

INAUGURAL - DISSERTATION
zur
Erlangung der Doktorwürde
der
Naturwissenschaftlich - Mathematischen
Gesamtfakultät
der
Ruprecht - Karls - Universität
Heidelberg

vorgelegt von
Dipl. Phys. Christoph von Rohden
aus Magdeburg

Tag der mündl. Prüfung: 20.11.2002

Tracerstudie
zur Quantifizierung des Vertikaltransports
in meromiktischen Seen

Gutachter: Prof. Dr. Kurt Roth
Prof. Dr. Augusto Mangini

Zusammenfassung

Die Tagebauseen Merseburg-Ost 1a und 1b besitzen beständige saline Tiefenwasserkörper (Monimolimnien), die vom Mischungsgeschehen im oberen Teil der Seen weitgehend abgekoppelt sind. Unter den Bedingungen starker Schichtung in der Dichtesprungschicht (Halokline) und in den Tiefenwasserkörpern ist der vertikale Transport eingeschränkt. Um den Vertikaltransport in solcher Umgebung zu quantifizieren, wurde die Ausbreitung künstlich eingebrachter SF₆ Tracer-Verteilungen und die Entwicklung der Temperatur- und Salzgehaltsprofile über mehrere Jahre beobachtet.

Den Betrachtungen wurde zugrunde gelegt, dass die effektive Mischung analog zur Fick'schen Diffusion beschreibbar ist. Mit der Gradient-Fluss-Methode und unter Ausnutzung der SF₆-Profilform wurden vertikale Transportkoeffizienten für SF₆ bestimmt. In der Halokline des Tagebausees 1a ist der Transport auf nahezu molekulares Niveau reduziert ($K_z \approx 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$). Im Inneren des Monimolimnions des Tagebausees 1b findet man $K_z \approx 10^{-8} \text{ m}^2/\text{s}$ mit einem raschen Anstieg auf $\approx 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ ca. 2 m über dem Seeboden. Unter Einbeziehung eines geothermischen Wärmeflusses von $0.23 \text{ W}/\text{m}^2$ ergeben sich aus den gemessenen Temperaturänderungen im tiefsten Bereich ähnliche Werte für den Wärmetransport. Dort, wo die K_z für SF₆ unter $10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$ fallen, läuft der Wärmetransport auf molekularem Niveau ab.

Die zeitlichen Abnahmen der SF₆-Mengenbilanzen von $\sim 12\%/a$ im Monimolimnion des Sees 1a und $\sim 6\%/a$ in 1b lassen auf eine Grundwasser-Ankopplung der Tiefenwasserkörper schließen.

Die Ergebnisse stellen eine Mittelung über die Wirkung unterschiedlicher turbulenter Mischungsprozesse in der Zeit und in der Horizontalen dar.

Abstract

The mining lakes Merseburg-Ost 1a and 1b inclose stably stratified salty deep water bodies (monimolimnia). They are extensively separated from the mixing regime in the upper water column. The vertical transport is kept down due to the strong stratification in the region of the density step (halocline) and in the monimolimnion. To quantify the vertical transport under this conditions, the vertical spreading of an injected SF₆-tracer mark as well as the development of the temperature and salinity profiles were observed during several years.

The examinations are based on the assumption that the effective mixing can be described similar to the Fickian diffusion. Vertical transport coefficients for SF₆ were evaluated using the flux-gradient method and the shape development of the SF₆-profiles. The transport is reduced nearly to the molecular level ($K_z \approx 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$) in the halocline of the mining lake 1a. In the inner part of the monimolimnion in lake 1b, $K_z \approx 10^{-8} \text{ m}^2/\text{s}$ was found, whereas around 2 m above the lake bottom the values increase rapidly to $K_z \approx 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$. Including a geothermal heat flux of $0.23 \text{ W}/\text{m}^2$, the measured temperature changes yield similar values for the heat transport in the lowermost 2 m. In the depths where the K_z of SF₆ fall below $10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$, heat is transported at the molecular level.

A decrease of the total amount of SF₆ of $\sim 12\%/a$ in the monimolimnion of lake 1a and $\sim 6\%/a$ in 1b was mainly caused by the interaction with the groundwater system.

The results represent the effective mixing in time and horizontal direction including the influence of distinct turbulent mixing processes.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	3
1.1	Transport und Mischung in Seen	3
1.2	Motivation der Arbeit	5
1.3	Wirkung von stabiler Schichtung auf die Turbulenzstruktur	7
2	Die Tagebauseen Merseburg-Ost	13
2.1	Geographische Lage	13
2.2	Hydrogeologisches Umfeld	13
2.3	Morphologie	17
2.4	Struktur der Wasserkörper	17
2.5	Schichtung	22
3	Methoden und Messungen	25
3.1	Konzeption der Spike-Experimente	25
3.2	Einfluss interner Bewegungen	26
3.3	Dichte und Stabilität	28
3.3.1	Messung von Temperatur und elektrischer Leitfähigkeit	28
3.3.2	Berechnung von Dichte und Stabilität	29
3.3.3	Salzmengenbilanzen	32
3.4	SF ₆ als Tracer	34
3.4.1	Physikalische und chemische Eigenschaften	34
3.4.2	SF ₆ -Quellen und -senken für aquatische Systeme	34
3.4.3	Verhalten im Wasser	35
3.5	Spike-Experimente	38
3.5.1	Einbringen der Tracermarkierungen	38
3.5.2	Probenahme und -aufbereitung	40
3.6	Bestimmung der SF ₆ -Konzentration	42
3.7	Gradient-Fluss-Methode	44

4	Ergebnisse und Diskussion	49
4.1	SF ₆ -Messergebnisse	49
4.1.1	Tagebausee 1a	49
4.1.2	Tagebausee 1b	50
4.2	Vertikaltransport nahe der Halokline (Tagebausee 1a)	53
4.2.1	Transportkoeffizienten	55
4.2.2	Vertikale Stoffflüsse	58
4.3	Transport im Monimolimnion (Tagebausee 1b)	60
4.3.1	K_z -Bestimmung aus der Profilform	60
4.3.2	Anwendung der Gradient-Fluss-Methode	63
4.4	Numerische Simulationen	68
4.4.1	Ergebnisprofile der K_z	72
4.4.2	Gundwasserankopplung	73
4.5	Diskussion	75
5	Zusammenfassung	77
A	SF₆-Profile Merseburg-Ost	81
A.1	Tagebausee 1a, August 1998 bis September 2001	81
A.2	Tagebausee 1b, Oktober 1998 bis September 2001	85
B	Temperaturzeitserie Tagebausee 1b	91

Kapitel 1

Einleitung

1.1 Transport und Mischung in Seen

Die fast ausschließlich turbulenten Wasserbewegungen im freien Wasser von Ozean und in Seen sorgen dafür, dass die gelösten und suspendierten Inhaltsstoffe und Wärme auf dem Weg von den Quellen zu den Senken einer ständigen Verteilung und Ausbreitung unterliegen. Transport und Mischung sind dabei eng miteinander verknüpft. Ob ein Inhaltstoff advektiv transportiert, oder ob er im Sinne einer Homogenisierung seiner Konzentration vermischt wird, muss abhängig von den Zeit- und Längenskalen des Problems betrachtet werden. Lokaler advektiver Transport, z. B. durch Absinken kalter Wassermassen, ist Teil einer Mischung auf einer größeren räumlichen und zeitlichen Skala. Ebenso führt eine kleinskalige turbulent-diffusive Mischung zu einem Transport passiver Inhaltsstoffe entlang eines vorhandenen großräumigeren Konzentrationsgefälles. Die thermische Bewegung der Atome und Moleküle (molekulare Diffusion) ist zwar permanent vorhanden, bewirkt aber nur einen kleinen effektiven Transport von Inhaltsstoffen in der Größenordnung von höchstens einigen Zentimetern pro Tag, wenn räumliche Konzentrationsgradienten vorhanden sind. Sie spielt deshalb für Transport- und Mischungsprozesse in offenen Wasserkörpern nur selten eine bedeutende Rolle.

Seen sind komplexe Ökosysteme, in denen geochemische, biologische und physikalische Prozesse miteinander wechselwirken. Sie werden gesteuert durch die Art der Wasserbewegungen, die die Reagenten zueinander bringen und zusammen mit der Wärme und dem Sonnenlicht die Lebensbedingungen für Flora und Fauna schaffen. Die biologischen und chemischen Aktivitäten bestimmen jedoch auch die Zusammensetzung der gelösten und festen Bestandteile des Wassers, was Rückwirkungen auf die Dichtestruktur des Wasserkörpers und damit auf die Art der ablaufenden physikalischen Prozesse hat.

Ursachen der Mischungsprozesse Die für Mischung notwendige turbulent-kinetische Energie wird durch Scherung von strömenden Wasserschichten übereinander

oder über dem Seeboden als direkte oder indirekte Folge des Impuls- und Energieeintrags des Windes durch die Seeoberfläche erzeugt. Zusammenhängende Bewegungen von Wassermassen in eine Richtung induzieren sofort einen Ausgleich durch Strömung benachbarter Wassermassen in andere Richtungen. Dies hat vertikale und horizontale Geschwindigkeitsgradienten und (solange nicht von der Viskosität unterdrückt) turbulenzproduzierende „Reibung“ zwischen den einzelnen Schichten zur Folge. Solare Einstrahlung, fühlbare Wärme und Kondensation sorgen für die Erwärmung der obersten Wasserschicht. Oberflächliche langwellige Abstrahlung, der Übergang fühlbarer Wärme und die Verdunstung sind Wärmeenergiesenken. Zu- und Abflüsse, die Ankopplung an das Grundwassersystem, Eisbedeckung, Konvektion und Doppeldiffusionsprozesse, die Erdwärme und – bei großen Seen die Corioliskraft – sind ebenfalls Komponenten, die die Turbulenz- und Strömungsstruktur und damit die Verteilung von Wärme und Inhaltsstoffen in einem See mitbestimmen. Der größte Teil der eingebrachten mechanischen Energie dissipiert schließlich in Wärme.

Der Weg vom Eintrag der Energie bis zur Dissipation führt je nach Seetyp und –größe, Form, Tiefe, geographischer und klimatischer Lage über verschiedene physikalische Prozesse, die unterschiedliche Formen und Intensitäten von Transport und Mischung zur Folge haben (Abb. 1.1). Die Längen-, Zeit- und Energieskalen erstrecken sich dabei über viele Größenordnungen. Einen Überblick darüber findet man z. B. in Imboden und Wüest.

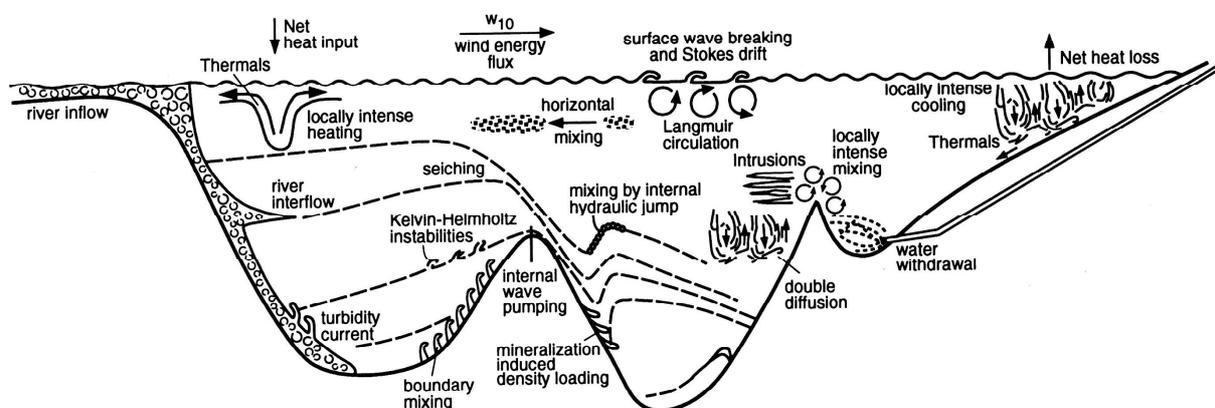


Abbildung 1.1: Schematischer Überblick über einige physikalische Mischungs- und Transportprozesse in Seen (aus Imboden und Wüest).

Schichtung Der Wasserkörper eines Sees zeigt im Allgemeinen keine durchgängig homogene Struktur während des ganzen Jahres, vor allem in vertikaler, aber auch in horizontaler Richtung. Unterschiedliche Temperaturen oder Unterschiede im Gehalt an gelösten Substanzen haben verschiedene Wasserdichten zu Folge. Falls weniger dichtes über dichterem Wasser liegt, hat dies eine stabilisierende Wirkung, die zu einer Schichtung führen kann. D. h. horizontale Dichte- und Konzentrationsgradienten können sich schnell

bei wenig behindertem Transport in Richtung einer Homogenisierung abbauen, während der vertikale Transport unterdrückt wird. In ausreichend tiefen Seen gemäßigter Breiten führt die sommerliche Erwärmung des Oberflächenwassers zu thermischer Schichtung. Im See lassen sich dann in vertikaler Richtung verschiedene Wasserkörper unterscheiden. Das warme Epilimnion wird durch einen Temperatursprung, die Thermokline, vom kühlen tieferen Wasser, dem Hypolimnion, getrennt.

Desweiteren kann eine Schichtung von Wassermassen durch eine mit der Tiefe zunehmende Konzentration gelöster Stoffe entstehen, weil damit im Allgemeinen auch die Dichte zunimmt. Eine Quelle dieser Stoffe ist deren Rücklösung aus dem Sediment, nachdem partikuläres organisches Material, das in der Primärproduktion im lichtdurchfluteten obersten Wasserkörper entstanden ist, sedimentiert und mineralisiert (z.B. Wüest, 1994). Es kommt zum Aufbau stabilisierender Salzgehaltsgradienten im unteren Hypolimnion. Diese Gradienten unterdrücken die vertikale Ausprägung der Turbulenz, d.h. Mischung, die zu Homogenisierung in vertikaler Richtung führt. Ein direkter Zustrom von Wasser größeren Salzgehaltes in den See aus dem umgebenden Grundwasser kann ebenfalls die Ursache für eine chemische Dichteschichtung sein. Falls die im Hypolimnion agierenden Mischungsprozesse bzw. die Turbulenz produzierenden Vorgänge in der Bodengrenzschicht nicht stark genug sind, solche Dichtegradienten zu zerstören, kann sich im unteren Teil des Hypolimnions ein Bodenwasserkörper bilden, der einer von oben angreifenden Vollzirkulation im Herbst und Winter widersteht. Der See wird meromiktisch. Charakteristisch für einen See mit einem solchen stabilen Bodenwasserkörper (Monimolimnion) ist ein Dichtesprung (Halokline) zwischen dem gesamten oberen Wasserkörper (Mixolimnion) und dem Monimolimnion. Ein großes Verhältnis von Seetiefe zu -oberfläche und eine windgeschützte Lage begünstigen im Allgemeinen die Ausbildung und Beständigkeit von Meromixie. Eine Zusammenfassung über Vorkommen, Entstehung und die grundsätzlichen Eigenschaften meromiktischer Seen ist in Joehnk (2000) dargestellt.

1.2 Motivation der Arbeit

In Deutschland entstehen mehr als 500 Seen als Folge des Braunkohlebergbaus. Mehr als 100 von ihnen sind größer als 50 Hektar (Nixdorf, 2000). Insbesondere mit dem Beginn der industriellen Umstrukturierung im Osten Deutschlands zu Beginn der 90er Jahre war die Aufgabe vieler Braunkohletagebaue im Mitteldeutschen und Lausitzer Revier verbunden. In den verbliebenen Hohlformen, die nicht durch Abraummateriale wieder verfüllt werden, bilden sich Seen. Der Zufluss von Oberflächenwasser und aus den angeschnittenen Grundwasserhorizonten, die sich nach dem Ende der Entwässerungsmaßnahmen wieder hin zu ihren normalen Niveaus erholen, sind die Hauptquellen für die Füllung der Seen.

Mit der Seebildung sind vielfältige Problemfelder mit entsprechenden ökonomischen und ökologischen Konsequenzen für die Integration der Seen in das natürliche sowie Siedlungs- und Wirtschaftsumfeld verbunden. Dazu gehören Versauerung durch Pyritoxidation, Versalzung durch mineralreiche Zuflüsse, Schadstoffkontamination aus Deponien und industriellen Abwässern, Eutrophierung und biologische Belastung durch Keime (Schimmele, 1994; Schultze und Klapper, 1995).

Eine verbreitete Folgeerscheinung des Anschnitts verschiedener Grundwasserhorizonte beim Tagebaubetrieb ist der Zustrom von Wässern unterschiedlicher mineralischer Zusammensetzung. Mineralreiche und deshalb dichte Zuflüsse schichten sich in der Tiefe über dem Seeboden ein. Dies kann der Beginn der Ausprägung eines meromiktischen Verhaltens sein. Die wesentlichen Eigenschaften der Meromixie, nämlich der geringe Austausch zwischen Monimolimnion und Hypolimnion und die Langzeitbeständigkeit des Monimolimnions, können neben dem u. U. hohen Mineraliengehalt die Akkumulation von Schwefelwasserstoff, gelösten Metallen und anderer Schadstoffe unter den dort herrschenden meist anaeroben Bedingungen zur Folge haben. Für die Wasserqualität des Sees und des angrenzenden Grundwassers stellt dies im Hinblick auf die Nutzung zur Trinkwasserversorgung, zur Erholung oder zur wirtschaftlichen Nutzung eine potentielle Gefahr dar.

Damit stellt sich unmittelbar die Frage nach der Beständigkeit einer solchen Dichteschichtung (Boehrer, 1998, 2000). Ein grundlegendes Interesse gilt dabei der Abschätzung des vertikalen Transports in das Hypolimnion durch den Dichtesprung und der Umverteilung (Mischung) im Inneren des Monimolimnions. Die quantifizierenden Parameter für eine Abschätzung mittlerer vertikaler Stoffflüsse sind vertikale Transportkoeffizienten.

Im Kontext der zukünftigen Nutzung und Risikobewertung sind prognosefähige Modellierungen der Eigenschaften meromiktischer Seen von großer Bedeutung (Stevens und Lawrence, 1997, 1998; Boehrer et al., 1998; Hamblin et al., 1999; Heidenreich et al., 1999). Insbesondere den physikalischen Prozessen und dem daran geknüpften Mischungsverhalten muss dabei grundlegende Aufmerksamkeit zuteil werden, weil sie Chemismus und biologische Vorgänge entscheidend beeinflussen. Experimentell bestimmte vertikale Transportkoeffizienten gehören zu den wichtigsten Eingangsparametern für derartige Modellrechnungen. Während es zu Austausch- und Transportprozessen im Bereich der Thermokline zahlreiche experimentelle Ergebnisse und hydrodynamische Modelle gibt (zusammenfassend z. B. in Joehnk, 2000), sind quantitative Ergebnisse bei starker Schichtung im Tiefenwasser rar (Sanderson et al., 1986; Stevens und Lawrence, 1998; Maiss et al., 1997; von Rohden, 1998; MacIntyre et al., 1999; von Rohden und Ilmberger, 2001).

Diese Arbeit beschäftigt sich mit der quantitativen Untersuchung des vertikalen Austausches in zwei jungen Seen (Merseburg-Ost 1a und 1b), die nach Beenden des Braunkohletagebaus entstanden sind. In ihnen hat das Eindringen hochsaliner und deshalb sehr dichter Grundwässer natürlichen Ursprungs im Zeitraum ihrer Entstehung stabile Monimolimnien aufgebaut (Boehrer et al., 1997). Um herauszufinden, wie stark die damit verbundene Meromixie die Intensität des vertikalen Austausches beeinflusst, wurde

in den Monimolimnien der beiden Seen je ein Tracerexperiment mit Schwefelhexafluorid durchgeführt und begleitend Messungen der Temperatur und der spezifischen elektrischen Leitfähigkeit unternommen (im Folgenden Leitfähigkeit oder elektrische Leitfähigkeit). Die Daten aus den Experimenten waren Grundlage für die Berechnung von Profilen vertikaler Transportkoeffizienten. Mit Hilfe der zeitlichen Änderungen der gemessenen Größen wurde der Stoff- und der Wärmetransport im Inneren der Tiefenwasserkörper und in der Region des stärksten Dichtegradienten quantifiziert. Der Dichtegradient entsteht durch einen Sprung in der Salzkonzentration und heisst Halokline (gelegentlich auch Chemokline). Die Begriffe der potentiellen Temperatur bzw. der potentiellen Dichte (z. B. Imboden und Wüest) spielen unter den Bedingungen der untersuchten Seen keine Rolle. Die Experimente waren so konzipiert, dass die Ergebnisse mittlere Aussagen über eine Zeitskala von mehreren Monaten bis wenigen Jahren erlauben. Wegen der Abgeschlossenheit der Wasserkörper und der beständigen Schichtungsstruktur stellt die Wirkung des Windes an der Seeoberfläche die ausschlaggebende Quelle der für die Mischung notwendigen Energie dar.

Da der turbulente Transport in vertikaler Richtung und die Dichteschichtung gegenseitig ihre Ausprägung bestimmen, waren insgesamt niedrige Transportraten aufgrund der hohen Schichtungsstabilität zu erwarten. Damit verbunden sollten möglichst quantitative Aussagen über das Ausmaß der Ankopplung an die zumindest teilweise salinen Grundwasserschichten mithilfe numerischer Simulationen gewonnen werden.

1.3 Wirkung von stabiler Schichtung auf die Turbulenzstruktur

In einem turbulenten, d. h. zeitlich und räumlich variablen Strömungsfeld bewegen sich Fluidpakete chaotisch. Ihre Bahnen können im einzelnen nicht für eine längere Zeit mit deterministischen Gleichungen vorausgesagt werden. Anschaulich stellt man sich die Bewegungsmuster gern als Wirbel vor, deren Abmessungen je nach Größe des untersuchten Systems über viele Größenordnungen (mm bis km) reichen können. Bei der Beschreibung von Strömungsmustern, die durch Turbulenz mitbestimmt werden, wird oft auf eine Separation in eine mittlere grossräumige Strömung und einen Anteil turbulenten von Fluktuationen mit statistischen Eigenschaften zurückgegriffen. Eine erste qualitative Antwort auf die Fragestellung, unter welchen Umständen eine laminare, also gleichmässige nicht verwirbelte Strömung in eine turbulente umschlägt, gibt die Reynolds-Zahl $Re = ul/\nu$. Dabei ist u eine charakteristische Geschwindigkeit, l eine typische Längenskala des betrachteten Strömungsgeschehens und ν die Viskosität des Fluids. Turbulenz bildet sich dann aus, wenn der dämpfende Einfluss der inneren Reibung kleiner ist als die trägheitsbestimmten Fluidbewegungen, $\nu \ll ul$.

Die für turbulente Bewegungen erforderliche kinetische Energie wird mit dem Wind aus

der Atmosphäre in den Ozean bzw. in Seen eingetragen. Dieser Energieeintrag erfolgt horizontal nicht gleichmäßig und hat deshalb einen stark anisotropen Charakter. Wegen ihrer hochgradigen Turbulenz (große Reynoldszahlen) sind die großskaligen Anfangsstrukturen instabil und zerfallen in kleinere Turbulenzstrukturen. In einem homogenen Wasserkörper setzt sich dieser Prozess fort, bis die kleinsten Wirbel im mm-Bereich durch die Wirkung der inneren Reibung zerfallen und deren kinetische Energie in Wärme dissipiert. Durch dieses Energiekaskaden-System, das in den 40er Jahren von A. N. Kolmogorov vorgeschlagen wurde, wandert die turbulent-kinetische Energie vom großskaligen Eintrag (Skala L_0) bis zur kleinsten Skala der Dissipation (l_0). Eine wichtige Eigenschaft des Kaskadenprozesses ist, dass die anfängliche Anisotropie mit dem fortschreitenden Zerfallen der Wirbel immer mehr verloren geht. Unterhalb einer gegebenen Skala $l_1 \ll L_0$ kann die Turbulenz als isotrop betrachtet werden.

Es stellt sich die Frage, wie sich dieses Bild ändert, wenn der Wasserkörper eine vertikale Dichteschichtung aufweist. Ozmidov (1965) hat dazu grundlegende Gedanken formuliert, auf die sich die nachfolgende Diskussion bezieht.

Natürliche Systeme wie Ozean und Seen zeigen größtenteils zumindest in Oberflächennähe eine Dichteschichtung, verursacht durch Gradienten in der Temperatur oder im Salzgehalt. Unter solchen Bedingungen müssen vertikale Komponenten von Wirbelbewegungen zusätzlich Arbeit gegen den Dichtegradienten, d. h. gegen den Auftrieb verrichten, wobei ein Teil der kinetischen Energie in potentielle umgewandelt wird. Tendenziell werden deshalb die vertikalen Bewegungen unterdrückt, also z. B. solche Wirbel („Eddies“), die vornehmlich horizontale Drehachsen haben. Eddies mit der obengenannten Größe l_1 behalten ihre Isotropie nur noch in der x-y-Ebene. Zur Überwindung der „z-Barriere“ ist ein Mindestmaß für ihre Energie bzw. ihre Geschwindigkeitsgradienten erforderlich. Mit Hilfe von Ergebnissen der Theorie der lokal isotropen Turbulenz leitete Ozmidov durch Dimensionsbetrachtungen eine kritische Längenskala l_{cr} für die Größe der Wirbel ab, unterhalb der die Turbulenz bis zur Dissipationsskala l_0 in allen Raumrichtungen trotz vorhandener Schichtung isotrop ist (Ozmidov-Skala):

$$l_{cr} \propto \left(\frac{\varepsilon}{N^3} \right)^{\frac{1}{2}}. \quad (1.1)$$

ε ist hierbei die Energiedissipationsrate (Intensität des Energieflusses durch die Eddy-Kaskade) und $N = \sqrt{\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}}$ ein Maß für die Schichtungsstabilität (Abschnitt 3.3.2). Bei Längenskalen der Wirbel in der Größe von l_{cr} sind die Auftriebskräfte mit den Trägheitskräften vergleichbar.

Mit l_{cr} ist ein maximal erreichbarer vertikaler turbulenter Diffusionskoeffizient K_z verbunden, der bei gegebenem Energiefluss ε und gegebener Stärke der Schichtung N^2 nicht überschritten werden kann:

$$K_{z,max} = c_1 \varepsilon^{\frac{1}{3}} l_{cr}^{\frac{4}{3}} = c \frac{\varepsilon}{N^2}. \quad (1.2)$$

Die dimensionslosen Proportionalitätskonstanten in den Gl. 1.1 und 1.2 („4/3-power law“) sind von der Größenordnung eins.

Nach Ozmidov hat die Einschränkung des Vertikaltransports Einfluss auf die Rate der horizontalen Diffusion: Weil die Eddies mit $l > l_{cr}$ nur noch in der horizontalen Ebene wirken, vergrößern sich die horizontalen Diffusionskoeffizienten K_l . Dies spiegelt sich in einem größeren Proportionalitätsfaktor im 4/3-Gesetz wider. In der Abbildung 1.2 sind die Zusammenhänge qualitativ dargestellt.

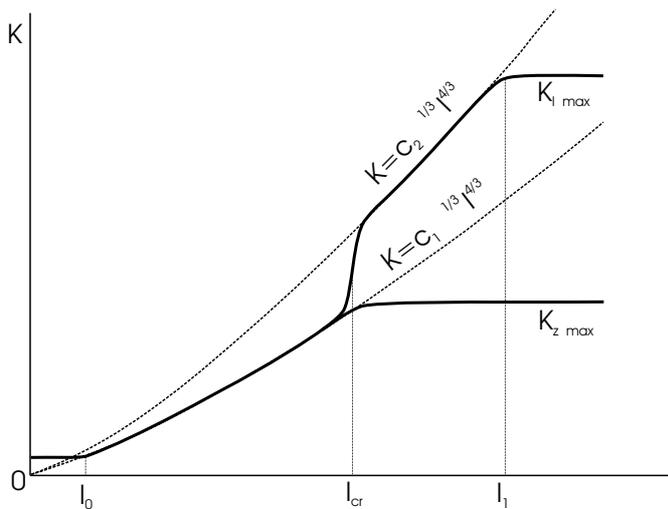


Abbildung 1.2: Abhängigkeit der Koeffizienten des vertikalen und horizontalen turbulenten Austausches (K_z und K_l) von der Größenskala l der Strukturen in einem geschichteten Medium. Bei der Längenskala $l = l_{cr}$ erfolgt ein Sprung der K_l ($c_1 \rightarrow c_2$). Im Bereich zwischen l_0 und l_{cr} sind K_z und K_l gleich. l_1 beschreibt die größten turbulenten Wirbel in der x - y -Ebene (aus Ozmidov, 1965).

Ozmidov's Aussagen wurden in späteren Laborexperimenten im Kern bestätigt. Fernando (1988) beobachtete die vertikale Ausbreitung von Turbulenz, die in einem linear geschichteten Fluid durch Bewegung eines mechanischen Gitters erzeugt wurde. Das Anfangswachstum der gemischten Region ist nicht durch die Schichtung beeinflusst. Bei einer spezifischen vertikalen Dicke der Mischungsschicht, wenn die Auftriebskräfte relevant werden, wird das vertikale Wachstum schlagartig nahezu gestoppt. Der Befund zeigt, dass wie bei Ozmidov (1965) die Größe des gemischten Bereiches mit $r \sim (K_z/N)^{\frac{1}{2}}$ und $r \sim (\epsilon/N^3)^{\frac{1}{2}}$ beschreibbar ist. Das Anfangswachstum geschieht durch das „Hineinfresen“ der Energie enthaltenden Eddies in die geschichtete Wassersäule an den Frontflächen der Mischungsregion. Sobald Auftrieb und vertikale Trägheitskräfte (oder potentielle und vertikale kinetische Energie) vergleichbar sind, stoppt der Prozess und hinterlässt scharfe Dichtegrenzschichten. In diesem Zusammenhang wird auch von der Beobachtung gesprochen, dass die Wirbel an der Dichtegrenzschicht dazu neigen, abzuflachen und damit vertikale kinetische Energie in horizontale Komponenten zu kanalisieren ähnlich dem Prozess der Verzerrung oder Verformung isotroper Turbulenz an einer festen Grenzfläche.

In der Literatur findet man viele Hinweise darauf, dass Turbulenz, die im Inneren der geschichteten Bereiche im Ozean oder in Seen produziert wird, nicht horizontal gleichverteilt, sondern in sogenannten patches lokalisiert ist (z. B. Messungen von Etemad-Shahidi und Imberger, 2001). Grund dafür ist der im Allgemeinen lokale Charakter des Zerfalls

von Instabilitäten (z. B. Brechen interner Wellen). Das Kollabieren der Patches ist mit Intrusionen und entsprechenden Ausgleichsströmungen in horizontaler Richtung verbunden; die vertikale Ausdehnung der gemischten Bereiche wird jedoch durch die oben beschriebenen Mechanismen limitiert (z. B. Laborexperimente von De Silva und Fernando, 1998).

Seitdem in den letzten Jahren genügend Rechenleistung zur Verfügung stehen, wurden viele umfangreiche numerische Simulationen (DNS) zur Beschreibung turbulenter Vorgänge in geschichteten Medien durchgeführt, zumeist auf der Basis der Navier-Stokes-Gleichungen. Briggs et al. (1998) haben untersucht, wie sich Turbulenz in einem Zweischicht-System nach unten entwickelt, wenn sie in einer definierten Ebene oberhalb des Dichtesprungs zwischen den beiden stabil übereinanderliegenden Schichten kontinuierlich produziert wird (analog zu einem mechanischen bewegten Gitter). Wesentliche Ergebnisse dieser Rechnungen decken sich mit vorangegangenen Aussagen: Eine deutliche Mischung in der Grenzschicht wird nur durch energiereiche große Eddies erreicht, wenn die Schichtung relativ schwach ist. Die vertikale kinetische Energie wird vorzugsweise in potentielle Energie und die Dissipation gesteckt. Sobald die Eddies zu schwach für vertikale Wirbelbewegungen sind (starke Schichtung), tendiert ihre Form an der Dichtegrenzschicht zu einer Abflachung, kinetische Energie wird in die Horizontale gelenkt. Bei sehr starker Schichtung kann es einen „scouring“-Effekt geben, d. h. abgeflachte Wirbel in der Grenzschicht reiben wegen hoher vertikaler Geschwindigkeitsgradienten (starke horizontale Vorticity = Wirbelhaftigkeit) übereinander und erodieren kleine Fluidmengen nach oben.

Eine numerische Untersuchung von Vincent et al. (1996) zeigt, dass bei einem gegebenen vertikalen Turbulenzspektrum eine Erhöhung der Intensität der horizontalen Turbulenz die Effizienz des vertikalen Transports reduziert. Der Effekt ist proportional zur Anisotropie der Geschwindigkeitsverteilung im Raum.

Kimura und Herring (1996) untersuchten und visualisierten u. a. räumliche Strukturen der Turbulenz in Abhängigkeit von der Schichtungsstabilität. Sie stellen die berechneten Vortex-Patches als Isoflächen der Enstrophy, d. h. der quadrierten lokalen Vorticity $\vec{\zeta} = \vec{\nabla} \times \vec{v}$ dar. Es ergaben sich mit zunehmender Schichtung immer flacher werdende, in der x-y-Ebene liegende pfannkuchenartige Strukturen. Die Vektoren der Vorticity haben im Wesentlichen Komponenten in der x-y-Ebene und nur sehr kleine z-Komponenten. Man findet also flache übereinanderliegende und an den Ober- und Unterseiten scherende Wirbel mit großen vertikalen Geschwindigkeitsgradienten, aber vergleichsweise kleinen Geschwindigkeitsgradienten in x- und y-Richtung. Die Dicke der Patches, die von der Stärke der Schichtung bestimmt ist, wird auch hier in Beziehung zur Ozmidov-Skala l_{cr} gesetzt.

Zusammengefasst kann gesagt werden, dass die Ergebnisse vieler Experimente und Simulationen darauf hinweisen, dass die Schichtung die Turbulenz zu dominieren beginnt, wenn die vertikale Wirbelausdehnung (overturn-scale) ungefähr der Ozmidov-Skala ent-

spricht. Die Turbulenz und damit der diffusive Transport wird anisotrop durch Reduzierung in vertikaler Richtung. Dies ist verbunden mit einer Änderung der räumlichen Struktur der Turbulenzzellen (Abflachen). Die kinetische Energie der vertikalen Geschwindigkeitskomponenten wird je nach Stärke der Schichtung und der Turbulenz zu unterschiedlichen Anteilen in den Auftriebsfluss, in horizontale kinetische Energie, in interne Wellen entlang der Dichtegrenzschichten oder in die Dissipation transferiert. Der effektive horizontale Austausch wird durch die Wirkung der Schichtung tendenziell verstärkt.

Kapitel 2

Die Tagebauseen Merseburg-Ost

2.1 Geographische Lage

In den verbliebenen Hohlformen des ehemaligen Braunkohletagebaus Merseburg-Ost sind zwei Seen, Merseburg-Ost 1a und 1b, entstanden (Abbn. 2.1 und 2.2). Sie befinden sich im westlichen Teil des Mitteldeutschen Reviers, ca. 6 km östlich von Merseburg und 12 km südöstlich von Halle (Saale) und stehen in der Verwaltung der Lausitzer- und Mitteldeutschen Bergbau-Verwaltungsgesellschaft (LMBV). Von 1972 bis März 1990 wurde im westlichen Baufeld 1a, von 1982 bis April 1991 im östlichen Baufeld 1b Braunkohle abgebaut. Mit der Beendigung der Trockenlegungsmaßnahmen 1993 begannen sich die Restlöcher zunächst auf natürlichem Wege, d.h. mit Niederschlagswasser aus dem Einzugsgebiet und vor allem mit Grundwasser zu füllen. Im ersten Halbjahr 1998 begann die künstliche Flutung der Tagebauseen mit Süßwasser aus der Weißen Elster, die in Ost-West-Richtung an der Nordseite der Seen vorbei fließt. Die vorgesehenen Seepiegellendstände werden auf diese Art früher erreicht und sorgen für eine schnellere Erhöhung der Böschungsstabilität.

Der Anstieg des Seespiegels ist für beide Seen in Abbildung 2.4 zu sehen. Unregelmäßigkeiten in der Zunahmerate entstanden vor allem durch eine variable Zuflussrate des Flutungswassers und durch Schwankungen des natürlichen niederschlags sensitiven Grundwasser- und Oberflächenzufflusses. Im Zeitraum von März 1997 bis Mai 2001 stiegen die Seespiegel im Tagebausee 1a von 73 mNN (ca. 20 m maximale Wassertiefe) auf ~80 mNN (ca. 27 m) und in 1b von 65 mNN (ca. 17 m) auf 84 mNN (ca. 36 m). Die von der LMBV geplanten Endwasserstände sind 82 mNN (ca. 29 m) und 86 mNN (ca. 38 m).

2.2 Hydrogeologisches Umfeld

Sande und Kiese gestalten mit den Braunkohleflözen abwechselnde Schichten. Bei flächiger Verbreitung wirken die Sand- und Kieshorizonte als Grundwasserleiter. Zu unterscheiden

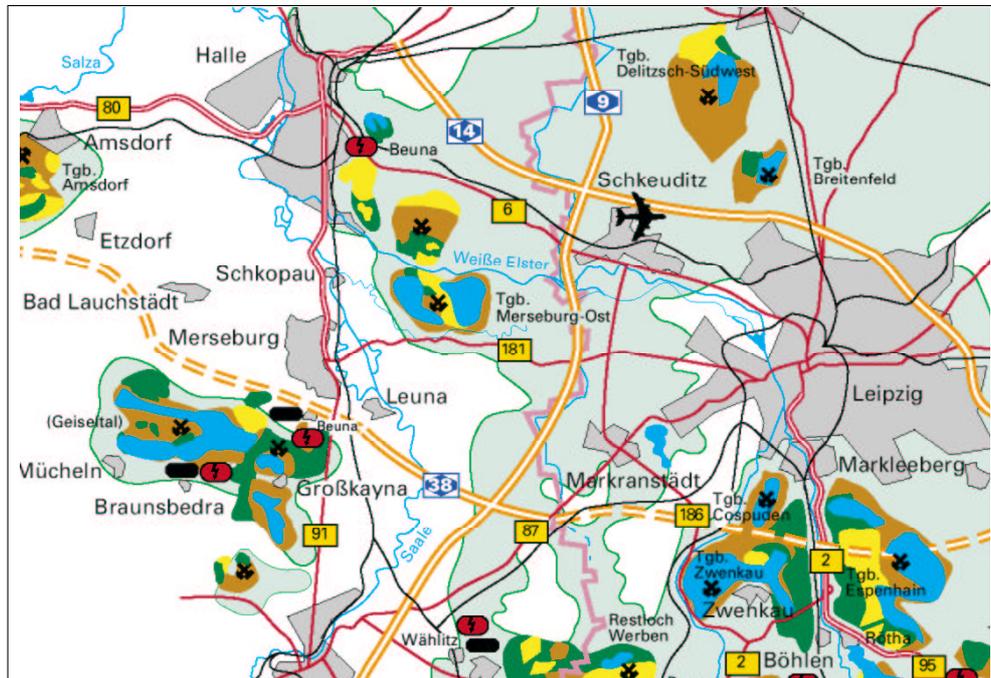


Abbildung 2.1: Lage der beiden Tagebauseen Merseburg–Ost im Mitteldeutschen Braunkohlerevier (Kartenausschnitt LMBV, www.lmbv.de).

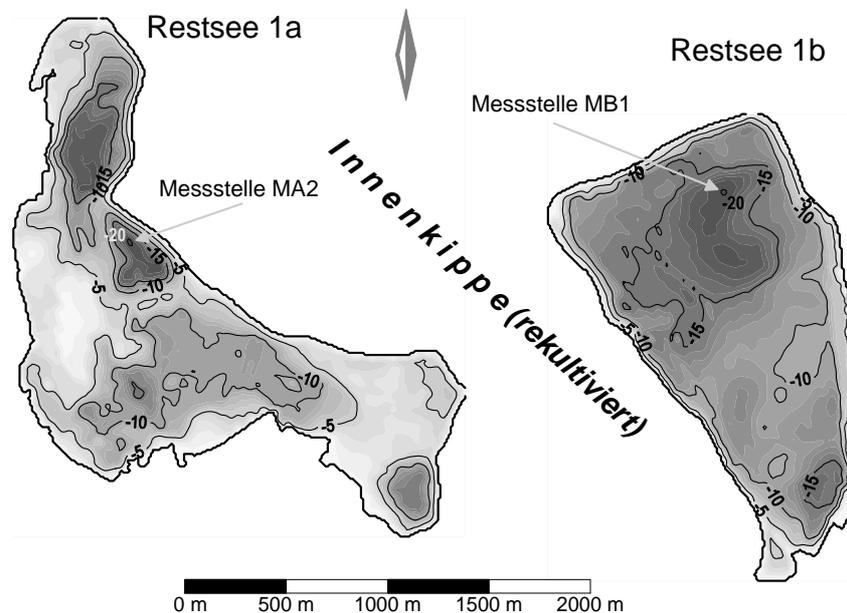


Abbildung 2.2: Morphologie des Seegrundes der Tagebauseen Merseburg-Ost 1a und 1b auf der Grundlage einer DGPS- und Echolot-Vermessung des UFZ Magdeburg, 1997.

