

7. Isopyknischer Austausch in einem gegliederten See

Bislang haben wir Seen nur eindimensional (vertikal) behandelt. Manche Seen weisen jedoch eine Gliederung auf, welche die Ausbildung horizontaler Gradienten begünstigt. Im Zugersee mag die Einengung beim Chiemen eine gewisse Rolle spielen (vgl. Kap. 6). Wesentlich stärker unterteilt ist der unweit vom Zugersee gelegene Vierwaldstättersee. Hier wird die äusserliche Gliederung in Teilbecken von hohen Unterwasserschwel- len begleitet, die den direkten Austausch zwischen den einzelnen Tiefenwasserkörpern unterbinden. Es können sich Dichteunterschiede zwischen den Becken aufbauen, die zu abtauchenden Strömungen über die Schwellen führen.

Derartige dichtegetriebene Strömungen spielen in der Ozeanographie eine grosse Rolle. Beispiele sind die Ausflüsse von überdurchschnittlich salzigem Wasser aus dem Mittelmeer oder dem Roten Meer in den offenen Ozean. Von grosser Bedeutung für die gesamte Ozeanzirkulation und das globale Klima ist das Abtauchen von kaltem Wasser aus der Norwegischen See über eine Schwelle in der Dänemark-Strasse (zwischen Island und Grönland) in die Tiefe des Nordatlantiks. Diese Tiefenwasserbildung wurde u. a. anhand des Tritiums verfolgt (Östlund und Fine, 1979).

7.1. Der Vierwaldstättersee

7.1.1. Geographische und limnologische Beschreibung

Der Vierwaldstättersee liegt am Nordrand der zentralschweizerischen Alpen in einem geologisch komplex strukturierten Gebiet. Er ist kompliziert geformt und wird in eine Reihe von Teilbecken unterteilt. Fig. 7.1 zeigt eine Karte des Sees zusammen mit einem Längsschnitt, um die interne Gliederung durch Schwellen zu verdeutlichen. Der Schnitt folgt dem Talboden und liegt ungefähr in der Seemittellinie (gestrichelte Linie in der Karte). Im Profilschnitt ist eine Einteilung in Boxen eingetragen, die später für Bilanzberechnungen verwendet wird (Kap. 7.5).

Streng Nord-Süd ausgerichtet im Tal des Hauptzuflusses, der Reuss, liegt der knapp 200 m tiefe Urnersee (UR). Bei der Mündung der Muota, des zweitgrössten Zuflusses, biegt der See rechtwinklig nach Westen ab. Innerhalb einer zweigipfligen Schwelle liegt das kleine Treibbecken (TR). Es reicht mit einer Tiefe von 125 m rund 35 m unter die beiden Schwellenkämme. Äusserlich gehört es zum Gersauersee, dessen Hauptbecken (GE) mit 214 m das tiefste des gesamten Sees ist.

Sehr deutlich ist die Trennung zwischen dem Gersauer Becken und dem nachfolgenden Obermattbecken (OM). Die nur ca. 50 m tiefe Schwelle liegt nicht genau in der Verbin-

dungslinie der beiden "Nasen", welche die Beckengrenze äusserlich vorgeben, sondern beschreibt einen nordwärts gerichteten Bogen.

Das 150 m tiefe Obermattbecken ist der östliche und tiefste Arm eines kreuzförmigen Beckens, dessen zentraler Teil Kreuztrichter (KT) heisst. Von der Topographie her ist der "Trichter" nicht besonders ausgeprägt. Westlich der Kreuzmitte gibt es eine Vertiefung des Seebodens, die mit 112 m maximaler Tiefe aber nur ca. 15 m unter die Höhe der Schwelle zum Obermattbecken reicht.

Der nördliche Arm des Kreuzes, der 76 m tiefe Küssnachtersee, wird ebenfalls durch eine kleine Schwelle in ca. 65 m Tiefe vom Kreuztrichter abgegrenzt. Nach Westen steigt der Luzernersee kontinuierlich an, bis zum Abfluss der Reuss in der Stadt Luzern. Unser Längsschnitt folgt hier nicht mehr der Fortsetzung der Reuss, sondern biegt nach Süden ab. Vor der Mündung in die Horwer Bucht wird noch einmal ein Plateau oder sogar eine kleine Mulde mit einer maximalen Tiefe von 74 m erreicht.

Für die Gesamtheit des topographisch nur geringfügig unterteilten kreuzförmigen Seeteils zwischen Vitznau, Hergiswil, Luzern und Küssnacht ist mir kein allgemein gebräuchlicher Name bekannt. In dieser Arbeit wird die Bezeichnung Vitznauersee (VI) benutzt. Dies ist nicht zu verwechseln mit dem Begriff Vitznauerbecken, der manchmal synonym für das Obermattbecken verwendet wird.

Am Ende unseres Transsekts liegt das mit Abstand kleinste und seichteste Becken, der 35 m tiefe Alpachersee (AL). Man kann sich darüber streiten, ob der Alpachersee zum Vierwaldstättersee gezählt werden soll (s. z. B. Ambühl, 1969), denn er ist mit diesem nur durch einen wenige Meter tiefen und ca. 50 m breiten Kanal verbunden. Jedenfalls liegt er auf dem selben Niveau wie die übrigen Becken und hat – wie wir noch sehen werden – grossen Einfluss auf die interne Dynamik des gesamten Sees.

Die folgende Tab. 7.1 fasst die orographischen und hydrologischen Daten des Vierwaldstättersees und seiner Teilbecken zusammen.

Becken	AL	KT	OM	GE	TR	UR	Total
Oberfläche [km ²]	4.76	35.0	22.0	25.4	4.83	22.0	114
Volumen [10 ⁶ m ³]	104	1980	2310	4000	421	3170	11'990
Max. Tiefe [m]	35	112	151	214	125	200	214
Mittlere Tiefe [m]	22	57	105	157	53	144	105
Abfluss [m ³ /s]	12	109	91	88	70	50	109
Aufenthaltszeit [a]	0.27	0.58	0.80	1.44	0.19	2.01	3.49
Schwellentiefe [m]	5	100	100	85	93	93	–
Fläche u. S. [km ²]	4.23	4.67	14.3	20.8	2.79	15.2	–
Volumen u. S. [10 ⁶ m ³]	81.5	28.5	451	2040	57.3	1360	–
Tiefe u. S. [m]	30	12	51	129	32	107	–

Tab. 7.1. Orographie des Vierwaldstättersees und seiner Teilbecken (aus unveröffentlichten Daten von H. Bühner, EAWAG). Die Abflüsse wurden aus den Zuflussdaten der Landeshydrologie (1990) abgeschätzt. KT umfasst Kreuztrichter, Horwer Bucht, Luzerner- und Küssnachtersee. u. S. = unterhalb Schwelle.

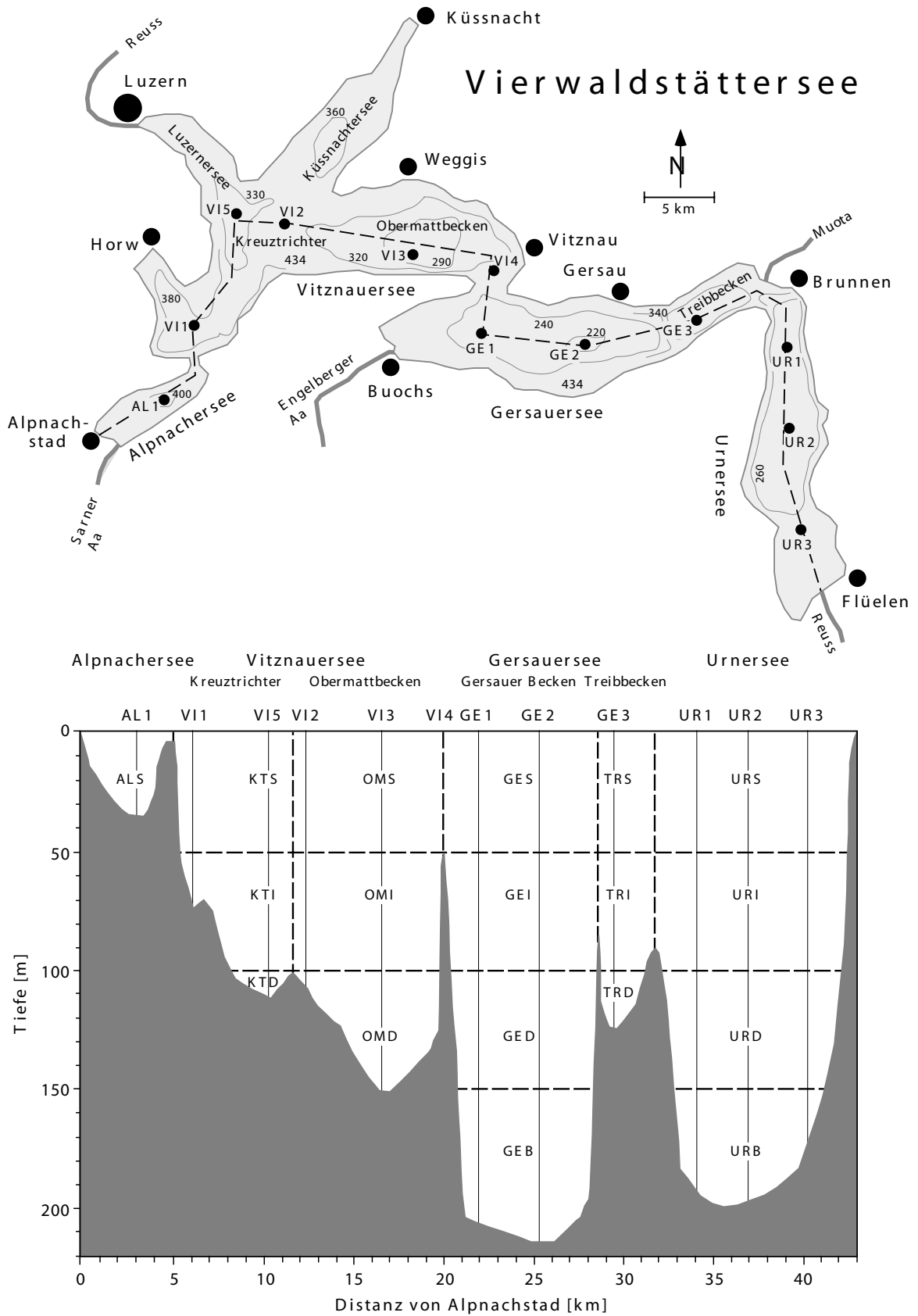


Fig. 7.1. Karte des Vierwaldstättersees (oben) und Tiefenprofil entlang der gestrichelten Linie (unten). Erläuterungen zu der Einteilung in Boxen s. Kap. 7.5.

Interessant ist die Entwicklung des trophischen Zustandes des Vierwaldstättersees in den letzten Jahrzehnten. Durch anthropogene Verschmutzung gelangte der See in den 60er Jahren vom natürlichen oligotrophen in den mesotrophen Zustand. Die Phosphorkonzentration stieg stark an (Ambühl, 1969). Rechtzeitig eingeleitete externe Massnahmen, vor allem die Phosphoreliminierung in den Kläranlagen, führten jedoch zu einer Stabilisierung in den 70er Jahren und zu Beginn der 80er Jahre zu einer überraschend schnell ablaufenden Reoligotrophierung (Ambühl, 1987). Dank diesem Musterbeispiel einer erfolgreichen Seesanieung finden wir heute den Wasserkörper des Vierwaldstättersees in einem sehr naturnahen Zustand vor.

7.1.2. Der Einfluss äusserer Bedingungen

Die äusseren Kräfte, welche den Vierwaldstättersee massgeblich beeinflussen, sind durch die geographische und geologische Situation bedingt. Wichtig für die Physik des Sees sind der Wind und die Zuflüsse.

Wind

Die wichtigsten Winde sind der generell in unseren Breiten vorherrschende Westwind sowie der Föhn, ein warmer und oft stürmischer Fallwind aus den Bergen im Süden. Die lokalen Windverhältnisse werden jedoch durch die Topographie der umliegenden Berge entscheidend beeinflusst (Stadelmann, 1984). So kanalisiert das Reusstal den Föhn über dem Urnersee. In Altdorf, etwas südlich des Urnersees, übertreffen die Südwinde mit einer durchschnittlichen Geschwindigkeit von über 8 m/s bei weitem den Gesamtmittelwert der Windgeschwindigkeit von 2.6 m/s (SMA, 1981-1987). Die Ost-West ausgerichteten Becken von Gersau und Vitznau sind durch hohe Berge vor Südwinden geschützt, dafür den Westwinden stärker ausgesetzt. Letztere sind zwar häufiger, aber wesentlich schwächer als der Föhn. In Luzern dominieren West- und Nordwinde bei einer mittleren Windstärke von nur 1.4 m/s.

Da der Windenergieeintrag in einen See mit der dritten Potenz der Windgeschwindigkeit ansteigt (z. B. Imboden und Wüest, in Vorbereitung), sind Starkwindereignisse für die Mischung von entscheidender Bedeutung. Bei Windmessungen auf dem Gersauer- und Urnersee konnte Schlatter (1991) während einer zweimonatigen Messperiode im Frühjahr 1989 nur auf dem Urnersee aus Richtung Süden Windstärken über 8 m/s registrieren. Gerade im Frühling, wenn der See schwach geschicht ist, treten Föhnstürme gehäuft auf. Sie können den Urnersee, nicht aber den Gersauersee, zur Zirkulation bringen. Van Senden et al. (1990) zeigten anhand von Temperatur- und Leitfähigkeitsprofilen, dass in den 10 Jahren von 1965 bis 74 der Gersauersee nie vollständig durchmischt war, der Urnersee jedoch fünfmal. Vollständige Durchmischung definierten sie als den Zustand, in dem die vertikalen Gradienten aller beobachteten Parameter verschwinden.

Unterschiede in der Windexposition und daraus resultierend in der Durchmischungstiefe finden sich auch zwischen dem nach allen Seiten offenen Kreuztrichter und dem von steilen Bergflanken umgebenen Obermattbecken. Ambühl (1969) stellte fest, dass die maximale Durchmischungstiefe im Mittel der Jahre 1965 bis 68 im Kreuztrichter 30 m grösser war als im Obermattbecken.

Der seichte Alpachersee wird schon im Frühwinter durch lokale thermische Winde umgewälzt. Im Winter kühlt seine gesamte Wassermasse auf 4 °C ab, wonach sich gewöhnlich eine schwache inverse Temperaturschichtung ausbildet. Im Frühjahr folgt eine zweite Zirkulationsphase. Dieser für Seen in unseren Breitengraden typische Jahreszyklus tritt in den anderen Seebecken infolge ihrer grossen Tiefe nicht auf. Sie erreichen die maximale Durchmischung erst im Spätwinter bis Frühling. Ihre Tiefenwassertemperaturen bleiben ganzjährig deutlich über 4 °C. Ein Extremfall ist der Urnersee, wo die föhninduzierte Mischung im Frühjahr viel Wärme ins Hypolimnion einbringt (Wüest, 1987). Intensive Windmischung ist mithin sowohl für die tiefen Temperaturen im Alpachersee als auch für die hohen Temperaturen im Urnersee verantwortlich.

Zuflüsse

Die in den Urnersee mündende Reuss trägt mehr als 40 % zum gesamten Seedurchfluss bei. Sie hat ein ausgeprägt alpines Regime mit hohen Abflüssen im Sommer und tiefen im Winter. Im Frühjahr und Sommer sind starke Hochwasser keine Seltenheit. Das hoch im Gotthardmassiv gelegene Einzugsgebiet der Reuss ist durch kristalline Gesteine geprägt. Als Folge davon ist die Leitfähigkeit der Reuss klein (80 - 110 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Sie liegt deutlich unter den Werten im See ($\approx 200 \mu\text{S}/\text{cm}$).

Die Mündung der Muota liegt auf der Grenze zwischen Urnersee und Treibbecken. Trotz des relativ tief gelegenen Einzugsgebietes besitzt auch die Muota ein alpines Regime, was möglicherweise auf den karstigen Untergrund zurückzuführen ist (Stadelmann, 1984). Sicherlich die Folge der kalkhaltigen Gesteine im Einzugsgebiet ist die verhältnismässig hohe Leitfähigkeit (210 - 250 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Die in das Gersauer Becken mündende Engelberger Aa hat ein geologisch vergleichbares Einzugsgebiet, so dass auch ihre Leitfähigkeit ähnlich sein dürfte. Auch ihr Regime ist alpin.

Der vierte bedeutende Zufluss, die in den Alpachersee mündende Sarner Aa, hat einen anderen Charakter. Ihr Regime ist wesentlich ausgeglichener, was der verhältnismässig geringen Höhe des Einzugsgebietes und der dämpfenden Wirkung des vorgeschalteten Sarner Sees zuzuschreiben ist. Auch im geologischen Aufbau ihres Einzugsgebietes finden sich neue Elemente. Messungen ihrer Leitfähigkeit sind mir nicht bekannt, aber die Werte aus dem von ihr schnell durchflossenen Alpachersee (Aufenthaltszeit ca. 100 d) dürften gute Mittelwerte darstellen. Sie liegen mit ca. 320 $\mu\text{S}/\text{cm}$ viel höher als in den grossen Becken des Vierwaldstättersees.

Tab. 7.2 fasst einige wesentliche Fakten über die wichtigsten Zuflüsse zusammen.

Fluss (hydrometr. Station)	Reuss (Seedorf)	Muota (Ingenbohl)	Engelberger Aa (Buochs)	Sarner Aa (Sarnen)
Abflussdaten ^a [m ³ /s]				
Jahresmittel (Periode)	44.6 (1922 - 90)	19.0 (1923 - 90)	12.0 (1983 - 90)	10.1 (1934 - 90)
Junimittel (Max.)	104	43.6	25.3	14.5
Januarmittel (Min.)	10.4	5.48	4.16	8.10
Max. Abflusspitze	770	330	120	55
Einzugsgebiet				
Fläche ^a [km ²]	832	316	227	267
Mittl. Höhe ^a [m ü. M.]	2010	1360	1620	1280
vorherrschende Geologie ^b	Kristallin: Granit/Gneiss	Kreide/Jura	Kreide/Jura	Kreide/Helvetischer Flysch
Leitfähigkeit ^c [µS/cm]	80 - 110	210 - 250	?	?
Quellen: ^a Landeshydrologie (1990); ^b Geologische Karte der Schweiz, 1:500'000, Schweiz. Geol. Kommission (1972); ^c Wüest (1987)				

Tab. 7.2. Hydrologische, geologische und physikalische Daten der vier wichtigsten Zuflüsse des Vierwaldstättersees.

Die Zuflüsse tragen einerseits direkt durch Trübeströme und andererseits indirekt durch ihren Einfluss auf die Dichte zur Tiefenwassererneuerung im See bei. Trübeströme treten bei starken Hochwasserereignissen auf, wenn das Flusswasser durch suspendiertes Sediment beschwert wird und abtaucht. Wüest (1987, s. auch Wüest et al., 1988) hat das Einschichtungsverhalten von Reuss und Muota im Urnersee studiert und die direkte Bedeutung der Zuflüsse für die Tiefenwassererneuerung abgeschätzt. Er fand, dass abtauchende Trübeströme jährlich etwa 20 % des Tiefenwassers ersetzen, was im Urnersee gegenüber der windinduzierten Zirkulation von untergeordneter Bedeutung ist. Im Gersauersee dürften Hochwasser der Engelberger Aa aufgrund der Volumenverhältnisse keine grosse Rolle spielen. Im Vitznauersee fehlen grössere direkte Zuflüsse gänzlich. Der Alpnachersee dagegen ist sehr stark durch den Zufluss geprägt, aber wegen des gemässigten Regimes der Sarner Aa sind Trübeströme eher selten. Der Bach "Chli Schliere" hat öfter trübe Hochwasser, trägt aber im Mittel weniger als 10 % zum Zufluss des Alpnachersees bei.

Insgesamt sind die direkten Auswirkungen der Zuflüsse auf das Tiefenwasser im gesamten Vierwaldstättersee nur zweitrangig. Von grosser Bedeutung sind hingegen die indirekten Auswirkungen der Zuflüsse.

Die aus der vielfältigen Geologie resultierenden Unterschiede im Gehalt an gelösten Ionen führen zu einer grossen Leitfähigkeitsdifferenz zwischen den zuflussdominierten Becken des Urner- und Alpnachersees. Diese wirkt sich im selben Sinn auf die Dichte aus wie die als Folge der Windmischung entstehende Temperaturdifferenz. Das kalte

und salzhaltige Alpacherseewasser ist das dichteste, das warme und frische Urnerseewasser das leichteste im gesamten Vierwaldstättersee. Die Folge sind horizontale Dichtegradienten, die sich auch in den dazwischenliegenden Seebecken bemerkbar machen.

7.1.3. Bisherige Untersuchungen dichtegetriebener Strömungen

Wüest (1987) schloss aus Temperatur- und Leitfähigkeitsdaten auf eine durch horizontale Dichtegradienten angetriebene Austauschströmung, die entgegen der Fliessrichtung der Reuss vom Gersauer- in den tiefen Urnersee abtaucht. Im Winter und Frühjahr baut sich infolge unterschiedlicher Windmischung ein Temperatur- und Dichtegradient zwischen den beiden Becken auf, der in der Periode Mai/Juni 1986 zu einem Fluss von ca. 600 Mio. m³ Wasser vom Gersauer in den Urnersee führte. Mit einer Erneuerung von 65 % des Volumens des Urnersees unterhalb 110 m Tiefe kommt diesem Austausch eine ähnliche Bedeutung zu wie der direkten windinduzierten Zirkulation.

Van Senden und Imboden (1989) untersuchten den Einfluss interner Seiches (beckenweite, stehende Schwingungen der Thermokline) im Gersauersee auf den Urnersee. Ihre Daten aus dem Frühjahr 1988 bestätigen die Existenz eines horizontalen Dichtegradienten. Das Ausmass des dichtegetriebenen Flusses konnte aber nicht quantifiziert werden. Hingegen zeigten die Autoren, dass durch interne Seiches Wasser aus tieferen Lagen des Gersauersees in das Treibbecken "gepumpt" werden kann (sog. seiche pumping). Der dadurch induzierte Wasseraustausch ist jedoch eine Grössenordnung kleiner als durch die kontinuierliche Dichteströmung.

Van Senden et al. (1990) bestätigten die Existenz und die Grössenordnung des von Wüest postulierten dichtegetriebenen Flusses anhand von Datenreihen aus den Jahren 1965 bis 74. Sie zeigten, dass die Temperatur- und Leitfähigkeitscharakteristik des Urnersee-Tiefenwassers als Mischung der Wassermassen aus mittleren Tiefen des Gersauer- und Urnersees erklärt werden kann. Sie wiesen auf die allgemeine Bedeutung dichtegetriebener Strömungen in grossen und gegliederten Seen hin.

Schlatter (1991) wies die Austauschströmung vom Gersauer- in den Urnersee in einem Tracereperiment mit SF₆ direkt nach. Der im März 1989 in das Treibbecken eingebrachte Tracer drang in wenigen Tagen ins Tiefenwasser des Urnersees vor, wo seine Verteilung zunächst horizontal, dann auch vertikal homogenisiert wurde. Nach mehreren Wochen war der Tracer auch in der oberflächennahen Rückströmung vom Urner- in den Gersauersee nachweisbar. Das Experiment bestätigte das von Wüest (1987) berechnete Ausmass des Austauschflusses.

In der vorliegenden Arbeit werden zum ersten Mal die horizontalen Dichtegradienten und daraus resultierenden Strömungen im *gesamten* Vierwaldstättersee untersucht.

7.1.4. Konzept und Durchführung der Probenahmen

Erstes Ziel der Untersuchungen mit der ^3H - ^3He -Methode im Vierwaldstättersee ist die Quantifizierung der unterschiedlichen vertikalen Mischungsintensität in den einzelnen Teilbecken. Dazu wurden Probenahmestellen in den zentralen und tiefsten Bereichen der Becken gewählt. Dies sind (vgl. Fig. 7.1) AL1 im Alpnachersee (ca. 33 m tief), VI5 im Kreuztrichter (112 m), VI3 im Obermattbecken (150 m), GE2 im Gersauer Becken (214 m), GE3 im Treibbecken (125 m) und UR2 im Urnersee (195 m). Die übrigen Probenahmestellen dienen der Beobachtung allfälliger horizontaler Gradienten in der Nähe der Schwellen.

Um die Entwicklung horizontaler Dichtegradienten nachvollziehen zu können, wurden mit höherer zeitlicher und räumlicher Auflösung vor allem im Winter Temperatur- und Leitfähigkeitsprofile aufgenommen. Da schon die ersten Daten horizontale Strukturen im *ganzen* See zeigten, wurde bezüglich horizontaler Austauschprozesse das Schwergewicht anstelle der gut untersuchten Gersauer-Urnerschwelle auf die übrigen Beckengrenzen verlagert. Die umfassendsten Probenahmen wurden jeweils im Frühjahr (März/April) und im Herbst (November) durchgeführt. Damit sollte einerseits der Übergangszustand während des Vorhandenseins horizontaler Gradienten und andererseits ein ruhiger Zustand nach der Sommerstagnation erfasst werden. Die folgende Tab. 7.3 gibt einen Überblick über Zeit, Ort (vgl. Fig. 7.1) und Art der durchgeführten Probenahmen.

Datum	AL1	VII	VI5	VI2	VI3	VI4	GE1	GE2	GE3	UR1	UR2	UR3
24. 4. 90	x	x		x	x		x	x	x	x	x	x
13. 11. 90				x	x 4			x 6	x 1	x	x 4	x
17. 12. 90	x	x		x	x		x	x	x		x	
30. 1. 91	x	x		x	x	x	x	x	x	x	x	
11. 3. 91	x 4	x 4	x 5		x	x	x	x 1				
17./18. 4. 91	x	x	x 3	x	x 9	x 3	x 11	x 7	x 3	x 9	x 5	x
24. 7. 91	x	x	x 1		x 2		x	x 1	x	x	x 1	
18./20. 11. 91	x 5	x	x 3	x	x 7		x 3	x 8	x 2	x	x 6	
21./24. 1. 92	x	x	x		x		x	x	x	x	x	
23./24. 3. 92	x 2	x	x 3		x 3		x	x 3	x 1	x	x 3	
21./22. 7. 92	x 2	x	x 2	x	x 4		x	x 5	x	x	x 4	x
10. 11. 92			x		x			x 7				
27. 1. 93	x	x	x		x			x				

Tab. 7.3. Übersicht der durchgeführten Probenahmen. Kreuze (x) stehen für Temperatur-, Leitfähigkeits- und teilweise auch Sauerstoffprofile (meist mit der OTS-Sonde aufgenommen). Zahlen bezeichnen die Anzahl geschöpfter ^3H - ^3He -Proben. Zur Lage der Probenahmestellen s. Fig. 7.1.

