

Struktur und Chaos: Kleinskalige Austauschprozesse zwischen Atmosphäre und Meer

BERND JÄHNE

Heidelberg Collaboratory for Image Processing (HCI) am IWR
und Institut für Umweltphysik
Universität Heidelberg

Zusammenfassung

Austauschprozesse zwischen Atmosphäre und Meer bestimmen die Verteilung von Energie, Wärme und Stoffen auf unserem Planeten. In Bezug auf den Klimawandel ist dabei der Transport von Kohlendioxid von der Atmosphäre ins Meer von eminenter Bedeutung. Die Geschwindigkeit des Austauschs ergibt sich aus dem Zusammenspiel zwischen molekularer Diffusion und Turbulenz unmittelbar an der Meeresoberfläche. An dem bisher am wenigsten verstandenen Prozess des Austauschs von Spurengasen wird gezeigt wieso dies so ist und dass damit die Bildung von raumzeitlichen Strukturen verbunden ist, die wohl geordnet bis chaotisch sein können.

1 Einleitung

Gut 70 % der Oberfläche des Planeten Erde bedecken die Weltmeere. Damit stellt die Meeresoberfläche nicht nur die größte Grenzfläche der Erde dar, sondern über sie tauschen sich die beiden großen fluiden Kompartimente Ozean und Atmosphäre aus und bestimmen damit entscheidend, wie sich was auf der

Erde verteilt. Der ständig wehende Wind ist einer der treibenden Kräfte der großräumigen Ozeanströmungen. Durch Temperaturunterschiede zwischen Luft und Wasser wird Wärme ausgetauscht und die Verdunstung an der Wasseroberfläche kühlt die Ozeanoberfläche (latenter Wärmeaustausch) und führt gleichzeitig der Atmosphäre Wasserdampf zu.

Schließlich werden Gase und flüchtige Stoffe ausgetauscht. Darunter sind viele klima- und umweltrelevante Stoffe. Das bekannteste Beispiel ist Kohlendioxid. So hat der Ozean etwa 40 % des durch menschliche Aktivitäten — im wesentlichen durch die Verbrennung fossiler Energieträger — in die Atmosphäre gelangte Kohlendioxid aufgenommen. Ohne diesen Austausch wäre der Kohlendioxidgehalt in der Atmosphäre entsprechend höher. Weitere wichtige Beispiele sind Dimethylsulfid (DMS), das von Plankton produziert in die Atmosphäre gelangt, dort oxidiert wird und dann als Partikel die Wolkenbildung fördert, und natürlich Sauerstoff, dessen Konzentration im Wasser entscheidend für die Biologie der Gewässer ist.

In diesem Beitrag wird zuerst erläutert, dass diese Austauschprozesse inhärent nichtlinearer Natur sind, erst durch ein Wechselspiel zwischen turbulenter Strömung und molekularer Diffusion zustande kommen und erheblich durch die gleichzeitige Generierung von Wasserwellen durch den Wind und die Chemie oberflächenaktiver Substanzen beeinflusst werden. Da man diese Prozesse mit bloßem Augen nicht sieht, war es notwendig, diese durch eine Reihe von geeigneten bildaufnehmenden Messtechniken sichtbar zu machen. Mit diesen konnte dann gezeigt werden, dass sich abhängig von den vorherrschenden Mechanismen sehr unterschiedliche Strukturen in Raum und Zeit herausbilden, die charakteristische Muster aufweisen, aber auch völlig chaotisch sein können.

2 Grenzschichten und Transfargeschwindigkeiten

Da die Strömungen nahe der Meeresoberfläche parallel zu dieser verlaufen, kann diese keinen vertikalen Austausch bewirken. Daher kommt den zufälligen Schwankungen, sprich der Turbulenz, die entscheidende Bedeutung für den vertikalen Austausch zu. Ohne diese, also in einer sogenannten laminaren Strömung, gäbe es keinen durch die Strömung induzierten vertikalen Austausch. Turbulente Fluktua-

tionen wiederum gibt es nur, weil die grundlegende Gleichung für Strömungen mit Reibung, die Navier-Stokes-Gleichung, nicht linear ist.¹

Wovon die Stärke dieser turbulenten Durchmischung abhängt, hatte Prandtl schon vor knapp 100 Jahren herausgefunden. Man kann den Prozess wie die molekulare Diffusion betrachten, die auf der zufälligen thermischen Bewegung der Moleküle beruht. Diese bewegen sich geradlinig, bis sie mit einem anderen Molekül zusammenstoßen und sich danach in eine andere Richtung weiter bewegen. Ohne mathematische Ableitung kann man intuitiv verstehen, dass die Durchmischung um so schneller geht, je länger die geradlinige Bewegung andauert (mittlere freie Weglänge) und je größer die Geschwindigkeit ist. Das Produkt der beiden Größen geht in die Diffusionskonstante D ein.

