

F50/51 Limnophysik



Version: März 2011

Sylvia Lorenz
Tillmann Kaudse
Prof. Dr. W. Aeschbach-Hertig

Kurzbeschreibung

In dem Fortgeschrittenenversuch F50/51 werden Messungen am Willersinnweiher (Baggersee bei Ludwigshafen) durchgeführt. Am Baggersee werden die Studenten mit einem Schlauchboot auf den See fahren, um Temperatur-, Leitfähigkeits- und Sauerstoffprofile aufzunehmen. Anhand dieser Profile werten die Studenten aus, ob der See geschichtet oder gut durchmischt ist.

Weiter werden Wasserproben aus dem See und aus dem Grundwasser entnommen, um den Einfluss des Grundwassers auf den See zu bestimmen. Dazu werden Messungen im Labor durchgeführt, bei denen der Radongehalt der Wasserproben bestimmt wird.

Wichtige Hinweise:

- Diesen Versuch dürfen nur Studenten durchführen, die schwimmen können!
- Versuchsbeginn ist am Montag um 9.00 Uhr
- Die Versuchsanleitung deckt vollständig den theoretischen Hintergrund ab, es ist also keine zusätzliche Literatur notwendig.

Die Anleitung wird regelmäßig überarbeitet, wenn Ihnen also beim Lesen Fehler auffallen, bitte eine eMail an Tillmann.Kaudse@iup.uni-heidelberg.de schreiben.

Inhaltsverzeichnis

1	Motivation	5
2	Grundlagen	7
2.1	Limnophysik	7
2.1.1	Die Dichte von Wasser	7
2.1.2	Die Dichteschichtung von Seen	12
2.1.3	Stabilität einer Wassersäule	17
2.1.4	Vertikale Mischung von Seen	21
2.1.5	Verteilung des Sauerstoffgehalts im See	24
2.2	Radioaktivität und Radon	27
2.2.1	Zerfallsreihen	27
2.2.2	Zerfallsgesetz	27
2.2.3	Säkulares Gleichgewicht	29
2.3	Grundwasser	31
2.4	Radon als Tracer	31
2.4.1	Wie kommt Radon ins Grundwasser?	32
2.4.2	Wie kommt Radon in den See?	32
2.4.3	Henry-Gesetz	32
2.5	Der Willersinnweiher	34
2.5.1	Mischungsverhalten in den vergangenen Jahren	35
2.5.2	Der Sauerstoffgehalt im See	36
3	Messinstrumente	37
3.1	CTD-Sonde	37
3.1.1	Aufbau und Funktionsweise der Mini Sonde	37
3.1.2	Kurze Einführung in die Software der Sonde	37
3.2	Radon Messgerät RAD7	40
3.2.1	Funktionsweise des RAD7	40
3.2.2	Bedienungsanleitung für das RAD7	43
4	Fragenkatalog	47
5	Versuchsdurchführung	48
5.1	Messungen am Willersinnweiher in Ludwigshafen	49
5.1.1	Materielliste	49
5.1.2	Durchführung am Willersinnweiher	50
5.2	Messungen im Hydrologielabor	53
5.2.1	Grundwassermessung mit der Messmethode RAD H ₂ O	53
5.2.2	Seewassermessung mit der Messmethode RAD Aqua Plus	55
6	Arbeitsaufträge	60
6.1	Limnologische Parameter	60

6.2	Grundwasser-See-Interaktion	60
7	Auswertung	61
7.1	Auswertung zu den limnologischen Parametern	61
7.1.1	Zum Arbeitsauftrag (1.1)	61
7.1.2	Zum Arbeitsauftrag (1.2)	62
7.1.3	Zum Arbeitsauftrag (1.3)	62
7.2	Auswertung zur Grundwasser-See-Interaktion	62
7.2.1	Zum Arbeitsauftrag (2.1)	62
7.2.2	Zum Arbeitsauftrag (2.2)	63
	Literaturverzeichnis	63

1 Motivation

Seen erfreuen uns aus vielerlei Gründen. Sie dienen uns als lokales Naherholungsgebiet, da sie meist in einer ruhigen Umgebung liegen. Spaziergänger können entspannt um sie herum gehen und dabei die Natur bewundern. Weiterhin bieten Seen uns die Möglichkeit unsere Freizeit- und Sportaktivitäten abwechslungsreicher zu gestalten, da in ihnen zum Beispiel gebadet oder geangelt werden kann. Auch für die Tier- und Pflanzenwelt sind Seen bedeutend, da sie ein wichtiges und vielseitiges Ökosystem darstellen.

Die Nutzung des Sees durch uns Menschen muss in Einklang mit den Anforderungen des Ökosystems gebracht werden. Ansonsten kann das Ökosystem schwer geschädigt werden, so dass der See als Bade- und Angelsee nicht mehr nutzbar ist, da er zum Beispiel von Algen überwuchert wird. Daher ist es wichtig, die Prozesse (wie Mischungsverhalten, Sauerstoffverteilung und Wasserzufluss), die im See ablaufen, zu untersuchen und zu verstehen. Die Prozesse, die uns in diesem Versuch interessieren und die wir am Beispiel des Willersinnweihers (bei Ludwigshafen) untersuchen wollen, beziehen sich zum einen auf das Mischungsverhalten des Sees und die daraus resultierenden Folgen für das Ökosystem und zum anderen auf die Wechselwirkung des Sees mit Grundwasser.



Abbildung 1.1: Der Willersinnweiher und seine drei benachbarten Baggerseen aus Wollschläger [2003, S. 19]

Um dies zu untersuchen, werden zwei Messmethoden angewendet: Zum einen werden mit einer Sonde Daten über Temperatur, Leitfähigkeit und Sauerstoffgehalt des Sees in verschiedenen Tiefen aufgenommen und ausgewertet. Zum anderen werden Wasserproben aus dem See und dem Grundwasser genommen, um diese auf ihren Radongehalt hin zu untersuchen. Dabei werden Messmethoden angewendet, die von Tobias Kluge [Kluge, 2005], Christian Ebert [Ebert, 2007], Thomas Reichel [Reichel, 2009] und anderen am Institut für Umweltphysik im Laufe der letzten Jahre entwickelt wurden.

Der Versuch stellt verschiedene Forschungsthemen und Messmethoden des Bereichs Aquatische Systeme am Institut für Umweltphysik vor. Die Arbeitsgruppe unterteilt sich in die Gruppen *Grundwasser und Paläoklima* und die Gruppe *physikalische Limnologie*. Die Mitglieder der Gruppe Grundwasser und Paläoklima beschäftigen sich mit der Datierung von Wasser und der klimatischen Interpretation der darin enthaltenen Signale. Die Gruppe physikalische Limnologie interessiert sich für das Mischungsverhalten von Seen auf verschiedenen Skalen und deren Interaktion mit Grundwasser.

2 Grundlagen

Das Kapitel Grundlagen hält sich eng an die Vorlesung Physik Aquatischer Systeme von Prof. Dr. W. Aeschbach-Hertig [2007/2008]. Zitate aus den Vorlesungsunterlagen sind durch PASI gekennzeichnet. Für Studenten, welche die Vorlesung gehört haben, sind die ersten drei Unterkapitel (Limnophysik, Radioaktivität und Radon und Hydrogeologie) Wiederholung.

2.1 Limnophysik

Die allgemeine Limnologie beschäftigt sich mit Binnengewässern und Fließgewässern. Der Begriff Limnologie wird zum einen von dem griechischen Wort *limne* abgeleitet, das die Bedeutung stehendes Gewässer oder See hat und zum anderen von dem griechischen Wort *logos*, was Stoff oder Kunde bedeutet.

Die Limnologie ist stark biologisch ausgerichtet und erforscht die Struktur und Funktion von Seen bzw. Flüssen als Ökosystem. Um die Prozesse in diesen Binnengewässern zu verstehen, sind jedoch die physikalischen und chemischen Zusammenhänge zu berücksichtigen. Befindet sich zum Beispiel eine Algensorte hauptsächlich in 3 m Tiefe unter dem Wasserspiegel, so kann der Biologe zunächst einmal feststellen, dass diese Tiefe der Lebensraum dieser Alge ist. Die Begründung für diese Tiefe liefert dann die Physik beziehungsweise Chemie. So kann sich zum Beispiel die Alge in dieser Wassertiefe auf Grund der Dichteschichtung besonders gut halten und hat noch genug Licht, um Photosynthese zu betreiben. Eine andere mögliche Erklärung wäre, dass sich in dieser Tiefe gerade die Nährstoffe in großen Mengen befinden, welche die Alge zum Überleben braucht.

Ein Pfeiler der allgemeinen Limnologie ist die physikalische Limnologie, die sich mit der physikalischen Struktur und den physikalischen Prozessen in Seen beschäftigt. Um Aussagen über das Mischungsverhalten des Sees machen zu können, wird die Dichteschichtung eines Sees beziehungsweise die Stabilität einer Wassersäule betrachtet. Für die Berechnung wird die Dichte von Seewasser benötigt.

2.1.1 Die Dichte von Wasser

Die Dichte ρ eines Wasserkörpers ist definiert als der Quotient aus der Masse und dem Volumen des Körpers und wird mit der Einheit kg/m^3 angegeben.

$$\rho = \frac{m}{V} \quad \left[\frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \right] \quad (2.1)$$

Wie für jede Substanz gilt auch für Wasser, dass die Dichte druck- und temperaturabhängig ist. Zusätzlich ist die Dichte von Wasser noch von der chemischen (Salze, gelöste Stoffe, usw.) und physikalischen (Isotope) Zusammensetzung abhängig. Wasser ist auf Grund der polaren Struktur des Wassermoleküls ein gutes Lösungsmittel. Einige spezielle Eigenschaften von Wasser sind in der Tabelle 2.1 dargestellt.

Eigenschaft	Vergleich mit anderen Substanzen	Bedeutung für Geosphäre und Biosphäre
Spezifische Wärme	Größer als diejenige aller anderen relevanten natürlichen Flüssigkeiten	Schützt die Umwelt vor extremen Temperaturschwankungen
Thermische Ausdehnung	Süßwasser hat eine Temperatur maximaler Dichte oberhalb des Gefrierpunktes (Temperaturanomalie)	Süßwasserseen frieren auf Grund der Dichteschichtung von der Oberfläche her zu
Transparenz	Relativ groß, da die Lichtabsorption im sichtbaren Bereich relativ klein ist	Das ermöglicht den Pflanzen die Photosynthese auch in größeren Tiefen
Wärmeleitfähigkeit	Relativ gering	Wärme wird wenig durch molekulare Diffusion transportiert, sondern mehr durch Turbulenzen

Tabelle 2.1: Eigenschaften von Wasser [bearbeitet nach PASI]

Der besondere Zusammenhang von Dichte ρ und Temperatur T von Wasser spielt für Seen eine wichtige Rolle, da Seen auf Grund der Dichteanomalie einfacher von der Wasseroberfläche her zufrieren, als ohne Dichteanomalie. Aus dem Zusammenhang der Dichte und der Temperatur wird das Dichteprofil (d.h. die Dichte in Abhängigkeit der Tiefe) in Seen berechnet. Das Dichteprofil ist interessant, da damit die vertikale Stabilität des Sees berechnet werden kann und somit Aussagen über die Schichtung des Sees gemacht werden können. Durch den Vergleich mehrerer Dichteprofile können die vertikalen Mischungsverhältnisse berechnet werden. Die vertikale Mischung ist für das Ökosystem See sehr wichtig, da auf diese Weise zum Beispiel Sauerstoff auch in tiefere Seeschichten gelangen kann.

Die Dichte von reinem Wasser

Die Temperaturabhängigkeit der Dichte von Wasser ist nicht linear und kann nicht theoretisch abgeleitet werden. Die Dichte ρ (in kg/m^3) von Wasser der Temperatur T kann aber empirisch nach Chen und Millero [1986] durch ein Polynom sechsten Grades beschrieben werden:

$$\rho(T) = 999,8395 + 6,7914 \cdot 10^{-2} \cdot T - 9,0894 \cdot 10^{-3} \cdot T^2 + 1,0171 \cdot 10^{-4} \cdot T^3 - 1,2846 \cdot 10^{-6} \cdot T^4 + 1,1592 \cdot 10^{-8} \cdot T^5 - 5,0125 \cdot 10^{-11} \cdot T^6 \quad (2.2)$$

Dabei wird die Temperatur T in $^{\circ}\text{C}$ eingesetzt. Diese Gleichung gilt für reines Wasser bei einem Druck p von 1013 mbar und für Temperaturen von 1°C bis 20°C .

Bei anderen Substanzen nimmt die Dichte auf Grund der charakteristischen thermischen Ausdehnung vom Gefrierpunkt mit steigender Temperatur ab. Bei Wasser bewirkt die Auflösung der Gitterstruktur des gefrorenen Wassers zunächst eine Volumenverminderung, da die einzelnen Wassermoleküle dichter zusammen liegen, als im gefrorenen Zustand. Dieser Prozess und die thermische Ausdehnung überlagern sich, so dass der Dichteverlauf von Wasser, der in Abbildung 2.1 dargestellt ist, nicht durch einen einfachen Zusammenhang beschrieben werden kann, sondern nur empirisch nach Formel 2.2.

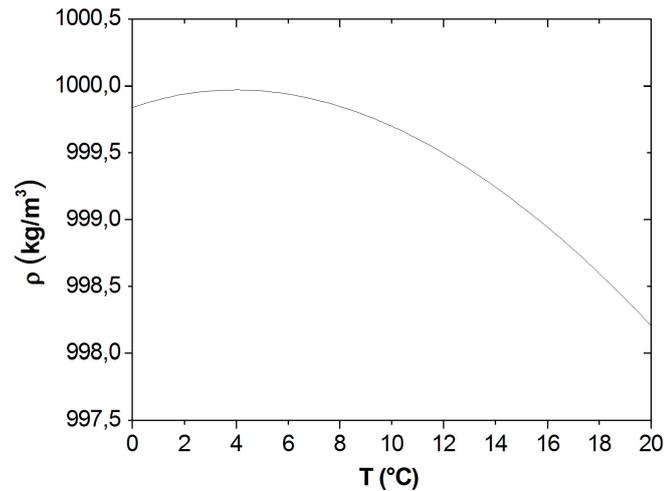


Abbildung 2.1: Die Dichte ρ von reinem Wasser in Abhängigkeit der Temperatur T bei einem Druck p von 1013 mbar

Eine weitere Möglichkeit, die Veränderung der Dichte zu beschreiben, ist durch den thermischen Ausdehnungskoeffizienten α gegeben. Dieser gibt die relative Dichteänderung $\Delta\rho/\rho$ durch eine Temperaturänderung ΔT in der Einheit $1/\text{K}$ an:

$$\alpha(T) = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial T} \quad [\text{K}^{-1}] \quad (2.3)$$

Das negative Vorzeichen kommt daher, dass α die relative Ausdehnung beschreibt, eine Zunahme der Dichte aber einer Kontraktion entspricht.

Der thermische Ausdehnungskoeffizient α für reines Wasser ändert bei der Temperatur maximaler Dichte $T_{\rho,max}$, die ungefähr bei $3,98^\circ\text{C}$ liegt, das Vorzeichen. Für Temperaturen T kleiner als $T_{\rho,max}$ gilt für den thermischen Ausdehnungskoeffizient $\alpha < 0$. Für Temperaturen T größer als $T_{\rho,max}$ ist der thermische Ausdehnungskoeffizient $\alpha > 0$. Bei $T = T_{\rho,max}$ wird $\alpha = 0$. Der Verlauf des thermischen Ausdehnungskoeffizienten ist in Abbildung 2.2 dargestellt.

Die Dichte von natürlich vorkommendem Wasser

Die Dichte von natürlichem Wasser wird im Vergleich zu reinem Wasser erhöht beziehungsweise erniedrigt, da es gelöste Salze und Gase enthält. Die Lösung von Salzen führt im Allgemeinen zu einer Dichtezunahme. Bei gelösten Gasen gibt es solche, die für eine Dichteabnahme sorgen und solche, die für eine Dichtezunahme sorgen. Insgesamt kann die Abhängigkeit der Dichte von der Temperatur und den verschiedenen gelösten Stoffen näherungsweise so beschrieben werden:

$$\rho(T, C_1, C_2, \dots) = \rho(T) \cdot \left(1 + \sum_i \beta_i C_i \right) \quad (2.4)$$

Hierbei ist $\rho(T)$ die Dichte für reines Wasser, C_i die jeweilige Stoffkonzentration und β_i der spezifische Kontraktionskoeffizient mit der Bedeutung:

$$\beta_i = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial C_i} \quad \left[\left(\frac{\text{g}}{\text{kg}} \right)^{-1} \right] \quad (2.5)$$

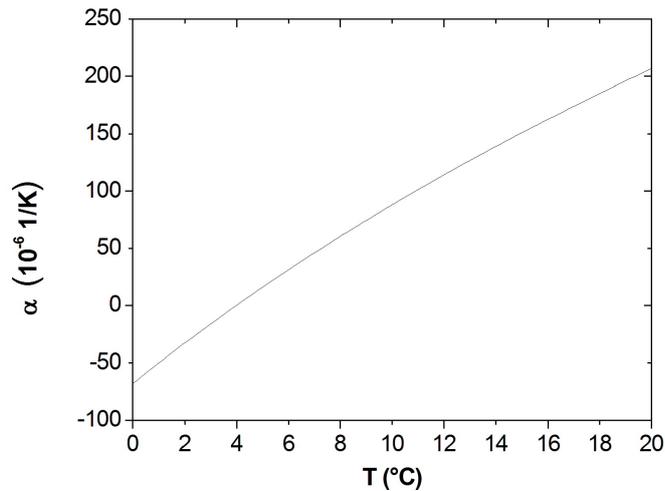


Abbildung 2.2: Der thermische Ausdehnungskoeffizient α von reinem Wasser in Abhängigkeit der Temperatur T bei $p = 1013$ mbar. Die Berechnung des thermischen Ausdehnungskoeffizienten $\alpha(T, p)$ erfolgte nach Chen und Millero [1986].

Der spezifische Kontraktionskoeffizient β_i beschreibt die Änderung der Dichte bezüglich der Änderung einer Stoffkonzentration und ist abhängig von der Temperatur. In der Tabelle 2.2 wird der Einfluss verschiedener gelöster Stoffe und suspendierter Partikel auf die Dichte von Wasser bei einer Temperatur von $T = 25$ °C dargestellt. Ein negatives Vorzeichen bedeutet, dass bei einer steigenden Konzentration des Stoffes die Dichte des Wassers abnimmt.

Substanz	β_i [10^{-3}kg/g]
Ca (HCO ₃) ₂	0,813
Fe (HCO ₃) ₂	0,838
NH ₄ (HCO ₃)	0,462
CO ₂	0,273
NH ₄	-1,250
Luft	-0,090
Partikel mit $\rho = 2,65 \text{ g/cm}^3$	0,632
$= 1,10 \text{ g/cm}^3$	0,091

Tabelle 2.2: Einfluss gelöster Stoffe auf die Dichte von Wasser (bearb. nach Imboden und Wüest [1995], S.92)

Im Normalfall befinden sich hauptsächlich Salze unter den gelösten Stoffen im Seewasser. Von daher werden in den folgenden Rechnungen nur die Salze berücksichtigt und die gelösten Gase und andere neutrale Stoffe vernachlässigt.

Um die Gleichung der Dichte zu vereinfachen, wird die Salinität S eingeführt. Sie ist definiert als Quotient aus der Masse aller Salze im Seewasservolumen in g und der totalen Masse des

Seewassers in kg:

$$S = \frac{\text{Masse aller Salze in einem bestimmten Wasservolumen}}{\text{Totale Masse dieses Wassers}} \quad \left[\frac{\text{g}}{\text{kg}} \right] \quad (2.6)$$

Der Einfluss der Salinität auf die Dichte wird durch den Koeffizienten der halinen Kontraktion β_S beschrieben, der wie folgt definiert ist:

$$\beta_S = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial S} \quad \left[\left(\frac{\text{g}}{\text{kg}} \right)^{-1} \right] \quad (2.7)$$

Die Werte von β_S liegen in einem Bereich von $(0,73 - 1) \cdot 10^{-3} (\text{g/kg})^{-1}$. Der Wert vom Koeffizienten der halinen Kontraktion muss streng genommen für jeden See individuell bestimmt werden. Er kann aber approximiert werden, wenn bekannt ist, welche Stoffe hauptsächlich im See gelöst sind. Die Dichte kann nun in Abhängigkeit von der Temperatur und der Salinität folgendermaßen berechnet werden:

$$\rho(T, S) = \rho(T) \cdot (1 + \beta_S S) \quad (2.8)$$

Die Sonde, die im Versuch verwendet wird, misst nicht direkt die Salinität S , sondern die elektrische Leitfähigkeit κ . Die elektrische Leitfähigkeit einer Lösung ist definiert als der Kehrwert des spezifischen elektrischen Widerstands ρ_S . Wobei der Einheit Siemens S gerade die Einheit Ω^{-1} entspricht.

$$\kappa = \frac{1}{\rho_S} \quad \left[\frac{1}{\Omega \cdot \text{m}} \right] = \left[\frac{\text{S}}{\text{m}} \right] \quad (2.9)$$

Die Leitfähigkeit ist zum einen abhängig von der Temperatur und zum anderen von der Salinität. Um die Leitfähigkeit bei verschiedenen Temperaturen vergleichen zu können, wird die Leitfähigkeit auf eine Referenz-Temperatur von 20 °C umgerechnet. Für Seen mit Calciumhydrogencarbonat als dominierendes Salz kann das folgende empirische Polynom von Bühner und Ambühl [1975] verwendet werden:

$$\kappa_{20} = \kappa_T \cdot (1,72118 - 0,0541369 \cdot T + 1,14842 \cdot 10^{-3} \cdot T^2 - 1,222651 \cdot 10^{-5} \cdot T^3) \quad (2.10)$$

Dabei ist κ_T [$\mu\text{S}/\text{cm}$] die elektrische Leitfähigkeit bei der gemessenen Temperatur T , die in °C eingesetzt wird.

Nun lässt sich der Zusammenhang zwischen der Salinität und der Referenz-Leitfähigkeit herleiten: Für feste relative Häufigkeiten der gelösten Ionen und geringen Konzentrationsänderungen, beziehungsweise stark verdünnten Lösungen, nimmt sowohl die Referenz-Leitfähigkeit, als auch die Salinität näherungsweise linear mit der Gesamtkonzentration zu. Daher gilt:

$$S = \eta \cdot \kappa_{20} \quad (2.11)$$

Für Seen mit viel Calciumhydrogencarbonat gilt für die Proportionalitätskonstante η , dass der Wert von η etwa bei $0,87 (\text{mg/l}) (\mu\text{S}/\text{cm})^{-1}$ liegt. Das bedeutet bei einer Zunahme der Leitfähigkeit um $1 \mu\text{S}/\text{cm}$ wird der Salzgehalt etwa um $0,87 \text{ mg/l}$ zunehmen.

Analog zum halinen Kontraktionskoeffizienten wird nun der Kontraktionskoeffizient der Referenz-Leitfähigkeit β_κ folgendermaßen definiert:

$$\beta_\kappa = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial \kappa_{20}} \quad \left[\left(\frac{\mu\text{S}}{\text{cm}} \right)^{-1} \right] \quad (2.12)$$

Durch einfaches Nachrechnen wird klar, dass die Beziehung $\beta_S = \beta_\kappa/\eta$ gilt. Für Seen mit viel Calciumhydrogencarbonat berechnet sich der Wert von β_κ zu $0,707 \cdot 10^{-6} (\mu\text{S}/\text{cm})^{-1}$.

Nun wird der Zusammenhang zwischen der Salinität S und der Referenz-Leitfähigkeit κ_{20} (Gleichung 2.11) und die Beziehung zwischen den beiden Kontraktionskoeffizienten in die Dichteformel 2.8 eingesetzt. Damit folgt die Dichte in Abhängigkeit von der Temperatur und der Referenz-Leitfähigkeit, die in situ mit der Sonde gemessen werden können.

$$\rho(T, \kappa_{20}) = \rho(T) \cdot (1 + \beta_\kappa \kappa_{20}) \quad (2.13)$$

2.1.2 Die Dichteschichtung von Seen

Einer der zentralen Punkte in der physikalischen Limnologie ist die vertikale Dichteschichtung von Seen, die allgemein auch Stratifikation genannt wird. Anhand der vertikalen Dichteschichtung im Sommer wird die Unterteilung des Sees in Epilimnion, Metalimnion und Hypolimnion vorgenommen. Als Epilimnion wird das gut durchmischte Oberflächenwasser bezeichnet. Unter Metalimnion, auch Thermokline genannt, wird die Sprungschicht verstanden, in der die Dichte stark zunimmt. Das Hypolimnion ist die Zone des Tiefenwassers.