7.2. Die Verteilung von Temperatur, Leitfähigkeit und Dichte

7.2.1. Temperatur- und Leitfähigkeitsverteilung

Fig. 7.2. zeigt die Resultate der ersten Probenahme im Rahmen dieser Arbeit. Sie beeinflussten die Planung des weiteren Vorgehens massgeblich. Am 24. April 1990 wurde eine Frühjahrssituation erfasst, in der sich an der Oberfläche bereits eine thermische Schichtung ausgebildet hatte (Fig. 7.2a), aber noch nicht alle horizontalen Gradienten ausgeglichen waren. Auffällig sind die hohen Temperaturen im ganzen Urnersee, eine Folge des Wärmeeintrages bei Föhnstürmen. Aber nicht nur zwischen Gersauer- und Urnersee, sondern auch zwischen Vitznauer- und Gersauersee ist ein horizontaler Temperaturgradient vorhanden. Die Isothermen tauchen generell vom Vitznauer- zum Urnersee hin ab. Die thermische Schichtung trennt das Hypolimnion des Alpnachersees vom Hauptteil des Sees ab.

Noch deutlicher als die Temperatur zeigt die Leitfähigkeit (Fig. 7.2b) die horizontalen Unterschiede zwischen den Becken auf. Als Resultat der unterschiedlichen Salzgehalte der Zuflüsse entsteht ein Leitfähigkeitsgradient zwischen Alpnacher- und Urnersee. Besonders scharf ist dieser an der Grenze zwischen Alpnacher- und Vitznauersee, deutlich sichtbar aber auch über der Schwelle zwischen Vitznauer- und Gersauersee.

Vom Urner- bis weit in den Gersauersee hinein ist die Zunge der Reuss anhand eines Leitfähigkeitsminimums zu erkennen. Ebenfalls klar erkenntlich ist die Einschichtung des Alpnacherseewassers anhand von Leitfähigkeitsspitzen in den Profilen bei VII und VI2. Zur Zeit der Probenahme dürfte die Einschichtung in gut 20 m erfolgt sein, wie das Maximum bei VII zeigt. Spuren früherer Einschichtungen sind jedoch in verschiedenen Tiefen angedeutet. Die Absenkung der 206 $\mu\text{S}/\text{cm}$ -Isolinie von der Horwer Bucht bis zum Obermattbecken dürfte die Folge eines Abtauchens von Alpnacherseewasser an den Grund des Kreuztrichters sein.

Die Figur 7.2b erweckt den Eindruck einer durch Salzgehaltsunterschiede getriebenen Kaskade vom Alpnacher- in den Vitznauer-, Gersauer- und schliesslich Urnersee. Dieses Bild ist nicht ganz korrekt, denn mit zunehmender Distanz vom Alpnachersee gewinnt der Einfluss der Temperatur auf die Dichte an Bedeutung. Beim Übergang vom Vitznauer- in den Gersauersee steigt die Temperatur auf der Höhe der Schwelle von 5.5 auf 5.7 °C, während die Leitfähigkeit von 198 auf 191 $\mu\text{S}/\text{cm}$ fällt. Damit wirken sich beide Parameter etwa gleich stark und im gleichen Sinne auf die Dichte aus. Zwischen Alpnacher- und Vitznauersee wird die Dichtedifferenz durch die Leitfähigkeit, zwischen Gersauer- und Urnersee durch die Temperatur dominiert. Erst die Darstellung der Dichte selber (Fig. 7.3) zeigt die Einschichtungsverhältnisse zuverlässig auf.

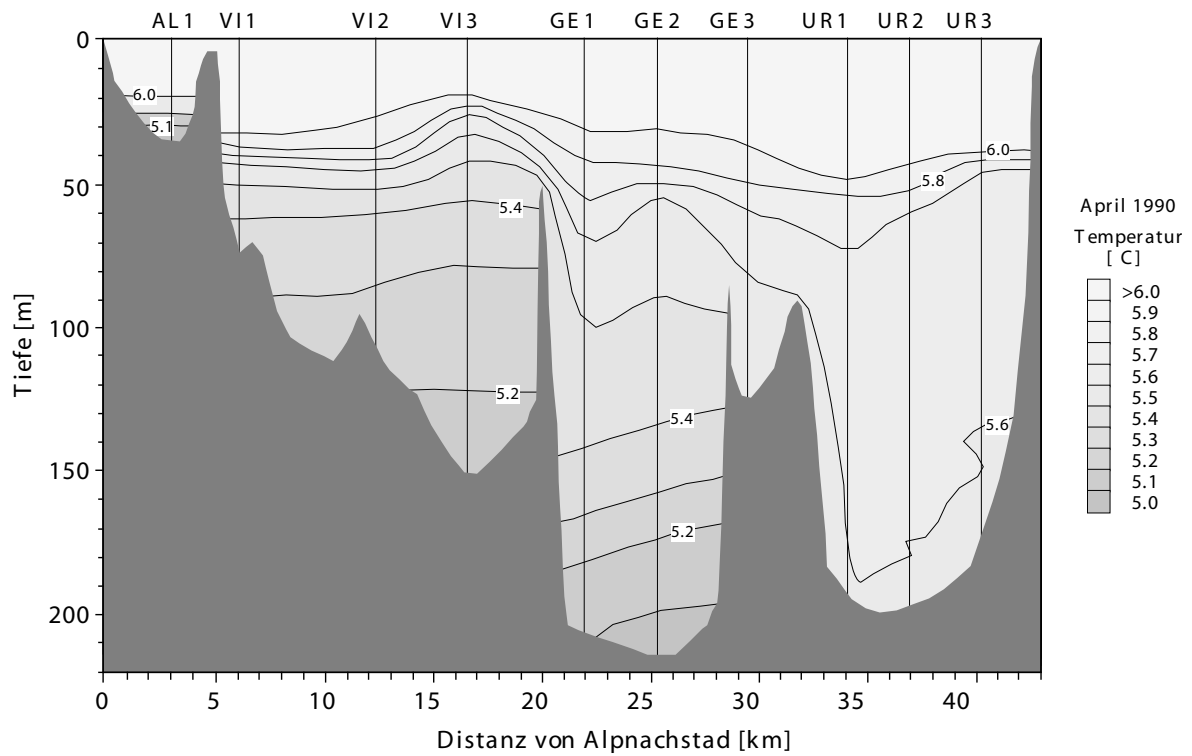


Fig. 7.2a. Verteilung der Temperatur im Vierwaldstättersee am 24. 4. 1990.

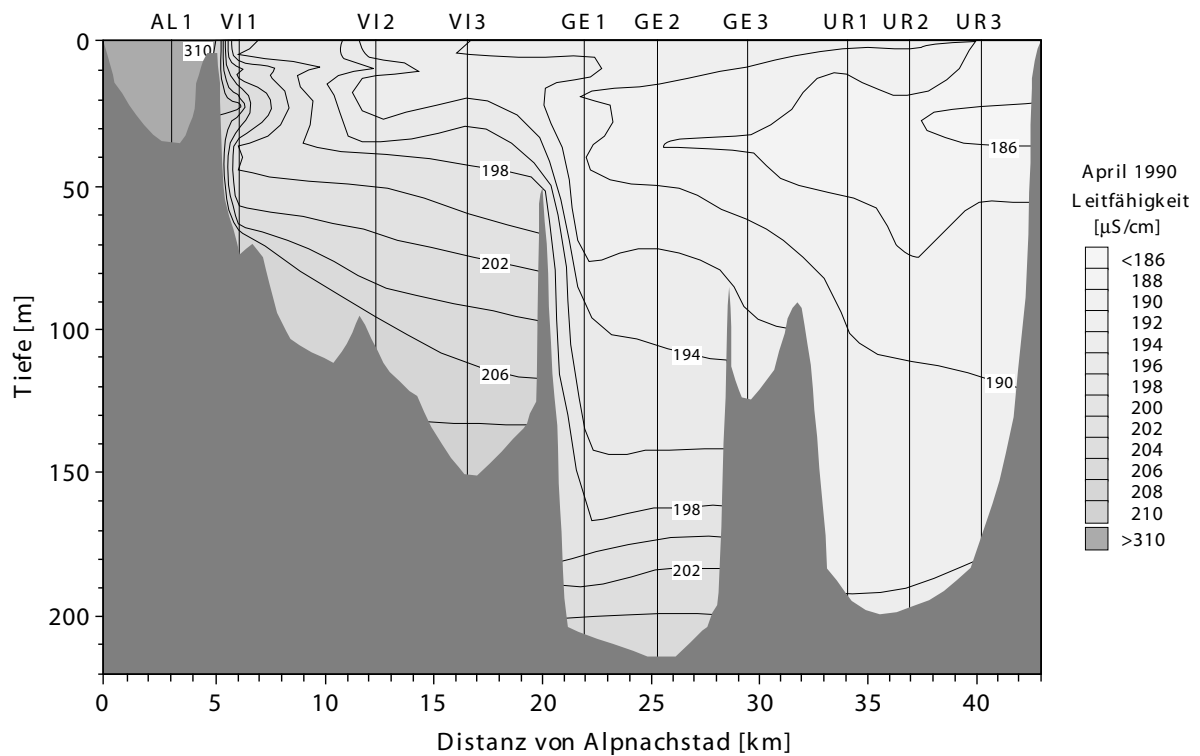


Fig. 7.2b. Verteilung der Leitfähigkeit im Vierwaldstättersee am 24. 4. 1990.

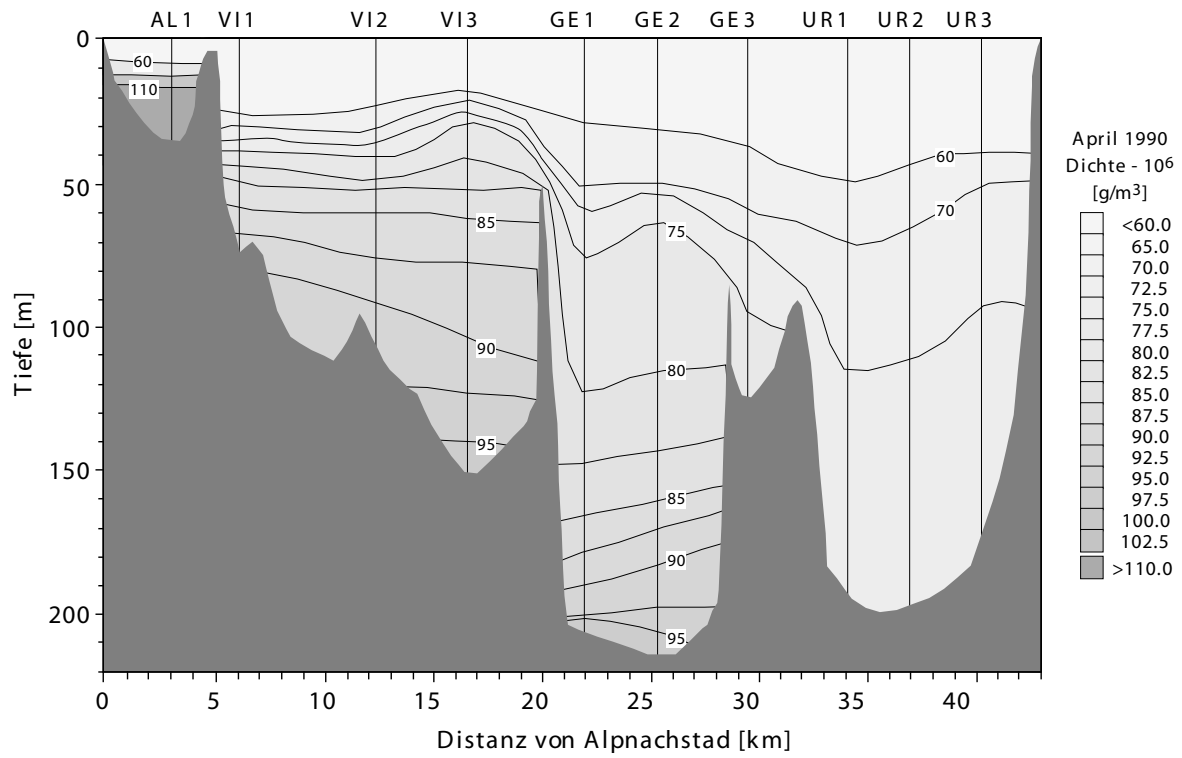


Fig. 7.3 a: Dichteverteilung im Vierwaldstättersee am 24. 4. 1990.

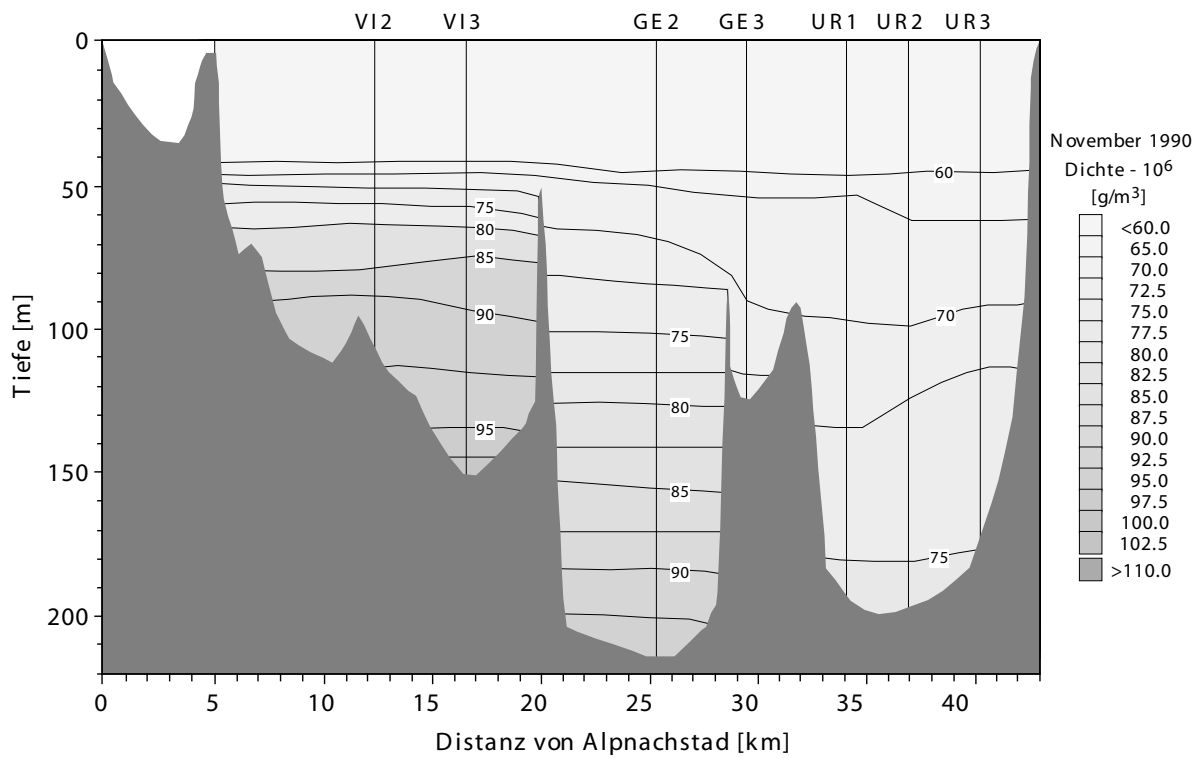


Fig. 7.3 b: Dichteverteilung im Vierwaldstättersee am 13.11. 1990.

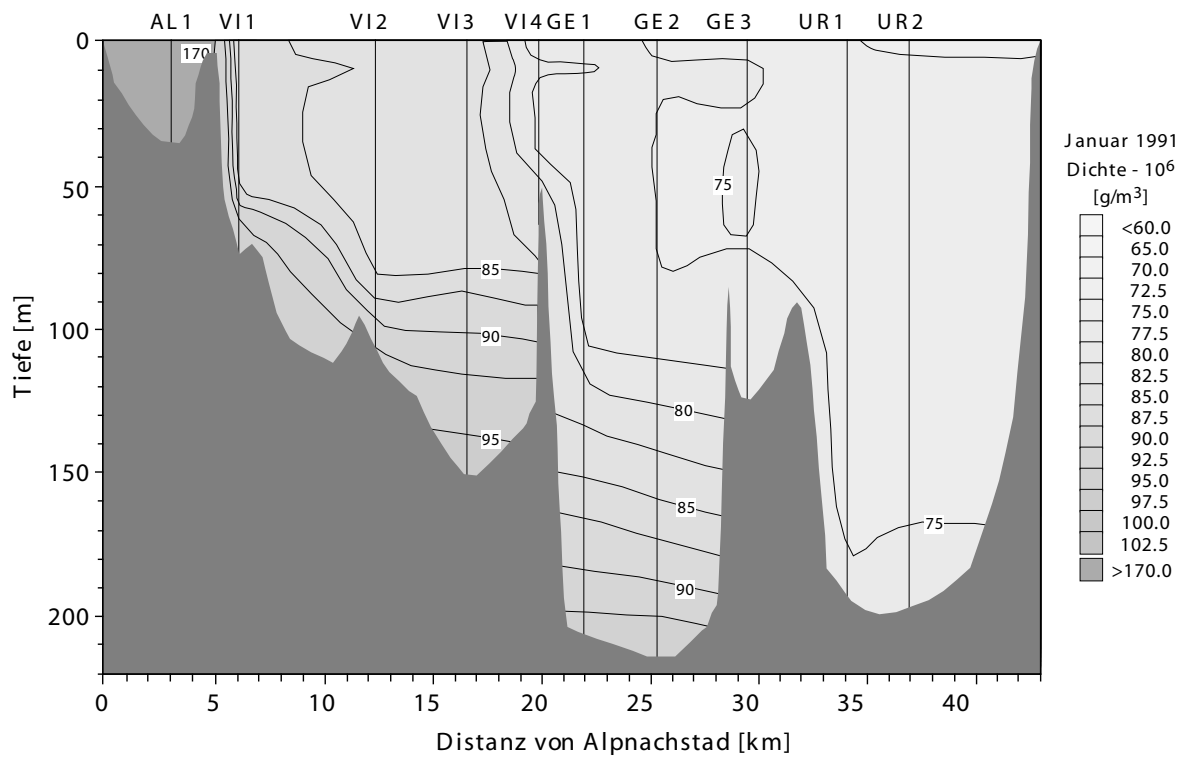


Fig. 7.3 c: Dichteverteilung im Vierwaldstättersee am 30. 1. 1991.

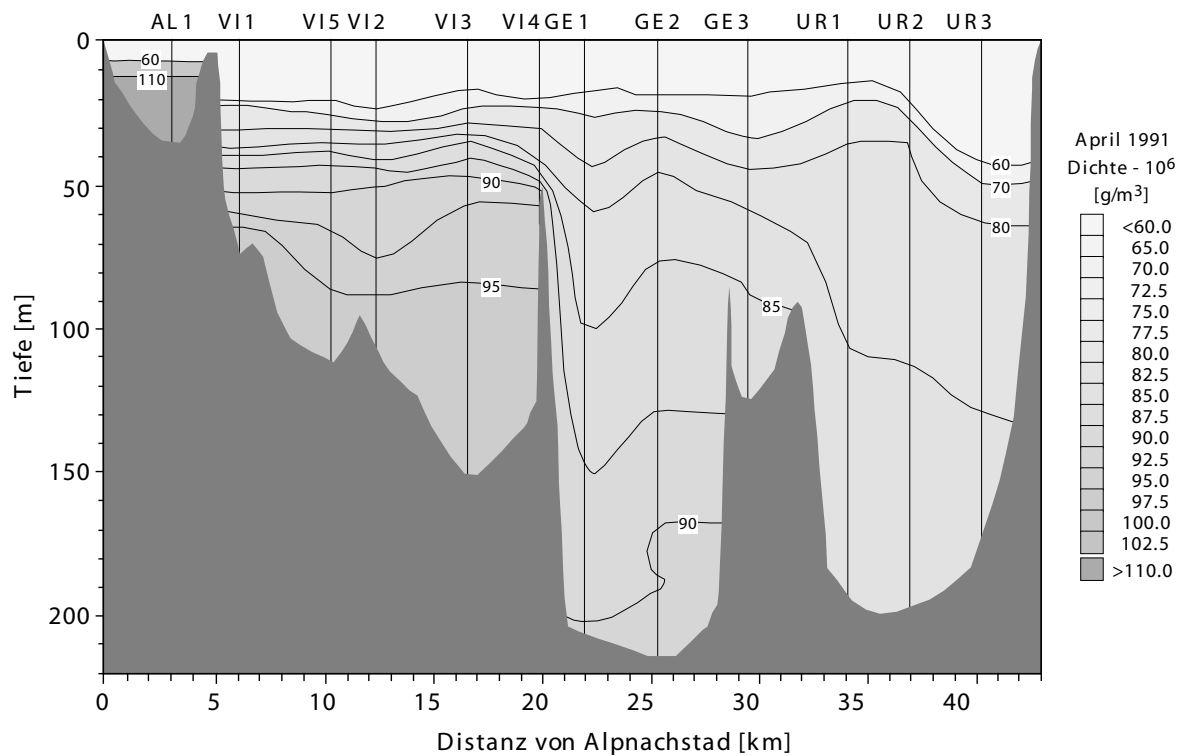


Fig. 7.3 d: Dichteverteilung im Vierwaldstättersee am 17./18. 4. 1991.

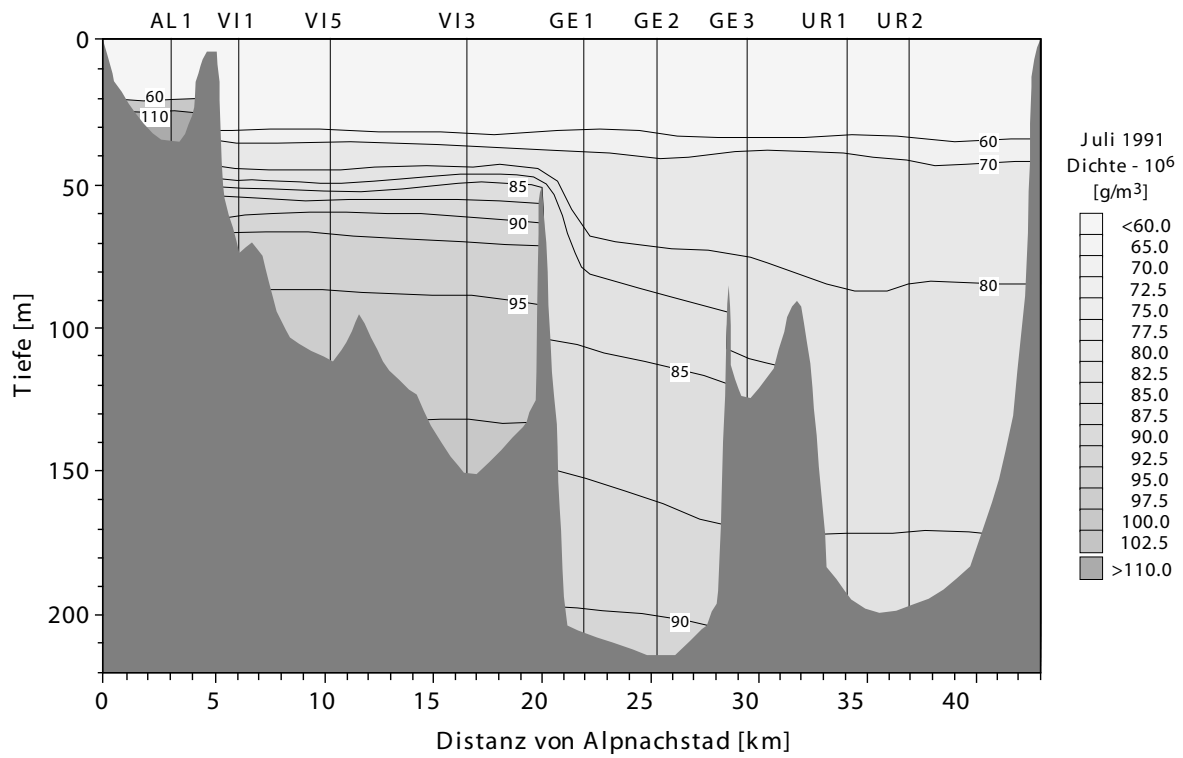


Fig. 7.3 e: Dichteverteilung im Vierwaldstättersee am 24. 7. 1991.