Während beim Transport in der Hauptströmungsrichtung parallel zur Meeresoberfläche die Transportstrecke (Advektion) proportional mit der Zeit wächst, ist dies wegen der zufälligen Bewegung in alle Richtungen bei der molekularen Diffusion nicht der Fall. Zum einen folgt die Ausbreitung in alle Richtungen gleichmäßig, zum anderen wächst die Verbreiterung nur mit der Wurzel aus der Zeit. Mit anderen Worten: Diffusionsprozesse sind nur auf kurze Distanzen effektiv. In der Atmosphäre werden für die Verbreiterung um 1 mm etwa 30 ms benötigt, für 1 cm schon 3 s und für 1 m lange 9 h.

Ein weiteres Charakteristikum ist für die molekulare Diffusion entscheidend. In der Atmosphäre ist die mittlere freie Weglänge knapp unter einem Zentel Mikrometer. Daher „sieht“ man nichts von diesen Fluktuationen auf den Skalen, die für die Austauschprozesse von Bedeutung sind. Molekulare Diffusion kann damit Konzentrationsunterschiede nur glätten, aber nicht zur Bildung irgendwelcher Strukturen führen.

Wie kann nun turbulente Diffusion überhaupt effektiv sein, wenn diese genauso beschrieben werden kann wie die molekulare? Das Entscheidende ist, dass die freie Weglänge ungleich größer ist. Das Prandtl'sche Mischungsweg-Konzept besagt, dass turbulente Fluktuationen eine Weglänge haben können, die so groß ist wie die Entfernung z zur Grenzfläche. Eine turbulente Fluktuation (Wirbel) kann daher, unabhängig von ihrer Entfernung, bis an die Meeresoberfläche reichen. Damit ist in

¹ Die mittleren turbulenten Austauschterme resultieren unmittelbar aus dem nichtlinearen Term in dieser Gleichung, wenn diese in mittlere und fluktuierende Terme aufgetrennt wird (Reynoldsgleichung).

der Luft die mittlere freie Weglänge in 10 m Entfernung um acht Größenordnungen höher als für die molekulare Diffusion. Die turbulenten Geschwindigkeitsfluktuationen sind mit 0,05–0,5 m/s allerdings drei bis vier Größenordnungen kleiner als die Molekülgeschwindigkeiten mit etwa 500 m/s. Insgesamt dominiert aber trotzdem die große freie Weglänge und damit ist die turbulente Durchmischung in 10 m Entfernung von der Grenzfläche 10 000–100 000-mal effektiver als die molekulare. Aus diesen Grundtatsachen lassen sich leicht eine Reihe wichtiger Schlussfolgerungen ziehen.

Der vertikale turbulente Transport wird mit Annäherung an die Meeresoberfläche immer weniger effektiv. Irgendwann werden die Fluktuationen durch die Viskosität (Reibung) zusätzlich vermindert und fallen daher zur Grenzfläche noch schneller als linear ab. An der Grenzfläche selbst ist die turbulente Diffusionskonstante Null. Überraschend: Gäbe es keine molekulare Diffusion, so wäre deswegen keinerlei Austausch über die Wasseroberfläche möglich.

Bedingt durch diesem Effekt bilden sich auf beiden Seiten der Meeresoberfläche Grenzschichten aus (Abb. 1a), in denen die molekulare Diffusion größer ist als die turbulente. Dort ist der Widerstand für den Transport am größten und damit der Konzentrationsgradient am steilsten. Daraus resultiert zum Beispiel, dass der Wind in 10 m Höhe erst an der Kante der viskosen Grenzschicht, also Millimeter über der Wasseroberfläche, auf die Hälfte abgefallen ist. Das gleiche gilt für den Verlauf von vertikalen Temperatur- und Stoffkonzentrationsgradienten.

Da die molekulare Diffusion der Geschwindigkeit (physikalisch korrekter ausgedrückt, der Impulsdichte), Wärme und Stoffen in Luft etwa gleich groß ist, haben die Grenzschichten für alle drei Größen die gleiche Dicke. Die Geschwindigkeit für den vertikalen luftseitigen Austausch von der Meeresoberfläche bis in 10 m Höhe beträgt etwa 0,1–0,2 % der Windgeschwindigkeit und liegt größenordnungsmäßig im Bereich von Zentimetern pro Sekunde. Diese vertikale Transportgeschwindigkeit, Transfargeschwindigkeit genannt, kann man sich anschaulich als die Geschwindigkeit vorstellen, mit der die transportierte Größe von der Meeresoberfläche in die Atmosphäre geschoben wird. Damit dauert es Minuten, um zum Beispiel verdunstetes Wasser auf 10 m Höhe zu transportieren.

