

# Mikrostrukturen der Temperatur als Tracer für Turbulenz und Mischung

Die kleinsten Temperaturvariationen in Gewässern reichen über Bruchteile von Millimetern. Diese so genannten Temperaturmikrostrukturen können als Tracer verwendet werden, um turbulente Vermischung und deren kleinräumige Dynamik zu erfassen. Mit dieser Methode ist es möglich, verschiedene Einflüsse, z.B. Wind und Abkühlung, bei der Durchmischung von Gewässern auseinander zu halten.

Bei der klassischen Tracer-Anwendung schliesst man aus der zeitlichen Entwicklung von Konzentrationen, welche an verschiedenen Orten gemessen werden, auf die Ausbreitung und die Umsatzraten von Stoffen. In «stehenden» Gewässern wie Seen, Meere und Ästuarien, die praktisch immer dichtegeschichtet sind und meist deutliche Temperaturgradienten aufweisen, lassen sich Temperaturvariationen  $\Delta T'$  (Abb. 1) als natürliche Tracer verwenden. Da sich die Temperatur über Zeiträume von Sekunden bis Minuten vollständig konservativ verhält, sind deren Variationen  $\Delta T'$  somit ein direktes Abbild der turbulent verlaufenden Transportvorgänge. Diese beiden Eigenschaften bilden die Grundlage der Temperaturmikrostruktur-Methode, welche zum Ziel hat, aus einem grossen Set von gemessenen  $\Delta T'$  auf Mischungsraten zu schliessen. Bei Schichtung verlaufen die turbulenten Strömungen vor allem horizontal und der vertikale Wasseraustausch ist stark vermindert. Trotzdem ist die turbulente Vermischung auch in vertikaler Richtung meist hundert- bis millionenfach grösser als die stets präsente molekulare Diffusion ( $K_T$  oder  $K_S$ , Tab. 1). Da vertikale Stoffflüsse üblicherweise, analog zu molekularen, durch das Produkt von turbulenter Diffusivität  $K_v$  ( $m^2 s^{-1}$ ) mal Konzentrationsgradienten  $\partial C / \partial z$  ( $mol m^{-4}$ ,  $z$  = Tiefe) quantifiziert werden, kommt der Erfassung von  $K_v$  grosse praktische Bedeutung zu.

## Das Prinzip

Welcher Zusammenhang besteht zwischen den Mikrostrukturen der Temperatur und der Mischungsrate? Die grundsätzliche Idee ist in Abb. 1 am Beispiel eines Temperatur-

profils aus dem Neuenburgersee dargestellt. In einem Temperaturgradienten  $\partial T / \partial z$  weisen benachbarte Wasserpakete unterschiedliche Temperaturen auf. Werden diese turbulent vermischt, so entstehen Variationen  $\Delta T'$  von der Grösse  $\Delta T' \approx L' \cdot (\partial T / \partial z)$ , wobei  $L'$  die Auslenkung eines Wasserpaketes aus seiner Ruhelage bezeichnet. Gelingt es,  $\Delta T'$  und den vertikalen Gradienten  $\partial T / \partial z$  *in situ* mit hoher Auflösung zu messen, so gewinnt man Informationen über die Ausdehnung  $L'$  und die Häufigkeit der turbulenten Wirbel (Abb. 1). Beide Informationen können durch zwei unterschiedliche statistische Modelle (siehe Kasten) in Mischungsraten ( $m^2 s^{-1}$ ) und turbulente Energiedissipationen ( $W kg^{-1}$ ) umgerechnet werden [Details in 1]. Die Wirbelgrössen variieren dabei, abhängig von der Schichtung und der vorhandenen Energie, von Millimetern bis mehrere Meter, wie beispielsweise im Ozean oder im Baikalsee. Variationen über räumliche Distanzen von weniger als 1 m werden als Temperaturmikrostrukturen bezeichnet.

## Die Messung

Zentral für das Erfassen von Turbulenz ist die vollständige Auflösung der Temperatur- und Geschwindigkeitsmikrostrukturen im Millimeter-Bereich. Profile werden üblicherweise mit frei sinkenden oder frei steigenden Sonden von einem Schiff aus oder heute sogar frei treibend mit Satelliten kommunizierend aufgenommen. Dabei muss die Sonde mit einer Geschwindigkeit, die deutlich grösser ist als die turbulente Geschwindigkeit  $w'$  (Tab. 1) bewegt werden, jedoch erfordert die thermische Trägheit des Temperatursensors von ca. einer Hundertstel-

sekunde eine möglichst geringe Geschwindigkeit. Der Kompromiss ist eine Sondengeschwindigkeit von 5 bis 10 cm s<sup>-1</sup>, womit Temperaturprofile mit einer vertikalen Auflösung von ca. 0,5 bis 1 mm erfasst werden können. Wichtig ist, dass die schnell reagierenden T-Sensoren an der Spitze der Sonde angebracht sind, um das Profil (Abb. 1) ungestört zu erfassen.