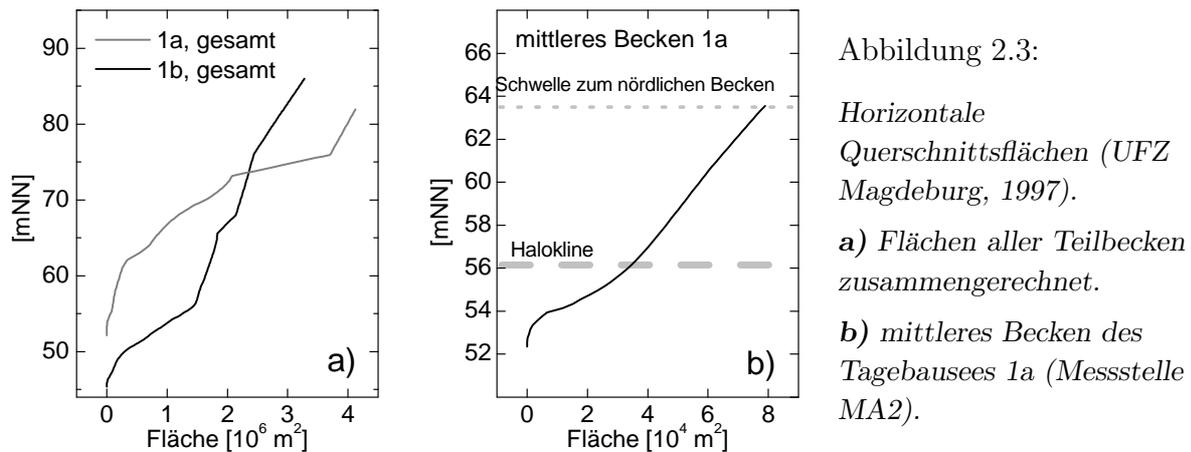


Abbildung 2.3:

Horizontale
Querschnittsflächen (UFZ
Magdeburg, 1997).

a) Flächen aller Teilbecken
zusammengerechnet.

b) mittleres Becken des
Tageausees 1a (Messstelle
MA2).

sind dabei im wesentlichen die Grundwasserleiter des Tertiärs (Braunkohlezeit vor $\approx 60 - 2.5$ Ma) und des Quartärs (Eis- und Jetztzeit). Die tertiären Grundwasserleiter bildeten sich in Phasen großräumiger Absenkungen. Flussläufe transportierten Kiese, Sande und Tone beispielsweise aus dem Erzgebirge in die Absenkungsgebiete. Zu Zeiten geringer Absenkungsraten kam es im warmen Klima zu Versumpfung und Moorbildung, woraus Braunkohleflöze entstanden. Im gesamten Revier sind heute bis zu 6 Flöze und 18 Grundwasserleiter aus dieser Zeit bekannt. In der Eiszeit veränderten sich durch Abtragungen, Umgestaltungen und Neubildungen Teile der stratigraphischen Abfolge. In den oft kilometerbreiten Flußtälern entstanden bedeutende Kiesbette. Schmelzwassersande und -kiese verbreiteten sich flächenhaft. Die Existenz von acht quartären Grundwasserleitern in der Region ist bekannt. Salzauslaugungen im tiefen Untergrund spielen eine Rolle bei den Ursachen der Absenkungen im jetzigen Braunkohleabbaugebiet. Als Ausgleich dieser Absenkungen entstand im Tertiär eine Abfolge, durch Sand- und Toneinlagerungen horizontal stark aufgespaltener Braunkohleflöze, wie man sie z. B. im Geiseltal bei Halle

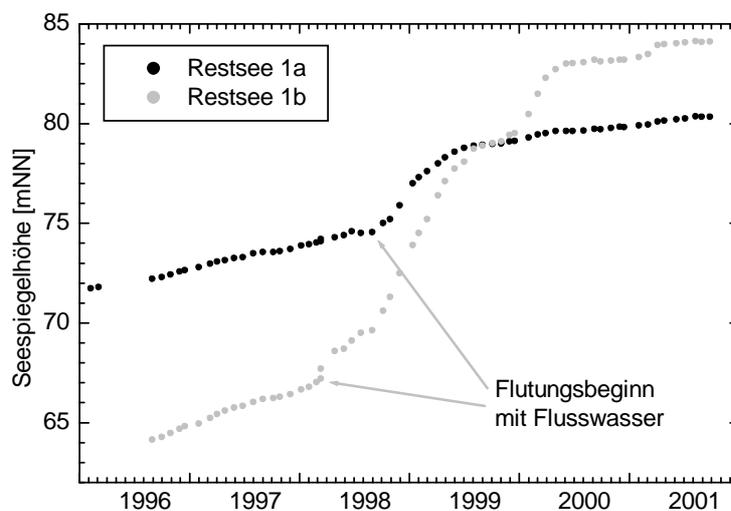


Abbildung 2.4:

Seespiegelanstieg der
Tageauseen Merseburg-Ost 1a
und 1b seit 1996 (Daten der
Lausitzer- und Mitteldeutschen
Bergbau-Verwaltungsgesellschaft
LMBV)

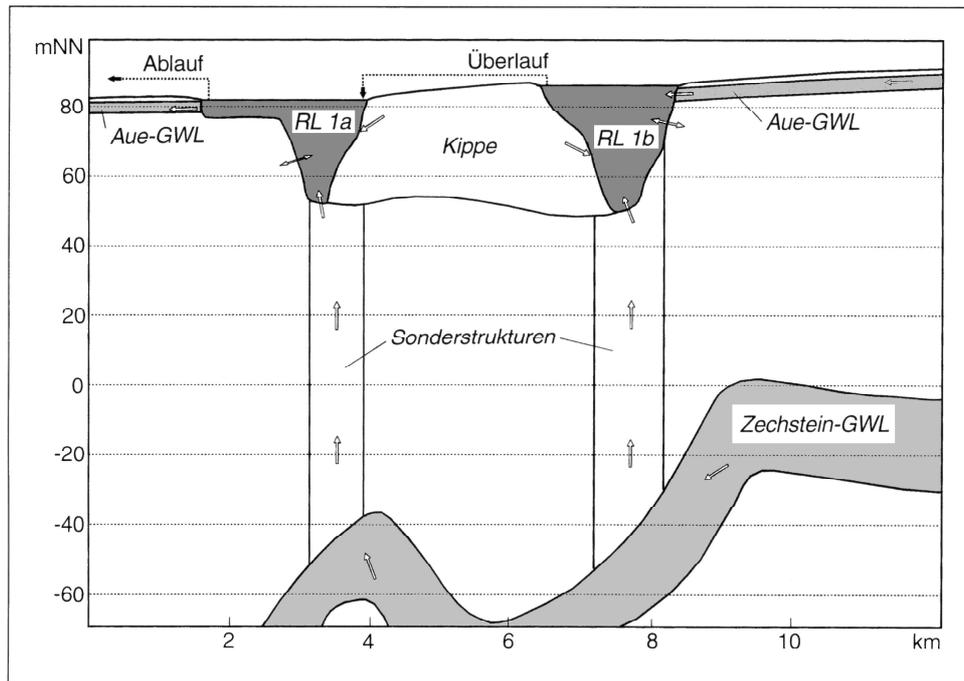


Abbildung 2.5: Schematischer West-Ost-Schnitt durch den ehemaligen Tagebau Merseburg-Ost (aus Heidenreich et al., 1999). Die beiden Tagebauseen stehen in Verbindung mit hochsalinen Zechstein-Grundwässern.

teils in sehr mächtiger Ausprägung findet. Einige der etwas tiefer liegenden tertiären und z. T. quartären Grundwasser führenden Schichten stehen über Störungs- oder Sonderstrukturen, in denen sich Aufstiegsbahnen gebildet haben, mit salzhaltigen Wässern aus größeren Tiefen (~ 100 bis 160 m) in Verbindung. Durch das Einsickern dieser Sole und das Überschichten weniger salzhaltigen Wassers während der Seebildung sind die Tiefenwasserkörper entstanden (Trettin et al., 1999).

Wegen des damit zusammenhängenden hohen Salzanteils der Kohle gehörte das Abbaugelände zu den sogenannten Salzkohlefeldern Halle-Merseburg. In Bezug auf die jüngeren Schichten nahe der Oberfläche liegt der Tagebaukomplex mitten in der Elster-Luppe-Aue, die sich mit einer Breite von 3 bis 3,7 km in Ost-West-Richtung von Leipzig nach Merseburg erstreckt (Abb. 2.5). Die ca. 5 m mächtigen Niederterrassenschotter der Aue liefern den Hauptanteil der Wassermenge für den natürlichen Anstieg von Grundwasser- und Seespiegel in den Seen Merseburg-Ost.

2.3 Morphologie

Im April 1997 erfolgte mittels satellitengestütztem **Differential Global Positioning System** (DGPS) und Echolot eine Vermessung der Tagebauseen (UFZ Magdeburg¹). Mit einem Schlauchboot wurden Transekten im Abstand von 25 m über den See gefahren. Die Daten der Position (DGPS) und der Tiefe (Echolot) wurden später auf ein 10 m-Raster interpoliert und daraus eine topographische Karte des Seegrundes erstellt. Die Seeflächen und Schichtvolumina stehen in einer vertikalen Auflösung von 20 cm zur Verfügung.

Zur Vergleichbarkeit tiefenabhängiger Beobachtungsgrößen zu verschiedenen Zeitpunkten erfolgten die Tiefenangaben in der Arbeit zumeist in Meter über Normalnull (mNN).

Tagebausee 1a Die Abbildung 2.2 zeigt eine unregelmäßige Gestalt des Seegrundes. Er kann in vier Becken eingeteilt werden. Im Norden und in der Mitte befinden sich zwei tiefe Becken, die durch eine Schwelle voneinander getrennt sind. Beide beinhalten ein ausgeprägtes Monimolimnion. Einen Großteil des Sees nimmt das südliche Becken ein. In dessen südwestlichem Bereich gibt es ebenfalls einen Tiefenwasserkörper, der aber sehr klein ist und eine schwache Ausprägung hat. Er ist von geringer Bedeutung (Boehrer et al., 2001). Das vierte Becken im äußeren Südosten besitzt kein Monimolimnion. Im Westteil des Sees und zwischen dem Süd- und Ostbecken existieren großräumige flache Gebiete.

Tagebausee 1b Die Beckenform ist weniger strukturiert als in 1a. Bis auf eine kleine Vertiefung bestimmt den südlichen Seeteil eine flache Beckenform mit steilen Rändern. Im Nordteil befindet sich ebenfalls ein großräumiges, aber tieferes Becken mit dem tiefsten Punkt des Sees (Messstelle MB1). Der Anstieg des Seebodens an den Rändern ist auch hier relativ steil. Die Oberfläche des Monimolimnions dehnte sich im beschriebenen Untersuchungszeitraum über etwa die Hälfte der Seeoberfläche (Februar 2000) aus, und es hatte eine Dicke von ca. 14 m an der tiefsten Stelle.

2.4 Struktur der Wasserkörper

Messungen der Temperatur und der elektrischen Leitfähigkeit in Form von Vertikalprofilen (detailliertere Beschreibung in Abschnitt 3.3.1) geben einen Überblick über die zeit- und tiefenabhängigen Schichtungsstrukturen an den untersuchten Messstellen der beiden Seen.

Tagebausee 1a Folgende Charakteristik für den Tagebausee 1a wird deutlich (Abb. 2.6):

- Anstieg des Seespiegels

¹UFZ Umweltforschungszentrum Leipzig-Halle GmbH, Sektion Gewässerforschung Magdeburg

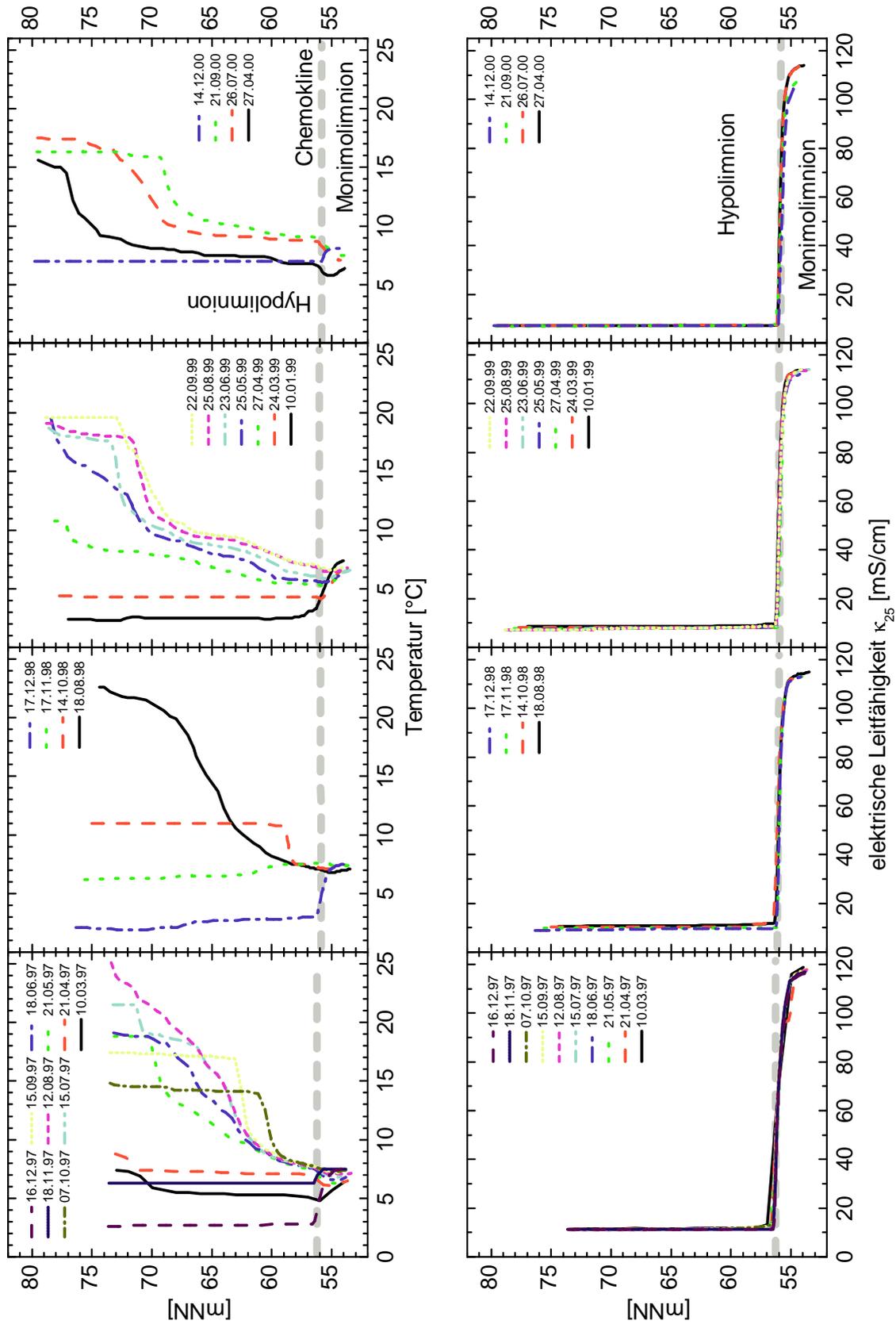


Abbildung 2.6: Profile der Temperatur und elektrischen Leitfähigkeit κ_{25} von 1997 bis 2000 an der Messtelle MA2 im Tagebausee 1a.

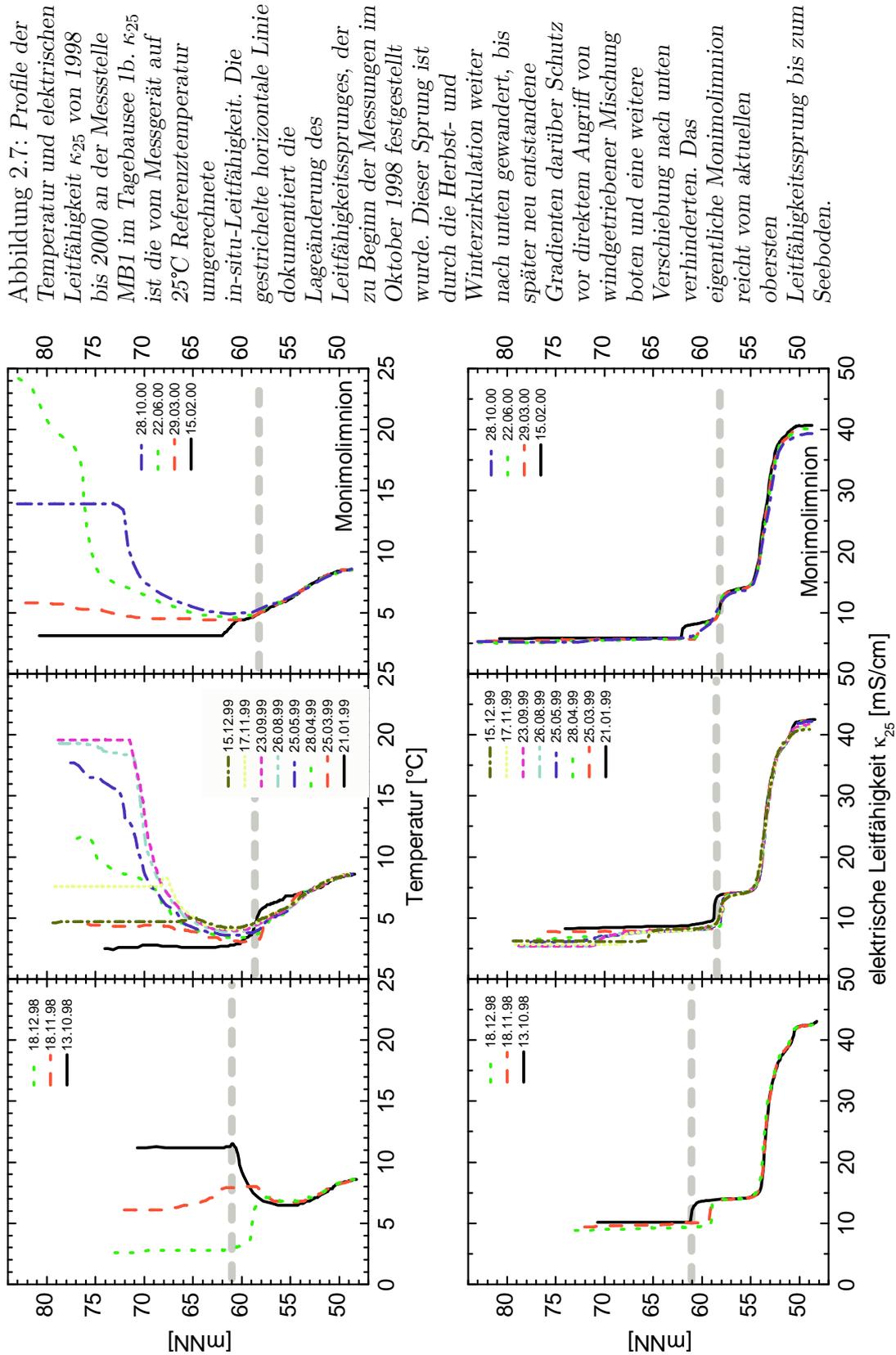


Abbildung 2.7: Profile der Temperatur und elektrischen Leitfähigkeit κ_{25} von 1998 bis 2000 an der Messstelle MB1 im Tagebausee 1b. κ_{25} ist die vom Messgerät auf 25°C Referenztemperatur umgerechnete in-situ-Leitfähigkeit. Die gestrichelte horizontale Linie dokumentiert die Lageänderung des Leitfähigkeitssprunges, der zu Beginn der Messungen im Oktober 1998 festgestellt wurde. Dieser Sprung ist durch die Herbst- und Winterzirkulation weiter nach unten gewandert, bis später neu entstandene Gradienten darüber Schutz vor direktem Angriff von windgetriebener Mischung boten und eine weitere Verschiebung nach unten verhinderten. Das eigentliche Monimolimnion reicht vom aktuellen obersten Leitfähigkeitssprung bis zum Seeboden.

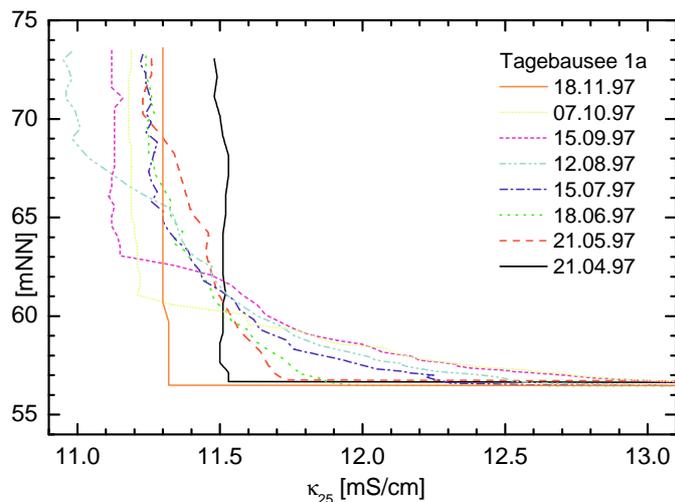


Abbildung 2.8: Diffusives Aufweichen der Halokline im Sommer (repräsentiert durch die el. Leitfähigkeit κ_{25}), Abtragung (Erosion) des Materials bei Zirkulation im Mixolimnion (Tagebausee 1a).

- Im oberen Seeteil Änderung der sommerlichen Schichtungsmuster von eher kontinuierlichem Verlauf (1997) hin zu einer deutlichen Trennung in Epilimnion und Hypolimnion (spätere Jahre) aufgrund der Zunahme der Tiefe des Mixolimnions und dem Schichtung fördernden Oberflächenzufluss von salzärmerem Flusswasser aus der Weißen Elster
- Ansammeln von Salz aus dem Monimolimnion im unteren Teil des Hypolimnions bei Vorhandensein einer schützenden Thermokline, Abtragen und Einmischen dieses Materials in das Mixolimnion (Erosion) im Herbst und Winter verbunden mit einer Schärfung der Halokline (Abb. 2.8)
- Temperaturinversion (Zunahme mit der Tiefe) im Monimolimnion

Die Tiefe des stärksten Dichtegradienten zeigt im Zeitraum von März 1997 bis Mai 2001 im Mittel ein Absinken von 14 cm pro Jahr.

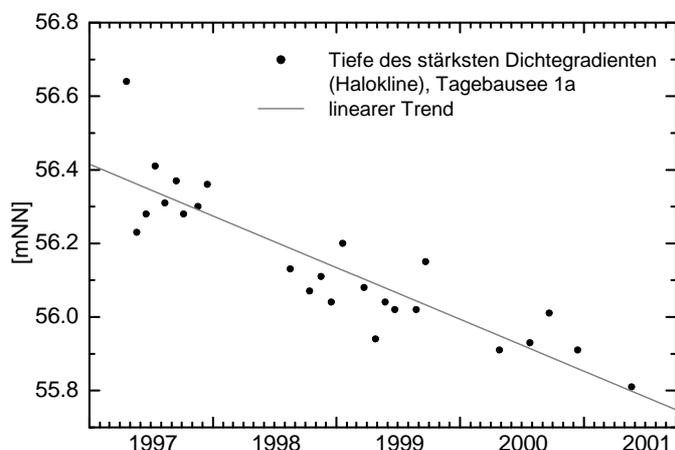


Abbildung 2.9: Absinkender Trend der Halokline mit einer Rate von 14 cm/Jahr (Tagebausee 1a).

Tagebausee 1b Profile, die von Oktober 1998 bis Februar 2000 im Tagebausee 1b gemessen wurden, sind in Abb. 2.7 gezeigt. Grob gesehen lassen sich im Epi- und Hypolimnion die saisonalen Schichtungs- und Mischungsmuster eines gewöhnlichen (kleinen bis) mittelgroßen Sees mittlerer Breiten erkennen. Sie wurden aber genauso wie im Tagebausee 1a modifiziert durch den besonderen Umstand, dass in den relativ salzigen See oberflächlich süßeres Wasser eingeschichtet wurde und damit zusätzliche stabilisierende Gradienten im Salzgehalt entstanden. Für den Zeitraum März 1999 bis Februar 2000 soll dies näher erläutert werden: Zwischen März und April 1999 begann die Erwärmung des Oberflächenwassers durch die solare Einstrahlung und den Wärmeeintrag aus der Atmosphäre. Sie führte zur Separation der Wassersäule in ein warmes Epilimnion und ein kaltes Hypolimnion. Das zufließende süße Wasser aus der Weißen Elster ($\kappa_{25} \approx 1 \text{ mS/cm}$) sorgte für eine Abnahme der Leitfähigkeit im Epilimnion bis August 1999 (Abb. 2.10 b), ①-④), so dass ein deutlicher Gradient mit nach unten zunehmendem κ_{25} in der Thermoklinenregion entstand. Im Hypolimnion unterhalb der Thermokline sind vergleichsweise geringe Änderungen von Temperatur und Leitfähigkeit zu erkennen. Im Herbst (September 1999, ⑤) begann bei zunehmend kühlem und windigem Wetter die Durchmischung und Homogenisierung des Epilimnions verbunden mit einer steten Zunahme der Mischungstiefe (September 1999 bis Februar 2000, ⑤-⑧). Dass die Leitfähigkeit bis zum Dezember 1999 wieder zunahm, liegt an der Einmischung des „erodierten“ salzigeren Wassers unterhalb

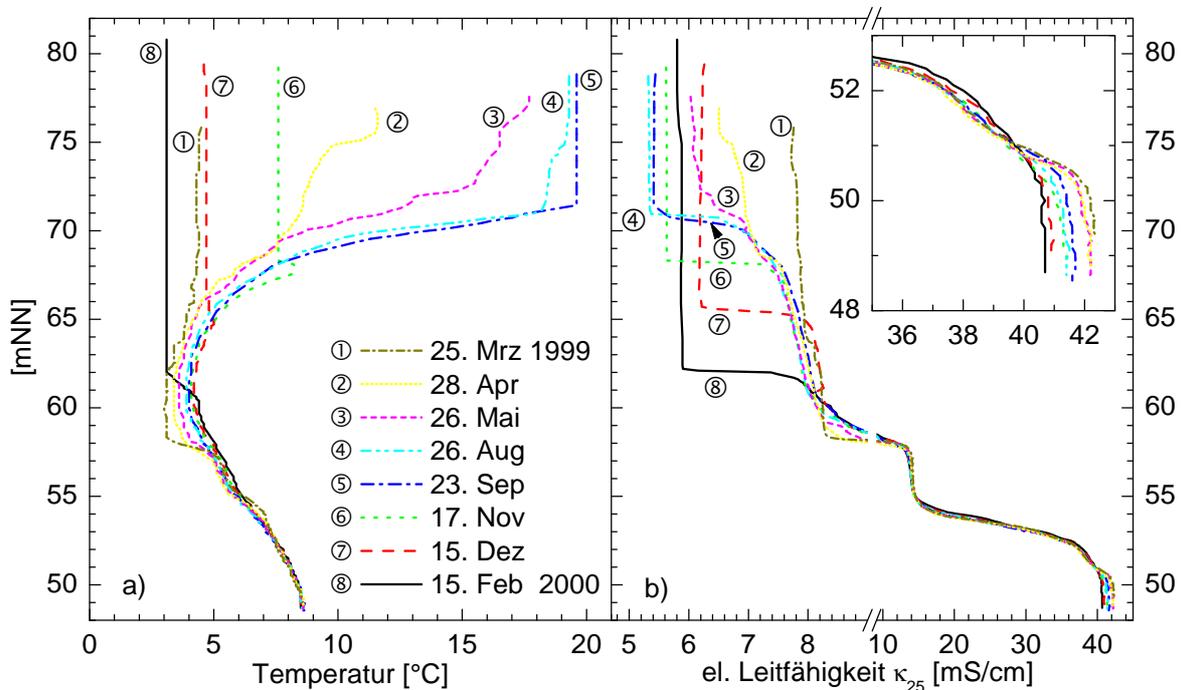


Abbildung 2.10: Temperatur und elektrische Leitfähigkeit an der Messstelle MB1 des Tagebausees 1b vom März 1999 bis Februar 2000.

des Sprunges in das Mixolimnion. Die Mischung griff in die oberste Schicht des salzigeren Wasserkörpers hinein, verstärkte aber durch Abtragung gleichzeitig den Salzgradienten solange, bis die damit verbundene Stabilisierung einer tiefer greifenden Homogenisierung entgegenwirkte. Auf diese Weise können kurzfristig sehr scharfe Dichtesprünge geschaffen werden mit einem Anstieg des Salzgehaltes um ein Mehrfaches des Hypolimnionwertes auf einer vertikalen Strecke im Bereich eines Dezimeters. Erst im Zeitraum Dezember 1999 bis Februar 2000 dominierte im Mixolimnion wieder die „Verdünnung“ durch die zu dieser Zeit kräftige Flusswasserzufuhr. Die Änderungen in den Konturen der Profile unterhalb etwa 62 mNN waren während des gesamten Zeitraumes wesentlich kleiner und weitgehend vom direkten wetterbestimmten Mischungsgeschehen darüber abgekoppelt. In einer Tiefe von ca. 58 mNN verblieb im Betrachtungszeitraum ein Leitfähigkeitsprung, dessen Schärfe sich offensichtlich nur durch die dort vorherrschende (geringe) diffusive Mischung abmilderte. Diese Schicht war bereits von der mixolimnischen Zirkulation abgeschirmt. Daher soll dieser Dichtesprung bei 58 mNN als obere Halokline bezeichnet werden. Es ist anzunehmen, dass sie während der Zirkulation ein oder mehrere Jahreszyklen früher in ähnlicher Weise wie der Sprung im Profil ⑧ im Februar 2000 entstanden ist. Zwischen 54 und 52 mNN findet man bei konstanter Lage den zweiten großen Leitfähigkeitssprung, der im Folgenden untere Halokline genannt wird. Im tiefen Monimolimnion löste sich eine stufenförmige Struktur der Leitfähigkeit in den untersten 4 Metern auf. Dies war mit einer Abnahme der untersten Messwerte um $\approx 5\%$ verbunden. Die von der Temperatur und dem Salzgehalt bestimmte Dichteschichtung wurde im Monimolimnion vom Salzgradienten dominiert, so dass sich dauerhaft ein nach unten zunehmender Temperaturverlauf einstellen konnte. Bei schneller herbstlicher Abkühlung verbunden mit starker Durchmischung können kurzfristig ähnlich stabilisierte Temperaturinversionen in der Tiefe des oben beschriebenen Leitfähigkeitsgradienten an der Unterkante des Epilimnions auftreten, wie in der Abbildung 2.10 im Temperaturprofil ⑥ bei ca. 68 mNN zu sehen ist.

2.5 Schichtung

Die Dichte des Wassers wird von seiner Temperatur, vom Gehalt an gelösten Stoffen und – im untersuchten Fall vernachlässigbar – vom Schwebstoffgehalt und vom Druck, d. h. der betrachteten Tiefe bestimmt. Die Ionenzusammensetzung in Merseburg-Ost ist stark von Natriumchlorid dominiert. Daher bestimmt neben der Temperatur hauptsächlich die Menge des gelösten NaCl die Dichtevariationen in den Tagebauseen. Der Anteil von Na^+ an den regelmäßig gemessenen Kationen (Ca^{2+} , K^+ , Mg^{2+} , Na^+) betrug für die Monimolimnien in beiden Tagebauseen im Zeitraum 1996 – 2001 mehr als 90%; ebenso der Anteil von Cl^- an den gemessenen Anionen (Cl^- und SO_4^{2-}). Der Anteil von Na^+ im Hypolimnion hat sich bedingt durch die Zufuhr und Mischung mit Flusswasser mit vorwiegend anderen Ionen von $\sim 90\%$ auf $\sim 80\%$ und der Anteil von Cl^- von $\sim 70\%$ auf $\sim 60\%$ leicht

verringert. Die Ionenanalysen führte das UFZ Magdeburg durch.

Die spezifische elektrische Leitfähigkeit kann als Summenparameter für die Erfassung aller im Wasser gelöster Ionen benutzt werden, um daraus den Salzgehalt und mit der Temperatur die Dichte zu berechnen. Da die dichterelevanten Bestandteile zum größten Teil aus NaCl bestehen, werden dafür die UNESCO-Formeln (Fofonoff und Millard jr., 1983), die für Standard-Ozeanwasser gelten, benutzt. Deren Anwendbarkeit wird zusammen mit einer kurzen Darstellung der generellen Schwierigkeiten bei der Dichtebestimmung in Seen im Abschnitt 3.3.2 diskutiert. Die Übersicht in Tabelle 2.1 beinhaltet minimale Salzgehalte im Epilimnion und maximale im Monimolimnion von 1997 und 2001 (Tagebausee 1a) bzw. 1998 und 2001 (Tagebausee 1b). Man beachte, dass im Monimolimnion von 1a mehr als das doppelte der ozeanischen Salzkonzentration von 35‰ zu finden ist.

Salzgehalt [g/l]	Tagebausee 1a		Tagebausee 1b	
	03/1997	05/2001	08/1998	11/2001
Epilimnion	6.4	3.3	5.6	2.8
Monimolimnion	86.6	82.3	27.4	24.8

Tabelle 2.1: *Typische Werte des Salzgehaltes in den Tagebauseen Merseburg-Ost 1a und 1b, berechnet mit den UNESCO-Formeln (Fofonoff und Millard jr., 1983).*

Ein Maß für die Stabilität der Schichtung ist das Quadrat der Stabilitätsfrequenz N . N^2 ist proportional zum lokalen Dichtegradienten, so dass starke Schichtung hohe Stabilität bedeutet. Eine umfassendere Erklärung der Bedeutung von N^2 erfolgt im Abschnitt 3.3.2. Die Maxima in Abbildung 2.11 können gewissermaßen Barrieren für die vertikale Ausbreitung von Mischung darstellen. Dies führt zur Unterscheidbarkeit der verschiedenen Wasserkörper. Je ein Stabilitätsprofil vom Sommer und vom Winter ist für die Tagebauseen 1a und 1b veranschaulicht. Eine detailliertere Untersuchung der Schichtungsstabilität speziell für den Tagebausee 1b erfolgt ebenfalls im Abschnitt 3.3.2.

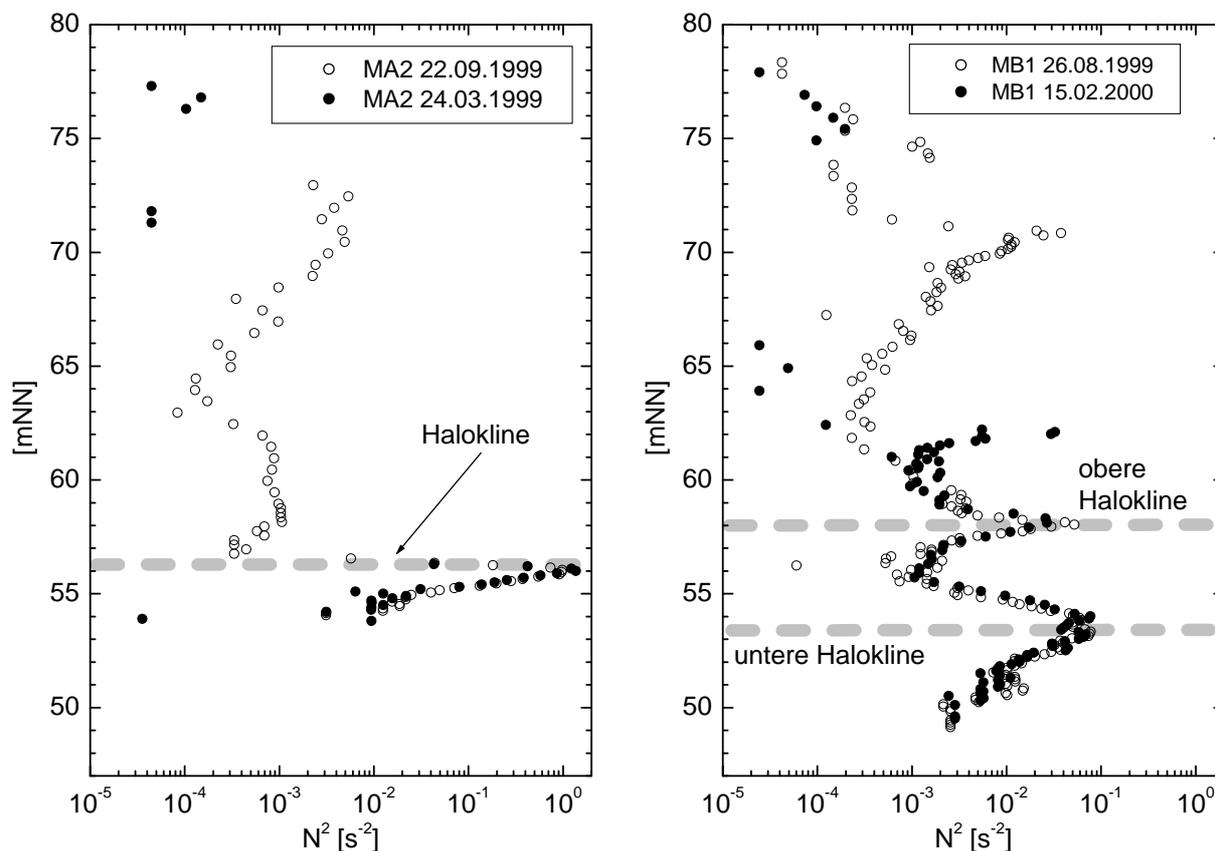


Abbildung 2.11: Schichtungsstabilität N^2 auf der Grundlage von WTW - Sondenprofilen. Links, Tagebausee 1a: Im Sommerprofil (22.09.1999) sind hohe Stabilitäten in der Thermokline (~ 72 mNN) und bei Annäherung an die Halokline zu finden. Im Winterprofil (24.03.1999) sind wegen der neutralen Schichtung ($N^2 = 0$) im oberen Teil des Sees nur die Werte im Monimolimnion darstellbar. Die Sommer- und Winterstabilitäten im Monimolimnion unterscheiden sich kaum. Rechts, Tagebausee 1b: Mehrere Bereiche erhöhter Stabilität sind im Sommerprofil (26.08.1999) erkennbar: Thermokline (~ 71 mNN) und darunter drei Tiefen mit vertikalen Salzgradienten (siehe Abb. 2.7). Unterhalb 58 mNN zeigen Sommer- und Winterstabilitäten das gleiche Bild.

Kapitel 3

Methoden und Messungen

3.1 Konzeption der Spike-Experimente

Die horizontalen Diffusionskonstanten K_h quantifizieren den diffusiven Anteil am horizontalen Austausch. In einem „normalen“ mittelgroßen See mit „gewöhnlicher“ sommerlicher Temperaturschichtung sind sie im Allgemeinen mehrere Größenordnungen größer als die vertikalen (K_z) (siehe Einleitung). Peeters et al. (1996) bestimmten in einem Tracerexperiment im Alpener See (Schweiz), der eine ähnliche Größe und Tiefe wie die Seen Merseburg-Ost hat, K_h zu 0.02 bis 0.3 m²/s, während $K_z \leq 10^{-6}$ m²/s abgeschätzt wurde. Ein ähnlich großer Unterschied zwischen K_z und K_h ist sicher auf das Hypolimnion in den Tagebauseen Merseburg-Ost 1b übertragbar. Für die starken Schichtungsverhältnisse in der Halokline und im Monimolimnion wird dies ebenfalls angenommen. Der große Unterschied in den Transportkoeffizienten führt dazu, dass in den betrachteten Zeiträumen mögliche Störungen der horizontalen Homogenität wieder ausgeglichen werden, so dass Aussagen über mittlere vertikale Transportprozesse zulässig und repräsentativ sind. Dies gilt auch für eine erhöhte vertikale Durchmischung, die möglicherweise durch Strömungen in Bodennähe und das Auflaufen windinduzierter interner Wellen auf den ansteigenden Boden an den Rändern des Sees bewirkt wird (z. B. Gloor et al. 1994; Goudsmit et al. 1997; MacIntyre et al. 1999; Wüest et al. 2000). Vor allem in den Randgebieten des Seebeckens würden durch derartige Mischungsprozesse horizontale Konzentrationsgradienten entstehen, wenn es vertikale gibt. Sie würden sich aber bezüglich unserer langen Beobachtungszeiten schnell horizontal ausgleichen und werden deshalb einer mittleren vertikalen Mischung zugeschlagen.