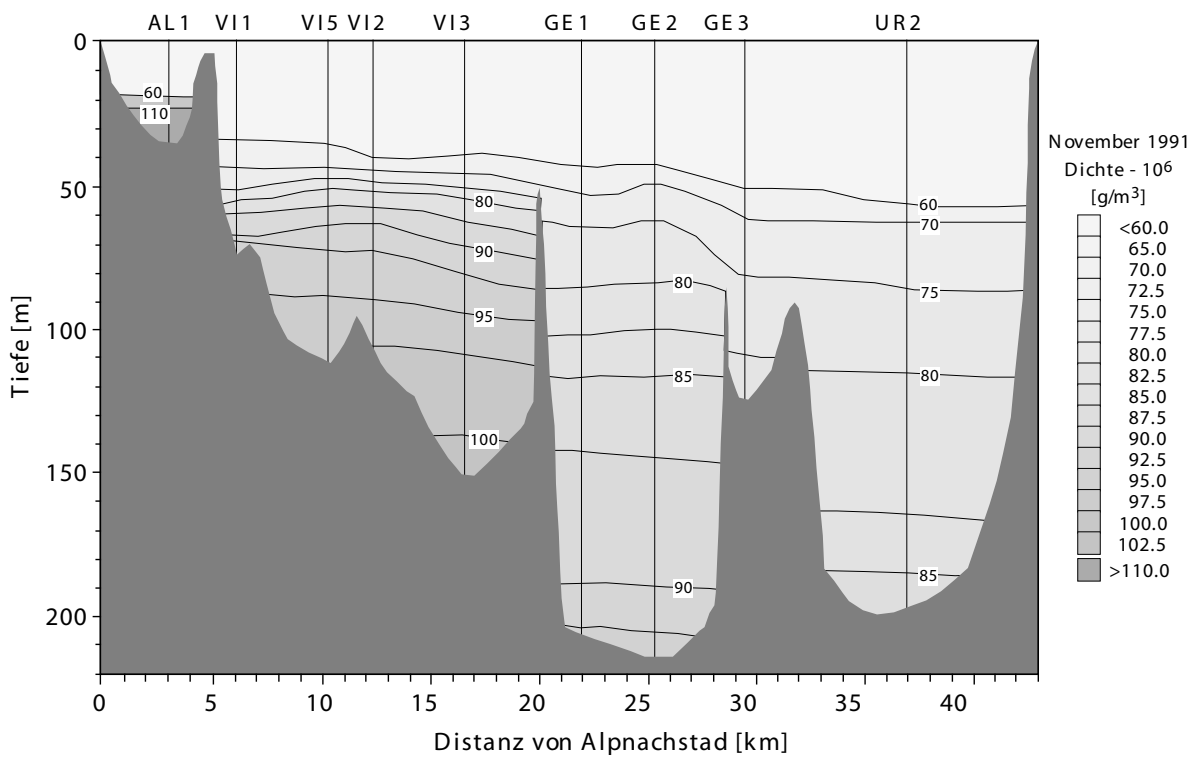


Fig. 7.3 f: Dichteverteilung im Vierwaldstättersee am 18./20. 11. 1991.

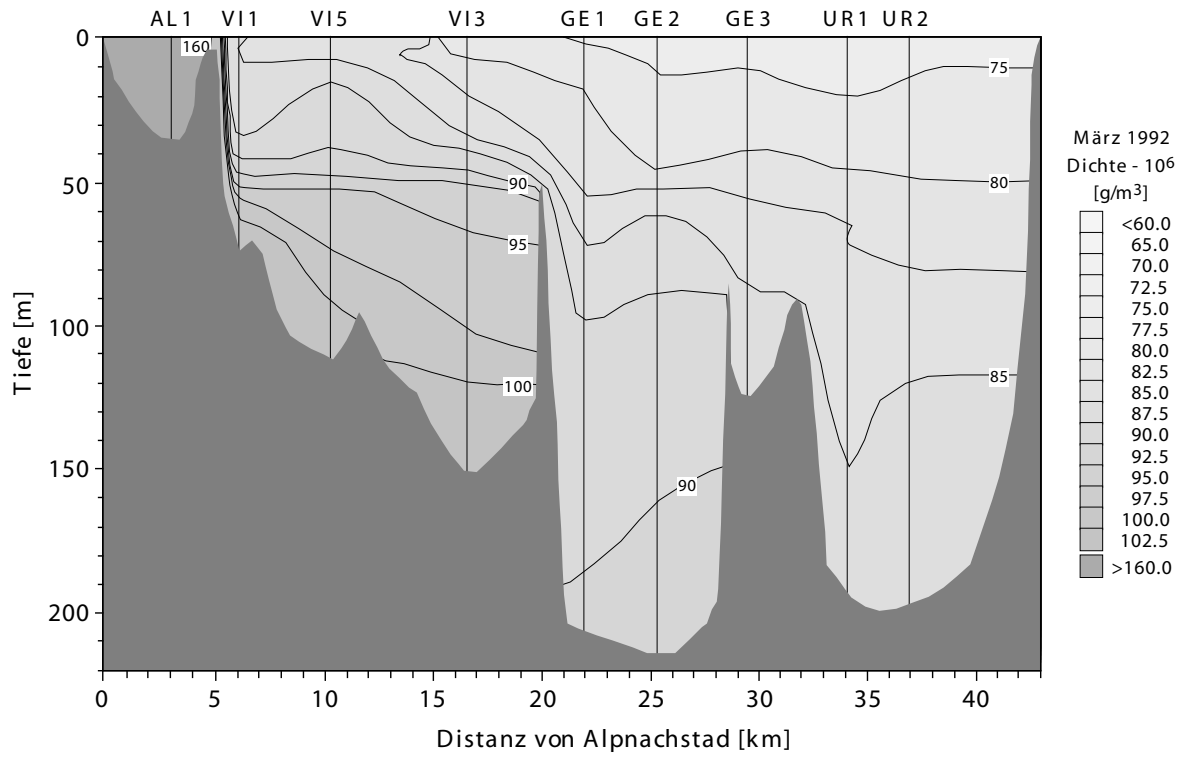


Fig. 7.3 g: Dichteverteilung im Vierwaldstättersee am 23./24. 3. 1992.

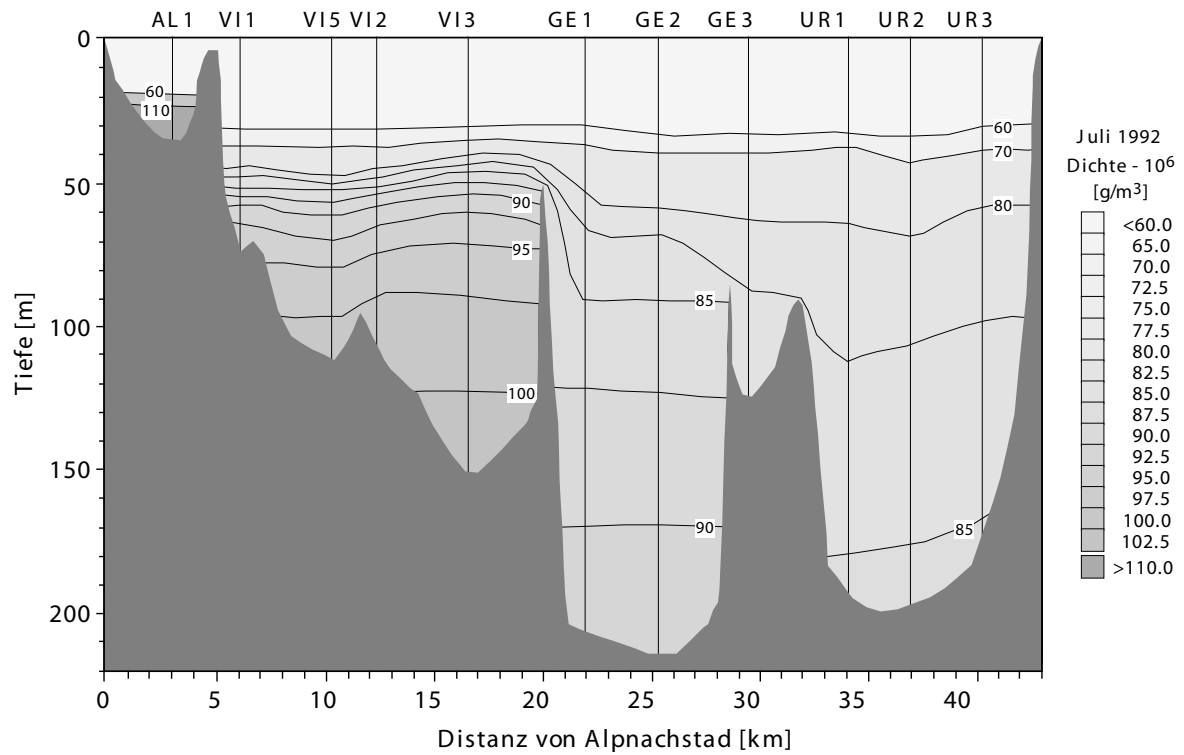


Fig. 7.3 h: Dichteverteilung im Vierwaldstättersee am 22. 7. 1992.

7.2.2. Jahresverlauf der Dichteverteilung

Um den jahreszeitlichen Verlauf horizontaler Gradienten und das Potential für dichtegetriebene Strömungen darzulegen, betrachten wir eine Serie von Dichteverteilungen im Längsschnitt des Sees (Fig. 7.3a-h). Den Anfang macht die aus den Daten von Fig. 7.2 berechnete Dichteverteilung im *April 1990* (Fig. 7.3a). Klar sichtbar ist das Abtauchen der Isopyknen zwischen $\rho = 1000.070$ und 1000.080 kg/m^3 vom Vitznauer- in den Gersauer- und Urnersee. Vom Alpnachersee in den Kreuztrichter ist hingegen infolge der oberflächennahen Erwärmung kein Abtauchen mehr möglich.

Im *November 1990* (Fig. 7.3b) sind die horizontalen Gradienten oberhalb der Schwellen weitgehend verschwunden, wie am Ende der ruhigen Phase der Sommerstagnation zu erwarten. Einzig zwischen Gersauer- und Urnersee ist noch ein Absinken der Isopyknen feststellbar. Wasser aus 70 m Tiefe im Gersauersee, das im April noch bis an den Grund des Urnersees abtauchen konnte, schichtet sich nun auf der Höhe der Schwelle, d. h. in rund 90 m Tiefe, im Urnersee ein. Unterhalb der Schwellen sind die vertikalen Dichtegradienten in den einzelnen Becken verschieden. Der Vitznauersee ist etwas stärker geschichtet als der Gersauersee, während der Urnersee am homogensten ist.

Nur drei Monate später, Ende *Januar 1991*, hat sich die Situation radikal verändert (Fig. 7.3c). Über den Schwellen stehen die Isopyknen nun beinahe senkrecht, horizontale Gradienten dominieren das Bild. Der Urnersee ist fast vollständig homogenisiert. Im Gersauer Becken reicht die Durchmischung nur bis in 100 m, im Obermattbecken gar nur bis in 80 m Tiefe. Das Wasser des Alpnachersees ist jetzt selbst an der Oberfläche mit grossem Abstand das dichteste im gesamten Vierwaldstättersee. Im Kreuztrichter macht sich sein Einfluss in Bodennähe bemerkbar.

Im *April 1991* (Fig. 7.3d) hat sich die Lage in den obersten 50 m wieder beruhigt, d. h. horizontal ausgeglichen. Auf den ersten Blick gleicht das Bild dem Zustand im April des Vorjahres (Fig. 7.3a). Die Isopyknen sind jedoch in allen drei Hauptbecken stark angestiegen, was auf eine generelle Abkühlung zurückzuführen ist. Die Tiefenwasserkörper des Gersauer- und Vitznauersees sind überdies wesentlich homogener als im Vorjahr. Diese Befunde deuten auf eine starke vertikale Mischung seit dem Januar hin. Jedoch könnten auch abtauchende Zuströme aus den Nachbarbecken einen Beitrag zum Anheben der Isopyknen geleistet haben.

Im Laufe des Sommers (*Juli 1991*, Fig. 7.3 e; *November 1991*, Fig. 7.3f) gleichen sich die horizontalen Gradienten wieder allmählich aus, die Isopyknen erreichen die gewohnte horizontale Lage und die Tiefenwasserkörper unterhalb der Schwellen werden voneinander getrennt. Das Bild vom November gleicht sehr stark dem Vorjahreszustand (Fig. 7.3b), bis auf die generelle Erhöhung der Dichte (Abkühlung).

Das Bild vom *März 1992* (Fig. 7.3g) zeigt einen Zustand, der im Vergleich zum Vorjahr zwischen Januar (Fig. 7.3c) und April (Fig. 7.3d) liegt. Im Vitznauersee reichen die ho-

horizontalen Gradienten noch bis an die Oberfläche. Das Alpnacherseewasser ist noch dicht genug, um bis an den Grund des Kreuztrichters abzutauchen, wo die Dichte seit dem November deutlich angestiegen ist. Ansonsten sind keine Zeichen einer Abkühlung wie im vorangehenden Winter zu erkennen. Jedoch ist eine gewisse Homogenisierung eingetreten, vor allem im Tiefenwasser des Gersauer Beckens.

Der Zustand im *Juli 1992* (Fig. 7.3h) schliesslich kann wieder sehr gut mit demjenigen vom Vorjahr (Fig. 7.3e) verglichen werden. Der Winter 91/92 scheint weniger anhaltende Spuren hinterlassen zu haben als sein Vorgänger.

Insgesamt kann festgestellt werden, dass sich in jedem Winter horizontale Dichtegradienten über *allen* Schwellen des Vierwaldstättersees ausbilden, die zu dichtegetriebenen Strömungen führen können. Im Verlaufe des Sommers werden diese Gradienten wieder abgebaut, so dass der See im Herbst vertikal geschichtet ist.

7.2.3. Dichtedifferenzen und Einschichtungstiefen

Die Abweichung der Isopyknen von der Horizontalen lässt sich auf zwei Arten quantifizieren: Einerseits durch die in gleicher Tiefe von Becken zu Becken auftretenden Dichtedifferenzen $\Delta\rho$, andererseits durch die Tiefe z_{iso} im Folgebecken, in die eine gegebene Isopykne nach der Schwelle abtaucht. Diese Tiefe stellt die theoretisch erreichbare Einschichtungstiefe dar. In Wirklichkeit wird sich das über die Schwellen strömende Wasser mit Umgebungswasser vermischen, so dass es nicht unbedingt die maximal mögliche Tiefe erreicht.

Fig. 7.4a zeigt die in einer Tiefe von 3 m (oberhalb der Schwelle) zwischen Alpnachersee (AL1) und Kreuztrichter (VI5 oder VI2) aufgetretenen Dichteunterschiede $\Delta\rho = \rho_{\text{AL}} - \rho_{\text{KT}}$ im Jahresverlauf zwischen November 1990 und 91. Ebenfalls dargestellt ist die Einschichtungstiefe im Kreuztrichter, die Wasser aus 3 m Tiefe im Alpnachersee erreichen kann. $\Delta\rho$ ist von November bis April positiv, d. h. der Abfluss des Alpnachersees kann abtauchen. Im November und April ist das Wasser jedoch zu warm, um die Schichtung im Kreuztrichter zu durchbrechen. Die Einschichtung erfolgt in die Thermokline. Zwischen Dezember und März ist hingegen das Oberflächenwasser des Alpnachersees dichter als das Tiefenwasser im Kreuztrichter. Der Abfluss taucht entlang des Bodenreliefs als dichtegetriebene Strömung ab. Im Juli ist das Wasser im Epilimnion des seichten Alpnachersees wärmer und daher deutlich leichter als im angrenzenden tiefen Becken. Daher breitet sich der Abfluss an der Oberfläche aus.

Fig. 7.4b fasst die analogen Berechnungen für den Austausch zwischen Vitznauersee (VI3) und Gersauersee (GE2), sowie Gersauer- und Urnersee (UR2) zusammen. Als Referenziefen wurden im ersten Fall 45 m, im zweiten 80 m gewählt, beide knapp oberhalb der Schwelle zum jeweils zweiten Becken. Die Dichtedifferenzen sind in beiden Fällen ganzjährig positiv. Mithin ist prinzipiell immer ein Abtauchen vom Vitznau-

er- in den Gersauer- und weiter in den Urnersee, d. h. entgegen der Fließrichtung der Reuss, zu erwarten. Die Dichtedifferenzen sind allerdings eine Größenordnung kleiner als zwischen Alpachersee und Kreuztrichter, weil die Leitfähigkeitsdifferenzen viel geringer sind. Aus demselben Grund ist $\Delta\rho$ zwischen Vitznauer- und Gersauersee stets grösser als zwischen Gersauer- und Urnersee.

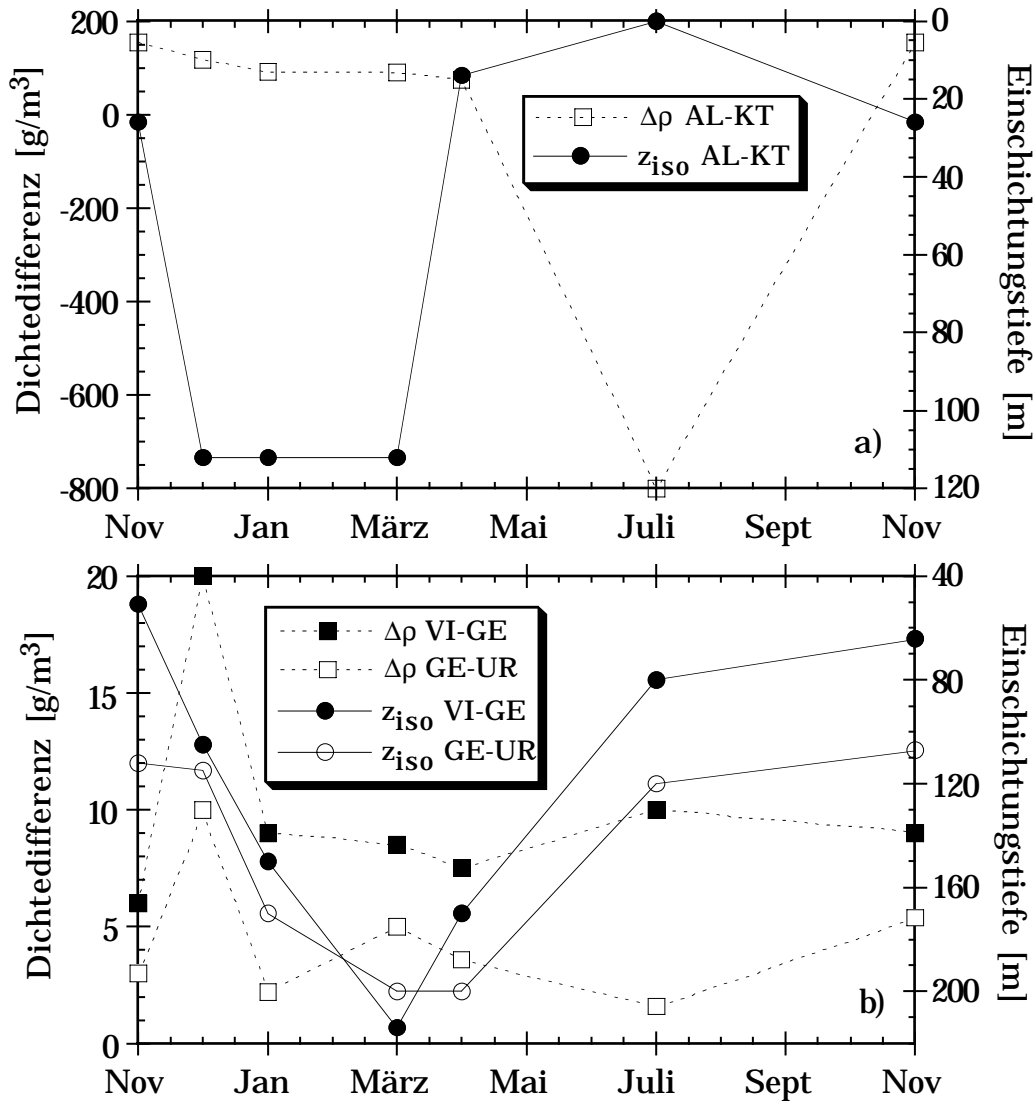


Fig. 7.4. Dichtedifferenz $\Delta\rho$ zwischen den Becken oberhalb der Schwellen und Einschichtungstiefe z_{iso} im jeweils zweiten Becken. a) Alpachersee (AL) - Kreuztrichter (KT) ausgehend von 3 m Tiefe. b) Vitznauersee (VI) - Gersauersee (GE) in 45 m und Gersauersee - Urnersee (UR) in 80 m Tiefe.

Die Einschichtungstiefe hängt jedoch nicht nur von der horizontalen Dichtedifferenz, sondern vor allem von der vertikalen Schichtung im Folgebecken ab. Dies zeigt sich deutlich im Dezember, wenn die Dichtedifferenzen aufgrund unterschiedlich weit vorgedrungenener Epilimniontiefen ein Maximum erreichen. Die Einschichtungstiefen bleiben mit 100 bis 120 m aber bescheiden, da in diesen Tiefen das abtauchende Wasser auf eine noch intakte Schichtung trifft. Erst im März und April erreichen die Einschich-

tungstiefen ihr Maximum, das im Urnersee am Seegrund in 200 m liegt. Im Gersauersee erschwert die permanente Schichtung im Tiefenwasser ein Abtauchen bis an den Grund. Einzig im März 1991, nicht jedoch im März des folgenden Jahres, wird die maximale Tiefe von 214 m knapp erreicht.

Die Tiefe der Einschichtung vom Obermatt- ins Gersauer Becken ist sehr kritisch von der Tiefe der Schwelle zwischen den "Nasen" abhängig, denn im Bereich von 40 bis 50 m Tiefe existiert im Vitznauersee oft ein starker vertikaler Dichtegradient (vgl. Fig. 7.3). So schichtete sich im April 1991 Obermattwasser aus 40 m in 130 m Tiefe im Gersauer Becken ein, Wasser aus 45 m in 170 m und solches aus 50 m in 210 m Tiefe. Leider ist die Tiefe der "Nasenschwelle" nur ungenau bekannt. Gemäss der Landeskarte der Schweiz (1:25'000) muss der Sattelpunkt zwischen den 34 bzw. 54 m Wassertiefe entsprechenden Höhenlinien liegen. Wüest et al. (1988) geben in ihrer Fig. 1 ca. 50 m als Tiefe der Schwelle an. Im Rahmen eines Experiments mit Strömungsmessgeräten im Frühjahr 1991 (s. Kap. 7.3.2) wurde eine Reihe von Echolottransseks im Bereich der Schwelle gefahren, welche die äusserst komplizierte und schroffe Topographie nicht vollständig aufklären konnten (D. Livingstone, pers. Mitteilung). Die Messgeräte wurden schliesslich an einer ca. 45 m tiefen Stelle verankert, welche ungefähr einem von vermutlich mehreren Sattelpunkten entsprechen dürfte.

7.3. Nachweis der Austauschströmungen über die Schwellen

In diesem Kapitel werden zwei Möglichkeiten zum direkten Nachweis der Existenz dichtegetriebener Strömungen im Vierwaldstättersee behandelt. Auf die Spuren, die solche Strömungen in der Verteilung des Wasseralters hinterlassen, wird in Kap. 7.4 eingegangen.

7.3.1. Die Leitfähigkeit als Tracer für Einschichtungen

Fig. 7.2b hat gezeigt, dass die Leitfähigkeit geeignet ist, um Einschichtungen der Reuss in den Urnersee bzw. des Alpnacherseewassers in den Vitznauersee zu verfolgen. Wir illustrieren dieses Thema hier anhand weiterer ausgewählter Beispiele.

Die Fig. 7.5a und b zeigen die Spuren der Einschichtung des Alpnacherseewassers in den Vitznauersee bzw. der Reuss in den Urnersee, aufgenommen Mitte April 1991. An der Station VII, 1.5 km vor der Mündung des Alpnachersees, ist eine sehr scharf begrenzte Einschichtung in ca. 18 m Tiefe zu sehen. Die Strukturen im κ_{20} -Profil in Bodennähe sind wahrscheinlich Überreste früherer Einschichtungen. An der tiefsten Stelle des Kreuztrichters (VI5) ist eine breitere Einschichtung zwischen 20 und 40 m zu erkennen. Es muss sich dabei um eine ältere Struktur handeln, denn die Dichteverteilung (Fig. 7.3.d) zeigt, dass zum Zeitpunkt der Probenahme keine Einschichtung unterhalb 20

m mehr möglich ist. Ein weiteres schwaches Maximum der Leitfähigkeit in 50 bis 60 m Tiefe stammt wahrscheinlich auch von früheren Intrusionen aus dem Alpachersee. An der tiefsten Stelle des Vitznauersees (VI3) sind nur noch Andeutungen von Leitfähigkeitsmaxima in 20 und 50 m Tiefe vorhanden.

Die Einschichtung der Reuss in den Urnersee (Fig. 7.5b) gibt sich durch Minima der Leitfähigkeit zu erkennen. Bei UR3, 2.5 km vor der Mündung, sind zwei Einschichtungs-niveaus in 12 und 35 m Tiefe sichtbar. Ein breiteres Minimum ist auch am unteren Beckenende (UR1) und sogar im Treibbecken (GE3) noch deutlich vorhanden. Erst im Gersauer Becken (GE2) verschwindet es allmählich.

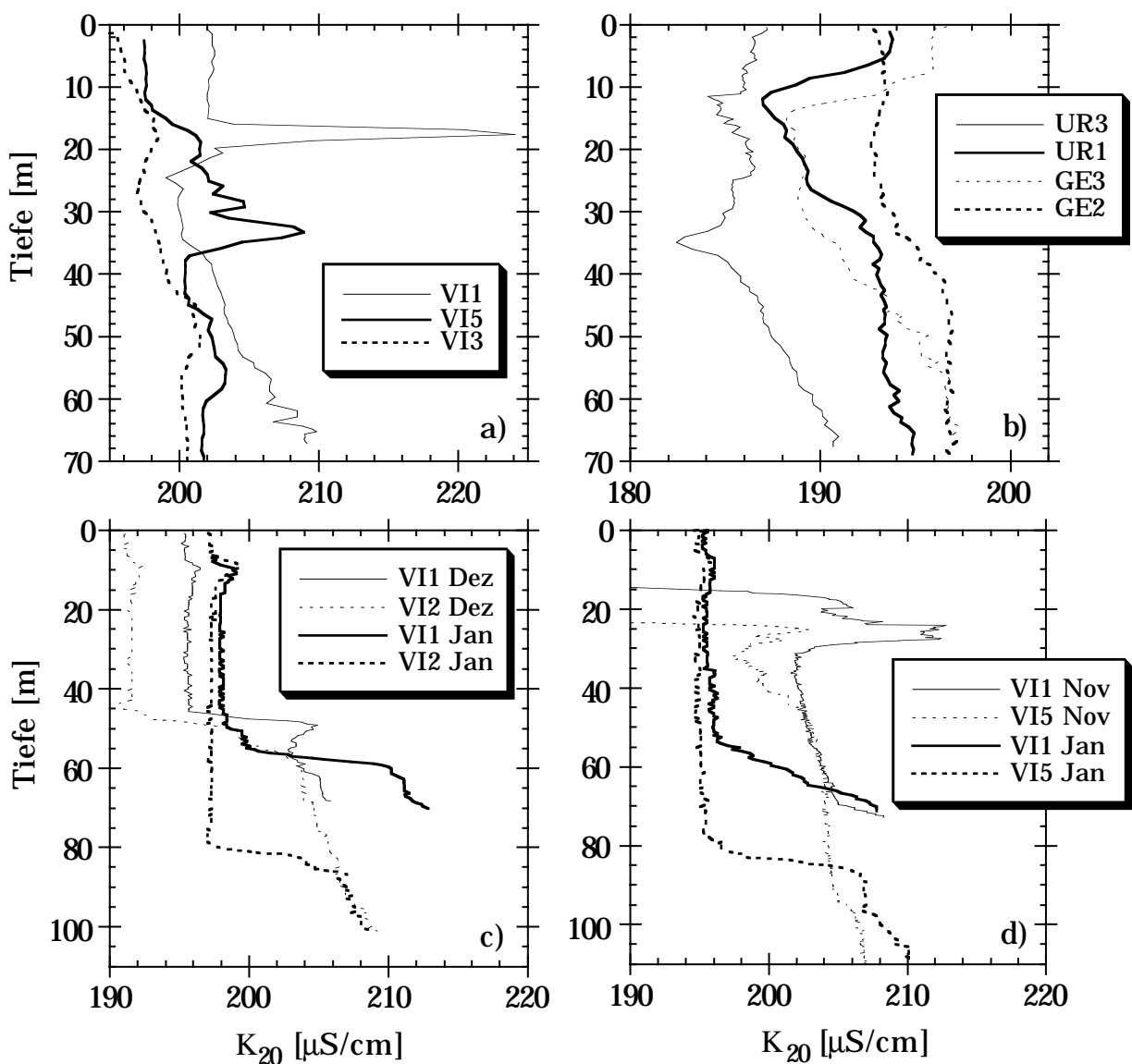


Fig. 7.5. Beispiele der Verfolgung von Einschichtungen anhand der Leitfähigkeit. a) Einschichtungen von Alpacherseewasser in den Vitznauersee sind an Leitfähigkeitsmaxima zu erkennen (Profile vom 18. 4. 91). b) Einschichtungen der Reuss in den Urnersee führen zu Leitfähigkeitsminima, sichtbar bis ins Treibbecken (Profile vom 17. 4. 91). c, d) Profile von der Horwer Bucht und dem Kreuztrichter aus den Wintern 90/91 (c) und 91/92 (d), mit Einschichtungen aus dem Alpachersee (s. Text).

