden Indexzeitreihen (Abb. 9.3) stimmen insgesamt gut überein. Nur in wenigen Jahren zeigt das Modell ein deutlich anderes Mischungsverhalten als die Messungen. Als statistisches Maß, das den Zusammenhang zwischen den beiden Index-Zeitreihen aufzeigt, wurde die rangbasierte Korrelation nach Kendall berechnet (mit der Funktion corr der Software MATLAB), mit einem Rangkorrelationskoeffizienten von 0,47 ($p<0,01$) für den Zeitraum 1968 bis 2006.

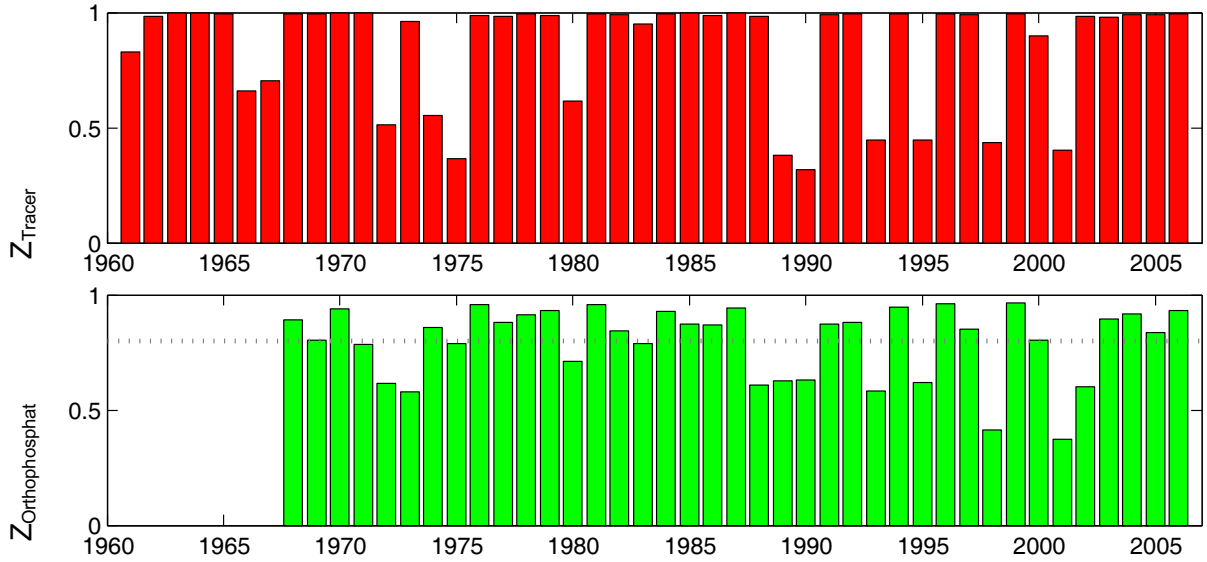


Abb. 9.3: Indikatorwerte zur vertikalen winterlichen Durchmischung für die Referenzsimulation (Z_{Tracer}, rot) im Vergleich zu den aus Orthophosphat-Messungen ($Z_{Orthophosphat}$, grün) abgeleiteten Indikatorwerten (Wahl 2007). Bei $Z_{Orthophosphat}$ entsprechen Werte über ca. 0,8 einer guten Durchmischung. Z_{Tracer} muss dahingegen bei einer guten Durchmischung nahezu 1 sein.

Die Indexwerte Z_{Tracer} wurden auch für die Szenarien berechnet, bei welchen die Lufttemperaturen um einen festen Betrag verändert wurden (Abb. 9.4). Die Anfangstemperaturen dieser Läufe waren mit der Referenzsimulation identisch, so dass bei der Interpretation der Modellergebnisse zu berücksichtigen ist, dass das Modell über eine gewisse Zeit noch nicht an die veränderten meteorologischen Randbedingungen angeglichen ist (vgl. Einschwingzeiten in Kapitel 8.1). Ab Mitte der 1980er-Jahre können jedoch alle dargestellten Szenarien als „eingeschwungen“ betrachtet werden.

Die Ergebnisse zeigen, dass eine Verringerung der Lufttemperatur um -0,4°C die Wahrscheinlichkeit für eine gute winterliche Durchmischung erhöht. Umgekehrt findet bei den Szenarien mit erhöhten Lufttemperaturen seltener eine gute Tiefenwassererneuerung statt und es kommt zu längeren Phasen schlechter winterlicher Durchmischung.

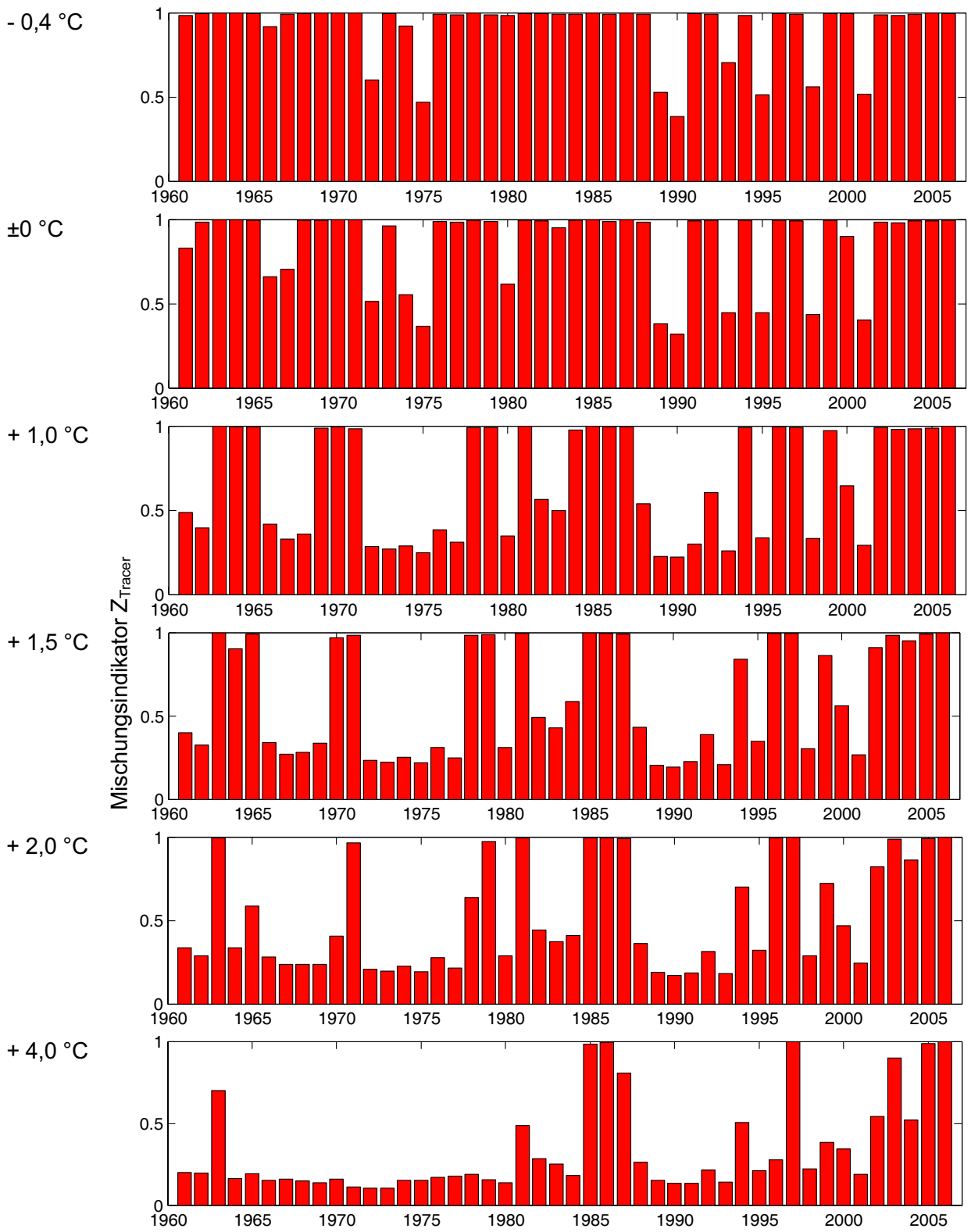


Abb. 9.4: Indikatorwerte Z_{Tracer} zur vertikalen winterlichen Durchmischung für die Referenzsimulation (±0°C) im Vergleich zu verschiedenen Szenarien geänderter Lufttemperaturen (Änderungswerte links neben den Graphiken). Ein Indikatorwert $Z_{Tracer} \approx 1$ entspricht einer guten winterlichen vertikalen Durchmischung. Es muss beachtet werden, dass die Simulationen mit denselben Anfangswassertemperaturen gestartet wurden, wie die Referenzsimulation und daher eine Anpassungszeit an die veränderten Lufttemperaturverhältnisse benötigt wird. Beim Szenario mit + 4,0°C Erhöhung kann die Simulation ab etwa 1985 als angepasst betrachtet werden.

10 Analyse des Metalimnions

Um charakteristische Kennwerte für das Metalimnion (Sprungschicht) zu ermitteln, wurden Sigmafunktionen an die vertikalen Profile gemessener oder simulierter Wassertemperaturen angepasst (Kapitel 5.4).

Der Vergleich dieser Kennwerte für die Referenz-Simulation und die Messwerte zeigt sich eine gute Übereinstimmung in der Lage des Metalimnions (Wendepunkt der Sigmakurve) in den Monaten Juni bis Oktober (Abb. 10.1a). Das Metalimnion liegt bei der Referenzsimulation im Sommer geringfügig tiefer als bei den Messungen, im Herbst jedoch etwas höher. Die Metalimniontiefen von etwa Juni bis Oktober unterscheiden sich von Jahr zu Jahr nur wenig, was an der geringen Streubreite der nach Monaten verglichenen Werte erkennbar ist. Die Winterwerte schwanken dahingegen sehr und haben eine höhere Bestimmungsunsicherheit, da in dieser Jahreszeit oft keine klare Sprungschicht bzw. mehrere Sprungschichten in den Temperaturprofilen erkennbar sind.

Die maximalen Temperaturgradienten der angepassten Sigmakurven erreichen im Sommer Werte um 1°C/m. Die Werte der Referenzsimulation sind gegenüber den Messungen bis Juli niedriger, danach höher. Die simulierte Temperaturdifferenz zwischen der Deckschicht und dem Hypolimnion unterscheidet sich im Winter kaum von den Messungen. Von Mai bis Juli sind die simulierten Werte geringfügig niedriger, danach bis Jahresende merklich höher. Die Ergebnisse zeigen insgesamt eine gute Übereinstimmung zwischen der Referenzsimulation und den Messungen. Allerdings erfolgt im Modell die herbstliche Auskühlung verzögert.

Der Vergleich der Referenzsimulation mit dem Szenario, in welchem die Lufttemperaturen um +2°C erhöht wurden, zeigt eine annähernd unveränderte Lage der Sprungschicht (Abb. 10.2). Der stärkste Temperaturgradient in der Sprungschicht wird jedoch etwas stärker und die Differenz zwischen der Deckschicht und dem Hypolimnion erhöht sich. Der erhöhte Temperaturgradient in der Sprungschicht und der höhere Temperaturunterschied zwischen Deckschicht und Hypolimnion führen zu einer stabileren Schichtung des Sees im Erwärmungsszenario.

Bei einer um den Faktor 1,5 erhöhten Windstärke (vgl. Kapitel 8.4) liegt das Metalimnion deutlich tiefer als in der Referenzsimulation (Abb. 10.3). Der stärkste Temperaturgradient in der Sprungschicht ist gegenüber der Referenzsimulation etwa halbiert und es verringert sich der Temperaturunterschied zwischen Deckschicht und Hypolimnion. Dies bedeutet, dass die stärkere windinduzierte Durchmischung zu einer geringeren Schichtungsstabilität im Bereich der Sprungschicht und einer dickeren durchmischten Deckschicht führt.

Die Berücksichtigung von Zu- und Abflussmengen (vgl. Kapitel 7.4) führt in den Simulationen zu keinen wesentlichen Änderungen in der Tiefe der Sprungschicht, jedoch zu merklich schwächeren Temperaturgradienten (Abb. 10.4). Der Zufluss schichtet sich offensichtlich im Bereich der Sprungschicht ein und erhöht dort die vertikale Durchmischung. Die Temperaturdifferenz zwischen der Deckschicht und dem Hypolimnion ändert sich nur geringfügig.

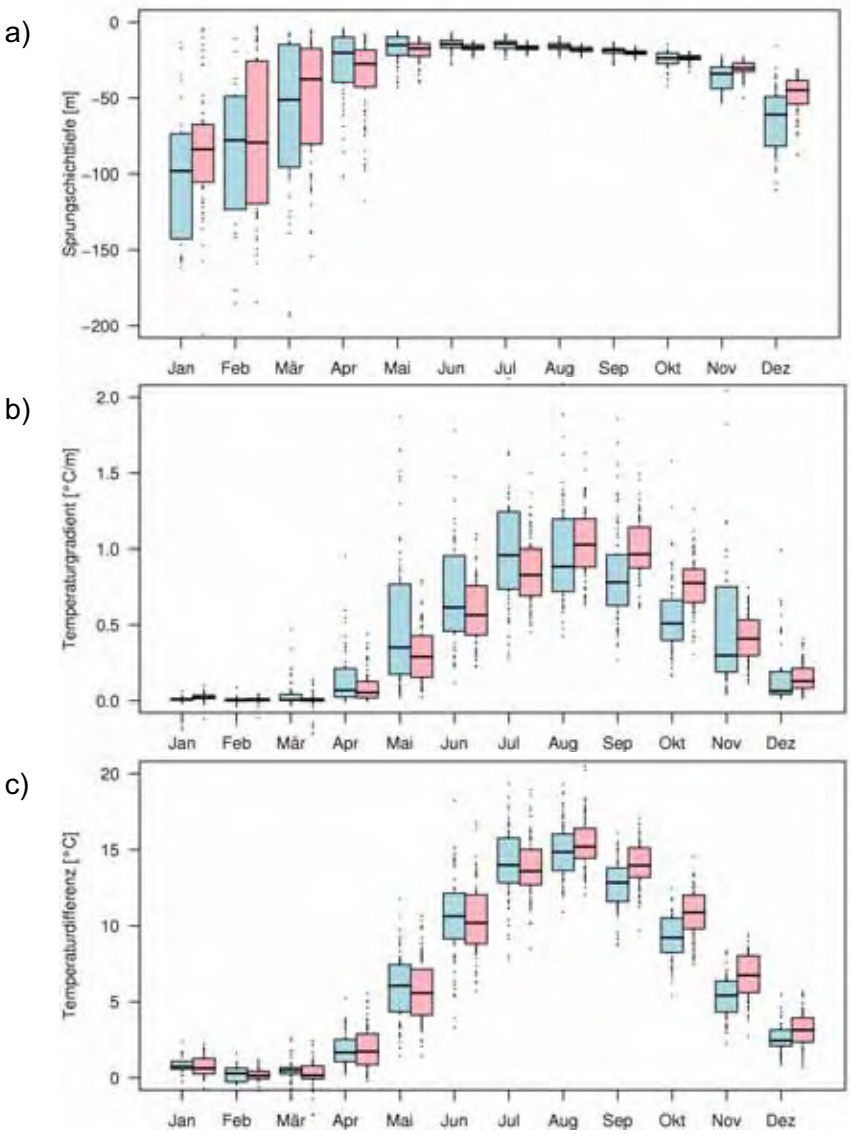


Abb. 10.1: Mittlerer saisonaler Verlauf der Lage der Sprungschicht (a), des stärksten Temperaturgradienten (b) und der Temperaturdifferenz zwischen Deckschicht und Hypolimnion (c). Die Werte wurden aus den Wassertemperaturwerten der Messungen (blau) und der Referenzsimulation (rot) berechnet für den Zeitraum vom 1.1.1960 bis 31.3.2007. Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die Querlinie kennzeichnet den Median.

