

Thermische Entwicklung des Ammersees  
als regionale Auswirkung des Globalen  
Wandels

Dissertation an der Fakultät für Geowissenschaften  
der Ludwig-Maximilians-Universität München

vorgelegt von  
Cornelia Franziska Rippl  
am 24. Februar 2011

Betreuer: Prof. Dr. Otfried Baume  
Zweitgutachter: PD Dr. Carola Küfmann

Mündlichen Prüfung: 20 Juli 2011.

„Alles, was die Natur selbst anordnet, ist zu irgendeiner Absicht gut. Die ganze Natur überhaupt ist eigentlich nichts anderes, als ein Zusammenhang von Erscheinungen nach Regeln; und es gibt überall keine Regellosigkeit.“

Immanuel Kant.

# Inhaltsverzeichnis

<b>Abbildungsverzeichnis</b>	<b>IV</b>
<b>Tabellenverzeichnis</b>	<b>IX</b>
<b>Danksagung</b>	<b>XI</b>
<b>1 Einleitung</b>	<b>1</b>
1.1 Thematische Einleitung und spezifischer Forschungsstand . . . . .	1
1.2 Zielsetzung . . . . .	7
<b>2 Theoretische Grundlagen</b>	<b>11</b>
2.1 Wärmehaushalt eines dimiktischen Sees . . . . .	11
2.2 Grundlagen der physikalischen Limnologie . . . . .	14
<b>3 Daten und Methoden</b>	<b>18</b>
3.1 Landschaftsökologische Aufnahme des Ammersee-Einzugsgebiets . . . . .	21
3.2 Analyse und Quantifizierung der klimatischen und hydrologischen Ein- flussfaktoren auf den Ammersee . . . . .	21
3.3 Analysen der thermischen Strukturen im Ammersee . . . . .	24
3.4 Modellierung der thermischen Strukturen des Ammersees . . . . .	27
<b>4 Die Fallstudie: Ammersee-Einzugsgebiet</b>	<b>32</b>
4.1 Der Naturraum . . . . .	34
4.1.1 Geologische Entwicklung . . . . .	34
4.1.2 Posttertiäre Entwicklungen und rezente geomorphologische Strukturen	37
4.1.3 Bodenentwicklung . . . . .	38
4.1.4 Klimatische Verhältnisse . . . . .	40

---

4.1.5	Gewässer und Hydrologie . . . . .	43
4.2	Einfluss des Menschen . . . . .	47
<b>5</b>	<b>Ergebnisse</b>	<b>53</b>
5.1	Parameter des Wärmeeintrags und des Wärmeverlusts für den See . . .	54
5.1.1	Plausibilitätsprüfung und Anwendbarkeit der Messdaten für Auswertung und Modellierung . . . . .	55
5.1.1.1	Meteorologische Parameter . . . . .	56
5.1.1.2	Optische Eigenschaften des Seewassers . . . . .	68
5.1.2	Entwicklung der meteorologischen Parameter während des Zeitraums 1986-2010 . . . . .	72
5.1.2.1	Entwicklung der Lufttemperatur . . . . .	72
5.1.2.2	Windentwicklung . . . . .	76
5.1.3	Entwicklung der hydrologischen Parameter über den Zeitraum 1984-2010 . . . . .	77
5.1.3.1	Amper: Abflussmengen und Temperatur . . . . .	77
5.1.3.2	Ammer: Abflussmengen und Temperatur . . . . .	79
5.1.4	Zusammenfassung zur Entwicklung der Parameter mit Wärmeeintrag und -verlust . . . . .	82
5.2	Ammersee: Analysen zur thermischen Struktur . . . . .	84
5.2.1	Durchschnittliches thermisches Verhalten des Ammersees . . . . .	84
5.2.2	Entwicklung der Wassertemperatur . . . . .	85
5.2.2.1	Berechnung der mittleren Wassertemperatur . . . . .	85
5.2.2.2	Ergebnisse der Messdatenanalysen . . . . .	88
5.2.2.3	Entwicklung der Wassertemperatur in differenzierten Tiefen . . . .	91
5.2.2.4	Zusammenfassung der Ergebnisse zur Wassertemperatur . . . . .	96
5.2.3	Entwicklung des Wärmehaltes . . . . .	96
5.2.3.1	Berechnungen zum Wärmehalt . . . . .	96
5.2.3.2	Ergebnisse der Untersuchungen . . . . .	99
5.2.3.3	Verlauf der Jahresmittelwerte im Zeitraum 1986-2009 . . . . .	100
5.2.3.4	Monatsweise Betrachtung der Wärmehaltsveränderung . . . . .	100

---

5.2.3.5	Jährlicher Wärmeinhaltsverlauf von Epi-, Meta- und Hypolimnion	101
5.2.3.6	Zusammenfassung der Ergebnisse zum Wärmeinhalt . . . . .	105
5.2.4	Thermokline . . . . .	105
5.2.4.1	Tiefe . . . . .	106
5.2.4.2	Temperatur . . . . .	108
5.2.4.3	Zusammenfassung der Ergebnisse zur Sprungschicht . . . . .	111
5.2.5	Auswertungen: Kenngrößen der physikalischen Limnologie . . . . .	111
5.2.5.1	Schichtungsstabilität ( $S$ ) nach SCHMIDT (1928) und WALKER (1974) . . . . .	112
5.2.5.2	Externe Arbeit ( $B$ ) nach BIRGE (1916) und KJENSMO (1994) .	115
5.2.5.3	Gesamtarbeit ( $G = B + S$ ) und Energiemultiplikator ( $E = G/B$ ) .	118
5.2.5.4	Zusammenfassung der Ergebnisse zu den Kenngrößen der physi- kalischen Limnologie . . . . .	120
5.3	Modellierung der Temperaturverhältnisse des Ammersees mittels FLake	121
5.3.1	Modellierungsergebnisse vor der Kalibrierung . . . . .	121
5.3.2	Kalibrierung des Modells . . . . .	123
5.3.3	Einordnung der Modellergebnisse . . . . .	126
5.3.4	Zusammenfassung der Ergebnisse zur Modellierung der Temperatur- verhältnisse im Ammersee . . . . .	130
<b>6</b>	<b>Diskussion und Ausblick</b>	<b>131</b>
6.1	Diskussion der Ergebnisse . . . . .	131
6.2	Ausblick . . . . .	144
<b>7</b>	<b>Zusammenfassung</b>	<b>147</b>
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>152</b>
	<b>Anhang</b>	<b>171</b>

# Abbildungsverzeichnis

Abb. 1	Zielsetzung des Projekts Lago und des Promotionsvorhabens. . . . .	9
Abb. 2	Schematischer Ablauf des Wechsels von Zirkulations- und Stagnationsphasen. . . . .	12
Abb. 3	Einflussgrößen auf das thermische System eines Sees. . . . .	17
Abb. 4	Korrelation des Abflusses zwischen Pegel Weilheim und Fischen. . . . .	23
Abb. 5	Schematische Wiedergabe eines modellierten Temperaturprofils im Sommer und Winter. . . . .	29
Abb. 6	Erste Modellierungsergebnisse mit dem Modell Dyresm, Mai-September 2007. . . . .	30
Abb. 7	Ammersee-Einzugsgebiet. . . . .	33
Abb. 8	Querprofil durch Molasse und Flyschzone. . . . .	35
Abb. 9	Geologische Karte des Ammersee-Einzugsgebietes. . . . .	36
Abb. 10	Geomorphologische Karte im Bereich des Isar-Loisach-Gletschers . . . . .	38
Abb. 11	Geomorphologisch-bodenkundliche Karte südlicher Ammersee und Standorte der Messstellen. . . . .	40
Abb. 12	Mittlerer monatlicher Niederschlag, Station Hohenpeißenberg 1975-2010. . . . .	41
Abb. 13	Jahresmittel der Lufttemperatur 1975-2010, Klimastation Hohenpeißenberg. . . . .	41
Abb. 14	Niederschlagssumme der Station Hohenpeißenberg im hydrologischen Winter- und Sommerhalbjahr. . . . .	42
Abb. 15	Bathymetrische Karte des Ammersees. . . . .	45
Abb. 16	Mittlere Sichttiefe des Ammersees 1985-2008. . . . .	46

Abb. 17	Flächenveränderung der Landnutzungen Siedlung und Verkehr, Landwirtschaft und Wald. . . . .	50
Abb. 18	Flächenverteilung der acht wichtigsten Kulturarten im nördlichen Einzugsgebiet des Ammersees. . . . .	52
Abb. 19	Modellskizze zum Vorgehen der Analysen. . . . .	54
Abb. 20	Jahresverlauf der mittleren monatlichen Lufttemperatur der Kli- mastationen Raisting und Hohenpeißenberg. . . . .	57
Abb. 21	Abweichungen der Windgeschwindigkeiten, verursacht durch Um- rechnung. . . . .	59
Abb. 22	Vorherrschende Windrichtungen am Ammersee mit Laufstrecken. . . . .	60
Abb. 23	Windgeschwindigkeiten der Stationen Hohenpeißenberg und Rais- ting. . . . .	61
Abb. 24	Bedeckungsgrad (in Zehntel) der Klimastation Raisting (x-Achse) im Vergleich zum Bedeckungsgrad Hohenpeißenberg (y-Achse). . . . .	63
Abb. 25	Globalstrahlung von Hohenpeißenberg und Dießen, sowie deren Differenz. . . . .	63
Abb. 26	Darstellung der mittleren monatlichen Globalstrahlung für den Zeitraum 1991 bis 2001 Dießen, sowie verringerte Globalstrah- lung Hohenpeißenberg. . . . .	65
Abb. 27	Dampfdruck in Hohenpeißenberg und Raisting sowie jeweils be- rechnete Dampfdruckwerte für das Jahr 1996. . . . .	68
Abb. 28	Lufttemperaturen im Mittel, Minimum und Maximum eines Mo- nats für den Zeitraum 1986-2010, Januar bis Juni. . . . .	74
Abb. 29	Lufttemperaturen im Mittel, Minimum und Maximum eines Mo- nats für den Zeitraum 1986-2010, Juli bis Dezember. . . . .	75
Abb. 30	Lufttemperaturwerte der Messstation Raisting für die Jahre 1996, 2003 und 2007. . . . .	76
Abb. 31	Häufigkeitsverteilung von Windstärken der Station Raisting im Zeitraum 1987-2009. . . . .	77
Abb. 32	Wasserstand der Amper, Pegel Stegen für den Zeitraum 1984-2010. . . . .	78



---

Abb. 33	Zeitpunkt von Minimal- und Maximalwerten des monatlichen Gesamtabflusses (Ammer) innerhalb eines Jahres. . . . .	80
Abb. 34	Berechnete monatliche Abflusswerte über Trendberechnung der Zeitreihe 1984-2010. . . . .	81
Abb. 35	Temperaturverlauf der Jahresmittelwerte des Zuflusses Ammer (Pegel Fischen), der Amper (Pegel Stegen), des Wärmeinhaltes des Ammersees und der Luft (Station Raisting) 1986-2009. . . . .	82
Abb. 36	Durchschnittlicher monatlicher Temperaturprofilverlauf des Ammersees (1984-2010). . . . .	84
Abb. 37	Temperaturverlauf im Ammersee, Messwerte 0 und 2 m Tiefe (1984-2010). . . . .	85
Abb. 38	Vergleich mittlerer Wassertemperaturen des Ammersees im Jahresverlauf, berechnet über verschiedene Methoden für den Zeitraum Mai 1984 bis Mai 2010. . . . .	87
Abb. 39	Veränderungen der Wassertemperatur berechnet über die Wassersäule und die gewichtete Tiefe über den Untersuchungszeitraum 1984-2010. . . . .	89
Abb. 40	Veränderungen der Wassertemperatur über den Untersuchungszeitraum 1984-2010 in verschiedenen Tiefen. . . . .	92
Abb. 41	Modell Wärmeaustausch und zur Zirkulationsentwicklung in einem See im Frühjahr. . . . .	93
Abb. 42	Vergleich berechneter Wärmeinhaltswerte für den Ammersee im Jahresverlauf für den Zeitraum Mai 1984 bis Mai 2010 . . . . .	97
Abb. 43	Vergleich berechneter Wärmeinhaltswerte für den Ammersee (Jahr 1996). . . . .	98
Abb. 44	Geglätteter, berechneter Jahresverlauf des Wärmeinhaltes im Ammersee für die Jahre 1986 und 2010. . . . .	101
Abb. 45	Jahresverlauf des epi- und metalimnische sowie hypolimnischen Wärmeinhaltes im Ammersee 1986 bis 2010 sowie Jahre mit Eisbedeckung auf dem Ammersee. . . . .	102

Abb. 46	Prozentualer Anteil des hypolimnischen Wärmehaltes am Gesamtwärmehalt des Ammersees der Jahre 1986 und 2009. . . . .	104
Abb. 47	Darstellung des Sprungschichtverlaufes 1984-2010. . . . .	106
Abb. 48	Darstellung des monatsweisen Sprungschichtverlaufes 1984-2009. . . . .	107
Abb. 49	Jahresmittel der und der Tiefe der Sprungschicht, sowie die Zeitspanne der Sprungschicht. . . . .	110
Abb. 50	Korrelation der mittleren Temperatur zur mittleren Tiefe der Thermokline. . . . .	111
Abb. 51	Schichtungsstabilität der Wassersäule, Zeitraum 1984-2010. . . . .	112
Abb. 52	Tiefe der maximalen Schichtungsstabilität der Wassersäule, Zeitraum 1984-2010. . . . .	113
Abb. 53	Maximale, minimale und mittlere Schichtungsstabilität im Ammersee im Zeitraum 1984-2010 für April, Juni, August, Oktober. . . . .	115
Abb. 54	Externe Arbeit, Summe der Wassersäule, Zeitraum 1984-2010. . . . .	116
Abb. 55	Externe Arbeit der Wassersäule für die Jahre 1996, 2002, 2003, 2007. . . . .	117
Abb. 56	Gesamtarbeit und Multiplikator der Gesamtarbeit der Wassersäule, Zeitraum 1984-2010. . . . .	119
Abb. 57	Modellierungsergebnisse (nicht kalibriertes Modell FLake) für die Zeiträume A, B und C im Vergleich zu Felddaten. . . . .	122
Abb. 58	Modellierungsergebnisse FLake im Vergleich zu Felddaten, mit umgerechneten Windgeschwindigkeiten und veränderten Höhen der Messapparaturen. . . . .	127
Abb. 59	Modellierungsergebnisse FLake im Vergleich zu Felddaten mit veränderten Sichttiefen. . . . .	128
Abb. 60	Modellierungsergebnisse mit FLake, Dyresm und Temperaturmodell nach BREY (in Bearb.) für den Ammersee. . . . .	129
Abb. 61	Modellierungsergebnisse FLake für den Pilsensee. . . . .	130
Abb. 62	Korrelation zwischen mittlerer monatlicher Lufttemperatur und Wassertemperatur Lake Mendota. . . . .	141

---

Abb. 63	Korrelation zwischen mittleren monatlichen Lufttemperatur und Wasseroberflächentemperatur Ammersee. . . . .	142
Abb. A	Maximale, minimale und mittlere Schichtungsstabilität im Ammersee im Zeitraum 1984-2010 (Januar, Februar, März, Mai). . .	175
Abb. B	Maximale, minimale und mittlere Schichtungsstabilität im Ammersee im Zeitraum 1984-2010 (Juli, September, November, Dezember). . . . .	176
Abb. C	Summe der Schichtungsstabilität und der externen Energie in der Wassersäule für Januar bis Juni, Zeitraum 1984-2010. . . . .	177
Abb. D	Summe der Schichtungsstabilität und der externen Energie in der Wassersäule für Juli bis Dezember, Zeitraum 1984-2010. . . . .	178
Abb. E	Multiplikationsfaktor G der externen Energie für Januar bis Juni, Zeitraum 1984-2010. . . . .	179
Abb. F	Multiplikationsfaktor G der externen Energie für Juli bis Dezember, Zeitraum 1984-2010. . . . .	180

# Tabellenverzeichnis

Tab. 1	Wassertemperaturveränderungen verschiedener Seen weltweit. . .	3
Tab. 2	Datenübersicht meteorologische und statistische Daten . . . . .	19
Tab. 3	Datenübersicht hydrologische,limnologische und seemorphologi- sche Daten . . . . .	20
Tab. 4	Tiefenprofilmessungen Ammersee. . . . .	24
Tab. 5	physikalische Kenngrößen des Ammersees. . . . .	32
Tab. 6	Absolute und prozentuale Veränderung der Flächennutzung von 1980 bis 2004. . . . .	49
Tab. 7	Grenzwerte für die Umrechnung Windstärke ( $WS$ ) in Windge- schwindigkeiten ( $WG$ ). . . . .	58
Tab. 8	Korrelationskoeffizienten der Windgeschwindigkeiten zwischen Ho- henpeißenberg und Raisting. . . . .	62
Tab. 9	Umrechnungsgrößen des Cloud Modification Factor. . . . .	66
Tab. 10	Sonnenwinkelabhängige Albedo für Wasserkörper. . . . .	70
Tab. 11	Monatliche mittlere <i>Fresnel</i> -Albedo und monatliche mittlere Al- bedo nach GRISHCHENKO (1959) einer offenen Wasserfläche. . .	70
Tab. 12	Veränderungen der Wassertemperatur des Hauptzufflusses des Am- mersees (Ammer, Pegel Fischen) und der Lufttemperatur der Station Raisting von 1986-2009. . . . .	83
Tab. 13	Minima, Maxima und Mitteltemperatur der Wassersäule in der monatsweisen Betrachtung. . . . .	91
Tab. 14	Berechnete Tiefentrends der Sprungschicht im Zeitraum 1984-2010.	108

---

Tab. 15	Trends der Temperaturdifferenzen pro Meter innerhalb der Sprungschicht im Zeitraum 1984-2010. . . . .	109
Tab. 16	Morphometrische Parameter und Mittelwerte der maximalen Schichtungsstabilität (S) und Birgean Work (B) verschiedener Seen über den Zeitraum 1984-2010. . . . .	138
Tab. A	Zusammenhang zwischen Lufttemperatur und Dampfdruck. . . . .	172
Tab. B	Extinktionskoeffizient sowie korrelierende Sichttiefe des Ammersees. . . . .	173
Tab. C	statistische Kennwerte: Abflussberechnungen Ammer. . . . .	174
Tab. D	statistische Kennwerte: Temperaturtrends der Thermokline. . . . .	181
Tab. E	Jahre der maximalen Schichtungsstabilität (S) in Wassertiefen 1-81 m des Ammersees 1984-2010. . . . .	182
Tab. F	Jahre der minimalen Schichtungsstabilität (S) in Wassertiefen 1-81 m des Ammersees 1984-2010. . . . .	183
Tab. G	maximale Schichtungsstabilität (S) und Birgean Wind Work (B) für den Zeitraum 1984-2010. . . . .	184
Tab. H	Statistische Kennwerte der Modellierungsergebnisse mit FLake. . . . .	185
Tab. I	Eingabedaten für die Modellierung mit FLake. . . . .	186

# Danksagung

Die Untersuchungen im Einzugsgebiet des Ammersees sind nur durch umfangreiche Hilfe und Unterstützung vieler möglich gewesen. Dies betrifft sowohl Geländearbeiten als auch die Weiterverarbeitung der Daten. Es soll daher zunächst allen gedankt werden, die die vorliegenden Untersuchungen durch ihre Mitarbeit gefördert haben.

Mit viel Interesse und großem Verständnis für die häufigen Geländeaufenthalte begleitete Herr Professor Dr. O. Baume die Untersuchungen. Ihm möchte ich für die großzügige Förderung und seine Unterstützung über die Jahre besonders herzlich danken.

Wichtige Anregungen durch fachliche Gespräche erhielt ich von meiner Mentorin Frau Professor Dr. C. Küfmann während meiner Analysen und Ausarbeitung, wofür ich ihr sehr herzlich danken möchte.

Durch die Akquise des Projekts Lago von Herrn Professor Dr. M. Vetter wurden die Untersuchungen im Ammersee-Einzugsgebiet finanziell erst möglich gemacht. Dafür möchte ich ihm als Projektleiter danken. Durch die Diskussionen mit ihm ergaben sich zielführende Gedanken für meine Arbeit.

Auch Herrn Professor Dr. K. Rögner gebührt mein Dank, der mich im Laufe meiner Untersuchungen durch viele anregende Gespräche und fachliche Diskussionen in meiner Arbeit großartig unterstützte.

Ein sehr großer Dank gilt dem Bayerischen Landesamt für Umwelt (LfU) und dem Wasserwirtschaftsamt Weilheim (WWA), im Speziellen Herrn Dr. Schaumburg und Frau Dr. Lenhart, für den interessanten fachlichen Austausch, ihre Unterstützung, sowie die freundliche Bereitstellung der hydrologischen Messdaten, die vom LfU und WWA Weilheim erhoben wurden.

Walter Ambrosetti und Angelo Rolla vom Consiglio Nazionale delle Ricerche, Istituto per lo studio degli ecosistemi (ISE), Italien, unterstützten die Arbeit durch die Verarbeitung der Ammersee-Daten mit der Software LIMNOX, außerdem unterstützen sie mich durch die Möglichkeit des fachlichen Austausches. Hierfür möchte ich ihnen sehr herzlich danken.

Besonderer Dank gebührt auch Marco Brey. Durch die enge Zusammenarbeit in den letzten Jahren ergaben sich viele konstruktive und zielführende Ideen. Danke fürs gemeinsame paddeln, auch wenn der Motor mal ausfällt.

Außerdem möchte ich allen Kollegen danken, die durch die kritische Beurteilung der Ar-

beit, die vielen Denkanstöße, und die dienstäglichen Diskussionstreffen viel zum Gelingen beigetragen haben.

Die Untersuchungen im Projekt Lago wurden durch eine große Zahl studentischer Mitarbeiter unterstützt, die durch ihre konstruktive Teilnahme an dem Projekt maßgeblich zu dessen Gelingen beigetragen haben. Ihnen möchte ich einen besonders großen Dank aussprechen.

Zwar zuletzt - aber dafür von ganzem Herzen - danke ich meiner ganzen Familie, die mir durch ihre fachliche und immerwährende menschliche Unterstützung möglich gemacht hat, diese Arbeit zu verfassen.

# Kapitel 1

## Einleitung

### 1.1 Thematische Einleitung und spezifischer Forschungsstand

Weltweit wurde ein sich veränderndes Klima nachgewiesen (RODRIGUEZ-PUEBLA und BRUNET 2007), wie es in diesem Ausmaß seit mindestens tausend Jahren nicht festgestellt werden konnte (MANN et al. 1999, IDAG 2005, IPCC 2007). Nach BROHAN et al. (2006) stieg die mittlere Temperatur der Erde im letzten Jahrhundert um etwa  $+0,7$  °C, zukünftig wird eine Erwärmung um  $+0,2$  °C pro Dekade erwartet. EDINGER et al. (1968), LIVINGSTONE (2003) und DRÖSCHER et al. (2009) beschreiben einen Wandel der regionalen Lufttemperatur, Bewölkung, relativen Feuchte und der Windaktivität im Zuge einer Klimaerwärmung. Diese Veränderungen betreffen auch das Klima in Deutschland unmittelbar. So weisen OSTERNDORP et al. (2007) auf die Hitzewelle in Deutschland 2003 und offensichtlich zunehmende Hochwasser hin. Durch diese extremen Wetterereignisse kommt es zur Veränderung und Intensivierung der regionalen Wasserbilanzen (BURKE et al. 2006). Diese stehen in direktem Zusammenhang mit dem Ökosystem Binnensee. Die Erforschung der Veränderungen dieser Ökosysteme ist einerseits wichtig für die Einschätzung der Beeinflussung in wirtschaftlichen Bereichen wie der Fischerei und dem Tourismus, darüber hinaus ermöglicht sie wiederum Rückschlüsse auf die Veränderungen der Rückkopplungen auf klimatische Verhältnisse. Von IP-



CC (2007) wird bezüglich einiger Flüsse und Seen eine Erwärmung erwartet, die zu Veränderungen der thermischen Struktur und der Wasserqualität führen können.

Die Folgen von Lufttemperaturveränderungen auf die spezifischen thermischen Verhältnisse großer Seen wurden von MC COMBIE (1959), SHUTER et al. (1983), MAURER (1994), HOLLAN (2001), AMBROSETTI und BARBANTI (2002a), OSTENDORP et al. (2007), HAMPTON (2008), ARVOLA et al. (2010) und DOKULIL et al. (2010) untersucht. Auch SCHINDLER et al. (1996), ARHONDITSIS et al. (2004) und POLUNIN (2008) sehen diesen Zusammenhang, wobei sich in Regionen der höheren Breiten sogar eine stärkere Erwärmung des Wassers als der Luft ergibt. Die Begründung dafür sehen AUSTIN und COLMAN (2007) in der Rückkopplung mit Albedowerten von Eisflächen. LIVINGSTONE et al. (1999) stellen fest, dass die Korrelationen von Luft- und Wassertemperaturen nicht nur in verschiedenen Monaten unterschiedlich sind, mit dem größten Zusammenhang im Sommer (LIVINGSTONE 2001, 2005), sondern auch abhängig von der Höhe ü. NN (CASTELLANO et al. 2010).

GERTEN und ADRIAN (2001), GEORGE (2007) und HURREL et al. (2003) sehen eine Verbindung zwischen dem NAO- (Nordatlantik Oszillations-) Index und der oberflächennahen Wassertemperaturzunahme in mitteleuropäischen Seen. Auch ARHONDITSIS et al. (2004), STRAILE et al. (2003), DOKULIL (2006 und 2006a) sowie LIVINGSTONE und DOKULIL (2001) verfolgen ähnliche Ansätze. WILHELM et al. (2006) sehen eine Erwärmung der Oberflächentemperaturen von Seen durch die Wärmeübertragung zwischen Atmosphäre und Wasser, die durch Windeinfluss, relative Feuchte und Wolkenbedeckung beeinflusst wird.

Tabelle 1: Wassertemperaturveränderungen verschiedener Seen weltweit (eigene Darstellung).

Autor	Region	Untersuchungszeitraum	Seetiefe	Aussage
AMBROSETTI und BARBANTI (1999)	5 Seen Nord-Italien	Unterschiedlich	9-258 m, unterschiedliche Meereshöhe	Je nach Größe und Lage langfristig unterschiedlich starke Erwärmung im Hypolimnion
OSTENDORP et al. (2007)	Bodensee	1960-2000	254 m	Erwärmung im Epilimnion (Jahresdurchschnitt), allerdings sehr variabel über die Jahre
HOLLAN (2001), PEETERS et al. (1999)	Zürichsee	Unterschiedlich	136 m	0-20 m um +0,24 K pro Dekade, 20-136 m um +0,13 K pro Dekade
SCHINDLER et al. (1996),	Ontario, 2 Experimentalseen	1970-1990	15 und 25 m Tiefe	+2 K in der Jahresdurchschnittstemperatur
ARHONDITSIS et al. (2004) und	Lake Washington	1964-1998	65 m	+1,5 K oberflächennahe, v.a. Frühjahr bis Spätsommer
DOKULIL et al. (2010)	20 Seen in Mitteleuropa	Unterschiedlich	Sehr variabel, verschiedene Seegrößen unterschiedlicher Meereshöhe	Erwärmung unterschiedlicher Ausprägung in allen Jahreszeiten und allen Seen. Im Mittel +0,25 K im Sommer und +0,17 K im Winter pro Dekade
ARVOLA et al. (2010)	26 Seen in Nord-, West- und Mitteleuropa	Unterschiedlich (zwischen 1960-2006)	Sehr variabel, verschiedene Seegrößen unterschiedlicher Meereshöhe	Unterschiedliche Entwicklung je nach geogr. Lage: z.B. Schweiz und Finnland keine Veränderung, Deutschland Oberfläche im Sommer und Winter erwärmt, Tiefentemperatur nur im Winter
GRANADOS und TORO (2000)	Lago Cimeira, Spanien	1996-1998	9,4 m	Erwärmung seit Mitte der 1980er Jahre (Rekonstruktion durch Fossilien)

MAGNUSON et al. (2000), LORKE et al. (2004), APPT et al. (2004) und BATES et al. (2008) zeigen eine Erwärmung der Oberflächentemperatur von kleinen bis mittelgroßen Seen um +0,2 bis +2 K in Europa, Asien und Nordamerika für den Zeitraum seit 1960. In Kanada konnte an flachen Experimentalseen von 1970-1990 eine Erhöhung von +2 K in der Jahresdurchschnittstemperatur nachgewiesen werden (SCHINDLER et al. 1990, 1996, BRADBURY 1993, FANG und STEFAN 1999). Für den Zürichsee zeigen HOLLAN (2001) und LIVINGSTONE (2003) eine Zunahme der Temperatur in Tiefen von 0-20 m um +0,24 K und von 20-136 m Tiefe um +0,13 K pro Dekade. Ähnliche Ergebnisse zeigen sich für Seen in Norditalien (AMBROSETTI und BARBANTI 1999), und Spanien (GRANADOS und TORO 2000, MLADENOV et al. 2009).

Neben der Erwärmung ist in diesen Regionen auch eine verlängerte Ausprägung der sommerlichen Stagnation zu verzeichnen (WINDER und SCHINDLER 2004) mit einer Verschiebung der Thermokline in größere Tiefen (BRADBURY 1993, SCHINDLER et al. 1996). Dadurch (RIPPL et al. 2009) oder durch veränderte Extinktionen im See (SIEBECK 1982) kann der Wärmeinhalt von Seekörpern beeinflusst werden.

Die Temperaturzunahme an Seeoberflächen verbunden mit Änderungen der sommerlichen Stagnation führt zu einem Wandel der dichteabhängigen, thermischen Schichtungsstabilitäten im Seekörper, wie unter anderen VINER (1984) in Neuseeland, LORANGER und BRAKKE (1988) in West-USA, KLING (1988) in Kamerun, FERRIS und BURTON (1988) in der Antarktis, HENRY und BARBOSA (1989) in Brasilien, BOWLING und SALONEN (1990) in Finnland, GELLER (1992) in Chile, KJENSMO (1994) in Norwegen und AMBROSETTI und BARBANTI (2001) in Italien zeigen. BOWLING und SALONEN (1990) und BOWLING (1990) sehen die thermische Schichtungsstabilität eines Sees und die Arbeit des Windes nach BIRGE (1916) als wichtigste Faktoren zur Beschreibung interner thermischer Prozesse in Seen jeder Größe und Tiefe.

SCHINDLER et al. (1990), VETTER (2005) und DOKULIL et al. (2006) stellen eine Zunahme des gesamten Wärmeinhaltes in der Jahresbilanz von Seen unterschiedlicher Größe und räumlicher Verteilung fest. MICHLER (1974), AMBROSETTI und

BARBANTI (1999), LIVINGSTONE (2003) und RIPPL et al. (2009) sehen diese Zunahme hauptsächlich im epilimnischen Bereich, wobei die Zunahme in verschiedenen Monaten unterschiedlich stark ist (vgl. Tabelle 1, S. 3).

Tiefen Seen der mittleren Breiten wird von LIVINGSTONE (1993, 1997), HOLLAN (1999, 2001), AMBROSETTI und BARBANTI (1999), WUEST et al. (2005) und RIMMER et al. (2006) ein „klimatisches Gedächtnis“ zugesprochen, wodurch Extremereignisse wie starke Kälte- oder Hitzephasen über eine Zeitspanne von Monaten bis hin zu Jahren im Hypolimnion nachweisbar sind.

Bei einer Änderung des Wärmeinhaltes eines Sees kann es zu veränderten Eigenschaften der Eisdeckenbildung kommen. HUPFER (1998), LIVINGSTONE et al. (1999) und OHLENDORF et al. (2000) stellen dies für mitteleuropäische Seen fest, BÜCHE (2009) zeigt dies für den Ammersee.

CEBON et al. (1998), DOKULIL et al. (2010), BAUME und VETTER (2003), THOMPSON et al. (2005) und CATALAN et al. (2009) sehen vor allem Alpenseen als empfindliche Reaktionskörper für den Klimawandel, VETTER (unveröffentlicht) sieht Veränderungen in einem See sogar als Indikator dessen. Inwieweit auch Voralpenseen empfindlich auf den Klimawandel reagieren, wird in den vorliegenden Untersuchungen geklärt.

Für Klimamodellierungen in hoher räumlicher Auflösung sind die Interaktionen zwischen Land-/ Wasseroberflächen und der Atmosphäre von sehr großer Bedeutung, da sich meteorologische Faktoren nicht nur auf die Erdoberfläche auswirken, sondern auch Rückkopplungen entstehen, die die Atmosphäre beeinflussen. Daher ist die Modellierung von Temperaturen einer Seeoberfläche für die Klimaforschung von hoher Bedeutung (BATES et al. 1993, 1995, BONAN 1995, LEÓN et al. 2005, 2007, MIRONOV 2008). Nach MIRONOV (2008), EEROLA et al. (2010), DUTRA et al. (2010) führt der Schritt zu genaueren mittel- und kleinskaligen Klimamodellen über die Implementierung von limno-physikalischen Modellansätzen zur Berech-

nung von Temperaturen der Seeoberfläche. Damit wird es möglich, die spezifischen Wasseroberflächentemperaturen berechnen zu lassen, um die davon ausgehenden Rückkopplungen auf die Atmosphäre im Klimamodell zu berücksichtigen.

Schon in den 1990er Jahren wurden erste einfache, empirische Modelle zur Berechnung von Wassertemperaturen in Seen erstellt (ROBERTSON und RAGOTZKIE 1990, HONDZO und STEFAN 1991, DEMERS und KALFF 1993, BURCHARD und BAUMERT 1995, SCHLENKHOF 1996, GUESS et al. 1998). Durch stete Weiterentwicklung von Modellen und Implementierung physikalischer Zusammenhänge für die Berechnung von Energieflüssen werden die Modellierungsmöglichkeiten bis heute ständig verbessert. Dies zeigt sich bei HAN et al. (2000), UMLAUF et al. (2003), PEROV et al. (2004), LAVAL et al. (2004), KETTELE et al. (2004), UMLAUF und LEMMIN (2005), und FANG und STEFAN (2009). Viele Modellansätze verfolgen das Ziel, möglichst einen Großteil der physikalischen Prozesse innerhalb des Systems Binnensee zu berücksichtigen, als Beispiel sei das Modell Dyresm (Dynamic Reservoir Model) genannt. Nach BOTHELO und IMBERGER (2007) und SHIMIZU und IMBERGER (2008) ist dies allerdings nicht möglich, da einige Prozesse nicht vollends geklärt sind (WILLIAMSON et al. 2009). Der rein thermodynamische Ansatz führt dazu, dass zur Modellierung eine große Anzahl an seemorphologischen, hydrologischen und meteorologischen Eingabeparametern benötigt wird, die zudem vor Verwendung sehr stark auf den jeweiligen See angepasst werden müssen, wodurch die Qualität der Ergebnisse abnimmt. Diese Vorgehensweise wird für das Modell Dyresm von HORNUNG (2002) am Bodensee und KEILBACH (unveröffentlicht) am Ammersee gezeigt. Daher beschäftigen sich einige Forschergruppen mit der Modellierung von Temperaturschichtungen in Seen, die möglichst wenige Eingabeparameter benötigen (DYMNIKOV et al. 2003, MIRONOV et al. 2004, BREY in Bearb.). Das in den vorliegenden Untersuchungen verwendete Modell FLake (Freshwater Lake Model) zur Berechnung von Seetemperaturen, thermischer Schichtung und Energieübertragung zwischen Wasser und Atmosphäre verfolgt einen ähnlichen Ansatz (vgl. Kapitel 3.4). Es fand in der Vergangenheit bereits erfolgreich Anwendung, wie LARGE et al. (1994), BURCHARD und BAUMERT (1995), VOLODIN und DIANSKY (2003), DURKSI et al. (2004), UMLAUF und BURCHARD (2003,2005), PE-

TROV et al. (2004), FEDOROVICH et al. (2004), MIRONOV et al. (2004), MIRONOV und RITTER (2004), BEYRICH et al. (2006), EEROLA (2010), BALSAMO et al. (2010) und KIRILLIN (2010) zeigen.

## 1.2 Zielsetzung

Vor allem bezüglich der langzeitigen Wassertemperaturentwicklungen in europäischen Seen zeigen Untersuchungen unterschiedliche Ergebnisse. Wie Tabelle 1, S. 3 zeigt, ist vor allem im oberflächennahen Bereich ein eindeutiger positiver Trend erkennbar. Ob sich Tiefentemperaturen langfristig verändern oder nicht, ist abhängig von klimatischen und geographischen Einflüssen. Das Bayerische Staatsministerium für Umwelt und Gesundheit formulierte im Rahmen seiner Klimapolitik, dass Bedarf an regionaler Forschung besteht. Zudem sollen mögliche Auswirkungen auf Bayern von bereits erlangten klimaspezifischen Erkenntnissen untersucht und die Möglichkeit der Umsetzung in regional verwertbare Prognosen geprüft werden. Daher wurde das Forschungsprojekt Lago mit dem Titel „Limnologische Auswirkungen des Globalen Wandels“ (2007-2009) zur Erforschung der Folgen des Klimawandels auf das sensible Seeökosystem Ammersee initiiert (vgl. Abbildung 1, S. 9). Es wurde durch das Bayerische Ministerium für Umwelt und Verbraucherschutz und die Münchener Universitätsgesellschaft finanziert und an der LMU München durchgeführt. Das Projekt verfolgte folgende grundsätzliche Fragestellungen:

- Wie ist das **Untersuchungsgebiet Ammersee** beschaffen? - Landschaftsökologische Aufnahme nach LESER (1997).
- Wie verhalten sich die **Wassertemperaturen des Ammersees im Tages- und Jahresverlauf?** - Seemonitoring des Ammersees über kontinuierliche, hochaufgelöste Messungen von Wassertemperaturprofilen.
- Welcher **Stoff- und Wärmehaushalt** wird für den Ammersee zu erwarten sein? - Modellierung des rezenten und zukünftigen Stoff- und Wärmehaushalts des Ammersees zur Szenarienbildung.

- Wie kann die **Bevölkerung** für die Wahrnehmung des Wandels der Natur sensibilisiert werden? - Visualisierung der Messwerte und Ergebnisse auf der projekteigenen Homepage als Informationsquelle im Rahmen des Seemonitoringprogramms Bayern zur Information der Bevölkerung.

Die ersten Untersuchungen im Projekt Lago ergaben, dass die Signale der Temperaturveränderungen im Ammersee nicht eindeutig auf das Klima zurückzuführen sind, da das Untersuchungsgebiet stark von anthropogenem Einfluss und dessen Wandel geprägt wird.

Außerdem konnten während der Laufzeit des Projektes weder der rezente noch zukünftige Stoff- und Wärmehaushalt des Ammersees mittels des verwendeten Modells Dyresm in befriedigendem Maße abgebildet werden, ohne die für das Modell benötigten hydrologischen, klimatologischen und seemorphometrischen Eingabedaten zu verändern. Die Modellierung ergab zwar gute Temperaturberechnungen für tiefe Seebereiche, allerdings wurden die Oberflächentemperaturen zu hoch abgebildet.

Allgemein bekannt ist, dass nicht nur die atmosphärischen Einflüsse die Wassertemperatur beeinflussen, sondern auch Rückkopplungen von den Wasseroberflächen auf die Umgebung stattfinden. Daraus geht hervor, dass die Modellierung des Wärmehaushalts von Seen nicht nur für limno-physikalische Fragestellungen von Interesse ist. Um Szenarien für das zukünftige regionale Klima erstellen zu können, werden verstärkt kleinskalige Klimamodelle weiterentwickelt. Zu der Verbesserung soll vor allem die Implementierung der Rückkopplungen Landschaft - Atmosphäre in die Modelle beitragen. Um die Rückkopplungen See - Atmosphäre erfolgreich in regionalen Klimamodellen zu berücksichtigen, müssen durch die Modellierung der thermischen Verhältnisse im See vor allem realitätsnahe Wasseroberflächentemperaturen erreicht werden.

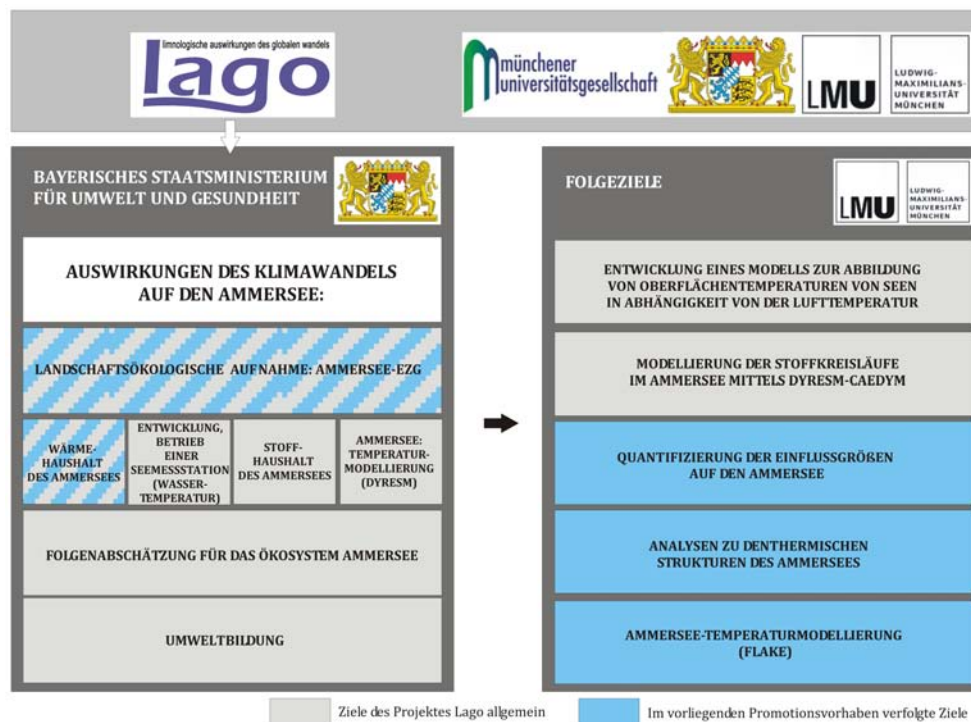


Abbildung 1: Ziele des Projektes Lago und daraus resultierende Folgeziele (eigene Darstellung).

Aus den ersten unveröffentlichten Ergebnissen des Projektes Lago und dem aktuellen Forschungsbedarf ergeben sich für die vorliegenden Untersuchungen folgende Ziele:

- Welche Parameter haben **Einfluss auf das Untersuchungsgebiet Ammersee?** - Landschaftsökologische Aufnahme des Untersuchungsgebietes Ammersee nach LESER (1997), ergänzend zu den bereits vorgenommenen Untersuchungen im Forschungsprojekt Lago.
- Wie groß sind die **Einflussgrößen** auf den Ammersee und wie haben sie sich während des Untersuchungszeitraums verhalten? - Analyse und Quantifizierung der klimatischen, hydrologischen und anthropogenen Einflussfaktoren auf den Ammersee für den Zeitraum 1984-2010.
- Wodurch zeichnen sich die **thermischen Strukturen im Ammersee** aus und wie haben sie sich während des Untersuchungszeitraumes verhalten? - Detaillierte Analysen der thermischen Strukturen im Ammersee für den Zeitraum 1984-2010.



- Ist es möglich, mittels des bereits vorhandenen **Modells FLake** das thermische Verhalten des Ammersees abzubilden und vorhandene Lücken in den Messdaten durch Modellierung zu füllen, ohne die für das Modell benötigten hydrologischen, klimatologischen und seemorphometrischen Eingabedaten zu verändern, sodass realitätsnahe Oberflächentemperaturen erreicht werden? - Modellierung der Wassertemperaturen des Ammersees für den Zeitraum 1984-2010.

Zur Klärung dieser Fragen wurden die theoretischen physikalischen Grundlagen, die Randbedingungen des Untersuchungsgebiets und die Methodik der Berechnung der physikalischen Prozesse im See sowie des Modells FLake untersucht, wie in den folgenden Kapiteln beschrieben wird.

# Kapitel 2

## Theoretische Grundlagen

### 2.1 Wärmehaushalt eines dimiktischen Sees

Wasserkörper wie der Ammersee gehören zu den dimiktischen Seen der mittleren Breiten. Sie zeichnen sich durch ein typisches thermisches Verhalten im Jahresverlauf aus, mit zweimaliger Vollzirkulation des gesamten Wasserkörpers im Jahr (Frühjahrs- und Herbstzirkulation). Außerdem bilden dimiktische Seen zwei Mal im Jahr stabile thermische Schichtungen aus (Sommer- und Winterstagnation), wodurch die jeweilige Vollzirkulation unterbrochen wird.

Zu Beginn des **Frühjahrs** (vgl. Abbildung 2 A, S. 12) herrschen in einem dimiktischen See der mittleren Breiten typischerweise  $3,98\text{ °C}$  im gesamten Wasserkörper. Zu diesem Zeitpunkt wird normalerweise auch gleichzeitig die geringste Bodentemperatur im Jahresverlauf erreicht. Dieser Zustand wird als holomiktisch bezeichnet. Durch verstärkte Sonneneinstrahlung und erhöhte Lufttemperatur erwärmt sich die Oberfläche des Sees, wobei ein Teil der langwelligen Strahlung in den obersten Wasserschichten (Epilimnion) absorbiert und in Wärme umgewandelt wird, gleichzeitig steigt in diesem Bereich der Sauerstoffgehalt durch Photosyntheseaktivitäten an. Die Ausdehnung der Erwärmung in die Tiefe durch die Strahlung ist abhängig von der Sichttiefe des Sees. Bei großen Sichttiefen kann die Strahlung weit in den Seekörper eindringen, die Wärmeübertragung findet bis in größere Tiefen statt. Desweiteren wird Energie direkt Energieübertragung zwischen Luft und Wasser übertragen. Da allerdings Wasser eine höhere spezifische Wärmekapazität besitzt als

Luft ( $c_p = 4,186 \text{ kJ/kgK}$  bei  $15^\circ\text{C}$  statt  $1,005 \text{ kJ/kgK}$ ), muss für die Erwärmung von Wasser vier Mal so viel Energie aufgewendet werden wie für die gleiche Masse Luft.

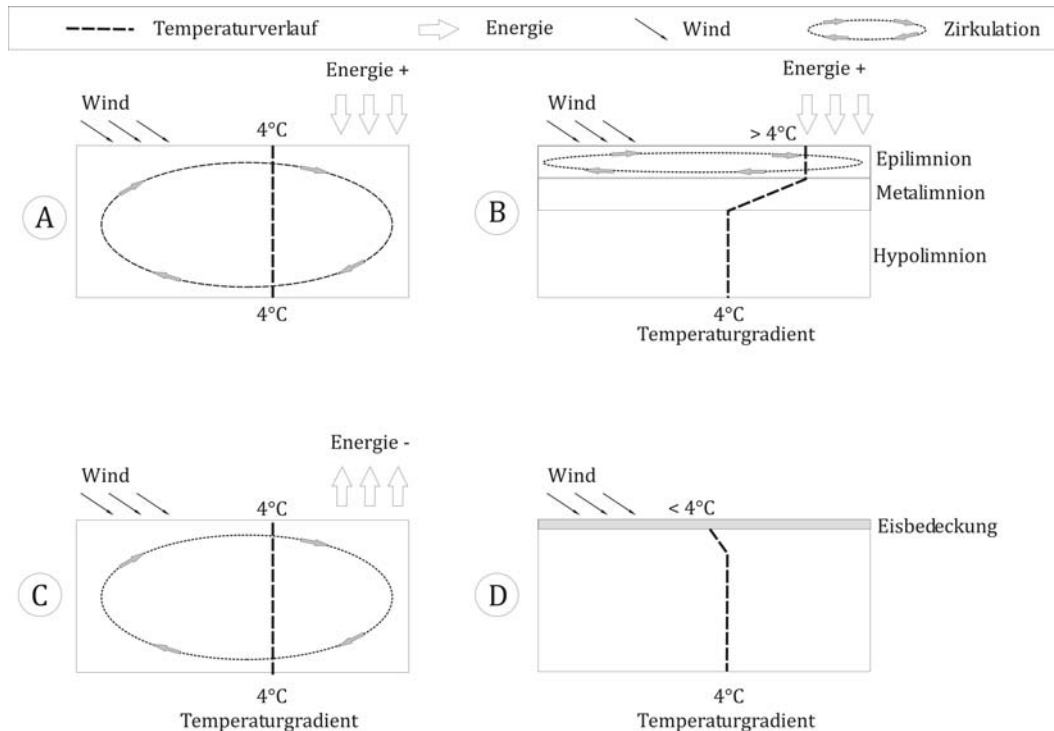


Abbildung 2: Schematischer Ablauf des Wechsels von Zirkulations- und Stagnationsphasen (eigene Darstellung).

Der Transport des „erwärmten Oberflächenwassers in die Tiefe“ geschieht durch kinetische Windenergie (BAUMGARTNER und LIEBSCHER 1990, S.432), „die an der Wasseroberfläche durch Reibung eine Strömung erzeugt“ (SCHWOERBEL 1999, S.48). Diese Strömung wird in Richtung der Ufer in die Tiefe des Sees abgeleitet. Nach SCHWOERBEL (1999, S. 49) kann Wind eine „oberflächliche Wasserhaut mit 4,3% seiner Eigengeschwindigkeit mitschleifen.“

Durch immer stärker werdende Strahlung und steigende Lufttemperatur ergibt sich im Verlauf von Frühjahr zu **Sommer** ein wachsender Temperaturgradient zwischen oberflächlich erwärmtem und immer noch kaltem Tiefenbereich des Sees, der als Hypolimnion bezeichnet wird. Die Tiefenstufe mit einem vertikalen Temperaturgradienten von mindestens  $1 \text{ K/m}$  wird als Metalimnion, Thermokline (GOLTERMAN 1975) oder Sprungschicht (SCHOENBORN 2003) bezeichnet. Die Temperaturdiffe-

renz zwischen den unterschiedlichen Tiefen geht einher mit Dichteunterschieden, die zu einer umso stabileren Schichtung im Bereich des Metalimnions führen, je größer der Temperaturgradient ist (vgl. Abbildung 2 B, S. 12). Diese temperaturbedingte Dichteschichtung des Sees verhindert den Wasseraustausch zwischen den einzelnen Tiefenstufen. Durch Wellen- und Windeinfluss sowie oberflächliche Strömungen durch Zu- und Abflüsse des Sees wird die Schichtung im Epilimnion teilweise bis vollständig unterbunden. Auch als Konsequenz einer tageszeitlich bedingten Abkühlung an der Wasseroberfläche kommt es zu solchen Konvektionströmungen innerhalb des Epilimnions. Somit trennt sich das Metalimnion vom Epilimnion, das sich durch nahezu homotherme Verhältnisse mit erhöhten Temperaturen an der Wasseroberfläche auszeichnet.

Im **Herbst** (vgl. Abbildung 2 C, S. 12) verringert sich der Energieeintrag durch Strahlung und Lufttemperatur. Dabei liegt die Lufttemperatur wieder des Öfteren unter den Temperaturen der Seeoberfläche. Dadurch wird nach und nach Wärme vom Wasser an die Luft abgegeben, wodurch die Energiebilanz des Sees negativ wird und der See sich von der Oberfläche her abkühlt. Dadurch werden die Dichteunterschiede, die sich im Laufe der Erwärmungsphase ausgeprägt haben, verringert. Somit können von der Oberfläche wirkende Kräfte von Wind und Strömung bis in größere Tiefen Wassermassen in die Zirkulation mit einbeziehen, die vom Epilimnion ausgeht. Dadurch verschiebt sich die Thermokline langsam in größere Tiefen, verliert an Mächtigkeit, bis sie sich vollends aufgelöst hat, und somit der ganze Wasserkörper durch die sogenannte Herbstzirkulation in Bewegung versetzt wird. Durch diesen Prozess wird das sauerstoffreichere, wärmere epilimnische Wasser bis in den hypolimnischen Seebereich transportiert.

Wenn die herbstliche Zirkulation früh genug den vollen Wasserkörper umfasst und holomiktische Verhältnisse vorliegen, kann sich im Laufe des **Winters** eine inverse Temperaturschichtung im See ausbilden, die je nach Windeinfluss und Temperaturverlauf in der Wassersäule zur Bildung einer Eisdecke führen kann (vgl. Abbildung 2 D, S. 12). Sobald diese ausgebildet ist, findet kein Wärmeaustausch zwischen Wasser

und Atmosphäre mehr statt und ein weiteres Abkühlen des Sees wird unterbunden. Erst nach Auflösen der Eisschicht kühlt der See über die Seeoberfläche weiter ab oder erwärmt sich. Wächst im **Frühjahr** der Wärmeeintrag durch Strahlung und Lufttemperatur wieder an, beginnt das dimiktische Verhalten des Sees in Abwechslung mit Stagnationen wieder (vgl. Abbildung 2 A-D, S. 12).

## 2.2 Grundlagen der physikalischen Limnologie

Grund für die spezielle Wärmeverteilung in einem temperierten See ist die **Dichte-anomalie von Wasser**:

Bei 3,98 °C besitzt Wasser die größte Dichte von 1,000 g/ml, dadurch befindet es sich immer am Grund des Sees, wohingegen kälteres oder wärmeres Wasser aufsteigt, da es leichter ist. Bei Temperaturen > 3,98 °C nimmt die Dichte schneller ab als bei Werten darunter, außerdem ist der Zusammenhang zwischen Temperatur und Dichte nicht linear. Bei steigenden Temperaturen nimmt der Unterschied zu. Dieser ist beispielsweise bei der Erwärmung von 24 auf 25 °C 30-mal so hoch wie von 4 auf 5 °C. Im Fall der Sommerstagnation bedeutet dies also: je wärmer das Wasser im Metalimnion ist, desto größer ist der Dichteunterschied pro Meter, und umso stabiler die dadurch ausgeprägte Schichtung. Um die Stabilität einer Schichtung quantifizieren zu können, die aus dem Dichtegradienten resultiert, führte SCHMIDT (1928) die **Schmidt-Stabilität** ( $S$ ) ein, die von WALKER (1974) angepasst wurde:

$$S = A_0^{-1} \int_0^{z_{max}} [(z - z_{g,z}) A_z (\rho_z - \rho_{m,z})] dz \quad (2.1)$$

$S$  = thermische Schichtungsstabilität,  $A_0$  = Größe der Seeoberfläche,  $z$  = Tiefe des Sees an einer bestimmten Stelle,  $z_{max}$  = maximale Tiefe des Sees,  $A_z$  = Fläche des Sees in der Tiefe  $z$ ,  $z_{g,z}$  = Tiefe des Volumenschwerpunkts über der Wassertiefe  $z$ ,  $\rho_z$  = Dichte in der Tiefe  $z$ ,  $\rho_{m,z}$  = mittlere Dichte des Wassers über der Tiefe  $z$ .

Sie ist ein Maß für die Menge an Arbeit, die pro Flächeneinheit nötig ist, um eine

vertikal dichtegeschichtete Wassersäule an einem bestimmten Tag zu homogenisieren. Dabei ist sie abhängig von der Morphometrie des Sees. In den einzelnen Tiefen betrachtet ist sie nach der Anomalie des Wassers im oberen Bereich der Thermokline größer als im tiefen Seebereich.

BIRGE (1916) führte im Rahmen seiner Untersuchungen zur physikalischen Limnologie den Parameter der **Windarbeit** ( $B$ ), ein. Darunter wird die Menge an Windenergie verstanden, die aufgebracht werden muss, um die vorliegende Schichtung an einem Messtag aufzubauen, bezogen auf die mittlere Wassertemperatur der Wassersäule am kältesten Punkt des Jahres. KJENSMO (1994) zeigt, dass die Formel zur Berechnung der Windarbeit  $B$  (BIRGE 1916, JOHNSON et al. 1978, WETZEL 1981) neben der Windenergie auch weitere Energiequellen abbildet. Dazu zählen Wind, Grundwasserströme und Zuflüsse. Demnach definiert KJENSMO (1994) die Größe  $B$  als Summe der externen Energie, die benötigt wird, um die vorliegende Schichtung an einem Messtag zu erreichen, egal wie sie in den See kommt. AMBROSETTI und BARBANTI (2002b) weisen darauf hin, dass sich  $B$  immer auf den niedrigsten erreichten Temperaturwert in einem Jahr am Grund eines Sees beziehen sollte.

Demnach ergibt sich folgende Formel für den in den vorliegenden Untersuchungen als *externe Energie* bezeichneten Parameter  $B$ :

$$B = \frac{g}{A_0} \int_0^{z_{max}} A_z (1 - \rho_z) z dz \quad (2.2)$$

$B$  = externe Energie,  $g$  = Gewichtskraft,  $A_0$  = Fläche des Sees an der Wasseroberfläche,  $z_{max}$  = maximale Tiefe des Sees,  $A_z$  = Fläche des Sees in der Tiefe  $z$ ,  $\rho_z$  = Dichte des Wassers in der Tiefe  $z$ .

Nach GELLER (1992) lässt sich über die Parameter der *Schmidt-Stabilität*  $S$  und *Birgean Wind Work*  $B$  die Arbeit bestimmen, die nötig ist, um von homothermen Verhältnissen im Frühjahr auf homotherme Verhältnisse der gesamten Wassermasse

an einem bestimmten Messtag zu gelangen. In der vorliegenden Arbeit wird diese Größe als *Gesamtarbeit*  $G$  bezeichnet.

Aus der Definition ergibt sich nach GELLER (1992) und KJENSMO (1994) wie folgt:

$$G = B + S = g \frac{z_g}{A_0} \int_0^{z_{max}} A_z (1 - \rho_z) dz \quad (2.3)$$

Aus dem Verhältnis  $E = G/B = S/B + 1$  lässt sich ableiten, dass  $G/B$  immer  $> 1$  sein muss, da  $S, B$  immer  $\geq 0$ . Zudem ist es als Faktor zu sehen, mit dem die Summe der *externen Energie*  $B$  multipliziert werden müsste, um die jeweilige Schichtung aufzulösen, und ist somit ein Maß der Stabilität im hypolimnischen Bereich (KJENSMO 1994).

Aus den oben genannten Definitionen ergibt sich, dass sich der See in einem stabilen Zustand befindet, das heißt stratifiziert ist, wenn  $S > B$  ist. AMBROSETTI und BARBANTI (2002b) stellen dies für große, tiefe Seen im Jahresmittel fest. Wenn  $S < B$  ist, dann befindet sich der See in einem thermisch instabilen Zustand. Nach WETZEL (2001) ist dies im Jahresmittel bei kleinen flachen Seen der Fall. Dieser Zusammenhang ist ein Resultat daraus, dass alle Seen im Vergleich zueinander unterschiedliche morphologische Voraussetzungen und ein verschiedenes Seevolumen besitzen:

Bei flacheren Seen wird normalerweise die ganze Wassermasse bis auf den Grund bei der Erwärmung mit einbezogen. Deshalb wird weniger Arbeit ( $S$ ) benötigt, um den See wieder in einen isothermen Zustand zu bringen. Dagegen führt bei tiefen Seen die große Maximaltiefe  $z_{max}$  zu einem Anstieg von  $S$  (Arbeit für die Durchmischung bis hin zu isothermen Verhältnissen) im Vergleich zur geringen Arbeit, die für den Aufbau der Schichtung benötigt wird ( $B$ ). AMBROSETTI und BARBANTI (2002a) stellen fest, dass 90% des Wärmeinhalts in den obersten Schichten eines Sees vorhanden sind, und somit ein großer Unterschied zum tiefen Hypolimnion besteht, das volumenmäßig 60-80% einnimmt.

Der Wärmeinhalt ist die Summe der gesamten Wärme bezogen auf 3,98 °C, die in einem Seekörper gespeichert wird, unter Berücksichtigung der Morphologie des

Seekörpers. Die Berechnung des Wärmeinhaltes kann auf unterschiedliche Weise durchgeführt werden. Dies wird in Kapitel 3.3 und 5.2.3.1 diskutiert.

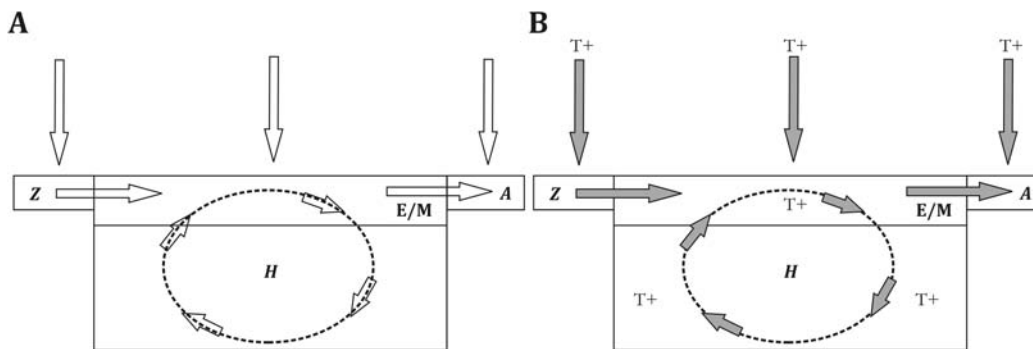


Abbildung 3: Einflussgrößen auf das thermische System eines Sees (eigene Darstellung).

Die physikalischen Gegebenheiten in einem See sind abhängig von Energieeintrag und -verlust in den Wasserkörper (KJENSMO 1994). Bleiben also über einen bestimmten Zeitraum alle Einflüsse auf ein Seesystem (meteorologisch, hydrologisch, anthropogen) konstant, so wird es keine Veränderungen in den thermischen Strukturen des Sees geben (Abbildung 3 A, S. 17).

Verändert sich aber einer der Faktoren für Energieeintrag oder -verlust, so könnten dies Auswirkungen auf das gesamte thermische System haben (vgl. Abbildung 3 B, S. 17). Nimmt beispielsweise die Lufttemperatur sehr stark zu (vgl. Abbildung 3 B, S. 17, roter vertikaler Pfeil), so beeinflusst sie nicht nur die Oberflächentemperatur des Sees (E/M), sondern auch die des Zuflusses (Z). Der Zufluss wiederum nimmt Einfluss auf den See (E/M, H) und gegebenenfalls auf seine Zirkulation und seinen Abfluss (A). Allerdings kann bisher keine allgemeine Aussage getroffen werden, wie sich Veränderungen der Einflussfaktoren auf ein Seesystem auswirken, da jeder See durch seine Morphologie, geographische Lage sowie wirkenden Einflussfaktoren eigene Reaktionsmuster aufweist (DOKULIL et al. 2010).

Die Einflussnahme der unterschiedlichen Faktoren auf den Ammersee soll in den vorliegenden Untersuchungen näher betrachtet werden.



# Kapitel 3

## Daten und Methoden

Wie in Kapitel 1.2 dargelegt, werden in den vorliegenden Untersuchungen vier zentrale Fragestellungen verfolgt:

- **Landschaftsökologische Aufnahme** des Untersuchungsgebietes Ammersee nach LESER (1997), ergänzend zu den bereits vorgenommenen Untersuchungen im Forschungsprojekt Lago.
- **Analyse und Quantifizierung** der klimatischen, hydrologischen und anthropogenen Einflussfaktoren auf den Ammersee für den Zeitraum 1984-2010.
- Detaillierte **Analysen der thermischen Strukturen im Ammersee** für den Zeitraum 1984-2010.
- **Modellierung der Wassertemperaturen** des Ammersees für den Zeitraum 1984-2010.

Zur Bearbeitung der Fragestellungen wird eine Vielzahl an Daten und Informationen benötigt. Die in den vorliegenden Untersuchungen verwendeten Daten werden in Tabelle 2 und 3 aufgelistet:

Tabelle 2: Übersicht der verwendeten meteorologischen und statistischen Daten (eigene Darstellung).

Art der Daten	Parameter	Messtandort	Höhe ü. NN	Quelle	Zeitraum	Datenlücken	Messhäufigkeit
statistisch	Landnutzung ge- samt		k.A.	GENESIS	1980-2008	k.A.	alle 4 Jahre
	Agrarstruktur- erhebung		k.A.	GENESIS	1999,2003,2007	k.A.	einmalig pro Jahr
meteorologisch	Lufttemperatur	Hohenpeißenberg	977	DWD	1.1.1975- 30.9.2010	k.A.	3x täglich
	Dampfdruck	Hohenpeißenberg	977	DWD	1.1.1975- 30.9.2011	k.A.	3x täglich
	Globalstrahlung	Hohenpeißenberg	977	DWD	1.1.1975- 30.9.2012	k.A.	1x täglich, Tages- summe
	Globalstrahlung	Dießen	563	privat	1.1.1994- 31.12.2008	k.A.	stündlich
	Windrichtung	Dießen	563	privat	1.1.1975- 30.9.2014	k.A.	stündlich
	Bewölkung	Hohenpeißenberg	977	DWD	1.1.1975- 30.9.2015	k.A.	3x täglich
	Windgeschwin- digkeit	Hohenpeißenberg	977	DWD	1.1.1975- 30.9.2016	k.A.	3x täglich
	Niederschlag	Hohenpeißenberg	977	DWD	1.1.1975- 30.9.2017	k.A.	3x täglich
	Lufttemperatur	Raisting	548	DWD	1.1.1.1986- 30.9.2010	1.1.-14.6.1992	3x täglich
	Dampfdruck	Raisting	548	DWD	1.1.1.1986- 30.9.2010	1.1.-14.6.1992	3x täglich
	Bewölkung	Raisting	548	DWD	1.1.1.1986- 30.9.2010	1.1.-14.6.1992	3x täglich
	Windstärke	Raisting	548	DWD	1.1.1.1986- 30.9.2011	1.1.-14.6.1992 und 1.5.2000- 1.1.2005	3x täglich
	Niederschlag	Raisting	548	DWD	1.1.1.1986- 30.9.2010	1.1.-14.6.1992	3x täglich

Tabelle 3: Übersicht der verwendeten hydrologischen, limnologischen und seemorphologischen Daten (eigene Darstellung).