Auf der Wasserseite sind die Verhältnisse wesentlich komplizierter, da die Diffusion von Impuls, Wärme und Stoffen nicht mehr gleich schnell ist. Wärme wird etwa zehnmal und Stoffe und gelöste Gase sogar tausendmal langsamer molekular transportiert als Impuls. Letzteres liegt daran, dass Impuls und Wärme

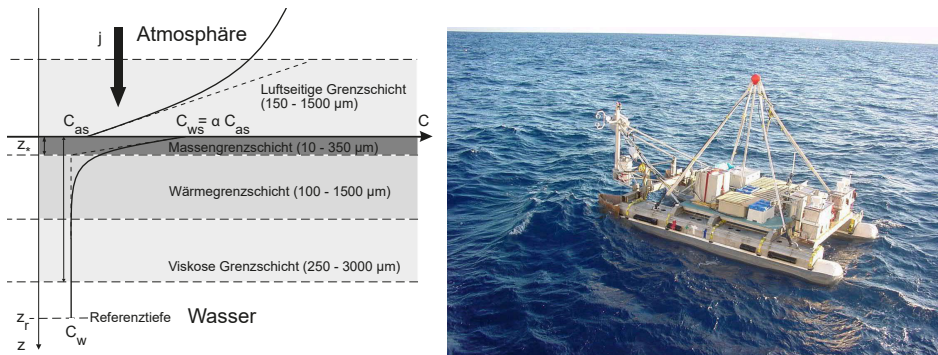


Abbildung 1: (a) Grenzschichten für Austauschprozesse über die Meeresoberfläche, nach Kunz und Jähne, 2018 (links, nähere Erläuterung im Text); (b) Forschungskatamaran zur Untersuchung kleinskaliger Austauschprozesse an der Meeresoberfläche gebaut von Dr. Erik Bock (1961–2001), zuerst am Woods Hole Ozeanographischen Institut, dann am Institut für Umweltphysik, Universität Heidelberg tätig (rechts, Foto Nachlass Erik Bock).

durch Stöße übertragen werden, beim Stoffaustausch aber das entsprechende Molekül sich selbst bewegen muss. Dazu muss Energie aufgebracht werden, um Anziehungskräfte zwischen Wassermolekülen zu überwinden.

In Wasser ist daher die Wärmegrenzschicht nur halb so dick wie die viskose für die Geschwindigkeit, die Massengrenzschicht sogar etwa zehnmals dünner (Abb. 1a). Das bedeutet für den Stoffaustausch: Innerhalb der viskosen Grenzschicht ist zwar die Reibung groß genug, dass molekularer Transport für Geschwindigkeit gegenüber dem turbulenten Transport dominiert. Die kleinen Restturbulenzen reichen aber noch aus, um effektiv Stoffe zu transportieren. Erst viel näher an der Grenzfläche sind diese soweit reduziert, dass schließlich auch für den Stofftransport die molekulare Diffusion überwiegt.

Die geringe Diffusionskonstante für Stoffe in Wasser bewirkt, dass sich fast der ganze Widerstand für den Transport auf eine submillimeter dünne Grenzschicht konzentriert und dass die Stärke der kleinen Restturbulenz in der viskosen Grenzschicht die Dicke der Grenzschicht und damit die Geschwindigkeit für den Austausch bestimmt. Zu weiteren Konzentrationsgradienten im Wasser kommt es nur dann, wenn stabile Schichtungen vorliegen, die den turbulenten Transport unterdrücken. Dies ist vor allem an der Temperatursprungschicht im Ozean zwischen warmem Oberflächenwasser und kaltem Tiefenwasser in ca. 50–200 m Tiefe der Fall.

Die Austauschgeschwindigkeit für Stoffe auf der Wasserseite ist wegen der geringen Diffusion viel kleiner als auf der Luftseite. Sie liegt — unter Ausschluss sehr hoher Windgeschwindigkeiten — bei 2–70 cm/h und ist damit ca. tausendmal langsamer als auf der Luftseite. Für den Transport von Wärme und Impuls ist sie nur grob hundert- beziehungsweise vierzigmal langsamer.

Beim Vergleich zwischen luftseitigem und wasserseitigem Transport ist noch ein weiterer Parameter von entscheidender Bedeutung: Wie viel kann pro Volumen in den beiden Medien transportiert werden? Das Verhältnis im thermodynamischen Gleichgewicht heißt Partitionskoeffizient oder dimensionslose Löslichkeit. Nur wenn pro Volumeneinheit in beiden Medien die gleiche Menge transportiert werden kann, könnte man die Transfergeschwindigkeiten direkt vergleichen. Generell muss aber die wasserseitige Transfergeschwindigkeit mit der Löslichkeit multipliziert werden, um sie mit der luftseitigen zu vergleichen. Damit ist bei einer Löslichkeit von etwa tausend die wasserseitige Transfergeschwindigkeit für den Stofftransport so groß wie die luftseitige und die Transportwiderstände liegen jeweils zur Hälfte in der Atmosphäre und dem Wasser.