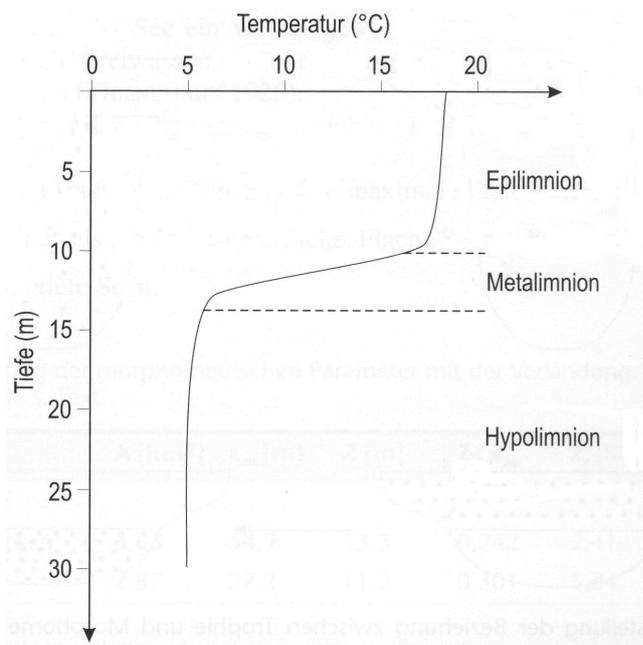


Abbildung 2.3: Einteilung der Wasserschichten von Seen anhand des Temperaturprofils (bearb. nach Schönborn [2003, S.202])

Die Dichte hängt dabei hauptsächlich von der Temperatur ab, so dass in erster Näherung der See auch anhand des Temperaturprofils unterteilt werden kann. Wie in Abbildung 2.3 zu erkennen ist, liegt in der Thermokline ein starker Temperaturabfall vor.

In der Limnophysik werden Flächen gleicher Dichte als Isopyknen bezeichnet. In Seen liegen die Isopyknen in guter Näherung horizontal. Entlang der Isopyknen verlaufen Mischungsprozesse recht schnell, weshalb im Allgemeinen Seen als horizontal homogen betrachtet werden können.

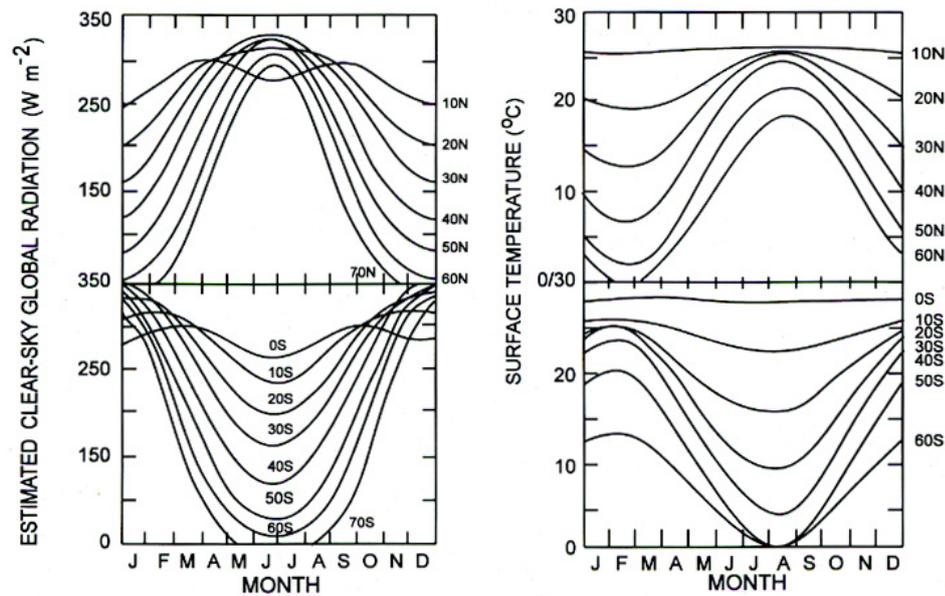


Abbildung 2.4: Die jahreszeitliche Schwankung der solaren Einstrahlung und der Oberflächentemperatur aus Hostetler [1995, S.69]

Bei der vertikalen Mischung muss Arbeit gegen die Schwerkraft geleistet werden. Daher laufen diese so genannten diapyrnischen Mischungsprozesse langsamer ab. Eine quantitative Betrachtung der verschiedenen Mischungsprozesse wird in Kapitel 2.1.4 durchgeführt.

Die Dichteschichtung von Seen ändert sich im jahreszeitlichen Verlauf. Dies ist vor allem auf den unterschiedlichen Energiefluss in Form von Sonnenenergie zurückzuführen. Der Zu- beziehungsweise Abfluss von Energie geschieht hauptsächlich über die Oberfläche des Sees. In der Abbildung 2.4 sind die jahreszeitlichen Schwankungen des Energieflusses beziehungsweise die Oberflächentemperatur für verschiedene Breiten auf der Nord- und Südhalbkugel dargestellt. Es wird deutlich, dass in unseren Breiten die solare Einstrahlung in den Sommermonaten am größten ist. Mit einer kleinen zeitlichen Verschiebung ist in den Sommermonaten auch die Oberflächentemperatur am höchsten.

Der typische jahreszeitliche Verlauf des Mischungsverhaltens eines Sees ist in der Abbildung 2.5 dargestellt. Im Sommer nimmt das Epilimnion viel solare Energie auf, wodurch sich die Temperatur erhöht und damit die Dichte abnimmt. Die Energie wird bei tiefen Seen nicht bis auf den Grund des Sees transportiert, sondern nur bis zu einer bestimmten Tiefe. In dieser Tiefe nimmt die Temperatur dann stark ab (Thermokline). Im Hypolimnion befindet sich das dichteste Wasser mit einer Temperatur von ca. 4 °C bei tiefen Seen. In diesem Fall spricht man von einem geschichteten See beziehungsweise der Sommerstagnation. Hauptsächlich im Epilimnion bewirkt der Wind eine Zirkulation, wie in Abbildung 2.6 links zu erkennen ist.

Im Herbst nimmt das Epilimnion weniger Energie aus der Umgebung auf, wodurch die Temperatur im Oberflächenwasser sinkt (vgl. Abbildung 2.4). Sobald das Oberflächenwasser eine Temperatur von 4 °C erreicht hat, kommt es durch den Wind zur Zirkulation, wie in Abbildung 2.6 rechts zu erkennen ist. Je nach Länge dieser Phase kann es zu einer vollständigen Durchmischung des Sees kommen. Wenn in allen Wassertiefen die gleiche Temperatur herrscht, nennt man den Zustand Homothermie.

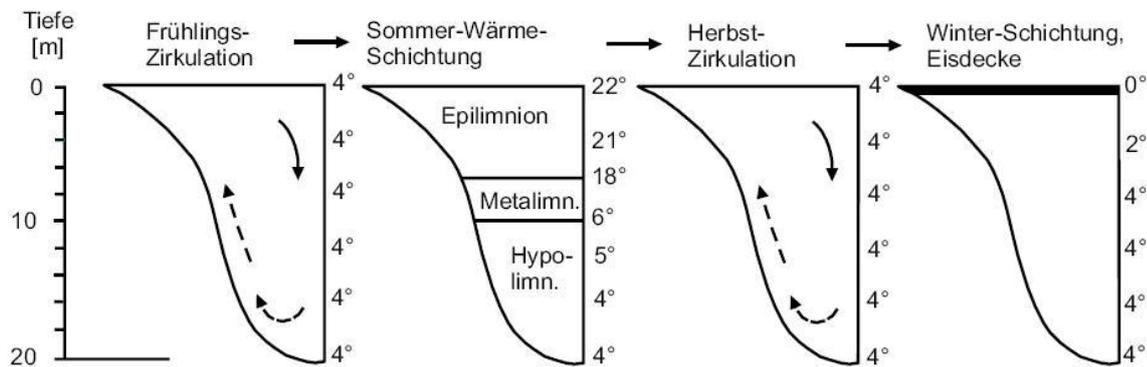


Abbildung 2.5: Schematische Darstellung der Schichtung und Zirkulation für einen dimiktischen See bearb. nach Schwoerbel und Brendelberger [2005, S.37]

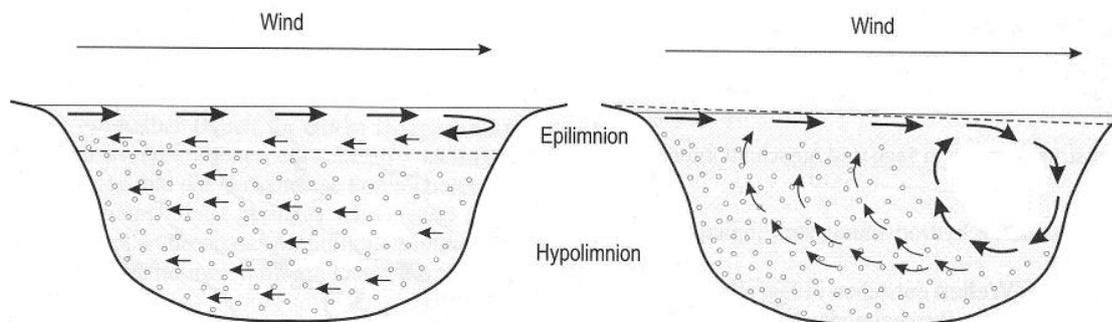


Abbildung 2.6: Zirkulation im Epilimnion und die beginnende Zirkulation im Hypolimnion (bearb. nach Schönborn [2003, S.209])

Im Winter kann die Temperatur des Oberflächenwassers noch weiter sinken und Werte unter $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ annehmen. Es kann sich an der Wasseroberfläche Eis bilden. Das Eis, beziehungsweise das kalte Wasser, schwimmen auf dem Wasser von $4\text{ }^{\circ}\text{C}$, da beide auf Grund der Anomalie von Wasser eine geringere Dichte haben (vgl. Abbildung 2.1). Bei dieser „inversen“ Schichtung kann das Oberflächenwasser nicht ohne zusätzliche Energie mit dem Tiefenwasser mischen. Bei einer weiteren Abkühlung wächst die Eisschicht nur langsam, weil das Eis die inverse Schichtung aufrecht erhält und somit den Abtransport von Wärme unterdrückt. Diese Tatsache ist für die Lebewesen im See wichtig, da sie somit auch bei Eisbedeckung überleben können. Im Frühjahr, wenn das Eis geschmolzen ist und wieder der homotherme Zustand erreicht ist, kann der See wieder komplett durchmischen. Wenn ein See im Frühling und Herbst mischt, gehört er zur Gruppe der dimiktischen Seen. Es gibt aber auch andere Gruppen von Seen, die zum Beispiel nur einmal im Jahr (meist Frühling) durchmischen.

Seen können nach ihrem Mischungsverhalten in amiktisch, holomiktisch, dimiktisch, polymiktisch und meromiktisch eingeteilt werden. Amiktische Seen zirkulieren nie, da sie ununterbrochen zugefroren sind oder immer Temperatur geschichtet sind. Beispiele sind in der Arktis (Grönland), Antarktis und im extremen Hochgebirge beziehungsweise in den Tropen zu finden. Als holomiktische Seen werden solche bezeichnet, die einmal im Jahr vollständig vertikal durchmischt werden. Unter dimiktische Seen fallen die Seen, die zweimal im Jahr vollständig

vertikal durchmischen, meist im Herbst und im Frühjahr. Polymiktische Seen sind meist recht flach und mischen mehrmals im Jahr.

Seen, bei denen die vertikale Mischung dauerhaft nicht vollständig ist, heißen meromiktisch. In diesen bildet sich dann zum einen eine Tiefenschicht aus, das Monimolimnion, die nicht durch Zirkulation ausgetauscht wird und zum anderen die darüberliegende saisonal durchmischte Schicht, das Mixolimnion. Das besondere Mischungsverhalten rührt meist daher, dass im Tiefenwasser der Salzgehalt deutlich erhöht und daher die Dichte viel größer ist, so dass zu keinem Zeitpunkt eine Angleichung der Dichten erfolgen kann. Begünstigend für Meromixis sind zum Beispiel eine im Verhältnis zur Tiefe kleine Wasseroberfläche als Angriffsfläche für den Wind und eine besonders windgeschützte Lage.

Im Folgenden werden für verschiedene Seetypen Temperaturprofile beziehungsweise Leitfähigkeitsprofile dargestellt. Ein holomiktischer See ist der Alpnacher See, der ein Seitenarm des Vierwaldstättersees ist. Anhand der Temperaturprofile (Abbildung 2.7) ist zu vermuten, dass er im Jahre 1992 im Frühjahr einmal komplett durchmischt hat.

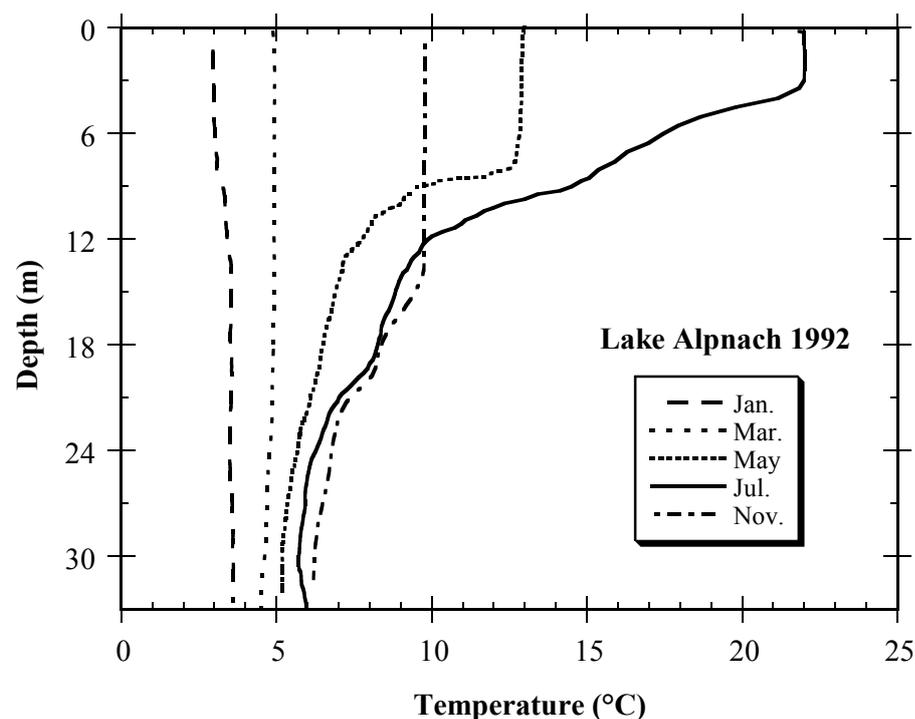


Abbildung 2.7: Temperaturprofil des Alpnachersees nach Kipfer *et al.* [2002]

Beispiel für einen meromiktischen See ist der Tageausee Merseburg-Ost 1b (Raßnitzer See). In Abbildung 2.8 links wird deutlich, dass die Temperatur unterhalb von 57 mNN (Meter über Normal Null) im Jahresverlauf konstant bleibt. Obwohl kälteres Wasser über wärmerem liegt, mischt dieser Teil des Sees nicht, da die Schichtung durch den hohen Salzgehalt (Abbildung 2.8 rechts) stabil gehalten wird.

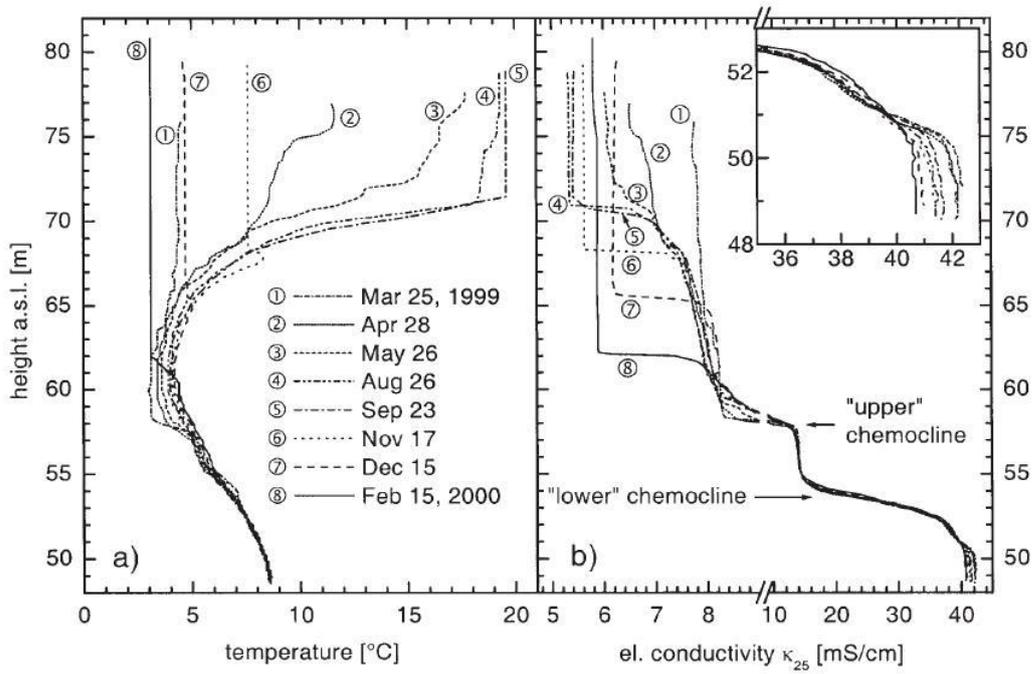


Abbildung 2.8: Temperatur- und Leitfähigkeitsprofil des Tagebausees Merseburg-Ost 1b [Rohden und Ilmberger, 2001]

2.1.3 Stabilität einer Wassersäule

Im vorherigen Abschnitt ist die vertikale Schichtung eines Sees qualitativ dargestellt worden. Nun wird die Stabilität dieser Schichtung quantitativ betrachtet, indem die Brunt-Väisälä Frequenz hergeleitet wird.

Ein Wassersäule ist stabil, wenn ein Wasserpaket, das aus seiner Ruhelage ausgelenkt wird, eine rücktreibende Kraft erfährt. Es wird das Wasserpaket ρ_P im Vergleich zu seinem Umgebungswasser ρ_U betrachtet. Die Dichte des Wasserpaketes ρ_P entspricht in der Tiefe z_0 (der „Ruhelage“) der Dichte der Umgebung $\rho_U(z_0)$, wenn angenommen wird, dass die Wassersäule horizontal homogen ist. Nun wird dieses Wasserpaket um eine kleine Distanz $(z - z_0)$ ausgelenkt, wie in Abbildung 2.9 zu sehen ist.

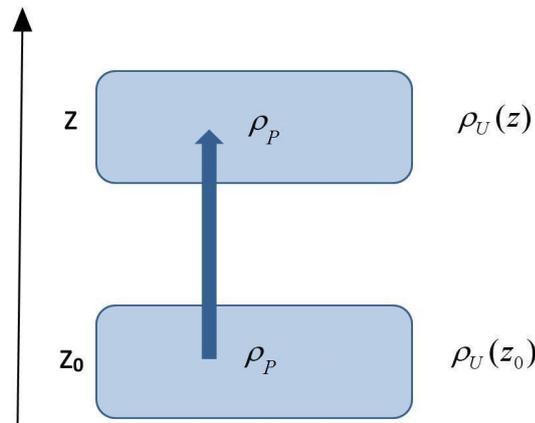


Abbildung 2.9: Auslenkung eines Wasserpaketes aus seiner Ruhelage

Auf das ausgelenkte Wasserpaket wirkt die Gewichtskraft und die Auftriebskraft (z-Achse positiv nach oben):

$$\text{Gewichtskraft: } F_G = -g\rho_P V \quad (2.14)$$

$$\text{Auftriebskraft: } F_A = g\rho_U V \quad (2.15)$$

$$\text{Kraft: } F_{ges} = F_G + F_A$$

$$F_{ges} = -g(\rho_P - \rho_U)V \quad (2.16)$$

$$\text{Beschleunigung: } a = \frac{F_{ges}}{\rho_P V} \quad (2.17)$$

Die rücktreibende Auftriebskraft pro Masseneinheit, die auf das Wasserpaket wirkt, ist also gegeben durch:

$$\ddot{z} = -g \frac{\rho_P - \rho_U(z)}{\rho_P} \quad (2.18)$$

Die Umgebungsdichte $\rho_U(z)$ in der ausgelenkten Tiefe z unterscheidet sich nur gering von der Dichte der Umgebung in der Ruhelage $\rho_U(z_0)$ und kann daher nach Taylor folgendermaßen entwickelt werden:

$$\rho_U(z) \approx \rho_U(z_0) + \left(\frac{d\rho}{dz} \right) (z - z_0) \quad (2.19)$$

Diese Näherung wird in Gleichung 2.18 eingesetzt. Da die Dichte des Wasserpakets ρ_P der Dichte des Umgebunswasser in der Ruhelage $\rho_U(z_0)$ entspricht, vereinfacht sich die rücktreibende Kraft pro Masseneinheit auf folgende Gleichung:

$$\ddot{z} = \frac{g}{\rho_P} \left(\frac{d\rho}{dz} \right) (z - z_0) \quad (2.20)$$

Dies stellt die bekannte Schwingungsgleichung für den harmonischen Oszillator dar

$$\ddot{z} = -N^2(z - z_0) \quad (2.21)$$

wenn die Oszillationsfrequenz N folgendermaßen definiert wird:

$$N^2 = -\frac{g}{\rho_P} \left(\frac{d\rho}{dz} \right) \quad (2.22)$$

Die Dichte von Wasser hängt, wie in Abschnitt 2.1.1 erläutert von der Temperatur und der Salinität ab. Der Dichtegradient kann daher folgendermaßen aufgespalten werden, wobei die Gleichungen 2.3 und 2.7 eingesetzt wurden.

$$\frac{d\rho}{dz} = \frac{\partial\rho}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{\partial\rho}{\partial S} \frac{\partial S}{\partial z} \quad (2.23)$$

$$= -\alpha\rho \frac{\partial T}{\partial z} + \beta\rho \frac{\partial S}{\partial z} \quad (2.24)$$

Damit kann die Stabilitätsfrequenz, in ihre beiden Komponenten zerlegt, aufgeschrieben werden:

$$N^2 = g \left[\alpha \frac{\partial T}{\partial z} - \beta \frac{\partial S}{\partial z} \right] \quad (2.25)$$

$$= N_T^2 + N_S^2 \quad (2.26)$$

Bei einer genaueren Betrachtung der Herleitung muss berücksichtigt werden, dass sich die Temperatur des Wasserpakets ändert, wenn es angehoben wird und sich dementsprechend der Druck ändert. Die Temperatur ändert sich, da Wasser kompressibel ist und das Wasserpaket beim Ausdehnen Arbeit gegen den äußeren Druck leistet und sich somit abkühlt. Quantitativ wird diese Temperaturänderung durch den adiabatischen Temperaturgradienten $(dT/dz)_{ad}$ beschrieben:

$$\left. \frac{dT}{dz} \right|_{ad} = -\frac{gT_{abs}\alpha}{c_p} = -\Gamma(T, S, p) \quad (2.27)$$

g	Gravitationskonstante
T_{abs}	Absolute in situ Temperatur in Kelvin
c_p	Spezifische Wärmekapazität
$\Gamma(T, S, p)$	adiabatischer Temperaturgradient
α	thermischer Ausdehnungskoeffizient

Das heißt, um die Parameter zweier Wasserpakete vergleichen zu können, müssen sie auf die selbe Tiefe bezogen werden. Die potentielle Temperatur ist die Größe, die diesen Vergleich vereinfacht. Sie korrigiert die Abhängigkeit der Temperatur von der Tiefe beziehungsweise dem Druck und ist damit eine Erhaltungsgröße. Die Definition der potentiellen Temperatur nach PASI lautet:

Die potentielle Temperatur $\Theta(z, z_0)$ ist die Temperatur des aus der Tiefe z stammenden Wasserpakets, nachdem dieses adiabatisch (isentropisch = ohne Wärme- und Salzaustausch) in die Tiefe z_0 gebracht worden ist. In Formeln ausgedrückt:

$$\Theta(z, z_0) = T(z) - \int_z^{z_0} \Gamma [\Theta(z, z'), S(z), p(z')] dz' \quad (2.28)$$

Aus der Betrachtung der potentiellen Temperatur lässt sich schließen, dass eine Wassersäule thermisch stabil sein kann, obwohl die Temperatur mit wachsender Tiefe leicht zunimmt. Das gilt für Temperaturen, die oberhalb von 4 °C liegen.

Bei der genaueren Betrachtung der Herleitung der Brunt-Väisälä Frequenz muss also anstelle der Temperatur die potentielle Temperatur verwendet werden, um die Dichten vergleichen zu können. Dementsprechend muss bei der Aufspaltung des Dichtegradienten die Temperatur durch die potentielle Temperatur ersetzt werden:

$$\frac{d\rho}{dz} = \frac{\partial\rho}{\partial\Theta} \frac{\partial\Theta}{\partial z} + \frac{\partial\rho}{\partial S} \frac{\partial S}{\partial z} \quad (2.29)$$

Die partielle Ableitung der potentiellen Temperatur lässt sich nach Gleichung 2.28 in differentieller Form schreiben:

$$\frac{\partial\Theta}{\partial z} = \frac{\partial T}{\partial z} - \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{ad} \quad (2.30)$$

Dabei ist der adiabatische Temperaturgradient für Seen im Regelfall so klein, dass er vernachlässigt werden kann. Die in situ Temperatur kann also näherungsweise anstelle der potentiellen Temperatur eingesetzt werden. Für sehr tiefe Seen und den Ozean kann diese Näherung nicht gemacht werden.

