

Zur Thermik der Staubecken

Othmar Eckel

Aus den Temperaturbeobachtungen und Registrierungen in zahlreichen natürlichen Gewässern kennen wir die Thermik der Flüsse und Seen Österreichs schon recht gut. In den letzten Jahrzehnten ist ein neuer Gewässertyp, nämlich das Staubecken, geschaffen worden. Über die Thermik der Staugewässer gibt es noch nicht allzu viele Beobachtungen, doch kann man aus den vorhandenen Messungen und allgemeinen Überlegungen schon eine richtige Vorstellung erhalten.

Morphologisch unterscheiden sich die Staubecken von den natürlichen Seebecken dadurch, daß sie viel flachere Wannen darstellen als diese. Häufig sind sie stark verästelt, in der Regel weisen sie ihren tiefsten Punkt unmittelbar vor der Staumauer auf. Ein weiterer Unterschied liegt in der Art der Durchflutung: Während der Zufluß oberirdisch erfolgt, ist der Abfluß — durch technische Notwendigkeiten bedingt — in die Tiefe verlegt. Schließlich erfolgt der Zufluß und Abfluß in den Staubecken nicht mehr entsprechend den naturgegebenen, das heißt wetterbedingten Durchflußmengen, sondern wird von Menschenhand nach den Erfordernissen der Energiewirtschaft geregelt, und zwar mengenmäßig und zeitlich.

Tages- und Jahresspeicher sind, thermisch betrachtet, ein Zwischending zwischen Fluß und abflußlosem See. Tritt das Wasser aus der Quelle und fließt es, dem natürlichen Gefälle folgend, in einem zunächst schmalen, dann breiter werdenden Bett bergab und talauswärts, so ist es allen erwärmenden und abkühlenden Faktoren ausgesetzt, denen auch der feste Erdboden unterliegt. Für die Erwärmung spielt natürlich die direkte Sonnen- und Himmelsstrahlung im kurzwelligen Strahlungsbereich die Hauptrolle, außerdem kommt noch Tag und Nacht die dunkle, langwellige Strahlung der Atmosphäre hinzu. Als abkühlende Faktoren treten auf: Die langwellige Temperaturstrahlung des Wassers gegen den Himmel und die Wärmeabgabe infolge Verdunstung. Der Wärmeaustausch Wasser — Luft kann je nach den gegenseitigen Temperaturverhältnissen abkühlend oder erwärmend sein.

Wie beim festen Erdboden wirken alle Wärmefaktoren zunächst auf die Oberfläche. So wird die langwellige Ein- und Ausstrahlung, die Verdunstungswärme und der direkte Wärmeaustausch mit der Luft an der Wasseroberfläche umgesetzt. Nur die kurzwellige Strahlung von Sonne und Himmel hat ein tieferes Eindringvermögen.

Da sich der Wärmeumsatz vornehmlich an oder in der Nähe der Wasseroberfläche vollzieht, werden zuerst die oberflächennahen Wassermengen ihre Temperatur erhöhen oder erniedrigen. Nun verändern aber im fließenden Wasser alle Teilchen fortwährend ihren Platz: Die an der Oberfläche erwärmten Teilchen tauchen unter und vermischen sich innerhalb kurzer Zeit mit der gesamten Wassermasse, andere Teilchen treten an die Oberfläche usw. In rasch fließenden Bächen und Flüssen gibt es daher keine größeren Temperaturunterschiede innerhalb der Wassermasse, insbesondere keine vertikalen Temperaturgradienten von Bedeutung.

| | Tiefe Ausgangstemperatur | 30 cm | | 100 cm | |
|--|-----------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| | | 10 ⁰ | 20 ⁰ | 10 ⁰ | 20 ⁰ |
| Einnahme, $\frac{\text{cal}}{\text{cm}^2}$ | kurzwell. Strahlung | 508 | 508 | 508 | 508 |
| Ausgaben, $\frac{\text{cal}}{\text{cm}^2}$ | langwell. Strahlung | — 44 | — 78 | — 24 | — 66 |
| | Verdunstung | — 32 | — 127 | 0 | — 85 |
| Gesamte aufgenommene Wärme | | 432 | 303 | 484 | 357 |
| Tagesschwankung der Temperatur | | 12 ⁰ | 7 ⁰ | 50 | 30 |

Tab. 1. Wärmeumsatzfaktoren des Flusses
an einem heiteren Sommertag.

Über die Größenordnung der am Wärmeumsatz beteiligten Faktoren und ihre Auswirkungen auf die Temperatur des Gewässers gibt Tab. 1 Auskunft. Betrachten wir die Verhältnisse eines heiteren Sommertages, an dem die Lufttemperatur zwischen 15⁰ und 27⁰ schwanken soll. Nehmen wir an, es handle sich um eine fließende Wassermasse mit einer Anfangstemperatur von 10⁰, die Tiefe des Gewässers betrage 30 cm. Die Oberfläche des Flusses nimmt pro

cm² an einem solchen Tag bis zur Erreichung des Temperaturmaximums eine Strahlungswärme von etwa 508 cal pro cm² auf. Das Wasser verliert anderseits durch Abstrahlung langwelliger Energie 44 cal und durch Verdunstung 32 cal. Wenn man von den übrigen Wärmeumsatzfaktoren, nämlich vom direkten Wärmeaustausch Wasser — Luft und Wasser — Erdboden absieht, verbleibt dem Wasser eine Gesamteinnahme von 432 cal. Ist die Ausgangstemperatur des Wassers um 10⁰ höher, also 20⁰, so verschlechtert sich die Wärmebilanz. Es bleibt zwar der Betrag der eindringenden Strahlung derselbe, aber der Wärmeverlust der wärmeren Wassermasse durch Abstrahlung und Verdunstung wird größer. Der Wärmegegewinn beträgt nur mehr 303 cal.

Nicht nur die Ausgangstemperatur des Gewässers, auch seine Tiefe spielt für den Wärmeumsatz eine wesentliche Rolle. Wegen der vollkommenen Durchmischung kommt in Flüssen die Wärmeaufnahme der gesamten Wassermasse zugute. Mit wachsender Tiefe wird daher eine bestimmte Wärmemenge eine immer kleiner werdende Temperaturerhöhung im Gewässer bewirken. Dies hat aber anderseits wieder eine günstige Auswirkung auf die Wärmebilanz eines tiefen Gewässers, weil die Wärmeverluste eines kühleren Gewässers kleiner bleiben. In der Tabelle sind auch die Wärmeumsätze für einen Fluß mit 1 m Tiefe angeführt. Man sieht die Unterschiede gegen das Gewässer mit 30 cm Tiefe: Die Abstrahlungsverluste bei der Ausgangstemperatur von 10⁰ gehen auf etwa die Hälfte zurück, die Verdunstung tritt in diesem Fall überhaupt noch nicht in Erscheinung. Auch bei einer Ausgangstemperatur von 20⁰ ist die Endsumme der zur Verfügung stehenden Wärme noch um 18% höher als für die geringere Tiefe von 30 cm.