Es genügt deshalb eine eindimensionale Konzeption der Tracerexperimente in Bezug auf Probenahmen und Messungen der stofflichen Tracer Salz und SF₆ und der Temperatur. Nach dem punktuellen Einbringen in vorgewählter Tiefe über der jeweils tiefsten Stelle der Seebecken (Messstellen MA2 und MB1, Abb. 2.2) wurde die vertikale Ausbreitung der SF₆-Tracermarkierungen durch regelmäßige Beprobung an denselben Messstellen

beobachtet.

3.2 Einfluss interner Bewegungen

Durch die Einwirkung des Windes an der Seeoberfläche können an dem Dichtesprung zwischen Tiefenwasserkörper und Hypolimnion interne Schwingungen oder durch den See laufende Wellen angeregt werden. Weil die Dichteunterschiede zwischen Monimolimnion und Hypolimnion und im Tiefenwasserkörper sehr groß sind, können die Flächen gleicher Dichte (Isopyknen) gegen die horizontale Ruhelage jedoch nur wenig ausgelenkt werden. Mit Hilfe von Zeitserien der Temperatur und der elektrischen Leitfähigkeit lässt sich das Maß der Auslenkungen abschätzen. Man kann so ein Bild davon gewinnen, wie stark die Tiefen der Messpunkte in den SF_6 -Konturen, die den selben vertikalen Bewegungen unterliegen, von den „normalen“ Tiefen abweichen können, wenn man das Tracerprofil zu einem dafür kritischen Zeitpunkt aufnimmt (nächste zwei Abschnitte).

Tagebausee 1b Wegen des permanent vorhandenen inversen Gradienten der Temperatur im tiefen Teil des Monimolimnions (Abb. 2.10) lassen sich die Abweichungen der Messpunkte vom mittleren Trend dazu nutzen, die Amplituden der Auslenkungen z' mit $z' = (T - T') / \frac{\Delta T}{\Delta z}$ abzuschätzen ($T - T'$ =Abweichung (Schwankung) der Temperatur T' um den Mittelwert T , $\frac{\Delta T}{\Delta z}$ =vertikaler Temperaturgradient in der Umgebung des Sensors).

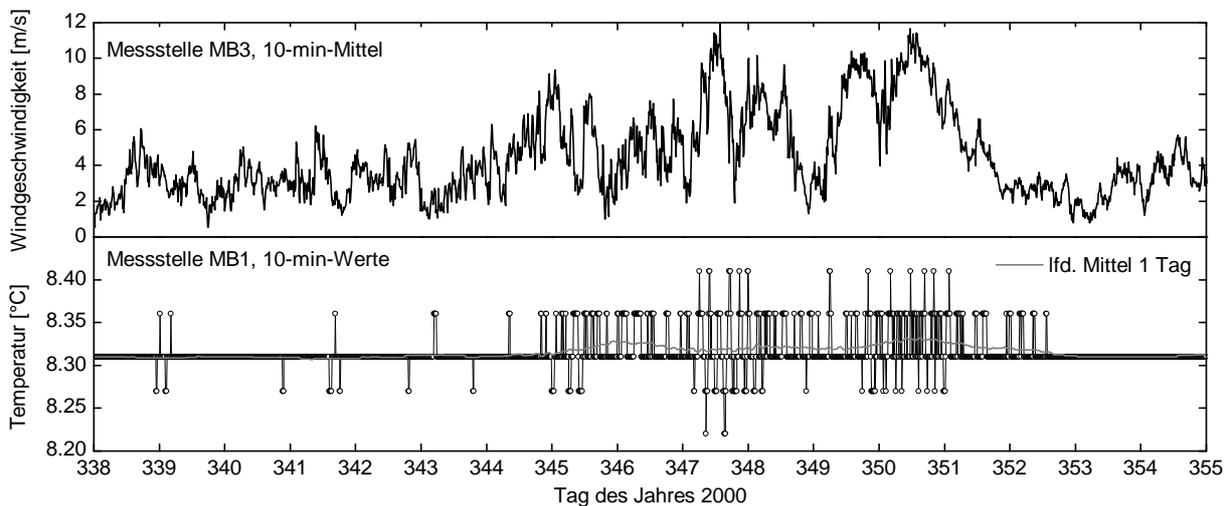


Abbildung 3.1: Ausschnitt aus einer Temperaturzeitserie an der Messstelle MB1 im Tagebausee 1b, Jahr 2000, Tiefe 51 mNN (ca. 3 m über Grund). Dazu zeitgleich Windgeschwindigkeit 2.6 m über der Seeoberfläche (Daten des Umweltforschungszentrums UFZ Magdeburg). Der Ausschnitt überdeckt Phasen mit mittleren und hohen Windgeschwindigkeiten, deren Auswirkungen auf die Temperaturschwankungen in der Tiefe des Sensors verglichen werden.

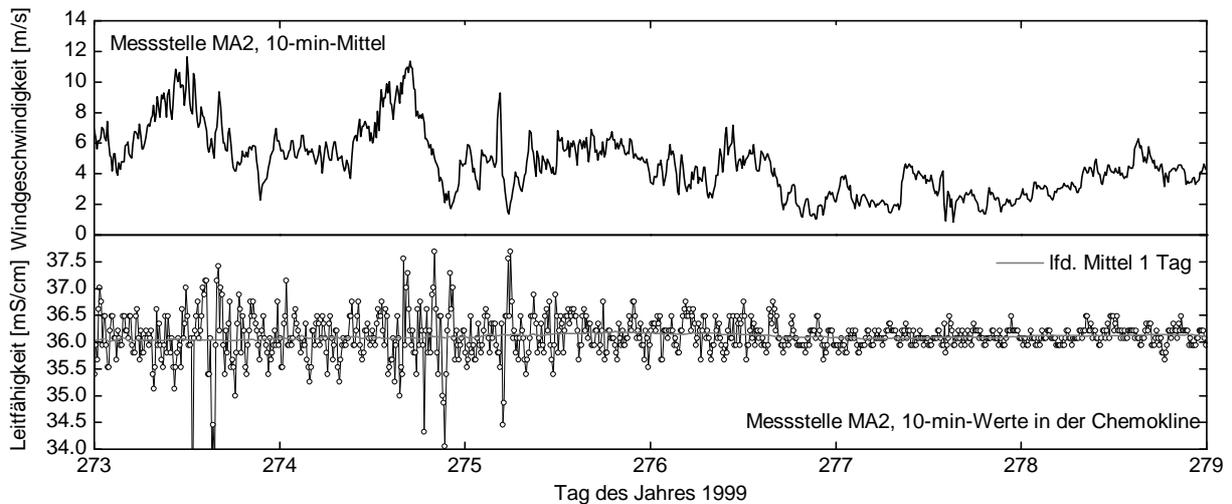


Abbildung 3.2: Ausschnitt aus einer Leitfähigkeitszeitserie an der Messstelle MA2 im Tagebausee 1a, Jahr 1999, Tiefe 55.5 mNN (ca. 2 m über Grund). Dazu zeitgleich Windgeschwindigkeit 2 m über der Seeoberfläche (Daten des Umweltforschungszentrums UFZ Magdeburg)

In der Abbildung 3.1 ist im unteren Teilbild ein Ausschnitt (Tage 338–355) aus den Aufzeichnungen des untersten von fünf Temperatursensoren einer Leitfähigkeits- und Temperatur-Messkette (CRT-7, Aanderaa Instruments, Norwegen), die im April 2000 im Monimolimnion des Tagebausees 1b installiert wurde (Umweltforschungszentrum, UFZ Magdeburg), dargestellt. Er befand sich in einer Tiefe von etwa 51 mNN (ca. 3 m über Grund am tiefsten Punkt der Messstelle MB1, Abb. 2.2). Im oberen Teilbild sind die gemessenen Windgeschwindigkeiten dieses Zeitraumes von der Messstelle MB3 auf demselben See abgebildet (Coastal Monitoring Buoy CMB3280, Aanderaa Instruments, installiert vom UFZ Magdeburg). Der Ausschnitt ist zeitlich so gewählt, dass die Auswirkungen auf die internen Bewegungen bei durchschnittlichen Windgeschwindigkeiten um 3–4 m/s (Tage 338–344 und 353–355) und unter stürmischen Bedingungen (zeitweilig >10 m/s, Tage 344–353) sichtbar werden. Trotz der niedrigen Auflösung des Thermistors von 0.05 K ist eine Korrelation zwischen der Stärke des Windes und den Temperaturschwankungen abschätzbar. Mit $T - T' = \pm 0.1 (\pm 0.05)$ K und $\frac{\Delta T}{\Delta z} = 0.35 \pm 0.05$ K/m (Temperaturprofil vom 14. Dezember 2000) ergibt sich ein z' von $\pm 29 (\pm 15)$ cm als maximale Auslenkung bei Sturm. Profilaufnahmen unter solchen Bedingungen wurden nach Möglichkeit vermieden oder in den Auswertungen gesondert berücksichtigt.

Während der Phasen mit normalen Windstärken aus Abb. 3.1 weichen die Messwerte des Sensors nur sehr selten von dem konstant erscheinenden Wert von $\approx 8.31^\circ\text{C}$ ab. Innerhalb der Auflösung von 0.05 K können die Auslenkungen während des größten Teils dieser Zeit höchstens ± 14 cm betragen haben. Sie sind damit höchstens genauso groß wie der Fehler der Tiefeneinstellung bei ungünstigen Probenahmebedingungen.

Tagebausee 1a Die Schichtung im kleineren mittleren Becken des Tagebausees 1a (Messstelle MA2) ist an der Grenze zum Monimolimnion wesentlich stärker als in 1b. Im Jahr 1999 zeichnete der tiefste Sensor einer baugleichen Messkette die elektrische Leitfähigkeit in der Halokline in der Umgebung des stärksten Leitfähigkeitsgradienten auf. Die Abbildung 3.2 zeigt beispielhaft einen Ausschnitt vom 1.10–7.10.1999 (Tage 273–279), in dem eine Phase mit mittleren bis niedrigen Windgeschwindigkeiten auf eine windreiche folgt. Ein Zusammenhang zwischen Wind und vertikalen Bewegungen der Halokline an der Stelle des Sensors ist hier ebenfalls sichtbar. Mit einem zu den Betrachtungen im Tagebausee 1b analogen Ansatz $z' = (C - C') / \frac{\Delta C}{\Delta z}$ ($C - C'$ = Leitfähigkeitsschwankung, $\frac{\Delta C}{\Delta z}$ = vertikaler Leitfähigkeitsgradient) ergeben sich für Δz bei Sturm ± 1.5 cm ($\frac{\Delta C}{\Delta z} = 140 \pm 20 \text{ mS/cm} \cdot \text{m}^{-1}$, $\Delta C = \pm 0.2 \text{ mS/cm}$). In ruhigeren Zeiten sind die Bewegungen so schwach, dass ΔC im Bereich der Messauflösung liegt ($\pm 0.15 \text{ mS/cm}$). Das Δz beträgt dann nur 0.1 ± 0.1 cm. Die vertikalen Auslenkungen bei Bewegungen des Monimolimnions im Tagebausee 1a spielen demnach bei den Fehlerbetrachtungen zu den Probenahmetiefen keine Rolle.

Es kann aufgrund der Erkenntnisse aus mehreren Jahren eigener Beobachtung und der des UFZ Magdeburg angenommen werden, dass obige Ergebnisse aus dem Jahr 1999 bzw. 2000 in ihrer grundsätzlichen Aussage auf die anderen Zeiträume der Spikeexperimente übertragbar sind. Diese Annahme ist notwendig, weil nur für einen Teil der Zeit während der Experimente Langzeitserien von Temperatur und Leitfähigkeit vorhanden sind.

Die Momentanprofile aller Messgrößen, die an den Probenahmetagen aufgenommen wurden, können als repräsentativ für das seeweite Mittel am Messtag angenommen werden und mit Profilen, die an anderen Messtagen aufgenommen wurden, verglichen werden.

3.3 Dichte und Stabilität

3.3.1 Messung von Temperatur und elektrischer Leitfähigkeit

Profile der Temperatur und der elektrischen Leitfähigkeit wurden mit einer Handsonde TetraCon 96/T mit dem zugehörigen Messgerät LF 196 der Firma WTW (Wissenschaftlich-Technische Werkstätten GmbH, Weilheim) gewonnen. WTW gibt für die Temperatur eine Genauigkeit von 0.2 K im Bereich bis 40°C an. Die Leitfähigkeit κ_{25} ist messbar im Bereich von 0 $\mu\text{S/cm}$ bis 1999 mS/cm mit einer Genauigkeit von $\leq 0.5\%$ vom Messwert. Das Messgerät rechnet zur Temperaturkompensation (Umrechnung der in-situ-Leitfähigkeit auf eine Referenztemperatur von 25°C (κ_{25})) eine nichtlineare Funktion für natürliche Wässer gemäß DIN EN 27888.

Wegen der insgesamt hohen Leitfähigkeiten und der hohen vertikalen Gradienten in Merseburg-Ost ist die Auflösung der Sonde bezüglich der Leitfähigkeit ausreichend für weitere Berechnungen, z. B. der Dichte. Lediglich die niedrige Auflösung der Temperatur (0.1°C) zwingt dazu, die Profile zu interpolieren bzw. zu glätten, wo die Gradienten

vergleichsweise klein sind. Ein wichtiger Vorteil der WTW-Sonde ist die Möglichkeit einer genauen Tiefeneinstellung (± 2 cm bei wenig Wellengang, max. ± 10 cm bei höheren Wellen) mit Hilfe von Markierungen am Kabel. Da die Variationen von Leitfähigkeit und Temperatur in den Tiefenwasserkörpern wegen der langsam ablaufenden Transportprozesse in ihrer zeitlichen Entwicklung eher klein, in der vertikalen Struktur z. T. jedoch sehr groß sind, war es notwendig, alle Profile mit möglichst hoher vertikaler Auflösung zu messen. Mit der WTW-Sonde war zumindest im Monimolimnion eine Profilaufnahme in minimal 10 cm - Abständen vom Messaufwand her vertretbar. Die Wahl der Auflösung im Epi- und Hypolimnion richtete sich so nach den vorhandenen Gradienten, dass sie umso höher war, je strukturierter sich Leitfähigkeits- und Temperaturverläufe zeigten, d. h. zwischen 0.1 und 0.2 m in einer kräftigen Thermokline und 5 m bei durchmischter Wassersäule.

Im Sommer 2000 fanden erstmals Messungen von Leitfähigkeit und Temperatur mit einer automatischen Multiparametersonde Ocean Seven 316 (Itronaut, Brugherio, Italien) statt. Auf der Sonde waren Sensoren für Druck (0...40 dbar), Temperatur (-3...50°C) und zwei Leitfähigkeits-Messzellen (0...100 mS·cm⁻¹ und 0...8900 μ S·cm⁻¹) installiert.

3.3.2 Berechnung von Dichte und Stabilität

Zu den wesentlichen Eigenschaften von Bergbauseen zählt die hohe zeitliche und räumliche Variabilität in der Zusammensetzung der gelösten und damit z. T. dichtebestimmenden Bestandteile im Wasser. Für die Berechnung von Salzgehalt und Dichte sind Leitfähigkeits- und Temperaturmessungen im See die Grundlage. Wegen der variierenden chemischen Zusammensetzung des Wassers in Tagebauseen z. B. aufgrund von Schichtung oder zeitlichen Veränderungen sind die Zusammenhänge, wie sie für Süßwasserseen, deren Chemismus beispielsweise durch das Karbonatsystem bestimmt ist, zwischen der gesuchten Dichte und diesen Messgrößen nicht anwendbar. Es lässt sich meist keine allgemein gültige Beziehung zwischen elektrischer Leitfähigkeit und Dichte aufstellen (Schimmele und Herzprung, 2000). Dies ist allenfalls für einen individuellen See zu einem speziellen Zeitpunkt sinnvoll (Gräfe und Boehrer, 2000). Notwendig für das Aufstellen einer empirischen Formel sind wiederum Dichtemessungen im Labor. Damit verbunden sind allerdings große Schwierigkeiten schon beim Transport der Proben: Ausgasung durch Druckentlastung und Ausfällungen durch Verlust pH-relevanter Gase lassen sich schwer verhindern. Eine diskutierte Möglichkeit ist die direkte in-situ-Dichtemessung. Erste Tests mit einem Ultraschall-Messverfahren, die an den Tagebauseen in Merseburg-Ost durchgeführt wurden, lieferten Messgenauigkeit in der Größenordnung 10^{-3} , d. h. ~ 1 g/l (Gräfe 2000; Gräfe et al. 2002), was allerdings noch zu grob für die hier beschriebenen Untersuchungen ist. Die Anwendung der UNESCO-Formeln für Meerwasser (Fofonoff

und Millard jr., 1983) zur Berechnung von Salzgehalt und Dichte und daraus der Stabilität und deren Weiterbenutzung in den Auswertungen stellt die zur Zeit bestmögliche Approximation dar. Die daraus entstehenden systematischen Fehler sind klein im Vergleich zu anderen experimentellen Fehlern, die in die Betrachtungen eingehen, da die Zusammensetzung des Wassers der Tagebausees Merseburg-Ost der des Meerwassers ähnelt (z. B. Boehrer et al. 1998).

Stabilität Als Maß für die Schichtungsstabilität wird aus den Dichteprofilen auf der Grundlage der UNESCO-Formeln das Quadrat der Brunt-Väisälä-Stabilitätsfrequenz berechnet. Sie ist ein lokales Maß für den Widerstand gegen die turbulente Durchmischung, weil sie durch den lokalen Dichtegradienten gegeben ist:

$$N^2 \equiv -\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z} = -\frac{g}{\rho_0} \left\{ \left(\frac{\partial \rho}{\partial S} \right) \frac{\partial S}{\partial z} + \left(\frac{\partial \rho}{\partial T} \right) \frac{\partial T}{\partial z} \right\} \equiv N_S^2 + N_T^2 \quad [\text{s}^{-2}], \quad (3.1)$$

g	Schwerebeschleunigung [m/s ²]
$\rho(T, S)$	Dichte des Wassers [kg/m ³]
ρ_0	mittlere Dichte in der Tiefe z [kg/m ³]
S	Salzgehalt
T	Temperatur
z	vertikale Koordinate

Anschaulich beschreibt sie, wie ein Wasserpaket, das man sich vertikal um eine infinitesimale Distanz ausgelenkt denkt, um seine Ruhelage in einem vertikalen Dichtegradienten ohne Wechselwirkung mit der Umgebung schwingen würde. Die rücktreibenden Auftriebskräfte aus der Ruhelage und mit ihnen das N^2 sind umso größer, je kräftiger der Dichtegradient ist; Auslenkungen, d. h. vertikale Komponenten von Wasserbewegungen, die zu Mischung führen können, werden damit tendenziell umso stärker gehemmt. Negative Dichtegradienten (leichteres Wasser über schwererem bei z -Achse in mNN) schaffen positive N^2 und damit Stabilität. Negative N^2 bedeuten instabile Verhältnisse; wenn es keine Dichtegradienten und somit keine Schichtung gibt, ist $N^2=0$. Die Zunahme der Dichte mit der Tiefe (Druck) allein aufgrund der Kompressibilität des Wassers liefert keinen Beitrag zur Stabilität, weil bei den Betrachtungen die Dichten von Wasserpaketen aus der selben Tiefe verglichen werden.

Abbildung 3.3 zeigt ein Beispiel für eine Sommerschichtung im Tagebausee 1b. N^2 ist die Gesamtstabilität nach Gl. 3.1, N_S^2 steht für die lokale Stabilität, die allein durch den Salzgradient entsteht, N_T^2 für die Stabilität allein durch den Temperaturgradient. Der destabilisierende Einfluss des inversen Temperaturverlaufs im Monimolimnion wird vom stabilisierenden Salzgehalt überkompensiert, so dass die Schichtung insgesamt bestehen bleibt. Die negative Temperaturstabilität $-N_T^2$ ist zum Zweck des quantitativen

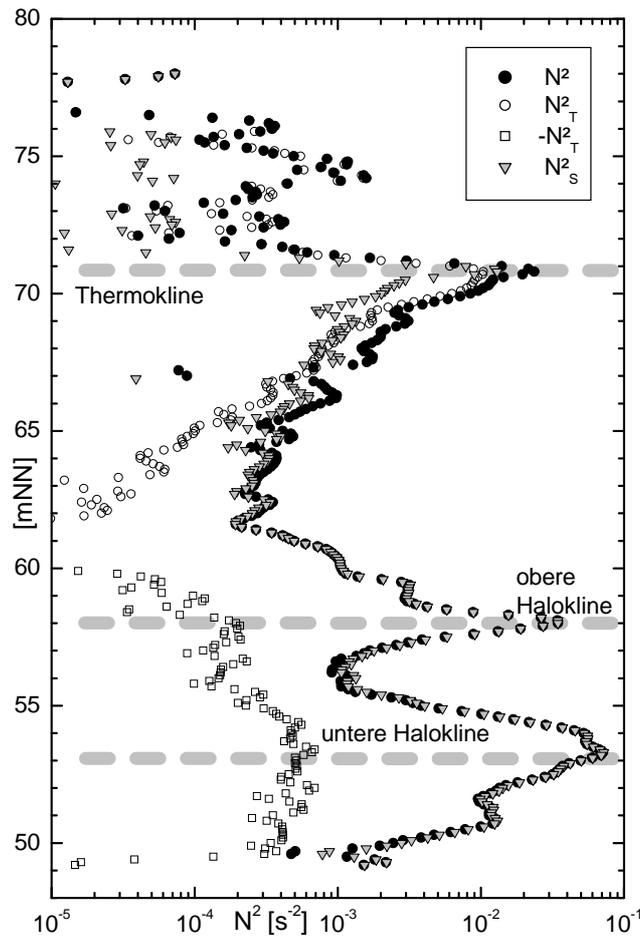


Abbildung 3.3: Schichtungstabilität im Tagebausee 1b im August 1999. N^2 : Gesamte Stabilität berechnet aus einem Profil der Leitfähigkeit und der Temperatur. N^2_S : lokale Stabilität durch den Salzgradient, N^2_T : lokale Stabilität durch den Temperaturgradient. Unterhalb 60 mNN, wo der Temperaturverlauf destabilisiert ($N^2_T < 0$), ist das negative $-N^2_T$ eingezeichnet.

Vergleiches der destabilisierenden und stabilisierenden Komponenten der Schichtung ebenfalls auf der logarithmischen Skala dargestellt. Im Monimolimnion sind fast ausschließlich die Salzgradienten für die Schichtungstabilität verantwortlich. Wegen schwächerer Salzgradienten und des Temperaturanstiegs zum Seeboden hin nähert sich allerdings $-N^2_T$ ($\approx 5 \cdot 10^{-4} \text{s}^{-2}$) der Salzsichtung ($N^2_S \approx 10^{-3} \text{s}^{-2}$) auf weniger als eine Größenordnung. Die hohe Thermoklinenstabilität ($2 \cdot 10^{-2} \text{s}^{-2}$) wird dadurch erreicht, dass neben dem Temperatursprung auch ein Sprung im Salzgehalt – entstanden durch den Oberflächenzufluss – vorhanden ist.

3.3.3 Salzmengenbilanzen

Eine grundlegende Auskunft über die Beständigkeit des Monimolimnions als Ganzes liefert neben dem Absinken der Salzsprungschicht (Abschnitt 2.4) die Langzeitbeobachtung des Inventars an gelöstem Salz. Die Leitfähigkeitsprofile (Abb. 2.6 und 2.7) bilden auch hier die Datengrundlage zur Berechnung der tiefenabhängigen Salz-Konzentrationen mit den UNESCO-Formeln. Bilanziert wurde durch Multiplikation der Salzkonzentrationen mit den zugehörigen Schichtvolumina (siehe Abschnitt 2.3) und anschließende Summation über den betrachteten Tiefenbereich.

Tagebausee 1a Die Salzbilanzrechnungen für das Monimolimnion zeigen einen abnehmenden Trend im dargestellten Zeitraum (Abb. 3.4). Die Steigung des lineares Trends ergab eine Salzverlustrate von $2.3 \cdot 10^5$ kg pro Jahr ($R^2=0.85$) bei einem anfänglichen Inventar von $\approx 40 \cdot 10^5$ kg. Diese Rate setzt sich aus dem diffusivem Transport über die Halokline ins Hypolimnion und der Ankopplung des Monimolimnions an das Grundwasser zusammen. Im Abschnitt 4.2 wird der Salztransport über die Halokline im Tagebausee 1a unter Einbezug berechneter Transportkoeffizienten umfassend behandelt.

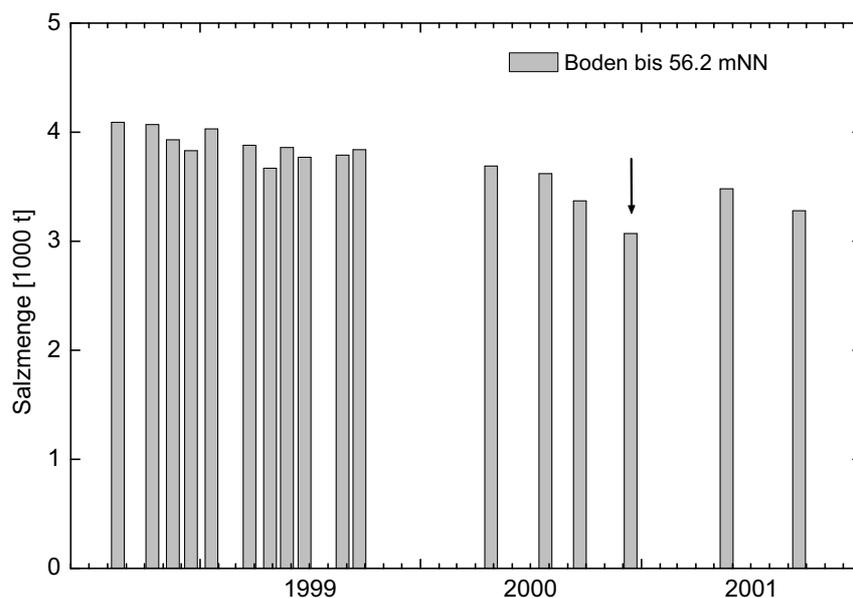


Abbildung 3.4: Zeitliche Entwicklung der Salzmengenbilanzen im Monimolimnion des mittleren Beckens im Tagebausee Merseburg-Ost 1a. Die Fehler liegen im Bereich von 5 bis 10%. Der bilanzierte Tiefenbereich reicht von der tiefsten Stelle bis zur Haloklinentiefe von ungefähr 56.2 mNN. Der auffällig niedrige Wert vom Dezember 2000 (Pfeil), dem ein Sondenproblem zugrunde liegt, wurde nicht in die Berechnung des Trends einbezogen.

Tagebausee 1b Im Tagebausee 1b wurden verschiedene Tiefenintervalle für die

Salzbilanz unterschieden (Abb. 3.5). Der unterste Abschnitt reicht vom Boden bis ungefähr zum stärksten Gradienten des großen Sprunges in der elektrischen Leitfähigkeit (= „untere“ Halokline). Ein Trend ist nicht sichtbar.

Die tatsächlich sichtbare Abnahme in den Leitfähigkeitsprofilen im tiefsten Teil des Monimolimnions (Abb. 2.10) ist in der Bilanz nicht erkennbar. Außer auf die Bilanzfehler von $\approx 5\%$ kann dies auch auf einen Effekt der nach oben zunehmenden Schichtvolumina zurückzuführen sein: Die Salzgehaltsabnahme in der Tiefe kann durch Zunahme weiter oben in der Bilanz ausgeglichen sein, wobei die Zunahme wegen der größeren Volumina in den gemessenen Profilen schwer erkennbar ist.

Der mittlere Abschnitt wurde so gewählt, dass das gesamte Tiefenwasser im Wesentlichen erfasst wird, jedoch ohne das Einwirken der Mischung an seiner Obergrenze und das damit verbundene Absinken der Obergrenze einzubeziehen. Auch hier zeigt sich im Fehler keine Veränderung, d. h. ein hoher Salztransport über die untere Halokline und eine Grundwasserankopplung, die das gesamte Salzinventar signifikant ändert, können aus der Sicht dieser Bilanzen nicht festgestellt werden.

Die vollständige Rechnung vom Boden bis zur Seeoberfläche folgt einem insgesamt ansteigenden Trend, dessen Ursache in der Salzzufuhr durch den Zustrom von Flusswasser liegt.

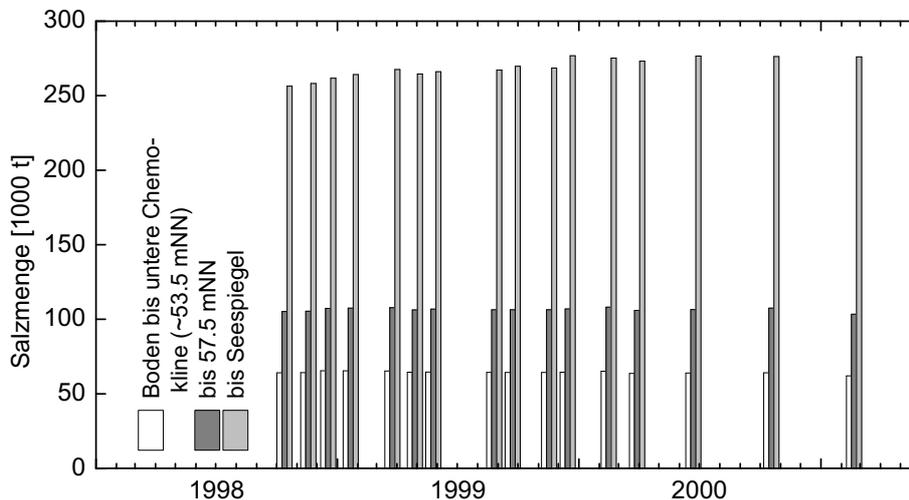


Abbildung 3.5: Salzmengenbilanzen im Monimolimnion des Tagebausees Merseburg-Ost 1b. Die Fehler liegen im Bereich von 5%. Über drei verschiedene Tiefenbereiche wurde bilanziert: vom Boden bis zur unteren Halokline bei ca. 53.5 mNN, vom Boden bis zu einer festen Tiefe, die im gesamten Untersuchungszeitraum unter der Obergrenze der Salzsicht liegt, vom Boden bis zum ansteigenden Seespiegel.

3.4 SF₆ als Tracer

3.4.1 Physikalische und chemische Eigenschaften

Schwefelhexafluorid ist unter normalen Bedingungen ein farbloses, geruchloses und unbrennbares Gas. Sein Molekulargewicht beträgt 146.05 g/mol. Es verhält sich inert, d. h. es ist chemisch und biologisch nichtreaktiv. Der Grund für seine Reaktionsträgheit ist die edelgasartige Elektronenkonfiguration der Schwefel- und Fluoratome in deren oktaedrischer Anordnung im Molekül. Eine thermische Zersetzung erfolgt erst bei Temperaturen über 500°C. SF₆ besitzt eine sehr hohe Elektronenaffinität (Elektronegativität) und wechselwirkt deshalb stark mit Elektronen durch Elektroneneinfang oder deren dissoziative Anlagerung. Dies bedeutet ein hohes elektrisches Isolationsvermögen (hohe Durchschlagfestigkeit), weshalb ein Anwendungsbereich in der Gasisolierung industrieller elektrischer Anlagen wie z. B. Transformatoren und zum Löschen von Lichtbögen liegt. Dieselben Eigenschaften werden zum quantitativen Nachweis im Elektronen-Einfang-Detektor (ECD) ausgenutzt. Eine weitere Anwendung ist die Nutzung als Bestandteil in Schutzatmosphären über Aluminium- und Magnesiumschmelzen. An der Oberfläche des geschmolzenen Metalls entsteht dabei eine dünne, undurchlässige Deckschicht, die wirksam gegen eine weitere Reaktion mit Luft schützt.

3.4.2 SF₆-Quellen und -senken für aquatische Systeme

Der fast ausschließlich anthropogene SF₆-Gehalt der Atmosphäre stellt über den Gasaustausch die einzige relevante Quelle für das Oberflächenwasser des Systems dar, das hier untersucht wurde. Im Jahre 1953 fand in den USA die Markteinführung und der Beginn der industriellen Anwendung von SF₆ statt. Atmosphärische Messungen seit den 70er Jahren belegen einen Anstieg der mittleren globalen Konzentration (Mischungsverhältnis) in der unteren Atmosphäre um zwei Größenordnungen von einem kleinen natürlichen Untergrund (Busenberg und Plummer, 2000) auf ≈ 4.7 pptv (10^{-12} Volumenanteile) Anfang 2000. In Maiss und Brenninkmeijer (1998) wird dieser Trend mit einem Polynom zweiten Grades gefittet. Neuere Untersuchungen (Maiss und Brenninkmeijer, 2000) untermauern allerdings eine Verminderung der Zunahmerate in der Nordhemisphäre durch reduzierte industrielle Emissionen.

Die geringe Aufnahme im Ozean wegen der schlechten Löslichkeit (nächster Abschnitt) und die Zersetzung in der Stratosphäre höher als 60 km als einziger bekannter Zerstörungsprozess stellen nach den Zeitmaßstäben unseres Experimentes unbedeutende Senken im Vergleich zur anthropogenen Quellstärke dar. Die hohe atmosphärische Lebensdauer wird auf ~ 3200 Jahren geschätzt. So wird praktisch das gesamte emittierte SF₆ zunächst in der Atmosphäre akkumuliert.

In jüngerer Zeit identifizierten Busenberg und Plummer (2000) einige vulkanische

Gesteine, hydrothermale Wässer und Sedimentgesteine als signifikante natürliche Quellen für SF₆. Sie geben einen vorindustriellen Atmosphärenwert von 0.054 ± 0.009 pptv an. Für unser Experiment und im Rahmen unserer Messgenauigkeit muss keine Rücksicht auf solche Quellen genommen werden.

3.4.3 Verhalten im Wasser

Der konservative Charakter des SF₆ in der Atmosphäre ist auf aquatische Systeme übertragbar. Chemische und biologische Wechselwirkungen können ausgeschlossen werden. Das SF₆-Budget in einem See wird also nur vom Gasaustausch mit der Atmosphäre, dem Gehalt im zufließenden Grund- und Oberflächenwasser und der aus dem See oberflächlich und ins Grundwasser abfließenden Menge bestimmt.

Löslichkeit Die Löslichkeit von SF₆ in Wasser ist gering im Vergleich zu den meisten anderen Gasen. Sie wird hier als Bunsensche (β) bzw. Ostwaldsche Löslichkeit (α) benutzt, die das Verhältnis der Volumenkonzentration zwischen der Wasser- und der Gasphase ausdrückt. Sie ergibt sich aus dem Henry-Dalton-Gesetz. Dieses besagt, dass die in Lösung gehende Menge eines Gases bei gegebener Temperatur proportional zu dessen Partialdruck in der Atmosphäre über der Lösung ist. Es gilt für verdünnte Lösungen bei relativ niedrigen Drücken und Gase, die nicht mit dem Lösungsmittel chemisch reagieren. Die Abhängigkeit von der Temperatur und vom Salzgehalt wurde für SF₆ von Wanninkhof (1992) für Ozeanwasser bestimmt und für die Untersuchungen im NaCl-dominierten Wasser der Tagebauseen Merseburg-Ost benutzt:

$$\begin{aligned}\beta(T, S) &= \exp(75.701 \cdot \ln(T) + 25060 \cdot \frac{1}{T} - 520.606 - 0.0117 \cdot S) \\ \alpha &= \beta \cdot \frac{T}{T_0}.\end{aligned}\tag{3.2}$$

T ist die Temperatur in K, $T_0=273.15$ K und S ist der Salzgehalt [g/kg]. Entsprechend der Löslichkeit entwickelt sich die Konzentration an der Wasseroberfläche immer in Richtung der Gleichgewichtskonzentration. Sich neu bildendes Grundwasser trägt ebenfalls etwa die Gleichgewichtssignatur des letzten Kontakts mit der Atmosphäre. Die Konzentrationen im Oberflächenwasser von Seen variieren bei Wassertemperaturen von 0°C bis 25°C saisonal zwischen ~ 3 und ~ 1 fmol/l ($c_{Atmo} \sim 5$ pptv, Ende 2001). Diese Schwankungen, d. h. die mit steigender sommerlicher Oberflächentemperatur abnehmende und im Winter wieder zunehmende SF₆-Konzentration, sind in der Abbildung 3.6a mit Messungen aus dem obersten halben Meter der Tagebauseen Merseburg-Ost 1a und 1b veranschaulicht.

Neben der Ankopplung an das Grundwasserregime und dem oberflächlichen Zufluss stellt die SF₆-Konzentration in der Atmosphäre eine wesentliche Quelle bzw. Senke für das

SF₆-Inventar im See dar. Die Gasaustauschvorgänge durch die Wasseroberfläche bestimmen die Geschwindigkeit, mit der sich die wasserseitige Konzentration nahe der Oberfläche in Richtung zum Lösungsgleichgewicht ändert. Abgesehen von der langsamen Langzeitentwicklung der SF₆-Konzentration in der Atmosphäre drücken die permanenten Temperaturänderungen in der Oberfläche das Konzentrationsverhältnis Wasser-Atmosphäre ständig aus dem Lösungsgleichgewicht. Von allgemeinem Interesse ist nun die Frage nach der Zeitskala, auf der die Einstellung der Sättigungskonzentration abläuft. Allgemein wird damit die Dynamik der Oberflächen-Randbedingung für das SF₆-Budget beschrieben. Speziell interessiert, ob die Konzentration immer als im Gleichgewicht mit der Atmosphäre angenommen werden kann.

Die Gasaustauschrate hängt am stärksten von der Windgeschwindigkeit ab. SF₆ zählt zu den nicht dissoziierenden Gasen mit geringer Löslichkeit ($\alpha = c_{Wasser}/c_{Atmosph.}$, Gl. 3.2). Der Fluss F zwischen Wasser und Luft kann für solche Gase mit einem Einschicht-Modell beschrieben werden. In einer Grenzschicht δ_W (Dicke < 1 mm, windabhängig) wird ein linearer Konzentrationsgradient angenommen. Das Gas wird durch molekulare Diffusion transportiert: $F = D_w \frac{c_{Wasser} - \alpha c_{Atmosph.}}{\delta_W}$. c_{Wasser} ist die aktuelle Konzentration im Wasser und $\alpha c_{Atmosph.}$ die wasserseitige Gleichgewichtskonzentration mit der Atmosphäre. $\frac{D_w}{\delta_W} = k$ ist die Transfergeschwindigkeit.

Experimentelle Untersuchungen zur Korrelation von k mit der Windgeschwindigkeit u_{10} (bezogen auf 10 m Höhe über dem See) wurden für SF₆ in Wanninkhof et al. (1987), Upstill-Goddard et al. (1990), Clark et al. (1995) unternommen. Danach bewegt sich k für Windgeschwindigkeiten < 3 m/s zwischen 1 und 3 cm/h. Bei moderaten Windverhältnissen (3–10 m/s) steigt k zunehmend mit u_{10} . Die schwankenden Literaturwerte für k reichen in diesem Bereich bis über 10 cm/h. Bei stürmischen Verhältnissen wird der Gasaustausch noch effektiver.

Im unteren Teilbild c) der Abb. 3.6 sind die Atmosphärenkonzentrationen (in pptv) dargestellt, die sich bei den gemessenen Oberflächentemperaturen (mittleres Teilbild b)) im Lösungsgleichgewicht ergeben. Unter der Annahme ruhiger Windverhältnisse ($u < 3$ m/s) würden innerhalb eines Tages ($\tau = 24$ h) mit $h_W = \tau \cdot k$ etwa die oberen 2 bis 7 Dezimeter h_W der Wassersäule Sättigung erreichen, bei höheren Windgeschwindigkeiten entsprechend tiefer bzw. schneller.