Interpretation der Brunt-Väisälä Frequenz

Das Inverse der Brunt-Väisälä Frequenz N ist die natürliche Oszillationsperiode eines Wasserpakets, das isentropisch vertikal um eine kleine Strecke aus seiner Gleichgewichtslage ausgelenkt wurde. Bei der Schwingung wurde angenommen, dass sie ohne Wechselwirkung mit der Umgebung stattfand. Das Quadrat der Brunt-Väisälä Frequenz gibt an, ob die Schichtung stabil ist:

$$N^2 = \begin{cases} > 0 & \text{stabil} \\ = 0 & \text{labil} \\ < 0 & \text{instabil} \end{cases}$$

Findet sich im See ein negativer Dichtegradient, d.h. wenn leichtes Wasser über schwererem schwimmt, wird das Quadrat der Brunt-Väisälä Frequenz nach Gleichung 2.22 positiv und die

Wassersäule ist stabil. Bei positivem Dichtegradienten wird N^2 negativ und die Schichtung ist instabil.

Die Schichtung ist umso stabiler, je größer der lokale Dichtegradient ist. Bei einem stark geschichteten See liegt also große Stabilität vor, die Wirbel und Turbulenzen schnell zum Abklingen bringt beziehungsweise schwerer entstehen lassen.

Die Stabilitätsfrequenz kann in zwei Komponenten zerlegt werden, je nachdem, was den Dichtegradienten in der Wassersäule dominiert. So wird zum Beispiel die Stabilität in der oberen Thermokline bei vielen Seen hauptsächlich durch N_T^2 aufgebracht, während im tiefen Hypolimnion die Stabilität hauptsächlich durch N_S^2 aufrechterhalten wird.

In meromiktischen Seen tritt der Fall ein, dass die Temperaturkomponente N_T^2 im Monimolimnion instabil ist, die Salzkomponente aber so viel größer ist, dass sie den negativen Wert ausgleicht und die Schichtung insgesamt erhalten bleibt. Deswegen kann das Monimolimnion nicht direkt an der Zirkulation des Sees teilnehmen. Genau dieser Fall wird in der Abbildung 2.10 unterhalb von 60 mNN dargestellt.

Zur Vertiefung ist Millard *et al.* [1990] und Wüest *et al.* [1996] zu empfehlen.

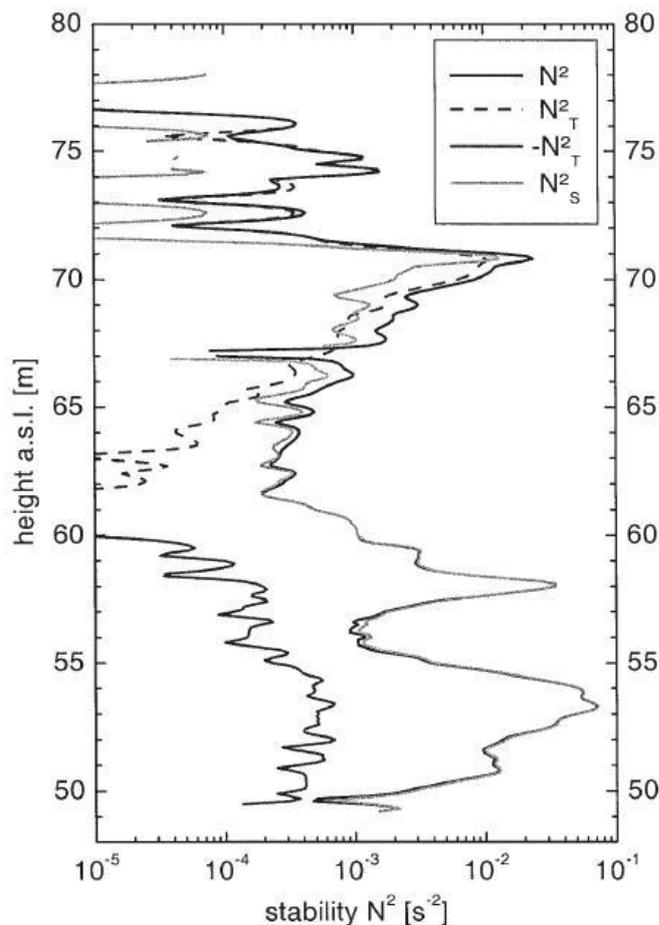


Abbildung 2.10: Die Gesamt-Stabilität der Wassersäule N^2 und ihre komponentenweise Betrachtung für den Tagebausee Merseburg Ost aus Rohden und Ilmberger [2001]

2.1.4 Vertikale Mischung von Seen

Überblick

Die Ursachen für Mischung im See sind sehr vielfältig. Eine Ursache für Mischung ist, dass sich durch Wind angetriebene Strömungen bilden. Diese Strömungen treffen auf tiefere, ruhende Wasserschichten, so dass sich ein Geschwindigkeitsgradient ergibt auf Grund dessen es zu Turbulenzen und daher zur Mischung kommt. Eine andere Ursache für Mischung ist, dass sich in der Wassersäule ein Temperaturgradient ergibt, da das Wasser von der Oberfläche her abgekühlt wird. Dieser Temperaturgradient wirkt sich auf die Dichte aus und auf die Stabilität der Wassersäule. Bei einer instabilen Schichtung kommt es zum Austausch von Wasserpaketen und damit zu Konvektion und Turbulenzen, die wiederum Mischung bedeuten.

Werden horizontale und vertikale Mischung betrachtet, sind damit die isopyknische und diapyknische Mischung gemeint. Die isopyknische Mischung ist die Mischung entlang einer Dichteschicht (die im See meist horizontal liegt), während die diapyknische Mischung vertikal zu den Dichteschichten stattfindet. Da bei den isopyknischen Mischungen nur Energie durch Reibung verloren geht und im Gegensatz zu den diapyknischen Mischungen keine Arbeit gegen die Schwerkraft geleistet werden muss, sind isopyknische Mischungskoeffizienten um einige Zehnerpotenzen größer als diapyknische.

In einem geschichteten See wird die Mischung im Hypolimnion wenig durch Advektion, sondern mehr durch Wirbel-Diffusion, auch Eddy-Diffusion genannt, und molekulare Diffusion zustande gebracht. Die Eddy-Diffusion entsteht, wie die großen Wirbel, auf Grund von horizontalen Strömungen, bei der eine Wasserschicht eine Grenzfläche (z.B. das Sediment, Fläche gleicher Dichte, ...) berührt. Diese kleinskaligen Wirbel pflanzen sich vertikal fort und führen zu einem Wärmeausgleich. Die molekulare Diffusion wird durch einen Konzentrationsgradienten angetrieben und bewirkt ebenfalls einen Wärmeausgleich.

Die beiden Diffusionen zusammen mit anderen Mischungsprozessen - die hier nicht erwähnt werden, die aber in Imboden und Wüest [1995] nachzulesen sind - werden quantitativ über den Mischungskoeffizienten K_z (auch turbulenter Diffusionskoeffizient genannt) parametrisiert. Es gibt mehrere Methoden den Mischungskoeffizienten zu bestimmen. Mit der Auflösung der zur Verfügung stehenden Messinstrumente eignet sich am besten die Fluss-Gradienten-Methode.

Fluss-Gradienten-Methode

Die Idee bei der Fluss-Gradienten-Methode, die auch Bilanz-Gradienten Methode genannt wird, ist, dass die Veränderung einer Messgröße (z.B. Temperatur) unterhalb einer bestimmten Tiefe nur auf den vertikalen Fluss auf Grund der Diffusion zurückzuführen ist. Bei der Berechnung wird eine Verknüpfung hergestellt zwischen der Wärmemenge unterhalb einer Schicht und dem vertikalen Temperaturgradienten.

Bei dieser Methode wird angenommen, dass der See horizontal homogen ist und es keine vertikale Advektion gibt. Mit dieser Annahme kann die Wärmemenge $W(z_0)$ unterhalb einer bestimmten Tiefe z_0 bis zur maximalen Tiefe z_m aus dem Temperaturprofil $T(z)$ und dem Profil des Sees (über die Querschnittsfläche $A(z)$) bestimmt werden:

$$W(z_0) = c_p \rho \int_{z_m}^{z_0} A(z) T(z) dz \quad (2.31)$$

Die zeitliche Änderung der Wärmemenge in der Schicht erhält man durch Ableiten der Gleichung, unter der Berücksichtigung, dass Ableitung und Integration vertauscht werden können:

$$\frac{\partial W(z_0)}{\partial t} = c_p \rho \int_{z_m}^{z_0} A(z) \frac{\partial T(z)}{\partial t} dz \quad (2.32)$$

In Abbildung 2.11 ist dargestellt, dass der Wärmetransport durch die Fläche $A(z_0)$ in der Zeit zwischen den beiden Temperaturprofilen t_1 und t_2 den Wärmehalt der Schicht erhöht hat. Die Wärmemenge Δ ist in der Zeit zwischen den beiden Profilen aus der oberen Schicht in diese Zone diffundiert und hat bewirkt, dass sich die Temperatur des Wassers in der tieferen Schicht erhöht hat.

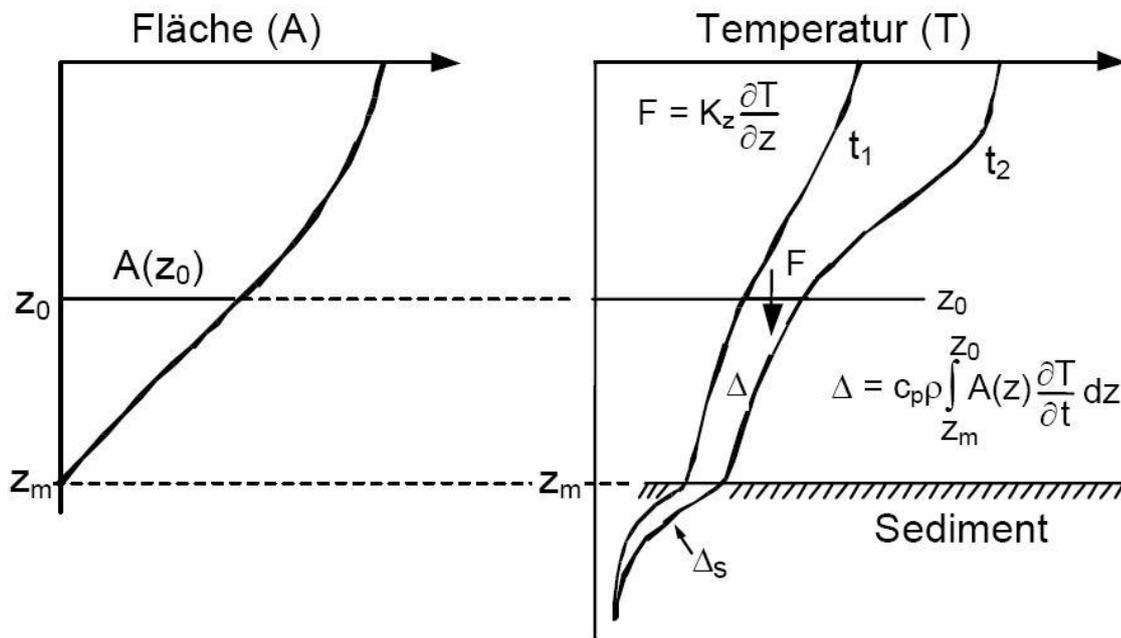


Abbildung 2.11: Diffusiver Wärmetransport durch die Fläche $A(z_0)$ aus PASI

Ab einer gewissen Tiefe wird in guter Näherung angenommen, dass es sich nur um einen Wärmefluss F_{th} auf Grund von Diffusion handelt und nicht um Wärmeeintrag auf Grund solarer Einstrahlung oder durch advektiven Transport. Der vertikale Wärmefluss auf Grund von turbulenter Diffusion wird durch das 1. Fick'sche Gesetz beschrieben:

$$F_{th} = -c_p \rho K_z \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2.33)$$

- F_{th} Fluss thermischer Energie pro Zeit und Fläche
- c_p spezifische Wärme
- ρ Dichte
- K_z vertikaler Mischungskoeffizient
- $\frac{\partial T}{\partial z}$ vertikaler Temperaturgradient

Der Wärmefluss F_{th} multipliziert mit der Fläche $A(z_0)$, durch die er hindurch diffundiert, ergibt den gesamten Wärmeeintrag pro Zeit. Da die Gleichung 2.33 den Wärmefluss nach

oben angibt (z nach oben positiv), aber die Änderung der Wärmemenge im Volumen unterhalb von z_0 interessiert, wird diese Richtungsinformation durch das eingefügte Minuszeichen berücksichtigt. Der gesamte Wärmeeintrag pro Zeit in das Volumen unterhalb von z_0 lautet also:

$$\begin{aligned}\frac{\partial W(z_0, t)}{\partial t} &= -A(z_0) \cdot F_{th}(z_0) \\ &= A(z_0) c_p \rho K_z(z_0) \left. \frac{\partial T(z, t)}{\partial z} \right|_{z_0}\end{aligned}\quad (2.34)$$

Diese Gleichung wird nun in einem ersten Schritt nach dem Mischungskoeffizienten K_z aufgelöst. Im zweiten Schritt wird die Gleichung 2.32 eingesetzt:

$$K_z(z_0) = \frac{\frac{\partial W(z_0, t)}{\partial t}}{A(z_0) c_p \rho \left. \frac{\partial T(z, t)}{\partial z} \right|_{z_0}} = \frac{\int_{z_m}^{z_0} A(z) \frac{\partial T(z, t)}{\partial t} dz}{A(z_0) \left. \frac{\partial T(z, t)}{\partial z} \right|_{z_0}}\quad (2.35)$$

Im Versuch werden nicht die Gradienten angeschaut, sondern die Änderungen aus zwei zeitlich versetzten Temperaturprofilen t_1 und t_2 berechnet. Die Berechnung des Mischungskoeffizienten wird daher über die folgende Formel durchgeführt:

$$K_z(z_0) = \frac{\frac{\Delta W(z_0, t)}{\Delta t}}{A(z_0) c_p \rho \left. \frac{\partial T(z, t)}{\partial z} \right|_{z_0}} = \frac{\int_{z_m}^{z_0} A(z) \frac{\Delta T(z, t)}{\Delta t} dz}{A(z_0) \left. \frac{\partial T(z, t)}{\partial z} \right|_{z_0}}\quad (2.36)$$

mit folgenden Bezeichnungen:

$$\Delta t = t_2 - t_1$$

$$\Delta W(z_0) = W(z_0, t_2) - W(z_0, t_1)$$

$$\left. \frac{\partial T(z, t)}{\partial z} \right|_{z_0} = \frac{1}{2} \left(\left. \frac{\partial T(z, t_1)}{\partial z} \right|_{z_0} + \left. \frac{\partial T(z, t_2)}{\partial z} \right|_{z_0} \right)$$

Zusammenhang zwischen der Stärke der Schichtung und der vertikalen Diffusion

Die Stärke der Schichtung und die vertikale Diffusion korrelieren miteinander. Der Zusammenhang zwischen der Stabilitätsfrequenz N^2 und dem Mischungskoeffizienten K_z wird z.B. nach Rohden *et al.* [2007] folgendermaßen beschrieben:

$$K_z = a \cdot (N^2)^{-b}\quad (2.37)$$

Typische Werte für die Parameter a und b sind für den Willersinnweiher (bei Ludwigshafen) nach Rohden *et al.* [2007]

$$\begin{aligned}a &= (2,5 \pm 0,6) \cdot 10^{-10} \text{ m}^2/\text{s}^3 \\ b &= 0,81 \pm 0,02\end{aligned}$$

Die Gleichung 2.37 bedeutet anschaulich, dass um so stärker die Schichtung ist, je geringer ist die vertikale Turbulenz.

Für tiefer gehende Informationen sind die Artikel von Quay *et al.* [1980], Jassby und Powell [1975] und Wüest *et al.* [2000] zu empfehlen.

2.1.5 Verteilung des Sauerstoffgehalts im See

Sauerstoff kommt durch verschiedene Prozesse ins Wasser. Hauptsächlich gelangt er über den Gasaustausch des Oberflächenwassers mit der Atmosphäre in den See. Ein weiterer wichtiger Sauerstofflieferant sind die grünen Pflanzen und die Cyanobakterien (blaugrüne Algen), die Photosynthese betreiben. Da die Photosynthese nur mit Licht stattfinden kann und Wasser Licht absorbiert, kann der Sauerstoff nur oberflächennah ins Wasser gelangen. Im dunklen Tiefenwasser können biologisch gesehen also keine Sauerstoff bildende, sondern nur Sauerstoff verbrauchende Prozesse ablaufen.

Im Epilimnion befinden sich Algen, die Photosynthese betreiben, um zu überleben und zu wachsen. Wenn die Algen absterben, sinken sie als Biomasse ins Hypolimnion ab. Dort werden diese organischen Substanzen zersetzt. Beim Abbau der Biomasse durch Bakterien wird Sauerstoff im Hypolimnion verbraucht. Der dafür benötigte Sauerstoff im Hypolimnion ist größtenteils der noch gespeicherte Sauerstoff von der letzten Zirkulation, bei der das Tiefenwasser Kontakt mit der Oberfläche hatte. Die Abnahme des Sauerstoffs im Hypolimnion beginnt sobald die Stagnation einsetzt.

Wie viel Sauerstoff sich im Hypolimnion befindet, hängt von mehreren Faktoren ab. Ob überhaupt jemals Sauerstoff ins Hypolimnion gelangt, hängt vom Zirkulationstyp des Sees ab. In einem meromiktischen See befindet sich zum Beispiel im Monimolimnion kaum Sauerstoff, da dieses Wasser keinen Kontakt mit der Atmosphäre hat und der Sauerstoffeintrag durch das Grundwasser zu vernachlässigen ist. In allen komplett mischenden Seen hängt die Menge an gespeichertem Sauerstoff zunächst vom Volumen des Hypolimnions ab. Je größer das Hypolimnion ist, umso mehr Sauerstoff kann gespeichert werden.

Die Menge des Sauerstoffs, der abgebaut wird, hängt davon ab, wie viel Material aus dem Epilimnion in die Tiefe absinkt und zersetzt wird. In einem See mit sehr geringer Produktion im Epilimnion kann es dazu kommen, dass das meiste organische Material bereits abgebaut wurde, wenn es das Tiefenwasser erreicht, so dass dort nur wenig Sauerstoff verbraucht wird. Die Geschwindigkeit beim Abbau der organischen Substanzen hängt von der Temperatur ab. Bei hohen Temperaturen wird in der gleichen Zeitspanne mehr Material abgebaut, als bei niedrigeren Temperaturen. Da bei hohen Temperaturen auch absolut weniger Sauerstoff gelöst ist (vgl. Henry-Gesetz Kapitel 2.4.3), wird der Sauerstoffgehalt schneller abnehmen. Die Sauerstoffverteilung im See hat einen charakteristischen Jahresverlauf, der in Abbildung 2.12 dargestellt ist.

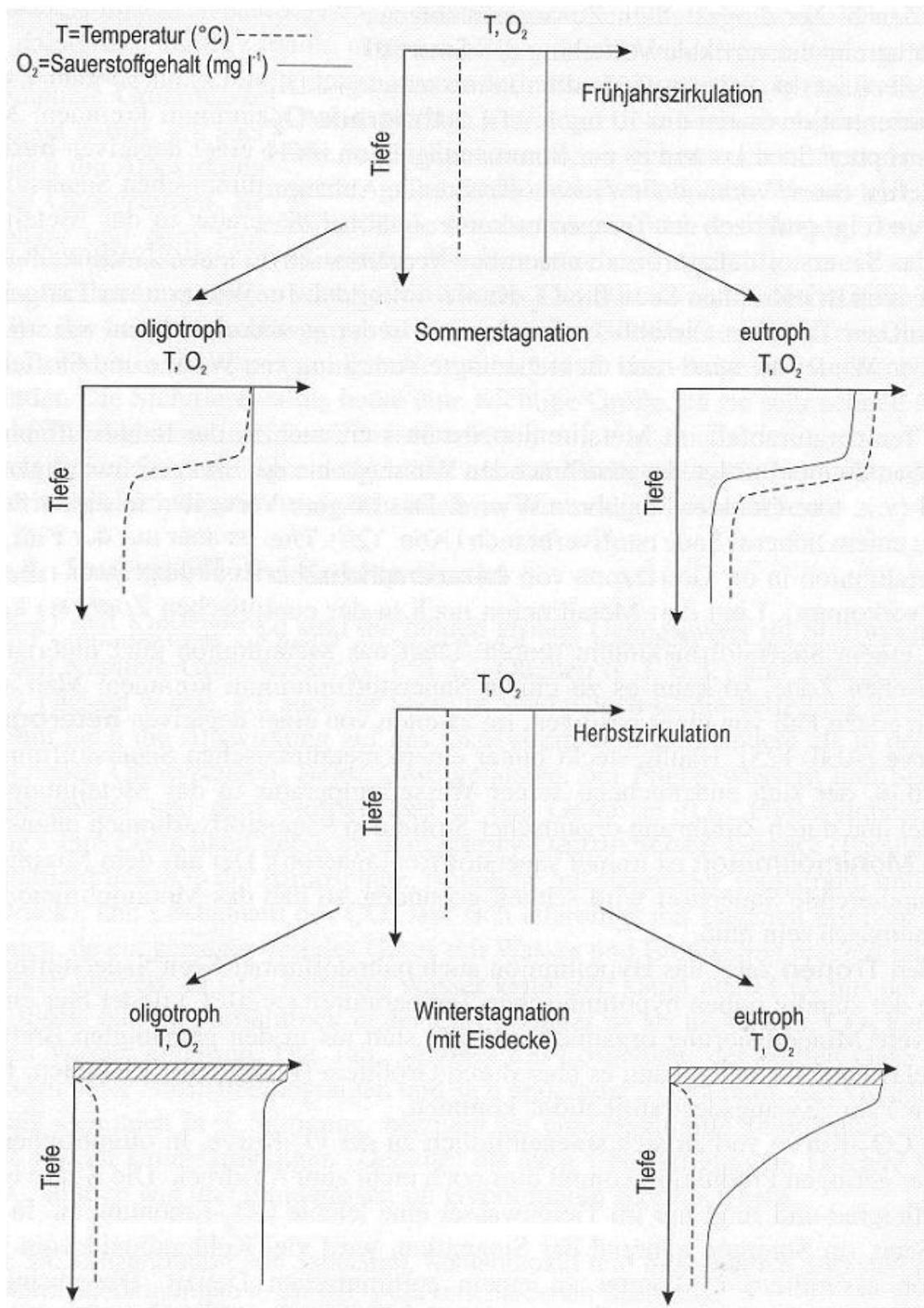


Abbildung 2.12: Jahreszeitlicher Verlauf des Sauerstoffgehalts aus Schönborn [2003, S.218]

Während der Sommerstagnation treten in Seen zwei typische Sauerstoffkurven auf: die orthograde und die klinograde Sauerstoffkurve. Die orthograde Sauerstoffkurve sieht genauso aus, wie die Sauerstoffkurve direkt nach der Vollzirkulation. Der Sauerstoffgehalt ist also über alle Tiefen nahezu konstant. Eine solche orthograde Sauerstoffkurve bildet sich in tiefen holomiktischen Seen mit niedrigem Nährstoffgehalt und daher geringer Produktivität und klarem Wasser aus, so genannten oligotrophen Seen. Bei der klinograden Sauerstoffkurve ist deutlich zu erkennen, dass Sauerstoff verbraucht wird, da der Sauerstoffgehalt mit zunehmender Tiefe abnimmt und im Tiefenwasser meist ganz verbraucht ist. Die Abnahme des Sauerstoffs muss nicht kontinuierlich von statten gehen. Es können Maxima und Minima auftreten, die auf Grund von bestimmten Organismen entstehen. Eine klinograde Sauerstoffkurve tritt in nährstoffreichen, stark produktiven Seen auf, so genannten eutrophen Seen.

Ein Beispiel für einen See mit einer nahezu orthograden Sauerstoffkurve ist der oligotrophe Königsee, dessen Sauerstoffprofil vom 5.7.1980 in Abbildung 2.13 A dargestellt ist. Beispiele für eine klinograde Sauerstoffkurve sind zum einen der tiefe, eutrophe Bieler See in der Schweiz, dessen Profil vom 11.10.1976 in Abbildung 2.13 B dargestellt ist und zum anderen der eutrophe, windgeschützte Pufsee in Holstein, dessen Profil vom 4.9.1989 in Abbildung 2.13 C dargestellt ist.