Verfolgt man den Wärmeumsatz des Gewässers stundenweise, so kann man Schritt für Schritt die Temperatur des Gewässers und ihren täglichen Gang unter den gegebenen Annahmen berechnen. Das Ergebnis einer solchen Rechnung für verschiedene Ausgangsbedingungen ist in Abbildung 1 zu sehen.

Hier sind die gerechneten Tagesgänge der Wassertemperatur dargestellt, und zwar für die Ausgangstemperaturen 10⁰ und 25⁰ und für verschiedene Tiefen 30, 60, 100 und 300 cm.

Man sieht: Die Tagesschwankung für kalte und seichte Gewässer ist am größten, sie erreicht oder übersteigt 10⁰. In warmen Gewässern beträgt die Tagesschwankung nur mehr Bruchteile davon, sie wird um so kleiner, je tiefer das Gewässer ist. Betrachten

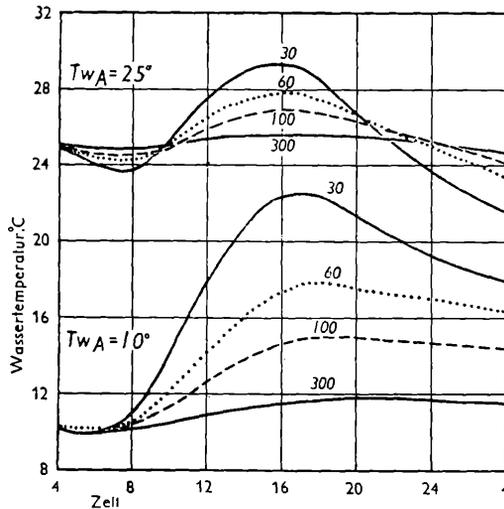


Abb. 1. Tagesverlauf der Temperatur fließenden Wassers, bezogen auf ein mitbewegtes System, für verschiedene Wasserstände (30, 60, 100 und 300 cm) und zwei verschiedene Ausgangstemperaturen (10° und 25°). Sommerlicher Schönwettertag.

wir andererseits die Temperaturänderung in 24 Stunden, also von 4 Uhr früh des einen Tages auf 4 Uhr des folgenden Tages, so sehen wir, daß die sogenannte Gleichgewichtstemperatur unserer Fließgewässer zwischen 20° und 25° liegt. Bei einer Ausgangstemperatur von 25° sind die Wärmeverluste an einem heiteren Sommertag für die meisten Fließgewässer schon größer als die Wärmeeinnahmen, die Ausgangstemperatur des Folgetages liegt daher tiefer als die des ersten Tages. Nur Ströme mit beträchtlicher Tiefe können diese hohe Ausgangstemperatur von 25° halten, und zwar deshalb, weil sie wegen der Kleinheit der Verluste die dargebotene Wärme am vollständigsten zur Temperaturerhöhung nutzen.

Die Temperatur-Tagesschwankung der seichten Fließgewässer ist etwas geringer als im Rechenbeispiel, weil hier die Strahlungsverluste durch steile Uferböschungen und Ufervegetation in Erscheinung treten. In Flußläufen mit größerer Tiefe beträgt die maximale Tagesschwankung 3° bis 5° , in der Donau 1° bis 2° .

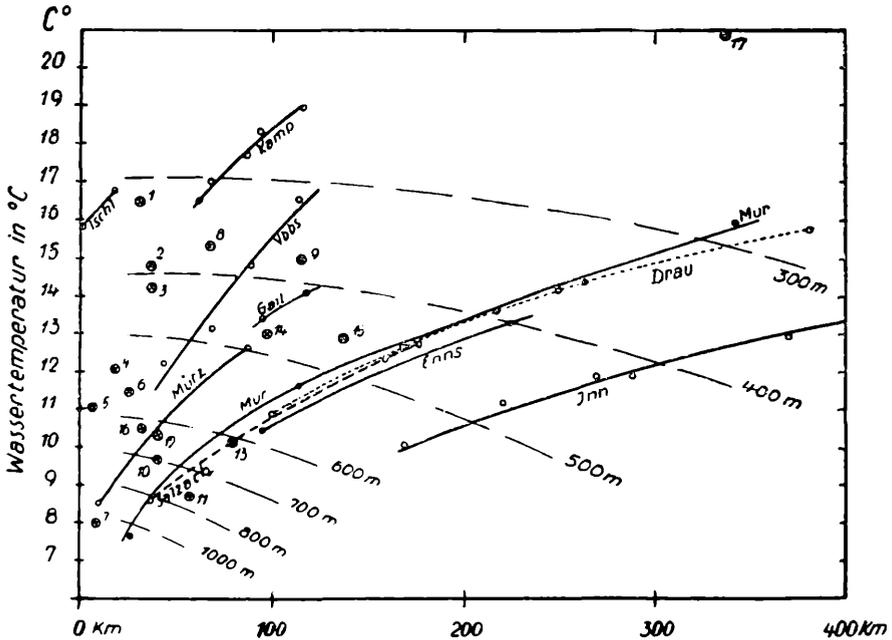


Abb. 2. Abhängigkeit der Flußtemperatur von der Ursprungsentfernung. Monat August, Morgenbeobachtungen. Die strichlierten Kurven verbinden Meßstellen gleicher Meereshöhe.

Über die Temperatur der österreichischen Bäche und Flüsse besitzen wir dank der langjährigen Beobachtungen der Meßstellen des Hydrographischen Dienstes eine genaue Kenntnis, insbesondere über die Morgentemperaturen. Im Winter betragen die Temperaturmonatsmittel 0° bis 2° , im Sommer zwischen 8° und 20° , in den überwiegenden Mehrzahl zwischen 14° und 16° . Die Ursachen für tiefe Sommertemperaturen sind Beimengung von Gletscherabflüssen und starke Beschattung des Oberlaufes, vielfach auch Zufließen von Grundwasser. Abbildung 2 vermittelt einen Überblick über sommerliche Monatsmittel der Morgentemperatur in Abhängigkeit von der Ursprungsentfernung. Diese ist das einzige leicht angebbare Maß für die Fließdauer eines Gewässers bis zur Meßstelle, von der ja die Temperatur in hohem Maße abhängt. Die Fließgeschwindigkeit

beträgt etwa 0,5 bis 3 m/sec, demnach durchleiten die Wässer innerhalb eines Tages 50 bis 250 km. Bis zur Mündung oder bis zum Verlassen der Staatsgrenzen benötigen unsere Gewässer meist zwei bis vier Tage, sofern sie nicht künstlich gestaut werden.

Im Längsprofil weisen die Flüsse einen Temperaturanstieg auf, und zwar ist die Temperaturänderung der Ursprungsentfernung indirekt proportional, die Temperatur also eine logarithmische Funktion der Ursprungsentfernung $t = t_0 + c \log z$, $dt = c \frac{dz}{z}$

Für den Bereich von 30 bis 80 km ergeben die Beobachtungen in einem Sommermonat einen mittleren Temperaturzuwachs von 0,6⁰/10 km, für Ursprungsentfernungen von 150 bis 350 km eine solche von 0,15⁰/10 km. Die Donau ist in der Abbildung nicht aufgenommen, weil ihre Ursprungsentfernung bereits außerhalb des Bildbereichs fällt (370 bis 580 km). Sie schließt sich an die Werte der Drau und Mur gut an, hat aber eine noch geringere Neigung wegen der bedeutenden Wasserführung.