Solche ruhigen Situationen sind vergleichsweise selten. Beispielsweise lag $\sim 1/5$ der auf u_{10} umgerechneten Werte der Windgeschwindigkeit (Jahr 1999, Wetterstation MB3 auf dem Tageausee 1b) unter 2 m/s. Das mittlere u_{10} betrug 3.9 m/s. Die Wahrscheinlichkeit für eine effektive Reduktion des Gasaustausches wird weiter dadurch verkleinert, dass diese Phasen niedriger Windgeschwindigkeiten längere Zeit anhalten müssen (mindestens mehrere Stunden) und mit einer kräftigen solaren Einstrahlung oder einer Abkühlung durch Abstrahlung zusammenfallen müssen. Spätestens der nächste länger andauernde Wind stellt jedoch das Gleichgewicht wieder her: bläst $\tau = 8$ Stunden lang ein Wind mit 5 m/s, dann ergibt sich mit $k = 7 \pm 3$ cm/h (Upstill-Goddard et al., 1990) eine

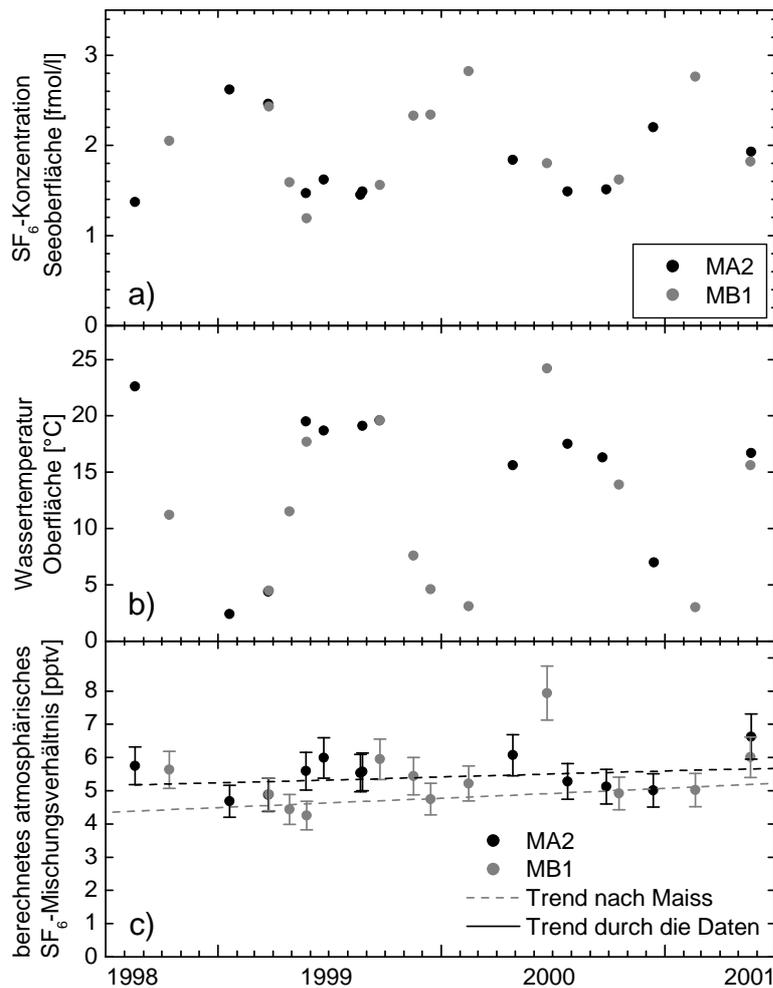


Abbildung 3.6:

a) Gemessene SF₆-Oberflächenkonzentrationen (Messfehler <5%) in den Tagebauseen Merseburg-Ost. Die Werte entsprechen der temperaturabhängigen Löslichkeit α (Gl. 3.2).

b) Wassertemperatur an der Oberfläche (0–0,5 m Tiefe).

c) Atmosphärisches SF₆-Mischungsverhältnis berechnet aus den Messungen des Oberflächenwassers (Teilbild a).

Eindringtiefe $h_W = \tau \cdot k = 56 \pm 24$ cm.

Es bleibt die Gesamtaussage erhalten, dass das SF₆-Lösungsgleichgewicht auf den ersten Dezimetern unter der Wasseroberfläche immer weitgehend erreicht ist und deshalb als Randbedingung angenommen werden kann.

Die signifikanten Abweichungen einiger der rückgerechneten Atmosphärenwerte vom mittleren Trend sind daher in der Mehrzahl auf Fehler in den Konzentrationen der SF₆-Proben zurückzuführen, die bei der Probenahme, der Aufbereitung oder dem Transport entstanden sind. Ein Bezug auf die Trendkurve von Maiss und Brenninkmeijer (1998) erschien nicht sinnvoll, weil sie aus Reinluftmessungen erstellt wurde und nicht repräsentativ für die Industrieregion Leipzig-Halle-Bitterfeld sein dürfte.

Molekulare Diffusivität

Die Temperaturabhängigkeit molekularer Diffusionskoeffizienten D im Wasser gelöster Gase kann durch

$$D = Ae^{-\frac{E_a}{RT}} \quad (3.3)$$

D	Diffusionskoeffizient [$\frac{\text{m}^2}{\text{s}}$]
R	Gaskonstante 8.31441 $\frac{\text{J}}{\text{mol}\cdot\text{K}}$
T	Temperatur [$^{\circ}\text{K}$]

ausgedrückt werden. King und Saltzman (1995) geben die Konstanten für die Anpassung dieses Fits an gemessene Diffusionskoeffizienten von SF_6 in Süßwasser mit $E_a = 19300 \text{ J/mol}$ und $A = 2.9 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ an. Ihr Vergleich der Diffusionskoeffizienten in Süß- und 35‰-Salzwasser bei 25°C zeigte keine signifikanten Unterschiede. Bei typischen Monimolimniontemperaturen zwischen 5 und 10°C liegt D zwischen 6.9 und $8.0 \cdot 10^{-10} \text{ m}^2/\text{s}$. Dies bedeutet eine typische jährliche Diffusionsstrecke $l = \sqrt{D \cdot t}$ von $\approx 15 \text{ cm}$.

3.5 Spike-Experimente

3.5.1 Einbringen der Tracermarkierungen

Tagebausee 1b Im Tagebausee 1b wurde als Zieltiefe für die SF_6 -Markierung der Bereich von 51 bis 52 mNN anvisiert (siehe Abb. 2.7, S. 19). Die obere „Flanke“ des Spikes würde dann den SF_6 -Transport durch den Hauptsprung in der Dichte und damit dem Bereich der höchsten Stabilität zwischen 52 und 54 mNN sichtbar machen.

Wegen des großen messbaren Konzentrationsbereiches ($10^{-1} \dots 10^4 \text{ fmol/l}$) wurden Menge und Konzentration der Tracerlösung so angesetzt, dass sich für den Spike Anfangskonzentrationen mindestens drei Größenordnungen über den SF_6 -Hintergrundwerten ergaben, d. h. mehrere 10^3 fmol/l . Dies garantierte ausreichend starke Konzentrationsgradienten, die trotz des zu erwartenden langsamen Vertikaltransports im Laufe der Zeit deutliche Signaländerungen auch in den entfernter vom Spike liegenden Tiefen des Monimolimnions zur Folge haben sollten. Für die gaschromatischen Messungen bedeuten höhere Konzentrationen außerdem einen schnelleren Probendurchsatz, weil kleinere Probeschleifen verwendet werden können und sich damit die Messzeiten verringern.

Die Vorrichtung zum Einbringen (Abb. 3.7) bestand aus zwei 20 l -Kanistern sowie einem Kunststoffschlauch, der an einem Seil befestigt war, das mit einem Gewicht am Grund der tiefsten Stelle im See (MB1) verankert wurde. Das Schlauchende war in der Einleittiefe horizontal am Seil angebracht, um ein sauberes Einschichten zu erleichtern. Die Herstellung der Tracerlösung erfolgte im Schlauchboot unmittelbar vor dem Spikesetzen. Dies geschah in einem der mit Oberflächenwasser gefüllten 20 l -Wassertanks durch Einleiten eines 10% igen SF_6/N_2 -Gasgemisches in Form feiner Gasbläschen, die mit einer Glasfritte erzeugt wurden. Durch den kontinuierlichen Bläschenstrom löste sich ein Teil des SF_6 . Anschließend wurde die Lösung mit Kochsalz so angesalzen, dass sie möglichst die Dichte des Wassers in der Einleittiefe (ca. $51.5 \text{ mNN} = 19.5 \text{ m}$) besitzt. Der zweite Wassertank diente zum Vor- und Nachspülen des Schlauches mit ebenso angesalzener

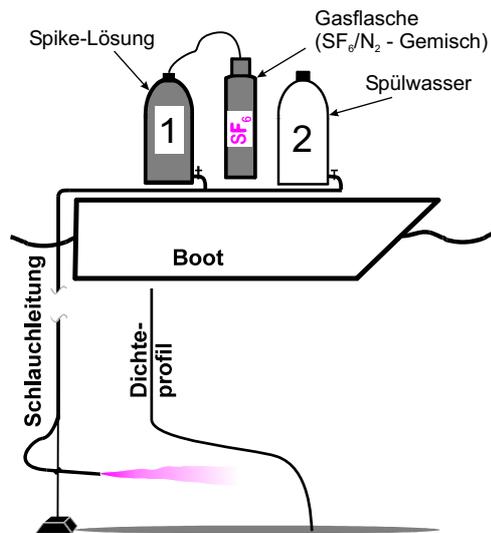


Abbildung 3.7: Skizze des Einbringvorgangs der Tracermarkierung.

Seewasser. So konnte beim anschließenden Heraufziehen der Vorrichtung eine Kontamination der Wassersäule oberhalb des Spikes verhindert werden. Das SF₆-Gasgemisch, das über dem Spikewasser im 20 l-Tank ins Lösungsgleichgewicht gebracht wurde, sollte bei T=15°C, einem Salzgehalt von 24‰ und einem Atmosphärendruck von 1000 mbar eine Menge von $\approx 5 \cdot 10^{11}$ fmol in Lösung bringen. Dies entspricht einer Konzentration im Spike-Wasser von $2.5 \cdot 10^{10}$ fmol/l, also 10 Größenordnungen über dem Untergrund. Verteilt auf die zwei 20 cm-Volumenschichten zwischen 51.2 und 51.6 mNN (zusammen ≈ 125000 m³) ergibt sich eine Anfangskonzentration von 4000 fmol/l. Die Bilanzrechnungen zeigen (Abschnitt 4.1.2), dass die tatsächlich eingebrachte Menge bei mehr als 10^{12} fmol (=1 mmol) lag, also etwa dem Doppelten des erwarteten Wertes. Es liegt die Erklärung nahe, dass die Spikelösung übersättigt war. Gründe dafür können das Rühren der Lösung während des Bläschenstromes und das Ansalzen kurz vor dem Einlassen sein. Das Ansalzen setzt die theoretische Löslichkeit, mit der gerechnet wurde, herab. Die Lösung hatte jedoch nicht mehr genug Zeit, das entsprechend dem Gleichgewicht überschüssige SF₆ an die Atmosphäre im Tank abzugeben.

Wegen der extrem hohen SF₆-Konzentration in der Spikelösung wurde auf deren gaschromatographische Messung verzichtet. Beim Transport einer Probe ins Labor und den vor einer Messung notwendigen mehrfachen Verdünnungsschritten erschien ein SF₆-Verlust sehr wahrscheinlich. Desweiteren bestand eine große Kontaminationsgefahr für die benutzten Materialien und Laborgeräte.

Tagebausee 1a Analog wurde beim Setzen der Markierung an der Messstelle MA2 im März 1997 in einem der Becken des benachbarten Tagebausees 1a vorgegangen. Da das Beckenvolumen wesentlich kleiner als in 1b ist, reichte zum Ansetzen der Spikelösung ein 1%iges SF₆/N₂-Gasgemisch aus. Die maximalen Anfangskonzentrationen der Verteilung lagen bei 3600 fmol/l.

3.5.2 Probenahme und -aufbereitung

Die Dichtestruktur der Wassersäule am Probenahmetag bestimmte Auswahl und vertikale Auflösung der zu beprobenden Wasserschichten im Epi- und Hypolimnion bzw. im Mixolimnion. Als Entscheidungsgrundlage diente ein Leitfähigkeits- und Temperaturprofil, das immer unmittelbar vor den Beprobungen aufgenommen wurde. In Tiefenregionen mit stärkeren Dichtegradienten, z. B. in der Thermokline, wurde eine feinere Auflösung für die vertikalen Abstände der SF₆-Proben gewählt, während bei schwachen Dichteunterschieden oder bei durchmischter Wassersäule (z. B. oberer Seeteil bei der herbstlichen Durchmischung) ein groberes Raster bis ~5 m gewählt wurde. In Bereichen großer Sprünge im Salzgehalt (Halokline) und im Monimolimnion, also im Tracer-markierten Wasserkörper, wurde über alle Termine die feinste Auflösung von 20 cm beibehalten. Diese relativ hohe Tiefenauflösung war einerseits erforderlich, da die wesentlichen Veränderungen der Tracerkontur wegen der starken Dichteschichtung innerhalb kleiner vertikaler Distanzen (weniger als 1 Meter) auftraten, andererseits noch sinnvoll bzw. verträglich mit den Fehlern der Tiefenzuordnung, die durch Messfehler, Wellengang und Unsicherheiten in den Angaben des Seespiegels entstanden.

Die Wasserproben wurden aus den gewählten Probetiefen durch Kupferrohre an die Oberfläche gepumpt. Eine 12 V-batteriebetriebene Pumpe (Comet, Pfaffschwende), wurde an einem Gestänge aus 1.20 m langen, zusammen schraubbaren 12 mm-Kupferrohrsegmenten sukzessive herabgelassen. Die genaue Tiefeneinstellung (Meter Wassertiefe von der Oberfläche aus gemessen) erfolgte mittels Markierungen. Mit Hilfe eines T-Stückes am Ende des Gestänges wurden ein Spülschlauch zum Spülen der Vorrichtung und zum Steuern der Durchflussmenge und des Abfülldruckes sowie der eigentliche Abfüllschlauch für die Proben angebracht. Durch den Spülschlauch fließt die größte Wassermenge mit Raten >5 l/min. Das vor dem Abfüllen einer neuen Probe aus anderer – möglichst der nächstgrößeren – Tiefe notwendige Spülen geht sehr rasch, da das Volumen des Gestänges klein ist (113 ml pro Meter). Es können 10 bis 15 Proben pro Stunde abgefüllt werden.

Die Benutzung eines Kupfergestänges statt z. B. einer leichter handhabbaren Schlauchkonstruktion wird damit begründet, dass das Schlauchmaterial und andere Kunststoffe anfällig für eine SF₆-Kontamination sind. Wenn Proben mit Spike-Konzentrationen hindurchgepumpt werden, diffundiert offensichtlich eine beträchtliche Menge SF₆ in die Schlauchoberfläche oder adsorbiert an ihr. Sie reicht aus, dass bei nachfolgenden Abfüllungen SF₆ in das Probewasser abgegeben und damit die Proben kontaminiert werden (von Rohden, 1998). Lediglich für den kurzen und leicht auswechselbaren Abfüllschlauch ist die Verwendung von Kunststoff vertretbar.

Eine Druckentgasung im Gestänge lässt sich durch drosseln des Hahnes am Spülschlauch verhindern, weil damit ausreichend Druck im gesamten Abfüllsystem bis zum Einlasshahn der Probeflaschen hergestellt werden kann. Eine Probenahmekonstruk-

tion mit Saugpumpe, die im Boot installiert ist, kann wegen der dann sicher auftretenden Druckentgasung und dem damit verbundenen schwer kontrollierbaren SF₆-Verlust nicht benutzt werden.

Die beiden Tagebauseen sind stark windexponiert. Einige Male kam es bei den Probenahmen zu Wellenbewegungen, die Auf- und Abbewegungen des Bootes und damit auch der Pumpe in der Probenahmetiefe von maximal der gewünschten Tiefenauflösung (20 cm) im Monimolimnion zur Folge hatten. Es zeigte sich jedoch bei den Auswertungen, dass die Beeinträchtigung in keinem Fall so stark war, dass das Profil nicht verwertet werden konnte .

Als Probengefäße dienten geschlossene 700 ml-Glasflaschen (Waschflaschen, Abb. 3.8) in Anlehnung an die Methode von Wanninkhof und Ledwell (1991). Es besteht jedoch ein wesentlicher Unterschied zu deren Methode. Die Flaschen werden nicht vollständig mit Probewasser gefüllt, um erst vor der GC-Messung im Labor den Stickstoff-Headspace aufzudrücken und die Flasche zur Gleichgewichtseinstellung zu schütteln. Stattdessen werden sie so konditioniert, dass ein geeignetes großes Headspace-Volumen schon beim Abfüllen der Probe verbleibt. Die Flaschen sind mit Vier-Wege-Hähnen (Luer-Anschlüsse) ausgerüstet und ermöglichen so das Einfüllen der Probe durch V1 und den Gasauslass durch V2 ohne SF₆-Kontamination mit Umgebungsluft. Zur Vorbereitung werden die Flaschen im Labor nach weitgehender Evakuierung mit hochreinem Stickstoffgas gespült und mit $\approx 1/2$ bar N₂-Überdruck geschlossen. Dies garantiert, dass bei unbemerkten Undichtigkeiten der Hähne keine Kontamination mit Luft während des Transports der Probenflaschen stattfinden kann. Unmittelbar vor dem Einfüllen der Probe wird die jeweilige Flasche auf einen absoluten Druck zwischen 200 und 500 mbar teilevakuiert. Nach dem Anschließen des Abfüllschlauches an V1 und der Spülung des Hahnes, insbesondere zum Austreiben von Luftbläschen, wird V1 so gedreht, dass das Probenwasser durch das Steigrohr in die auf Kopf gehaltene Flasche läuft. Zum einen verhindert der (Über-)Druck im Probenahmesystem bis zum Flaschenventil die Druckentgasung bei Proben aus größeren Tiefen, zum anderen fördert der plötzliche Druckabfall hinter dem Einlassventil die Entgasung der Probe im Inneren der Flasche und damit die Einstellung des Lösungsgleichgewichtes. Der Zeitpunkt des Schließens von V1 wird so gewählt, dass ein Überdruck von 100-200 mbar im verbleibenden Gasraum entsteht. Beim Transport der kopfüber gelagerten Flaschen würde sich ein eventueller kleiner Verlust von Probewasser durch die Hähne nur wenig auf das Ergebnis der Konzentrationsbestimmung auswirken, weil sich der größte Teil des SF₆ bereits im Headspace befindet. Die Hähne haben sich jedoch als zuverlässig wasserdicht und weitgehend gasdicht erwiesen. Damit ist eine mehrtägige oder sogar mehrwöchige Lagerung der Proben vor den Labormessungen, am besten unter Wasser, unproblematisch.

Die Wahl des Druckes in der teilevakuierten Flasche vor dem Abfüllen richtet sich nach den zu erwartenden SF₆-Konzentrationen. Sind sie sehr hoch, kann durch die Wahl eines größeren Verhältnisses von Headspace- zu Probenvolumen die SF₆-Konzentration im Headspace vorgesteuert werden, so dass nicht allzu kleine Probeschleifen bei der GC-

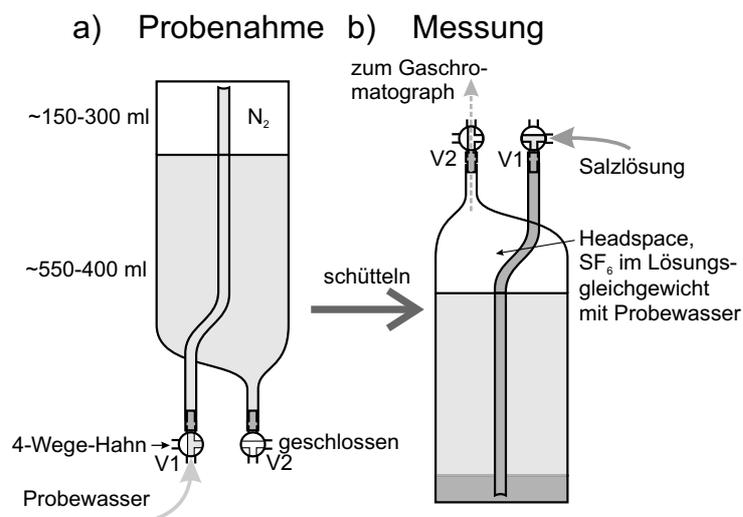


Abbildung 3.8: Probengefäße (Waschflaschen) für SF₆-Wasserproben sowohl mit Untergrund- als auch mit Spike-Konzentrationen.

Messung mit entsprechend größeren Volumenfehlern verwendet werden müssen, und um den Linearitätsbereich des Detektors nicht zu überschreiten. Für Konzentrationen im Untergrundbereich muss möglichst viel SF₆ im Headspace gesammelt werden. Die Flaschen werden dafür stärker evakuiert (~ 200 mbar), so dass ein kleineres Headspace-Volumen verbleibt, welches die größte verwendete Probeschleife gerade genügend spült und füllt mit dem Ziel, möglichst weit über der unteren GC-Messgrenze im Linearitätsbereich zu bleiben.

Im Labor werden die Proben durch Schütteln vollständig ins Lösungs-gleichgewicht gebracht und dabei im Wasserbad temperiert. Wegen der geringen Löslichkeit hat der Temperaturfehler ($\pm 1^\circ\text{C}$) nur einen sehr geringen Einfluss auf das Endergebnis. Vor dem Eingeben des Headspace in den Gaschromatographen wird der Druck in der Probeflasche mit einem Handdruckmeßgerät, das per Luer-Kupplung direkt an den Hahn V2 angeschlossen wird, gemessen. Dies ist zur Berechnung der SF₆-Konzentration im Headspace notwendig, da das Headspace-Gas unter Atmosphärendruck in die Probeschleife gefüllt wird. Durch langsames Eingeben von Wasser durch Hahn V1, das so stark angesalzen ist, dass es sich am Boden der Flasche einschichtet, wird das Headspace-Gas durch V2 nach dessen Öffnung in die Probeschleife des GC gedrückt.

3.6 Bestimmung der SF₆-Konzentration

Gaschromatographische Messung Die benutzte Messapparatur wurde von Maiss unter Verwendung eines Gaschromatographen Shimadzu GC-8AIE mit ECD (Electron-Capture-Detector) aufgebaut. Alle Messungen erfolgten mit einer Kühlfallentechnik, bei der das nachzuweisende SF₆, das sich nach dem Eingeben des Headspace (siehe vorheriger Abschnitt) zunächst im Volumen der Probeschleife befindet, in einer mit dem Adsorptionsmittel Porapak-Q[®] gefüllten Kühlfalle im Isopropanol-Trockeneisbad bei -77°C

aufkonzentriert wurde. Diese Technik wurde sowohl für die SF₆-Standardgas-Messungen wie auch für die Headspacemessungen von Wasserproben verwendet. Je nach Konzentrationsbereich wurden unterschiedlich große Probeschleifen eingesetzt: 106, 1004, 4817 μl für Proben mit Spike-Konzentrationen, 15024 und 82350 μl für Proben mit niedrigen oder Untergrundkonzentrationen. Beim anschließenden Aufheizen der Kühlfalle wird bei 100°C das SF₆ (und andere Komponenten) vollständig desorbiert und nachfolgend zur gaschromatographischen Trennung aufgegeben. Die Trennung erfolgt auf einer mit Molekularsieb von 5 Å gefüllten Säule. Da SF₆ die schnellste Komponente beim Durchlaufen der Säule ist, konnte durch die Separation in eine Vor- und Hauptsäule eine große Zeitersparnis und das Fernhalten unerwünschter Komponenten vom Detektor erreicht werden. Die Peakfläche unter der Kurve des Detektorsignals (in mVs) ist im linearen Bereich des Detektors der SF₆-Menge proportional.

SF₆-Mengen, die Peakflächen kleiner 0.2 mVs erzeugen würden, sind von den Schwankungen der Blankflächen (± 0.2 mVs) nicht mehr unterscheidbar. Legt man die Nachweisgrenze des Detektors bei 0.4 mVs fest, bedeutet dies eine SF₆-Menge von 0.012 fmol. Mit der größten eingesetzten Probeschleife entspricht dies einer Konzentration von ~ 0.15 fmol/l in Gasproben. Zum Vergleich: Das aktuelle (2002) nordhemisphärische Mischungsverhältnis beträgt ~ 5 pptv $\simeq 220$ fmol/l. Im Wasser ist weniger als 1% der normalen Untergrundkonzentration (ca. 2 fmol/l, entsprechend dem Lösungsgleichgewicht mit der Atmosphäre) noch von der Blankmessung unterscheidbar.

Je nach verwendeter Probeschleife liegen die Analysezeiten für eine Probe zwischen 4 und 10 Minuten. Weitergehende technische Details über die Messapparatur sind in Maiss (1992) beschrieben.

Konzentrationsberechnung Das Volumen der Probenwassermenge V_w in der Flasche wird durch Wägung und teilen der Menge durch die Dichte bestimmt. Die Dichte wird mit den UNESCO-Formeln (Fofonoff und Millard jr., 1983) aus der auf 25°C kompensierten elektrischen Leitfähigkeit κ_{25} , die bei der Probenahme gemessen wurde, und der Proben temperatur bei der Messung im Labor berechnet. Auf ähnliche Weise wurde einmalig für jede Flasche das Gesamtvolumen mit Laborwasser bestimmt. Dessen Dichte ist mit einer Formel für Kalziumkarbonat-dominiertes Süßwasser unter Berücksichtigung des Beitrags der Leitfähigkeit κ_{20} (Imboden und Wüest) berechnet (ρ in kg/m^3 , T in °K, κ_{20} in $\mu\text{S}/\text{cm}$)

$$\begin{aligned}\rho(T, \kappa_{20}) &= \rho_0(T)[1 + \beta_K \kappa_{20}] \\ \beta_K &= \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial \kappa_{20}} = 0.705 \cdot 10^{-6}\end{aligned}\quad (3.4)$$

auf der Grundlage eines Ausdrucks von Bühner und Ambühl (1975):

$$\rho_0(T) = 999.84298 + 10^{-3}(65.4891 \cdot T - 8.56272 \cdot T^2 + 0.059385 \cdot T^3). \quad (3.5)$$

Das Headspacevolumen V_h jeder Probe ergibt sich als Differenz zwischen Flaschenvolumen und Probenvolumen V_w . Mit einer Massenbilanz kann die SF_6 -Konzentration c_w , die die Wasserprobe ursprünglich hatte, aus der gemessenen Konzentration c'_h im Headspace nach Einstellung des Lösungsgleichgewichtes berechnet werden:

$$c_w V_w = c'_h V_h + c'_w V_w. \quad (3.6)$$

Die Konzentration im Wasser nach Einstellen des Lösungsgleichgewichtes c'_w wird nach Gl. 3.2 ersetzt:

$$c'_w = \alpha \cdot c'_h. \quad (3.7)$$

c_w ergibt sich dann zu

$$c_w = c'_h \left(\frac{V_h}{V_w} + \alpha(T, S) \right) \quad \left[\frac{\text{fmol}}{1} \right]. \quad (3.8)$$

Da das Volumenverhältnis V_h/V_w immer mindestens eine Größenordnung größer ist als α ($V_h/V_w \approx 0.1 \dots 0.5$, $\alpha \approx 0.01$; Gl. 3.2, S. 35), spielen Ungenauigkeiten in der Kenntnis der Löslichkeit eine untergeordnete Rolle für die Konzentrationsfehler. Der Fehler des Detektorsignals ($\sim 1\%$) geht am stärksten in den apparativen Gesamtfehler von $\sim 2\%$ ein. Während der Probenaufbereitung im Labor haben die Wägefehler bei der Bestimmung von Headspace- und Probenvolumen den größten Einfluss. Einschließlich der Fehler bei den Probenahmen (Tiefenfehler, Wellen etc.) liegt die Fehlerobergrenze für die SF_6 -Konzentration von Wasserproben im Atmosphären-gleichgewicht bei 10% und für Proben mit hohen Konzentrationen bei 5%. Durch die oben beschriebene Wahl des Verhältnisses von Headspace- zu Probenvolumen, die Anwendung der Kühlfallentechnik und die Benutzung sehr unterschiedlich großer Probeschleifen deckten die gemessenen Konzentrationen einen Bereich über 5 Größenordnungen von <1 fmol/l bis mehrere 1000 fmol/l in der SF_6 -Markierung ab.

3.7 Gradient-Fluss-Methode

Für die Quantifizierung der vertikalen Mischung wird die Beschreibbarkeit der turbulenten Diffusion dem dem Fick'schen Ansatz zugrunde gelegt. Grundlage sind die Messdaten des Tracerexperimentes aus den geschichteten Bereichen der Seen. Die Transportkoeffizienten als Maß für die Intensität des turbulenten Austausches können mit der Gradient-Fluss-Methode durch die Bestimmung von zeitlichen Änderungen der Mengenbilanzen des Inhaltsstoffes berechnet werden. Für die korrekte Bilanzierung der Inhaltsstoffe muss die Beckenform mit den tiefenabhängigen Seeflächen und -volumina einbezogen werden. Folgende weitergehende Voraussetzungen und Annahmen sind für die Anwendung der Methode notwendig:

- Die Ortsabhängigkeit der Transportkoeffizienten wird auf eine Dimension, d. h. auf die vertikale Richtung beschränkt. Horizontal variierende Intensitäten des vertikalen Austausches in gleicher Seetiefe werden im mittleren vertikalen Transport erfasst.
- Die Transportkoeffizienten werden für die betrachteten diskreten Zeiträume als konstant angenommen.
- Quellen oder Senken der untersuchten Tracer sind bekannt bzw. bestimmbar.

Es wird also angenommen, dass der Fluss eines im Wasser mitbewegten Inhaltsstoffes oder von Wärme in z-Richtung analog zur molekularen Diffusion beschreibbar ist:

$$j(z) = -K(z) \frac{\partial c(z)}{\partial z} \quad (3.9)$$

z	Koordinate in vertikaler Richtung, positiv nach unten [m]
c	Konzentration $[\frac{\text{Menge}}{\text{Volumen}}]$
K	vertikaler Transportkoeffizient [m ² /s], schließt molekularen Diffusionskoeffizient ein

so dass immer ein Nettofluss in Richtung des Konzentrationsgefälles stattfindet. Die zeitliche Änderung des gesamten Inhaltes der Messgröße im Volumen zwischen einer horizontalen Fläche $A(z)$ im Inneren des Sees und der maximalen Seetiefe z_m muss gleich dem Massen- oder Wärmefluss in vertikaler Richtung durch $A(z)$ sein, weil Massenerhaltung bzw. Energieerhaltung gelten:

$$\int_z^{z_m} \frac{\partial c(\tilde{z})}{\partial t} A(\tilde{z}) d\tilde{z} = j(z) A(z). \quad (3.10)$$

Die Transportkoeffizienten ergeben sich nach Einsetzen von Gl. 3.9 in Gl. 3.10 zu

$$K(z) = - \frac{\int_z^{z_m} \frac{\partial c(\tilde{z})}{\partial t} A(\tilde{z}) d\tilde{z}}{\frac{\partial c(z)}{\partial z} A(z)} \quad (3.11)$$

Falls es Quellen oder Senken des Tracers gibt, müssen sie in der Bilanzierung durch eine Erweiterung des Zählers in Gl. 3.11 berücksichtigt werden.

Sämtliche Profile der Messgrößen wurden für die Rechnungen auf ein gemeinsames diskretes 10-cm-Gitter interpoliert. Je nach Anforderung erfolgte die Interpolation linear oder nach der Methode von Hiroshi Akima (Akima, 1970; mit Pascal-Routine in Hilberg, 1989). Die diskrete Form von Gleichung 3.11, die für die Berechnungen benutzt wurde, lautet

$$K_i = - \frac{\sum_{k=1}^i \frac{\Delta c_k}{\Delta t} \cdot V_k}{\frac{\Delta c_i}{\Delta z} \cdot A_i} \quad (3.12)$$

k	Nummerierung der Schichten, beginnend am Boden bis Schicht i
K_i	vertikaler Transportkoeffizient an der Oberfläche der Schicht i [m^2/s]
ΔC_k	Konzentrationsänderung in der Schicht k [$\frac{\text{Menge}}{\text{Volumen}}$] im Zeitintervall Δt
Δz	Schichtdicke [m]
$\frac{\Delta c_i}{\Delta z}$	vertikaler Konzentrationsgradient an der Oberfläche der Schicht i
V_i, A_i	Volumen und Oberfläche der Schicht i [m^3, m^2].

Bei eindimensionalen diffusiven Veränderungen von Konzentrationsverteilungen, wie sie hier betrachtet werden, sind die örtlichen (vertikalen) Gradienten dauernd veränderlich, solange kein Gleichgewicht zwischen Quellen und Senken vorherrscht. D. h., auch die Beträge der Flüsse ändern sich in jeder Tiefe entsprechend kontinuierlich. Für die praktische Anwendung der Gradient-Fluss-Methode auf gemessene Profile, die nur in diskreten Zeitabständen vorliegen, müssen jedoch zeitlich konstante und repräsentative Näherungen für die Gradienten $\frac{\Delta c_i}{\Delta z}$ gefunden werden. Der erste Ansatz für das diskrete Gitter der Messpunkte ist das arithmetische Mittel aus den Gradienten des Start- und des Endprofils.

In Anlehnung an die SF_6 -Profile im Tagebausee 1b (Abschnitt 4.1) sollen die Auswirkungen dieser Näherung auf die Güte der Methode überprüft werden. Zu diesem Zweck wurde durch numerisches Lösen der Diffusionsgleichung mit konstanten Transportkoeffizienten

$$\frac{\partial c}{\partial t} = K_z \frac{\partial^2 c}{\partial z^2} \quad (3.13)$$

aus einem vorgegebenen diskreten Startprofil mit geeignet gewählten K_z ein Zielprofil berechnet. Durch Anwenden der Gradient-Fluss-Methode auf diese beiden Konzentrationsprofile wurden die K_z berechnet und mit den zuvor eingesetzten verglichen (Abb. 3.9).

Der Zähler in Gl. 3.12 hat durch die starke Korrelation benachbarter K_z einen stabilisierenden Einfluss auf deren zu berechnendes Profil: Bei der Integration (Summation) variiert der auf den aktuellen Wert folgende im Wesentlichen mit der Änderung der Bilanzdifferenz zwischen Start- und Endprofil. Im Vergleich zur Bilanzierung bis zur aktuellen Tiefe ist diese Änderung klein, was umso besser erfüllt ist, je weiter vom Seeboden aus bilanziert wird. Der Konzentrationsgradient im Nenner hingegen kann destabilisierend wirken. Zum einen erzeugen Schwankungen der Gradienten dort, wo sie sehr klein werden (z. B. im Maximum der Verteilung in Abb. 3.9, 1 b) größere Ungenauigkeiten in den K_z aufgrund der statistischen Fehler der Messpunkte. Zum anderen kann der Ansatz als Mittelwert die effektiven Gradienten über- oder unterschätzen, so dass die Transportkoeffizienten im Ergebnis zu klein bzw. zu groß werden. Diese Wirkung macht sich umso stärker bemerkbar, je mehr sich die Gradienten des Start- und Endprofils unterscheiden.

Die Methode liefert dann die besten Ergebnisse, wenn Anfangs- und Endprofil des Tracers einen ähnlichen Verlauf zeichnen, aber zugleich weit genug auseinander liegen, so

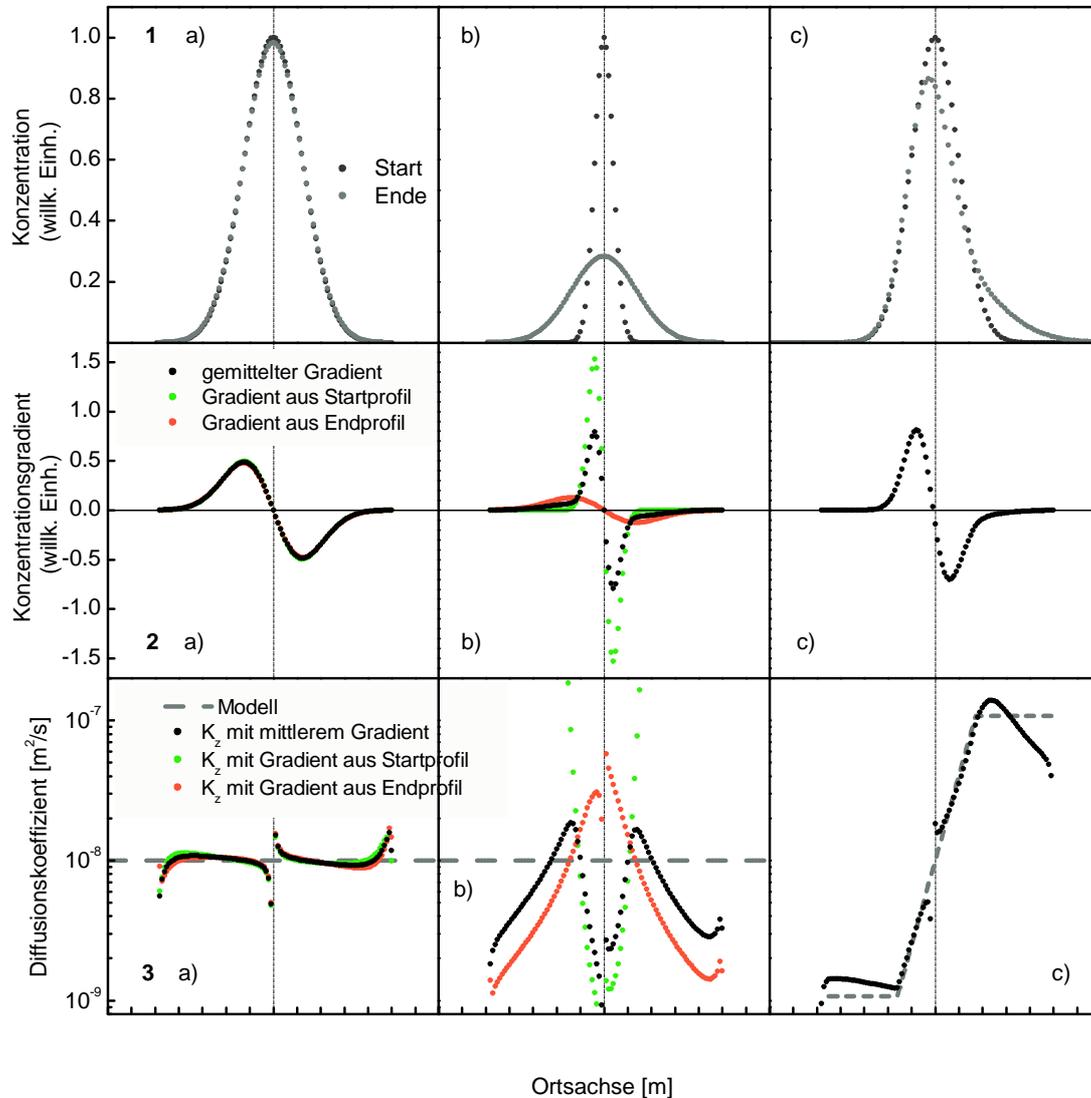


Abbildung 3.9:

Bildzeile 1: Berechnung verschiedener Zielprofile (graue Punkte) aus einer vorgegebenen Startverteilung (dunkelgrau) durch numerisches Lösen der Diffusionsgleichung mit den zeitlich konstanten Diffusionskoeffizienten (Modell) aus den Teilbildern in der 3. Bildzeile.

a) kurzer Zeitraum, b) langer Zeitraum, c) kurzer Zeitraum mit örtlich variablem K_z .

Bildzeile 2: Konzentrationsgradienten.

Bildzeile 3: Vergleich der K_z aus der Gradient-Fluss-Rechnung mit den Modell- K_z . In a) und c) ergibt sich eine ausreichend gute Übereinstimmung, in b) ist eine Anwendung der Methode mit mittleren Gradienten nicht sinnvoll.

dass die Differenz der Bilanzierungen nicht im Fehler der Bilanzierungen selbst verschwindet. Das Ergebnis im Teilbild 3 b) der Abbildung 3.9 zeigt, dass eine Berechnung von K_z mit der Methode für Start- und Endverteilungen wie im Teilbild 1 b) nicht sinnvoll ist.

In der Literatur ist im Wesentlichen die Temperatur, also der Wärmegehalt, als Tracer für Berechnungen von vertikalen Transportkoeffizienten mit der Gradient-Fluss-Methode zu finden (z. B. Powell und Jassby, 1974; Jassby und Powell, 1975; Heinz et al., 1990; Stauffer, 1992; Maiss et al., 1994; Benoit und Hemond, 1996; Romero et al., 1998; Stevens und Lawrence, 1998). Wegen ihrer einfachen und genauen Messbarkeit mit Hilfe schneller automatischer Sonden (CTD-Sonden) ist sie in vielen Fällen die am besten geeignete Grundlage. Allerdings kann die Methode nur solange aussagekräftige Ergebnisse aus Temperaturmessungen liefern, wie die Transportintensität größer ist als die Wärmeleitfähigkeit ($\approx 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$) und die Mischung nicht durch advective oder konvektive Prozesse (z. B. Abkühlung des Epilimnions im Herbst) bestimmt wird. Äußere Quellen und Senken wie die solare Einstrahlung in das Epilimnion oder die Wirkung der Erdwärme beeinflussen die Wärmebilanzen und müssen in vielen Fällen in die Rechnungen einbezogen werden.

