

Thermische Belastung der Fließgewässer — physikalische Aspekte

O. ECKEL

Solange sich die Verunreinigung von Gewässern in jenen Grenzen hält, die für die Selbstreinigung ausreichen, bleibt sie unbeachtet. Wenn sie dieses Maß überschreitet, müssen Maßnahmen dagegen getroffen werden. In neuerer Zeit zählt man auch die Wärmeeinbringung durch Industrie, Abwasserreinigungsanlagen und große Kraftwerke zu den Produzenten der Verunreinigung, weil auch sie maßgeblich an den Änderungen des biologischen Zustandes beteiligt ist. Schließlich ist ja die Wassertemperatur für den zeitlichen Ablauf jedes chemischen und biologischen Prozesses von entscheidender Bedeutung.

Die Erzeugung von elektrischer Energie ist in kalorischen und Kernkraftwerken mit der Abgabe großer Wärmemengen verbunden. Die Energiewirtschaft steht also vor der Aufgabe, diese Wärmemengen wegzuschaffen. Dies gelingt entweder durch Frischwasserkühlung oder durch Rückkühlung des erwärmten Wassers im geschlossenen Kühlkreislauf mittels Kühltürmen bzw. in künstlichen oder natürlichen Kühlbecken. Wir wollen uns hier vornehmlich mit der erstgenannten Kühlungsart, der Frischwasserkühlung, befassen. Sie besitzt große Vorteile: sie ist die wirksamste und zugleich in Installation und Betrieb die billigste. Sie kann nicht überall und nicht unbeschränkt verwendet werden. Es werden ja je 100 MW elektrischer Leistung etwa 3 bis 5 m³/s Kühlwasser benötigt, so daß die Wasserführung kleinerer Flüsse mengenmäßig, insbesondere bei Niederwasser, kaum für große Kraftwerke ausreicht, zudem würde der Fluß in diesem Fall zu stark aufgeheizt.

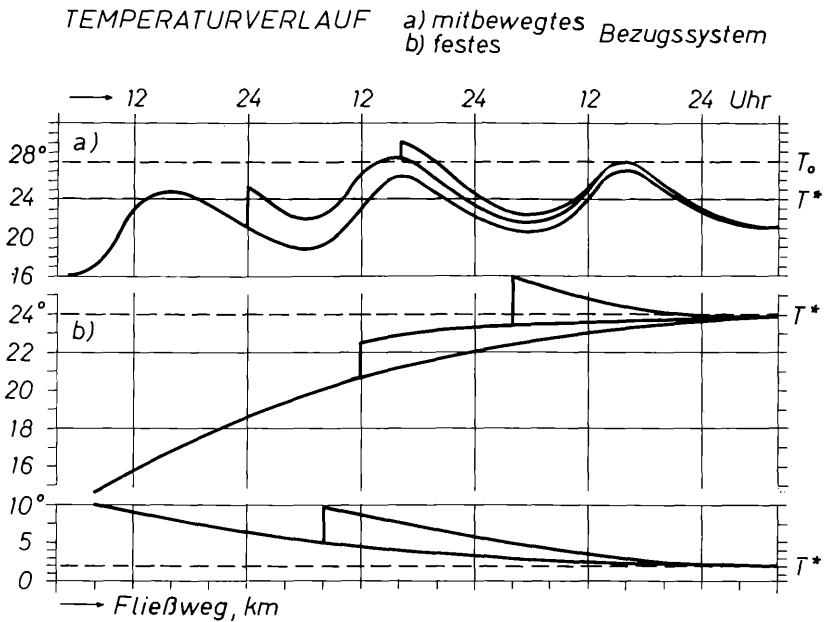
Die entscheidende Begrenzung der Frischwasserkühlung, die für jedes Fließgewässer gilt, liegt in der Erwärmung, weil sie den biologischen Zustand des Gewässers in seinem Gleichgewicht stört. Daher wurden international schon Grenzwerte für den Wärmeeintrag festgesetzt, vorderhand nur provisorisch, nämlich: eine Aufwärmung des Vorfluters

um höchstens 3° im völlig durchmischten Zustand, wobei die Flußtemperatur an keiner Stelle 25° überschreiten darf. Selbst diese Begrenzung gilt nicht uneingeschränkt, sondern nur unter der Voraussetzung, daß der Reinheitsgrad des Flusses infolge dieser Erwärmung nicht in den zweitschlechtesten Gütebereich abgleitet (2).

Die Aufgabe des Physikers besteht nun darin, für einen Fluß oder ein Kühlbecken jene Wärmemengen festzustellen, die er bei Niedrigwasser bzw. bei relativ hohen Wassertemperaturen aufnehmen kann, ohne obige Grenzwerte zu überschreiten. Wieviel Wärme das Gewässer in einem bestimmten Bereich aufnehmen kann, richtet sich — aus physikalischer Sicht gesehen — nach der Geschwindigkeit, mit der die Wärme abgebaut wird. Diesen Fragenkomplex beantwortet der Wärmelastplan, der für jeden Fluß aufgestellt werden muß.