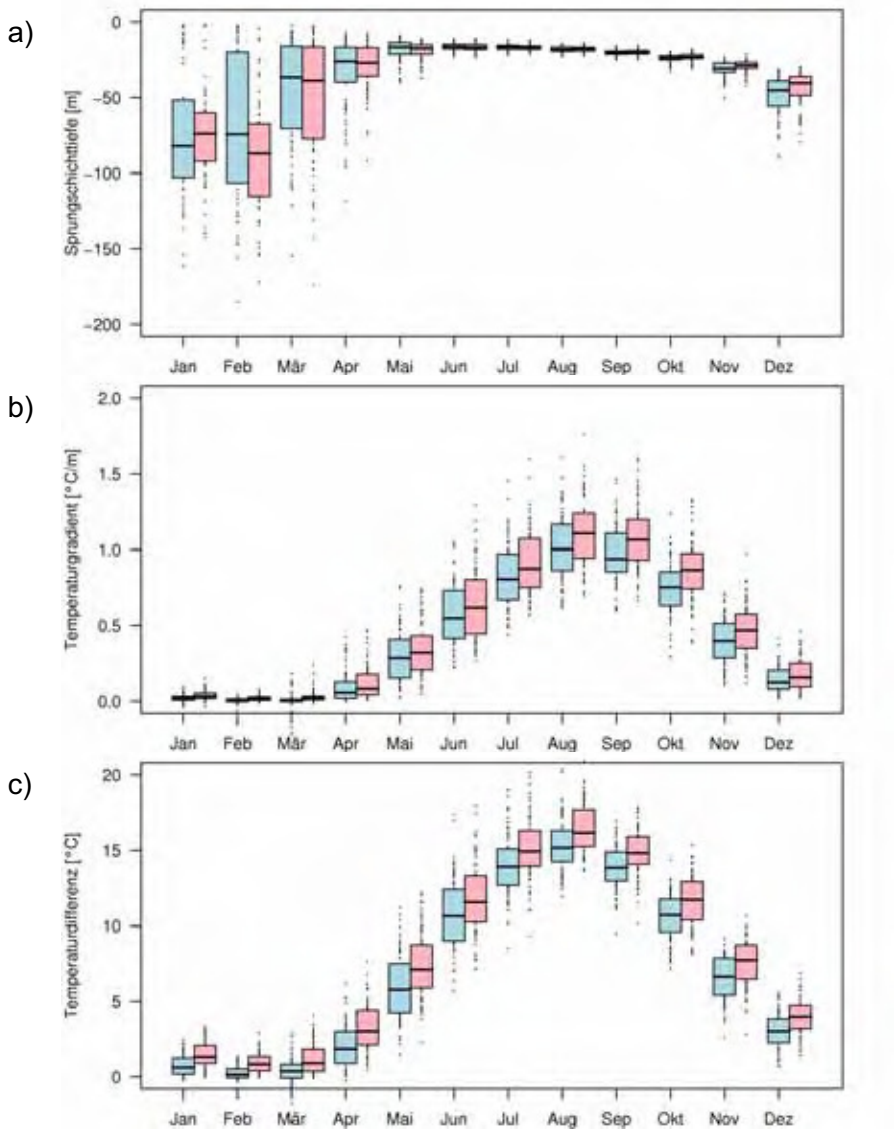


Abb. 10.2: Mittlerer saisonaler Verlauf der Lage der Sprungschicht (a), des stärksten Temperaturgradienten (b) und der Temperaturdifferenz zwischen Deckschicht und Hypolimnion (c). Die Werte wurden aus den Wassertemperaturwerten der Referenzsimulation (blau) und der Simulation mit um +2°C erhöhten Lufttemperaturen (rot) berechnet für den Zeitraum vom 1.1.1960 bis 31.3.2007 (vgl. Kapitel 8.1, *zweiter Lauf*). Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die Querlinie kennzeichnet den Median.

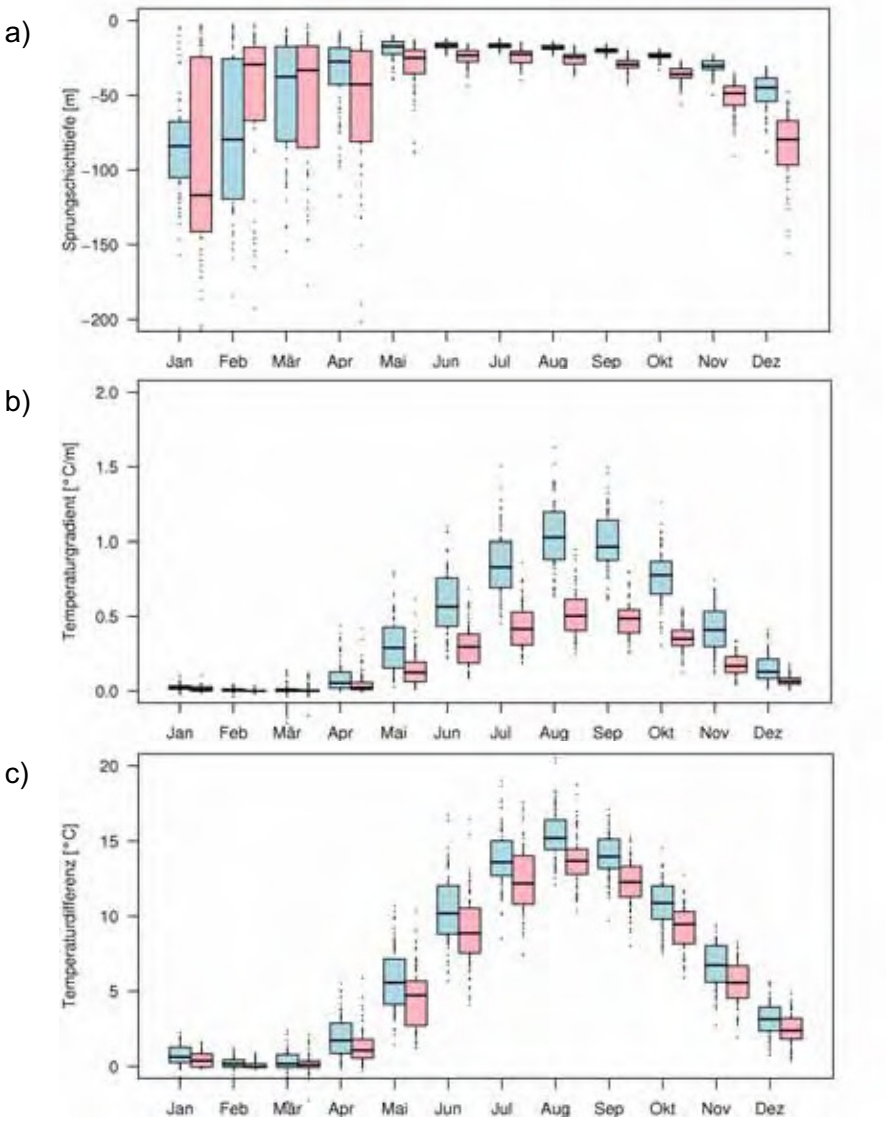


Abb. 10.3: Mittlerer saisonaler Verlauf der Lage der Sprungschicht (a), des stärksten Temperaturgradienten (b) und der Temperaturdifferenz zwischen Deckschicht und Hypolimnion (c). Die Werte wurden aus den Wassertemperaturwerten der Referenzsimulation (blau) und der Simulation mit einer um den Faktor 1,5 erhöhten Windstärke (rot) berechnet für den Zeitraum vom 1.1.1960 bis 31.3.2007. Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die Querlinie kennzeichnet den Median.

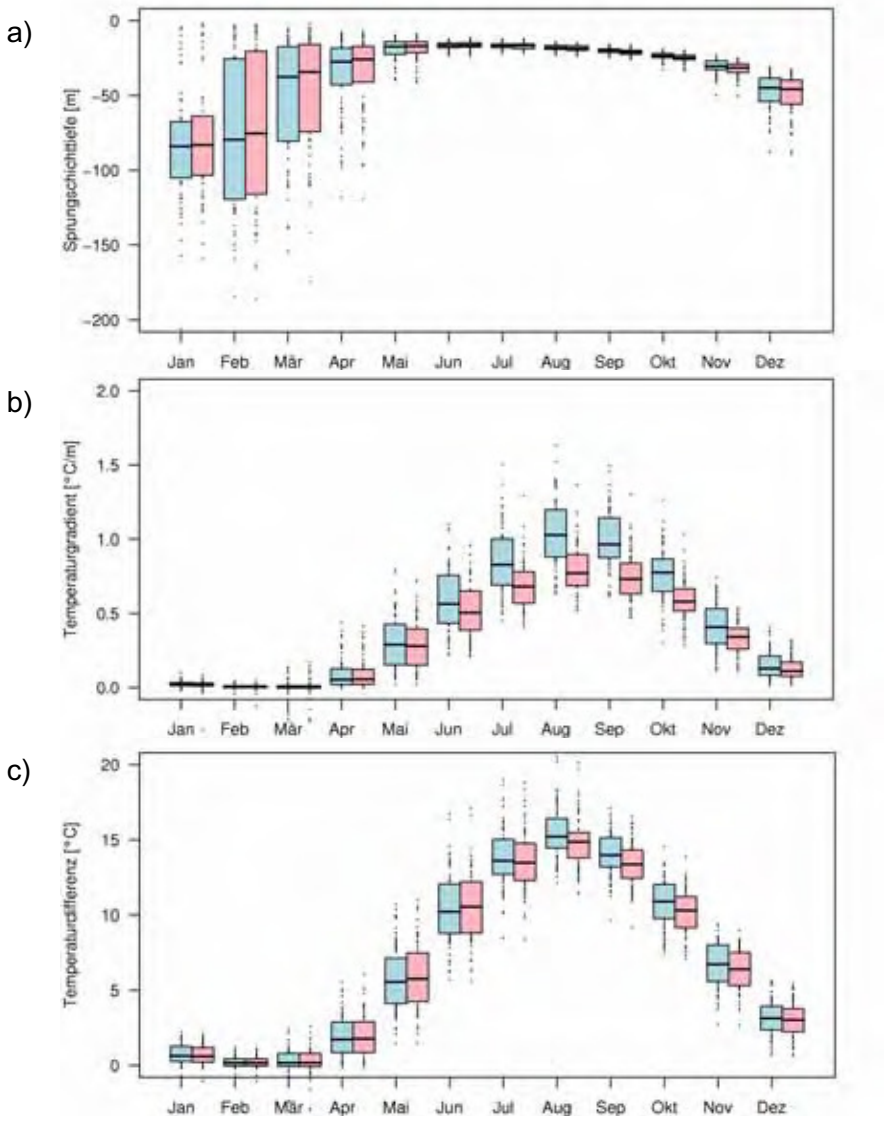


Abb. 10.4: Mittlerer saisonaler Verlauf der Lage der Sprungschicht (a), des stärksten Temperaturgradienten (b) und der Temperaturdifferenz zwischen Deckschicht und Hypolimnion (c). Die Werte wurden aus den Wassertemperaturwerten der Referenzsimulation (blau) und der Simulation, in welcher Zufluss- und Abflusswerte berücksichtig wurden (rot), berechnet für den Zeitraum vom 1.1.1960 bis 31.3.2007. Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die Querlinie kennzeichnet den Median.

11 Diskussion

Ein dreidimensionales hydrodynamisches Modell zum Bodensee wurde mit Hilfe der Simulationssoftware Delft3D Flow entwickelt und zur Berechnung der thermischen und hydrodynamischen Vorgänge angewandt. Als Antriebs- und Verifizierungsdaten standen langjährige meteorologische und hydrophysikalische Messreihen zur Verfügung, welche die Simulation über einen Zeitraum von etwa 47 Jahren ermöglichten.

Das Hauptziel der Untersuchungen war es die thermische Entwicklung des Bodensees nachzubilden und die Abhängigkeit hydrophysikalischer Abläufe von den Antriebsdaten durch geeignete Szenarien zu untersuchen. Auf der Grundlage solcher Untersuchungen lassen sich Einflüsse klimatischer Veränderungen auf die hydrophysikalischen Abläufe abschätzen. Im Fokus der Untersuchungen standen die winterlichen vertikalen Transportvorgänge, welche stark durch den Wärmeaustausch über die Seeoberfläche bestimmt werden. Bei der Anpassung des Modells wurde daher insbesondere auf die realistische Abbildung der winterlichen Temperaturverhältnisse im See geachtet.

Die benötigten Rechenzeiten machten es erforderlich, die Beckenform des Sees stark zu vereinfachen. Vergleichsrechnungen mit feiner aufgelösten Modellen zeigten jedoch keine bedeutenden Unterschiede bei den simulierten Wassertemperaturen. Kleinskalige Prozesse, wie etwa die Ausbreitung von Flusswasserfahnen, konnten mit diesem Modell nicht abgebildet werden. Es wurde angenommen, dass deren Einfluss auf den Gesamtsee in der langjährigen Betrachtung von untergeordneter Bedeutung ist. Zur Wirkung der Zuflüsse wurde eine vereinfachte Vergleichsrechnung durchgeführt, welche zwar auf eine erhöhte Durchmischung im Bereich der Sprungschicht hindeuten, jedoch keine wesentlichen Auswirkungen auf die winterliche vertikale Durchmischung oder die Wärmeaustauschprozesse erkennen lassen.

Das Windfeld war in den hier durchgeführten Simulationen für den gesamten See einheitlich. Zur Berücksichtigung der Windwirkung auf die vertikalen Durchmischungsprozesse und den Wärmeaustausch war dieser ausreichend, während die realitätsnahe Nachbildung des Strömungsmusters, welche ein horizontal aufgelöstes genaueres Windfeld benötigt, nicht Inhalt dieser Arbeit war.