Die Methode fand bisher vor allem im Bereich der thermischen Schichtung zwischen Epi- und Hypolimnion und im Hypolimnion Anwendung. Grundsätzlich kann sie jedoch mit jedem bilanzierbaren Tracer angewendet werden, dessen Quellen- und Senkenverhalten bekannt ist.

Kapitel 4

Ergebnisse und Diskussion

4.1 SF₆-Messergebnisse

4.1.1 Tagebausee 1a

Spikeentwicklung Die Abbildung 4.1 zeigt als Übersichtsbild die Entwicklung der gemessenen SF₆-Tracerkonturen im Tagebausee Merseburg-Ost 1a.

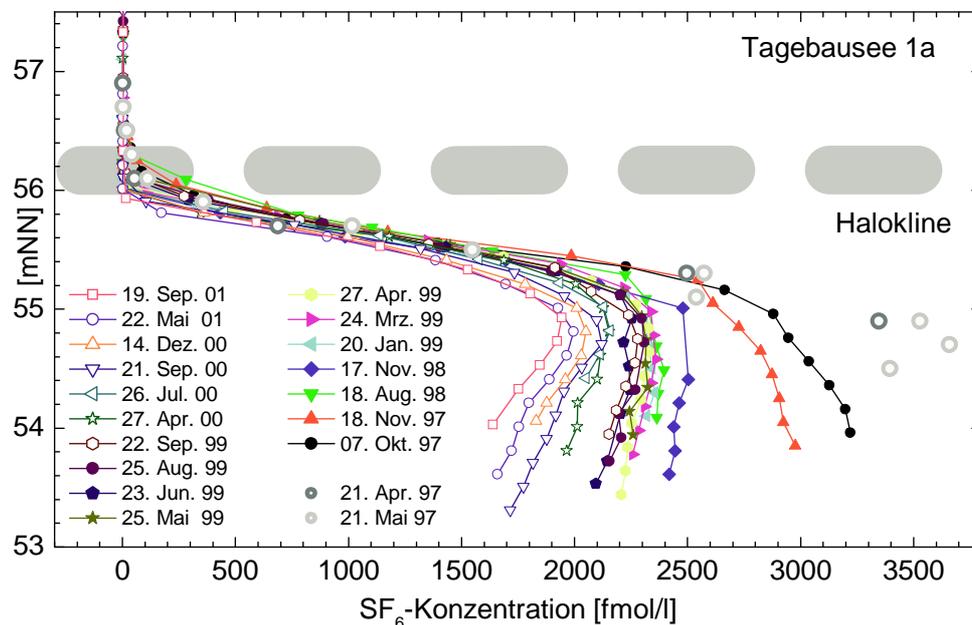


Abbildung 4.1: Entwicklung der SF₆-Tracerkontour im Monimolimnion des Tagebausees Merseburg-Ost 1a von 1997 bis 2001. Messpunkte der ersten Probenahmen (April und Mai 1997) sind als Orientierung für die „Startverteilung“ mit eingezeichnet (graue Kreise ohne Linien). Wegen eines Fehlers in der Tiefenordnung sind sie jedoch nicht in quantitative Betrachtungen einbezogen.

Das Einbringen der SF₆-Markierung in das höchstens 3 m starke Monimolimnion des mittleren Beckens im Tagebausee 1a erfolgte im März 1997. Die mit der Zeit abnehmenden Konzentrationen im unteren und leicht zunehmenden Konzentrationen im oberen Teil der Markierung entsprachen anfangs der Vorstellung eines diffusiven Transports entlang des Konzentrationsgefälles. Spätestens Anfang 1999 begannen die Profile einer Formentwicklung zu folgen, die allein durch eine gradientgetriebene Fick'sche Diffusion nicht erklärbar ist. Im unteren Teil des Monimolimnions begann sich ein nach unten abfallender Gradient auszubilden, der bei insgesamt abnehmenden Konzentrationen im Jahr 2001 ein SF₆-Maximum in einer Tiefe von knapp 55 mNN formte. In den Bilanzrechnungen (unten) ist quantifiziert, wie stark die Tracermenge abgenommen hat. Für diese Abnahme ist zum einen der Transport über die Halokline in das Hypolimnion und zum anderen eine Ankopplung an SF₆-freies oder -armes Grundwasser verantwortlich. Ein Grundwassereffekt macht sich wegen der rasch kleiner werdenden Schichtvolumina in der Tiefe stärker in den Konzentrationsänderungen bemerkbar, als im oberen Teil des Monimolimnions. Die obere SF₆-Flanke hat sich in ihrer Lage und ihrer Steilheit nur unwesentlich verändert, so dass sich ihr die abwärts wandernde Halokline stetig genähert hat.

Mengenbilanz Ähnlich wie beim Salz (Abschnitt 3.3.3) ist auch beim SF₆ eine abnehmender Trend in der Gesamtmenge im Monimolimnion zu finden (Abb. 4.2). Eine Abnahmerate von 9.3 μmol pro Jahr ist zu entnehmen (Regressionsgerade mit $R^2=0.91$). Im Abschnitt 4.2.2 wird diskutiert, wie sich der SF₆-Verlust auf den Transport über die Halokline und in das Grundwasser verteilt.

4.1.2 Tagebausee 1b

Spikeentwicklung Vor dem Setzen der Markierung im Oktober 1998 wurde ein SF₆-Profil zur Bestimmung des Untergrundes gemessen (Abb. 4.3, kleines Bild). Man fand zu diesem Zeitpunkt ein durchmisches Mixolimnion mit Werten im Atmosphärengleichgewicht. Im oberen Teil des Monimolimnions ($\sim 61\text{--}54$ mNN) sind Konzentrationen erhalten geblieben, die dem Atmosphärengleichgewicht einer früheren Durchmischung bei niedrigeren Temperaturen entsprechen. Unterhalb von 54 mNN, d. h. etwa ab der Tiefe der unteren Halokline, gehen die SF₆-Werte zurück.

Die Konzentrationsprofile des Spikes belegen, dass es gelungen war, im Inneren des Monimolimnions eine in vertikaler Richtung schmale Startverteilung zu erzeugen, deren Maximum bei ca. 51.5 mNN lag (~ 3.5 m über Grund). Im ersten gemessenen Spike-Profil vom November 1998 wurde das Maximum wegen der groben Tiefenauflösung von einem halben Meter offensichtlich nicht getroffen. Die Bilanzen (nächster Abschnitt) zeigen, dass die Anfangskonzentration der Tracerverteilung nach der seeweiten Homogenisierung in der Schicht um das Maximum mindestens 2500 fmol/l betragen haben muss.

Die Profile dokumentieren eine vertikale Verbreiterung eines scharfen Peaks als Start-

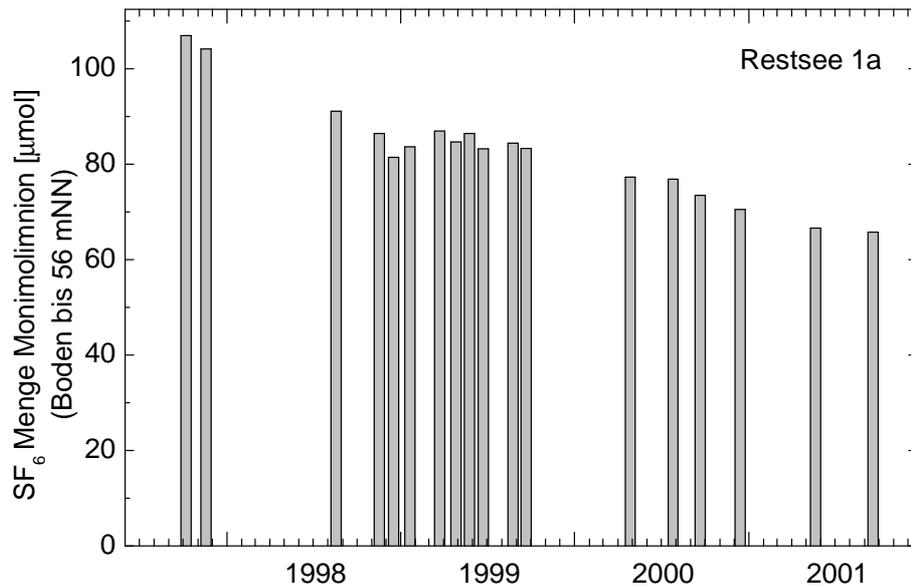


Abbildung 4.2: Bilanzierte SF₆-Mengen im Monimolimnion des Tagebausees Merseburg-Ost 1a von 1997 bis 2001 (Boden bis 56 mNN, Fehler $\leq 10\%$). Die Abnahmerate (linear) beträgt 9.3 $\mu\text{mol}/\text{Jahr}$.

verteilung. Die Konzentration im Maximum nimmt ab, während die Werte darüber und darunter zunehmen. Mit der Zeit machte sich jedoch eine Asymmetrie der Verteilung und eine geringe Verschiebung der vertikalen Position des Konzentrationsmaximums bemerkbar. Mögliche Ursachen dafür sind die nach oben zunehmenden Schichtvolumina und vor allem eine vertikal variable Mischungsintensität.

Das Profil vom 15. Dezember 1999 zeigt eine unerwartete „Verschiebung“ der oberen Flanke nach oben. Da dieses Profil unter stürmischen Bedingungen aufgenommen wurde (siehe Abb. 3.1 und Abschnitt 3.1), wird vermutet, dass die vom Wind angeregten internen Bewegungen des Monimolimnions zum Messzeitpunkt das Profil nach oben über das normale Tiefenfehlermaß von ± 10 cm verschoben oder verzerrt (falls die Periode der Auslenkung kürzer ist als die Dauer der Profilaufnahme) haben. Es wird deshalb nicht für quantitative Betrachtungen verwendet.

SF₆-Mengenbilanz Wenn man annimmt, dass horizontale Diffusivitäten wie bei Peeters et al. (1996) angegeben ($K_h = 0.02 \dots 0.3 \text{ m}^2/\text{s}$) auch unter den Bedingungen in 1b gelten, ergibt sich mit $x \sim \sqrt{K_h \cdot t}$ nach drei Monaten eine typische Diffusionsstrecke x im Bereich der Abmessungen des Sees in der Tiefe des Spikes (Radius < 1 km, Abb. 2.2). D. h., es war zu erwarten, dass in dieser Zeitspanne nach der Markierung eine weitgehende horizontale Homogenisierung der Konzentration erreicht wurde. Die Bilanzen bestätigen diese Ausbreitungszeit innerhalb der Schwankungen mit zunächst konstant erscheinenden Werten ab Januar 1999 (Abb. 4.4).

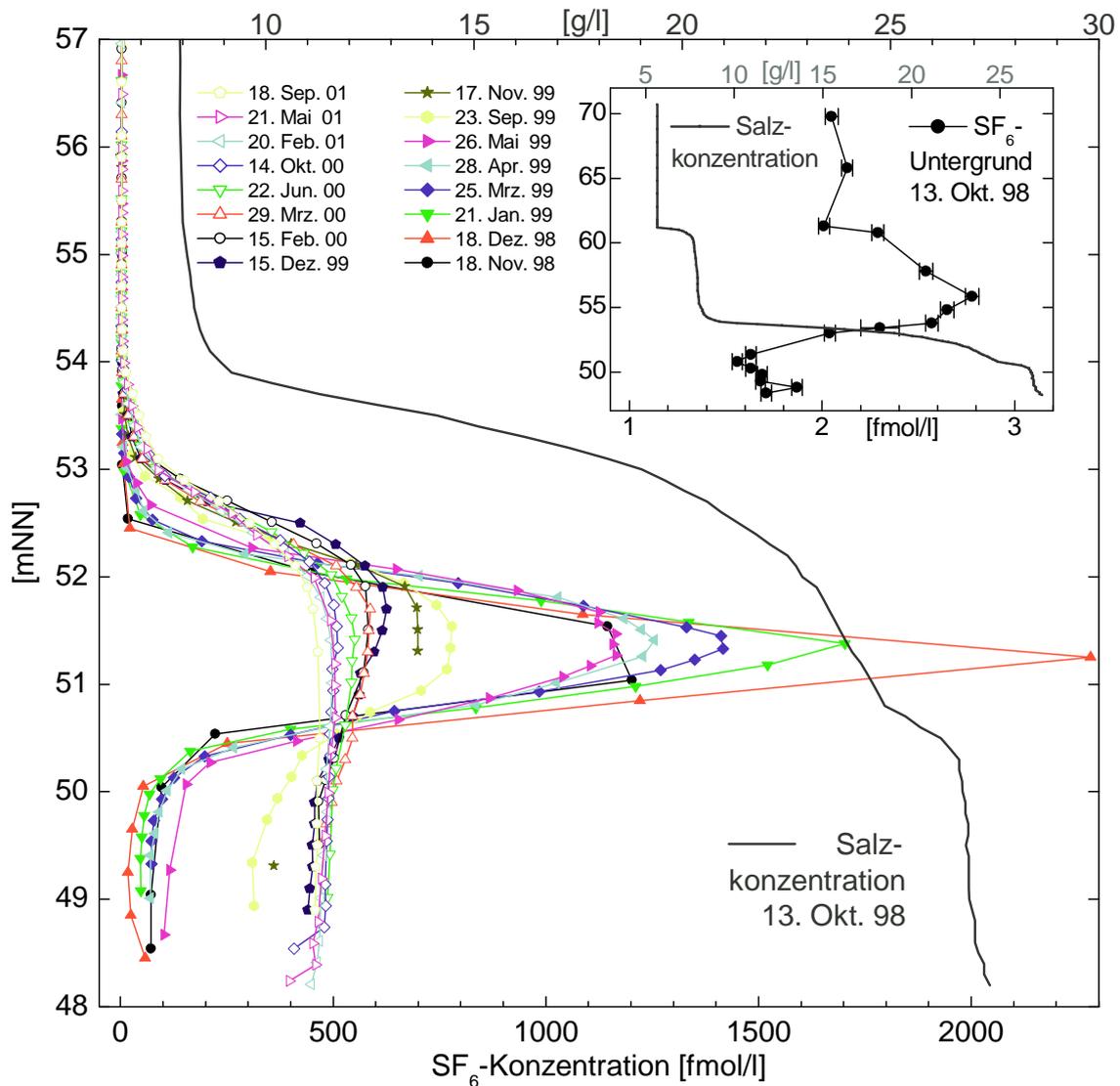


Abbildung 4.3: Entwicklung der SF₆-Tracerkontour im Monimolimnion des Tagebausees Merseburg-Ost 1b von 1998 bis 2001.

Die Rechnungen sind für verschiedene Tiefenbereiche durchgeführt (Abb. 4.4). Die Gesamtbilanz zeigt den Trend der SF₆-Menge vom tiefsten Punkt bis zum steigenden Seespiegel. Eingeschlossen sind dabei die Markierung im Monimolimnion, die Zunahme durch die SF₆-Fracht, die das Flutungswasser aus der Weißen Elster mitbringt, die saisonalen Änderungen im Epi- bzw. Mixolimnion durch die temperaturabhängige Löslichkeit sowie Änderungen durch die Grundwasserankopplung. Für zeitliche Änderungen in den bilanzierten Mengen im Monimolimnion (Seeboden bis 57.5 mNN) kommen nur drei Ursachen in Frage: der Zustrom von Grundwasser mit kleiner oder verschwindender SF₆-Signatur, der Abstrom von Monimolimnionwasser in das Grundwasser mit Konzentra-

tionen der Tracer-Verteilung und der vertikale Transport in das Mixolimnion über die obere Dichtesprungschicht. Da die Messungen bisher keinen sichtbaren Anstieg der SF_6 -Konzentrationen in den obersten Schichten des Monimolimnions durch Nachschub aus dem Spike von unten ergaben, kann damit gerechnet werden, dass es bisher noch keinen nennenswerten Verlust über die Halokline ins Hypolimnion gegeben hat. Die festgestellte Abnahme der SF_6 -Menge von $64 \mu\text{mol}/\text{Jahr}$ ($R^2=0.89$, Einbezug der Bilanzen ab März 1999) im Monimolimnion kann also nur durch die Grundwasserankopplung hervorgerufen worden sein.

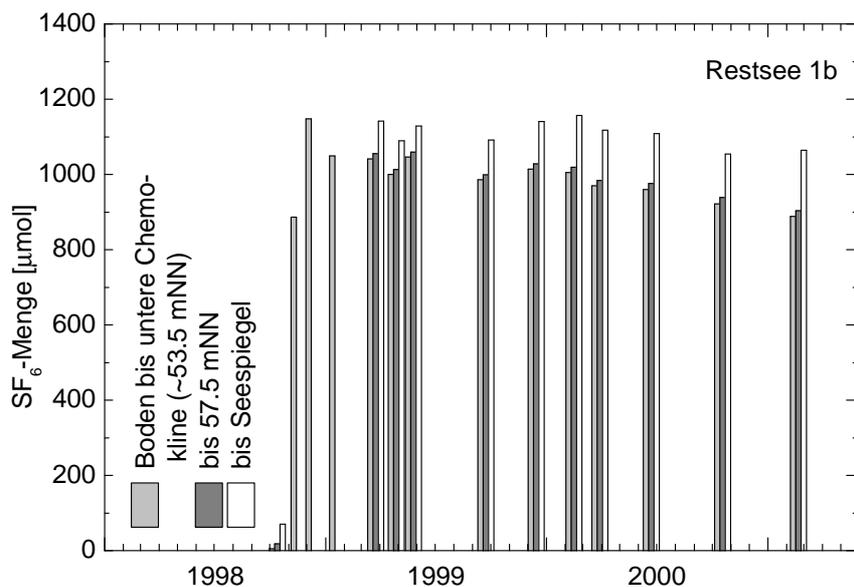


Abbildung 4.4: Bilanzierte SF_6 -Mengen im Monimolimnion des Tagebausees Merseburg-Ost 1b von 1998 bis 2001 für drei vertikale Bilanzierungsabschnitte (Fehler $<10\%$). Die Abnahmerate (linear) beträgt $64 \mu\text{mol}/\text{Jahr}$ (ca. $6.4\%/Jahr$).

4.2 Vertikaltransport nahe der Halokline (Tagebausee 1a)

Thermische Schichtung, d. h. das Vorhandensein eines vom Austausch mit dem Hypolimnion abgetrennten Epilimnions, ist Voraussetzung für die Bestimmbarkeit vertikaler Transportkoeffizienten im unteren Hypolimnion bis hinunter zur Obergrenze des Monimolimnions (Halokline) auf dem im Folgenden beschriebenen Weg, der auf der Gradient-Fluss-Methode basiert.

Die letzte volle Durchmischung im Frühjahr homogenisiert die Wassersäule von der Seeoberfläche bis zur Halokline und stellt sie damit auf einen einheitlichen SF_6 -Wert. Die fortschreitende thermische Schichtung (Ausprägung des warmen Epilimnions) unterdrückt

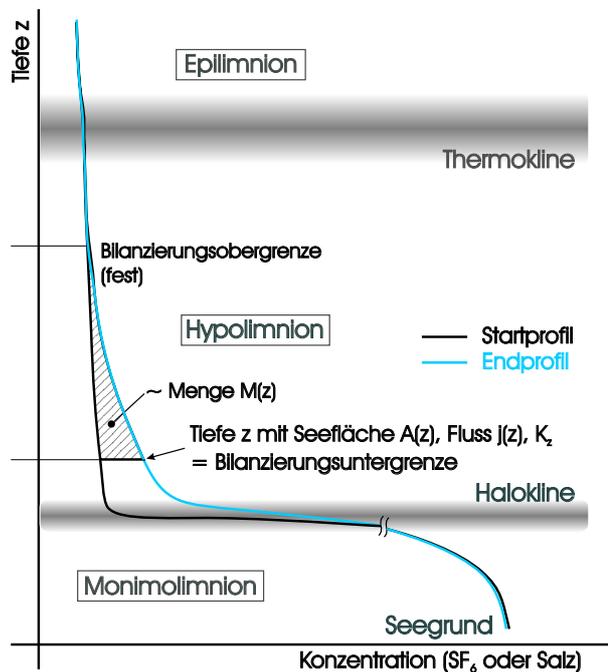


Abbildung 4.5: Skizze zur Bestimmung von Transportkoeffizienten in und oberhalb der Halokline im Tagedausee 1a auf der Grundlage von Salz- und SF₆-Profilen (siehe Abb. 2.8).

das direkte Vordringen windinduzierter Turbulenz von oben in das Hypolimnion genauso, wie auch die Salzsichtung in der Halokline den Vertikaltransport – allerdings in viel stärkerem Maße – unterdrückt. Dass in unserem Experiment die trotzdem durch die Halokline transportierte Materialmenge bestimmbar ist, hat als Ursache die vergleichsweise riesigen Konzentrationsgradienten der betrachteten Tracer in Halokline und Monimolimnion mit der Folge einer deutlich messbaren Signalerhöhung im Bereich der Hintergrundkonzentrationen. Der Inhaltsstoff, der durch turbulent-diffusive Prozesse bei der vorhandenen Schichtung aus dem Monimolimnion ins Hypolimnion transportiert wird, hat die Möglichkeit, sich im unteren Teil des Hypolimnions über die Untergrundwerte hinaus anzusammeln, ohne in nennenswertem Umfang weiter durch die Thermokline nach oben „weggemischt“ zu werden. Das Monimolimnion ist die einzige Quelle für diese langsame Anreicherung. Erst die herbstliche Abkühlung führt zu konvektiver und turbulenter Durchmischung, die von oben zunehmend tiefer greift und die Wassersäule erneut bis zur Obergrenze des Monimolimnions homogenisiert. Spätestens dann endet der Zeitraum, aus dem gemessene Konzentrationsprofile für eine solche Quantifizierung gewählt werden können. Innerhalb dieser Zeit versucht man also, ein Konzentrationsstart- und endprofil im unteren Hypolimnion zu messen. Aus der Differenz der Bilanzierungen beider Konzentrationsprofile kann die in diesem Zeitraum transportierte Menge berechnet werden. Diese Methode wurde auf der Grundlage der Messdaten von Salz- und SF₆-Konzentration aus dem Tagedausee Merseburg-Ost 1a angewandt. Die pro Zeit dt durch eine Seefläche $A(z)$ aufwärts transportierte Tracermenge $M(z)$ ist dann

$$M(z) = -j(z) \cdot A(z) \cdot dt, \quad (4.1)$$

mit $j(z)$ als vertikalem Tracerfluss. $M(z)$ wird bilanziert zwischen der variablen Tiefe z als Untergrenze und einer für den gewählten Zeitraum dt festgelegten geringeren Tiefe als Obergrenze, bis zu der die Diffusionsfront des Tracers ins Hypolimnion vorgedrungen ist. $M(z)$ ist proportional zum Fluss, d. h. zur Intensität der Turbulenz, die durch den als zeitlich konstant betrachteten Transportkoeffizienten repräsentiert wird und dem vertikalen Konzentrationsgradient, beide wirksam in der jeweiligen Seefläche in der Tiefe z . Mit Hilfe des Fick'schen Diffusionsansatzes $j = K_z \cdot \frac{dc}{dz}$ lassen sich die Transportkonstanten K_z für verschiedene Tiefen z berechnen:

$$K(z) = \frac{M(z)}{A(z) \cdot \frac{dc}{dz} \cdot dt}. \quad (4.2)$$

4.2.1 Transportkoeffizienten

Die Ergebnisse für mehrere ausgewählte Berechnungszeiträume zeigen die Abbildungen 4.6 und 4.7. Dort sind in der unteren Bildzeile die berechneten Profile der mittleren Transportkoeffizienten gezeigt. Ebenfalls dargestellt (obere Bildzeile) sind die zugrundeliegenden SF₆- und Salzkonzentrationsprofile, die per Akima-Interpolation aus den Messdaten gewonnen wurden. Die experimentelle Genauigkeit der Konzentrationsmessungen und die Unsicherheiten in der Tiefenzuordnung der Messwerte (Seepiegelunsicherheit) führen besonders dort zu großen Fehlern der K_z , wo starke Konzentrationsgradienten vorhanden sind. Deshalb liegt die tiefste sinnvoll wählbare Untergrenze für die Akzeptanz der berechneten Transportkoeffizienten ungefähr in der Tiefe der Halokline, wo die Konzentrationsgradienten sowohl für das Salz wie auch für das SF₆ groß werden. Wegen der um bis zu drei Größenordnungen ansteigenden Konzentrationen und der offensichtlich langsamen Transportprozesse kann das Monimolimnion für das Hypolimnion als eine konstant wirksame Quelle betrachtet werden. Die Berechnungsmethode liefert im Inneren des Monimolimnions unrealistische Werte, da Änderungen in der Konzentrationsverteilung dort möglicherweise von anderen Prozessen als der rein Fick'schen turbulenten Diffusion dominiert wurden (siehe Abbildung 4.1). Insbesondere führten diese Prozesse beim SF₆ zu einer Abnahme von dessen Gesamtmenge im Monimolimnion (siehe Abb. 4.2). Bei Nichtberücksichtigung des daran erkennbaren Vorhandenseins von Quellen oder Senken in Form von Grundwasserzu- und abflüssen liefert die Methode falsche Ergebnisse. Im Hypolimnion oberhalb etwa 58 – 59 mNN führen im Rahmen der experimentellen Auflösung verschwindende vertikale Gradienten und zeitliche Differenzen zu einem rechnerischen Abknicken der Transportkoeffizienten zu sehr kleinen unrealistischen Werten. Als aussagekräftig sollen daher die in den Abbildungen 4.6 und 4.7 schraffiert unterlegten Bereiche angesehen werden.

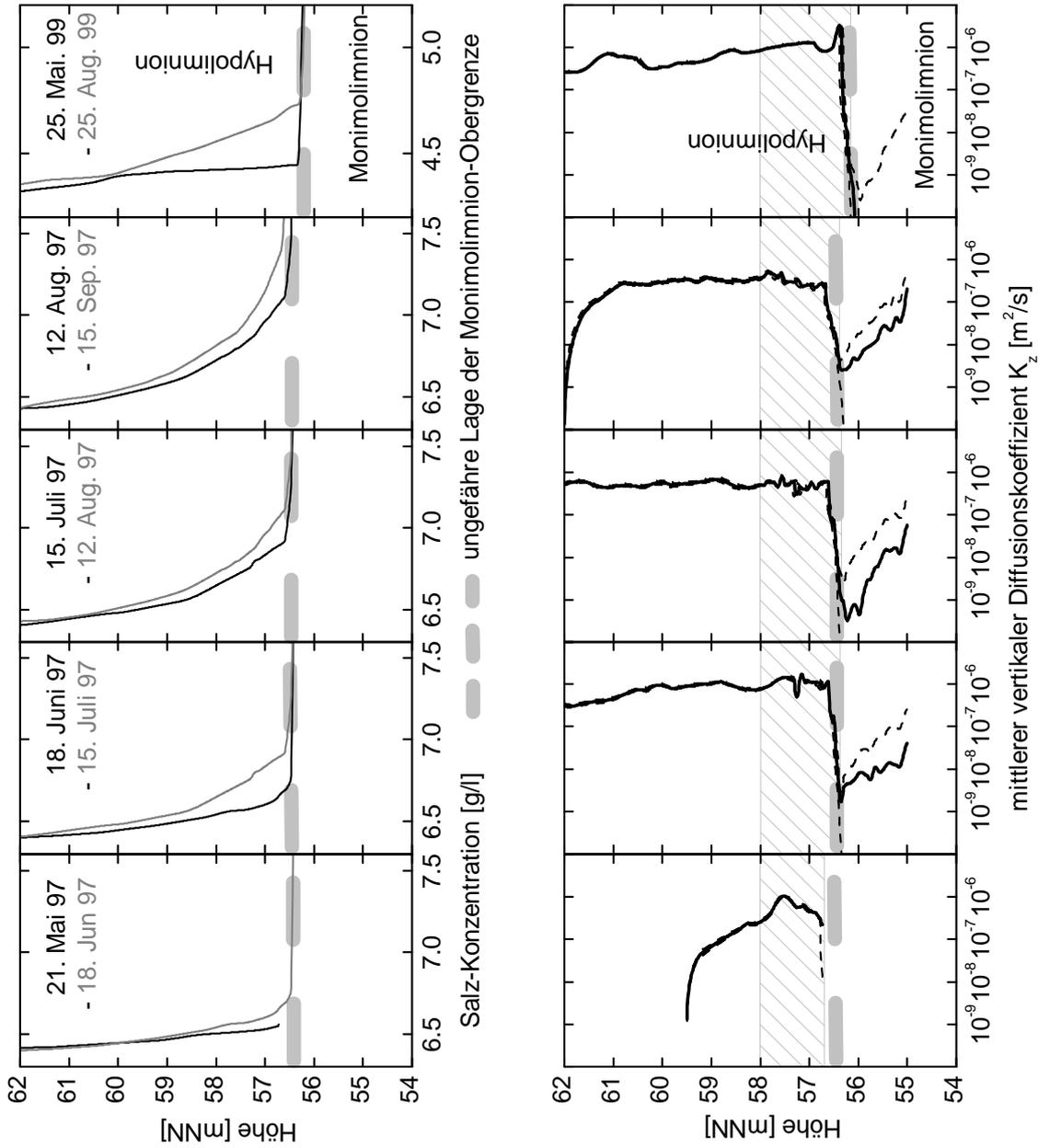


Abbildung 4.6: Transportkoeffizienten (untere Reihe) und zugrunde liegende Konzentrationsprofile (obere Reihe), berechnet für Salz, Tagebausee 1a. Die gestrichelten Linien geben als Fehlerbereich die K_z beim vertikalen Verschieben von Start- und Endprofil um ± 5 cm gegeneinander an.

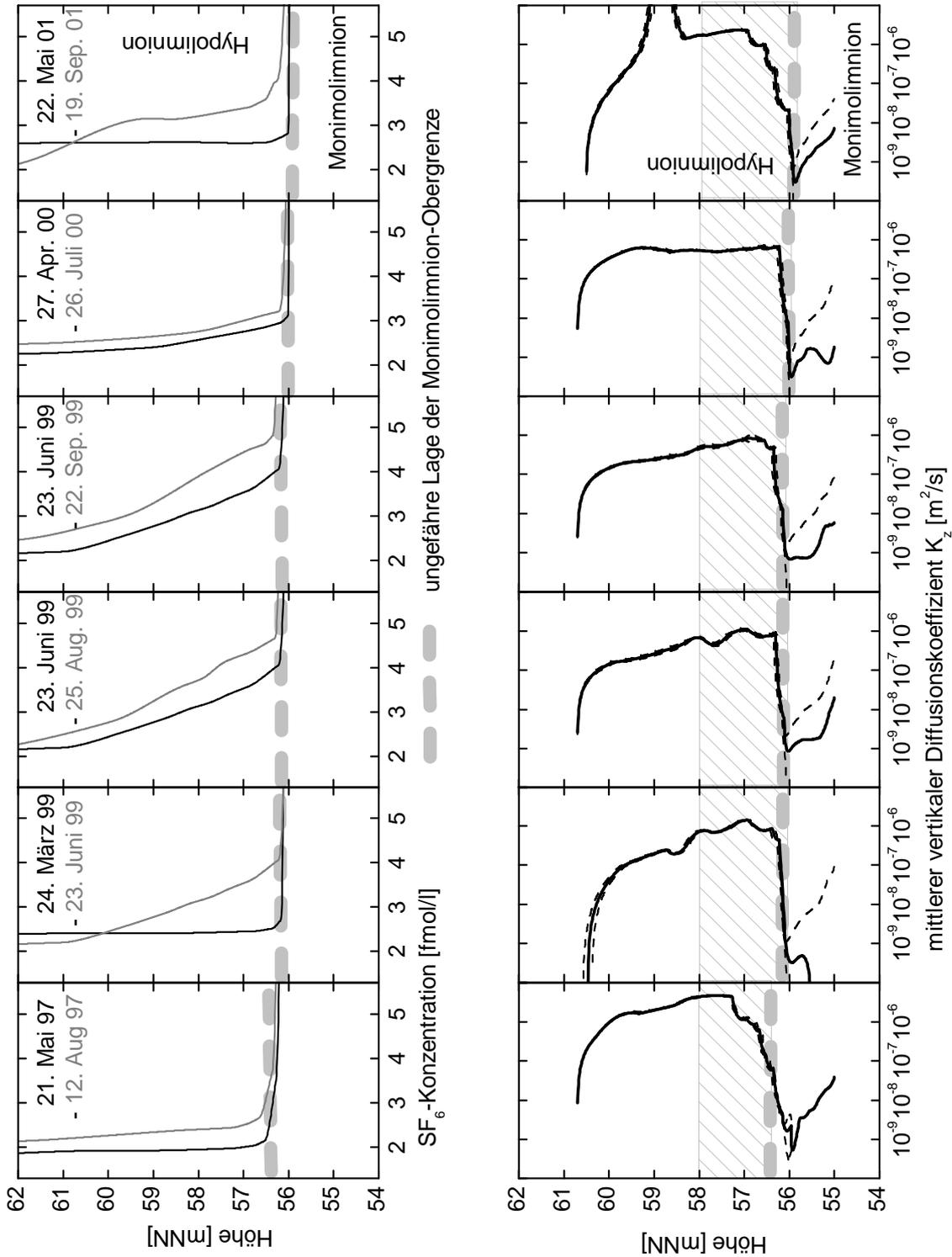


Abbildung 4.7: Transportkoeffizienten (untere Reihe) und zugrunde liegende Konzentrationsprofile (obere Reihe), berechnet für SF_6 , Tagebausee 1a. Die gestrichelten Linien geben als Fehlerbereich die K_z beim vertikalen Verschieben von Start- und Endprofil um ± 5 cm gegeneinander an.

Diskussion Die bilanzierten Tracermengen im Hypolimnion müssen als Minimalabschätzungen angesehen werden, denn es ist nicht ausschliessbar, dass Anteile der Tracermenge ins obere Hypolimnion oder gar ins Epilimnion verloren gegangen sind, weil die Voraussetzung der Abgeschlossenheit durch die thermische Schichtung möglicherweise nur unzureichend erfüllt war. Desweiteren können die Bilanzierungen nicht über 63.5 mNN hinaus durchgeführt werden, weil oberhalb dieser Tiefe die Schwelle zum wesentlich größeren nördlichen Becken des Tageausees 1a überschritten wird und deshalb die Konzentrationszunahme durch die zusätzliche horizontale Ausbreitung und Mischung so klein ist, dass sie mit der vorhandenen Messgenauigkeit nicht erfassbar ist.

Die Ergebnisse sollen ein Gesamtbild über den unterdrückenden Einfluss der starken Dichteschichtung auf die Intensität der Transportprozesse an der Obergrenze und kurz über dem Monimolimnion vermitteln. Die wesentliche Charakteristik ist die starke Abnahme der mittleren Transportkoeffizienten um bis zu drei Größenordnungen innerhalb eines Tiefenmeters, wenn man sich vom Hypolimnion aus der Halokline nähert. Ursache ist der Salzgradient, der sich dort diffusiv während der Sommerschichtung aufbauen konnte und Stabilität schaffte. Entscheidend ist, dass der Transport in der Halokline mit $K_z \approx 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$ offensichtlich auf das Niveau der molekularen Diffusion oder wenig darüber herabgesetzt ist (siehe Abschnitt 3.4.3, Seite 37). Dieses Ergebnis ist in guter Übereinstimmung aus den unabhängigen Messungen der SF_6 - und der Salzkonzentrationen gewonnen worden. Es kann als übertragbar auf alle Substanzen bzw. Inhaltsstoffe angesehen werden und damit auch auf solche, die kritisch sind im Hinblick auf die Entwicklung der Wasserqualität im oberen Teil des Sees.

4.2.2 Vertikale Stoffflüsse

Unter der Voraussetzung, dass sich der vertikale Salzfluss aus dem Monimolimnion ins Hypolimnion, der jeweils für ausgewählte Sommerzeiträume quantifiziert wurde, kontinuierlich über das ganze Jahr fortsetzt und darum auf das Jahr hochgerechnet werden darf, kann eine jährliche Salz-Transportrate abgeschätzt werden. Wenn dieser Abtransport den dominanten Anteil am Abbau des Monimolimnions ausmacht, muss er sich in der gemessenen Absenkungsrate der Halokline widerspiegeln. Setzt man für die 20-cm-Volumenschicht ($\approx 6700 \pm 300 \text{ m}^3$), in der die Halokline liegt, eine mittlere Salzkonzentration von $45 \pm 5 \text{ kg/m}^3$ an, befinden sich in dieser Schicht etwa $(3.0 \pm 0.4) \cdot 10^5 \text{ kg}$ Salz. Bei einer Absenkungsrate von 14 cm/Jahr (Abb. 2.9) würden damit $(2.1 \pm 0.3) \cdot 10^5 \text{ kg}$ ins Hypolimnion eingemischt. Tabelle 4.1 enthält die „hochgerechneten“ Mengen für vier der fünf Sommerbilanzen aus Abb. 4.6 und den aus der Haloklinenabsenkung berechneten Wert.

Da die Tabellenwerte mit Rücksicht auf die Schwankungen untereinander verträglich sind, kann geschlossen werden, dass das Absinken der Halokline im Wesentlichen durch

Zeitraum	obere Bilanzierungsgrenze [mNN]	Bilanzmenge [10 ⁵ kg/Jahr]
18.06.97–15.07.97	Schwelle ¹	3.0
15.07.97–12.08.97	Schwelle	2.3
15.08.97–15.09.97	62	3.5
25.05.99–25.08.99	61	1.2
mittl. Absenkungsrate Halokline (14 cm/a)		2.1

Tabelle 4.1: Vom Monimolimnion ins Hypolimnion transportierte Salzmengen, von den Bilanzzeiträumen linear auf ein Jahr extrapoliert. Schwelle¹ (63.5 mNN) steht für die Tiefe, oberhalb der eine Verbindung zum nördlichen Becken im Tagebausee 1a besteht. Untere Bilanzierungsgrenze ist die Halokline bei 65.2 mNN. Zum Vergleich ist Rate des Abtransports von Salz durch die Haloklinenerosion eingetragen.

Abtragung erklärbar ist. Es kann jedoch ein möglicher Salzanteil, der durch die Spülung mit Grundwasser in das Monimolimnion eindringt oder verloren geht, im Rahmen dieser ungefähren Abschätzung nicht ausgeschlossen werden.

Die gemessene Absenkung der Halokline, die im Hypolimnion „wiedergefunden“ Salzmengen sowie die Bilanzrechnungen aus dem Abschnitt 3.3.3 (Abnahmerate von $2.3 \cdot 10^5$ kg/Jahr) ergeben zusammen ein konsistentes quantitatives Bild über die Beständigkeit bzw. den langsamen Abbau des Tiefenwassers im mittleren Becken des Tagebausees 1a über eine Zeitspanne von mindestens drei Jahren.

Ähnliche Betrachtungen lassen sich für das SF₆ anstellen. Zur Berechnung von Transportkoeffizienten aus SF₆-Konzentrationsänderungen (Abb. 4.7) wurden die ins Hypolimnion transportierten Mengen bilanziert. Die genauso wie bei den Betrachtungen der gelösten Salzmengen (Abschnitt 4.2) auf jeweils ein Jahr extrapolierten Bilanzen ergeben Transportraten von weniger als 1 $\mu\text{mol}/\text{Jahr}$ (Tabelle 4.2). Auch dieses Ergebnis soll als Minimalabschätzung angesehen werden, da Tracerverluste und deshalb Bilanzungenauigkeiten nicht ausgeschlossen werden können.

Ein weiterer Ansatz für eine ungefähre Abschätzung des SF₆-Flusses durch die Halokline ist die direkte Anwendung des ersten Fick'schen Gesetzes $j = -K \cdot \frac{dc}{dz}$. In der Tiefe des stärksten Gradienten im Salzgehalt kann molekulare Diffusion angenommen werden (Abbildungen 4.6 und 4.7). Zugrunde liegt die Vorstellung, dass die Tiefe des stärksten Salzgradienten die höchste Schichtungstabilität besitzt und deshalb als eine effektive Transportbarriere wirkt. Der vertikale Konzentrationsgradient des SF₆ ($\frac{dc}{dz}$) wurde als Mittelwert aus den Messwerten in dieser Schicht berechnet und wegen der geringen Intensität der Diffusion als konstant angenommen. Die Diffusion wurde ebenfalls als zeitlich konstant angesetzt.