Die Figuren 7.5c und d zeigen die winterliche Dynamik der Leitfähigkeitsprofile aus dem Kreuztrichter. In dieser Zeit erwartet man bodennahe Einschichtung des Alpenchseewassers. Die scharfen Gradienten der Leitfähigkeit in 45 m Tiefe im Dezember 1990 (Fig. 7.5c) zeigen jedoch nur die Untergrenze der durchmischten Schicht an. Eindeutig Folge der erwarteten Einschichtung ist hingegen die Zunahme der Leitfähigkeit bis Ende Januar 91 unterhalb 55 m bei VI1. Bei VI2, zentral im Vitznauersee aber jenseits der Schwelle vom Kreuztrichter zum Obermattbecken gelegen, sind keine Spuren einer Einschichtung zu sehen. Die topographisch richtig, d. h. im Zwischenbecken des Kreuztrichters gelegene Probenahmestelle ist VI5 (s. Fig. 7.1). Sie wurde im folgenden Winter beprobt (Fig. 7.5d). Hier ist von November 91 bis Januar 92 eine Zunahme der Leitfähigkeit in den untersten 25 m festzustellen. Eindrücklich ist auch die Einschichtung in die Sprungschicht im November, besonders bei VI1.

7.3.2. Direkte Messung der Strömung über die Schwelle bei den Nasen

Im Frühjahr 1991 wurde versucht, allfällige Strömungen über die Schwelle bei den Nasen, zwischen Obermatt- und Gersauer Becken, direkt zu messen. Zwei akustische Strömungsmessgeräte (Hersteller Neil Brown) sollten möglichst auf dem Sattelpunkt der Schwelle verankert werden. Die Wahl eines geeigneten Standortes gestaltete sich auf der sehr steilen und zerklüfteten Schwelle schwierig (Kap. 7.2.3). Die Repräsentativität der erhaltenen Daten ist daher fraglich. Eine Kalibrierung des Nullpunktes der Messgeräte konnte nicht durchgeführt werden. Quantitative Aussagen über die Strömungsverhältnisse sind also nur unter Vorbehalten möglich. Hingegen erlauben die Daten Schlüsse über Ursprung und Art der an der "Nasenschwelle" ablaufenden Prozesse.

Fig. 7.6 zeigt die Strömungsgeschwindigkeiten in Nord-Süd Richtung, d. h. quer zur Schwelle, in 30 m und 44 m Tiefe (ca. 15 bzw. 1 m über Grund). Ebenfalls gezeigt sind die Häufigkeitsverteilungen der Strömungsrichtung in Windrosen, sowie der gleichzeitig registrierte Temperaturverlauf. Der Ausschnitt von der zweiten Aprilhälfte 1991 ist repräsentativ für die gesamte Datenreihe, die 45 Tage brauchbarer Daten umfasst (12.4. - 26. 5. 91). Folgende Beobachtungen sind bemerkenswert:

- Die Geschwindigkeiten in 30 m Tiefe sind wesentlich kleiner als in 44 m. Dort treten Spitzengeschwindigkeiten in Südrichtung von bis zu 18 cm/s auf.
- Die Geschwindigkeitsspitzen in 44 m sind mit Temperaturminima korreliert. Sie scheinen zu entstehen, wenn eine interne Seiche kaltes Wasser auf die Höhe der Schwelle anhebt (seiche pumping, s. Kap. 7.1.3).
- Die in 30 m dominante Nordwestströmung entspricht der generellen Fliessrichtung vom Gersauer in den Vitznauersee. Diese "normale" Strömung tritt auch in Bodennähe auf, jedoch immer wieder unterbrochen durch stärkere Südwestströmungen, die vom Vitznauer- in den Gersauersee führen.

Es scheint tatsächlich ein Transport entgegen der Hauptflussrichtung über die Schwelle stattzufinden. Dieser läuft jedoch nicht kontinuierlich, sondern ist stark an interne Seiches im Obermattbecken gekoppelt. Das bei starken Südströmungen auftretende kalte Wasser (ca. 4.8 bis 5°C, s. Fig. 7.6b) stammt eindeutig aus dem Obermattbecken, denn bei der Probenahme am 17. 4. 91 betrug die minimale Temperatur im Gersauersee 5.2 °C. Bei Obermatt (VI3) wurde dagegen zwischen 50 und 80 m Tiefe eine Temperaturabnahme von 5 auf 4.8 °C registriert. Fig. 7.6b zeigt, dass der 17. 4. ein relativ ruhiger Tag war, sowohl zuvor (15./16.) als auch danach (18.) wurde kaltes Wasser auf die Höhe der Schwelle angehoben.

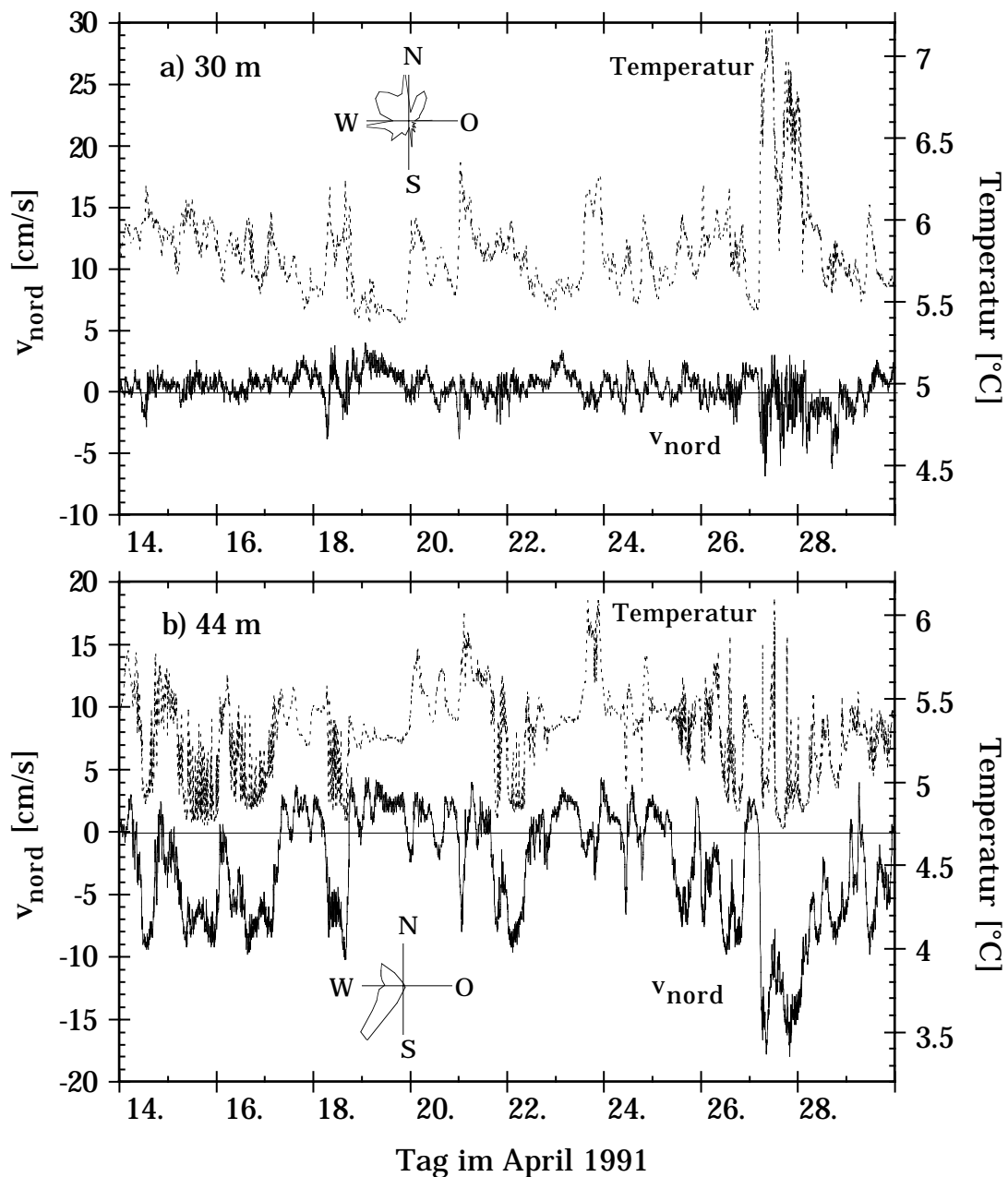


Fig. 7.6. Strömungsgeschwindigkeit in Richtung Norden und Temperatur in zwei Tiefen (a: 30 m, b: 44 m) über einem in 45 m Tiefe liegenden vermutlichen Sattelpunkt der Schwelle zwischen Obermatt- und Gersauer Becken (bei den "Nasen"). Dargestellt ist ein Ausschnitt der gesamten Daten, die vom 12. 4. bis 5. 6. 91 reichen. Die Windrosen zeigen die Häufigkeitsverteilung der Strömungsrichtungen.

Der Nettofluss über die Schwelle vom Gersauer- in den Vitznauersee beträgt im Mittel ca. $88 \text{ m}^3/\text{s}$ (s. Tab. 7.1). Bei einem Querschnitt von grob geschätzt $50'000 \text{ m}^2$ ergibt sich eine mittlere Strömungsgeschwindigkeit von 0.18 cm/s . Dies steht im Einklang mit den mittleren Geschwindigkeiten beim Messgerät in 30 m Tiefe (Mittelwerte vom 12. 4. bis 26. 5. 91: $\bar{v}_{nord} = 0.18 \text{ cm/s}$, $\bar{v}_{west} = 0.35 \text{ cm/s}$). Viel grösser sind die mittleren Geschwindigkeiten unmittelbar über der Schwelle: $\bar{v}_{nord} = - 2.05 \text{ cm/s}$, $\bar{v}_{west} = 4.25 \text{ cm/s}$. Die für den Transport vom Vitznauer- in den Gersauersee relevante südwärts gerichtete Strömung ist also zehnmal stärker als die mittlere Strömung in die Hauptrichtung. Sie ist aber auf einen mindestens zehnmal kleineren Querschnitt begrenzt. Unter Berücksichtigung der Unsicherheit über die tatsächliche Tiefe der Schwelle kann der Querschnitt unterhalb 40 m Tiefe auf $(2000 \pm 500) \text{ m}^2$ geschätzt werden. Als Abschätzung für den Volumenfluss in den Gersauersee erhalten wir damit $40 \text{ m}^3/\text{s}$, rund die Hälfte des Nettoflusses in Hauptrichtung. In den 45 Tagen vom 12. 4. bis 26. 5. 91 wären mit hin rund $150 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ Wasser in den Gersauersee abgetaucht. Dies entspricht gut 7% des Tiefenwassers im Gersauerbecken unterhalb 85 m Tiefe (vgl. Tab. 7.1). Damit kommt der Rückströmung über die Nasenschwelle nicht dieselbe Bedeutung zu wie derjenigen über die Doppelschwelle beim Treibbecken. (ca. $600 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ oder 50% des Tiefenwasservolumens des Urnersees im Mai/Juni gemäss Wüest, 1987).

7.3.3. Abschätzung des Massenflusses aus hydraulischen Bedingungen

Eine einfache Möglichkeit zur Abschätzung des dichtegetriebenen Austausches zwischen den Becken wurde von Van Senden et al. (1990) für die Gersauer-Urnerschwelle demonstriert. Sie basiert auf einem Zweischicht-Modell von Farmer und Armi (1986) für den Austauschfluss über eine Schwelle. Der durch die Schwelle hydraulisch kontrollierte Fluss heisst kritisch, wenn die folgende Bedingung erfüllt ist:

$$F_1^2 + F_2^2 = 1 \quad \text{mit den Froude - Zahlen } F_i^2 = \frac{Q_i^2}{g' h_i A_i^2}. \quad (7.1)$$

Dabei bezeichnet Q_i den Abfluss, h_i die Dicke und A_i die Querschnittsfläche der oberen ($i=1$) bzw. unteren ($i=2$) Schicht. $g' = (\Delta\rho/\rho) \cdot g$ ist die reduzierte Erdbeschleunigung für den Dichteunterschied $\Delta\rho$ zwischen den Schichten. Setzen wir $Q_1 = Q_2$ (Austauschfluss) und $h_1 = 40 \text{ m}$ sowie $h_2 = 5 \text{ m}$, so reduziert sich (7.1) wegen $h_1 A_1^2 \gg h_2 A_2^2$ auf $F_2^2 = 1$, d. h. der Fluss wird durch die untere Schicht kontrolliert. Für $(\Delta\rho/\rho)$ im Frühjahr ergibt Fig. 7.4b einen Wert von rund $10 \cdot 10^{-6}$ und mit $A_2 = 2000 \text{ m}^2$ erhält man schliesslich einen Volumenfluss Q_2 von $44 \text{ m}^3/\text{s}$. Dieser Wert passt gut zu der obigen Abschätzung aus den Strömungsdaten.

Van Senden et al. (1990) erhielten mit dieser Methode für die Schwelle zwischen Gersauer- und Urnersee dank grösserem Querschnitt ($A_2 = 3000 \text{ m}^2$) und grösserer Schichtdicke ($h_2 = 10 \text{ m}$) trotz kleinerem Dichteunterschied ($\Delta\rho/\rho = 5 \cdot 10^{-6}$) einen 50% höhe-

ren Fluss. Der Wert von Wüest (1987) ist mit $120 \text{ m}^3/\text{s}$ nochmals einen Faktor 2 höher. Alles deutet darauf hin, dass der Fluss vom Vitznauer- in den Gersauersee kleiner ist als vom Gersauer- in den Urnersee.

7.4. Zeitliche Entwicklung und räumliche Verteilung des Wasseralters

7.4.1. Die Entwicklung von Tritium und Wasseralter in den Teilbecken

Der Alpnachersee

Der Alpnachersee ist am einfachsten zu verstehen, da er nicht durch Zuströme aus anderen Becken beeinflusst wird. Fig. 7.7 zeigt die zeitliche Entwicklung von Tritiumgehalt und Wasseralter im Tiefenwasser (ca. 30 m Tiefe) von November 1989 (Daten von Kipfer, 1991) bis Juli 1992.

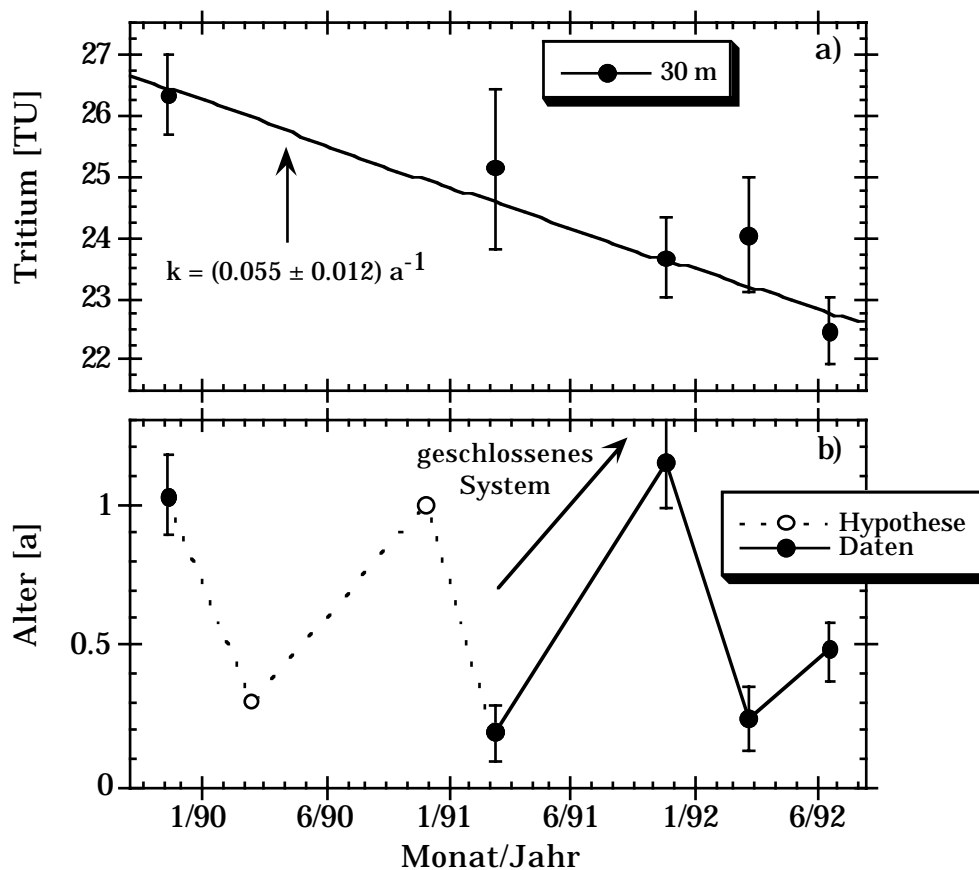


Fig. 7.7. Entwicklung des Tritiums (a) und des Wasseralters (b) im Alpnachersee (AL1) in 30 - 32 m Tiefe. In b) wird der Jahresgang durch hypothetische Punkte für Frühling und Herbst 90 verdeutlicht. Der Pfeil zeigt die Entwicklung an, die das Wasseralter in einem geschlossenen System durchlaufen würde (Zunahme um 1 Jahr pro Jahr).

Die Abnahme der Tritiumkonzentration (Fig. 7.7a) kann mit einer Exponentialfunktion beschrieben oder auch linear angenähert werden. Ersteres ergibt eine jährliche Abbaurate k von $(5.5 \pm 1.2) \%$, praktisch identisch mit der radioaktiven Zerfallsrate λ . Es wäre jedoch falsch, zu schliessen dass die Abnahme allein durch den Zerfall bedingt sei. Da der Alpnachersee stark durchflossen ist (Aufenthaltszeit 0.27 a, s. Tab. 7.1) widerspiegelt sein Tritiumgehalt eher den Verlauf im Zufluss. Die Abnahmerate im Niederschlag ist aber heute mit 6 %/a (Kap. 2.4.3) sehr ähnlich wie die Zerfallsrate.

Trotz der raschen Spülung des Sees erreicht das Wasseralter im Hypolimion im Spätherbst Werte von rund einem Jahr (Fig. 7.7b). Bis zum Frühling sinkt das Alter infolge vertikaler Zirkulation auch in Bodennähe auf rund 0.2 a. Im Sommer entwickelt sich das Alter im Hypolimnion innerhalb der Fehler wie in einem geschlossenen System (s. Pfeil), was auf geringe vertikale Diffusion hinweist. Insgesamt entspricht die Entwicklung des Alters dem Idealbild für Seen in gemässigten Breiten. Darauf beruht die in Fig. 7.7b skizzierte vermutliche Entwicklung zwischen November 89 und März 91.

Der Vitznauersee

Im Vitznauersee betrachten wir Proben aus dem Obermattbecken (VI3) in der Tiefe der Schwelle zum Kreuztrichter (~100 m) und nahe am Grund (~150 m), sowie vom Grund des Kreuztrichters (VI5, ~110m). Der Zeitverlauf der Tritiumkonzentration kann an allen 3 Punkten durch eine exponentielle Abnahme angenähert werden (Fig. 7.8a). Die Abnahmerate ist generell höher als im Alpnachersee, mit dem maximalen Wert an der tiefsten Stelle. Die Ursache ist die allmähliche "Verdünnung" der etwas älteren Wassermasse im tiefen Obermattbecken. Am Ende der Beobachtungszeit ist die Tritiumkonzentration im gesamten Hypolimion des Vitznauersees mit ca. 27 TU homogen verteilt. Das Wasseralter (Fig. 7.8b) im Obermattbecken nimmt im Winter 90/91 stark ab. Eine gute Durchmischung in diesem Winter konnte schon anhand der Dichteverteilung (vgl. Fig. 7.3c und d) festgestellt werden. Interessanterweise führt diese Durchmischung aber nicht zur vollständigen Angleichung der Alter in 100 und 150 m Tiefe.

Im folgenden Sommer wächst das Alter erwartungsgemäss an, sogar etwas schneller als im geschlossenen System möglich. Innerhalb der Fehler sind die Daten jedoch mit der Annahme einer geschlossenen Entwicklung verträglich. Die Verjüngung im Winter 91/92 fällt deutlich schwächer aus als im Vorjahr. Sie scheint allerdings im März 92 ihr Maximum noch nicht erreicht zu haben, wie die scheinbar geringe Alterung bis zum folgenden Juli nahelegt.

Das Tiefenwasser im Kreuztrichter entwickelt sich ähnlich wie im Obermattbecken in vergleichbarer Tiefe, mit einer Tendenz zu kleineren Altern. Horizontale Unterschiede sind am ehesten im Frühjahr (März) sichtbar. Zu dieser Zeit kann das Alter im Kreuztrichter einerseits durch tiefer vordringende Zirkulation und andererseits durch Zufluss aus dem Alpnachersee erniedrigt werden. So bestand im März 91 am Grund des Kreuz-

trichters eine Altersinversion (älteres Wasser über jüngerem, in Fig. 7.8. nicht gezeigt), deren Auflösung durch vertikale Mischung den überproportionalen Anstieg bis zum April erklärt.

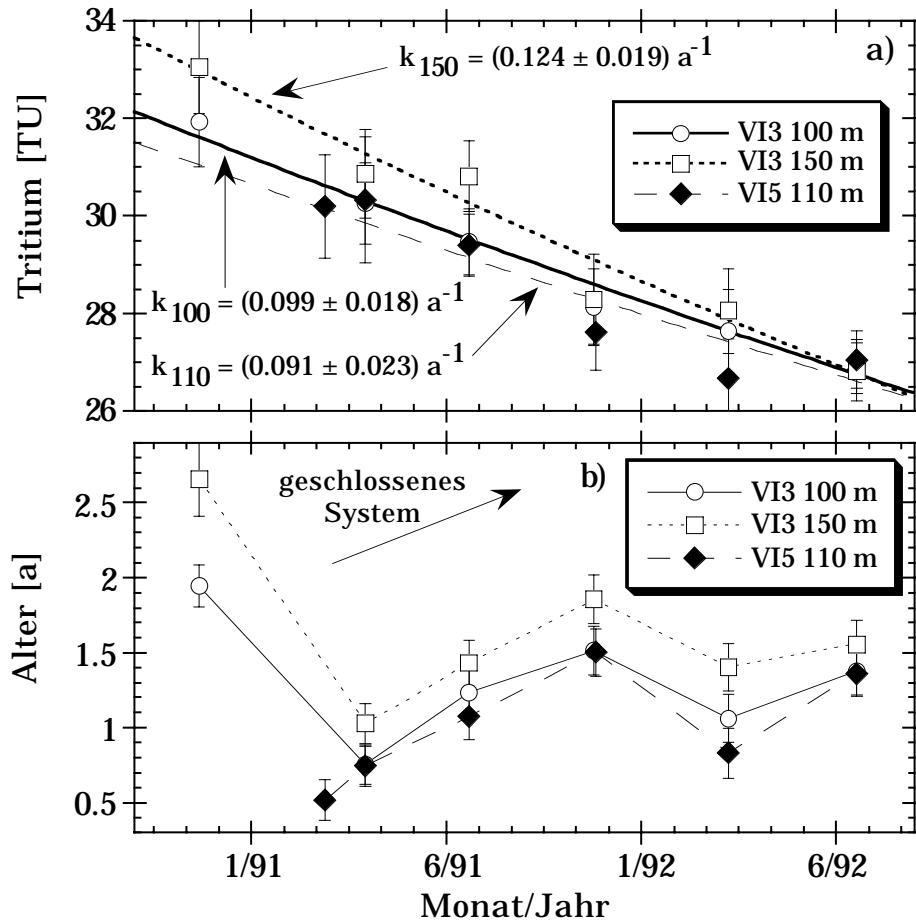


Fig. 7.8. Entwicklung des Tritiums (a) und des Wasseralters (b) im Obermattbecken (VI3) in den Tiefenstufen 100 m (Proben aus 87 - 110 m) und 150 m (139 - 150 m), sowie im Kreuztrichter (VI5) um 110 m (107 - 110 m) Tiefe. Pfeil: Entwicklung in einem geschlossenen System (vgl. Fig. 7.7).