Der Temperaturverlauf eines natürlichen Gewässers wird in Abb. 1 skizziert. Der obere Teil der Abbildung zeigt den Temperaturgang eines Wasservolumens über mehrere Schönwettertage in der warmen Jahreszeit. Das tägliche Temperaturminimum wird etwa um sieben Uhr, das Maximum gegen 17 Uhr erreicht. Die Tagesamplitude ist anfangs groß und wird später schwächer. Betrachten wir den Temperaturverlauf des Flusses von einem festen Bezugssystem aus und zeichnen für jeden Punkt das Tagesmittel der Temperatur, so ergibt sich der im unteren Teil der Abbildung dargestellte Temperaturgang des Längsprofils des Flusses, und zwar sowohl für die wärmere, wie für die kalte Jahreszeit. Die Aufwärmung, wie die Abkühlung erfolgen im Oberlauf rascher als im Unterlauf, stets strebt die Flußtemperatur einem von den meteorologischen Verhältnissen abhängigen Gleichgewichtswert T^* zu. In der Abbildung sind auch noch Unstetigkeitsstellen im Temperaturverlauf eingezeichnet. Sie bezeichnen jenen Zeitpunkt, bzw. jenen Ort, wo Wärmeeinträge erfolgen, die eine merkliche Erhöhung der Wassertemperatur verursachen. Ebenso kann man auch Stellen mit Wärmesenken einzeichnen, die z. B. im Sommer im Bereich von Einmündungen kühlerer Zubringer auftreten. Die Skizze zeigt, daß sich die Temperaturerhöhung des Flußwassers innerhalb einer gewissen Fließstrecke vom Anfangswert bis auf null verringert, wobei der Temperaturverlauf stets eine steigende Tendenz aufweist, solange die Gleichgewichtstemperatur nicht erreicht oder überschritten ist, erst in letzterem Fall tritt Temperaturabnahme im Tagesmittel ein. Die Abbildung zeigt auch, daß für das Limit der Erwärmung nicht die Tagesmitteltemperatur, sondern der Tageshöchstwert maßgebend ist.

Der Wärmelastplan eines Flusses fußt auf folgender einfachen Überlegung:



Temperaturverlauf eines Fließgewässers ohne und mit Wärmeeintrag

a) Tagesgang für ein mitbewegtes Wasserelement

b) Tagesmittelwerte für ein festes Bezugssystem. Obere Kurve für die warme, untere Kurve für die kalte Jahreszeit

Unstetigkeitsstellen bedeuten Temperatursprünge

T^* = Gleichgewichtstemperatur, T_0 = obere Grenztemperatur

Die dem Wasservolumen zugeführte Wärmemenge besteht aus einem Anteil, der auf die Oberfläche, und einem Anteil, der auf das Volumen wirkt.

$$W = W_1 + W_2$$

Auf die Oberfläche wirken alle Strahlungsvorgänge, die Verdunstung und der Wärmeübergang Wasser — Luft. Auf das Volumen wirkt der mit dem Massentransport verbundene Wärmetransport der natürlichen und künstlichen Zubringer. Er ist proportional dem Produkt aus Masse mal Temperaturdifferenz Zubringer-Hauptfluß. Der Wärmelastplan be-

rechnet die Temperaturänderung der Bezugswassermenge für jeden einstündigen Zeitabschnitt im Lauf mehrerer Tage.

Einige der genannten Wärmefaktoren sind stets positiv, so die Sonnen- und Himmelsstrahlung, die langwellige Gegenstrahlung der Atmosphäre, schließlich auch die Kühlwasserwärme von Kraftwerken. Die langwellige Ausstrahlung des Wasserkörpers ist stets negativ. Die übrigen Terme können ihr Vorzeichen wechseln: Abwässer von Siedlungen und Industrie sind im Sommer kühler, in den übrigen Jahreszeiten wärmer als das Flußwasser, wenn sie viel Grundwasser ableiten, dasselbe gilt für Nebenflüsse. Der Wärmeübergang Wasser — Luft wechselt im Tagesablauf und mit den Witterungserscheinungen häufig sein Vorzeichen, ebenso kann die Verdunstung zeitweise in Kondensation übergehen.

Die Temperaturänderung des Wasserelementes in der Zeiteinheit beträgt

$$\frac{\Delta T}{\Delta t} = \frac{1}{c_p h} (H_{St} - V - L) + \frac{Q_{fl}}{M} T \quad (1)$$

In dieser Gleichung sind alle Größen der rechten Seite meßbar. Im ersten Term kann h , die mittlere Flußtiefe, nicht aus direkten Messungen genommen werden, weil sie zeitlich und örtlich zu sehr veränderlich ist. Man setzt statt dessen

$$h = \frac{Q}{b \cdot v}$$

wobei b die Breite des Flußbettes und v die Profilgeschwindigkeit bedeutet, M = Volumen des Wasserelementes, Q_{fl} = Zuflußwassermenge/Zeiteinheit, T = Differenz der Wassertemperatur Zufluß — Hauptfluß. Die Größe H_{St} , der durch die Oberfläche gehende Strahlungsstrom, besteht aus einer Reihe von Summanden:

$$H_{St} = S_n + H_n + \epsilon G - \epsilon A$$

S_n bzw. H_n ist die auf die Horizontale fallende und durch die Reflexion an der Oberfläche geschwächte direkte Sonnenstrahlung bzw. Himmelsstrahlung. Die Summe aus S_n und H_n bezeichnet man als eindringende Globalstrahlung. G und A sind die langwelligen Strahlungsströme, die von der Atmosphäre gegen die Wasseroberfläche bzw. von dieser gegen den Weltraum gerichtet sind. Ihr Absolutbetrag wird durch Reflexion an der Wasseroberfläche um den Faktor 0,97 vermindert.

Alle genannten Größen unterliegen tages- und jahreszeitlichen Schwankungen. Reinheit der Atmosphäre, Wasserdampfgehalt, insbesondere aber Grad, Art und Höhe der Bewölkung sind maßgebend für die Variations-

breite der Strahlungsparameter. Die Globalstrahlung hat einen der Sonnenhöhe folgenden Tagesgang, ist daher auch von der Jahreszeit stark abhängig. Die langwellige Strahlung der Atmosphäre hat dagegen nur einen geringfügigen Tagesgang, ihr Sommerwert liegt aber rund 50% über dem Winterwert, die langwellige Strahlung der Wasseroberfläche hat ebenfalls einen geringen Tagesgang, ihr Sommerwert ist etwa 35% größer als der Winterwert.

Bewölkungsunterschiede wirken sich im Tagesgang sowohl auf die Globalstrahlung, wie auch auf die atmosphärische Gegenstrahlung stark aus. Die Globalstrahlung erreicht in jeder Jahreszeit bei wolkenlosem Himmel rund viermal so große Beträge wie bei bedecktem Himmel, die langwellige Strahlung der Atmosphäre ist dagegen bei bedecktem Himmel im Sommer rund 20%, im Winter sogar rund 35% höher als bei wolkenlosem Himmel.