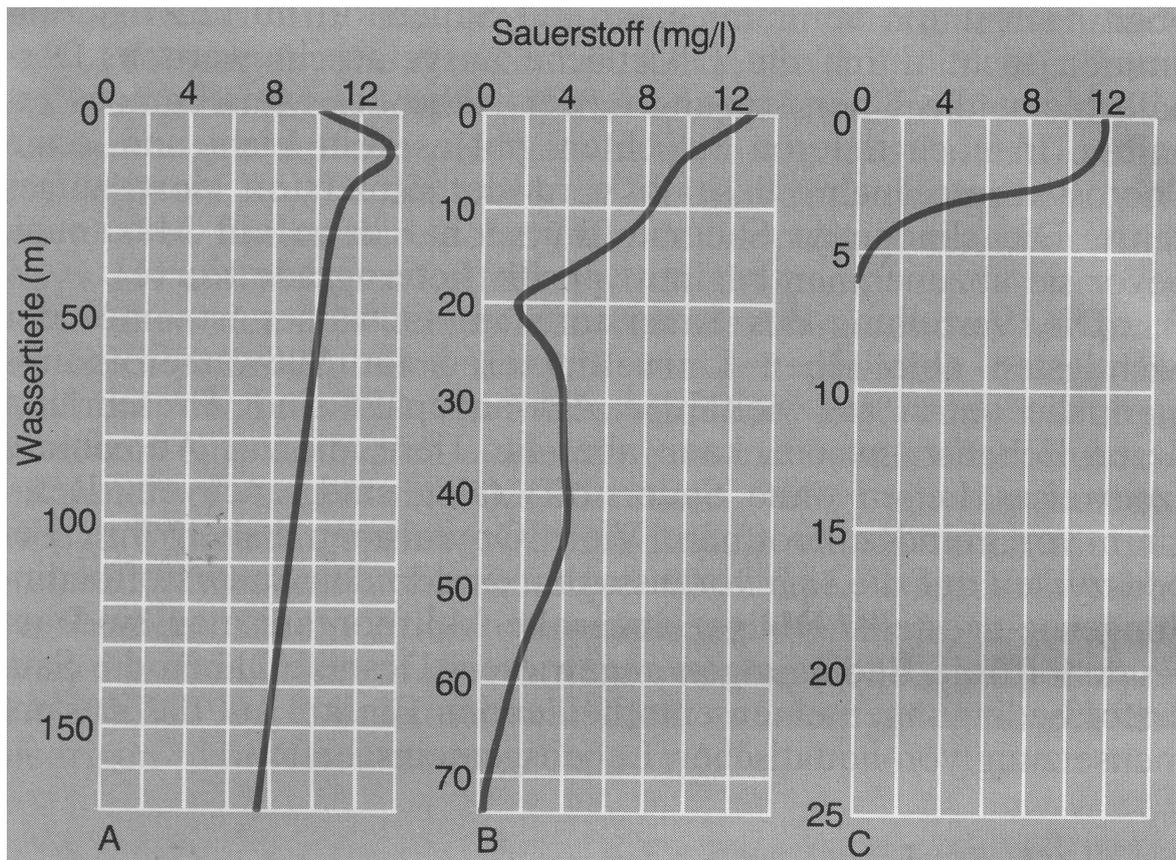


Abbildung 2.13: Orthograde und klinograde Sauerstoffkurven aus Lampert und Sommer [1999, S.49]

2.2 Radioaktivität und Radon

2.2.1 Zerfallsreihen

Radioaktivität ist die Eigenschaft instabiler Atomkerne sich in einen energetisch niedrigeren Zustand umzuwandeln und dabei eine charakteristische Strahlung auszusenden. In Tabelle 2.3 sind die drei bekanntesten Strahlungsarten aufgelistet.

Zerfallsart	Prozess	Emission
α -Zerfall	${}^A_Z X \rightarrow {}^{A-4}_{Z-2} Y + {}^4_2 He$	Helium Kern (α -Strahlung)
β^- -Zerfall	${}^A_Z X \rightarrow {}^A_{Z+1} Y + e^- + \bar{\nu}$	Elektron, Antineutrino
γ -Zerfall	${}^A_Z X^* \rightarrow {}^A_Z X + h \cdot \nu$	γ -Strahlung

Tabelle 2.3: Die drei bekanntesten Strahlungsarten

Ein instabiler Atomkern kann entweder direkt in einen stabilen Kern zerfallen oder in einen weiteren instabilen. So entstehen ganze Zerfallsreihen. Es kann insgesamt nur vier verschiedene α -Zerfallsreihen geben, da sich beim β - und γ -Zerfall die Massenzahl nicht ändert und sie sich beim α -Zerfall immer um vier verringert. Heute treten in der Natur von den vier möglichen Zerfallsreihen noch drei auf: die Thorium-Reihe, die Uran-Radium-Reihe und die Uran-Actinium-Reihe. Die Neptunium Reihe mit einer Halbwertszeit des Startisotopes von 2,14 Millionen Jahren ist im Laufe der Zeit fast vollständig zerfallen.

Radon und seine Isotope kommen in den drei noch vorhandenen natürlichen radioaktiven Zerfallsreihen vor, welche in Abbildung 2.14 dargestellt sind.

Die verschiedenen Radonisotope haben unterschiedliche Halbwertszeiten. Das ${}^{222}\text{Rn}$, umgangssprachlich einfach Radon genannt, aus der ${}^{238}\text{U}$ -Reihe hat eine Halbwertszeit von 3,82 Tagen, das ${}^{220}\text{Rn}$, umgangssprachlich Thoron genannt, aus der ${}^{232}\text{Th}$ -Reihe hat eine deutlich kürzere Halbwertszeit von 55,6 Sekunden und das ${}^{219}\text{Rn}$, umgangssprachlich Actinon genannt, aus der ${}^{235}\text{U}$ -Reihe hat eine noch kürzere Halbwertszeit von 3,9 Sekunden.

Das farb- und geruchlose radioaktive Edelgas Radon eignet sich gut dazu die Wechselwirkung zwischen Grundwasser und See zu untersuchen, da die Vorgänge innerhalb von Stunden oder Tagen ablaufen und Radon die entsprechende Halbwertszeit hat. Die beiden anderen Isotope werden daher in dem Versuch nicht berücksichtigt.

2.2.2 Zerfallsgesetz

Der radioaktive Zerfall ist ein statistischer Prozess, der durch das radioaktive Zerfallsgesetz (Gleichung 2.38) beschrieben wird. Die Anzahl $N(t)$ der zur Zeit t noch nicht zerfallenen Atomkerne eines radioaktiven Materials nimmt exponentiell mit der Zeit ab.

$$N(t) = N_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad (2.38)$$

N_0 Anfangsbestand des radioaktiven Materials
 λ Zerfallskonstante

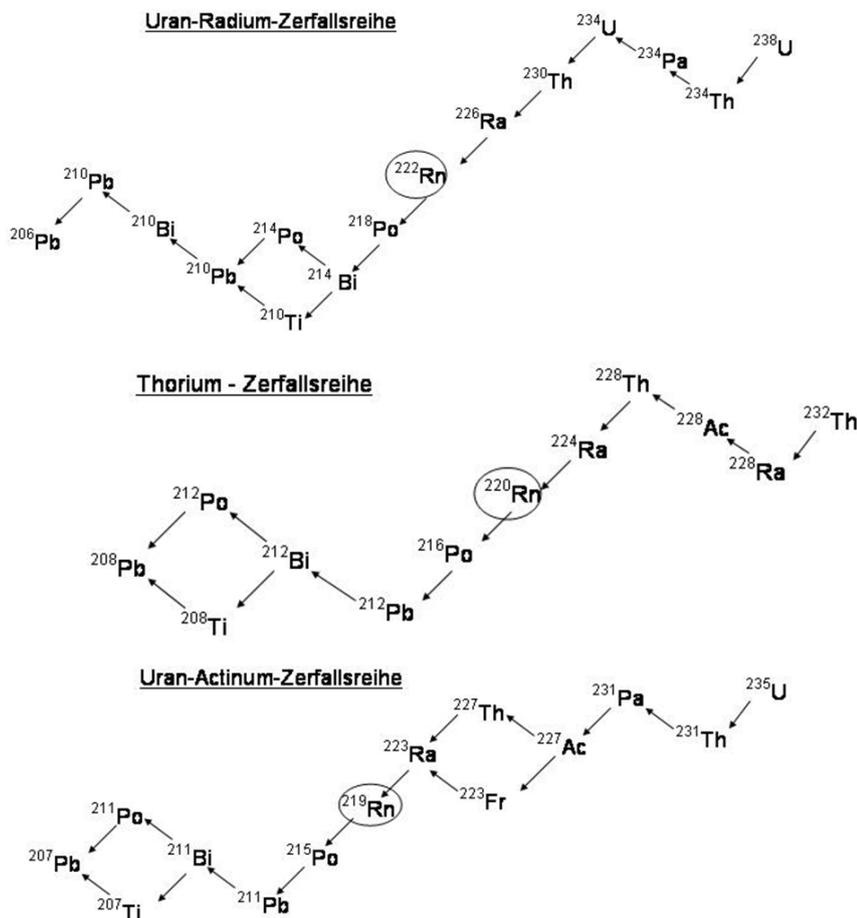


Abbildung 2.14: Die drei noch vorkommenden Zerfallsreihen aus Kluge [2005]

Die Halbwertszeit $T_{1/2}$ ist das Zeitintervall nach dem vom Ausgangsbestand nur noch die Hälfte vorhanden ist.

$$\begin{aligned}
 N(T_{1/2}) &= N_0 \cdot e^{-\lambda T_{1/2}} = \frac{N_0}{2} \\
 -\lambda T_{1/2} &= \ln\left(\frac{1}{2}\right) \\
 -\lambda T_{1/2} &= -\ln(2) \\
 T_{1/2} &= \frac{\ln 2}{\lambda}
 \end{aligned} \tag{2.39}$$

Radon hat wie erwähnt eine Halbwertszeit von 3,82 Tagen. Da dementsprechend nach zwei Halbwertszeiten beziehungsweise etwa acht Tagen nur noch 25% der ursprünglichen Radonmenge vorhanden ist, sollten die Messungen schnellst möglich nach der Probenentnahme durchgeführt werden.

Die Aktivität A eines radioaktiven Stoffes gibt die Zahl der Zerfälle pro Zeiteinheit an.

$$A(t) = -\frac{dN(t)}{dt} = \lambda N(t) \tag{2.40}$$

Die Aktivität wird in Becquerel (Bq) oder Curie bzw. piko-Curie ($\text{pCi} = 10^{-12} \text{ Ci}$) angegeben. Ein Becquerel entspricht einem Zerfall pro Sekunde und ein Curie entspricht der Aktivität von 1 g Radium-226:

$$1 \text{ Ci} = 3,7 \cdot 10^{10} \text{ Bq} \quad (2.41)$$

Im Versuch werden Aktivitätskonzentrationen gemessen, das heißt es wird die Aktivität pro Volumeneinheit gemessen.

2.2.3 Säkulares Gleichgewicht

Im Versuch soll der Radongehalt im Wasser bestimmt werden. Dazu wird das Messgerät RAD7 verwendet. Dieses Messgerät kann nicht direkt die Radonaktivitätskonzentration messen, sondern kann nur die Zerfallsprodukte des Radons messen. Daher wird in diesem Abschnitt hergeleitet welcher Zusammenhang zwischen Radon und Polonium besteht.

Betrachtet wird die kurze Zerfallskette aus Mutternuklid N_1 und Tochternuklid N_2 . Das Mutternuklid zerfällt nach dem radioaktiven Zerfallsgesetz (Differentialle Form):

$$-\frac{dN_1(t)}{dt} = \lambda_1 N_1(t) \quad (2.42)$$

Die Menge des Tochternuklids hängt zum einen von der Menge der neu dazugekommenen Atome des Mutternuklids ab und zum anderen vom Zerfall der Tochternuklide. Die Änderung der Menge des Tochternuklids setzt sich also folgendermaßen zusammen:

$$dN_2(t) = \lambda_1 N_1(t) dt - \lambda_2 N_2(t) dt \quad (2.43)$$

Wird der Zusammenhang zwischen der Anzahl der Zerfälle N und der Aktivität A nach Gleichung 2.40 eingesetzt und umgeformt, steht die Aktivität des Tochternuklids A_2 da:

$$\frac{dA_2}{dt} = \lambda_2 (A_1 - A_2) \quad (2.44)$$

Die mathematische Lösung dieser Differentialgleichung ist in Wilkening [1990] nachzulesen. Die Lösung der Differentialgleichung für die Anfangsbedingungen

$$A_1(0) = A_1^0 \quad (2.45)$$

$$A_2(0) = 0 \quad (2.46)$$

lautet

$$A_2(t) = \frac{\lambda_2}{\lambda_2 - \lambda_1} \cdot A_1^0 \cdot \left(e^{-\lambda_1 t} - e^{-\lambda_2 t} \right) \quad (2.47)$$

In Abbildung 2.15 wird die Aktivität des Mutternuklids Radon-222 ($T_{1/2} = 5500,8 \text{ min}$) und des Tochternuklids Polonium-218 ($T_{1/2} = 3,05 \text{ min}$) dargestellt. Nach einer Zeit t von etwa 20 Minuten hat sich das Gleichgewicht eingestellt, da dann die Aktivität des Tochternuklids in etwa konstant ist. Dieses Gleichgewicht wird als säkulares Gleichgewicht bezeichnet.

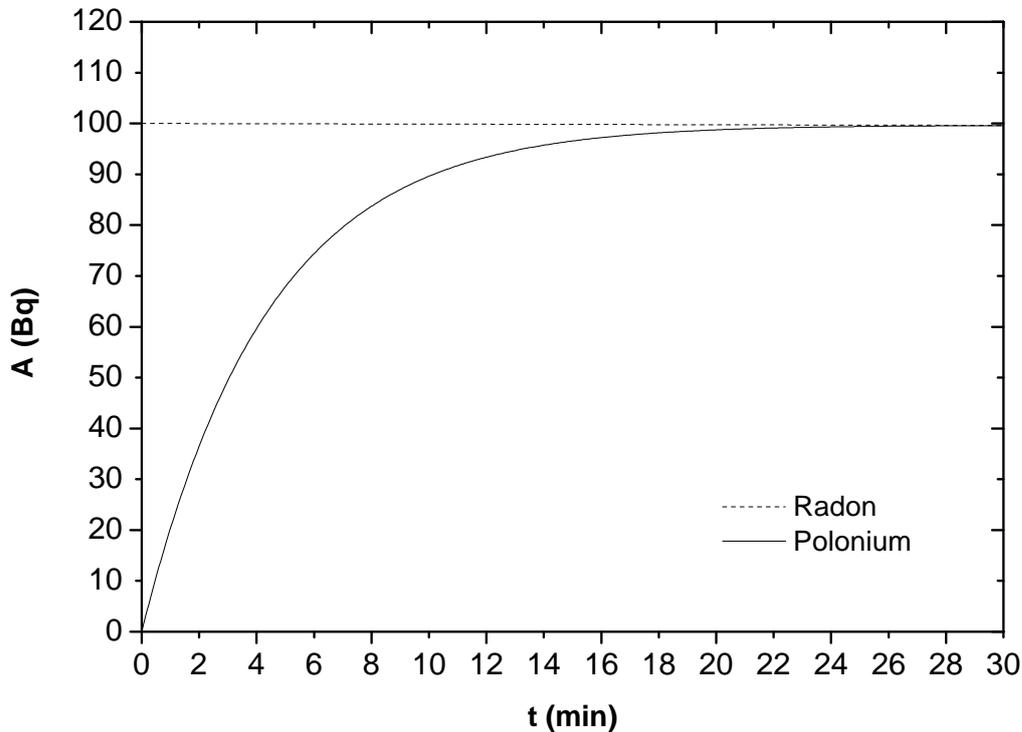


Abbildung 2.15: Das säkulare Gleichgewicht der Aktivitäten A von ^{222}Rn und ^{218}Po , aufgetragen gegen die Zeit t

Die mathematische Begründung für dieses Gleichgewicht liegt in den unterschiedlichen Halbwertszeiten. Die Halbwertszeit T_1 des Radons ist viel größer als die Halbwertszeit T_2 des Poloniums, dementsprechend gilt für die Zerfallskonstanten, dass $\lambda_1 \ll \lambda_2$ ist und dementsprechend gilt ungefähr:

$$\lambda_2 - \lambda_1 \approx \lambda_2 \quad (2.48)$$

Nach einer Zeit t , die deutlich länger als die Halbwertszeit T_2 ist, wird der Term $e^{-\lambda_2 t}$ in der Gleichung 2.47 etwa Null. Mit der Näherung 2.48, der Approximation des Exponentialterms und der Aktivität für das Mutternuklid $A_1(t) = A_1^0 \cdot e^{-\lambda_1 t}$ steht folgender Zusammenhang da:

$$A_2(t) = A_1(t) \quad (2.49)$$

Damit ist mathematisch begründet, dass in dem Fall, dass die Halbwertszeit des Mutternuklids viel größer ist als die des Tochternuklids, sich nach einer gewissen Zeit t die Aktivitäten angleichen. Diese Tatsache wird bei der Berechnung der Aktivitätskonzentrationen wichtig, weil damit aus der Aktivität des Tochternuklids auf die Aktivität des Mutternuklids geschlossen werden kann.

Das säkulare Gleichgewicht zwischen ^{222}Rn und ^{218}Po stellt sich nach etwa 20 min ein. Das ebenfalls säkulare Gleichgewicht zwischen ^{222}Rn und ^{214}Po (vgl. Abbildung 2.14) wird erst nach etwa 3 h erreicht. Für sehr genaue Messungen werden beide Gleichgewichte abgewartet. Im Versuch beschränken wir uns auf das säkulare Gleichgewicht zwischen ^{222}Rn und ^{218}Po .

2.3 Grundwasser

Als Grundwasser wird unterirdisches Wasser bezeichnet, das oberhalb einer wasserundurchlässigen Schicht den Porenraum einer Bodenmatrix vollständig erfüllt. In der Abbildung 2.16 sind die verschiedenen Zonen im Grundwasser dargestellt.

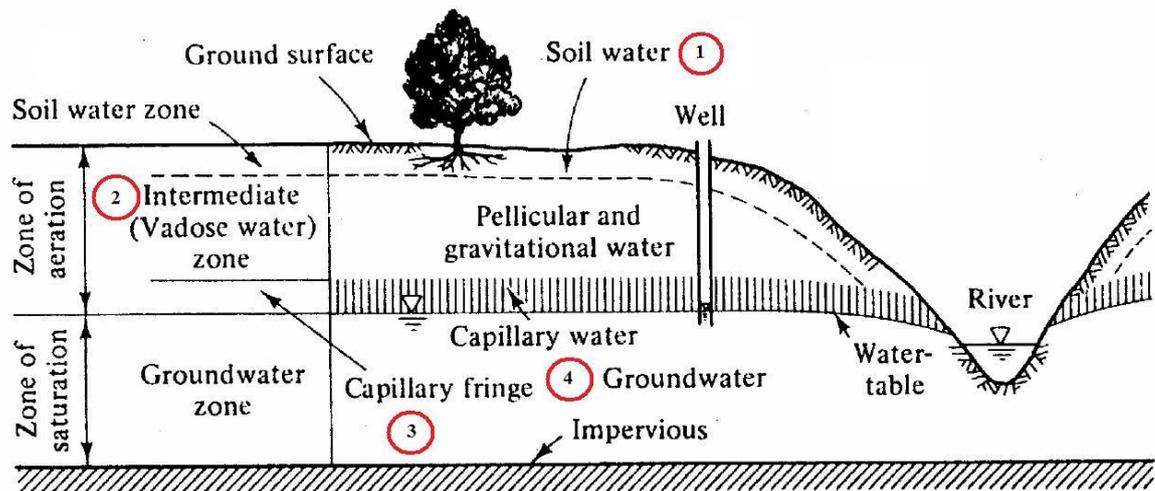


Abbildung 2.16: Die Grundwasserzonen bearbeitet nach Bear [1979]

Die Bodenwasserzone (1) (soil water zone) befindet sich im Wurzelbereich. Ihr Wassergehalt hängt stark vom Niederschlag ab. Die Zwischenzone (2) (intermediate zone) befindet sich unter der Bodenwasserzone. Hier wird das Wasser durch Kapillarkräfte festgehalten, wodurch es schwerer beweglich wird. Diese Zone ist nicht gesättigt, das heißt es befindet sich Luft in den Zwischenräumen. Der Kapillarsaum (3) (capillary fringe) befindet sich am unteren Ende der Zwischenzone. Auf Grund der Kapillarwirkung steigt Wasser aus der gesättigten Grundwasserzone (4) in die Zwischenzone auf. Der Grundwasserspiegel ist die Höhe der gesättigten Zone, bei der der hydrostatische Druck dem Atmosphärendruck entspricht.

Wassertransport findet in so genannten Grundwasserleitern, auch Aquifere genannt, statt. In diesen Leitern sind die Poren des Porenraums miteinander verbunden, so dass Wasser langsam fließen kann. Wichtige Sedimente für den Wassertransport sind Kies, Sand und Sandstein.

2.4 Radon als Tracer

In diesem Versuch soll untersucht werden, in welcher Tiefe des Sees sich das einfließende Grundwasser hauptsächlich einschichtet. Um dies zu untersuchen wird ein Tracer verwendet. Tracer sind Stoffe oder Eigenschaften, die einen Wasserkörper oder eine Wassermasse kennzeichnen, so dass Teile dieser Wassermasse wieder gefunden werden können. Es gibt natürliche und künstliche Tracer. Zu den natürlichen Tracern zählen z.B. die Isotopenzusammensetzung, der Wärmegehalt bzw. die Temperatur einer Wassermasse oder - wie im Versuch - der Radon-gehalt des Wassers. Künstliche Tracer wie SF_6 werden einer Wassermasse gezielt zugegeben.

Da Radon als Edelgas unter natürlichen Bedingungen keine chemischen Bindungen eingeht und ein großer Konzentrationsunterschied zwischen See- und Grundwasser besteht, eignet es sich gut als Tracer für den Zustrom von Grundwasser in Seen. Die Temperatur als Tracer für

die Einschichtungstiefe des Grundwassers in den See zu verwenden, ist etwas schwieriger, da der Kontrast geringer ist und die Temperatur die Dichte und damit die Einschichtungstiefe des zuströmenden Grundwassers beeinflusst.

2.4.1 Wie kommt Radon ins Grundwasser?

Radium, der Mutterkern des Radons, ist in allen Böden und Gesteinen in verschiedenen Konzentrationen enthalten. Zerfällt Radium im Gestein oder Sediment, kann Radon nach Dehnert *et al.* [1999] auf Grund des Rückstoßes beim Zerfall aus dem Gestein austreten oder es kann aus dem Sediment herausdiffundieren. Ist der Porenraum gesättigt, wird das Radon im Wasser gelöst und mit ihm wegtransportiert.

In einem homogenen Sediment kann die mittlere Radonaktivitätskonzentration bestimmt werden. Sandler [2000] hat in ihrer Dissertation die mittlere Radonaktivitätskonzentration für einen aus Sand und Kies bestehendem Aquifer auf $9\,000\text{ Bq/m}^3$ angegeben.

2.4.2 Wie kommt Radon in den See?

Das Wasser eines Sees hat verschiedene Ursprünge, dementsprechend gelangt das Radon auf verschiedenen Wegen ins Seewasser. Zuflüsse und Niederschlag stehen ebenso wie das Oberflächenwasser des Sees im Austausch mit der Atmosphäre, so dass ihre Radonkonzentration durch das Lösungsgleichgewicht bestimmt ist (s. unten). Da es in der Atmosphäre keine Radonquellen sondern nur die Senke durch den Zerfall gibt, ist der Radongehalt der Luft und damit des Oberflächenwassers sehr gering. Ein weiterer Teil des Radons in Seen kommt direkt durch Diffusion aus dem Sediment, welches Radium enthält. Weiter enthält Seewasser gelöstes Radium, das zu Radon zerfällt und einen Beitrag zum gesamten Radongehalt beiträgt. Da Seen oft an Grundwasser gekoppelt sind, kann Radon durch Grundwasser in den See gelangen.

Insgesamt ist der Radongehalt im See jedoch viel geringer als im Grundwasser, da einerseits das recht frei bewegliche Edelgas Radon in die Atmosphäre entweichen kann, es andererseits auch recht schnell zerfällt.

2.4.3 Henry-Gesetz

Liegt ein System von zwei Phasen vor, wie zum Beispiel Luft und Wasser, dem ein gasförmiger Stoff, wie zum Beispiel Radon zugegeben wird, so wird sich ein Teil des Stoffes im Wasser lösen. Es wird sich soviel Radon im Wasser lösen, bis sich ein dynamisches Gleichgewicht eingestellt hat, das heißt es geht gleich viel Radon von der flüssigen Phase in die gasförmige über, wie umgekehrt.

Wie viel des Stoffes in der Wasserphase gelöst wird, hängt von der gasspezifischen Löslichkeit und verschiedenen Bedingungen ab. Die dimensionslose Ostwaldsche Löslichkeit a beschreibt das Verhältnis der Gleichgewichtskonzentrationen des Stoffes in der flüssigen und gasförmigen Phase:

$$a = \frac{C_{fl}}{C_g} \quad (2.50)$$

- a Ostwaldsche Löslichkeit
- C_{fl} (Aktivitäts-)Konzentration in der flüssigen Phase
- C_g (Aktivitäts-)Konzentration in der gasförmigen Phase

Die Löslichkeit von Radon hängt von der Temperatur ab. Weigel [1978] hat die Temperaturabhängigkeit durch folgende empirisch bestimmte Näherungsformel beschrieben:

$$a(T) = 0,105 + 0,405 \cdot e^{-0,0502 \cdot T} \quad (2.51)$$

Dabei wird die Temperatur T in °C angegeben. Für eine Temperatur von 20 °C ergibt sich so für Radon eine Löslichkeit in reinem Wasser von etwa 0,25. Das bedeutet, dass bei 20 °C im Gleichgewicht die Konzentration in der Gasphase vier mal höher ist als in der flüssigen Phase. In der Abbildung 2.17 wird deutlich, dass die Löslichkeit mit zunehmender Temperatur abnimmt.