Zeitraum	obere Bilanzierungsgrenze [mNN]	Bilanzmenge [$\mu\text{mol}/\text{Jahr}$]
21.05.97–12.08.97	Schwelle ¹	~ 0.7
24.03.99–23.06.99	60.5	> 0.5
23.06.99–25.08.99	62.5	< 0.8
23.06.99–22.09.99	62	> 0.7
27.04.00–26.07.00	Schwelle	> 0.4
22.05.01–19.09.01	61.5	~ 0.5

Tabelle 4.2: Vom Monimolimnion ins Hypolimnion transportierte SF_6 -Mengen, von den Bilanzzeiträumen linear auf ein Jahr extrapoliert. Schwelle¹ = 63.54 mNN

Mit $K (7^\circ\text{C}) = 0.73 \cdot 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$ und $\frac{\Delta c}{\Delta z} = 1600 \pm 600 \text{ fmol}/(\text{l}\cdot\text{m})$ errechnet sich eine Transportrate von $1.27 \pm 0.4 \mu\text{mol}/\text{a}$, die innerhalb der Güte dieser Abschätzungen die hypolimnischen Bilanzrechnungen (Tab. 4.2) und das Niveau der Diffusion in der Halokline nahe dem molekularen bestätigt.

Für den gesamten Verlust der SF_6 -Menge von $9.3 \mu\text{mol}/\text{Jahr}$ aus dem Monimolimnion des Tagebausees 1a (Abschnitt 4.1.1) ist demnach die Diffusion durch die Halokline nur zu einem kleinen Teil verantwortlich. Der dominierende Anteil muss dem Abstrom ins Grundwasser im tiefen Bereich des Monimolimnions zugeschrieben werden.

4.3 Transport im Monimolimnion (Tagebausee 1b)

4.3.1 K_z -Bestimmung aus der Profilform

Als ersten Ansatz für die Abschätzung der vertikalen Transportkoeffizienten im Inneren des Monimolimnions des Tagebausees 1b lässt sich die Entwicklung der Tracerkontur in den ersten Monaten nach Beginn des Experimentes ausnutzen (Abb. 4.3, S. 52). Die Startverteilung kann angenähert als δ -Peak angesehen werden. Die Lösungen der eindimensionalen Diffusionsgleichung (zweites Fick'sches Gesetz) für eine solche Anfangsverteilung

$$\frac{dc}{dt} = D \frac{d^2c}{dx^2} \quad (4.3)$$

bei zeitlich und örtlich konstanter Diffusion sind Gauß-Kurven (z. B. Crank, 1975):

$$c(x, \Delta t) = \frac{M}{2\sqrt{\pi D \Delta t}} e^{-\frac{(x-x_m)^2}{4D\Delta t}}. \quad (4.4)$$

Auf das Experiment übertragen bedeutet Δt die Spanne vom Spikesetzen (δ -Peak zur Zeit $t=0$) bis zum Zeitpunkt der Aufnahme des betrachteten Profils, x_m den Ort (Tiefe)

des Konzentrationsmaximums und D den Diffusions- bzw. Transportkoeffizient. M ist die (konstante) gesamte Tracermenge, die im Monimolimnion eingeschlossen ist ($[c] = \frac{\text{Menge}}{\text{Laenge}}$):

$$M = \int_{\text{Boden}}^{\text{Halo}} c(x, \Delta t) dx. \quad (4.5)$$

Aus dem Verhältnis der Konzentration im Maximum nach der Zeit Δt

$$c_m(x_m, \Delta t) = \frac{M}{2\sqrt{\pi D \Delta t}} \quad (4.6)$$

zu $c(x, \Delta t)$ (Gl. 4.4) lässt sich durch umformen eine Geradengleichung aufstellen, deren Steigung den Diffusionskoeffizienten angibt:

$$\frac{(x - x_m)^2}{4\Delta t} = D \cdot \ln \frac{c_m(x_m, \Delta t)}{c(x, \Delta t)} \quad (4.7)$$

Am Beispiel der Messungen vom März 1999 ist dies in Abbildung 4.8 veranschaulicht. Dort sind die Punkte für den Bereich oberhalb und unterhalb des Maximums der Verteilung verschiedenfarbig dargestellt. Die Steigung eines linearen Fits durch alle Punkte liefert im

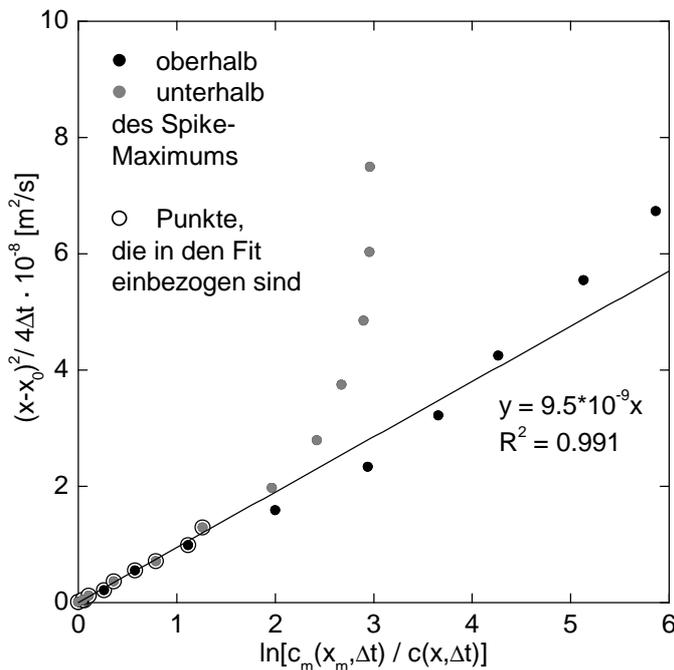


Abbildung 4.8: Auftragung des SF_6 -Profils vom März 1999 nach Linearisierung entsprechend Gleichung 4.7. Bei großen vertikalen Abständen vom Maximum x_m nach oben (schwarze Punkte) bzw. unten (graue Punkte) weichen die Messpunkte von einer idealen Gaußkurve (Gerade in dieser Darstellung) ab. Für die Bestimmung von D aus der Steigung wurden deshalb nur die eingekreist dargestellten Messpunkte verwendet.

Prinzip sofort den Diffusionskoeffizienten. Allerdings werden in der Auftragung 4.8 Abweichungen von der „Modell“-Geraden bei großen Abständen vom Maximum deutlich. Deshalb wurden in den Fit nur die Punkte aus der Umgebung des Konzentrationsmaximums einbezogen, so dass R^2 nicht kleiner als 0.95 wird. Die gewonnenen Diffusionskoeffizienten gelten deshalb ebenfalls näherungsweise für die Umgebung des Maximums, die hier

betrachtet werden soll und den größten Teil der Tracermenge enthält. Abb. 4.9 zeigt die Gaußkurven, die individuell für jedes Profil aus dem linearen Fit nach Gl. 4.7 (Abb. 4.8) auf die normale Skala zurückgerechnet sind. Die Werte für die Maximalkonzentrationen c_m sind aus normalen Gaußfits an die gemessenen SF₆-Profile gewonnen.

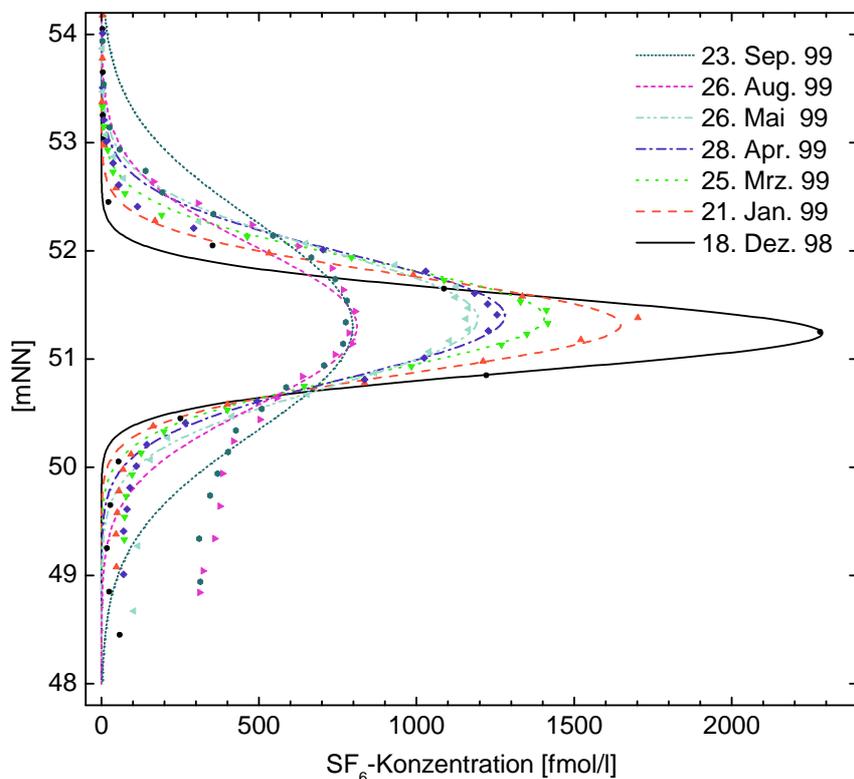


Abbildung 4.9: Mit Gl. 4.7 durch lineare Regression gewonnene gaußförmige Anpassungen der Messpunkte zur Abschätzung der vertikalen Diffusion in der Umgebung des Maximums aus den Änderungen der Kurvenform.

Der Wert der Maximalkonzentration (Gl. 4.6) nach einer Zeit Δt liefert ebenfalls den Diffusionskoeffizienten:

$$D \cdot \Delta t = \frac{M^2}{4\pi c_m^2(x_m, \Delta t)}, \quad (4.8)$$

mit M als konstantem gemitteltem Wert.

Tabelle 4.3 fasst die Ergebnisse beider Berechnungsarten, die einen Überblick für die unmittelbare Umgebung des Spike-Maximums darstellen, zusammen. Demnach liegt die mittlere Mischungsintensität für diesen Zeitraum etwa eine Größenordnung unter der molekularen Diffusion für Wärme ($1.3 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$).

Die realen Seevolumina und die tatsächlich vorhandene vertikale Variabilität der Transportkoeffizienten sind Ursachen der Asymmetrien und damit auch der Abweichungen der Messprofile von den Fitkurven. Die Abweichungen sind umso größer, je weiter der Abstand vom Maximum nach oben und unten ist und je mehr Zeit seit dem Spikesetzen vergangen ist. Sensitivitäts-Tests haben jedoch gezeigt, dass trotz dieser Abweichungen die obige Modellvorstellung auf die Messdaten angewendet werden kann. Die wesentliche Aussage einer Reduzierung der Mischungsintensität auf eine Größenordnung unter der

Zeitraum 13. Oktober '98 (Spikesetzen) bis	Diffusionskoeffizient aus der Verbreiterung der Tracerverteilung (Gl. 4.7) [10 ⁻⁸ m ² /s]	Diffusionskoeffizient aus der Abnahme des Konzentrationsmaximums (Gl. 4.8) [10 ⁻⁸ m ² /s]
18. Dezember '98	1.0	1.2
21. Januar '99	1.1	1.5
25. März '99	1.0	1.2
28. April '99	1.0	1.2
26. Mai '99	1.0	1.3
26. August '99	1.0	1.9
23. September '99	1.6	1.8

Tabelle 4.3: Diffusionskoeffizienten in der Umgebung des Maximums der SF₆-Tracerverteilung, berechnet aus den zeitlichen Veränderungen der Profilform unter der Annahme, dass die Profile durch Gauß-Kurven – entstanden aus einer δ -Verteilung – repräsentiert werden können.

molekularen Diffusion für Wärme im Bereich des Maximums wird durch die Asymmetrie nicht in Frage gestellt.

4.3.2 Anwendung der Gradient-Fluss-Methode

Es ist nicht anzunehmen, dass die realen mittleren Transportintensitäten mit der Tiefe konstant sind. Dies folgt unmittelbar aus der mit der Zeit zunehmend asymmetrischen Verbreiterung des Spikes (siehe Abschnitt 4.1.2). Um ein realistischeres Bild der Transportintensitäten auf der Grundlage der tatsächlich gemessenen vertikalen Flüsse und variabler Transportkoeffizienten und unter Berücksichtigung der Schichtvolumina zu bekommen, wurde die Gradient-Fluss-Methode, die in Abschnitt 3.7 vorgestellt wurde, angewendet. Deren Ergebnisse sind nicht wie bei den Betrachtungen im vorherigen Abschnitt 4.3.1 auf die Umgebung des Maximums der SF₆-Verteilung beschränkt, sondern gelten für den Tiefenbereich des Monimolimnions, der die gesamte Tracerkontur vom Seeboden nach oben erfasst.

SF₆-Diffusion Zur Berechnung turbulenter Transportkoeffizienten mit Gleichung 3.12 (S. 45) sind alle gemessenen Konzentrationsprofile (Abb. 4.3) auf das selbe vertikale 10 cm-Gitter interpoliert. Weil bei den Probenahmen nicht immer die selbe maximale Tiefe erreicht wurde, sind sie gegebenenfalls durch lineares Verlängern gemäß den tiefsten gemessenen Konzentrationsgradienten auf eine gemeinsame maximale Tiefe von 48 mNN nach unten extrapoliert.

Folgendes Schema liegt für jeden der durch die Probenahmetermine festgelegten Zeiträume Δt zugrunde: Ein gemessenes SF₆-Startprofil entwickelt sich durch die Wirkung

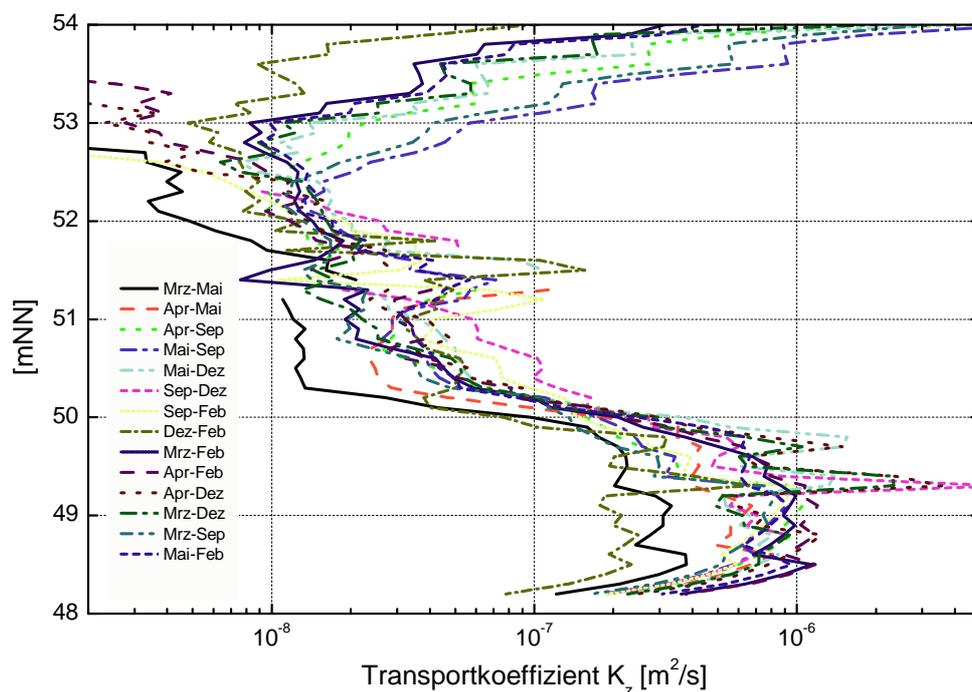


Abbildung 4.10: Profile des vertikalen Transportkoeffizienten für SF_6 im Monimolimnion des Tagebausees Merseburg-Ost 1b, gerechnet für 14 der 15 möglichen Anordnungen eines Start- und Endprofils (März, April, Mai, September, Dezember 1999, Februar 2000).

der zu berechnenden konstanten K_i zu einem gemessenen Endprofil. Die Zeitentwicklung der Konzentration $\frac{\Delta c_k}{\Delta t}$ in jeder Schicht ist durch die Differenz zwischen Start- und Endwert gegeben. Der Konzentrationsgradient $\frac{\Delta c_i}{\Delta z}$ in jeder Schicht i wird in erster Näherung als konstanter Mittelwert aus den Gradienten des Start- und Endprofils angesetzt.

Für eine Auswahl von 6 der gemessenen SF_6 -Profile (März, April, Mai, September, Dezember 1999, Februar 2000 aus Abb. 4.3) sind 15 Kombinationen von Start- und Endprofil möglich. Die K -Profile berechnet aus 14 von ihnen sind in der Abbildung 4.10 zusammengefasst. Da diese Profile nicht erkennbar systematisch mit den ausgewählten Zeiträumen variierten, kann angenommen werden, dass mögliche saisonale Änderungen des Mischungsverhaltens im Rahmen der Genauigkeit der Betrachtungen nicht erfasst wurden. Deswegen sind die K_i -Profile zu einem gemittelten Profil zusammengefasst (Abb. 4.11). Die Standardabweichung der K_i in jeder Tiefe (Fehlerbalken) liefert das Fehlermaß.

Oberhalb von etwa 53 mNN lassen sich mit der Gradient-Fluss-Methode aus den SF_6 -Profilen keine konsistenten Transportkoeffizienten gewinnen, weil dort die zeitlichen und örtlichen Änderungen der Konzentrationen kleiner als die Messauflösung und die Änderung des Tracerinhalts kleiner als die Bilanzierungsfehler werden.

Als Gesamtergebnis ist festzustellen, dass im Tiefenintervall von 50,5–53 mNN die Transportkoeffizienten im Bereich von wenigen $10^{-8} \text{ m}^2/\text{s}$, d. h. etwa eine Größenordnung

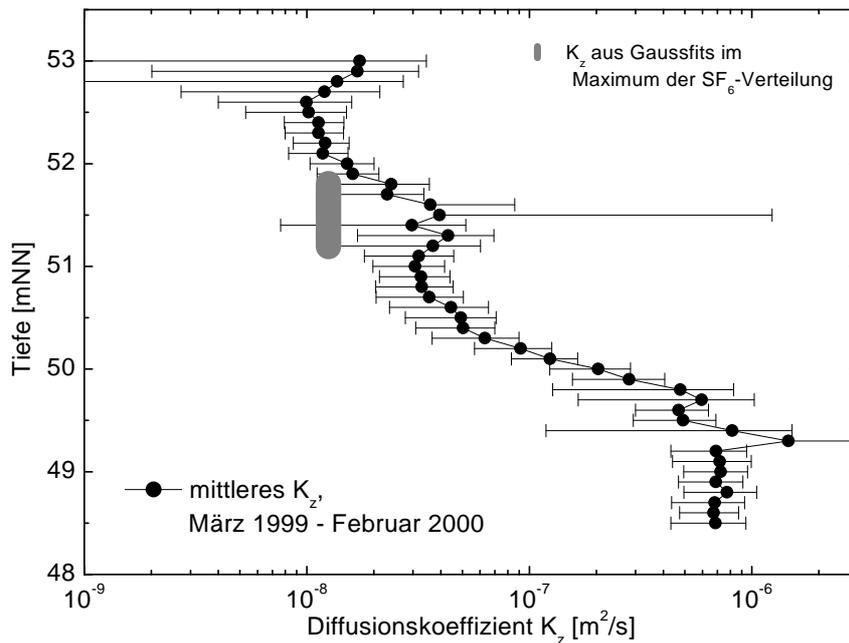


Abbildung 4.11: Gemitteltetes Profil des vertikalen Transportkoeffizienten für SF_6 für den Zeitraum März 1999 – Februar 2000 im Tagebausee Merseburg-Ost 1b. Als grauer Balken ist das K_z eingezeichnet, das aus den gaußförmigen Anpassungen der Messungen an die Modellvorstellung eines auseinander diffundierenden δ -Peaks gewonnen wurde (Abschnitt 4.3.1). Es gilt in der Umgebung des Spike-Maximums.

unter der molekularen Diffusion von Wärme, mit nach unten zunehmender Tendenz liegen. Zwischen 49.5 und 50 mNN erfolgt ein starker Sprung um ca. anderthalb Größenordnungen auf Werte knapp unter $10^{-6} m^2/s$. In der darunter liegenden, maximal 2 m dicken Schicht bleibt dieses vergleichsweise hohe Turbulenzniveau erhalten.

Da die Mischungsintensität den Grad der molekularen Diffusion stofflicher Beimengungen im Wasser überall um mindestens eine Größenordnung überschreitet, ist das Ergebnis auf alle gelösten Inhaltsstoffe und damit auch auf ökologisch relevante Substanzen (siehe Einleitung) übertragbar und kann als Grundlage für Modellbetrachtungen dienen.

Wärmediffusion Die bei den Probenahmen parallel aufgenommenen Temperaturdaten dienen als Grundlage zur Bestimmung von Koeffizienten für den Wärmetransport. Interpolation und Diskretisierung der Profile erfolgten in Analogie zum Vorgehen beim SF_6 .

Das direkte Anwenden von Gleichung 3.12 (c durch T ersetzt) führte zu keinen interpretierbaren Ergebnissen für die K_z . Die Transportkoeffizienten, die aus den SF_6 -Profilen gewonnen wurden, geben jedoch eine Randbedingung für die Wärmediffusion: Ab einer Tiefe von ca. 50 mNN aufwärts liegen die K_z der stofflichen Beimengung SF_6 deutlich

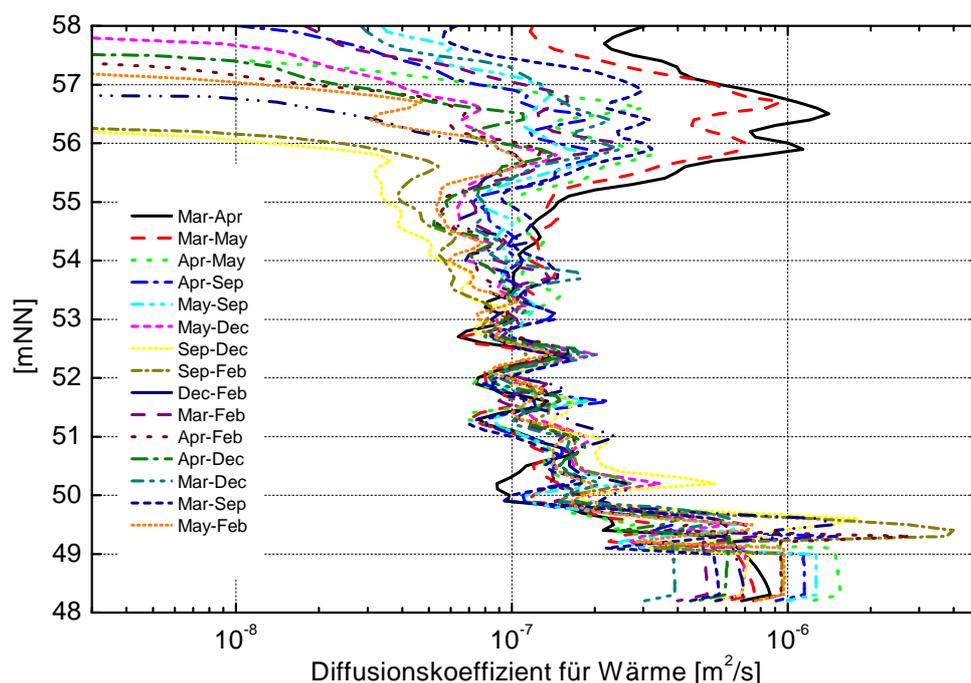


Abbildung 4.12: Profile des vertikalen Transportkoeffizienten für Wärme im Monimolimnion des Tagebauseen Merseburg-Ost 1b, gerechnet für alle möglichen Anordnungen eines Start- und Endprofils (März, April, Mai, September, Dezember 1999, Februar 2000).

unter dem Wert der molekularen Diffusion für Wärme ($\approx 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$). Die Intensität des Wärmetransports kann aber nicht kleiner sein als der immer wirksame molekulare Anteil. Die Wärmeleitung stellt somit das Mindestmaß des Wärmetransports dar. Die molekulare Wärmediffusion muss im oben genannten Tiefenbereich Resultat der Berechnungen sein. Dem wird die Annahme zugrunde gelegt, dass sich die Koeffizienten für den Stofftransport zwischen dem molekularen Transport für Wärme und dem für Stoffe ($\approx 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$) ohne Einfluss auf den Wärmetransport frei bewegen dürfen.

Um dies zu erreichen, muss Gleichung 3.12 mit entsprechenden Quell- und Senkentermen für den Wärmefluss erweitert werden. Da die solare Einstrahlung durch die Seeoberfläche nicht bis in die hier betrachteten Tiefen im Inneren des Monimolimnions vordringt, kommt nur ein Wärmeaustausch mit dem umgebenden Gestein durch das Sediment in Frage.

Die Berechnungen erfolgten in analogem Vorgehen zum SF_6 . Aus allen möglichen Kombinationen von Start- und Endprofil aus einer Auswahl von Temperaturprofilen zu den selben Terminen (März, April, Mai, September, Dezember 1999, Februar 2000) wurde jeweils ein Transportkoeffizienten-Profil bestimmt. Der Wärmefluss aus dem Sediment, der sich auf die Bilanzänderungen auswirkt, ist in Gleichung 3.12 für jede Volumenschicht

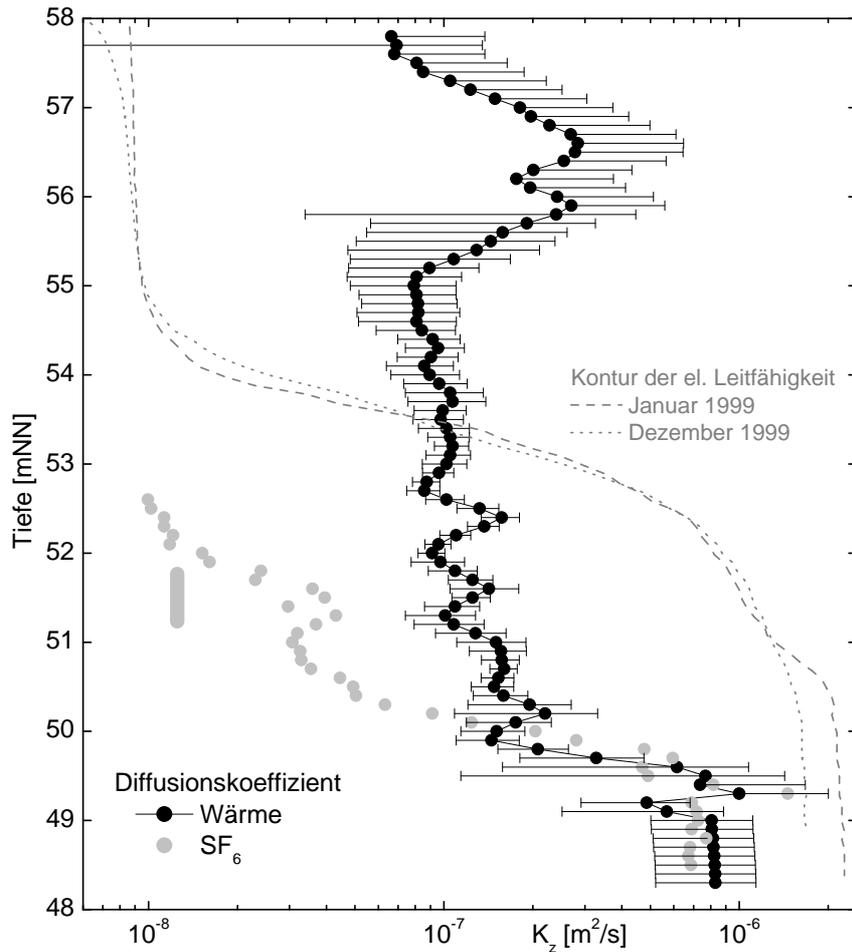


Abbildung 4.13: Gemittetes Profil des vertikalen Transportkoeffizienten für Wärme für den Zeitraum März 1999 – Februar 2000. Die grauen Punkte sind die Werte für das SF₆ aus Abb. 4.11. Im linearen Maßstab sind zur Orientierung die Verläufe der elektrischen Leitfähigkeit vom Januar und Dezember 1999 mit eingezeichnet.

eingebunden:

$$K_i = - \frac{\sum_{k=1}^i \left\{ \frac{\Delta T_k}{\Delta t} \cdot V_k - \frac{Q_{geo}(A_k - A_{k-1})}{c_p \rho} \right\}}{\frac{\Delta T_i}{\Delta z} \cdot A_i} \quad (4.9)$$

- | | |
|-----------------|--|
| Q_{geo} | Wärmequellfluss, der als geothermischer Wärmefluss interpretiert wird [W/m ²] |
| c_p | Wärmekapazität des Wassers [J/(kg·K)] |
| ρ | Wasserdichte [kg/m ³]. |
| $A_k - A_{k-1}$ | Differenz zwischen den Oberflächen der Volumenschichten k und $k - 1$, = Sedimentflächenanteil der k -ten Schicht |

Bei konstant gewähltem Q_{geo} bestimmt das Verhältnis der Sedimentfläche zum

jeweiligen Schichtvolumen die Stärke des Einflusses dieses Quellterms. D.h. in den untersten Schichten, wo das Verhältnis groß ist, beeinflusst die Sedimentwärme die Wärmebilanz signifikant, während sie nach oben hin an Bedeutung verliert. Der Wert für Q_{geo} wurde für jeden Berechnungszeitraum so gewählt, dass sich die Transportkoeffizienten oberhalb 50 mNN im Rahmen ihrer Fehler an das molekulare Niveau anpassen. Mit $0.23 \pm 0.03 \text{ W/m}^2$ ist er vergleichbar mit Werten, die an anderen Tagebauseen der Region bestimmt wurden (Maiss et al., 1997; von Rohden, 1998).

4.4 Numerische Simulationen

Folgender Aspekt soll in diesem Abschnitt näher beleuchtet werden: in der bilanzierten SF_6 -Tracermenge im Monimolimnion zeigte sich im Tagebausee 1b (wie auch in 1a) ein abnehmender Trend (siehe Abbildungen 4.2 und 4.4), der mit den Konzentrationsprofilen ab Februar/März 2000 innerhalb der Bilanzfehler signifikant wurde. Dieser Mengenverlust muss einer Grundwasserspülung mit SF_6 -armem Wasser auf der Höhe des Monimolimnions zugeschrieben werden, da das SF_6 nicht chemisch oder biologisch abgebaut wird und kein nennenswerter Verlust in das Hypolimnion durch Transportprozesse stattgefunden hat (Abb. 4.3). Bei der Berechnung der effektiven Diffusionskonstanten mit der Gradient-Fluss-Methode (Abschnitt 4.3.2) wurde diese Senke nicht berücksichtigt, weil es keine Indizien dafür gab, wie sie wirken und in der Vertikalen verteilt sein könnte.

Prinzipiell kann die Wirkung der Spülung auf die Entwicklung der SF_6 -Profilform nicht auf das Profil der Transportkoeffizienten „umgewälzt“ werden, weil bei diffusiven Veränderungen als einzigem konzentrationsverändernden Prozess in einem abgeschlossenen Volumen die Tracermenge erhalten bleiben muss.

Es stellt sich damit die Frage, wie diese Spülung die Transportkoeffizienten beeinflusst, die ohne ihre Einbeziehung berechnet wurden. Zu diesem Zweck wurde eine Routine entwickelt, die die Entwicklung der SF_6 -Profilform unter Einbeziehung einer schichtweisen und zeitlich konstanten Spülung mit SF_6 -freiem (Grund-)Wasser nachvollzieht. Die Veränderungen der Profilform wurden wie bei der Gradient-Fluss-Methode als diffusive Prozesse mit zeitlich konstanten, d. h. für den betrachteten Zeitabschnitt mittleren Transportkoeffizienten nach dem Fick'schen Gesetz betrachtet.

Die Routine basiert auf der numerischen Lösung der Diffusionsgleichung 3.13 mit finiten Differenzen. In einem Rechendurchgang wird aus einem gemessenen Startprofil für die SF_6 -Konzentration ein Resultatprofil berechnet. Dieses Resultatprofil hat durch entsprechende Wahl der Zeitschritte denselben zeitlichen Abstand vom Startprofil wie ein ausgewähltes gemessenes Endprofil, mit dem es verglichen werden soll. Nach jedem Durchgang werden die Einzelwerte des aktuellen Profils der Transportkoeffizienten und des Profils der Spülungen, die beide die Form des Resultatprofils bestimmen, zufällig variiert.

Sie gehen immer dann als neue Startprofile in den nächsten Durchgang ein, wenn sich das berechnete Resultatprofil der Konzentration in Richtung einer absoluten Angleichung an das gemessene Endprofil verändert hat. Die gesamte Spülung über alle simulierten Boxen entspricht der gemessenen Bilanzänderung im betrachteten Zeitraum. Die Routine läuft mindestens solange (ca. 30000 Durchläufe), bis das Resultatprofil mit dem gemessenen Endprofil in den Grenzen der Messfehler übereinstimmt.

Im Kasten auf Seite 69 sind Einzelheiten zu den Simulationsrechnungen aufgeführt.

Reproduzierbarkeit Unabhängige Rechnungen mit identischen Anfangsbedingungen liefern die gleichen Ergebnisse. Abb. 4.14 zeigt, dass die Transportkoeffizientenprofile bis auf kleine statistisch verteilte Differenzen in den Einzelwerten übereinstimmen. Das Auftreten kleiner Abweichungen ist wegen der Verwendung von Zufallszahlen im Algorithmus zu erwarten.

Vertikale Verschiebungen Die Tiefenzuordnung jedes gemessenen Profils ist mit einem Fehler versehen, der von der Ungenauigkeit des Seespiegelstandes bestimmt ist (± 10 cm). Diese Unsicherheit wird als Hauptquelle für die Fehler der Bilanzbalken in Abb. 4.4 angenommen. Um zu testen, wie sich eine Variation der Vorgabe-Endprofile entsprechend dem Tiefenfehler auf die Ergebnisse der Simulation auswirkt, wurden die

- Die Berechnungen sind für 12 Kombinationen aus Start- und Endprofil durchgeführt (Abb. 4.18, unteres Teilbild)
- Der simulierte Tiefenbereich (Monimolimnion) ist in 40 Boxen von 0.2 m Höhe mit realen Schichtvolumina (Abb. 2.3) eingeteilt.
- Jeder der betrachteten Zeiträume (ein bis wenige Monate) wird in 3200 Zeitschritte eingeteilt.
- Die im Prinzip willkürlich wählbaren Anfangswerte der Transportkoeffizienten sind an den Ergebnissen aus den Berechnungen mit der Gradient-Fluss-Methode orientiert. Sie werden in der weiteren Rechnung nach jedem Durchgang (3200 Zeitschritte) in jeder Box innerhalb geeigneter Grenzen zufällig variiert.
- Die Spülung pro Box und pro Durchgang wird durch eine Konzentrationsabnahme relativ zur aktuellen Konzentration in der Box berücksichtigt (entspricht etwa dem Austauschvolumen relativ zum Boxvolumen). Sie wird ebenfalls nach jedem Durchgang in jeder Box zufällig variiert.
- Entscheidend für die Übernahme von Spül- und Transportkoeffizientenprofil als Startwerte in den nächsten Durchgang ist die Abnahme der mittleren quadratischen Abweichung des aktuell berechneten Konzentrationsprofils (Resultatprofil) zum fest vorgegebenen gemessenen Endprofil. Als zusätzliches Übernahmekriterium gilt, dass die Tracerbilanz in jedem Durchgang besser als 10% mit dem gemessenen Bilanzunterschied der Tracermenge des jeweils gewählten Zeitraumes übereinstimmen muss.
- Auf einem PIII/1GHz-PC benötigt die Anpassung des Resultatprofils der Konzentration an das vorgegebene Endprofil ca. 1h für 30000 Durchläufe (Anpassungsversuche) \rightarrow 3200 Zeitschritte.

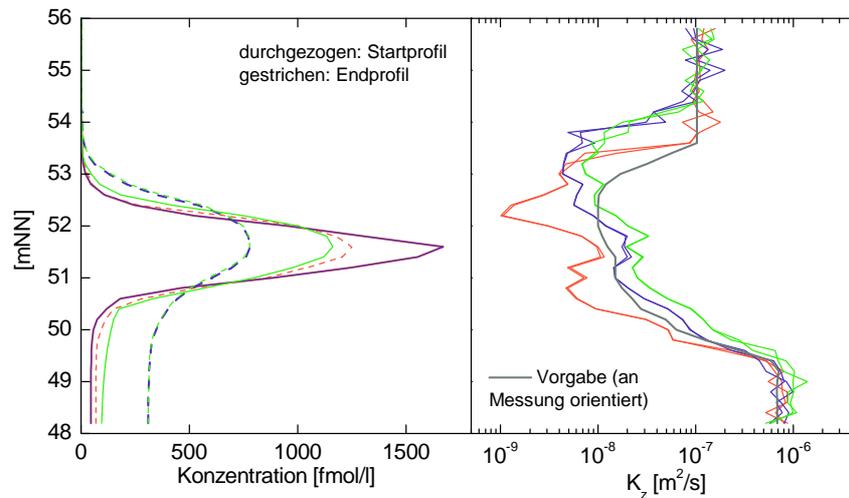


Abbildung 4.14: Unabhängige Durchläufe unter identischen Anfangsbedingungen liefern gleiche Ergebnisse für die K_z . Links: 3 Zeiträume, Start- und Endprofil in derselben Farbe; Rechts: 2 K_z -Profile derselben Farbe gehören zu einem Zeitraum

Berechnungen für jeden Zeitraum mit dem Endprofil durchgeführt, das vertikal gegen das feste Anfangsprofil der Konzentration verschoben wurde. In der Abbildung 4.15 ist dies für Verschiebungen von -8 bis $+8$ cm veranschaulicht. Die größten Variationen entstehen in der Umgebung des Konzentrationsmaximums. Im gezeigten Fall ist das um $+5$ cm verschobene K_z -Profil das „glatteste“ und wird akzeptiert.

Startvorgaben Die für die Simulation benötigten Startvorgaben für die K_z und die vertikale Form der Spülung sind im Prinzip willkürlich wählbar. Abb. 4.17 verdeutlicht, wie sich Ergebnisse mit unterschiedlichen Startvorgaben ändern.

Es liegt nahe, die Startvorgabe für die Transportkoeffizienten am Ergebnis der Berechnungen mit der Gradient-Fluss-Methode zu orientieren. Dies lässt erwarten, dass das Variieren der K_z schnell zu einem Profil führt, das im aktuell gewählten Zeitraum das Start- zum Endprofil der Tracerkonzentration entwickelt. Jedoch gewinnen die Ergebnisprofile der K_z an Aussagekraft, wenn beliebige Startverteilungen zum selben Resultat führen.

Im Rechenbeispiel der Abbildungen 4.16 und 4.17 für den ausgewählten Zeitraum 21.01.1999–23.09.1999 wird Folgendes deutlich: Im Tiefenbereich zwischen ~ 49.2 und ~ 53.4 mNN (grau schraffiert in Abb. 4.17) ergibt die Rechnung unabhängig vom vorgegebenen Startprofil der K_z gleiche Profile für die Transportkoeffizienten. Oberhalb ~ 53.4 mNN ist zu erkennen, dass die K_z u. U. nur wenig von jeweiligen der Vorgabe (dicke graue Linie) abweichen. Der Grund dafür sind die schwachen oder verschwindenden Konzentrationsgradienten in diesen Tiefen (siehe auch Abb. 4.3): Das zufällige Ändern der K_z trägt dort nicht zu einer Verbesserung des aktuell berechneten Konzentrations-

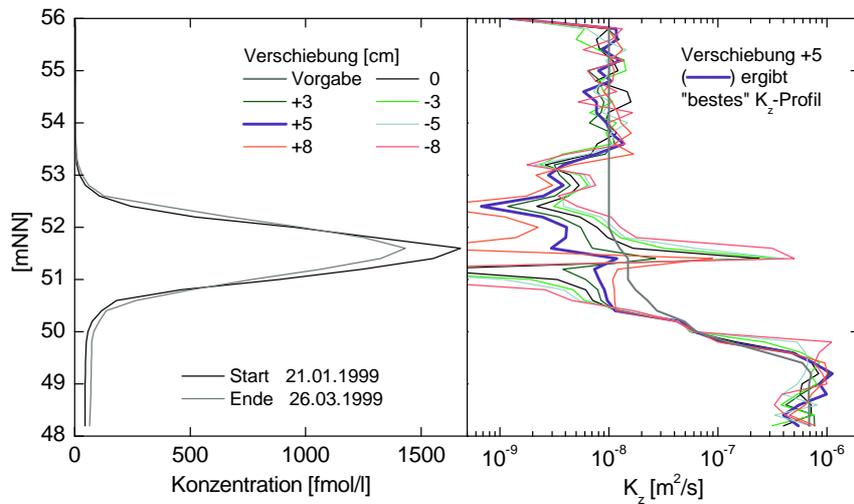


Abbildung 4.15: Reaktion der berechneten K_z -Profile (Resultatprofile) auf stückweises vertikales Verschieben des vorgegebenen Endprofils der Konzentration gegen das Startprofil. Das Profil mit der Verschiebung +5 wird in diesem Fall als das Profil angesehen, das am meisten repräsentativ ist.