Auch die Abschirmung des Flußbettes durch ufernahe Vegetation, Hügel oder Bergkämme muß bei der Ermittlung der Strahlungsgrößen berücksichtigt werden. Sie macht sich bei der direkten Sonnenstrahlung durch wesentliche Verspätung des Sonnenaufgangs und Verfrühung des Sonnenunterganges bemerkbar. Auch die Intensität der diffusen Strahlung des Himmels wird durch die Horizontabschirmung verringert.

Ein weiteres Glied in der Wärmeumsatzrechnung ist der Wärmeaustausch durch Konvektion Wasser — Luft (L) und die Verdunstung (V). Beide Größen sind ähnlich der langwelligen Strahlung der Atmosphäre nur schwer meßbar und mit erheblichen Fehlern behaftet. Für die Verdunstung gilt die einfache empirische Formel

$$V = (e_w - e_L) \cdot f(u)$$

e_w, e_L = Dampfdruck der Wasseroberfläche bzw. der Luft.

Schwierigkeiten bereitet in erster Linie die sogenannte Windfunktion $f(u)$.

Die von zahlreichen Forschern angestellten Untersuchungen brachten bisher stark divergierende Ergebnisse. Der Unsicherheitsbereich liegt vor allem bei den größeren Windgeschwindigkeiten. Der Wärmeaustausch Wasser — Luft läßt sich bei Kenntnis der Verdunstung mit Hilfe der sogenannten Bowen-Formel einfach darstellen.

$$L = 0.5 \frac{T_w - T_L}{e_w - e_L} V$$

Die Unsicherheit von V geht natürlich auch in die Größe L ein.

Um die Größenordnung, den täglichen Gang und den Einfluß der Bewölkung auf die meteorologischen Parameter aufzuzeigen, wurde in den folgenden Abbildungen ihr Verhalten an einem heiteren und trüben Julitag dargestellt. Die wesentlichen Erscheinungen sind folgende:

Heiterer Julitag (Abb. 2). Die energiemäßig bedeutendsten Komponenten des Wärmeumsatzes sind die langwellige Strahlung sowohl der Atmosphäre als auch des Wasserkörpers, weil sie 24 Stunden hindurch mit fast gleichbleibender Intensität wirken. Tagsüber wird die langwellige Strahlung der Atmosphäre durch die direkte Sonnenstrahlung übertroffen, während die kurzwellige Strahlung des wolkenarmen Himmels nur etwa ein Zehntel jener der Sonne ausmacht. Bei relativ hoher Lufttemperatur und geringer Luftfeuchte in den Nachmittagsstunden erreicht die Verdunstung ziemlich hohe Beträge. Der Wärmeaustausch mit der Luft ist wegen der großen Temperaturdifferenz Luft gegen Wasser im größten Teil des Tages positiv, das Wasser wird von den darüber streichenden Luftmassen erwärmt.

Trüber Julitag (Abb. 3). Die langwellige Strahlung der Atmosphäre ist wegen der Wolkenbedeckung stärker als bei heiterem Himmel, die Ausstrahlung des Wassers wegen niedrigerer Wassertemperatur etwas geringer. Die direkte Sonnenstrahlung fehlt, dagegen ist die kurzwellige Himmelsstrahlung intensiver. Die Verdunstung weist niedrigere Werte auf, weil Lufttemperatur und Luftfeuchte einen höheren Dampfdruck ergeben, der direkte Wärmeaustausch Wasser — Luft ist im wesentlichen negativ.

Faßt man die Komponenten des Wärmeumsatzes paarweise zusammen, kurzwellige Sonnenstrahlung mit Himmelsstrahlung zur Globalstrahlung, langwellige Strahlung der Atmosphäre mit Ausstrahlung des Wasserkörpers zur effektiven Ausstrahlung, und schließlich Verdunstung mit konvektivem Wärmeaustausch, so ergibt sich folgendes Bild (Abb. 4).

Für den heiteren Julitag erkennt man die dominierende Bedeutung der Globalstrahlung, das Überwiegen der effektiven Ausstrahlung, während Verdunstung und Konvektion sich in mäßigen Grenzen halten, zeitweise sogar positiv werden. Ganz anders bei bedecktem Himmel: Die kurzwellige Einstrahlung beschränkt sich auf die diffuse Himmelsstrahlung, ist daher nur etwa ein Viertel der Globalstrahlung bei heiterem Himmel. Die langwelligen Strahlungskomponenten kompensieren sich nahezu, dagegen nehmen Verdunstung und Konvektion mit Abnahme der Lufttemperatur bedeutende negative Beträge an.

Der zweite Term der Wärmebilanzgleichung W_2 , der den Wärmeinput aus den Zuflüssen enthält, kann gut erfaßt werden, wenn es sich