Art der Daten	Parameter	Messtandort	Höhe ü. NN	Quelle	Zeitraum	Datenlücken	Messhäufigkeit
hydrolog.	TMQ Ammer	Fischen	535	WWA Weilheim	1.1.1975- 2.1.2000	k.A.	1x täglich, Tagesmittel
	TMQ Ammer	Weilheim	553	WWA Weilheim	1.1.1975- 31.12.2010	k.A.	1x täglich, Tagesmittel
	Temperatur Am- mer	Fischen	535	LfU	12.1.1981- 17.11.2010	k.A.	2x monatlich
	TMQ restliche Zu- flüsse	diverse	533	WWA Weilheim	1.1.1975- 2.1.2000	k.A.	1x täglich, Tagesmittel
	TMQ Amper	Stegen	535	WWA Weilheim	1.1.2006- 31.12.2010	k.A.	1x täglich, Tagesmittel
	Temperatur Am- per	Stegen	535	LfU	12.1.1981- 11.10.2010	k.A.	2x monatlich
limnolog.	Wassertemperatur (Profilmessungen)	tieftste Stelle Ammer- see	533	LfU	13.8.1984- 22.11.2010	k.A.	1x monatlich
	Wassertemperatur (Profilmessungen)	tieftste Stelle Ammer- see	533	Lago	23.8.2008- 10.4.2009	k.A.	stündlich
	Wassertemperatur (Profilmessungen)	tieftste Stelle Ammer- see	533	Lago	16.05.2008- 13.11.2009	k.A.	variabel, wöchentlich bis monatlich
	Wassertemperatur (Profilmessungen)	tieftste Stelle Pilsen- see	534	LfU	5.5.1981- 12.09.2001	k.A.	1x monatlich
seemorpholog.	Echolotdaten	Ammersee	k.A.	LfU	1991	k.A.	einemalig
	Luftbilddaufnahmen	Ammersee	k.A.	LfU	2006	k.A.	einemalig

### 3.1 Landschaftsökologische Aufnahme des Ammersee-Einzugsgebiets

Über die **landschaftsökologische Aufnahme** nach LESER (1997) werden mögliche Faktoren, die direkten oder indirekten Einfluss auf die thermische Struktur des Ammersees nehmen, gefunden. Dazu werden Geologie und Geomorphologie, vorherrschende Böden, das Mesoklima sowie die Landnutzung des Ammersee-Einzugsgebiets detailliert beleuchtet (vgl. Kapitel 4). Dafür werden zum einen Daten des statistischen Bundesamtes, des Deutschen Wetterdienstes (DWD), des Bayerischen Landesamts für Umwelt (LfU) sowie des Wasserwirtschaftsamts Weilheim (WWA) herangezogen (vgl. Tabelle 2, S. ?? und Tabelle 3, S. 20), zum anderen wird auf eine Vielzahl von Forschungsvorarbeiten über das Ammersee-Einzugsgebiet zurückgegriffen (MICHLER 1974, LENHART 1987, 1998, SCHAUMBURG 1996, NIXDORF et al. 2003, VETTER unveröffentlicht).

### 3.2 Analyse und Quantifizierung der klimatischen und hydrologischen Einflussfaktoren auf den Ammersee

Um die klimatischen und hydrologischen **Einflussfaktoren auf den Ammersee** zu analysieren und zu quantifizieren, werden Messdaten zu Lufttemperatur, Dampfdruck, Globalstrahlung, Bewölkung, Wind und Niederschlag (Stationen Raisting, Wielenbach, Hohenpeißenberg und Dießen) sowie Messungen zu Zu- und Abfluss des Ammersees (Pegel Weilheim, Fischen und Stegen) verwendet (vgl. Tabelle 2, S. 19 und Tabelle 3, S. 20). Abbildung 7, S. 33 zeigt die geographische Lage der Messstationen im Einzugsgebiet des Ammersees.

Es kann dafür auf Daten verschiedener **meteorologischer Stationen** zurückgegriffen werden. Für die Auswertungen im Projekt Lago standen Daten der Stationen Hohenpeißenberg, Raisting und Wielenbach (DWD), sowie einer privaten Messsta-

tion in Dießen zur Verfügung (vgl. Tabelle 2, S. 19).

Die Klimastation Raisting liegt 3,5 km südlich des Ammersees mit einem sehr geringen Höhenunterschied von +16 m zur mittleren Seehöhe, daher sind die Daten sehr gut für die bearbeiteten Fragestellungen verwendbar. Aufgrund einer räumlichen Verlegung der Messstation innerhalb von Raisting kam es zu einer sechsmonatigen Messlücke in der Zeitspanne 1.1.1992 bis 14.6.1992. Seit Beginn des Jahres 1999 wird statt Raisting die Klimastation Wielenbach betrieben, die 4 km südlich von Raisting auf gleicher Meereshöhe liegt. Aufgrund der geringen räumlichen Distanz und der daraus resultierenden äußerst geringen klimatischen Unterschiede wird die Position als gleich angenommen und in den vorliegenden Untersuchungen als Station Raisting betitelt. Die Daten liegen ohne Messlücken vor, Ausnahme ist der Zeitraum Mai 2000 bis Januar 2005, in dem aufgrund eines Datenbankfehlers in der DWD Zentrale keine Windstärken aufgezeichnet wurden.

Der Hohenpeißenberg liegt etwa 20 km südwestlich des Ammersees und erhebt sich auf 989 m ü. NN. Die vom DWD betriebene meteorologische Station liegt auf 977 m ü. NN und somit 440 m höher als der Ammersee. Alle Messwerte dieser Station müssen vor Anwendung auf Anwendbarkeit geprüft werden und möglicherweise höhenangepasst werden (vgl. Kapitel 5.1.1).

**Hydrologische Daten** wurden vom Wasserwirtschaftsamt Weilheim (WWA) sowie vom Bayerischen Landesamt für Umwelt (LfU) zur Verfügung gestellt.

Zuflussdaten der Ammer in den Ammersee (Pegel Fischen, vgl. Abbildung 7, S. 33) liegen für den Zeitraum 1.1.1975 bis 2.1.2000 mit 9133 Messwerten in täglicher Auflösung vor. Auf Pegelmessungen der weiter flussaufwärts gelegenen Messstelle Weilheim kann für den Zeitraum 1.1.1975 bis 30.11.2007 zurückgegriffen werden, allerdings sind die Messwerte niedriger als am Pegel Fischen. Wie in Abbildung 4, S. 23 durch eigene Berechnungen sichtbar wird, können durch den hohen Korrelationskoeffizienten ( $R^2 = 0,98$ ) mit  $n = 1628$  die täglichen Abflusswerte mittels der linearen Gleichung

$$TMQ_{Fischen} = 1,156 * TMQ_{Weilheim} - 51662 [Mio.m^3/d] \quad (3.1)$$

für den nördlicher gelegenen Pegel Fischen bis zum Zeitpunkt 31.12.2010 vervollständigt werden.

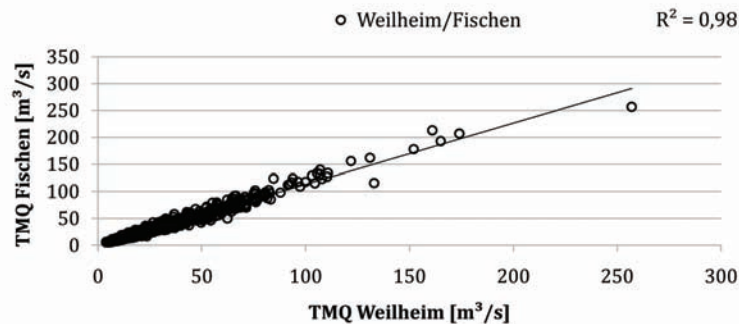


Abbildung 4: Korrelation des Abflusses zwischen Pegel Weilheim und Fischen mit Korrelationskoeffizient (eigene Darstellung nach Daten des WWA).

Das Verhältnis zwischen dem Abfluss Pegel Weilheim und Pegel Fischen unterliegt einer natürlichen Schwankungsbreite. Der TMQ (täglicher mittlerer Abfluss) am Pegel Fischen beträgt dabei durchschnittlich 110% des TMQ Pegel Weilheim, kann aber Werte zwischen 70% und 180% annehmen. Ab dem Zeitpunkt der Datenkorrelation wird die Schwankungsbreite vernachlässigt, der TMQ des Pegels Fischen liegt dann bei 110% des TMQ Pegel Weilheim. Zusätzlich zu den Daten der Abflussmenge können Wassertemperaturmessungen (Pegel Fischen) in vierwöchiger Datenauflösung bis 17.11.2010 zur Analyse herangezogen werden (vgl. Tabelle 3, S. 20). Die verhältnismäßig kleinen Zuflüsse von Rott mit 5% und Kienbach mit 0,5% des Gesamtzuflusses in den Ammersee spielen für die limno-physikalischen Verhältnisse keine signifikante Rolle und werden daher nicht näher untersucht.

Die **Messwerte der Amper (Pegel Stegen)** als einziger Abfluss des Ammersees werden nur quantitativ sowie physikalisch, jedoch nicht bezüglich der Gewässerqualität betrachtet. Dafür liegen für den Zeitraum 1.1.1984 bis 30.4.2010 Werte des täglichen mittleren Abflusses TMQ [ $m^3/s$ ] vor, zusätzlich werden Temperaturdaten der Amper in vierwöchiger Auflösung für die Analysen herangezogen (vgl. Tabelle 3, S. 20).

### 3.3 Analysen der thermischen Strukturen im Ammersee

Für die Untersuchungen des thermischen Verhaltens des Ammersees werden **Messwerte zur Wassertemperatur** des WWA Weilheim und LfU verwendet. Seit dem Jahr 1975 werden im Rahmen des kontinuierlichen Gewässer-Monitorings in regelmäßigen Abständen **Tiefenprofilmessungen** über der tiefsten Stelle des Sees durchgeführt, von der Seeoberfläche bis auf den Grund. Die in dieser Arbeit verwendeten Wassertemperaturdaten liegen in der Regel mit 15, ab 2005 mit 28 Einzelmessungen je Messtermin vor (vgl. Tabelle 4, S. 24). Bis in eine Tiefe von 20 m liegt die räumliche Auflösung zwischen 1 und 3 m, darunter bei 10 m.

Tabelle 4: Tiefenprofilmessungen Ammersee (eigene Darstellung nach Daten des WWA und LfU).

Jahr	Messtermine	Zeitraum	Jahr	Messtermine	Zeitraum
1975	keine		1996	12	15.01.-16.12.
1976	15	10.02.-06.09.	1997	11	11.03.-15.12.
1977	keine	keine	1998	13	12.01.-14.12.
1978	keine	keine	1999	15	13.01.-20.12.
1984	10	13.08.-18.12.	2000	13	17.01.-19.12.
1985	16	23.04.-10.12.	2001	12	15.01.-19.11.
1986	19	21.01.-10.12.	2002	13	17.01.-09.12.
1987	20	18.03.-21.12.	2003	7	27.01.-17.11.
1988	23	13.01.-29.11.	2004	7	12.01.-13.12.
1989	22	10.01.-12.12.	2005	7	21.02.-05.12.
1990	12	09.01.-11.12.	2006	5	29.03.-27.11.
1991	10	29.1.-05.11.	2007	11	15.01.-12.11.
1992	17	13.01.-15.12.	2008	15	05.03.-08.12.
1993	24	12.01.-06.12.	2009	13	26.01.-21.12.
1994	25	03.01.-19.12.	2010	12	19.01.-22.11.
1995	13	16.01.-18.12.			

Zur Aufnahme von zeitlich hoch aufgelösten Temperaturprofilmessungen wurde im Rahmen des Projekts Lago eine **vollautomatische limnologische Messstation** entwickelt. Über eine Thermistorkette, die in 16 verschiedenen Wassertiefen die Temperatur maß, wurden diese hochaufgelösten Daten aufgezeichnet. Durch automatische Datenübertragung auf die projekteigene Webseite und Einspeisung in die für Projektmitarbeiter zugängliche Datenbank wurden die Messwerte direkt weiter-

verarbeitet. Die Daten wurden erhoben, um die im Projekt Anwendung findende Seenmodelle Dyresm und FLake zu validieren. Aufgrund immer wiederkehrender technischer Probleme war es nicht möglich, kontinuierliche Messwerte über lange Zeitspannen aufzuzeichnen. Einzig zwischen 23. August 2008 und 10. April 2009 wurden in allen Sensortiefen plausible Werte gemessen (vgl. Tabelle 3, S. 20). Ab April 2009 fielen fast alle Sensoren nacheinander aus, da sie aufgrund mechanischer Belastung beschädigt wurden. Da der Zeitraum der plausiblen Daten sehr kurz ist, und somit ein Zeitraum zum Datenabgleich mit den Messwerten des LfU und WWA sehr gering ist, finden diese Messwerte in der vorliegenden Arbeit keine Anwendung. Um den immer wieder auftretenden Datenausfall der vollautomatischen Station zu kompensieren, wurden im Rahmen mehrerer Geländeaufenthalte und Abschlussarbeiten (BIERBACH unveröffentlicht, NOLD unveröffentlicht, LINK unveröffentlicht) und studentischer Praktika am Department für Geographie der LMU **Messkampagnen** zur Temperaturbestimmung im Ammersee durchgeführt. Dafür wurde eine Temperatursonde der Firma WTW verwendet (WOLFF unveröffentlicht, LINK unveröffentlicht). Zudem wurden im Rahmen einer Diplomarbeit (LINK unveröffentlicht) an verschiedenen Stellen im Ammersee Wassertemperaturprofile aufgenommen. Dadurch konnte gezeigt werden, dass sich räumlich gesehen innerhalb des Sees bezüglich der Temperaturschichtung kaum Veränderungen ergeben, und somit die Messdaten an der tiefsten Stelle für den ganzen See repräsentativ sind.

Zur Einschätzung von Veränderungen der thermischen Strukturen im Ammersee wird der **Wärmeinhalt** in Abhängigkeit von der Wassertemperatur des Sees bestimmt. Dieser ist ein Maß für seinen Gehalt an Wärmeenergie. Hierbei wird die auf 0 °C bezogene Wärmemenge angegeben, die der Wasserkörper bei seiner Temperatur besitzt.

Die Veränderungen bezüglich des Wärmeinhaltes des Ammersees werden über eine für diese Anwendung angepasste Form der **Berechnung von thermischer Energie** vorgenommen. Hierbei wird der Wärmeinhalt des Sees über einzelne Bereiche in der Tiefe  $z$  mit der Isobathenfläche  $A$  berechnet und aufsummiert. Das Volumen



der einzelnen Schichten wird in dieser Formel durch die genaue seemorphologische Betrachtung von 1 m Tiefenauflösung integriert. Die Datengrundlage für die Erstellung der Bathymetrie des Ammersees liefern Echolotdaten sowie Luftbildaufnahmen (Maßstab 1:23000) des Bayerischen Landesamtes für Umwelt der Jahre 2006 bzw. 1991 (vgl. Tabelle 3, S. 20).

In der Formel zur Berechnung des Wärmehaltes  $W$  wird sowohl die Dichte  $\rho(z)$  als auch die spezifische Wärmekapazität  $c_p(z)$  in Abhängigkeit der Temperatur  $T(z)$  berücksichtigt:

$$W = \int_0^{z_{max}} T(z) * c_p(z) * \rho(z) * A(z) dz [J] \quad (3.2)$$

Die spezifische Wärmekapazität  $c_p$  wird abhängig von der Temperatur des Sees  $T$  über die Funktion

$$c_p = -7 * 10^{-6} t^3 + 0,0004 T^2 - 0,0072 T + 4,2278 \quad (3.3)$$

berechnet. Nach VETTER (2005) besteht die Möglichkeit, die spezifische Wärmekapazität als Konstante mit  $c_p = 4.1868$  zu sehen. Die unterschiedlichen Resultate werden in Kapitel 5.2.3.2 diskutiert.

Wesentlich schneller und einfacher anwendbar ist die **Methode der mittleren Seetemperatur**. Nach (FLAKE-UH 2008) kann die mittlere Seetemperatur einer Wassersäule als repräsentativ für den Wärmehalt des Sees betrachtet werden. Dieser Zusammenhang wird in Kapitel 5.2.3.1 näher untersucht.

Die mittlere Seetemperatur  $t_m$  in Abhängigkeit der Seeoberfläche der jeweiligen Schicht  $A * t$  wird erlangt über folgende eigene Formel, bei der die Seetemperatur je nach Volumenanteil der Tiefenschicht gewichtet wird.

$$t_m = \frac{\sum_{z=0}^{83} A(z) * t}{\sum_{z=0}^{83} A(z)} \quad (3.4)$$

Im Vergleich dazu steht die Berechnung der mittleren Seetemperatur ohne volumetrische Gewichtung. Hierfür wird über ein einfaches arithmetisches Mittel der Messwerte im See der Parameter  $t_{wc}$  berechnet.

AMBROSETTI und BARBANTI (1990, 1993, 1999, 2001) arbeiten erfolgreich mit der ursprünglich von BANENS (1988, 1991) entwickelten **Software Limnox**. Diese wird seitdem weiter am Italienischen Institut für Hydrobiologie angepasst (AMBROSETTI und BARBANTI 2001). Limnox verwendet neben morphologischen Größen des Sees metergenaue Temperaturprofile zur Berechnung des Wärmehaltes am Tag der Messung. Liegen die Daten nicht in der benötigten räumlichen Auflösung vor, werden sie mittels linearer Interpolation zwischen den Messtiefen vervollständigt. In Kapitel 5.2.3.2 werden die Ergebnisse der einzelnen Methoden zur Wärmehaltsberechnung miteinander verglichen.

### 3.4 Modellierung der thermischen Strukturen des Ammersees

Für die Modellierung der Wassertemperaturen im Ammersee wird das **limnologische Modell FLake** des Leibniz-Instituts für Gewässerökologie und Binnenfischerei Berlin (IGB) verwendet. Darüber können Berechnungen zur vertikalen Temperaturschichtung und zum Mischungsverhalten von Süßwasserseen getroffen werden. Die modellierbare Zeitspanne liegt zwischen wenigen Stunden bis hin zu mehreren Jahren. Das Modell findet bereits seit einigen Jahren erfolgreich Anwendung in der internationalen Forschungslandschaft (PERTOV et al. 2006, DUTRA et al. 2010, EEROLA et al. 2010, MIRONOV 2008, 2010, KIRILIN 2010). Vor allem die Möglichkeit der Integration in numerische Wetter- und Klimamodelle (MIRONOV 2008) macht es interessant für aktuelle Fragestellungen der Klimaforschung.

Das Modell berechnet nach der Eingabe eines initialen Wassertemperaturprofils und von kontinuierlichen meteorologischen Messwerten einfache Parameter, die das See-temperaturprofil spezifizieren (MIRONOV 2008). Das Profil wird über die Temperatur des Oberflächenwassers  $T_s$ , die Mitteltemperatur des Metalimnions  $T_m$  sowie die Temperatur am Grund des Sees  $T_b$  ausgedrückt. FLake basiert auf dem Konzept der Selbstähnlichkeit, die grundsätzlich wiederkehrende, in sich selbst verschachtelte Abhängigkeiten bedeutet (MIRONOV 2008, S.3). Um die Berechnung einzelner

physikalischer Teilgleichungen in Abhängigkeit von Temperatur und Tiefe zu vermeiden, verläuft die Modellierung mittels einfacher Berechnungen für zeitabhängige Parameter, es wird darauf verzichtet, alle thermodynamischen Gesetze zu implementieren. Wie sich das Temperaturprofil während der Modellierung entwickelt, ist mittels fünf Parameter definiert: Epilimnion-Temperatur  $\theta_s$  in Abhängigkeit von der Zeit  $t$ , Durchmischungstiefe  $h(t)$ , Temperatur des Hypolimnions  $\theta_b(t)$ , Mächtigkeit der Seesedimentschicht  $H(t)$  und deren Temperatur  $\theta_H(t)$  (siehe Abbildung 5, S. 29).

Der Modellierung wird ein von KITAIGORODSKII und MIROPOLSKY (1970) entwickelter Ansatz zugrundegelegt, der die Temperaturstruktur der saisonalen marinen Thermokline nach dem *Eulerschen Polygonzugverfahren* berechnet. Die Berechnung des Temperaturprofils in der Thermokline wird unabhängig von thermodynamischen Prozessen vorgenommen:

$$\Phi(\zeta) = \frac{\theta_s(t) - \theta(z, t)}{\Delta\theta(t)} \quad (3.5)$$

mit

$$\Phi = \frac{\theta_s(t) - \theta(z, t)}{\Delta\theta(t)} \quad (3.6)$$

und

$$\zeta = \frac{z - h(t)}{\Delta h(t)} \quad (3.7)$$

.

Für Seen mit einer Tiefe  $> 50 \text{ m}$ , wird empfohlen, das Modul zur Einbeziehung der thermischen Wechselwirkung zwischen Sediment und Wasser zu deaktivieren (Abbildung 5, S. 29, graue Schraffur), um mögliche Störgrößen zu minimieren (FLAKE-UH 2008).

Neben den meteorologischen Größen Solarstrahlung, Lufttemperatur, Dampfdruck, Windgeschwindigkeit und Bedeckungsgrad (vgl. Tabelle 2, S. 19) werden zur Modellierung zusätzliche seespezifische Informationen benötigt. Hierzu zählen geographische Breite, maximale und mittlere Seetiefe sowie die Windlaufänge (OSTENDORP 2009), außerdem optische Eigenschaften des Seewassers (Extinktionskoeffizient, vgl. Kapitel 5.1.1.2).

Über die optischen Charakteristika und kurzwellige Strahlung wird die Albedo des

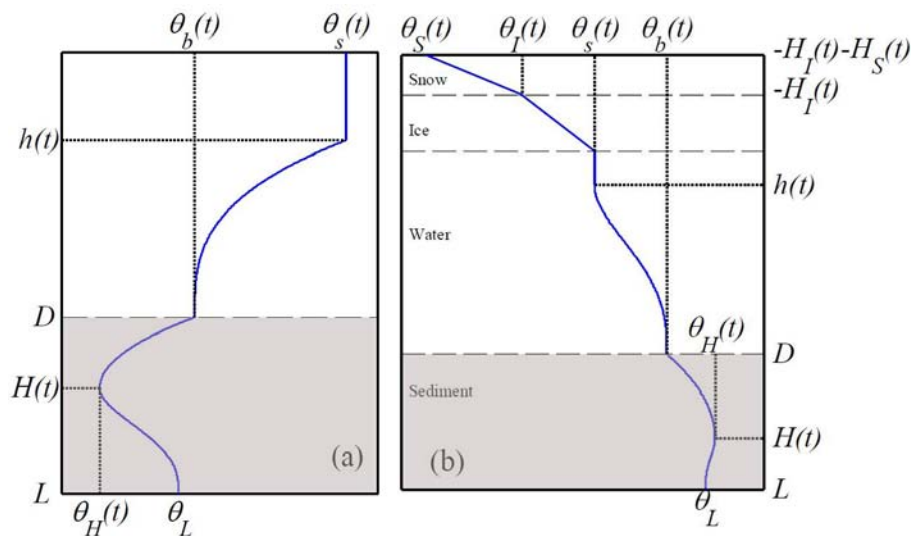


Abbildung 5: Schematische Wiedergabe eines modellierten Temperaturprofils im Sommer (a, links) und Winter (b, rechts, verändert nach: MIRONOV 2008).

Sees berechnet. Die langwellige Abstrahlung der Oberfläche, sensible und latente Wärme werden für die Berechnung der Energieströme an der Grenzschicht zur Atmosphäre sowie innerhalb des Wassers verwendet, woraus wiederum die Rate einer möglichen Schneeakkumulation modelliert wird (MIRONOV und RITTER 2003).

Innerhalb des Projektes Lago wurde ein weiteres Modell zur Simulation des thermischen Verhaltens des Ammersees verwendet. **Dyresm** (Dynamic Reservoir Simulation Model) wurde vom Centre for Water Research, University of Western Australia, entwickelt. Das eindimensionale hydrodynamische Modell simuliert Salzgehalt, Temperatur, Strömungen sowie die Durchmischung und den Transport von Wärme und Sedimenten in Stauseen (IMERITO 2007). Als positiv zu bewerten ist, dass die Simulation der oben genannten Parameter in 1 m Tiefenauflösung und täglicher zeitlicher Auflösung möglich ist. Zudem sind komplexe physikalische Abhängigkeiten über Logarithmen in das Modell implementiert. Als negativ einzustufen ist allerdings, dass das Modell zur Abbildung von künstlichen Reservoirs entwickelt wurde, die einen punktuellen Abfluss in großer Tiefe haben. Dementsprechend gelangt vor allem kaltes Wasser aus dem Reservoir, das wärmere oberflächennahe bleibt im Wasserkörper enthalten, was zu einer übermäßigen Erwärmung bei Temperatursimulationen von natürlichen Seen führen kann.

Erste Simulationen des Ammersees für den Messsommer 2007 mittels Dyresm zeigten, dass vor allem die Wasseroberflächentemperatur auch über kurze Simulationsperioden zu hoch wird (siehe Abbildung 6, S. 30).

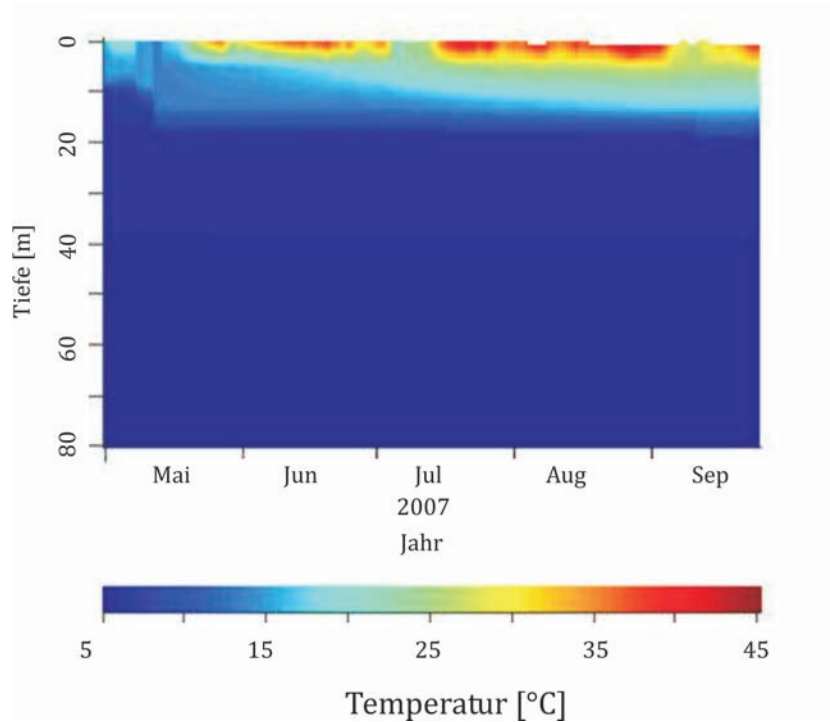


Abbildung 6: Erste Modellierungsergebnisse mit dem Modell Dyresm, Mai-September 2007 (eigene Darstellung).

Auch nach Anpassung der meteorologischen Eingabedaten (vgl. Kapitel 5.3) konnten keine realistischen Modellergebnisse erreicht werden.

Desweiteren zeigt sich als problematisch, dass im Modell Dyresm die Morphologie des zu simulierenden Sees nur über die Größe der Oberfläche in verschiedenen Tiefen berücksichtigt wird, nicht jedoch über die Grundform der Oberfläche. Vor allem im Fall des Ammersees, der durch seine Entstehung als Zungenbeckensee eine markante längliche Form erhalten hat, beeinflusst die Morphologie die Strömungsverhältnisse. Weitere Probleme ergaben sich dadurch, dass die Simulation von Eisbedeckung auf Seen in Dyresm bislang nicht implementiert ist. Da der Ammersee jedoch regelmäßig eine Eisdecke ausbildet (BUECHE unveröffentlicht), können langjährige Simulationen für das Untersuchungsgebiet nicht vorgenommen werden. Über nicht-kontinuierliche Modellierungen können keine Aussagen über eine langfristige ther-

mische Entwicklung getroffen werden, sondern nur einzelne Jahre simuliert werden.

Dyresm findet Anwendung in vielen internationalen Forschungsprojekten (ANTE-NUCCI 2001, ANTENUCCI und IMERITO 2001, IMBERGER 2001, HORNING 2002, APPT 2002), jedoch wird auch hier häufig von Anpassungsschwierigkeiten berichtet. Das Modell liefert nach erfolgreicher Anpassung äußerst detaillierte Simulationsergebnisse, obwohl es einige wichtige Umweltparameter (Lage der Zu- und Abflüsse, Morphometrie des Sees) nicht berücksichtigt.

Erst nach sehr starken Abänderungen der meteorologischen und hydrologischen Messdaten konnten realitätsnahe Ergebnisse erreicht werden (vgl. Kapitel 5.3, 121). Basierend auf diesen Erkenntnissen wird für die hier bearbeitete Fragestellung Dyresm nicht verwendet. Inwieweit die über das Modell FLake berechneten Temperaturwerte als realitätsnahe einzuschätzen sind, wird im Rahmen der Validierung der Modellierungsergebnisse überprüft (vgl. Kapitel 5.3).

# Kapitel 4

## Die Fallstudie:

### Ammersee-Einzugsgebiet

Kerngebiet der vorliegenden Untersuchungen bildet der **Ammersee**, 35 km südwestlich der Landeshauptstadt München gelegen (vgl. Abbildung 7, S. 33). Der See ist mit einer Nord-Süd-Erstreckung von 15,3 km und einer Breite von 6 km der drittgrößte See im Bayerischen Voralpenland. Weitere physikalischen Kenngrößen sind in Tabelle 5 zusammengefasst.

Tabelle 5: physikalische Kenngrößen des Ammersees (eigene Darstellung).

Geomorphologische Einheit	Grundmoränenlandschaft, Zungenbeckensee
Geogr. Breite (Herrsching)	47,99° N
Geogr. Länge (Herrsching)	11,16° E
Zuflüsse	Ammer, Kienbach, Rott, Windach
Abfluss	Amper
Größte Tiefe	81,1 m
Seeoberfläche	46,6 km <sup>2</sup>
Max. Seelänge	15,3 km
Max. Seebreite	6 km
Einzugsgebietsgröße	993 km <sup>2</sup>
Seevolumen	1,73 km <sup>3</sup>
Theoret. Erneuerungszeit	2,7 a
Umgebungsfaktor	21,3

Der bedeutendste tributäre Zufluss des Ammersees ist die Ammer, die an der südlichen Seebegrenzung mit einer mittleren Schüttung von 16,6 m<sup>3</sup>/s einmündet. Der See wird am Nordufer über die Amper zur Donau entwässert. Mit einem Gesamtvolumen von 1,73 Mrd. m<sup>3</sup> besitzt der Ammersee eine theoretische Erneuerungszeit von

2,7 Jahren, die im Vergleich zum östlich benachbarten Starnberger See (21 Jahre) sehr gering ist (LENHART 1987, HOFMANN 2002). Veränderungen von klimatischen Größen und einzugsgebietspezifischen Geofaktoren wirken sich demnach mit einem geringen zeitlichen Puffer und mit einer direkteren Wirkung auf den Ammersee aus. Aufgrund dessen kann dem Ammersee im Bezug auf limnologisch-klimatologische Untersuchungen eine hohe Bedeutung zugesprochen werden, weshalb er im Rahmen dieser Arbeit ausgewählt wurde.

Um die Einflussnahme verschiedener Größen auf den See zu finden, wird neben der Betrachtung von limnologischen Daten das **Einzugsgebiet des Ammersees** analysiert. Die folgenden Abschnitte stellen die landschaftsökologischen Aufnahmen des Einzugsgebiets nach LESER (1997) dar.

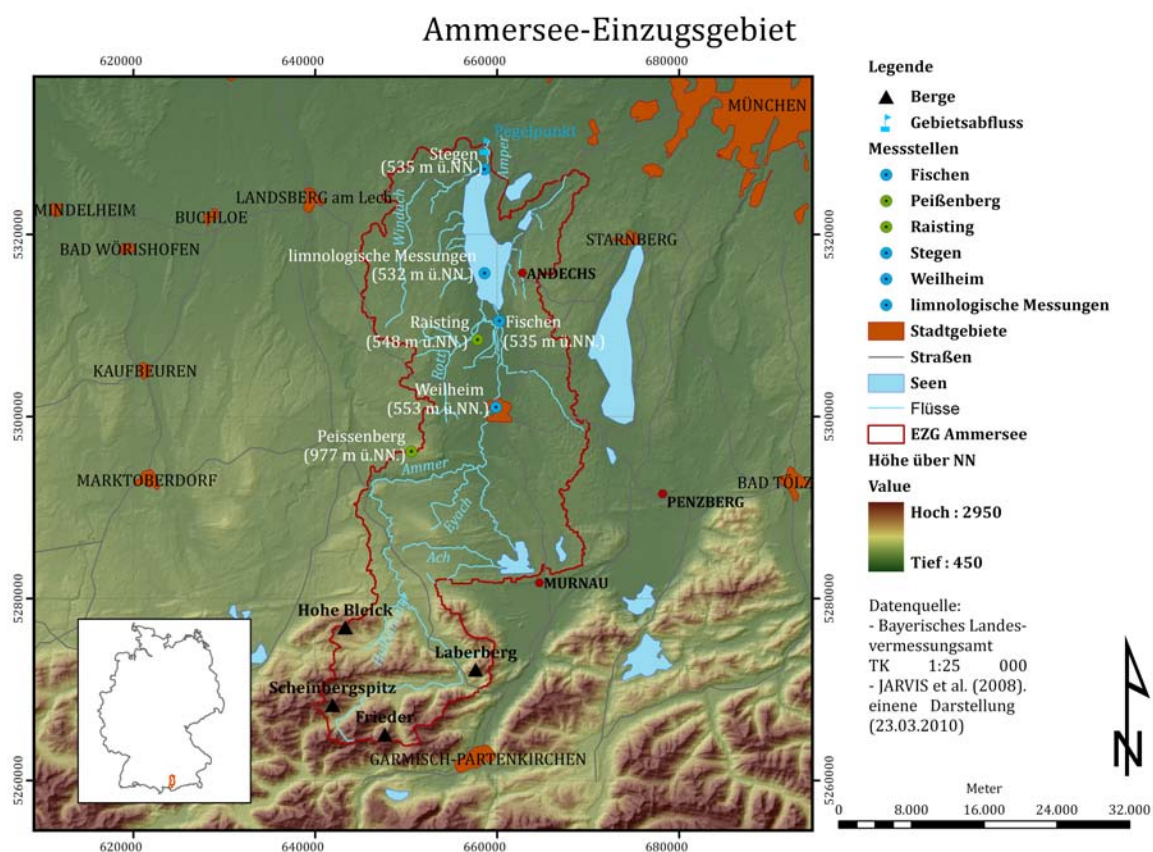


Abbildung 7: Einzugsgebiet des Ammersees (eigene Darstellung nach Daten des BayLVA TK 1:25000 und JARVIS et al. 2008).



## 4.1 Der Naturraum

### 4.1.1 Geologische Entwicklung

Das Einzugsgebiet des Ammersees hat nach MEYNEN und SCHMITHÜSEN (1953) an zwei Naturräumen Anteil:

Der südlichste Bereich wird den **Ammergauer Alpen** (Nördlichen Kalkalpen) zugewiesen. Nördlich folgt das **Ammer-Loisach-Hügelland** (Flyschzone und Faltenmolasse), das durch pleistozäne Vereisung und rezente Prozesse geprägt wird.

Im Ammergebirge, südlich des Ammerlängstales (vgl. Abbildung 9, S. 36) ist die vorherrschende Fazies der brecciöse triassische Hauptdolomit der Lechtal-Decke, durch den gleichförmige Gipfel gebildet werden (FREUDENBERGER und SCHWERD 1996). Dolomitgestein gilt im Allgemeinen als Schuttbildner, wodurch beträchtliche Schutthalden, so genannte Griese, beispielsweise am Frieder, im Graswangtal und auf der Kreuzspitze das Landschaftsbild prägen. Die Ammer, die ihren Ursprung in Graswang hat, ist daher sehr stark frachtführend und trägt somit zur **intensiven Verlandung des Ammersees** bei. Zudem resultiert aus den durch Dolomitgestein verursachten Talverschüttungen eine **labile Wasserscheide**, dies ist an der südlichen Begrenzung des Einzugsgebiets in Richtung Plansee feststellbar (LIEDTKE und MARCINEK 2002), wodurch sich das Einzugsgebiet des Ammersees möglicherweise verändert.

Nördlich einer Ost-West verlaufenden Störungszone durch Oberammergau beginnt die **Flyschzone** (vgl. Abbildung 9, S. 36 und Abbildung 8, S. 35), deren subaquatische Sedimente kreidezeitlich als Suspensionsströme in einem schmalen, fast horizontalen Tiefseeegraben abgelagert wurden (HESSE 1972,1982). Die überwiegend bis zum Gipfel bewaldeten Erhebungen, die meist **forstwirtschaftlich genutzt** werden (z.B. Hohe Bleick, Hörnle), sind stark erosions- und rutschungsanfällig. Daher wird die mittelgebirgsähnliche Landschaft durch weiche Geländeformen mit Berggipfeln bis zu 1531 m ü. NN (Aueracker) charakterisiert, und die Hänge nur wenig weidwirtschaftlich genutzt. Durch die hauptsächlich forstwirtschaftliche Nutzung (Nadelwald) ist in diesem Bereich kein landwirtschaftlich bedingter erhöhter Eintrag von Nährstoffen für den Ammersee zu erwarten.

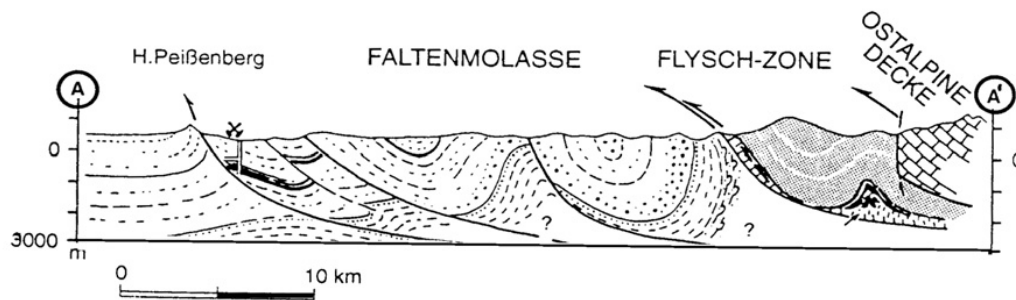


Abbildung 8: Querprofil durch Molasse und Flyschzone (verändert nach: LAGALLY und KUBE 1994).

Nördlich der Unternogger Störungszone, welche gleichzeitig die geomorphologische Grenze der Alpen darstellt (LIEDTKE und MARCINEK 2002), beginnt der Ablagerungsbereich der obereozän bis pliozän gebildeten Molasse. Der Bereich der gefalteten Molasse erstreckt sich bis zur Störungszone, die südlich von Peißenberg verläuft (vgl. Abbildung 8 und 9, S. 36). Diese ist gleichzusetzen mit der tektonischen Grenze der Alpen, nördlich dieser liegt die Vorlandmolasse ungestört. Dieser Bereich, der nördlich anschließende Bereich der Faltenmolasse sowie der auf Abbildung 9 sichtbare Teil des Molassebeckens sind gänzlich von pleistozänen Schottern überlagert. Nur einige Schichtrippen der Unteren Meeres- und Unteren Süßwassermolasse stehen west-ost-streichend an. Durch die wasserstauenden Eigenschaften der Molasse verläuft über diesen tertiären Ablagerungen Grundwasser, das im Bereich des Ammersees gespannte Verhältnisse annimmt.

**Der Hohenpeißenberg**, der mit 988 m ü. NN als Molasseriedel (PENCK 1899) die Umgebung um über 300 m überragt, stellt das größte zusammenhängende Gebiet der anstehenden Oberen Süßwassermolasse dar (vgl. Abbildung 9, S. 36). Auf dieser Erhöhung wird vom Deutschen Wetterdienst (DWD) eine Klimastation betrieben, deren Daten (unter anderem) für die Auswertungen in dieser Arbeit herangezogen werden (vgl. Kapitel 3). Der Einfluss der prominenten Lage auf die Messdaten wird in Kapitel 5.1.1 diskutiert.

Geologie des Ammersee-Einzugsgebietes

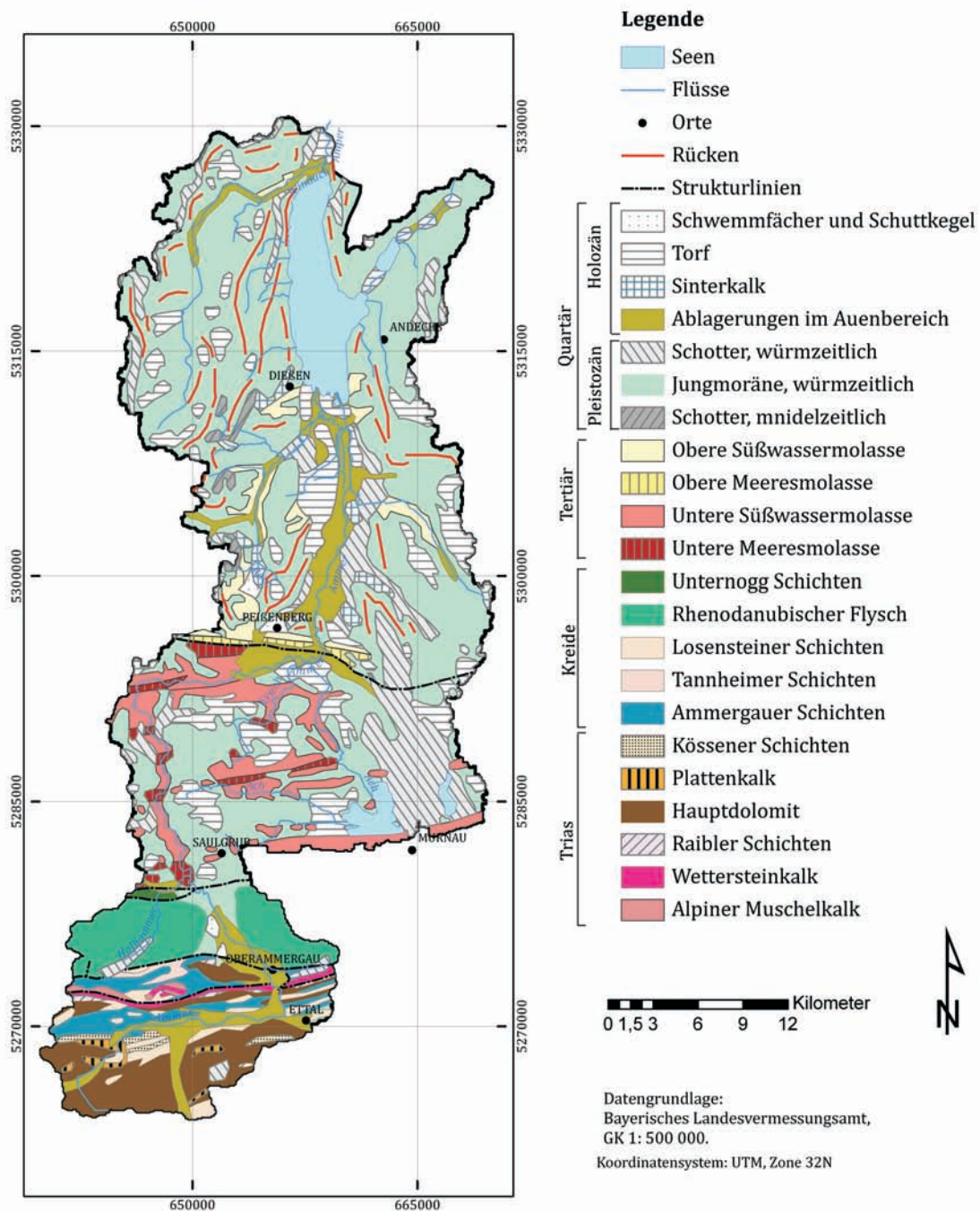


Abbildung 9: Geologische Karte des Ammersee-Einzugsgebietes (eigene Darstellung nach Daten des BayLVA GK 1:500 000).

### 4.1.2 Posttertiäre Entwicklungen und rezente geomorphologische Strukturen

Die Entstehung der Oberflächenformen des Ammersee-Einzugsgebietes ist im wesentlichen auf den westlichsten Teil des **Isar-Loisach-Gletschers, den Ammersee-Lobus** (vgl. Abbildung 10, S. 38), zurückzuführen, der während der Würm-Eiszeit über mehrere Transfluenzspässe, wie z.B. Fernpass und das Loisachtal, erhebliche Eiszuflüsse vom Innegletscher erhielt (vgl. Abbildung 10, S. 38). Zudem wies das Ammergebirge eine beträchtliche Lokalvergletscherung auf (LIEDTKE und MARCINEK 2002). Durch diese große Eismenge konnte der Ammersee-Lobus weit nach Norden vorstoßen, und entwickelte gleichzeitig eine starke Erosionskraft, durch die tiefgreifend das **Zungenbecken des Ammersees** ausgeschürft wurde.

Nachdem das Klima im Spätglazial wärmer wurde, schmolzen die mächtigen Vorlandvergletscherungen rasch ab und das Ammersee-Zungenbecken füllte sich nach und nach mit Schmelzwasser (ROTTHALER 2004). Da die Verbindung des Seebeckens zu den zurückschmelzenden Eismassen sehr früh unterbrochen wurde und sich dadurch die Abflussmengen reduzierten, entwickelte der Abfluss des Ammersees, die Amper, nur eine geringe Erosionskraft und ein **See blieb erhalten** (LIEDTKE und MARCINEK 2002).

Während das ehemalige Zungenbecken des Ammersees im Westen von den sanften Jungmoränenwällen des Wessobrunner Höhenrückens umgeben ist (SCHAUMBURG 1996), steigen die Hänge im Osten zum Andechser Rücken (vgl. Abbildung 11, S. 40) wesentlich steiler an (LAWA 1985). Sowohl im Norden als auch im Süden geht der Ammersee in ausgedehnte Verlandungsmoore über (LFW 1996). Diese entstehen durch die Auffüllung des Seebeckens mit anorganischen und organischen Sedimenten, die mit den Zuflüssen, vor allem der stark frachtführenden Ammer (vgl. Kapitel 4.1.1) in den See transportiert, oder durch Organismen im See selbst gebildet werden. Im Ammergebirge führte das Rückschmelzen der Eismassen zur Talverbauung am Ettaler Sattel durch spätwürmzeitliche Moränenbildung des Loisach-Gletschers. Diese **Veränderung des Einzugsgebietes** führte zu Aufschüttungen im Längstal der Ammer und ihrer Umlenkung nach Norden (LIEDTKE und MARCINEK 2002).

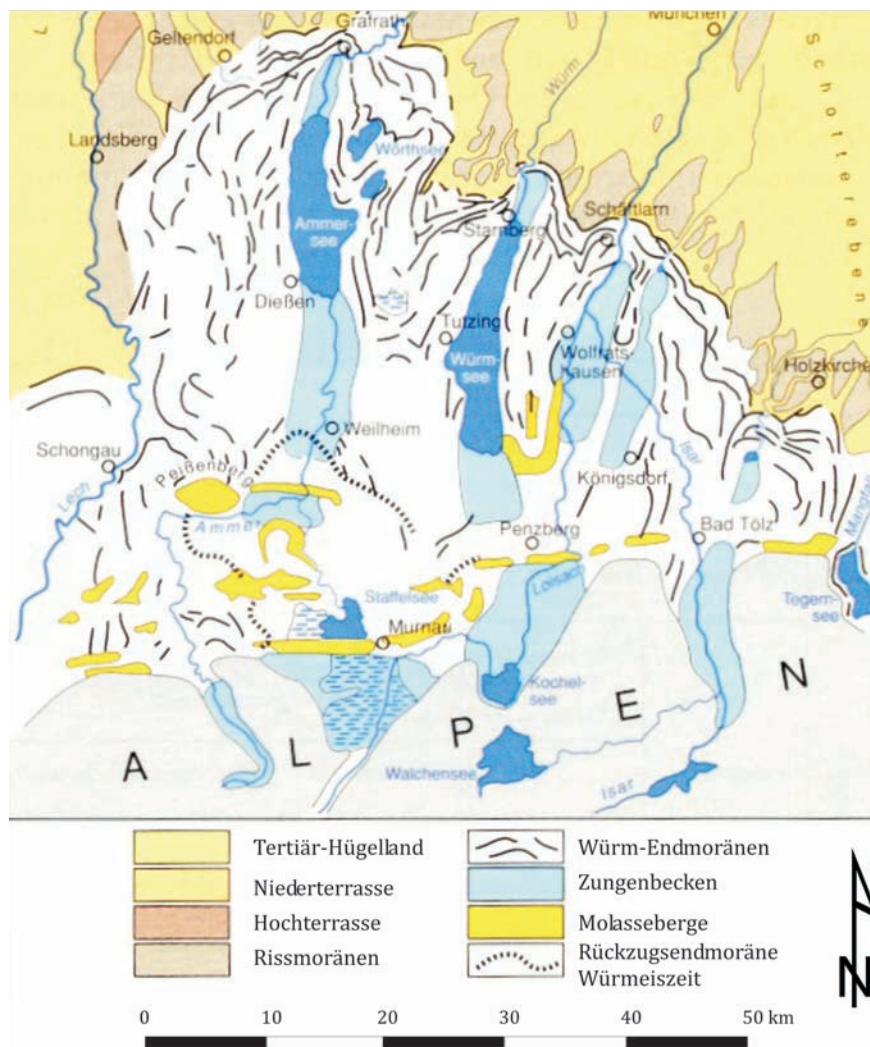


Abbildung 10: Geomorphologische Karte im Bereich des Isar-Loisach-Gletschers (verändert nach EBERS 1934, SCHÄFER 1978, HABBE 1988).

Das wasserdurchlässige posttertiäre Akkumulationsmaterial fungiert größtenteils als ungespannter Grundwasserleiter.

### 4.1.3 Bodenentwicklung

Die heutige Bodenbildung setzte erst nach Ende der letzten Eiszeit ein. Im **Molasse- und Moränengebiet** entwickelte sich vor allem Braunerde auf Geschiebelehm (vgl. Abbildung 11, S. 40). Im Bereich der würmzeitlichen Schotter, vor allem entlang der Moränenwälle, überwiegt die Ausbildung von grundwassernahen Böden aufgrund des dort vorherrschenden hohen Grundwasserniveaus. Da die Region sehr **stark landwirtschaftlich genutzt** wird, sind viele Profile gekappt, an Oberhängen durch

Erosion schwach entwickelt, dafür am Unterhang durch das akkumulierte Material sehr mächtig ausgebildet. Durch die landwirtschaftliche Nutzung ist eine erhöhte Nährstoffbelastung im Oberflächenabfluss möglich.

Die **Flyschzone** wird dominiert durch podsolierte Braunerden, wobei sich in Senken auf tonigem Mergel stauwasserbedingt Gleyböden entwickelt haben (TREPP 2002). Da das glazial überprägte Molassegebiet durch unruhige Geländeformen und damit verbunden durch unterschiedliche Reliefenergie charakterisiert ist, treten in kleinräumiger Untergliederung verschiedene Bodentypen auf (FETZER 1986). Erodierendes Material (Geschiebemergel) sammelte sich in Senken und begünstigte somit die Bildung von Parabraunerde. Die Bereiche der Flyschzone werden vorwiegend **forstwirtschaftlich genutzt**. Aufgrund des hohen Säuregrades des Bodens unter Nadelwald entwickelte sich hier vor allem Podsole.

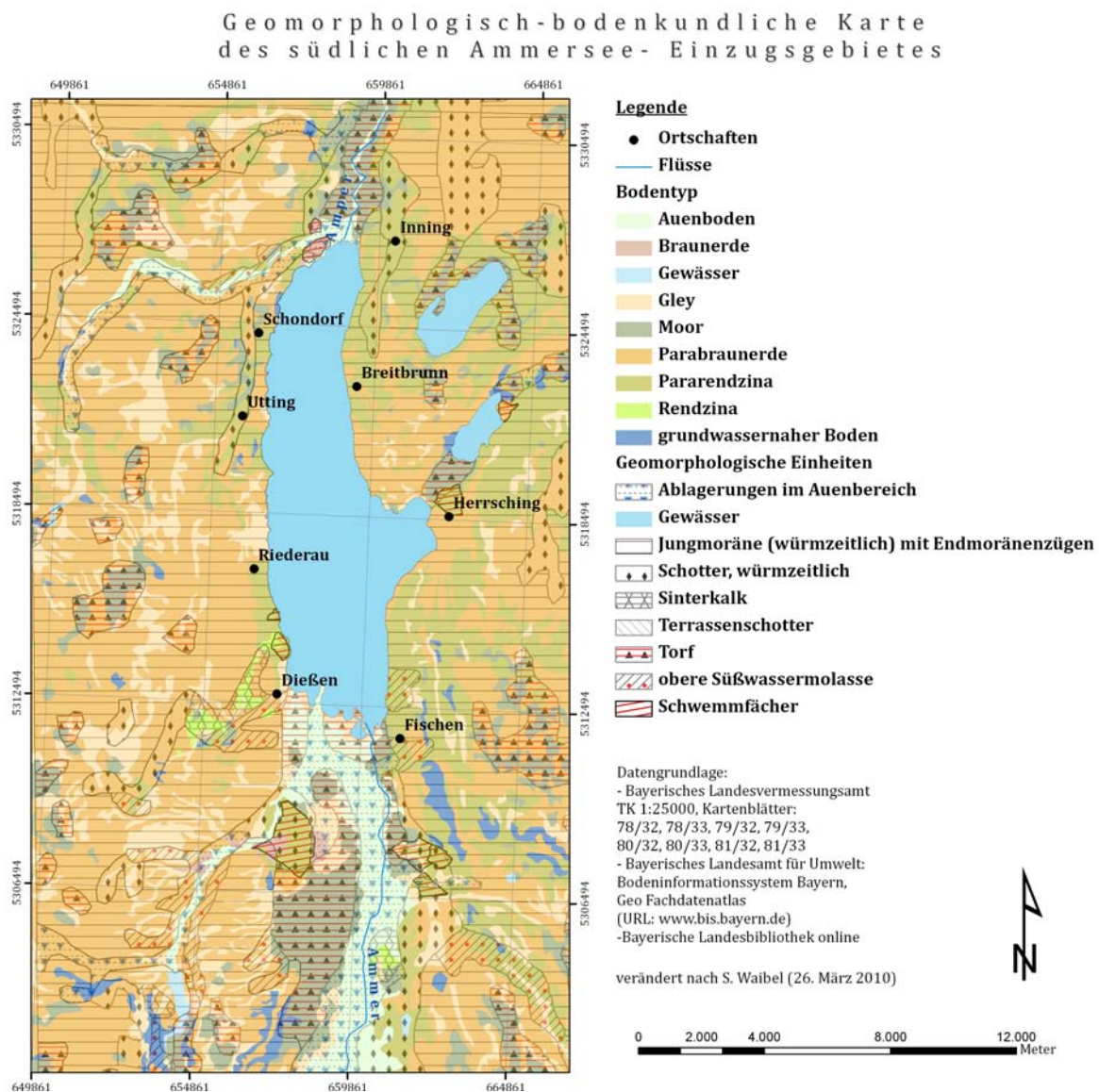


Abbildung 11: Geomorphologisch-bodenkundliche Karte südlicher Ammersee und Standorte der Messstellen (verändert nach S. Waibel (kartographische Arbeit) und Daten des BayLVA, LfU und Bayerische Landesbibliothek).

#### 4.1.4 Klimatische Verhältnisse

Klimatisch betrachtet liegt Bayern innerhalb der warm-gemäßigten Klimazone und ist vor allem durch den Übergang des maritimen Klimas in Westeuropa zum kontinentalen Klima in Osteuropa geprägt (LFU 2009). Im Einzugsgebiet des Ammersees wird das **Mesoklima** stark durch die Nähe zu den Alpen und den Anstieg des Reliefs in N-S-Richtung beeinflusst. Eine wesentliche Rolle spielen hierbei auch die

N-S-flankierenden Moränenwälle (vgl. Kapitel 4.1.2).

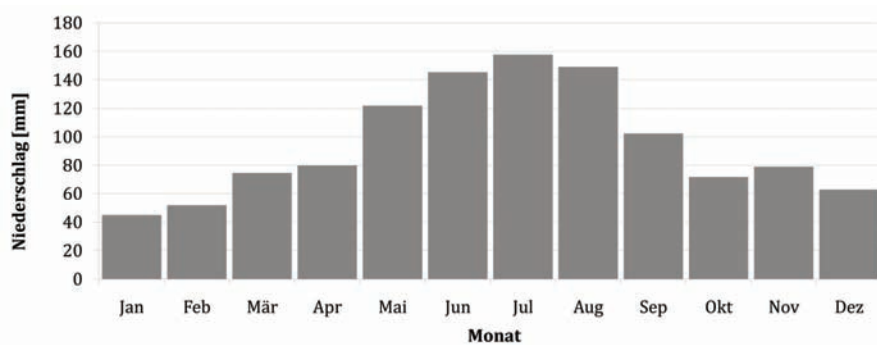


Abbildung 12: Mittlerer monatlicher Niederschlag Station, Hohenpeißenberg 1975-2010 (eigene Darstellung nach Daten des DWD.)

Zwar sind die **Niederschläge** in der langjährigen Betrachtung über das ganze Jahr verteilt, zeigen aber im Sommer ein ausgeprägtes Maximum und im Hochwinter ein deutliches Minimum (vgl. Abbildung 12, S. 41).

Im Untersuchungsgebiet ist im Zeitraum 1975-2010 eine deutliche Änderung des Klimas zu beobachten. Abbildung 13, S. 41 zeigt die **mittleren Jahrestemperaturen** der Klimastation Hohenpeißenberg (1975-2010). Zu erkennen ist eine deutliche Temperaturzunahme. In den vergangenen 30 Jahren sind die Jahresmittel der Lufttemperatur um etwa  $+1,5\text{ K}$  angestiegen. Dabei waren vor allem die letzten beiden Jahrzehnte von starken Temperaturerhöhungen geprägt (LFU 2009). Allein in den Jahren von 1990 bis 2006 liegen nach MAYER (2007) neun der zehn wärmsten Jahre, die seit 1901 gemessen wurden.

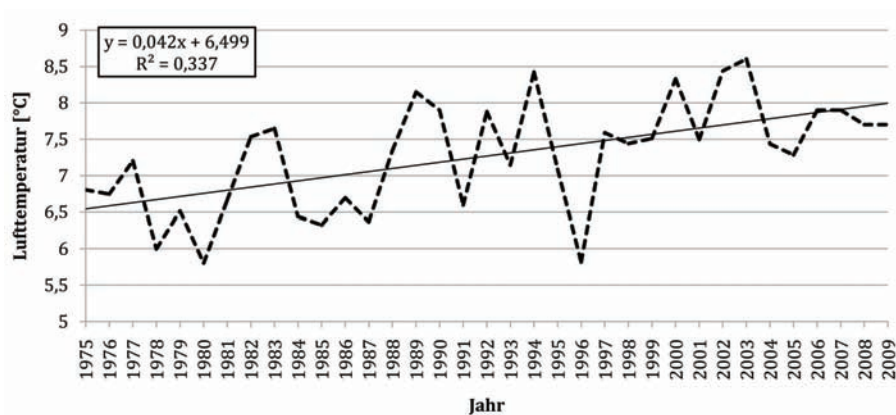


Abbildung 13: Jahresmittel der Lufttemperatur 1975-2010, Klimastation Hohenpeißenberg (eigene Darstellung nach Daten des DWD).



Detailanalysen zeigen, dass der Schwerpunkt der Temperaturzunahme in den Jahren von 2001 bis 2005 **im Sommerhalbjahr** lag, jedoch weist das Langzeitverhalten seit 1931 eine deutliche stärkere Temperaturzunahme im **hydrologischen Winterhalbjahr** auf. Mit Werten zwischen  $+1,3\text{ K}$  und  $+2,3\text{ K}$  stiegen nach KLIWA (2008, S.3) die Temperaturen im Zeitraum von 1931 bis 2005 in den Monaten Januar, August und Dezember am deutlichsten an, während die Monate April, Juni, September und November kaum Veränderungen aufwiesen (KLIWA 2008, S.4). Zurückzuführen ist die Erhöhung der Wintertemperaturen vor allem auf eine Zunahme der zyklonalen West- und Südwestlagen zu Lasten der winterkalten Nord- und Südostwetterlagen (MAIER 2007). Diese Temperaturerhöhung spiegelt sich auch in der **Abnahme des Niederschlags in Form von Schnee** wider. Seit den 1950er Jahren ist nach LFU (2008) ein Trend zu immer schneeärmeren Wintern mit abnehmender Schneedeckendauer (Anzahl der Tage mit einer Schneedecke  $\geq 1\text{ cm}$ ) erkennbar.

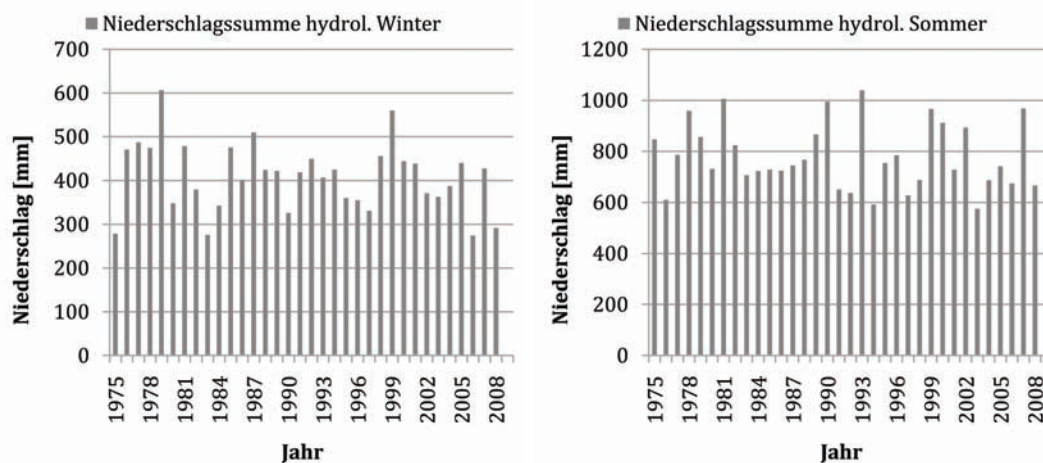


Abbildung 14: Niederschlagssumme der Station Hohenpeißenberg im hydrologischen Winter- (links) und Sommerhalbjahr (rechts) (eigene Darstellung nach Daten des DWD.)

Während sich die Jahresniederschlagssummen im Zeitraum von 1931 bis 1997 kaum verändert haben, zeigt sich im Jahresverlauf eine deutliche Umverteilung (LFU 2008). Wie aus Abbildung 14, S. 42 ersichtlich ist, haben die Niederschlagsmengen sowohl im Winterhalbjahr als auch im Sommerhalbjahr leicht abgenommen.

Auch in Zukunft werden u.a. nach IPCC (2007) die Temperaturen in Bayern steigen.

Für die mittlere Jahrestemperatur wird eine Zunahme um ca.  $+1,7\text{ K}$  bis zum Ende dieses Jahrhunderts prognostiziert (LFU 2008). Dabei wird sich auch der Trend der stärkeren Temperaturzunahme im hydrologischen Winterhalbjahr mit weitreichenden Folgen fortsetzen. Fällt der Niederschlag immer seltener als Schnee, fehlt die **Speicherwirkung der Schneedecke** und die Gefahr von Hochwasser steigt (LFU 2008). Bis 2050 wird sich nach KLIWA (2005) die Anzahl der Sommertage im Mittel von 32 auf knapp 50 Tage erhöhen, laut LFU (2008) soll sich die Anzahl der heißen Tage sogar nahezu verdoppeln. Im Gegensatz dazu soll die Anzahl der Eis- und Frosttage deutlich abnehmen. Von besonderem Interesse für die Landwirtschaft ist dabei vor allem die Tatsache, dass der letzte Frost im Jahresverlauf immer früher kommen wird (KLIWA 2005). Dies hat schon jetzt Auswirkungen auf das Pflanzenwachstum. Die Pflanzen treiben schneller aus und die Vegetationsperiode wird verlängert (BMU 2009). So blüht die Kornelkirsche (*Cornus mas*) heute durchschnittlich 3 Wochen früher als noch vor 40 Jahren (MAIER 2007). Aufgrund der steigenden Temperaturen tritt auch der erste Frühfrost im Herbst immer später auf, wodurch sich die frostsichere Zeit in der Vegetationsperiode verlängert (KLIWA 2005, S.3). Während die Niederschläge im Zeitraum von 2021 bis 2050 im Sommer um bis zu  $-10\%$  abnehmen sollen, wird im Winterhalbjahr mit Werten zwischen  $+5$  und  $+20\%$  ein deutlicher Anstieg prognostiziert (LFU 2008). Allerdings zeigt Abbildung 14 für die letzten 34 Jahre eine Abnahme des Niederschlags sowohl im Sommer als auch im Winter. Die Veränderung der Lufttemperatur und des Niederschlags haben Einfluss auf die hydrologischen Verhältnisse sowie den Energieeintrag in den Ammersee (vgl. Kapitel 5.1).

#### 4.1.5 Gewässer und Hydrologie

Der Ammersee ist im Norden seines Einzugsgebiets gelegen (vgl. Abbildung 9, S. 36), und ist mit seiner Oberfläche von  $46,6\text{ km}^2$  der drittgrößte See Bayerns und der am weitesten nach Norden reichende Zungenbeckensee des Alpenvorlandes. Bei einer maximalen Tiefe von  $81,1\text{ m}$  beträgt das Wasservolumen des Sees  $1,73\text{ Mrd. m}^3$  (DANIS et al. 2003). Die Höhe des mittleren Wasserstandes wird von SCHAUMBURG

(1996) mit 532,9 m ü. NN angegeben. Der Umgebungsfaktor, der das Verhältnis der Fläche des Einzugsgebiets zur Seefläche angibt (SCHWOERBEL und BRENDENBERGER 2005), ist mit über 20 sehr hoch (im Vergleich: Starnberger See 5,6). Dies deutet darauf hin, dass die Grundbefruchtung des Sees mit Nährstoffen relativ hoch ist (LENHART 1987). Die Wasserqualität des Ammersees wird daher, ebenso wie seine chemisch-physikalischen Verhältnisse, im Wesentlichen durch seinen im Süden gelegenen **Hauptzufluss Ammer** bestimmt (WWA Weilheim 2009). Sie entwässert mit einem mittleren Abfluss von  $16,6 \text{ m}^3/\text{s}$  (Pegel Fischen, Jahresreihe 1941/1989) ca. dreiviertel des  $993 \text{ km}^2$  großen Einzugsgebiets des Ammersees (LFW 1996; HOFMANN 2002).

Nach BRIEM (2003) gehört die Ammer zu den kleineren Flüssen der Alpen, die in fluviatil verfüllten Haupttälern (Grobmaterialaue) fließen. Das dominierende Sohlsubstrat sind vor allem Grobsande, Kiese und Blöcke, mit einer untergeordneten Ablagerung von Feinsedimenten. POTTGIESSER und SOMMERHÄUSER (2008) gliedern die Ammer als Flusstyp 1.2 „Kleine Flüsse der Kalkalpen“ in die deutschen Fließgewässertypen ein. Demnach besitzt ihr Einzugsgebiet eine Größe zwischen  $100\text{--}1000 \text{ km}^2$  mit einem Talbodengefälle unter 50 ‰. Das alpin geprägte Abflussregime mit sommerlichem Maximum durch Schneeschmelze und mit Minimalwerten in den Wintermonaten ist zudem stark durch die Sommerniederschläge (vgl. Kapitel 4.1.4) und Starkregenereignisse geprägt (POTTGIESSER und SOMMERHÄUSER 2008).