Die in den Windmessdaten identifizierten Inhomogenitäten hatten auf die Simulationsergebnisse deutlichen Einfluss. Um diese Störeinflüsse zu reduzieren, wurde durch geeignete Transferfunktionen eine Angleichung der Hauptwindrichtung und der Häufigkeitsverteilung der Windstärken innerhalb der Windzeitreihen durchgeführt. Diese Anpassung führte zu einer erheblichen Verbesserung der Modellergebnisse.

Da die winterlichen vertikalen Austauschvorgänge sehr empfindlich von den Temperaturverhältnissen abhängen, musste besonders auf eine realitätsnahe Abbildung des Wärmeaustauschmodells geachtet werden. Hier zeigte sich, dass ohne eine Anpassung der Winddatenreihe keine zufriedenstellenden Ergebnisse erreicht werden konnten. Als mögliche Ursache wurde in Betracht gezogen, dass die von der Station Konstanz verwendete Lufttemperaturzeitreihe nicht hinreichend repräsentativ ist für den Gesamtsee. Ein Vergleich dieser Messdaten mit Lufttemperaturwerten, welche über der Seeoberfläche gemessen wurden, zeigte auf, dass die Luft über dem See im Sommer im Mittel kühler und im Winter wärmer ist. Um diesen Effekt zu imitieren wurden die Lufttemperaturen der Station Konstanz mit einer Filterfunktion auf der Basis von gleitenden Mittelwerten umgerechnet, wobei die durchgeführte Veränderung jedoch stärker war als die Temperaturabweichung im Messdatenvergleich. Es erscheint daher wahrscheinlich, dass weitere Einflüsse die Anpassung des Wärmeaustauschmodells erschwerten. Möglicherweise muss das verwendete Wärmeaustauschmodell erweitert werden, um für die Verhältnisse am Bodensee besser geeignet zu sein, da die Hauptanwendung der Modellsoftware vorwiegend in maritimen oder küstennahen Bereichen zu finden ist, also bei – im Gegensatz zum Bodensee – eher windstarken Verhältnissen. Als Fortentwicklung des

Wärmeaustauschmodells wurde daher von den Modellentwicklern eine Wärmeaustauschkomponente implementiert, welche einen windunabhängigen konvektiven Wärmeaustausch abbildet. Diese Modellerweiterung konnte jedoch in den hier durchgeführten Arbeiten nicht mehr angewandt werden.

Das angepasste Modell bildet die beobachteten Wassertemperaturen des Bodensees über fast fünf Jahrzehnte weitgehend gut ab. Abweichungen finden sich vor allem im oberen Bereich in der geschichteten Zeit: Oberflächennah sind die Temperaturen im Sommer im Modell etwas kühler und die Sprungschicht liegt geringfügig tiefer. Im Herbst kühlt der Modellsee etwas zu langsam aus. Die winterlichen Temperaturen decken sich jedoch, bedingt durch die Modellanpassung, sehr gut mit den Messwerten.

Die berechneten Wärmeflüsse sind weitgehend in guter Übereinstimmung mit anderen Literaturwerten. Der Verdunstungswärmefluss wird jedoch sehr wahrscheinlich unterschätzt. Für den winterlichen Wärmeaustausch ist er jedoch von geringer Bedeutung.

Das Modell errechnet für die Wirbeldiffusivität in der geschichteten Zeit ein ähnliches vertikales Profil, wie es die Messung mit einer Mikrostruktursonde lieferte. Im Deckschichtbereich und im tieferen Hypolimnion waren die simulieren und gemessenen Werte ähnlich. Im Bereich von 20 bis 100 m liefert das Modell sehr niedrige Werte. Eine Vergleichsimulation mit einer festgesetzten Hintergrunddiffusivität von 10^{-6} m²/s, wie sie als Minimalwert aus dem Messprofil entnommen wurde lieferte jedoch keine bedeutenden Simulationsunterschiede.

Die Untersuchung, welche Zeit (Einschwingzeit) das Modell benötigt, bis sich die simulierten Temperaturverhältnisse bei unterschiedlichen Startbedingungen aneinander angeglichen haben, zeigen, dass bei einer realitätsnahen Festlegung der Anfangsbedingungen kaum eine Einschwingzeit berücksichtigt werden muss. Die Angleichung der Temperaturen im Tiefenwasser erfolgt vorwiegend während der winterlichen vertikalen Durchmischung. Mehrjährige Phasen schwacher vertikaler Durchmischung verzögern daher den Temperaturausgleich.

Die Zielsetzung bei den Simulationsrechnungen mit unterschiedlichen meteorologischen Antriebsszenarien war, aufzuzeigen, wie sich die Veränderungen auf die Temperatur-, Schichtungs- und Durchmischungsprozesse im See auswirken. Ausgehend von einer Referenzsimulation, welche die gemessenen Wassertemperaturen realitätsnah simuliert, wurden Szenarien berechnet, bei welchen jeweils nur ein meteorologischer Antriebsparameter verändert wurde, da bei einer Überlagerung mehrerer Veränderungen der Zusammenhang zwischen Ursache und Wirkung schwieriger oder auch gar nicht mehr zu erkennen ist.

Bei den Szenarien mit konstanter Erhöhung oder Verringerung der Lufttemperaturen entspricht die Temperaturänderung der oberen Wasserschicht im Mittel in etwa jener der Luft. Zur Tiefe hin fällt die Änderung jedoch schwächer aus, so dass sich der Temperaturunterschied zwischen Deckschicht und Hypolimnion erhöht. Infolge der vertikal unterschiedlichen Erwärmung erhöht sich die Stabilität der Schichtung, einerseits auf Grund des höheren vertikalen Temperaturunterschieds und andererseits auf Grund der insgesamt höheren Temperaturen: Ein höherer Temperaturunterschied bedeutet einen höheren Dichteunterschied. Bei höheren Temperaturen ergibt sich auf Grund der nicht-linearen Temperaturabhängigkeit der Dichte des Wassers bei gleicher Temperaturdifferenz ein höherer Dichteunterschied.

Eine stabilere Schichtung bei sonst gleichen Verhältnissen führt zu einer verringerten vertikalen Durchmischung. Bei den Szenarien erhöhter Lufttemperaturen erwärmt sich das Tiefenwassers daher langsamer. Da wärmere Hypolimniontemperaturen die winterliche Durchmischung begünstigen, stellt der langsamere Temperaturanstieg einen zusätzlichen Wirkmechanismus dar, der sich hinderlich auf die winterliche vertikale Durchmischung auswirkt.

Auch innerhalb des Hypolimnions können vertikale Temperaturgradienten eine wichtige Rolle für die Durchmischung des Wasserkörpers darstellen. In mehrjährigen Phasen ausbleibender Tiefenwasserdurchmischung zeigte sich im Szenario mit um +4°C erhöhten Lufttemperaturen, dass sich ein Temperaturgradient innerhalb des Tiefenwasserkörpers bildete, der eine merkliche Verringerung der vertikalen Wirbeldiffusivität bewirkte und somit eine schwächere vertikale

Durchmischung. Da eine verstärkte Schichtung innerhalb des Hypolimnions den vertikalen Austausch abschwächt, begünstigt diese beispielsweise die Bildung von Sauerstoffdefiziten in den unteren Wasserschichten.

Auf Grund der Saisonalität der Schichtungs- und Durchmischungsvorgänge ist bei der Veränderung der Lufttemperaturen eine jahreszeitlich unterschiedliche Wirkung zu erwarten. Daher wurden Szenarien untersucht, in welchen eine konstante Temperaturänderung nur für jeweils ein bestimmtes Quartal im Jahr durchgeführt wurde. Diese Berechnungen zeigen, dass die Hypolimniontemperaturen im Wesentlichen durch die Lufttemperaturen im Winterquartal (Dezember bis Februar) bestimmt werden. Bei einer Temperaturerhöhung im Sommer zeigt sich deutlich eine Schichtungsstabilisierung im Metalimnionbereich, welche u.a. durch eine auffällig geringe Temperaturzunahme oder sogar -abnahme unterhalb der Sprungschicht erkennbar wird.

Neben Szenarien mit geänderten mittleren Temperaturverhältnisse wurden auch Simulationen zu einer veränderten Variabilität der Lufttemperaturen durchgeführt. Hierbei wurden die gegenüber einem gleitenden Monatsmittel sich ergebenden Abweichungen der Tagesmittelwerte verstärkt oder abgeschwächt. Eine erhöhte Variabilität führte im Frühjahr zur Ausbildung eines etwas kühleren Bereiches unterhalb der Deckschicht, der im Sommer zunächst fortbesteht und sich dann allmählich auflöst. Ein Interpretationsversuch hierzu basiert auf der Temperaturabhängigkeit der Dichte des Wassers: Verstärkte Kaltphasen transportieren demnach im Frühjahr kühleres Wasser, das sich an der Oberfläche bildet, unter die Deckschicht, während verstärkte Warmphasen zu einer erhöhten Schichtungsstabilität führen und damit zu einer geringeren vertikalen Vermischung. Die Temperaturen des Tiefenwassers zeigen bei den Szenarien geänderter Lufttemperaturvariabilität kaum Veränderungen, woraus auf eine geringe Bedeutung dieser Szenarien für die winterliche Tiefenwassererneuerung geschlossen werden kann.

Szenarien in welchen die Windstärkezeitreihen durch einen konstanten Faktor verändert wurden, zeigen eine Verstärkung der vertikalen Durchmischung bei stärkeren Winden. Während der Schichtungsperiode flacht sich hierdurch der Temperaturgradient im Metalimnion ab, während im Tiefenwasser ein steilerer Anstieg des Temperaturverlaufs zwischen den Durchmischungsereignissen erkennbar wird. Diese Hypolimnionerwärmung begünstigt die winterliche Durchmischung. Der Gesamtwärmeaustausch wird durch den Wind verstärkt, so dass der See im Sommer mehr Wärme aufnimmt und im Winter mehr Wärme abgibt.

Saisonal wirkt sich eine veränderte Windstärke sehr unterschiedlich aus. Im Winter bewirkt der Wind eine erhöhte Auskühlung, welche zusammen mit einer verstärkten turbulenten Durchmischung den vertikalen Tiefenwasseraustausch begünstigt. Ein stärkerer Wind im Frühjahrsquartal (März bis Mai) führt zu einer Erwärmung des Tiefenwassers, welche sich dadurch erklären lässt, dass der stärkere Wind in der Phase der einsetzenden Erwärmung bei noch schwacher Schichtung mehr Wärme in die Tiefe des Sees einmischen kann. Im Sommer und Herbst beschränkt sich die Wirkung der Windstärkeänderung im Wesentlichen auf die Deckschicht bis ins Metalimnion, wo sich bei stärkerem Wind der vertikale Wasser- und Wärmeaustausch erhöht, was u.a. zur Abschwächung des Temperaturgradienten in der Sprungschicht führt.

Auch die Windrichtung hat erheblichen Einfluss auf die vertikalen Durchmischungsvorgänge. Szenarien, in welchen das Windfeld jeweils um einen bestimmten Winkel gedreht wurde, zeigen, dass die vertikale Durchmischung insbesondere dann sehr hoch ist, wenn die Hauptwindrichtung etwa entlang der Längsachse des Sees ausgerichtet ist. Die geringste Änderung ergab sich bei einer Umkehr der Windrichtung (180°). Bei diesen Szenarien zeigte sich zudem, dass die verwendeten Windrichtungszeitreihen noch heterogen sind, was aus der für verschiedene Zeitabschnitte unterschiedlichen Wirkung der Windrichtungsdrehung erkennbar ist.

Veränderungen der relativen Luftfeuchte wirken sich vorwiegende in den oberen Wasserschichten aus. Durch den geänderten Verdunstungswärmefluss führt eine erhöhte Luftfeuchte zu wärmeren Wassertemperaturen und umgekehrt. Um eine bedeutende Änderung zu bekommen, muss die Feuchte jedoch relativ stark geändert werden. Der bei moderaten Änderungen relativ geringe

Einfluss der Luftfeuchte auf die Tiefenwassertemperaturen dürfte darauf zurückzuführen sein, dass im Winter der Verdunstungswärmefluss von geringer Bedeutung ist.

Veränderungen bei den Zeitreihen zur Wolkenbedeckung führen vor allem in den Sommermonaten in den oberen Wasserschichten zu Abweichungen von der Referenzsimulation, da in dieser Zeit die Strahlungsterme, welche vom Bedeckungsgrad beeinflusst werden, im Wärmeaustauschmodell von sehr hoher Bedeutung sind. Eine verminderte Wolkenbedeckung führt zu einer Erwärmung und umgekehrt. Der Einfluss auf die Tiefenwassertemperaturen und die winterliche vertikale Durchmischung ist jedoch sehr gering.

Da bei den Szenarienberechnungen die für die veränderten Antriebsverhältnisse passenden Anfangsbedingungen zunächst nicht bekannt sind, wurden die Startbedingungen in der Regel wie bei der an die Messdaten angepassten Referenzsimulation gewählt. Um abzuschätzen, nach welcher Zeit das Modell sich an die veränderten Randbedingungen angepasst hat, wurden für einige Szenarien Vergleichsrechnungen durchgeführt, bei welchen der Zustand gegen Ende der Simulation als Anfangszustand für den neuen Modelllauf verwendet wurde. Mit dieser Untersuchung wurde deutlich, dass insbesondere bei Szenarien, welche zu einer seltenen winterliche Durchmischung führen, die Einschwingphase des Modells sehr lange dauern kann. Im Szenario mit einer Temperaturerhöhung um +4°C waren es ca. 25 Jahre.

Der Einfluss veränderter Lufttemperaturen auf die winterliche vertikale Durchmischung wurde mit Tracer-Simulationen näher untersucht, da die Temperaturverläufe im Tiefenwasser nur einen groben Hinweis auf die Durchmischungsintensität. Der Modellsee wurde hierfür zum Herbst eines jeden Jahres mit einer fiktiven konservativen Substanz (Tracer) numerisch so markiert, dass ein vertikaler Konzentrationsgradient gegeben war. Die Durchmischung dieses Tracers im Verlauf einer Wintersaison lässt auf die Intensität der vertikalen Durchmischung schließen. Die Modellergebnisse können zudem mit Durchmischungskennwerten verglichen werden, welche aus Orthophosphat-Messungen abgeleiteten wurden. Dieser Vergleich zeigt eine hinreichende Übereinstimmung der Durchmischungskennwerte, was die gute Eignung des Modells für die Untersuchung des winterlichen Tiefenwasseraustauschs belegt. In Jahren mit einer guten vertikalen Durchmischung erfolgt der Austausch des Wassers in den untersten Schichten in den Simulationen sehr abrupt innerhalb eines oder weniger Tage im Zeitbereich von Januar bis März. Dies ist in guter Übereinstimmung mit Messungen, mit welchen tatsächlich ein sehr rascher Austausch des Tiefenwassers beobachtet wurde.