Der Gersauersee

Von der tiefsten Stelle des gesamten Vierwaldstättersees (GE2) liegen die umfangreichsten Datenreihen vor (inkl. Nov. 89 aus Kipfer, 1991). Wir untersuchen die Tiefenstufen 90 m (Schwelle), 150 und 210 m (Grund), sowie 120 m (Grund) im Treibbecken (GE3).

Beim Tritium (Fig. 7.9a) wiederholt sich das Muster vom Vitznauersee: Die Abbauraten nimmt mit der Tiefe zu, was letztlich zu einer Homogenisierung bei ca. 27 TU führt. Ein homogenes Tritiumprofil ist aber kein zuverlässiges Indiz für gute vertikale Durchmischung, wie die Wasseralter in Fig. 7.9b beweisen. Am Beckengrund beträgt das kleinste gemessene Alter 2.4 Jahre, so dass von vollständiger Zirkulation keine Rede sein kann.

Beim Vergleich der Novemberprofile von 1989 (Kipfer, 1991) und 90 ist eine Zunahme des Alters in grösster Tiefe, nicht jedoch in mittleren Schichten festzustellen. Dies lässt

vermuten, dass die Mischung im dazwischenliegenden Winter nicht bis an den Grund vordrang. Ganz anders im folgenden Frühling, in dem schon im Vitznauersee gute Durchmischung festgestellt wurde. Die plötzliche Verjüngung in grösster Tiefe zwischen März und April 91 zeigt substantielle Tiefenwassererneuerung an. Es handelt sich jedoch nicht um eine vollständige Zirkulation im Sinne von Van Senden et al. (1990), denn weder die Dichteschichtung (Fig. 7.3d) noch die Altersstufung werden völlig aufgehoben. Die überraschende Beobachtung starker Verjüngung im Tiefenwasser ohne gleichzeitige vertikale Homogenisierung wurde bereits beim Vitznauersee und auch beim Zugersee (Kap. 6.1.3, Sommer 92) gemacht.

Überraschend ist auch die schwache Zunahme des Alters im Sommer 1991. Das Tiefenwasser des Gersauersees scheint in dieser Zeit keineswegs abgeschlossen zu sein.

Im Winter 91/92 ist erneut eine spürbare Verjüngung zu verzeichnen. Das Alter in maximaler Tiefe wird diesmal schon vor der Probenahme im März angegriffen. Im Juli liegt es noch tiefer, was vermutlich die Folge eines zwischenzeitlichen Minimums ist. Von Juli bis November findet unterhalb 150 m eine für die Jahreszeit normale, d. h. praktisch abgeschlossene Entwicklung statt.

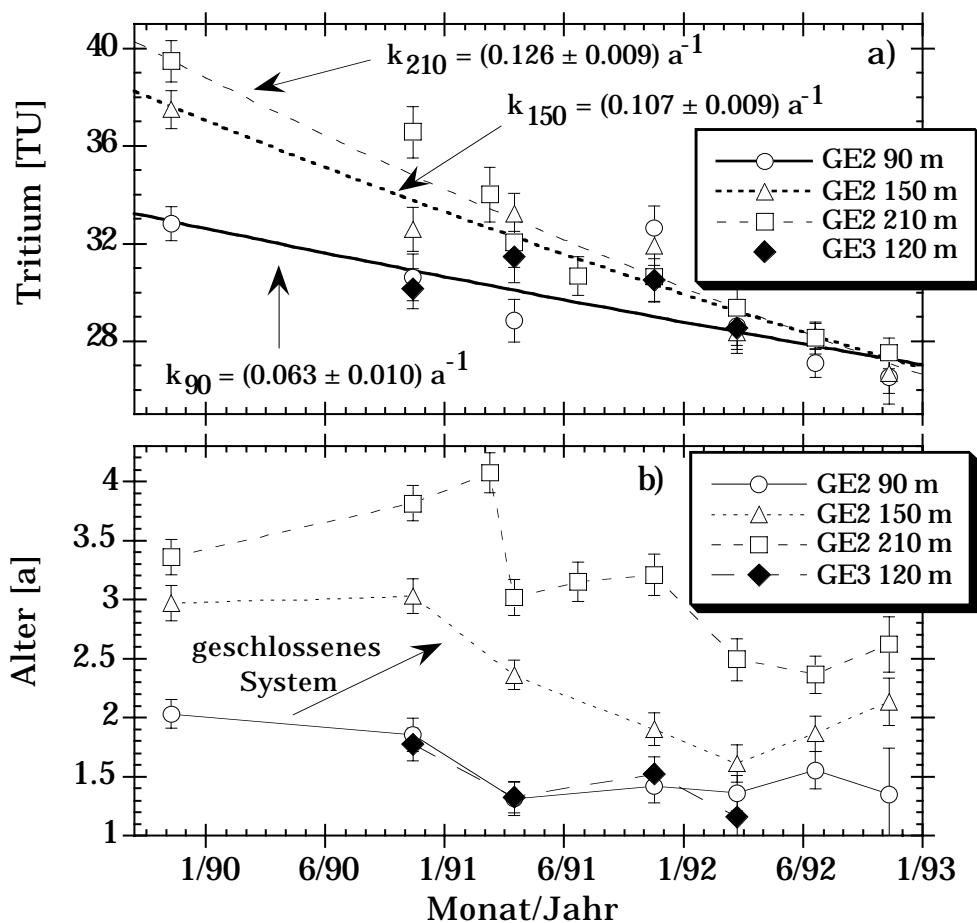


Fig. 7.9. Entwicklung des Tritiums (a) und des Wasseralters (b) im Gersauer Becken (GE2) in den Tiefenstufen 90 m (Proben aus 77 - 104 m), 150 m (150 - 161 m) und 210 m (202 - 212 m), sowie im Treibbecken (GE3) in 120 m (115 - 121 m) Tiefe.

Im Tiefenwasser des Treibbeckens (GE3, 120 m) sind die Wasseralter praktisch identisch mit den Werten in 90 m Tiefe, d. h. auf Schwellenhöhe, im Gersauer Becken. In Anbetracht der bekannten Fakten über den Austausch vom Gersauer- in den Urnersee (Kap. 7.1.3) liegt der Schluss nahe, dass das Treibbecken durch überströmendes Wasser aus dem Gersauer Becken gespült wird.

Der Urnersee

Im Urnersee (UR2) verfolgen wir die Entwicklung in Schwellenhöhe (90 m) sowie in Bodennähe (190 m). Zum Vergleich werden die Daten von GE3 noch einmal gezeigt.

Beim Tritium (Fig. 7.10a) zeigt sich erneut das bekannte Bild: Mit der Tiefe zunehmende Abbauraten und Homogenisierung bei ca. 27 TU am Ende der untersuchten Periode. Im Sommer 1992 war mithin die Tritiumverteilung im gesamten Hypolimnion des Vierwaldstättersees homogen. Einzig im Alpnachersee und im Epilimnion der tiefen Becken (eine Probe vom Nov. 92 bei GE2) lagen die Tritiumkonzentrationen mit rund 23 TU etwas tiefer, bedingt durch den Einfluss des rezenten Niederschlags.

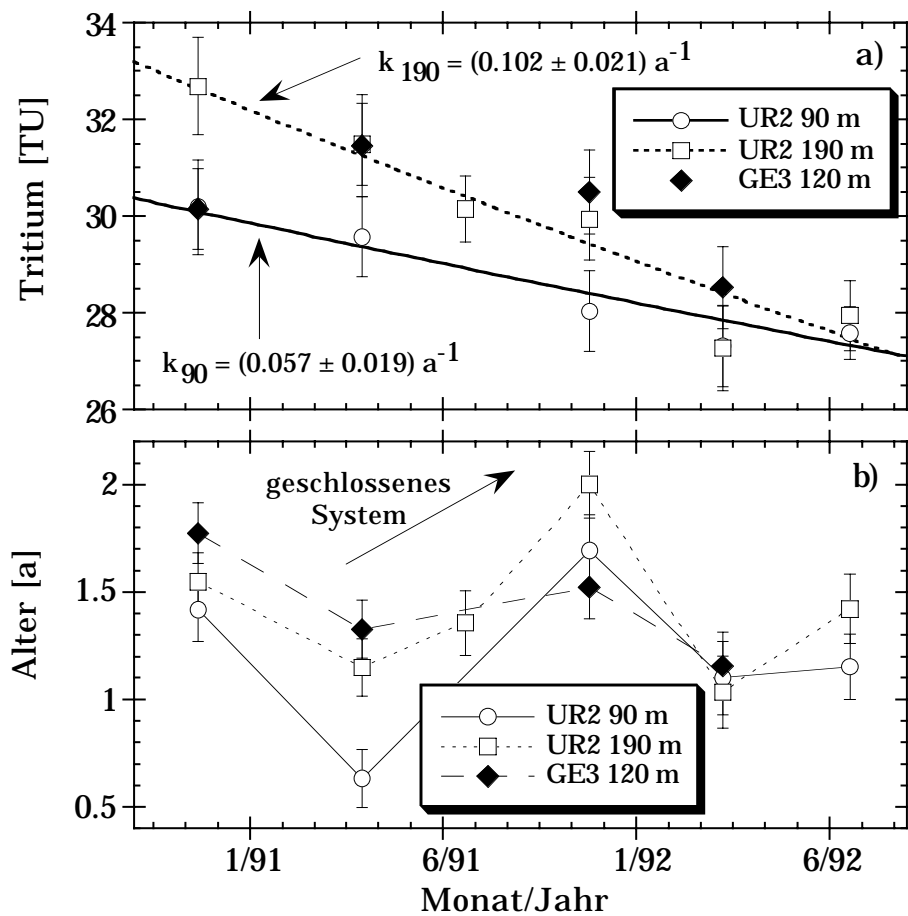


Fig. 7.10. Entwicklung des Tritiums (a) und des Wasseralters (b) im Urnersee (UR2) in den Tiefenstufen 90 m (Proben aus 77 - 91 m) und 190 m (182 - 192 m), sowie im Treibbecken in 120 m (115 - 121 m) Tiefe.

Das Wasseralter im Urnersee (Fig. 7.10b) ist zwar wie erwartet tiefer als im Gersauersee, für einen regelmässig zirkulierenden See sind jedoch die Minimalalter im Tiefenwasser mit über einem Jahr erstaunlich hoch. Überraschend ist auch die Zunahme des Alters im Sommer 91, welche in beiden Tiefenstufen schneller abläuft, als in einem geschlossenen System möglich ist. Dieses anomale Verhalten ist hier eher noch ausgeprägter als im Vitznauersee.

Im Urnersee gelingt ein Verständnis der Altersentwicklung nur durch Einbezug des Austausches mit dem Nachbarbecken. Das Alter im Treibbecken (GE3) ist mit Ausnahme des Novembers 91 stets höher als im gesamten Urnersee. Aus dem Gersauersee überströmendes Wasser kann daher die generell hohen Alter erklären, ebenso die schnelle Zunahme in 90 m Tiefe. Einzig für die Erklärung der überproportionalen Alterung im Tiefenwasser zwischen Juli und November 91 muss man sich mit dem Hinweis auf die Messfehler behelfen.

Im Gegensatz zum Vitznauer- und Gersauersee sticht im Urnersee der Winter 90/91 nicht besonders hervor. Das Ausmass von Verjüngung und Homogenisierung erscheint im Gegenteil im folgenden Winter eher grösser. Möglicherweise werden die wahren Verhältnisse jedoch durch den abnehmenden Einfluss des inzwischen verjüngten Gersauerseewassers verwischt.

7.4.2. Die Verteilung von Tritium und Wasseralter im gesamten See

Tritium

Als Beispiel für die Tritiumverteilung betrachten wir die Daten der umfangreichsten Probenahme im *Frühling 91* (Fig. 7.11 a). Dabei wurden – wie bei der zugehörigen Altersverteilung (Fig. 7.11c) – Daten vom März 91 aus Alpnachersee und Kreuztrichter mit Resultaten vom April 91 aus den tieferen Seebecken kombiniert. Die genauen Probenentnahmestellen sind in den Figuren 7.11 a - f durch Punkte markiert.

Im Frühjahr 1991 waren noch vertikale und horizontale Tritiumgradienten vorhanden, die sich im Laufe des folgenden Jahres ausglich (Kap. 7.4.1). Sie sind aber im Vergleich zum Messfehler von ca. ± 1 TU zu klein, um stichhaltige Folgerungen aus der Tritiumverteilung abzuleiten. Nur die grossräumigen Strukturen können mit Sicherheit identifiziert werden.

Klar sichtbar sind ein Konzentrationsminimum im Alpnachersee und ein etwa 10 TU höheres Maximum im Tiefenwasser des Gersauerbeckens. Dieses Maximum konnten schon Bezzegh et al. (1977) bei Untersuchungen der Tritiumverteilung im Vierwaldstättersee in den Jahren 1973 - 74 trotz geringerer Messgenauigkeit feststellen. Sie schlossen daraus, dass die betreffende Wassermasse überdurchschnittlich alt sei, was wir heute durch die Wasseralter bestätigen können. Ansonsten fanden sie eine homogene Tritiumverteilung mit Konzentrationen um 200 TU, rund 7 mal höher als heute.

Ein interessanter und durch mehrere Proben belegter Aspekt der Tritiumverteilung im April 91 sind die horizontalen Gradienten im Tiefenwasser des Gersauer- und des Urnersees. Sie finden sich auch in der Dichteverteilung (Fig. 7.3d) und im Wasseralter (Fig. 7.11c). Die Gesamtheit dieser Befunde ist ein starkes Indiz für abtauchende Strömungen über die Schwellen.

Wasseralter

Die Figuren 7.11b-f zeigen eine Zeitserie von Wasseraltersverteilungen entlang unseres Längsschnitts durch den See (vgl. Fig. 7.1). Ausgangspunkt ist die Verteilung des Wasseralters in den drei Hauptbecken im *November 90* (Fig. 7.11b). Trotz der geringen räumlichen Auflösung kann das generelle Muster erkannt werden. Wie in dieser Jahreszeit erwartet, sind oberhalb der Schwellen die horizontalen Gradienten klein. Unterhalb der Schwellen wächst das Alter sowohl im Obermatt- als auch im Gersauer Becken mit der Tiefe stark an. Die höchsten Alter von gegen 4 Jahren hat der Gersauersee seiner grösseren Tiefe zu verdanken.

Ganz anders ist die Situation im Urnersee. Hier zeigt sich das Tiefenwasser sehr homogen, ja die Probe in 190 m Tiefe ergibt sogar ein etwas kleineres Alter als in 120 m. Eine solche Altersinversion, d. h. eine Abnahme des Alters mit der Tiefe, kann nur durch advektive Prozesse zustande kommen, da die einzige Senke des Alters die Oberfläche ist. Die naheliegende und durch die Dichteverteilungen (Fig. 7.3a und b) gestützte Erklärung lautet wie folgt: Nach der Frühjahrszirkulation ungefähr im April war das Tiefenwasser homogen gemischt. Aus mittleren Tiefen des Gersauersees überstömendes Wasser führte zu einer Erhöhung des Alters, wobei die Einschichtung anfangs in Bodennähe, später jedoch in Tiefen um 120 m erfolgte (vgl. Fig. 7.4b). Im Laufe des Sommers entstand dadurch ein Altersmaximum in dieser Tiefe.

Völlig anders sieht die Altersverteilung im *März* (AL1 bis VI5) bzw. *April* (VI3 bis UR2) 1991 aus (Fig. 7.11c). Die höhere räumliche Auflösung erlaubt wesentlich detaillierte Aussagen. Im März ist der Alpachersee praktisch vollständig durchmischt und sehr jung. Sowohl vor der Horwer Bucht (VII) als auch im Kreuztrichter findet man eine durch mehrere Proben belegte Altersinversion. Ein Vergleich mit den Fig. 7.3c und 7.5c lässt keine Zweifel am Ursprung dieser Inversion offen: Es muss sich um abtauchendes Wasser aus dem Alpachersee handeln. Im April, zum Zeitpunkt der Probenahme in den tieferen Becken, konnte das Alpacherwasser nicht mehr abtauchen (s. Fig. 7.3d und 7.4a). Bei den dannzumal im Kreuztrichter genommenen Proben (nicht gezeigt), findet sich keine Inversion mehr. Die Spuren des Abtauchens werden also recht rasch verwischt.

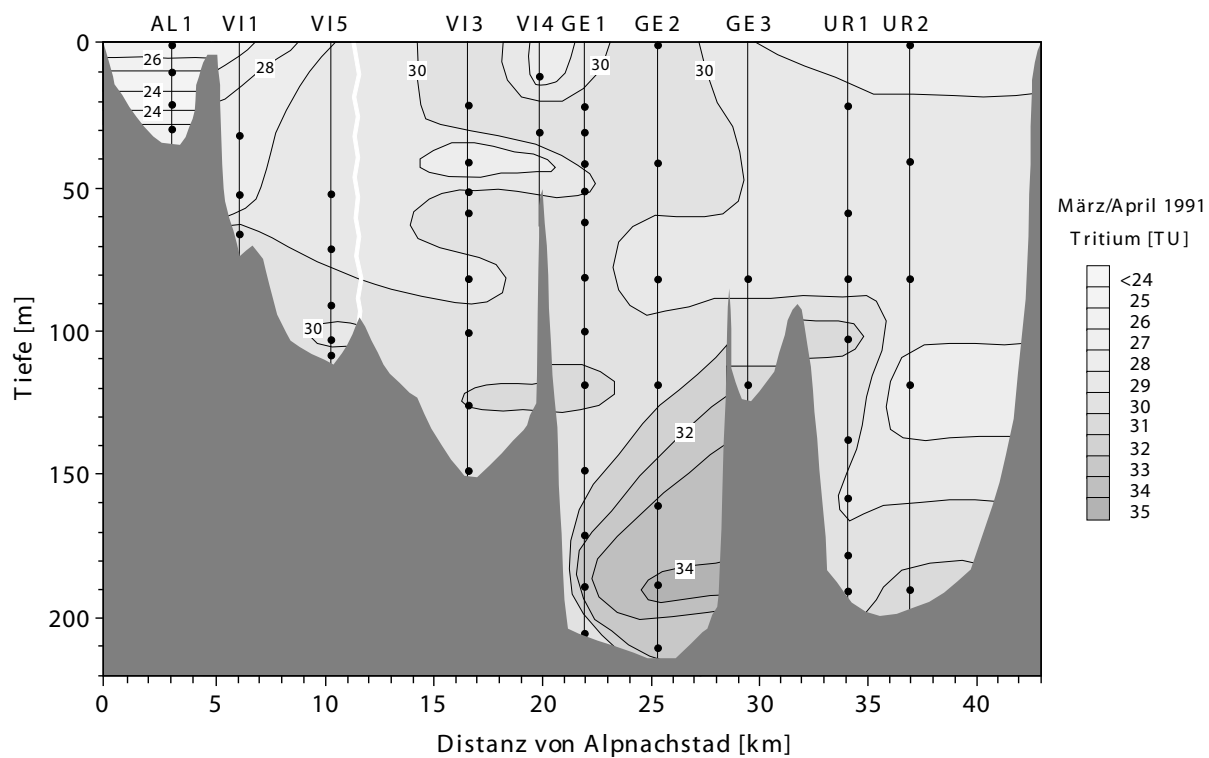


Fig. 7.11a. Tritiumverteilung im Vierwaldstättersee am 11.3. (AL1 - VI5) und 17./18. 4. (VI3 - UR2) 91.

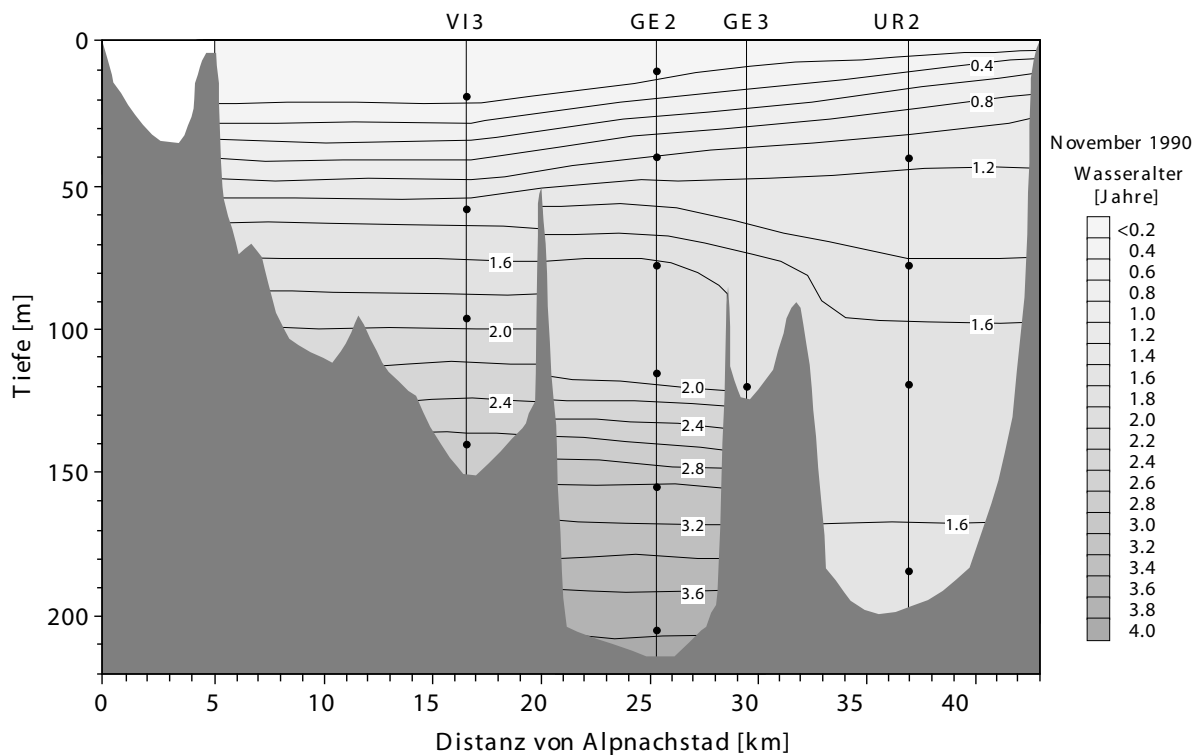


Fig. 7.11b. Wasseraltersverteilung im Vierwaldstättersee am 13. 11. 90.

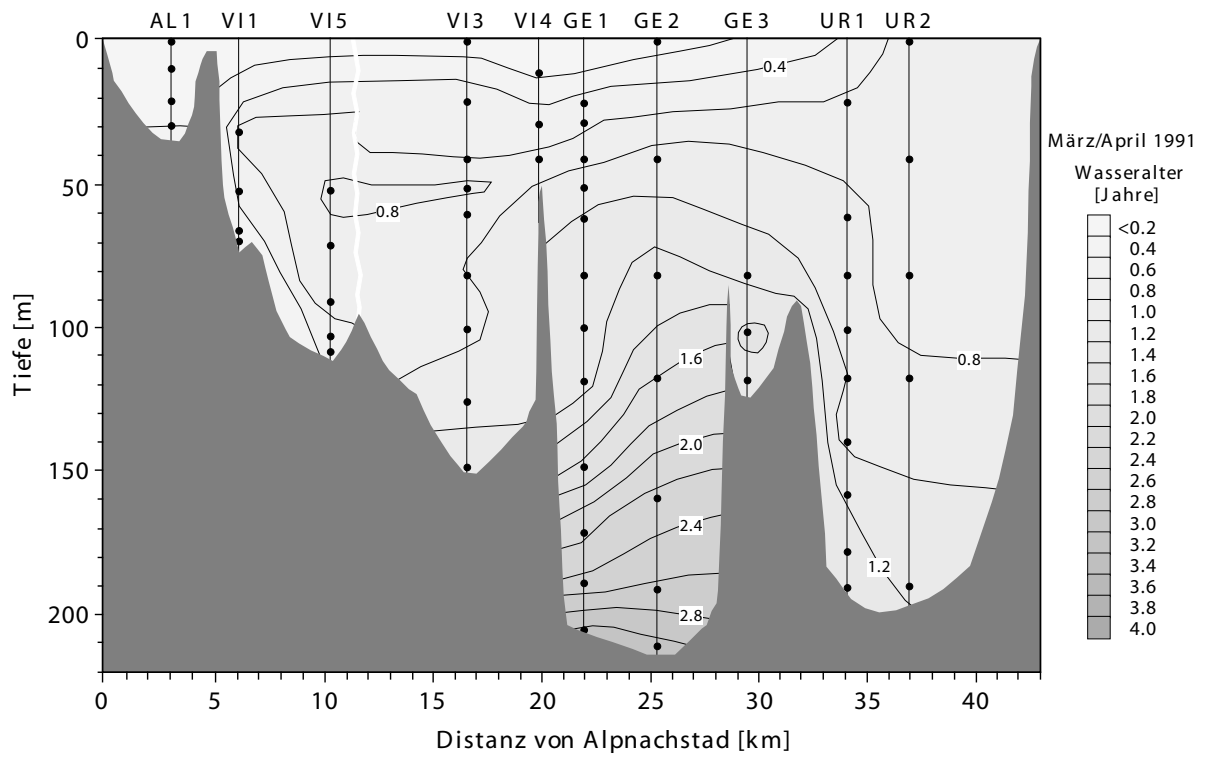


Fig. 7.11c. Altersverteilung im Vierwaldstättersee am 11.3. (AL1 - VI5) und 17./18. 4. (VI3 - UR2) 91.