Meßstellen gleicher Ursprungsentfernung an verschiedenen Flüssen weisen große Unterschiede auf, und zwar zeigen Gebirgsflüsse wesentlich tiefere Temperaturen als Flachlandflüsse. Der Grund hiefür liegt in den starken Horizontabschirmungen unserer Gebirgsbäche, die mit Wärmeverlusten gleichzusetzen sind. Besonders kalt erscheinen für ihre Höhenlage Gletscherflüsse wie der Inn.

Die Seen sind den gleichen thermischen Umweltsbedingungen ausgesetzt wie die Flüsse, zum Teil haben sie bessere Horizontverhältnisse, daher etwas günstigere Strahlungsbedingungen. Der grundlegende Unterschied zu den Fließgewässern besteht aber in der Verarbeitung der aufgenommenen Wärme. Im ruhigen Wasser fehlt die kräftige Durchmischung, die in der Natur wäre, die an der Oberfläche aufgenommene Wärme sofort bis zum Grund des Gewässers weiterzuleiten. Die molekulare Wärmeleitung braucht viel zu lange, aber auch die Austauschbewegungen und Strömungen in der Nähe der Oberfläche, die vom Wind verursacht werden, können die hohe Oberflächentemperatur nur bis in eine beschränkte Tiefe verarbeiten. Wir finden dieses Verhalten im Aufbau der sommerlichen Schichtung eines jeden Sees. In Abbildung 3 ist rechts oben die vertikale Temperaturverteilung des Klopeinensees von der Oberfläche bis in 30 m Tiefe im ersten Halbjahr 1933 dargestellt. Ausgehend von einer Isothermie bei etwa 4⁰ sehen wir eine schrittweise Erwärmung der Schicht von 0 bis 5 m Tiefe bis auf etwa 23⁰ im Juni,

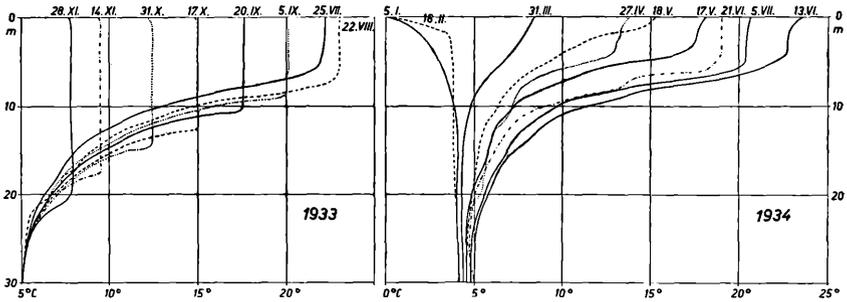


Abb. 3. Temperatur des Klopeinsees (1933–1934).
Tautochronen

dagegen eine recht geringe Erwärmung um nur 5° in 10 m, um etwa 1 bis 2° in 20 m.

Auch im Verhalten der natürlichen Seen gibt es Unterschiede. Fast alle Kärntner Seen und eine Gruppe von Nordalpen-Randseen entwickeln so wie der Klopeinsee ein warmes Epilimnion von 5 bis 7 m Mächtigkeit und einen sehr markanten Temperatursprung unterhalb desselben, die sogenannte Sprungschicht. Alle diese Seen besitzen ein kaltes Hypolimnion. Wie Abbildung 4 zeigt, gibt es auch Seen, wie zum Beispiel den Altausseersee, den Toplitzsee und den Lunzer Obersee, bei denen eine verhältnismäßig hohe Oberflächentemperatur sofort mit der Tiefe abfällt. Schließlich hebt sich eine dritte Gruppe von Seen hervor, die vom Traunsee und Hallstättersee repräsentiert werden: Sie besitzen einen stockwerkartigen Aufbau ihrer Temperaturschichtung, haben nur gelegentlich ein Epilimnion in Oberflächennähe, sind bis 30 m Tiefe relativ warm und weisen dort noch eine Sprungschicht auf.

Die Ursache für die gefundene Temperaturschichtung in stehenden Gewässern liegt in der ausgesprochenen Neigung des Wassers für die Ausbildung und Aufrechterhaltung der Dichteschichtung. Diese ist um so stabiler, je größer der Temperaturunterschied benachbarter Schichten ist. Es müssen bedeutende Kräfte aufgewendet werden, um diese stabile Schichtung zu vernichten. Solche Kräfte gibt es nur an der Oberfläche, nicht aber in größerer Tiefe. Hier sind keine turbulenten Bewegungen mehr vorherrschend, wie sie etwa der Wind in Oberflächennähe erzeugt, hier überwiegen die rollenden und schwingenden Bewegungen der internen Wellen.

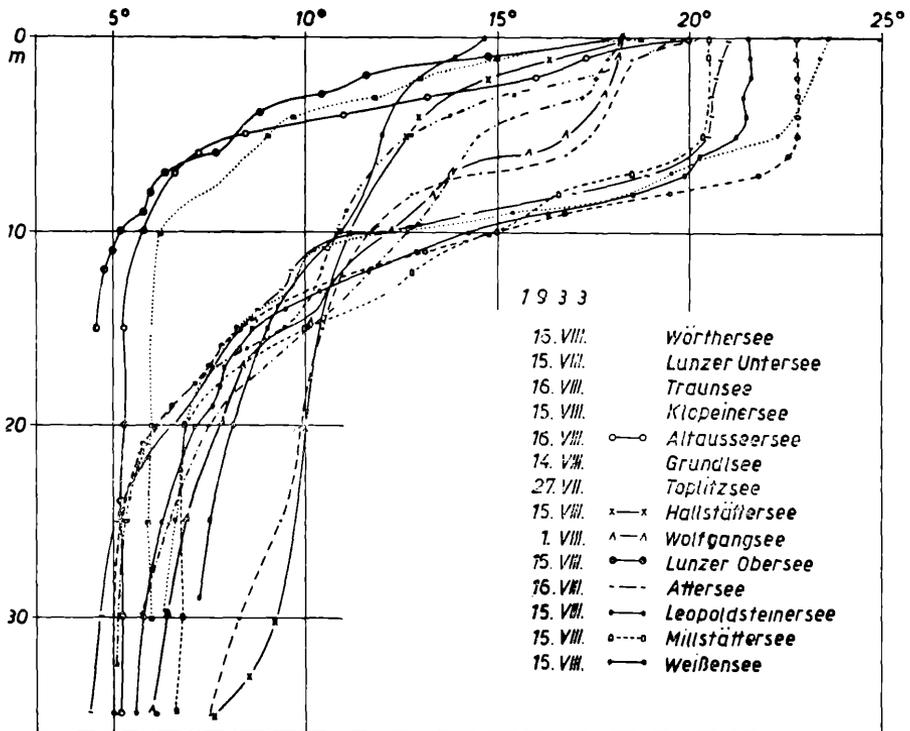


Abb. 4. Tautochronen der Temperatur verschiedener Seen zur Zeit der Sommerstagnation 1933.