TAGESGANG DER WÄRMEUMSATZGRÖSSEN DONAU - WIEN

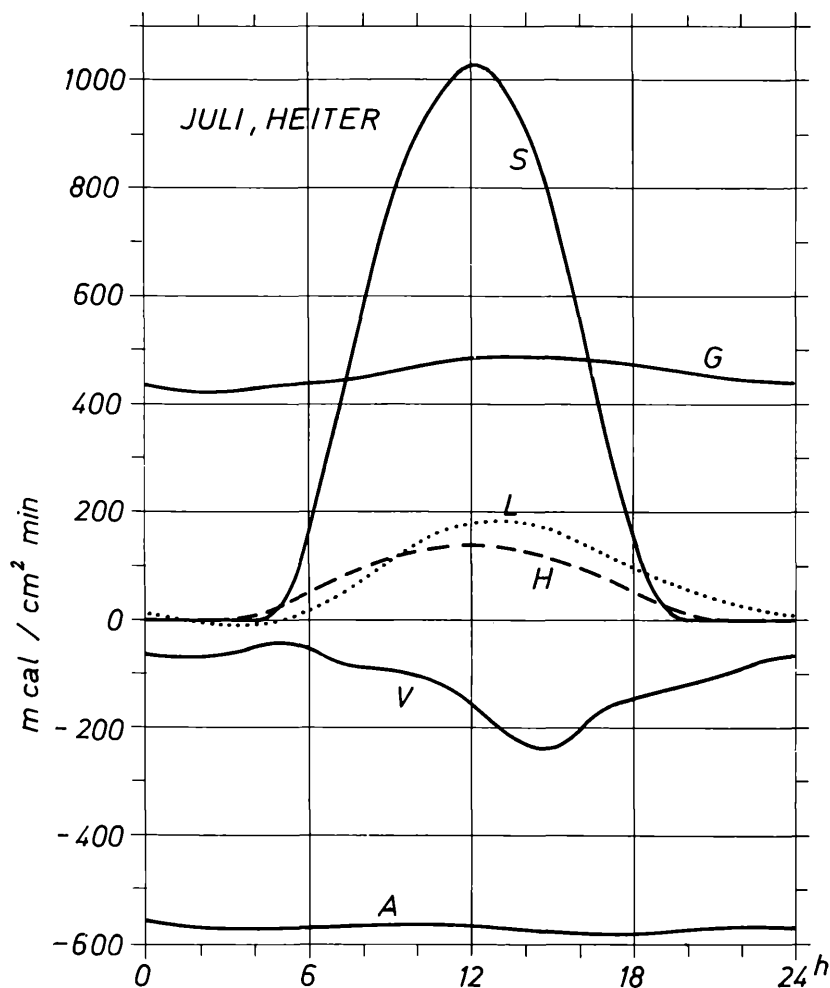


Abbildung 2

Tagesgang der Wärmeumsatzgrößen der Donau bei Wien an einem heiteren Julitag

S = eindringende Sonnenstrahlung, H = eindringende Himmelsstrahlung, G = langwellige diffuse Himmelsstrahlung, A = langwellige Ausstrahlung des Wassers, V = Wärmeverlust durch Verdunstung, L = Wärmeaustausch Wasser — Luft

TAGESGANG DER WÄRMEUMSATZGRÖSSEN DONAU - WIEN

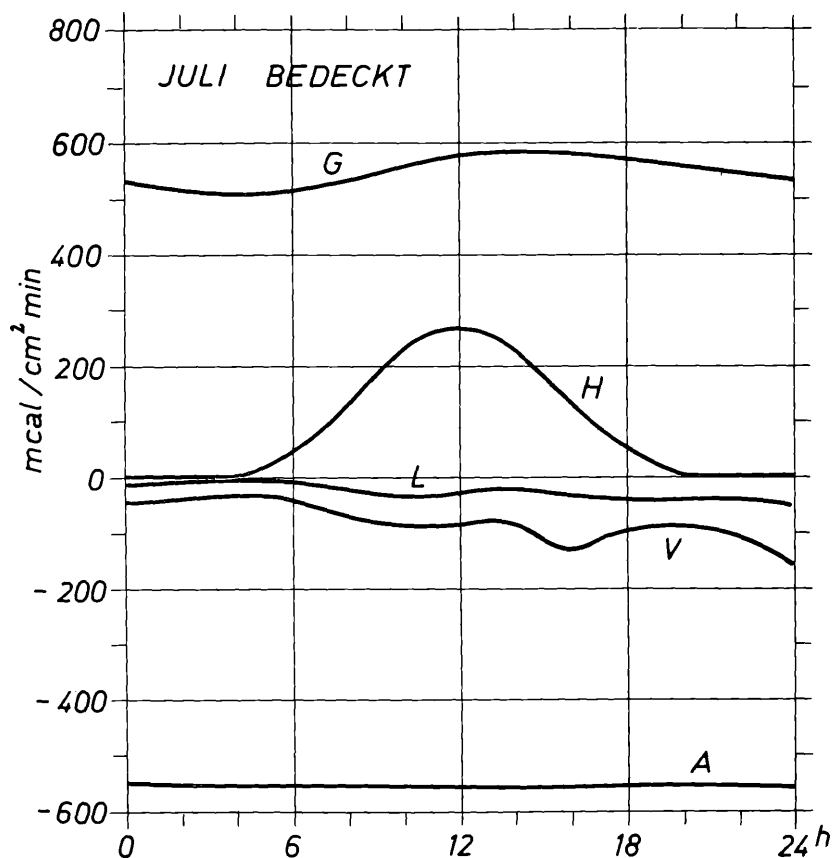


Abbildung 3
Tagesgang der Wärmeumsatzgrößen der Donau bei Wien an einem trübem
Julitag
Bezeichnungen wie in Abb. 2