Als **weitere Zuflüsse** des Ammersees sind die Rott, die etwa 5% des See-Einzugsgebietes entwässert und der Kienbach mit 0,5 ‰ zu nennen. Da in diesen Untersuchungen der Pegelpunkt zur Einzugsgebietenberechnung in Kottgeisering gesetzt wurde, spielt auch die Windach, die im Nord-Westen erst nördlich des Ammersees der Amper zugeführt wird, eine Rolle. Am nördlichen Ende des Ammersees findet in Stegen **über die Amper die Entwässerung** des Sees bei einer mittleren Abflusspende von  $21,1 \text{ m}^3/\text{s}$  statt (Pegel Stegen Jahresreihe 1931/1986, SCHAUMBURG 1996). Durch den hohen Zu- und Abfluss des Ammersees ergibt sich eine relativ kurze theoretische Erneuerungszeit des gesamten Wassers von 2,7 Jahren. Im Vergleich dazu ist die Erneuerungsrate des benachbarten Starnberger Sees von 21

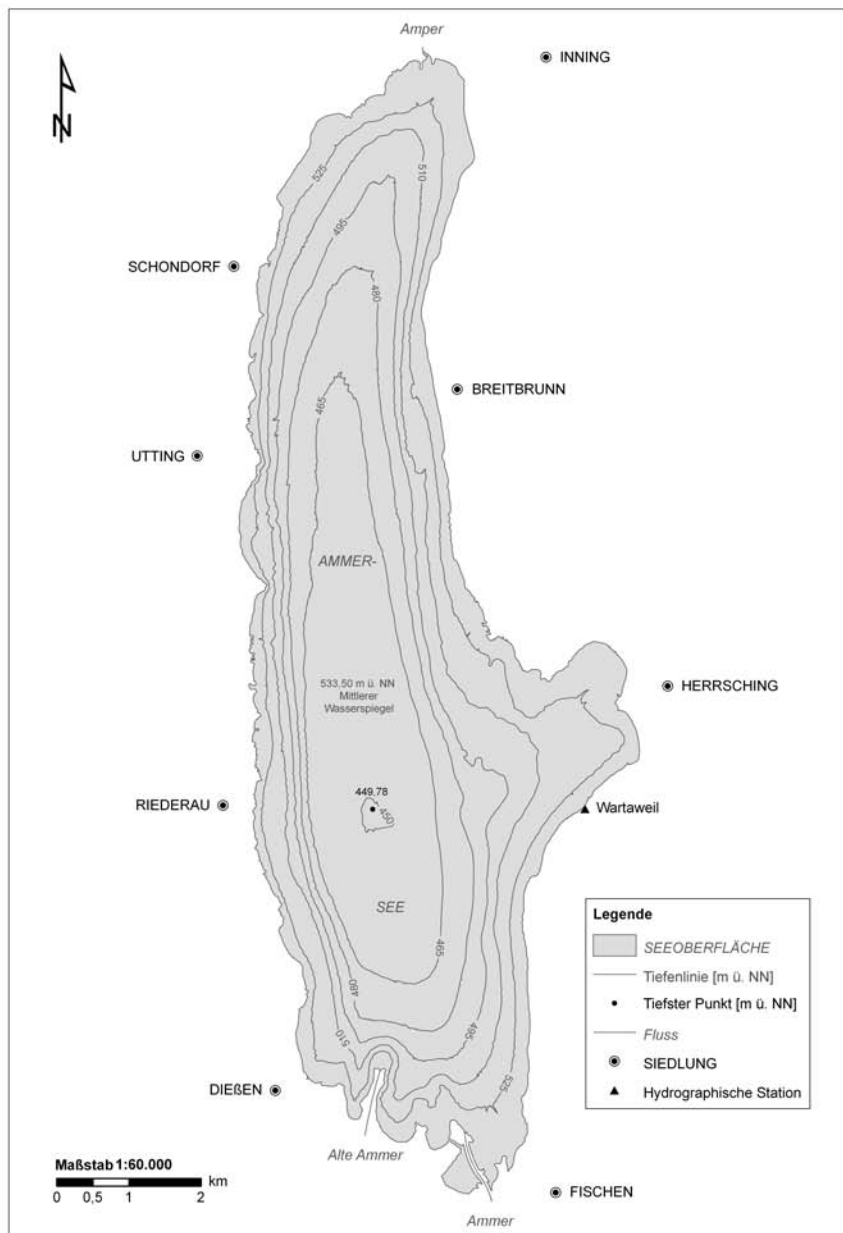


Abbildung 15: Bathymetrische Karte des Ammersees (verändert nach: RIPPL et al. 2009).

Jahren zu nennen (HOFMANN 2002, LENHART 1987). Dies deutet darauf hin, dass sich Änderungen im Einzugsgebiet direkt und mit wenig zeitlicher Verzögerung auf den See auswirken. Nach HOFMANN (2002) „befindet sich der Ammersee in einer Re-Oligotrophierungsphase“, nachdem Mitte der 1970er Jahre die höchsten Grade der Trophie erreicht waren. 1971 wurde durch den Bau einer Ringkanalisation um den Ammersee und die zusätzlichen Installation von Phosphor- Filtern in den umliegenden Kläranlagen auf die zunehmende Eutrophierung reagiert (LENHART 1987,

HOFMANN 2002). Durch diese wasserbaulichen Maßnahmen erhöhte sich die Sichttiefe des Ammersees vorerst nachweislich (LENHART 1997, vgl. Abbildung 16, S. 46), wodurch die Strahlung tiefer in den See eindringen und das Wasser in größeren Tiefen erwärmen konnte. Allerdings zeigen weitere Entwicklungen seit 1998, dass keine Veränderungen der Sichttiefe mehr nachzuweisen sind (vgl. Abbildung 16, S. 46 und Kapitel 6).

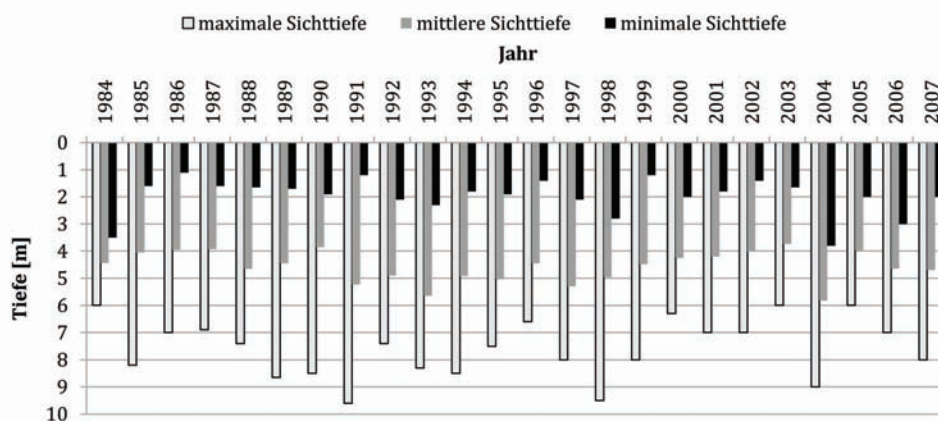


Abbildung 16: Mittlere Sichttiefe des Ammersees 1985-2008 (eigene Darstellung).

Zur Durchführung von Meliorierungsmaßnahmen an den umliegenden Moorböden am See zur landwirtschaftlichen Nutzung wurden von 1920-24 **wasserbauliche Maßnahmen** an der Ammer ab dem Mündungsbereich etwa 10 km flussaufwärts vorgenommen (WWA Weilheim 2002). Erstmals in den 1950er Jahren wurde nach Informationen des WWA Weilheim (2002) erhöhte Faulschlamm- sowie ein Verlust von Laichplätzen für Fische innerhalb des entstandenen Altarmes festgestellt und bemängelt. Seit 1998 wird durch das Wasserwirtschaftsamt Weilheim eine auf  $1-6 \text{ m}^3/\text{s}$  begrenzte Rückführung von Wasser in die Alte Ammer vorgenommen. Dadurch wird die Erhaltung von Arten gestützt sowie die Verbesserung von Durchfluss-, Nährstoff- und Sauerstoffverhältnissen gewährleistet (WWA Weilheim 2002). Um die Ablagerungen von Feststoffen in tiefere Seebereiche zu lenken und somit die Verlandung im Deltabereich der Mündung etwas zu verringern, wurde das Flussbett 1959 zusätzlich mit Hilfe von Dämmen um einen Kilometer in den See verlegt. Dies war jedoch nicht die einzige anthropogene Veränderung des Verlaufs der Ammer in den letzten 100 Jahren. 1922 wurde die Mündung der Ammer bereits

aufgrund der vorgenommenen Meliorierungsmaßnahmen aus der Dießener Bucht in den Fischener Winkel verlegt (LENHART 1987) und der Flusslauf der Ammer zwischen Weilheim und dem Ammersee ausgebaut, begradigt und tiefer gelegt (WWA Weilheim 2002).

## 4.2 Einfluss des Menschen

Nicht nur durch wasserbauliche Maßnahmen (vgl. Kapitel 4.1.5) nahm der Mensch Einfluss auf das Einzugsgebiet des Ammersees. Schon früher wurde es stark durch anthropogenes Wirken verändert. Nachdem in frühen Siedlungszeiten vor allem die naturräumlichen Gegebenheiten ausschlaggebend für Siedlungsform und -dichte waren, bestimmt heute nicht zuletzt der **wirtschaftliche Wandel** die Entwicklung einer Region. Nicht zu vernachlässigen ist der immer stärker werdende Einfluss der kommunalen, regionalen und europäischen **Landwirtschafts- und Umweltpolitik** auf die Landnutzungsverhältnisse und anthropogenen Veränderungen im Untersuchungsgebiet. Der Anteil der Ackerflächen an der Landnutzungsfläche nimmt im Ammersee-Einzugsgebiet von Norden nach Süden stark ab (STOLZ 1998, S.29). Begründet ist dies durch limitierende Klima-, Boden- und Reliefverhältnisse einerseits (vgl. Kapitel 4.1.1, 4.1.2, 4.1.3, 4.1.4), andererseits durch Förderung der Forstwirtschaft und Nutzung als königlicher Forstbetrieb im 19. Jahrhundert unter Ludwig II.

Im Ammergebirge ist heute die **forstliche Nutzung** mit 49% Flächenanteil (Jahr 2008, GENESIS 2009) vorherrschend, landwirtschaftliche Nutzung nimmt 21% (Jahr 2008, GENESIS 2009) der Bodenfläche ein. Die durch die damalige intensive Förderung entstandenen Fichtenbestände werden heute zum größten Teil in laubholzreiche Mischbestände umgebaut (ABSP 1997). In der Flyschzone wird die landwirtschaftliche Nutzung durch den labilen Untergrund eingeschränkt. Der Frieder zeigt sich als Beispiel von Bodendegradation aufgrund von Übernutzung durch Schafbeweidung. Im Jungmoränengebiet wurden im Jahr 2008 54% der Fläche als **landwirtschaftlich** und nur 29% forstwirtschaftlich genutzt.

**Politische Beschlüsse** auf Bundes- und Landesebene beeinflussen die Landnutzung im Ammersee-Einzugsgebiet nachhaltig. Gesetzesbeschlüsse wie das Erneuerbare-Energien-Gesetz oder das Pflanzenschutz-Gesetz stellen einen deutlichen Eingriff in die Bayerische Agrarpolitik dar (STMLF 2008). Der Schwerpunkt besteht darin, die bäuerliche Landwirtschaft zu stärken, damit diese ihre Kernfunktion im gesamtgesellschaftlichen Interesse erfüllen kann. Das Leitbild der bayerischen Agrarpolitik ist „die Förderung und Stärkung der betrieblichen Entwicklung wettbewerbsfähiger, nachhaltig wirtschaftender bäuerlicher Unternehmen, die umwelt- und tiergerechte Erzeugungsmethoden anwenden“ (STMELF 2009). Dies wird über einen nachhaltigen, also ökonomisch, ökologisch und sozial ausgeglichenen Ansatz erreicht. Neben den die Land- und Forstwirtschaft betreffenden sektoralen Zielen sind in der bayerischen Agrarpolitik auch gesamtgesellschaftliche Ziele von großer Bedeutung (STMLF 2008). Aber auch die Bayerische Agrarpolitik muss sich den veränderten Rahmenbedingungen, wie Globalisierung oder EU-Osterweiterung, anpassen. Aus diesem Grund trat am 01.01.2007 das Bayerische Agrarwirtschaftsgesetz in Kraft. Bayern will mit diesem Gesetz weiterhin einen zuverlässigen und zukunftsorientierten Rahmen schaffen, um die Wettbewerbsfähigkeit und Innovationskraft des Agrarsektors und die nachhaltige Entwicklung des ländlichen Raums zu stärken (STMLF 2008).

Um dem Klimawandel in einem angemessenen Rahmen begegnen zu können, hat die Bayerische Staatsregierung 2007 das Bayerische Klimaprogramm 2020 verabschiedet. Dabei soll nach STMUGV (2008) vor allem die „Doppelstrategie Reduktion und Anpassung“- Verminderung der Emissionen von Treibhausgasen einerseits und Anpassung an den unvermeidbaren Klimawandel andererseits - Erfolge bringen.

Tabelle 6: Absolute und prozentuale Veränderung der Flächennutzung von 1980 bis 2004.  
k.A. = keine Angabe (eigene Darstellung nach der GENESIS-Datebank).

Jahr	Siedlung und Verkehr		Abbauland		Landwirtschaft		Waldfläche		Wasserfläche		andere Nutzung	
	km <sup>2</sup>	%	km <sup>2</sup>	%	km <sup>2</sup>	%	km <sup>2</sup>	%	km <sup>2</sup>	%	km <sup>2</sup>	%
1980	30,0	6,7	1,9	0,4	278,6	62,0	127,7	28,4	7,3	1,6	4,1	0,9
1984	31,6	7,0	2,0	0,4	276,5	61,5	128,0	28,5	7,4	1,7	4,1	0,9
1988	33,1	7,4	2,0	0,4	275,1	61,2	128,0	28,5	7,4	1,6	4,1	0,9
1992	34,4	7,7	1,9	0,4	273,7	60,9	128,0	28,5	7,5	1,7	4,0	0,9
1996	36,7	8,2	1,8	0,4	270,0	60,1	129,2	28,8	7,7	1,7	4,0	0,9
2000	38,9	8,7	1,8	0,4	266,8	59,4	130,2	29,0	7,7	1,7	4,0	0,9
2004	41,0	9,1	2,4	0,5	260,0	57,8	133,8	29,8	7,9	1,8	4,3	1,0
2008	k.A.	k.A.	k.A.	k.A.	242,7	54,0	130,3	29,0	k.A.	k.A.	k.A.	k.A.

Die agrarpolitischen Beschlüsse auf Landes-, Bundes- und EU-Ebene haben **Auswirkungen auf die Landnutzung** des Ammersee-Einzugsgebiets. Durch diese Nutzungsveränderungen werden Eingriffe in das hydrologische und mesoklimatische, und als Folge daraus in das limnologische System vorgenommen.

Wie Tabelle 6, S. 49 zeigt, veränderte sich die **Landnutzung im Einzugsgebiet** des Ammersees in der Zeitspanne 1980-2004 deutlich.

Der mit Abstand größte Teil des untersuchten Gebietes wird von **landwirtschaftlich genutzten** Flächen in Anspruch eingenommen. Es ist sichtbar, dass sie seit 1980 einer abnehmenden Tendenz folgen. Wurden 1980 noch 27858 *ha* im Einzugsgebiet der Ammer landwirtschaftlich genutzt, nahm die Fläche bis 2004 um –1855 *ha*, bis 2008 sogar um –3583 *ha* ab. Dennoch nehmen die Landwirtschaftsflächen immer noch über die Hälfte des Untersuchungsgebiets ein. Mit deutlichem Abstand bilden die **Waldflächen** mit 28,4% bis 29,0% (vgl. Tabelle 6, S. 49) die zweitgrößte Nutzungsklasse mit steigender Tendenz. Einem klar zunehmenden Trend folgen die **Siedlungs- und Verkehrsflächen**, die mit etwa 9% im Jahr 2004 die drittgrößte Flächennutzung bilden. Die versiegelten Flächen im Untersuchungsgebiet nahmen von 1980 bis 2004 um +1101 *ha* zu. Eine flächenmäßig untergeordnete Rolle spielen die **Wasserflächen**. Sie veränderten sich seit den 1980er Jahren nur geringfügig (vgl. Tabelle 6, S. 49). Mit unter 1% Flächenanteil stellen Abbauland und anders genutzte Flächen die geringste Nutzungsart dar.



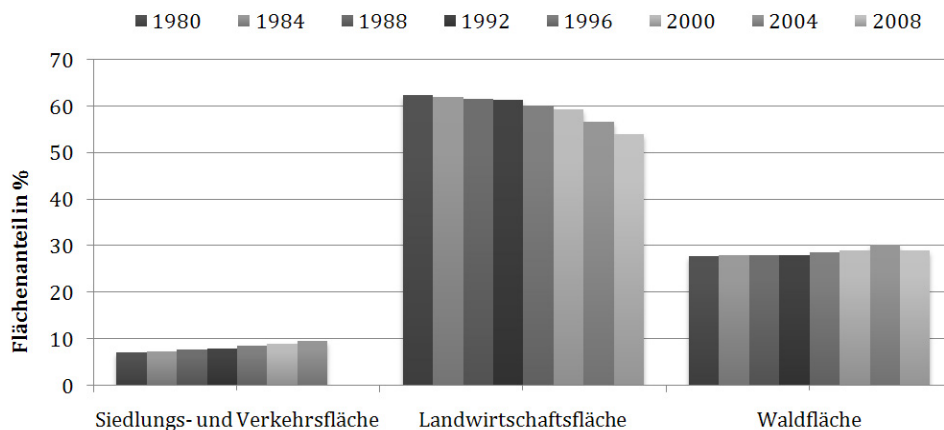


Abbildung 17: Flächenveränderung der Landnutzungen Siedlung und Verkehr, Landwirtschaft und Wald (eigene Darstellung nach Daten der GENESIS-Databank).

Die **Zusammensetzung der Landnutzung** im Einzugsgebiet nimmt Einfluss auf das Wasserrückhaltevermögen der Böden und Vegetation und beeinflusst dadurch die hydrologischen Gegebenheiten. Durch zunehmende Besiedlung und der damit einhergehenden Versiegelung der Oberflächen wird der Wasserkreislauf beschleunigt. Auch die Art der landwirtschaftlichen Nutzung hat Einfluss auf die Hydrologie. Je nach Anbauart besteht unterschiedlicher Bedarf an Wasser, der eng mit der Zeit des Pflanzenwachstums zusammenhängt. Daraus ergeben sich auch Unterschiede in den Verdunstungsraten, je nach Pflanze, was zu einer Beeinflussung des Mikro- und Mesoklimas führt. Neben unterschiedlichem Wasserbedarf benötigt jede Pflanze auch spezifische Nährstoffe, die durch Düngemittel in den Boden eingetragen werden. Durch Starkregenereignisse, wie sie u.a. von IPCC (2007) für die Zukunft verstärkt erwartet werden, können diese in die Zuflüsse, und damit in den Ammersee transportiert werden. Auch verstärkter Maisanbau wirkt sich bei Starkregenereignissen auf die Hydrologie und den Nährstofftransport aus. Durch den großen Abstand der Maispflanzen zueinander ist der Boden anfällig für Erosion und Oberflächenabfluss. Neben der Veränderung der Flächennutzung spielt für den Eintrag von Nährstoffen und Pflanzenschutzmitteln in die Gewässer auch der Anteil der Grünflächen bzw. der ackerbaulich genutzten Flächen innerhalb der Landwirtschaftsflächen eine große Rolle.

In Abbildung 17, S. 50 ist die Flächenveränderung zwischen den einzelnen Jahren 1980-2004/2008 dargestellt. Hier ist deutlich zu erkennen, dass die Siedlungs- und Verkehrsflächen vor allem in den Jahren von 1992 bis 1996 zugenommen haben und die Intensität der Zunahme in den darauffolgenden Jahren wieder leicht rückläufig war. Mit einem Zuwachs von +2,45% haben die versiegelten Flächen im gesamten Untersuchungszeitraum von allen Nutzungen das stärkste Wachstum erfahren. Dies bewirkt eine Verstärkung des Oberflächenabflusses im Untersuchungsgebiet. Die Landwirtschaftsflächen nahmen seit 1980 um insgesamt 4,13% ab, vor allem die Jahre von 2000 bis 2004 wiesen eine besonders starke Flächenabnahme auf. In diesem Zeitraum gingen die landwirtschaftlich genutzten Flächen mit 684 ha um mehr als -1,5% zurück. Auch wenn die Veränderungen der Waldflächen nicht so deutlich sind wie die der Siedlungs- und Verkehrsflächen oder der Landwirtschaftsflächen, so zeigt sich hier doch eine deutlich zunehmende Tendenz. Nach nur geringfügigen Änderungen in den Jahren von 1980 bis 2000 war der Flächenzuwachs vor allem zwischen 2000-2004 besonders groß. Sowohl die Flächennutzung Abbau-land, als auch die Wasserflächen und Flächen mit anderer Nutzung blieben über die Jahre betrachtet relativ konstant und weisen keine deutlichen Änderungen auf.

Abbildung 18, S. 52 zeigt die Entwicklung der acht wichtigsten Kulturarten im Untersuchungsgebiet von 1999 bis 2007. Hier wird deutlich, dass die Grünlandnutzung bei weitem die größte Rolle spielt. Dies liegt zum einen an den vorherrschenden Böden, zum anderen an den klimatischen Verhältnissen im Untersuchungsgebiet. Da die Entwicklung der Böden erst nach der letzten Eiszeit begonnen hat, sind sie nur mäßig entwickelt und werden nach STOLZ (1998) für den Ackerbau als mäßig bis schlecht nutzbar eingestuft. Auch die vorherrschenden kühl- feuchten Klimabedingungen begünstigen die Grünlandnutzung (STOLZ 1998). Der Anteil an der Gesamtfläche von Dauerwiesen und Weiden ohne Hutungen nahm von 1999 bis 2007 zu Gunsten der Mähweiden stark ab, wodurch eine Veränderung des Mikroklimas zu erwarten ist. Deutlich zu erkennen ist zudem eine konstante Abnahme von Klee und Klee gras seit 1999. Dieser Rückgang erfolgt insbesondere zu Gunsten

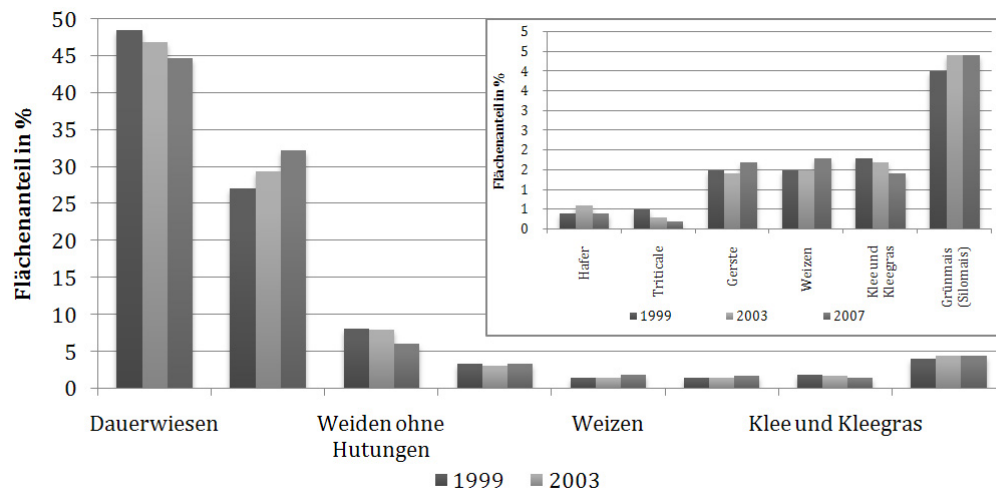


Abbildung 18: Flächenverteilung der acht wichtigsten Kulturarten im nördlichen Einzugsgebiet des Ammersees, Jahre 1999, 2003 und 2007 (eigene Darstellung nach Daten der GENESIS-Datenbank).

von temperatur- und niederschlagstoleranteren Maissorten, die ihre Anbaufläche seit 1999 ausdehnen konnten und vor allem in Zeiten des Klimawandels immer mehr an Bedeutung gewinnen. Neben Mais werden im Untersuchungsgebiet mit absteigendem Flächenanteil Weizen, Gerste, Hafer und Triticale angebaut. Hafer und Triticale haben während der Jahre 1999 bis 2007 an Bedeutung verloren, während der Anbau von Weizen und Gerste leicht ausgedehnt wurde (vgl. Abbildung 18, S. 52).

Insgesamt ist dem Einzugsgebiet des Ammersees - begründet durch seinen Umgebungsfaktor - ein **großer Einfluss auf den See** zuzuschreiben. Es wird davon ausgegangen, dass sich die aufgezeigten anthropogenen und klimatischen Entwicklungen der letzten Dekaden auf den Ammersee ausgewirkt haben. Vor allem die Beeinflussung durch den Bau von Kläranlagen und Kanalisationssystemen veränderte das Seeökosystem nachhaltig. Aber auch die Einflussnahme durch Landnutzungsänderungen ist nicht zu vernachlässigen, vor allem hinsichtlich des Mikro- und Mesoklimas im Einzugsgebiet. Aufgrund fehlender Messungen können diese Einflüsse im Rahmen der vorliegenden Arbeit allerdings nicht quantifiziert werden.

# Kapitel 5

## Ergebnisse

Das thermische System des Ammersees ist abhängig von verschiedenen Parametern (vgl. Kapitel 2 und 3). Dazu gehören die Lufttemperatur, Temperatur und Menge des Zu- und Abflusses sowie die Windenergie, wodurch die Durchmischung und somit der Wärmetransport im See ermöglicht wird.

Die Faktoren können unterteilt werden in Parameter, die für den

- (1) **Wärmeeintrag in den See** (Abbildung 19 (1), S. 54) und für den
- (2) **Wärmeverlust aus dem See** (Abbildung 19 (2), S. 54) verantwortlich sind.

Aus dem Zusammenspiel aus (1) und (2) ergibt sich das für jeden See spezifische limno-physikalische Verhalten (3). Wandelt sich mindestens eine Einflussgröße, resultiert daraus eine Veränderung der thermischen Eigenschaften des Wasserkörpers. Erhöhte Lufttemperatur kann beispielsweise zu einer verstärkten und länger anhaltenden thermischen Schichtung führen. Dadurch wird der Austausch zwischen hypolimnischen und epilimnischen Wassermassen länger unterbunden. Eine sehr stark ausgeprägte Thermokline, die im Laufe der Herbstzirkulation nicht vollends aufgelöst werden kann, kann dazu führen, dass nicht der ganze Wasserkörper zirkuliert, und somit kein Austausch zwischen sauerstoffreichem epilimnischen und sauerstoffarmem hypolimnischen Wasser stattfindet.

Wie Wärmeeintrag, Wärmeverlust und thermisches Verhalten reagieren, wodurch sie beeinflusst werden und wie diese interagieren, soll im Folgenden für das Fallbeispiel

Ammersee analysiert werden. Dazu werden zuerst die physikalischen Einflussgrößen auf den See (1) und (2) (vgl. Kapitel 5.1) getrennt vom thermischen Verhalten im See untersucht (Abbildung 19 (3), S. 54 und Kapitel 5.2) untersucht und letztlich die Teilergebnisse zusammengeführt (vgl. Kapitel 6).

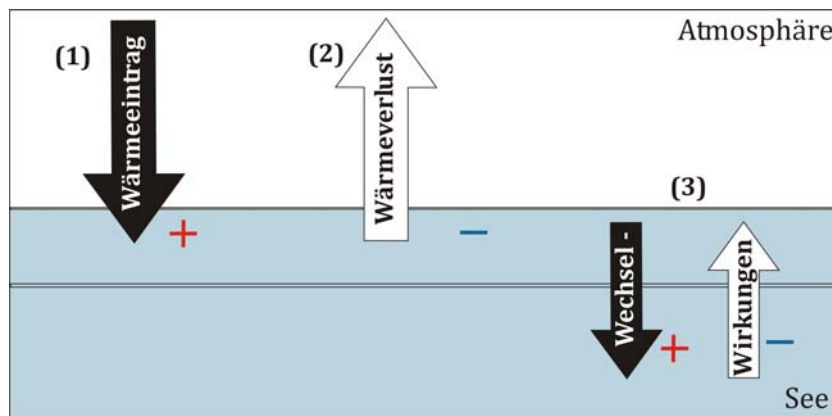


Abbildung 19: Modellskizze zum Vorgehen der Analysen (eigene Darstellung).

## 5.1 Parameter des Wärmeeintrags und des Wärmeverlusts für den See

Ob ein meteorologischer Einflussfaktor Wärme gebend oder entziehend ist, ist abhängig von der Temperaturdifferenz der Medien Luft und Wasser. Nach dem *Newton'schen Abkühlungsgesetz* drückt sich dieser Zusammenhang über folgende Formel aus:

$$-\frac{dT}{dt} = k * (T - T_U) \quad (5.1)$$

mit  $-dT$  : Temperaturverlust;  $dt$  : Zeitdifferenz;  $T$  : Temperatur des Gegenstandes;  $T_U$  : Umgebungstemperatur;  $k$  : Proportionalitätsfaktor, der sich nach den speziellen materiellen und geometrischen Gegebenheiten richtet.

Demnach ist der Wärmeverlust eines Körpers in einer Zeiteinheit größer, wenn die Temperaturdifferenz zwischen den beiden Medien höher ist. Zudem wird die Energieabgabe bzw. -aufnahme durch die latenten Wärmeströme beeinflusst, die wiederum durch die Windaktivität gesteuert werden. Daraus gehen die Parameter hervor, die für den Wärmeeintrag und -verlust im Ammersee verantwortlich sind:

Parameter des Wärmeeintrags in das System des Ammersees sind:

- Lufttemperatur und Temperaturgradient zwischen Luft und Wasseroberfläche
- Windgeschwindigkeit  $> 3m/s$  (HORNUNG 2002, ROLL 1952)
- Globalstrahlung
- Wolkenbedeckung
- Zuflusstemperatur (Ammer)
- Zuflussmenge der Ammer

Parameter des Wärmeverlusts für den Ammersee sind:

- Lufttemperatur und Temperaturgradient zwischen Luft und Wasseroberfläche
- Windgeschwindigkeit  $> 3m/s$  (HORNUNG 2002, ROLL 1952)
- Abflusstemperatur (Amper)
- Abflussmenge der Amper

### **5.1.1 Plausibilitätsprüfung und Anwendbarkeit der Messdaten für Auswertung und Modellierung**

Wie in Kapitel 3 dargelegt, sind die zur Verfügung stehenden meteorologischen Daten an unterschiedlichen Messstationen aufgezeichnet worden, und werden daher vor Verwendung auf Anwendbarkeit und Plausibilität geprüft werden. Von den hydrologischen Parametern (Zufluss Ammer, Abfluss Amper) sowie von den Tiefenprofilmessungen im Ammersee liegen nur Daten jeweils einer Messstelle vor (vgl. Abbildung 7, S. 33 und Tabelle 3, S. 20). Daher kann hier keine vergleichende Prüfung durchgeführt werden. Die Betrachtung der Zeitreihen zeigt allerdings, dass sie jeweils in sich konsistent sind.

Von den meteorologischen Daten (Lufttemperatur, Wind, Dampfdruck und Globalstrahlung) liegen Messwerte von zwei Klimastationen unterschiedlicher Lage vor (Raisting und Hohenpeißenberg, Abbildung 7, S. 33 und Tabelle 2 (S. 19), die

allerdings teilweise Messlücken aufweisen. Nach KIRILLIN (2010) reagieren see-physikalische Modelle wie Dyresm und FLake (vgl. Kapitel 3.4) sehr empfindlich auf die Eingabe veränderter meteorologischer Messwerte, weshalb für eine realitätsnahe Modellierung von thermischen Strukturen in Seen eine für den See repräsentative, in sich konsistente Datengrundlage vorliegen muss.

#### 5.1.1.1 Meteorologische Parameter

Wie in Kapitel 3 beschrieben, werden über das Modell FLake physikalische Größen eines Seetiefenprofils durch die Eingabe von u.a. meteorologischen Größen berechnet. Da die vorgestellten Daten ungeprüfte Rohdaten sind und die Messstellen unterschiedliche geographische Voraussetzungen besitzen, müssen alle Daten vor der Implementierung in das Modell FLake auf Plausibilität und Übertragbarkeit auf den Ammersee überprüft werden. Messwerte von Hohenpeißenberg reichen insgesamt bis in das Jahr 1975 zurück, im Gegensatz zu Raisting mit Daten ab 1986. Um eine möglichst lange zeitliche Modellierungsperiode abzudecken, sollten daher im Idealfall Daten von Hohenpeißenberg zur Modellierung verwendet werden. Allerdings kann es aufgrund der Lage des Hohenpeißenberg bei Inversionswetterlagen zu deutlichen Unterschieden der Messwerte von Hohenpeißenberg und Raisting kommen. Infolgedessen kann die mittlere Temperatur auf dem Hohenpeißenberg in den Wintermonaten höher ausfallen als an niedriger gelegenen Stationen, während im Sommer aufgrund der Höhendifferenz das umgekehrte Temperaturverhalten zu beobachten ist. Die exponierte Lage des Hohenpeißenberg bringt zudem vermehrte Wolkenbildung im Sommer und während des ganzen Jahres höhere Windstärken mit sich. Gegebenenfalls können die Messgrößen durch eine Anpassung verwendet werden. In diesem Kapitel werden diese Analysen durchgeführt, da eine sinnvolle Modellierung nur durchgeführt werden kann, wenn die verwendete Datengrundlage repräsentativ für den Ammersee ist.

#### Lufttemperatur

Abbildung 20, S. 57 zeigt die Monatsmitteltemperaturen der Stationen Hohenpeißenberg und Raisting über die Zeitspanne 1986-2010. Zudem wird über die Feh-

lerindikatoren die maximale und minimale Abweichung zwischen der Temperatur Raisting und Hohenpeißenberg zum aufgezeigt, die in dem jeweiligen Monat an einem Tag erreicht wurde.

Innerhalb der gesamten Zeitspanne 1986-2010 liegen die Werte von Hohenpeißenberg während des ganzen Jahres maximal  $+5,9 K$ , im Mittel  $+5,2 K$  über den Werten von Raisting. Die maximale Negativabweichung zur Monatsmitteltemperatur Raisting verhält sich in jedem Monat unterschiedlich. Während in den Sommermonaten Werte um  $-2 K$  erreicht werden, gibt es in den kalten Monaten Abweichungen bis  $-12,7 K$  (Januar).

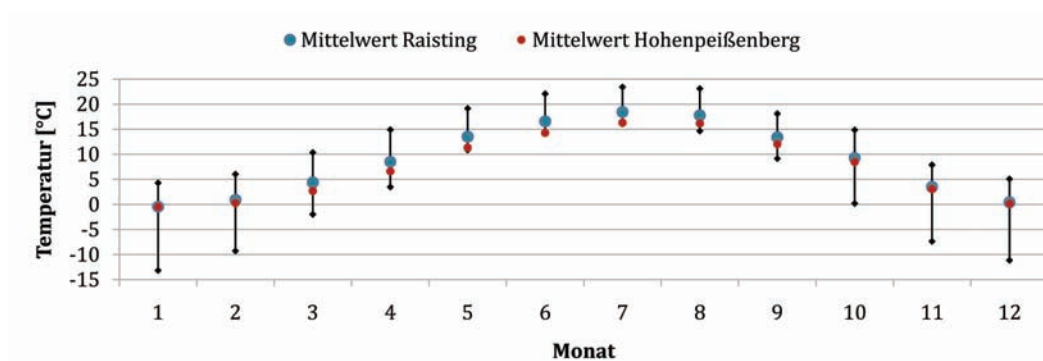


Abbildung 20: Jahresverlauf der mittleren monatlichen Lufttemperatur der Klimastationen Raisting und Hohenpeißenberg [°C] sowie die minimale und maximale Abweichung der Temperatur von Hohenpeißenberg zu Raisting an einem Tag innerhalb eines Monats vom Mittelwert Raisting [K] für die Zeitspanne 1986-2010 (eigene Darstellung nach Daten des DWD).

Die Auswertung zeigt, dass die Temperaturdifferenz zwischen den beiden Klimastationen je nach Monat unterschiedlich groß ist und von Tag zu Tag sehr stark variiert. Daher können Temperaturen von Hohenpeißenberg für den Ammersee nicht abgeleitet und für die Auswertung und Modellierung mit FLake nicht verwendet werden. Die folgenden meteorologische Auswertungen werden erst ab dem Jahr 1986-2010 durchgeführt, da erst ab diesem Zeitpunkt Daten von den Klimastation Raisting zur Verfügung stehen. Die Temperaturdaten von Hohenpeißenberg finden in den Analysen keine Anwendung.



## Wind

Verwirbelungen an der Wasseroberfläche und damit verbundene Bewegungen im gesamten Seekörper werden unter anderem durch Windeinfluss verursacht. Damit ist die Windtätigkeit eine wichtige Einflussgröße auf die Wärmeinhaltsabläufe, entsprechend fundiert müssen die Werte für die Modellierung mit FLake sein (vgl. Kapitel 5.3).

Tabelle 7: Grenzwerte für die Umrechnung Windstärke ( $WS$ ) in Windgeschwindigkeiten ( $WG$ ) (eigene Darstellung nach Daten von HORNING 2002).

$WS$ [ $Bft$ ]	$WG_{min}$ [ $m/s$ ]	$WG_{max}$ [ $m/s$ ]	$WG_{mid}$ [ $m/s$ ]
0	0	0,3	0,15
1	0,6	1,4	1
2	1,7	3,3	2,5
3	3,6	5,3	4,45
4	5,6	7,8	6,7
5	8,1	10,6	9,35
6	10,8	13,9	12,35
7	14,2	16,9	15,55
8	17,2	20,6	18,9
9	20,8	24,4	22,6
10	24,7	28,3	26,5
11	28,6	32,5	30,55
12	32,8	36,7	34,75
13	36,9	41,4	39,15

Als Windmesswerte stehen Daten der Stationen Hohenpeißenberg [ $m/s$ ] und Raisting [ $Bft$ ] mit jeweils drei Messungen pro Tag zur Verfügung. Aufgrund der räumlichen Nähe zum Ammersee sind Werte von Raisting für die meteorologischen Analysen und die Modellierung mit FLake besser geeignet, da durch die exponierte Lage des Hohenpeißenberg erhöhte Windgeschwindigkeiten zu erwarten sind. Für das Modell FLake werden allerdings Windgeschwindigkeiten [ $m/s$ ] benötigt, die nicht eindeutig aus der Einheit Beaufort ableitbar sind. Je höher die Windstärken werden, desto größer wird die mögliche Spanne der Geschwindigkeiten für ein Beaufort (siehe Tabelle 7, S. 58).

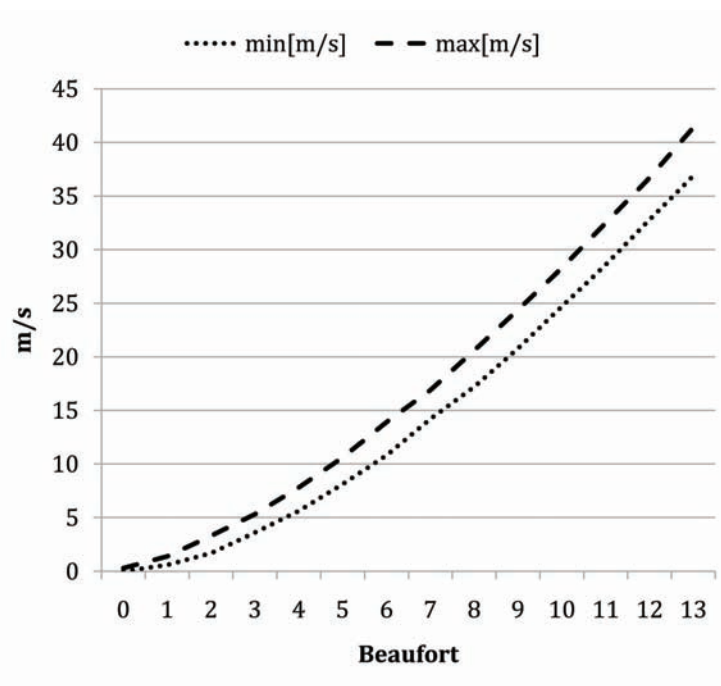


Abbildung 21: Durch die Umrechnung von Bft in m/s entstehende mögliche Abweichungen durch Wählen der maximal bzw. minimal möglichen Windgeschwindigkeit je Bft. (eigene Darstellung nach Daten von HORNUNG 2002).

Nach SCHWAB und MORTON (1984) ist über freien Wasserflächen mit einer Erhöhung des Windes um bis zu 10 % gegenüber dem Festland zu rechnen. Da die vorherrschende Windrichtung am Ammersee Nordwesten ist, und damit der Wind, je nach Windrichtung, bis zu 13,6 km über den Ammersee ungebremst verlaufen kann (siehe Abbildung 22, S. 60), wird für die Modellierung der obere Grenzwert der Umrechnungstabelle verwendet. Von den beiden Stationen Hohenpeißenberg und Raisting stehen jeweils Messwerte von 7, 14 und 21 Uhr zur Verfügung. Abbildung 23, S. 61 zeigt die Unterschiede der Windgeschwindigkeiten je einer Station zu den verschiedenen Tageszeiten für Oktober 1996. Die Messwerte Hohenpeißenberg zeigen, dass die Maximalwerte größtenteils um 7 oder 21 Uhr erreicht werden. Nur an vier von 31 Tagen werden mittags Tageshöchstwerte erreicht. Diese Tendenz wiederholt sich in allen Monaten der vorliegenden Daten. Zurückzuführen ist dies auf thermische Winde, die durch die Lage der Messstelle Hohenpeißenberg mit erfasst werden. Demgegenüber stehen die zu Windgeschwindigkeiten umgerechneten Werte aus Raisting, wobei an 23 von 31 Werten das Tagesmaximum um 14 Uhr erreicht wird. Daraus resultiert, dass an einigen Tagen um 14 Uhr in Raisting höhere Wind-

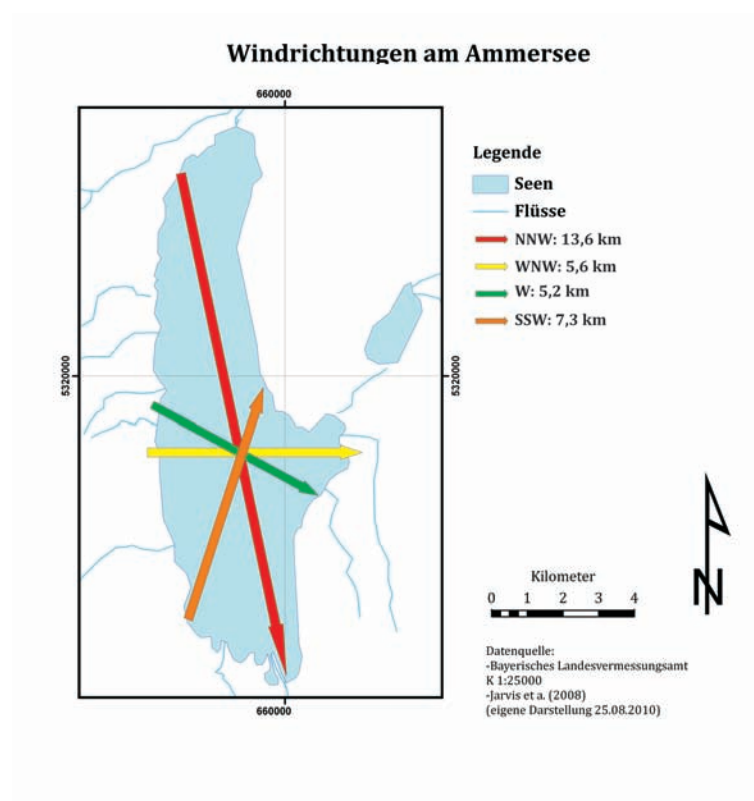


Abbildung 22: Vorherrschende Windrichtungen am Ammersee mit Laufstrecken (eigene Darstellung nach Daten der privaten Klimastation Dießen).

geschwindigkeiten erreicht werden als in Hohenpeißenberg.

Beim Vergleich aller Werte des Untersuchungszeitraumes der beiden Stationen zeigt sich trotzdem, dass die Windgeschwindigkeiten in Raisting wesentlich geringer sind als am Hohenpeißenberg. Selbst bei Verwendung der Obergrenze bei der Windstärkenumrechnung (vgl. Tabelle 7, S. 58) ergeben sich diese Differenzen. Zudem korrelieren starke Winde in Hohenpeißenberg nicht immer mit starken Winden in Raisting. Die Maxima sowie Minima unterscheiden sich im Mittel um etwa 2 m/s, wobei eine starke Variabilität von Tag zu Tag festzustellen ist (vgl. Abbildung 23, S. 61).

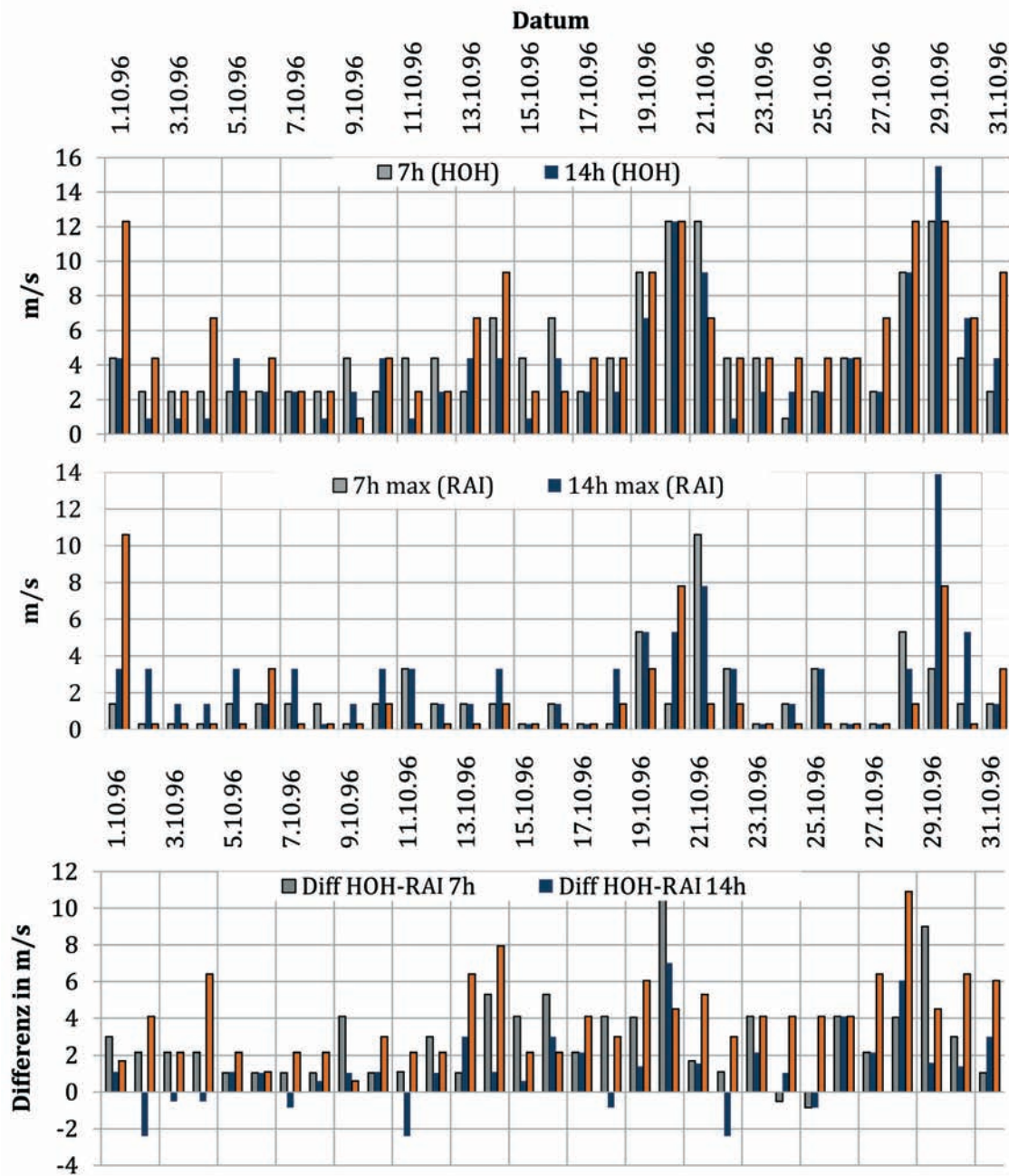


Abbildung 23: Windgeschwindigkeiten der Stationen Hohenpeißenberg (HOH) und Raising (RAI) zu den Mannheimer Stunden, sowie deren Differenz zueinander, Oktober 1996 (eigene Darstellung nach Daten des DWD).

Nicht nur im täglichen Vergleich sind diese Abweichungen zueinander festzustellen. Auch im Tagesverlauf variiert der Unterschied der Windgeschwindigkeiten, wobei er mittags am geringsten ist (Durchschnitt 14 Uhr: 0.89 m/s, Durchschnitt 7 h: 2,0 m/s; Durchschnitt 21 h: 2,9 m/s, vgl. Abbildung 23).

Die Untersuchungen ergeben, dass kein eindeutiger mathematischer Zusammenhang zwischen den Windgeschwindigkeiten von Hohenpeißenberg und Raisting gefunden werden kann, wie die Korrelationskoeffizienten zeigen:

Tabelle 8: Korrelationskoeffizienten der Windgeschwindigkeiten zwischen Hohenpeißenberg und Raisting (eigene Darstellung).

Uhrzeit	$R^2$	Anzahl $n$	Geradengleichung
7 Uhr	0,26	4749	$WG_{Hoh} = 1,057 * WG_{Rai} + 3,525$
14 Uhr	0,30	4749	$WG_{Hoh} = 0,757 * WG_{Rai} + 2,350$
21 Uhr	0,25	4749	$WG_{Hoh} = 0,889 * WG_{Rai} + 4,251$

Der Wind verhält sich durch die unterschiedliche geographische Lage an den drei Messzeitpunkten am Tag so gegenläufig, dass die Werte von Hohenpeißenberg nicht für die meteorologischen Analysen und die Modellierung verwendet werden können. Daher werden in der vorliegenden Arbeit Werte aus Raisting herangezogen. Winddaten der Station Hohenpeißenberg finden keine Anwendung.

Es ist zudem nicht möglich, die vorhandenen Datenlücken (vgl. Kapitel 3) über Korrelationen mit Windstärken der Station Hohenpeißenberg zu füllen. Durch die Verwendung der Daten Raisting ergeben sich demnach Lücken in den vorliegenden Untersuchungen, sowie eine mögliche Fehlerquelle aufgrund der Umrechnung der Einheiten  $Bft$  in  $m/s$  (vgl. Tabelle 2, S. 19 und Abbildung 21, S. 59).

### Wolkenbedeckung

Der Parameter Wolkenbedeckung im Modell FLake berechnet den Fluss der langwelligen Strahlung der Atmosphäre in Abhängigkeit von Lufttemperatur und Wasserdampfdruck der Luft (MIRONOV 2008). Hierfür liegen Werte von Hohenpeißenberg und Raisting mit jeweils drei Messungen täglich vor. Durch die unterschiedliche räumliche Lage und Höhendifferenz können die Werte der beiden Stationen nicht in Bezug zueinander gesetzt werden (siehe Abbildung 24, S. 63), dementsprechend können für die Modellierung ausschließlich die Werte von Raisting herangezogen werden, Hohenpeißenbergdaten finden keine Anwendung. Auch hier werden die Datenlücken von 01.01.1992 bis 14.06.1992 sowie 01.05.2000 bis 15.01.2005 nicht durch Korrelationen zu Daten der Station Hohenpeißenberg gefüllt.

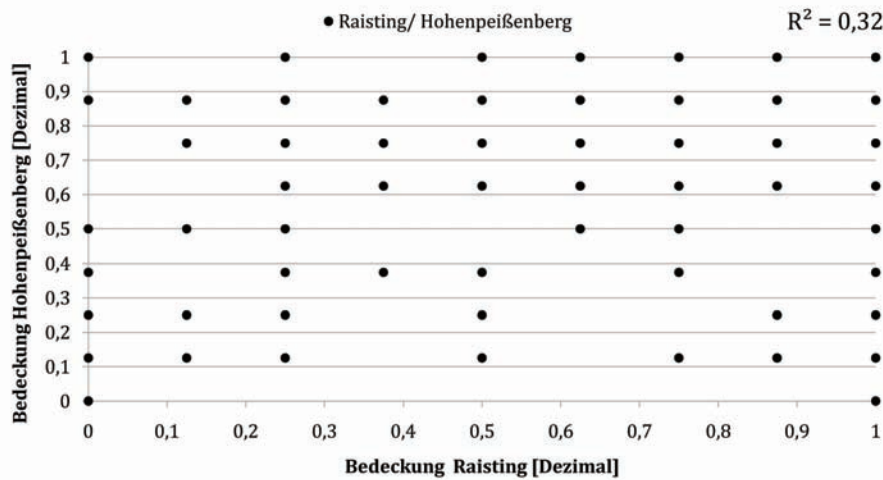


Abbildung 24: Bedeckungsgrad (in Zehntel) der Klimastation Raisting (x-Achse) im Vergleich zum Bedeckungsgrad Hohenpeißenberg (y-Achse) (eigene Darstellung nach Daten des DWD).

## Globalstrahlung

Die Globalstrahlung wird als Summe der kurzwelligigen Strahlung (0.1 bis  $2 \mu m$ ), die von der Sonne abgegeben wird und auf eine horizontale Fläche am Boden fällt, definiert. Sie setzt sich aus direkter solarer Strahlung ohne Wechselwirkung mit der Atmosphäre und diffuser Strahlung (reflektiert, gestreut, mit Wechselwirkung der Atmosphäre) zusammen.

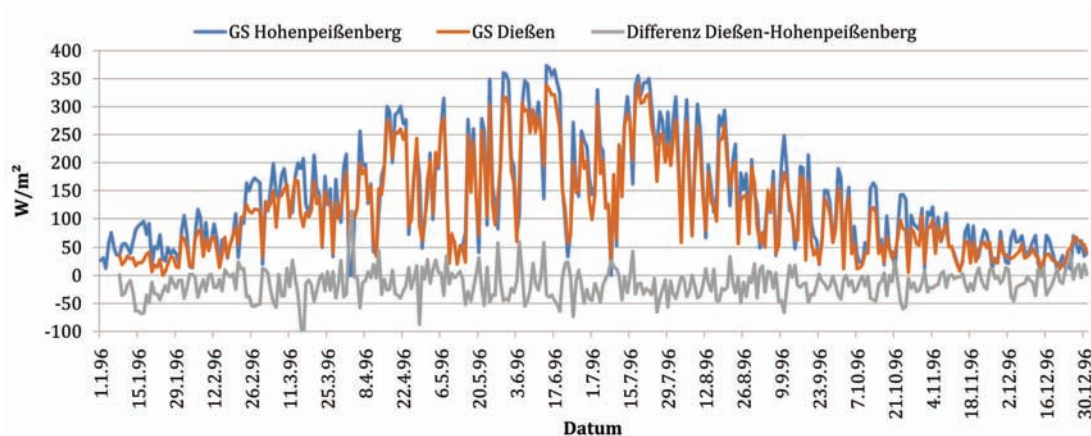


Abbildung 25: Globalstrahlung von Hohenpeißenberg und Dießen, sowie deren Differenz (eigene Darstellung nach Daten des DWD und der privaten Klimastation Dießen).

Die vorhandenen Strahlungswerte sind Messungen der meteorologischen Station des DWD in Hohenpeißenberg. Aufgrund der um 440 Höhenmeter niedriger gelegene Lo-

kalität des Ammersees und dadurch höherer Absorption und Streuung der Strahlung auf 533 m ü.NN müssen diese Werte reduziert werden. Messwerte der Globalstrahlung liegen außer von Hohenpeißenberg zudem von der privaten Klimastation Dießen vor, allerdings nur für einen kurzen Zeitraum zwischen 01.01.1994 bis 31.12.2001.

Die vorliegende Messwerte der Globalstrahlung von Hohenpeißenberg wurden nur zu Zeiten mit Tageslicht  $GR > 0 \text{ W/m}^2$  erhoben. Während der Nacht wird der Wert der Strahlung auf  $GR = 0 \text{ W/m}^2$  gesetzt. Nach HENDERSON-SELLERS (1984) wird der Wert der kurzwelligen Strahlung über 24 Stunden gemittelt, wobei sich folgende Formel ergibt:

$$GR_{mean} = \int_0^{24h} \frac{x(t)dt}{t_D} \quad (5.2)$$

mit  $GR_{mean} [\text{W/m}^2]$  = mittlere Globalstrahlung über einen Tag,  $t_D$  = Anzahl der Sekunden in 24 h.

Über diese Berechnung werden durch die Mittelwertbildung und den Bezug auf 24 Stunden die Unterschiede zwischen Tag und Nacht ignoriert. Der Vergleich der Messdaten der beiden Stationen zeigt, dass die Daten gut korrelieren ( $R^2 = 0,82$ ,  $GS_{Hoh} = 0,771 * GS_{Die} + 2,899$ , vgl. Abbildung 25, S. 63).

Die Differenz der Messwerte Hohenpeißenberg und Dießen liegt im Mittel bei  $-15.4 \text{ W/m}^2$ , wobei die Werte aufgrund der höheren Lage größer sind. Nach KÖPKE (2000) verringert sich die Globalstrahlung mit sinkender Meereshöhe nach folgender Gleichung, analog zur barometrischen Höhenformel:

$$AE\left[\frac{\%}{km}\right] = \frac{(E_{ZH} - E_{ZL})}{E_{ZL}} * \frac{1}{ZH - ZL} * 100 \quad (5.3)$$

mit  $AE$  = Höheneffekt,  $E$  = Globalstrahlung,  $ZH$  = obere Höhenlage,  $ZL$  = niedrigere Höhenlage.

Der Höheneffekt ist abhängig von der unterschiedlichen Stärke von Bewölkung, Konzentration von Aerosolen, Ozon, Luftmolekülen und der Oberflächenalbedo zwischen den verglichenen Höhenlagen. KÖPKE et al. (2006) geben für Deutschland Werte

für AE zwischen 7-16 %/km an, BLUMTHALER et al. (2004) 10%/km. SAUBERER und RUTTNER (1941) sehen für den Alpenraum an einem wolkenlosen Tag eine mittlere Zunahme der Globalstrahlung von 7-10 %/km.

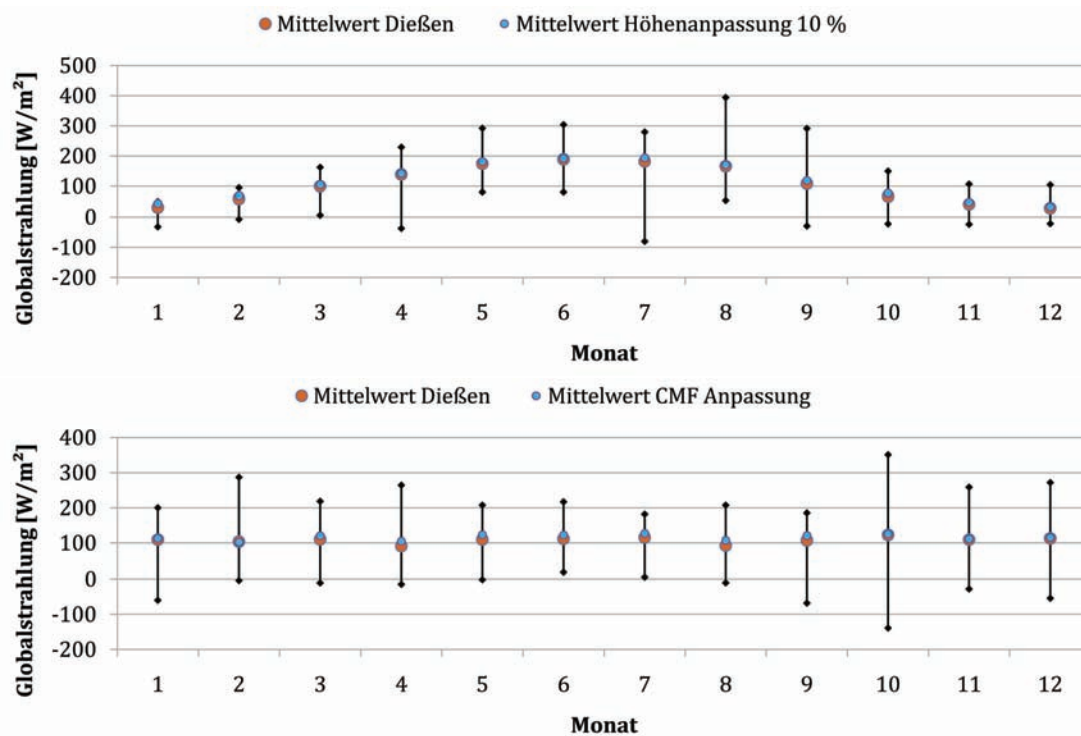


Abbildung 26: Darstellung der mittleren monatlichen Globalstrahlung für den Zeitraum 1991 bis 2001 Dießen, und verringerte Globalstrahlung Hohenpeißenberg über Anpassung mittels Höheneffekt ( $AE = 10\%/km$ , oben) und CMF (unten), sowie die jeweilige maximale und minimale Abweichung der berechneten Werte zu den Messwerten aus Dießen eines Tages in einem Monat. Die (eigene Darstellung nach Daten des DWD und der privaten Klimastation Dießen).

Im Vergleich der berechneten Globalstrahlung  $E_{ZL}$  zu den Messwerten der Klimastation Dießen zeigt sich, dass die Werte  $E_{ZL}$  im Mittel wesentlich niedriger liegen als die gemessenen. Zudem ergibt sich nach Höhenanpassung der Globalstrahlung vor allem in den strahlungsintensiven Monaten eine wesentlich stärkere Reduktion der Messwerte als in den Wintermonaten (siehe Abbildung 26 oben, S. 65). Insgesamt weichen die Werte in den Sommermonaten sowohl positiv als auch negativ stärker von den Messwerten Dießen ab als in den Wintermonaten.

Eine weitere Methode zur Reduzierung der Globalstrahlung ist der *Cloud Modifi-*



*ation Factor* (CMF) nach KÖPKE (2000). Hierbei wird die Strahlung mittels des dimensionslosen Faktors (vgl. Tabelle 9, S. 66) bei 0/8 Bewölkung am Hohenpeißenberg berechnet und nachfolgend um 3% reduziert, im Anschluss wird die Bewölkung an der Klimastation Raisting wieder eingerechnet (vgl. Tabelle 9, S. 66 und Abbildung 26, S. 65). Insgesamt werden durch diese Methode im Vergleich zu den Messwerten Dießen erhöhte Mittelwerte erreicht (vgl. Abbildung 26, S. 65), zudem liegen größere Abweichungen innerhalb eines Monats vor. Diese Methode findet nur sehr selten Anwendung, da sich durch die drei Berechnungsschritte mögliche Fehler aufsummieren. Über die Formel der Höhenanpassung werden für das Einzugsgebiet des Ammersees bessere Ergebnisse erzielt, demnach wird die Methode des CMF in dieser Arbeit nicht verwendet.

Tabelle 9: Umrechnungsgrößen des dimensionslosen Cloud Modification Factor (verändert nach: KÖPKE 2000).

Wolkenbedeckung	0/8	1/8	2/8	3/8	4/8	5/8	6/8	7/8	8/8
CMF	1	1	1	0,95	0,9	0,8	0,7	0,55	0,3

Da die Methode der Globalstrahlungsverringierung (Höhenanpassung) nach SAUBERER und RUTTNER (1941) von BLUMTHALER et al. (2004) und KÖPKE et al. (2006) anerkannt ist, wird die Modellierung mit reduzierten Werten ( $E_{ZL}$ ) der Klimastation Hohenpeißenberg mit dem Faktor  $AE = 10\%$  durchgeführt.

## Dampfdruck

Der Dampfdruck ist laut Definition der Partialdruck eines Gases (Wasserdampf) innerhalb eines Gasgemisches (Luft). Im Beispiel der Luft bedeutet dies den Anteil des Luftdruckes, der durch den in der Luft enthaltenen Wasserdampf ausgeübt wird. Die maximale Menge des in der Luft vorhandenen Wassers ist temperaturabhängig und wird durch den Sättigungsdampfdruck angegeben. Berechnet wird der Dampfdruck über die Formel

$$e = \rho_i * R_i * T \quad (5.4)$$

mit

$e$  = Dampfdruck,  $\rho_i$  = Dampfdichte, entspricht absoluter Luftfeuchtigkeit,  $R_i$  = individuelle Gaskonstante (bei Wasserdampf 461,5 J/kg K),  $T$  = Lufttemperatur.

Die Dampfdruckkurve (vgl. Anhang A, S. 172) stützt sich auf eine Ableitung der *Clausius-Clapeyron'sche Gleichung für Phasenübergänge* (D'ANS-LAX 1967):

$$\log(p) = K1 + K2 \times 1/T \quad (5.5)$$

mit  $p$  = Dampfdruck, den Konstanten  $K1$  und  $K2$  und  $T$  = Temperatur.

Nach Formel 5.5 und Abbildung A, S. 172 ergibt sich für den Dampfdruck  $dd$  im Temperaturbereich zwischen  $-15 < t < 30^\circ$  mit  $R^2 = 0,99$  die Formel

$$dd = 0,0004t^3 + 0,0145t^2 + 0,4319t + 6,0157. \quad (5.6)$$

Wie in Abbildung 27, S. 68 sichtbar wird, haben die Messwerte von Hohenpeißenberg und Raisting zueinander eine große Ähnlichkeit über den gesamten Zeitraum der vorliegenden Daten, daher ist ein Fehler in der Datengrundlage bezüglich des Dampfdruckes auszuschließen.

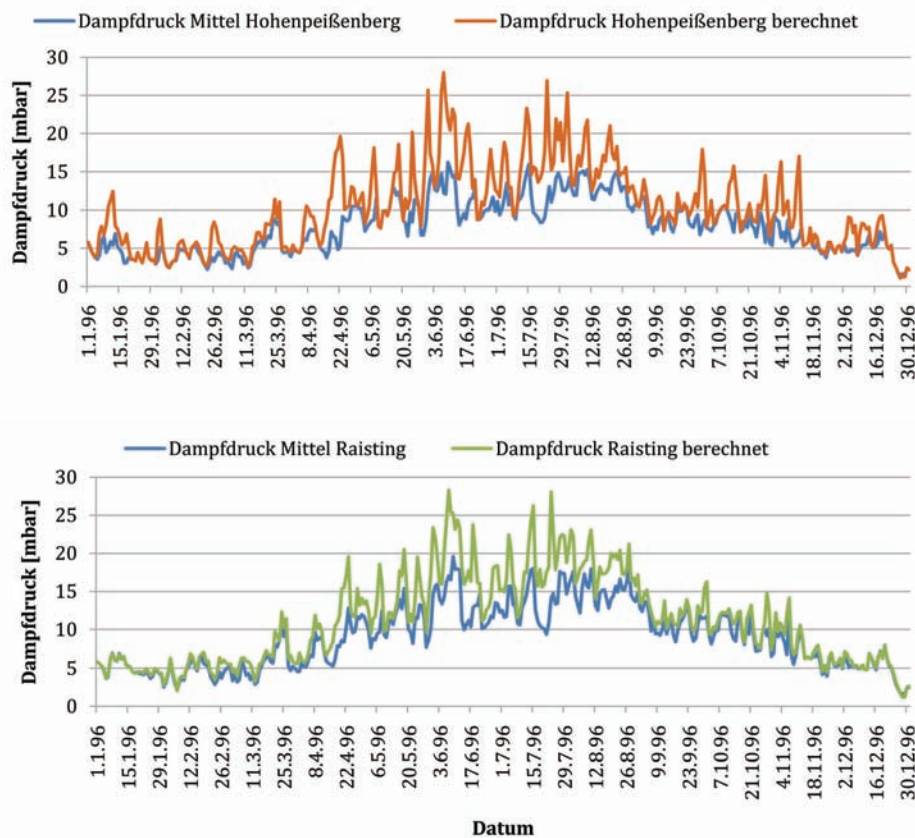


Abbildung 27: Dampfdruck in Hohenpeißenberg und Raisting sowie jeweils berechnete Dampfdruckwerte für das Jahr 1996 (eigene Darstellung nach Daten des DWD).