Die Tracer-Simulationen wurden für die Szenarien mit konstanter Temperaturänderung durchgeführt und gegeneinander verglichen. Die Vergleiche zeigen, dass sich infolge erhöhter winterlicher Lufttemperaturen die vertikale Durchmischung abschwächt. Hierdurch werden zudem mehrjährige Phasen unzureichender Tiefenwassererneuerung wahrscheinlicher. Die Modelle bestätigen damit Ergebnisse aus der Analyse von Messdaten: Während der im Mittel kälteren Jahre vor etwa 1988 war die Durchmischung meist gut, während sie danach bei im Mittel etwa 1°C wärmeren Temperaturen deutlich häufiger schwach ausfiel (Wahl 2007).

Für das Ökosystem des Sees ist die von der vertikalen Durchmischung abhängige Sauerstofferneuerung von hoher Bedeutung, da hiervon einerseits die Lebensbedingungen im Tiefenwasser und im Benthos beeinflusst werden, andererseits aber auch Rücklösungsprozesse aus dem See von den Redox-Verhältnissen abhängen. Eine Temperaturänderung im Hypolimnion kann aber auch direkte Auswirkungen auf die Organismen haben, z.B. für auf dem Sediment abgelegte Fischeier, deren Entwicklungsdauer temperaturabhängig ist.

Die mit dem Modell durchgeführten Untersuchungen zum Einfluss veränderter meteorologischer Verhältnisse wurden unter der Annahme durchgeführt, dass die wesentlichen Prozesse, welche die Temperaturverhältnisse, die Ausprägung der thermischen Schichtung sowie die Tiefenwassererneuerung bestimmen, vom Modell hinreichend gut abgebildet werden. Von untergeordneter Bedeutung wurden z.B. der Einfluss der Flusswasserfahnen oder seitlicher Dichteströmungen, welche sich durch eine schnellere Auskühlung des Wassers in den Flachwasserbereichen bilden, angesehen. Dafür, dass diese nicht berücksichtigten Prozesse im Beobachtungszeitraum (1961-2007) tatsächlich eine geringe Bedeutung für die

hydrophysikalischen Untersuchungen in dieser Arbeit hatten, spricht, dass das verwendete Modell die beobachteten Wassertemperaturen realitätsnah abbilden konnte. Dies erlaubt jedoch noch keine extrapolierende Aussage darüber, welche Bedeutung diese Prozesse bei einem veränderten Klima haben könnten. Eine Abschätzung hierzu kann mit hochaufgelösten Modellen durchgeführt werden.

Auf Grund der hohen Bedeutung der thermischen Schichtung für den vertikalen Stoffaustausch und die biologischen Prozesse wurde eine Methode entwickelt, um Eigenschaften der Sprungschicht quantitativ zu beschreiben. Durch die Anpassung einer Sigmafunktion an die vertikalen Temperaturprofile charakteristische Kennwerte zur Sprungschicht errechnet werden, wie etwa zur vertikalen Lage oder zum maximalen Temperaturgradienten. Mit dieser Methode wurden die Sprungschichteigenschaften der Referenzsimulation mit jenen verglichen, die aus Messungen abgeleitet wurden. Zudem wurden verschiedene Modellszenarien gegeneinander verglichen.

Die Lage der simulierten und der „gemessenen“ Sprungschicht unterscheidet sich nur wenig. Der Auf- und Abbau des Temperaturgradienten ist bei den Simulationen im Jahresverlauf etwa um einen Monat verzögert, erreicht aber im Sommer den gleichen Maximalwert von etwa 1,0 °C/m wie in den Messzeitreihen.

Das Szenario mit einer um +2°C erhöhten Lufttemperaturzeitreihe führte nur zu geringen Änderungen in der Lage der Sprungschicht, jedoch zu einem merklichen Anstieg der Temperaturgradienten und einem erhöhten Temperaturunterschied zwischen der Deckschicht und dem Hypolimnion. Die erhöhte Lufttemperatur bewirkt demnach eine stabilere thermische Schichtung im Metalimnion. Einen ebenfalls sehr deutlichen Einfluss auf die Schichtungsstabilität in der Sprungschicht hat Erhöhung der Windstärke um beispielsweise 50%: Diese führte zu einer Halbierung des maximalen Temperaturgradienten und ein Absenken der mittleren Lage der Sprungschicht. Auch im Szenario, das in vereinfachter Weise die Zuflüsse berücksichtigt, sind die Temperaturgradienten in der Sprungschicht abgeschwächt, während die Lage der Sprungschicht jedoch kaum von der Referenzsimulation abweicht.

Die Untersuchungen in dieser Arbeit basieren auf einem hydrodynamischen Modell, das in vieler Hinsicht starke Vereinfachungen der realen Vorgänge beinhaltet. Die Ergebnisse zeigen jedoch, dass mit der gewählten Herangehensweise viele Zusammenhänge zwischen den meteorologischen Antriebskräften und den Abläufen im See gut analysiert und somit besser verstanden werden können. Gegenüber eindimensionalen Modellen kann das hier verwendete dreidimensionale Modell den Einfluss der Form und der Ausrichtung des Seebeckens besser berücksichtigen, wie sich beispielsweise bei den Untersuchungen zur Windrichtung zeigte. Die Fortentwicklung der Modelle und der Rechnerleistungen wird künftig auch für Langzeituntersuchungen eine weitere Verfeinerung des Modellgitters ermöglichen, so dass beispielsweise Zuflüsse und Flachwasserprozesse besser berücksichtigt werden können. Weiterentwicklungsmöglichkeiten liegen zudem in der Optimierung des Wärmeflussmodells und in der Anwendung von horizontal aufgelösten Windfeldern.

Literaturverzeichnis

Appt, J., & Stumpp, S. (2002). Die Bodensee-Messkampagne 2001, IWS/CWR Lake Constance Measurement Program 2001. Mitteilungsheft 111, Institut für Wasserbau, Universität Stuttgart.

Appt, J. (2003). “Analysis of Basin-Scale Internal Waves in Upper Lake Constance”, Mitteilungsheft 123, Institut für Wasserbau, Universität Stuttgart.

Appt, J., Imberger, J., & Kobus, H. (2004). Basin-scale motion in stratified Upper Lake Constance. Limnol. Oceanogr., **49**: 919-933.

Auerbach, M. & Ritzi, M. (1937). Die Oberflächen und Tiefenströme des Bodensees. Der Lauf des Rheinwassers durch den Bodensee in den Sommermonaten. Arch. Hydrobiol. **32**: 409-433.

Auerbach, M. & Schmalz, J. (1927). Die Oberflächen und Tiefenströme des Bodensees. Die Ströme der Bregenzer Bucht im Jahre 1926. Schr. Ver. Gesch. Bodensee **55**: 179-214.

Auerbach, M. & Schmalz, J. (1931). Die Oberflächen und Tiefenströme des Bodensees. Die konstanten Ströme des Untersees, des Seerheins und der Konstanzer Bucht. Arch. Hydrobiol. **23**: 231-249.

Bäuerle E. (1981). Die Eigenschwingungen abgeschlossener, zweigeschichteter Wasserbecken bei variabler Bodentopographie. Berichte aus dem Institut für Meereskunde an der Univ. Kiel, Nr. **85**.

Bijvelds, M. (2001). Numerical modelling of estuarine flow over steep topography. Dissertation an der Technischen Universität Delft.

Boehrer, B., & M. Schultze (2008). Stratification of lakes. Rev. Geophys., **46**, RG2005

Delft3D (2007). Delft3D-FLOW. Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments. User manual. Version 3.14, Oktober 2007.

Delft3D (2008). Delft3D-FLOW. Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments. User manual. Version 3.14, Revision 5661, Dezember 2008.

Duwe, K., Fey, A., & Hollan E. (1999). Mathematisches Modell des Alpenrhein-Einstroms in den Bodensee. Blauer Bericht der Internationale Gewässerschutzkommission für den Bodensee, Nr. **50**.

Elster, H.-J. & Einsele, W. (1937). Beiträge zur Hydrographie des Bodensee-Obersee. Int. Rev. Hydrobiol. **35**: 520-585.

Eurolakes (2003): Renewal of constituents study. Authoren: U. Lemmin, H. Baumert, K. Duwe, E. Hollan, B. Wahl; Beitrag zum EU-Projekt Eurolakes, workpackage 6, report D27; Bericht verfügbar über: www.eurolakes.org.

Forel, F.A. (1893). Die Schwankungen des Bodensees. Schr. Ver. Gesch. Bodensee **22**: 49-77.

Gill, A.E., (1982). Atmosphere-Ocean dynamics, International Geophysics Series, Vol. **30**, Academic Press.

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

Hollan, E. (1999): Erneuerung des Tiefenwassers im Bodensee durch weitreichende see-eigene Dichteströmungen. Deutsche Ges. f. Limnologie (DGL) – Tagungsbericht 1998 (Klagenfurt), Band **1**: 229–233.

Hornung, R. (2002). Numerical Modelling of Stratification in Lake Constance with the 1-D hydrodynamic model DYRESM. Diplomarbeit an der Universität Stuttgart, Institut für Wasserbau.

Hollan, E., & Duwe, K. (2003). Fernausbreitung des Alpenrhein-Einstroms in den Bodensee-Obersee bei tiefer winterlicher Einschichtung. Jahresbericht der Internationalen Gewässerschutzkommission für den Bodensee: Limnologischer Zustand des Bodensees, Nr. **30**.

Hollan, E. & S. Serruya (1992): Kryptogene Wasserkörperformationen in den Tiefen des winterlichen Bodensees. Deutsche Ges. f. Limnologie (DGL). Erweiterte Zusammenfassung d. Jahrestagung 1992 in Konstanz, Band **1**: 8-16

Hollan, E. & Simons, T.J. (1978). Wind-induced changes of temperature and currents in Lake Constance. Arch. für Met. Geophys. und Bioklimat. **127**(1):1-104.

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

Lampert W., & Sommer, U. (1993). Limnoökologie. Thieme-Verlag, Stuttgart, 1993. ISBN 3-13-786401-1.

Lehn, H. (1965). Isothermenschwankungen im Bodensee. Umschau in Wissenschaft und Technik, 644-647.

Ollinger, D. (1999).: Modellierung von Temperatur, Turbulenz und Algenwachstum mit einem gekoppelten physikalisch-biologischen Modell. Dissertation an der Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg. Erhältlich unter dissertation.de, Verlag im Internet, Berlin.

Peeters, F., Straile, D., Lorke, A., & Ollinger, D. (2007). Turbulent mixing and phytoplankton spring bloom development in a deep lake. Limnol. Oceanogr., **52**(1), 286–298

Prandke, H. (2005). Testmessungen mit MSS Profilern im Bodensee, Kurzbericht, November 2005, 7 Seiten. Bericht liegt am Institut für Seenforschung der Landesanstalt für Umwelt, Messung und Naturschutz in Langenargen vor.

Rodi, W. (1984). Turbulence models and their application in hydraulics. (2nd Edn ed.). International Association for Hydraulics Research, Delft.

Rossknecht, H. (2003): Der Alpenrhein im Bodensee, Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg (LfU) Institut für Seenforschung (ISF), 1. Auflage.

Rossknecht, H., Güde, H., Hetzenauer, H., Wahl, B. & Wolf, T. (2007). Auswirkungen von Klimaveränderungen auf das Zirkulationsverhalten des Bodensee-Obersees. *In* Zum Einfluss des Klimas auf den Bodensee. KLIWA-Berichte Heft 11. Erhältlich unter www.kliwa.de/index.php?pos=ergebnisse/hefte/ [Abfrage von Oktober 2009].

Serruya, S., Hollan, E., Bitsch, B. (1984). Seady winter circulation in Lakes Constance and Kinneret driven by wind and main tributaries. Arch. Hydrobiol. / Suppl. **70**: 33-110.

Smith, S.D., & Banke, E.G., (1975). Variation of the sea surface drag coefficient with wind speed. Quart. J. R. Met. Society, **101**, 665-673.

Stewart, K.M. & Hollan, E. (1984). Physical Model Study of Lake Constance. Swiss J. Hydrology **46**(1).

Stewart, K.M. (1988). Tracing inflows in a physical model of Lake Constance. J. Great Lakes Res. **14**: 466-478.

UNESCO (1981). The practical salinity scale 1978 and the international equation of state of seawater 1980. Tenth report of the Joint Panel on Oceanographic Tables and Standards (1981), (JPOTS), Sidney, B.C., Canada. UNESCO technical papers in marine science, No. **36**.

Wagner, G., Mahmoudian, B. & Schröder, H. G. (1994). Water-budget of Upper Lake Constance: an estimation of total supply based on runoff and water level variations. Aquatic Sciences 56 (2), 179-189.

Wagner, G. & Wagner, B. (1978). Zur Einschichtung von Flusswasser in den Bodensee-Obersee. Schweiz. Z. Hydrol. **40**(2).

Wahl, B. (2007). Kovarianzanalysen physikalischer, chemischer und biologischer Langzeitdaten des Bodensees mit hydrometeorologischen Parametern. *In* Zum Einfluss des Klimas auf den Bodensee. KLIWA-Berichte Heft 11. Erhältlich unter www.kliwa.de/index.php?pos=ergebnisse/hefte/ [Abfrage von Oktober 2009].

Wasmund E., (1927). Die Strömungen des Bodensees. Int. Revue. ges. Hydrobiol. Hydrogr. **18**: 84-114 und 231-260.

Wasmund E., (1928). Die Strömungen des Bodensees. Int. Revue. ges. Hydrobiol. Hydrogr. **19**: 21-155.

Zeppelin E. Graf (1893). Die hydrographischen Verhältnisse des Bodensees. Bodensee-Forschungen Teil III. Schr. Ver. Gesch. Bodensee **22**: 81-103.