Das bedeutet, dass für die schon genannten Beispiele Kohlendioxid, Methan, Dimethylsulfid und Sauerstoff mit Löslichkeiten von etwa 0,83, 0,035, 12,7 und 0,031 bei 20 Grad Celsius der wasserseitige Austauschprozess der bestimmende ist. Es gibt auch eine Reihe flüchtiger organischer Verbindungen, deren Löslichkeit in Wasser so hoch ist, dass der Transportwiderstand im Wasser gering ist. Dazu zählen Alkohole wie Methanol, Ketone und diverse Stickstoffverbindungen (Amine, Anilin, Pyridin). Ebenso kann eine schnelle chemische Reaktion den wasserseitigen Widerstand kurzschließen. Das bekannteste Beispiel ist Schwefeldioxid. Im folgenden beschränken wir uns auf den am wenigsten verstandenen Austauschprozess mit Gasen niedriger Löslichkeit, bei dem der Flaschenhals für den Transport die außerordentlich dünne wasserseitige Massengrenzschicht an der Meeresoberfläche ist.

Interessant ist es, auch den Partitionskoeffizienten für Impuls und Wärme zu betrachten. Dieser ist bei Impuls einfach durch das Dichteverhältnis zwischen Wasser und Luft gegeben, also etwa tausend. Für Wärme ergibt sich der Partitionskoeffizienten aus dem Verhältnis der volumenbezogenen Wärmekapazität also dem Produkt aus Dichte und spezifischer Wärme. Da die spezifische Wärme von Wasser etwa viermal größer ist als die der Luft, ergibt sich für Wärme ein Partitionskoeffizient von etwa viertausend. Das Ergebnis ist für Impuls und Wärme das

gleiche: Der Hauptwiderstand liegt wegen Partitionskoeffizienten, die wesentlich größer sind als das Verhältnis der Transfersgeschwindigkeit, auf der Luftseite. Das Ergebnis ist für den Impuls Allgemeinwissen: Winderzeugte Wasseroberflächengeschwindigkeiten sind nur ein kleiner Bruchteil der Windgeschwindigkeit.

Wie kann nun die Austauschgeschwindigkeit über die Meeresoberfläche gemessen werden? Der Schlüssel dazu ist, dass der Transport von Stoffen — im Gegensatz zu der turbulenten Strömung selbst — ein linearer Prozess ist. Daher ergibt sich die vertikale Austauschgeschwindigkeit, die schon eingeführte Transfersgeschwindigkeit k direkt aus dem Verhältnis der Flussdichte j , also der Stoffmenge, die pro Fläche und Zeiteinheit durch die Grenzschicht transportiert wird, und der Konzentrationsdifferenz Δc über die Transportstrecke:

$$k = \frac{j}{\Delta c}, \quad z_* = \frac{D}{k}, \quad t_* = \frac{z_*}{k} = \frac{D}{k^2} \quad (9.1)$$

Nur mit der Annahme, dass der turbulente Transport an der Meeresoberfläche Null ist, lässt sich die Transfersgeschwindigkeit über die Diffusionskonstante D mit der Grenzschichtdicke in Beziehung setzen. Das folgt aus dem ersten Fickschen Gesetz, wonach die Flussdichte proportional zur Diffusionskonstanten und dem Konzentrationsgradienten ist:

$$j = -D \left. \frac{\partial c}{\partial z} \right|_{z=0} \rightarrow j = D \frac{\Delta c}{z_*} \rightarrow k = \frac{D}{z_*} \quad (9.2)$$

Die Zeit, die der Transport durch die Grenzschicht mit der Dicke z_* benötigt, ergibt sich schließlich aus dem Verhältnis von Strecke und Geschwindigkeit. Damit konnte mit wenig Aufwand gezeigt werden, dass sich die Transfersgeschwindigkeit entweder durch die Messung von Stromdichten und Konzentrationsdifferenz messen lässt, durch die direkte Bestimmung der Grenzschichtdicke oder der Zeitkonstante t_* . Die Größenordnung der Grenzschichtdicke (Abb. 1a) und der Transfersgeschwindigkeiten (2–70 cm/h) wurden schon genannt. Die Zeitkonstante t_* liegt im Bereich von 0,06–60 s.

3 Gasaustausch und Wind: Feldmessungen

Der Blick auf die Meeresoberfläche (Abb. 1b) zeigt, dass die Austauschprozesse dem bloßen Auge verborgen bleiben. Wir sehen weder das turbulente Strömungsfeld über dem Wasser, dass dieses an der Wasseroberfläche eine Scherströmung

induziert, noch die resultierenden Austauschprozesse wie die Verdunstung von Wasser oder den Austausch von Wärme und Spurengasen. Es ist auch offensichtlich, dass Messungen in einer submillimeter dicken Massengrenzschicht an einer wellenbewegten Wasseroberfläche im Feld sehr schwierig sind.