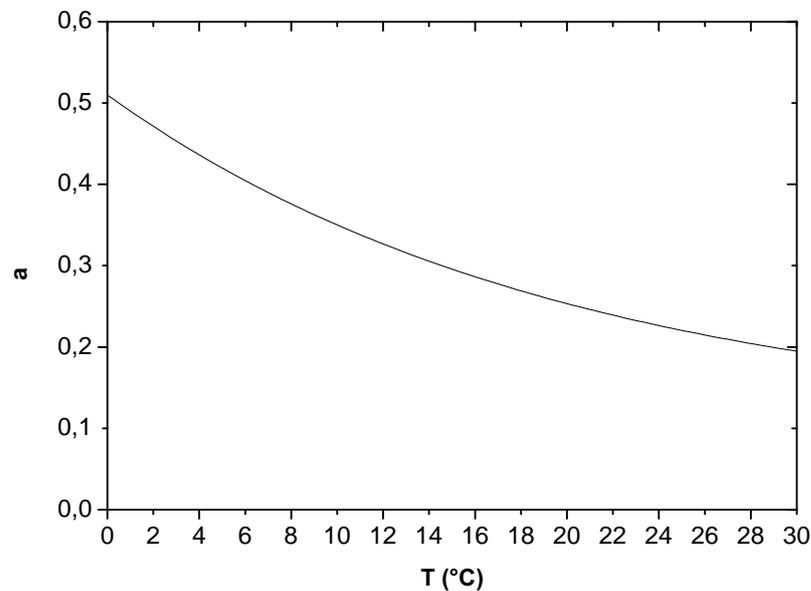


Abbildung 2.17: Löslichkeit a von Radon in Abhängigkeit der Temperatur T

Die im Gleichgewicht im Wasser gelöste Konzentration hängt nach Gleichung 2.50 von der Konzentration in der Gasphase C_g ab. Die Konzentration in der Gasphase kann über den Druck, genauer gesagt über den Partialdruck, beschrieben werden. Dazu wird das ideale Gasgesetz verwendet:

$$C_g = \frac{n}{V} = \frac{p}{RT} \quad (2.52)$$

- C_g Konzentration in der Gasphase in mol/Liter
- n Anzahl Mole des Stoffes
- V Gasvolumen in Liter
- p Partialdruck von Radon in atm
- R ideale Gaskonstante ($R = 0,08206 \text{ atm Liter mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$)
- T Temperatur in K

Das Henry-Gesetz postuliert die Proportionalität der Gaskonzentrationen in der flüssigen und der Gasphase im Gleichgewicht, wie durch Gleichung 2.50 ausgedrückt. Oft wird es als

Zusammenhang zwischen der gelösten Konzentrationen in der Flüssigkeit C_{fl} und dem Partialdruck p in der Gasphase geschrieben. Das Henry-Gesetz in dieser Form ergibt sich aus den Gleichungen 2.50 und 2.52. Das Gesetz kann entweder mit Hilfe des Henry-Koeffizienten K_H geschrieben werden

$$p = C_{fl} \cdot K_H \quad (2.53)$$

wobei für den Henry-Koeffizienten K_H gilt

$$K_H = \frac{RT}{a}$$

oder mit Hilfe des Löslichkeitskoeffizienten K_S

$$C_{fl} = K_S \cdot p \quad (2.54)$$

wobei für den Löslichkeitskoeffizienten K_S gilt

$$K_S = \frac{a}{RT}$$

Der Henry-Koeffizient, bzw. der Löslichkeitskoeffizient hängen von der Temperatur ab, aber nicht vom Druck. Die Löslichkeit von Radon hängt auch vom Salzgehalt ab. Allgemein gilt, dass Gase, also auch Radon im Speziellen, umso schlechter löslich sind, je höher der Salzgehalt ist.

2.5 Der Willersinnweiher

Der Willersinnweiher liegt im Oberrheingraben, der aus einer Abfolge kiesig-sandiger Sedimente besteht, die von schluffig-tonigen Zwischenhorizonten voneinander abgetrennt sind (vgl. Wollschläger [2003]). Er ist einer von vier Baggerseen, die nordwestlich von Ludwigshafen zwischen Friesenheim und Oppau liegen. Der Weiher entstand Anfang der 30er Jahre, da die BASF Kies zum Bauen brauchte. Da die Baggertätigkeiten zum Kiesabbau im oberen Grundwasserleiter (dieser reicht in der Rheinebene bis in eine Tiefe von 25 m) stattfanden, füllte sich die Kiesgrube mit Grundwasser und es entstand ein See, der schon bald als Badensee genutzt wurde. Der Willersinnweiher hat keine oberirdischen Zu- oder Abflüsse und wird nur von Niederschlag und Grundwasser gespeist. Das Grundwasser fließt durch den Willersinnweiher von Süd-West nach Nord-Ost mit einer recht geringen Fließgeschwindigkeit im Bereich von $6,1 \cdot 10^{-3}$ m/d bis 0,45 m/d. Die Daten stammen aus dem Modell von Wollschläger [2003].

Im Herbst 1975 herrschte im See ein Sauerstoffmangel, der eine Belüftung notwendig machte. Als Folge davon wurde die Morphologie des Sees verändert. Der Willersinnweiher war vor der Umstrukturierung in zwei Becken unterteilt. Die Schwelle zwischen den beiden Becken wurde im Rahmen dieser Umstrukturierung zum Teil abgetragen, so dass die Tiefenzirkulation zwischen den Becken etwas erleichtert wurde. Weiter wurde das größere Seebecken auf seine heutige maximale Tiefe von etwa 20 m ausgehoben und entschlammt. Nach der offiziellen Zulassung des Willersinnweihers als Badensee (1989), wurde die Uferstruktur verändert, so dass eine renaturierte Flachuferzone entstand. Die derzeitige Morphologie des Willersinnweihers wird in der Abbildung 2.18 dargestellt.

Aus der Abbildung 2.18 ist zu entnehmen, dass der Boden des Sees uneben ist und ein recht steiles Ufer hat. Die Ufer haben nur wenige Ausbuchtungen und sind recht geradlinig

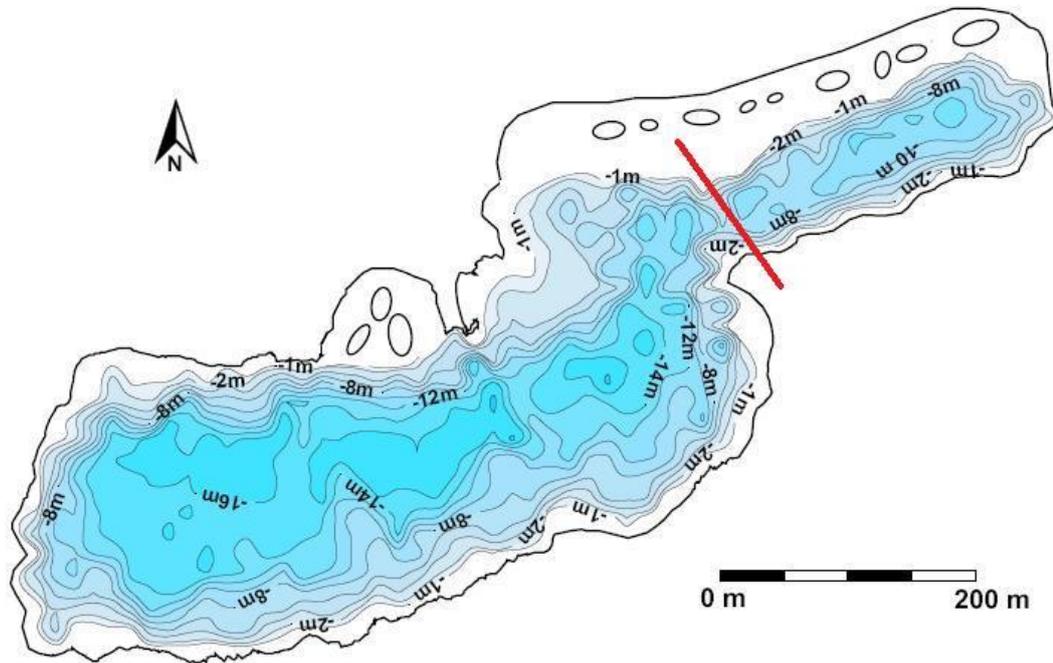


Abbildung 2.18: Die Morphologie des Willersinnweihers aus Wollschläger [2003]

Geographische Parameter		Typische Ionengehalte des Seewassers	
Gesamtvolumen	$1,3 \cdot 10^6 \text{ m}^3$	Sulfat	2,4 mmol/l
Seefläche	16 – 17 ha	Hydrogencarbonat	2,3 mmol/l
Mittlere Tiefe	7,7 m	Chlorid	2,2 mmol/l
Maximale Tiefe	20 m	Natrium	1,9 mmol/l
Maximale Länge	850 m	Calcium	2,5 mmol/l
Maximale Breite	325 m	Nitrat	30 $\mu\text{mol/l}$

Tabelle 2.4: Kenndaten des Willersinnweihers zusammengestellt nach Sandler [2000], Schmid [2002] und Wollschläger [2003]

angeordnet. Die etwa 8 m tiefe Schwelle (in Abbildung 2.18 rot eingezeichnet) erschwert nach wie vor den Austausch von Tiefenwasser in den beiden Seebecken.

In Tabelle 2.4 sind einige wichtige Kenndaten des Willersinnweihers von Sandler [2000], Schmid [2002] und Wollschläger [2003] zusammengetragen. Aus dieser Tabelle und den Untersuchungen von Sandler [2000] ist zu entnehmen, dass der Willersinnweiher ein kalkreicher Hartwassersee ist. Es können für den Willersinnweiher also die Näherungsformeln für einen von Hydrogencarbonat dominierten See verwendet werden, die in Kapitel 2.1.1 aufgeführt wurden, um die Dichte des Seewassers zu bestimmen.

2.5.1 Mischungsverhalten in den vergangenen Jahren

Der Willersinnweiher wird schon seit einigen Jahren vom Institut für Umweltphysik untersucht. Dementsprechend ist bekannt, dass der See in den meisten Jahren ein holomiktisches beziehungsweise dimiktisches Verhalten aufweist. Dabei ist die Unterbrechung der Zirkulationsphase im Winter nur bei länger anhaltender Eisdecke oder sehr niedrigen Temperaturen

zu beobachten. Im Laufe der Untersuchungsjahre zeigte der See im kleineren Seebecken ein auffälliges Verhalten, da der Salzgehalt am Grund recht hoch war. Weiter wurde die Tendenz deutlich, dass die Zirkulationsphase kürzer wird. Ein möglicher Grund hierfür ist der schnelle Anstieg der Lufttemperaturen im Frühling, der die Zirkulationsphase beendet.

2.5.2 Der Sauerstoffgehalt im See

Der Willersinnweiher liegt in einem Gebiet starker landwirtschaftlicher Nutzung. Dementsprechend gelangt Düngemittel über das Grundwasser in den See. Das hat zur Folge, dass der Willersinnweiher in einem eutrophen Zustand vorliegt, das heißt es findet viel Primärproduktion im Epilimnion statt. Das wird zum Beispiel in einer ausgeprägten Frühjahresalgenblüte deutlich. Diese Algen produzieren viel Biomasse, die ins Hypolimnion gelangt und dort unter Sauerstoffverbrauch abgebaut wird. Das hat zur Folge, dass der Sauerstoffgehalt im Tiefenwasser sehr gering ist (Werte von 1,4 mg/l).

3 Messinstrumente

3.1 CTD-Sonde

3.1.1 Aufbau und Funktionsweise der Mini Sonde

Die Mini Sonde der Firma HYDROLAB ist eine tragbare Sonde, mit der Temperatur, Leitfähigkeit, Tiefe und Sauerstoffgehalt in situ gemessen werden können. Solche Sonden werden als CTD-Sonden bezeichnet. Das leitet sich von den englischen Abkürzungen ab: C für *conductivity* (Leitfähigkeit), T für *temperature* (Temperatur) und D für *depth* (Tiefe).

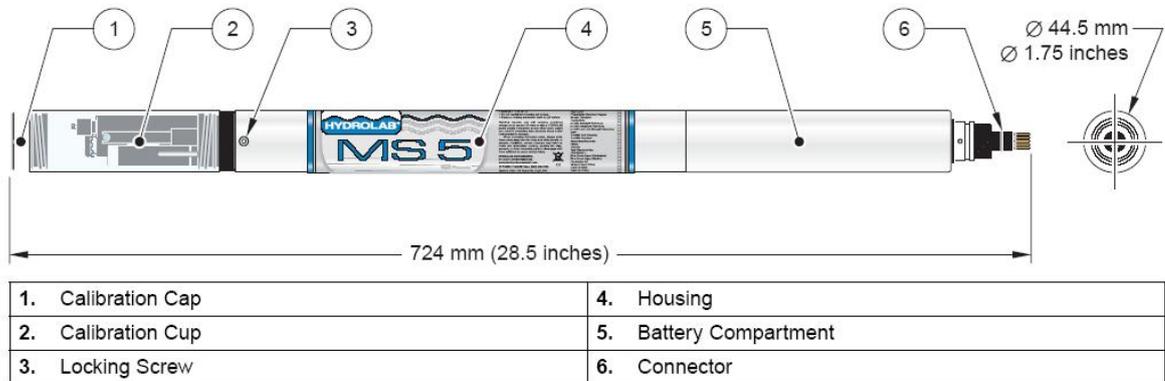


Abbildung 3.1: Der Aufbau der Mini Sonde aus Hydrolab [2005]

Die Temperatur wird mit Hilfe eines 30 k Ω Widerstands-Heißleiters gemessen, der die Temperatur mit einer Genauigkeit von 0,1 °C und einer Auflösung von 0,01 °C im Bereich von -5 °C bis 50 °C misst. Der Leitfähigkeitssensor besteht aus einer offenen Kammer und vier Graphitelektroden, welche die Leitfähigkeit im Bereich von 0 bis 100 mS/cm mit einer Genauigkeit von 1 μ S/cm und einer Auflösung von 0,1 μ S/cm messen. Der Tiefensensor bestimmt die Tiefe über den Druck. Die Sonde misst die Tiefe im Bereich von 0 m bis 100 m mit einer Genauigkeit von 5 cm und einer Auflösung von 1 cm. Der Sensor für den gelösten Sauerstoff besteht aus einer Kammer, kombiniert mit einer Schraube zur Wasserverwirbelung. Der Sauerstoff wird über die elektrochemische Reduktion des Sauerstoffs gemessen, der durch die am Sensor befestigte Membran diffundiert. Der Sensor misst den gelösten Sauerstoff mit einer Genauigkeit von 0,2 mg/L im Bereich von 0 bis 20 mg/L und mit einer Genauigkeit von 0,6 mg/L im Bereich von 20 mg/L bis 50 mg/L. Die Auflösung des Sauerstoffsensors liegt jeweils bei 0,01 mg/l.

3.1.2 Kurze Einführung in die Software der Sonde

Die Sonde wird direkt über eine USB Schnittstelle an den Laptop angeschlossen und die Software Hydras 3 LT aufgerufen. Im Normalfall wird die Mini Sonde direkt im Hauptmenü angezeigt. Falls dies nicht der Fall ist, wird das USB Kabel noch einmal entfernt, wieder angeschlossen und nach der Sonde gesucht (Button: **Re-Scan for Sondes**).

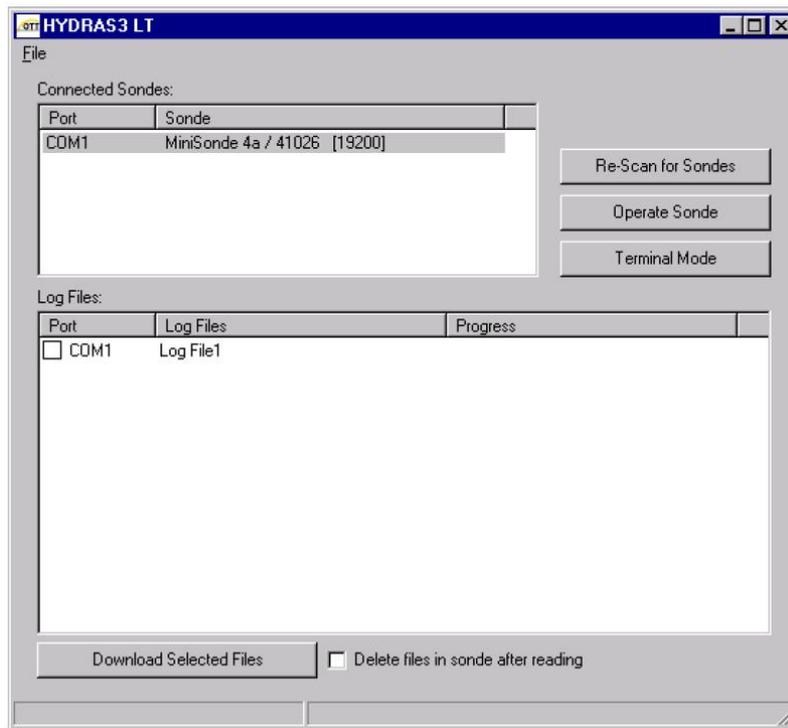


Abbildung 3.2: Startbildschirm der Hydras 3 LT Software aus Hydras3LT [2004]

Um die Parameter der Sonde festzulegen wird der Button **Operate Sonde** gewählt. Es erscheint ein Bildschirm mit mehreren Ordnern. Bei dem Ordner **System** ist es wichtig zu überprüfen, ob die Uhr richtig gestellt ist, da die Zeitinformation für die Auswertung benötigt wird. Im nächsten Fenster **Online Monitoring** wird zunächst der Monitoring Mode (1) festgelegt. Es gibt hier die Möglichkeit nach bestimmten Zeitintervallen zu speichern oder nach bestimmten Tiefen. Im Monitoring Interval (2) wird die Zeitspanne gewählt, nach der gemessen werden soll. Nach Abbildung 3.3 wird, während die Messung läuft, immer nach 5 Sekunden ein Datenpunkt aufgezeichnet. Im Fenster „Parameters“ (3) werden die zu messenden Parameter ausgesucht. Im Versuch sind das die Parameter Temp in °C (Temperatur), SpCond in $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Leitfähigkeit), DO% in % (gelöster Sauerstoff), DO in mg/l (gelöster Sauerstoff), Dep100 in m (Tiefe) und Circulator.

Um die Anordnung der Parameter zu ändern, werden die Pfeiltasten (4) verwendet. Um die Daten darzustellen sind unter (5) mehrere Möglichkeiten gegeben. Die Daten können als Graph (**New Graph**) und als Tabelle (**New Table**) dargestellt werden. Am Ende der Messung kann die Datenreihe als Excel-Datei exportiert werden. Jede Messung sollte aber auch als Text Datei abgespeichert werden mit der Beschriftung: Jahr Monat Tag Stelle (für die Datenbank). Wurde z.B. am 15. September 2008 an der Messstelle A ein Profil aufgenommen wird dieses unter dem Dateinamen 080915A gespeichert.

Die Abbildung 3.4 wird nach jedem Messwert aktualisiert, so dass in der Grafik Veränderungen zeitgleich angezeigt werden. Um die Darstellung des Graphen zu verändern, einfach rechts klicken.

Für weitere Informationen zur Sonde liegt das Handbuch im Praktikumsraum aus, beziehungsweise der Betreuer hat es bei der Messung auf dem See dabei.

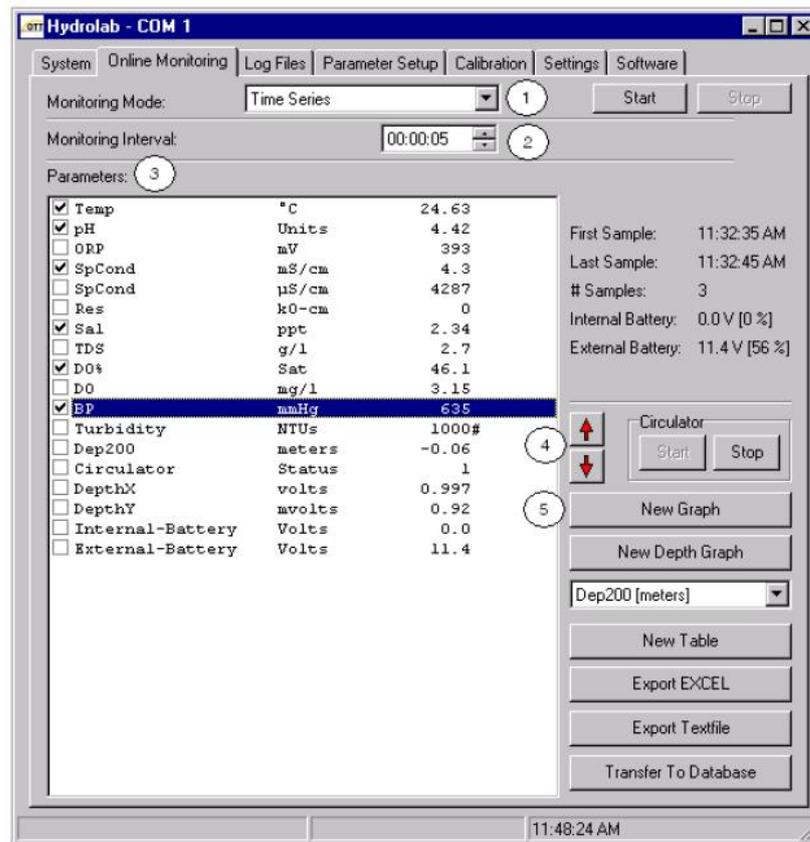


Abbildung 3.3: Der Bildschirm Operate Sonde mit dem Fenster Online Monitoring aus Hydras3LT [2004]

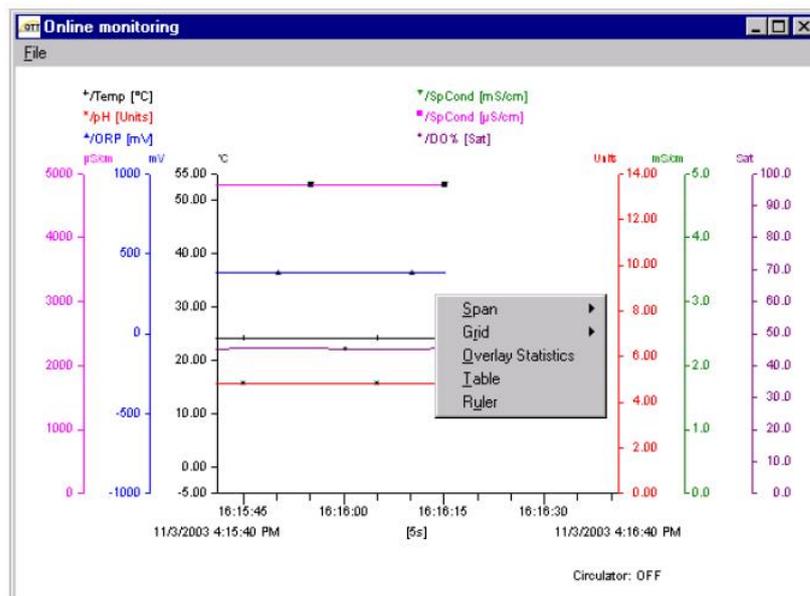


Abbildung 3.4: Der Bildschirm „Graph“ beim Messen aus Hydras3LT [2004]

3.2 Radon Messgerät RAD7

3.2.1 Funktionsweise des RAD7

Im Inneren des Radon-Messgeräts RAD7 der Firma DurrIDGE befindet sich eine Halbkugel, in welcher ein Silicium-Halbleiterdetektor untergebracht ist. Schematisch ist der innere Aufbau des RAD7 in Abbildung 3.5 dargestellt.