## Die Anwendung

Die turbulente Diffusion in geschichteten Gewässern ist von vielfältiger Bedeutung. Im Meer beeinflusst sie beispielsweise das Schicksal klimarelevanter Gase und den Wärmetransport zwischen dem Äquator und den Polen. In Seen wirkt sie auf die Verteilung von Nähr- und Schadstoffen, die Algenproduktion, den Transport von Sauerstoff und anderen Redox-Parametern und beeinflusst letztlich die Bildung von Sedimenten. Die experimentelle Erfassung der vertikalen Diffusivität in natürlichen Gewässern ist heikel, da die Mischung gegen die Dichteschichtung langsam abläuft und zudem zeitlich und räumlich sehr heterogen ist. Wie Abb. 1 zeigt, wechseln sich turbulente und inaktive Bereiche ab.

**Coxzahl-Methode:** Bei dieser Methode werden die Gradienten der Temperaturvariationen  $\Delta T'$  (genauer  $[\Delta T' / \partial z]^2$ ) mit den mittleren Gradienten  $[\partial T / \partial z]^2$  verglichen. Diese Verhältniszahl (die so genannte Coxzahl) ist ein Mass dafür, wieviel mal grösser die turbulente Mischungsrate verglichen mit der molekularen Rate ist (siehe Tab. 1 für typische Grössen).

**Dissipations-Methode:** Bei diesem Verfahren wird die Information, die in der «Feinheit» der Struktur der vorhandenen Temperaturfluktuationen steckt, ausgenutzt. Je intensiver die Turbulenz ist, desto kleiner können die kleinstmöglichen Wirbel sein, bevor sie von der Viskosität des Wassers geglättet werden. Aus diesen kleinsten Strukturen wird dann auf die Dissipation turbulentener Energie (Tab. 1) geschlossen. Die Dissipation ist das klassische Mass für die Intensität von Turbulenz in natürlichen Systemen.

Symbol	Eigenschaft	Typischer Bereich
$\Delta T'$	Temperaturvariationen (lokal) in Gewässern	0,0001 bis 0,1 °C
$K_v$	Vertikale turbulente Diffusivität (Mischungsrate $K_v = w' \cdot L'$ )	$10^{-7}$ bis $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$
$K_T$	Molekulare Diffusivität der Temperatur	$1,4 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$
$K_s$	Molekulare Diffusivität gelöster Stoffe	um $10^{-9} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$
$L'$	Vertikale Grösse von Wirbeln	cm bis mehrere m
$w'$	Vertikale Geschwindigkeiten von Wirbeln ( $w' = (\varepsilon/N)^{1/2}$ )	0,01 bis 10 cm s <sup>-1</sup>
$\varepsilon$	Dissipation turbulenter Energie in Wärme	$10^{-11}$ bis $10^{-6} \text{ W kg}^{-1}$
$N^2$	Stabilität der Wassersäule ( $N^2 = -1/p \cdot \partial p / \partial z$ )	$10^{-9}$ bis $10^{-2} \text{ s}^{-2}$

Tab. 1: Größenbereiche turbulenten Eigenschaften in geschichteten Gewässern.

Üblicherweise werden vertikale Mischungsraten «indirekt» durch die zeitliche Verbreitung eines Tracers oder über den Wärmehaushalt bestimmt. Dabei wird jedoch über die Wirkung aller turbulenten Mischungsereignisse, welchen der Tracer ausgesetzt

ist, gemittelt. Durch die indirekte Messung ist es jedoch nicht möglich, besonders turbulente oder inaktive Zonen zu identifizieren und die Mischungsintensität spezifisch an einem Ort oder zu einem festen Zeitpunkt zu erfassen. Bei der direkten Messung durch

die Temperaturmikrostruktur-Methode dagegen werden auch turbulente Ereignisse erfasst und können zeitlich und räumlich aufgelöst werden. Damit konnte beispielsweise die Rolle der Bodengrenzschicht für die turbulente Mischung im Hypolimnion von mittleren und kleinen Seen (Abb. 2) aufgezeigt werden [2]. Messungen im Baikalsee [3] und in den Randmeeren zeigen, dass auch in grossen Gewässern die vertikale Vermischung weitgehend durch Prozesse am Sediment bestimmt wird.

Die Methode erlaubt zudem, Turbulenz unter verschiedenen physikalischen Randbedingungen getrennt zu untersuchen. Es wird möglich, unterschiedliche physikalische Mischungsprozesse in Modellen richtig zu parametrisieren sowie Wege und Verweilzeiten der mechanischen Energie zu bestimmen. Damit kann z.B. die Wirkung des Windes und die Wirkung der Abkühlung sauber auseinander gehalten werden – eine Aufgabe, die mit klassischen Tracern kaum zu realisieren ist.

Die Arbeit wurde langfristig vom Schweizerischen Nationalfonds und der EAWAG unterstützt.