Daher wurde die Transfersgeschwindigkeit auf dem Ozean bisher ausschließlich aufgrund der Messung der Flussdichte j und der Konzentrationsdifferenz Δc bestimmt. Dazu kann man entweder Spurenstoffe in die Warmwasserschicht geben und messen, wie deren Konzentration sich zeitlich ändert. Mit einem Spurenstoff geht dies nicht, da die Konzentration sich auch durch die horizontale Ausbreitung verringert. Nimmt man aber zwei Spurenstoffe („Dual-Tracer-Methode“) mit deutlich unterschiedlicher Diffusionskonstante wie Helium-3 und Schwefelhexafluorid, so kann aus dem schnelleren Konzentrationsabfall von Helium-3 durch den erhöhten Gasaustausch dieser von dem Mischungseffekt unterschieden werden.

Die zweite gängige Methode ist es, die Flussdichte j direkt aus den turbulenten Fluktuationen in der Atmosphäre zu messen (Eddykorrelationsmethode) und aus der gegebenen Konzentrationsdifferenz zwischen Atmosphäre und oberflächennahem Wasser die Transfersgeschwindigkeit zu bestimmen.

Die Arbeitshypothese für die Feldmessungen hat sich in den letzten fünfzig Jahren nicht grundlegend geändert: Dadurch dass — wie geschildert — der Impuls- und Stofftransport den gleichen Mechanismen unterliegen und der Wind das ganze System antreibt, sollte es einen direkten Zusammenhang zwischen der Transfersgeschwindigkeit für Gase und der Windgeschwindigkeit geben. Eine Zusammenstellung von vielen Feldmessungen, die in den letzten Jahren durchgeführt wurden, zeigt allerdings ein komplexeres Bild und Lücken (Abb. 2).

Ein Anstieg des Gasaustausches (Transfersgeschwindigkeit) mit dem Wind ist klar zu erkennen, aber ebenso die große Streuung der Einzelmessungen. Feldmessungen sind oft mit hohen relativen Fehlern verbunden. Eine Regression der Daten mit einer empirischen Windgeschwindigkeitsabhängigkeit reduziert die Unsicherheit im Windgeschwindigkeitsbereich zwischen 4 und 20 m/s deutlich, nun treten aber signifikante Differenzen zwischen den drei Methoden bzw. Spurengasen auf, für die es bis heute keine widerspruchsfreie Erklärung gibt.

Dass es keine Messdaten über 20 m/s gibt, ist nicht verwunderlich, da bei rauer See Messungen schwierig und gefährlich sind. Warum gibt es aber so gut wie keine Messungen bei niedrigen Windgeschwindigkeiten unter 4 m/s? Das liegt

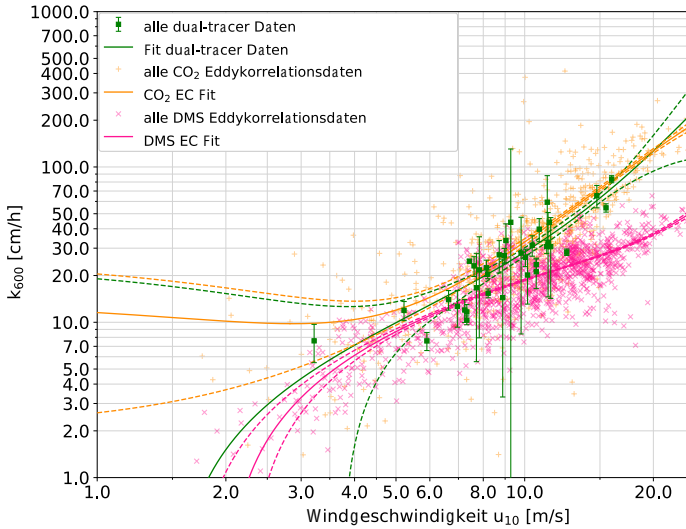


Abbildung 2: Zusammenstellung von Transferrgeschwindigkeiten k_{600} (korrigiert auf die Diffusionskonstante von Kohlendioxid bei 20 Grad Celcius) gemessen auf dem Ozean mit der „Dual-Tracer-Methode“ und aus direkten Flussmessungen für Kohlendioxid und Dimethylsulfid (DMS) mit Hilfe der Eddykorrelationsmethode und aufgetragen gegen die Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe.

daran, dass der Gasaustausch ein so langsamer Prozess ist. Eddykorrelationsmessungen leiden unter der geringen Flussdichte und weisen deswegen einen hohen statistischen Fehler auf. Die „Dual-Tracer-Methode“ versagt noch früher, da die gasaustausch-bedingten Konzentrationsänderungen so langsam sind, dass sie kaum zu messen sind und die Windgeschwindigkeit über so lange Zeiträume nicht konstant bleibt.