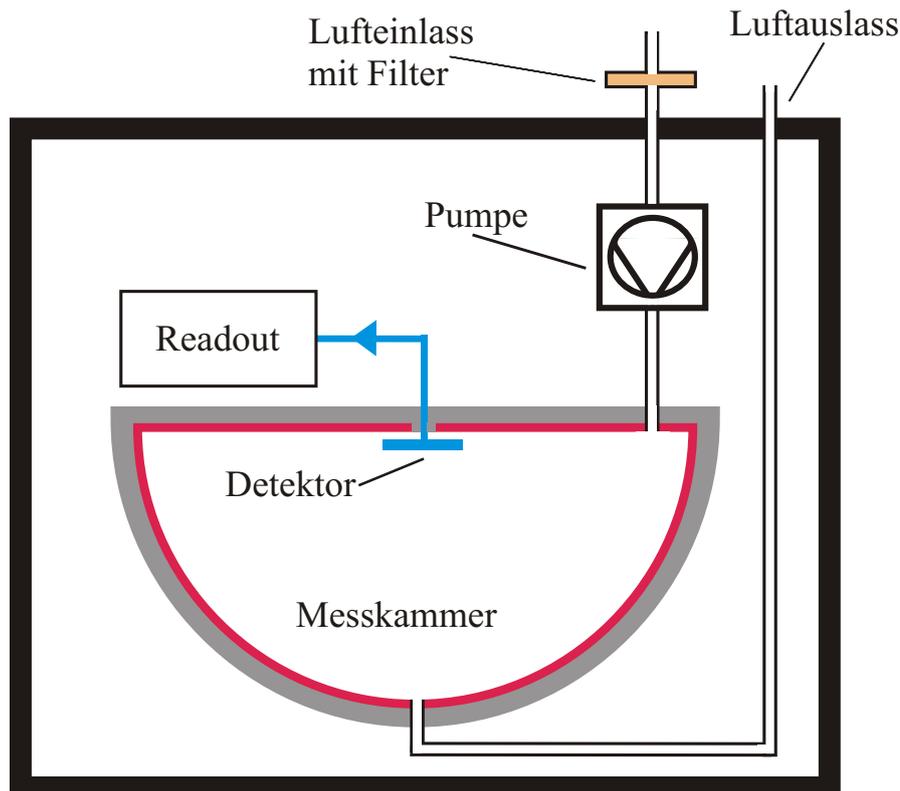


Abbildung 3.5: Detektorkammer des RAD7 aus Reichel [2009]

Zwischen dem Detektor und der Halbkugel liegt eine Hochspannung von 2000 bis 2500 V an. Das elektrische Feld ist so gepolt, dass positiv geladene Teilchen in Richtung des Detektors beschleunigt werden. Über die innere Pumpe des RAD7 wird die radonhaltige Luft in die Kammer eingelassen. Zerfällt in der Kammer ein Radon Atom, entsteht ein positiv geladenes Polonium-218 (^{218}Po). Dieses wird im elektrischen Feld zum Detektor beschleunigt, an dem es haften bleibt. Wenn das kurzlebige ^{218}Po an der Oberfläche des Detektors zerfällt, wird ein α -Teilchen mit einer charakteristischen Energie in den Halbleiterdetektor emittiert. Der Detektor erzeugt mit 50 prozentiger Wahrscheinlichkeit ein elektrisches Signal, welches umso stärker ist, je mehr Energie das α -Teilchen hat. Dieses Signal wird durch elektronische Schaltungen verstärkt und in ein digitales Signal umgewandelt. Der eingebaute Mikroprozessor speichert das Signal in dem entsprechenden Energieintervall, so dass später ein Spektrum angezeigt werden kann.

Halbleiterdetektor

Ein Halbleiterdetektor besteht aus einem n-dotierten Bereich, in dem sich die Elektronen im Leitungsband frei bewegen können und einem p-dotierten Bereich, in dem sich die „Löcher“ im Valenzband fortbewegen. Zwischen den beiden Bereichen existiert eine ladungsfreie Sperrschicht, die dadurch verstärkt wird, dass der Pluspol der von außen angelegten Spannung an den n-dotierten Bereich angeschlossen wird und der Minuspol an den p-dotierten Bereich. Trifft ein geladenes Teilchen auf den Detektor, erzeugt es Elektronen und „Löcher“, die im elektrischen Feld abfließen. Der erzeugte Strom ist proportional zur Energie des auftreffenden Teilchens. Da die kinetische Energie der α -Teilchen charakteristisch für den jeweils zerfallenden Atomkern ist, lassen sich dadurch α -Zerfälle von unterschiedlichen Mutternukliden unterscheiden.

Spektrum des RAD7

Bevor eine Messung mit dem RAD7 gemacht werden kann, muss der Untergrund durch Spülen mit radonarmem Gas reduziert werden. Wenn ein ausreichend kleiner Untergrund angezeigt wird, kann radonhaltige Luft in den Detektor eingelassen werden. Bereits nach wenigen Minuten werden im Energiebereich A (Energiebereich der α -Zerfälle von ^{218}Po) einige Counts gezählt. Im Regelfall steigt die Zählrate innerhalb der ersten fünf Minuten an, da sich in dieser Zeit die Menge der positiv geladenen ^{218}Po Atome auf dem Halbleiterdetektor ansammelt, bis sie ein konstantes Level erreicht. Nach etwa 20 Minuten (vgl. Abbildung 2.15) hat sich zwischen ^{218}Po und ^{222}Rn ein säkulares Gleichgewicht eingestellt. Wie in Kapitel 2.2.3 dargelegt bedeutet das, dass sich die Aktivität des Tochterkerns stabilisiert hat, also weder steigt noch sinkt und der Aktivität des Mutterkerns entspricht. Zu diesem Zeitpunkt liegen, wie in der Abbildung 3.6 dargestellt, fast alle Counts im Energiebereich A.

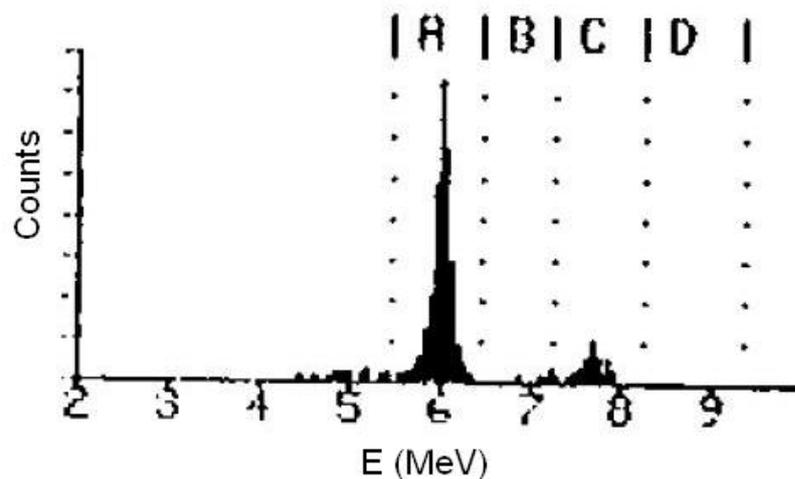


Abbildung 3.6: Spektrum des RAD7 mit frisch eingelassenem Radon nach DurrIDGE [2001], bei dem die Anzahl der Counts gegen die verschiedenen Energiebereiche dargestellt ist

Die gesamte Zählrate steigt langsam weiter an, wobei die Anzahl der Counts pro Zeiteinheit im Bereich A konstant bleibt. Die neu dazugekommenen Counts werden im Bereich C des

Spektrums angezeigt. Diese Counts kommen von ^{214}Po (vgl. Abbildung 2.14), welches erst nach 3 h den Gleichgewichtszustand erreicht (vgl. Kapitel 2.2.3). Im Gleichgewichtszustand sind die Höhen der beiden Peaks in etwa gleich, wie in Abbildung 3.7 gezeigt wird. Grund hierfür ist, dass sowohl ^{218}Po , als auch ^{214}Po mit ^{222}Rn im Gleichgewicht sind und deshalb ähnlich hohe Zählraten anzeigen.

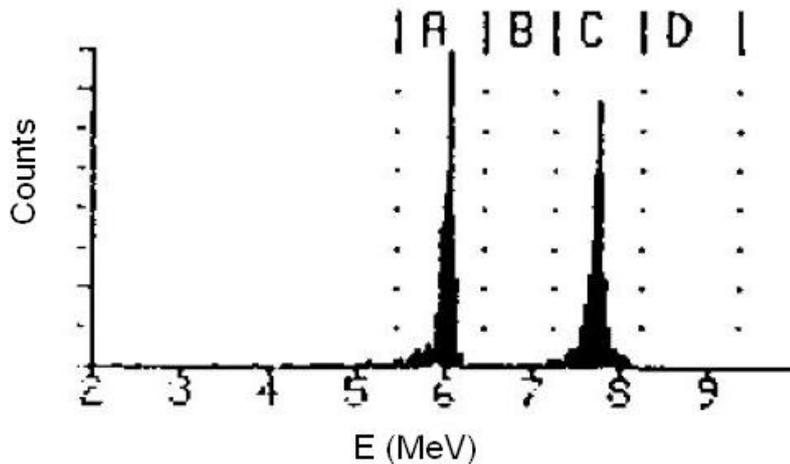


Abbildung 3.7: Spektrum des RAD7 nach 3 h nach DurrIDGE [2001]: im Energiebereich A wird ^{218}Po und im Energiebereich C wird ^{214}Po angezeigt

Nach einer Messung muss das RAD7 wieder gespült werden, um die radonhaltige Luft aus der Kammer zu entfernen. Im Spektrum erkennt man, dass die Anzahl der Counts im Bereich A schnell zurück geht, während im Bereich C die Counts noch lange erhalten bleiben. Das liegt daran, dass Blei-210 und Bismut-214 eine lange Halbwertszeit haben. Im Bereich C wird also „altes Radon“ angezeigt von der letzten Messung. In diesem Versuch werden nur die Counts im Bereich A ausschlaggebend sein.

Hinweis: Bei einem ausgeprägten Peak im Bereich C vor einer Messung wird der Fehler, den das RAD7 angibt, größer, da die „Totzeit“ des Detektors auf Grund des „alten Radons“ berücksichtigt wird.

Effizienz des RAD7

Die Effizienz des RAD7 hängt stark von der Luftfeuchtigkeit in der Kammer ab. Je größer die Luftfeuchtigkeit ist, desto kleiner ist die Zählrate. Das liegt daran, dass die Reichweite der geladenen Teilchen auf Grund der Bethe-Bloch-Ionisation abnimmt. Diese ist durch die Teilchendichte bestimmt. Bei höherer Luftfeuchtigkeit ist die Teilchendichte größer, wodurch die Reichweite abnimmt. Die Effizienz des RAD7 wird bei einer relativen Luftfeuchtigkeit in der Kammer von unter 10% nicht beeinträchtigt. Vor jeder Messung mit dem Gerät muss die relative Luftfeuchte im Gerät überprüft werden und sollte bei einem Wert von unter 10% liegen. Während der Messung muss die Luft, die in das Gerät geleitet wird, entfeuchtet sein. Dafür eignen sich zum Beispiel Kühlfallen oder Trockensäulen.

3.2.2 Bedienungsanleitung für das RAD7

Der komplette Abschnitt hält sich eng an die RAD7 Bedienungsanleitung von [DurrIDGE, 2001]. Für Details bitte dort nachschlagen (liegt im Praktikumsraum aus).



Abbildung 3.8: Das Gerät RAD7 aus DurrIDGE [2001]

Menüführung

Das RAD7 wird mit den vier Tasten **Menu**, **Enter**, **→** und **←** bedient. Das **Menü** ist untergliedert in die vier Kommandogruppen **Test**, **Data**, **Setup** und **Special**. Man kann auf diese zugreifen, indem man (nach dem Einschalten des Geräts) auf **Menu** drückt, dann mit den Pfeiltasten die gewünschte Gruppe auswählt und diese mit **Enter** bestätigt.

Die Kommandogruppe **Test** beinhaltet Befehle um Daten zu sammeln. Mit der Kommandogruppe **Data** lassen sich Daten aus dem Speicher anzeigen, ausdrucken und löschen. Die Kommandogruppe **Setup** wird vor der Messung dem Versuch angepasst. Die Kommandogruppe **Special** wird im Versuch nicht benötigt.

Setup

Um Daten aufzunehmen, stellt man zunächst unter **Setup** die gewünschten Einstellungen ein. Unter *Setup Protocol* befinden sich schon vorgespeicherte Einstellungen, die für den Versuch aber nicht verwendet werden. Um wieder zurück zu kommen, die **Menu** Taste drücken.

Über *Setup Cycle* wird die Zeit eingestellt, wie lange eine Messung durchgeführt werden soll. Mit *Setup Recycle* wird die Anzahl der Messungen eingegeben. Um einen kleinen Fehler zu bekommen, ist es sinnvoll eine Messung mehrmals durchzuführen und dann den Fehler aus der gesamten Anzahl der Counts aus den Messungen zu bestimmen. Die Länge der einzelnen Messung wird dabei aus der zu erwarteten Aktivitätskonzentration abgeschätzt.

Soll mit einem Aufbau drei mal 15 Minuten gemessen werden, wird der *Cycle* auf 00:15 (um 0 Stunden zu bestätigen auf **Enter** drücken) gestellt und der *Recycle* auf 3. Unter *Setup Mode* wird Sniff eingestellt. Bei dieser Methode berechnet das RAD7 die Konzentration des Radons anhand des ^{218}Po Peaks. Bei längeren Messungen ($h > 3$ Stunden) ist es sinnvoll auf *Setup Mode* Normal umzustellen, weil dann eine höhere statistische Genauigkeit erreicht wird, indem der ^{214}Po Peak mitberücksichtigt wird. Im *Mode* Auto wird automatisch nach 3 Stunden vom Sniff Mode in den Normal Mode gewechselt. Die Messungen im Versuch werden aber alle innerhalb einer Stunde ablaufen, weshalb nur das Gleichgewicht zwischen ^{222}Rn und ^{218}Po abgewartet wird. Die anderen beiden Moden - Wat40 und Wat250 - berechnen die Radonkonzentration für 40ml bzw. 250ml Wasserproben.

Bei *Setup Thoron* wird Off gewählt, da sich unsere Messung auf ^{222}Rn (Radon) bezieht und nicht auf ^{220}Rn (Thoron). Die Halbwertszeit von Thoron von 55,6 Sekunden ist im Vergleich zur Halbwertszeit von Radon mit 3,82 Tagen deutlich kürzer. Wie in Abschnitt 2.2.1 erläutert, ist Thoron als Tracer in aquatischen Systemen daher ungeeignet.

Unter *Setup Pump* können verschiedene Betriebsmöglichkeiten der Pumpe eingestellt werden. Mit On und Off kann die Pumpe eingeschaltet beziehungsweise ausgeschaltet werden. Sie ist dann durchgängig am Pumpen oder im Ruhezustand. Wird Grab ausgewählt, ist die Pumpe zu Beginn einer Messung für exakt 5 Minuten an, dann folgt eine fünf-minütige Gleichgewichtsverzögerung und dann die Zählphase. Mit Auto wird die Pumpe am Anfang der Messung zunächst vier Minuten laufen. Falls die Luftfeuchtigkeit im RAD7 über 10% beträgt wird die Pumpe weiter laufen bis die Luftfeuchtigkeit wieder abgesunken ist. Dann schaltet sich die Pumpe alle fünf Minuten immer eine Minute bis zum Ende der Messung ein.

Unter *Setup Tone* können verschiedene akustische Signale gewählt werden. Wird Off gewählt bleibt das RAD7 still. Mit Chime wird ein Ton am Ende einer Teilmessung (Cycle) hörbar und bei Geiger ist wie beim bekannten Geiger-Müller-Zähler immer dann ein Klicken zu hören, wenn ein Ereignis gezählt wurde.

Bei *Setup Format* wird eingestellt wie ausführlich das RAD7 die gemessenen Daten ausdrückt. Für den Versuch ist hierbei Medium zu wählen. Unter *Setup Units* wird eingestellt in welchen Einheiten das RAD7 die Aktivitätskonzentration und die Temperatur angibt. Bei der Aktivitätskonzentration kann zwischen pCi/L (= picoCuries pro Liter), Bq/m³ (= Becquerels pro Kubikmeter), cpm (= counts pro Minute) und cnts (= number of raw counts) gewählt werden. Bei der Temperatur kann zwischen Grad Fahrenheit (°F) und Grad Celsius (°C) gewechselt werden.

Unter *Setup Savuser* kann ein neues Protocol erstellt werden (wird im Versuch nicht benötigt). Über *Setup Clock* wird die Uhr des RAD7 gestellt und mit *Setup Review* werden alle aktuellen Einstellungen angezeigt und gedruckt.

Test

Mit dem Kommando *Test Status* wird auf dem Display links oben die Nummer der Messreihe („run“) angezeigt und direkt dahinter die Nummer der Messung („cycle“). So bedeutet also die Anzeige 0503, dass gerade der Status der Messreihe Nummer 5 bei der dritten Messung angezeigt wird. Rechts daneben steht entweder Idle oder Live. Bei Idle ist der Detektor im Ruhezustand, bei Live läuft gerade eine Messung. Rechts oben im Display ist zu erkennen in welchem Mode sich das Gerät befindet. Links unten wird die Zeit angezeigt in der die Messung beendet wird und rechts unten steht die Anzahl aller Counts die bisher in dieser Messung („cycle“) detektiert wurden.

Um zum nächsten Status Fenster zu kommen einmal die Pfeiltaste nach rechts drücken. Auf dem Display erscheint die Angabe zur letzten abgeschlossenen Messung. Dabei wird zunächst wieder die Nummer der Messreihe („run“) und die Nummer der Messung („cycle“) angegeben. Rechts daneben wird der Radonwert mit seinem statistischen Fehler angegeben. In welcher Einheit der Radonwert angegeben ist erkennt man an dem „p“ für picoCuries/Liter beziehungsweise „b“ für Becquerels/m³.

Das nächste Status Fenster wird mit nochmaligem Drücken der rechten Pfeiltaste aufgerufen. In diesem Fenster wird links oben die Temperatur und rechts oben die relative Feuchtigkeit angezeigt. Die relative Feuchtigkeit sollte bei einem Wert von 10% oder kleiner liegen. Links unten wird die Batteriespannung angezeigt. Sie sollte im Bereich von 6.00 V bis 7.10 V liegen. Eine Batterie mit niedrigerer Spannung muss aufgeladen werden (bitte dem Betreuer melden). Rechts unten wird der Pumpenstrom angezeigt. Der Wert sollte zwischen 00 mA und 80 mA liegen. Falls der Wert über 90 mA steigt, weist das auf einen verstopften Filter oder eine Blockade im Kreislauf hin. Den Filter vom Betreuer austauschen lassen bzw. die Blockade beheben, bevor die Messung weitergeführt wird.

Bei weiterem Drücken der Pfeiltaste erscheinen als nächstes einige für den Versuch nicht relevante Statusangaben. Danach werden die Daten für die verschiedenen Energiebereiche angezeigt. Unter dem Buchstaben „w“ findet sich der Name des Energiebereichs. Unter „cpm“ und „+/-“ werden die Anzahl der Ereignisse pro Minute mit dem statistischen Fehler angegeben. In der letzten Spalte steht „%tot“ und gibt die Anzahl der Ereignisse in dem Fenster in Bezug auf das ganze Spektrum in Prozent an. Um wieder zurück zu kommen die **Menu** Taste drücken.

Die nächsten beiden Unterpunkte sind *Test Start* und *Test Stop*. Mit *Test Start* wird die Messung begonnen und am Ende gespeichert. Wird *Test Stop* gewählt wird die Messung angehalten. Wenn die Messung angehalten wurde wird sie beim nächsten bestätigen von *Test Start* fortgeführt. Wenn das nicht erwünscht ist gibt es zwei Möglichkeiten: entweder die Messung wird, wie eine vollständig durchgeführte Messung, mit *Test Save* gespeichert oder sie wird mit *Test Clear* gelöscht. Wenn *Test Clear* gewählt wurde berechnet das RAD7 den Radongehalt aus den vorherigen vollständigen Messungen und lässt die unvollständige Messung außer Betracht.

Nachdem eine Messreihe durchgeführt wurde befinden sich in der Kammer des RAD7 noch Radonreste und andere Zerfallsprodukte. Um die Probenkammer zu säubern und zu entfeuchten wird *Test Purge* angewählt und möglichst radonfreie und trockene Luft durch das RAD7 durchgepumpt oder Stickstoff. Dieser Vorgang dauert mindestens 10 Minuten. Um die Reinigung der Kammer zu beenden mit den Pfeiltasten Yes auswählen und dann die Frage Stop Purge mit **Enter** bestätigen.

Die nächsten beiden Unterpunkte *Test Lock* (Tastensperre) und *Test Sleep* (Batteriesparmodus) werden nicht benötigt. Mit *Test Print* wird der Radongehalt der letzten abgeschlossenen oder auch abgebrochenen Messung berechnet und ausgedruckt. Der letzte Unterpunkt *Test Com* sendet die letzte Messung an den PC. Das wird im Versuch nicht benötigt, da alle Daten ausgedruckt werden.

Data und Special

Diese beiden Menüpunkte werden im Regelfall im Versuch nicht benötigt. Falls doch bitte im Handbuch nachlesen.

4 Fragenkatalog

Nachdem Kapitel 2 Grundlagen und Kapitel 3 Messgeräte und Messapparaturen gründlich durchgearbeitet wurden, sollten folgende Fragen beantwortet werden können:

- Von welchen Faktoren hängt die Dichte von Wasser ab?
- Wie wird ein See vertikal unterteilt?
- Was bedeutet ein See ist geschichtet oder gut durchmischt?
- Was besagt die Brunt-Väisälä-Stabilitätsfrequenz? Wie berechnet man diese?
- Auf welchen Prinzipien beruht die Fluss-Gradienten-Methode?
- Was für ein Temperaturprofil, Dichteprofil und Sauerstoffprofil kann im Willersinnweiher erwartet werden?
- Wie gelangt Radon ins Grundwasser beziehungsweise in den See?
- In welchen Schichten im See kann viel Radon erwartet werden?
- Was bedeutet säkulares Gleichgewicht?

5 Versuchsdurchführung



Abbildung 5.1: Messungen am Willersinnweiher 2008

5.1 Messungen am Willersinnweiher in Ludwigshafen

5.1.1 Materialliste

- Schlauchboot (Boot, Boden, Paddel, Reparatur-Set)
- Elektromotor und eine geladene Autobatterie
- Luftpumpen und Adapter
- Sonde (Hydrolab) und 8x AA Batterien
- Laptop (Akku geladen!)
- Verbindungskabel Sonde-Laptop
- Gestänge zur Wasserentnahme (bis 20 m Tiefe)
- Pumpe (für Gestänge) und eine Autobatterie
- Gestänge-Halterung für Boot und Zange
- Messstab (Zollstock)
- Luftdruckmessgerät und Umrechnungstabelle
- VE-Wasser (Vollentsalztes Wasser) zum Spülen der Sensoren
- Schwimmwesten
- Schlüssel für GWM (= Grundwassermessstelle) (5er Innensechskantschlüssel)
- Tape und Stift zum Beschriften
- 2x 250 ml Flaschen für Grundwasserproben
- Seewasser - Probenbehälter (12 l Eimer)
- Schlüssel für Tor des Willersinnweiher
- halbe Tonne zum Befüllen der Eimer



Für Regentage:

- Regenschirm
- Regenjacken

Für Studenten zu beachten:

- auf dem Boot läuft es sich im Sommer am besten barfuß
- Handtuch mitnehmen
- Verpflegung mitnehmen

Noch einmal der Hinweis: Diesen Versuch dürfen nur Studenten durchführen, die schwimmen können!!!

5.1.2 Durchführung am Willersinnweiher

Der Versuch beginnt morgens um 9.00 Uhr und endet ca. gegen 18.00 Uhr. Treffpunkt ist Raum 202 im 2. Stock im Institut für Umweltphysik. Gemeinsam mit dem Betreuer wird dann der Institutsbus beladen, mit dem dann alle zusammen zum Willersinnweiher fahren. Die Fahrt dauert etwa 30 Minuten. Vor und während der Fahrt wird überprüft, ob die Studenten die wesentlichen Punkte der Anleitung verstanden haben. Am Willersinnweiher wird dann als Erstes gemeinsam das Schlauchboot aufgebaut und beladen.

Seespiegel

Zunächst wird der Seespiegel anhand der fest installierten Wetterstation gemessen. Dazu wird der Abstand zwischen Seespiegel und Oberkante des Pfeilers der Wetterstation gemessen. Die Oberkante des Stahlträgers liegt auf 88,582 mNN. Diese Information wird für die Auswertung benötigt, da die eigenen Daten mit älteren Daten verglichen werden sollen, bei denen der Seespiegel auf einem anderen Level war.

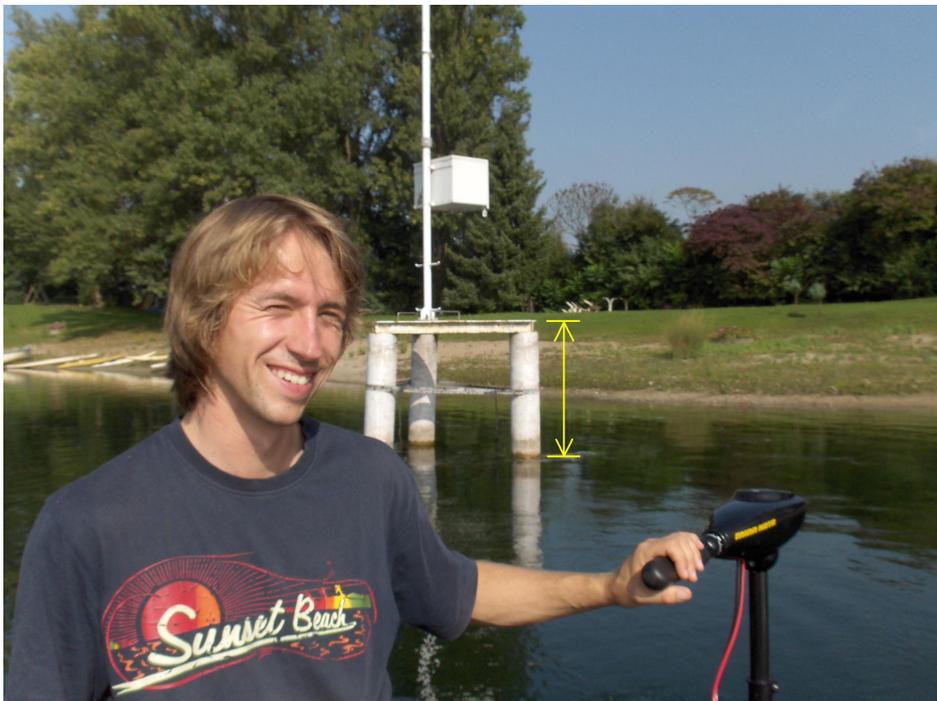


Abbildung 5.2: Die Wetterstation am Willersinnweiher mit Tobias Kluge

Handhabung und Kalibrierung der Sonde

Von der Kabelrolle werden etwa 20 m abgerollt. Dann werden die Batterien in die Sonde eingelegt (auf Polung achten!) und die Sonde mit dem Laptop verbunden. Am Laptop wird die Software der Sonde Hydras 3 LT aufgerufen.