Die Unterschiede der einzelnen Seengruppen lassen sich mit Hilfe der Strömungsverhältnisse erklären. Natürliche Seen haben stets einen oberflächennahen Zu- und Abfluß. Kurze Zeit des Jahres, in den Wintermonaten, ist der Zufluß leichter als das Seewasser. Er bleibt daher an der Oberfläche und erreicht, ohne unterzutauchen wieder die Seemündung. In der wärmeren Jahreszeit ist aber das Flußwasser schwerer als das oberflächennahe Seewasser, es sinkt daher bis in Tiefen ab, wo annähernd Fluß- und Seewasser gleiche Dichte haben, und schichtet sich dort ein. Im Laufe des Sommers sinkt das Flußwasser immer tiefer, im Herbst fällt es so tief, daß es für kurze Zeit sogar den Seegrund erreicht.

Je nach der Menge des durchflutenden Wassers gestaltet sich auch die Wirkung dieser Strömung auf die Temperaturschichtung ganz verschieden. Wenn wir als Maß für die Durchflußmenge die tägliche Abflußhöhe einführen, so finden wir für die Kärntner Seen den kleinen Wert von 1 bis 4 cm, für die meisten größeren Nordalpen-Randseen 5 bis 12 cm, für die stark durchfluteten Flußseen aber 20 bis 40 cm/Tag. Wir verstehen leicht, daß eine tägliche Abflußhöhe bis zu 5 cm sich auf den Wärmehaushalt des Sees nicht erheblich auswirkt; daß aber anderseits der tägliche Verlust von 20 bis 40 cm warmem Oberflächenwassers, für das sich dieselbe Menge kühleren Flußwassers in der Tiefe einschichtet, sehr wohl dazu führt, daß sich in derartigen Gewässern keine dauernde warme Oberflächenschicht von einiger Mächtigkeit zu bilden vermag. Werden die Verluste an warmem Wasser durch Julihochwässer noch gesteigert, so erholt sich die Temperatur derartig stark durchfluteter Seen im Lauf des Sommers nicht mehr.

Stau gewässer

Tagesspeicher gleichen in den Zeiten des Wasserstaus langgestreckten abflußlosen Seen. In Zeiten der Verarbeitung der gestauten Wassermengen gleichen sie aber Flüssen mit wegen der Verbreiterung des Querschnitts verlangsamter Durchflutung. Die Aufheizung der oberen Wasserschichten teilt sich so wie in einem Fluß der ganzen Wassermasse mit, es können also nur geringe vertikale Temperaturunterschiede entstehen, was durch die Beobachtungen bestätigt wird.

Im großen gesehen sind Flüsse, die eine Reihe von Tagesspeichern enthalten, wie etwa die Enns und der Inn, wohl in der Lage, größere Wärmemengen zu binden, weil sie der Strahlung eine wesentlich vergrößerte Oberfläche bieten. Da sich diese zusätzliche Erwärmung aber auf verhältnismäßig große Tiefen verteilt, ist die beobachtete Temperaturerhöhung unterhalb der Tagesspeicher nicht sehr bedeutend. Sie entspricht etwa der Temperaturerhöhung in einem natürlichen Flußlauf gleicher Tiefe auf einer Strecke, deren Länge sich im Verhältnis von Staubeckenbreite zur Flußbreite vergrößert.

Jahresspeicher sind zum Winterende leer. Sie füllen sich im Frühjahr. Nach Erreichung des Stauziels wird der Tageszufluß abgearbeitet. Solange gestaut wird, bleibt das winterkalte Wasser in Bodennähe, während sich das oberflächennahe Wasser zunehmend erwärmt. Der Zufluß, dessen Temperatur niedriger liegt als

jene des Oberflächenwassers, schichtet sich in der Regel zwischen der Oberflächenschicht und dem Tiefenwasser ein, und zwar immer höher, weil ja der Zufluß im Frühjahr von Tag zu Tag wärmer wird. Die Oberflächenschicht wird durch die ständige Einschichtung bis zum Stauziel gehoben.

Wenn wir annehmen, daß diese Hebung der Wassermassen ohne stärkere Verwirbelung vor sich geht, so wird der Temperaturgradient beim Heben der Schichte stärker, weil diese ein immer größer werdendes Areal einnimmt und ihre Schichtdicke daher schrumpft. Erfolgt die Hebung aber turbulent, so werden bestehende Temperaturgradienten geschwächt. In den Speichern beobachten wir seltener ausgeprägte Sprungschichten, häufiger einen mehr oder minder gegen die Oberfläche ansteigenden Temperaturverlauf. Die Oberflächentemperatur selbst liegt in Staubecken ohne Temperaturspeicherung ungefähr in der Höhe der abflußschwachen Seen.

Erfolgt der Zufluß auch noch durch Pumpvorgänge, so werden zumindest in der Nähe der Öffnung die vertikalen Temperaturunterschiede weitgehend ausgeglichen. Auf welche horizontale Entfernung diese Homothermie festzustellen ist, entzieht sich noch unserer Kenntnis.

Wird der Abfluß geöffnet, so fließen die kalten, bodennahen Wassermassen aus, der Nachschub wird von den wärmeren darüberliegenden bestritten, bis schließlich der Ausrinn ungefähr die Temperatur des Zuflusses erreicht. Im allgemeinen erfolgt der Abfluß ruhiger als der Zufluß, auch bei bedeutender Intensität. Im Becken ist mit einer laminaren Strömung zu rechnen, die die Temperaturschichtung nur insoweit ändert, als beim Absinken die einzelnen Wasserschichten ein geringeres Areal einnehmen, ihre vertikale Mächtigkeit daher vergrößern und bestehende Temperaturgradienten verkleinern. Bei starkem Abfluß werden aber die Wassermassen nicht nur horizontal angesaugt, sondern auch von oben. In diesem Fall entsteht über der Abflußöffnung eine trichterförmige Ausbuchtung der Dichteschichtung nach unten.