Im Vergleich der Messwerte (Raisting) mit den über die Gleichung 5.6 berechneten Werten zeigt sich, dass eine sehr gute Deckung nur im Winter vorliegt. Die errechneten Werte der Sommermonate liegen um bis zu 7 mbar höher als die gemessenen. Es ist demnach nicht möglich, über die angegebene Formel in Abhängigkeit von der Lufttemperatur Messwerte über ein ganzes Jahr ausreichend gut nachzubilden, oder die vorhandene Datenlücke (vgl. Tabelle 2, S. 19) mittels Berechnung zu schließen.

### 5.1.1.2 Optische Eigenschaften des Seewassers

Im Modell FLake können sowohl der Emissionsgrad des Wassers sowie die breiten-gradabhängige Albedo der Wasseroberfläche angepasst werden.

Der Emissionsgrad eines Körpers  $e(f)$  ist das Verhältnis seiner spezifischen Aus-

strahlung  $B(f)$  zur spezifischen Ausstrahlung eines schwarzen Körpers derselben Temperatur  $B_s(f)$ .

$$e(f) = B(f)/B_s(f) \quad (5.7)$$

Der Emissionsgrad ist immer gleich dem Absorptionsgrad. Die Emissivität von Wasser ist stark wellenlängenabhängig. Nach BAEHR und STEPHAN (2004) liegt der Gesamtemissionsgrad bei einer Temperatur zwischen 10 und 50 °C bei 0.965 (Gesamtemissionsgrad in Richtung der Flächennormale) und bei 0.91 als hemisphärischer Gesamtemissionsgrad.

Bei dem Licht-Extinktionskoeffizienten  $k_\tau$  handelt es sich um das Absorptionsmaß des Wassers, dadurch die Sichttiefe  $Z_{SD}$  des Wassers beeinflusst wird. Das Maß wird nach ARMEGOL et al. (2003) über die Formel

$$k_\tau = 1.36 * Z_{SD}^{-0.806} \quad (5.8)$$

berechnet. HAN et al. (2000) verwenden für das Absorptionsmaß Werte von  $0,5 \leq k_\tau \leq 1,5$ . Sie kritisieren allerdings, dass er sich aufgrund variierender Sichttiefen über das Jahr veränderlich zeigt, und demnach eine jahreszeitenabhängige Anpassung von  $k_\tau$  innerhalb eines limno-physikalischen Modells implementiert werden müsste. Der Wert für die Sichttiefe kann bei FLake momentan allerdings nur einmalig als feste Konstante in das Modell eingegeben werden.

Die Albedo ist ein Maß für das Rückstrahlungsvermögen von diffus reflektierenden Oberflächen und ist definiert über den Quotienten aus reflektierter zu einfallender Lichtmenge und wird in dem Modell FLake als Konstante eingegeben. Über die Albedo können Aussagen getroffen werden, wie stark sich die Luft über einer Oberfläche erwärmt. Je mehr Strahlung reflektiert wird, desto heller ist die Oberfläche, und somit geringer die Erwärmung der Luft. COGLEY(1978) weist auf die Abhängigkeit der Albedo von Wasser von der geographischen Breite hin (vgl. Tabelle 10, S. 70). Für München ergibt sich ein Sonnenhöchststand von etwa 65° im Juli sowie der niedrigste Sonnenstand von etwa 20° im Dezember.

Tabelle 10: Sonnenwinkelabhängige Albedo für Wasserkörper (verändert nach: BAEHR und STEFAN 2004).

Sonnenwinkel	1°	5°	10°	20°	30°	40°	50°
Albedo Wasser (%)	89.6	58.6	35.0	13.6	6.2	3.5	2.5

Sowohl über die Formel nach *Fresnel* als auch von GRISHCHENKO (1959) wurden neue Berechnungen angestellt, die von den zuvor gebräuchlichen, um 2 bis 4 Prozent abweichen. Daraus hat COGLEY (1978) die Albedo breitengradabhängig berechnet. Folgend einige Daten aus seiner Arbeit, um für den Ammersee eine geeignete mittlere Albedo zu berechnen:

Tabelle 11: Monatliche mittlere *Fresnel*-Albedo (in %) und monatliche mittlere Albedo nach GRISHCHENKO (1959, in %) einer offenen Wasserfläche (verändert nach: GRISHCHENKO 1959 und COGLEY 1978).

	Geogr. Breite	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Juli	Aug	Sept	Okt	Nov	Dez
Albedo nach <i>Fresnel</i>	50°	23.2	15.1	9.4	6.8	5.9	5.7	5.8	6.4	8.4	13.3	21.5	26.9
Albedo nach GRISHCHENKO	50°	22	16.1	10.8	8.4	7.5	7.3	7.4	8.0	9.9	14.4	21	24.1

Bei der Berechnung der Albedo nach *Fresnel* ergibt sich für den Ammersee eine mittlere Albedo von 0,12 (12,3 %), nach GRISHCHENKO (1959) bei einer Reflexion von 13,07 %, eine Albedo von 0,13. In FLake wird die Albedo als Konstante eingegeben, die allerdings aufgrund von tages- und jahreszeitlichen Änderungen als dynamische Größe implementiert werden müsste. Für die vorliegenden Untersuchungen wird mit einer mittleren Albedo von 0,13 gearbeitet.

### Die mittlere Seetiefe

Nach AMBROSETTI und BARBANTI (2002a) kann über die mittlere Seetiefe in Verbindung mit der maximalen Seetiefe auf die morphologischen Eigenschaften des Sees geschlossen werden. Deshalb wird die mittlere zu Modellierungszwecken der Eutrophie (MANIAK 2005) oder limno-physikalischer Größen verwendet (KIRILLIN 2010, MIRONOV 2010, PERROUD et al. 2009).

Der Ammersee besitzt aufgrund seiner glazial geprägten Entstehung eine besondere Bathymetrie. Die stromlinienförmige Morphologie kommt vor allem bei Modellierungen des thermischen Verhaltens eines Sees zum Tragen, daher muss die abnehmende Seefläche mit steigender Tiefe bei der Berechnung mit berücksichtigt werden. Besonders in größeren Tiefen nimmt die Fläche des Sees sehr stark ab, wodurch das hypolimnische Kaltwasser pro Tiefenmeter volumenmäßig weniger Anteil einnimmt als die oberflächennahen Schichten mit größerer Fläche. Die Berechnung erfolgt über die Formel

$$z_m = \frac{\sum_{z=0}^{83} A(z)z}{\sum_{z=0}^{83} A(z)} = 28,88m \quad (5.9)$$

mit  $z_m$  =Mittlere Seetiefe,  $A(z)$  =Fläche des Sees in der Tiefe  $z$ .

## 5.1.2 Entwicklung der meteorologischen Parameter während des Zeitraums 1986-2010

Schon die landschaftsökologische Aufnahme des Ammersee-Einzugsgebiets zeigt, dass ein Wandel in der Region stattgefunden hat (vgl. Kapitel 4). Aus Kapitel 5.1.1 geht hervor, dass vor allem Lufttemperatur und Windbewegungen die ausschlaggebenden Parameter für das limnothermische Verhalten eines Sees sind, dementsprechend werden diese näher analysiert.

Untersucht werden Lufttemperaturdaten im Monats- sowie Jahresmittel, zudem Maxima und Minima innerhalb eines Monats, Außerdem maximale sowie mittlere Windgeschwindigkeiten der Klimastation Raisting im Zeitraum 1986-2010.

### 5.1.2.1 Entwicklung der Lufttemperatur

Die mittlere Temperatur liegt im Jahr 1987 bei 7,6 °C. Bis zum Jahr 2009 zeigt sich eine Entwicklung auf 9,4 °C im Jahresmittel, womit der Temperaturmittelwert um +1,8 K bezüglich des Wertes 1987 angestiegen ist. In der Zeitreihe fällt vor allem das Jahr 1996 mit den niedrigsten Jahresmitteltemperaturen im Untersuchungszeitraum von 7,0 °C ins Auge. Durch die Betrachtung der monatlichen Mittelwerte dieses Jahres zeigt sich, dass sich der niedrige Durchschnittswert durch die verhältnismäßig kühlen Monate Februar, März, Juli, September und Dezember ergibt (vgl. Abbildung 28, S. 28).

Bei der Betrachtung der monatlichen Temperaturtrends (vgl. Abbildung 28, S. 74 und Abbildung 29, S. 75) wird sichtbar, dass die Erhöhung der Jahresdurchschnittstemperatur nicht an steigende Temperaturen in allen Monaten gekoppelt, sondern ein Resultat aus den Trendentwicklungen einzelner Monate ist. Die Monate Dezember bis Februar weisen im Zeitraum 1986-2006 negative Temperaturentwicklungen von  $-0,5 K$  im Dezember bis  $-1,1 K$  im Februar auf (RIPPL et al. 2009). Nach Einbeziehung der im Verhältnis zu den Vorjahren warmen Monatsmittel 2007-2009 ist einzig im Dezember ein leicht negativer Trend ( $-0,1 K$ ) zu verzeichnen. Im Januar und Februar ist allerdings über den gesamten Untersuchungszeitraum keine Trendentwicklung nachzuweisen (vgl. Tabelle 12, S. 83).

Auch in den Monaten März bis November ändert sich nach Einbeziehung der Jah-

re 2007-2009 der von RIPPL et al. (2009) errechnete Positivtrend mit einer Abschwächung nahezu aller Entwicklungen bis hin zur Neutralisierung der Trends in den Monaten September und Oktober. Ausnahmen bilden die Monate April und August mit einer Verstärkung des Positivtrends (vgl. Abbildung 28, S. 28 und Abbildung 29, S. 75).

Neben den durchschnittlichen Temperaturen im Untersuchungszeitraum haben sich in einigen Monaten zudem die Maxima und Minima der Lufttemperatur gewandelt, wie in Abbildung 28, S. 74 und Abbildung 29, S. 75 sichtbar wird. Liegt der Mittelwert über die Jahre 1987-2009 (orange Signatur) in der Mitte der Spannweite (schwarze Linie), so ist die Verteilung der Werte größer und kleiner des Mittelwertes ähnlich. Tendiert der Mittelwert allerdings zu einem Ende der Wertespannweite, so liegt eine ungleiche Verteilung der Wertehäufigkeit vor. Somit können stark vom Mittel abweichende Ereignisse, die nach IPCC (2007) im Rahmen des Klimawandels an Häufigkeit zunehmen sollen, erkannt werden.

In den Monaten März, Juni und Dezember häufen sich ab 2002 kalte Ereignisse, wodurch die Spannweite der erreichten Temperaturwerte vergrößert wird. Dagegen nimmt die Anzahl der kalten Ereignisse im Mai, August und Oktober im Zeitverlauf ab. Auffällig ist, dass kein Zuwachs von warmen Einzelereignissen (ohne kaltes Pendant im jeweiligen Monat) in der Zeitreihe zu sehen ist, allerdings die Variabilität der Messwerte in vielen Monaten ansteigt.

### **Die Jahre 1996, 2003 und 2007 als Repräsentanten besonderer meteorologischer Situationen**

Während des Untersuchungszeitraumes fallen die drei Jahre 1996, 2003 und 2007 durch ihren besonderen Temperaturverlauf auf (vgl. Abbildung 30, S. 76). Um die thermischen Strukturen im Ammersee mit einem bestimmten Muster in den meteorologischen Gegebenheiten in Verbindung bringen zu können, muss die meteorologische Ausgangssituation der einzelnen Jahre bekannt sein.

Das Jahr 1996 ist im Vergleich zu den anderen beiden Jahren zwischen Januar und Ende August am kältesten, und hat nur eine kurze verhältnismäßig warme Phase zwischen Mitte Oktober und Mitte November.



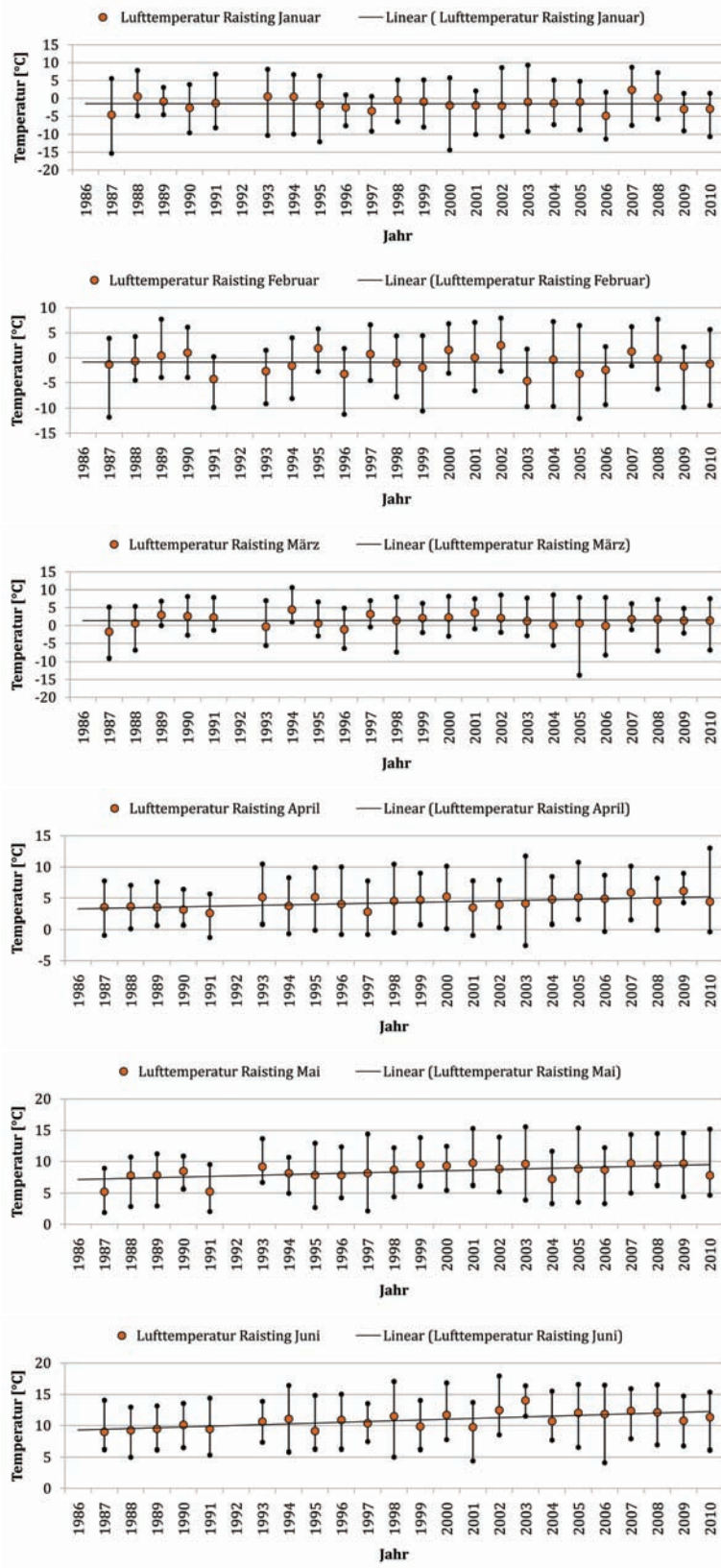


Abbildung 28: Lufttemperaturen im Mittel, Minimum und Maximum eines Monats für den Zeitraum 1986-2010, Januar bis Juni (eigene Darstellung nach Daten des DWD).

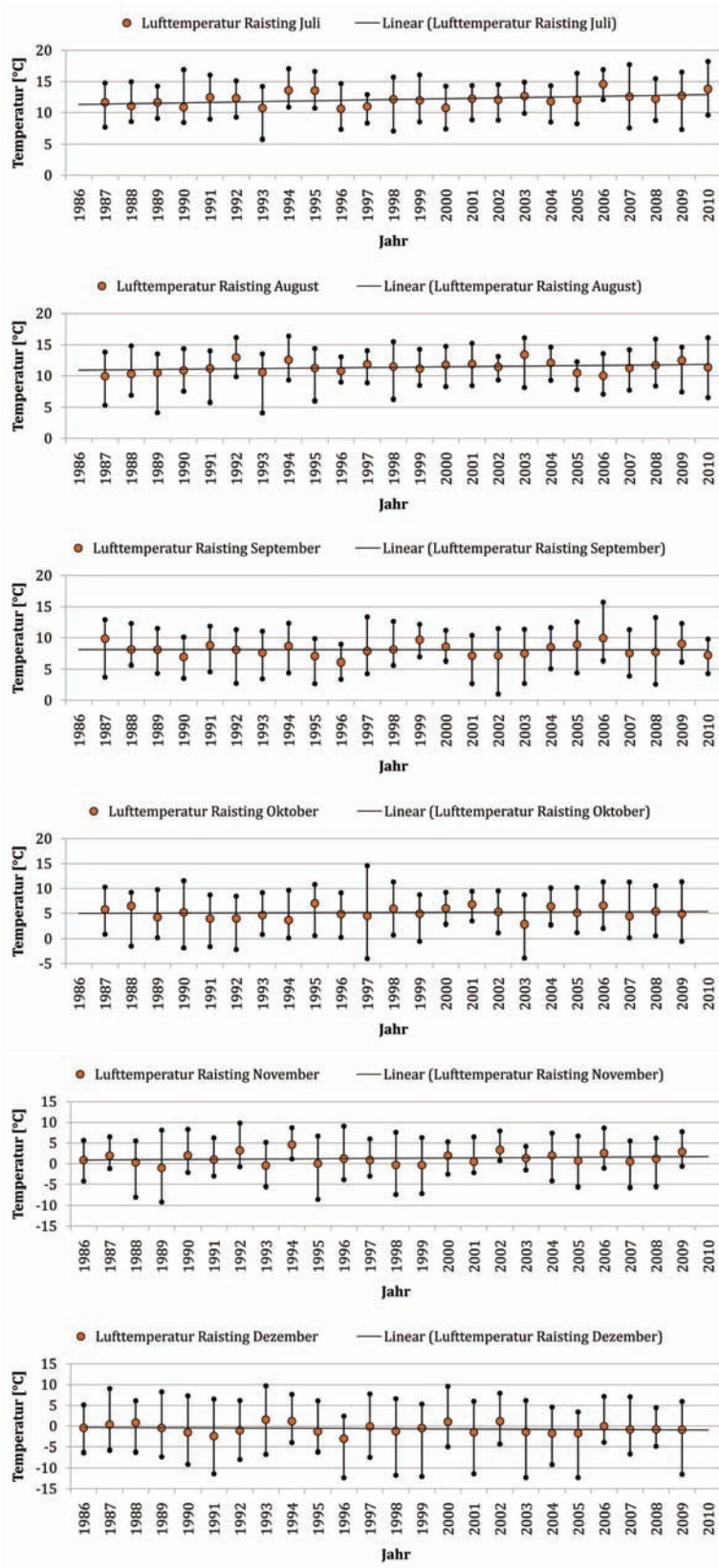


Abbildung 29: Lufttemperaturen im Mittel, Minimum und Maximum eines Monats für den Zeitraum 1986-2010, Juli bis Dezember (eigene Darstellung nach Daten des DWD).

Das Jahr 2003 beginnt verhältnismäßig kühl, allerdings zeichnet sich dieses Jahr durch die starken Hitzewellen im Juni und August aus („Hitzesommer 2003“). Im Herbst dagegen verlaufen die Temperaturen durchschnittlich verglichen zum langjährigen Mittel.

Im Jahr 2007 sind - anders als in den anderen Jahren - vor allem die Frühjahrstemperaturen überdurchschnittlich hoch, in den übrigen Monaten liegen die Lufttemperaturen in etwa im langjährigen Mittel.

Die Ergebnisse zu der Ausprägung der thermischen Strukturen im Ammersee in diesen Jahren werden in Kapitel 5.2.5 beschrieben.

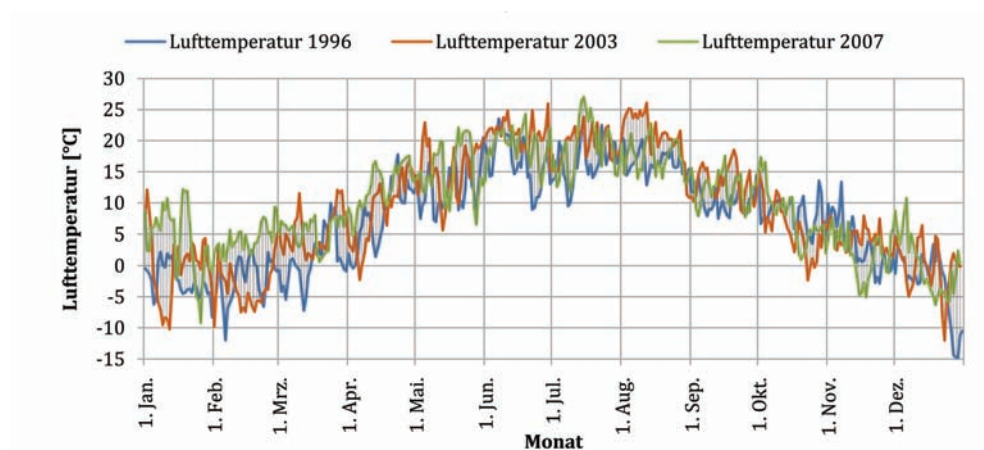


Abbildung 30: Lufttemperaturwerte der Messstation Raisting für die Jahre 1996, 2003 und 2007 (eigene Darstellung nach Daten des DWD).

### 5.1.2.2 Windentwicklung

Die Häufigkeitsverteilung der Windstärken für den Zeitraum 1986-2010 zeigt, dass es an der Station Raisting keine nachweisbare Verstärkung der extremen Windereignisse gibt (vgl. Abbildung 31, S. 77). Nach HORNUNG (2002) und ROLL (1952) liegt die kritische Windgeschwindigkeit an der Grenzfläche Wasser-Luft, ab der sich die oberste Wasserschicht in Bewegung setzt, zwischen 3 und 6  $m/s$ , abhängig von dem Überströmungsweg und der Wellenlaufstrecke. Demnach haben die Windstärken zwischen 0-2  $Bft$  einen vernachlässigbaren Einfluss auf den See. Aufgrund der vorhandenen vierjährigen Datenlücke zwischen 2001-2004 ist kein eindeutiger Trend über den Zeitraum sichtbar, allerdings nimmt die Häufigkeit der Tage mit Windgeschwindigkeiten zwischen 0-2  $Bft$  vom Zeitraum 1987-1991 zu 2005-2009 im Mittel leicht

ab (vgl. Abbildung 31, S. 77). Demnach gibt es mehr Tage im Jahr, die unter dynamischem Einfluss von Wind ( $> 3 \text{ m/s}$ ) stehen.

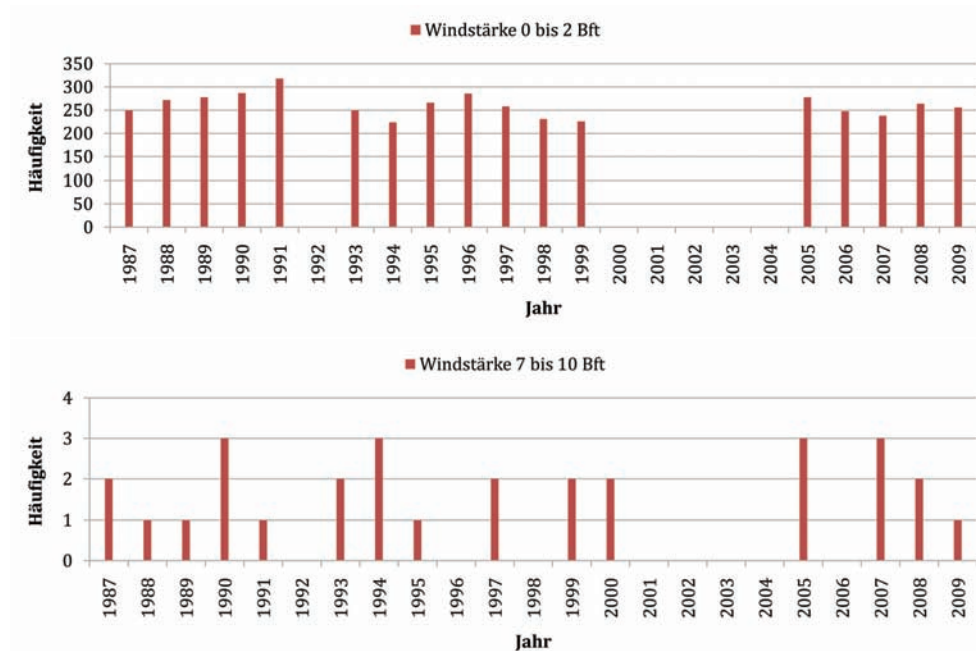


Abbildung 31: Häufigkeitsverteilung von Windstärken der Station Raisting im Zeitraum 1987-2009 für Windstärken ohne dynamischen Einfluss auf den See (0-2 *Bft*) und sehr starkem dynamischen Einfluss (7-10 *Bft*), (eigene Darstellung nach Daten des DWD).

Die Häufigkeit von extrem hohen Windstärken ab 7 *Bft* können nach AMBROSETTI und BARBANTI (1999), DOKULIL (2003) und ARHONDITSIS (2004) eine völlige thermische Durchmischung des Sees verursachen. Sie nehmen am Ammersee im Laufe des Untersuchungszeitraumes weder zu noch ab, und werden maximal drei Mal im Jahr erreicht (vgl. Abbildung 31, S. 77).

### 5.1.3 Entwicklung der hydrologischen Parameter über den Zeitraum 1984-2010

#### 5.1.3.1 Amper: Abflussmengen und Temperatur

Als ein möglicher Faktor mit Funktion zum Wärmeverlust aus dem Ammersee ist der einzige Abfluss, die Amper, zu sehen. Bedingt durch Abfließen oberflächennahen Wassers aus dem Ammersee wird, je nach Wassertemperatur und Abflussmenge, Wärmeenergie aus dem See abgeleitet. Im Fall der Amper am Pegel Stegen kann

für die Abflussmengen allerdings nur auf Daten ab 2006 zurückgegriffen werden, wodurch keine quantitativen Auswertungen des TMQ durchgeführt werden können. In dem Zeitraum 2006-2010 liegt der Abfluss bei durchschnittlich  $20 \text{ m}^3/\text{s}$  mit Spitzen im Frühjahr und Fröhsommer. Die Abbildung 32, S. 78 zeigt nach Daten des HND (2009), dass der Wasserstand am Pegel Stegen im Laufe des Untersuchungszeitraumes angestiegen ist und sich demnach auch die Abflussmengen erhöht haben.

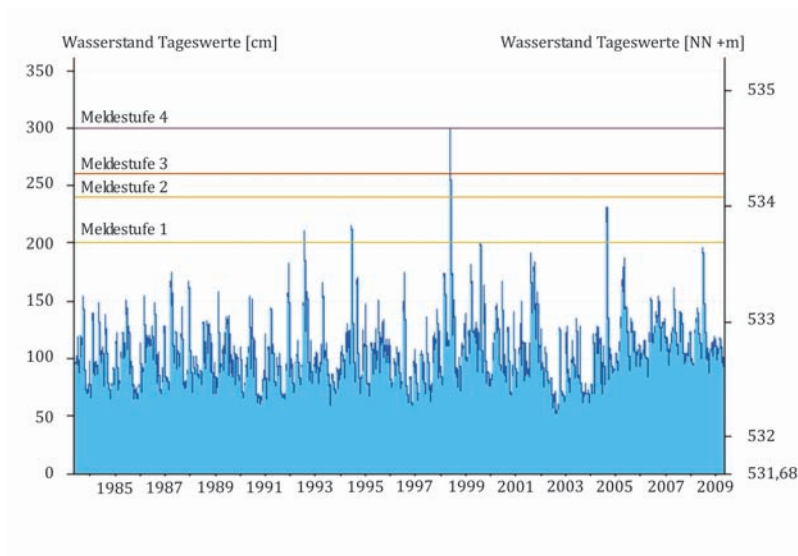


Abbildung 32: Wasserstand der Amper, Pegel Stegen für den Zeitraum 1984-2010 (verändert nach: HND 2010).

Der Pegel Stegen, an dem die Temperaturmessungen der Amper stattgefunden haben, liegt 1,45 km nördlich des Ausflusses aus dem Ammersee (HND 2010), und unterliegt somit nur kurzzeitig atmosphärischen Einflüssen, die das Messergebnis beeinträchtigen könnten. Demnach beeinflusst hauptsächlich die oberflächennahe Wassertemperatur des Ammersees die Temperaturwerte der Amper, wodurch auf die Seeoberflächentemperatur geschlossen werden kann.

In der Zeitreihe liegt über den Zeitraum Januar 2002 bis Dezember 2006 eine Datenlücke vor, wodurch die Trendberechnungen nicht eindeutig werden. Nahezu alle Monate zeigen über den Untersuchungszeitraum einen Temperaturanstieg (vgl. Abbildung 35, S. 82 und Tabelle 12, S. 83). Einzige Ausnahme sind die Temperaturen des Monats September, die im Monatsmittel um  $-0,4 \text{ K}$  sinken sowie des Juli und

August, die keine Veränderung aufweisen.

### 5.1.3.2 Ammer: Abflussmengen und Temperatur

Nach POTTGIESSER und SOMMERHÄUSER (2008) sind an der Ammer (Pegel Fischen) hohe Abflusswerte im Sommer bedingt durch Schneeschmelze und Starkniederschläge vorherrschend. Analysen der Abflusswerte haben jedoch gezeigt, dass die jährlichen Maxima der Abflusswerte von Jahr zu Jahr variieren (vgl. Abbildung 33, S. 80). Dabei werden in den Monaten April bis Oktober pro Monat 10-13% des jährlichen Abflusses erreicht. Durch diesen verstärkten Wassereintrag werden oberflächennahe Umwälzungsprozesse im See begünstigt. Im Gegensatz dazu werden von November bis März pro Monat nur etwa 3-5% des jährlichen Abflusses gemessen, wodurch zusätzlich zu den thermischen Zirkulationen keine strömungsbedingten Wasserbewegungen forciert werden.

Die Analyse der maximalen und minimalen Abflussmessungen in täglicher Auflösung zeigt, dass die Minimalwerte innerhalb eines Jahres meist im hydrologischen Winterhalbjahr liegen und sich über den Untersuchungszeitraum nicht nachweislich verändern, weder bezüglich der zeitlichen Verteilung noch der Menge (vgl. Abbildung 33, S. 80). Ab 2002 treten die Minimalwerte etwas häufiger am Jahresanfang auf. In den Jahren 1994, 2003 und 2007 werden die Jahresminima im August und Juli erreicht, was auf starke Hitzeperioden in diesen Jahren zurückzuführen ist. Die Maximalwerte innerhalb eines Jahres liegen über alle Monate verstreut, allerdings nehmen die maximalen Abflussereignisse größtmäßig zu (vgl. Abbildung 33, S. 80).

Diese Beobachtungen leiten zu detaillierteren Untersuchungen des Abflussverhaltens der Ammer hin. Die täglich aufgelösten Abflusswerte unterliegen starken Schwankungen und können daher nicht zum Vergleich mit anderen Jahren herangezogen werden. Daher werden für jedes Jahr Monatssummen gebildet und daraus anschließend pro Monat Trendberechnungen für den Zeitraum 1984-2010 durchgeführt. Die Ergebnisse der Trendberechnungen sind für die Jahre 1984 und 2010 in Abbildung 34, S. 81 abgebildet. Die Korrelationen zwischen berechneten Werten und Messda-

ten liegen zwischen  $0,71 < R^2 < 0,84$  (linearer Zusammenhang, Geradengleichungen vgl. Anhang C, S. 174).

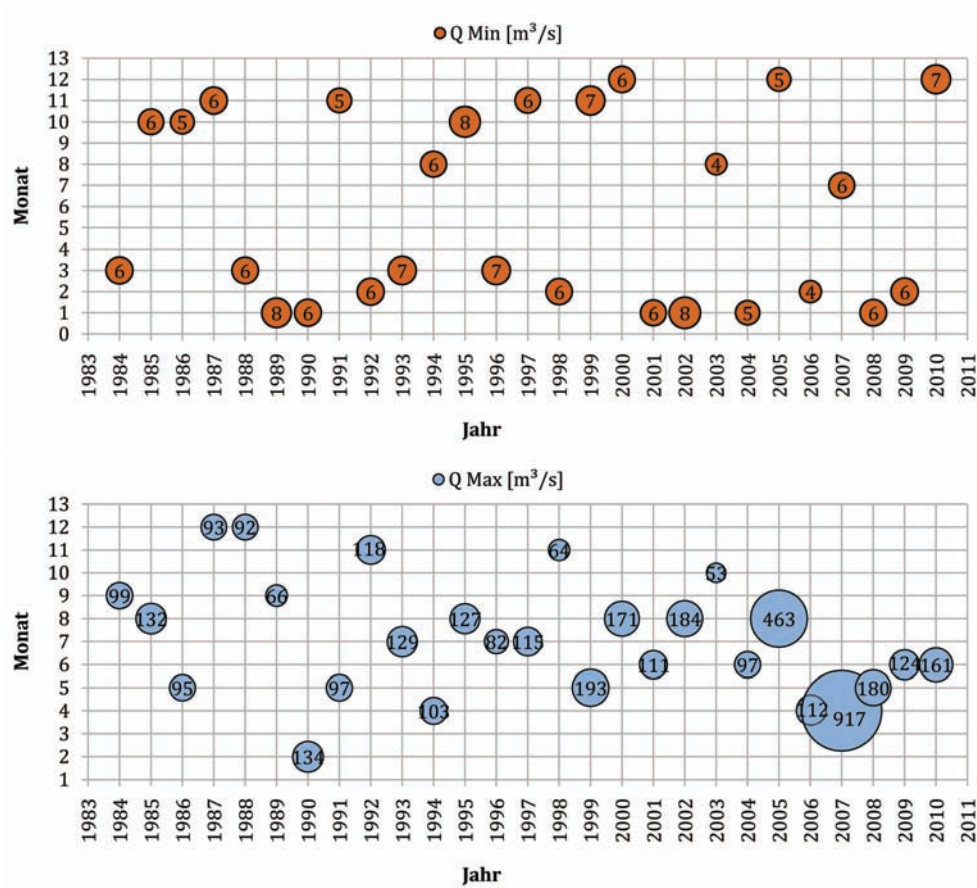


Abbildung 33: Zeitpunkt von Minimal- (rot, oben) und Maximalwerten (blau, unten) des monatlichen Gesamtabflusses (Ammer) innerhalb eines Jahres (eigene Darstellung nach Daten des WWA).

Als Ergebnis zeigt sich, dass die Abflusskurve zwischen 1984 und 2010 verändert hat mit weniger Abfluss im Winter und Hochsommer sowie mehr im Frühjahr, Spätsommer und Herbst (vgl. Abbildung 34, S. 81). In der Jahressumme der Zuflussmenge sind Schwankungen von bis zu  $3,78 \cdot 10^8 \text{ m}^3/a$  über die Zeitreihe festzustellen. Dabei reicht die Jahresabflusssumme von  $3,76 \cdot 10^8$  (1998) bis zu  $7,54 \cdot 10^8 \text{ m}^3/a$  (1999) am Pegel Fischen. Ein signifikanter Trend ist in der Entwicklung nicht zu verzeichnen.

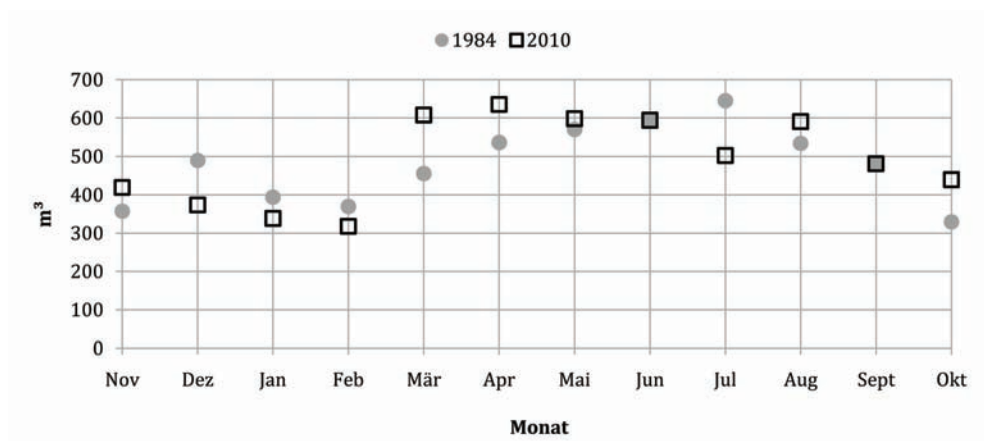


Abbildung 34: Berechnete monatliche Abflusswerte über Trendberechnung der Zeitreihe 1984-2010 (eigene Darstellung nach Daten des WWA).

Die Wassertemperatur des größten Zuflusses des Ammersees ist steigend. Im Jahr 1986 liegt die Jahresmitteltemperatur der Ammer bei  $9,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ , bis zum Jahr 2009 steigt sie auf  $10,6\text{ }^{\circ}\text{C}$  an. Dies bedeutet eine Erwärmung um  $+1,2\text{ K}$  während des Untersuchungszeitraumes. Vor allem seit 1995, nach Absinken der Werte von 1990 bis 1995, steigt die Wassertemperatur der Ammer kontinuierlich (vgl. Abbildung 35, S. 82).

Auch im Vergleich der Monate trennen sich klar die Zeiträume mit Wassertemperaturerhöhung und -abnahme. Die Zeit des Temperaturanstiegs ist in den Monaten Januar sowie Februar und April bis einschließlich August zu datieren, wobei vor allem in den Monaten April und Juli eine sehr starke Trendentwicklung von  $+2,5$  bzw.  $+2,3\text{ K}$  deutlich wird (vgl. Tabelle 12, S. 83). Einzig in den Monaten Oktober und November zeigt sich eine Verringerung der monatlichen Durchschnittstemperatur um  $-1\text{ K}$ . Im März, September und Dezember beträgt die Temperaturveränderung  $< \pm 0,5\text{ K}$ , weshalb diese im Vergleich zu dem Jahr 1986 als unverändert angenommen werden.



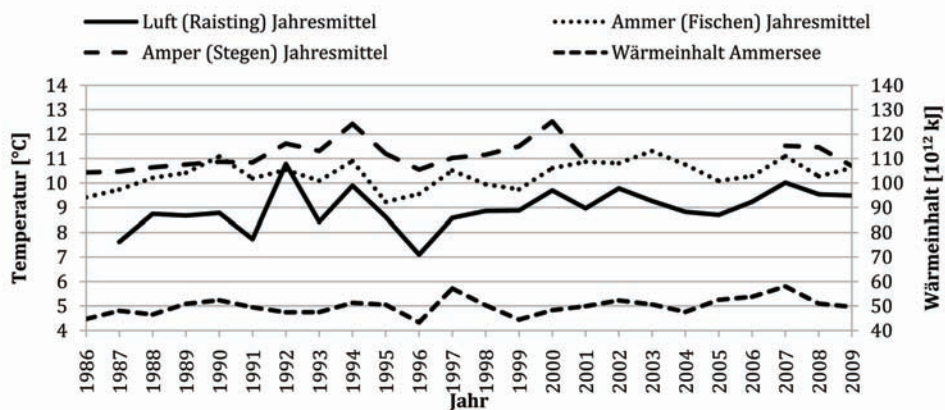


Abbildung 35: Temperaturverlauf der Jahresmittelwerte des Zuflusses Ammer (Pegel Fischen), der Amper (Pegel Stegen), des Wärmeinhaltes des Ammersees und der Luft (Station Raisting) 1986-2009. Der Wärmeinhalt ist der rechten Sekundärachse zuzuordnen, die anderen Parameter der linken Achse (verändert nach: RIPPL et al. 2009, Daten des WWA und DWD).

#### 5.1.4 Zusammenfassung zur Entwicklung der Parameter mit Wärmeeintrag und -verlust

Wie Tabelle 12, S. 83 zu entnehmen ist, ist ein Wandel der auf den Ammersee einflussnehmenden meteorologischen und hydrologischen Parameter im Zeitraum 1986-2010 nachzuweisen. Die Größen des Wärmeeintrags (Luft- und Zuflusstemperatur) besitzen einen stark positiven Trend zwischen April und August. Den Temperaturen des Abflusses Amper, durch den oberflächennahes Wasser aus dem Ammersee abgeleitet wird, ist ein Temperaturzuwachs von Januar bis Juni, sowie von Oktober bis Dezember nachzuweisen. Der Zeitpunkt des maximal erreichten Zuflusses Ammer tritt häufiger zwischen April und August ein, mit steigenden Werten. Dadurch werden Umwälzungsprozesse im Ammersee begünstigt. Die Häufigkeit von Windgeschwindigkeiten  $> 3 \text{ m/s}$  nehmen während des Untersuchungszeitraumes zu, wodurch der Wasserkörper des Ammersees häufiger unter dynamischem Einfluss des Windes steht, und somit Umwälzungsprozesse begünstigt werden.

Nach der Auswertung der Messwerte der Ammer, der Amper, der Lufttemperatur, der Strahlung und des Windes ergibt sich als Folge die Frage, welche Konsequenzen der aufgezeigte Wandel im Einzelnen auf die thermische Struktur des Ammersees hat.

Tabelle 12: Veränderungen der Wassertemperatur des Hauptzuflusses des Ammersees (Ammer, Pegel Fischen) und der Lufttemperatur der Station Raisting von 1986-2009 (verändert nach: RIPPL et al. 2009, Daten des WWA und DWD).

Monat	Trend Wassertemperatur Ammer [K]	Trend Wassertemperatur Amper [K]	Trend Lufttemperatur Raisting 1986-2006 [K]	Trend Lufttemperatur Raisting 1986-2009 [K]
Jan	+0,1	+1,1	-0,9	$\pm 0$
Feb	+1,0	+1,5	-1,1	$\pm 0$
Mrz	-0,1	+1,0	+0,4	$\pm 0$
Apr	+2,5	+0,8	1,7	+2
Mai	+0,7	+4,5	+4,7	+2,5
Jun	+1,3	+4,0	+4,8	+3
Jul	+2,3	$\pm 0$	+1,6	+1,3
Aug	+1,9	$\pm 0$	+0,8	+1
Sep	-0,5	-0,4	+0,6	$\pm 0$
Okt	-0,9	+1,0	+1,5	$\pm 0$
Nov	-1,0	+1,5	+1,2	+0,8
Dez	-0,2	+2,0	-0,5	-0,1

## 5.2 Ammersee: Analysen zur thermischen Struktur

### 5.2.1 Durchschnittliches thermisches Verhalten des Ammersees

Die Analysen zum thermischen Verhalten des Ammersees stützen sich auf langjährige Temperaturprofilmessungen (vgl. Kapitel 3). Um die Veränderungen im thermischen System des Sees besser einordnen zu können, sei zunächst auf sein durchschnittliches thermisches Verhalten hingewiesen (Monatsmittelwerte 1984-2010):

Im durchschnittlichen Temperaturprofilverlauf über die Jahre 1984-2010 weist der Ammersee ein normales Verhalten eines dimiktischen Sees auf (vgl. Abbildung 36, S. 84). Zwischen Januar und März ist der Wasserkörper homotherm. Ab April beginnt die Erwärmung des Wasserkörpers von der Seeoberfläche aus. Die Zunahme der oberflächennahen Wassertemperatur hält bis August an. Sie geht einher mit der Entwicklung der Thermokline, deren Ausprägung sich im Laufe der Monate verstärkt. Ab September sinken die Oberflächentemperaturen wieder, gleichzeitig verschiebt sich die Thermokline in größere Tiefen. Zusätzlich erwärmt sich das Tiefenwasser des Ammersees durch die Herbstzirkulation leicht, bis am Ende des Jahres nahezu homotherme Verhältnisse im gesamten Seekörper erreicht werden.

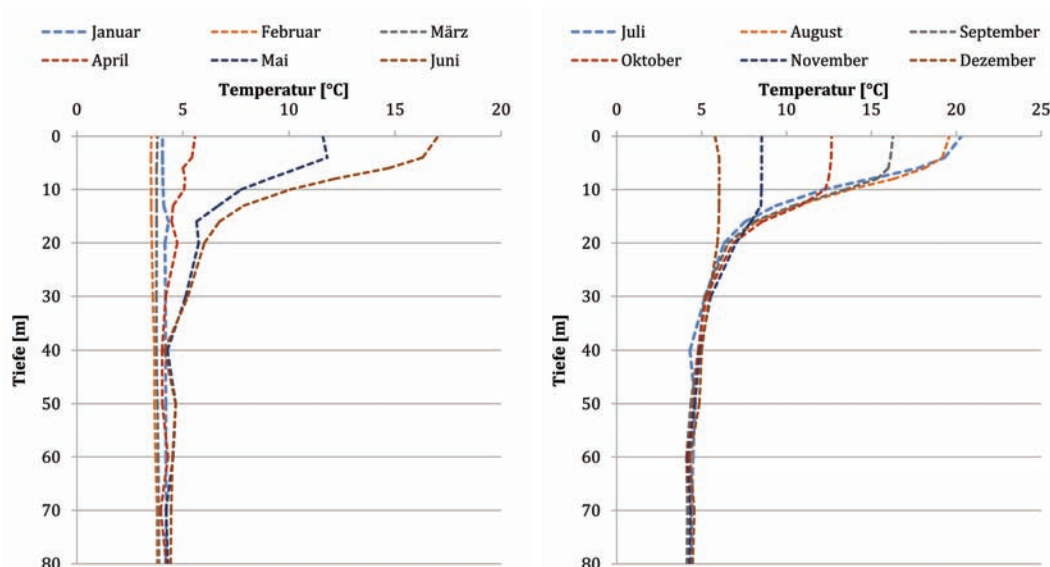


Abbildung 36: Durchschnittlicher monatlicher Temperaturprofilverlauf des Ammersees (1984-2010, eigene Darstellung nach Daten des WWA).

In Abbildung 37, S. 85 ist der Verlauf der Wassertemperatur des Ammersees in den Tiefen 2 m und 80 m dargestellt, basierend auf Messungen des WWA und LfU. Daraus geht hervor, dass innerhalb des Untersuchungszeitraumes der gesamte Wasserkörper jedes Jahr ohne Ausnahme durch die Herbstzirkulation in Bewegung versetzt wird, wobei der Beginn der Holomixis zeitlich variiert. Erkennbar ist dies über die sich angleichende Wassertemperatur der Oberfläche (rot) und der Tiefe (blau).

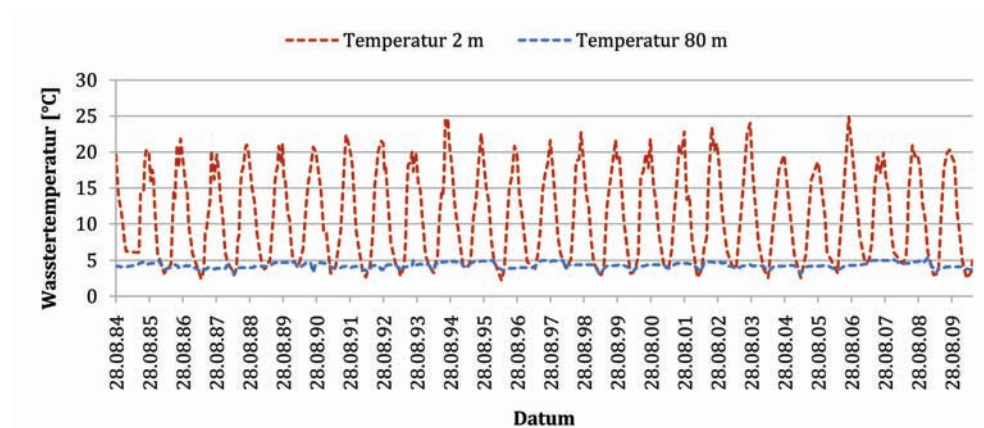


Abbildung 37: Temperaturverlauf im Ammersee, Messwerte 0 und 2 m Tiefe (1984-2010, eigene Darstellung nach Daten des WWA und Lago).

## 5.2.2 Entwicklung der Wassertemperatur

### 5.2.2.1 Berechnung der mittleren Wassertemperatur

Die mittlere Wassertemperatur eines Seekörpers bietet die Möglichkeit, eine schnelle Übersicht über die thermischen Verhältnisse an einem Messtag zu erhalten, zudem ist sie ein Maß für den Wärmehalt (FLAKE-UH 2009).

Für die Berechnung der mittleren Wassertemperatur werden folgende drei Methoden miteinander verglichen:

- Methode der mittleren Temperatur der Wassersäule ohne Berücksichtigung der Seemorphometrie:  $t_{wc}$
- Methode der mittleren Temperatur der Wassersäule unter Einbeziehung der Seemorphometrie:  $t_m$

- Methode der mittleren Temperatur über die Software LIMNOX (BANENS (1988), BARBANTI et al. 1996, AMBROSETTI und BARBANTI 1990, 1993, 1999, 2001) unter Berücksichtigung der Flächen- und Dichteverhältnisse:  
 $t_{LIMNOX}$

Die Auswertungen zeigen teilweise stark voneinander abweichende Ergebnisse, die in den folgenden Abschnitten evaluiert werden. Zunächst werden die Methoden zur Errechnung der Seemitteltemperatur verglichen.

LIMNOX füllt Datenlücken in den Tiefenprofilen über lineare Interpolation, wodurch an jedem Messtag jeden Tiefenmeter eine Temperatur zugeordnet wird. Dieses Verfahren ist in den Wintermonaten sehr gut anzuwenden, da dort nahezu homotherme Verhältnisse herrschen. Während Zeiten großer vertikaler Temperaturunterschiede kann es jedoch - je nach Größe der Temperaturdifferenz und räumlicher Auflösung der Messdaten - zu leichten bis starken Abweichungen zu den Messdaten kommen (vgl. Abbildung 38, S. 87). Die Sommermonate werden insgesamt mit durchschnittlich hohen Werten zwischen  $8 \leq T_{LIMNOX} \leq 10$  abgebildet. Zeitliche Interpolation der Messwerte findet nicht statt, wodurch ein punktueller Eindruck der thermischen Verhältnisse gewonnen werden kann.

Über die Methode  $T_m$  werden bei fehlenden Profilwerten - nicht wie bei LIMNOX - die Temperaturen interpoliert, sondern die der Messtiefe zugehörige Fläche unterschiedlich stark gewichtet, je nachdem, wo der nächsttiefere Messwert vorliegt. Hierbei werden insgesamt tendenziell niedrigere Mitteltemperaturen erreicht als bei der Methode nach LIMNOX (vgl. Abbildung 38), wobei die Abweichungen im Winter minimal sind. Im Sommer liegt die mittlere Seetemperatur zwischen  $7,5 \text{ °C} \leq T_m \leq 9,5 \text{ °C}$ . Die verhältnismäßig kalten Sommerwerte sind durch die verschiedenen Interpolationsmethoden zwischen den Messzeitpunkten zu erklären. Deutlich wird dies bei Betrachtung der Sommer 2005 bis 2010, wo sich keine Unterschiede zwischen den beiden Methoden ausmachen lassen. Während dieser Periode lagen zwischen 1 und 20 m echte Messwerte in Meter-Auflösung vor, statt wie von 1984-2004 alle zwei Meter.

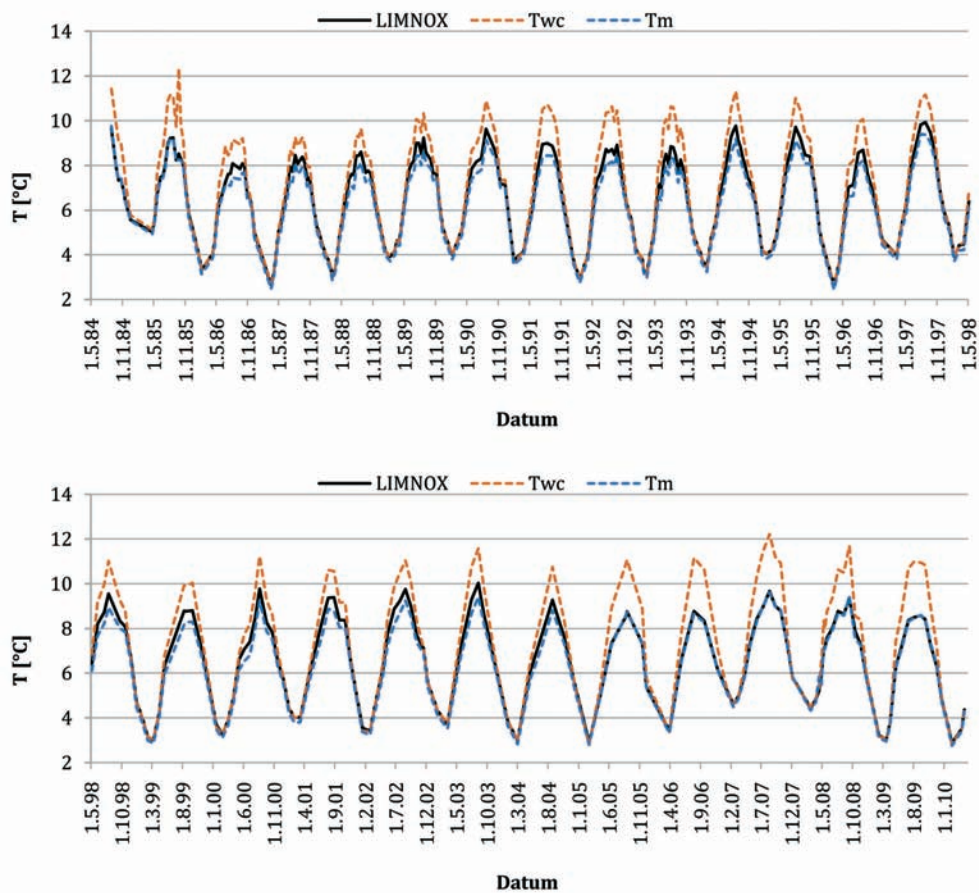


Abbildung 38: Vergleich mittlerer Wassertemperaturen des Ammersees im Jahresverlauf, berechnet über verschiedene Methoden für den Zeitraum Mai 1984 bis Mai 2010 (eigene Darstellung nach Daten des WWA und Lago).

Ohne Gewichtung der Tiefe und der Fläche  $T_{wc}$  werden im Jahresverlauf, vor allem aber im Sommer, um bis zu  $+2,5 K$  höhere Temperaturen erreicht als über LIMNOX und um etwa  $+1 K$  höhere als bei  $t_m$ . Die Begründung hierfür liegt darin, dass oberflächennah verhältnismäßig mehr Messwerte vorliegen als bodennahe, somit wird das wärmere Wasser prozentual mehr gewichtet als das in Wirklichkeit voluminemäßig überwiegende hypolimnische Kaltwasser (vgl. Abbildung 38). Daher ist diese Methode für ungleichmäßig verteilte Messtiefen und Zeitpunkte während der Sommerstagnation nicht geeignet. Dies ist in den Sommermonaten 2005 bis 2010 zu beobachten. Durch die Veränderung der räumlichen Auflösung der Daten kommt es zu wesentlich größeren Abweichungen zwischen den Methoden  $T_{wc}$  und den anderen beiden.

Dagegen sind sowohl die LIMNOX- als auch die gewichtete Tiefen-Berechnung re-

präsentativ für den Ammersee. Bei anderer Verteilung der Messtiefen mit geringerer oberflächennaher Auflösung sollte jedoch die Methode  $T_{LIMNOX}$  Anwendung finden.

### 5.2.2.2 Ergebnisse der Messdatenanalysen

Untersucht werden die Wassertemperaturen aller Messungen ab dem hydrologischen Winterhalbjahr 1985 bis einschließlich des hydrologischen Sommerhalbjahres 2010 (396 Messtermine), sowohl als mittlere Temperatur der Wassersäule als auch differenziert über die unterschiedlichen Tiefen (vgl. Kapitel 3). Bei den Analysen wurde darauf geachtet, dass die miteinander verglichenen Werte etwa zum gleichen Zeitpunkt innerhalb eines Monats aufgezeichnet wurden.

#### Entwicklung der mittleren Wassertemperatur der Wassersäule

Im Gesamten betrachtet weisen die mittleren Wassertemperaturen der Wassersäule des Ammersees keine signifikanten Veränderungen auf. Gleiches ist bei der Betrachtung der zeitlichen Verteilung der Maxima innerhalb eines Jahres zu erkennen. Auffällig ist jedoch, dass die Höhe der Jahresmaxima leicht ansteigen. Die Ursache für dieses Verhalten kann in der Analyse der Wassersäulentemperatur noch nicht geklärt werden. Diese Fragestellung wird unter Kapitel 5.2.2.3 aufgegriffen.

Für die monataweise Betrachtung wurden zunächst Monatsmittelwerte der Temperaturen der Wassersäule gebildet, sowohl über den Parameter  $t_m$  als auch  $t_{wc}$ . Diese werden in einem nächsten Schritt in der Zeitreihe 1984-2010 miteinander verglichen und jeweils monatliche Trends über den Zeitraum berechnet.

Die Ergebnisse zeigen, dass eine deutliche Trennung von sich verändernden Mittelwerten und gleichbleibenden durchführbar ist (vgl. Abbildung 39, S. 89). Dabei liegen die Temperaturerhöhungen im Zeitraum März bis einschließlich September. Die Monate Oktober, November, Dezember, Januar und Februar weisen kaum nachweisbare Abweichungen auf. Die geringen Unterschiede von 1984 zu 2010 können durch leicht variierende Messzeitpunkte (Zeitspanne von einigen Tagen) in den einzelnen Jahren erklärt werden.

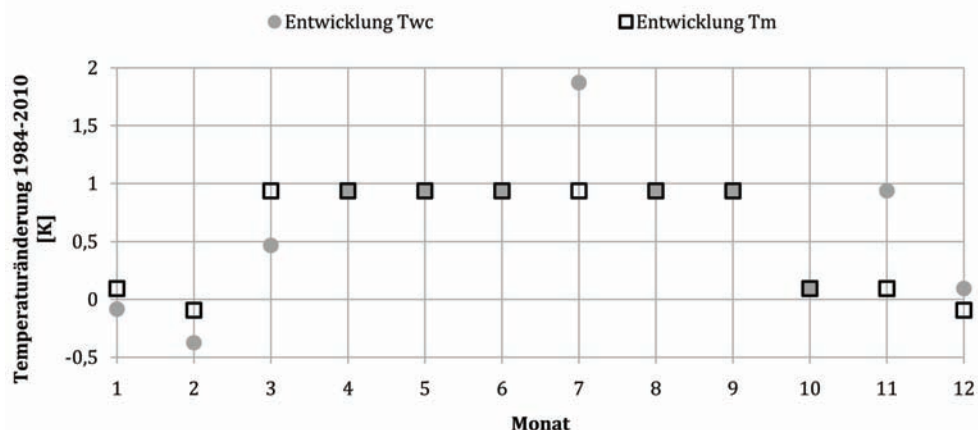


Abbildung 39: Veränderungen der Wassertemperatur berechnet über die Wassersäule und die gewichtete Tiefe über den Untersuchungszeitraum 1984-2010 (eigene Darstellung nach Daten des WWA).

Die Betrachtung der Minima, Maxima und Monatsmitteltemperatur der Wassersäule über den Zeitraum 1984-2010 zeigt, dass die Veränderungen in den einzelnen Monaten unterschiedlich stark ausgeprägt sind (vgl. Tabelle 13, S. 91).

Die mittlere Temperatur im Januar für den Zeitraum 1984-2010 liegt bei  $3,9\text{ °C}$ , wobei der niedrigste Wert im Jahr , mit  $3,4\text{ °C}$ , und der höchste 1998 und 2007 mit  $5,0\text{ °C}$  erreicht wurde (vgl. Tabelle 13, S. 91). Insgesamt ist kein Trend erkennbar, da die Ausreißer in den Jahren 1998 und 2007 den Trend positiv beeinflussen. Bei Ausklammerung der beiden Ausreißerjahre weist die übrige Zeitreihe einen leichten Temperaturrückgang von 1984 zu 2010 auf.

Auch im Februar lässt sich kein eindeutiger Trend erkennen, da das Maximum der Zeitreihe mit  $4,5\text{ °C}$  (2007) den ansonsten negativen Trend abändert. Die Messwerte im Monat März unterliegen starken Schwankungen von Jahr zu Jahr, daher lässt sich auch hier kein eindeutiger Trend ableiten. Dass die Trenderrechnung eine Temperaturzunahme von  $+1\text{ K}$  anzeigt, liegt an den zu den Werten der übrigen Zeitreihe stark abweichenden Werten der Jahre 2007 und 2008. Der April zeigt den deutlichsten Positivtrend aller Monate. Hier liegen alle Werte ab dem Jahr 1998 über dem langjährigen Mittel von  $4,0\text{ °C}$ , mit der Ausnahme 2009. Auch im Mai ist ab 1998 eine positive Abweichung nahezu aller folgenden Werte (Ausnahme: 2004) vom Mittelwert zu beobachten. Die Amplitude der Messwerte im Monat Juni ist mit  $2\text{ K}$  sehr gering. Diese ergibt sich allerdings nur durch Spitzenwerte in den Jahren 1997,



2002 und 2007. Im Juli liegt die Amplitude bis 2001 bei 2,5 °C. Ab 2001 liegen die Messwerte jedoch konstant bei 8,8 °C, bis sie von 2007 über 2008 und 2009 auf 8,3 °C sinken.

Ab 1997 zeigen auch die Augusttemperaturen höhere Werte als im Mittel und weisen einen sehr deutlichen Trend auf, obwohl ein leichter Abfall der Temperaturen ab 2009 im Vergleich zu den Vorjahren erkennbar ist.

Die Amplitude im Monat September ist mit 1,2 K sehr niedrig. Der Verlauf zeigt sich sehr einheitlich mit leichter positiver Tendenz. Dabei fallen die Jahre 1997 und 2008 mit starken positiven Ausschlägen bei der Trendberechnung von +0,9 K stark ins Gewicht. Eine ähnliche Entwicklung ist auch im Oktober zu erkennen, wobei hier für die starke Trendentwicklung das Maximum von 2007 ausschlaggebend ist.

Im November pendeln die Messwerte zwischen 5,5 und 7,3 °C, wobei keine eindeutige Trendentwicklung sichtbar ist. Auch im Dezember ist keine eindeutige Aussage bezüglich einer Temperaturveränderung möglich, da die mittlere Temperatur zwischen 4,5 und 7,0 °C stark schwankt.

Bei allen Monaten ist erkennbar, dass bis einschließlich 2007, teilweise 2008, mehr oder weniger starke Temperaturtrends ausgebildet sind. Ab 2008/09 sinken die Messwerte jedoch in allen Monaten sehr stark gegenüber dem vorherigen Trend ab, wodurch die zukünftige Entwicklung sehr unklar bleibt. Die Ursache hierfür ist in den zu den Vorjahren verhältnismäßig kalten klimatischen Verhältnissen zu finden (vgl. Kapitel 5.1.2). Durch Tabelle 13, S. 91 wird sichtbar, dass im Mittel eine Erwärmung des Ammersees in den strahlungsintensiveren Monaten (März-September) im Zeitraum 1984-2010 stattgefunden hat. Dagegen ist ab Einsetzen der Herbstzirkulation (Oktober) bis Beginn der strahlungsintensiven Monate (März) kein positiver Trend erkennbar.

Dies weist darauf hin, dass sich im Zeitraum März-Oktober mindestens einer der Energie gebenden Faktoren (Lufttemperatur, Strahlung, Zuflusstemperatur- oder Menge) positiv verändert hat, und/ oder sich mindestens einer der Energie entziehenden Faktoren (Wind, Temperaturdifferenz Atmosphäre-Wasser) verringert hat. Zudem ist es ein Hinweis darauf, dass das von März bis September gespeicher-

te Plus an Wärmeenergie schon im Oktober abgegeben wird und dadurch keine Wärmespeicherung - verglichen mit dem Vorjahr - stattfindet.

Tabelle 13: Minima, Maxima und Mitteltemperatur der Wassersäule in der monatsweisen Betrachtung (eigene Auswertungen nach Daten des WWA).

Monat	Min. [ $^{\circ}C$ ]	Jahr(e)	Max. [ $^{\circ}C$ ]	Jahr(e)	Mitteltemp. [ $^{\circ}C$ ]	Trend
Jan.	3,4	2002	5,0	1998, 2007	3,9	-0,5 <i>K</i>
Feb.	2,7	1992, 2005	4,5	2007	3,5	-0,5 <i>K</i>
Mär.	2,4	1987, 1996	4,6	1994,2007	3,3	+0,9 <i>K</i>
Apr.	3,0	1987	5,8	2002, 2007, 2008	4,0	+0,9 <i>K</i>
Mai	5,0	1987, 1996	7,4	1989,1990, 2002, 2008	5,9	+0,9 <i>K</i>
Jun.	6,4	1986, 2000	8,4	1997, 2002, 2007	7,3	+0,9 <i>K</i>
Jul.	6,8	1996, 2000	9,3	1997	8,1	+0,9 <i>K</i>
Aug.	7,5	1986	9,7	2007	8,6	+0,9 <i>K</i>
Sep.	7,2	1988, 1996	9,4	2008	8,0	+0,9 <i>K</i>
Okt.	6,5	1986, 1996	8,9	2007	7,5	+0,5 <i>K</i>
Nov.	5,5	1985	7,3	2005	6,4	+0,5 <i>K</i>
Dez.	4,5	1996, 1998	7,0	1990	5,3	-0,5 <i>K</i>

### 5.2.2.3 Entwicklung der Wassertemperatur in differenzierten Tiefen

Zur detaillierten Bewertung der Untersuchungen aus Kapitel 5.2.2.2 werden die Wassertemperaturverläufe über den Untersuchungszeitraum in differenzierten Tiefen betrachtet. Dazu werden die jeweiligen Messtiefen separat analysiert. Somit können präzise Aussagen über räumliche Temperaturveränderungen im See getroffen werden.