Das ist eine ernüchternde Bilanz aus einem halben Jahrhundert Feldmessungen mit essentiell unveränderten Methoden. In einem begrenzten Windgeschwindigkeitsbereich von ca. 4–20 m/s konnte eine empirische Windgeschwindigkeitsbeziehung aufgestellt werden, die allerdings noch signifikante systematische Unsicherheiten aufweist. Bei höheren oder niedrigeren Windgeschwindigkeiten sind sichere Voraussagen nicht möglich. Und es gibt weder sichere Aussagen auf Basis der Feldmessung alleine, ob es außer der Windgeschwindigkeit noch weitere

Parameter gibt, die den Gasaustausch über die Meeresoberfläche beeinflussen, noch Hinweise, ob und welche Strukturen in Raum und Zeit auftreten könnten.

4 Der Ozean im Labor

Labormessungen haben gegenüber Feldmessungen den großen Vorteil, dass gezielte und systematische Messungen durchgeführt werden können. In der Tat haben Labormessungen schon sehr früh wesentliche Erkenntnisse über die Mechanismen des Gasaustausches beigetragen. Das hat vor allem mit etwas zu tun, was in Abb. 1b und Abb. 3 sofort auffällt, in die bisherigen Überlegungen aber noch nicht eingeflossen ist: Der Wind erzeugt nicht nur turbulente Strömungen und Grenzschichten beiderseits der Ozeanoberfläche, sondern auch Wellen.

Da Wellen keinen gravierenden Einfluss auf den luftseitig kontrollierten Stoff- (Verdunstung) und Wärmeaustausch haben, ging man davon aus, dass dies auch für den wasserseitig kontrollierten Gasaustausch der Fall sein sollte. Weit gefehlt. Der Autor konnte schon 1980 und 1984 zeigen, dass bei gleicher Windgeschwindigkeit (genauer: Windschub an der Wasseroberfläche) die Transfergeschwindigkeit mit Wellen bis zu fünfmal höher sein kann als ohne Wellen.

Damit stellt sich die Frage, wieso in einem Wind-Wellen-Kanal bei gleichem Wind einmal Wellen erzeugt werden und einmal nicht. An diesem Punkt kommt die Chemie ins Spiel. Geringste Konzentrationen von sogenannten oberflächenaktiven Substanzen, deren Moleküle einen wasserabstoßenden und wasseranziehenden Teil haben, sammeln sich an der Wasseroberfläche und bilden dort einen monomolekularen Film. Dieser kann effektiv Wellen dämpfen und damit offensichtlich auch den Gasaustausch reduzieren.

Nun stellen sich zwei entscheidende Fragen bezüglich der Labormessungen. Tauchen die im Labor gefundenen Effekte auch auf dem Ozean auf und, wenn ja, kann man diese im Labor adäquat simulieren? Nur bei positiver Antwort auf beide Fragen können Laborexperimente dazu beitragen, die Mechanismen des Gasaustausches zu entschlüsseln und den Gasaustausch an der Meeresoberfläche quantitativ aus den vorliegenden Bedingungen zu bestimmen.

Die positive Antwort auf die erste Frage ist heute unumstritten. Die Erzeugung oberflächenaktiver Substanzen im Meer ist eng mit biologischen Aktivitäten verknüpft. Damit sind oberflächenaktive Substanzen überall im Meer zu finden. Es ist nachgewiesen, dass schon geringste Konzentrationen, die noch nicht einmal



Abbildung 3: Im ringförmigen Heidelberger Aeolotron wurden während des *SOPRAN-Projekts* 2014 Gasaustauschmessungen mit Meerwasser durchgeführt. Im Gegensatz zu linearen Kanälen können durch die unendliche Wechselwirkungszeit zwischen Wind und Wellen sich viel größere Wellen aufbauen als in linearen Kanälen (Foto B. Jähne). *CampusTV-Bericht*.

die Oberflächenspannung signifikant reduzieren, Wellen und den Gasaustausch dämpfen können. Unter dem Schlagwort „Surface Micro Layer“ (SML) zeichnet sich die Entwicklung eines neuen interdisziplinären Forschungsschwerpunkts in der Ozeanographie ab.

Die Antwort auf die zweite Frage war das *Heidelberger Aeolotron*² und Entwicklung bildaufnehmender Messtechniken am Institut für Umweltphysik. Dies war ein schwieriger Spagat. Zum einen musste die Versuchseinrichtung groß genug sein, um Wellen zu erzeugen, die den Bedingungen an der Meeresoberfläche entsprechen, zum anderen sollte es noch möglich sein, bildaufnehmende Messtechniken einzusetzen, die die dünne Massengrenzschicht auflösen.