TAGESGANG DER KOMBINIERTEN WÄRMEUM- SATZGRÖSSEN, WIEN - DONAU, JULI

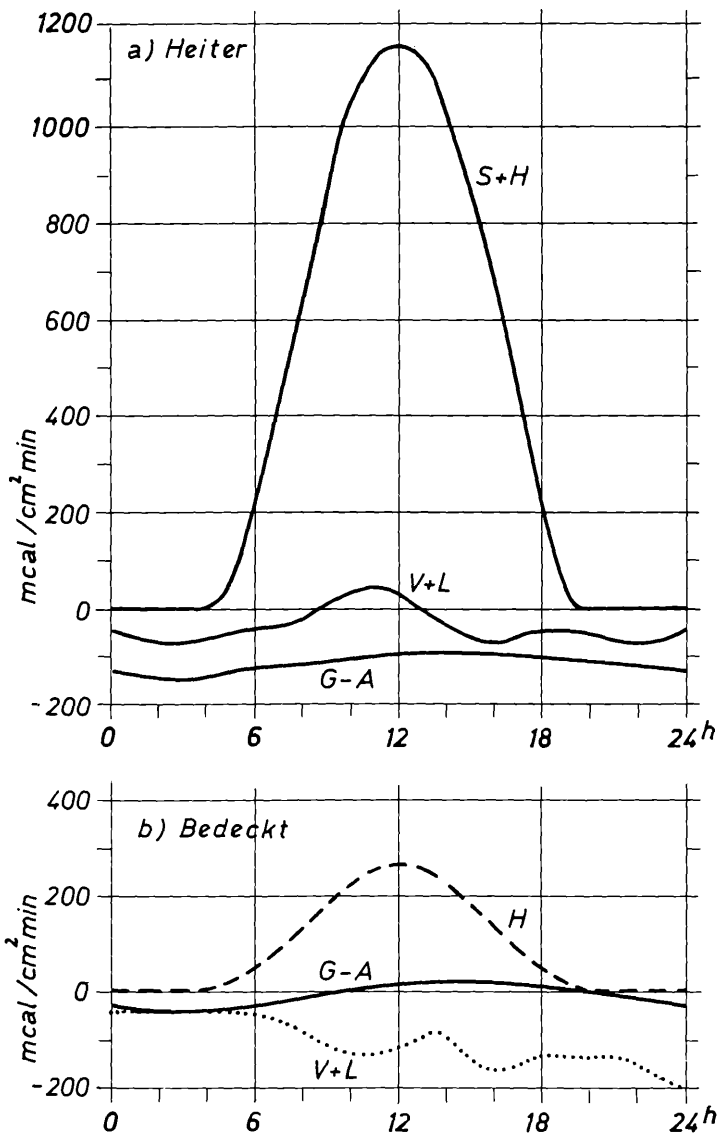


Abbildung 4
Tagesgang der kombinierten Wärmeumsatzgrößen der Donau bei Wien
Bezeichnungen wie in Abb. 2

um Kühlwasser aus Kraftwerken handelt, weil dort Durchflußmenge und Temperatur gemessen werden. Schwierig ist es, die entsprechenden Werte aus den Abwässern großer Siedlungen oder Industrieanlagen zu ermitteln. Sie können meist nur geschätzt werden.

Die bisherigen Überlegungen beziehen sich auf den Wärmeumsatz eines Volumelementes und die daraus resultierenden Temperaturänderungen. Die Aufstellung des Wärmelastplanes für einen ganzen Flußlauf muß diese Rechnung für die gesamte Flußstrecke anstellen. Hierzu wird die Flußlänge in einzelne Abschnitte zerlegt, die einer Fließdauer von einer Stunde entsprechen. Der Rechenvorgang ist folgender: man berechnet zunächst die Temperaturänderung des Flußwassers für den Flußabschnitt 1 im Zeitintervall 0 bis 1 Uhr, dann für den Flußabschnitt 2 im Zeitintervall 1 bis 2 Uhr usw. Man verfolgt auf diese Weise den Temperaturverlauf eines bestimmten Volumelementes von der Startzeit 0 Uhr von einem bestimmten Startpunkt weg bis zum Ende des Flußlaufs. So erhält man für dieses Volumelement in jedem Punkt die Temperatur, die es beim Passieren dieses Punktes gerade besitzt. Will man für jeden Punkt der Flußstrecke und jede Stunde die Flußtemperatur erfahren, muß man den Rechenvorgang für jede Startzeit von 0 bis 24 Uhr über den gesamten Flußlauf wiederholen. Voraussetzung für diesen Rechenvorgang ist die völlige Querdurchmischung der Wassermassen. Eine Verfeinerung des Verfahrens und damit eine Verbesserung der Ergebnisse wird erzielt, wenn man auch die Längsmischung berücksichtigt (11). Der Umfang der Rechnung ist so groß, daß sie von einem Computer durchgeführt werden muß. Im Schema der Programmierung finden sich zahlreiche Parameter. Um den örtlichen und zeitlichen Gegebenheiten Rechnung zu tragen, müssen die Parameter in zwei Gruppen unterteilt werden, in ortsgebundene und zeitgebundene. Die ortsgebundenen Daten müssen für jeden Flußabschnitt bekannt sein. Für die Donau, die im Staatsgebiet etwa eine Länge von 320 km durchfließt, sind es rund 80 Flußabschnitte. Die zeitgebundenen Daten müssen für jede Tagesstunde von 4 bis 6 aufeinanderfolgenden Tagen gegeben sein.

Den Rechnungen des Wärmelastplanes werden die ungünstigsten Durchflußmengen und Wassertemperaturen zugrunde gelegt. Im Bereich der Nordalpen finden sich die niedrigsten Q -Werte in den Herbst- und Wintermonaten, gleichzeitige Minima von Durchflußmengen mit hohen Wassertemperaturen treten gelegentlich im Frühherbst auf. Es ist anzunehmen, daß sich die Energiewirtschaft nicht nur für die Abkühlungsverhältnisse bei minimaler, sondern auch bei mittlerer Wasserführung interessiert, daher erscheint es vorteilhaft, daß das Rechenschema geeignet

ist, für einen festgehaltenen Zeitpunkt verschieden große Durchflusssmengen der Rechnung zugrunde zu legen, ohne allzugroße Änderungen der ortsfesten Parameter durchführen zu müssen.

Wärmelastpläne nach dieser Berechnungsmethode, allerdings mit erheblichen Vereinfachungen, wurden bereits für den Rhein von der Schweizer bis zur holländischen Grenze, und für den Main durchgeführt. Sie ergaben zufriedenstellende Resultate.

Ein zweiter Weg, das Problem der Abkühlung von erwärmtem Kühlwasser zu lösen, wurde von amerikanischen und Schweizer Forschern besprochen (8 bis 10, 3). Sie benutzen die Wärmeumsatzgleichung (1), sowie die klassische Differentialgleichung der Wärmeleitung in Flüssigkeiten mit dem hypothetischen Ansatz für Wärmeableitung durch die Oberfläche (Gl. 2) und gelangen damit in die Lage, die Ausgleichszeit oder Ausgleichsstrecke des erwärmten Wassers formelmäßig zu erfassen, was gegenüber den Rechnungen der Wärmebilanz eine große Vereinfachung darstellt.