Abbildungsverzeichnis

Abb. Z.1: Das Einzugsgebiet des Bodensee, die Seeteile und einige charakteristische Daten. Datenquelle: Bodensee-Wasser-Informationsystem (BOWIS) der IGKB (www.igkb.de) 8
Abb. 1.1: Schematische Darstellung zu den wesentlichen physikalischen Prozessen, welche den Impuls-, Energie- und Masseaustausch des Bodensees bestimmen. 10
Abb. 2.1: Grobes kurvilineares Modellgitter mit der Seeform folgenden länglichen Gitterzellen. Der Seeteil, der dem Überlinger See entspricht, ist hier verkürzt. Die Simulationsergebnisse, welche in dieser Arbeit ausgewertet und dargestellt sind, wurden für die rot umrandete Gitterzelle berechnet. Diese liegt etwa an der tiefsten Stelle des Sees und entspricht der Seemitte-Messstation, für welche langjährige Temperaturzeitreihen zur Verfügung standen (Kapitel 4). *Rechts*: Schrägansicht zur besseren Darstellung der Bathymetrie. 12
Abb. 2.2: Modellgitter mit quadratischen Gitterzellen von 1x1 km² Fläche entlang der Längen- und Breitengrade. *Rechts*: Schrägansicht zur besseren Darstellung der Bathymetrie. 12
Abb. 2.3: Hochaufgelöstes kurvilineares Modellgitter mit der Seeform folgenden länglichen Gitterzellen. *Rechts*: Schrägansicht zur besseren Darstellung der Bathymetrie. 13
Abb. 2.4: Längsschnitt durch das grobe Gittermodell. Links: Überlinger See. Rechts: Bregenzer Bucht. Die vertikalen Schichtgrenzen verlaufen auf Ebenen konstanter Tiefe (Z-Layer-Modell). 13
Abb. 2.5: Monatsmittelwerte der mit der Secchi-Scheibe gemessenen Sichttiefe, nach Monaten getrennt dargestellt (Zeitraum: 17.4.1961 bis 2.6.2003 mit meist 1 oder 2 Messungen pro Monat). 26
Abb. 3.1: Windrichtungen, welche aus der jährlichen vektoriellen Summe der stündlichen Windvektoren bei der Messstation Konstanz gebildet wurden: Für alle Windstärken (schwarz) und für Windstärken >4 m/s (grau). 28
Abb. 3.2: Jährliche Mittelwerte der Windstärke bei der Messstation Konstanz. 28
Abb. 3.3: Anzahl der Windstärkewerte bis 0,5 m/s bei der Messstation Konstanz (schwarz) und Anzahl der Nullwerte (grau), errechnet aus stündlichen Messwerten. 28
Abb. 3.4: Vergleich der Verteilungsstatistik der Windstärkewerte vor (a1, a2) und nach (b1, b2) der Anpassung. Angabe der Zeitbereiche: blau 1960-1964, hellblau 1965-1974, grün 1975-1984, orange 1985-1994, rot 1995-31.3.2007. In den unteren Graphiken (a2, b2) sind die relativen Abweichungen bezogen auf den Mittelwert der jeweiligen Windstärken dargestellt. 29
Abb. 3.5: Histogramm zur Windrichtungshäufigkeit für Windstärken ≥6 m/s vor (*links*) und nach (*rechts*) der Anpassung der Windrichtung für die Zeitraume 1.1.1960-31.10.1972 (schwarz) und 1.11.1972-31.3.2007 (grau). 29
Abb. 3.6: Darstellung des windstärkeabhängigen Änderungsfaktors C_1 (Gl. 3.2), der für die Anpassung der Windstärkewerte im Zeitbereich von 1960 bis Ende 1976 verwendet wurde. 30
Abb. 3.7: Nach Monaten und Zeiträumen separat berechnete Quantile der **Lufttemperaturwerte**, welche für die Referenzsimulation verwendeten wurden. für unterschiedliche Zeiträume Angabe der Zeiträume (je Monat von links nach rechts): 1960-1972, 1973-1983, 1984-1995 und 1996-31.3.2007. Messwerte außerhalb der mittleren Quartile (Kasten = 25-75%) sind als graue Punkte dargestellt und bilden vertikale Linien. Die Mittelwerte, die als x eingezeichnet sind, decken sich insgesamt gut mit den Medianwerten. 32

Abb. 3.8: *Oben*: Vergleich monatlich gemittelter Lufttemperaturwerte der Flachwasserstation vor Langenargen (schwarz) und der DWD-Wetterstation in Konstanz (grau). Die Zeitreihe der Station bei Langenargen hat ein reguläres Messintervall von 20 Minuten und weist Lücken auf. Vergleiche wurden nur für Monate durchgeführt, in welchen mindestens 500 Wertepaare vorlagen, was im Zeitraum von April 2006 bis Juli 2008 stets der Fall war. *Unten*: Differenz zwischen den beiden Stationen. 32

Abb. 3.9: *Oben*: Vergleich monatlich gemittelter Lufttemperaturwerte der Boje im Überlingersee (schwarz) und der DWD-Wetterstation in Konstanz (grau). Die Zeitreihe der Station im Überlingersee hat ein reguläres Messintervall von 20 Minuten und weist Lücken auf. Vergleiche wurden nur für Monate durchgeführt, in welchen mindestens 500 Wertepaare vorlagen, was im Jahr 2006 von Juni bis November nicht der Fall war. *Unten*: Differenz zwischen den beiden Stationen. 33

Abb. 3.10: Quartile der Differenz zwischen der modifizierten und der nicht modifizierten Zeitreihe der Lufttemperaturen nach Monaten getrennt berechnet für den Gesamtzeitraum von 1.1.1960 bis 31.3.2007. Messwerte außerhalb der mittleren Quartile (Kasten = 25-75%) sind als Punkte dargestellt und bilden daher vertikale Linien. Im Winter wurden die Temperaturen durch die Anpassung erhöht, im Sommer dahingegen verringert. 34

Abb. 3.11. Nach Monaten separat berechnete Quantile der für die Referenzsimulation verwendeten Werte der **relativen Feuchte** für unterschiedliche Zeiträume (jeweils: 1960-1972, 1973-1983, 1984-1995 und 1996-31.3.2007). Messwerte außerhalb der mittleren Quartile (Kasten = 25-75%) sind als graue Punkte dargestellt und bilden daher vertikale Linien. Die Mittelwerte, die als x eingezeichnet sind, liegen etwas tiefer als die Medianwerte. 34

Abb. 3.12: Nach Monaten separat berechnete Quantile der für die Referenzsimulation verwendeten Werte der **Wolkenbedeckung** für unterschiedliche Zeiträume (je Monat von links nach rechts: 1960-1972, 1973-1983, 1984-1995 und 1996-31.3.2007). Messwerte außerhalb der mittleren Quartile (Kasten = 25-75%) sind als graue Punkte dargestellt und bilden daher vertikale Linien. Die Mittelwerte, die als x eingezeichnet sind, liegen etwas tiefer als die Medianwerte. 35

Abb. 3.13: Pegel-Abflussbeziehung zwischen dem Konstanzer Bodenseepegel und dem Abfluss im Seerhein für den Zeitbereich vom 1.11.1984 bis 18.07.2004. Die angepasste Kurve ist grün dargestellt. Im dargestellten Pegelbereich nimmt die Abflussmenge bei 1 cm Pegelanstieg im Mittel um 2,7 m³/s zu (rote Regressionsgeraden)..... 36

Abb. 3.14: *Oben*: Aus den Wasserstandsdaten des Bodensee ermittelte Abflussmengen, welche in einem Modelllauf als Zuflussmengen verwendet wurden. *Unten*: Wassertemperaturen aus Messdaten zum Alpenrhein. Lücken oder Zeiträume, für welche keine Daten vorlagen, wurden durch die Werte des mittleren Jahrestemperaturverlaufs ergänzt. 37

Abb. 4.1: Karte zum Bodensee mit eingezeichneter Messstelle in der Seemitte an der tiefsten Stelle des Sees. Zudem sind die beiden Messstationen (Überlingersee und Langenargen) eingezeichnet, von denen Lufttemperaturwerte für den Vergleich mit den Messwerten von Konstanz verwendet wurden (Kapitel 3.2). 39

Abb. 5.1: Veranschaulichung des Algorithmus zur Veränderung der Variabilität der Lufttemperatur: Die schwarze Linie ist das gleitenden Mittel der Temperaturen von ±15 Tagen, die grüne das gleitenden Mittel der Werte im Zeitfenster ±0,5 Tage. Die Differenz dieser geglätteten Kurven wird mit einem Faktor beaufschlagt und zur ursprünglichen Zeitreihe (rot) hinzugerechnet, woraus die Zeitreihe veränderte Lufttemperaturvariabilität resultiert (blau). In der oberen Graphik wird die Schwankungsbreite erhöht (Faktor +1,0) in der unteren vermindert (Faktor -0,5). 42

Abb. 5.2: Bei den Tracer-Experimenten wurde im Simulationszeitraum jährlich zum 1. Oktober ein fiktiver konservativer Markierungsstoff (Tracer) in den See eingebracht, wie hier farblich dargestellt. Die Konzentration ist dimensionslos im Wertebereich zwischen 0 und 100 angegeben. Die Graphik stellt einen Querschnitt des Sees im Bereich der größten Tiefe dar, wobei links das Südufer und rechts das Nordufer liegt. 44

Abb. 5.3: Beispiel für die Anpassung einer Sigmafunktion (rot) an vertikale Profile der Wassertemperatur (schwarze Kreise). *Links*: Messwerte vom 3.7.2006 bei der Seemitte-Messtation. *Rechts*: Modellergebnisse der Referenzsimulation für dasselbe Datum. Die grauen Kreise extrapolieren die Deckschichttemperatur über die Seeoberfläche hinaus, wodurch sich die statistische Unsicherheit bei der Anpassung der Sigmafunktion verringert. 45

Abb. 6.1: Gegenüberstellung der simulierten (rot) und gemessenen (blau) Wassertemperaturen in unterschiedlichen Tiefen (Tiefenangabe links neben den Graphiken). Die grüne Kurve stellt die Abweichung der Simulation von den Messungen dar. Zeitraum: 17.4.1961 bis 19.3.2007. Messfrequenz variierend: 1 bis 4 Messungen pro Monat. 48

Abb. 6.2: Nach Jahren und Tiefenstufen getrennte Darstellung der Temperaturabweichung der Referenzsimulation von den Messwerten im Zeitraum 17.4.1961 bis 19.3.2007. Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die rote Linie kennzeichnet den Median. 49

Abb. 6.3: Nach Monaten und Tiefenstufen getrennte Darstellung der Temperaturabweichung der Referenzsimulation von den Messwerten für den Zeitraum 17.4.1961 bis 19.3.2007. Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die rote Linie kennzeichnet den Median. Die Tiefenskala ist nicht distanztreu. 49

Abb. 6.4: Mittlere monatliche Wärmeflüsse der Referenzsimulation für den Zeitraum 1961 bis März 2007. Der Gesamtwärmefluss (a) errechnet sich nach $Q_{tot} = Q_{sn} - Q_{eb} - Q_{ev} - Q_{co}$ aus der kurzwelligen Nettoeinstrahlung der Sonne Q_{sn} (b), der effektiven langwelligen Rückstrahlung Q_{eb} (c), dem konvektiven Wärmefluss Q_{co} (d) und dem Verdunstungswärmefluss Q_{ev} (e). 50

Abb. 6.5: Mittlere monatliche Temperaturen der obersten Wasserschicht (schwarz) der Referenzsimulation und der Luft (grau) für den Zeitraum 1.1.1961 bis 31.3.2007. ... 51

Abb. 6.6: *Links:* Logarithmierte vertikale Wirbeldiffusivität D_t^V der Referenzsimulation im Zeitbereich vom 1.1.2000 bis 31.3.2007 in der Mitte des Sees. Der Oktober 2005 ist für den Vergleich mit der Messung vom 25.10.2005 (*rechte Graphik)* hervorgehoben. Die *mittlere Graphik* stellt die für das Messdatum simulierten Wirbeldiffusivitätswerte dar. 52

Abb. 6.7: Vergleich der Wassertemperaturen der Simulation (T^*) mit einer vertikalen Hintergrunddiffusivität von 10^{-6} m²/s gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}) für den Zeitraum vom 1.1.1960 bis 31.3.2007. *Oben:* Farbcodierte Darstellung der Differenz $\Delta T = T^*-T_{Ref}$. *Unten:* Nach Monaten und Tiefenstufen getrennte Darstellung von ΔT. Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die rote Linie kennzeichnet den Median. Die Tiefenskala ist nicht distanztreu. 53

Abb. 7.1: Vergleich der Wassertemperaturen der Simulation (T^*) mit einem fein aufgelösten Gitter quadratischer Gitterzellen von 1x1 km² Größe gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}) für den Zeitraum vom 1.1.1960 bis 31.3.2007. *Oben:* Farbcodierte Darstellung der Differenz $\Delta T = T^*-T_{Ref}$. *Mitte:* Nach Monaten und Tiefenstufen getrennte Darstellung von ΔT. Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die rote Linie kennzeichnet den Median. Die Tiefenskala ist nicht distanztreu. *Unten:* T^* (rot), T_{Ref} (blau) und ΔT (grün) in 250 m Tiefe. 56

Abb. 7.2: Vergleich der Wassertemperaturen der Simulation (T^*) mit nicht modifizierten Lufttemperaturen gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}) für den Zeitraum vom 1.1.1960 bis 31.3.2007. *Oben:* Farbcodierte Darstellung der Differenz $\Delta T = T^*-T_{Ref}$. *Mitte:* Nach Monaten und Tiefenstufen getrennte Darstellung von ΔT. Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die rote Linie kennzeichnet den Median. Die Tiefenskala ist nicht distanztreu. *Unten:* T^* (rot), T_{Ref} (blau) und ΔT (grün) in 250 m Tiefe. 57

Abb. 7.3: Vergleich der Wassertemperaturen der Simulation (T^*) mit nicht angepassten Windstärke- und Windrichtungsdaten gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}) für den Zeitraum vom 1.1.1960 bis 31.3.2007. *Oben:* Farbcodierte Darstellung der Differenz $\Delta T = T^*-T_{Ref}$. *Unten:* T^* (rot), T_{Ref} (blau) und ΔT (grün) in 250 m Tiefe. 58

Abb. 7.4: Vergleich der Wassertemperaturen der Simulation (T^*) mit Zu- und Abfluss gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}) für den Zeitraum vom 1.1.1960 bis 31.3.2007. *Oben:* Farbcodierte Darstellung der Differenz $\Delta T = T^*-T_{Ref}$. *Mitte:* Nach Monaten und Tiefenstufen getrennte Darstellung von ΔT. Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die rote Linie kennzeichnet den Median. Die Tiefenskala ist nicht distanztreu. *Unten:* T^* (rot), T_{Ref} (blau) und ΔT (grün) in 250 m Tiefe. 60

Abb. 7.5: *Links:* Temperaturverläufe in 250 m Tiefe von 17 Läufen (rot), welche in jedem zweiten Jahr von 1960 bis 1992 zum Jahresbeginn mit einer Wassertemperatur von 10°C (a) bzw. 0°C (b) in der gesamten Wassersäule begannen. Die Temperaturen gleichen sich im Verlauf mehrerer Jahre an den Referenzlauf (blau, nur teilweise erkennbar) an. *Rechts:* Abweichung dieser Simulationsläufe von der Referenzzeitreihe. Die Zeitachse beginnt hier jeweils mit dem Simulationsstart. 61