Als erstes wird der Sauerstoffsensord kalibriert. Dazu wird Vollentsalztes (VE) Wasser bis kurz unter den Rand der Membran aufgefüllt, wobei keine Tropfen auf der Membran sein dürfen. Nun wird der Deckel locker auf den Schutz-Zylinder gelegt (nicht zuschrauben, da sonst kein Druckausgleich stattfinden kann), so dass im Zylinder die Luftfeuchtigkeit 100 %

erreicht wird. Nun wird der Luftdruck gemessen und in Torr umgerechnet. Dieser Wert wird unter Kalibrierung DO[%] eingegeben und **Kalibrierung** angeklickt. Falls nicht die Mitteilung erscheint *Kalibrierung erfolgreich* kurz warten und noch einmal versuchen.

Nachdem der Sauerstoffsensor erfolgreich kalibriert wurde, wird noch der Tiefensensor kalibriert. Dazu wird auf die Sonde der „Käfig“ aufgeschraubt, der die Sensoren der Sonde schützt, und die Sonde bis zum Verschwinden der Fenster ins Wasser gehalten. Nun wird der Tiefensensor kalibriert, indem im Unterordner Depth auf **Kalibrierung** geklickt wird. Es sollte danach eine Tiefe von 0 m angezeigt werden. Nun wird die Software der Sonde eingestellt, wie im Kapitel 3.1.2 beschrieben.

Aufnahme der Vertikalprofile

Nachdem die Sonde erfolgreich kalibriert und die Software richtig eingestellt wurde, kann das erste Vertikalprofil aufgenommen werden. Dazu wird die Sonde langsam und kontinuierlich bis auf den Grund herabgelassen. Danach wird sie wieder hochgezogen und kurz abgewartet, bis sich die Verwirbelungen im See gelegt haben. Beim zweiten Herablassen der Sonde wird sie in 2 m, 1 m oder 0,5 m Abständen herabgelassen. In den verschiedenen Positionen wird jeweils kurz gewartet, damit sich der Sauerstoffsensor einstellen kann.

Es werden auf dem See fünf Profile aufgenommen: zwei am tiefsten Punkt des großen Beckens (Messpunkt A), zwei am kleinen Becken (Messpunkt B) und eines an der Wasserentnahmestelle (Messpunkt C). Bei der Wasserentnahmestelle muss derjenige, der den Laptop bedient, sich merken in welchem Bereich die Thermokline liegt, da das Wasser einmal etwa 1 m oberhalb der Thermokline, einmal am unteren Ende der Thermokline und einmal im Hypolimnion entnommen werden soll.

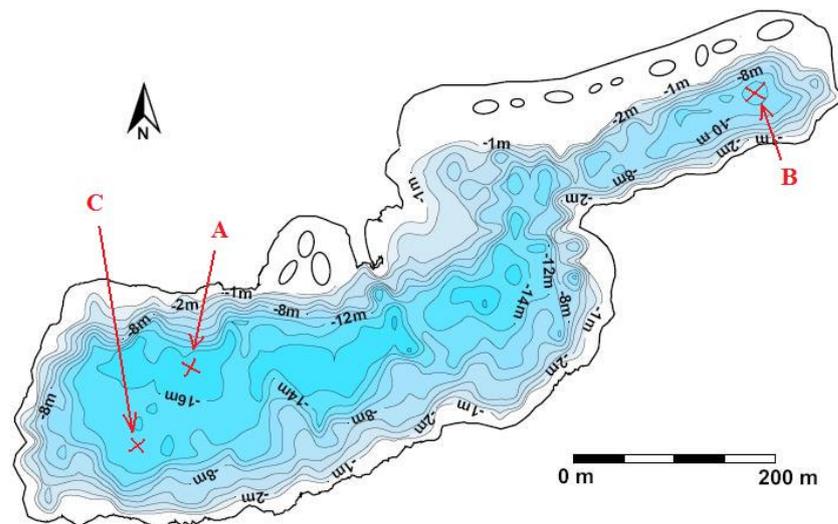


Abbildung 5.3: Die Messpunkte A, B und C auf dem Willersinnweiher (bearb. nach Wollschläger [2003])

Wasserprobenentnahme

Aus den drei genannten Tiefen werden Wasserproben mit Hilfe einer Pumpe und einem Kupfer-Rohr-Gestell entnommen. Die Pumpe hat einen Fluss zwischen 5 und 10 Litern pro Minute. Bevor die Behälter befüllt werden können, muss eine Weile gepumpt werden, da ansonsten noch Wasser aus anderen Schichten im Gestänge ist.

In den Behältern dürfen sich nach dem Verschließen keine Luftblasen befinden, da sich ansonsten nach dem Henry-Gesetz ein Gleichgewicht einstellt und ein Teil des Radons in die Luft übergeht, die nicht gemessen wird.

Grundwassermessstelle

Nach diesen Messungen geht es wieder an Land. Dort wird das Schlauchboot wieder auseinandergebaut und der Bus beladen, um zur Grundwassermessstelle zu fahren. An der Grundwassermessstelle werden dann aus zwei verschiedenen Tiefen jeweils 2 x 250 ml Wasserproben entnommen. Wie bei den großen Wassermengen des Sees gilt auch hier, dass keine Luftblasen in den Proben sein dürfen. Nachdem Wasser aus der Grundwassermessstelle gepumpt wurde, wird ein Vertikalprofil mit der Sonde aufgenommen. Dabei wird mit Hilfe der Leitfähigkeit bestimmt, wie weit der Wasserspiegel unterhalb der Oberrohrkante der Grundwassermessstelle liegt, um dann das Tiefenprofil in mNN anzugeben. Für die Umrechnung ist als Referenzwert die Oberrohrkante bei 92,3 mNN angegeben.



Abbildung 5.4: Die Grundwassermessstelle B am Willersinnwiher

5.2 Messungen im Hydrologielabor

Der FP II Versuch F50/51 findet immer in doppelter Besetzung statt. Eine der beiden Gruppen startet die Seewassermessung am Montag nach der Ausfahrt auf den See, die andere Gruppe führt die Messung am Dienstag Nachmittag aus. Am Mittwoch führen die Gruppen nacheinander die Grundwassermessung durch. Diese Einteilung ist notwendig auf Grund der unterschiedlich langen Messzeit der beiden Messmethoden. Aus didaktischen Gründen wird im Folgenden jedoch zunächst die Grundwassermessung erläutert und erst danach auf die Seewassermessung eingegangen. In der Zeit während die Radonmessungen laufen, werden die Sondenprofile ausgewertet.

Materialliste

Für die Radon-Messungen werden folgende Materialien benötigt:

- RAD7
- Wasserproben von Seewassermessung und Grundwassermessstelle
- Wasserpumpe
- RAD H₂O
- Kühlfallen
- diverse Schläuche und Wasserbehälter
- Trockeneis-Isopropanol-Mischung
- Exchanger
- Temperaturmessgerät
- Waage

5.2.1 Grundwassermessung mit der Messmethode RAD H₂O

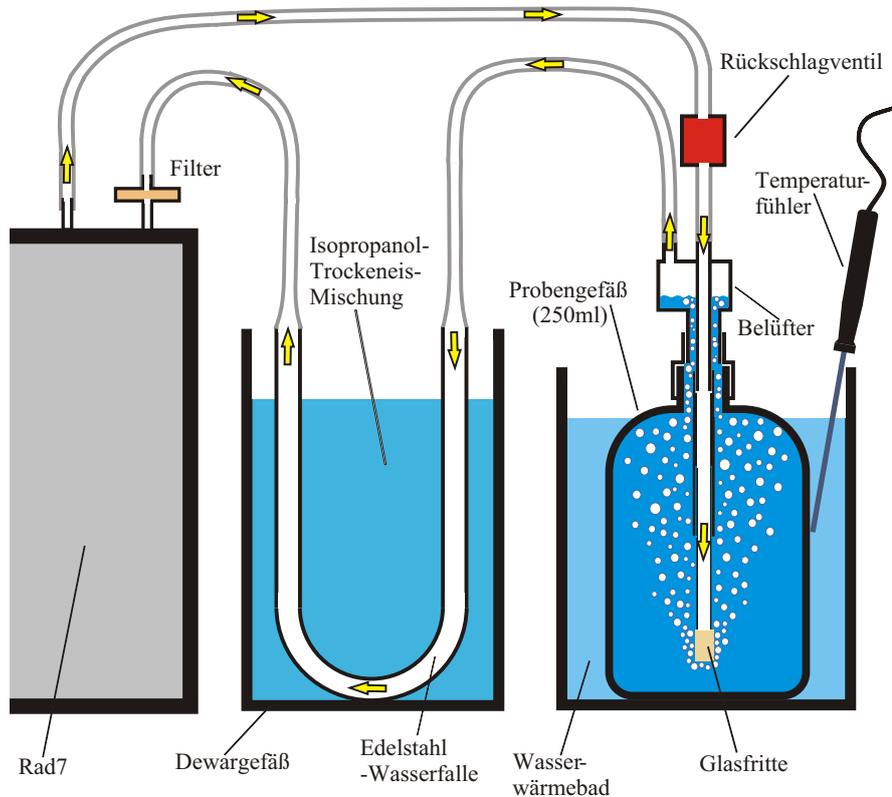
Zur Bestimmung des Radongehalts der Grundwasserprobe bietet sich der Aufbau RAD H₂O an. Dieser Messaufbau (siehe Abbildung 5.5) kann Radonkonzentrationen im Bereich von mehr als 100 Bq/m³ messen. Die Messung der Radonkonzentration kann dabei nicht direkt mit dem RAD7 durchgeführt werden, da das Messgerät nur die Aktivität in Gasen messen kann. Es muss also erst ein Gleichgewicht zwischen einem bestimmten Gasvolumen – in unserem Fall Luft – und einem bekannten Wasservolumen erreicht werden.

Dieses Wasservolumen wird zunächst mit einem vorgegebenen Luftvolumen mit Hilfe einer Glasfritte (Abbildung 5.6) entgast. Dabei entweicht nach Angabe des Herstellers DurrIDGE etwa 95% des Radons innerhalb von 5 Minuten aus dem Wasser und befindet sich dann in der Luft, da sich dann nach dem Henry Gesetz das Gleichgewicht eingestellt hat.

Die nun radonreiche Luft wird durch eine Kältefalle entfeuchtet und dann mit dem RAD7 in einen geschlossenen Kreislauf geleitet. Wenn sowohl das Wasservolumen, als auch das Luftvolumen bekannt ist, kann über die Luftaktivität auf die Wasseraktivität geschlossen werden.

Berechnung des Radongehalts

Um aus der Radonaktivitätskonzentration der Luft auf diejenige im Wasser $C_{W,0}$ rückschließen zu können, werden die Volumina des Wasser- und Luftkreislaufes (V_W und V_{Luft}) benötigt sowie die Wassertemperatur T . Im Anfangszustand befindet sich alles Radon im Wasser ($C_{W,0}$). Nachdem sich das Gleichgewicht zwischen den beiden Aktivitätskonzentrationen in den bei-

Abbildung 5.5: Aufbau RAD H₂O aus Reichel [2009]

den Phasen eingestellt hat (C_{Luft} und C_W), teilt sich die Radonmenge auf die Luft und das Wasser auf:

$$C_{W,0} \cdot V_W = C_{Luft} \cdot V_{Luft} + C_W \cdot V_W \quad (5.1)$$

Falls bei der Untergrundmessung eine Radonaktivitätskonzentration C_U ungleich Null gemessen wurde, muss diese folgendermaßen mit berücksichtigt werden:

$$C_{W,0} \cdot V_W + C_U \cdot V_{Luft} = C_{Luft} \cdot V_{Luft} + C_W \cdot V_W \quad (5.2)$$

Die Aktivitätskonzentration im Wasser im Gleichgewicht lässt sich dabei durch Gleichung 2.50 vereinfachen:

$$C_W = a(T) \cdot C_{Luft} \quad (5.3)$$

Mit Hilfe dieser beiden Formeln wird die Aktivitätskonzentration im Wasser zur Zeit der Labormessung berechnet. Diese Aktivitätskonzentration muss noch nach dem radioaktiven Zerfallsgesetz korrigiert werden, da ein Teil des Radons seit der Probeentnahme zerfallen ist.



Abbildung 5.6: Entgasung des Grundwassers mit Hilfe der Glasfritte, aus DurrIDGE [2001]

Durchführung der Messung des Grundwassers

Es wird zunächst eine Untergrundmessung durchgeführt. Diese unterscheidet sich vom eigentlichen Messaufbau nur dadurch, dass die Glasfritte in ein leeres Gefäß geschraubt wird und nicht in ein volles, wie bei der richtigen Messung. Für die eigentliche Messung wird die Glasfritte auf das Probenfläschchen gesetzt, wobei darauf zu achten ist, dass der Luftkontakt möglichst kurz ist. Im RAD7 wird zunächst eine Messung mit 20 min durchgeführt, damit sich das Gleichgewicht zwischen Luft und Wasser, beziehungsweise zwischen Radon und Polonium einstellen kann (Hinweis: Pumpe des RAD7 auf *On*). Danach wird die eigentliche Hauptmessung mit 60 min durchgeführt (Hinweis: Pumpe des RAD7 auf *Auto*). Die Temperatur während der Messung wird immer wieder mit dem Temperaturmessgerät überprüft und notiert. Zum Schluss wird der Mittelwert der Temperaturen verwendet, um dann die Löslichkeit von Radon in Abhängigkeit der Temperatur zu bestimmen.

Bei der Messung ist zu beachten, dass unter keinen Umständen Wasser in das RAD7 gelangen darf. Dazu werden zum Beispiel die Schläuche über eine gewisse Höhe geleitet. Zum Abschluss der Messung wird das RAD7 gespült und die Kühlfallen gereinigt.

5.2.2 Seewassermessung mit der Messmethode RAD Aqua Plus

Die Aktivitätskonzentration von Radon im Seewasser (Bereich 5 bis 30 Bq/m³) liegt deutlich unter der von Grundwasser (Bereich 5 000 bis 10 000 Bq/m³). Für diese kleinen Werte ist der Fehler bei der Messung mit dem Aufbau RAD H₂O zu groß. Daher werden im Institut für Umweltphysik Methoden entwickelt, um auch die Radonaktivitätskonzentration im Seewasser mit einem akzeptablen Fehler und einer angemessenen Zeit zu bestimmen.

Die Messmethode RAD Aqua Plus

Die Messmethode RAD Aqua Plus basiert ebenfalls auf der Äquilibrierung zwischen einem geschlossenen Wasserkreislauf und einem ebenfalls geschlossenem Luftkreislauf. Die Funktionsweise der Methode ist in Abbildung 5.7 dargestellt.

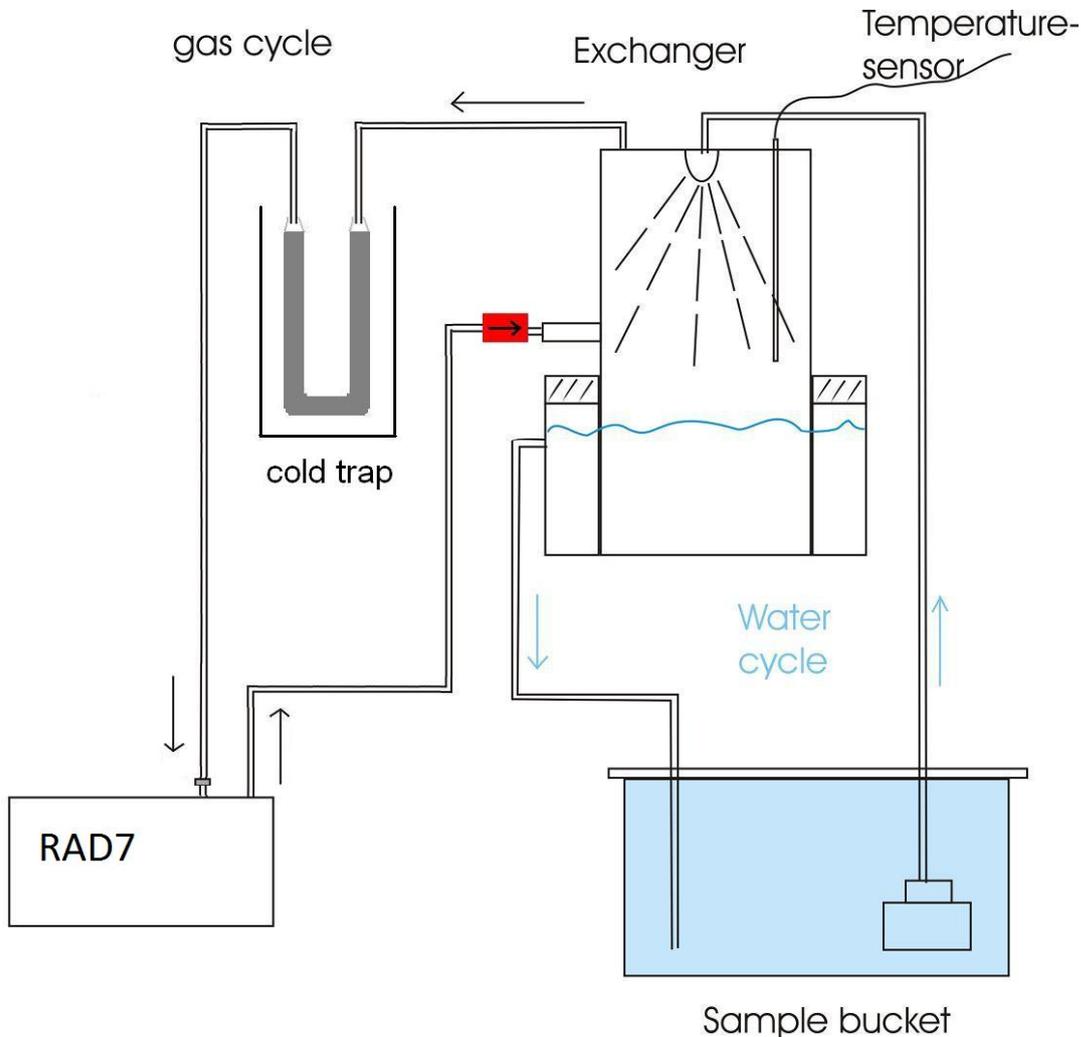


Abbildung 5.7: Der Aufbau RAD Aqua Plus, bearbeitet nach Kluge *et al.* [2007]

Das Probenwasser wird in 12-Liter-Eimern aufbewahrt. Für die Messung wird der gewöhnliche Deckel gegen einen Deckel mit integrierter Pumpe ausgetauscht. Die Durchflussrate der Wasserpumpe liegt bei 1,5 l/min. Das Wasser wird im Exchanger mit einer Düse versprüht. An die gegen Außenluft abgedichtete Kammer wird der Luftkreislauf angeschlossen. Die Luft wird durch die Kühlfalle entfeuchtet, bevor sie in das RAD7 gelangt.

Das Gleichgewicht zwischen Luft- und Wasserphase wird bei der angegebenen Pumpleistung nach etwa 40 min erreicht. Bei geringerer Pumpleistung wird das Gleichgewicht entsprechend später erreicht.

Beim Aufbauen der Anlage muss darauf geachtet werden, dass der Exchanger völlig leer ist. Wenn noch Restwasser im Zylinder ist, verfälscht dies das Ergebnis. Weiter muss darauf geachtet werden, dass das Rückschlagventil in die richtige Richtung sperrt.

Berechnung des Radongehalts

Die Berechnung des Radongehalts für das RAD Aqua Plus beruht auf den gleichen Überlegungen, wie bei der Methode RAD H₂O. Die endgültige Formel lautet daher:

$$C_W = C_{Luft} \left(\frac{V_{Luft}}{V_W} + a(T) \right) \quad (5.4)$$

mit den Bezeichnungen:

C_W	Aktivitätskonzentration in der Wasserphase
C_{Luft}	gemessene Aktivitätskonzentration in der Luft
V_{Luft}	gemessenes Luftvolumen im Luftkreislauf
$a(T)$	Ostwaldsche Löslichkeit nach Gleichung 2.51

Zum Schluss muss die Aktivitätskonzentration, wie bereits bei der Methode RAD H₂O besprochen, noch nach dem radioaktiven Zerfallsgesetz korrigiert werden.

Durchführung der Messung des Seewassers

Der Luftkreislauf hat einen festen Aufbau, wie in Abbildung 5.8 dargestellt. Es sind lediglich die Schläuche vom Exchanger anzuschließen und die jeweiligen Ventile zu öffnen beziehungsweise zu schließen.

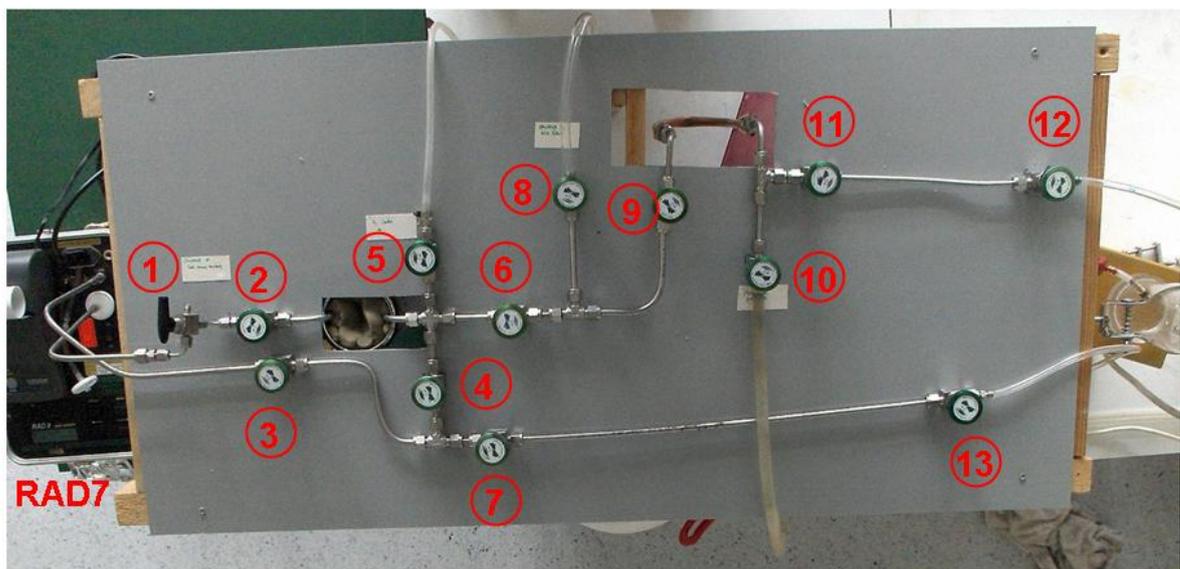


Abbildung 5.8: Der Versuchsaufbau des Rad Aqua Plus, wie er im Labor zu finden ist.

Bevor die eigentliche Messung gestartet werden kann, wird der Aufbau 10 Minuten mit Stickstoff gespült, um den Untergrund im System zu verringern. Zum Spülen mit Stickstoff müssen das Ventil 5 offen sein, die Ventile 8, 4 und 10 zu und die restlichen Ventile offen. Der Schalter 1 muss den Stickstoff zum RAD7 durchlassen.

Während der Kreislauf gereinigt wird, wird der Eimer gewogen. Nach der Stickstoffspülung (nicht vergessen die Stickstoffzufuhr abzustellen) werden die Ventile für die Messung folgendermaßen eingestellt: Schalter 1 in Durchlassrichtung zum RAD7, Ventile 2, 3, 7, 13, 6, 9, 11

und 12 offen, Ventile 4, 5, 8 und 10 zu. Danach wird der Eimer angeschlossen, die Temperatur des Wassers notiert und die Wasserpumpe in Betrieb genommen. Der Wasserfluss der Pumpe wird so eingestellt, dass die Düse das Wasser gut versprüht. Im RAD7 werden zunächst fünf Zyklen mit jeweils 10 min eingestellt. Die Pumpe des RAD7 wird auf *On* gestellt, damit die Luft im Luftkreislauf gut durchmischt ist.

Während der Messung darf der Wasserspiegel in der Kammer nicht zu hoch steigen. Das Wasser darf unter keinen Umständen den Exchanger komplett fluten, so dass Wasser in das RAD7 gelangen kann (sonst geht das RAD7 kaputt).