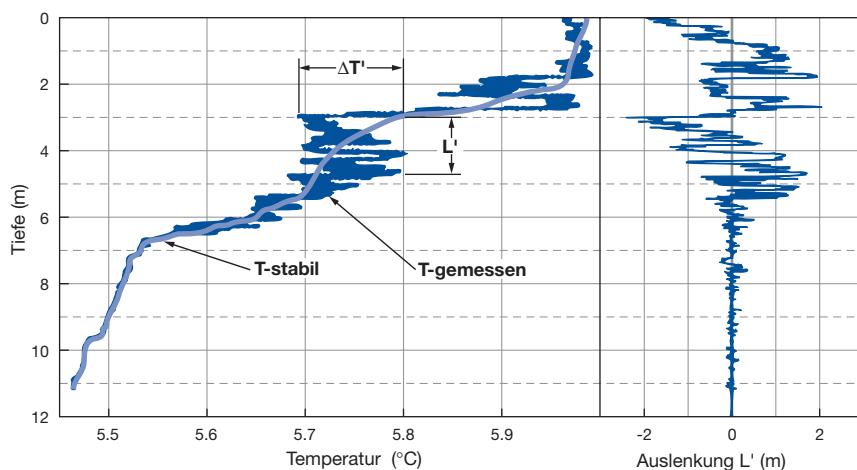


Abb. 1: Temperaturprofil aus dem Neuenburgersee (links, T-gemessen) und die entsprechenden Auslenkungen  $L'$  (rechts). Die Auslenkungen  $L'$  erreichen Längen bis zu 2 m relativ zur stabilen (turbulenzfreien) Ruhelage (links, T-stabil). Die Temperaturvariationen  $\Delta T'$  entstehen durch Verwirbelung benachbarter Wasserpakete mit unterschiedlicher Temperatur.

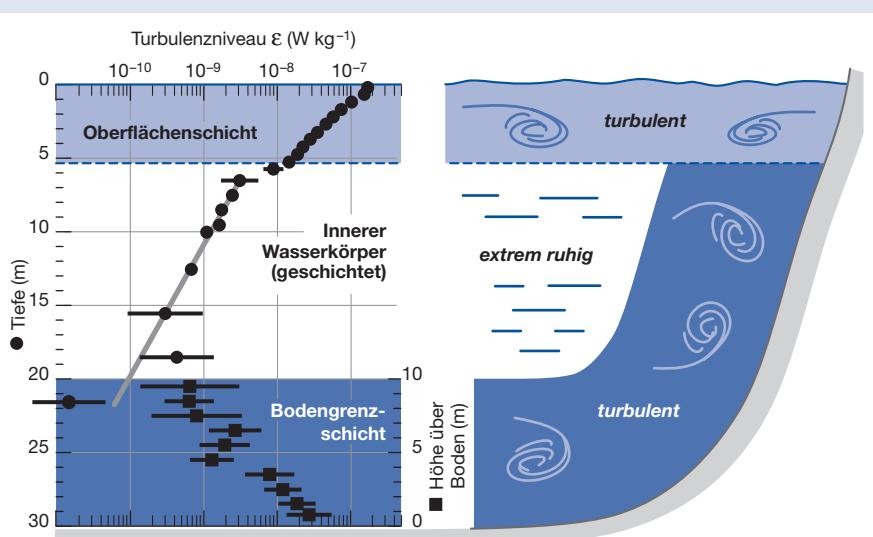


Abb. 2: Typisches Profil der Turbulenzintensität in einem See (hier Alpnachersee). An der Oberfläche wird turbulente Energie durch direkte Einwirkung von Wind und Abkühlung erzeugt. Die Energie nimmt mit zunehmender Tiefe ab und wird zusätzlich durch die Dichteschichtung gedämpft. Im inneren Wasserkörper ist es deshalb extrem ruhig. Über dem Seegrund steigt das Turbulenzniveau durch die Bodenreibung wieder stark an.



Alfred Wüest, Physiker und Leiter der Abteilung «Angewandte Gewässerökologie». Er unterrichtet das Fach «Aquatische Physik» an der ETH Zürich. Forschungsgebiet: Mischungsprozesse in Seen und Flüssen, Einfluss physikalischer Prozesse auf biogeochemische Kreisläufe in Gewässern.

Koautoren: Tobias Jonas, Andreas Lorke, Michael Schurter

[1] Gloor M., Kocsis O., Omlin M., Schurter M., Wüest A. (1995): Temperaturmikrostrukturen – Eine Methode zur Bestimmung der Mischungsintensität in geschichteten Gewässern. Gas Wasser Abwasser 75, 1087–1096.

[2] Wüest A., Piepke G., van Senden D.C. (2000): Turbulent kinetic energy balance as a tool for estimating vertical diffusivity in wind-forced stratified waters. Limnology & Oceanography 45, 1388–1400.

[3] Ravens T.M., Kocsis O., Wüest A., Granai N. (2000): Small-scale turbulence and vertical mixing in Lake Baikal, Limnology & Oceanography 45, 159–173.