Das Ergebnis war der Bau des weltweit einmaligen Heidelberger Aeolotrons mit 10 m Durchmesser, benannt nach Aeolus, dem griechischen Gott der Winde (Abb. 3). Vier Axialventilatoren erzeugen den Wind in einer 0,6 m breiten und 2,4 m hohen ringförmigen Rinne, die bis zu 1 m mit Wasser gefüllt ist. Aufgrund dieser Geometrie bauen sich die Wellen so lange auf, bis sie, wie auf dem Ozean, mit dem Wind im Gleichgewicht stehen. Das dauert viele Minuten und es können sehr große Wellen erzeugt werden (Abb. 3). In einem herkömmlichen linearen Windkanal ist das nicht möglich, dort erreicht das Wellenfeld nie einen Gleichge-

² Fett und kursiv gesetzte Textteile führen zu Links

wichtszustand. Durch den Aufbau des Wellenfeldes mit der Überstreichlänge des Windes ist es außerdem inhomogen.

Jetzt werden nur noch Messtechniken benötigt, mit denen lokal und instantan Wellen und Gasaustausch gemessen werden können. Bildaufnehmende optische Messtechniken machen dies möglich. Sie erlauben auch erstmals Messungen beim Anfahren und Abflauen des Winds und damit Untersuchungen, wie sich die Transfergeschwindigkeit für Gase beim Auf- und Abbau des Wellenfeldes, so wie es natürlich auf dem Ozean vorkommt, verändert. Und schließlich liefern diese Techniken endlich den gewünschten Einblick in die räumlichen und zeitlichen Strukturen der Austauschprozesse und damit deren Mechanismen.

5 Bildaufnehmende Messtechnik

5.1 Windwellen

Da Windwellen offensichtlich eine zentrale Rolle für die wasserseitigen Austauschprozesse spielen, wurde zuerst eine bildgebende Wellenmesstechnik entwickelt. Das Prinzip ist ähnlich der als „Gestalt aus Schattierung“ bekannten Methode, mit dem das menschliche Sehvermögen dreidimensionale Strukturen erkennt. Objektflächen erscheinen unterschiedlich hell, je nach dem welche Neigung sie haben.

Auf diese Weise sehen wir übrigens auch Wellen auf der Wasseroberfläche (Abb. 1b). Der Helligkeitsunterschied wird hierbei durch die Änderung des Reflexionskoeffizienten mit dem Winkel zwischen Oberflächennormale und Sehrichtung bewirkt. In der Ozeanographie ist dieses Verfahren als Stilwell-Fotografie bekannt, war aber wegen diverser praktischer Probleme wenig erfolgreich.

Da Wasser aber nur wenige Prozente des einfallenden Lichts reflektiert, ist es zur Sichtbarmachung der Wellenneigung besser, die Brechung des Lichts zu nutzen. Dabei schaut eine Kamera aus großer Entfernung senkrecht von oben auf die Wasseroberfläche. Ist diese durch eine Welle geneigt, so kommt das Licht, das die Kamera sieht, abhängig von der Neigung der Welle aus einer bestimmten Richtung. Jetzt ist es nur noch notwendig eine Lichtquelle zu bauen, deren Helligkeit von der Richtung der Strahlen abhängt.

Eine solches System hat unsere Arbeitsgruppe erstmals Ende der 1980er bis Anfang der 1990er Jahre in den großen linearen Wind-Wasser-Kanälen der Universität Marseille und von Delft Hydraulics in den Niederlanden eingesetzt. Damals

war es noch nicht möglich, Bildsequenzen in einem Rechner zu digitalisieren. Daher wurden diese analog auf einem Videorekorder mit 60 Bildern pro Sekunde aufgezeichnet. Trotz dieser technischen Beschränkungen ergab sich gleich ein überraschendes Ergebnis, das die historischen Bilder von vor 30 Jahren in Abb. 4 zeigen.

Schon bei niedrigen Windgeschwindigkeiten können Wellen brechen. Dieser Prozess ist mit bloßem Auge kaum zu sehen, da er innerhalb eines Bruchteils einer Sekunde geschieht. Man sieht kein Überschlagen der Wellen mit Blaseneintrag ins Wasser, wie das jeder von Wellen am Strand kennt, sondern hier wird eine Welle so steil, dass die regelmäßige Wellenbewegung in eine turbulente Wirbelströmung umschlägt, die an der unregelmäßigen Oberflächenstruktur zu erkennen ist. Dieser Prozess wird „micro-scale breaking“ genannt und ist ein schönes mit den Austauschprozessen verbundenes Beispiel für den Übergang einer regelmäßigen Struktur, der Wellenbewegung, in eine ungeordnete Turbulenz.

Damit wird schlagartig ein Mechanismus klar, mit dem Wellen den Gasaustausch erhöhen: Steile Wellen können durch solche Ereignisse intensive Turbulenz unmittelbar an der Wasseroberfläche erzeugen. Inzwischen ist bekannt, dass die Häufigkeit des kleinskaligen Brechens mit der Windgeschwindigkeit zunimmt bis schließlich die ganze Wasseroberfläche damit bedeckt ist und es keine regelmäßigen kleinskaligen Wellen mehr gibt.