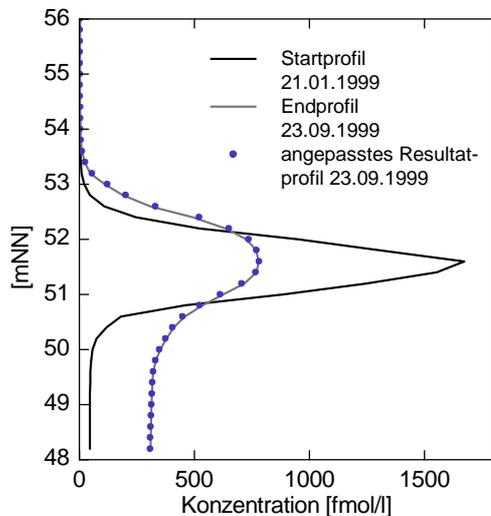


Abbildung 4.16: Start- und Endprofil der gemessenen SF_6 -Konzentration für die Berechnung der Transportkoeffizienten-Profile

Endprofils im Sinne einer Annäherung an das zu erreichende Mess-Endprofil bei. Aus einem ähnlichen Grund knicken die K_z im letzten Meter über Grund zu kleineren Werten ab (Abb. 4.17 c), wenn die Startvorgabe weit entfernt vom erwarteten Ergebnisprofil liegt. Desweiteren werden die Auswirkungen des vertikalen Verschiebens des End- gegen das Startprofil deutlich. Die Betrachtungen in diesem Beispiel gelten in ihrer prinzipiellen Aussage für alle gerechneten Zeiträume.

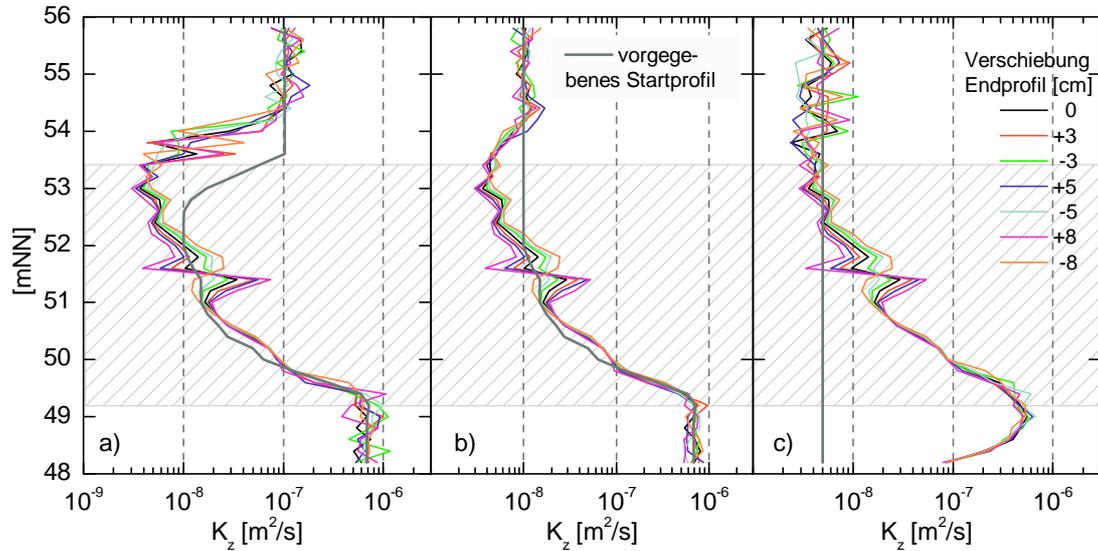


Abbildung 4.17: Sensitivität der K_z -Profile auf die Startvorgaben (graue Linien). Zwischen ~ 49.2 und ~ 53.4 mNN sind die Ergebnisse weitgehend unabhängig von der Vorgabe.

4.4.1 Ergebnisprofile der K_z

Als K_z -Profile, die am besten die experimentellen Ergebnisse (Gradient-Fluss-Methode, Abschnitt 3.7) wiedergeben, sollen in einem Bündel wie in Abb. 4.15 oder 4.17 jene angesehen werden, die den Tiefenverlauf mit der einfachsten Struktur haben. Für die Akzeptanz komplizierterer K_z -Profile fehlen die Anhaltspunkte. Diskussionsgrundlage für die folgenden Punkte sind die so ausgewählten K_z -Profile.

Die Abbildung 4.18 enthält 12 K_z -Profile. Die zugehörigen Zeiträume sind im unteren Teilbild ablesbar. Wegen der angenommenen zeitlichen Konstanz der diffusiven Vorgänge im Monimolimnion sind die K_z -Profile trotz der unterschiedlichen Länge und Lage der Zeiträume in ihrer Bewertung gleichberechtigt.

Zwischen dem Boden bei 48 mNN und etwa 53 mNN ergibt sich ein Bild für die vertikale Verteilung der Transportintensität, das gleich zum experimentellen in Abb. 4.10 (S. 64) ist: Von 53 mNN abwärts gesehen steigen die K_z ungefähr zwei Meter über dem Boden von einem niedrigen Niveau von $< 10^{-8} \text{ m}^2/\text{s}$ um zwei Größenordnungen auf nahezu $10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ an und halten auf den untersten 1.5 m diesen Wert. Oberhalb ~ 53 mNN bleiben die Transportkoeffizienten aus der Simulation unbestimmt. Sie müssen sich jedoch zwischen den molekularen Diffusivitäten für SF_6 ($\sim 7 \cdot 10^{-10} \text{ m}^2/\text{s}$) und der Wärme ($\sim 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$) bewegen.

Die im Rahmen der Schwankungen gleichen Ergebnisse lassen die Schlussfolgerung zu, dass die Spülung des Monimolimnions mit SF_6 -freiem Grundwasser nur einen sehr kleinen Einfluss auf die K_z -Bestimmung haben kann. Der folgende Abschnitt beleuchtet dies näher.

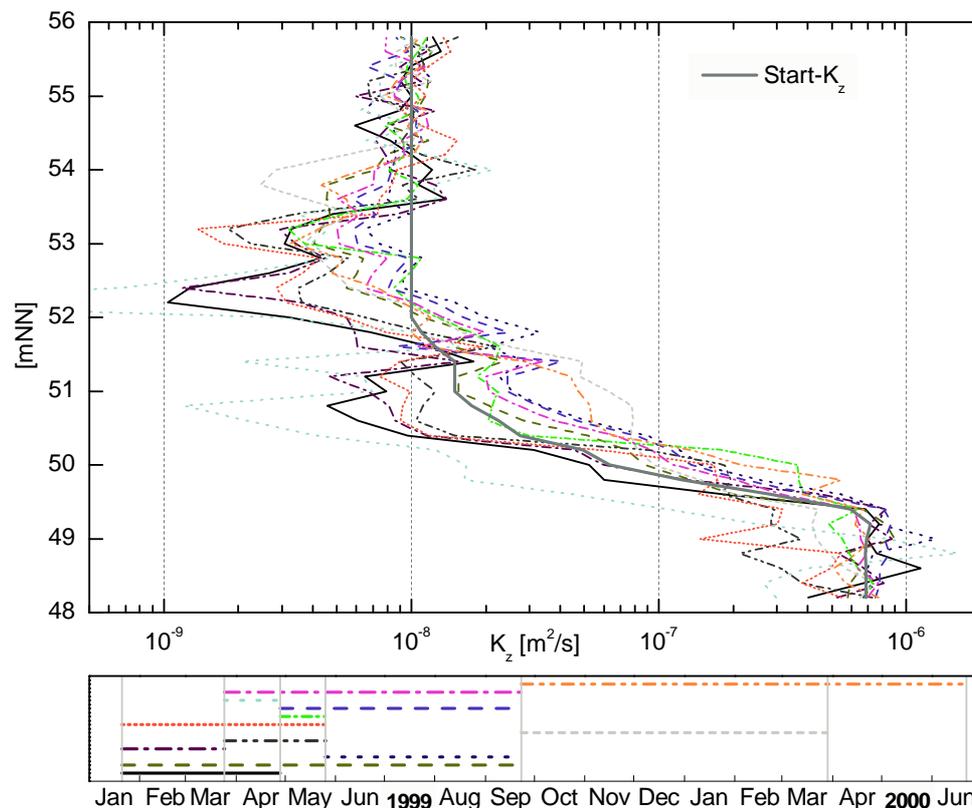


Abbildung 4.18: Mit Hilfe numerischer Simulationen berechnete Profile des vertikalen Transportkoeffizienten für SF_6 in der Monimolimnion des Tageausees Merseburg-Ost 1b. Unteres Teilbild: Simulierte Zeiträume (= Legende für das obere Teilbild).

4.4.2 Gundwasserankopplung

Die Transportkoeffizienten in Abb. 4.18 sind im Gegensatz zur Gradient-Fluss-Methode unter Berücksichtigung einer Spülung mit SF_6 -freiem Grundwasser berechnet worden. Die Spülung wird dem Bilanzunterschied zwischen zwei SF_6 -Profilen eines Zeitraumes gerecht und erlaubt in den Simulationsrechnungen die bestmögliche Anpassung des berechneten SF_6 -Endprofils an das gemessene.

Abbildung 4.19 zeigt die Spülprofile, die in den Simulationsrechnungen gefundenen wurden. Sie sind dargestellt als vertikale Verteilung der Volumenanteile jeder 20-cm-Seeschicht, die hochgerechnet auf ein Jahr durch die Spülung ausgetauscht würden.

Jedes der Spülprofile behält im simulierten Tiefenbereich im Groben den konstanten Verlauf, der als Vorgabe in die Simulation eingegangen ist. Die Abweichungen pro Box vom groben vertikalen Trend weisen keine erkennbare Systematik auf. Es entwickelt sich also während des Laufes der Anpassungsroutine keine ausgeprägte Vertikalstruktur der Spülung. Dies bedeutet, dass die vertikale Struktur der Spülung von untergeordneter Bedeutung für die Überführung der Startprofil-Form in die Endprofil-Form der SF_6 -

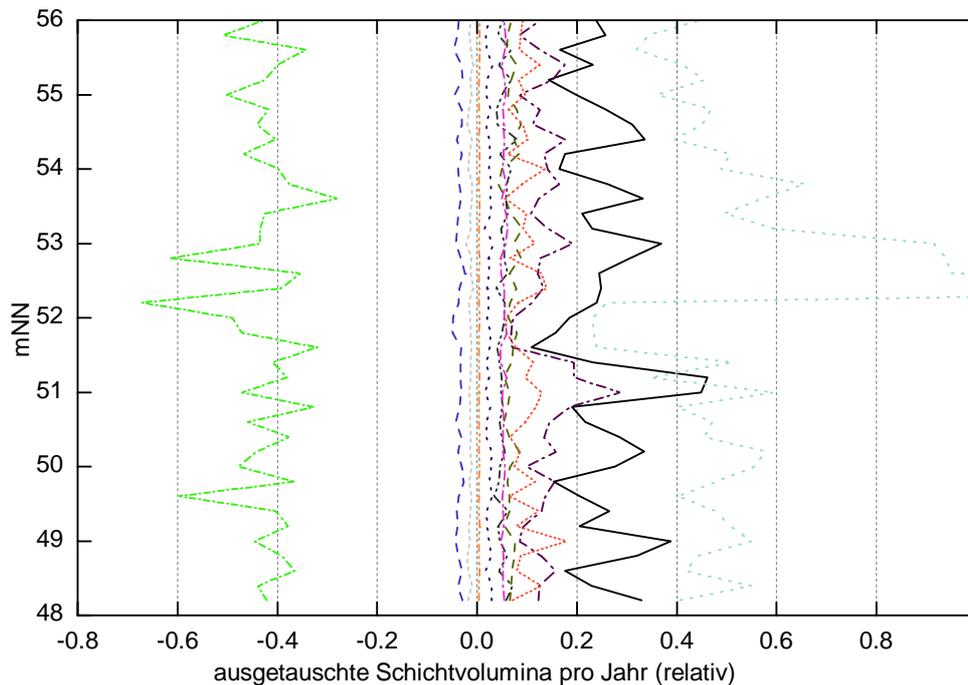


Abbildung 4.19: Numerische Simulation von Profilen der vertikalen Verteilung der relativen Spülrate im Monimolimnion des Tagebausees Merseburg-Ost 1b. Legende wie in Abb. 4.18.

Konzentration in den gewählten Zeiträumen ist.

Durch Messfehler entstehen in einigen Fällen Zu- statt der erwarteten Abnahmen in der Bilanz, z. B. April – Mai 1999 (Abb. 4.4, S. 53). Dies wird z. T. durch das vertikale Verschieben der SF_6 -Profile gegeneinander für die Simulation noch verstärkt. Damit eine korrekte K_z -Anpassung gefunden werden kann, muss in solchen Fällen mit negativem Vorzeichen gespült werden. D. h., statt eines Tracerverlustes durch die Spülung mit SF_6 -freiem Grundwasser muss gedanklich Tracermasse in das Monimolimnion eingetragen werden. Solche „negativen“ Spülungen sollen trotz der offensichtlichen Gegensätzlichkeit zur Natur formal für die Berechnung der Transportkoeffizienten-Profile akzeptiert werden. Begründet wird dies damit, dass die Variabilität der Spülprofile inklusive Abweichungen zu negativen Werten den experimentellen Bilanzfehler widerspiegelt. Quantitativ können die Spülprofile für die Entwicklung der Tracerkontur jedoch nur eine kleine Bedeutung entsprechend der kleinen gemessenen Abnahmerate in der Gesamtbilanz von ca. 6.4%/Jahr (Abb. 4.4) haben. Es erscheint sinnvoller, die im experimentellen Fehlerrahmen erlaubten Tiefenverschiebungen der Konzentrationsprofile dazu zu „nutzen“, möglichst kontinuierliche K_z -Profile auf Kosten der Konsistenz der Spülprofile zu gewinnen, als umgekehrt.

Die Ergebnisse der simulierten Spülungen müssen quantitativ mit der mittleren gemessenen Bilanzabnahme verträglich sein, da sie in Form der gemessenen Konzentrationsprofile in die Simulation eingegangen ist. Die Fehler der SF_6 -Bilanzen wirken sich in

kurzen Zeiträumen zwischen Start- und Endzeitpunkt stärker als in langen Zeiträumen auf die Ergebnisse der Spülraten, die von der Bilanzdifferenz bestimmt werden, aus. Extreme Spülraten (auch im Negativen) in Abb. 4.19 können sich durch das lineare Extrapolieren von fehlerbehafteten Spülraten, die für kurze Zeiträume berechnet wurden, auf den Zeitraum eines Jahres ergeben.

Die Ergebnisse für die Transportkoeffizienten aus der Anwendung der Gradient-Fluss-Methode mit dem Ansatz eines zeitlich konstanten, aber in vertikaler Richtung variablen Transports werden durch die numerischen Rechnungen bestätigt. Der abnehmende Trend in der bilanzierten SF₆-Menge im Monimolimnion muss durch eine Spülung mit SF₆-freiem Wasser erklärt werden. Die vertikale Verteilung der Stärke der Spülung zeigt keine komplexe Struktur, sondern einen konstanten Austausch mit Grundwasser pro Volumenschicht. Der Spüleffekt, der in der Gradient-Fluss-Methode nicht berücksichtigt wurde, produziert wegen seiner geringen Ausprägung keinen signifikanten Unterschied im Ergebnisbild der vertikalen Verteilung der Transportkoeffizienten. D. h. die Gradient-Fluss-Methode ist unter den Bedingungen in Merseburg-Ost 1b ohne Berücksichtigung der Grundwassersenkung für das SF₆ anwendbar.

4.5 Diskussion

Nach Ozmidov (1965) und den zusammenfassenden Aussagen im Abschnitt 1.3 (S. 7 ff.) wäre allein aufgrund der starken Dichteschichtung im Monimolimnion des Tageausees Merseburg-Ost 1b die vertikale Geschwindigkeitskomponente der turbulenten Bewegungen so stark unterdrückt, dass die molekulare Diffusion der bestimmende Prozess für den vertikalen Austausch von passiven Tracern wie SF₆ oder gelöstem Salz sein sollte. Die Ozmidov-Skala, also die maximale Größe von Turbulenzzellen, die auch in vertikaler Richtung Komponenten haben, wird kleiner als die kleinsten Wirbel kurz vor der Dissipation (~mm). Die Wirbel hätten gewissermaßen keine „Chance“, sich um horizontale Achsen zu drehen und so zu einem turbulenten Transport von Inhaltsstoffen zu führen. Die experimentellen Resultate aus dem Monimolimnion zeigen jedoch, dass es eine mittlere Transportintensität von einer bis drei Größenordnungen über dem molekularen Niveau für Stoffe gibt, insbesondere in einer 1–2 m dicken Wasserschicht über dem Seeboden.

Offensichtlich wird die notwendige turbulent-kinetische Energie weniger durch die Energiekaskade (nach Kolmogorov) von der Seeroberfläche in die Tiefe transportiert, sondern vielmehr am Seegrund und an den Rändern des Seebeckens erzeugt. Die Übermittlung der Energie erfolgt indirekt durch die Anregung von internen Schwingungen und Wellen durch den Wind und deren nachfolgende Dämpfung durch Reibungsvorgänge am Seegrund, Scherung von übereinander strömenden Wasserschichten und das Brechen und Zerfallen interner Wellen im Inneren und beim Auflaufen auf den ansteigenden Seeboden

an den Rändern. Die damit verbundenen eher lokalen vertikalen Vermischungen führen zu horizontalen Konzentrationsgradienten, die einen relativ schnellen horizontalen Ausgleich zur Folge haben. So wird möglicherweise auf der Basis der eindimensionalen Messungen in der Mitte des Sees ein höheres Turbulenzniveau suggeriert, als tatsächlich vorhanden ist.

In der Bodengrenzschicht wird Turbulenz im Mittel im gesamten See durch Geschwindigkeitsscherung (Bodenreibung) produziert. Entsprechend höher sind die vertikalen Transportraten in diesem vom oberen Teil des Monimolimnions relativ scharf abgetrennten Tiefenbereich.

Solange die Prozesse, die lokal Mischung produzieren, in Bezug auf die Zeitskalen des Experimentes häufig genug und horizontal wie zeitlich ausreichend gleich verteilt sind, ist die Angabe von mittleren vertikalen Transportkoeffizienten zur Charakterisierung der Mischung sinnvoll.

Kapitel 5

Zusammenfassung

Die Tagebauseen Merseburg-Ost 1a und 1b sind nach Beendigung des Braunkohleabbaus in den verbliebenen Hohlformen entstanden. Durch den Zustrom mineralreicher Grundwässer im Verlauf ihrer Entstehung haben sich über dem Grund stabile Tiefenwasserkörper (Monimolimnien) eingeschichtet, die nicht von der jährlichen Vollzirkulation im Winter erfasst werden (Meromixie). Die starken Dichtegradienten an der Grenzfläche zum aufliegenden Wasserkörper (Hypolimnion) und im Tiefenwasser selbst führen zu einer deutlichen Einschränkung des vertikalen Transports von Wärme und von gelösten Inhaltsstoffen.

Vertikalprofile der Temperatur und der elektrischen Leitfähigkeit sowie die Schichtungsstabilität N^2 veranschaulichen die saisonale und langfristige Entwicklung der transportrelevanten physikalischen Eigenschaften der gesamten Wassersäule. Sie zeigen qualitativ, dass die Veränderungen in den Monimolimnien im Vergleich zu den oberen Seeanteilen langsam ablaufen. Die Tiefenwasserkörper sind durch den Dichtesprung an ihrer Oberfläche (Halokline) so stark separiert, dass in ihrem Inneren im Rahmen der Messgenauigkeiten keine saisonalen Variationen der Messgrößen erkennbar sind.

Um eine quantitative Vorstellung von der Ausprägung des vertikalen Transports unter den starken Schichtungsbedingungen zu bekommen, wurden in den Monimolimnien beider Seen Ausbreitungsexperimente mit dem künstlichen Tracer SF_6 durchgeführt.

Wegen seines konservativen Verhaltens und der Nachweisbarkeit mit hoher Empfindlichkeit eignet sich SF_6 gut für Langzeit-Tracerstudien dieser Art. Die Probenahmen mit 20 bis 40 Proben für ein vertikales Konzentrationsprofil fanden in ein- bis viermonatigen Abständen statt. Die Messungen erfolgten gaschromatographisch mit einer angepassten Headspace-Technik im Konzentrationsbereich zwischen dem Untergrund (~ 1 fmol/l) und den Spike-Konzentrationen von einigen 1000 fmol/l.

Aus den Veränderungen der Tracerkonturen in vertikaler Richtung wurden vertikale Transportkoeffizienten K_z für das SF_6 bestimmt. Sie sind repräsentativ für alle stofflichen Komponenten des Seewassers. Aus der Entwicklung des Temperaturprofils wurden vertikale Transportkoeffizienten für die Wärme bestimmt. Die Auszeichnung der Vertikalen

wegen der starken Schichtungsverhältnisse erlaubte eine eindimensionale Betrachtung, d. h. alle Aussagen basieren auf Messungen an einer Messstelle, gelten aber für dieselbe Tiefe im gesamten See.

Die SF₆-Bilanzen ergaben Abnahmeraten von $\approx 12\%$ /Jahr (1a) bzw. $\approx 6\%$ /Jahr (1b). Sie weisen auf eine Spülung mit SF₆-freiem Grundwasser hin.

Aus den Bilanzierungen der Salzmengen kann im Tagebausee 1a eine durchschnittliche Abbaurate des Monimolimnions von etwa 6% pro Jahr abgelesen werden, während im Rahmen der Fehler im Monimolimnion des Tagebausees 1b keine Veränderung sichtbar war.

Die Transportkoeffizienten K_z wurden mit der Gradient-Fluss-Methode berechnet. Dieses Verfahren bestimmt vertikale Stoffflüsse auf der Basis zeitlicher Änderungen in der Bilanz des betrachteten Tracers.

Für den Bereich der Halokline im Tagebausee 1a ergaben sich aus den Veränderungen der Salz- und SF₆-Profile Transportkoeffizienten wenig über der molekularen Diffusion ($K_z \approx 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$). Innerhalb etwa eines Tiefenmeters zeigen die K_z von der Halokline aus nach oben einen schnellen Anstieg um drei Größenordnungen auf $\approx 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$.

Im Tagebausee Merseburg-Ost 1b ergab die Berechnung von K_z -Profilen mit der Gradient-Fluss-Methode im Inneren, d. h. etwa 3 bis 4 m über dem Boden, $K_z \sim 10^{-8} \text{ m}^2/\text{s}$ mit nach unten leicht zunehmender Tendenz. Etwa zwei Meter über dem Boden steigen die Werte sprunghaft um fast zwei Größenordnungen und bleiben in dieser tiefsten Schicht auf dem vergleichsweise hohen Niveau von $\sim 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$.

Da es Tagebausee 1b gelungen war, eine vertikal scharfe Anfangsverteilung im Inneren des Monimolimnions zu erzeugen, konnte dies zusätzlich ausgenutzt werden, um den Transportkoeffizienten in der Umgebung des Konzentrationsmaximums aus der Entwicklung der gaußähnlichen Kurvenform abzuschätzen. Es ergab sich ein Wert von $K_z = 10^{-8} \text{ m}^2/\text{s}$.

Die Berechnung von Koeffizienten für den vertikalen Wärmetransport aus gemessenen Temperaturprofilen im Tagebausee 1b ergab Resultate, die mit denen aus dem SF₆ sehr gut verträglich sind. Oberhalb von $\approx 2 \text{ m}$ über dem Boden, wo die SF₆-Transportkoeffizienten auf $10^{-8} \text{ m}^2/\text{s}$ absinken, findet man molekularen Wärmetransport von $\approx 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$. In der tiefsten Schicht über dem Boden stimmen die Wärmetransport-Koeffizienten im Rahmen der Fehler mit den SF₆-Transportkoeffizienten überein. Dies entspricht der Vorstellung, dass stoffliche Beimengungen in einem für Wärme turbulenten Mischungsregime in gleichem Maß mit transportiert werden. Bei der Rechnung war es notwendig, einen geothermischen Fluss aus dem Sediment von $0.23 \text{ W}/\text{m}^2$ als Wärmequelle einzubeziehen.

Bei den Gradient-Fluss-Rechnungen zur Bestimmung der vertikalen Transportkoeffizienten für Merseburg-Ost 1b wurde die Spülung des Monimolimnions mit SF₆-freiem Grundwasser nicht berücksichtigt. In numerischen Simulationen, die einen Spüleffekt einschliessen, konnten die Ergebnisse aus den Berechnungen mit der Gradient-Fluss-Methode

jedoch bestätigt werden. Dazu wurde die Diffusionsgleichung auf einem konstanten Gitter mit der finite Differenzen-Methode gelöst. Durch zufällige Variation von K_z und der Spülung wurde die Entwicklung der SF_6 -Profilform durch das Auffinden geeigneter K_z -Profile nachvollzogen. Die schichtweise Spülung mit SF_6 -freiem Grundwasser ergab eine Spülratenverteilung, die keine vertikale Struktur zeigte, sondern einen konstanten relativen Wert pro Schichtvolumen im gesamten Tiefenbereich des Monimolimnions. Die insgesamt geringe Rate des Abtransports von SF_6 in das umgebende Grundwasser kann bei der erreichbaren Genauigkeit als Senkenterm in den Gradient-Fluss-Rechnungen vernachlässigt werden.

Anhang A

SF₆-Profile Merseburg-Ost

Δc gibt den Fehler der gaschromatographischen Messung an. Die Fehler der Tiefenangaben liegen zwischen ± 2 und ± 10 cm je nach Windverhältnissen bei der Probenahme.

A.1 Tagebausee 1a, August 1998 bis September 2001

Datum	Tiefe [mNN]	Tiefe [m]	Konz. c [fmol/l]	Δc [fmol/l]	Datum	Tiefe [mNN]	Tiefe [m]	Konz. c [fmol/l]	Δc [fmol/l]
18.08.1998	73.53	1.00	1.37	0.05	17.11.1998	56.01	19.60	11.4	1.3
	72.03	2.50	1.29	0.03		55.81	19.80	433	7
	69.53	5.00	1.28	0.03		55.61	20.00	986	21
Seespiegel	67.53	7.00	1.33	0.03	Seespiegel	55.41	20.20	1695	31
74.53 mNN	66.53	8.00	1.38	0.03	75.61 mNN	55.21	20.40	2106	36
	65.53	9.00	1.57	0.04		55.01	20.60	2478	43
	64.03	10.50	1.97	0.04		54.41	21.20	2503	45
	61.03	13.50	2.23	0.04		54.21	21.40	2462	42
	59.57	14.96	2.30	0.04		54.01	21.60	2438	46
	58.57	15.96	2.58	0.04		53.81	21.80	2444	43
	58.04	16.49	2.83	0.04		53.61	22.00	2419	46
	57.53	17.00	2.92	0.04					
	57.29	17.24	3.07	0.04					
	56.91	17.62	3.27	0.05					
	56.69	17.84	3.44	0.05					
	56.49	18.04	3.77	0.05					
	56.29	18.24	53	31					
	56.09	18.44	282	23					
	55.79	18.74	778	39					
	55.69	18.84	1106	55					
	55.49	19.04	1638	82					
	55.29	19.24	2226	111					
	55.09	19.44	2316	116					
	54.69	19.84	2362	118					
	54.49	20.04	2397	120					
	54.29	20.24	2370	119					
	54.09	20.44	2364	118					

Datum	Tiefe [mNN]	Tiefe [m]	Konz. c [fmol/l]	Δc [fmol/l]
20.01.1999	76.10	1.00	2.62	0.03
	74.10	3.00	2.56	0.03
	72.10	5.00	2.59	0.03
Seespiegel	69.10	8.00	2.54	0.03
77.10 mNN	66.10	11.00	2.48	0.03
	63.02	14.08	2.48	0.03
	60.10	17.00	2.49	0.03
	57.10	20.00	2.78	0.03
	56.50	20.60	2.99	0.04
	56.30	20.80	3.01	0.04
	56.10	21.00	4.7	0.7
	55.90	21.20	308	3
	55.70	21.40	741	30
	55.50	21.60	1409	17
	55.30	21.80	1971	21
	55.10	22.00	2229	23
	54.90	22.20	2307	24
	54.70	22.40	2329	24
	54.50	22.60	2341	24
	54.30	22.80	2355	25
	54.10	23.00	2317	24

Datum	Tiefe [mNN]	Tiefe [m]	Konz. c [fmol/l]	Δc [fmol/l]
24.03.1999	77.18	0.60	2.46	0.06
	58.78	19.00	2.41	0.06
Seespiegel	56.78	21.00	2.45	0.03
	56.38	21.40	2.51	0.03
77.78 mNN	56.18	21.60	2.69	0.04
	55.98	21.80	107	1
	55.78	22.00	688	7
	55.58	22.20	1349	16
	55.38	22.40	1937	99
	55.18	22.60	2219	23
	54.98	22.80	2338	24
	54.78	23.00	2349	24
	54.58	23.20	2361	24
	54.38	23.40	2338	24
	54.18	23.60	2310	24
	53.98	23.80	2283	24
	53.78	24.00	2256	24

Datum	Tiefe [mNN]	Tiefe [m]	Konz. c [fmol/l]	Δc [fmol/l]
27.04.1999	56.04	22.20	20.8	0.2
	55.84	22.40	492	6
	55.64	22.60	1042	15
Seespiegel	55.44	22.80	1685	21
78.24 mNN	55.24	23.00	2075	22
	55.04	23.20	2271	24
	54.84	23.40	2329	25
	54.64	23.60	2331	25
	54.44	23.80	2308	24
	54.24	24.00	2294	24
	54.04	24.20	2252	25
	53.84	24.40	2235	24
	53.64	24.60	2226	23
	53.44	24.80	2207	23

Datum	Tiefe [mNN]	Tiefe [m]	Konz. c [fmol/l]	Δc [fmol/l]
25.05.1999	78.44	0.10	1.47	0.06
	78.44	0.10	1.49	0.06
	73.54	5.00	1.63	0.06
Seespiegel	68.54	10.00	2.01	0.06
78.54 mNN	63.54	15.00	2.11	0.06
	60.54	18.00	2.42	0.06
	58.54	20.00	2.40	0.20
	56.34	22.20	2.71	0.05
	56.24	22.30	2.77	0.05
	56.14	22.40	7.90	0.08
	55.74	22.80	871	17
	55.54	23.00	1451	18
	55.54	23.00	1434	18
	55.34	23.20	1931	21
	55.14	23.40	2215	23
	54.94	23.60	2297	23
	54.74	23.80	2316	24
	54.54	24.00	2314	23
	54.34	24.20	2324	22
	54.14	24.40	2243	23
	53.94	24.60	2259	23

Datum	Tiefe [mNN]	Tiefe [m]	Konz. c [fmol/l]	Δc [fmol/l]	Datum	Tiefe [mNN]	Tiefe [m]	Konz. c [fmol/l]	Δc [fmol/l]
	78.62	0.10	1.62	0.13		78.82	0.10	1.49	0.05
23.06.1999	73.72	5.00	1.62	0.05	25.08.1999	71.92	7.00	1.55	0.06
	72.83	5.89	1.80	0.05		59.92	19.00	2.79	0.06
Seespiegel	71.72	7.00	1.93	0.04	Seespiegel	58.92	20.00	3.43	0.05
78.72 mNN	67.72	11.00	2.03	0.04	78.92 mNN	58.42	20.50	3.56	0.06
	63.72	15.00	2.11	0.05		57.92	21.00	3.75	0.05
	61.72	17.00	2.25	0.00		57.42	21.50	4.13	0.06
	61.12	17.60	2.05	0.04		56.92	22.00	4.32	0.06
	60.84	17.88	2.19	0.04		56.32	22.60	4.65	0.06
	59.72	19.00	2.55	0.04		56.12	22.80	20.6	0.2
	58.72	20.00	2.82	0.04		55.92	23.00	380	3
	58.22	20.50	3.08	0.05		55.72	23.20	890	7
	57.72	21.00	3.23	0.05		55.52	23.40	1404	16
	57.32	21.40	3.39	0.04		55.32	23.60	1898	18
	56.92	21.80	3.52	0.04		55.12	23.80	2202	19
	56.22	22.50	3.94	0.12		54.92	24.00	2297	20
	56.12	22.60	5.30	0.17		54.72	24.20	2307	21
	55.92	22.80	292	6		54.32	24.60	2269	21
	55.72	23.00	880	19		54.12	24.80	2194	20
	55.52	23.20	1430	19		53.92	25.00	2207	19
	55.32	23.40	1919	24		53.72	25.20	2155	20
	55.12	23.60	2203	25					
	54.92	23.80	2254	26					
	54.72	24.00	2218	36					
	54.52	24.20	2241	25					
	54.32	24.40	2246	26					
	54.12	24.60	2203	37					
	53.72	25.00	2144	36					
	53.53	25.19	2095	35					

Datum	Tiefe [mNN]	Tiefe [m]	Konz. c [fmol/l]	Δc [fmol/l]	Datum	Tiefe [mNN]	Tiefe [m]	Konz. c [fmol/l]	Δc [fmol/l]
	78.55	0.40	1.50	0.04		79.41	0.20	1.84	0.04
22.09.1999	78.55	0.40	1.45	0.04	27.04.2000	77.61	2.00	1.83	0.04
	73.95	5.00	1.46	0.04		76.61	3.00	2.02	0.04
Seespiegel	70.95	8.00	1.78	0.05	Seespiegel	74.11	5.50	2.21	0.04
78.95 mNN	64.95	14.00	2.31	0.05	79.61 mNN	71.61	8.00	2.24	0.04
	62.45	16.50	2.39	0.05		67.61	12.00	2.20	0.04
	61.45	17.50	2.51	0.05		61.61	18.00	2.26	0.04
	60.45	18.50	2.78	0.05		59.61	20.00	2.36	0.05
	59.45	19.50	3.02	0.05		58.61	21.00	2.41	0.05
	58.55	20.40	3.53	0.05		58.08	21.53	2.52	0.05
	57.95	21.00	3.94	0.05		57.61	22.00	2.69	0.05
	57.35	21.60	4.31	0.06		57.11	22.50	2.73	0.05
	56.95	22.00	4.44	0.06		56.61	23.00	2.85	0.05
	56.55	22.40	4.64	0.06		56.21	23.40	2.84	0.06
	56.35	22.60	4.76	0.06		56.01	23.60	3.0	0.2
	56.15	22.80	11.6	0.8		55.81	23.80	347	3
	55.95	23.00	274	3		55.61	24.00	1181	12
	55.75	23.20	786	6		55.41	24.20	1689	21
	55.55	23.40	1356	10		55.21	24.40	2005	25
	55.35	23.60	1913	13		55.01	24.60	2127	26
	55.15	23.80	2074	20		54.81	24.80	2152	26
	54.95	24.00	2238	21		54.61	25.00	2115	26
	54.75	24.20	2280	21		54.41	25.20	2101	25
	54.55	24.40	2268	20		54.21	25.40	2014	27
	54.35	24.60	2227	21		54.01	25.60	2011	25
	54.15	24.80	2185	21		53.81	25.80	1965	24
	53.95	25.00	2153	21					

Datum	Tiefe [mNN]	Tiefe [m]	Konz. c [fmol/l]	Δc [fmol/l]	Datum	Tiefe [mNN]	Tiefe [m]	Konz. c [fmol/l]	Δc [fmol/l]		
26.07.2000	79.02	0.60	1.49	0.05	21.09.2000	79.61	0.10	1.51	0.05		
	76.12	3.50	1.47	0.05		72.21	7.50	1.41	0.05		
	74.12	5.50	1.50	0.05		67.71	12.00	2.07	0.05		
	Seespiegel	71.62	8.00	1.61		0.05	Seespiegel	64.71	15.00	2.26	0.05
	79.62 mNN	67.62	12.00	2.38		0.05	79.71 mNN	61.71	18.00	2.42	0.06
	64.62	15.00	2.42	0.05		59.71	20.00	2.72	0.06		
	61.62	18.00	2.48	0.05		58.71	21.00	3.11	0.06		
	59.62	20.00	2.59	0.05		58.11	21.60	3.38	0.06		
	58.62	21.00	2.68	0.06		57.51	22.20	3.62	0.07		
	57.62	22.00	2.84	0.06		56.91	22.80	3.68	0.07		
	56.62	23.00	3.11	0.06		56.51	23.20	3.77	0.07		
	56.22	23.40	3.21	0.06		56.11	23.60	4.04	0.09		
	56.02	23.60	7.9	0.1		55.91	23.80	105	4		
	55.82	23.80	452	6		55.71	24.00	761	17		
	55.62	24.00	1137	18		55.51	24.20	1319	23		
	55.42	24.20	1576	26		55.31	24.40	1733	28		
	55.22	24.40	1933	30		55.11	24.60	1956	30		
55.02	24.60	2129	34	54.91	24.80	2098	31				
54.82	24.80	2157	33	54.71	25.00	2120	32				
54.62	25.00	2112	32	54.51	25.20	2032	31				
54.42	25.20	2050	32	54.31	25.40	1954	30				
54.22	25.40	2004	31	54.11	25.60	1917	30				
				53.91	25.80	1877	29				
				53.71	26.00	1816	29				
				53.51	26.20	1774	23				
				53.31	26.40	1716	22				

Datum	Tiefe [mNN]	Tiefe [m]	Konz. c [fmol/l]	Δc [fmol/l]	Datum	Tiefe [mNN]	Tiefe [m]	Konz. c [fmol/l]	Δc [fmol/l]		
14.12.2000	79.81	0.00	2.20	0.05	22.05.2001	80.21	0.00	1.93	0.05		
	69.21	10.60	2.17	0.05		76.01	4.20	1.91	0.06		
	59.81	20.00	2.09	0.05		73.61	6.60	2.45	0.05		
	Seespiegel	56.21	23.60	2.15		0.04	Seespiegel	67.21	13.00	2.55	0.05
	79.81 mNN	56.01	23.80	2.14		0.04	80.21 mNN	58.21	22.00	2.62	0.05
	55.81	24.00	362	20		57.21	23.00	2.60	0.05		
	55.61	24.20	996	11		56.81	23.40	2.64	0.05		
	55.41	24.40	1433	19		56.61	23.60	2.60	0.05		
	55.21	24.60	1783	21		56.41	23.80	2.62	0.07		
	55.01	24.80	2009	24		56.21	24.00	2.71	0.11		
	54.81	25.00	2050	23		56.01	24.20	2.80	0.11		
	54.61	25.20	2030	24		55.81	24.40	174	9		
	54.41	25.40	1959	22		55.61	24.60	907	9		
	54.21	25.60	1876	20		55.41	24.80	1386	17		
	54.06	25.75	1831	21		55.21	25.00	1696	22		

Datum	Tiefe [mNN]	Tiefe [m]	Konz. c [fmol/l]	Δc [fmol/l]	Datum	Tiefe [mNN]	Tiefe [m]	Konz. c [fmol/l]	Δc [fmol/l]	
19.09.2001	69.53	10.80	1.62	0.04	80.21 mNN	55.01	25.20	1927	22	
	67.83	12.50	1.70	0.04		54.81	25.40	1996	25	
	62.33	18.00	2.08	0.04		54.61	25.60	1966	23	
	Seespiegel	59.33	21.00	3.14		0.05	54.41	25.80	1888	23
	80.33 mNN	58.33	22.00	3.16		0.05	54.21	26.00	1799	21
	57.83	22.50	3.23	0.05		54.01	26.20	1755	22	
	57.33	23.00	3.33	0.05		53.81	26.40	1721	22	
	56.93	23.40	3.40	0.05		53.61	26.60	1660	21	
	56.53	23.80	3.57	0.05						
	56.33	24.00	3.94	0.07						
	55.93	24.40	15.8	1.9						
	55.73	24.60	595	6						
	55.53	24.80	1141	14						
	55.33	25.00	1529	17						
	55.13	25.20	1804	19						
	54.93	25.40	1944	20						
	54.73	25.60	1923	20						
54.53	25.80	1846	20							
54.33	26.00	1752	19							
54.03	26.30	1640	18							