Im Folgenden soll geklärt werden, in welchen Bereichen des Seekörpers zu welcher Jahreszeit diese vor allem stattfinden (vgl. Abbildung 40, S. 92). Die Berechnungen zur Temperaturveränderung beruht auf Trendgeraden über den gesamten Zeitraum, wobei der Zeitraum von 1984 bis 2010 betrachtet wird. Hierfür werden die Messtiefen 2, 4, 6, 8, 10, 13, 16, 20, 30, 40, 50, 60, 70 und 80 m untersucht, da hier lückenlose Daten in regelmäßigen Abständen vorliegen. Da im März im Ammersee homotherme Verhältnisse vorliegen, wird die Analyse der Temperaturentwicklungen in diesem Monat begonnen.

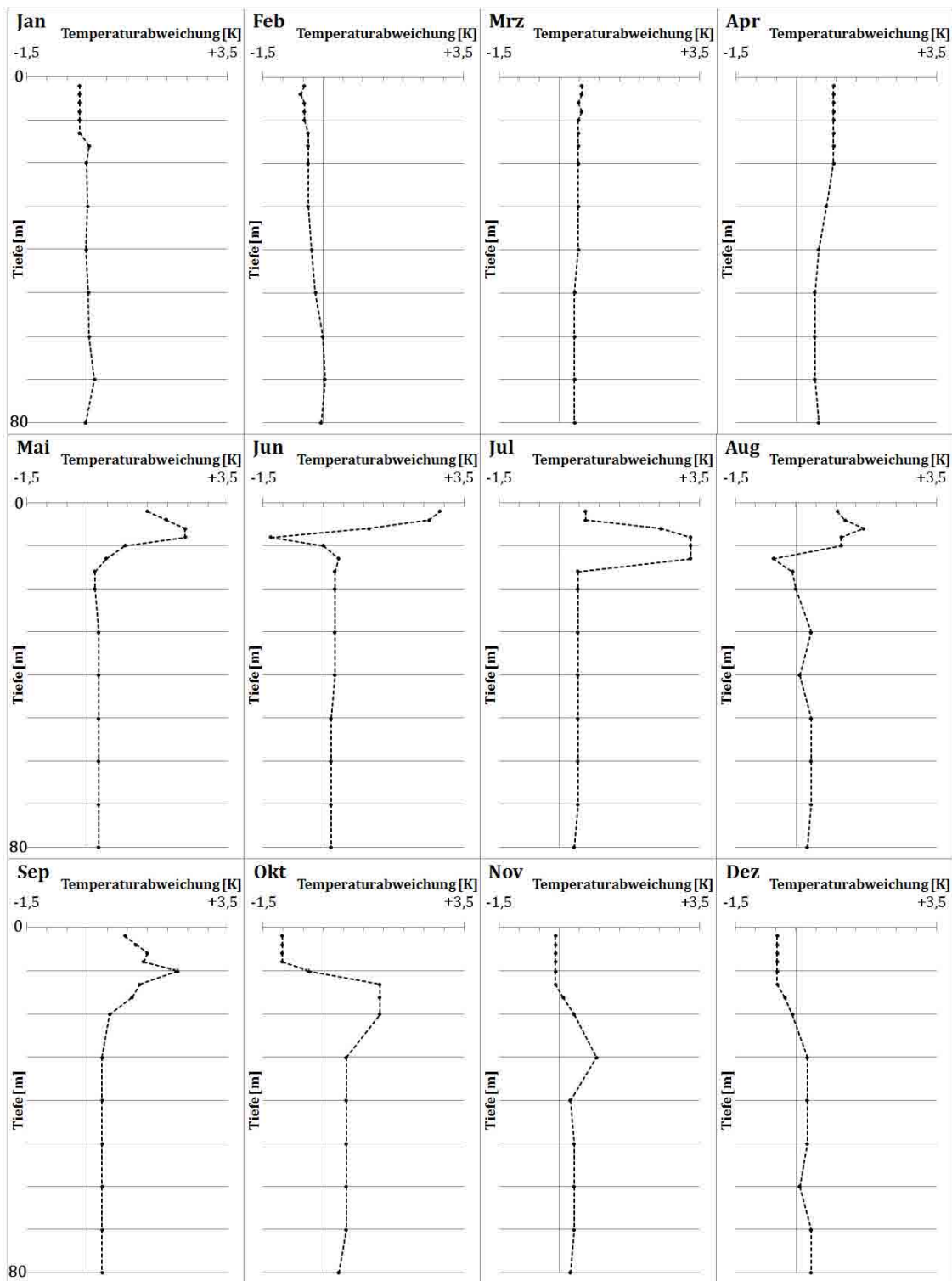


Abbildung 40: Veränderungen der Wassertemperatur über den Untersuchungszeitraum 1984-2010 in verschiedenen Tiefen (eigene Auswertung nach Daten des WWA).

Im März stellt sich neben der Homothermie zusätzlich noch die nahezu gleiche Verteilung der Wassertemperaturerhöhungen in den Tiefen ein. Dabei liegt sie zwischen  $+0,4$  und  $+0,6$  K für den Zeitraum 1984-2010.

Die Erwärmung verstärkt sich in den folgenden Monaten, vor allem in oberflächennahen Schichten des Ammersees. Der April weist von 0 bis 30 m im Vergleich zum Vormonat eine stärkere Erwärmung über den Zeitraum 1984-2010 auf, was auf eine verstärkte Energiezufuhr hinweist. Diese Aussage wird bestärkt durch die im Verhältnis zu März gleichbleibend erhöhte Temperatur in Tiefen zwischen 40 und 80 m.

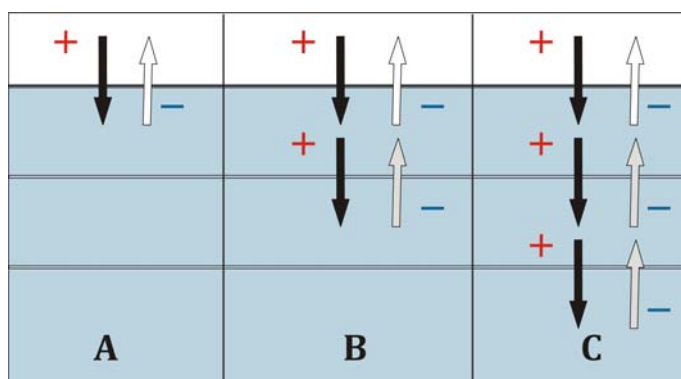


Abbildung 41: Modell zur Zirkulationsentwicklung eines Sees im Frühjahr (eigene Darstellung).

Ab Mai werden die Temperaturschwankungen bis zu einer Tiefe von 13 m inhomogener und gleichzeitig mit bis zu  $+2,5$  K sehr stark (vgl. Abbildung 40, S. 92). Der Temperaturzuwachs auf 6 und 8 m im Zeitraum 1984-2010 deutet auf ein früheres Einsetzen der Zirkulation hin, da erwärmtes oberflächliches Wasser früher in die Tiefen von 6 und 8 Meter gelangt (vgl. Abbildung 41 B, S. 93). Die Erhöhung der Wassertemperaturen in 10 und 13 Meter Tiefe sind ebenso auf die einsetzende Energieübertragung zurückzuführen (vgl. Abbildung 41 C, S. 93). Die Tiefen 20-80 m weisen mit  $+0,2$  bis  $+0,5$  K weniger erhöhte Temperaturen auf als noch im April. Auch dieses Verhalten lässt auf veränderte Zirkulationsvorgänge im oberflächennahen Seebereich schließen, die sich allerdings nicht bis in Tiefen unterhalb 20 m auswirken.

Im Juni und Juli sind vor allem die Tiefen 2 und 4 Meter mit  $+3$  und  $+2,7$  K deutlich

wärmer geworden, auch auf 6 m Tiefe ist eine Temperatur um  $+1,2 K$  festzustellen. Diese ist vor allem auf höheren externen Energieeintrag (Sonne, Wind, Strahlung) zurückzuführen. Die Abkühlung in 8 m Tiefe um  $-1,2 K$  deutet auf eine veränderte Zirkulation hin. Zum Verständnis wird Abbildung 41, S. 93, betrachtet. 1984 war auf 8 Meter Tiefe zu diesem Zeitpunkt eine erhöhte Wassertemperatur vorzufinden. Dabei gab es größtenteils Interaktionen zwischen Atmosphäre und oberflächennahen Wasserschichten (Abbildung 41 A, S. 93). Das Jahr 2010 zeigt errechnet niedrigere Temperaturen, was durch die zusätzliche Interaktion mit tiefer gelegenen Seeschichten (Abbildung 41 B und C, S. 93) erklärt werden kann, da durch die Zirkulation und Interaktion kälteres Wasser in oberflächennähere Tiefen transportiert wird.

Das oberflächlich gelegene, im Verhältnis zu 1984 stark erwärmte Wasser wird durch Zirkulationsprozesse in die Tiefen 8, 10 und 13 m transportiert. Auch diese Verlagerung des Zuwachses deutet stark auf früheres Eintreten der Zirkulation hin. Die Tiefen 10-80 m weisen mit  $+0,2 K$  kaum positive Veränderungen auf.

Im Juli verlagert sich die stärkste Temperaturzunahme auf 8, 10 und 13 m Tiefe ( $+3,3 K$ ). Ab 16 bis 80 m stellt sich die Erwärmung bis konstant  $+0,5 K$  ein.

Auch durch die Werte im August wird die Hypothese der Vormonate verstärkt, da wieder beim geringsten Wert des vormonatlichen Maximums (13 m) nun negative Temperaturentwicklung sichtbar wird.

Im September sind steigende Positivtrends bis in eine Tiefe von 10 m zu verzeichnen ( $+1$  bis  $+2,2 K$ ). Bis 30 m verringert sich der Trend bis auf  $+0,8 K$ . Auch in diesem Monat sind die Temperaturunterschiede zwischen Anfang und Ende des Untersuchungszeitraumes gering mit  $+0,4 K$ .

Der Oktober weist negative Temperaturentwicklungen am häufigsten auf, vor allem oberflächennah. Dies bedeutet einen Energieverlust im Seesystem. Die Ursachen können dabei zwei verschiedene sein:

Zum einen besteht die Möglichkeit, dass atmosphärische Veränderungen (Wind, Strahlung, Niederschlag) zu erhöhtem Energieverlust führen. Zum anderen kann die Sommerstagnation früher aufgehoben sein, wodurch zum einen kälteres hypolimnisches Wasser in geringere Tiefen bewegt wird, zum anderen Energie an die Atmosphäre abgegeben wird. Ein Zusammenspiel aus beiden ist zu vermuten, bei-

des als Antrieb und als Konsequenz.

Die Hypothese wird verstärkt durch höhere Temperaturzunahmen in den Tiefen 13, 16 und 20 m im Vergleich zum Vormonat. Dies deutet darauf hin, dass die Zirkulation schon bis in eine Tiefe von 20 m reicht, wo wärmeres Wasser vom gesamten laufenden hydrologischen Jahr die Schichten im Verhältnis zu 1984 erwärmt.

Im November ist die negative Temperaturentwicklung oberflächennah kaum auszumachen. Die Schichten der größeren Temperaturerhöhung verlagern sich von 13-20 m im Oktober auf 30 m Tiefe, was wiederum auf eine verfrühte Zirkulation hinweist. Die Abschwächung des Signals von +1,5 auf +1 K bestätigt dies. Eine mögliche Erklärung ist, dass es sich schon weiter mit kälterem (tieferem) Wasser vermischt hat (wie in der Zirkulation üblich, siehe Abbildung 41 C, S. 93).

Die oberflächennahe Abkühlung des Wassers im Bezug auf 1984 kann sowohl im November als auch im Dezember durch die fortgeschrittene Zirkulation und/ oder durch veränderte atmosphärische Verhältnisse (Lufttemperatur, Wind, Strahlung) erklärt werden.

Im Dezember liegt die Abkühlung zwischen 2 und 13 m konstant bei -0,5 K und verringert sich in 16 m und 20 m auf -0,3/ -0,1 K. Die Tiefen unterhalb zeigen einen leicht positiv schwankenden Trend zwischen +0,1 und +0,4 K.

Im Januar bleiben die negativen Temperaturtrends oberflächennah. Allerdings lässt sich ab 16 m Tiefe keine Temperaturveränderung nachweisen. Dies bedeutet, dass der See nicht bis in tiefere Schichten abkühlt sondern die im Vergleich zum Jahr 1984 verhältnismäßig kälteren Schichten oberflächennah verweilen. Der leichte Positivtrend in 70 m Tiefe kann als das Signal des Vorjahres (des gleichen hydrologischen Jahres) als Summe der Temperaturerhöhungen des ganzen Jahres interpretiert werden. Hierbei wird sichtbar, dass sich diese nach dem Winter nahezu amortisiert haben.

Der Februar weist bis in eine Tiefe von 50 m einen deutlichen Temperaturabfall um -0,5 K auf. Dieser lässt sich als fortgeführte Zirkulation interpretieren, da der See durch früheren Beginn der Herbstzirkulation (= Energieverlust) mehr Zeit hat Energie zu verlieren. Die Tiefen 60-80 m zeigen auch in diesem Monat wiederum nahezu keine nachweisbaren Veränderungen.

#### 5.2.2.4 Zusammenfassung der Ergebnisse zur Wassertemperatur

Im Bereich des Epi- und Metalimnions ist eine negative Temperaturentwicklung im Oktober, Dezember, Januar und Februar feststellbar. In diesem Bereich finden im März, April, Mai, Juni, Juli, August und September positive Temperaturentwicklung statt. Im November stagnieren die Temperaturen. Im hypolimnischen Wasser sind im Gesamten keine Temperaturveränderungen nachweisbar. Die detaillierte monatliche Analyse zeigt positive Temperaturentwicklung von März bis Dezember mit schwankenden Werten und stagnierende Temperatur im Januar und Februar.

Insgesamt gilt, dass oberflächennahe Schichten in strahlungsintensiven Monaten im Vergleich 1984 zu 2010 höhere Temperaturen aufweisen, die sich allerdings in der Betrachtung des Gesamtsystems von Beginn der Frühjahrszirkulation bis Ende der Winterstagnation im See wieder aufheben, und der Ammersee somit langfristig gesehen kein klimatisches Gedächtnis aufweist.

### 5.2.3 Entwicklung des Wärmeinhaltes

#### 5.2.3.1 Berechnungen zum Wärmeinhalt

Folgende unterschiedliche Methoden zur Wärmeinhaltsberechnung wurden angewandt:

- Die Integralmethode ( $WI_{Integral}$ ), die genauer in Kapitel 3.3 vorgestellt wurde.
- Berechnung mit LIMNOX ( $WI_{LIMNOX}$ ), die bereits von AMBROSETTI und BARBANTI (2006) sowie ROSSI et al. (2005) ihre Anwendung gefunden hat (vgl. Kapitel 3.3).
- Die Methode des Mehrfachen der mittleren Wassertemperatur in der Wassersäule ( $WI_{wc*\delta}$ ), die mittels empirischer Versuche erstellt wurde.

Dabei basieren alle berechneten Werte zum Wärmeinhalt auf der gleichen Methode wie die jeweilige Berechnung der Durchschnittstemperatur des Sees. Der Vergleich der Werte für die Mitteltemperatur des Sees [ $^{\circ}\text{C}$ ] mit den Werten für den Wärmeinhalt [J] ergibt, dass der Wärmeinhalt über die Multiplikation der mittleren Seetemperatur mit einem empirischen Wert berechnet werden kann:

$$WI_{wc*\delta} = \frac{\delta}{n} \sum_{i=1}^n t_i \frac{t_1 + t_2 + \dots + t_n}{n} [J] \quad (5.10)$$

eigene Formel abgeleitet von arithmetischem Mittel, mit

$W$  =Wärmeinhalt [ $J$ ],  $n$  = Anzahl der Messtiefen,  $t$  = Wassertemperatur [ $^{\circ}C$ ],  
 $\delta = 6,8 * 10^3 [J]$  (empirischer Wert).

Die Formel basiert auf der Berechnung der mittleren Seetemperatur  $t_{wc}$ , multipliziert mit einem empirischen Wert, der nur für den Ammersee gültig ist. Bei der Prüfung der Formel am Pilsensee erweist sich der empirische Wert als unbrauchbar, da er andere bathymetrische Verhältnisse und andere limno-physikalische Voraussetzungen aufweist. Zudem liegen die Messwerte in einer anderen räumlichen Auflösung vor.

Bei Anwendung von  $t_m$  in der Formel (auf den Ammersee) werden im Bezug auf berechnete Werte über LIMNOX sowohl im Winter als auch im Sommer zu niedrige Wärmeinhalt erreicht, daher findet in dieser Formel die Größe  $t_{wc}$  seine Anwendung.

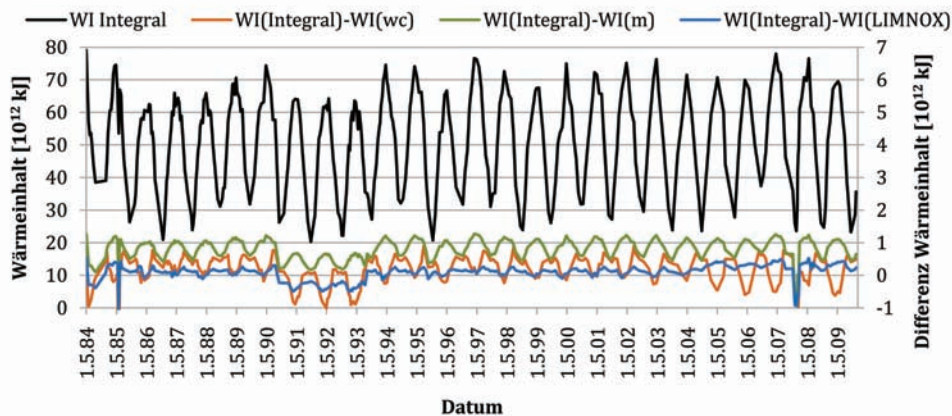


Abbildung 42: Vergleich berechneter Wärmeinhaltswerte für den Ammersee im Jahresverlauf für den Zeitraum Mai 1984 bis Mai 2010 (eigene Darstellung nach Daten des WWA, Limnox und Lago).

Im Vergleich zu den berechneten Werten aus LIMNOX werden stärkere Extreme im Sommer wie auch im Winter erreicht (vgl. Abbildung 42, S. 97). Ab dem Jahr 2005 verstärkt sich diese Tendenz. Für  $WI_{Integral}$  und  $WI_{LIMNOX}$  werden über den gesamten Untersuchungszeitraum sehr ähnliche Werte errechnet. Eine Ausnahme



bildet jedoch auch hier die Zeitspanne 2005-2010. Vermutlich liegt die Begründung hierfür in der der höheren räumlichen Datenaufösung im Epi- und Metalimnion, wodurch die oberflächennahen wärmeren Wasserschichten stärker in der Durchschnittstemperatur gewichtet werden.

Wie in Abbildung 42, S. 97 und 43, S. 98 dargestellt, liegen die Werte des über  $T_{wc} * \delta$  berechneten Wärmeinhaltes in den Monaten Januar bis April sowie Oktober bis Dezember leicht unter jenen des über die Integralmethode und LIMNOX berechneten. Zwischen Mai und September ist Gegenteiliges zu beobachten. In der Summe der Differenzen im Jahr 1996 ergibt sich eine Abweichung von  $+4,5 * 10^{12} kJ$  verglichen mit den integriert berechneten Werten. Die Mittelwerte liegen bei  $49,30 * 10^{12} kJ(WI_{Integral})$  bzw.  $49,64 * 10^{12} kJ(WI_{wc} * \delta)$ .

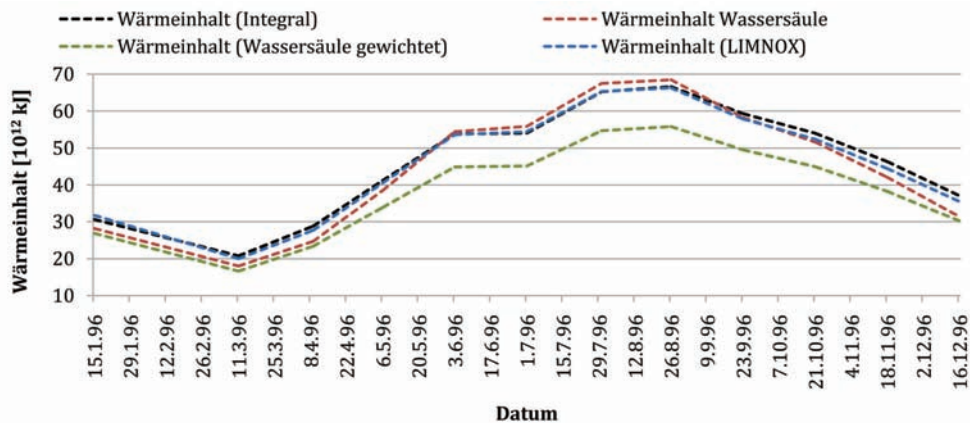


Abbildung 43: Vergleich berechneter Wärmeinhaltswerte für den Ammersee (Jahr 1996) (eigene Darstellung nach Daten des WWA, Limnox und Lago).

Die in Abbildung 43 vorgestellten Ergebnisse wiederholen sich durchgehend in allen Jahren des Untersuchungszeitraumes 1984-2010.

Das vorgestellte Verfahren bietet eine einfache Methode zur Berechnung des Wärmeinhalts über die mittlere Temperatur der Wassersäule über dem tiefsten Punkt. Im Gegensatz zu der Integralmethode wird weder die Bathymetrie noch die Dichteverteilung im See berücksichtigt, wodurch eine Aufsummierung von Fehlern vermieden wird. Trotzdem nutzt diese Methode einzig die vorhandenen Messwerte zur Berechnung des Wärmeinhaltes und lässt somit keine detaillierten Aussagen über den Jahresverlauf zu. Zudem ist der Fehler zwischen den Messzeitpunkten hoch.

Daher wird in Kapitel 5.3 versucht, über die Modellierung mit dem eindimensionalen Wärmeinhaltsmodell FLake die Zeitspannen zwischen den Messterminen mit berechneten Werten zu ergänzen.

### 5.2.3.2 Ergebnisse der Untersuchungen

Wie die oben aufgeführten Untersuchungen gezeigt haben, ist im Ammersee keine Speicherung von Wärme über mehrere Jahre nachzuweisen. Im hydrologischen Winterhalbjahr (außer im März) ergaben sich Positiv- sowie Negativtrends in Abhängigkeit von der Tiefe, wobei negative Temperaturentwicklung nur bis in Tiefen von 20 Meter auftritt. Eine Ausnahme bildet dabei der Monat Februar, wobei kältere Temperaturen bis in eine Tiefe von 60 Meter erreicht werden (vgl. Abbildung 40, S. 92). Nach den Ergebnissen aus Kapitel 5.2.2.2 stellt sich die Frage, ob die wenigen Wintermonate mit oberflächennahen Negativtrends tatsächlich ausreichen, um die positiven Temperatur-Effekte des ganzen Jahres zu puffern und deshalb bei der Gesamtbetrachtung keine Erwärmung nachweisbar ist. Als mögliche Ursache wird hier eine Zirkulationsveränderung im See gesehen, die aus verändertem Wärmeinhalt und daraus resultierenden Schichtungsstabilitätsveränderungen folgt. Daher werden der Wärmeinhalt und die Schichtungsstabilität genau analysiert.

Zur genaueren Untersuchung des Wärmeinhaltes im Jahresverlauf wird der Seekörper in zwei Bereiche unterteilt. Der oberflächennahe Teil, bestehend aus Epi- und, je nach Jahreszeit, auch Metalimnion, stellt den Einflussbereich der kurzfristigen starken Schwankungen des Wärmeinhaltes dar (LIVINGSTONE 2001), wohingegen der tiefe Bereich vergleichsweise geringen tages- und jahreszeitlichen Veränderungen unterliegt (AMBROSETTI & BARBANTI 1999, HOLLAN 2001). Die maximale Tiefe des Metalimnions wird im Ammersee während des gesamten Untersuchungszeitraumes bei 16 m unter der Wasseroberfläche erreicht. Aufgrund vorhandener Messlücken zwischen 16 und 20 m Tiefe kann eine genaue Abgrenzung der Thermokline zum Hypolimnion nicht vorgenommen werden. Um allerdings die kurzfristigen Wärmeinhaltsveränderungen des oberflächlichen Bereiches für den tiefen Seekörperbereich auszuklammern, wird die Teilung bei einer Tiefe von 17 m vorge-

nommen (RIPPL et al. 2009).

Über die Bestimmung des Gesamtwärmeinhaltes des Ammersees wird ein erster Eindruck über die mittlere Menge sowie dessen Änderungen in der Jahresbilanz gewonnen.

### 5.2.3.3 Verlauf der Jahresmittelwerte im Zeitraum 1986-2009

Bezüglich des mittleren Jahreswärmeinhaltes des Ammersees zeigt sich, dass über den Zeitraum 1986-2009 im Mittel eine leichte Veränderung von +1% zu verzeichnen ist. Je nach meteorologischen Einflüssen (DOKULIL et al. 2006) ergibt sich im Vergleich zum Vorjahr eine Schwankungsbreite zwischen  $-7,1 * 10^{12}$  (1995/96) und  $+13,8 * 10^{12} kJ$  (1996/97). Dieser Einbruch (95/96) bzw. Anstieg (96/97) ist auch bei dem Lufttemperaturverlauf Raisting erkennbar (vgl. Abbildung 35, S. 82).

Der Verlauf des durchschnittlichen Wärmeinhaltes verfolgt demnach einen schwankenden Trend. Von 1986 bis 1990 steigen die Werte. Von 1995 auf 1996 verliert der Wasserkörper 14% seines Wärmeinhaltes, sinkt auf einen Wert von  $46 * 10^{12} kJ$  im Jahresdurchschnitt und erreicht dadurch sein absolutes Minimum in der Zeitreihe. Das folgende spontane Maximum wird im Jahr 1997 erreicht, woraufhin der Wärmeinhalt bis zum Jahr 1999 sinkt. In den folgenden Jahren bis 2006 ist wieder ein positiver Trend zu erkennen mit dem Maximum der Zeitreihe im Jahr 2007. Die Werte der Jahre 2008 und 2009 liegen mit  $50,9 * 10^{12}$  und  $49,6 * 10^{12} kJ$  unter den seit 2005 auftretenden Werten. (RIPPL et al. 2009)

### 5.2.3.4 Monatsweise Betrachtung der Wärmeinhaltsveränderung

Wärmeinhaltsveränderungen im Ammersee wurden für den Zeitraum 1986-2006 festgestellt (RIPPL et al. 2009). Dabei blieben die Monate September bis einschließlich Dezember sowie Februar, März und Juni ohne signifikante Veränderungen mit Werten unter  $\pm -5\%$ . Die Monate April, Mai, Juli und August zeigen einen unterschiedlich stark ausgeprägten Positivtrend über  $\pm -5\%$ . Unter Einbeziehung der Daten bis April 2010 verstärken sich die Trends in den Monaten März bis Oktober. Allerdings ist kein klarer Trend in den strahlungsarmen Monaten sichtbar (vgl. Abbildung 44, S. 101).

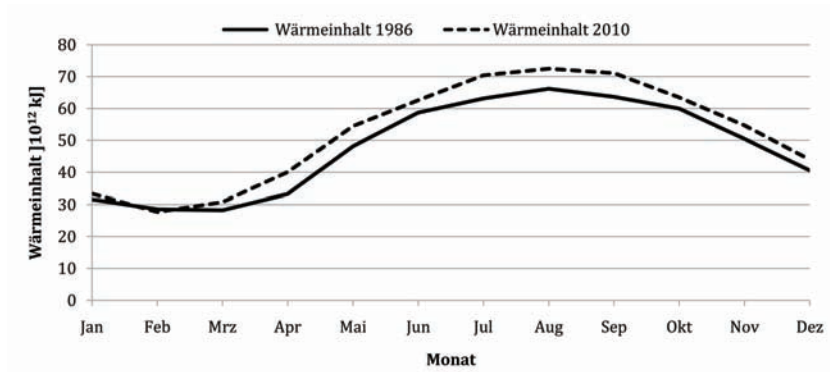


Abbildung 44: Geglätteter, berechneter Jahresverlauf des Wärmeinhalt im Ammersee für die Jahre 1986 (schwarze Linie) und 2010 (gestrichelte Linie) (eigene Darstellung nach Daten des WWA und Lago).

### 5.2.3.5 Jährlicher Wärmeinhaltsverlauf von Epi-, Meta- und Hypolimnion

Im Gegensatz zu den Werten des gesamten Wärmeinhalt werden durch die in epi-, meta- und hypolimnisch getrennten Wärmeinhalt Aussagen über die Verteilung der Energie im Seekörper möglich.

Der epi- und metalimnische Anteil des Wärmeinhalt des Ammersees verfolgt während des Jahres die Form einer Parabel mit Minimalwert im späten Winter und Maximalwert im Sommer. Der Zeitpunkt der Minima und Maxima verschiebt sich unregelmäßig während des Untersuchungszeitraumes zwischen Januar und März bzw. Juli und September. Die Maximalwerte liegen zwischen  $39 + 10^{12} kJ$  (1986) und  $51 * 10^{12} kJ$  (2003) bei leicht steigender Tendenz. Die Minimalwerte stellen sich zwischen Januar und März ein und liegen zwischen  $13 * 10^{12} kJ$  (1987, 1996) und  $19 * 10^{12} kJ$  (2001), mit ebenfalls leicht steigender Tendenz. Das Jahresmaximum des oberflächlichen Seebereiches spiegelt den Zeitpunkt der stabilsten Schichtung während der Sommerstagnation wider, während der Maximalwert im unteren Bereich erst durch die Herbstzirkulation und den damit verbundenen Transport der Wärmeenergie verbunden ist. Demgegenüber stehen die Minimalwerte der beiden Teile des Seekörpers. Während der oberflächlich kleinste Wert bei am stärksten ausgeprägter Schichtung durch die Winterstagnation erreicht wird, werden durch Einsetzen der Frühjahrszirkulation kältere Wassermassen in die Tiefe verfrachtet.

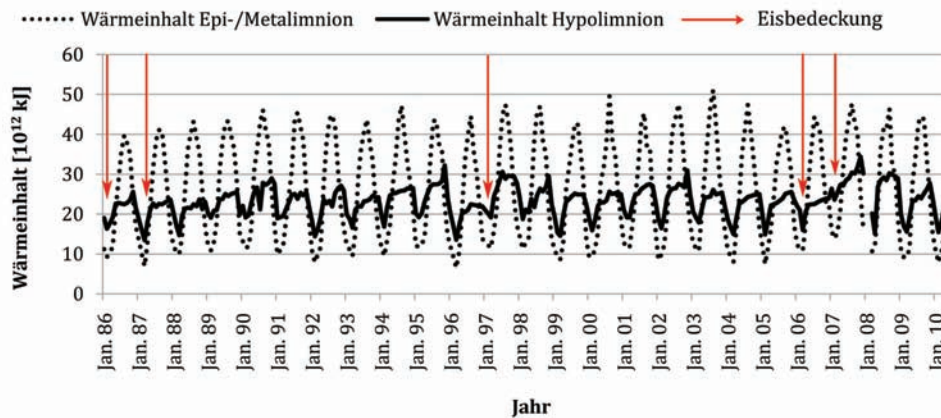


Abbildung 45: Jahresverlauf des epi- und metalimnische sowie hypolimnischen Wärmeinhalt im Ammersee 1986 bis 2010 sowie Jahre mit Eisbedeckung auf dem Ammersee (eigene Auswertungen nach Daten des WWA und Lago sowie BÜCHE unveröffentlicht).

Der Bereich des Seekörpers im Hypolimnion verfolgt einen anderen Verlauf. Während das Minimum in allen Jahren zeitgleich dessen des oberen Seekörpers erreicht wird, findet der Anstieg des Wärmeinhalts in den Jahren 1986-2010 bis November bzw. Dezember statt. Ab 1997 verlagert sich der Zeitpunkt des Maximalwertes auf die Monate August bis November. Bis zum Monat April findet ein starker Anstieg von mindestens  $3 \cdot 10^{12} kJ$  pro Monat statt. In den Jahren 1995, 1998 und 1999 sowie 2002 bis 2004 hält diese Periode der hohen Energiegewinnung sogar bis Mai an. Der weitere Zuwachs des Wärmeinhaltes verlangsamt sich bis zum Erreichen des Maximalwertes. In einigen Jahren zeichnet sich eine Stagnation oder gar Verringerung der Werte ab (z.B. 1986), bis nach einem erneut kurzen, starken Anstieg der Maximalwert erreicht wird. Vor allem die Zeiträume Juli/August 1990 ( $+6,6 \cdot 10^{12} kJ$ ) sowie Oktober/November der Jahre 1995 ( $+3,9 \cdot 10^{12} kJ$ ) und 2002 ( $+4,2 \cdot 10^{12} kJ$ ) sind hierbei als nennenswert anzusehen.

Im Gegensatz zu dem epi- und metalimnischen Anteil zeigt sich im Hypolimnion eine energetische Speicherwirkung des Wasserkörpers. 1986-1990 findet von Jahr zu Jahr eine Erhöhung der Werte statt, welche von MC COMBIE (1959) als säbelzahnförmig bezeichnet wird. Im Folgejahr werden nur niedrigere Werte erzielt, wobei vor allem der Wärmeinhalt im Winter deutlich unter den Werten des Vorjahres liegt. Ähnlicher treppenhafter Aufbau des Wärmeinhaltes zeigt sich in der Periode 1992-1995, wo-

rauf ein Jahr mit durchgehend niedrigen Werten folgt. Durch diesen sehr extremen Energieverlust zum Jahr 1996 ist bis zum Jahr 1999 keine einheitliche Entwicklung erkennbar. Die energiespeichernde Wirkung zeigt sich jedoch wieder in den Jahren 1999-2002. Nach dem Energieverlust zum Jahr 2003 ist kein Zuwachs des Wärmeinhaltes zu verzeichnen bis 2006.

Sehr auffällig ist das Verhalten des Wärmeinhaltes im Winter 2007/08. Hier entsteht das einzige Mal in der Zeitreihe kein ausgeprägtes Minimum. Dies kann auf die gleichzeitige Ausbildung einer geschlossenen Eisdecke auf dem Ammersee zurückzuführen sein, die den Energieaustausch zwischen Atmosphäre und Wasser erschwert (vgl. Abbildung 45, S. 102). In den übrigen Jahren mit geschlossener Eisdecke (1986, 1987, 1997, 2006) kann das Phänomen nicht in diesem Ausmaß nachvollzogen werden, was eventuell darüber zu begründen ist, dass in den Jahren die Eisdecke erst jeweils Mitte Januar oder Anfang Februar ausgeprägt war, und nicht wie im Winter 2007/08 schon im Dezember. Demnach stellt der Winter 2007/08 eine Besonderheit in der Zeitreihe dar. Die Betrachtung der Temperaturwerte für 2007/08 zeigt, dass vollkommene Homothermie im See vorlag, was für ein holomiktisches Verhalten spricht (vgl. Abbildung 37, S. 85). Trotzdem liegen die Temperaturen weit über denen der Vorjahre. Aus der weniger starken Abkühlung resultieren im Folgejahr die erhöhten hypolimnischen Wärmeinhaltswerte, aus denen das Signal des Vorjahres noch sehr gut kenntlich ist. Im folgenden Winter 2008/09 findet ein erneut großer Energieverlust im Hypolimnion statt, wodurch das Vorjahressignal völlig ausgelöscht wird. Zwar werden im Jahr 2008 wiederum verhältnismäßig hohe hypolimnische Werte erreicht, die allerdings im Jahr 2009 keine Abweichungen zu den frühen Vorjahren zeigen.

Die maximalen Extremwerte in beiden Seebereichen nehmen im Verlauf des Untersuchungszeitraumes höhere Werte an. Die Entwicklung der Minimalwerte zeigt in beiden Bereichen keine signifikante Veränderung im Betrachtungszeitraum 1986-2006, demnach wächst auch die Amplitude der Extremwerte pro Jahr, sowohl im Bereich des oberen als auch des unteren Seekörpers. Die Maxima des Seekörpers im Epi- und Metalimnion zeigen keinen direkten Einfluss auf die Werte des unteren Bereiches. Beispielhaft hierfür sind die Jahre 1996, 2000 und 2004 zu nennen.

In diesen Jahren sind hohe Maximalwerte zu verzeichnen, der Wärmeinhaltsverlauf des unteren Seekörpers weist jedoch niedrigere Maximalwerte als im Vorjahr auf. Zwar zeigt sich in diesen Jahren im folgenden Winter ein Anstieg der Minimalwerte, jedoch wird diese Regelmäßigkeit 2003/04 unterbrochen. Gleichzeitig verursacht ein starker Verlust des Wärmeinhaltes im Hypolimnion nicht zwingend niedrigere Werte im Folgejahr. Beispielgebend wird das Jahr 1992 genannt, das durch ein starkes Minimum auffällt. Trotzdem ist dort im darauffolgenden Jahr ein stärkerer Anstieg des Wärmeinhaltes im Vergleich zum Vorjahr zu verzeichnen.

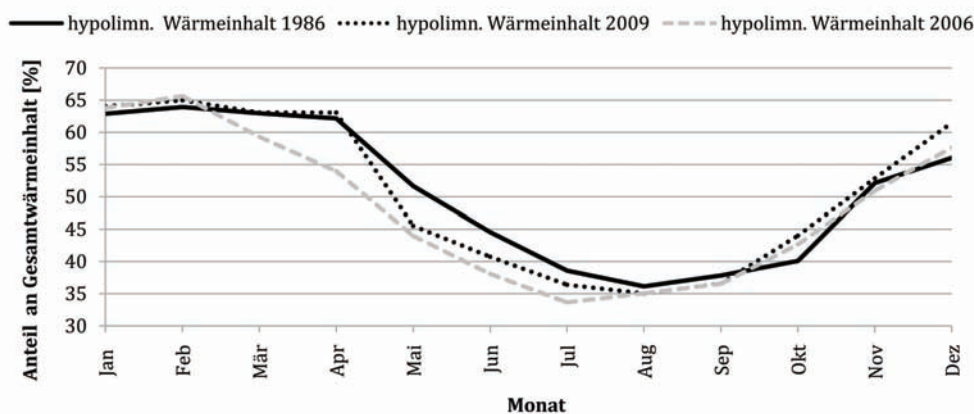


Abbildung 46: Prozentualer Anteil des hypolimnischen Wärmeinhaltes am Gesamtwärmeinhalt des Ammersees der Jahre 1986 und 2009 (eigene Darstellung nach Daten des Wasserwirtschaftsamts Weilheim und Lago).

Die Trendanalyse von Epi- und Metalimnion zeigt, dass im Zeitraum 1986-2009 während März bis einschließlich September ein Zuwachs an Energie im Ammersee zu verzeichnen ist. Von Oktober bis Februar dagegen verliert der Wasserkörper jedoch im Vergleich 1986 zu 2009 an Wärmeinhalt. Demgegenüber steht die gänzlich positive Trendentwicklung im Bereich des Hypolimnions bis 2006. RIPPL et al. (2009) beschreiben demnach eine Erhöhung des prozentualen Anteils des hypolimnischen Wärmeinhaltes zum Gesamtwärmeinhalt, zudem das Einnehmen von mehr als 50 % des Wärmeinhaltes im epi- und metalimnischen Bereich zu einem früheren Zeitpunkt im Jahr 2006. Diese Beobachtungen werden in den Jahren 2008 und 2009 nicht gemacht (vgl. Abbildung 46), dies deutet darauf hin, dass der Wärmehaushalt des Ammersees von Jahr zu Jahr sehr stark schwankt.

### 5.2.3.6 Zusammenfassung der Ergebnisse zum Wärmeinhalt

Die meta- und epilimnischen Jahresmaxima des Wärmeinhaltes erhöhen sich während der Untersuchungsspanne, was schon aus den Auswertungen der Wassertemperaturen hervorging (vgl. Kapitel 5.2.2.2). Hypolimnische Trends der Maximal- und Minimalwerte sind allerdings nicht nachweisbar. Im Bereich von Epilimnion und Metalimnion ist in den Monaten März bis September ein Energiezuwachs zu verzeichnen. Demgegenüber verringert sich in diesem Bereich über den Untersuchungszeitraum die Energie in den Monaten Oktober bis Februar. Auch wenn sich der Ammersee in einem Jahr nicht auf wie bisher typischerweise  $4,6\text{ °C}$  abkühlt, folgt zunächst im kommenden Jahr ein erhöhter Wärmeinhalt, allerdings wird das Signal nicht zwingend über mehrere Jahre fortgeführt, wie die Jahre 2007 und Folgende gezeigt haben. Trotz erhöhter Temperatur zirkuliert der Wasserkörper voll, das heißt die thermische Schichtung wird trotz der erhöhten Wassertemperatur durch externe Arbeit (vgl. Kapitel 5.2.5) überwunden. Die Erhöhung des Wärmeinhaltswertes von einem Jahr auf das andere ist nicht immer auf eine Eisbedeckung am Ammersee zurückzuführen.

### 5.2.4 Thermokline

Die Sprungschicht oder Thermokline wird definiert als Bereich in einem See, in dem die Abkühlung pro zunehmendem Tiefenmeter mindestens  $-1\text{ K}$  beträgt. Da, wie in Kapitel 3 dargestellt, die Temperaturprofilmessungen nicht hochaufgelöst vorliegen ( $> 1\text{ m}$ ), kann nur eine grobe Aussage über den metalimnischen Bereich getroffen werden. Zur Berechnung werden die Temperaturdifferenzen mit der Tiefendifferenz ins Verhältnis gesetzt. Wenn dabei das Ergebnis ( $1\text{ K}$ ), dann ist im Zwischenbereich eine Sprungschicht ausgebildet.

Abbildung 47, S. 106 zeigt die Ausprägung der Thermokline für die Jahre 1984 bis 2009 an den jeweiligen Messtagen als Näherung. Die Ausbildung beginnt und endet jährlich mit dem hydrologischen Sommerhalbjahr. Wie in der Abbildung ebenso erkennbar ist, liegen für den Zeitraum 2004-2006 wenige Profilmessungen vor, weshalb die Bildung von Jahresmittelwerten für diesen Zeitraum nicht sinnvoll ist. Daher werden diese Jahre für die Trendberechnung weniger stark gewichtet.



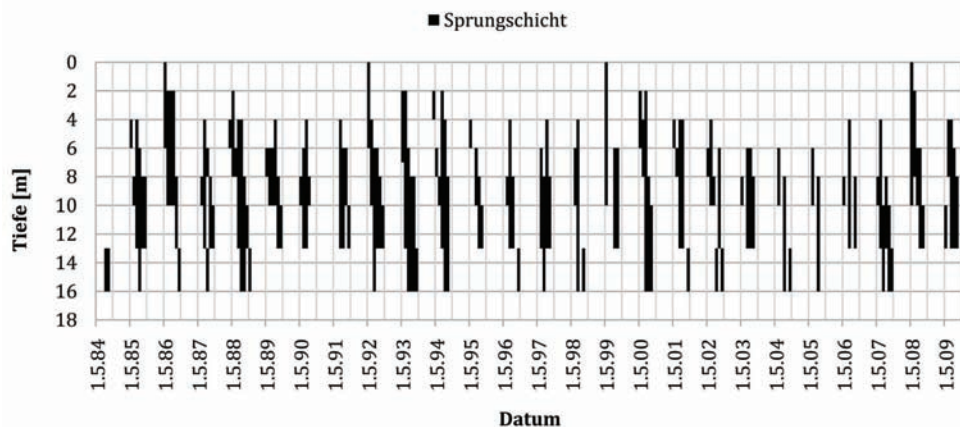


Abbildung 47: Darstellung des Sprungschichtverlaufes 1984-2010 (eigene Darstellung nach Daten des WWA Lago).

#### 5.2.4.1 Tiefe

Der Beginn der Sprungschichtausbildung liegt Mitte Mai. Im weiteren Jahresverlauf verlagert sich nun das Metalimnion in größere Tiefen (vgl. Abbildung 47, S. 106 und Abbildung 48, S. 107). Diese Entwicklung setzt sich bis Mitte/Ende Oktober fort, bis sich die Sprungschicht, ausgehend von den oberflächennahen Wasserschichten, aufzulösen beginnt, bis der gesamte Wasserkörper durchmischt ist.

Die monatliche Betrachtung der Metalimnionstiefe zeigt, dass sich im Laufe der Jahre in einigen Monaten Veränderungen ergeben haben. Die maximale Tiefe des Metalimnions hat sich in allen Monaten (Mai bis Oktober) in größere Tiefen verlagert. Dagegen folgt die minimale Tiefe in den einzelnen Monaten unterschiedlichen Entwicklungen. In zwei der sechs Monate (August und September) ist keine Änderung nachweisbar, hingegen im Mai, Juli und Oktober das Metalimnion bereits in größere Tiefen verlagert ist. Einzig im Juni ist das Metalimnion weiter an der Oberfläche ausgebildet. Das unregelmäßige Verschwinden der Thermokline während einer Stagnationsphase ist auf die geringe räumliche Auflösung der Daten von 2-3 m zurückzuführen. Die Sprungschicht kann im Laufe der Entwicklung teilweise Mächtigkeiten geringer als 2 m einnehmen, die dadurch möglicherweise nicht mehr erkannt wird.

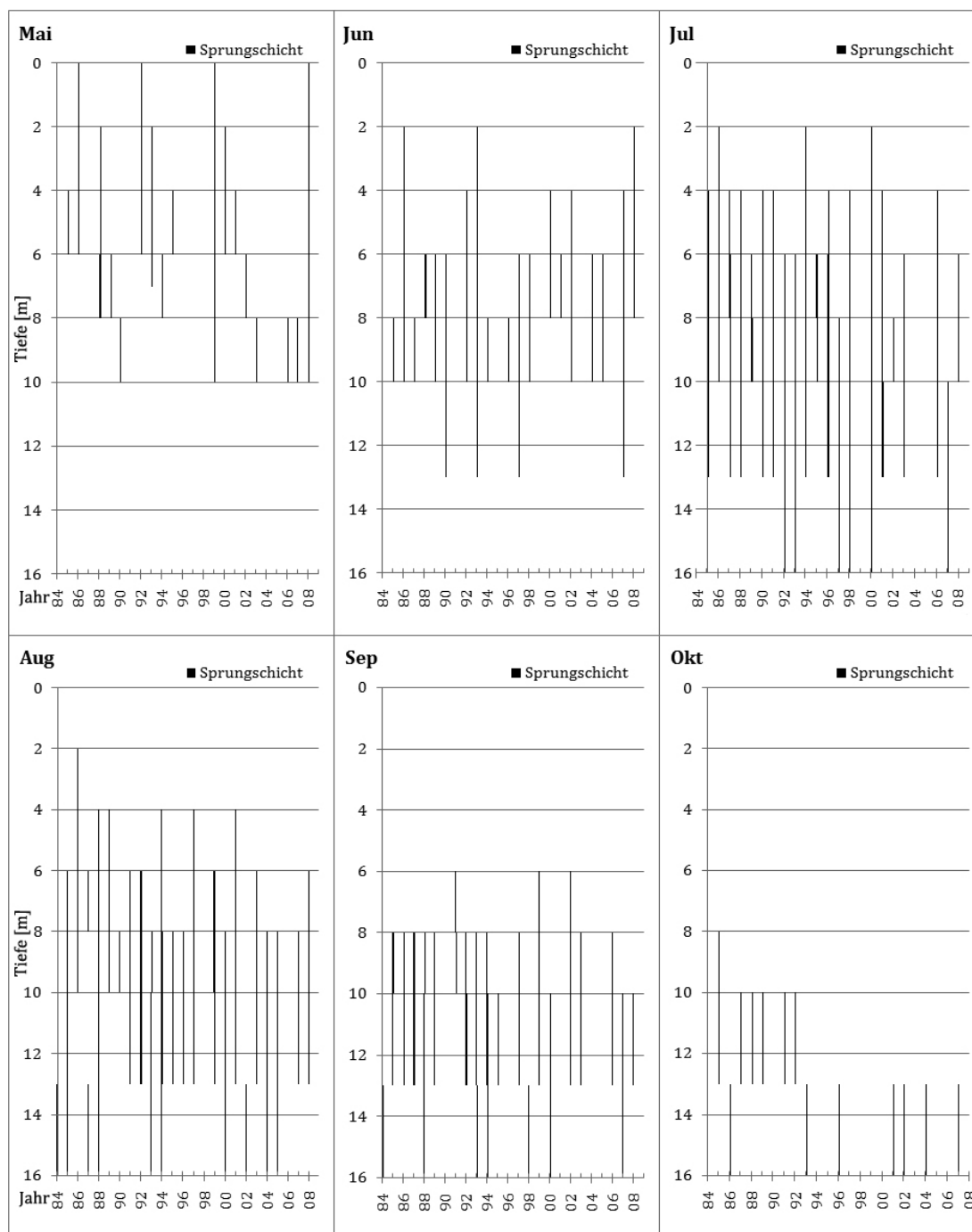


Abbildung 48: Darstellung des monatsweisen Sprungschichtverlaufes 1984-2009 (eigene Darstellung nach Daten des WWA und Lago).

Der genaue Zeitpunkt der Bildung sowie der Auflösung des Metalimnions kann aufgrund der geringen zeitlichen und räumlichen Auflösung der Messwerte der Jahre 1984-2009 nicht festgelegt werden. Eine etwaige zeitliche Einordnung wird über die Balken in Abbildung 48, S. 107 gegeben. Sowohl die Länge als auch Beginn und Zeit-

punkt der Auflösung sind variabel. Durchschnittlich hält die stabile Schichtung des Sees zwischen drei und fünf Monate an. Ausnahmen sind die Jahre 1988 mit sechs Monaten. Zu begründen ist dies über die im Jahr 1988 vorherrschenden klimatischen Bedingungen mit spät einsetzenden Herbstwinden und hohen Herbsttemperaturen (vgl. Kapitel 5.1.1.1).

Die komplette Durchmischung des Sees findet von 1986-1993 verstärkt ab dem Monat Oktober statt. In den Jahren 1994-2006 verschiebt sich dieser Vorgang weitgehend in den Monat September. Daraus wird sichtbar, dass sich in vier von sechs Monaten die Mächtigkeit des Metalimnions ausgedehnt hat. Nur in zwei Monaten (Mai, Oktober) ist durch die Verringerung der Mächtigkeit Gegenteiliges zu beobachten.

Tabelle 14: Berechnete Tiefentrends der Sprungschicht im Zeitraum 1984-2010 (eigene Darstellung nach Daten des WWA und Lago).

Monat	Mai	Juni	Juli	Aug	Sept	Okt
Minimale Tiefe 1986 [m]	2,5	6,0	5,0	7,5	8,5	10,0
Minimale Tiefe 2010 [m]	6,0	4,0	6,5	7,5	8,5	13,0
Maximale Tiefe 1986 [m]	6,0	9,0	11,0	12,0	12,5	14,0
Maximale Tiefe 2010 [m]	9,0	10,0	14,0	14,0	14,0	16,0

#### 5.2.4.2 Temperatur

Die Temperatur der Thermokline wird benötigt, um Aussagen über die Schichtungsstabilität (*Schmidt-Stabilität*, vgl. Kapitel 5.2.5) eines Sees zu treffen. Je größer die Temperaturdifferenz zwischen aneinandergrenzenden Tiefen ist, desto stabiler ist der See geschichtet. Die in den vorangehenden Abschnitten festgestellten Temperaturerhöhungen im epi- und metalimnischen Seebereich lassen eine Veränderung der Schichtungsstabilität vermuten. Daher werden die Temperaturen in diesem Bereich näher untersucht.

Für die Analyse der Temperaturamplituden pro Jahr innerhalb der Thermokline wurden minimale und maximale Temperaturwerte der jeweils höchsten oberen und tiefst gelegenen unteren Grenzschicht betrachtet. Zur Trendberechnung wurden monatliche Trends von Temperaturdifferenzen zweier aneinander grenzender Seeschichten berechnet, die sich auf den Zeitraum 1984-2010 beziehen.

Während 1994 die thermoklinische Jahrestemperaturamplitude bei 18,2  $K$  liegt, werden im Jahr 1997 nur Unterschiede von 9,9  $K$  erreicht. Die mittlere Jahresamplitude bewegt sich um 12,8  $K$ . Seit 1989 ist eine Erhöhung der Temperaturamplitude festzustellen.

Tabelle 15: Trends der Temperaturdifferenzen [K] pro Meter innerhalb der Sprungschicht im Zeitraum 1984-2010 (eigene Darstellung nach Daten des WWA und Lago).

Monat	Mai [K]	Juni [K]	Juli [K]	Aug [K]	Sept [K]	Okt [K]
Trend 0/2 m	-0,65	k.A.	k.A.	k.A.	k.A.	$\pm 0$
Trend 2/4 m	k.A.	+0,65	+1,26	k.A.	k.A.	k.A.
Trend 4/6 m	k.A.	$\pm 0$	$\pm 0$	+0,70	k.A.	k.A.
Trend 6/8 m	k.A.	+0,70	+0,65	+0,65	k.A.	k.A.
Trend 8/10 m	k.A.	-0,55	+0,48	-0,48	$\pm 0$	k.A.
Trend 10/13 m	k.A.	$\pm 0$	$\pm 0$	-0,25	$\pm 0$	-0,86

Auch bei Betrachtung der Amplituden pro Tag lassen sich während des Untersuchungszeitraumes starke Unterschiede erkennen.

In Tabelle 15, S. 109 sind Temperaturdifferenzen zwischen verschiedenen Tiefen aufgeführt, die sich über den Zeitraum 1984-2009 über die oben genannten Trendberechnungen ergeben, mit  $0,74 < R^2 < 0,91$  (vgl. auch Tabelle D, Anhang S. 181). Dabei wird ersichtlich, dass sich in unterschiedlichen Monaten die Temperaturdifferenz zwischen verschiedenen Tiefenstufen verändert hat. Dies kann über die räumliche Verschiebung der Sprungschicht in andere Tiefenstufen zu gleichen Zeiten erklärt werden, bzw. durch die zeitliche Verschiebung der Sprungschichtausdehnung, wie in Tabelle 14, S. 108 sichtbar wird.

Die Jahresmitteltemperatur des Metalimnions nimmt im Laufe des Untersuchungszeitraumes um  $-5\%$  ab (vgl. Abbildung 49, S. 110). Seit 2001 liegen die Werte unter dem langjährigen Mittel 1986-2009. Zuvor lagen sie größtenteils über dem Durchschnitt. Ausnahmen hierbei stellen die Jahre 1987, 1988, 1993 und 1996 dar.

Die mittlere Tiefe der Thermokline in einem Jahr steigt von 1986-2009 um  $+12\%$ . Bis 2001 nimmt sie geringere Werte an als das langjährige Mittel 1986-2009. Ausnahmen stellen mit zwischen 0,1 und 1 m zum Mittel abweichenden Werten die Jahre 1997, 1993, 1996 und 1998 dar.

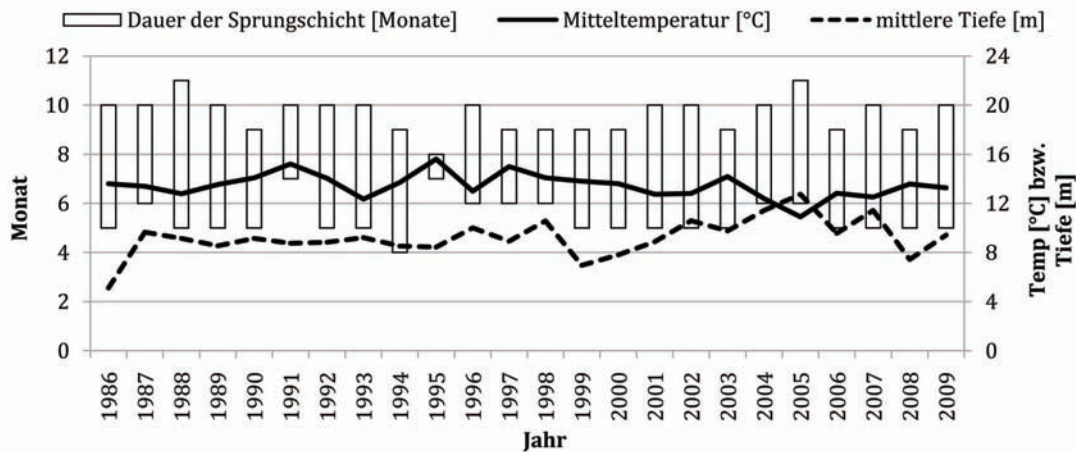


Abbildung 49: Jahresmittel der Temperatur (durchgezogene Linie) und der Tiefe (gestrichelte Linie) der Sprungschicht, sowie die Zeitspanne der Sprungschicht (Balken) (eigene Darstellung nach Daten des WWA und Lago).

Ab 2002 liegen alle Werte um 0,4 bis 3,6 m über dem berechneten langjährigen Mittel. Die Beobachtungen zeigen, dass sich das Metalimnion während des Untersuchungszeitraumes bis in tiefere Bereiche, und damit mit niedrigeren Temperaturwerten ausbildet, wodurch der Temperaturrückgang zu erklären ist.

Die Jahresmitteltemperatur kann mit dem Zeitpunkt der Auflösung des Metalimnions indirekt proportional in Verbindung gebracht werden. Je später im Jahr die stabile Schichtung des Sees aufgelöst wird, desto geringer wird die Jahresmitteltemperatur des Sees (vgl. Abbildung 50).

Dieser Zusammenhang kann durch die geringere Energiezufuhr ab Juni und der damit verbundenen Abgabe von Wärmeenergie an die Atmosphäre nach dem Temperaturmaximalwert erklärt werden. Somit wird die mittlere Temperatur des Metalimnions stark gedrückt. Im Vergleich der Werte mit dem Vorjahr zeigt sich, dass wenn die Temperaturdifferenz zum Vorjahr negativ ist, dann ist die Tiefendifferenz zum Vorjahr positiv und umgekehrt. Ausnahmen hierfür sind die Jahre 1988, 1990, 1999 sowie 2002.

Aus Abbildung 49, S. 110 geht zudem hervor, dass aus zunehmender Ausprägungslänge des Metalimnions geringere Jahresmitteltemperaturen der Sprungschicht resultieren. Dies bedeutet eine indirekte Proportionalität von Dauer zur Temperatur. Als Ausnahmen zeigen sich die Jahre 1991 und 2002.

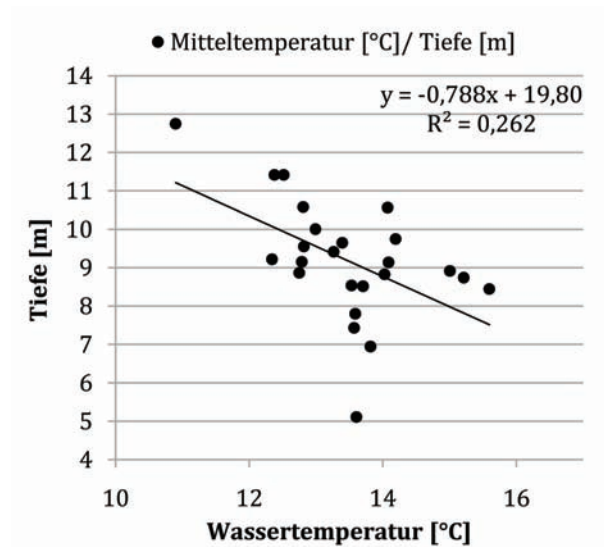


Abbildung 50: Korrelation der mittleren Temperatur zur mittleren Tiefe der Thermokline (eigene Darstellung nach Daten des WWA und Lago).

#### 5.2.4.3 Zusammenfassung der Ergebnisse zur Sprungschicht

Über die Auswertung der Tiefenprofilmessungen im Ammersee kann keine Verschiebung des thermoklinischen Bildungszeitpunktes festgestellt werden, daher lässt sie keine eindeutige Aussage über den Zeitpunkt des Zirkulationsendes im Frühjahr und -beginns im Herbst zu. Die Verschiebung der Lage in größere Tiefen und Temperaturrückgang der Sprungschicht werden auf atmosphärische Einflüsse zurückgeführt, wobei ein indirekt proportionaler Zusammenhang zwischen den beiden Größen besteht.

Die Veränderung der Temperaturdifferenz zwischen zwei Tiefen vor allem zwischen Mai und Juli deutet auf eine Veränderung der Schichtungsstabilität der Thermokline hin. Daher wird diese im Folgenden näher für Zeitpunkte der thermoklinen Ausbildung analysiert.

#### 5.2.5 Auswertungen: Kenngrößen der physikalischen Limnologie

Die Stabilität ist als Maß der Arbeit zu sehen, die aufgewendet werden muss, um den Zustand von einheitlicher Temperatur - und demnach Dichte - in einer Wassersäule zu erreichen, unter Berücksichtigung der Seemorphometrie (vgl. Kapitel 2). Analysen in Kapitel 5.2.2.3 zeigen, dass sich die Wassertemperatur in den Jahren 1984-2010 in

verschiedenen Tiefen unterschiedlich entwickelte. Da die Dichteverhältnisse im See temperaturabhängig sind, kann es möglich sein, dass sich die Schichtungsstabilität im Ammersee verändert hat. Im Folgenden werden Auswertungen zur Schichtungsstabilität ( $S$ ), zur externen Arbeit nach BIRGE (1928) ( $B$ ) und zur verrichteten Gesamtarbeit ( $G = B + S$ ) vorgenommen.

Alle Auswertungen zu  $S$ ,  $B$  und  $G$  beruhen auf den Messwerten des WWA und Messungen des Projekts Lago für den Zeitraum 1984-2010, deren vertikale Auflösung mittels LIMNOX auf 1 m erhöht wurde (lineare Interpolation). Insgesamt beläuft sich die Datenanzahl auf 972 Einzelmessungen, über die mittels des Programmes LIMNOX (BANENS 1988) die Parameter für  $S$  und  $B$  berechnet wurden.

### 5.2.5.1 Schichtungsstabilität (S) nach SCHMIDT (1928) und WALKER (1974)

Für jedes vorliegende Wassertemperaturprofil wurden Summe, Minimal-, Maximal- und Mittelwerte der Schichtungsstabilität in der Wassersäule ermittelt.

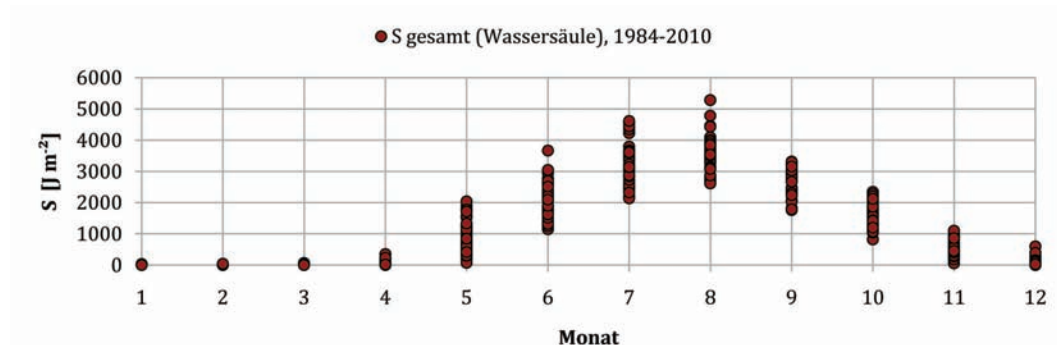


Abbildung 51: Schichtungsstabilität der Wassersäule, Zeitraum 1984-2010 (eigene Darstellung).

Der Ammersee weist im Jahresverlauf die geringsten Schichtungsstabilitäten im Februar und März auf, da zu diesem Zeitpunkt der See meist homotherme Verhältnisse aufweist. Nur bei absolut homothermen Verhältnissen gilt  $S = 0$ , was im Ammersee von Dezember bis April vorkommen kann (vgl. Anhang C, S. 177 und D, S. 178). Im Zuge der Erwärmung der Wassertemperatur und der daraus resultierenden Entstehung von Wasserschichten unterschiedlicher Temperatur und Dichte steigt die Schichtungsstabilität bis August auf  $3732 J/m^2$  an (Mittelwert des Maximums der

Wassersäule 1984-2010). Folgend nimmt durch Abnahme der externen Energiezufuhr durch Strahlung und Temperatur die Schichtungsstabilität wieder ab, bis im Idealfall während der Wintermonate homotherme Verhältnisse im See erreicht werden. Wie Abbildung 51, S. 112 zeigt, ergaben sich im Untersuchungszeitraum vor allem in den Monaten April bis Dezember unterschiedlich starke Schichtungen in verschiedenen Jahren. Mit  $5297 J/m^2$  weist der August 1994 die höchste Stabilität der Zeitreihe auf. Die Analysen von  $S$  der gesamten Wassersäule zeigen keine Verstärkung über den Untersuchungszeitraum, allerdings werden ab 1999 die Maximalwerte hauptsächlich im September erreicht, wohingegen im vorigen Zeitraum die höchsten Werte von  $S$  vor allem im August erreicht werden (vgl. Anhang G, S. 184 und Anhang C, S. 177 und D, S. 178). Neben dem zeitlichen Verlauf der maximalen Schichtungsstabilität im See verändert sich auch die Lage des Maximums in der Tiefe (vgl. Abbildung 52).

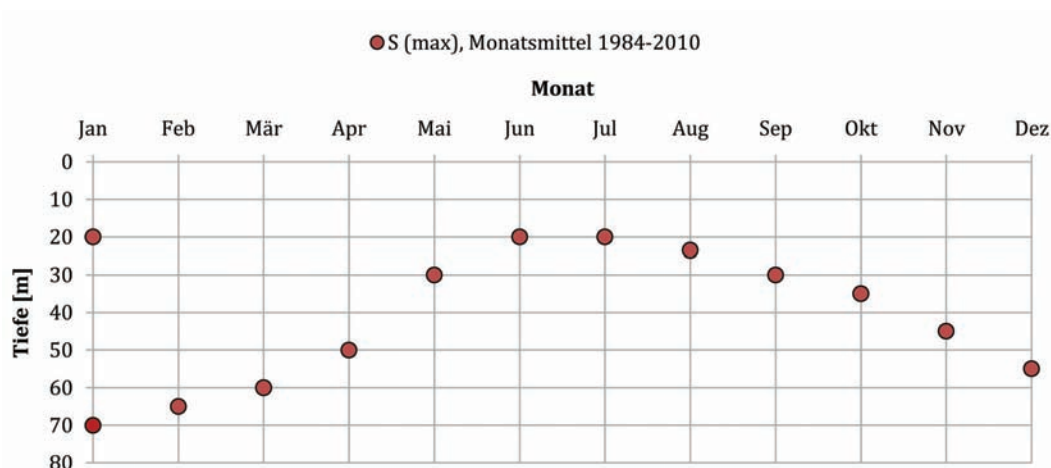


Abbildung 52: Tiefe der maximalen Schichtungsstabilität der Wassersäule, Zeitraum 1984-2010 (eigene Darstellung).