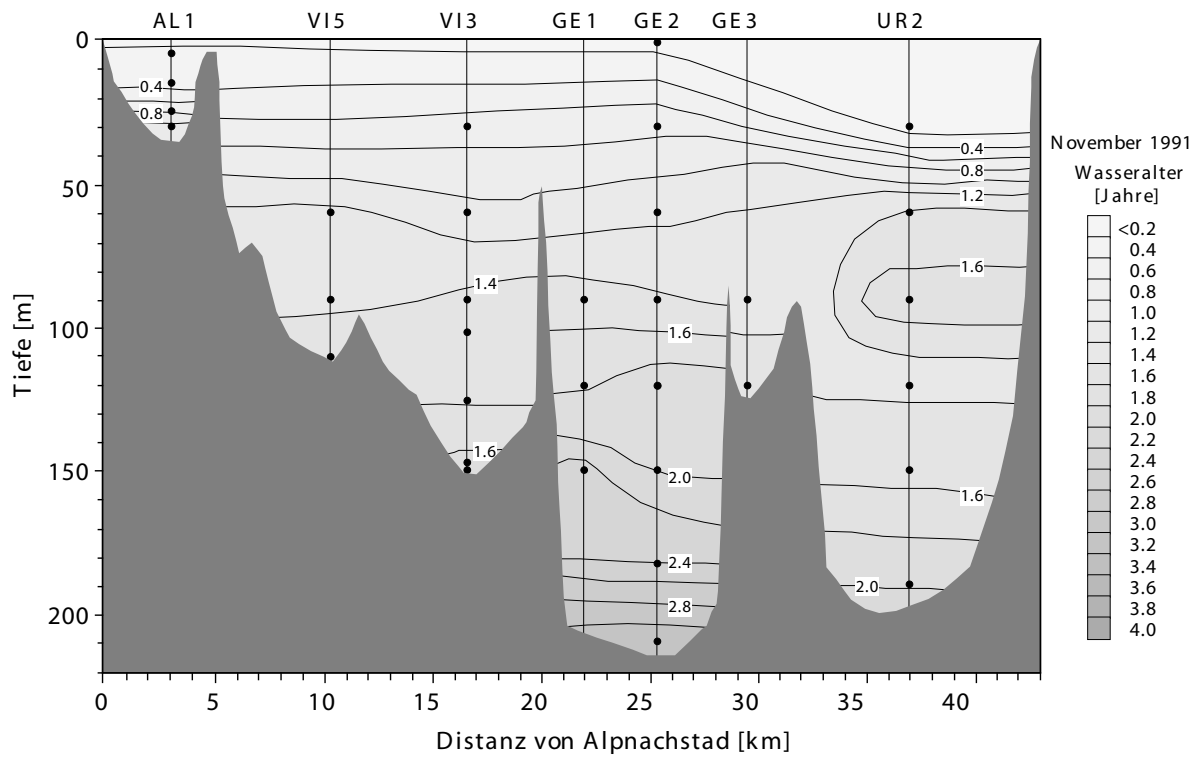


Fig. 7.11d. Altersverteilung im Vierwaldstättersee am 18./20. 11. 91.

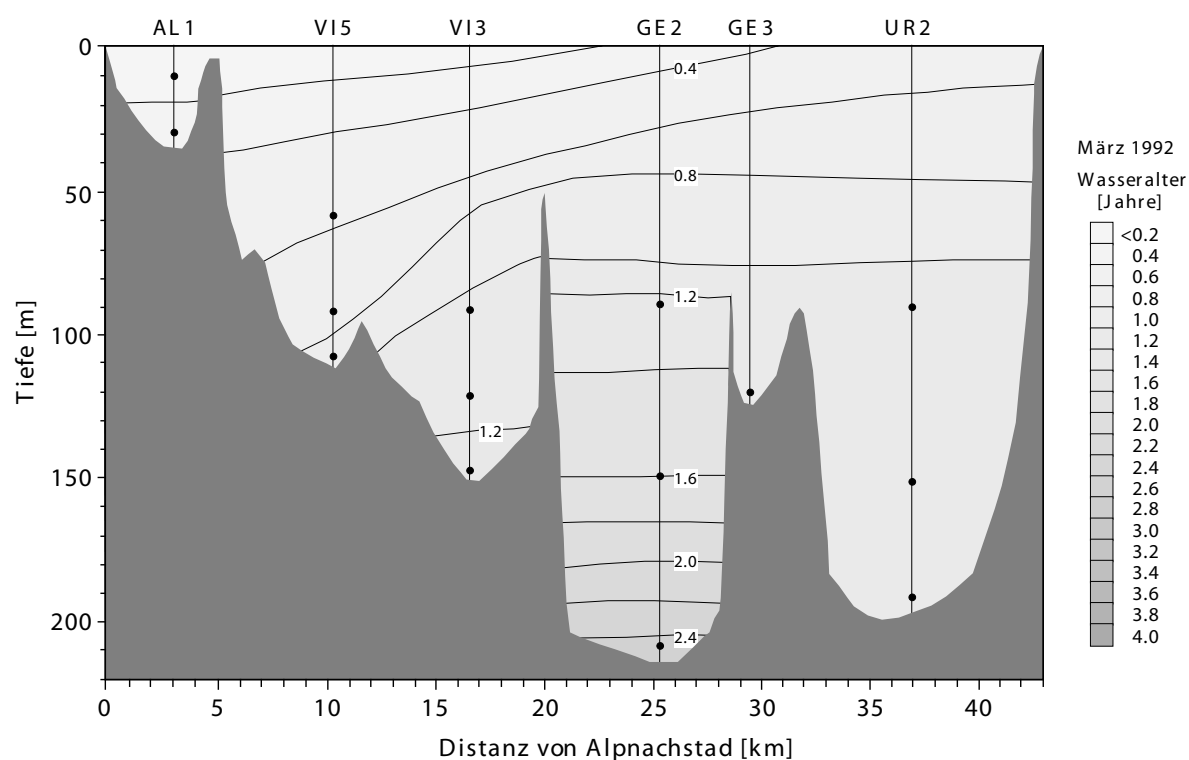


Fig. 7.11e. Altersverteilung im Vierwaldstättersee am 23./24. 3. 92.

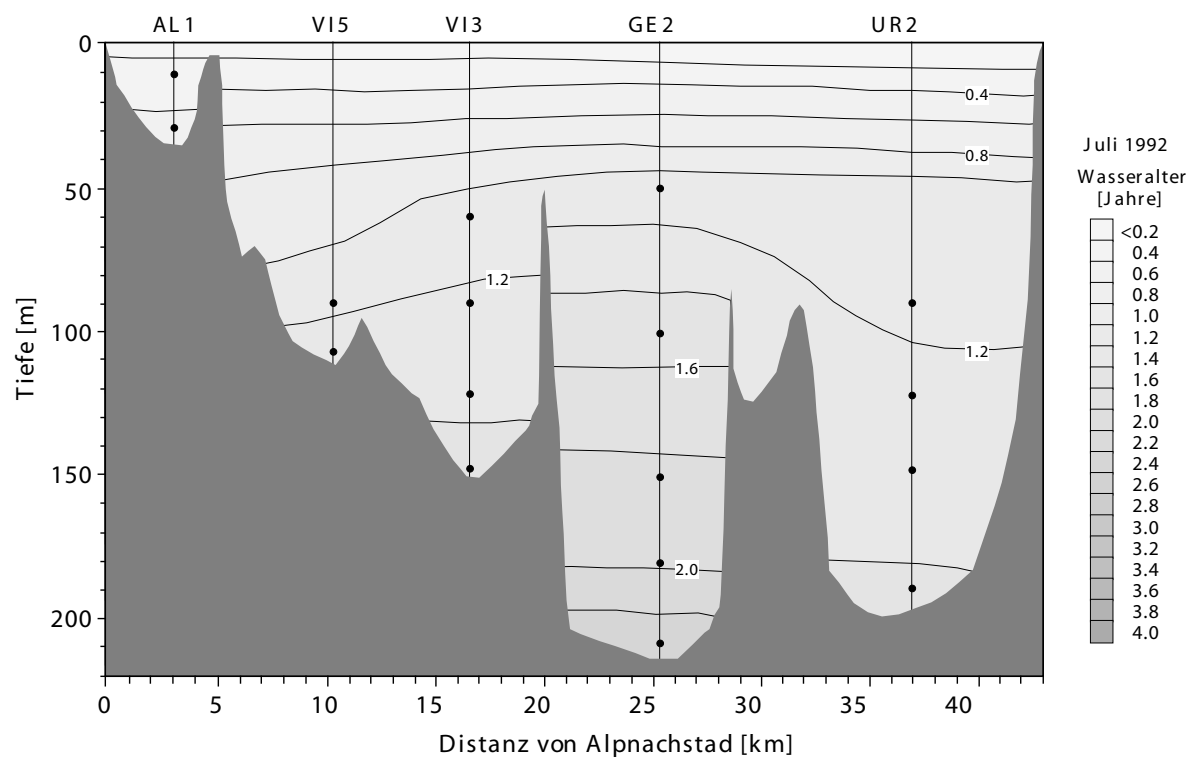


Fig. 7.11f. Altersverteilung im Vierwaldstättersee am 21./22. 7. 92.

Im Obermattbecken hat zwischen November 90 und April 91 eine eindruckliche Homogenisierung und Verjüngung stattgefunden. Ein interessantes, aber nicht signifikantes Detail ist das lokale Altersminimum bei der 100m-Probe im VI3-Profil vom April. Es könnte auf den horizontalen Ausgleich mit dem verjüngten Tiefenwasser im Kreuztrichter zurückgeführt werden. Ansonsten ist die Verjüngung im Obermattbecken eher vertikaler Zirkulation als Dichteströmungen zuzuschreiben.

Im Tiefenwasser des Gersauer Beckens ist neben der Verjüngung im Vergleich zum November 90 vor allem die Schrägstellung der Isolinien des Alters zu beachten. Die horizontale Inhomogenität passt zur Dichteverteilung (Fig. 7.3d) und deutet auf abtauchendes, vergleichsweise junges Wasser aus dem Obermattbecken hin.

Ähnliche horizontale Gradienten wie im Gersauersee, aber mit umgekehrtem Vorzeichen, findet man auch im Urnersee. Sie belegen das Abtauchen von relativ altem Wasser aus mittleren Tiefen des Gersauersees. Die intensive windinduzierte Mischung hat die oberen 100 m des Urnersees homogenisiert, was das hohe Alter an der Oberfläche erklärt.

Im *November 91* (Fig. 7.11d) wurde die herbstliche Altersverteilung etwas detaillierter untersucht als im Vorjahr. Im Alpnersee hat sich eine starke vertikale Altersschichtung etabliert. Im Vitznauersee sind keine Unterschiede mehr zwischen Kreuztrichter und Obermattbecken vorhanden. Das Alter ist seit dem April wieder angewachsen, erreicht aber bei weitem nicht mehr die Werte vom Vorjahr.

Im Gersauerbecken haben sich die horizontalen Gradienten aufgelöst, aber das Alter ist seit dem April kaum angewachsen. Umgekehrt hat im Tiefenwasser des Urnersees das Alter übermässig zugenommen. Beides deutet darauf hin, dass die Prozesse, welche die horizontalen Gradienten erzeugten, auch nach dem April noch weiter gewirkt haben.

Hochinteressant ist das erneute Auftreten einer Altersinversion im Urnersee. Im November 90 (Fig. 7.11b) lag ein Maximum in 120 m Tiefe vor, ein Jahr später ist es ein Minimum. Die Erklärung ist diesmal etwas komplizierter: In Schwellenhöhe im Gersauersee betrug das Alter sowohl im April als auch im November 91 ca. 1.2 a. Für das in den Urnersee überströmende Wasser kann daher stets dieser Wert eingesetzt werden. Wie Fig. 7.11c zeigt, bewirkte dieses Wasser im April eine Erhöhung des Alters am Grund des Urnersees. Die Ergebnisse von Wüest (1987) lassen vermuten, dass noch bis in den Juni hinein ein substantieller Austausch des Tiefenwassers im Urnersee stattfand. Dadurch wurden die Altersisoplethen angehoben. Zusammen mit der normalen Alterung dürfte der gesamte Bereich unterhalb der Schwelle im Juni ein Alter von ca. 1.2 a erreicht haben. Die weitere Alterung erzeugte bis zum November die in 90 und 150 m Tiefe beobachteten Alter von rund 1.6 a. Die vermutlich in abgeschwächter Form weiterlaufende Einschichtung aus dem Gersauersee erfolgte im Sommer in ca. 120 m Tiefe (vgl. Fig. 7.4b) und wirkte nun *verjüngend*. Sie erzeugte das beobachtete Minimum.

Dieses Szenario kann aber das Alter von 2 a in 190 m Tiefe nicht erklären. Dieses muss durch zeitweiligen Eintrag von mindestens 1.5 jährigem Wasser aus dem Gersauersee (z. B. infolge seiche pumping) entstanden sein. Allerdings ist die Abweichung des einen Messwertes zu wenig signifikant, um detaillierte Theorien daraus abzuleiten.

Die Fig. 7.11e und f zeigen die Altersverteilungen im *März und Juli 92*. In diesem Jahr wurde mit wesentlich geringerer räumlicher Auflösung als im Vorjahr praktisch nur das Tiefenwasser untersucht. Diese Verteilungen erlauben daher nur noch summarische Aussagen, die aber im wesentlichen die Befunde vom Vorjahr bestätigen.

Im *März* ist das Wasser im Kreuztrichter jünger als in gleicher Tiefe im Obermattbeken. Dies kann auf bessere vertikale Mischung oder auf den Einfluss des Alpnachersees zurückgeführt werden. Eine Altersinversion wurde allerdings nicht mehr festgestellt. Das Tiefenwasser des Urnersees weist dieselbe Charakteristik auf wie das Wasser in Schwellenhöhe im Gersauersee.

Der Einfluss des Gersauersees auf den Urnersee ist auch im *Juli* noch deutlich sichtbar. Im Vitznauersee hingegen sind die horizontalen Gradienten stark abgeschwächt worden. Im Tiefenwasser des Gersauersees hat eine gewisse vertikale Homogenisierung auch nach der Probenahme vom März weiter angedauert.

7.5. Ausmass und Ursprung der Tiefenwassererneuerung

In diesem Kapitel wird versucht, das Ausmass der Tiefenwassererneuerung im Vierwaldstättersee zu quantifizieren. Wenn möglich soll zwischen den Beiträgen der vertikalen Mischung in den einzelnen Becken bzw. der Austauschströmungen zwischen den Becken unterschieden werden. Wir konzentrieren uns auf die Wasseraltersdaten. Eine Abschätzung der Austauschflüsse aus den Temperatur- und Leitfähigkeitsdaten, wie sie von Wüest (1987) und Schlatter (1991) für den Urnersee durchgeführt wurde, ist mit den vorliegenden Daten schlecht möglich. Dazu fehlen Profile in den Monaten Mai und Juni, auf die sich die genannten Arbeiten stark abstützten. Den Berechnungen mit Hilfe des Wasseralters sind gewisse Grenzen gesetzt durch die räumliche und zeitliche Auflösung sowie die Genauigkeit der Daten.

Für die Berechnungen in diesem Kapitel wurde der See neben der horizontalen Gliederung in Teilbecken auch vertikal in 50 m dicke Schichten aufgeteilt. Die Einteilung ist im Längsschnitt in Fig. 7.1. schematisch dargestellt. Die Benennung der Boxen erfolgt durch die bereits bekannten Kürzel für die Teilbecken plus die folgenden, an die ozeanographische Nomenklatur erinnernden Buchstaben für die Tiefenschichten: S (surface) für 0 - 50 m, I (intermediate) für 50 - 100 m, D (deep) für 100 - 150 m, sowie B (bottom) für Tiefen grösser als 150 m. So bedeutet z. B. GED die Schicht zwischen 100 und 150 m Tiefe im Gersauer Becken. Für diese Boxen, sowie gewisse Kombinationen von

ihnen, wurden die volumengewichteten mittleren Alter für die fünf wichtigsten Probenahmen im November 90, April 91, November 91, März 92 und Juli 92 berechnet (vgl. die Fig. 7.11 b-f). Die Resultate dieser Berechnungen sind im Anhang B tabelliert.

7.5.1. Austauschraten in 2-Box-Modellen

In diesem Abschnitt konzentrieren wir uns auf die Entwicklung des Wasseralters τ_D in den vier Tiefenwasservolumen unterhalb 100 m im Kreuztrichter (KTD), Gersauer Becken (GED+B), Treibbecken (TRD) und Urnersee (URD+B). Jede Abweichung von der für geschlossene Systeme erwarteten Entwicklung gemäss $\partial\tau_D/\partial t = 1$ muss durch Mischung mit Wasser aus anderen Boxen erklärt werden. Prinzipiell stehen zwei Möglichkeiten zur Wahl: Erstens vertikale Mischung mit Wasser aus den oberen Schichten des jeweiligen Beckens, und zweitens horizontaler Austausch des Tiefenwassers durch abtauchende Dichteströmungen aus dem jeweiligen Nachbarbecken. Da eine eindeutige Trennung der beiden Prozesse oft nicht möglich ist, berechnen wir zuerst maximale Austauschraten für die Extremfälle nur vertikaler bzw. nur horizontaler Mischung. Damit reduziert sich das System auf ein 2-Box-Modell nach Kap. 5.5.2, und die Berechnung des Austausches kann analog zu (5.48) erfolgen:

$$V_{ex} = V_D \cdot \Delta t \cdot \frac{\Delta\tau_D/\Delta t - 1}{\bar{\tau}_{in} - \bar{\tau}_D} \quad [\text{m}^3] \quad (7.2)$$

mit: V_{ex} , V_D [m^3]: Ausgetauschtes Volumen bzw. Volumen der Tiefenwasserbox,
 $\bar{\tau}_{in}$, $\bar{\tau}_D$ [a]: zeitlich gemittelt Alter im zufließenden bzw. im Tiefenwasser,
 Δt [a]: Zeitspanne zwischen zwei Probenahmen,
 $\Delta\tau_D$ [a]: Alterszunahme im Tiefenwasser zwischen zwei Probenahmen.

Die Berechnungen umfassen die Veränderungen des Wasseralters in den vier Perioden Winter 90/91 (13. 11. 90 bis 18. 4. 91), Sommer 91 (18. 4. bis 20. 11. 91), Winter 91/92 (20. 11. 91 bis 23. 3. 92) sowie Frühling/Sommer 92 (23. 3. bis 21. 7. 92).

Die Tabellen 7.4 und 7.5 fassen die Resultate zusammen. Folgende Beobachtungen zu diesen Tabellen sind bemerkenswert:

Kreuztrichter und Obermattbecken

Im Winter wird das Tiefenwasser beider Becken mehrfach ausgetauscht ($V_{ex}/V_D \approx 2$). Es macht keinen grossen Unterschied, ob man diese Erneuerung durch vertikalen oder seitlichen Austausch erklärt.

Im Sommer findet kein signifikanter Austausch des Tiefenwassers statt. Teilweise ist die Alterung sogar etwas schneller als "erlaubt", weshalb der Austausch (nicht signifikant) negativ wird. Offenbar wird die im Winter starke vertikale Mischung schon ab März durch die thermische Schichtung effizient unterdrückt.

Vertikaler Austausch

von $V_S \rightarrow$ nach V_D (V_D [10^6 m 3])	Zeit (Δt)	Wi 90/91 (0.43 a)	So 91 (0.59 a)	Wi 91/92 (0.34 a)	Fr/So 92 (0.33 a)
KTS+I \rightarrow KTD (28.5)	V_{ex}^a V_{ex}/V_D	- ^b	-7.2 ± 12.8^c -25 %	56 ± 18 200 %	-11 ± 15^c -39 %
OMS+I \rightarrow OMD (451)	V_{ex}^a V_{ex}/V_D	990 ± 150 220 %	-67 ± 114^c -15 %	590 ± 140 130 %	110 ± 160 24 %
GES+I \rightarrow GED+B (1730)	V_{ex}^a V_{ex}/V_D	1470 ± 240 85 %	750 ± 250 43 %	1270 ± 260 73 %	380 ± 290 22 %
TRS+I \rightarrow TRD (39.0)	V_{ex}^a V_{ex}/V_D	50 ± 14 130 %	39 ± 16 100 %	49 ± 26 125 %	- ^b -
URS+I \rightarrow URD+B (1240)	V_{ex}^a V_{ex}/V_D	3200 ± 1000 260 %	26 ± 360 2 %	2490 ± 790 200 %	410 ± 540 33 %

Anm.: ^a in [10^6 m 3]. ^b keine Daten. ^c Austausch negativ da $\Delta\tau_D/\Delta t > 1$.

Tab. 7. 4. In den Zeitintervallen zwischen den Probenahmen ausgetauschte Volumina V_{ex} [10^6 m 3] sowie ihr Verhältnis zum jeweiligen Tiefenwasservolumen V_D [%] im Falle der Verjüngung durch vertikalen Austausch. Berechnet gemäss (7.2).

Horizontaler Austausch

von $V_S \rightarrow$ nach V_D (V_D [10^6 m 3])	Zeit (Δt)	Wi 90/91 (0.43 a)	So 91 (0.59 a)	Wi 91/92 (0.34 a)	Fr/So 92 (0.33 a)
ALS \rightarrow KTD (28.5)	V_{ex}^a V_{ex}/V_D	- ^b	-3.5 ± 6.2^c -12 %	35 ± 9 120 %	-5.8 ± 8.0^c -20 %
KTI+D \rightarrow OMD (451)	V_{ex}^a V_{ex}/V_D	950 ± 140 210 %	-130 ± 220^c -29 %	970 ± 290 220 %	160 ± 240 37 %
OMS+I \rightarrow GED+B (1730)	V_{ex}^a V_{ex}/V_D	1260 ± 190 73 %	660 ± 220 38 %	1060 ± 210 61 %	310 ± 230 18 %
GEI \rightarrow TRD (39.0)	V_{ex}^a V_{ex}/V_D	250 ± 270 650 %	150 ± 130 380 %	220 ± 340 560 %	- ^b -
TRI+D \rightarrow URD+B (1240)	V_{ex}^a V_{ex}/V_D	$(-13 \pm 15) \cdot 10^3$ -1100 % ^d	200 ± 2800 20 %	$(20 \pm 42) \cdot 10^3$ 1600 %	-1300 ± 2200 -100 % ^d

Anm.: ^a in [10^6 m 3]. ^b keine Daten. ^c Austausch negativ da $\Delta\tau_D/\Delta t > 1$. ^d Austausch negativ da $\tau_{ex} > \tau_D$.

Tab. 7. 5. Austauschvolumina V_{ex} [10^6 m 3] sowie ihr Verhältnis zum jeweiligen Tiefenwasservolumen V_D [%] im Falle der Verjüngung durch horizontalen Austausch. Berechnet gemäss (7.2).

Gersauer Becken

Im Gersauer Becken ist der relative winterliche Austausch (60 - 80 %) deutlich geringer als im Vitznauersee. Die absoluten Volumenflüsse sind dennoch grösser (über $1000 \cdot 10^6$ m 3 pro Winter). Sie sind kaum allein auf Dichteströmungen aus dem Vitznauersee zurückzuführen. Vermutlich spielt die vertikale Mischung im Winter eine wesentliche Rolle bei der Tiefenwassererneuerung.

Interessanterweise ergeben sich auch im Sommer signifikante Austauschraten von 20 - 40 %. Dies deutet darauf hin, dass zum Zeitpunkt der Frühjahrsprobenahmen (März/

April) die Tiefenwassererneuerung noch nicht abgeschlossen ist. Falls die Erneuerung im Sommer auf dem Austausch mit dem Vitznauersee beruht, resultieren Volumenflüsse von $660 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ in 7 Monaten für 1991 und $310 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ in 4 Monaten für 1992. Eine unter 100 m Tiefe abtauchende Strömung aus dem Vitznauersee ist jedoch gemäss Fig. 7.4b höchstens bis im Juni möglich. Für die Zeit von Mitte April bis Mitte Juni 91 ergibt sich demnach als Maximalwert für den Fluss ca. $330 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{Monat}$. Restriktiver ist der entsprechende Wert für die Periode März bis Juni 92 mit rund $100 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{Monat}$. Dieses letztere Resultat ist in Übereinstimmung mit den Abschätzungen aus Kap. 7.3.

Treibbecken

Beim Treibbecken ist der Unterschied der Jahreszeiten noch geringer als im Gersauer Becken. Über der Schwelle zwischen Gersauer- und Treibbecken bestehen praktisch das ganze Jahr hindurch horizontale Dichtegradienten (s. Fig. 7.3). Dagegen findet die vertikale Mischung nur im Frühjahr statt. Es ist daher anzunehmen, dass das relativ kleine Tiefenvolumen des Treibbeckens ganzjährig durch den Austausch mit dem Gersauer Becken beherrscht wird. Die dazu notwendigen Volumenflüsse sind mit $(20 - 50) \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{Monat}$ in allen untersuchten Perioden deutlich kleiner als die von Wüest (1987) berechneten $300 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{Monat}$ für den Fluss in den Urnersee im Frühling .

Urnersee

Die Entwicklung des Wasseralters im tiefen Urnersee lässt sich auf den ersten Blick sehr gut durch vertikale Mischung allein erklären. Wie im Vitznauersee sind die Austauschraten im Winter grösser als 200 %, im Sommer aber praktisch null. Dagegen ergeben die Berechnungen mit horizontalem Austausch vom Gersauersee ziemlich seltsame Resultate. Die Begründung ist, dass das Alter im zufließenden Wasser stets grösser oder annähernd gleich dem Alter im Urnersee-Tiefenwasser ist. Die im Winter beobachtete Verjüngung kann daher nicht durch horizontalen Austausch erklärt werden. Falls ein solcher Austausch stattfindet, müssen im Gegenteil die vertikalen Austauschraten erhöht werden, um den entsprechenden Altersfluss ins Tiefenwasser zu kompensieren. Die vertikalen Raten sind daher als Minimalwerte zu betrachten. Gibt man z. B. im Winter 90/91 einen Fluss aus dem Gersauersee von $300 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{Monat}$ vor, so muss die vertikale Erneuerung von 260 auf 290 % erhöht werden.

Diese Betrachtungsweise führt beim Urnersee zu keiner Einschränkung des Austauschflusses. Wir müssen versuchen, einzelne Situationen genauer zu analysieren.

7.5.2. Quantifizierung ausgewählter Austauschvorgänge

In diesem Kapitel wird versucht, ausgewählte Situationen, die vermutlich mit dichtegetriebenen Strömungen zusammenhängen, quantitativ zu erfassen.

Die Altersinversion im Kreuztrichter im März 91

Das wohl überzeugendste Signal einer abtauchenden Dichteströmung sind die kleinen Alter am Grund des Kreuztrichters im März 91 (s. Fig. 7.11 c). Sie sind verbunden mit einem Leitfähigkeitsanstieg (vgl. Fig. 7.5), was die Interpretation als Einschichtung aus dem Alpachersee stützt. In Fig. 7.12 wird der Zusammenhang zwischen Wasseralter und Leitfähigkeit an den Stationen VII und VI5 im März 91 verdeutlicht.