Abbildung 5 gibt die Tautochronen des Packer Stausees im Ablauf eines Jahres. Die Oberflächenschicht zeigt meist einen raschen Abfall der Temperatur in die Tiefe, zuweilen aber auch eine bis 3 Meter mächtige, warme Oberflächenschicht mit anschließender markanter Sprungschicht. Das wichtigste Merkmal für Staubecken mit tief liegendem Abfluß und hinreichender Durchflutung ist aber die Erwärmung des gesamten Beckens bis zur Höhe des Ablasses. Das

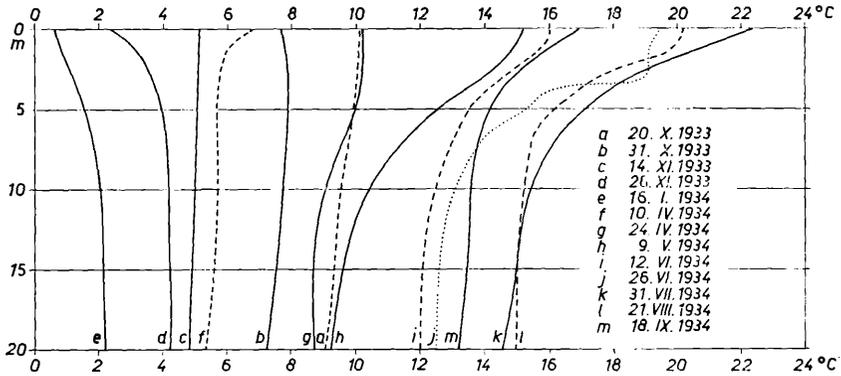


Abb. 5. Tautochronen des Packer Staubees, 1933 bis 1934.

Staubecken behält die warmen Wassermassen so lange zurück, bis das gesamte Kaltwasser der tieferen Schichten abgeflossen ist. Am Ende des Sommers weist das Becken in 20 m Tiefe eine Temperatur von 15° auf, ein Seebecken mit oberflächlichem Abfluß würde hier 5° zeigen.

Die Abkühlung des Beckens im Herbst erfolgt vornehmlich von der Oberfläche her. Da die tiefen Schichten sehr warm sind, tritt schon bei relativ hohen Temperaturen Isothermie auf. Der Zufluß, der nun kälter ist als das Tiefenwasser des Beckens, wird im überstauten Flußbett bis zum Grund des Beckens absinken und dieses alsbald verlassen.

Ein weiteres Bild vom jährlichen Verlauf der Tautochronen zeigt Messungen vom Ranna-Staubecken (Abb. 6). Es fallen die markanten Sprungschichten in der Tiefe von 15 bis 20 m auf, die hier die Grenze zwischen dem nicht erneuerten Totwasser unterhalb des Ablasses und dem übrigen Becken darstellen.

Der Ablaßstollen liegt im Ranna-Staubecken rund 12 m oberhalb der Basis der Staumauer. Temperaturmessungen unmittelbar an der Staumauer und über dem Stollen zeigen nicht selten bedeutende Differenzen, die darauf hinweisen, daß vom Stollen nicht nur Wasser aus der gleichen Höhe, sondern auch aus geringerer Tiefe angesaugt wird.

Abbildung 7 zeigt außerdem an Hand von zwei ungefähr aus derselben Jahreszeit, aber aus verschiedenen Jahren stammenden

der Staubecken

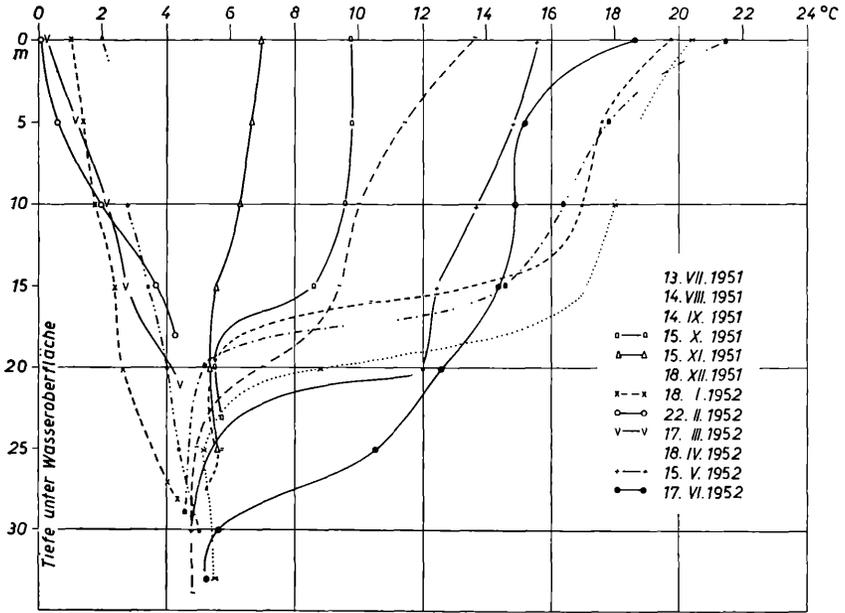


Abb. 6. Tautochronen des Ranna-Staubeckens, 1951 bis 1952.

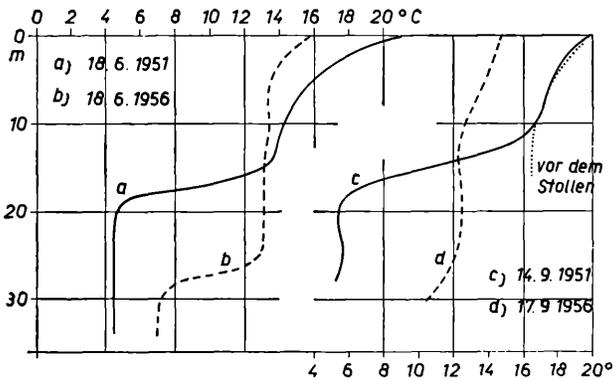


Abb. 7. Ranna-Staubecken
Temperaturverteilung a, c ohne, bzw. b, d mit Pumpenspeicherung

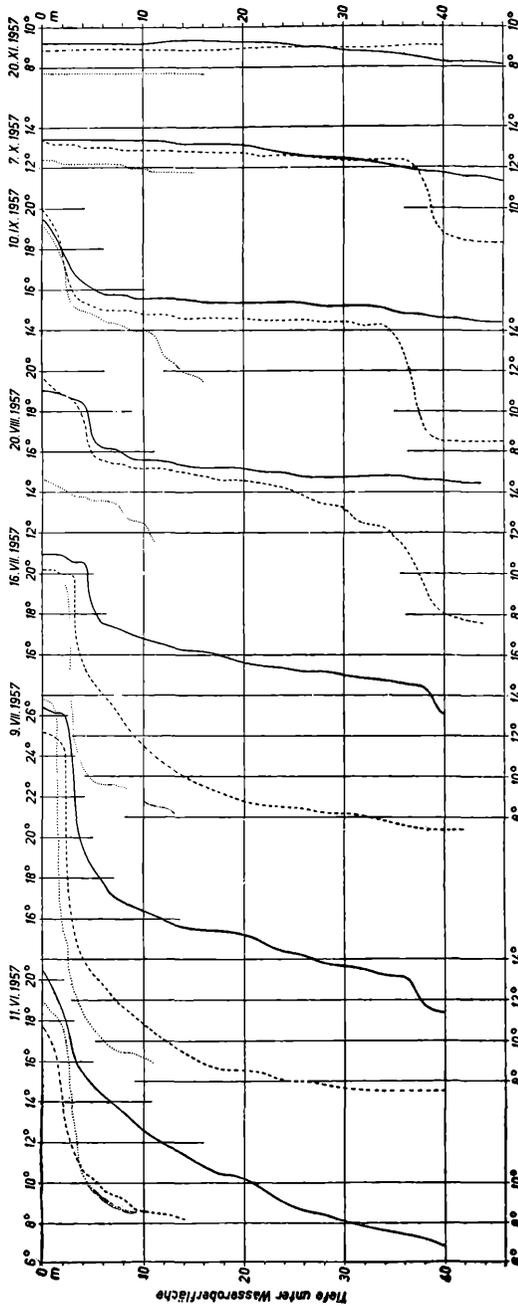


Abb. 8. Tautochronen der Kampfalsperren Ottenstein (—),
Dobra (---) und Thurnberg (·) im Jahre 1957

Tautochronen, wie sehr sich das Temperaturbild im Becken durch die Pumpvorgänge infolge Turbulenz geändert hat.