Zur genaueren Analyse wurden alle Tiefenschichten in 1 m Auflösung gesondert betrachtet. Die differenzierte Tiefenauswertung zeigt, dass die Maxima von  $S$  pro Tiefe  $z$  751 von 972 Mal in den Jahren 2001-2010 erreicht wurden (vgl. Anhang E, S. 182 und F, S. 183). Demnach weist das Jahr 1996, das als sehr meteorologisch kalt auffällt (vgl. Kapitel 5.1.2.1), die maximale Schichtungsstabilität im März zwischen 18-82 m auf. Zurückzuführen ist dies auf die starke inverse Schichtung, die am 11.03.1996 vorzufinden war. Die meteorologisch warmen Verhältnisse des Jahres



2002 spiegeln sich in der spezifischen Schichtungsstabilität des Jahres wider, noch im Dezember liegen hohe Werte für  $S$  vor. In Tiefen von 2-13 m werden die Dezembermaxima der Zeitreihe im Jahr 2002 erreicht, da der oberste Bereich noch nicht vollständig durchmischt ist und die Wassermassen dadurch Temperatur- und Dichteunterschiede aufweisen.

Die Minimalwerte von  $S$  liegen vorwiegend im Zeitraum 1984-2000 mit 899 Werten. Die kleinsten Stabilitäten im späteren Zeitraum finden sich vor allem in Tiefen zwischen 53-83 m (2003) und 72-82 m (2007).

Wie in den Abbildungen 53, S. 115 und Anhang A, S. 175, B, S. 176 sichtbar wird, unterliegen die Werte für  $S$  in den verschiedenen Monaten verschiedenen großen Schwankungen. Auffällig ist, dass bei sehr starken Maximalwerten in einem Monat die Tiefe des Maximums in Richtung der Oberfläche verschoben ist (vgl. Abbildungen 53, S. 115 und Anhang A, S. 175 und B, S. 176: Februar, März, April, Juni, Juli, August, Oktober, November). Normalerweise verlaufen die Ganglinien der Mittelwerte und Maximalwerte ähnlich zueinander, nur in unterschiedlicher Intensität. In einigen Monaten sind verhältnismäßig starke Ausschläge von  $S_{max}$  zu erkennen. Da der Abstand zwischen  $S_{min}$  und  $S_{mittel}$  in diesen Monaten geringer ist, sind diese durch Einzelereignisse zu erklären. Im März fällt auf, dass von 5 bis 40 m bei  $S_{max}$  ein anderer Verlauf zu erkennen ist als bei  $S_{mittel}$  (vgl. Abbildungen 53, S. 115) und der Abstand zwischen  $S_{min}$  zu  $S_{mittel}$  von 20-80 m wesentlich geringer ist. Diese bauchige Struktur zwischen 40-80 m von  $S_{max}$  ist auf das Jahr 1996 zurückzuführen, in dem im März sehr hohe Werte für  $S$  vorhanden waren.

Auffällig ist außerdem, dass die Spannweite, in welchen Tiefen  $S = 0$  entspricht, vor allem in den Monaten November (0-30 m) und Dezember (0-80 m) sehr groß ist. Allerdings verfolgt das Verhalten keinem Trend, sondern reagiert von Jahr zu Jahr unterschiedlich.

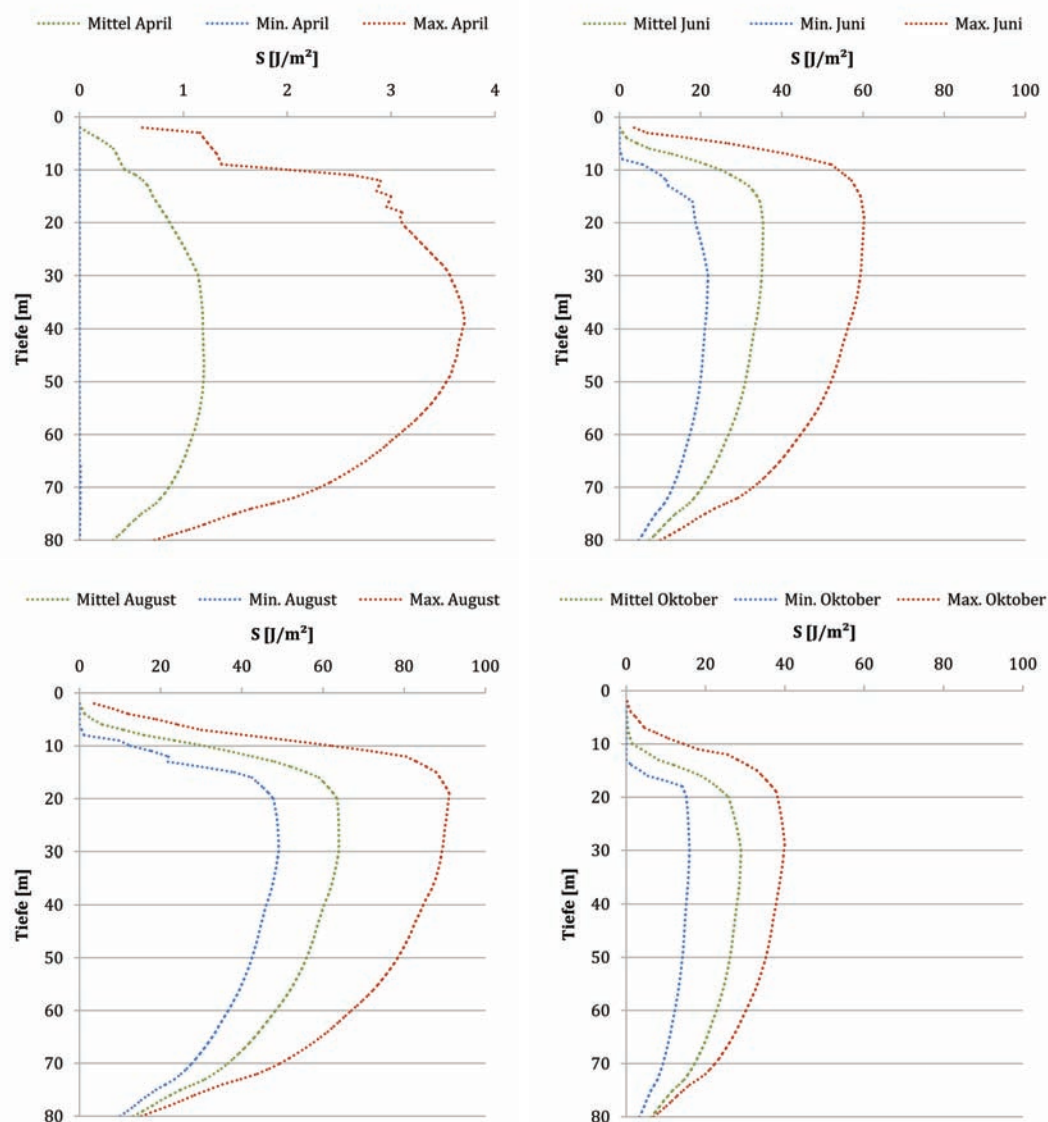


Abbildung 53: Maximale, minimale und mittlere Schichtungsstabilität im Ammersee im Zeitraum 1984-2010 für April, Juni, August, Oktober (eigene Darstellung).

### 5.2.5.2 Externe Arbeit ( $B$ ) nach BIRGE (1916) und KJENSMO (1994)

Die externe Arbeit sagt aus, wie viel Arbeit von außen theoretisch in den verschiedenen Seetiefen aufgewendet werden muss [ $J/m^2$ ], um die vorliegende Schichtung an einem bestimmten Tag zu erreichen. Große Werte für  $B$  bedeuten, dass der Temperaturunterschied zur kältesten Bodentemperatur des Jahres sehr hoch ist, das heißt, dass schon Transport von Wärmeenergie (=Arbeit) stattgefunden hat (vgl. Abbildung 54, S. 116).

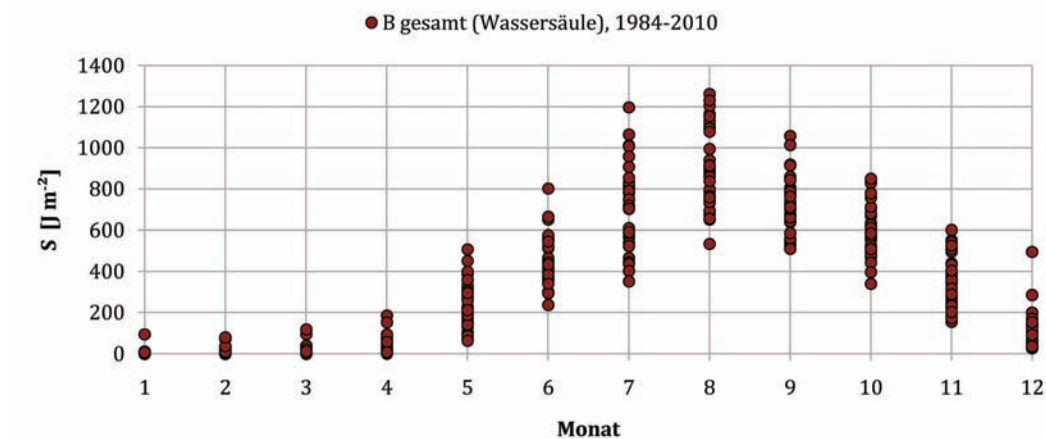


Abbildung 54: Externe Energie, Summe der Wassersäule, Zeitraum 1984-2010 (eigene Darstellung).

Wird die externe Arbeit  $B$  der Wassersäule pro Monat betrachtet, so ist in den meisten Monaten kein Trend über den Untersuchungszeitraum festzustellen (vgl. Anhang C, S. 177 und Anhang D, S. 178). Im April allerdings werden im Verlauf der Zeit häufiger hohe Werte für  $B$  erreicht. Dieses Verhalten korreliert mit der Entwicklung der Werte für  $S$ . Durch einige fehlende Werte im Januar kann nicht festgestellt werden, ob sich die Schichtungsstabilität oder die externe Energie verändert hat. Ähnlich wie bei anderen untersuchten Parametern fällt auf, dass die Werte von Jahr zu Jahr stark schwanken, und dadurch eine mögliche Trendentwicklung überdecken.

Die Differenz von  $B$  an zwei aufeinander folgenden Messterminen ( $\Delta B$ ) in den jeweils gleichen Tiefen ist vor allem in den Monaten der Erwärmung des Sees ein gutes Maß, um die Temperaturverteilung im See und die Stärke der Schichtung zu erkennen. Wie aus Kapitel 5.1.2.1 hervorgeht, ist vor allem in drei Jahren ein starker Unterschied in den Lufttemperaturen der Messstation Raisting festzustellen: 1996 (insgesamt sehr kalt), 2003 (Hitzesommer) und 2007 (ein sehr warmes Frühjahr). Daher werden im Folgenden für diese drei Jahre sowie für ein durchschnittlich warmes Jahr (2002) die berechneten Werte für ( $\Delta B$ ) dargestellt, um den Zusammenhang zwischen meteorologischen Situationen und dem thermischen Verhalten des Ammersees zu erklären. März bis September, vgl. Abbildung 55, S. 117).

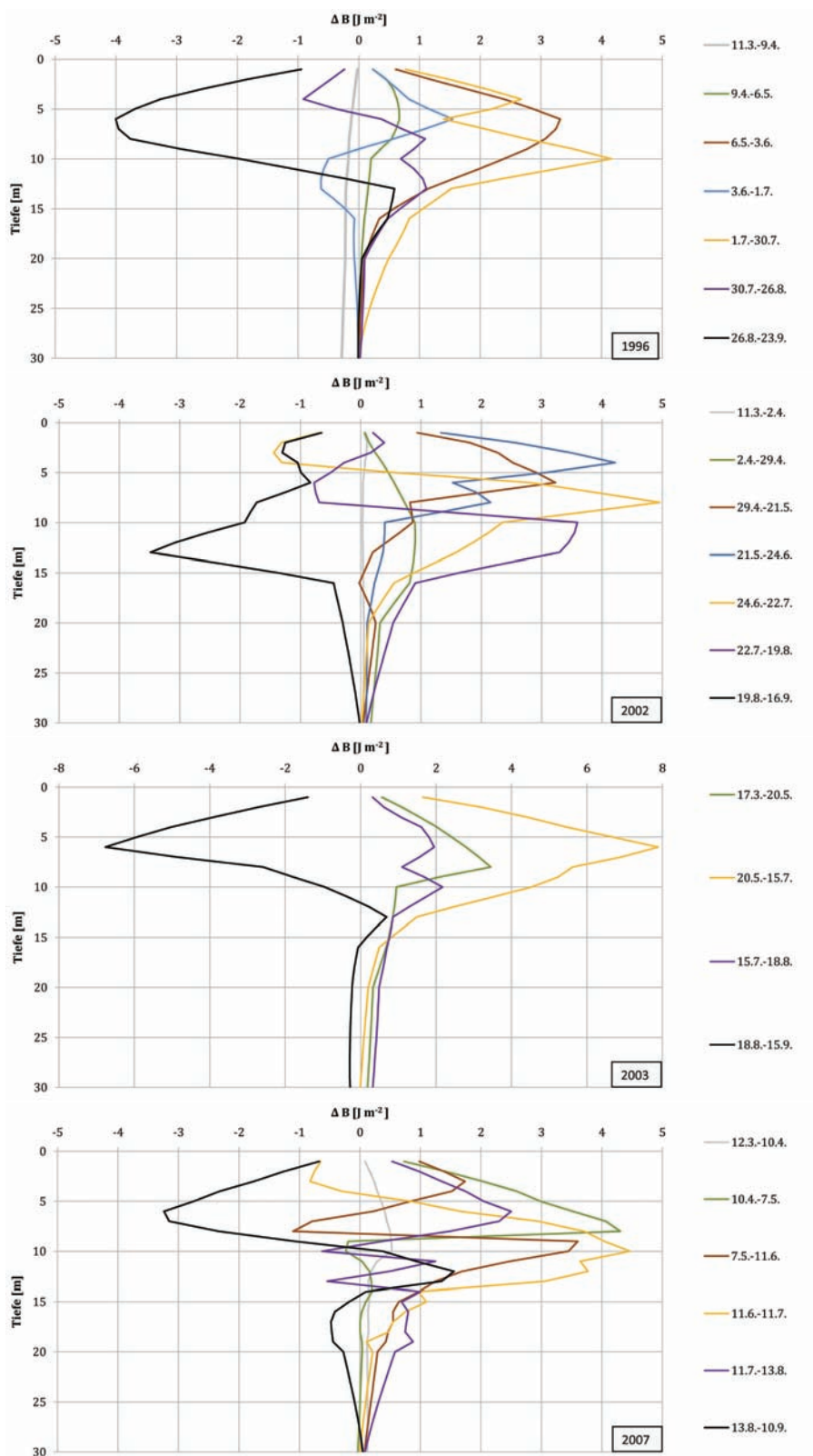


Abbildung 55: Externe Arbeit der Wassersäule für die Jahre 1996, 2002, 2003, 2007. Die Achsenskala des Jahres 2003 entspricht nicht der der anderen drei Abbildungen (eigene Darstellung).

Es zeigt sich, dass der Zeitpunkt des Energieverlustes aus dem See in allen vier Fällen gleich bleibt ( $\Delta B_{\text{September–August}}$ ). Wenn kalte Verhältnisse im Frühjahr vorherrschen (Beispiel 1996), dann verliert der See im Zeitraum  $\Delta B_{\text{April–Mrz}}$  noch Energie, was durch die negativen Werte von  $\Delta B$  erkennbar wird. Die maximale Arbeit wird normalerweise im Juli und August (schwächer) verrichtet, bei heißen meteorologischen Verhältnissen im Frühjahr (2007) schon im Zeitraum  $\Delta B_{\text{April–Juni}}$ .

Die Erklärung für das unterschiedliche Verhalten der vier aufgezeigten Jahre liegt in den verschiedenen vorherrschenden meteorologischen Situationen. Dadurch ergeben sich die Differenzen in den Werten für  $B$  und  $\Delta B$ . Aus den durchgeführten Analysen von  $B$  kann allerdings nicht abgeleitet werden, ob sich das Verhalten der einwirkenden Energie auf den See verändert hat, allerdings zeigt dies Kapitel 5.1.

### 5.2.5.3 Gesamtarbeit ( $G = B + S$ ) und Energiemultiplikator ( $E = G/B$ )

Nach KJENSMO (1994) repräsentiert die Summe aus  $B+S$  die gesamte Energie ( $G$ ), die benötigt wird, um die komplette Wassermasse von einem isothermen Zustand im Frühjahr (d.h. kälteste Temperatur des Jahres) zu homothermen Verhältnissen mit der Mitteltemperatur der Wassersäule. Im Ammersee sind die Werte für  $B$  immer kleiner als Werte für  $S$  (vgl. Abbildung 56, S. 119, Abbildung 51, S. 112 und Abbildung E und F, Anhang S. 179-180). Dies ist ein typisches Verhalten für große, tiefe Seen (AMBROSETTI und BARBANTI 2002a, BOECKMAN und BIDWELL 2007), da die Wassermassen in großer Maximaltiefe nicht mit in die Erwärmung mit einbezogen werden und somit ein großes Dichtegefälle zwischen Oberfläche und Tiefe entsteht. Um dieses wieder auszugleichen, muss viel Arbeit aufgewendet werden ( $S$ ), im Gegensatz zur verhältnismäßig geringeren Arbeit, die zur Bildung der Schichtung aufgebracht werden muss ( $B$ ).

Die Ratio  $E = G/B = S + B/B$  ist als Multiplikator zu sehen, mit dem  $B$  multipliziert werden müsste, damit die Schichtung am jeweiligen Messtag aufgelöst werden würde. Dies bedeutet, dass die externe Arbeit um den Faktor  $E$  erhöht werden müsste, um den stabilen Zustand aufzulösen.

In Phasen der Stagnation, vor allem im Mai und Juni, ist  $E$  größer als im Winter, mit minimalen Werten im Jahresverlauf im Dezember (vgl. Abbildung 56 und

Abbildung E und F, Anhang S. 179-180). Auffällig ist die Streuung der Werte in den einzelnen Monaten, die allerdings meist keinem eindeutigen Trend folgen. Einige Monate sollen trotzdem herausgegriffen werden, in denen ein leichter Trend erkennbar ist.

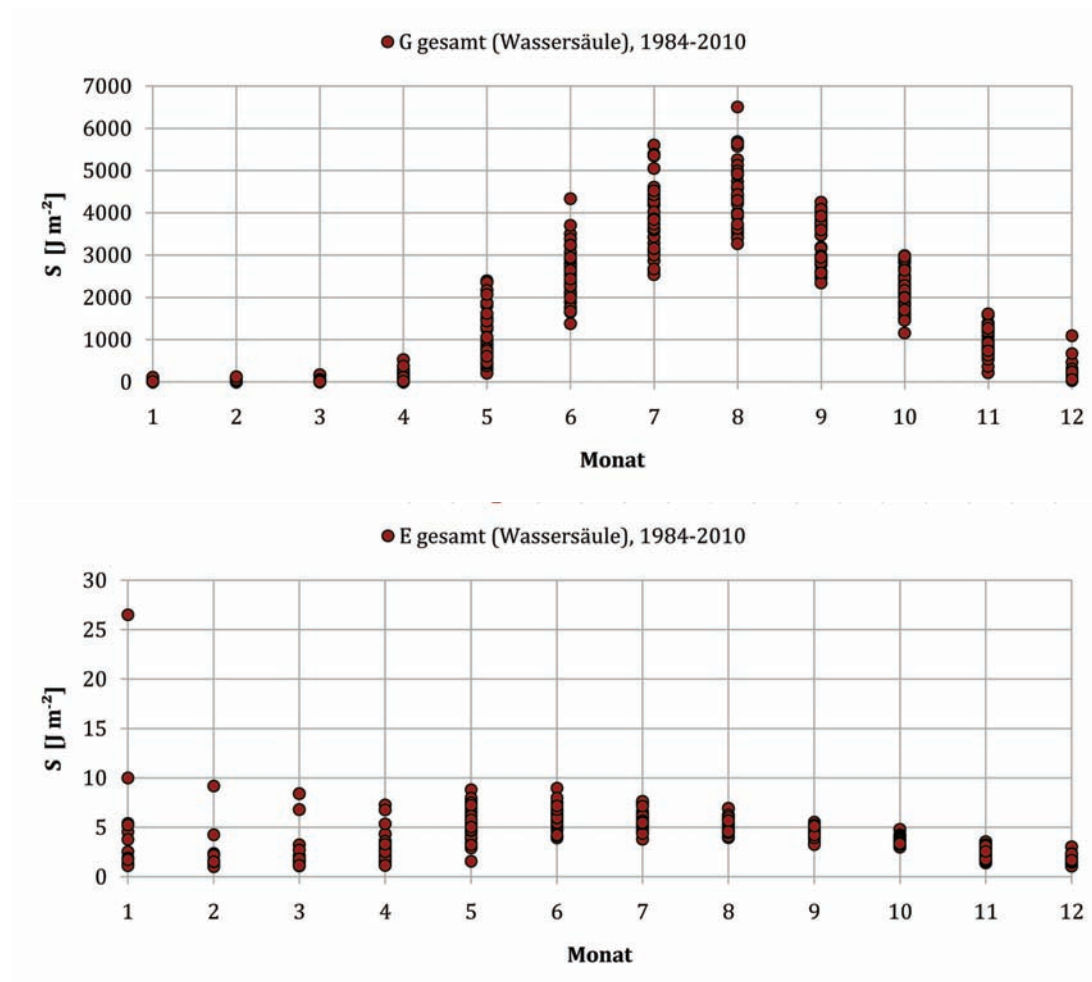


Abbildung 56: Gesamtarbeit und Multiplikator der Gesamtarbeit der Wassersäule, Zeitraum 1984-2010 (eigene Darstellung).

Im Mai und Juli werden ab 2000 die höheren Werte von 1986-1993 nicht mehr erreicht. Im Monat Juni ist das Verhalten umgekehrt, die Werte steigen leicht während des Untersuchungszeitraums. Der Multiplikator  $E$  sinkt im Oktober von 3,8 auf 3,2. Vermutlich kann dies auf stärker fortgeschrittene Zirkulationsverhältnisse im oberflächennahen Bereich zurückgeführt werden, die durch größeren Windeinfluss begünstigt werden (vgl. Kapitel 5.1.2).

An zwei Messterminen (Februar 1995 und März 1998) liegt der Multiplikationsfaktor  $E$  wesentlich höher als durchschnittlich in den jeweiligen Monaten. Dies liegt an der leichten Erwärmung der Oberfläche an diesen Tagen (1995: +0,3 K zwischen 0-5 m; 1998: +0,2 K zwischen 0-6 m). Dadurch werden unter der isothermen Oberflächenschicht Werte für  $S > 0$  erreicht, womit das Verhältnis zwischen  $S : B$  zugunsten der Stabilität ( $S$ ) ansteigt und somit  $E$  größer wird.

#### **5.2.5.4 Zusammenfassung der Ergebnisse zu den Kenngrößen der physikalischen Limnologie**

In der Jahressumme kann keine Veränderung der Schichtungsstabilität im Ammersee festgestellt werden. In der meterweisen Betrachtung allerdings wird sichtbar, dass 77% der in einer Tiefe erreichten maximalen Schichtungsstabilität im Zeitraum 2001-2010 vorkommen. Gleichzeitig verschiebt sich der Zeitpunkt der maximalen Schichtungsstabilität von August auf September. Die Minima werden zu 92% zwischen 1984-2000 erreicht, wobei über den gesamten Untersuchungszeitraum keine einheitliche Aussage möglich ist, wann keine Schichtungsstabilität und somit Homothermie im Ammersee vorliegt.

Durch die Untersuchung der externen Arbeit ( $B$ ) wird gezeigt, dass meteorologische Situationen, repräsentiert über die Jahre 1996, 2003 und 2007 einen sehr hohen Einfluss auf die thermische Struktur im Ammersee ausüben, und teilweise langfristige Signale überdecken. Sowohl die Gesamtarbeit  $G$  wie auch der Multiplikator  $E$  zeigen über den Untersuchungszeitraum keinen eindeutigen Trend, reagieren allerdings stark auf die jeweiligen meteorologischen Gegebenheiten innerhalb eines Jahres.

## 5.3 Modellierung der Temperaturverhältnisse des Ammersees mittels FLake

### 5.3.1 Modellierungsergebnisse vor der Kalibrierung

Wie in Kapitel 3 beschrieben, erfordert die Modellierung mit FLake verhältnismäßig wenig Eingabedaten. Die benötigten meteorologischen Größen Lufttemperatur, Dampfdruck, Wolkenbedeckung, Globalstrahlung und Windgeschwindigkeit stehen in den drei folgenden Zeiträumen lückenlos zur Verfügung:

Zeitraum A: 01.01.1986-31.12.1991,

Zeitraum B: 01.07.1992-30.04.2000,

Zeitraum C: 01.01.2005-30.09.2010.

Es wird an dieser Stelle darauf hingewiesen, dass die Daten für Globalstrahlung und Windgeschwindigkeit manipulierte Daten sind, wobei die Globalstrahlung höhenangepasst ist und die Windgeschwindigkeiten aus Windstärken berechnet sind (vgl. Kapitel 5.1.1). Abbildung 57, S. 122 zeigt die für alle drei Zeiträume (A, B, C) modellierte Oberflächen- sowie Tiefentemperaturen sowie vorhandene zugehörige Felddaten. Als seespezifische Eingabedaten wurden die in Tabelle I (Anhang, S. 186) aufgezeigten Werte verwendet. Die Umrechnung der Windgeschwindigkeiten erfolgte bei allen Modellierungsläufen außer dem ersten (A-C 1) mit dem Maximalwert der Wertespanne (vgl. Kapitel 5.1.1), wie von SCHWAB und MORTON (1984) vorgeschlagen. Zum Vergleich wurden bei A, B, C 1 mit dem Mittelwert der Wertespanne simuliert.

Die unkalibrierten Modellergebnisse mit FLake zeigen, dass im Frühjahr die Erwärmung der Oberflächentemperatur größtenteils gut mit den Felddaten korreliert. Ausnahmen bilden die Jahre 2008/2009. Die Abkühlung im Spätsommer findet bei der Modellierung zu spät statt. Das bedeutet, dass FLake von einer höheren Schichtungsstabilität ausgeht, als am Ammersee in Wirklichkeit gegeben ist. Dadurch werden die oberflächlichen Temperaturmaxima innerhalb eines Jahres erst Anfang September erreicht (vgl. Abbildungen 57 A, B, S. 122).



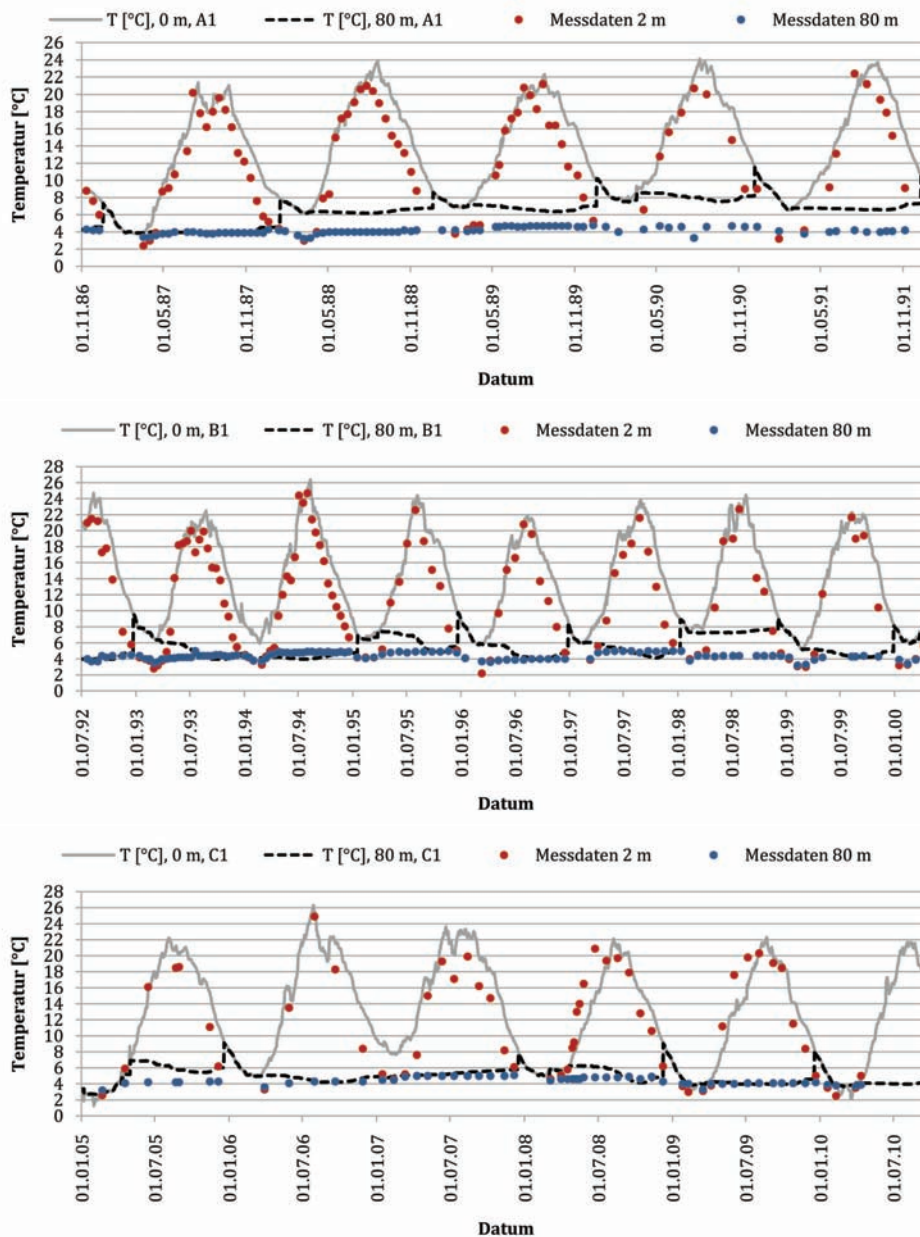


Abbildung 57: Modellierungsergebnisse (nicht kalibriertes Modell FLake) für die Zeiträume A, B und C im Vergleich zu Felddaten (eigene Darstellung).

Für den dritten Untersuchungszeitraum (vgl. Abbildung 57 C) gilt diese Beobachtung jedoch nicht. Hier werden die Jahresmaxima schon Anfang bis Mitte August erreicht. Als Folge der zu langen sommerlichen Erwärmung der Wasseroberfläche sind die Oberflächentemperaturen im Herbst ebenso zu hoch. Die Abkühlung im Modell erfolgt in der gleichen Geschwindigkeit wie in Realität, allerdings um ca. einen Monat versetzt. Dies führt dazu, dass das Erreichen homothermer Verhältnisse

im See, das in der Modellierung gleichzeitig eintritt wie bei den Messwerten, bei zu hoher Wassertemperatur erreicht wird. Dadurch wird die Seetemperatur im durchmischten Zustand zu hoch. Die Tiefentemperaturen, die bis zum ersten Herbst der Modellierung näherungsweise der Realität entsprechen, werden in den Folgejahren um bis zu  $2,5^{\circ}\text{C}$  zu warm (vgl. Abbildung 57 A, B). Die von u.a. AMBROSETTI und BARBANTI (2002a) als „klimatisches Gedächtnis“ bezeichnete Reaktion auf einen erhöhten Eintrag von verhältnismäßig warmem Wasser in das Hypolimnion spiegelt sich hier wieder. Wie in Kapitel 5.2.2.1 ausgeführt, ist im Ammersee jedoch im Zeitraum 1984-2010 kein vergleichbares Verhalten festzustellen. In den Jahren 1994 und 2007 zirkuliert der See in der Modellierung allerdings nicht vollständig, was auf die verhältnismäßig hohe Schichtungsstabilität (Berechnungen Limnox) im Oktober und November zurückzuführen ist (Abbildung C und D, Anhang S. 177, 178).

Als Resümee aus der Modellierung mit dem unkalibrierten Modell geht hervor, dass FLake unterschiedliche Ergebnisse für alle drei abgebildeten Zeiträume zeigt, wobei die Güte der Ergebnisse stark von den meteorologischen Gegebenheiten abhängig ist. Allen Zeiträumen gemeinsam ist die sehr gute Abbildung der Frühjahrswerte an der Oberfläche. Wenn ein Jahr meteorologisch gesehen eher kühl ist (57 C, S. 122), dann werden im Herbst bessere Modellierungsergebnisse erreicht als bei Jahren mit warmen Sommern. Grund dafür liegt darin, dass die Oberflächentemperatur bei kühleren Verhältnissen insgesamt nicht so stark erwärmt wird, und somit die Temperatur im Herbst tiefer fallen kann bis zum Eintreten homothermer Verhältnisse.

### 5.3.2 Kalibrierung des Modells

Das Hauptproblem in der Modellierung darin, dass die Abkühlung des Seekörpers in durchschnittlichen bis warmen Jahren zu spät einsetzt. Daraus ergeben sich die Folgefehler mit zu hohen Herbst- und Wintertemperaturen an der Oberfläche und im Hypolimnion. Das Hauptziel der Kalibrierung von FLake ist es, sehr gute, realitätsnahe Temperaturabbildungen für den Ammersee zu erreichen, ohne dafür die

Eingabedaten unbegründet zu manipulieren, wie es u.a. von HORNUNG (2002) für die Kalibrierung des Modells Dyresm vorgenommen wurde. Der Eingriff in die Datengrundlage physikalisch gemessener Daten bedeutet eine Veränderung der natürlichen Gegebenheiten, die nicht mit der Realität vereinbar sind und somit eine Erstellung von Prognosen nicht möglich wäre.

Für das vorhandene Problem gibt es in FLake nur drei Möglichkeiten, eine Verbesserung der Resultate zu erreichen ohne in den Programmcode einzugreifen:

- (1) Umrechnung der Windgeschwindigkeiten mit der oberen Schranke  $WG_{Max}$  (vgl. Abbildung 58 A, B, C 2, S. 127)
- (2) Die Einstellungen für die Sichttiefe  $k_\tau$  (vgl. Abb. 59 A, B, C 3 und 5, S. 128) und
- (3) die Höhe der Messapparaturen (vgl. Abb. 58 A, B, C 4, S. 127)

können angepasst werden.

**zu (1):**

Werden die Windgeschwindigkeiten mit der oberen Schranke  $WG_{Max}$  von Windstärken in Windgeschwindigkeiten umgerechnet, so ergeben sich Unterschiede von bis zu 5  $m/s$  (vgl. Tabelle 7, S. 58). Da nach HORNUNG (2002) und ROLLA (1952) die kritische Windgeschwindigkeit bei Seen, ab der die übertragene Energie auf den See Auswirkungen auf den Wärmetransport hat, ab 3  $m/s$  erreicht wird, ist doch ein Unterschied in den Modellierungsergebnissen zu erwarten.

Im zweiten Modellierungslauf (A2, B2, C2) werden also die Windgeschwindigkeiten mit der oberen Schranke der Umrechnung berechnet (vgl. Tabelle 7, S. 58). Der Korrelationskoeffizient zwischen der Oberflächentemperatur von A1 zu A2 ( $R^2 = 0,995$ ) zeigt, dass kleine Unterschiede bestehen, vor allem allerdings in Temperaturunterschieden im Frühjahr an der Oberfläche von 0,2  $K$ . Die Korrelation der Tiefentemperatur von A1 zu A2 mit  $R^2 = 0,807$  zeigt, dass die Tiefentemperatur einer größeren Veränderung unterliegt, mit niedrigeren Werten für A2 zwischen Februar und Dezember. Die ausführliche statistische Tabelle befindet sich im Anhang H, S. 185.

Die Verbesserung der Modellergebnisse und die These der Windverstärkung über Wasserflächen von SCHWAB und MORTON (1984) berechtigen die Umrechnung mit der oberen Schranke für den Ammersee.

**zu (2):**

im Jahresverlauf ist die Spannweite der Sichttiefe im Ammersee sehr groß (vgl. Tabelle B, Anhang S. 173), mit Werten für den Extinktionskoeffizienten  $k_\tau$  [1/m] zwischen  $0,1 < k_\tau < 0,6$  als Jahresminimum und -maximum.

Die Abbildung 59 (A3, B3, C3, S. 128) zeigen Resultate für  $k_\tau = 0,6$  und Abbildung 59 (A5, B5, C5, S. 128) für  $k_\tau = 0,1$  (vgl. Tabelle I, Anhang S. 186). Sowohl aus den statistischen Ergebnissen der Modellierung (vgl. Tabelle H, S. 185) als auch der Häufigkeit von geringeren bis mittleren Sichttiefen ergibt sich, dass FLake am besten mit  $k_\tau = 0,1$  abbildet. Durch die geringere Sichttiefe im Wasser kann weniger Energie auf direktem Weg in größere Wassertiefen gelangen. Dadurch wird zunächst die Wasseroberfläche im Frühjahr stärker erwärmt. Allerdings wird die Erwärmung in den oberflächennahen Schichten, die sich unterhalb der Sichttiefe befinden verlangsamt, damit wird insgesamt weniger Energie im Wasserkörper aufgenommen. Dies führt im Herbst und Winter zu einer größeren Abkühlung im gesamten Seekörper als im unkalibrierten Modell (vgl. Abbildung 57 A1, S. 122 und 59 A3, S. 128).

**zu (3):**

Die Höhe der Messsensorik über dem See spielt vor allem bei den Parametern Wind und Temperatur eine große Rolle. Die Messstation Raisting liegt 16 m über dem mittleren Seespiegel (vgl. Kapitel 4). Daher wurden die Einstellungen für die Eingabedatei für FLake bei den bisherigen Modellierungsläufen auf 18 m gesetzt. Da aber ein großer Unterschied zwischen Windgeschwindigkeiten in 2 m und 18 m über Grund besteht (Wechselwirkungen Oberfläche-Atmosphäre und Reibung) werden bei einem weiteren Modellierungslauf (A4, B4, C4) die Höhe über Grund auf 2 m gesetzt ( $Z_{wind}$  und  $z_{Taqaa}$ , vgl. Tabelle I, Anhang S. 186 und Abbildungen 58, S. 127). Dies bedeutet, dass direkt auf der Seeoberfläche mehr Windenergie wirkt, die

zur Durchmischung des Wasserkörpers verwendet werden kann. Dadurch beginnt die Abkühlung im Herbst früher. Daraus resultieren meistens tiefere Mitteltemperaturen des Sees im homothermen Zustand. Die statistische Auswertung zeigt, dass durch die Einstellungen annehmbare Modellierungsergebnisse erreicht werden können, allerdings vor allem in den Tiefentemperaturen starke Abweichungen in einigen Jahren vorzufinden sind (vgl. Tabelle I, Anhang S. 186 und Abbildungen 58, S. 127).

### 5.3.3 Einordnung der Modellergebnisse

Trotz gleicher Eingabegrundlagen werden in den drei Modellierungszeiträumen (A, B, C) Ergebnisse unterschiedlicher Qualität erreicht. Zurückzuführen ist dies auf die variierenden meteorologischen Gegebenheiten. Auch BREY (in Bearb.) und KEILBACH (unveröffentlicht) machten für den Ammersee ähnliche Beobachtungen mit verschiedenen Modellansätzen. BREY (in Bearb.) arbeitet mit einem empirischen Modell, KEILBACH (unveröffentlicht) mit Dyresm, einer Software, die zur Berechnung der thermischen Verhältnisse alle Sätze der Thermodynamik impliziert. Dyresm erzielt zu hohe Sommertemperaturen (um bis zu  $+6\text{ K}$ ) und zu niedrige Wintertemperaturen (bis zu  $-2\text{ K}$ ), zudem eine verfrühte Erwärmung der Wasseroberfläche im Frühjahr (vgl. Abbildung 60, S. 129). Dafür können die Tiefentemperaturen verhältnismäßig gut abgebildet werden, allerdings nur durch die Manipulation der maximalen Seetiefe von 81,1 auf 92 m (vgl. Abbildung 60, S. 129). Im Vergleich zu Dyresm erzielt FLake bessere Ergebnisse mit nicht unbegründet manipulierten Daten (vgl. Abbildung 6, S. 30), allerdings qualitativ nicht gut genug um daraus haltbare Zukunftsszenarien zu bilden.

Das Modell nach BREY (in Bearb.) erzielt die besten Ergebnisse für die Oberflächentemperatur (vgl. Abbildung 60, kann allerdings für eine Fragestellung, die das thermische Verhalten eines Seekörpers nicht verwendet werden, da es bislang nur Oberflächentemperatur abbildet, nicht aber die hypolimnische Temperatur.

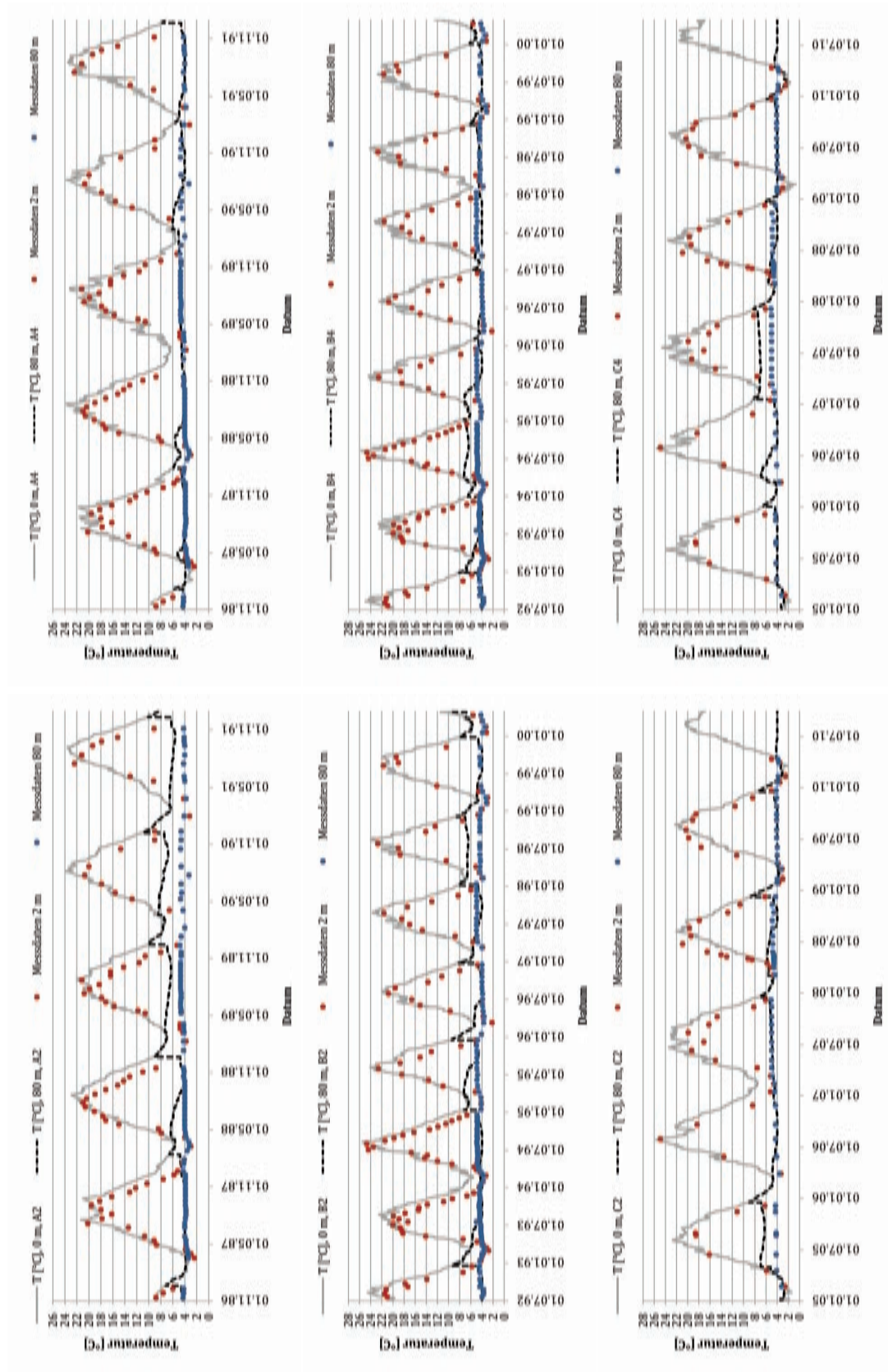


Abbildung 58: Modellierungsergebnisse FLake für die Zeiträume A, B und C im Vergleich zu Felddaten, links: mit umgerechneten Windgeschwindigkeiten (obere Schranke); rechts: mit veränderten Höhen der Messapparaturen (eigene Darstellung).

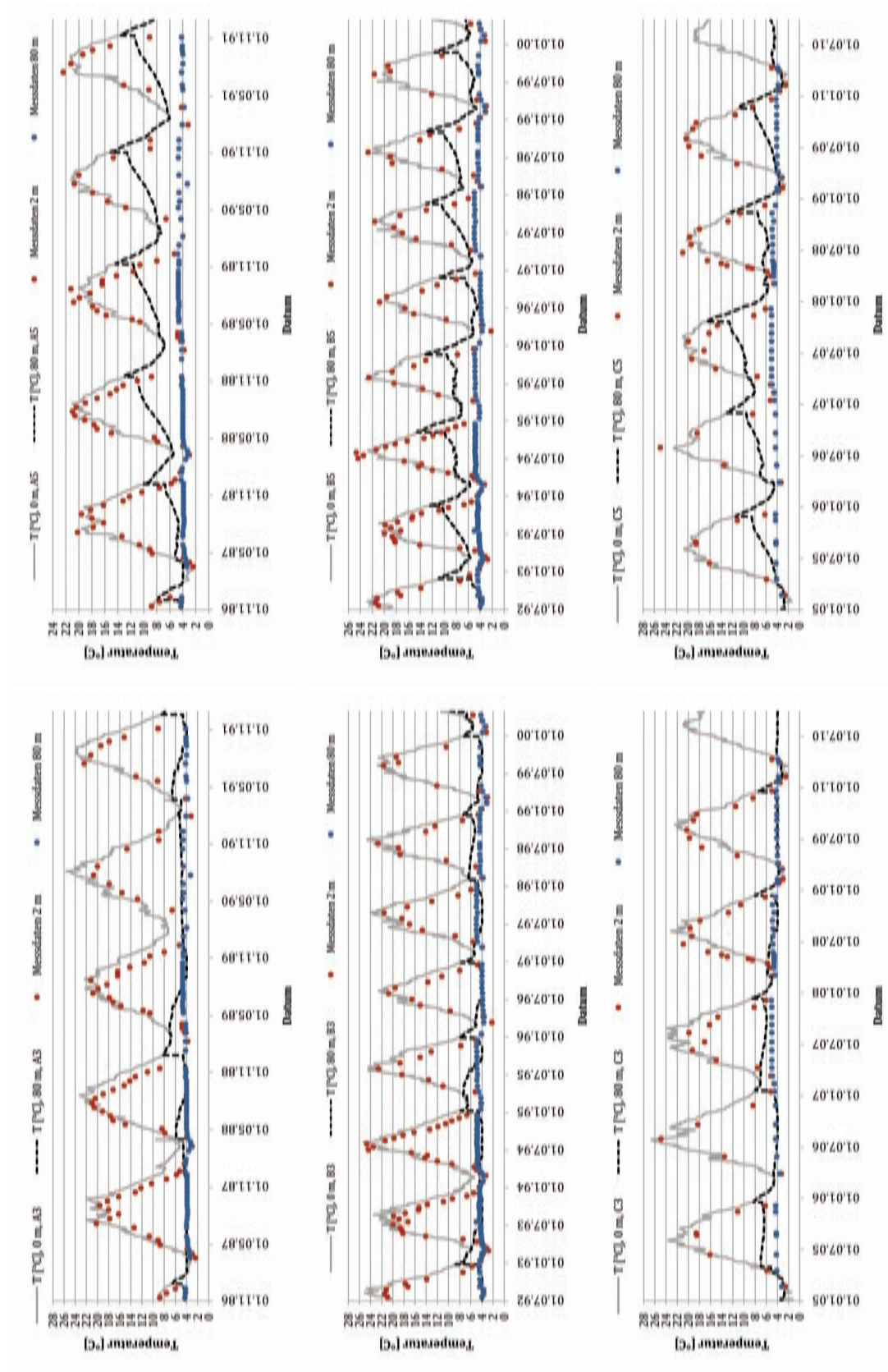


Abbildung 59: Modellierungsergebnisse FLake für die Zeiträume A, B und C im Vergleich zu Felddaten mit veränderten Sichttiefen, links:  $k_\tau = 0$ , 1, rechts:  $k_\tau = 0, 6$  (eigene Darstellung).

Das Modell von BREY (in Bearb.) erzielt dagegen sehr gute berechnete Oberflächentemperaturen). Zum Zeitpunkt der Verfassung der vorliegenden Arbeit konnte jedoch nicht berechnet werden.

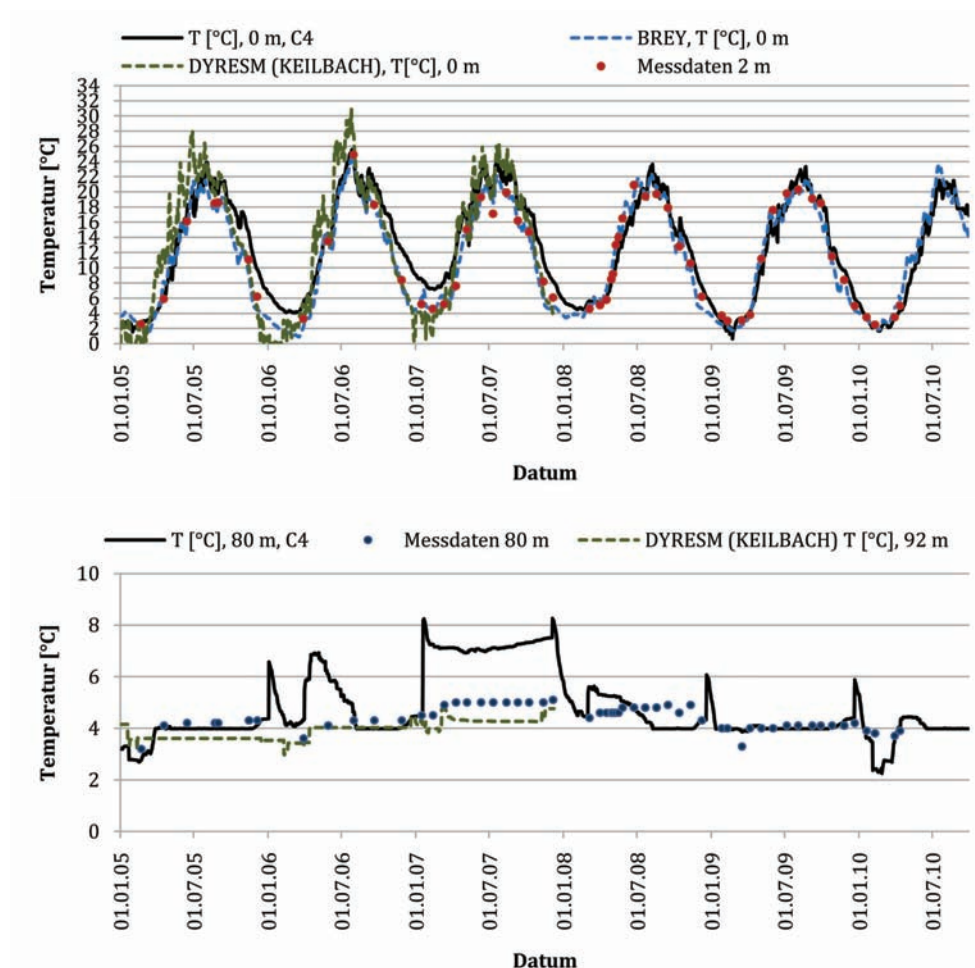


Abbildung 60: Modellierungsergebnisse mit FLake, Dyresm und Temperaturmodell nach BREY (in Bearb.) für den Ammersee (verändert nach KEILBACH unveröffentlicht, BREY in Bearb. und eigenen Auswertungen).

Um die Qualität des Modells FLake einzuordnen, wurde mit den gleichen meteorologischen Eingabedaten wie am Ammersee die Oberflächen- und Tiefentemperatur des Pilsensees berechnet. Dieser liegt 3 km östlich des Ammersees, seine maximale Tiefe beträgt 17 m. Die statistische Analyse der Ergebnisse zeigt sehr gute Ergebnisse für den Pilsensee, sowohl bei der Oberflächen- als auch der Tiefentemperatur (vgl. Tabelle H, Anhang S. 185 und Abbildung 61, S. 130). Dieses Resultat, wie auch die erfolgreiche Anwendung des Modells FLake an Seen wie u.a. Heiligensee



und Müggelsee (KIRILLIN 2010), Great Salt Lake (DUTRA et al. 2010) und 30 finnischen Seen (EEROLA et al. 2010) sowie die Probleme der Ammeseemodellierung mit drei verschiedenen Modellen zeigt, dass der Ammersee anders als andere Seen ein spezifisches Verhalten bezüglich seiner thermischen Entwicklung aufweist, das durch vorhandene Modelle bislang nicht abgebildet werden kann.

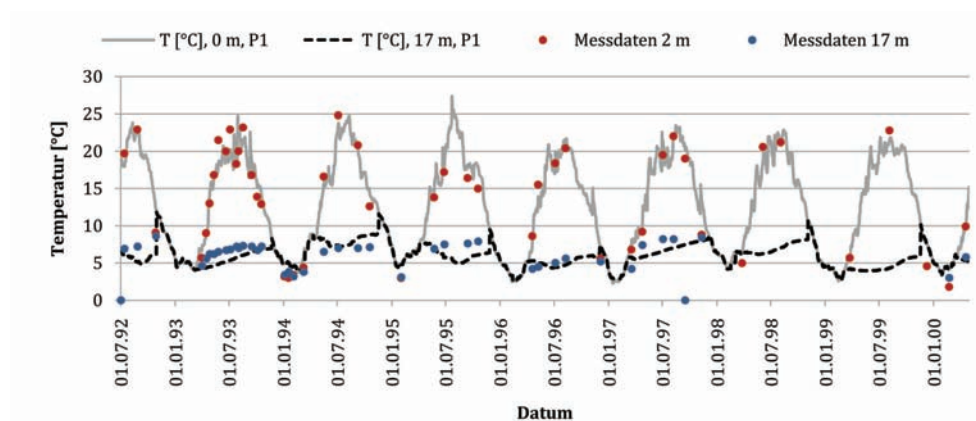


Abbildung 61: Modellierungsergebnisse FLake für den Pilsensee (eigene Darstellung).

### 5.3.4 Zusammenfassung der Ergebnisse zur Modellierung der Temperaturverhältnisse im Ammersee

Ohne die Manipulation der Software FLake an sich oder der meteorologischen Eingabedaten kann das Modell FLake nicht zufriedenstellend kalibriert werden. Die zwischen den einzelnen Jahren variierenden Abweichungen zu Messwerten, die vor allem in der Tiefentemperatur feststellbar sind, lassen es nicht zu, Szenarien oder gar Prognosen mit Hilfe von Daten für Klimaszenarien für den weiteren thermischen Verlauf des Ammersees anzustellen.

# Kapitel 6

## Diskussion und Ausblick

### 6.1 Diskussion der Ergebnisse

Nach IPCC (2007), MANN et al. (1999), und RODRIGUEZ-PUEBLA und BRUNET (2007) wurde ein Klimawandel im letzten Jahrhundert nachgewiesen, wodurch „erkennbare Auswirkungen auf zahlreiche physikalische und biologische Systeme“ festzustellen sind (IPCC 2007, S. 21). Nach IPCC (2007, S. 20) deutet nach einer wachsenden Anzahl von Hinweisen vieles darauf hin, dass eine „Erwärmung von Seen und Flüssen in vielen Regionen mit Auswirkungen auf die thermische Struktur und die Wasserqualität“ zu erwarten ist.

Die Analysen der vorliegenden Arbeit zeigen, dass im Einzugsgebiet des Ammersees für den Untersuchungszeitraum (1984-2010) ein Wandel der meteorologischen, hydrologischen und limnologischen Größen in verschiedener Intensität stattfand (vgl. Kapitel 5). Auch die landschaftsökologischen Untersuchungen dieser Arbeit (vgl. Kapitel 4) zeigen den Wandel des Ammersee-Einzugsgebiets, wobei die einzelnen Einflüsse auf den See zwar benannt, allerdings nicht quantifiziert werden können.

#### **Auswirkungen auf den Wärmehaushalt des Ammersees**

Aus den fehlenden Möglichkeiten der Quantifizierung einiger Einflüsse im Einzugsgebiet werden die Analysen der Einflussfaktoren auf das thermische System des Ammersees vor dem Hintergrund der Grundthese durchgeführt, dass der Wärmehalt und das thermische Verhalten des Ammersees abhängig sind von:

1. der Summe der Energie, die dem See durch Lufttemperatur, Zuflusstemperatur und -menge sowie Windarbeit zugeführt wird,
2. und der Summe der Energie, die durch den Temperaturgradienten zwischen Luft und Wasseroberfläche, die Abflusstemperatur und -menge sowie die Windarbeit dem System entzogen wird.

Das Zusammenspiel zwischen Energieeintrag und -verlust, in Kombination mit der Morphologie und geographischer Lage des Sees, ergibt demnach das für jeden See spezifische thermische Verhalten.

Wie die Analysen der Lufttemperaturdaten im Einzugsgebiet des Ammersees zeigen, kann ein positiver Trend in allen Monaten zwischen April und August nachgewiesen werden. Für den Zeitraum von 1984-2010 bedeutet dies einen Zuwachs der Jahresmitteltemperatur um  $+2\text{ K}$ , obwohl in den Monaten Januar, Februar und Dezember negative Temperaturtrends nachweisbar sind (vgl. Kapitel 4.1.4, 5.1.2). Diese Beobachtung deckt sich mit den Aussagen KLIWA (2006), die für die letzten 70 Jahre einen sommerlichen Temperaturanstieg um  $+2,26\text{ K}$  und winterlichen Zuwachs der Temperatur um  $+1,13\text{ K}$  für das Isar-Einzugsgebiet feststellen, zu dem auch der Ammersee gehört.

Wie die Lufttemperatur steigt auch die Wassertemperatur des Seezuflusses Ammer zwischen April und August im monatlichen Mittel während des Untersuchungszeitraums an, wobei die Abflussmenge im Mittel konstant bleibt. Im September ist ein negativer Trend der monatlichen Mitteltemperatur mit ebenso konstanter Abflussmenge zu verzeichnen. Zusätzlich steigt in allen Monaten die Häufigkeit von Windgeschwindigkeiten  $> 3\text{ m/s}$ , wodurch die oberflächennahe Durchmischung des Ammersees, und somit der Wärmetransport im See begünstigt wird. Allerdings ist keine nachweisbare Verstärkung von extremen Windereignissen erkennbar, die allerdings von IPCC (2007) erwartet wird. Diese Ereignisse können dazu führen, dass nicht nur oberflächennahes Wasser durch den Wind in Bewegung versetzt wird, sondern in kurzer Zeit der gesamte Wasserkörper zirkuliert. Die Zunahme von starken

Abflussereignissen kann nicht mit einer Verringerung der Schichtungsstabilität in Verbindung gebracht werden, da bei diesen Ereignissen keine zeitgleichen Messwerte der Ammer (TMQ) und des Ammersees (Wassertemperaturprofile) vorliegen.

Die Wassertemperatur des einzigen Abflusses des Ammersees (Amper) wird neben den Wechselwirkungen zwischen Wasseroberfläche-Atmosphäre als weitere Möglichkeit gesehen, wie Wärme aus dem Ammersee abgeführt werden kann. Anders als bei Luft- und Zuflusstemperatur ist hier ein positiver Trend in fast allen Monaten außer Juli, August und September festzustellen. Im zuletzt genannten Monat ist sogar eine leicht negative Temperaturentwicklung zu erkennen. Dies weist darauf hin, dass die oberflächennahe Temperatur des Ammersees im September durch verändertes Zirkulations- und Stagnationsverhalten abgenommen hat. Die vorliegende Untersuchung zeigt, dass die Wassertemperatur des Abflusses mit den Oberflächenwassertemperaturen im Jahresverlauf gut korrelieren ( $R^2 = 0,89$ ). Aus dem Anstieg der Temperatur für den Zufluss und der Luft sowie der Korrelation zwischen Seeoberflächen- und Abflusstemperatur resultiert, dass durch die zunehmende Zufluss- und Lufttemperatur zwar mehr Energie in den Ammersee eingetragen wird, allerdings nicht die gesamte Wärme im See gespeichert, sondern zu Teilen über den Abfluss abgegeben wird.

Als Konsequenz aus der Entwicklung aller Einflussfaktoren zeigt sich vor allem in den Werten des Wärmehaltes und der Wassertemperatur im Ammersee zwischen April und September eine positiven Trend (1984-2010). Allerdings ist in der Jahresmitteltemperatur der Wassersäule keine Veränderung nachzuweisen, was auf einen stärkeren Wärmeverlust während Herbst und Winter deutet.

Die getrennten Analysen des oberflächennahen Wasserbereichs (0-20 m) und des tiefen Seekörpers (20-81,1 m) im Ammersee zeigen, dass langfristig **in Tiefen zwischen 0-20 m** im Jahresmittel keine Temperaturveränderungen festgestellt werden (vgl. Kapitel 5.2.2.2), wobei die jährlichen Schwankungen bis zu 2,5 K erreichen. Dies weist auf einen dominierenden Einfluss von kurzfristigen meteorologischen Situationen hin. SCHINDLER et al. (1996), AMBROSETTI und BARBANTI (2003),

LIVINGSTONE et al. (2006) und ARHONDITSIS et al. (2004) analysierten weltweit Seen mit Tiefen zwischen 15 und 258 m. Anders als am Ammersee zeigen die Untersuchungen, dass seit den 1950er Jahren die Jahresmitteltemperaturen zwischen 0-20 m Wassertiefe um +0,1 bis +0,2 K pro Dekade anstiegen. LIVINGSTONE (2003) zeigt für den gleichen Tiefenbereich des Bodensees, der von allen untersuchten Seen nach seiner geographischen Lage und Morphologie dem Ammersee am ähnlichsten ist, im Jahresdurchschnitt eine Temperaturerhöhung von +0,24 K pro Dekade.

In den Ammersee-Analysen der monatlich betrachteten Entwicklungen der Wassertemperatur in Tiefen zwischen 0-20 m ist vor allem in den strahlungsintensiveren Monaten ein positiver Trend nachzuweisen. ARHONDITSIS et al. (2004) weisen das gleiche Verhalten auch für Lake Washington nach. Zwischen November und März sind weder im Lake Washington (ARHONDITSIS et al. 2004) noch im Ammersee (vorliegende Untersuchungen) im Bereich zwischen 0-20 m signifikante Temperaturerhöhungen festzustellen, anders als LIVINGSTONE (2003) für den Bodensee zeigt. Die Wassertemperaturerhöhungen in den einzelnen Monaten werden auf die in Kapitel 5.1 aufgezeigten positiven Trend der Luft- und Zuflusstemperatur im Frühjahr und Sommer zurückgeführt. Auch GUESS et al. (1998) und PEETERS et al. (2002) sehen diesen Einfluss der Parameter auf die Temperatur und Dynamik von Seen im allgemeinen.

**Im Tiefenbereich des Ammersees** (20 m bis 81,1 m) wird zwischen April und Dezember ein sehr leichter Temperaturanstieg verzeichnet, wobei auch hier die Schwankungen über die Jahre wesentlich ausgeprägter sind als der auszumachende Trend. Der Anstieg der Temperatur des Tiefenwassers im Frühjahr über mehrere Jahre wird von AMBROSETTI und BARBANTI (1999) und HOLLAN (2001) mit einem „klimageschichtlichen Gedächtnis“ gleichgesetzt, da meteorologisch beeinflusste oberflächennahe Wasserschichten in tiefere Bereiche verfrachtet werden und somit über längere Zeit als Nachweis der vergangenen meteorologischen Gegebenheiten gesehen werden können.

Im Ammersee wie auch im Lake Washington (ARHONDITSIS et al. 2004) und in drei österreichischen Seen (DOKULIL et al. 2006) zeigt sich zwischen Januar und

März kein Temperaturzuwachs über den Untersuchungszeitraum. Dies lässt darauf schließen, dass der Wärmeverlust während Herbst und Winter so groß ist, dass zum Zeitpunkt der beginnenden Frühjahrszirkulation eine gewisse Grundtemperatur im See erreicht wird, die sich über die Jahre nicht verändert.

Andere Entwicklungen werden für den Bodensee (LIVINGSTONE 2003), zwölf tiefe Seen in Mitteleuropa (LIVINGSTONE et al. 2006) sowie 30 norditalienische Seen (AMBROSETTI und BARBANTI 1999, 2002a) gezeigt. Hierbei liegen die Temperaturerhöhungen im Mittel bei  $+0,13K$  pro Dekade. AMBROSETTI und BARBANTI (1999) führen dies für den Lago Maggiore und GRANADOS und TORO (2000) im Allgemeinen auf häufigeres Auftreten hoher Windgeschwindigkeiten zurück. HORNING (2002) und ROLL (1952) sehen den Schwellenwert bei  $3\text{ m/s}$ , über dem der Wind Einfluss auf die Durchmischungsprozesse eines Sees hat. Auch am Ammersee wird diese zunehmende Häufung von Windgeschwindigkeiten  $> 3\text{ m/s}$  festgestellt. Der leichte Zuwachs der Tiefentemperaturen in einigen Monaten wird, neben erhöhten Lufttemperaturen, auch auf die Entwicklung der Windgeschwindigkeiten in einigen Monaten zurückgeführt. Allerdings wird hierin auch der Antrieb für den verstärkten Wärmeverlust im Herbst und Winter gesehen.

Eine weitere Konsequenz von erhöhtem Windeinfluss sehen SCHINDLER et al. (1996) in einer tieferen Ausprägung der Thermokline. Dieses Phänomen kann auch in der vorliegenden Untersuchung festgestellt werden.

Auch LIVINGSTONE et al. (2006) stellen für zwölf tiefe Seen in Mitteleuropa tiefer reichende Thermoklinen bei erhöhten Wassertemperaturen fest. Sie machen dafür zusätzlich natürliche und anthropogen verursachte Veränderungen im Einzugsgebiet verantwortlich. Beispielsweise können Änderungen in der landwirtschaftlichen Nutzung des Einzugsgebiets zu verändertem Nährstoffeintrag führen, wodurch das Wachstum bestimmter Algen gehemmt würde (P-limitiertes Wachstum von *Planktothrix rubescens* im Ammersee, TEUBNER et al. 2004). Somit könnte sich die

Sichttiefe des Sees erhöhen. Bei klarerem Wasser kann die Strahlung tiefer in den See eindringen und gegebenenfalls das Wasser in oder unter der Thermokline erwärmen (SCHINDLER et al. 1996). Ein gegenteiliger Effekt könnte durch verstärkte Starkregenereignisse erzielt werden, wenn dadurch mehr Schwebfracht in den See eingetragen, und somit die Sichttiefe verringert würde. Am Ammersee war weder bezüglich der maximalen noch minimalen Sichttiefe langfristig eine Trendentwicklung erkennbar. Ähnlich wie bei den Wassertemperaturen unterlagen die Werte starken Schwankungen von Jahr zu Jahr. Eine Korrelation zwischen der Sichttiefe und der Tiefe der maximalen Ausbildung der Thermokline kann für den Ammersee nicht erkannt werden ( $R^2 = 0,27$ ). Auch die von SCHINDLER et al. (1996), LIVINGSTONE (2003) und ARHONDITSIS et al. (2004) aufgezeigte Verlängerung der Stagnationsphase kann für den Ammersee nicht bewiesen werden. Durch die aufgezeigte Veränderung der Luft- und Wassertemperatur kann zwar davon ausgegangen werden, dass sich die Länge der sommerlichen Stagnation verändert hat, allerdings kann diese These aufgrund der zu geringen zeitlichen Auflösung der Messwerte nicht bewiesen werden.