Abb. 8.1: Vergleich der Wassertemperaturen der Simulation (T^*) mit um -0.4°C verminderten Lufttemperaturen und daran angepassten Startbedingungen gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}) für den Zeitraum von 1.1.1960 bis 31.3.2007. *Oben:* Farbcodierte Darstellung der Differenz $\Delta T = T^*-T_{Ref}$. *Mitte:* Nach Monaten und Tiefenstufen getrennte Darstellung von ΔT. Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die rote Linie kennzeichnet den Median. Die Tiefenskala ist nicht distanztreu. *Unten:* T^* (rot), T_{Ref} (blau) und ΔT (grün) in 250 m Tiefe. 64

Abb. 8.2: Vergleich der Wassertemperaturen der Simulation (T^*) mit um +1.0°C erhöhten Lufttemperaturen und daran angepassten Startbedingungen gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}) für den Zeitraum von 1.1.1960 bis 31.3.2007. *Oben:* Farbcodierte Darstellung der Differenz $\Delta T = T^*-T_{Ref}$. *Mitte:* Nach Monaten und Tiefenstufen getrennte Darstellung von ΔT. Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die rote Linie kennzeichnet den Median. Die Tiefenskala ist nicht distanztreu. *Unten:* T^* (rot), T_{Ref} (blau) und ΔT (grün) in 250 m Tiefe. 65

Abb. 8.3: Vergleich der Wassertemperaturen in 250 m Tiefe von zwei Simulationen mit einer um +4°C erhöhten Lufttemperatur aber unterschiedlichen Wassertemperaturen zum Beginn der Berechnung: Der erste Modelllauf (blau) verwendet dieselben Anfangswerte, wie die Referenzsimulation. Der zweite Modelllauf (rot) verwendet die Temperaturverhältnisse, welche sich im ersten Lauf zum 1.1.2007 ergaben (7,0°C in 250 m Tiefe). Die Simulationen decken den Zeitraum vom 1.1.1960 bis 31.3.2007 ab. Die Differenz $\Delta T = T_{Lauf2} - T_{Lauf1}$ der beiden Temperaturzeitreihen ist grün dargestellt. 66

Abb. 8.4: Häufigkeitsverteilung der täglichen Temperaturänderungen in 250 m Tiefe für a) die Referenzsimulation und b) das Szenario mit um +4°C erhöhten Lufttemperaturen und Anfangswerten der Wassertemperaturen von 7,0°C in 250 m Tiefe. Der Wertebereich der Temperaturänderung wurde zur besseren Darstellung auf 10^{-3} bis $2{,}5\cdot10^{-3}$ °C/Tag begrenzt. 67

Abb. 8.5: *Oben:* Wassertemperaturen in 150 und 250 m Tiefe für das Szenario mit um +4°C erhöhten Lufttemperaturen und Anfangstemperaturen von 7,0°C in 250 m Tiefe. *Mitte:* Temperaturdifferenz zwischen den beiden Tiefenstufen. *Unten:* Vertikal über den Tiefenbereich von 150 bis 250 m gemittelte Werte der vertikalen Wirbeldiffusivität D_t^V. Der Wertebereich von D_t^V wurde zur besseren Darstellung auf 0 bis 0,023 m²/s begrenzt, da zeitweise sehr viel größere Werte auftreten (v.a. bei winterlichem Tiefenwasseraustausch). 67

Abb. 8.6: Saisonaler Verlauf des Gesamtwärmeflusses Q_{tot} (a), der effektiven langwelligen Rückstrahlung Q_{eb} (b), dem konvektiven Wärmefluss Q_{co} (c) und dem Verdunstungswärmefluss Q_{ev} (d) für die Simulation mit um +1,0°C erhöhten Lufttemperaturen und daran angepassten Startbedingungen (grau) gegenüber der Referenzsimulation (schwarz) für den Zeitbereich vom 1.1.1960 bis 31.3.2007 68

Abb. 8.7: Abweichung $\Delta T = T^*-T_{Ref}$ der Wassertemperaturen der Simulationen mit saisonal erhöhter Lufttemperatur (T^*) gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}). Die Lufttemperatur wurde in den Szenarien um 2°C für jeweils ein Quartal erhöht (Angabe links neben den Graphiken. DJF: Dezember bis Februar, usw.). 69

Abb. 8.8: Vergleich der Wassertemperaturen der Simulation (T^*) mit um +2°C erhöhten Lufttemperaturen im Quartal Dezember bis Februar (DJF) gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}). *Oben:* Nach Monaten und Tiefenstufen getrennte Darstellung von $\Delta T = T^*-T_{Ref}$. Wegen der anfänglichen „Einschwingphase“ bei T^* wurde die statistische Auswertung erst ab 1.1.1970 bis 31.3.2007 durchgeführt. Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die rote Linie kennzeichnet den Median. Die Tiefenskala ist nicht distanztreu. *Unten:* T^* (rot), T_{Ref} (blau) und ΔT (grün) in 250 m Tiefe für den Zeitraum vom 1.1.1960 bis 31.3.2007. 70

Abb. 8.9: Vergleich der Wassertemperaturen der Simulation (T^*) mit um +2°C erhöhten Lufttemperaturen im Quartal Juni bis August (JJA) gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}): Nach Monaten und Tiefenstufen getrennte Darstellung von $\Delta T = T^*-T_{Ref}$ für den Zeitraum vom 1.1.1960 bis 31.3.2007. Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die rote Linie kennzeichnet den Median. Die Tiefenskala ist nicht distanztreu. 71

Abb. 8.10: Vergleich der Wassertemperaturen der Simulation (T^*) mit um den Faktor 0,5 erhöhter Variabilität gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}) für den Zeitraum vom 1.1.1960 bis 31.3.2007. *Oben:* Farbcodierte Darstellung der Differenz $\Delta T = T^*-T_{Ref}$. *Mitte:* Nach Monaten und Tiefenstufen getrennte Darstellung von ΔT. Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die rote Linie kennzeichnet den Median. Die Tiefenskala ist nicht distanztreu. *Unten:* T^* (rot), T_{Ref} (blau) und ΔT (grün) in 250 m Tiefe. 72

Abb. 8.11: Saisonaler Verlauf des Gesamtwärmeflusses Q_{tot} (a) und des konvektiven Wärmeflusses Q_{co} (b) für die Simulation mit einer um den Faktor 0,5 erhöhten Variabilität der Lufttemperatur (grau) gegenüber der Referenzsimulation (schwarz) für den Zeitbereich vom 1.1.1960 bis 31.3.2007 73

Abb. 8.12: Vergleich der Wassertemperaturen der Simulation (T^*) mit einer um den Faktor 1,2 erhöhten Windstärke gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}) für den Zeitraum vom 1.1.1960 bis 31.3.2007. *Oben:* Farbcodierte Darstellung der Differenz $\Delta T = T^*-T_{Ref}$. *Mitte:* Nach Monaten und Tiefenstufen getrennte Darstellung von ΔT. Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die rote Linie kennzeichnet den Median. Die Tiefenskala ist nicht distanztreu. *Unten:* T^* (rot), T_{Ref} (blau) und ΔT (grün) in 250 m Tiefe 74

Abb. 8.13: Vergleich der Wassertemperaturen der Simulation (T^*) mit einer um den Faktor 0,8 verminderten Windstärke gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}) für den Zeitraum von 1.1.1960 bis 31.3.2007. *Oben:* Farbcodierte Darstellung der Differenz $\Delta T = T^*-T_{Ref}$. *Mitte:* Nach Monaten und Tiefenstufen getrennte Darstellung von ΔT. Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die rote Linie kennzeichnet den Median. Die Tiefenskala ist nicht distanztreu. *Unten:* T^* (rot), T_{Ref} (blau) und ΔT (grün) in 250 m Tiefe. 75

Abb. 8.14: Saisonaler Verlauf des Gesamtwärmeflusses Q_{tot} (a), der effektiven langwelligen Rückstrahlung Q_{eb} (b), dem konvektiven Wärmefluss Q_{co} (c) und dem Verdunstungswärmefluss Q_{ev} (d) für die Simulation mit einer um den Faktor 1,2 erhöhten Windstärke (grau) gegenüber der Referenzsimulation (schwarz) für den Zeitbereich vom 1.1.1960 bis 31.3.2007. 76

Abb. 8.15: Abweichung $\Delta T = T^*-T_{Ref}$ der Wassertemperaturen der Simulationen mit saisonal veränderter Windstärke (T^*) gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}). Die Windstärke wurde in den Szenarien um den Faktor 1,2 für jeweils ein Quartal erhöht (Angabe links neben den Graphiken. DJF: Dezember bis Februar, usw.). 77

Abb. 8.16: Vergleich der Wassertemperaturen der Simulation (T^*) mit geänderter Windstärke gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}) in 250 m Tiefe für den Zeitraum vom 1.1.1960 bis 31.3.2007. In der oberen Graphik wurde die Windstärke im Quartal Dezember bis Februar (DJF) und in der unteren Graphik im Quartal März bis April (MAM) um den Faktor 1,2 erhöht. T^* (rot), T_{Ref} (blau) und $\Delta T = T^*-T_{Ref}$ (grün). 78

Abb. 8.17: Saisonaler Verlauf des Gesamtwärmeflusses Q_{tot} (a) und des konvektiven Wärmeflusses Q_{co} (b) für die Simulation mit einer um den Faktor 1,2 erhöhten Windstärke im Quartal **Dezember bis Februar (DJF)** (grau) gegenüber der Referenzsimulation (schwarz) für den Zeitbereich vom 1.1.1960 bis 31.3.2007. 78

Abb. 8.18: Saisonaler Verlauf des Gesamtwärmeflusses Q_{tot} (a) und des konvektiven Wärmeflusses Q_{co} (b) für die Simulation mit einer um den Faktor 1,2 erhöhten Windstärke im Quartal **März bis Mai (MAM)** (grau) gegenüber der Referenzsimulation (schwarz) für den Zeitbereich vom 1.1.1960 bis 31.3.2007. 79

Abb. 8.19: Saisonaler Verlauf des Gesamtwärmeflusses Q_{tot} (a) und des konvektiven Wärmeflusses Q_{co} (b) für die Simulation mit einer um den Faktor 1,2 erhöhten Windstärke im Quartal **Juni bis August (JJA)** (grau) gegenüber der Referenzsimulation (schwarz) für den Zeitbereich vom 1.1.1960 bis 31.3.2007. 79

Abb. 8.20: Saisonaler Verlauf des Gesamtwärmeflusses Q_{tot} (a) und des konvektiven Wärmeflusses Q_{co} (b) für die Simulation mit einer um den Faktor 1,2 erhöhten Windstärke im Quartal **September bis November (SON)** (grau) gegenüber der Referenzsimulation (schwarz) für den Zeitbereich vom 1.1.1960 bis 31.3.2007. 80

Abb. 8.21: Schematische Darstellung zu den vorgenommenen Änderungen der Hauptwindrichtung und deren Einfluss auf die vertikale Durchmischung. Dreht man die Hauptwindrichtung in Seelängsrichtung ist die Durchmischung stärker, quer dazu hingegen schwächer. 81

Abb. 8.22: Abweichung $\Delta T = T^*-T_{Ref}$ der Wassertemperaturen der Simulationen mit veränderter Windrichtung (T^*) gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}). Die Windrichtungs-änderung ist links neben den Graphiken angegeben und erfolgte im Uhrzeigersinn. 82

Abb. 8.23: Vergleich der Wassertemperaturen der Simulation (T^*) mit um 270° in Uhrzeigersinn gedrehter Windrichtung gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}) in 250 m Tiefe für den Zeitraum vom 1.1.1960 bis 31.3.2007: T^* (rot), T_{Ref} (blau) und $\Delta T = T^*-T_{Ref}$ (grün). 83

Abb. 8.24: Abweichung $\Delta T = T^{*}-T_{Ref}$ der Wassertemperaturen der Simulationen mit veränderter Luftfeuchte (T^{*}) gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}). Die Szenarien (1) bis (6) sind rechts neben den Graphiken gekennzeichnet und im Text beschrieben. Die unterschiedlichen Farbskalierungen in den Graphiken sind zu beachten. 84

Abb. 8.25: Vergleich der Wassertemperaturen der Simulation (T^{*}) mit einer reduzierten relativen Feuchte, berechnet nach $r_{hum}^{*} = 0{,}9\ r_{hum}$, gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}) für den Zeitraum vom 1.1.1960 bis 31.3.2007. *Oben:* Nach Monaten und Tiefenstufen getrennte Darstellung von $\Delta T = T^{*}-T_{Ref}$. Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die rote Linie kennzeichnet den Median. Die Tiefenskala ist nicht distanztreu. *Unten:* T^{*} (rot), T_{Ref} (blau) und ΔT (grün) in 250 m Tiefe. 85

Abb. 8.26: Saisonaler Verlauf des Gesamtwärmeflusses Q_{tot} (a), des konvektiven Wärmeflusses Q_{co} (b), des Verdunstungswärmeflusses Q_{ev} (c) und der effektiven langwelligen Rückstrahlung Q_{eb} (d) für die Simulation mit einer reduzierten relativen Feuchte, berechnet nach $r_{hum}^{*} = 0{,}9\ r_{hum}$ (grau), gegenüber der Referenzsimulation (schwarz) für den Zeitbereich vom 1.1.1960 bis 31.3.2007. 86

Abb. 8.27: Abweichung $\Delta T = T^{*}-T_{Ref}$ der Wassertemperaturen der Simulationen mit veränderter Wolkenbedeckung (T^{*}) gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}). Die Szenarien (1) bis (4) sind rechts neben den Graphiken gekennzeichnet und im Text beschrieben. Die unterschiedlichen Farbskalierungen in den Graphiken sind zu beachten. 87

Abb. 8.28: Vergleich der Wassertemperaturen der Simulation (T^{*}) mit einem Bedeckungsgrad von 0% (Szenario 1) gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}) für den Zeitraum vom 1.1.1960 bis 31.3.2007. *Oben:* Nach Monaten und Tiefenstufen getrennte Darstellung von $\Delta T = T^{*}-T_{Ref}$. Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die rote Linie kennzeichnet den Median. Die Tiefenskala ist nicht distanztreu. *Unten:* T^{*} (rot), T_{Ref} (blau) und ΔT (grün) in 250 m Tiefe. 88

Abb. 8.29: Vergleich der Wassertemperaturen der Simulation (T^{*}) mit einem Bedeckungsgrad von 100% (Szenario 4) gegenüber der Referenzsimulation (T_{Ref}) für den Zeitraum vom 1.1.1960 bis 31.3.2007. *Oben:* Nach Monaten und Tiefenstufen getrennte Darstellung von $\Delta T = T^{*}-T_{Ref}$. Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die rote Linie kennzeichnet den Median. Die Tiefenskala ist nicht distanztreu. *Unten:* T^{*} (rot), T_{Ref} (blau) und ΔT (grün) in 250 m Tiefe. 89