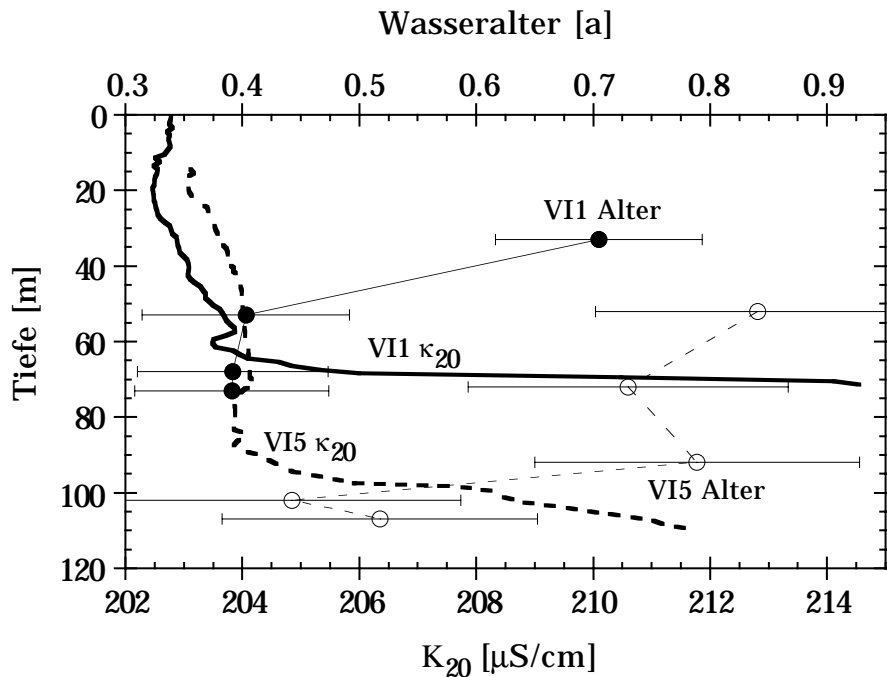


Fig. 7.12. Profile der Leitfähigkeit (κ_{20}) und des Wasseralters vor der Horwer Bucht (VII) und im Kreuztrichter (VI5) am 11. 3. 1991. Die Bodenschicht zeichnet sich durch hohe Leitfähigkeit und tiefe Alter aus.

Als ersten Ansatz können wir annehmen, dass die Profile bei VII und VI5 ursprünglich homogen waren, und später in Bodennähe durch Wasser aus dem Alpachersee verändert wurden. Die Eigenschaften der Bodenschicht vor der Horwer Bucht (VII B: $\kappa_{20} \approx 214 \mu\text{S/cm}$, $\tau \approx 0.4 \text{ a}$) bzw. im Kreuztrichter (VI5 B: $\kappa_{20} \approx 211 \mu\text{S/cm}$, $\tau \approx 0.5 \text{ a}$) sind dann durch eine Mischung des darüberliegenden Wassers (VII: $\kappa_{20} \approx 203 \mu\text{S/cm}$, $\tau \approx 0.7 \text{ a}$, VI5: $\kappa_{20} \approx 204 \mu\text{S/cm}$, $\tau \approx 0.8 \text{ a}$) mit Wasser aus dem Alpachersee (AL: $\kappa_{20} \approx 320 \mu\text{S/cm}$, $\tau \approx 0 \text{ a}$) zu erklären. Bei diesem Ansatz führen die beiden Tracer jedoch zu stark unterschiedlichen Mischungsverhältnissen (aus κ_{20} : AL/VII $\approx 1/10$, AL/VI5 $\approx 1/16$; aus τ : AL/VII $\approx 1/1.3$, AL/VI5 $\approx 1/1.7$).

Der Widerspruch kann mit der Annahme ausgeräumt werden, dass sich das Alpacherwasser schon in Oberflächennähe stark mit jungem Wasser aus dem Vitznauersee vermischt. Wüest (1987) hat für die Einschichtung der Reuss in den Urnersee gezeigt, dass sich die Leitfähigkeit im Strahl nach wenigen hundert Metern durch Einmischung von Umgebungswasser den Werten im See annähert. In unserem Fall erniedrigt sich durch

Einmischung die Leitfähigkeit des abtauchenden Stromes, ohne dass das Alter wesentlich ansteigt. Eine frühe Mischung im Verhältnis $AL/VI \approx 1/5$ ergäbe für das abtauchende Wasser eine Zusammensetzung ($\kappa_{20} \approx 223 \mu\text{S/cm}$, $\tau \approx 0 \text{ a}$), die zu konsistenten Mischungsverhältnissen führt.

Die Mischungsrechnung mit dem Wasseralter ergibt den Anteil des gesamten zugeströmten Wassers am Tiefenvolumen unterhalb 100 m des Kreuztrichters (KTD). Er beträgt ca. 40 % oder $11 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. Die Leitfähigkeit hingegen zeigt, dass nur ca. 6 % des Tiefenwassers ($1.7 \cdot 10^6 \text{ m}^3$) tatsächlich aus dem Alpnachersee stammen. Bei einem winterlichen Abfluss von rund $10 \text{ m}^3/\text{s}$ (vgl. Tab. 7.1 und 7.2) liefert der Alpnachersee dieses Volumen in nur 2 Tagen. Dies zeigt, dass die Dichteströmung aus dem Alpnachersee im Winter massgeblich zur Tiefenwassererneuerung im Kreuztrichter beiträgt. Aus Fig. 7.4a geht hervor, dass das Wasser aus dem Alpnachersee während ca. 3 Monaten (Mitte Dez. bis Mitte März) an den Grund des Kreuztrichters abzutauchen vermag. Mit einem Einmischungsverhältnis von 1 : 5 ergibt sich ein totaler Fluss von $470 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, was dem Volumen des Kreuztrichters unterhalb 60 m Tiefe entspricht. Selbst ohne Einmischung genügt der Abfluss des Alpnachersees zur Erneuerung des Volumens unterhalb 90 m Tiefe.

Der horizontale Gradient im Gersauer Becken im April 91

Eine Möglichkeit zur Abschätzung des Flusses vom Vitznauer- in den Gersauersee bietet die Differenz des Wasseralters zwischen GE1 und GE2 im April 91 (s. Fig. 7.11c). Als Ansatz wählen wir wieder eine einfache Mischungshypothese. Das mittlere Alter unterhalb 100 m Tiefe bei GE1 ($1.73 \pm 0.06 \text{ a}$) wird durch Mischung von Wasser bei GE2 ($2.13 \pm 0.07 \text{ a}$) mit einem Zustrom aus den oberen 100 m des Obermattbeckens ($0.62 \pm 0.06 \text{ a}$) erklärt. Demnach stammen 26 % des Tiefenwassers bei GE1 aus dem Obermattbecken. Die Schwierigkeit besteht in der Abschätzung des durch GE1 repräsentierten Volumens. Schätzt man dieses auf 25 % des Volumens des Gersauer Beckens, so erhält man für den Zustrom aus dem Obermattbecken ein Volumen von $(110 \pm 20) \cdot 10^6 \text{ m}^3$. Dies entspricht 6.5 % des gesamten Tiefenwasservolumens unterhalb 100 m Tiefe. Es ist auch schwer abzuschätzen, in welcher Zeit dieser Zustrom erfolgt ist. Die Abschätzungen des Flusses in den Kapiteln 7.3 und 7.5.1 ergeben eine benötigte Zeit von maximal einem Monat, was vernünftig erscheint. Die verschiedenen Ansätze liefern somit einigermassen konsistente Resultate.

Der horizontale Gradient im Urnersee im April 91

Analog zum vorherigen Abschnitt kann der Fluss vom Gersauer- in den Urnersee aus dem horizontalen Gradienten des Wasseralters zwischen UR1 und UR2 im April 91 (s. Fig. 7.11c) abgeschätzt werden. Leider sind jedoch hier die Altersunterschiede sehr klein. Das mittlere Alter unterhalb 100 m Tiefe bei UR1 liegt mit $(1.05 \pm 0.06) \text{ a}$ etwa in der Mitte zwischen den Werten bei UR2 ($0.96 \pm 0.10 \text{ a}$) und im Zustrom aus dem

Treibbecken (1.16 ± 0.08 a). 45 % des Tiefenwassers bei UR1 stammen demnach aus dem Treibbecken. Schätzt man wie oben den Anteil des durch UR1 repräsentierten Volumens auf 25 % des Urnersees, so erhält man für den Zustrom aus dem Treibbecken ein Volumen von $(140 \pm 140) \cdot 10^6 \text{ m}^3$ (11 % des Tiefenwasservolumens unterhalb 100 m). Ein Vergleich dieser sehr unsicheren Abschätzung mit den Resultaten von Wüest (1987) zeigt, dass der beobachtete Gradient in nur 2 Wochen aufgebaut werden kann. Diese Zeitspanne ist konsistent mit der Abschätzung für das Gersauer Becken.

Das Altersmaximum in 120 m Tiefe im Urnersee im November 90.

Im November 90 ergab die Probe aus 120 m Tiefe im Urnersee ein höheres Alter als die Probe am Grund (vgl. Fig. 7.11b). Dies lässt sich durch Einschichtung von älterem Wasser aus dem Treibbecken erklären. Fig. 7.4b zeigt, dass spätestens ab Juli die Einschichtung in die Tiefenstufe URD (100 -150 m) erfolgt. Da das Alter in der Box URD praktisch identisch mit demjenigen in TRI+D (unterhalb 50 m im Treibbecken) ist, muss das gesamte Volumen von URD ($750 \cdot 10^6 \text{ m}^3$) ersetzt worden sein. In den 5 Monaten von Juli bis November ergäbe dies einen minimalen Fluss von $150 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{Monat}$, allerdings mit einem Fehler von ± 100 %.

Das Altersminimum in 120 m Tiefe im Urnersee im November 91.

Das Pendant zur Beobachtung im Vorjahr ist ein Altersminimum im November 91 (s. Fig. 7.11d). Die analoge Mischungsrechnung zwischen den Boxen TRI+D und sowie dem Mittelwert von URI und URB ist diesmal etwas besser definiert und ergibt einen sommerlichen Volumenfluss von $(90 \pm 50) \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{Monat}$ in die Box URD. Dies ist nur ein Drittel des Flusses, der gemäss Wüest (1987) in den Monaten Mai und Juni ins tiefe Hypolimnion des Urnersees abtaucht. In Anbetracht der Dichteunterschiede aus Fig. 7.4b erscheint ein derart reduzierter Fluss als durchaus realistisch.

7.5.3. Zusammenfassung der Ergebnisse zur Tiefenwassererneuerung

Aus den Berechnungen in den vorangegangenen Abschnitten lässt sich zusammen mit den Einschichtungstiefen aus Fig. 7.4b abschätzen, in welchem Masse welche Prozesse in den verschiedenen Jahreszeiten zur Tiefenwassererneuerung beitragen. Es sei darauf hingewiesen, dass die im folgenden genannten Zahlen nur grobe Richtwerte sind, die vielleicht helfen können, zukünftige Experimente zu ihrer genaueren Bestimmung zu planen.

Kreuztrichter: Schon im Dezember und Januar kann eine substantielle Erneuerung durch den vom Alpnachersee getriebenen Dichtestrom stattfinden. Der totale Volumenfluss beträgt ca. $150 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{Monat}$ und spült das kleine KTD-Volumen ($30 \cdot 10^6 \text{ m}^3$) in kurzer Zeit. Das Abtauchen wird im März durch die oberflächliche Erwärmung gestoppt. Danach werden die Spuren rasch durch vertikale Mischung verwischt.

Obermattbecken: Hier sind keine eindeutigen Spuren von dichtegetriebenen Strömungen zu erkennen. Die vertikale Mischung dominiert die Tiefenwassererneuerung. Sie erreicht im März/April ihren Höhepunkt und kann von Jahr zu Jahr stark variieren. Im Winter 90/91 war sie mit einem Eintrag von $1000 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ (220 % des OMD-Volumens) überdurchschnittlich stark.

Gersauer Becken: Wasser aus dem Obermattbecken kann etwa zwischen Februar und Mai in grössere Tiefen des Gersauer Beckens vordringen. Der Fluss liegt in der Größenordnung von $100 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{Monat}$. Dies ergibt insgesamt einen Austausch von 15 bis 20 % des Tiefenwassers. Total werden im Winter, vor allem im März/April, jedoch rund 80 % des Tiefenwassers erneuert. Die vertikale Mischung spielt demnach wahrscheinlich die Hauptrolle bei der Erneuerung im Gersauersee.

Treibbecken: Das kleine Treibbecken wird ganzjährig durch einen Zustrom von Wasser aus dem Gersauer Becken beherrscht. Der Fluss ist vermutlich gross genug, um das Volumen von $40 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ unterhalb 100 m Tiefe einmal monatlich auszutauschen.

Urnersee: Auch hier scheint praktisch ständig Wasser aus dem Gersauersee via Treibbecken zuzufliessen. Zwischen Februar und Mai taucht dieser Zustrom in maximale Tiefen ab. Der beste Wert für den Fluss sind nach wie vor die $300 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{Monat}$ von Wüest (1987). Sie entsprechen einer monatlich Erneuerung von 25 % des Tiefenwassers. Sehr stark ist jedoch im Urnersee auch die vertikale Mischung. Sie bringt jeden Winter eine Erneuerung von 200, vielleicht sogar eher 300 % zustande.

In den Sommermonaten schichtet sich Gersauerseewasser im Urnersee bei ca. 120 m Tiefe ein. Der Fluss ist dann reduziert auf rund $100 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{Monat}$.

7.6. Heliumfluss und Sauerstoffzehrung

7.6.1. Radiogenes Helium im Vierwaldstättersee

Bei der Diskussion der Fig. 4.4a, 4.5c, 4.6b und 4.7c in Kap. 4.3.2 ist der Urnersee im Vergleich zum Vitznauer- und Gersauersee durch besonders hohe Heliumüberschüsse aufgefallen. Es ist überraschend, dass seine Heliumanomalien die Werte in den wesentlich schlechter durchmischten Nachbarbecken übertreffen. Dies deutet auf einen überdurchschnittlichen Heliumfluss im Urnersee hin. Rätselhaft ist auch die Tiefenabhängigkeit der Heliumanomalien im Urnersee (Fig. 4.4a). Die Überschüsse nehmen nicht wie im Zuger- und Luganersee mit der Tiefe zu, sondern im Mittel leicht ab.

Zu erwarten wäre im Fall einer räumlich und zeitlich homogenen Quelle eine Korrelation des Heliumüberschusses mit der Aufenthaltszeit, d. h. dem Wasseralter. Die Figuren 7.13a und b zeigen für den Urnersee den Vergleich des Alters, das praktisch proportional zum ^3He -Überschuss ist, mit dem ^4He -Überschuss. Die beiden Grössen

weisen viele Parallelen auf. Aber die maximalen Werte finden sich beim ^4He im Bereich oberhalb ca. 80 m anstatt in grösster Tiefe wie beim Alter.

Die überraschende Abnahme des ^4He -Gehaltes mit der Tiefe lässt sich weitgehend mit dem Zustrom aus dem Gersauersee erklären. Das Verhältnis von ^4He -Überschuss zu Wasseralter ist im Gersauersee deutlich kleiner als im Urnersee. Das zuströmende Wasser kann das Alter im Urnersee erhöhen, während es den ^4He -Gehalt immer senkt. Dadurch wird die Korrelation zwischen dem ^4He -Überschuss und dem Alter im Urnersee gestört.

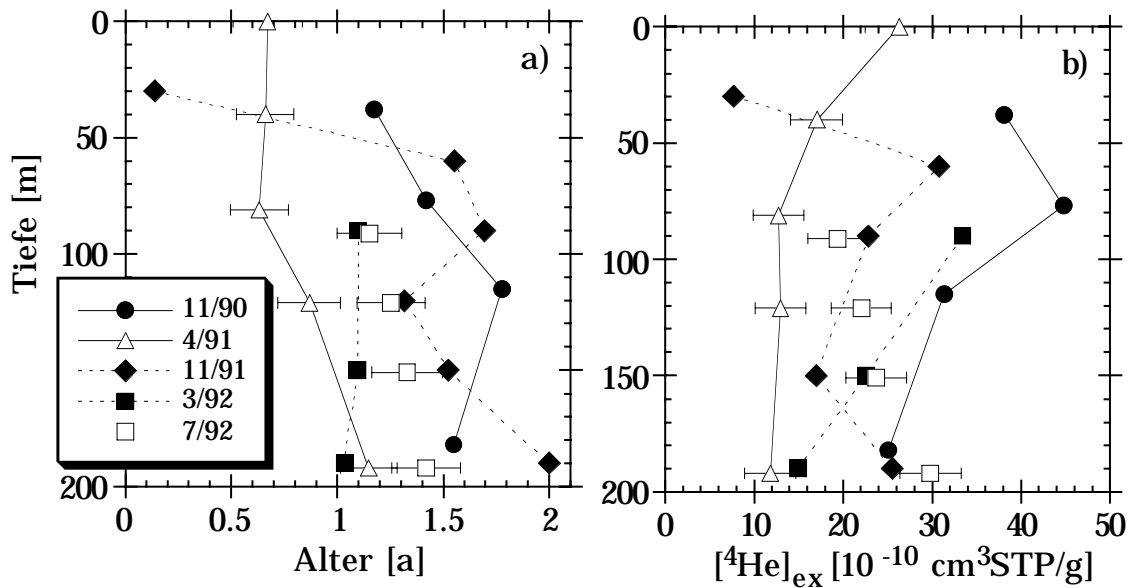


Fig. 7.13. Profile des Wasseralters (a) und des Heliumüberschusses (b) im Urnersee (UR2).

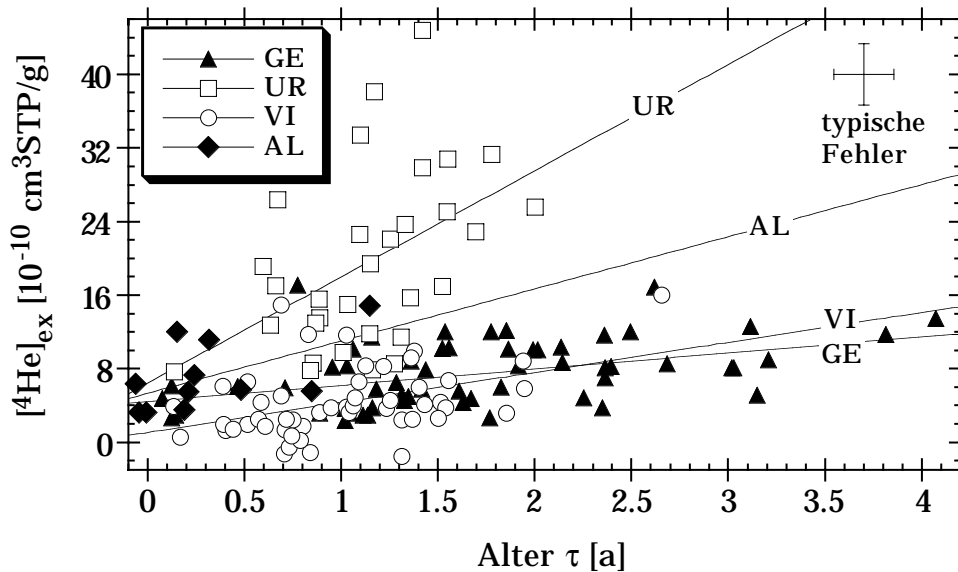


Fig. 7.14. Korrelation von Wasseraltern und Heliumüberschüssen in den Becken des Vierwaldstättersees. AL: Alpnachersee (AL1), VI: Vitznauersee (VI1, 3 und 5), GE: Gersauersee (GE1, 2 und 3), UR: Urnersee (UR1 und 2). Es sind die Daten sämtlicher Probenahmen einbezogen.

Fig. 7.14 zeigt die ^4He -Alter-Korrelation für die vier Teile des Vierwaldstättersees. Die Punkte vom Urnersee streuen am stärksten um die zugehörige Regressionsgerade. Dennoch tritt der Unterschied zwischen dem Urnersee und den anderen Becken klar zutage. Der pro Alterseinheit akkumulierte ^4He -Überschuss ist im Urnersee mehr als 6 mal grösser als im Gersauersee. Da die mittleren Tiefen der beiden Becken praktisch identisch sind, bleibt dieses Verhältnis auch für die nach (5.56) berechneten Heliumflüsse erhalten (s. Tab. 7.6). Dagegen braucht der Fluss im seichten Alpachersee nicht besonders gross zu sein, um die beobachteten Überschüsse hervorzubringen.

Die aus den Steigungen der Regressionsgeraden der ^4He -Überschüsse gegen die Wasseralter (Fig. 7.14) berechneten ^4He -Flüsse sind in Tab. 7.6 zusammengefasst und den Resultaten aus Kap. 6 für den Zuger- und Luganersee gegenübergestellt. Die Werte für Alpacher-, Vitznauer- und Gersauersee sind ähnlich und vergleichbar mit dem Resultat des nahegelegenen Zugersees. Sie sind etwas tiefer als Abschätzungen für den mittleren radiogenen Fluss aus der Kruste ($3 \cdot 10^{10}$ Atome $\text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$, s. Kap. 2.3.2). Der Heliumfluss im Urnersee dagegen übertrifft den Fluss in den Nachbarbecken um einen Faktor 7, den typischen krustalen Fluss um einen Faktor 5 und den Fluss im Luganersee um einen Faktor 3. Tatsächlich dürfte der Fluss im Urnersee sogar noch höher sein als aus der Korrelation von Alter und Heliumüberschuss berechnet. Denn ohne das aus dem Gersauersee eingetragene Wasser wäre der Urnersee jünger und hätte höhere Überschüsse, also einen höheren Fluss.

See	^4He -Akkumulationsrate [$10^{-10} \text{ cm}^3 \text{STP g}^{-1} \text{ a}^{-1}$]	mittlere Tiefe [m]	^4He -Fluss [10^{10} Atome $\text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$]
Alpachersee	5.7 ± 2.8	22	1.1 ± 0.5
Vitznauersee	3.3 ± 1.0	75	2.1 ± 0.6
Gersauersee	1.8 ± 0.5	146	2.2 ± 0.6
Urnersee	11.5 ± 4.0	144	14 ± 5
Zugersee	2.3 ± 0.4	84	1.6 ± 0.3
Luganersee	3.3 ± 0.2	171	4.8 ± 0.3

Tab. 7. 6. ^4He -Akkumulationsraten aus linearen Regressionen der ^4He -Überschüsse gegen die Wasseralter in den Becken des Vierwaldstättersees (s. Fig. 7.14), sowie im Zuger- und Luganersee (s. Kap. 6). Der ^4He -Fluss wird gemäss (5.56) durch Multiplikation mit der mittleren Tiefe berechnet.

Erklärungen des überdurchschnittlichen Heliumflusses im Urnersee können zur Zeit nur spekulativ sein. Vielleicht am wahrscheinlichsten ist der Eintrag von krustalem Helium durch Unterwasserquellen. Die den Urnersee umgebenden karstigen Gesteinsformationen der Axen- und der Drusbergdecke liegen so, dass ein Ausfluss von Karstwasser in den Urnersee möglich ist (Schindler, pers. Mitteilung). Denkbar wäre auch eine Heliumfreisetzung im Zusammenhang mit einer Bruchzone, die den Urnersee unterhalb des Fronalpstockes schneidet (Geologische Karte der Schweiz, 1:500'000). Derartige

Brüche gibt es jedoch auch in anderen Seebecken. Es sind uns keine Hinweise auf besondere Aktivität des Bruches im Urnersee bekannt.

Im Frühling 1992 musste eine absturzgefährdete Felspartie direkt über dem Urnersee gesprengt werden. Ein Zusammenhang des Heliumflusses mit den Felsbewegungen, die zur Lösung der betreffenden Platte geführt hatten, kann nicht festgestellt werden.

In der Urserenmulde, im oberen Einzugsgebiet der Reuss, sind punktuelle Anomalien der Uranmineralisation vorhanden (Gilliéron, 1988). Ein möglicherweise dadurch erhöhter Urangehalt der Urnerseesedimente ist jedoch nicht ausreichend zur Erklärung des erhöhten ^4He -Flusses. Der mittlere krustale Heliumfluss von $3 \cdot 10^{10}$ Atomen $\text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$ beruht auf der Produktion in einer 20 km dicken kontinentalen Kruste mittleren Urangehaltes. Die Urankonzentration im ca. 300 m mächtigen Urnerseesediment müsste demnach zwei Größenordnungen höher sein, um denselben Fluss hervorzubringen, was ausgeschlossen werden kann.

7.6.2. Sauerstoffzehrung im Vierwaldstättersee

Die Sauerstoffzehrung im Vierwaldstättersee, speziell im Urnersee, hat manchen Autoren Kopfzerbrechen bereitet. Sowohl Ambühl (1969) als auch Van Senden et al. (1990) fanden im Urnersee stärkere Zehrung als im Gersauersee, wofür sie keine befriedigende Erklärung fanden. Wüest et al. (1988) wiesen auf die Bedeutung von Dichteströmungen, sowohl von den Zuflüssen als auch vom Gersauersee ausgehend, für den Sauerstoffhaushalt des Urnersees hin. Angesichts des Ausmasses des Austausches zwischen Gersauer- und Urnersee ist klar, dass der dadurch bedingte Sauerstofftransport bei der Berechnung einer Zehrungsrate berücksichtigt werden muss.

Wenn im Vierwaldstättersee ebenso wie im Zuger- und Luganersee (Kap. 6) eine Korrelation zwischen Sauerstoffdefizit und Alter vorliegt, so wird das Verhältnis dieser beiden Größen, welches der Zehrungsrate entspricht, durch den Austausch nicht verändert. Das durch den Austausch mitveränderte Wasseralter – nicht die effektiv verstrichene Zeit – ist die korrekte Zeitskala für die Berechnung von Zehrungsraten im Urnersee.

Fig. 7.15 zeigt die Korrelationen zwischen Sauerstoffdefizit ΔO_2 und Wasseralter τ für alle verfügbaren Daten aus dem Vierwaldstättersee, getrennt für die vier Seeteile berechnet. Die Korrelationen sind schlechter als beim Zuger- und Luganersee. Dies kommt daher, dass hier Daten aus allen Tiefen eingehen, auch aus grösster Tiefe, wo das Sedimentfläche/Volumen-Verhältnis $\Delta A/\Delta V$ stark ansteigt. Die entsprechende Zunahme des Sauerstoffdefizits wird im Alter nicht gespiegelt.