Einen besonders interessanten Fall bilden die drei im Kampptal hintereinanderliegenden Speicher — die Becken von Ottenstein, Dobra und Thurnberg. Das oberste Becken (Abb. 8) zeigt die bereits bekannte Erscheinung der fortschreitenden Erwärmung bis zum Grund durch Abfluß der kühlestn Wassermengen schon anfangs Juli. Das zweite Becken bleibt in der Tiefe so lange kalt, bis das erste Becken nur mehr von Warmwasser erfüllt ist. Im Betriebsjahr 1957 war dies erst anfangs August der Fall. Für das dritte Becken bedeutet die doppelte Verzögerung durch die beiden oberliegenden Becken, daß die Tiefen erst anfangs September wärmer werden. Die Sprungschicht in Grundnähe ist wieder auf das kalte Totwasser unterhalb des Grundablasses zurückzuführen. Die Messungen zeigen noch eine Besonderheit. Im Juli 1957 herrschte zu Monatsbeginn eine Hitzeperiode, die in Österreich Rekordtemperaturen brachte. Sie spiegeln sich auch in den Messungen vom 9. Juli, dem Ende der Hitzeperiode wider. Alle drei Becken entwickelten an der Oberfläche eine sehr warme, wenn auch recht dünne Schicht von nur 1 bis 2 m Mächtigkeit. Die Temperatur erreichte in ihr 26°. Unter dieser Schicht wurde ein Temperaturabfall bis zu 11° pro Meter gemessen, ein Wert, wie er bisher kaum in irgendeinem Gewässer beobachtet wurde.

Temperaturbeobachtungen nahe der Staumauer und in größerer Entfernung hievon weisen erwartungsgemäß größere Unterschiede auf. Diese können von windbedingten Verlagerungen des Oberflächenwassers herrühren, aber auch mit dem Auftreten interner Wellen zusammenhängen.

Bei der Betrachtung der vertikalen Temperaturverteilung des Wassers in Seen und Staubecken wurde bereits erwähnt, daß sich zu jeder Jahreszeit eine Temperaturschichtung einstellt, derart, daß das wärmere, weil leichtere Wasser ober dem kühleren und schwereren Wasser zu liegen kommt. Diese Schichtung ist mechanisch stabil. Störungen von außen vermögen sie nur dann zu vernichten, wenn diese mit merklicher Energie versehen sind. Als besonders stabil erweisen sich jene Schichten, in denen die Temperatur mit der Tiefe stark absinkt. Solche Sprungschichten bleiben, erst einmal gebildet, den ganzen Sommer über erhalten. An ihnen gibt es kaum merkliche Austauschbewegungen in vertikaler Richtung, sie gelten allgemein als Sperrschichten. Störungen von außen verursachen hier lediglich rollende oder schwingende Wasserbewegungen, die mit

dem Auftreten von fortschreitenden oder stehenden internen Wellen zusammenhängen. Wellenbewegungen dieser Art sind in Seen so häufig, daß sie die Regel bilden, sie werden auch dann beobachtet, wenn die Oberfläche selbst völlig glatt ist. Gegenüber den Wellen an der Oberfläche weisen sie allerdings große Unterschiede auf. Oberflächenwellen haben Perioden von einigen Sekunden bis zu Minuten Dauer, interne Wellen dagegen haben Perioden von 10 bis 20 Minuten, wenn es sich um fortschreitende Wellen handelt, aber solche von einigen Stunden bis zu einem Tag für stehende Wellen. Die Periodenlänge stehender interner Wellen wächst nämlich direkt mit der Beckenlänge. Ein schönes Beispiel von stehenden Wellen gibt uns Abbildung 9 aus dem Traunsee. Es handelt sich hier um einknotige Schwingungen im Bereich von 15 bis 50 m Tiefe mit einer Periode von etwa 16 Stunden. Die Ausschläge an den beiden Enden des Sees, in Gmunden und Ebensee, sind annähernd gleich groß, aber um 12 Stunden gegeneinander verschoben. Auch die Wellenhöhe ist gegenüber den Oberflächenwellen stark vergrößert. Zufolge des geringen Energieaufwandes bei der Erzeugung interner Wellen sind bedeutende Wellenhöhen nicht selten. Abbildung 10 zeigt Wellenhöhen von 10 bis 20 m nach einem Sturm am Traunsee im Juli 1953 in Tiefen von 15 bis 50 m.

Die Erscheinung der internen Wellen ist, obwohl darüber weder Beobachtungen noch Literaturhinweise vorliegen, wahrscheinlich in den Staubecken auch vorhanden. Auf das Wasser des Staubeckens wirken ja alle natürlichen wellenerregenden Elemente, wie Luftdruckänderungen und Wind, außerdem aber die das hydrostatische Gleichgewicht störenden Vorgänge des Zu- und Abflusses.

Ein zweites Phänomen ist, obwohl noch nicht beobachtet, vielleicht von Bedeutung. Das hinter der Staumauer abfließende Wasser ist kühl und weist so wie eine Quelle keinen Tagesgang in seiner Temperatur auf. Man kann sich dafür interessieren, wie lange es dauert, bis dieses Wasser für Badezwecke geeignet ist. Wenn man diese Frage rechnerisch verfolgt, stößt man auf eine merkwürdige Erscheinung. Es gibt zwei Möglichkeiten, die Temperatur im Flußbett zu messen. Wir lassen das Thermometer mit dem Wasser mitschwimmen und die Temperatur in jedem Augenblick aufzeichnen, dann erhalten wir Temperaturkurven der folgenden Art (Abb. 11). Sie sind im Bild strichliert eingetragen. Die Temperatur eines wandernden Wasserteilchens nimmt einen wellenförmigen Verlauf. Bei sonnigem Wetter finden wir, falls es das Becken um 6 Uhr früh verläßt, erst einen raschen Anstieg, dann ab 16 Uhr einen Abfall, der