Abb. 8.30: Saisonaler Verlauf des Gesamtwärmeflusses Q_{tot} (a), der kurzwelligen Nettoeinstrahlung der Sonne Q_{sn} (b), der effektiven langwelligen Rückstrahlung Q_{eb} (c), des konvektiven Wärmeflusses Q_{co} (d) und des Verdunstungswärmeflusses Q_{ev} (c) für die Simulation mit einem Bedeckungsgrad von 100% (Szenario 4) (grau) gegenüber der Referenzsimulation (schwarz) für den Zeitbereich 1.1.1960 bis 31.3.2007. 90

Abb. 9.1: Tracer-Verteilung in einem Querschnitt an der tiefsten Stelle des Sees für unterschiedliche Zeitpunkte im Winterhalbjahr 1990/91, nachdem zum 1. Oktober 1990 die Markierung mit dem Tracer erfolgte. Die Bildsequenz zeigt das Durchmischen des Tracers im Verlauf einer Wintersaison, in welcher die vertikale Durchmischung vollständig war. Die Tracerkonzentration ist als dimensionslose Größe angegeben. Die Graphiken stellen einen Querschnitt des Sees im Bereich der größten Tiefe dar, wobei jeweils links das Südufer und rechts das Nordufer liegt. 91

Abb. 9.2: Verlauf der Tracer-Konzentration an der tiefsten Stelle des Modell-Sees in 250 m Tiefe für die Referenzsimulation für jedes Jahr im Zeitraum Oktober 1960 bis Oktober 2006. Der Tracer wurde jeweils zum Anfang Oktober hinzu gegeben. 92

Abb. 9.3: Indikatorwerte zur vertikalen winterlichen Durchmischung für die Referenzsimulation (Z_{Tracer}, rot) im Vergleich zu den aus Orthophosphat-Messungen ($Z_{Orthophosphat}$, grün) abgeleiteten Indikatorwerten (Wahl 2007). Bei $Z_{Orthophosphat}$ entsprechen Werte über ca. 0,8 einer guten Durchmischung. Z_{Tracer} muss dahingegen bei einer guten Durchmischung nahezu 1 sein. 93

Abb. 9.4: Indikatorwerte Z_{Tracer} zur vertikalen winterlichen Durchmischung für die Referenzsimulation (±0°C) im Vergleich zu verschiedenen Szenarien geänderter Lufttemperaturen (Änderungswerte links neben den Graphiken). Ein Indikatorwert $Z_{Tracer} \approx 1$ entspricht einer guten winterlichen vertikalen Durchmischung. Es muss beachtet werden, dass die Simulationen mit denselben Anfangswassertemperaturen gestartet wurden, wie die Referenzsimulation und daher eine Anpassungszeit an die veränderten Lufttemperaturverhältnisse benötigt wird. Beim Szenario mit + 4,0°C Erhöhung kann die Simulation ab etwa 1985 als angepasst betrachtet werden. 94

Abb. 10.1: Mittlerer saisonaler Verlauf der Lage der Sprungschicht (a), des stärksten Temperaturgradienten (b) und der Temperaturdifferenz zwischen Deckschicht und Hypolimnion (c). Die Werte wurden aus den Wassertemperaturwerten der Messungen (blau) und der Referenzsimulation (rot) berechnet für den Zeitraum vom 1.1.1960 bis 31.3.2007. Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die Querlinie kennzeichnet den Median. 96

Abb. 10.2: Mittlerer saisonaler Verlauf der Lage der Sprungschicht (a), des stärksten Temperaturgradienten (b) und der Temperaturdifferenz zwischen Deckschicht und Hypolimnion (c). Die Werte wurden aus den Wassertemperaturwerten der Referenzsimulation (blau) und der Simulation mit um +2°C erhöhten Lufttemperaturen (rot) berechnet für den Zeitraum vom 1.1.1960 bis 31.3.2007 (vgl. Kapitel 8.1, *zweiter Lauf*). Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die Querlinie kennzeichnet den Median. 97

Abb. 10.3: Mittlerer saisonaler Verlauf der Lage der Sprungschicht (a), des stärksten Temperaturgradienten (b) und der Temperaturdifferenz zwischen Deckschicht und Hypolimnion (c). Die Werte wurden aus den Wassertemperaturwerten der Referenzsimulation (blau) und der Simulation mit einer um den Faktor 1,5 erhöhten Windstärke (rot) berechnet für den Zeitraum vom 1.1.1960 bis 31.3.2007. Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die Querlinie kennzeichnet den Median. 98

Abb. 10.4: Mittlerer saisonaler Verlauf der Lage der Sprungschicht (a), des stärksten Temperaturgradienten (b) und der Temperaturdifferenz zwischen Deckschicht und Hypolimnion (c). Die Werte wurden aus den Wassertemperaturwerten der Referenzsimulation (blau) und der Simulation, in welcher Zufluss- und Abflusswerte berücksichtig wurden (rot), berechnet für den Zeitraum vom 1.1.1960 bis 31.3.2007. Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die Querlinie kennzeichnet den Median. 99

Tabellenverzeichnis

Tab. 2.1: Oberflächen A und Volumenwerte V verschiedener Modellgitter und des Bodensee-Obersees, sowie deren A/V-Verhältnis..... 13
Tab. 2.2: Koeffizienten für die UNESCO-Formel zur Dichte des Wassers. 16
Tab. 2.3: Modellkonstanten, welche zur Anpassung des Modells verwendet wurden. 23
Tab. 2.4: Modell-Konstanten, welche bei der Modellanpassung nicht verändert wurden. 24
Tab. 3.1: Vergleich der Anpassungsparameter verschiedener Untersuchungen zur Pegel-Abflussbeziehung des Bodenseewasserstands bei Konstanz und der Abflussmenge im Ausstrom (Seerhein). 36
Tab. A.1: Verwendete Versionen der Delft3D Flow Modellierungssoftware. 119
Tab. A.2: Tiefen und Dicken der vertikalen Schichten des Modellgitters sowie die Anfangsbedingungen für die Wassertemperaturen verschiedener Simulationsläufe und der Tracerkonzentrationen für die in Kapitel 9 beschriebenen Tracermodellläufe. Die in der Referenzsimulation und in der Regel auch für die anderen Simulationen verwendeten Anfangstemperaturen stehen in der Spalte „Referenz“. Die Spalten „-0,4°C“ bis „+4°C“ geben die Anfangsbedingungen für den in Kapitel 8.1 beschriebenen *zweiten Lauf* der jeweiligen Lufttemperaturänderungsszenarien an. Da diese Temperaturprofile gegen Ende des *ersten Laufs* zum 1.1.2007 aus den Ergebnissen ausgelesen wurden und der Winter 2006/2007 war relativ warm war, ergaben sich selbst beim -0,4°C-Szenario gegenüber der Referenz relativ warme Oberflächentemperaturen. 123

Anhang

A.1 Verwendetes Rechnersystem für die Simulationsrechnung

Für die Modellrechnungen wurde ein Multiprozessorsystem mit 8 64-bit Dual Core AMD Opteron Prozessoren (875, 2,21 GHz, 32 GByte RAM) verwendet. Als Betriebssystem war Microsoft Windows Server 2003 R2, Enterprise x64 Edition, Service Pack 1 installiert.

A.2 Verwendete Versionen der Delft3D Flow Software

Die nachfolgende Tabelle listet die Versionen der Delft3D Flow Modellierungssoftware auf, welche für die Simulationsrechnungen in dieser Arbeit verwendet wurden.

Tab. A.1: Verwendete Versionen der Delft3D Flow Modellierungssoftware.

Datum der Installation	Version Delft3D Flow	Bemerkung
7.2.2007	3.54.22.00.r.01.00 Zeitmarke: Nov 23, 2006	
16.6.2008	3.57.02.2585 Zeitmarke: 29-05-2008, 13:39:17,21	Diese Version beinhaltet die Option einer zusätzlichen Wärmeflusskomponente, welche die windunabhängige Konvektion berücksichtigt. Diese wurde jedoch in dieser Arbeit nicht verwendet wurde. Zudem wurden Korrekturen im Wärmeflussmodell durchgeführt (s. Anhang 0).

A.3 Simulationsunterschiede auf Grund der Versionsumstellung

Die Umstellung der Software-Version von Delft3D Flow (vgl. Anhang A.2) war mit einer Änderung in der Berechnung des Verdunstungswärmeflusses (Gl. 2.37) verbunden. Für die Berechnung des Sättigungsdampfdruck e_s (Gl. 2.36) war in der älteren Programmversion irrtümlicher Weise nicht die Lufttemperatur T_a (in °C), sondern die Oberflächenwassertemperatur T_s (in °C) verwendet worden:

$$e_s = 10^{\frac{0,7859+0,03477\,T_S}{1,0+0,00412\,T_S}} \quad \text{in der älteren Version} \qquad (\text{A.1})$$

und

$$e_s = 10^{\frac{0,7859+0,03477\,T_a}{1,0+0,00412\,T_a}} \quad \text{in der neueren Version} \qquad (\text{A.2})$$

Die verdunstungsbedingten Wärmeverluste sind durch diesen Unterscheid bei der älteren Programmversion von Juni bis Februar erkennbar niedriger (Abb. A.2b), von März bis Mai dahingegen höher. Die Wassertemperaturen der neueren Programmversion sind daher vor allem in der zweiten Jahreshälfte etwas niedriger als in der älteren Version (Abb. A.1). Der Unterschied in den Wassertemperaturen wirkt sich auf den konvektiven Wärmeaustausch (Abb. A.2c) so aus, dass er die Veränderung im Verdunstungswärmefluss annähernd kompensiert. Der Gesamtwärmefluss (Abb. A.2a) ist daher nur geringfügig verändert. Die sehr geringen

Unterschiede bei den Tiefenwassertemperaturen (Abb. A.1) deuten darauf hin, dass die winterlichen vertikalen Durchmischungsprozesse bei beiden Modellversionen annähernd übereinstimmend simuliert werden.

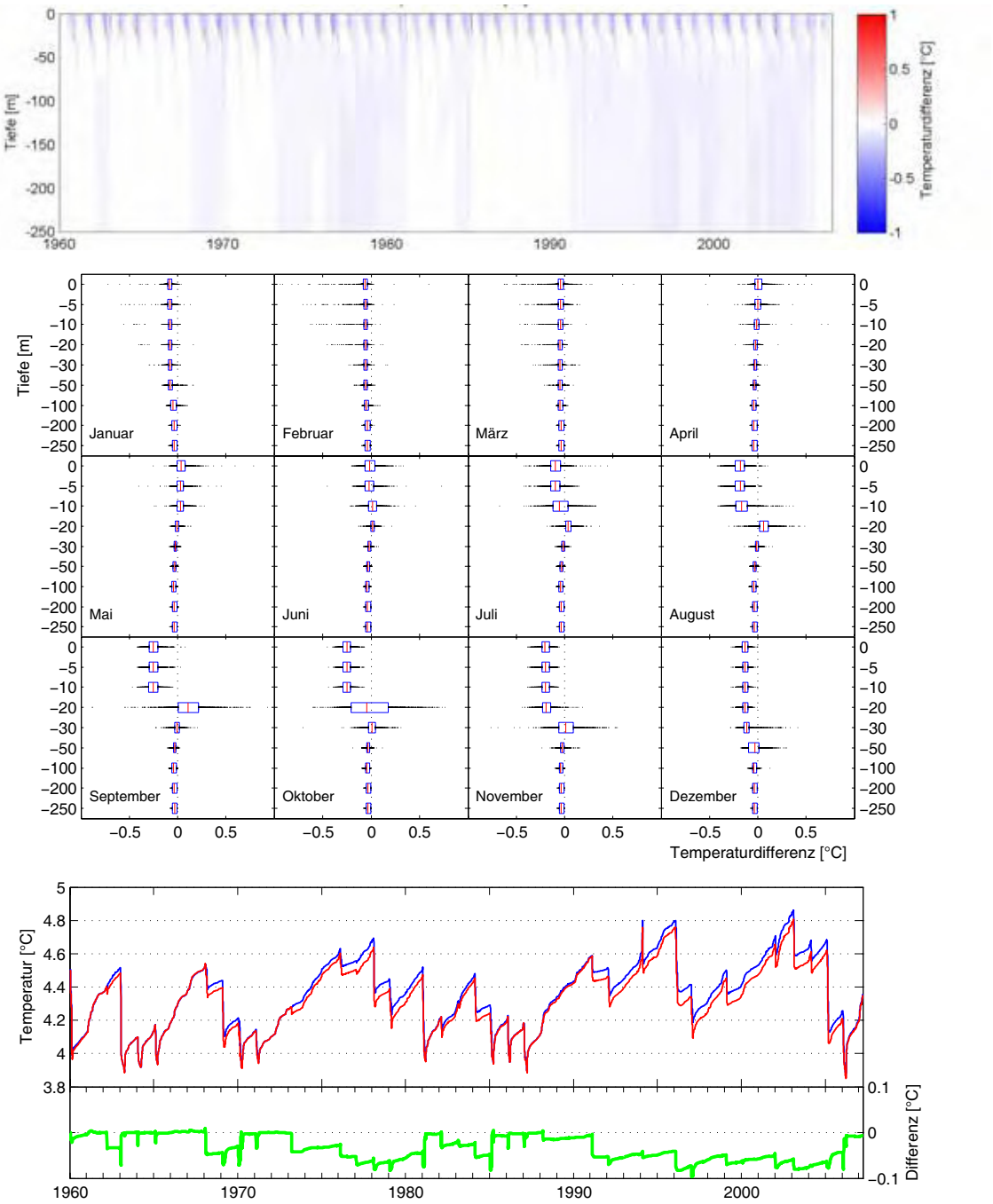


Abb. A.1: Vergleich der Wassertemperaturen der Referenzsimulation (T_{neu}), welche mit der neueren Modellierungssoftwareversion (3.57.02.2585) durchgeführt wurde, und der Referenzsimulation (T_{alt}) mit der älteren Version (3.54.22.00.r.01.00) für den Zeitraum vom 1.1.1960 bis 31.3.2007. *Oben:* Farbcodierte Darstellung der Differenz $\Delta T = T_{neu}-T_{alt}$. *Mitte:* Nach Monaten und Tiefenstufen getrennte Darstellung von ΔT. Die Balken geben die beiden mittleren Quartile an, die schwarzen Punkte die übrigen Werte. Die rote Linie kennzeichnet den Median. Die Tiefenskala ist nicht distanztreu. *Unten:* T_{neu} (rot), T_{alt} (blau) und ΔT (grün) in 250 m Tiefe.