Die Differentialgleichung für die substantielle Temperaturänderung eines Volumelements lautet:

$$\frac{dT}{dt} + \frac{dx}{dt} \cdot \frac{\partial T}{\partial x} + \frac{dy}{dt} \cdot \frac{\partial T}{\partial y} + \frac{dz}{dt} \cdot \frac{\partial T}{\partial z} = D \cdot \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) + K \cdot \frac{T - T^*}{c \rho h}$$

Wenn der Fluß in der x-Richtung fließt, läßt sich die Gleichung schreiben (Gl. 2):

$\frac{\partial T}{\partial t}$	$- v \cdot \frac{\partial T}{\partial x}$	$D \cdot \nabla^2 T$	$K \cdot \frac{T - T^*}{c \rho h}$
Advektion	Innere Wärmeleitung durch Längsmischung, Quermischung in der Horizontalen und Vertikalen	Wärmeleitung durch die Oberfläche	

Es bedeuten: v = Fließgeschwindigkeit in der x-Richtung, D = Koeffizient der inneren Wärmeleitung, verursacht durch die turbulenten

Bewegungen in der x-, y- und z-Richtung, K = Austauschkoeffizient Wasseroberfläche — Luft, T^* = Gleichgewichtstemperatur des Wassers, h = Tiefe des Gewässers.

Läßt man die beiden ersten Terme der rechten Seite zunächst außer Betracht, so besagt die Gleichung, daß die Änderung der Wassertemperatur pro Zeiteinheit proportional ist dem Unterschied zwischen der Wassertemperatur und der sogenannten Gleichgewichtstemperatur, wobei unter Gleichgewichtstemperatur jene Wassertemperatur zu verstehen ist, für welche die Wärmebilanz verschwindet. Die Geschwindigkeit der Temperaturänderung wird durch den sogenannten Austauschkoeffizienten K gesteuert. Auch dieser wird von den Temperaturwerten der Wasseroberfläche und der Luft, von der Luftfeuchtigkeit und der Windgeschwindigkeit bestimmt.

Die Lösung der vereinfachten Gleichung (2) führt zu einer exponentiellen Abklingfunktion für T

$$T = T^* + (T_0 - T^*) e^{-t/t_a} \quad t_a = c p h / K \quad (3)$$

t_a nennt man exponentielle Ausgleichszeit und versteht darunter jene Zeit, innerhalb der $T - T^*$ auf den Betrag $1/e = 0,37$ von $T_0 - T^*$ absinkt. Die Ausgleichszeiten sind abhängig von der Tiefe des Gewässers, von der Windstärke und von der Wassertemperatur. Je größer die Windgeschwindigkeit, um so geringer wird die Abklingzeit, aber die Änderungen sind bei kleineren Windstärken kräftiger als bei größeren. Einen bedeutenden Einfluß hat die Wassertemperatur. Nach den Schweizer Berechnungen (3) liegt die Abkühlungszeit ziemlich hoch: für eine mittlere Wassertiefe von 1 m, eine Windstärke von 2 m/s und eine Wassertemperatur von 10° beträgt sie 53 Stunden, für 30° Wassertemperatur nur 28 Stunden. Umgerechnet auf die österreichische Donau ergibt sich für diese bei einer Wassertemperatur von 20° eine exponentielle Ausgleichszeit von 37 Stunden für 1 m mittlere Tiefe, oder eine entsprechende Ausgleichsstrecke von über 300 km. Wie weit diese Schätzung der Wirklichkeit entspricht, müssen erst die Rechnungen der Wärmebilanz ergeben.

In den USA hat ein Forscherteam der Johns Hopkins Universität, Baltimore, im Auftrage des Edison Electric Instituts an 3 Kühlbecken von kalorischen Kraftwerken in Texas eingehende Untersuchungen über die Abkühlungsvorgänge gemacht. Obwohl die Kühlbecken in einer Breite von 32° N liegen, konnte man z. B. auf einer durchflossenen Fläche von 163 ha noch eine Abkühlung von 44° auf 36° C feststellen. (Wärme-

produktion 8,96 10^9 Kal/d bei 1,06 10^6 m³/d Wasserführung.) Folgende Fragen waren zu untersuchen: 1. Wie groß muß ein Kühlbecken sein, um die Überschußwärme einer bestimmten Kühlwassermenge bei einer festgesetzten Temperaturerhöhung zu vernichten? 2. Wie hoch muß der natürliche Wasserzufluß aus Grundwasser und Niederschlag sein, um die Verdunstungsverluste zu ersetzen? 3. Auf welche Höhe wird sich die Temperatur des rückgeführten Kühlwassers im heißesten Monat für bestimmte Wärmelasten einstellen?

Zur Lösung der Probleme wurden umfangreiche Messungen der Wärmeumsatzgrößen an den Kühlwasserbecken angestellt und die gewonnenen Daten in sehr gründlicher Weise bearbeitet (8 bis 10). Einerseits wurde die Wärmeumsatzgleichung (1), anderseits der hypothetische Ansatz (2) benutzt. Darin kommen die unbekannten Größen Austauschkoefizient K und Gleichgewichtstemperatur T^* vor. Sowohl im Wärmeumsatz, wie in der Größe K scheint die Windfunktion $f(u)$ als wesentlicher Faktor des Verdunstungs- und Konvektionsgliedes auf. Durch Eliminierung von $f(u)$ aus beiden Gleichungen können die K -Werte berechnet werden, anderseits wird aus den berechneten K -Werten und den zugehörigen u -Werten die gesuchte Windfunktion statistisch ermittelt. Auch für die Gleichgewichtstemperatur T^* wurde eine einfache Näherungsformel aufgestellt. So gelangte man unter Verwendung der gewonnenen Meßdaten des Wärmeumsatzes in den Kühlbecken zu einer Anzahl von Formeln, die die Vorhersage der Wassertemperatur des Kühlbeckens und damit die Beantwortung der obigen Fragen gestatten.

$$T_W = T^* + W / K$$

$$K = c_1 + \left(\frac{\partial e_W}{\partial T} + c_2 \right) f(u) \quad f(u) = c_3 + c_4 u^2$$

$$T^* = T_d + H_s / K$$

T_W = Wassertemperatur, T^* = Gleichgewichtstemperatur, T_d = Taupunkttemperatur der Luft, e_W = Sättigungsdampfdruck an der Wasseroberfläche, W = Wärmeeintrag durch Kraftwerk, H_s = eindringende Globalstrahlung, c_1 bis c_4 = Konstanten.