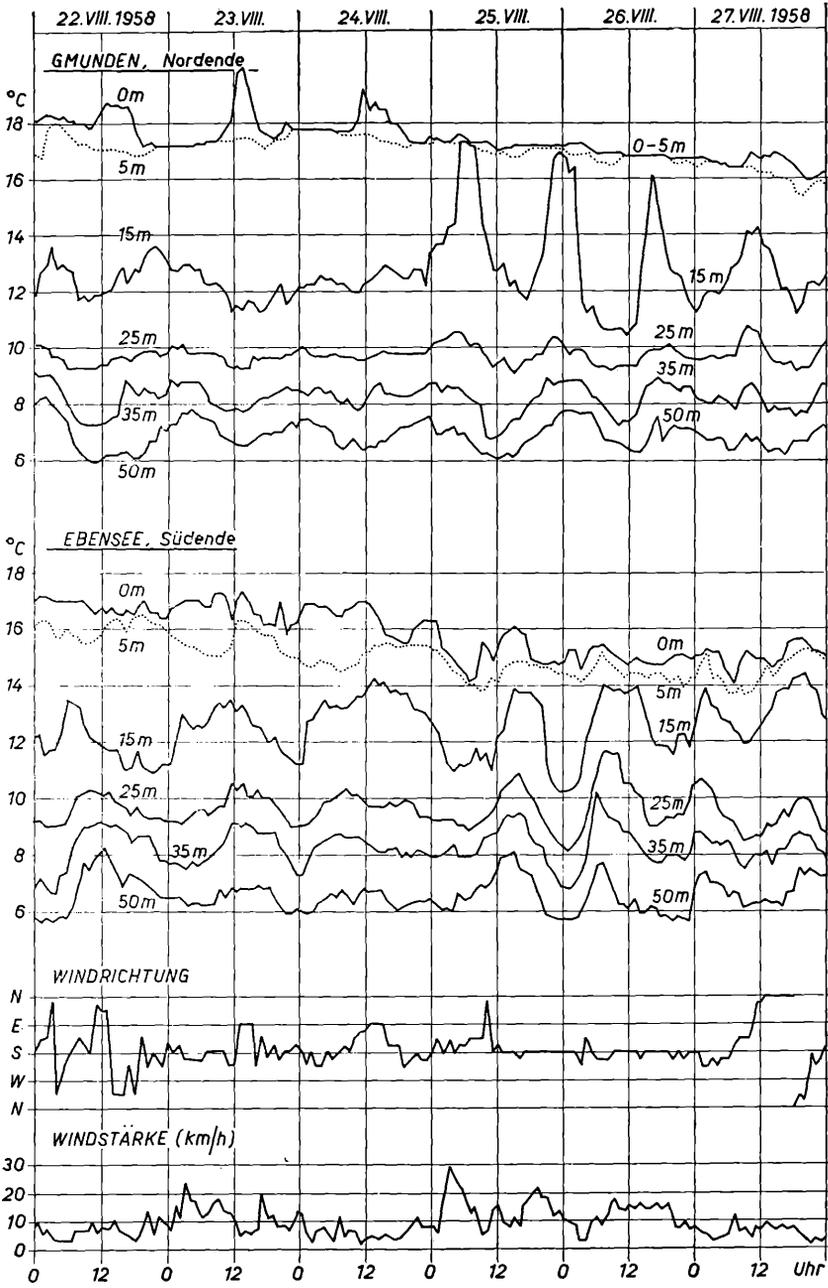


Abb. 9. Temperaturverlauf am Nord- und Südende des Traunsees in verschiedenen Tiefen (22. bis 27. August 1958). Unten: Gleichzeitige Windverhältnisse in Ebensee.

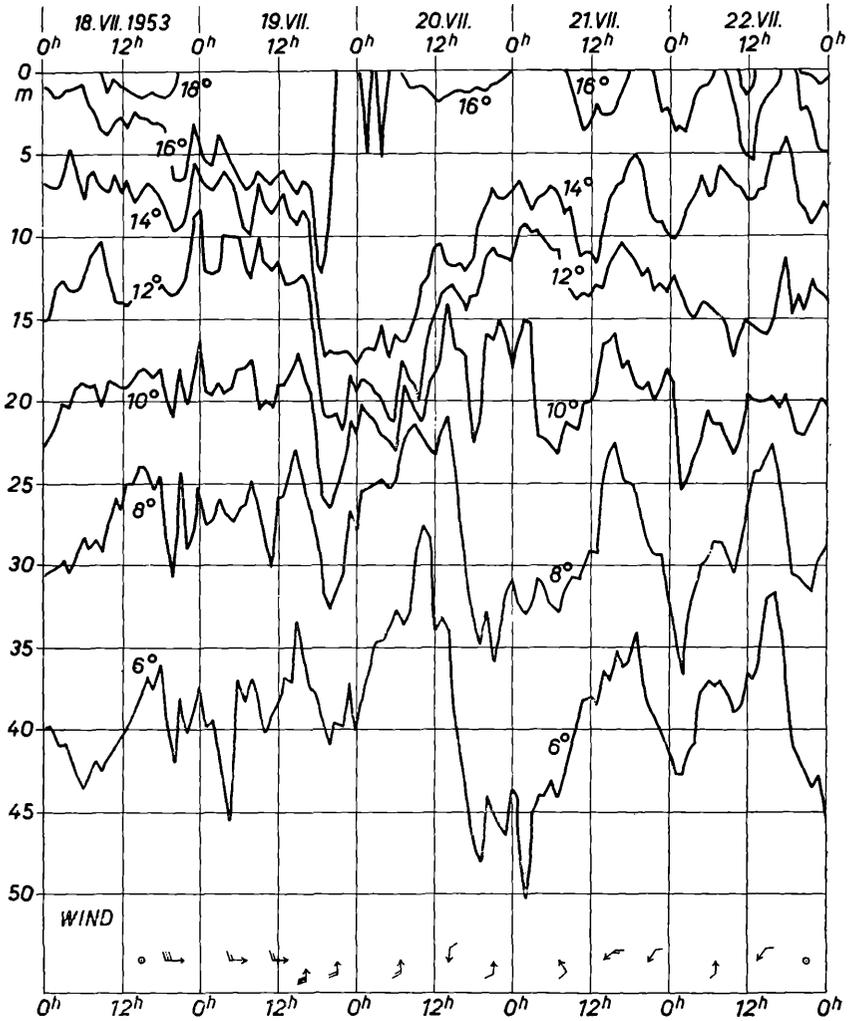


Abb. 10. Verlauf der Isothermen des Traunsees an seinem Nordende.
18. bis 22. Juli 1953.