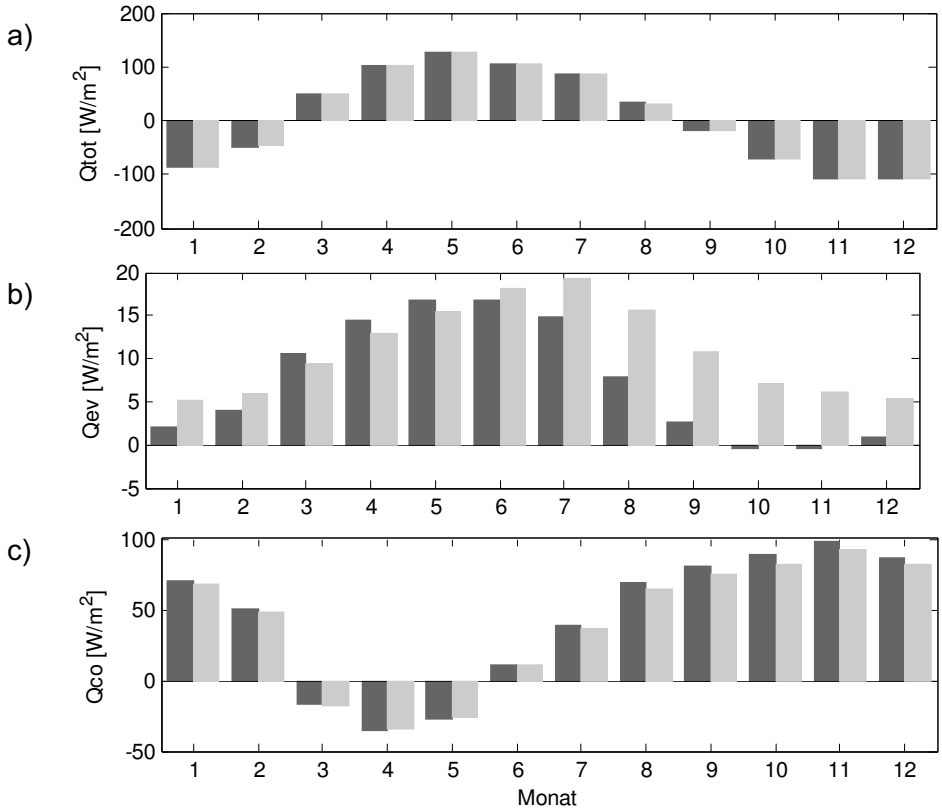


Abb. A.2: Vergleich des monatlichen Gesamtwärmefluss Q_{tot} (a), des Verdunstungswärmeflusses Q_{ev} (b) und des konvektiven Wärmefluss Q_{co} (c) für den Zeitraum vom 1.1.1961 bis 31.3.2007 für die beiden Referenzsimulationen mit der älteren (schwarz) und der neueren (grau) Softwareversion.

A.4 Festlegung der vertikalen Einteilung des Modellgitters und der Anfangswerte der Wassertemperaturen und der Tracerkonzentrationen

Die Tiefeneinteilung des hydrodynamischen Modells wurde nach einer Gaußfunktion berechnet, um im oberen Bereich, aber auch nahe des Seegrunds eine verfeinerte vertikale Auflösung zu erreichen (Abb. A.3, Tab. A.2).

Für die Festlegung der Temperaturanfangsbedingungen für den Referenzlauf lagen keine Messwerte in zeitlicher Nähe zum Beginn des Simulationszeitraums (1.1.1960) vor, weshalb ein für den 1. Januar typisches Messprofil verwendet wurde (Tab. A.2).

Für die in Kapitel 8.1 beschriebenen *zweiten Läufe* der Erwärmungsszenarien, in welchen die Temperaturverhältnisse des *ersten Laufs* zum 1.1.2007 als Anfangsbedingungen für den *zweiten Läufe* verwendet wurde, sind in Tab. A.2 aufgelistet.

Die Tracer, welche in den in Kapitel 9 beschriebenen Modellläufen zur Untersuchung der vertikalen Durchmischung als Markierung in den See eingebracht wurden, wurden durch einen gleichmäßigen mit der Tiefe von 0 auf 100 ansteigenden Konzentrationsverlauf vorgegeben (in Tab. A.2). Die Tracerkonzentration wurde als dimensionslose Größe behandelt.

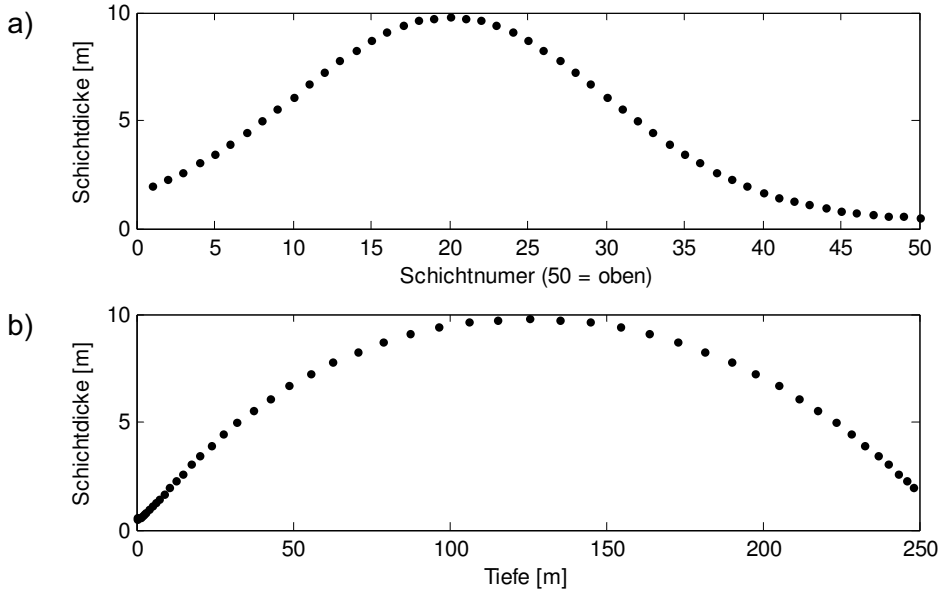


Abb. A.3: Schichtdicken des verwendeten Modellgitters aufgetragen über der Schicht-Nr (a) und über der Tiefe (b).

Tab. A.2: Tiefen und Dicken der vertikalen Schichten des Modellgitters sowie die Anfangsbedingungen für die Wassertemperaturen verschiedener Simulationsläufe und der Tracerkonzentrationen für die in Kapitel 9 beschriebenen Tracermodellläufe. Die in der Referenzsimulation und in der Regel auch für die anderen Simulationen verwendeten Anfangstemperaturen stehen in der Spalte „Referenz“. Die Spalten „-0,4°C“ bis „+4°C“ geben die Anfangsbedingungen für den in Kapitel 8.1 beschriebenen *zweiten Lauf* der jeweiligen Lufttemperaturänderungsszenarien an. Da diese Temperaturprofile gegen Ende des *ersten Laufs* zum 1.1.2007 aus den Ergebnissen ausgelesen wurden und der Winter 2006/2007 war relativ warm war, ergaben sich selbst beim -0,4°C-Szenario gegenüber der Referenz relativ warme Oberflächentemperaturen.

vertikale Schichten			Anfangsbedinungen [°C] verschiedener Simulationen						
Nr.	max. Tiefe [m]	Dicke [m]	Referenz	-0,4°C	+1°C	+2°C	+3°C	+4°C	Tracer-konzentration
50	0,43	0,43	5,10 ± ΔT	6,48	7,79	8,72	9,72	10,66	100,00
49	1,00	0,58	5,10	6,47	7,79	8,71	9,70	10,63	99,21
48	1,60	0,60	5,10	6,47	7,79	8,71	9,64	10,56	98,30
47	2,28	0,68	5,10	6,47	7,78	8,71	9,63	10,55	97,25
46	3,03	0,75	5,10	6,47	7,78	8,69	9,63	10,55	96,04
45	3,85	0,83	5,10	6,47	7,78	8,67	9,62	10,53	94,65
44	4,80	0,95	5,10	6,47	7,76	8,66	9,61	10,52	93,07
43	5,90	1,10	5,10	6,46	7,75	8,66	9,60	10,51	91,29
42	7,15	1,25	5,10	6,45	7,75	8,65	9,60	10,51	89,29
41	8,60	1,45	5,10	6,44	7,74	8,65	9,59	10,51	87,06
40	10,30	1,70	5,10	6,44	7,73	8,64	9,57	10,47	84,62
39	12,28	1,98	5,10	6,43	7,73	8,62	9,51	10,43	81,95
38	14,56	2,28	5,10	6,43	7,70	8,58	9,51	10,39	79,06
37	17,18	2,63	5,10	6,41	7,66	8,54	9,47	10,38	75,95
36	20,21	3,03	5,10	6,38	7,64	8,54	9,47	10,37	72,65
35	23,68	3,48	5,10	6,36	7,64	8,54	9,46	10,37	69,17
34	27,64	3,95	5,10	6,36	7,63	8,53	9,46	10,37	65,54
33	32,09	4,45	5,10	6,35	7,62	8,53	9,46	10,35	61,77
32	37,09	5,00	5,10	6,35	7,59	8,53	9,37	10,15	57,92
31	42,64	5,55	5,10	6,28	7,33	7,45	7,89	7,95	54,02
30	48,74	6,10	5,10	5,77	5,76	6,33	7,03	7,75	50,10
29	55,42	6,68	5,09	4,97	5,44	6,04	6,73	7,48	46,20
28	62,65	7,23	5,09	4,70	5,19	5,84	6,58	7,36	42,35
27	70,43	7,78	5,08	4,51	5,00	5,69	6,44	7,24	38,59
26	78,68	8,25	5,07	4,38	4,84	5,57	6,35	7,18	34,95
25	87,38	8,70	5,05	4,26	4,71	5,46	6,27	7,11	31,47
24	96,46	9,08	5,03	4,20	4,61	5,39	6,22	7,08	28,17
23	105,87	9,40	4,99	4,18	4,57	5,35	6,19	7,06	25,06
22	115,50	9,63	4,94	4,18	4,52	5,32	6,17	7,04	22,17
21	125,25	9,75	4,87	4,18	4,51	5,30	6,16	7,04	19,50
20	135,05	9,80	4,80	4,18	4,50	5,30	6,16	7,04	17,06
19	144,81	9,75	4,73	4,18	4,50	5,30	6,16	7,04	14,84
18	154,44	9,63	4,66	4,18	4,50	5,30	6,16	7,04	12,84
17	163,84	9,40	4,61	4,18	4,50	5,30	6,16	7,04	11,05
16	172,92	9,08	4,57	4,18	4,50	5,30	6,16	7,04	9,47
15	181,62	8,70	4,55	4,17	4,50	5,30	6,16	7,04	8,08
14	189,88	8,25	4,53	4,17	4,50	5,30	6,16	7,04	6,87
13	197,65	7,78	4,52	4,17	4,50	5,30	6,16	7,04	5,82
12	204,88	7,23	4,51	4,17	4,50	5,30	6,16	7,04	4,91
11	211,56	6,68	4,51	4,17	4,50	5,30	6,16	7,04	4,12
10	217,66	6,10	4,50	4,17	4,50	5,30	6,16	7,04	3,44
9	223,21	5,55	4,50	4,17	4,50	5,30	6,16	7,04	2,86
8	228,22	5,00	4,50	4,17	4,50	5,30	6,16	7,04	2,36
7	232,67	4,45	4,50	4,17	4,50	5,30	6,16	7,04	1,92
6	236,62	3,95	4,50	4,17	4,50	5,30	6,16	7,04	1,54
5	240,10	3,48	4,50	4,17	4,50	5,30	6,16	7,04	1,21
4	243,12	3,03	4,50	4,17	4,50	5,30	6,16	7,04	0,91
3	245,75	2,63	4,50	4,17	4,50	5,30	6,16	7,04	0,64
2	248,02	2,28	4,50	4,17	4,50	5,30	6,16	7,04	0,40
1	250,00	1,98	4,50	4,17	4,50	5,30	6,16	7,04	0,17

Anmerkung: Die Anfangstemperaturen der Spalte „Referenz“ wurden in der oberste Schicht für jede horizontale Gitterzelle um einen zufälligen Wert ΔT zwischen -0,5 und +0,5°C variiert, um die unrealistisch gleichförmigen und damit sehr stabilen Verhältnisse etwas zu stören und somit eine schnellere Anpassung des Modells an die meteorologischen Verhältnisse zu erreichen.

Bisher erschienene KLIWA-Berichte:

Herausgeber: Arbeitskreis KLIWA
(Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg; Bayerisches Landesamt für Umwelt; Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz und Deutscher Wetterdienst)

Heft 1: Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft, Fachvorträge beim KLIWA-Symposium am 29. und 30.11.2000 in Karlsruhe, 278 S., ISBN 3-88251-279-2, Karlsruhe 2001.

Heft 2: Langzeitverhalten der Hochwasserabflüsse in Baden-Württemberg und Bayern, 98 S., ISBN 3-88251-284-9, Karlsruhe 2002.

Heft 3: Langzeitverhalten der mittleren Abflüsse in Baden-Württemberg und Bayern, 93 S., ISBN 3-88251-286-5, Karlsruhe 2003.

Heft 4: Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft, Fachvorträge beim 2. KLIWA-Symposium am 03. und 04.05.2004 in Würzburg, 249 S., ISBN 3-937911-16-2, München 2004.

Heft 5: Langzeitverhalten der Lufttemperatur in Baden-Württemberg und Bayern, 76 S., ISBN 3-937911-17-0, München 2005.

Heft 6: Langzeitverhalten der Schneedecke in Baden-Württemberg und Bayern, 88 S., ISBN 3-937911-18-9, München 2005.

Heft 7: Langzeitverhalten des Gebietsniederschlags in Baden-Württemberg und Bayern, 160 S., ISBN 3-937911-19-7, München 2005.

Heft 8: Langzeitverhalten der Starkniederschläge in Baden-Württemberg und Bayern, 93 S., ISBN 3-88148-412-4, Offenbach 2006.

Heft 9: Regionale Klimaszenarien für Süddeutschland – Abschätzung der Auswirkungen auf den Wasserhaushalt, 100 S., ISBN 3-88251-305-5, Karlsruhe 2006.

Heft 10: Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft, Fachvorträge beim 3. KLIWA-Symposium am 25. und 26.10.2006 in Stuttgart, 256 S., ISBN 978-3-88251-325-7, Karlsruhe 2007.

Heft 11: Zum Einfluss des Klimas auf den Bodensee, 99 S., ISBN 978-3-88251-326-4, Karlsruhe 2007.

Heft 12: Langzeitverhalten von Sonnenscheindauer und Globalstrahlung sowie von Verdunstung und klimatischer Wasserbilanz in Baden-Württemberg und Bayern, 147 S., ISBN 978-3-88148-429-9, Offenbach 2008.

Weitere aktuelle Informationen zu Projektergebnissen finden Sie unter unserer Internetseite:

http://www.kliwa.de