Das Verfahren hat nach den Angaben der Autoren zwei Schwächen: die Gleichgewichtstemperatur T^* wird erst nach einer Reihe von Näherungen bestimmt, der Austauschkoefizient K streut stark wegen der Eigenschaften der Windfunktion.

Gehen wir wieder von der Gleichung (2) für die lokale Temperaturänderung aus und betrachten einen stationären Zustand, dann wird

$$\frac{\partial T}{\partial x} = - \frac{D}{v} \nabla^2 T = K \cdot \frac{T - T^*}{c_{ph} \cdot v}$$

Wenden wir diese Gleichung auf den Temperaturverlauf von erwärmtem Kühlwasser an, das in den Vorfluter eingeleitet wird: Ist D , der Koeffizient der inneren Wärmeleitung durch Längs- und Quermischung, klein, so entspricht der Temperaturverlauf im Längsprofil der schon oben besprochenen exponentiellen Abklingfunktion. Die Geschwindigkeit der Abkühlung hängt von den meteorologischen Parametern K und T^* , von der Fließgeschwindigkeit und der Mächtigkeit der Warmwasserschicht ab. Ist diese gering, wie etwa bei Fahlenbildung, so erfolgt die Abkühlung auf die Temperatur des Vorfluters verhältnismäßig rasch. Wenn D groß ist, so kann sich ein Temperaturgradient in keiner Richtung ausbilden, Kühlwasser und Vorfluter nehmen rasch eine Mischtemperatur an, die sich wegen der größeren Mächtigkeit des Wasserkörpers nur langsam auf die Gleichgewichtstemperatur einstellt. Die Abkühlung des Kühlwassers ist im Falle starker Durchmischung geringer als im Falle schwacher oder fehlender Durchmischung.

Man kann den Temperaturverlauf eines Kühlbeckens oder Fließgewässers auch noch auf einfachere Art ermitteln, indem man die schwer zu bestimmende Gleichgewichtstemperatur T^* eliminiert. Wie benutzen wieder die Differentialgleichung (2) für die lokale Änderung der Temperatur, und zwar einmal mit künstlichem Wärmeeintrag, das andere Mal ohne diesen:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{Q}{bh} \frac{\partial T}{\partial x} = \frac{K}{c_{ph}} (T - T^*) = 0$$

$$\frac{\partial T_n}{\partial t} = \frac{K}{c_{ph}} (T_n - T^*) = 0$$

Fehlt der Wärmeeintrag, so ergibt sich die zeitliche Änderung der Temperatur T_n des natürlichen Flußlaufs durch die zweite Gleichung. Durch Subtraktion beider Gleichungen kann man T^* eliminieren, was zu folgender Lösung führt (8):

$$T = T_n(t) + \left[T(t - \frac{bhx}{Q}) - T_n(t - \frac{bhx}{Q}) \right] e^{-\frac{K \cdot bx}{c\rho Q}}$$

Auf diesem Weg läßt sich T für jeden Zeitpunkt und jede Stelle des Flusses ermitteln, wenn die Größen b , h , Q und der Austauschkoefizient K bekannt sind.

Ist der zeitliche Ablauf der Temperatur eines im Fluß mitbewegten Wasserkörpers hinreichend bekannt, so läßt sich Gl. (3) auch zur Bestimmung der Gleichgewichtstemperatur verwenden. T_1 an der Stelle x_1 , T_2 an der Stelle x_2 , Fließgeschwindigkeit, Durchflußmenge, Flußbreite und Austauschkoefizient im Bereich (x_1 , x_2) müssen bekannt sein.

Schließlich sei noch eine weitere praktische Anwendung der Differentialgleichung (2) mitgeteilt, die sich durch eine einfache Transformation der Variablen t ergibt (8, 10, 3).

$$\frac{dT}{dt} = -\frac{K}{c\rho h} (T - T^*)$$

Multipliziert man das Differential dt mit $b \cdot v$ (Flußbreite mal Fließgeschwindigkeit), so erhalten wir

$$\frac{dT}{dF} = -\frac{K}{c\rho Q} (T - T^*)$$

wobei dF das vom Fluß im Zeitintervall dt überstrichene Areal bedeutet, und als Lösung

$$T = T^* + (T_0 - T^*) e^{-F/F_a}$$

Diese Betrachtungsweise ersetzt die Berechnung der exponentiellen Abklingzeit durch den Begriff der exponentiellen Abklingfläche. Sie ist jene Fläche, die der Fluß zu durchfließen hat, bis seine Übertemperatur auf den Betrag von $1/e$ oder 37% der ursprünglichen Übertemperatur abgesunken ist. Die Bedeutung des Wechsels von Ausgleichszeit zu Ausgleichsfläche liegt darin, daß es in den meisten Flußläufen nicht möglich ist, einigermaßen genaue Angaben über die mittlere Flußtiefe, wohl aber über die Fläche des Flußbettes zu machen.