A.2 Tagebausee 1b, Oktober 1998 bis September 2001

Datum	Tiefe [mNN]	Tiefe [m]	Konz. c [fmol/l]	Δc [fmol/l]
	69.80	1.00	2.05	0.03
13.10.1998	61.30	9.50	2.01	0.03
	60.80	10.00	2.29	0.03
Seespiegel	57.80	13.00	2.54	0.04
70.8 mNN	54.80	16.00	2.65	0.03
	53.80	17.00	2.57	0.03
	53.40	17.40	2.30	0.38
	53.00	17.80	2.04	0.03
	51.35	19.45	1.63	0.03
	50.80	20.00	1.56	0.03
	50.30	20.50	1.63	0.03
	49.80	21.00	1.69	0.03
	49.30	21.50	1.68	0.03
	48.35	22.45	1.71	0.03

Datum	Tiefe [mNN]	Tiefe [m]	Konz. c [fmol/l]	Δc [fmol/l]
	54.05	19.00	3.90	0.05
18.12.1998	53.65	19.40	4.37	0.06
	53.25	19.80	4.9	0.1
Seespiegel	53.05	20.00	7	1
73.05 mNN	52.45	20.60	22	1
	52.05	21.00	353	4
	51.65	21.40	1088	11
	51.25	21.80	2280	23
	50.85	22.20	1222	12
	50.45	22.60	251	3
	50.05	23.00	54	2
	49.65	23.40	28.0	0.3
	49.25	23.80	17.9	0.2
	48.85	24.20	24.8	0.3
	48.45	24.60	58.7	0.6

Datum	Tiefe [mNN]	Tiefe [m]	Konz. c [fmol/l]	Δc [fmol/l]
	53.59	18.45	3.85	0.12
18.11.1998	53.04	19.00	4.04	0.11
	52.54	19.50	17.5	0.2
Seespiegel	52.04	20.00	451	11
72.04 mNN	51.54	20.50	1145	11
	51.04	21.00	1202	11
	50.54	21.50	223	4
	50.04	22.00	96.3	0.9
	49.04	23.00	72.03	0.67
	48.54	23.50	72.01	0.67

Datum	Tiefe [mNN]	Tiefe [m]	Konz. c [fmol/l]	Δc [fmol/l]
	54.18	20.00	3.02	0.04
21.01.1999	53.78	20.40	3.05	0.04
	53.38	20.80	2.83	0.04
Seespiegel	52.98	21.20	10.0	0.1
74.18 mNN	52.58	21.60	46.6	1.1
	52.28	21.90	170	2
	51.98	22.20	532	10
	51.78	22.40	990	13
	51.58	22.60	1336	16
	51.38	22.80	1703	18
	51.18	23.00	1522	17
	50.98	23.20	1212	14
	50.78	23.40	836	12
	50.58	23.60	400	4
	50.38	23.80	164	2
	50.12	24.06	94.5	1.1
	49.98	24.20	68.7	0.9
	49.78	24.40	55.8	0.8
	49.58	24.60	50.3	0.7
	49.38	24.80	46.6	0.7
	49.08	25.10	48.1	0.7

Datum	Tiefe [mNN]	Tiefe [m]	Konz. c [fmol/l]	Δc [fmol/l]	Datum	Tiefe [mNN]	Tiefe [m]	Konz. c [fmol/l]	Δc [fmol/l]
25.03.1999 Seespiegel 75.93 mNN	74.93	1.00	2.43	0.04	28.04.1999 Seespiegel 77.01 mNN	76.91	0.10	1.59	0.03
	64.93	11.00	2.37	0.03		70.01	7.00	1.76	0.04
	60.93	15.00	2.36	0.03		68.01	9.00	1.78	0.04
	55.93	20.00	2.45	0.03		61.01	16.00	2.32	0.04
	54.34	21.59	2.75	0.04		57.51	19.50	2.58	0.05
	53.33	22.60	4.02	0.11		55.01	22.00	2.65	0.05
	53.15	22.78	8.36	0.13		54.51	22.50	2.58	0.05
	52.93	23.00	19.9	0.2		54.01	23.00	2.97	0.06
	52.73	23.20	36.5	0.4		53.51	23.50	3.16	0.06
	52.53	23.40	75	2		53.21	23.80	7.04	0.09
	52.33	23.60	191	3		53.01	24.00	15.7	0.2
	52.13	23.80	463	5		52.81	24.20	36.7	1.4
	51.94	23.99	794	8		52.61	24.40	54.6	1.5
	51.73	24.20	1088	13		52.41	24.60	114	3
	51.53	24.40	1331	15		52.21	24.80	293	4
	51.45	24.48	1412	16		52.01	25.00	703	8
	51.33	24.60	1417	16		51.81	25.20	1029	17
	51.23	24.70	1351	16		51.61	25.40	1185	18
	51.13	24.80	1270	15		51.51	25.50	1225	19
	50.93	25.00	984	13		51.41	25.60	1256	20
	50.75	25.18	644	10		51.26	25.75	1228	18
	50.53	25.40	400	4		51.01	26.00	1025	18
	50.33	25.60	198	3		50.81	26.20	836	9
	50.13	25.80	126	1		50.61	26.40	493	6
	49.93	26.00	98	1		50.41	26.60	266	4
49.73	26.20	78	1	50.21	26.80	144	2		
49.54	26.39	73.4	0.9	50.01	27.00	110	2		
49.33	26.60	73.1	0.9	49.81	27.20	91	1		
				49.61	27.40	81	1		
				49.41	27.60	70	1		
				49.01	28.00	70	1		
Datum	Tiefe [mNN]	Tiefe [m]	Konz. c [fmol/l]	Δc [fmol/l]	Datum	Tiefe [mNN]	Tiefe [m]	Konz. c [fmol/l]	Δc [fmol/l]
26.05.1999 Seespiegel 77.67 mNN	77.57	0.10	1.19	0.03	23.09.1999 Seespiegel 78.94 mNN	78.54	0.40	1.56	0.05
	72.67	5.00	1.32	0.03		74.94	4.00	1.54	0.05
	67.67	10.00	1.99	0.04		71.94	7.00	1.54	0.05
	59.67	18.00	2.04	0.04		69.94	9.00	2.13	0.05
	58.67	19.00	2.32	0.04		66.94	12.00	2.51	0.05
	57.67	20.00	2.31	0.04		63.94	15.00	2.55	0.05
	56.67	21.00	2.32	0.04		60.94	18.00	2.65	0.05
	55.87	21.80	2.50	0.04		59.94	19.00	2.63	0.05
	55.47	22.20	2.53	0.04		59.14	19.80	2.62	0.05
	55.07	22.60	2.63	0.04		58.54	20.40	2.61	0.05
	54.67	23.00	2.64	0.04		57.94	21.00	2.61	0.05
	54.27	23.40	2.77	0.05		56.94	22.00	2.56	0.05
	53.87	23.80	2.84	0.05		55.94	23.00	2.61	0.05
	53.47	24.20	3.02	0.05		54.94	24.00	2.61	0.05
	53.07	24.60	12.73	0.15		54.34	24.60	2.60	0.05
	52.87	24.80	38.1	0.4		53.94	25.00	3.02	0.06
	52.67	25.00	70.5	1.4		53.54	25.40	7.02	0.09
	52.27	25.40	309	4		53.14	25.80	26.7	0.3
	52.07	25.60	649	7		52.94	26.00	58.0	0.7
	51.87	25.80	932	9		52.74	26.20	141	2
	51.67	26.00	1126	11		52.54	26.40	194	3
	51.57	26.10	1122	17		52.34	26.60	356	4
	51.47	26.20	1164	17		52.14	26.80	545	6
	51.37	26.30	1157	17		51.94	27.00	666	7
	51.27	26.40	1165	17		51.74	27.20	743	8
51.17	26.50	1104	17	51.54	27.40	779	8		
51.07	26.60	1040	10	51.34	27.60	776	8		
50.87	26.80	867	9	51.14	27.80	768	8		
50.67	27.00	653	7	50.94	28.00	707	8		
50.47	27.20	414	4	50.74	28.20	587	6		
50.27	27.40	211	2	50.54	28.40	510	6		
50.07	27.60	155	2	50.34	28.60	427	5		
49.27	28.40	116	2	50.14	28.80	402	5		
48.67	29.00	102	2	49.94	29.00	369	5		
				49.74	29.20	345	4		
				49.34	29.60	310	4		
				48.94	30.00	314	4		

Datum	Tiefe [mNN]	Tiefe [m]	Konz. c [fmol/l]	Δc [fmol/l]	Datum	Tiefe [mNN]	Tiefe [m]	Konz. c [fmol/l]	Δc [fmol/l]
17.11.1999 Seespiegel 79.31 mNN	78.71	0.60	2.33	0.06	15.12.1999 Seespiegel 79.5 mNN	79.00	0.50	2.34	0.05
	73.31	6.00	2.39	0.06		73.50	6.00	2.41	0.05
	68.51	10.80	2.34	0.05		65.70	13.80	2.28	0.05
	59.31	20.00	2.62	0.06		64.90	14.60	2.47	0.05
	58.31	21.00	2.49	0.06		63.50	16.00	2.65	0.05
	57.31	22.00	2.54	0.06		61.00	18.50	2.76	0.05
	55.81	23.50	2.68	0.06		59.50	20.00	2.79	0.05
	55.31	24.00	2.55	0.06		58.50	21.00	2.59	0.05
	55.01	24.30	2.60	0.06		57.50	22.00	2.52	0.05
	54.31	25.00	2.85	0.06		55.50	24.00	2.53	0.05
	53.51	25.80	9.5	0.1		55.00	24.50	2.67	0.05
	53.31	26.00	17.5	0.3		54.50	25.00	2.77	0.05
	53.11	26.20	35.5	1.7		54.00	25.50	2.99	0.05
	52.91	26.40	90.7	2.1		53.70	25.80	6.81	0.07
	52.71	26.60	158	3		53.50	26.00	17.51	0.13
	52.51	26.80	272	4		53.30	26.20	26.4	1.7
	52.31	27.00	401	6		53.10	26.40	47.7	1.7
	52.11	27.20	555	8		52.90	26.60	106.7	1.8
	51.91	27.40	668	10		52.70	26.80	204	2
	51.71	27.60	697	10		52.50	27.00	422	4
51.51	27.80	699	10	52.30	27.20	507	5		
51.31	28.00	699	10	52.10	27.40	575	4		
49.31	30.00	463	5	51.90	27.60	617	5		
				51.70	27.80	625	5		
				51.50	28.00	615	5		
				51.30	28.20	596	5		
				51.10	28.40	565	5		
				50.90	28.60	561	4		
				50.70	28.80	546	4		
				50.50	29.00	514	4		
				50.30	29.20	491	4		
				50.10	29.40	464	4		
				49.90	29.60	456	4		
				49.70	29.80	456	4		
				49.50	30.00	451	3		
				49.30	30.20	452	4		
				49.10	30.40	445	3		
				48.90	30.60	441	3		
Datum	Tiefe [mNN]	Tiefe [m]	Konz. c [fmol/l]	Δc [fmol/l]					
15.02.2000 Seespiegel 80.91 mNN	80.81	0.10	2.82	0.05					
	75.91	5.00	2.77	0.10					
	70.91	10.00	2.88	0.05					
	65.91	15.00	2.76	0.05					
	62.41	18.50	2.76	0.05					
	61.41	19.50	2.61	0.05					
	59.91	21.00	2.60	0.05					
	58.91	22.00	2.60	0.05					
	58.41	22.50	2.57	0.05					
	57.41	23.50	2.50	0.05					
	56.91	24.00	2.54	0.05					
	56.41	24.50	2.52	0.05					
	55.91	25.00	2.60	0.05					
	55.71	25.20	2.50	0.10					
	55.31	25.60	2.59	0.05					
	55.11	25.80	2.64	0.05					
	54.91	26.00	2.72	0.05					
	54.31	26.60	2.74	0.09					
	54.11	26.80	3.02	0.09					
	53.91	27.00	4.07	0.09					
53.71	27.20	9.92	0.12						
53.51	27.40	21.6	0.2						
53.31	27.60	33.8	0.6						
53.11	27.80	64.7	0.7						
52.91	28.00	140.9	1.2						
52.71	28.20	252	2						
52.51	28.40	356	3						
52.31	28.60	461	4						
52.11	28.80	542	5						
51.91	29.00	576	4						
51.51	29.40	583	5						
51.11	29.80	571	4						
50.71	30.20	530	4						
50.31	30.60	503	4						
50.11	30.80	483	4						
49.91	31.00	466	4						
49.51	31.40	467	4						

Datum	Tiefe [mNN]	Tiefe [m]	Konz. c [fmol/l]	Δc [fmol/l]	Datum	Tiefe [mNN]	Tiefe [m]	Konz. c [fmol/l]	Δc [fmol/l]
29.03.2000	82.20	0.10	0.00	0.06	22.06.2000	77.02	6.00	1.80	0.04
	77.47	4.83	2.26	0.05		73.02	10.00	2.62	0.05
Seespiegel 82.3 mNN	72.30	10.00	2.72	0.06	68.62	14.40	2.52	0.05	
	67.30	15.00	2.55	0.05	Seespiegel 83.02 mNN	62.02	21.00	2.55	0.05
	62.30	20.00	2.53	0.05		59.02	24.00	2.62	0.05
	61.30	21.00	2.52	0.12		58.02	25.00	2.58	0.05
	60.30	22.00	2.61	0.05		57.52	25.50	2.60	0.05
	59.30	23.00	2.67	0.05		57.02	26.00	2.62	0.05
	58.30	24.00	2.56	0.05		56.62	26.40	2.64	0.05
	57.80	24.50	2.67	0.05		56.02	27.00	2.64	0.05
	57.30	25.00	2.57	0.05		55.52	27.50	2.65	0.05
	56.80	25.50	2.60	0.05		55.22	27.80	2.66	0.05
	56.30	26.00	2.72	0.05		55.02	28.00	2.64	0.05
	56.10	26.20	2.62	0.05		54.82	28.20	2.69	0.05
	55.70	26.60	2.74	0.05		54.62	28.40	2.70	0.05
	55.30	27.00	2.64	0.05		54.42	28.60	2.83	0.05
	55.10	27.20	2.69	0.05		54.22	28.80	3.52	0.06
	54.90	27.40	2.69	0.05		54.02	29.00	4.30	0.06
	54.70	27.60	2.71	0.05		53.82	29.20	6.84	0.09
	54.50	27.80	2.75	0.05		53.62	29.40	21.7	0.2
	54.30	28.00	2.83	0.08		53.42	29.60	30.5	0.6
	54.10	28.20	3.23	0.08		53.22	29.80	47.0	0.7
	53.90	28.40	4.28	0.09		53.02	30.00	82.1	1.1
	53.70	28.60	8.42	0.13		52.79	30.23	176	2
	53.50	28.80	18.3	0.2		52.62	30.40	257	3
	53.30	29.00	32.9	0.4		52.42	30.60	356	4
	53.10	29.20	51.8	0.8		52.22	30.80	431	5
	52.90	29.40	105.5	1.3		52.02	31.00	496	6
	52.70	29.60	188	2		51.82	31.20	521	6
	52.50	29.80	291	4		51.62	31.40	543	6
	52.30	30.00	407	5		51.42	31.60	551	6
	52.10	30.20	508	6		51.22	31.80	544	6
	51.90	30.40	555	7		51.02	32.00	544	6
	51.70	30.60	587	7		50.62	32.40	528	6
	51.50	30.80	584	7		50.22	32.80	507	6
	51.30	31.00	582	6		50.02	33.00	499	5
	51.10	31.20	573	7		49.42	33.60	492	6
	50.90	31.40	564	7		49.02	34.00	487	6
	50.70	31.60	546	6					
	50.50	31.80	546	6					
	50.30	32.00	529	6					
	50.10	32.20	508	6					
	49.90	32.40	497	6					
	49.70	32.60	483	6					
	49.55	32.75	480	6					

Datum	Tiefe [mNN]	Tiefe [m]	Konz. c [fmol/l]	Δc [fmol/l]	Datum	Tiefe [mNN]	Tiefe [m]	Konz. c [fmol/l]	Δc [fmol/l]
	83.04	0.10	1.62	0.04		83.41	0.00	2.76	0.05
18.10.2000	83.04	0.10	1.64	0.04	20.02.2001	74.01	9.40	2.77	0.06
	73.14	10.00	1.62	0.04		69.21	14.20	2.76	0.05
Seespiegel	71.64	11.50	2.34	0.05	Seespiegel	63.41	20.00	2.96	0.06
83.14 mNN	70.14	13.00	2.35	0.05	83.41 mNN	60.61	22.80	2.74	0.05
	62.14	21.00	2.59	0.05		59.41	24.00	2.68	0.06
	58.14	25.00	2.54	0.05		58.41	25.00	2.59	0.05
	56.14	27.00	2.65	0.05		57.41	26.00	2.66	0.07
	55.14	28.00	2.70	0.05		56.96	26.45	2.66	0.05
	54.74	28.40	2.68	0.05		56.41	27.00	2.68	0.06
	54.33	28.81	3.35	0.05		55.91	27.50	2.64	0.05
	54.14	29.00	4.51	0.06		55.21	28.20	2.77	0.06
	53.94	29.20	6.73	0.08		55.01	28.40	2.75	0.06
	53.74	29.40	16.8	0.2		54.81	28.60	2.81	0.06
	53.54	29.60	32.2	0.6		54.61	28.80	2.86	0.06
	53.34	29.80	46.4	0.7		54.41	29.00	3.01	0.05
	53.14	30.00	66.8	0.8		54.21	29.20	3.97	0.06
	52.94	30.20	104	1		54.01	29.40	6.18	0.08
	52.74	30.40	211	2		53.81	29.60	10.10	0.15
	52.54	30.60	281	3		53.61	29.80	19.1	0.2
	52.34	30.80	375	4		53.41	30.00	33.7	0.6
	52.14	31.00	444	5		53.21	30.20	49.1	0.7
	51.94	31.20	480	5		53.01	30.40	86	1
	51.74	31.40	502	5		52.81	30.60	161	2
	51.54	31.60	508	6		52.61	30.80	238	3
	51.34	31.80	510	6		52.41	31.00	312	4
	51.14	32.00	498	5		52.21	31.20	388	4
	50.94	32.20	501	5		52.01	31.40	440	5
	50.74	32.40	496	5		51.81	31.60	471	5
	50.54	32.60	493	5		51.61	31.80	486	5
	50.34	32.80	494	5		51.41	32.00	495	5
	50.14	33.00	490	5		51.01	32.40	499	5
	49.94	33.20	489	5		50.61	32.80	492	5
	49.74	33.40	487	5		50.21	33.20	485	5
	49.54	33.60	485	5		49.81	33.60	486	5
	49.14	34.00	481	5		49.41	34.00	477	5
	48.94	34.20	483	5		49.01	34.40	472	5
	48.74	34.40	479	5		48.61	34.80	468	5
	48.54	34.60	409	4		48.41	35.00	462	5
						48.21	35.20	449	5

Datum	Tiefe [mNN]	Tiefe [m]	Konz. c [fmol/l]	Δc [fmol/l]	Datum	Tiefe [mNN]	Tiefe [m]	Konz. c [fmol/l]	Δc [fmol/l]
21.05.2001	79.39	4.60	2.00	0.06	18.09.2001	84.10	0.00	1.59	0.06
	76.99	7.00	2.46	0.06		80.10	4.00	1.63	0.05
	67.99	16.00	2.64	0.07		76.10	8.00	1.60	0.04
Seespiegel mNN	59.99	24.00	2.69	0.06	Seespiegel	71.90	12.20	2.28	0.06
	57.99	26.00	2.67	0.11	84.1 mNN	68.10	16.00	2.59	0.06
	56.49	27.50	2.73	0.13		62.10	22.00	2.58	0.06
	55.99	28.00	2.70	0.11		61.10	23.00	2.64	0.07
	55.79	28.20	2.74	0.12		60.10	24.00	2.55	0.06
	55.59	28.40	2.81	0.11		58.10	26.00	2.65	0.06
	55.39	28.60	2.85	0.11		56.60	27.50	2.66	0.16
	55.19	28.80	2.83	0.11		56.10	28.00	2.70	0.17
	54.99	29.00	2.84	0.13		55.90	28.20	2.77	0.16
	54.79	29.20	2.92	0.11		55.50	28.60	2.79	0.15
	54.59	29.40	3.00	0.12		55.30	28.80	2.80	0.13
	54.39	29.60	3.28	0.09		55.10	29.00	2.85	0.18
	54.19	29.80	4.33	0.12		54.90	29.20	2.81	0.14
	53.99	30.00	7.5	0.2		54.70	29.40	3.0	0.1
	53.79	30.20	16.3	0.2		54.50	29.60	3.1	0.1
	53.59	30.40	26.6	0.7		54.30	29.80	4.4	0.1
	53.39	30.60	40.6	0.7		54.10	30.00	6.2	0.3
	53.19	30.80	62.9	0.6		53.90	30.20	12.9	0.2
	52.99	31.00	89	1		53.70	30.40	28.9	0.6
	52.79	31.20	173	2		53.50	30.60	44.4	0.5
	52.59	31.40	261	2		53.30	30.80	60.6	0.6
	52.39	31.60	320	3		53.10	31.00	89.0	1.1
	52.19	31.80	393	4		52.90	31.20	151	2
	51.99	32.00	456	5		52.70	31.40	232	2
	51.59	32.40	494	5		52.50	31.60	305	3
	51.19	32.80	504	5		52.30	31.80	363	4
	50.99	33.00	504	5		52.10	32.00	412	4
	50.69	33.30	505	5		51.90	32.20	440	5
	50.39	33.60	496	5		51.70	32.40	453	5
	49.99	34.00	488	5		51.30	32.80	465	6
	49.59	34.40	481	5		50.50	33.60	469	5
	49.19	34.80	472	5		50.10	34.00	462	6
	48.79	35.20	465	5		49.70	34.40	462	5
	48.59	35.40	453	5		49.50	34.60	464	5
	48.39	35.60	458	5		49.30	34.80	460	5
	48.24	35.75	397	4		48.90	35.20	458	5

Anhang B

Temperaturzeitserie Tagebausee 1b

Die Abbildung B.1 auf der nächsten Seite zeigt Temperaturzeitserien von Anfang April bis Ende Dezember 2000 im Tagebausee Merseburg-Ost 1b. Die elf Thermistoren waren in unterschiedlichen Tiefen an einer Boje hängend installiert (UFZ, Gewässerforschung Magdeburg). Die Temperaturen, die die obersten drei Thermistoren (Epilimnion) aufgezeichnet haben, sind vergleichsweise stark an das Wettergeschehen in der Atmosphäre gekoppelt. Die erste starke Erwärmung im April/Mai baute eine thermische Schichtung auf, die stark genug ist, so dass das Epilimnion nicht mehr bis 4 m Tiefe durchmischt wird. Erst eine Phase mit kühlem und windigem Wetter homogenisierte das Epilimnion in der zweiten Maihälfte erneut. Eine ähnliche Entwicklung zeigen die Sensoren in sieben bis 18 m Tiefe: durch die Schichtung in der Thermokline geschützt vor der direkten Mischung von oben steigt die mittlere Temperatur durch turbulenten Wärmetransport aus dem Epilimnion. Im Verlauf der herbstlichen konvektiven Mischung beginnend im Oktober wurde die Wassersäule bis zum Thermistor in 22 m Tiefe homogenisiert.

Die beiden tiefsten Thermistoren befanden sich unterhalb des Dichtesprunges (obere Halokline, Abb. 2.7), also im Monimolimnion. In diesen Tiefen, wo die Temperatur nach unten hin zunimmt, ändert sie sich mit der Zeit nur sehr wenig wegen des langsamen Vertikaltransports. Insbesondere kann die winterliche Mischung von oben nicht bis dorthin vordringen. Man muss berücksichtigen, dass ein kontinuierlich abnehmender Trend durch das Anwachsen des Seespiegels, dem die Thermistorkette folgt, überlagert ist.

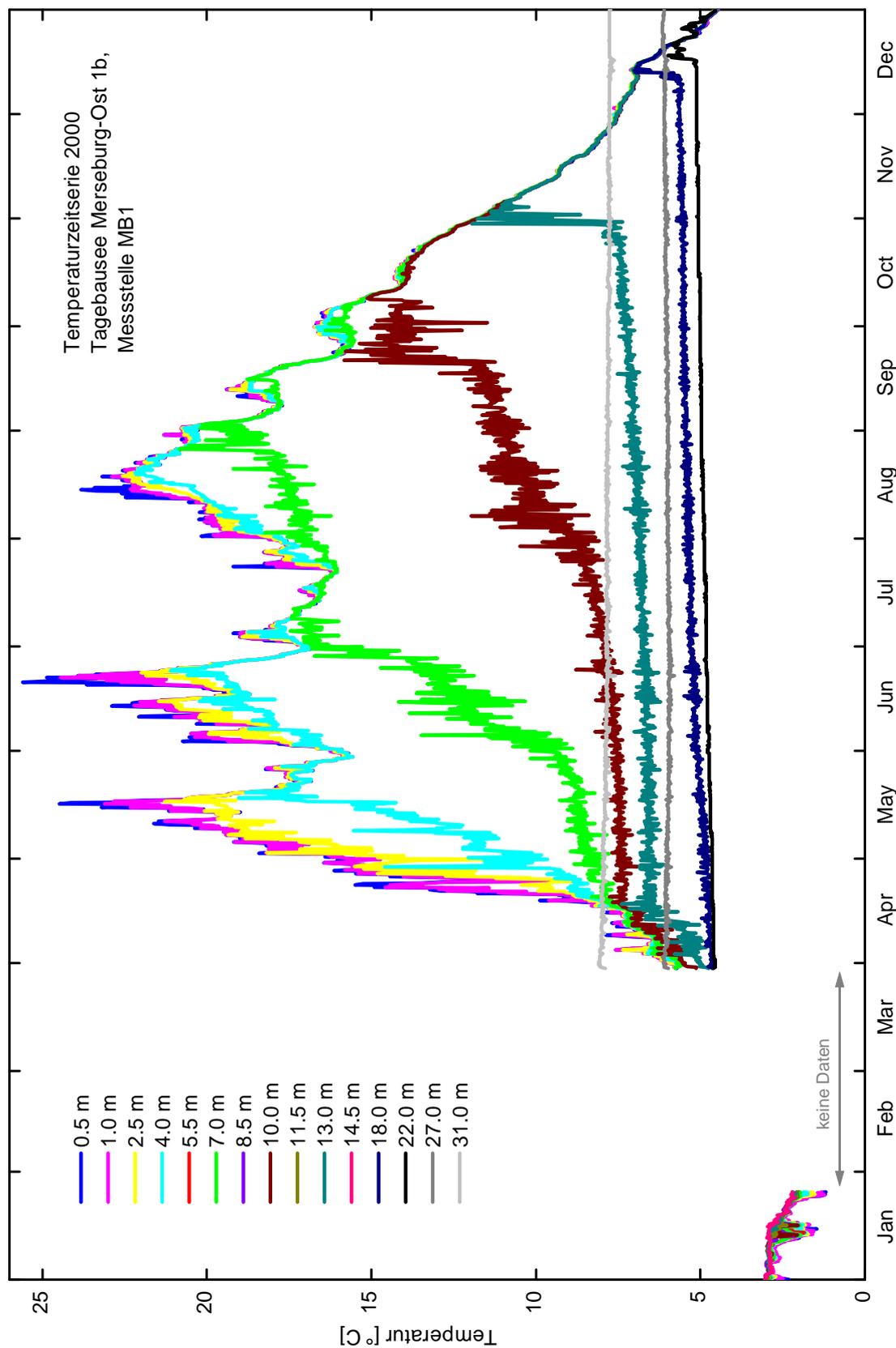


Abbildung B.1: Thermistorketten-Aufzeichnung im Jahr 2000 an der Messstelle MB1 im Restsee 1b (UFZ Magdeburg).

Literaturverzeichnis

- H. Akima. A New Method of Interpolation and Smooth Curve Fitting Based on Local Procedures. *Journal of the Association for Computing Machinery*, 17(4):589–602, 1970.
- G. Benoit und H.F. Hemond. Vertical eddy diffusion calculated by the flux gradient method: Significance of sediment-water heat exchange. *Limnology and Oceanography*, 41(1):157–168, 1996.
- B. Boehrer. Beständigkeit eines Monimolimnions; Modellierung am Beispiel des Tagebausees Merseburg-Ost 1A. In *Extended Abstracts, DGL Jahrestagung 1997, Frankfurt*, 1998.
- B. Boehrer. Difficulties in predicting the permanent stratification of opencast mining lakes. In R. Pieters G.A. Lawrence und N. Yonemitsu, editors, *Fifth International Symposium on Stratified Flows*, volume 1, pages 395–400, University of British Columbia, 2000.
- B. Boehrer, H. Heidenreich, M. Schimmele und M. Schultze. Numerical Prognosis for salinity profiles of future lakes in the opencast mine of Merseburg-Ost. *International Journal of Salt Lake Research*, 7:235–260, 1998.
- B. Boehrer, M. Schultze und M. Schimmele. Limnologisches Gutachten für den Tagebau Merseburg-Ost -Teil 2-. Technical report, UFZ-Gewässerforschung, Magdeburg, 1997.
- B. Boehrer, M. Schultze, B. Zippel und H. Rönicke. Jahresbericht 2001 für den Tagebau Merseburg-Ost. Technical report, UFZ - Sektion Gewässerforschung Magdeburg, 14.12. 2001.
- D.A. Briggs, J.H. Ferziger, J.R. Koseff und S.G. Monismith. Turbulent mixing in a shear-free stably stratified two-layer fluid. *Journal of Fluid Mechanics*, 354:175–208, 1998.
- H. Bühler und H. Ambühl. Die Einleitung von gereinigtem Abwasser in Seen. *Schweizerische Zeitschrift für Hydrologie*, 37:347–369, 1975.
- E. Busenberg und L.N. Plummer. Dating young groundwater with sulfur hexafluoride: Natural and anthropogenic sources of sulfur hexafluoride. *Water Resources Research*, 36(10):3011, 2000.

- J.F. Clark, P. Schlosser, R. Wanninkhof, H.J. Simpson, W.S.F. Schuster und D.T. Ho. Gas transfer velocities for SF₆ and ³He in a small pond at low wind speeds. *Geophysical Research Letters*, 22:93–96, 1995.
- J. Crank. *The Mathematics of Diffusion*. Oxford University Press, New York, Oxford, 2nd edition, 1975.
- I.P.D De Silva und H.J.S. Fernando. Experiments in collapsing turbulent regions in stratified fluids. *Journal of Fluid Mechanics*, 358:29–60, 1998.
- A. Etemad-Shahidi und J. Imberger. Anatomy of turbulence in thermally stratified lakes. *Limnology and Oceanography*, 46(5):1158–1170, 2001.
- H.J.S. Fernando. The growth of a turbulent patch in a stratified fluid. *Journal of Fluid Mechanics*, 190:55–70, 1988.
- N. P. Fofonoff und R. C. Millard jr. Algorithms for computation of fundamental properties of seawater. *UNESCO technical papers in marine science*, 44, 1983.
- M. Gloor, A. Wüest und M. Münnich. Benthic boundary mixing and resuspension induced by internal seiches. *Hydrobiologia*, 284:59–68, 1994.
- G. Goudsmit, F. Peeters, M. Gloor und A. Wüest. Boundary versus internal diapycnal mixing in stratified natural waters. *Journal of Geophysical Research*, 102(27):27903–27914, 1997.
- H. Gräfe. *Dichtebestimmung in Seen*. Diplomarbeit, O.-v.-Guericke-Universität, Magdeburg, 2000.
- H. Gräfe und B. Boehrer. Dichtebestimmung im Tagebausee Niemegek (Goitsche). In *DGL-Tagungsbericht 2000*, 2000.
- H. Gräfe, B. Boehrer, N. Hoppe, S.C. Müller und P. Hauptmann. Ultrasonic in-situ measurements of density, adiabatic compressibility, and stability frequency. *Limnology and Oceanography*, im Druck, 2002.
- P.F. Hamblin, C.L. Stevens und G.A. Lawrence. Simulation of vertical transport in mining pit lake. *Journal of Hydraulic Engineering*, 125:1029–1038, 1999.
- H. Heidenreich, B. Boehrer, G. Hennig und R. Kater. Gekoppelte Modellierung geohydraulischer und limnophysikalischer Vorgänge in Tagebaurestseen und ihrer Umgebung. *Grundwasser*, 2:49–54, 1999.
- G. Heinz, J. Imberger und M. Schimmele. Vertical mixing in Überlinger See, western part of Lake Constance. *Aquatic Sciences*, 53:256–268, 1990.

- D. Hilberg. Akima-Interpolation. *c't*, 6:206–214, 1989.
- D.M. Imboden und A. Wüest. Mixing Mechanisms in Lakes. In A. Lerman, D.M. Imboden and J.R. Gat, editor, *Physics and Chemistry of Lakes*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 2 edition.
- A. Jassby und T. Powell. Vertical patterns of eddy Diffusion during stratification in Castle Lake, California. *Limnology and Oceanography*, 20:530–543, 1975.
- K. Joehnk. *1D hydrodynamische Modelle in der Limnophysik. Turbulenz-Meromixis-Sauerstoff*. Habilitationsschrift, TU Darmstadt, 2000.
- Y. Kimura und J.R. Herring. Diffusion in stably stratified turbulence. *Journal of Fluid Mechanics*, 328:253–269, 1996.
- D.B. King und E.S. Saltzman. Measurement of the diffusion coefficient of sulfur hexafluoride in water. *Journal of Geophysical Research*, 100(C4):7083–7088, 1995.
- S. MacIntyre, K.M. Flynn, R. Jellison und J.R. Romero. Boundary mixing and nutrient fluxes in Mono Lake, California. *Limnology and Oceanography*, 44(3):512–529, 1999.
- M. Maiss. *Schwefelhexafluorid (SF₆) als Tracer für Mischungsprozesse im westlichen Bodensee*. Dissertation, Institut für Umweltphysik, Universität Heidelberg, 1992.
- M. Maiss und C.A.M. Brenninkmeijer. Atmospheric SF₆: Trends, Sources, and Prospects. *Environmental Science and Technology*, 32:3077–3086, 1998.
- M. Maiss und C.A.M. Brenninkmeijer. A reversed trend in emissions of SF₆ to the atmosphere? In L.A. Meyer A.P.M. Baede, J. van Ham, editor, *2nd International Symposium "Non-CO₂ Greenhouse Gases: Scientific Understanding, Control and Implementation"*, pages 199–204, Noordwijkerhout, The Netherlands, 2000. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- M. Maiss, J. Ilmberger und K. O. Münnich. Vertical mixing in Überlingersee (Lake Constance) traced by SF₆ and heat. *Aquatic Sciences*, 56:329–347, 1994.
- M. Maiss, V. Walz, M. Zimmermann, J. Ilmberger, W. Kinzelbach und W. Gläßer. Experimentelle Tracerstudien und Modellierung von Austauschprozessen in einem meromiktischen Restsee (Hufeisensee). Technical report, UFZ-Bericht., 1997.
- B. Nixdorf. Braunkohlentagebauseen in Deutschland. Technical report, Technische Universität Cottbus, 2000.
- R.V. Ozmidov. On the turbulent exchange in a stably stratified ocean. *Atmospheric and Oceanic Physics*, 1:853–860, 1965.

- F. Peeters, A. Wüest, G. Piepke und D.M. Imboden. Horizontal mixing in lakes. *Journal of Geophysical Research*, 101(C8):18361–18375, 1996.
- T. Powell und A. Jassby. The Estimation of Vertical Eddy Diffusivities Below the Thermocline in Lakes. *Water Resources Research*, 10(2):191–198, 1974.
- J.R. Romero, R. Jellison und J.M. Melack. Stratification, vertical mixing, and upward ammonium flux in hypersaline Mono Lake, California. *Archiv für Hydrobiologie*, 142(3):283–315, 1998.
- B. Sanderson, K. Perry und T. Pedersen. Vertical diffusion in Meromictic Powell Lake, British Columbia. *Journal of Geophysical Research*, 91(C6):7647–7655, 1986.
- M. Schimmele. Zur Schichtungsproblematik in Braunkohlerestseen. In *DGL Jahrestagung, Hamburg*, pages 749–753, Hamburg, 1994. Deutsche Gesellschaft für Limnologie.
- M. Schimmele und P. Herzsprung. Limnology of sulfur-acidic lignite mining lakes. I Physical properties: Influence of dissolved substances on electrical conductivity and density. *Verh. Internat. Verein. Limnol.*, 27:251–255, 2000.
- M. Schultze und H. Klapper. Prognose und Steuerung der Gewässergüte der mitteldeutschen Restseen. In *Proc. d. Dresdner Grundwasserforschungszentrums, 4. DGW-Forschungstage „Rezente Flutungsprobleme mitteldeutscher und Lausitzer Tagebaurestlöcher“*. ISSN 1430-017., Coswig, 1995.
- R.E. Stauffer. Efficient estimation of temperature distribution, heat storage, thermocline migration and vertical eddy conductivities in stratified lakes. *Freshwater Biology*, 27:307–326, 1992.
- C.L. Stevens und G.A. Lawrence. The effect of sub-aqueous disposal of mine tailings in standing waters. *Journal of Hydraulic Research*, 35(2), 1997.
- C.L. Stevens und G.A. Lawrence. Stability and meromixis in a water-filled mine pit. *Limnology and Oceanography*, 43(5):946–954, 1998.
- R. Trettin, K. Freyer, G. Strauch, H-C. Treutler und W. Gläßer. Isotopenuntersuchungen zur Wechselwirkung von Grund- und Oberflächenwasser in der Entstehungsphase von Bergbaurestseen. *Grundwasser*, 1:3–10, 1999.
- R.C. Upstill-Goddard, A.J. Watson, P.S. Liss und M.I. Liddicoat. Gas transfer velocities in lakes measured with SF₆. *Tellus*, 42(B):364–377, 1990.
- A. Vincent, M. Meneguzzi und G. Michaud. On the turbulent transport of a passive scalar by anisotropic turbulence. *Physics of Fluids*, 8(5):1312–1320, 1996.

- C. von Rohden. *Transportvorgänge in einem meromiktischen Tagebaurestsee (Merseburg-Ost 1a)*. Diplomarbeit, Institut für Umweltphysik, Universität Heidelberg., 1998.
- C. von Rohden und J. Ilmberger. Tracer experiment with sulfur hexafluoride to quantify the vertical transport in a meromictic pit lake. *Aquatic Sciences*, 63:417–431, 2001.
- R. Wanninkhof. Relationship Between Wind Speed and Gas Exchange Over the Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 97(C5):7373–7382, 1992.
- R. Wanninkhof und J.R. Ledwell. Analysis of Sulfur Hexafluoride in Seawater. *Journal of Geophysical Research*, 96(C5):8733–8740, 1991.
- R. Wanninkhof, J.R. Ledwell und W.S. Broecker. Gas Exchange on Mono Lake and Crowley Lake, California. *Journal of Geophysical Research*, 92(C13):14567–14580, 1987.
- A. Wüest. Interaktionen in Seen: Die Biologie als Quelle dominanter physikalischer Kräfte. *Limnologica*, 24:93–104, 1994.
- A. Wüest, G. Piepke und D.C. van Senden. Turbulent kinetic energy balance as a tool for estimating vertical diffusivity in wind-forced stratified waters. *Limnology and Oceanography*, 45(6):1388–1400, 2000.

Danksagung

Folgenden Kollegen und Freunden, die unverzichtbar zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben, möchte ich hiermit meinen herzlichen Dank aussprechen:

Herrn Prof. Roth, mit dem die konstruktiven Gespräche im Rahmen der Betreuung der Arbeit zu neuen Ideen und zu umfassenderen Sichtweisen geführt haben,

Prof. Mangini für die Übernahme des Zweitgutachtens,

Herrn Dr. J. Ilmberger für die intensive und ergebnisreiche Betreuung und Zusammenarbeit sowie die unkomplizierte, freundschaftliche und offene Atmosphäre, auf deren Basis unzählige Diskussionen – eher nach Bedarf als nach Zeitplan – stattfanden und die ganz wesentlich zu Spaß, Freude und dem Wohlbefinden bei der Arbeit beigetragen hat,

den Diplomanden H. Sawatzki und A. Kreuzer, die mich auf den Ausfahrten zu den Probenahmen tatkräftig unterstützt und bei den anschließenden Laborarbeiten geholfen haben,

den Kollegen und Mitarbeitern unseres Kooperationspartners UFZ Magdeburg, insbesondere Dr. B. Boehrer für die wissenschaftliche Zusammenarbeit und die materielle Unterstützung bei den Feldarbeiten, die kritischen Anmerkungen bei der Entstehung der Dissertation und die Gelegenheit, auf Daten des UFZ zurückgreifen zu dürfen; ebenso den Technikern Uwe Kiwel, Karsten Rahn und Siegfried Friemel für die kompromissbereite Organisation und Durchführung der Probenahmen,

allen Leuten, die sich bereit erklärt haben, die Arbeit inhaltlich und äußerlich korrektur-zulesen.