Nachdem sich das Gleichgewicht eingestellt hat, wird die Luft nur noch durch den kleinen Luftkreislauf ohne Exchanger geleitet. Beim Umstellen der Ventile wird die Pumpe des RAD7 kurz auf *Off* gestellt. Dann werden Ventile 6 und 7 zuge dreht und Ventil 4 aufgedreht. Jetzt wird die Pumpe des RAD7 auf *Auto* gestellt und es werden mindestens drei Zyklen mit jeweils vier Stunden eingestellt. Wobei sich das mindestens darauf bezieht, dass der Fehler besser wird, umso länger wir messen, die Messung jedoch am nächsten Mittag beendet sein muss, um das RAD7 wieder für die nächste Messung verwenden zu können. Der *recycle* wird also entsprechend angepasst, wobei beachtet werden muss, dass der fünfte Zyklus zum Umstellen 10 Minuten lang ist.

Sobald die eigentliche Messung der radonhaltigen Luft gestartet wurde, wird die Temperatur des Wassers im Eimer abermals notiert und der Exchanger geleert. Nachdem die Messung komplett beendet ist, müssen die Kühlfallen gereinigt werden. Das geschieht über Druckluft. Das RAD7 darf beim Reinigen der Kühlfallen nicht an den Luftkreislauf angeschlossen sein (Schalter 1 offen, d.h. in der Position weg vom RAD7), damit die Luftfeuchtigkeit im Gerät nicht zu hoch wird. Beim Reinigen der Kühlfalle zwischen den Ventilen 9 und 10 sind Ventile 8, 9 und 10 offen und Ventile 6 und 11 geschlossen. Zum Reinigen der anderen Kühlfalle sind Ventile 8, 6 und 2 offen und Ventile 9, 4 und 5 geschlossen und ganz wichtig der Schalter 1 geöffnet.

Einige Daten für die Auswertung

	Volumen	Gewicht
Eimer	12 l	0,35 kg
Flasche	250,0 ± 5,0 ml	0,17 kg

Tabelle 5.1: Die Probennahmegefäße

	RAD7	Volumen
RAD H ₂ O F50	1317	899 ± 3 cm ³
	2224 / 2225 / 2409	1092 ± 3 cm ³
RAD H ₂ O F51	1317	897 ± 3 cm ³
	2224 / 2225 / 2409	1094 ± 3 cm ³
RAD Aqua Plus	1317	1608 ± 200 cm ³
	2224 / 2225 / 2409	1800 ± 200 cm ³

Tabelle 5.2: Volumina der Versuchsaufbauten

RAD7	Umrechnungsfaktor
1317	151,7 Bq/m ³ = 1 cpm
2224	59,7 Bq/m ³ = 1 cpm
2225	61,4 Bq/m ³ = 1 cpm
2409	62,5 Bq/m ³ = 1 cpm

Tabelle 5.3: Umrechnungsfaktor für das jeweilige RAD7-Gerät

6 Arbeitsaufträge

Unter den Kapiteln 6.1 und 6.2 stehen die Arbeitsaufträge, welche die Studenten bearbeiten sollen. Dabei ist zu beachten, dass bei den Arbeitsaufträgen zu den limnologischen Parametern (1.1), (1.2) und (1.3) Pflicht sind und (1.4) und (1.5) zusätzlich gemacht werden können. Bei den Arbeitsaufträgen zu Grundwasser-See-Interaktion sind (2.1) und (2.2) Pflicht und (2.3) und (2.4) können zusätzlich gemacht werden.

6.1 Limnologische Parameter

Auswahl an Arbeitsaufträgen:

- (1.1) Es sollen die Profile der Temperatur, Leitfähigkeit, Sauerstoffgehalt und Dichte graphisch dargestellt und interpretiert werden.
(Einteilung in Epi-, Meta- und Hypolimnion? Vergleich von A und B)
- (1.2) Es sollen die eigenen Daten mit älteren Messungen verglichen werden und die jahreszeitliche Entwicklung graphisch dargestellt werden.
(z.B. mehrere Profile in ein Schaubild).
- (1.3) Berechnung der vertikalen Stabilität in Abhängigkeit der Tiefe
Interpretation der Ergebnisse
- (1.4) Mischungskoeffizienten für verschiedene Tiefen berechnen nach der Fluss-Gradienten-Methode und in Abhängigkeit der Tiefe graphisch darstellen.
- (1.5) Zusammenhang zwischen Stabilität und Mischungskoeffizient bestimmen
(anhand eines geeigneten Schaubildes).

6.2 Grundwasser-See-Interaktion

Auswahl an Arbeitsaufträgen:

- (2.1) Berechnung der Radonkonzentration für die verschiedenen Messungen
- (2.2) Graphische Darstellung der Messwerte und Interpretation
In welcher Tiefe schichtet sich Grundwasser in den See ein?
Sagt dies etwas über die Eindringtiefe des Grundwassers in den See aus?
- (2.3) Vergleich des aktuellen Radonprofils mit alten Graphen
Wie lassen sich die Unterschiede interpretieren?
- (2.4) Zur Messmethode: warum verwendet man für Grundwasser und Seewasser unterschiedliche Messmethoden. Worin liegen jeweils die Vorteile?

7 Auswertung

Im Praktikumsraum liegt ein Laborheft, in das ihr bitte eure wichtigsten Daten eintragt.

7.1 Auswertung zu den limnologischen Parametern

Bevor an den Sondendaten irgendeine Veränderung stattfindet, kopiert euch bitte die Originaldaten in einen Ordner mit euren Namen (Ordnerpfad: Eigene Dateien/FP Limnophysik/eure Namen). In diesen Ordner speichert ihr dann bitte auch alle eure erstellten Bilder ab.

7.1.1 Zum Arbeitsauftrag (1.1)

Es wird das Vorgehen anhand der Daten der Stelle A erläutert. Dazu wird zunächst die Tabelle mit dem ersten aufgenommenen Datensatz geöffnet. Die ersten Zeilen der Tabelle, in denen die Sonde noch nicht im Wasser war, sollen gelöscht werden. Woran ist zu erkennen, dass die Sonde noch nicht im Wasser war? Tipp: Wie haben wir die Pegelhöhe in der Grundwassermessstelle bestimmt?

Als nächstes wird das Ende der Tabelle betrachtet. Die Zeilen, in denen die Sonde auf dem Grund des Sees liegt, werden gelöscht. Als nächstes wird kontrolliert, dass der Zirkulierer über den ganzen Messzeitraum an war (d.h. in der Tabelle erscheint die 1). Ist dies der Fall, kann die Spalte mit dem Zirkulierer gelöscht werden. Aus der ersten aufgenommenen Datenreihe sollen das Temperaturprofil, das Referenz-Leitfähigkeitsprofil und das Dichteprofil graphisch dargestellt werden, d.h. nur die Spalten mit der Tiefe, der Temperatur und der Leitfähigkeit werden benötigt (der Rest sollte der Übersichtlichkeit wegen gelöscht werden).

In der korrigierten Tabelle wird die Referenz-Leitfähigkeit berechnet nach Gleichung 2.10. Um die Dichte zu berechnen ist es sinnvoll noch eine Spalte anzulegen in der die Dichte von reinem Wasser nach Gleichung 2.2 berechnet wird. Aus der Dichte von reinem Wasser und der Referenz-Leitfähigkeit wird die Dichte nach Gleichung 2.13 berechnet.

Diese Tabelle wird mit Origin geöffnet, um die korrigierten Daten graphisch darzustellen. Zu beachten ist dabei, dass Tiefenprofile erstellt werden sollen, also die Tiefe z immer auf der y -Achse aufgetragen ist (Richtung!).

Als nächstes wird der zweite Datensatz der Messstelle A direkt mit Origin geöffnet. Es werden nun die Sauerstoffdaten in mg/l aus einer Tiefe gegen die Zeit aufgetragen und der Wert bestimmt gegen den der Sauerstoff konvergiert. Es gibt verschiedene Möglichkeiten den Wert des Sauerstoffs zu berechnen. Hier ist eure Kreativität gefragt. Dokumentiert kurz im Protokollheft, wie ihr den Sauerstoffwert bestimmt habt. Zur jeweiligen Tiefe wird der bestimmte Sauerstoffwert notiert, um ein Sauerstoffprofil zu erstellen. Analog werden die Profile an der Messstelle B erstellt. Worin unterscheiden sich die jeweiligen Profile? Gründe?

Um die erstellten Schaubilder auszudrucken oder in eine lange/kurze Auswertung einzubinden, müssen die Bilder exportiert werden. Dazu wird in Origin unter *Datei* der Menüpunkt *Grafik exportieren* ausgewählt.

7.1.2 Zum Arbeitsauftrag (1.2)

Um Daten von verschiedenen Tagen vergleichen zu können, muss die Tiefe in m umgerechnet werden in mNN. Für die Umrechnung der Tiefe wird der Abstand vom Stahlträger zur Wasseroberfläche benötigt und die Information, dass der Stahlträger auf 88,582 mNN liegt. Die so umgerechnete Tiefe und die Temperatur, Dichte und Sauerstoffwerte werden in die Datenbank kopiert. Die Datenbank befindet sich im Ordner FP Limnophysik. Beim Kopieren von Werten aus der Excel-Tabelle muss beachtet werden, dass beim Einfügen die Werte und nicht die Formeln kopiert werden. Dazu zum Einfügen einen Rechts-Klick auf die Spalte machen, in der die Werte eingetragen werden sollen und dann in *Inhalte einfügen* den Punkt *Werte* markieren. Bei diesem Versuch liegt es in eurer Verantwortung, dass auch die Nachfolgenden Studenten eine ordentlich geführte Datenbank vorfinden. Wir bitten euch daher eindringlich eure Daten in die Datenbank einzutragen.

Zur Darstellung mehrerer Profile in einem Graphen wird die mit euren Daten erweiterte Datenbank mit Origin geöffnet. Die Tabelle muss aktiviert sein, um einen Graphen zeichnen zu können. Unter *Zeichnen* wird *Liniendiagramm* ausgewählt. Dann wird die jeweilige Spalte als x- bzw. y-Wert definiert und der Datensatz durch *hinzufügen* der Zeichnung zugefügt. Um weitere Datenreihen zuzufügen, wieder die jeweilige Spalte als x- bzw. y-Wert definieren und auf *hinzufügen* klicken. Es ist sinnvoll zunächst einmal alle bisherigen Datensätze zeichnen zu lassen und dann auszuwählen, welche den Verlauf am besten beschreiben. Ist der jahreszeitliche Verlauf so, wie er erwartet wurde?

7.1.3 Zum Arbeitsauftrag (1.3)

Die Stabilität wird diskret berechnet nach Gleichung 2.22. Nachdem die einzelnen Stabilitätswerte berechnet wurden, werden z.B. immer fünf davon gemittelt. D.h. es wird der Mittelwert von Zeilen 2 bis 6 gebildet, dann der Mittelwert von Zeilen 3 bis 7, dann ... Diese Werte werden gegen die, ebenfalls gemittelte Tiefe aufgetragen. Die Stabilität N^2 wird logarithmisch aufgetragen. Zusätzlich soll in dem Graphen die Dichte eingezeichnet sein. Bei der Stabilität treten sowohl positive als auch negative Werte auf. Wie können negative Werte im Graphen dargestellt werden? In welchem Bereich ist der See stabil geschichtet, in welchem Bereich eher instabil?

7.2 Auswertung zur Grundwasser-See-Interaktion

7.2.1 Zum Arbeitsauftrag (2.1)

Berechnung des Radongehalts bei der Seewassermessung

Für die Berechnung des Radongehalts bei der Seewassermessung muss zunächst der Ostwaldsche Löslichkeitskoeffizient bestimmt werden. Dazu wird der Mittelwert der beiden Temperaturdaten bestimmt und in Gleichung 2.51 eingesetzt. Der Fehler der Temperatur setzt sich in dem Koeffizienten a fort und wird nach der Gaußschen Fehlerfortpflanzungsformel berechnet.

Weiter wird für die Berechnung das Wasservolumen benötigt. Der Wert wird berechnet, indem von dem Gesamtgewicht des Eimers, das Eigengewicht abgezogen wird und die Näherung gemacht wird, dass 1 kg Wasser etwa 1 l entsprechen. Warum ist das gerechtfertigt? Das Luftvolumen wird der Tabelle 5.2 entnommen.

Um auf die Aktivität im Luftkreislauf zu kommen, werden zunächst die Counts aus Fenster A zusammengezählt (Berechnung über die jeweilige Prozentangabe) und der statistische Fehler bestimmt. Von diesem Wert wird dann der Untergrund abgezogen. Dazu liegen für jedes der Messgeräte Untergrundmessungen im Praktikumsraum aus. Erstellt mit Hilfe von Origin eine lineare Untergrundfunktion in Abhängigkeit der Zeit in Stunden. Wie sieht der Fehler aus? Dokumentiert, wie ihr Vorgegangen seid! Der nächste Schritt ist auf eine Aktivität in Counts pro Minute (cpm) zu kommen. Welche Aktivität (mit Fehler!) liegt also im Luftkreislauf vor?

Die Aktivität im Luftkreislauf wird umgerechnet in die Einheit Bq/m^3 , um auf die Aktivitätskonzentration im Luftkreislauf zu kommen (vgl. Tabelle 5.3). Nun kann nach Gleichung 5.4 die Aktivitätskonzentration im Wasser zum Zeitpunkt der Messung bestimmt werden. Der Fehler berechnet sich nach dem Fehlerfortpflanzungsgesetz.

Abschließend muss noch berücksichtigt werden, dass seit Probenentnahme Zeit vergangen ist, in der Radon zerfallen konnte. Die Aktivitätskonzentration muss also noch nach dem radioaktiven Zerfallsgesetz korrigiert werden (Zeitpunkt der Messung ist die Mitte des Messzeit).

Berechnung des Radongehalts bei der Grundwassermessung

Für die Berechnung des Radongehalts bei der Grundwassermessung wird wieder zunächst der Ostwaldsche Löslichkeitskoeffizient $a \pm \Delta a$ bestimmt. Bei der Grundwassermessung kann die Aktivitätskonzentration im Luftkreislauf direkt aus dem Ausdruck abgelesen werden. Von dem Wert muss noch der gemessene Untergrund abgezogen werden und der entsprechende Fehler bestimmt werden. Ist es schlimm, dass die Messzeit bei der Untergrundmessung und der eigentlichen Messung unterschiedlich war?

Auch hier ist der nächste Schritt, dass die Aktivitätskonzentration vom Luftkreislauf in die des Wasserkreislaufs umgerechnet wird und das Ergebnis nach dem radioaktiven Zerfallsgesetz korrigiert wird. Was fällt bei der Grundwassermessung im Vergleich zur Radonmessung auf? Ist Radon also ein guter Tracer?

7.2.2 Zum Arbeitsauftrag (2.2)

Im Praktikumsraum liegt wie gesagt ein Laborheft aus. Sucht euch die Radondaten von euren Vorgängern raus, von denen ihr auf Grund der Erkenntnisse aus dem ersten Teil des Versuchs denkt, dass sie eurer Jahreszeit entsprechen. Stellt diese Daten mit Origin dar. Wichtig ist hierbei, dass in der Legende das Datum der jeweiligen Probeentnahme steht, um bei der Interpretation darauf zurückgreifen zu können.

Wie verändern sich die Grundwasserwerte? Gibt es einen Zusammenhang zwischen dem Grundwasserpegel und euren Radonwerten? Vergleicht dazu eure Daten mit den Daten aus dem Laborheft. Abbildung 7.1 zeigt ein Radonprofil des Willersinnweiher im Sommer. Inwiefern deckt sich das Profil mit euren Ergebnissen und wo finden sich Unterschiede? Zur Umrechnung hier noch einmal der Wert, der Rohroberkante der Grundwassermessstelle B am Willersinnweiher: 92,3 mNN.

Noch einmal die Bitte, tragt eure Daten vollständig und sorgfältig in das Laborheft ein, damit auch eure Nachfolger aus eurem Aufschrieb die benötigten Informationen herauslesen können.

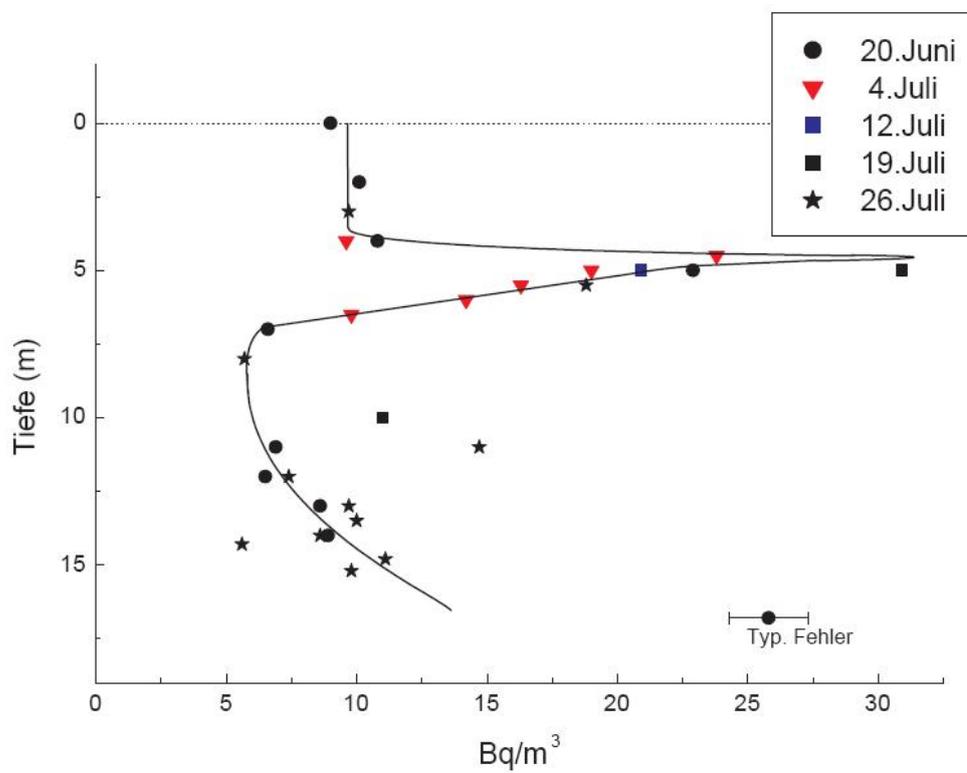


Abbildung 7.1: Radontiefenprofil des Willersinnweihers im Sommer 2005, aus Kluge [2005]

Literaturverzeichnis

- [Aeschbach-Hertig 2007/2008] AESCHBACH-HERTIG, W.: *Physik Aquatischer Systeme I*, Universität Heidelberg, Vorlesungsunterlagen, 2007/2008
- [Bear 1979] BEAR, J.: *Hydraulics of Groundwater*. McGraw-Hill Publishing Company. 1979
- [Bührer und Ambühl 1975] BÜHRER, H. ; AMBÜHL, H.: Die Einleitung von gereinigtem Abwasser in Seen. *Schweizerische Zeitschrift für Hydrologie* 37/2. 1975 , S. 347–369
- [Chen und Millero 1986] CHEN, C. T. ; MILLERO, F. J.: Precise thermodynamic properties for natural waters covering only the limnological range. *Limnol. Oceanogr.* 31. 1986 , S. 657–662
- [Dehnert *et al.* 1999] DEHNERT, J. ; NESTLER, W. ; FREYER, K. ; TREUTLER, H.-C.: Messung der Infiltrationsgeschwindigkeit von Oberflächenwasser mit Hilfe des natürlichen Isotopes Radon-222. *Grundwasser - Zeitschrift der Fachsektion Hydrogeologie* 99/1. 1999 , S. 18–30
- [Durrige 2001] DURRIDGE, Company: *Manual Rad7*. Bedford : siehe auch <http://www.durrige.com/Manuals.htm>. 2001
- [Ebert 2007] EBERT, C.: *Untersuchung neuer Verfahren zur Radonextraktion aus Wasser*, Universität Heidelberg, Diplomarbeit, 2007
- [Hostetler 1995] HOSTETLER, S. W.: *Hydrological and Thermal Response of Lakes to Climate: Description and Modeling*. S. 63–82. LERMAN, Imboden D. M. (Hrsg.) ; GAT, J. R. (Hrsg.): *Physics and Chemistry of Lakes*, Springer Verlag. 1995
- [Hydras3LT 2004] HYDRAS3LT: *Quick Start Instructions*. Hach Company. 2004
- [Hydrolab 2005] HYDROLAB: *Hydrolab DS5X, DS5, and MS5 Water Quality Multiprobes - USER MANUAL*. Hach Company. 2005
- [Imboden und Wüest 1995] IMBODEN, D. M. ; WÜEST, A.: *Mixing Mechanisms in Lakes*. S. 83–137. LERMAN, Imboden D. M. (Hrsg.) ; GAT, J. R. (Hrsg.): *Physics and Chemistry of Lakes*, Springer Verlag. 1995
- [Jassby und Powell 1975] JASSBY, A. ; POWELL, T.: Vertical patterns of eddy diffusion during stratification in Castle Lake, California. *Limnol. Oceanogr.* 20(4). 1975 , S. 530–543
- [Jung 1990] JUNG, G.: *Seen werden Seen vergehen*, Ott Verlag Thun. 1990
- [Kipfer *et al.* 2002] KIPFER, R. ; AESCHBACH-HERTIG, W. ; PEETERS, F. ; STUTE, M.: *Noble gases in lakes and ground waters*. S. 615–700. D. PORCELLI, C. B. (Hrsg.) ; WIELER, R. (Hrsg.): *Noble gases in geochemistry and cosmochemistry*, Rev. Mineral. Geochem. Mineralogical Society of America, Geochemical Society, Washington, DC. 2002
- [Kluge 2005] KLUGE, T.: *Radon als Tracer in aquatischen Systemen*, Universität Heidelberg, Diplomarbeit, 2005

- [Kluge *et al.* 2007] KLUGE, T. ; ILMBERGER, J. ; VON ROHDEN, C. ; AESCHBACH-HERTIG, W.: Tracing and quantifying groundwater inflow into lakes using a simple method for radon-222 analysis. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 11. 2007 , S. 1621–1631
- [Lampert und Sommer 1999] LAMPERT, W. ; SOMMER, U.: *Limnoökologie*. Stuttgart : Georg Thieme Verlag. 1999
- [Millard *et al.* 1990] MILLARD, R. C. ; OWENS, W. B. ; FOFONOFF, N. P.: On the calculation of the Brunt-Väisälä frequency. *Deep-Sea Research* 37. 1990 , S. 167–181
- [Quay *et al.* 1980] QUAY, P. D. ; BROECKER, W. S. ; HESSLEIN, R. H. ; SCHINDLER, C. W.: Vertical diffusion rates determined by tritium tracer experiments in the thermocline and hypolimnion of two lakes. *Limnol. Oceanogr.* 25(2). 1980 , S. 201–218
- [Reichel 2009] REICHEL, T.: *Optimierung eines Verfahrens zur Radonextraktion aus Wasser*, Universität Heidelberg, Diplomarbeit, 2009
- [Rohden und Ilmberger 2001] ROHDEN, C. v. ; ILMBERGER, J.: Tracer experiment with sulfur hexafluoride to quantify the vertical transport in a meromictic pit lake. *Aquatic Sciences* 63. 2001 , S. 417–431
- [Rohden *et al.* 2007] ROHDEN, C. v. ; WUNDERLE, K. ; ILMBERGER, J.: Parameterisation of the vertical transport in a small thermally stratified lake. *Aquatic Sciences* 69. 2007 , S. 129–137
- [Sandler 2000] SANDLER, B.: *Die Wirkung von Sanierungs- und Restaurierungsmaßnahmen auf die Nährstoffströme und die biotische Dynamik eines anthropogenen Gewässers, am Beispiel des Willersinnweiher / Ludwigshafen*, Universität Heidelberg, Dissertation, 2000
- [Schmid 2002] SCHMID, J.: *Calcitfällung und Phosphor-Kopräzipitation im Phosphorhaushalt eines eutrophen Hartwassersees mit anoxischem Hypolimnion (Willersinnweiher, Ludwigshafen am Rhein)*, Universität Heidelberg, Dissertation, 2002
- [Schönborn 2003] SCHÖNBORN, W.: *Lehrbuch der Limnologie*. Stuttgart : E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller). 2003
- [Schwoerbel und Brendelberger 2005] SCHWOERBEL, J. ; BRENDENBERGER, H.: *Einführung in die Limnologie*. München : Spektrum Akademischer Verlag. 2005
- [Weigel 1978] WEIGEL, F.: Radon. *Chemiker-Zeitung* 102. 1978 , S. 287
- [Wüest *et al.* 1996] WÜEST, A. ; PIEPKE, G. ; HALFMAN, J. D.: *Combined effects of dissolved solids and temperature on the density stratification of Lake Malawi*. JOHNSON, T. C. (Hrsg.) ; ODADA, E. O. (Hrsg.): *The Limnology, Climatology and Paleoclimatology of the East African Lakes*, Toronto, Gordon and Breach. 1996
- [Wüest *et al.* 2000] WÜEST, A. ; PIEPKE, G. ; VAN SENDEN, D.C.: Turbulent kinetic energy balance as a tool for estimating vertical diffusivity in wind-forced stratified waters. *Limnol. Oceanogr.* 45(6). 2000 , S. 1388–1400
- [Wilkening 1990] WILKENING, M.: *Radon in the environment*. S. 137. *Studies in Environmental Science* 40, Elsevier. 1990
- [Wollschläger 2003] WOLLSCHLÄGER, U.: *Kopplung zwischen Oberflächengewässern und Grundwasser: Modellierung und Analyse von Umwelttracern*, Universität Heidelberg, Dissertation, 2003