Diese Betrachtungsweise ermöglicht auch die Ausdehnung der Überlegungen auf die abkühlende Wirkung von stehenden Gewässern (3). Man kann ja einen See als verbreitetes Flußbett ansehen, allerdings nur dann, wenn die gesamte Seeoberfläche vom Fluß durchströmt wird, wie dies bei langen, schmalen Seen der Fall ist, oder wenn man nur jene Teile des Sees in Betracht zieht, die tatsächlich durchströmt werden.

Die Gleichung für den Abklingvorgang lautet:

$$\Delta T = \Delta T_0 \cdot e^{-F/F_a}$$

ΔT = Übertemperatur nach Durchströmen der Fläche F , ΔT_0 = Übertemperatur beim Einrinn. Setzt man für $F = F_s$, das Gesamtareal des Sees, und $F_a = \frac{c \rho Q}{K}$ wobei K als Funktion der Windgeschwindigkeit und der Wassertemperatur einem Diagramm entnommen werden kann, so ergibt sich

F_s/F_a	1/2	1	2	3
$T/\Delta T_0$	61	37	14	5 %

Ist der See dreimal so groß wie die Ausgleichsfläche, so verliert das Kühlwasser auf dem See bereits 95% seiner ursprünglichen Übertemperatur an die Atmosphäre. Der Quotient F_s/F_a ist bei gegebenem K proportional $1/Q$, das heißt, je kleiner die Durchflußmenge, um so größer ist die Verweildauer des Wassers im See, um so größer auch der Abkühlungseffekt. Die meisten größeren Seen weisen einen Quotienten $F_s/F_a > 10$ auf, so daß die Entkoppelung 100%ig ist.

Es wurde eine Anzahl von Fragen physikalischer Art besprochen, die sich mit dem Problem der Nutzung unserer Fließgewässer für Kühlzwecke von Kraftwerken ergeben. Die Vorhersage der Flußtemperaturen nach Wärmeeintrag an verschiedenen Stellen wird durch die Berechnung eines Wärmelastplanes ermöglicht. Die hierzu verwendete Methode beruht auf der Wärmeumsatzgleichung des Fließgewässers, wobei alle meteorologischen und hydrologischen Parameter als bekannt vorausgesetzt werden. Verwendet man zusätzlich noch einen hypothetischen Ansatz der Temperaturänderung als Funktion der Differenz von Wassertemperatur und Gleichgewichtstemperatur, so kommt man zu Vorhersageformeln, die außer der Wassertemperatur auch noch die Gleichgewichtstemperatur und den Austauschkoefizienten beinhalten.

Jede der angewandten Methoden krankt an der Ungenauigkeit, mit der einzelne meteorologische und hydrologische Parameter eingehen, so die atmosphärische Gegenstrahlung und die Windfunktion in der Wärmeumsatzgleichung, die komplexen Größen Austauschkoeffizient K und Gleichgewichtstemperatur T^* im hypothetischen Ansatz. Es ist daher unsere Aufgabe, für den Ostalpenbereich durch eigene Untersuchungen die Genauigkeit der meteorologischen und hydrologischen Informationen zu erhöhen. Dankenswerterweise unterstützen sowohl amtliche Stellen wie das Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, das Hydrographische Zentralbüro, die Bundesanstalt für Wasserbiologie und Abwasserforschung, das Strombauamt, aber auch die Elektrizitätswirtschaft, die Verbundgesellschaft und die Donaukraftwerke, diese Bestrebungen.

L i t e r a t u r

1. Eidg. Departement des Innern (1968): Gewässerschutztechnische Gesichtspunkte im Zusammenhang mit der Kühlwasserentnahme und -rückgabe bei konventionell- und nuklearthermischen Kraftwerken.
2. Eidg. Departement des Innern (1972): Bericht d. Eidg. Expertenkommission zur Ausarbeitung von Wärmelastplänen im Zusammenhang mit der Ableitung von Kühlwasser an Aare und Rhein.
3. KUHN, W. (1972): Physikalisch-meteorologische Überlegungen zur Nutzung von Gewässern für Kühlzwecke. — Archiv Met. Geoph. Biokl. Ser. A, Bd. 21, 1972.
4. Bundesamt f. Gewässerkunde Koblenz (1969): Auswirkungen der Einleitung von Warmwasser auf die Gewässer.
5. Innenministerium Baden—Württemberg (1969): Studie über die thermische Belastbarkeit der fließenden Oberflächengewässer. Stuttgart 1969.
6. Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA) (1971): Grundlagen für die Beurteilung der Wärmebelastungen von Gewässern.
7. Bayerisches Landesamt für Wasserversorgung und Gewässerschutz (1972): Wärmelastrechnungen Main.
8. EDINGER, J. E., BRADY, D. K., GRAVES, W. L. (1968): The Variation of Water Temperatures due to Steam Electric Cooling Operations. — J. Water Pollution Control Fed., 40, 1632—1639.
9. EDINGER, J. E., DUTTWEILER, D. W., GEYER, J. C. (1968): The Response of Water Temperatures to Meteorological Conditions. — Water Resources Research. Vol. 4, No. 5.
10. BRADY, D. K., GRAVES, W. L. Jr., GEYER, J. C. (1967): Surface Heat Exchange at Power Plant Cooling Lakes. — Cooling Water Studies for Edison Electric Inst., Res. Proj. No. 49, Rep. No. 5, Johns Hopkins Univ. Baltimore, Md.

11. BÖGH, P. und ZÜND, H. (1970): THEDY — ein Programm zur digitalen Simulierung des instationären Wärmehaushaltes von Flußsystemen. Neue Technik, B 1.
12. ECKEL, O. und REUTER, H. (1950): Zur Berechnung des sommerlichen Wärmeumsatzes in Flußläufen. — Geogr. Annaler 32.

Anschrift des Verfassers: W. Hofrat Dr. Othmar ECKEL, Nußwaldgasse Nr. 22 a/3, A - 1190 Wien.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 1972-1973

Band/Volume: [1972-1973](#)

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

Artikel/Article: [Thermische Belastung der Fließgewässer - physikalische Aspekte 123-140](#)