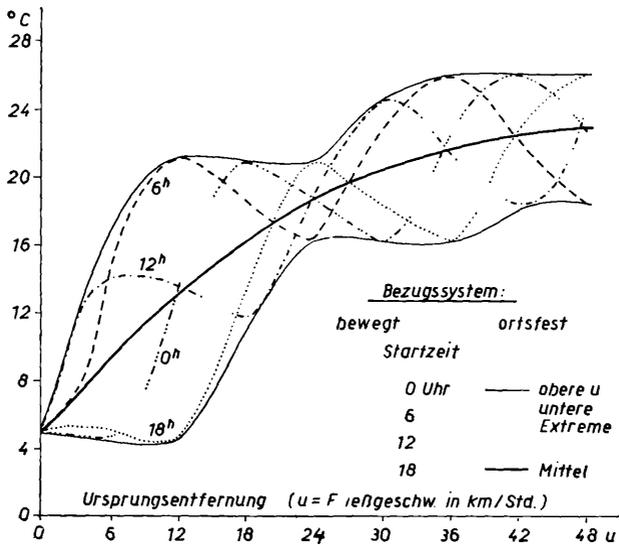


Abb. 11. Temperatur im fließenden Gewässer, abhängig von der Ursprungsentfernung und von der Uhrzeit des Einrinnns. Konstante Einrinnntemperatur = 5°, heiterer Sommertag.

die ganze Nacht hindurch anhält, bis sich am folgenden Tag das Spiel wiederholt. Erfolgt der Start zu einer anderen Zeit, so sieht der Verlauf vor allem in den ersten 24 Stunden ganz anders aus. Im Bilde sind insgesamt vier Startzeiten ausgewählt, und zwar 0, 6, 12 und 18 Uhr.

Messen wir die Wassertemperatur an festen Uferstellen, so zeigt das Thermometer an jeder Stelle einen anderen wellenförmigen Tagesverlauf. Die Tagesmitteltemperatur steigt mit wachsender Entfernung von der Staumauer, die Tagesschwankung aber zeigt ein merkwürdiges Verhalten. Sie hat in einer Entfernung, die das Flußwasser in 12 Stunden zurücklegt, einen sehr hohen Wert, nämlich 16°; in einer Entfernung, die das Flußwasser gerade in einem Tag zurücklegt, aber nur mehr 5°. Dann wächst sie wieder an, um in anderthalb Tagen wieder 10° zu erreichen.

Die Erklärung für diese Erscheinung liegt in dem Verlauf der Extremwerte des bewegten Wasserteilchens, die in der Figur als Einhüllende gezeichnet sind. Für die Wahl einer Badestelle hinter einem Kraftwerk dürfte dieser Hinweis nicht ohne Bedeutung sein.

Literatur

1. Eckel O. und Reuter F.: „Zur Berechnung des sommerlichen Wärmeumsatzes in Flußläufen“ Geogr. Annaler 1950, p. 188—209.
2. Eckel O.: „Temperatur der Gewässer“ In: Klimatographie von Österreich. Denkschriften d. Österr. Akad. d. Wiss., Wien 1960, p. 293—380.

Anschrift des Verfassers: Dr. O. Eckel, Wien XIX., Hohe Warte 38

DISKUSSION

Schräder

Seiches konnten in den beiden Saaletalsperren nicht nachgewiesen werden. In seltenen Fällen waren geringe Abweichungen der Isothermen von der Horizontale festzustellen, und zwar besonders nach einem starken Hochwasserzufluß, der infolge keilförmiger Einschichtung ins Metalimnion eine Schräglage der Isothermen bewirkte. Die Messungen wurden nicht mit registrierenden Geräten durchgeführt.

Eckel

Die in mehreren Seen in verschiedenen Tiefen durchgeführten Temperaturregistrierungen zeigten, daß das Wasser in der Tiefe auch dann unregelmäßige oder auch periodische Bewegungen ausführt, wenn es oberflächlich völlig ruhig erscheint. Zum Studium dieser Erscheinungen reicht die Temperaturregistrierung in festen Tiefen nicht aus, es wurde daher an der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik ein automatisch gesteuertes Temperaturlot mit Registriervorrichtung gebaut, mit dem stündlich die vertikale Temperaturverteilung aufgezeichnet wird. Dieses Gerät ist geeignet, nähere Aufschlüsse über Mächtigkeit und Verlagerung von Sprungschichten zu geben.

Liepolzt

Glauben Sie, daß die internen Wellen des Millstätter Sees, ähnlich wie bei der Bleilochsperre, auf die Schichtungsbildung der sehr laugenhaften Abwässer der Magnesit-Industrie (hoher pH-Wert) zurückzuführen sind?

Eckel

Interne Wellen bilden sich in Wasser und Luft dort aus, wo bedeutende vertikale Dichteunterschiede anzutreffen sind. Diese können thermisch oder chemisch bedingt sein. Sämtliche Seen von Kärnten weisen im Sommer starke Sprungschichten auf, an denen kräftige interne Wellenbildung möglich ist. Nach der Trübungsverteilung des Millstätter Sees hat es eher den Anschein, daß die Abwässer hier dämpfend wirken. Dagegen treten im Traunsee an der Grenze der tiefer gelagerten Industrieabwässer und dem reinen Seewasser Wellen auf, die in gewissen Zeiten auch thermisch erfäßbar sind.

Rudolf

Liegen Beobachtungen über Eisbildung vor? Es wurden im Vortrag keine Wassertemperaturen von 0° C und darunter (Eisbildung) an der Oberfläche erwähnt. Bei uns in Tirol kommt es häufig zu Eisbildung an natürlichen Seen (Achensee usw.) und künstlichen Stauseen.

E c k e l

Die mehrjährigen Temperaturregistrierungen vom Traunsee zeigen für die oberflächennahen Schichten eine Abkühlung in ruhigen Spätwinternächten bis 0° C und einige Zehntelgrade darunter. Von anderen Seen fehlen solche Registrierungen. Über Vereisungen an Staubecken sind dem Referenten keine Beobachtungen bekannt. Soweit er sich mit der statistischen Bearbeitung der Ostalpenseen befaßt hat, konnte er feststellen, daß dieser Erscheinung und auch jener der Grundeisbildung an den Fließgewässern Österreichs noch viel zu wenig Interesse entgegengebracht worden ist. Die Beobachtungen sind daher sehr lückenhaft, eingehendere Untersuchungen fehlen.

K r i s c h

Ist es möglich, daß bei Flußkraftwerken im Winter, wenn durch mindestens 7 bis 8 Tage hindurch mäßiger bis strenger Frost, also Temperaturen um -10° vorherrschen und im Oberwasser sowie in den Zubringern eine Wassertemperatur von $0,0^{\circ}$ gemessen wurde, infolge Durchmischung durch die Turbinen im Unterwasser eine Unterkühlung auf $-0,1^{\circ}$ C eintreten kann? Im zutreffenden Fall könnte damit für die Anhebung des Wasserspiegels beim Pegel Engelhartzell, also im Unterwasserbereich des Kraftwerkes Jochenstein, insofern eine Erklärung gefunden werden, als diese Anhebung auf Grundeisbildung zurückgeführt werden könne. Dies würde auch dadurch bekräftigt werden, als nach der ersten Eisabtrift mit dem dadurch verbundenen Schwall die Erscheinung der Anhebung nicht mehr beobachtet wird.“

E c k e l

Die Anhebung des Wasserspiegels durch Grundeisbildung scheint plausibel, die Bildung von Grundeis entbehrt in vielen Fällen noch einer Klarstellung.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Wasser und Abwasser](#)

Jahr/Year: 1961

Band/Volume: [1961](#)

Autor(en)/Author(s): Eckel Othmar

Artikel/Article: [Zur Thermik der Staubecken 170-189](#)