Die Analysen des jährlichen Wärmeinhalts des Ammersees zeigen langfristig keine signifikanten Veränderungen auf. Nur im Frühjahr und Sommer steigen die Werte, im Herbst und Winter stagnieren oder sinken sie. Ähnliche Beobachtungen machten ARHONDITSIS et al. (2004) am Lake Washington.

Andere Untersuchungen zu Seen in unterschiedlichen Klimazonen (GHORAM 1964, GREEN et al. 1987, FERRIS und BURTON 1988, HENRY und BARBOSA 1989, GELLER 1992, AMBROSETTI und BARBANTI 2002a) zeigen allerdings ein Anwachsen des Wärmeinhalts und somit auch der mittleren Wassertemperatur während des gesamten Jahres. Der Vergleich mit diesen Ergebnissen zeigt, dass nicht in allen Seen einheitliche Trends von Temperatur- und Wärmeinhalt zu sehen sind. Diese Beobachtung wird bestärkt durch LIVINGSTONE (1997), GERTEN und ADRIAN (2001) und ARHONDITSIS et al. (2004), die feststellen, dass der Einfluss der erwarteten Klimaerwärmung sowie die Ausdauer der Signale zwischen unterschiedlichen Seen substantiell variieren wird.

Selbst im Ammersee schwankt die Ausdauer der Signale, die durch meteorologische Extremereignisse wie kalte Winter oder heiße Sommer verursacht werden (vgl. Kapitel 5.1.2.1, 5.2.3 und 5.2.5). Auch diese Beobachtung weist darauf hin, dass das komplexe System des Ammersees durch viele Einzelfaktoren beeinflusst wird, und insgesamt ein System variierender Stabilität ist.

### **Auswirkungen auf die thermische Schichtung des Ammersees**

Durch eine Temperaturzunahme in Bereich zwischen 0-20 m Wassertiefe wurde in den vorliegenden Untersuchungen die Beeinflussung der Schichtungsstabilität von Seen nachgewiesen, die sich mit den Ergebnissen von AMBROSETTI und BARBANTI (1999, 2002b), PEAT et al. (2002), LIVINGSTONE (2003), und LIVINGSTONE et al. (2006), DOKULIL et al. (2010) deckt. Der Grund fur die Zunahme der Stabilität wird darin gesehen, dass sich der Dichteunterschied von Wasser mit steigender Temperatur vergroert.

AMBROSETTI und BARBANTI (2002b) stellen einen starken Zusammenhang zwischen der maximalen Tiefe eines Sees ( $z_{max}$ ) und den maximalen Werten im Jahr fur die Schichtungsstabilität  $S$  nach SCHMIDT (1928), externen Energie  $B$  nach BIRGE (1916) und die Gesamtarbeit  $G$  fest, mit zunehmender Stabilität und Arbeit des Windes bei zunehmender Tiefe. Die Untersuchungen von AMBROSETTI und BARBANTI (2002b) basieren auf Auswertungen von 31 italienischen Seen mit verschiedener Morphologie, Tiefe und geographischer Lage (vgl. Tabelle 16, S. 138). Zum Vergleich sind die morphometrischen Parameter und die berechneten Werte des Ammersees fur  $S, B$  und  $G$  und in Tabelle 16 integriert. Der Vergleich zeigt, dass der Ammersee fur seine maximale Tiefe von 81,1 m im Verhältnis eine geringe maximale Stabilität mit  $3876 J/m^2$  aufweist. Im Vergleich dazu beträgt im Lago di Mergozzo bei einer maximalen Tiefe von 73 m die maximale Stabilität  $5720 J/m^2$ . Auch die errechneten Werte fur die Arbeit des Windes nach BIRGE (1916) und fur



die Gesamtarbeit ( $G$ ) sind niedriger als die Vergleichswerte der italienischen Seen (vgl. Tabelle 16, S. 138).

Dies ist darauf zurückzuführen, dass die Schichtungsstabilität ( $S$ ) am Ammersee nicht so stark wie bei ähnlichen vergleichbaren Seen in Norditalien ausgeprägt ist.

Tabelle 16: Morphometrische Parameter und Mittelwerte der maximalen Schichtungsstabilität ( $S$ ) und Birgean Work ( $B$ ) verschiedener Seen über den Zeitraum 1984-2010 (verändert nach: AMBROSETTI und BARBANTI 2002b).

Name	Höhe ü.NN	A [ $km^2$ ]	V [ $km^3$ ]	$z_{max}$ [m]	S [ $Jm^{-2}$ ]	B [ $Jm^{-2}$ ]	G [ $Jm^{-2}$ ]
Iseo	186	60.94	7.57	258	17093	1891	18718
Bracciano	164	57.02	5.053	165	20227	4447	24440
Bolsena	305	113.55	9.2	151	15345	3632	18599
Orta	290	18.02	1.25	143	10694	1593	12239
Idro	368	11.5	0.684	120.5	7012	1631	6822
Lugano FG	271	20.3	1.14	95	5567	1121	6622
Ammersee	532	46.6	1.821	81.1	3876	984	4861
Mergozzo	194	1.825	0.083	73	5720	1336	7037
Lugano PT	271	1.1	0.03	50	3145	2042	5141
Vico	510	12.08	0.26	48.5	2708	1716	4423
Caldonazzo	448	5.63	0.149	49	2302	1292	3539
Monate	266	2.51	0.0453	34.5	1182	858	2040
Nemi	320	1.792	0.0305	32.4	1272	971	1903
Varese	238	14.95	0.162	26	739	586	1300
Pusiano	259	4.93	0.069	24.3	638	590	1228
Oggiono	224	3.81	0.024	11.3	122	449	530
Endine	334	2.34	0.012	9.4	65	318	362

Obwohl der Ammersee bezogen auf seine thermische Stabilität nach AMBROSETTI und BARBANTI (2002b) mit  $S > B$  einem typischen großen See entspricht, ist die Stabilität nicht so stark ausgebildet wie bei Seen ähnlicher Größe und Morphologie (vgl. Tabelle 16).

Diese thermische Labilität im Verhältnis zu seiner Größe kann ein Hinweis auf noch nicht quantifizierte Einflüsse auf den See sein. Auch die Modellierungsergebnisse der herbstlichen und winterlichen thermischen Strukturen im Ammersee, die sich nicht den Messwerten decken, sind ein Hinweis darauf. Im Vergleich zeigen Modellierungsergebnisse für den benachbarten Pilsensee wesentlich bessere Ergebnisse (vgl. Kapitel 5.3). Möglicherweise ist die verhältnismäßig schwache Schichtungsstabilität im

Ammersee auf die Lage seines Zu- und Abflusses im Süden und Norden, sowie die stromlinienförmige Morphologie zurückzuführen (vgl. Kapitel 4). Dadurch entsteht oberflächennah eine Süd-Nord-Strömung, die die Ausprägung einer starken Stabilität verhindert. Ein möglicher zusätzlicher Einfluss kann ein nicht quantifizierter Grundwasserstrom sein, was über die geologischen Gegebenheiten im Einzugsgebiet durchaus erklärbar ist. Nach BIRNER (mündliche Mitteilung) entspricht die durchschnittliche Temperatur des Grundwassers in etwa der Jahresdurchschnittstemperatur der Luft im Einzugsgebiet, also 7,6 °C (vgl. Kapitel 5.1.2.1). Durch diesen bodennahen warmen Wasserstrom kann erklärt werden, weshalb die größtenteils konstante Wassertemperatur am Grund nicht wie normalerweise bei temperierten Seen bei 3,98 °C sondern bei 4,6 °C liegt.

## Auswirkungen auf die Modellierung

BIRGE (1916) und WETZEL (2001) zeigen, dass der Einfluss des Windes und anderer externer Faktoren (KJENSMO 1994, AMBROSETTI und BARBANTI 2000, 2002b) die wichtigsten Parameter zur Berechnung des Wärmeinhaltes eines Sees sind. Bei der **Modellierung** mittels der Programme Dyresm (KEILBACH unveröffentlicht) und FLake (vorliegende Untersuchungen) wurden mit Hilfe von Werten für diese externen Faktoren (Wind, Strahlung, Lufttemperatur etc.) Wärmeinhalte im Ammersee berechnet.

Wie die Ausführungen in Kapitel 5.1.1 zeigen, liegen für den Ammersee aufgrund der Lage der Messstationen - bezogen zum Ammersee - räumlich gesehen - keine exzellenten meteorologischen Daten vor. Die Umrechnung der Winddaten, als wichtigster Faktor des Energietransports im See (BIRGE 1916), von Windstärken [Bft] in Windgeschwindigkeiten [m/s] hat Veränderungen der Modellierungsergebnisse zur Folge (vgl. Abbildung 58, S. 127), ebenso die Reduktion der Globalstrahlung von Werten des Hohenpeißenberg (977 m ü.NN) auf mittlere Seehöhe (548 m. ü. NN). Die vorliegenden Untersuchungen zeigen, dass die Ergebnisse der Modellierung mit

FLake vor allem im Herbst und Winter nicht den realen Temperaturbedingungen entsprechen, sondern positive Abweichungen um bis zu  $+5\text{ K}$  an der Wasseroberfläche aufweisen. Diese Differenzen können teilweise durch die zur Verfügung stehende Datengrundlage erklärt werden. Neben dem Einfluss der Eingabedaten wird auch davon ausgegangen, dass die oben beschriebene geringe Schichtungsstabilität sich auch in den Modellergebnissen widerspiegelt. Zu verzeichnen ist dies im Spätsommer, in dem die Wassertemperaturen immer zu hoch abgebildet werden, und wodurch als Konsequenz auch die Wintertemperaturen stark erhöht dargestellt werden. FLake geht aufgrund der großen maximalen Tiefe des Ammersees, die bei den Berechnungen berücksichtigt wird, von einer stärkeren thermischen Schichtung aus. Dadurch muss zur Auflösung dieser mehr Energie aufgewendet werden als in der Realität, wodurch der Zeitpunkt der Auflösung der thermischen Schichtung in den Modellergebnissen ein späterer ist. DUTRA et al. (2010), KIRILLIN (2010) und EEROLA et al. (2010) zeigen erste Ansätze zur Implementierung von FLake in klein- und mittelskalige Klimamodelle (HIRLAM) oder Wetterprognosesysteme (ECMWF LSM HTESSEL) für Mittel- und Nordeuropa. Dieser Schritt der Implementierung wird allerdings für den Ammersee nicht empfohlen, da die modellierten Daten zu große Abweichungen zu den Felddaten aufweisen.

Durch den Vergleich von Modellierungsergebnissen dreier Modelle mit unterschiedlichen Ansätzen (limno-physikalisch: Dyresm - KEILBACH unveröffentlicht; empirisch-limno-physikalisch: FLake - vorliegende Untersuchungen; empirisch - BREY in Bearb.) wird gezeigt, dass die besten Ergebnisse für Berechnungen der Wasseroberflächentemperatur des Ammersees über die empirische Modellierung von BREY (in Bearb.) erzielt werden.

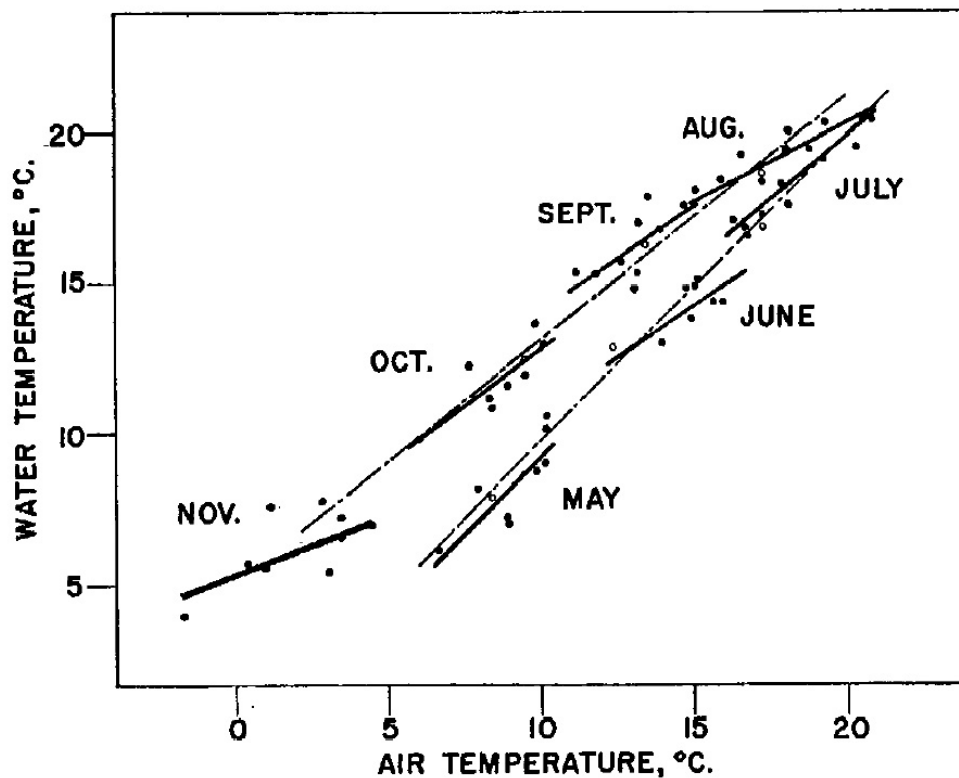


Abbildung 62: Korrelation zwischen mittlerer monatlicher Lufttemperatur und Wassertemperatur Lake Mendota (MC COMBIE 1969).

Für Regionen mit schlechter Datengrundlage entwickelt BREY (in Bearb.) ein Modell, das die thermischen Verhältnisse in Seen, alleine in Abhängigkeit von der Lufttemperatur mit Hilfe von Knowledge Discovery in Databases abbilden soll. Dadurch werden viele Fehlerquellen minimiert, die durch die Interpolation, Reduktion und Korrelation von benötigten Eingabedaten entstehen. Schon MC COMBIE (1969) stellt für Lake Opeongo und Lake Mendota sehr gute Korrelationen zwischen der mittleren monatlichen Wasseroberflächen- und Lufttemperatur fest (vgl. Abbildung 62, S. 141). Für den Ammersee zeigten sich für Monate außerhalb des Winters bessere Korrelationen als im Winter (vgl. Abbildung 63, S. 142).

Ein grundsätzlicher Schwachpunkt der meisten Modelle ist die Berechnung der Wintertemperaturen, da in diesem Temperaturbereich durch die Dichteanomalie des Wassers kein linearer Zusammenhang zwischen Luft- und Wassertemperatur vorliegt. Dies zeigen auch die Korrelationen der Luft- und Wasseroberflächentemperatur (vgl. Abbildung 63, S. 142).

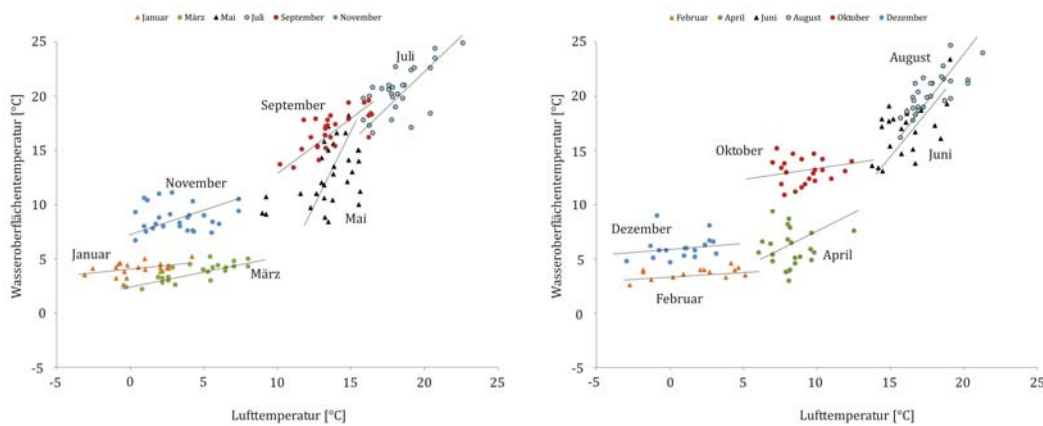


Abbildung 63: Korrelation zwischen mittleren monatlichen Lufttemperatur und Wasseroberflächentemperatur Ammersee (eigene Darstellung nach Daten des DWD, WWA und Lago).

Dass das thermische Verhalten des Ammersees verglichen mit anderen Seen labil ist und schnell auf meteorologische Ereignisse reagiert, wurde in Kapitel 5.1.2, 5.2.2.2 und 5.2.5 mittels der Luft-, und Wassertemperaturdaten sowie der Berechnungen zu  $S$  und  $B$  gezeigt. Die Analysen der drei meteorologisch herausstechenden Jahre 1996, 2003 und 2007 bestärkte diese Annahme: Schon ein Lufttemperaturanstieg von wenigen Grad im Frühjahr im Vergleich mit einem anderen Jahr verändert die thermische Struktur bis September gänzlich (vgl. Kapitel 5.2.5). Bei Simulationen der thermischen Strukturen im Ammersee mittels Modellrechnungen müssen daher die starken Einflüsse von einzelnen meteorologischen Situationen gut abgebildet und stark berücksichtigt werden.

Das heißt: ein Modell kann für den Ammersee nur sehr gute Ergebnisse liefern, sofern die Trägheit des simulierten Wasserkörpers der des Ammersees entspricht.

Prinzipiell ist bei der Modellierung darauf zu achten, dass keine Anpassung der Eingabeparameter wie Morphologie und Meteorologie durchgeführt wird, um bessere Simulationsergebnisse zu erreichen. Es wurde für den Bodensee (HORNUNG 2001) sowie den Ammersee (KEILBACH unveröffentlicht, VETTER unveröffentlicht) zwar gezeigt, dass durch die prozentuale Erhöhung oder Reduzierung der Werte für Wind, Globalstrahlung, Zuflussmengen oder Veränderung der maximalen Seetiefe realitätsnähere Simulationsergebnisse erreicht werden, allerdings nur durch eine von

natürlichen Umständen abweichende Ausgangssituation.

## Schlussbetrachtung

Während AMBROSETTI und BARBANTI (1999), GUESS et al. (1998), PEETERS et al. (2002), und VETTER (2005) Seen unterschiedlicher Größe als empfindliche Reaktionskörper auf den anhaltenden Prozess des globalen Klimawandels sehen, weisen HUPFER (1998) und PEAT et al. (2002) darauf hin, dass die Effekte des Klimawandels in Binnengewässern gemäßigter Breiten noch nicht nachweisbar sind. Die Begründung wird in den starken jährlichen und anthropogenen Schwankungen gesehen, die die Seen beeinflussen. Die These von HUPFER (1998) und PEAT et al. (2002) lässt sich zu Teilen auch auf den Ammersee anwenden: Zwar sind Veränderungen in kurzfristigen Beobachtungen vor allem im Bereich zwischen 0-20 m Tiefe erkennbar, aber langfristige Trends vor allem im Tiefenbereich und gesamten Wasserkörper sind durch klimatische Einflüsse kaum nachweisbar. Durch die starken Schwankungen von Jahr zu Jahr bezüglich aller untersuchten Parameter werden langfristige Trends meist überdeckt. Vor allem der starke anthropogene Einfluss auf den Ammersee in den letzten 30 Jahren lässt nicht zu, die Veränderungen nur auf einen klimatischen Wandel zurückzuführen.

Außerdem sind die vorgestellten Ergebnisse für den Ammersee vor dem Hintergrund zu sehen, dass der Abstand der Messzeitpunkte je nach Parameter unterschiedlich ist. Während meteorologische Messwerte dreimal täglich vorliegen, stehen von Zu- und Abfluss tägliche Mittelwerte und vom Ammersee selbst Daten mit zwei- bis vierwöchigem Intervall zur Verfügung, nur in einer Zeitspanne von fünf Monaten liegen täglich Messwerte vor. Allerdings werden für langzeitliche limnologische Auswertungen in den meisten Fällen Messwerte mit einem Datenintervall von vier Wochen verwendet (u.a. AMBROSETTI und BARBANTI 2002a, DOKULIL et al 2019), wodurch die Auswertungen für den Ammersee sehr gut mit anderen Forschungsergebnissen verglichen werden können.

Durch langfristige Veränderungen von Einflussfaktoren (Lufttemperatur, Wind, Zufluss) ergeben sich für den Ammersee auch kurzfristige Veränderungen. Die aufgezeigte erhöhte Schichtungsstabilität beispielsweise kann bei weiterem Anstieg dazu

führen, dass nicht mehr die gesamten Wassermassen in die herbstliche Zirkulation mit eingebunden werden, wodurch der Transport von Nährstoffen in tiefe Seebereiche erschwert würde. Außerdem kann davon ausgegangen werden, dass bei erhöhten Lufttemperaturen im Frühjahr auch eine frühere Bildung der Thermokline eintritt, wodurch wiederum das Zirkulationsverhalten verändert würde. Um allerdings zuverlässige Aussagen im kurzfristigen Bereich treffen zu können (z.B. Zeitpunkt der Bildung und Auflösung der Thermokline), liegen die limnologischen Messdaten für den Ammersee nicht in ausreichender zeitlicher Auflösung vor.

Außerdem basieren die in den vorliegenden Untersuchungen durchgeführten Auswertungen der thermischen Strukturen des Ammersees zumeist auf Berechnungen, deren Ergebnisse je nach Methode teilweise enorm variieren (vgl. Kapitel 5.2.3.1). Die Ergebnisse von AMBROSETTI und BARBANIT (1999, 2002a) sowie von BANENS (1988, 1991) basieren allerdings alle auf der gleichen Berechnungsmethode mittels LIMNOX (Wärmeinhalt, Schichtungsstabilität, externe Energie), sodass diese Ergebnisse miteinander verglichen werden können.

## 6.2 Ausblick

Die Fragestellung, welche hydrologischen, meteorologischen und anthropogenen Faktoren Einfluss auf die thermische Struktur des Ammersees haben, konnte nicht vollständig geklärt werden. Das Einzugsgebiet des Ammersees unterlag während des Untersuchungszeitraums einem sehr starken Wandel, sowohl in hydrologischer und meteorologischer als auch anthropogener Hinsicht. Vor allem die anthropogenen Einflüsse konnten nicht quantifiziert werden. Es wird allerdings davon ausgegangen, dass gerade die wasserbaulichen Maßnahmen im Bereich des Zuflusses sowie die Installation von Kläranlagen und Kanalisationen wichtige Einflussgrößen für die thermische Struktur des Ammersees darstellen.

Wichtigste Aufgabe weiterer Untersuchungen des Projekts Lago sollte daher die Quantifizierung der anthropogenen Einflüsse sein, aber auch die Fragestellung eines

möglichen Grundwasserstroms muss genau untersucht werden.

Das Verhalten der thermischen Strukturen im Ammersee konnte mit den vorhandenen Daten gut analysiert werden, allerdings sind vor allem Fragestellungen zur Bildung und Auflösung der thermischen Schichtung noch zu klären. Dazu sind **räumlich und zeitlich hochaufgelöste Daten** über einen langen Zeitraum notwendig, die entweder über eine automatische störfreie Messstation aufgenommen werden könne, oder über die Simulation mittels eines sehr gut kalibrierten Modells. Das thermische Verhalten eines Sees ist die Grundlage und der Antriebsmotor für die Verteilung von Nährstoffen in dem System, und muss daher zuerst analysiert werden, bevor die Analysen von limno-chemische und limno-biologischen Prozessen, wie sie im weiteren Verlauf des Projekts Lago geplant sind, darauf aufbauen können (HOLLAN 2001, BLUKACZ et al. 2010). Die vorliegenden Untersuchungen können als eine Grundlage für weitere Analysen dienen.

Für Klimamodellierungen in hoher räumlicher Auflösung sind die Interaktionen zwischen Land- bzw. Wasseroberflächen und der Atmosphäre von großer Bedeutung, weshalb die realitätsnahe Modellierung von Temperaturen einer Seeoberfläche für die Klimaforschung eine wichtige Fragestellung ist (BATES et al. 1993, 1995, BONAN 1995, LEÓN et al. 2005, 2007, MIRONOV 2008). Die hier vorliegenden Untersuchungen zeigten, dass die Modellierung der Oberflächentemperatur des Ammersees mittels FLake sehr gute Resultate für Frühjahr und Sommer erzielte, allerdings keine zufriedenstellenden Ergebnisse für Herbst und Winter erreicht werden konnten. Aufgrund der Entfernung der meteorologischen Messstationen zum See mussten zur Modellierung der thermischen Prozesse im Ammersee einige Parameter angepasst werden (Extrapolation, Höhenanpassung, Windstärkenumrechnung). Dadurch können die Berechnungen von tatsächlichen Werten abweichen. Bei den verwendeten Modellen, die eine Vielzahl an Eingabeparametern benötigen, birgt sich hier eine potentielle Fehlerquelle. Durch ein Modell, das zur Berechnung von Wasseroberflächentemperaturen des Ammersees nur einen Eingabeparameter benötigt, der



keiner Anpassung bedarf (z.B. Lufttemperatur), können weitaus bessere Ergebnisse erreicht werden, daher wird als weiteres Ziel die Weiterentwicklung des Modells von BREY (in Bearb.) empfohlen. Bei entsprechend guten Modellergebnissen wird es möglich, die spezifischen Wasseroberflächentemperaturen berechnen zu lassen, um die von der Wasseroberfläche ausgehenden Rückkopplungen auf die Landschaft in einem Klimamodell zu berücksichtigen, und somit die klein- und mittelskaligen Klimaprognosemöglichkeiten zu verbessern.

# Kapitel 7

## Zusammenfassung

Das Forschungsprojekt „Limnologische Auswirkung des Globalen Wandels“ (Lago) wurde zur Untersuchung der Konsequenzen des Klimawandels auf sensible Seeökosysteme initiiert. Durch die freundliche Förderung des Bayerischen Ministeriums für Umwelt und Verbraucherschutz sowie der Münchener Universitätsgesellschaft konnte das Projekt an der LMU München im Zeitraum 2007-2009 durchgeführt werden. Hauptziel der Untersuchungen war das Monitoring des Ammersees bezüglich seiner Temperaturstruktur. Dafür wurden zeitlich und räumlich hochaufgelöste Wassertemperaturprofile im See aufgenommen.

Aus den Analysen von Lago und aus dem aktuellen spezifischen Forschungsstand limno-physikalischen Themen (vgl. Kapitel 1.1) ergaben sich Folgefragestellungen (vgl. Kapitel 1.2), die die Zielsetzung der vorliegenden Untersuchungen maßgeblich bestimmten:

- landschaftsökologische Aufnahme des Untersuchungsgebietes Ammersee nach LESER (1997), ergänzend zu den bereits vorgenommenen Untersuchungen im Forschungsprojekt Lago.
- Analyse und Quantifizierung der klimatischen, hydrologischen und anthropogenen Einflussfaktoren auf den Ammersee für den Zeitraum 1984-2010.
- detaillierte Analysen der thermischen Strukturen im Ammersee für den Zeitraum 1984-2010.

- Modellierung der Wassertemperaturen des Ammersees für den Zeitraum 1984-2010.

Vor der Untersuchung des thermischen Verhaltens des Ammersees wurden über eine landschaftsökologische Aufnahme (vgl. Kapitel 3) des See-Einzugsgebiets potentielle **Einflussfaktoren** bestimmt und untersucht (vgl. Kapitel 4). Dazu zählten neben meteorologischen und hydrologischen Messwerten auch anthropogene Faktoren wie Landwirtschaft, Wasserwirtschaft und Siedlungsstruktur.

Zu den Untersuchungen der vorliegenden Arbeit wurden neben eigenen Messwerten Daten des Wasserwirtschaftsamts Weilheim (WWA), des Bayerischen Landesamt für Umwelt (LfU), des Deutschen Wetterdienst (DWD) sowie des statistischen Bundesamtes herangezogen (vgl. Kapitel 3). Vor der Verwendung der Daten wurde zunächst eine detaillierte Plausibilitätsprüfung durchgeführt (vgl. Kapitel 5.1.1) und an für den See repräsentative Bedingungen angepasst.

Die Datenanalysen wurden vor dem Hintergrund durchgeführt, Parameter des Wärmeeintrags und des Wärmeverlustes für den Ammersee getrennt voneinander zu analysieren und quantifizieren (vgl. Kapitel 5.1). Durch dieses Vorgehen sollte festgestellt werden, welche Parameter welchen Einfluss auf die thermische Struktur im Ammersee Einfluss nehmen können, und wodurch mögliche Veränderungen verursacht werden. Parameter des **Wärmeeintrags** am Ammersee waren: Lufttemperatur, Globalstrahlung, Wind, sowie der Hauptzufluss des Ammersees, die Ammer. Anthropogene Einflüsse wurden nicht berücksichtigt, da über die landschaftsökologischen Analysen eine unzureichende Datengrundlage für quantitative Aussagen diesbezüglich festgestellt wurde.

Die hydrologischen und meteorologischen Analysen zeigten, dass sich sowohl die Wassertemperatur der Ammer als auch die Lufttemperatur im Untersuchungszeitraum 1984-2010 unterschiedlich stark verändert haben, mit positiven wie auch negativen Trends. Vor allem im Frühjahr wie auch im Sommer ließ sich sowohl beim Zufluss als auch bei der Luft ein ansteigender Trend der Temperatur feststellen. Die Herbst- und Wintermonate folgten keinem einheitlichen Trend. Die Menge des Zuflusses nahm über die Jahre nicht deutlich zu, allerdings ist ein Anwachsen der Jahresmaxima der Abflussmenge während des Untersuchungszeitraums zu verzeich-

nen. Außerdem wurde eine Veränderung der Abflusskurve festgestellt, mit einem Zuwachs vor allem im Frühjahr und einem Verlust in den Wintermonaten und im Hochsommer, begründet durch früher stattfindende Schneeschmelze und wasserbauliche Maßnahmen.

Die Analysen des Windes zeigten, dass in der zweiten Hälfte des Untersuchungszeitraumes der See v.a. im Herbst öfter unter dynamischem Windeinfluss stand als in der ersten Hälfte, wodurch Durchmischungsvorgänge im Wasserkörper begünstigt wurden.

Als untersuchte Parameter des **Wärmeverlusts** galten am Ammersee die Lufttemperatur, der Wind sowie der einzige Abfluss des Ammersees, die Amper. Starke Temperaturzunahmen waren über die betrachteten Jahre bei der Amper nahezu über alle Monate zu verzeichnen, mit leichten Zuwachs der täglichen mittleren Abflussmenge. Ausnahme dabei bildet der Monat September.

Insgesamt ist festzuhalten, dass die Einflussfaktoren auf den Ammersee im betrachteten Zeitbereich einem Wandel unterzogen waren, mit tendenziell größerem Energieeintrag im Frühjahr und Sommer sowie stärkerem Energieverlust im Herbst und Winter, in Verbindung mit intensivierten Windeinflüssen auf die thermische Struktur über das ganze Jahr.

Als Ergebnis der Untersuchungen der **Temperaturprofilmessungen** zeigte sich, dass Veränderungen im thermischen Verhalten des **Ammersees** nachzuweisen sind: Im Zeitraum 1984-2010 wiesen die Wassertemperaturen sowie der Wärmehalt in den strahlungsintensiveren Monaten in allen Seetiefen eine Erhöhung auf. Diese Temperaturerhöhung im Laufe des Untersuchungszeitraumes konnte allerdings nicht für den Zeitpunkt der frühjährlichen Homothermie festgestellt werden, was gegen ein langzeitliches klimatisches Gedächtnis des Sees spricht.

Basierend auf den Temperaturdaten der Tiefenprofile konnte keine Veränderung des Zeitpunktes der Bildung der Thermokline nachgewiesen werden. Allerdings stiegen

die Temperaturdifferenzen im Vertikalprofil vor allem zwischen Mai und Juli an. Wie auch die Auswertungen der Schichtungsstabilität nach SCHMIDT (1928) und WALKER (1974) gezeigt haben, erhöhte sich dadurch die thermische Stabilität des Ammersees in diesen Monaten. Dies ließ sich auch aus dem berechneten Multiplikator  $E$  erkennen.

Durch die Analyse von drei Jahren, die sehr unterschiedliche Lufttemperaturen im Jahresverlauf aufwies konnte gezeigt werden, dass die Änderungen im thermischen Verhalten des Ammersees durch kurzfristige Temperaturänderungen größer war als durch die aufgezeigten langfristigen Trendentwicklungen.

Ein weiteres Ziel dieser Arbeit war die realitätsnahe **Modellierung der Temperaturverhältnisse im See** über das Modell FLake für den Untersuchungszeitraum. Das Modell berechnet neben den thermischen Verhältnissen des Sees die vorhandenen Wärmeflüsse zwischen Wasser und Atmosphäre.

Für die Simulationen mittels FLake werden prinzipiell neben see-morphometrischen Informationen Messwerte verschiedener Klimaparameter benötigt (Lufttemperatur, Wind, Globalstrahlung, Bewölkung und Dampfdruck), die ausführlich getestet wurden, und zu für den Ammersee repräsentativen Werten angepasst wurden (vgl. Kapitel 5.1.1).

Das Vorhaben, die thermischen Verhältnisse des Ammersees mit **verschiedenen Modellen** abzubilden, konnte aus zwei Gründen nicht zufriedenstellend erfüllt werden:

Das in der vorliegenden Arbeit verwendete Modell FLake bildete die Wassertemperaturen des Ammersees im Spätsommer immer zu hoch ab, wodurch auch die Wintertemperaturen stark erhöht ausfallen. Zurückgeführt wurde dies auf ein zu spätes Einsetzen der Herbstzirkulation im Modell für den Ammersee. In der vorliegenden Arbeit wurde verdeutlicht, dass der Ammersee im Verhältnis zu seiner Größe eine sehr niedrige Schichtungsstabilität sowohl in der Jahressumme als auch im Jahresmaximum besitzt (vgl. Kapitel 6), wodurch die verspätete Durchmischung

in den Modellergebnissen erklärt wurde.

Vor allem im Herbst und Winter macht sich die niedrige thermische Stabilität bemerkbar, wenn der Ammersee schneller als andere Seen vergleichbarer Größe Wärme verliert. Zurückgeführt wurde dies in den vorliegenden Untersuchungen auf die besondere Morphometrie, die Lage des Zu- und Abflusses sowie den im Verhältnis zur Größe hohen Zufluss des Ammersees.

Durch das vorliegende Promotionsvorhaben wurde gezeigt, dass der Ammersee ein ausgeprägtes spezifisches Verhalten im Vergleich zu ähnlichen Seen besitzt. Seine thermische Reaktion auf veränderte meteorologische, hydrologische und anthropogene Einflussfaktoren ist nicht mit anderen Seen zu vergleichen.

Auch wenn es in den einzelnen Monaten zu einem Wandel der thermischen Struktur des Ammersees gekommen ist, wurde im Ammersee selbst keine Veränderung in der Jahressumme der einzelnen untersuchten Größen festgestellt.

Die Arbeit zeigte, dass Einflüsse auf den Tiefenbereich des Ammersees durch klimatische Veränderungen in der Langzeitbetrachtung nicht offensichtlich erkennbar sind, da das thermische Verhalten des Sees durch kurzfristig auftretende Einflüsse maßgeblich bestimmt wird. Zudem unterlag das Einzugsgebiet des Sees während und vor dem Untersuchungszeitraum einem starken Wandel, dessen Auswirkungen auf den See aufgrund unzureichender Datenbasis im Rahmen dieser Arbeit nicht vollständig quantifiziert werden konnten.

Die Analysen zum thermischen Verhalten des Ammersees sind ein wichtiger Beitrag zur weiteren Untersuchung des ökologischen Systems des Ammersees, da die spezifischen limno-physikalischen Prozesse Grundlage für die Verteilung von Nährstoffen im System sind (HOLLAN 2001, BLUKACZ et al. 2010). Zukünftige Analysen von limno-chemischen und limno-biologischen Prozessen im Ammersee können auf den gewonnenen Erkenntnissen aufbauen.

# Literaturverzeichnis

## Veröffentlichte Literatur

ABSP (1997) :ABSP Landkreisband Weilheim- Schongau 1997. Geschichtliche Entwicklung der Landnutzung. [http://www.lfu.bayern.de/natur/fachinformationen/absp\\_lkr/doc/wm\\_1\\_2.pdf](http://www.lfu.bayern.de/natur/fachinformationen/absp_lkr/doc/wm_1_2.pdf). 24.09.09.

ARMEGOL, J., TOJA, J., VIDAL, A. (1994): Seasonal rhythm and secular changes in Spanish reservoirs. *Limnology Now: A Paradigm of Planetary Problems*, S. 237-253.

ARMEGOL, J., ACAPUTO, L., COMERMA, M., FEIJO, C., GARCIA, J.C., MARCE, R., NAVARRO, E., ORDONEZ, J. (2003): Sau Reservoirs light climate: relationships between secchi depth and light extinction coefficient. *Limnetica*, H. 22(1-2), S. 195-210.

AMBROSETTI, W., BARBANTI, L. (1990): Idrodinamica del Lago d'Orta. In: BONACINA, C., CALDERONI, A., DE BERNARDI, R. [Hrsg.]: Ricerche limnologiche sul Lago d'Orta finalizzate al suo risanamento. *Documenta Ist. ital. Idrobiol.*, H. 28, S. 3-8.

AMBROSETTI, W., BARBANTI, L. (1993): Heat content and vertical mixing in Lake Orta. *Mem. Ist. ital. Idrobiol.*, H. 51, S. 1-10.

AMBROSETTI, W., BARBANTI, L. (1999): Deep water warming in lakes: an indicator of climate change. *J. Limnol.*, Nr. 58, H.1, S. 1-9.

AMBROSETTI, W., BARBANTI, L. (2000): Riscaldamento delle acque profonde nei laghi italiani: un indicatore di cambiamenti climatici? *Acqua & Aria*, H. 4, S. 65-72.

AMBROSETTI, W., BARBANTI, L. (2001): Temperature, heat content, mixing and stability in Lake Orta: a pluriannual investigation. *J. Limnol.*, H. 60(1), S. 60-68.

AMBROSETTI, W., BARBANTI, L. (2002a): Physical limnology of Italian lakes. 1. Relationship between morphometry and heat content. *J. Limnol.*, H. 61(2), S. 147-157.

AMBROSETTI, W., BARBANTI, L. (2002b): Physical limnology of Italian lakes. 2. Relationships between morphometric parameters, stability and Birgean work. *J. Limnol.*, H. 61(2), S. 159-167.

AMBROSETTI, W., BARBANTI, L., SALA, N. (2003): Residence time and physical processes in lakes. *J. Limnol.*, H. 62 (Suppl. 1), S. 1-15.

AMBROSETTI, W., BARBANTI, L., CARRARA, E.A. (2010): Mechanisms of hypolimnion erosion in a deep lake (Lago Maggiore, N. Italy). *J. Limnol.*, H. 69(1), S. 3-14.

ANTENUCCI, J.P. (2001): DYRESM-CAEDYM User Manual. Centre for Water Research, University of Western Australia.

ANTENUCCI, J.P., IMBERGER, J. (2001): Energetics of long internal gravity waves in large lakes. *Limnology and Oceanography*, Nr. 46, H. 7, S. 1760-1773.

ANTENUCCI, J.P., IMERITO, A. (2001): DYRESM Science Manual. Centre for Water Research, University of Western Australia.

APPT, J. (2002): Die Bodensee-Messkampagne 2001. Mitteilungen des Instituts für Wasserbau, Universität Stuttgart, H. 66.

APPT J., IMBERGER, J., KOBUS, H. (2004): Basin-scale motion in stratified Upper Lake Constance. *Limnol. Oceanogr.*, H. 49(4), S. 919-933.

ARHONDITSIS, G. B., BRETT, M. T., DEGASPERI, C. L., SCHINDLER, D. E. (2004): Effects of climatic variability on the thermal properties of Lake Washington. *Limnology and Oceanography*, H. 49, S. 256-270.

ARVOLA, L., GEORGE, G., LIVINGSTONE, D.M., JÄRVINEN, M., BLENCKNER, T., DOKULIL, M.T., JENNINGS, E., AONGHUSTA, C.N., NOGES, P., NOGES, T., WEYHENMEYER, G.A. (2010): The Impact of the Changing Climate on the Thermal Characteristics of Lakes. In: GEORGE, G. [Hrsg.]: The impact of climate change on European lakes. Springer, Heidelberg, S. 311-338.

AUSTIN, J., COLMAN, S. (2007): Lake Superior summer water temperatures are increasing more rapidly than regional air temperatures: A positive ice-albedo feedback. *Geophys. Res. Lett.*, H. 34.

BAEHR, H. D., STEPHAN, K. (2004): Wärme- und Stoffübertragung. 4. Auflage. Springer-Verlag, Berlin.

BALSAMO, G., DUTRA, E., STEPANENKO, V. M., VITERBO, P., MIRANDA, P. M. A., MIRONOV, D. (2010): Deriving an effective lake depth from satellite lake surface temperature data: a feasibility study with MODIS data. *Boreal Env. Res.*, H. 15, S. 178-190.

BANENS, B. (1988): Programma LIMNO modified and adapted for MS-Dos 3.2 and QUICKBASIC by Bob Banens. University of New England, Armidale NSW. Australia.

BARBANTI W., AMBROSETTI, L., POMPILIO, L. (1996): Morphometry and thermal stratification in Italian lakes. 2. The „Depth Ratio“ as a predictive index of thermal structures. *Mem. Ist. ital. Idrobiol.*, H. 54, S. 31-42.

BASTIAN, O., SCHREIBER, K.-F. (1999): Analyse und ökologische Bewertung der Landschaft. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg- Berlin.

BATES, B.C., KUNDZEWICZ, S.W., PALUTIKOF, J.P. (2008): Climate Change and Water. Technical Paper of the Intergovernmental Panel of Climate Change, Genf.



BATES, B. C., CHARLES, S. P., FLEMING, P. M. (1993): Simulation of Daily Climatic Series for the Assessment of Climate Change Impacts on Water Resources. In: KUO, C. Y. [Hrsg.]: Engineering Hydrology, Amer. Soc. Civ. Eng., New York, S. 67-72.

BAUME, O., VETTER, M. (2003): Umweltveränderungen im Einzugsgebiet des Königsees (Berchtesgadener Alpen) - Ursachen, Auswirkungen, Handlungsmöglichkeiten. Berichte zur deutschen Landeskunde, Nr. 2/3, H. 77.

BAUMGARTNER, A., LIEBSCHER, H.-J., (1996): Allgemeine Hydrologie, Quantitative Hydrologie, Berlin, 694 S.

BENISTON, M., STEPHENSON, D.B., CHRISTENSEN, O.B., FERRO, A.T., FREI, C., GOYETTE, S., HALSNAES, K., HOLT, T., JYLHÄ, K., KOFFI, B., PALUTIKOF, J., SCHÖLL, R., SEMMLER, T., WOTH, K. (2007): Future extreme events in European climate: an exploration of regional climate model projections. Climatic Change, H. 81, S. 71-95.

BEYRICH, F., LEPS, J.-P., MAUDER, M., BANGE, J., FOKEN, T., HUNEKE, S., LOHSE, H., LUEDI, A., MEIJNINGER, W. M. L., MIRONOV, D., WEISENSEE, U., ZITTEL, P. (2006): Area-averaged surface fluxes over the LITFASS region based on eddy-covariance measurements. Boundary-Layer Meteorol., H. 121, S. 33-65.

BIRGE, E.A. (1916): The work of the wind in warming a lake. Trans. Wis. Acad. Sci. Lett., H. 18, S. 341-391.

BLUKACZ, E.A., SPRULES, W.G., SHUTER, B.J. (2010): Evaluating the effect of wind-driven patchiness on trophic interactions between zooplankton and phytoplankton. Limnology and Oceanography, H. 55, S.1590-1600.

BLUMTHALER, M. (2004): Quality assurance and quality control methodologies within the Austrian UV monitoring network. Rad. Prot. Dos., Nr. 111, H. 4, S. 359-362.

BMU (2009): Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit. Klimawandel in Deutschland - Anpassung ist notwendig. [http://www.bmu.de/files/pdfs/-allgemein/application/pdf/magazin\\_klimawandel\\_in\\_deutschland.pdf](http://www.bmu.de/files/pdfs/-allgemein/application/pdf/magazin_klimawandel_in_deutschland.pdf). 24.09.09.

BOECKMAN, C.J., BIDWELL, J.R. (2007): Spatial and Seasonal Variability in the Water Quality Characteristics of an Ephemeral Wetland. Proc. Okla. Acad. Sci., H. 87, S.45-54.

BONAN, G.B. (1995): Sensitivity of a GCM simulation to inclusion of inland water surfaces. Journal of Climate, H. 8, S. 2691-2704.

BOTHELO, D.A., IMBERGER, J. (2007): Dissolved oxygen response to wind-inflow interactions in a stratified reservoir. Limnol. Oceanogr., H. 52(5), S. 2027-2052.

BOWLING, L.C. (1990): Heat content, thermal stabilities and birgean wind work in dystrophic Tasmanian Lakes and Reservoirs. Aust. J. Freshwater. Res., H. 41, S. 429-441.

- BOWLING, L.C., SALONEN, K. (1990): Heat uptake and resistance to mixing in small humic forest lakes in Southern Finland. *Austr. J. Mar. Freshwat. Res.*, H. 41, S. 747-759.
- BRADBURY, J.P. (1993): Ek Lake, Mennesota. Evidence for rapid climate change in the northcentral United States. Special paper of Geological Society of America.
- BRIEM, E. (2003): Gewässerlandschaften der Bundesrepublik Deutschland. - ATV-DVWK Arbeitsbericht. Hennef.
- BROHAN, P., KENNEDY, J. J., HARRIS, I., TETT, S. F. B., JONES, P. D. (2006): Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: a new dataset from 1850. *J. Geophysical Research*, H. 111.
- BUCKSTEEG, K., ORLAMÜNDE, S. (2000): Stand und zukünftige abwassertechnische Reinhaltmaßnahmen an bayerischen Seen. Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft (LFW) [Hrsg.]: Seen - Gewässerschutz, Nutzungen und Zielkonflikte. Münchener Beiträge zur Abwasser-, Fischerei- und Flussbiologie, H. 53, S. 21- 42.
- BURCHARD, H., BAUMERT, H. (1995): On the performace of a mixed-layer model based on the k-e turbulence closure, *J. Geophys. Res. (C5)*, H. 100, S. 8523-8540.
- BURKE, E.J., BROWN, S.J., CHRISTIDIS, N. (2006): Modelling the recent evolution of global drought and projections for the 21st century with the Hadley Centre climate model. *J. Hydrometeorol.*, H. 7, S. 1113-1125.
- CASTELLANO, L., AMBROSETTI, W., SALA, N. (2008): About the use of computational fluid dynamic (CFD) in the framework of physical limnological studies on a Great Lake. In: ORSUCCI, F., SALA, N. [Hrsg.], *Reflexing Interfaces: the Complex Coevolution of Information Technology Ecosystems*. Information Science Rreference. Hershey, New York, S. 257-277.
- CASTELLANO, L., AMBROSETTI, W., BARBANTI, L., ROLLA, A. (2010): The residence time of the water in Lago Maggiore (N. Italy): first results from an Eulerian-Lagrangian approach. *J. Limnol.*, H. 69(1), S. 15-28.
- CATALAN, J., PLA, S., GARCIA, J. Und CAMARERO L. (2009): Climate and O2-Satuaration in an alpine lake throughout the Holocene. *Limnol. Oceanogr.*, H. 54, S. 2542-2552.
- CEBON, P., DAHINDEN, U., DAVIES, H., IMBODEN, D.M. (1998): Views from the Alps - Regional Perspectives on Climate Change. Cambridge.
- COGLEYA.C. (1978): Adding and invariant imbedding equations in matrix notation for all the scattering functions, *J. Q. Sped. Radiat. Transfer*, H.19, S. 113-126.

DANIS, P.A., VON GRAFENSTEIN, U., MASSON-DELMOTTE, V. (2003): Sensitivity of deep lake temperature to past and future climatic changes: A modeling study for Lac d'Annecy, France, and Ammersee, Germany. *Journal of Geophysical Research*, H. 108, S. 7-13.

D'ANS-LAX, J. (1967): Taschenbuch für Chemiker und Physiker. 3., völlig neu bearbeitete Auflage. Band I: Makroskopische physikalisch-chemische Eigenschaften. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York 1967. 1522 Seiten.

DEMERS, E., KALFF, J. (1993): A simple model for predicting the date of spring stratification in temperate and subtropical lakes. *Limnol. Oceanogr.*, H. 38, S. 1077-1081.

DOKULIL, M.T. (2001): Eighty years of spatially coherent Austrian lake surface temperatures and their relationship to regional temperature and the North Atlantic Oscillation. *Limnol. Oceanogr.*, H. 46(5), S. 1220-1227.

DOKULIL, M.T.; TEUBNER, K.; JAGSCH, A. (2006): Climate change affecting hypolimnetic water temperatures in deep alpine lakes. *Verhandlungen der internationalen Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie*, H. 29(3), S. 1285-1288.

DOKULIL, M.T., JAGSCH, A., GEORGE, G.D., ANNEVILLE, O., JANKOWSKI, T., WAHL, B., LENHART, B., BLENCKNER, T., TEUBNER, K. (2006): Twenty years of spatially coherent deepwater warming lakes across Europe related to the North Atlantic Oscillation. *Limnol. Oceanogr.*, H. 51(6), S. 2787-2793.

DOKULIL, M.T., TEUBNER, K., JAGSCH, A., NICKUS, U., ADRIAN, R., STRAILE, D., JANKOWSKI, T., HERZIG, A., PADISAK, J. (2010): The Impact of Climate Change on Lakes in Central Europe. In: GEORGE, G. [Hrsg.]: *The impact of climate change on European lakes*. Springer, Heidelberg, S. 311-338.

DRÖSCHER, I., PATOINE, A., FINLAY, K., LEAVITT, P. R. (2009): Climate control of the spring clear-water phase through the transfer of energy and mass to lakes. *Limnology and Oceanography*, H. 54, S. 2469-2480.

DURKSI, S. M., GLENN, S. M., HAIDVOGEL, D. (2004): Vertical mixing schemes in the coastal ocean: Comparison of the level 2.5 Mellor-Yamada scheme with an enhanced version of the K profile parameterization. *J. Geophys. Res.*, H. 109.

DUTRA, E., STEPANENKO, V. M., BALSAMO, G., VITERBO, P., MIRANDA, P. M. A., MIRONOV, D., SCHÄR, C. (2010): An offline study of the impact of lakes on the performance of the ECMWF surface scheme. *Boreal Env. Res.*, H. 15, S. 100-112.

DYMNIKOV, V. P., FILATOV, A. N. (2005): Current problems of numerical mathematics and mathematical modeling, Modeling climate and its changes, in: *Collection of Papers in Two Volumes Devoted to the 80th Birthday of G. I. Marchuk and 25th Anniversary of the INM RAS*, H. 2, S. 13.

EDINGER, J.E., DUTTWEILER, D.W., GEYER, J.C. (1968): The Response of Water Temperatures to Meteorological Conditions. *Water Resources Research*, H. 4/5, S. 1137-1143.

EEROLA, K., RONTU, L., KOURZENEVA, E., SHCHERBAK, E. (2010): A study on effects of lake temperature and ice cover in HIRLAM. *Boreal Env. Res.*, H. 15, S. 130-142.

FANG, X., STEFAN, H.G. (1999): Projection of climate change effects on water temperature characteristics of small lakes in the contiguous U.S. *Clim. Chang.* H. 42, S. 377-412.

FANG, X., STEFAN, H.G. (2009): Simulations of climate effects on water temperature, dissolved oxygen, and ice and snow covers in lakes of the contiguous U.S. under past and future climate scenarios (2009). *Limnol. Oceanogr.*, H. 54, S. 2359-2370.

FEDOROVICH, E., CONZEMIUS, R., MIRONOV, D. (2004): Convective Entrainment into a Shear-Free, Linearly Stratified Atmosphere: Bulk Models Reevaluated through Large Eddy Simulations. In: *Journal of the Atmospheric Science*, H. 61, S. 281-295.

FERRIS, J.M., BURTON, H.R. (1988): The annual cycle of heat content and mechanical stability of hypersaline Deep Lake, Vestfold Hill, Antarctica. *Hydrobiologia*, H.165, S. 115-128.

FERRIS, J.M. (1989): LIMNO/2 A basic program for calculation of whole lake stability, heat content and volume-weighted averages of oxygen concentration and salinity. *Anare research notes*, H. 68.

FETZER, K.D. (1986): Standortkundliche Bodenkarte von Bayern 1:50 000, Bayer. Geolog. Landesamt München.

FLAKE-UH (2008): Lake Model FLake - Useful Hints. <http://www.flake.igb-berlin.de/-usefulhints.shtml>. 20.11.2008.

FREUDENBERGER, W., SCHWERD, K. (1996): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500000 . Bayerisches Geologisches Landesamt.

GELLER, W. (1992): The temperature stratification and related characteristic of Chilean lakes in midsummer. *Acquatic Sciences*, 54: 37-57.

GENESIS (2009): Statistisches Bundesamt Deutschland, GENESIS-Online Datenbank. <https://www-genesis.destatis.de/genesis/online/logon>. 14.10.2009.

GEORGE, D. G. (2007): The impact of the North Atlantic Oscillation on the development of ice on Lake Windermere. *Climatic Change*, H. 81(3-4), S. 455-468.

GERTEN, D., ADRIAN, R. (2002): Effects of climate warming, North Atlantic Oscillation, and El Niño-Southern Oscillation on thermal conditions and plankton dynamics in Northern Hemispheric lakes. *The Scientific World Journal*, H. 2, S. 586-606.

GOLTERMAN, H.L. (1975): Chemistry of running waters. In: WHITTON [Hrsg.], River Ecology. Blackwell, Oxford.

GÖMANN, H., KREINS, P., SEIDL, K. (2008): Beitrag der aktuellen agrarpolitischen Entwicklungen zur Erreichung der Ziele der WRRL. In: Vorstand des Dachverbandes Agrarforschung E.V. [Hrsg.]: Landnutzung und Wasserqualität - Herausforderungen bei der Umsetzung der EU-Wasserrahmenrichtlinie. Agrarspectrum, Bd. 41, S.19-38.

GHORAM, E. (1964): Morphometric control of annual heat budget in temperate lakes. Limnol. Oceanogr., H. 9, S. 525-529.

GRANADOS, I., TORO, M. (2000): Recent warming in a high mountain lake (Laguna Cimera, Central Spain) inferred by means of fossil chironomids. In: LAMI, A., CAMERON, N., KORHOLA, A. [Hrsg.]: Paleolimnology and ecosystem dynamics at remote European Alpine lakes.

GREEN J.D., VINER A.B., LOWE D.J. (1987): The effect of climate and mixing patterns and temperatures. In: VINER, A.B. [Hrsg.]: Inland Waters of New Zealand, New Zealand DSIR Bulletin 241, Wellington. S. 65-96.

GRISHCHENKO, D.L. (1959): The dependence of albedo of the sea on the altitude of the sun and disturbance of the sea surface. Proceedings of the Main Geophysical Observatory, H. 80, S. 32-38.

GUESS, S., ALBRECHT, D., KRAMBECK, H.J., MUELLER-NAVARRA, D.C., MUMM, H. (1998): Impact of climatic variables on the dynamics of a lake ecosystem (Plußsee) assessed by cyclo-stationary MCCA of long-term observations. Externer Bericht des GKSS. Geesthacht.

HAMPTON, S.E., IZMESTEVA, L.R., MOORE, M.V., KATZ, S.L., DENNIS, B., SILOW, E.A. (2008): Sixty years of environmental change in the world's largest freshwater lake - Lake Baikal, Siberia. Global Change Biology, H. 14, S. 1947-1958.

HAN, B.P., ARMEGOL, J., GARCIA, J., CORMENA, M., ROURA, M., DOLZ, J., STRASKRABA, M. (2000): The thermal structure of Sau Reservoir (NE: Spain): a simulation approach. Ecological Modelling, H. 125, S.109-122.

HENDERSON-SELLERS, B. (1986): Calculating the Surface Energy Balance for Lake and Reservoir Modeling: A Review. Reviews of Geophysics, H. 24(3), S. 625-649.

Henry, R., Barbosa. F.A.R. (1989): Thermal structure, heat-content and stability of 2 lakes in the National-park of Rio Doce Valley (Minas-Gerais, Brazil). Hydrobiologia, H. 171, S.189-199.

HESSE, R. (1972): Lithostratigraphie, Petrographie und Entstehungsbedingungen des bayerischen Flysches: Unterkreide. Geol. Bavarica, H. 66, S. 148-222.

HESSE, R. (1982): Cretaceous-Paleogene Flysch Zone of the East Alps and Carpathians: identification and plate-tectonic significance of „dormant“ and „active“ deep-sea trenches in the Alpine-Carpathian Arc. In: LEGGET, J.K. [Hrsg.]: Trench-forearc geology, Geological Society, London, H. 10, S. 471-494.

HND (2010): Hochwassernachrichtendienst Bayern. Pegel im Donaugebiet: Stegen/Amper. [http://www.hnd.bayern.de/pegel/wasserstand/pegel\\_wasserstand.php?wertart=W&pgnr=16602303&standalone=&addhr=hr\\_ms&days=&ohne\\_abw=false-&begin=1.5.1984&end=31.4.2010](http://www.hnd.bayern.de/pegel/wasserstand/pegel_wasserstand.php?wertart=W&pgnr=16602303&standalone=&addhr=hr_ms&days=&ohne_abw=false-&begin=1.5.1984&end=31.4.2010). 30.05.2010.

HOFMANN, G., SCHAUMBURG, J. (2002): Seelitorale in Bayern: Ammersee. Untersuchung benthischer Diatomeen 2001. Materialband Nr. 120. Bayerisches Wasserwirtschaftsamt, München.

HOLLAN, E. (2001): Mögliche Auswirkungen einer Klimaveränderung auf größere Binnenseen. KLIWA-Berichte 1, S.213-235.

HONDZO, M., STEFAN, H.G. (1991): Three case studies of lake temperature and stratification response to warmer climate. Water Resour. Res. AGU, H. 27, S. 1837-1846.

HONDZO, M., HAIDER, Z. (2004): Boundary mixing in a small stratified lake. Water Resour. Res. H. 40.

HORNUNG, R. (2002): Numerical Modelling of Stratification in Lake Constance with the 1-D hydrodynamic model DYRESM. Masterarbeit, Universität Stuttgart.

HUPFER, M. (2001): Inland Waters and Climate Variations. In: LOZÁN, J.L., GRAßL, H., HUPFER, P. [Hrsg.]: Climate of 21st Century: Changes and Risks. Wissenschaftliche Auswertungen, GEO, Hamburg. S. 295- 300.

HURREL, J.W., KUSHMIR, Y., OTTERSEN, G., VISBECK, M.(2003): An Overview of the North Atlantic Oscillation. In: HURREL, J.W., KUSHMIR, Y., OTTERSEN, G., VISBECK, M.[Hrsg.]: The North Atlantic Oscillation: Climatic significance and environmental impact: Washington, D.C., American Geophysical Union, S. 1-35.

HUTCHINSON, G.E. (1957): A treatise on limnology. Vol I. John Wiley and Sons. New York: 1015 S.

IDAG (2005): International ad hoc Detection and Attribution Group: Detecting and attributing external influences on the climate system: A review of recent advances. - Journal of Climate, H. 18, S. 1291-1314.

IMBERGER, J., PATTERSON, J. C. (1990): Physical limnology. Adv. Appl. Mech., H. 27, S. 303-475.

- IMBERGER, J., IVEY, G. N. (1991): On the nature of turbulence in a stratified fluid-part 2: Application to lakes. *J. Phys. Oceanogr.*, H. 21, S. 659-680.
- IMBODEN, D.M., WUEST, A. (1995): Mixing Mechanisms in Lakes. In: LERMAN, A., IMBODEN, D., GAT, J. [Hrsg.]: *Physics and chemistry of lakes*. Springer Verlag, Berlin. S. 83-135.
- IMERITO, A. (2007): *Dynamic Reservoir Simulation Model Dyresm v4, Science Manual*. Center for Water Research, University of Western Australia.
- IPCC (2007): Zusammenfassung für politische Entscheidungsträger. In: PARRY, M.L., CANZIANI, O.F., PALUTIKOF, J.P., HANSON, C.E., VAN DER LINDEN, P.J. [Hrsg.]: *Klimaänderung 2007: Auswirkungen, Anpassungen, Verwundbarkeiten*. Beitrag der Arbeitsgruppe II zum Vierten Sachstandsbericht des Zwischenstaatlichen Ausschusses für Klimaänderung (IPCC). Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- JARVIS, A., REUTER, H.I., NELSON, A., GUEVARA, E. (2008): Hole-filled seamless SRTM data V4, International Centre for Tropical Agriculture (CIAT). <http://srtm.csi.cgiar.org>. 23.03.2010.
- JOHNSON, N.M., EATON, J.E., RICHEY, J.E. (1978): Analysis of five North American lake ecosystems. II. Thermal energy and mechanical stability. *Verh. int.Ver. Limnol.*, H.20, S. 562-567.
- KETTLE, H., THOMPSON, R., ANDERSON, N.J., LIVINGSTONE, D.M. (2004): Empirical modeling of summer lake surface temperatures in southwest Greenland. *Limnol. Oceanogr.*, H. 49, S. 271-282.
- KIRCHNER, M. (1986): *Wirkungen unterschiedlicher Landnutzung auf den Wasserhaushalt bayerischer Flussgebiete*. Münchner Universitäts-Schriften, Fakultät für Physik, Wissenschaftliche Mitteilungen - Meteorologisches Institut, H. 55. München.
- KIRILLIN, G. (2010): Modeling the impact of global warming on water temperature and seasonal mixing regimes in small temperate lakes. *Boreal Env. Res.*, H. 15, S. 279-293.
- KITAIGORODSKI, S.A., MIROPOLSKI, Y.Z. (1970): On the Theory of the Open Ocean Active Layer. *Izv. Akad.Nauk SSSR. Fizika Atmosfery i Okeana*, H.6, S.178-188.
- KJENSMO, J. (1994): Internal energy, the work of the wind and the thermal stability in Lake Tyrifjord, southeastern Norway. *Hydrobiologia*, H. 286, S. 53-59.
- KLING, G. W. (1988): Comparative transparency, depth of mixing, and stability of stratification in lakes of Cameroon, West Africa. *Limnology and Oceanography*, H. 33, S. 27-40.
- KLIWA (2007): *Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg, Bayerisches Landesamt für Umwelt und Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz. Klimaveränderung und Wasserwirtschaft*. <http://kliwa.de/download/kliwazukunftsbey.pdf>. 30.04.2009.

KLIWA (2008): Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg, Bayerisches Landesamt für Umwelt und Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz. Klimaveränderung und Wasserwirtschaft. [http://www.kliwa.de/download/KLIWA\\_Monitoringbericht\\_08.pdf](http://www.kliwa.de/download/KLIWA_Monitoringbericht_08.pdf). 30.04.2009.

KÖPKE, P. (2000). UV-Strahlung an der Erdoberfläche. Handbuch der Umweltveränderung und Ökotoxikologie, S. 297-331.

KÖPKE, P., DE BACKER, H., BAIS, A., CURYLO, A., EERME, K., FEISTER, U., JOHNSEN, B., JUNK, J., KAZANTZIDIS, A., KRZYSCIN, J., LINDFORS, A., OLSETH, J. A., DEN OUTER, P., PRIBULLOVA, A., SCHMALWIESER, A. W., SLAPER, H., STAIGER, H., VERDEBOUT, J., VUILLEUMIER, L., AND WEIHS, P. (2006): Modeling solar UV radiation in the past: Comparison of algorithms and input data, P. Soc. Photoopt. Inst., Stockholm, Sweden, S. 1-11.

LAVAL, B. (2003): Modelling transport in lakes and estuaries. Dissertationsschrift. University of Western Australia, Department of Environmental Engineering.

LAVAL, J.-P., DUBRULLE, B., NAZARENKO, S.V. (2004): Fast numerical simulations of 2D turbulence using a dynamic model for subfilter motions. Journal of Computational Physics, H. 196(1).

LAWA (1985): Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (1985): Seen in der Bundesrepublik Deutschland. München.

LEMMIN, U., AMOUROUX, A. (2006): The influence of climate change on lake Geneva. Verh. Internat. Verein. Limnol., H. 29, S. 1806-1810.

LENHART, B., STEINBERG, C. (1982): Zur Limnologie des Starnberger Sees. Informationsberichte 3/82 des Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft. München.

LENHART, B., STEINBERG, C. (1984): Limnochemische und limnobiologische Auswirkungen der Versauerung von kalkarmen Oberflächengewässern. Eine Literaturstudie. Informationsberichte 4/84 des Bayerischen Landesamt für Wasserwirtschaft. München.

LENHART, B. (1987): Limnologische Studien am Ammersee 1984-1986. Informationsberichte Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft, Bd. 2/87. München.

LENHART, B., STEINBERG, C. (1992): Gewässerversauerung. In: Limnologie für die Praxis. Grundlage des Gewässerschutzes. Landsberg am Lech.

LENHART, B. (1998): Eutrophierung und Reoligotrophierung eines großen Alpenvorlandsees - Langzeitentwicklung im Ammersee. Tagungsbericht der Deutschen Gesellschaft für Limnologie (DLG) und der deutschen und österreichischen Sektion der Societas Internationalis Limnologiae (SIL), Klagenfurt, S. 209 - 213.



LENHART, B. (2000): Langfristige Entwicklungen - Eutrophierung und Reoligotrophierung - am Ammersee. In: BAYERISCHES LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT (LFW) [Hrsg.]: Seen - Gewässerschutz, Nutzungen und Zielkonflikte. München. Münchener Beiträge zur Abwasser, Fischerei- und Flussbiologie, Bd. 53, S. 97-114.

LEÓN L.F., IMBERGER, J., SMITH, R.E.H., HECKY, R.E., LAM, D.C., SCHERTZER, W.M. (2005): Modeling as a tool for nutrient management in Lake Erie: A hydrodynamics study. *J. Great Lakes Res.*, H. 31(2), S. 309-18.

LEÓN, L.F., LAM, D.C.L., SCHERTZER, W.M., SWAYNE, D.A., IMBERGER, J. (2007): Towards coupling a 3D hydrodynamic lake model with the Canadian Regional Climate Model: Simulation on Great Slave Lake, *J. Environmental Modelling & Software*, H. 22, S. 787-796.