Trotzdem geben die in Fig. 7.15 gezeigten linearen Regressionen zumindest ein grobes Mass für die Sauerstoffzehrung. Die Regressionsgeraden für Gersauer- und Urnersee fallen fast zusammen. Die entsprechenden Zehrungsraten J von $(1.8 \pm 0.2) \text{ g m}^{-3} \text{ a}^{-1}$ für den Gersauersee und $(2.0 \pm 0.5) \text{ g m}^{-3} \text{ a}^{-1}$ für den Urnersee sind nicht signifikant ver-

schieden. Das eingangs geschilderte Problem der höheren Zehrung im Urnersee entfällt bei Anwendung des Wasseralters als Zeitskala.

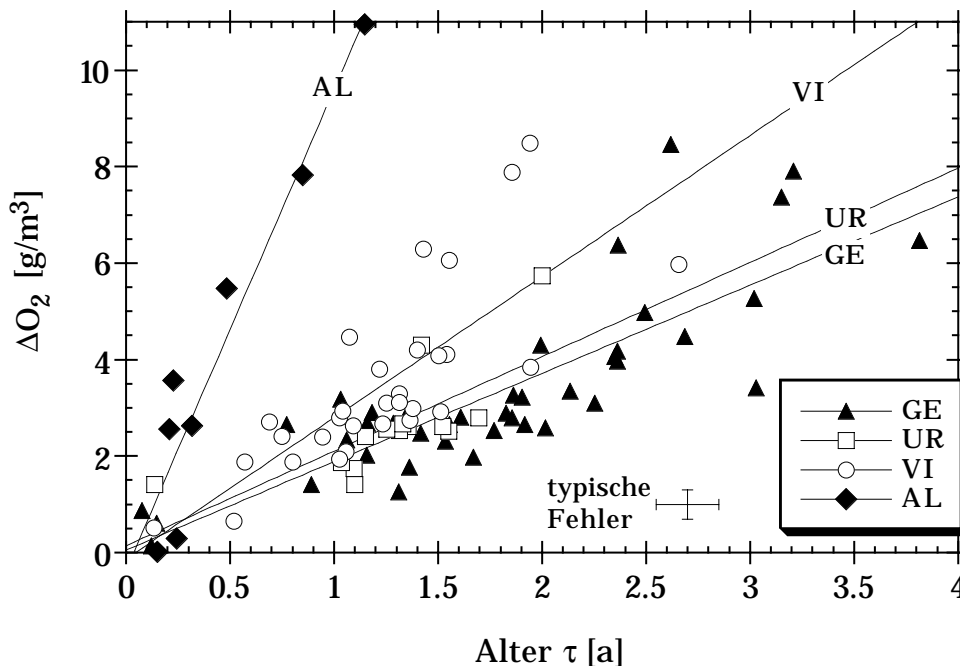


Fig. 7.15. Korrelation von Wasseralter und Sauerstoffdefizit in den Becken des Vierwaldstättersees. AL: Alpnachersee (AL1), VI: Vitznauersee (VI3 und 5), GE: Gersauersee (GE1, 2 und 3), UR: Urnersee (UR2). Es sind sämtliche Probenahmen mit Sauerstoffdaten einbezogen.

Hingegen ergeben sich signifikant höhere Zehrungsraten im Vitznauersee mit $(2.9 \pm 0.5) \text{ g m}^{-3} \text{ a}^{-1}$ und vor allem im Alpnachersee mit $(10.0 \pm 1.3) \text{ g m}^{-3} \text{ a}^{-1}$. Als Begründung könnte ein höherer Trophiegrad im Alpnachersee angeführt werden. Ein andere wichtige Ursache ist jedoch die in seichteren Seen grössere Bedeutung der Flächenzehrung. Es stellt sich daher die Frage, inwieweit die Unterschiede in den totalen Zehrungsraten zwischen den Becken durch deren Morphometrie bestimmt werden. Um diese Frage zu beantworten, versuchen wir die totale Zehrung gemäss dem in Kap. 5.6.4 beschriebenen Verfahren in ein Volumen- und ein Flächenzehrung zu zerlegen. Im ersten Schritt wird die Zehrungsrate mit (5.63) für jede einzelne Probe berechnet, um die Tiefenabhängigkeit untersuchen zu können.

Fig. 7.16 zeigt die Tiefenprofile der Zehrungsraten an den tiefsten Stellen des Gersauersees (GE2), des Urnersees (UR2) sowie des Vitznauersees (VI3). Die höchste Zehrung findet man nicht nur unmittelbar über Grund, sondern auch in den obersten 50 Metern. Dazwischen sind die Zehrungsraten niedrig. Dieser Befund ist im Einklang mit den Resultaten von Ambühl (1969) und Van Senden et al. (1990). Zum Vergleich sind in Fig. 7.16 die 10jährigen Mittelwerte (1965 bis 74) der Zehrung im Gersauer- und Urnersee von Van Senden et al. (1990) gezeigt. In mittleren Tiefen stimmen die mit der klassischen Methode (s. Kap. 5.6.4) gewonnenen Resultate gut mit den mit Hilfe des Wasseralters bestimmten Werten überein. Im obersten und untersten Bereich sind sie hinge-

gen etwas höher. Insgesamt kann Fig. 7.16 als Verifikation der hier gewählten Methode zur Bestimmung der Sauerstoffzehrung angesehen werden.

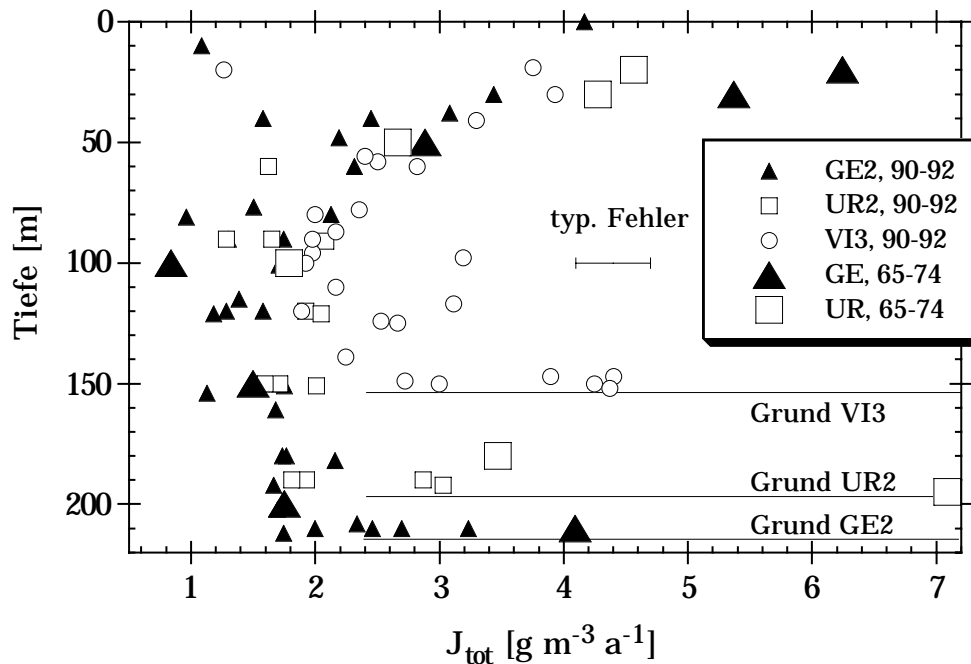


Fig. 7.16. Tiefenabhängigkeit der totalen Sauerstoffzehrungsrate J_{tot} . Kleine Symbole stehen für die mit Hilfe des Wasseralters nach (5.63) aus Daten der Jahre 1990 bis 92 berechneten Zehrungsrate an den tiefsten Stellen des Gersauersees (GE2), Urnersees (UR2) und des Vitznauersees (VI3). Die grossen Symbole bezeichnen mit der klassischen Methode gewonnene Mittelwerte der Jahre 1965 bis 74 im Gersauer- und Urnersee, gemäss Van Senden et al. (1990).

Während die Zunahme der Zehrung gegen den Beckengrund hin mit dem zunehmenden Sedimentflächenanteil erklärt werden kann, passt das Zehrungsmaximum im Metalimnion, d. h. in der Zone der starken Dichteschichtung zwischen Epi- und Hypolimnion, nicht ins Schema der Volumen- und Flächenzehrung. Das Phänomen eines metalimnischen Sauerstoffminimums (d. h. Zehrungsmaximums) ist natürlich altbekannt. Livingstone (1988) gibt dafür eine Reihe von Erklärungen (geringe Turbulenz, hohe Temperatur, Einschichtung des Zooplanktons etc.) mit den entsprechenden Referenzen an.

Für die Zerlegung der Zehrung in Volumen- und Flächenanteil müssen im Vierwaldstättersee die Proben aus den obersten 60 m weggelassen werden, da sie offenbar durch die metalimnische Zehrung beeinflusst sind. Die übrigen Proben des Gersauersees wurden 10 m dicken Schichten zugeteilt, um die zu jeder Probe berechneten totalen Zehrungsrate J_{tot} gegen das Sedimentfläche/Volumen-Verhältnis $\Delta A/\Delta V$ der jeweiligen Schicht aufzutragen (Fig. 7.17). Dies ist die übliche Methode zur Zerlegung in Volumen- und Flächenzehrung (Kap. 5.6.4), nur dass hier Daten mehrerer Jahre gemeinsam verwendet wurden. Zum Vergleich wurden wiederum die 10jährigen Mittelwerte von Van Senden et al. (1990) mit einbezogen.

Analoge Zerlegungen der Zehrung in diversen Seen (Bossard und Gächter, 1981; Livingstone, 1988 und Referenzen darin; Scheidegger, 1992) ergaben uniforme Volumenzehrungsraten von einigen (typisch 4) $\text{g m}^{-3} \text{a}^{-1}$ und stark vom Trophiegrad abhängige Flächenzehrungsraten zwischen 27 und $340 \text{ g m}^{-2} \text{a}^{-1}$. Im Vergleich zu diesen Resultaten ergeben die beiden in Fig. 7.17 dargestellten Datensätze vom Gersauersee ausserordentlich kleine Werte sowohl für die Volumenzehrung (unsere Daten: $J_V = (1.51 \pm 0.04) \text{ g m}^{-3} \text{a}^{-1}$, Van Senden et al.: $J_V = (0.93 \pm 0.20) \text{ g m}^{-3} \text{a}^{-1}$), als auch für die Flächenzehrung (unsere Daten: $J_A = (4.2 \pm 0.5) \text{ g m}^{-2} \text{a}^{-1}$, Van Senden et al.: $J_A = (19 \pm 6) \text{ g m}^{-2} \text{a}^{-1}$). Diese Werte können nicht für den gesamten Vierwaldstättersee gelten, denn sie erklären die höheren totalen Zehrungsraten im Vitznauer- und Alpnachersee nicht. Ursache für die stärkere Zehrung in diesen Becken dürfte ihre höhere biologische Produktivität sein.

Allerdings zeigt Fig. 7.17 auch, dass die Zerlegung in Volumen- und Flächenzehrung nicht sehr zuverlässig ist. Die Methode krankt daran, dass $\Delta A/\Delta V$ in den untersten 20 m rasant ansteigt. In der tiefsten Schicht (205 bis 214 m) ist $\Delta A/\Delta V$ 7 mal höher als in der darüberliegenden. Daher sind die linearen Korrelationen der Zehrungsraten mit $\Delta A/\Delta V$ nicht gleichmässig abgestützt. Die beiden in Fig. 7.17 gezeigten Datensätze ergeben stark verschiedene Regressionsgeraden, obwohl sie sich nur im Punkt aus 210 m Tiefe unterscheiden. Dem Wert aus der untersten Schicht kommt entscheidende Bedeutung zu. Es ist möglich, dass die Zehrungsbestimmung mit dem Wasseralter in diesem Bereich mit oft sehr grossen O_2 - aber kleinen ^3He -Gradienten versagt. Wenn das zutrifft, eignen sich die aus dem Wasseralter gewonnenen Zehrungsraten nicht für die übliche Methode zur Trennung von Volumen- und Flächenzehrung.

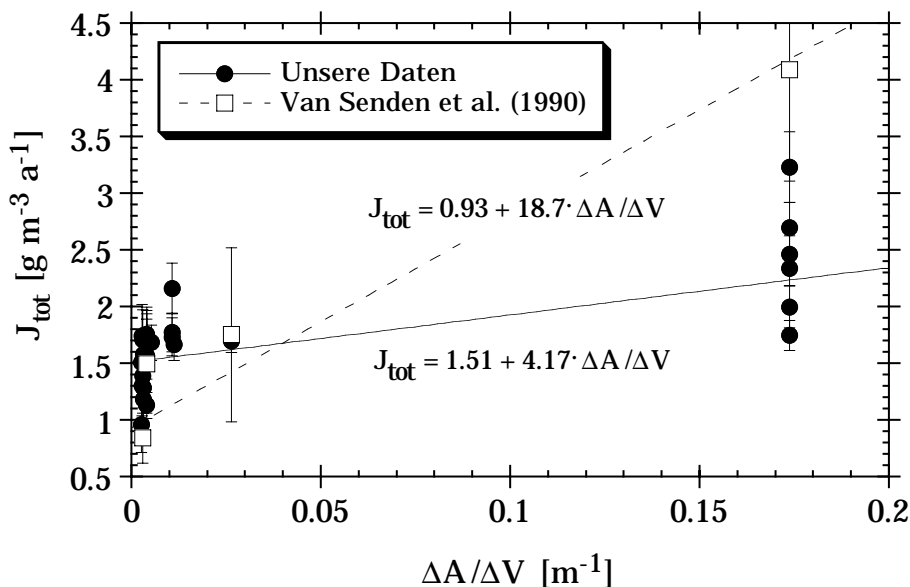


Fig. 7.17. Sauerstoffzehrungsraten J_{tot} im Gersauersee (vgl. Fig. 7.16), aufgetragen gegen das Sedimentfläche/Volumen-Verhältnis $\Delta A/\Delta V$ der jeweiligen 10m-Tiefenschicht. Nur Daten unterhalb 60 m Tiefe wurden berücksichtigt. Zum Vergleich sind die Resultate von Van Senden et al. (1990) gezeigt.

7.6.3. Vergleich der Sauerstoffzehrung in verschiedenen Seen

Ein anderer Weg zur Zerlegung der totalen Zehrung in einen Volumen- und einen Flächenanteil besteht im Auftragen der mittleren Zehrungsrate ganzer Seen gegen das Inverse ihrer mittleren Tiefe \bar{h} . Diese Darstellung ist das Analogon zu Fig. 7.17, denn wenn die betrachtete Schicht den ganzen See umfasst, geht $\Delta A/\Delta V$ in $A_0/V = 1/\bar{h}$ über. Mathias und Barica (1980) haben die unter Eisbedeckung gemessenen Sauerstoffzehrungsraten aus 70 kleinen kanadischen Seen so dargestellt. Aus der Steigung der Regressionsgeraden schlossen sie auf die Flächenzehrung, für die sie eine Abhängigkeit vom Trophiegrad feststellen konnten. Aus dem y-Achsenabschnitt schlossen sie auf eine konstante Volumenzehrung von ca. $4 \text{ g m}^{-3} \text{ a}^{-1}$.

Die Regression von Sauerstoffdefizit gegen Wasseralter ergibt mittlere Zehrungsraten für ganze Seen. Um die Datenbasis zu erweitern, wurde diese Methode auf einige weitere Seen, von denen wir über die entsprechenden Daten verfügen, angewandt (Tab. 7.7).

See	Kürzel	J [$\text{g m}^{-3} \text{ a}^{-1}$]	\bar{h} [m]	$\Delta A/\Delta V [\text{m}^{-1}]$	r	n
Alpnachersee	AL	10.0 ± 1.3	22	0.045	0.95	8
Vitznauersee	VI	2.9 ± 0.5	75	0.013	0.77	30
Gersauersee	GE	1.8 ± 0.2	146	0.0068	0.83	42
Urnersee	UR	2.0 ± 0.5	144	0.0069	0.72	14
Zugersee (130 m)	ZG	2.60 ± 0.10	83	0.0100	0.982	27
Luganersee (90 m)	LU	0.83 ± 0.08	171	0.0033	0.985	5
Genfersee	GF	1.9 ± 0.3	152	0.0066	0.94	8
Neuenburgersee	NE	2.9 ± 0.5	65	0.015	0.87	11
Weinfelder Maar	WM	9.9 ± 3.2	27	0.037	0.81	7
Gemündener Maar	GM	10.9 ± 1.5	18	0.056	0.98	4

Tab. 7.7. Sauerstoffzehrungsraten J aus linearen Regressionen des Sauerstoffdefizits gegen das Wasseralter in verschiedenen Seen. Dazu sind die mittleren Seetiefen \bar{h} und das Sedimentfläche/Volumen-Verhältnis $\Delta A/\Delta V$ aufgeführt. Es gilt $\Delta A/\Delta V = 1/\bar{h}$, ausser für Zuger- und Luganersee, wo sich die Regression sowie $\Delta A/\Delta V$ auf die oxische Schicht beschränken (s. Kap. 6). Angegeben sind ferner die Korrelationskoeffizienten r und die Anzahl Proben n.

In der Darstellung der Zehrungsraten aus Tab. 7.7 gegen $1/\bar{h}$ wurden auch die Regressionsgeraden von Mathias und Barica (1980) für oligotrophe bzw. eutrophe Seen eingetragen, um den direkten Vergleich zu ermöglichen (Fig. 7.18). Es besteht eine hohe Korrelation zwischen den Zehrungsraten und dem Sedimentfläche/Volumen-Verhältnis. Die Regressionsgerade verläuft aber ganz anders als die von Mathias und Barica (1980) berechneten. Fig. 7.18 führt insgesamt zu Schlussfolgerungen, die denjenigen von Mathias und Barica diametral entgegengesetzt erscheinen. Erstens ist die Volumenzehrung (y-Achsenabschnitt) nicht $4 \text{ g m}^{-3} \text{ a}^{-1}$ sondern mit $(0.20 \pm 0.12) \text{ g m}^{-3} \text{ a}^{-1}$ nahezu null. Zweitens scheint die Flächenzehrung unabhängig vom Trophiegrad zu sein, denn trotz ihrer diesbezüglichen Unterschiede fallen alle hier betrachteten Seen auf dieselbe Gerade. Der anscheinend universelle Wert der Flächenzehrung beträgt $(227 \pm 14) \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$.

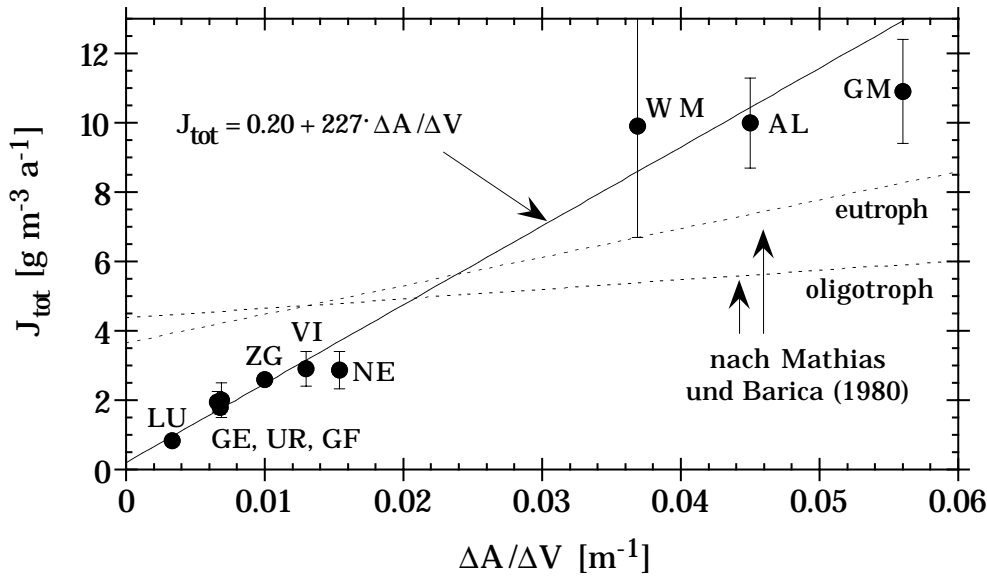


Fig. 7.18. Korrelation der Sauerstoffzehrungsraten aus Tab. 7.7 mit dem Sedimentfläche/Volumen-Verhältnis $\Delta A/\Delta V$. Die beiden Grössen sind stark korreliert ($r = 0.998$, $n = 10$). Zum Vergleich sind die Regressionsgeraden aus Mathias und Barica (1980) für eutrophe und oligotrophe Seen gezeigt. Zur Erläuterung der Kürzel für die Seen s. Tab. 7.7.

Für die Erklärung der Diskrepanz ist von entscheidender Bedeutung, dass sich die von uns bzw. von Mathias und Barica (1980) untersuchten Seen sehr stark in ihrer Grösse und mittleren Tiefe unterscheiden. Die kanadischen Kleinseen von Mathias und Barica sind in der grossen Mehrheit nur wenige Meter tief. Nur 4 der 70 Seen fallen in den in Fig. 7.18 dargestellten Bereich mit $\Delta A/\Delta V \leq 0.06$. Deshalb kann die Regression mit diesen Daten den y-Achsenabschnitt nicht so genau definieren wie mit unseren Daten, die viel näher am Nullpunkt liegen. Mathias und Barica erwähnen denn auch, dass ihr Wert von $4 \text{ g m}^{-3} \text{ a}^{-1}$ *nicht signifikant von null verschieden* ist.

Eine Volumenzehrung von $4 \text{ g m}^{-3} \text{ a}^{-1}$ kann für tiefe Seen nicht gültig sein, denn alle unsere *totalen* Zehrungsraten in Seen mit mittleren Tiefen über 50 m sind kleiner als dieser Wert. Diese Resultate werden gestützt durch unabhängige Bestimmungen mit anderen Methoden, z. B. Müller (1993) für den Zugersee oder Ambühl (1969) bzw. Van Senden et al. (1990) für den Vierwaldstättersee. Auch im etwas seichteren Lungernsee ($\bar{h} \approx 30 \text{ m}$) fanden Bossard und Gächter (1981) nur eine Volumenzehrungsrate von $2 \text{ g m}^{-3} \text{ a}^{-1}$. Dagegen erhielt Livingstone (1988) im Aegerisee ($\bar{h} = 49 \text{ m}$) mit $3.9 \text{ g m}^{-3} \text{ a}^{-1}$ den erwarteten Wert und Scheidegger (1992) im Hallwilersee ($\bar{h} = 29 \text{ m}$) teilweise sogar noch höhere Werte.

Offenbar ist die Ausdehnung der Korrelation zwischen Zehrungsrate und Fläche/Volumen-Verhältnis von flachen Seen auf tiefe nicht gültig. Umgekehrt kann unsere Regressionsgerade, die mit Daten von relativ tiefen Seen gewonnen wurde, nicht beliebig weit auf flache Seen extrapoliert werden, sonst ergeben sich eklatante Widersprüche zwischen den vorhergesagten und den gemessenen Zehrungsraten. Auch die Methode mit

dem Vergleich verschiedener Seen zur Separation von Volumen- und Flächenzehrung ist demnach problematisch.

Bei den mit Hilfe des Wasseralters gewonnenen Daten besteht auch eine Diskrepanz zwischen dem Vergleich verschiedener Seen in Fig. 7.18 und dem Tiefenverlauf der Zehrungsrate in den einzelnen Seen, wie er in den Fig. 7.16. und 7.17 zum Ausdruck kommt. Dort wurde gezeigt, dass der Sauerstoffverbrauch keineswegs nur am Sediment, sondern insbesondere im Metalimnion stattfindet. Das führt uns zur Hypothese, dass die sogenannte Volumenzehrung in Wirklichkeit auf das Metalimnion beschränkt ist. Tatsächlich treten im Metalimnion des Vierwaldstättersees Werte um $4 \text{ g m}^{-3} \text{ a}^{-1}$ auf, wie sie für die Volumenzehrung postuliert wurden. In mittleren Tiefen ist die Volumenzehrung aber gering (Fig. 7.16). In tiefen Seen ist das Metalimnion klein im Vergleich zum Gesamtvolumen, so dass die dort ablaufende Zehrung nicht als Volumenzehrung beschrieben werden kann.

Formal lässt sich diese Hypothese durch die folgende Gleichung ausdrücken:

$$J_{tot} = \frac{1}{V}(AJ_A + V_M J_V) = \frac{1}{h} J_A + \frac{V_M}{V} J_V \quad [\text{g m}^{-3} \text{ a}^{-1}] \quad (7.3)$$

Der Unterschied zu der von Mathias und Barica (1980) zugrunde gelegten und zu (5.64) analogen Gleichung

$$J_{tot} = \frac{1}{h} J_A + J_V \quad [\text{g m}^{-3} \text{ a}^{-1}] \quad (7.4)$$

besteht im Auftreten des Metalimnionvolumens V_M . Nehmen wir an, das Metalimnion habe eine vom See unabhängige Dicke h_M und setzen wir ferner seine Oberfläche der gesamten Fläche A gleich (Beschränkung auf das Hypolimnion), so folgt aus (7.3):

$$J_{tot} = \frac{1}{h} J_A + \frac{h_M A}{h A} J_V = \frac{1}{h} (J_A + h_M J_V) \quad [\text{g m}^{-3} \text{ a}^{-1}] \quad (7.5)$$

Demnach ergibt die Regression von J_{tot} gegen $\Delta A/\Delta V = 1/\bar{h}$ eine durch den Nullpunkt verlaufende Gerade mit einer Steigung, die grösser als J_A ist. Sobald jedoch der See so flach wird, dass $h_M = \bar{h}$ und mithin $V_M = V$ gilt, geht (7.5) in (7.4) über. Damit wäre sowohl unser Resultat für tiefe Seen (Fig. 7.18) als auch dasjenige anderer Autoren (Mathias und Barica, 1980; Livingstone, 1988) für flachere Seen erklärt.

Die korrekte Interpretation der mit Hilfe des Wasseralters berechneten Sauerstoffzehrungsraten ist damit jedoch noch nicht definitiv geklärt. Es wäre wünschenswert, die Methode mit parallel durchgeführten klassischen Bestimmungen in Seen mit unterschiedlicher mittlerer Tiefe zu vergleichen.