LESER, H. (1997): Landschaftsökologie. Verlag: UTB, Ulmer (Eugen).

LFU, Bayrisches Landesamt für Umwelt (2005): Gewässerkundlicher Jahresbericht für Bayern 2005. <http://www.lfu.bayern.de/wasser/daten/gewaesserkundlichejahresberichte/doc/jb2005.pdf>. 11.02.08.

LFU (2007): Umweltbericht Bayern 2007. München.

LFU (2008): Bayerns Klima im Wandel - erkennen und handeln. Augsburg.

LFU (2009): Beschreibung des Klimas. [http://www.lfu.bayern.de/wasser/fachinformationen/klima\\_beschreibung/index.htm](http://www.lfu.bayern.de/wasser/fachinformationen/klima_beschreibung/index.htm). 30.07.09.

LFW (1996): Seen in Bayern. Limnologische Entwicklung von 1980 bis 1994. Informationsberichte des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft, H. 1(96). München.

LIEDTKE, H., MARCINEK, J. (2002): Physische Geographie Deutschlands. Klett-Perthes, Gotha, Stuttgart.

LIVINGSTONE, D. M. (1987): Wie erfolgt Eisbildung auf Seen? *Zürichsee-Zeitung*, H. 208, S. 16.

LIVINGSTONE, D. M (1993): Temporal structure in the deep-water of four Swiss lakes: a short-term climatic change indicator? *Verh. Internat. Verein. Limnol.*, H. 25, S. 75-81.

LIVINGSTONE (1997): Break-up dates of Alpine lakes as proxy data for local and regional mean surface air temperatures. *Clim. Change*, H. 37(2), S. 407-439.

LIVINGSTONE, D. M., LOTTER, A.F., WALKER, I.R. (1999): The decrease in summer surface water temperature with altitude in Swiss Alpine lakes: a comparison with air temperature lapse rates. *Arctic Antarctic Alpine Res.*, H. 31(4), S. 341-352.

LIVINGSTONE, D.M. (2001): Regionale Kohärenz der Oberflächentemperaturen in Seen der österreichischen Voralpen. *EAWAG Jahresbericht 2000*, S. 42-43.

LIVINGSTONE, D.M., DOKULIL, M.T. (2001): Eighty years of spatially coherent Austrian lake surface temperatures and their relationship to regional air temperature and the North Atlantic Oscillation. *Limnology and Oceanography*, H. 46(5), S. 1220-1227.

LIVINGSTONE, D.M. (2002): Impact of Secular Climate Change on the thermal structure of a large temperate Central European lake. *Climatic Change*, H. 57(1)- 2, S. 205-225.

LIVINGSTONE, PEETERS, F. (2002): Langfristige Änderungen der thermischen Struktur des Zürichsees: eine Folge der regionalen Klimaänderung. *EAWAG Jahresbericht 2001*, S. 50-51.

LIVINGSTONE, D.M. (2003): Impact of secular climate change on the thermal structure of a large temperate central European lake. *Clim. Change*, H. 57, S. 205-225.

LIVINGSTONE, D.M. (2005): The North Atlantic Oscillation: Does it affect the timing of break-up of Northern Hemisphere lakes? *EAWAG News*, H. 58e, S. 23-25.

LIVINGSTONE, D.M., ADRIAN, R., ARVOLA, L., BLENCKNER, T., DOKULIL, M.T., HARI, R.E., GEORGE, G., JANKOWSKI, T., JÄRVINEN, M., JENNINGS, E., NOGES, P., NOGES, T., STRAILE, D. (2010): Regional and Supra-Regional Coherence in Limnological Variables. In: GEORGE, G. [Hrsg.]: *The impact of climate change on European lakes*. Springer, Heidelberg, S. 311-338.

LORANGER, T. J., BRAKKE, D. F. (1988): The Extent of Snowpack Chemical Influence on Lakewater Chemistry in the North Cascades. *Water Resources Res.*, H. 24, S. 723-726.

LORKE, A., UMLAUF, L., JONAS, T., WUEST, A. (2002): Dynamics of turbulence in low-speed oscillating bottom-boundary layers of stratified basins. *Environ. Fluid Mech.*, H. 2, S. 291-313.

LORKE, A., PEETERS, F., WUEST, A. (2005): Shear-induced convective mixing in bottom boundary layers on slopes. *Limnol. Oceanogr.*, H. 50(5), S. 1612-1619.

MAGNUSON, J.J., KRATZ, T.K. (2000): Lakes in the landscape: approaches to regional limnology. *Verh. Internat. Verein. Limnol.*, H. 27, S. 74-87.

MAIER, H. (2007): Klimaprognose 2050. Klimaänderung und Landwirtschaft - Bestandsaufnahme und Handlungsstrategien für Bayern. In: Bayerische Landesanstalt für Landwirtschaft (LfL) [Hrsg.]: *Klimaänderung und Landwirtschaft - Bestandsaufnahme und Handlungsstrategien für Bayern*. 6. Kulturlandschaftstag. 2. erweiterte Auflage. Freising-Weihenstephan.

MANIAK, U. (2005): *Hydrologie und Wasserwissenschaft*. 5. Auflage. Springer, Berlin.

MANN, M.E., BRADLEY, R.S., HUGHES, M.K. (1999): Northern hemisphere temperatures during the past millennium: inferences, uncertainties, and limitations. - *Geophysical Research Letters*, H. 26, S. 759-762.

MANNSFELD, K. (2002): Gewässerbelastungen durch Landnutzungseinflüsse. In: FRITSCHKE, W., ZERLING, L. [Hrsg.]: Umwelt und Mensch - Langzeitwirkungen und Schlussfolgerungen für die Zukunft. Stuttgart/ Leipzig. Abhandlungen der Sächsischen Akademie der Wissenschaften zu Leipzig - Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse Band 59, Heft 5, S.161-174.

MAURER, H. (1994): Umweltwandel am Bodensee. St. Gallen.

MC COMBIE, A.M. (1959): Some relations between air temperatures and the surface water temperatures of lakes. *Limnology and Oceanography*, H. 4, S. 252-258.

MEYNEN, E., SCHMITHÜSEN, L. (1953): Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands. Band 1. Remagen: Selbstverlag der Bundesanstalt für Landeskunde. 135 S.

MICHALSKY, J., LEMMIN, U. (1995) Dynamics of vertical mixing in the hypolimnion of a deep lake: Lake Geneva. *Limnol. Oceanogr.*, H. 40, S. 809-816.

MICHLER, G. (1976): Synoptische Temperatur- und Sauerstoffmessungen in 33 südbayerischen Seen während der Sommerstagnation im August 1975. *Mitt. Geogr. Ges. München*, Bd. 61, S. 137-167.

MICHLER, G. (1987): Synoptische Temperatur- u. Sauerstoffmessungen in 33 südbayerischen Seen während der Frühjahrsvollzirkulation und Sommerstratifikation des Jahres 1984. Beiheft zu den Berichten d. Akademie f. Naturschutz u. Landschaftspflege Laufen, H. 6, S. 145-166.

MIRONOV, D., RITTER, B. (2003): A first version of the ice model for the global NWP system GME of the German Weather Service. *Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*, H. 33, S. 413-414.

MIRONOV, D., RITTER, B. (2004): Testing the new ice model for the global NWP system GME of the German Weather Service. *Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*, H. 34, 421-422.

MIRONOV, D. V. (2008): Parameterization of lakes in numerical weather prediction. Description of a lake model. COSMO Technical Report, Nr. 11, Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main, Germany, 41 S.

MIRONOV, D., HEISE, E., KOURZENEVA, E., RITTER, B., SCHNEIDER, N., TERZHEVIK, A. (2010): Implementation of the lake parameterisation scheme FLake into the numerical weather prediction model COSMO. *Boreal Env. Res.*, H. 15, S. 218-230.

MIRONOV, D., RONTU, L., KOURZENEVA, E., TERZHEVIK, A. (2010): Towards improved representation of lakes in numerical weather prediction and climate models: Introduction to the special issue of Boreal Environment Research. *Boreal Env. Res.*, H. 15, S. 97-99.

MLADENOV, N., RAMOS-LOPEZ, J., MCKNIGHT, D.M., RECHE, I. (2009): Alpine lake optical properties as sentinels of dust deposition and global change. *Limnology and Oceanography*, H. 54, S. 2386-2400.

NAUMENKO, M.A. (1994): Some aspects of the thermal regime of large lakes: Lake Ladoga and Lake Onega. *Water Poll. Res. J. Can.*, H. 29(2-3), S. 423-439.

NAUMENKO, M.A., GUZIVATY, V.V., KARETNIKOW, S.G. (2006): Climatic Trends of the Water Surface Temperature in Lake Ladoga during Ice-Free Periods. *Doklady Earth Sciences*, H. 409(5), S. 750-753.

NIXDORF, B., HEMM, M., HOFFMANN, A., RICHTER, P. (2003): Dokumentation von Zustand und Entwicklung der wichtigsten Seen Deutschlands. Teil 11: Bayern. Abschlussbericht, Umweltforschungsplan des Bundesministeriums für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit. [http://www.tucottbus.de/BTU/Fak4/Gewschu/downloads/uba\\_2/11\\_bayern.pdf](http://www.tucottbus.de/BTU/Fak4/Gewschu/downloads/uba_2/11_bayern.pdf). 01.03.2009.

OHLENDORF, C., BIGLER, C., GOUDSMIT, G.H., LEMCKE, G., LIVINGSTONE, D.M., LOTTER, A.F., MÜLLER, B., STURM, M. (2000): Causes and effects of long periods of ice cover on a remote high alpine lake. *J. Limnol.*, H. 59(1), S. 65-80.

OSTENDORP, W., BREM, H.-J., DIENST, M., JÖHNK, K., MAINBERGER, M., PEINTINGER, M., REY, P., ROßKNECHT, H., SCHLICHTHERLE, H., STRAILE, D., STRANG, I. (2007): Auswirkungen des globalen Klimawandels auf den Bodensee. - *Schr. Ver. Gesch. Bodensee*, H. 125, S. 199-244.

PEAT, J., MELLIS, C., WILLIAMS, K., XUAN W. (2002), *Health Science Research: A Handbook of Quantitative Methods*, London. Sage.

PEETERS, F., GOUDSMIT, G.-H., LIVINGSTONE, D.M. (1999): Modelling the long-term evolution of the thermal structure of Lake Zurich. *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, H. 80(49), S. 273.

PEETERS, F., LIVINGSTONE, D.M., GOUDSMIT, G.-H., KIPFER, R., FORSTER, R. (2002): Modeling 50 years of historical temperature profiles in a large central European lake. *Limnology and Oceanography*, H. 47(1), S. 186-197.

PENCK, A. (1899): Die vierte Eiszeit im Bereiche der Alpen. *Verein zur Verbreitung Naturwissenschaftlicher Kenntnisse Wien*, 39. Jg., H. 3, S. 1-20.

PERROUD, M., GOYETTE, S. (2010): Impacts of a warmer climate on Lake Geneva water temperature profiles. *Boreal Environment Research*, H. 15, S. 255-278.

PETROV, M., TERZHEVIK, A., PALSHIN, N., ZDOROVENNOV, R., ZDOROVENNOVA, G. (2005): Absorption of solar radiation by snow-and-ice cover of lakes. *Water Resources*, H. 32, S. 496-504.

PETROV, M., TERZHEVIK, A., ZDOROVENNOV, R., ZDOROVENNOVA, G. (2006): The thermal structure of a shallow lake in early winter. *Water Resources*, H. 33, S. 135-143.

POLUNIN (2008): *Aquatic ecosystems: trends and global prospects*. Cambridge University Press: Cambridge, 482 S.

POTTGIESSER, T., SOMMERHÄUSER, M. (2008): Erste Überarbeitung der Steckbriefe der deutschen Fließgewässertypen.

RIMMER, A., ECKERT, W., NISHRI, A., AGNON, Y. (2006): Evaluating hypolimnic diffusion parameters in thermally stratified lakes. *Limnol. Oceanogr.*, H. 51(4), S. 1902-1914.

RIPPL, C., BREY, M., VETTER, M., BAUME, O. (2009): Limnophysikalische Größen im Kontext klimatischer Veränderungen. In: *Geoöko*, Band 2009, H. 3-4. S. 117-136.

ROBERTSON, D.M., RAGOTZKIE, R.A. (1990): Changes in the thermal structure of moderate to large sized lakes in response to changes in air temperature. *Aquat. Sci.*, H. 52, S. 360-380.

RODRIGUEZ-PUEBLA, C., BRUNET, M. (2007): Variability and climate change. In: CUADRAT-PRATS, J.M., MARTIN-VIDE J. [Hrsg.] *Spanish climatology: past, present and future*. *Prensas Universitarias de Zaragoza*, Zaragoza, S. 331-390.

ROLL, H.U. (1952): Gibt es keine „Kritische Windgeschwindigkeit“ für Prozesse an der Grenzfläche Wasser-Luft? *Geofis. Pura Appl.*, H. 21, S. 3-19.

ROTTHALER, M. (2004): Der Ammersee- ein Überbleibsel der letzten Eiszeit. In: Förderverein Südbayerisches Schifffahrtsmuseum e.V. [Hrsg.]: *Der Ammersee - Dampfer, Flöße und Geschichten*, S. 14-20.

SAUBERER, F. UND F. RUTTNER (1941): *Die Lichtverhältnisse der Binnengewässer*. Akad. Verlagsanstalt Becker & Erler Kom.-Ges., Leipzig. 240 S.

SCHAUMBURG, J. (1996): Seen in Bayern. Limnologische Entwicklung von 1980 bis 1994. *Informationsberichte des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft*, H. 1/96. S.21-28. München.

SCHAUMBURG, J. (2000): Gesamtüberblick zur Entwicklung und zum aktuellen Gütezustand der Seen in Bayern. In: Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft (LFW) [Hrsg.]: *Seen - Gewässerschutz, Nutzungen und Zielkonflikte*. München. Münchener Beiträge zur Abwasser-, Fischerei- und Flussbiologie Bd. 53, S.283-306.

SCHINDLER, D.W., BEATY, K. G., FEE, E. J., CRUIKSHANK, D. R., DEBRUYN, E. R., FINDLAY, D. L., LINSEY, G. A., SHEARER, J. A., STANTON, M. P., TURNER M. A. (1990): Effects of climatic warming on lakes of the central boreal forest. *Science*, H. 250, S. 967-970.

SCHINDLER D.W., BAYLEY, S.E., PARKER, B.E., BEATY, K.G., CRUIKSHANK, D.R., FEE, E.J., SCHINDLER, E.U., STANTON, M.P. (1996): The effects of climatic warming on the properties of boreal lakes and streams at the Experimental Lakes Area, northwestern Ontario. *Limnol. Oceanogr.*, H. 41(5), S.1004-10170.

SCHINDLER, D.W. (2001): The cumulative effects of climate warming and other human stresses on Canadian freshwaters in the new millennium. *Can. J. Fish. aquat. Sci.*, H. 58, S. 18-29.

SCHLENKHOFF, A., LENGRIECHT, J., GRAW, K.U. (1996): Simulation of sediment transport behind a horizontal submerged plate. *Madras: Proc Int Conf Ocean*, H. 96, S. 585-590.

SCHMIDT, W. (1928): Über Temperatur und Stabilitätsverhältnisse von Seen. *Geographiska Annaler*, H. 10, S. 145-177.

SCHÖNBORN, W. (2003): *Lehrbuch der Limnologie*. Stuttgart.

SCHWAB, D. J., MORTON, J.A. (1984): Estimation of overlake wind speed from overland wind speed: A comparison of three methods. *J. Great Lakes Res.*, H. 10(1), S. 68-72.

SCHWOERBEL, J., BRENDLBERGER, H. (1999): *Einführung in die Limnologie*. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg.

SHIMIZU, K., IMBERGER, J. (2008): Energetics and damping of basin-scale internal waves in a strongly stratified lake. In: *Limnol. Oceanogr.*, H. 53(4), S. 1574-1588.

SHUTER, B.J., SCHLESINGER, D.A., ZIMMERMANN, A.P. (1983): Empirical predictors of Annual Surface Water Temperature Cycles in North American Lakes. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, H. 40(10), S.1838-1845.

SIEBECK, O. (1982): *Nationalparkverwaltung Berchtesgaden: Der Königssee. Eine limnologische Projektstudie*. Mitterfelden.

STEINBERG, C., LENHART, B. (1991): Zur Trophieentwicklung des Ammersees mit besonderer Berücksichtigung der Trophieanzeige durch Cyanobakterien. *Rundgespräche der Kommission für Ökologie*, Bd. 2, S. 89-106.

STMELF (2009): Bayerisches Staatsministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten, Agrarpolitik für Bayern. <http://www.stmelf.bayern.de/agrarpolitik/>. 24.09.09.

STMLF (2008): Bayerisches Staatsministerium für Landwirtschaft und Forsten, Bayerischer Agrarbericht 2008. Berichtszeitraum Kalenderjahre 2006 und 2007, Wirtschaftsjahre 2005/2006 und 2006/2007 mit Einkommensprognose für das Wirtschaftsjahr 2007/2008. [http://www.agrarbericht.bayern.de/linkurl\\_0\\_5.pdf](http://www.agrarbericht.bayern.de/linkurl_0_5.pdf). 24.09.09.

STMUGV (2008): Bayerisches Staatsministerium für Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz, Bayerische Staatsregierung 2008. Klimaprogramm Bayern 2020. München.

STOLZ, R. (1998): Die Verwendung der Fuzzy Logic Theorie zur wissensbasierten Klassifikation von Fernerkundungsdaten. Ein methodischer Ansatz zur Verbesserung von Landnutzungsklassifikationen in mesoskaligen heterogenen Räumen, dargestellt am Einzugsgebiet der Ammer. Münchener Geographische Abhandlungen Reihe B, Bd. 26. München.

STRAILE, D., HARMELING, S., BALS, C. (2003): Globaler Klima-Risiko-Index 2007. Wetterbedingte Schadensereignisse und ihre Auswirkungen auf die Staaten der Welt in 2005 und im langjährigen Vergleich. Hintergrundpapier Germanwatch.

SYRBE, R.-U., BASTIAN, O., RÖDER, M., HAASE, G. (2002): Veränderungen der Landnutzung und Landschaftswandel. In: FRITSCHKE, W., ZERLING, L. [Hrsg.]: Umwelt und Mensch - Langzeitwirkungen und Schlussfolgerungen für die Zukunft. Stuttgart/Leipzig. Abhandlungen der Sächsischen Akademie der Wissenschaften zu Leipzig - Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Bd. 59, H. 5, S.141-160.

THOMPSON, R., KAMENIK, C., SCHMIDT, R. (2005): Ultra-sensitive Alpine lakes and climate change *Journal of Limnology*, H. 64(2), S. 139-152.

UMLAUF, L., WANG, Y., HUTTER, K. (2003): Extending the k-v turbulence model towards oceanic applications. *Ocean Model.*, H. 5, S. 195- 218.

UMLAUF, L., BURCHARD, H. (2003): A generic length-scale equation for geophysical turbulence model. *J. Mar. Res.*, H. 61, S. 235- 265.

UMLAUF, L., BURCHARD, H. (2005), Second-order turbulence closure models for geophysical boundary layers. A review of recent work. *Continental Shelf Res.*, H. 25, S. 795-827.

UMLAUF, L., LEMMIN, U. (2005): Interbasin exchange and mixing in the hypolimnion of a large lake: The role of long internal waves. *Limnol. Oceanogr.*, H. 50(5), S. 1601-1611.

VETTER, M. (2004): The near-natural catchment area of the Königssee/National Park Berchtesgaden as a region of consequences in changing environment because of climate change. *Landschaftsökologie und Umweltforschung*, Bd. 47, S. 397-401.

VETTER, M. (2009): Landschaftsveränderungen am Königssee durch den Klimawandel. Südwestdeutscher Verlag für Hochschulschriften. Saarbrücken. 144 S.

VINER, A.B. (1984): Resistance to mixing in New Zealand lakes. *N. Z. J. Mar. Freshwat. Res.*, H. 18, S. 73-82.

VOLODIN, E. M., DIANSKY, N.A. (2003): Response of a coupled atmosphere-ocean general circulation model to increased carbon dioxide, *Izv., Atmos. Ocean. Phys.*, H. 39, S. 170.

WALKER K.F. (1974): The stability of meromictic lakes in central Washington. *Limnol. Oceanogr.*, H. 19, S. 209-222.

WANG, Y., HUTTER, K., BÄUERLE, E. (2000): Wind-induced baroclinic response of Lake Constance. *Ann. Geophys.*, H. 18, S. 1488- 1501.

WETZEL, R.G. (2001): *Limnology Lake and River Ecosystems*. Third Edition. Academic Press. San Diego, California. USA.

WETZEL, R.G., LIKENS, G. (1991): *Limnological Analyses*. New York.

WETZEL, R.G. (1983): *Limnology*. Saunders College Publishing, New York. 767 S.

WILHELM, S., HINTZE, T., LIVINGSTONE, D.M., ADRIAN, R. (2006): Long-term response of daily epilimnetic temperature extrema to climate forcing. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, H. 63, S. 2467-2477.

WILLIAMSON J., SAROS, E., SCHINDLER, D.W. (2009): Sentinels of change. *Science*, H. 323, S. 887-889.

WINDER, M., SCHINDLER, D.E. (2004): Climate change uncouples trophic interactions in a lake ecosystem. *Ecology*, H. 85, S. 2100-2106.

WUEST, A., LORKE, A. (2003): Small-scale hydrodynamics in lakes. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, H. 35, S. 373-412.

WUEST A., PIEPKE, G., HALFMAN, J.D. (2005): Combined effects of dissolved solids and temperature on the density stratification of lake Malawi. In: JOHNSON, T.C., ODADA, E.O. [Hrsg.], *The limnology, Climatology and Paleoclimatology of East African Lakes*. Gordon and Breach, Toronto. S. 183-202.

WWA (2002): Wasserwirtschaftsamt Weilheim, Wasser für die Alte Ammer. [http://www.wwa-weilheim.bayern.de/service/infomaterial/doc/fb\\_alte\\_ammer.pdf](http://www.wwa-weilheim.bayern.de/service/infomaterial/doc/fb_alte_ammer.pdf). 15.02.2009.

## Unveröffentlichte Literatur

BIEBRACH, S. (unveröffentlicht): Untersuchungen des Nitrathaushaltes im Ammersee. Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit am Department für Geographie der LMU München, 2007.

BREY (in Bearb.): Unveröffentlichte Dissertationsschrift am Department für Geographie der LMU München.



BUECHE, T. (unveröffentlicht): Faktorenanalyse zur Eisbildung am Ammersee. Unveröffentlichte Diplomarbeit am Department für Geographie der LMU München, 2008.

KEILBACH, M. (unveröffentlicht): Kalibrierung des thermodynamischen Wasserhaushaltsmodells DYRESM. Unveröffentlichte Diplomarbeit am Department für Geographie der LMU München, 2009.

LINK (unveröffentlicht): Die raumzeitliche Dynamik der Parameter Temperatur, Sauerstoff und Leitfähigkeit am Ammersee. . Unveröffentlichte Diplomarbeit am Department für Geographie der LMU München, 2010.

NOLD, B. (unveröffentlicht): Die Entwicklung der Sauerstoffkonzentration des Ammersees von 1976 bis 2007. Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit am Department für Geographie der LMU München, 2007.

VETTER, M.(unveröffentlicht): Methoden und Ergebnisse zur Erforschung limnologischer Folgen des Klimawandels. Unveröffentlichte Habilitationsschrift am Department für Geographie der LMU München, 2010.

WOLFF, T. (unveröffentlicht): Evaluierung verschiedener Messverfahren zur Ermittlung von Temperatur- und Sauerstofftiefenprofilen am Ammersee. Unveröffentlichte Diplomarbeit am Department für Geographie der LMU München, 2008.

# Anhang

## Inhaltsverzeichnis

Anhang A:	Analysen zum Energieeintrag und -verlust im Ammersee	S. 172
Anhang B:	Analysen zum thermischen Verhalten des Ammersees	S. 175
Anhang C:	Modellierung des thermischen Verhaltens im Ammersee	S. 185
Anhang D:	Lebenslauf	S. 187

## Anhang A: Analysen zum Energieeintrag und -verlust im Ammersee

Tabelle A: Zusammenhang zwischen Lufttemperatur und Dampfdruck (D'ANS-LAX 1967).

Temp [°C]	Dampfdruck, berechnet [mbar]
1	-5,7424
2	-3,8664
3	-2,0686
4	-0,3418
5	1,3212
6	2,9276
7	4,4846
8	5,9994
9	7,4792
10	8,9312
11	10,3626
12	11,7806
13	13,1924
14	14,6052
15	16,0262
16	17,4626
17	18,9216
18	20,4104
19	21,9362
20	23,5062
25	32,2712
30	43,2212
35	57,2562
40	75,2762
50	126,8712
60	205,2062

Tabelle B: mittlerer, maximaler und minimaler Extinktionskoeffizient sowie korrelierende Sichttiefen des Ammersees (eigene Darstellung nach Daten des WWA und Lago, Berechnungen nach ARMENGOL et al. 2003).

Jahr	Extinktionskoeffizient $k_\tau$ [1/m], Mittel	Extinktionskoeffizient $k_\tau$ [1/m], Max.	Extinktionskoeffizient $k_\tau$ [1/m], Min.	Sichttiefe Mittel [m]	Sichttiefe Max. [m]	Sichttiefe Min. [m]
1976	0,38	0,22	0,82	4,4	8,4	1,8
1984	0,38	0,29	0,46	4,4	6,0	3,5
1985	0,41	0,22	0,91	4,0	8,2	1,6
1986	0,42	0,26	1,25	3,9	7,0	1,1
1987	0,42	0,26	0,91	3,9	6,9	1,6
1988	0,36	0,24	0,88	4,6	7,4	1,7
1989	0,38	0,21	0,86	4,4	8,7	1,7
1990	0,43	0,22	0,78	3,9	8,5	1,9
1991	0,33	0,19	1,16	5,2	9,6	1,2
1992	0,35	0,24	0,72	4,9	7,4	2,1
1993	0,31	0,22	0,66	5,7	8,3	2,3
1994	0,35	0,22	0,82	4,9	8,5	1,8
1995	0,34	0,24	0,78	5,0	7,5	1,9
1996	0,38	0,27	1,02	4,5	6,6	1,4
1997	0,32	0,23	0,72	5,3	8,0	2,1
1998	0,34	0,20	0,56	5,0	9,5	2,8
1999	0,37	0,23	1,16	4,5	8,0	1,2
2000	0,39	0,28	0,75	4,3	6,3	2,0
2001	0,40	0,26	0,82	4,2	7,0	1,8
2002	0,41	0,26	1,02	4,0	7,0	1,4
2003	0,44	0,29	0,88	3,7	6,0	1,7
2004	0,30	0,21	0,43	5,8	9,0	3,8
2005	0,42	0,29	0,75	4,0	6,0	2,0
2006	0,36	0,26	0,53	4,6	7,0	3,0
2007	0,36	0,23	0,75	4,7	8,0	2,0
2008	keine Werte	keine Werte	keine Werte	keine Werte	keine Werte	keine Werte
2009	keine Werte	keine Werte	keine Werte	keine Werte	keine Werte	keine Werte
2010	keine Werte	keine Werte	keine Werte	keine Werte	keine Werte	keine Werte
Mittelwerte	0,37	0,24	0,82	4,6	7,6	2

Tabelle C: statistische Kennwerte zu Abflussberechnungen der Ammer, 1984-2010,  
Q: Abfluss und t: Zeit in Jahren (eigene Darstellung nach Daten des WWA  
und LfU).

Monat	Geradengleichungen	$R^2$
Januar	$Q = -3,9909t + 408,12$	0,79
Februar	$Q = -0,4654t + 358,11$	0,84
März	$Q = 7,3779t + 438,4$	0,8
April	$Q = 6,767t + 512,47$	0,82
Mai	$Q = 3,3042t + 531,6$	0,79
Juni	$Q = 1,7475t + 581,18$	0,8
Juli	$Q = -10,005t + 693,05$	0,84
August	$Q = -4,0578t + 589,74$	0,81
September	$Q = -3,7566t + 514,61$	0,71
Oktober	$Q = 0,8247t + 357,25$	0,76
November	$Q = -1,7602t + 392,99$	0,84
Dezember	$Q = -9,4389t + 538,24$	0,73

## Anhang B: Analysen zum thermischen Verhalten des Ammersees

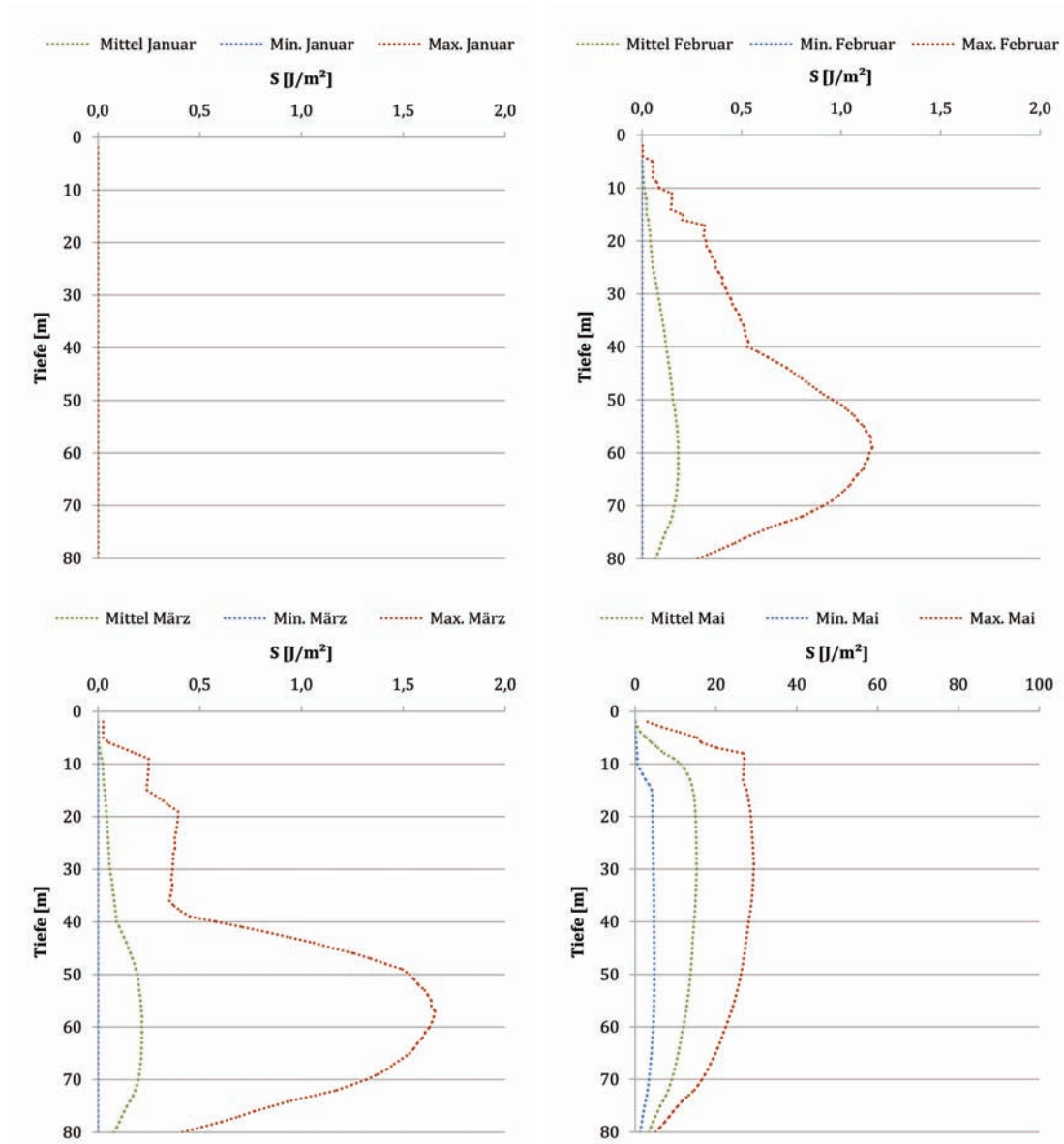


Abbildung A: Maximale, minimale und mittlere Schichtungsstabilität im Ammersee im Zeitraum 1984-2010 für Januar, Februar, März und Mai (eigene Darstellung).

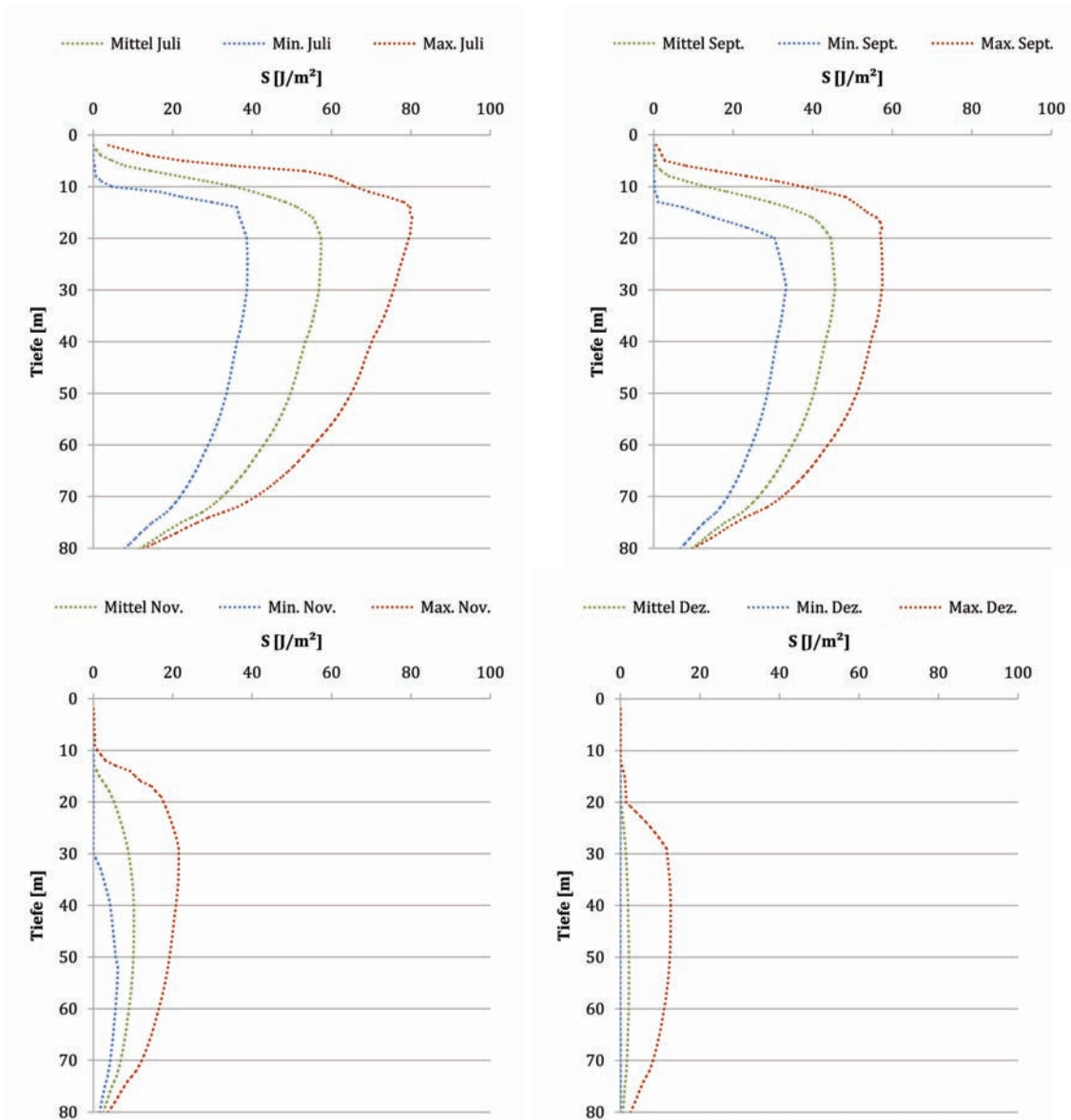


Abbildung B: Maximale, minimale und mittlere Schichtungsstabilität im Ammersee im Zeitraum 1984-2010 für Juli, September, November und Dezember (eigene Darstellung).

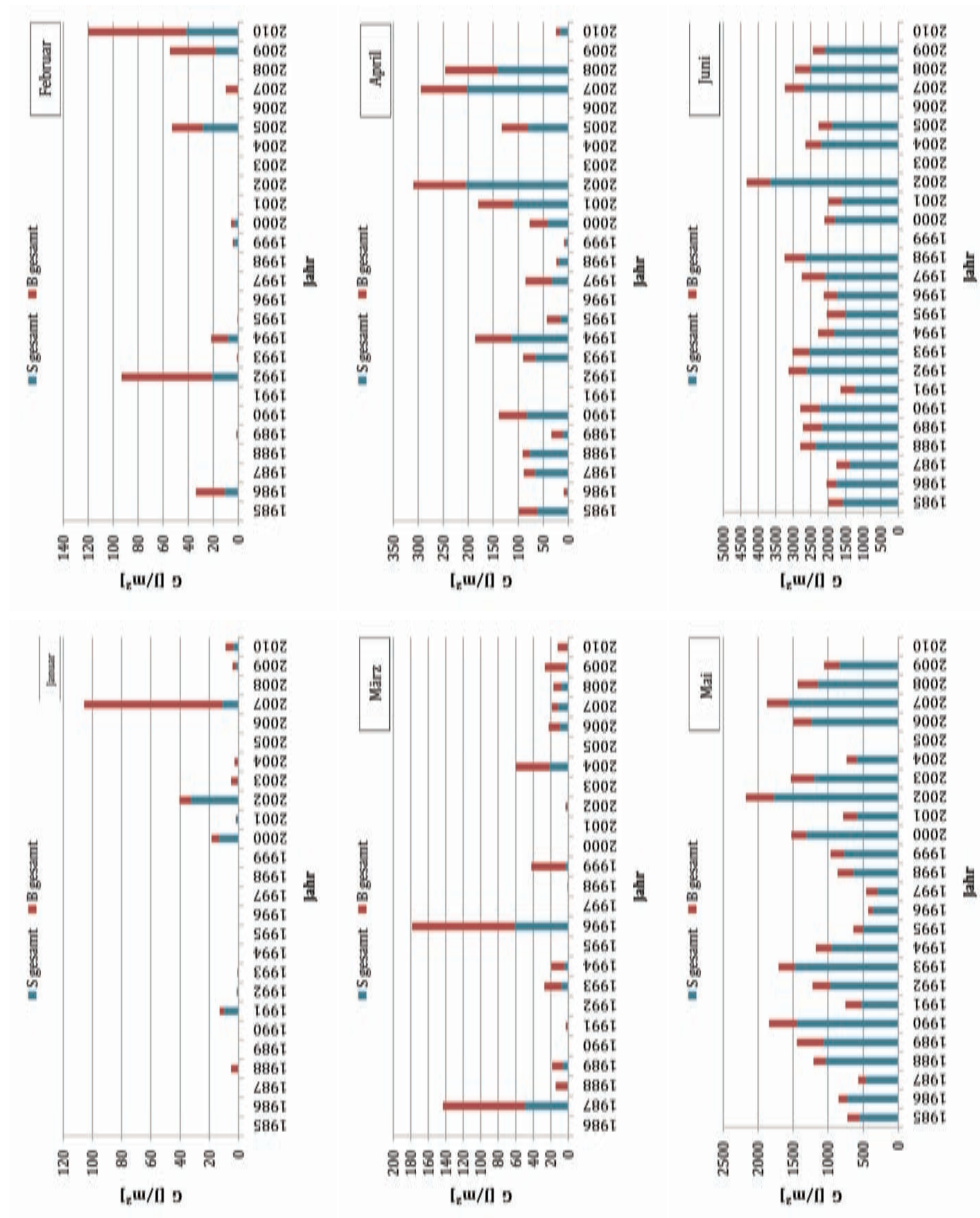


Abbildung C: Summe der Schichtungsstabilität und der externen Energie in der Wassersäule für Januar bis Juni, Zeitraum 1984-2010 (eigene Darstellung).



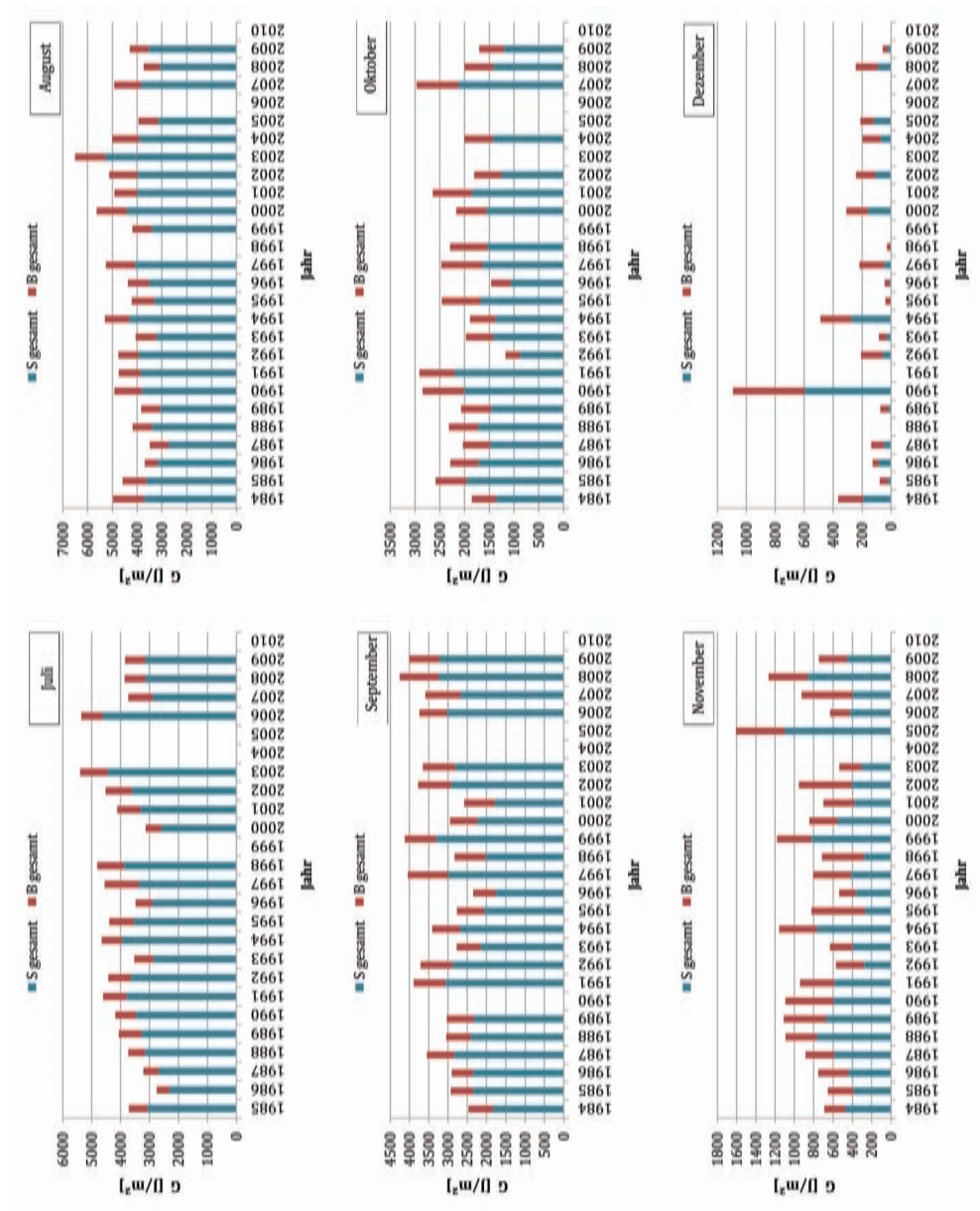


Abbildung D: Summe der Schichtungsstabilität und der externen Energie in der Wassersäule für Juli bis Dezember, Zeitraum 1984-2010 (eigene Darstellung).

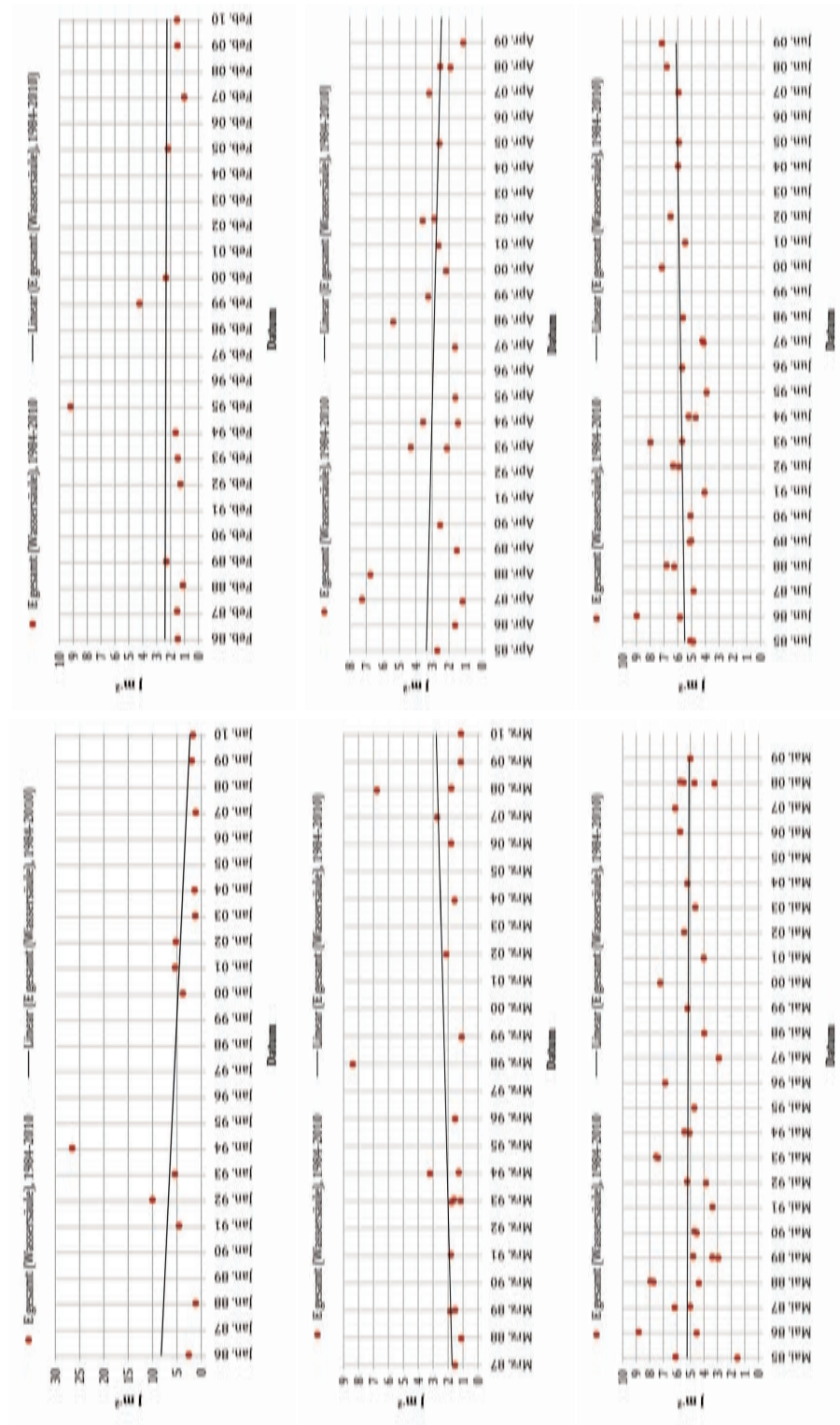


Abbildung E: Multiplikationsfaktor G der externen Energie für Januar bis Juni, Zeitraum 1984-2010 (eigene Darstellung).

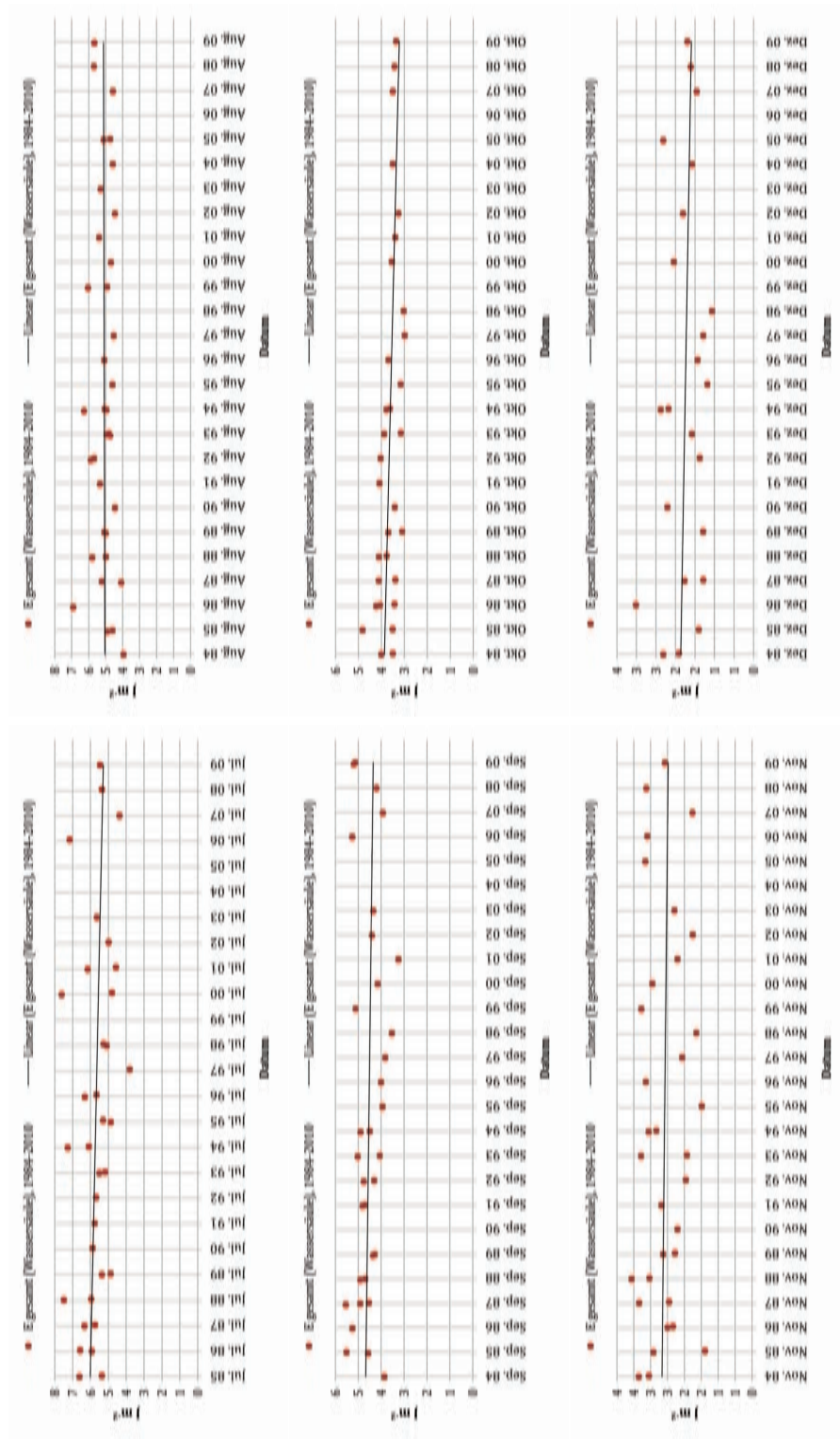


Abbildung F: Multiplikationsfaktor G der externen Energie für Juli bis Dezember, Zeitraum 1984-2010 (eigene Darstellung).

Tabelle D: statistische Kennwerte zu Temperaturtendenzberechnungen der Thermokline, 1984-2010,  $\Delta T$ : Unterschied der Wassertemperatur zweier Tiefen und  $t$ : Zeit in Jahren (eigene Darstellung).

Tiefe	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt
Geradengleichung 0-2 m	$\Delta T = -0,026t + 53,245$	keine Sprungschicht	keine Sprungschicht	keine Sprungschicht	keine Sprungschicht	keine Sprungschicht
$R^2$	$R^2 = 0,7597$					
Geradengleichung 2-4 m	keine Sprungschicht	$\Delta T = -0,0266t + 54,534$	$\Delta T = 0,0507t - 99,314$	keine Sprungschicht	keine Sprungschicht	keine Sprungschicht
$R^2$		$R^2 = 0,3559$	$R^2 = 0,492$			
Geradengleichung 4-6 m	keine Sprungschicht	$\Delta T = -0,0015t + 4,8177$	$\Delta T = -0,0018t + 5,2814$	$\Delta T = 0,0277t - 53,933$	keine Sprungschicht	keine Sprungschicht
$R^2$		$R^2 = 0,0004$	$R^2 = 0,0013$	$R^2 = 0,2615$		
Geradengleichung 6-8 m	keine Sprungschicht	$\Delta T = 0,0285t - 55,008$	$\Delta T = 0,0262t - 50,447$	$\Delta T = 0,026t - 50,358$	keine Sprungschicht	keine Sprungschicht
$R^2$		$R^2 = 0,0796$	$R^2 = 0,0745$	$R^2 = 0,0809$		
Geradengleichung 8-10 m	keine Sprungschicht	$\Delta T = -0,0221t + 45,61$	$\Delta T = 0,0193t - 36,838$	$\Delta T = +0,0195t + 40,452$	$\Delta T = 0,0031t - 4,5777$	keine Sprungschicht
$R^2$		$R^2 = 0,0791$	$R^2 = 0,0889$	$R^2 = 0,0725$	$R^2 = 0,0036$	
Geradengleichung 10-13 m	keine Sprungschicht	$\Delta T = -0,0037t + 8,6979$	$\Delta T = 0,001t - 0,7583$	$\Delta T = -0,0103t + 21,944$	$\Delta T = 0,0029t - 4,5621$	$\Delta T = 0,0747t - 147,24$
$R^2$		$R^2 = 0,0081$	$R^2 = 0,0006$	$R^2 = 0,0801$	$R^2 = 0,0076$	$R^2 = 0,8741$





Tabelle G: maximale Schichtungsstabilität ( $S$ ) und externe Arbeit ( $B$ ) für den Zeitraum 1984-2010 (eigene Darstellung nach Daten des WWA und Lago).

Jahr	Monat $S_{max}$	$S_{max}$	Monat $B_{max}$	$B_{max}$
1984	8	3706	8	1260
1985	8	3666	8	994
1986	8	3158	10	705
1987	9	3035	8	874
1988	7	3484	8	874
1989	8	3530	8	868
1990	8	3813	8	1106
1991	8	3850	8	890
1992	8	4036	9	918
1993	8	3423	8	897
1994	8	4784	8	1128
1995	7	4340	7	1010
1996	7	3640	8	860
1997	9	4095	7	1197
1998	8	4539	7	1064
1999	9	3708	9	806
2000	9	4433	8	1205
2001	9	4000	7	1007
2002	9	3976	8	1154
2003	9	5279	8	1231
2004	9	3909	8	1094
2005	9	3149	8	838
2006	8	4611	7	748
2007	9	3844	8	1079
2008	10	3242	9	1013
2009	9	3540	9	788
Mittelwert		3877		985

## Anhang C: Modellierung des thermischen Verhaltens im Ammersee

Tabelle H: Statistische Kennwerte der Modellierungsergebnisse mit FLake (eigene Darstellung).

Test- zeitraum	Oberflächentemperatur $T_s$			Tiefentemperatur $T_s$			Anzahl Beobach- tungen $n$
	Multipler Korrela- tionsko- effizient	Be- stimmt- heitsmaß	Stand- ardfehler	Multipler Korrela- tionsko- effizient	Be- stimmt- heitsmaß	Stand- ardfehler	
A1	0,96	0,92	1,52	0,49	0,24	1,29	86
A2	0,95	0,91	1,68	0,54	0,29	1,24	86
A3	0,96	0,92	1,62	0,18	0,03	0,95	86
A4	0,98	0,95	1,24	0,15	0,02	0,51	86
A5	0,94	0,89	2,03	0,62	0,39	0,30	86
B1	0,97	0,95	1,31	0,17	0,03	1,29	117
B2	0,98	0,95	1,30	0,14	0,02	1,21	117
B3	0,98	0,96	1,26	0,28	0,08	0,99	117
B4	0,98	0,97	1,10	0,18	0,03	1,10	117
B5	0,96	0,91	1,56	0,63	0,39	1,50	117
C1	0,91	0,82	2,62	0,46	0,21	0,79	55
C2	0,92	0,84	2,49	0,32	0,10	0,87	55
C3	0,93	0,87	2,33	0,56	0,31	0,98	55
C4	0,96	0,92	1,82	0,72	0,51	0,95	55
C5	0,92	0,85	2,24	0,68	0,47	1,88	55
P1	0,97	0,95	1,42	0,58	0,33	1,01	41



Tabelle I: Eingabedaten für die Modellierung mit FLake (eigene Darstellung).

!Namelist configuration file for FLAKE	A2	A1	A3	A4	A5
<b>&amp;SIMULATION_PARAMS</b>					
del_time_lk , Time step [s]	86400	86400	86400	86400	86400
time_step_number	1887	1887	1887	1887	1887
save_interval_n	1	1	1	1	1
T_wML_in	8.8	8.8	8.8	8.8	8.8
T_bot_in	4.3	4.3	4.3	4.3	4.3
h_ML_in	25	25	25	25	25
<b>&amp;METEO</b>					
z_wind_m(1)	18	18	18	5	5
z_Taqa_m(1)	18	18	18	5	5
z_Tw_m(1)	0	0	0	0	0
meteofile	A1.dat	A3.dat	A3.dat	A3.dat	A3.dat
outputfile	A1.rslt	A3.rslt	A4.rslt	A4.rslt	A8.rslt
<b>&amp;LAKE_PARAMS</b>					
depth_w_lk	28.9	28.9	28.9	28.9	28.9
fetch_lk	40000	40000	40000	40000	40000
sediments_on	.FALSE.	.FALSE.	.FALSE.	.FALSE.	.FALSE.
depth_bs_lk	1	1	1	1	1
T_bs_lk	5	5	5	5	5
latitude_lk	48	48	48	48	48
<b>&amp;TRANSPARENCY</b>					
nband_optic	1	1	1	1	1
frac_optic	1	1	1	1	1
extincoef_optic	0.3	0.3	0.6	0.6	0.1
Kommentar	alle Meteos: 14 Uhr Mittel	Wind: Tagesmax			
!Namelist configuration file for FLAKE	B2	B1	B3	B4	B5
<b>&amp;SIMULATION_PARAMS</b>					
del_time_lk , Time step [s]	86400	86400	86400	86400	86400
time_step_number	2861	2861	2861	2861	2861
save_interval_n	1	1	1	1	1
T_wML_in	20.7	20.7	20.7	20.7	20.7
T_bot_in	4	4	4	4	4
h_ML_in	8	8	8	8	8
<b>&amp;METEO</b>					
z_wind_m(1)	18	18	18	5	5
z_Taqa_m(1)	18	18	18	5	5
z_Tw_m(1)	0	0	0	0	0
meteofile	B1.dat	B3.dat	B3.dat	B3.dat	B3.dat
outputfile	B3.rslt	B3.rslt	B4.rslt	B6.rslt	B8.rslt
<b>&amp;LAKE_PARAMS</b>					
depth_w_lk	28.9	28.9	28.9	28.9	28.9
fetch_lk	40000	40000	40000	40000	40000
sediments_on	.FALSE.	.FALSE.	.FALSE.	.FALSE.	.FALSE.
depth_bs_lk	1	1	1	1	1
T_bs_lk	5	5	5	5	5
latitude_lk	48	48	48	48	48
<b>&amp;TRANSPARENCY</b>					
nband_optic	1	1	1	1	1
frac_optic	1	1	1	1	1
extincoef_optic	0.3	0.3	0.6	0.6	0.1
Kommentar	alle Meteos: 14 Uhr Mittel	Wind: Tagesmax			
!Namelist configuration file for FLAKE	C2	C1	C3	C4	C5
<b>&amp;SIMULATION_PARAMS</b>					
del_time_lk , Time step [s]	86400	86400	86400	86400	86400
time_step_number	2099	2099	2099	2099	2099
save_interval_n	1	1	1	1	1
T_wML_in	2.6	2.6	2.6	2.6	2.6
T_bot_in	3.2	3.2	3.2	3.2	3.2
h_ML_in	30	30	30	30	30
<b>&amp;METEO</b>					
z_wind_m(1)	18	18	18	5	5
z_Taqa_m(1)	18	18	18	5	5
z_Tw_m(1)	0	0	0	0	0
meteofile	C1.dat	C3.dat	C3.dat	C3.dat	C3.dat
outputfile	C3.rslt	C3.rslt	C3.rslt	C6.rslt	C8.rslt
<b>&amp;LAKE_PARAMS</b>					
depth_w_lk	28.9	28.9	28.9	28.9	28.9
fetch_lk	40000	40000	40000	40000	40000
sediments_on	.FALSE.	.FALSE.	.FALSE.	.FALSE.	.FALSE.
depth_bs_lk	1	1	1	1	1
T_bs_lk	5	5	5	5	5
latitude_lk	48	48	48	48	48
<b>&amp;TRANSPARENCY</b>					
nband_optic	1	1	1	1	1
frac_optic	1	1	1	1	1
extincoef_optic	0.3	0.3	0.6	0.6	0.1
Kommentar	alle Meteos: 14 Uhr Mittel	Wind: Tagesmax.			

## Anhang D: Lebenslauf

### **Cornelia Rippl** (Diplom-Geographin, Univ.)

<b>Geboren</b>	24.08.1982
<b>Nationalität</b>	deutsch
<b>Familienstand</b>	ledig

---

#### **Ausbildung**

- 02.08-02.11 **Ludwig-Maximilians-Universität München**  
**Wissenschaftliche Mitarbeiterin und Promotionsstudentin der Geographie.**  
 Promotionsthema: „Thermische Entwicklung des Ammersees als regionale Auswirkung des Globalen Wandels“.
- 10.02-12.07 Ludwig-Maximilians-Universität München  
 Studium des Faches Geographie (Diplom), physisch-geographischer Schwerpunkt mit Nebenfächern Hydrogeologie und Fernerkundung (Abschlussnote: 1,4).
- 09.93-07.02 Gymnasium Oberhaching (Obb.), Abitur.

#### **Beruflicher Werdegang**

- Ab 03.11 **Bayerische Forschungsallianz (BayFor)**  
 Wissenschaftliche Projektassistentin: EU-Förderprogramme für Umwelt und Energie
- 02.08-02.11 **LMU München, Wissenschaftliche Mitarbeiterin**  
 Department für Geographie, Lehrstuhl für Geographie und Landschaftsökologie (Prof. Dr. O. Baume). Tätigkeiten in Forschung und Lehre.
- 06.09-10.09 **LMU München, kommissarische Leitung des Prüfungsamtes des Departments für Geographie**  
 Eigenständiger Aufbau, Koordination und Führung.
- 01.08-02.08 **LMU München, Tutorentätigkeit**  
 Department für Geographie, Lehrstuhl für Geographie und Landschaftsökologie, im Bereich Klimatologie.
- 08.07-11.07 **LMU München, Studentische Hilfskraft**  
 Department für Geographie, Lehrstuhl für Geographie und Landschaftsökologie, Vor- und Nachbereitung als auch zur Leitung des Tagungsbüros der IALE-D Tagung 2007 in Freising – Weihenstephan.
- 10.06-12.06 **Bayerisches Landesamt für Umwelt, Praktikum**  
 Referate 104 „Hydrogeologie“, 103 „Landesaufnahme Geologie und Boden Süd“ und 107 „Tieferer Untergrund, Geothermie, Geophysik“.
- 06.06-08.06 **GAF AG München**  
 Projektmitarbeiterin in einem Fernerkundungs-Kontroll-Projekt.
- 11.05-08.06 **LMU München, Studentische Hilfskraft**  
 Department für Geo- und Umweltwissenschaften, Institut für Geographie, Lehrstuhl für Fernerkundung und Geographie (Prof. Dr. W. Mauser).

### Konferenzteilnahmen, Vorträge, Weiterbildungen

12.10	Sprachraum, LMU: Fortbildung zur Evaluation der eigenen Hochschullehre zur Verbesserung der universitären Lehre.
10.10	Ausbildung zum betrieblichen Ersthelfer.
09.10	IALE-D Jahrestagung, Bonn.
09.10	Graduate Center, LMU: miniPROFIL – Lehrkompetenz. 3-tägiger Workshop zur Verbesserung der Lehrfähigkeit an Hochschulen.
07.10	Referentin in einer Veranstaltung im Rahmen der Bayerischen Klimawoche: Umwelt- und Klimabildung von Jugendlichen. Klimaakademie Ammersee e.V.
07.10	Graduate Center LMU: Intensivkurs Citavi. Professionelle Verwaltung von wissenschaftlicher Literatur zum erleichterten Verfassen von Publikationen und wissenschaftlichen Texten.
06.10	Earth System Engineering – Methoden zur nachhaltigen Lösung von Erdkrisen. IESP, München, Teilnahme.
01.10	Think Tank zum Thema „Klimawandel“, eine von bundesweit 12 Teilnehmer; Stiftung RisikoDialog, Berlin.
07.09	Europäische, nationale und bayerische Förderprogramme für Umweltforschung und Umwelttechnologien. Bayerisches Staatsministerium für Umwelt und Gesundheit und Bayerische Forschungsallianz.
10.08	IALE-D Jahrestagung, Bonn.

### Veröffentlichungen

**RIPPL, C.** (2010): Validierung eines limnologischen Wärmehaushaltsmodells für einen bayerischen Voralpensee. IALE-D Jahrestagung 22.-25.10.2010, Nürtingen (Poster).

**RIPPL, C.; BREY, M.; VETTER, M.; BAUME, O.** (2009): Der Ammersee – Limnophysikalische Größen im Kontext klimatischer Veränderungen. In: GEO-ÖKO, Band 3-4 2009.

**RIPPL, C.; VETTER, M.** (2008): Die Rückkopplungen der Ammersee-Landschaft auf den Globalen Wandel aus landschaftsökologischer Sicht. In: Tagungsband der IALE-D Jahrestagung 30.10.-2.11.2008, Bonn. (Abstract).

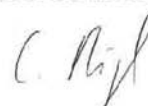
**VETTER, M.; RIPPL, C.** (2008): Das Projekt LAGO – Limnologische Auswirkungen des Globalen Wandels. IALE-D Jahrestagung 30.10.-2.11.2008, Bonn. (Poster).

### Fremdsprachen- und EDV- Kenntnisse

Englisch	sehr gut in Wort und Schrift
Spanisch	gute Kenntnisse in Wort und Schrift
Italienisch	gute Kenntnisse in Wort und Schrift
Französisch	Kenntnisse in Wort und Schrift

MS-Office, LaTeX	sehr gute Kenntnisse
ArcGIS	sehr gute Kenntnisse
Adobe Photoshop,	sehr gute Kenntnisse
Corel Graphic Suit	

München, den 24. Februar 2011



Cornelia Rippl