5.2 Sichtbarmachung von Grenzschichten

Die spannende Frage ist nun, wie sich dieser Prozesses auf die Ausbildung der Grenzschichten auswirkt. Bisher wurden diese nur als eindimensionaler vertikaler Transportprozess betrachtet (Abb. 1a). Es bedarf Verfahren zur Sichtbarmachung der Grenzschichtdicke oder der Konzentrationen in der Grenzschicht, um die Auswirkungen zu sehen und weitere Prozesse zu finden, die man nicht schon an den winderzeugten Wellen erkennen kann.

Ein Verfahren stammt aus den Biowissenschaften und wurde benutzt, um den Sauerstoffgehalt in Zellen zu bestimmen. Die Fluoreszenzintensität gewisser Farbstoffe kann durch im Wasser gelösten Sauerstoff vermindert werden. Diese Methode wurde eingesetzt, um konvektionsinduzierten Austausch ohne Wind zu untersuchen (Abb. 5). Dazu wurde ein flacher Tank mit sauerstofffreiem Wasser und einem geeigneten Fluoreszenzfarbstoff von unten mit einer konstanten Wärmestromdichte erhitzt und von oben betrachtet.

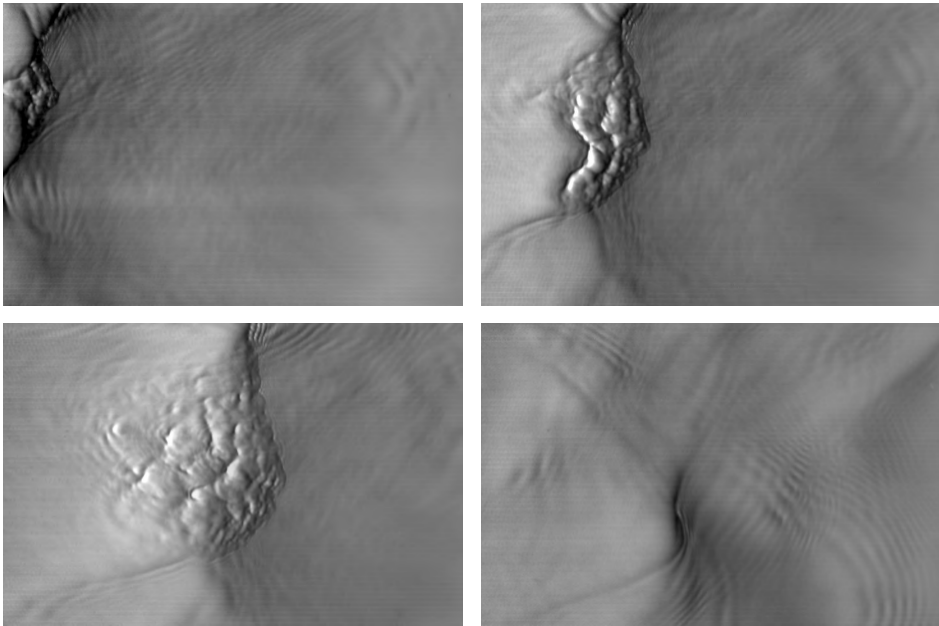


Abbildung 4: Entwicklung einer kleinen brechenden Welle ohne Blaseneintrag („micro-scale breaking“) bei nur 3,6 m/s Windgeschwindigkeit im 100 m Wind-Wellen-Kanal von Delft Hydraulics am 05.10.1990. Bildausschnitt 33 cm \times 25 cm, zeitlicher Abstand 0,1 s. Das Bild rechts unten wurde bei nur 2,5 m/s Windgeschwindigkeit aufgenommen. Alle Bilder zeigen als Grauwert die Wellenneigung in Windrichtung. Der Wind weht von links nach rechts.

Entlang schmaler Linien an der Oberfläche taucht abgekühltes Wasser, das Sauerstoff enthält und deswegen dunkel ist, nach unten ab, während dazwischen sauerstofffreies, wärmeres Wasser gleichmäßig nach oben strömt. Die gleichen Muster sieht man in Wärmebildern von der Wasseroberfläche (Abb. 5, rechts). Wegen der etwa hundertmal höheren Diffusionskonstante von Wärme in Wasser gegenüber gelöstem Sauerstoff sind die Muster viel verwaschener.

Die Fluoreszenzmethode mit Sauerstoff eignet sich auch sehr gut, um hochaufgelöste vertikale Sauerstoffkonzentrationsprofile bis an die Wasseroberfläche in einem kleinen Wind-Wasser-Kanal aufzunehmen. Dabei wurde Sauerstoff in sauerstoffärmeres Wasser transportiert. Die Zeitserien in Abb. 6 zeigen eine ganze Reihe von interessanten Eigenschaften:

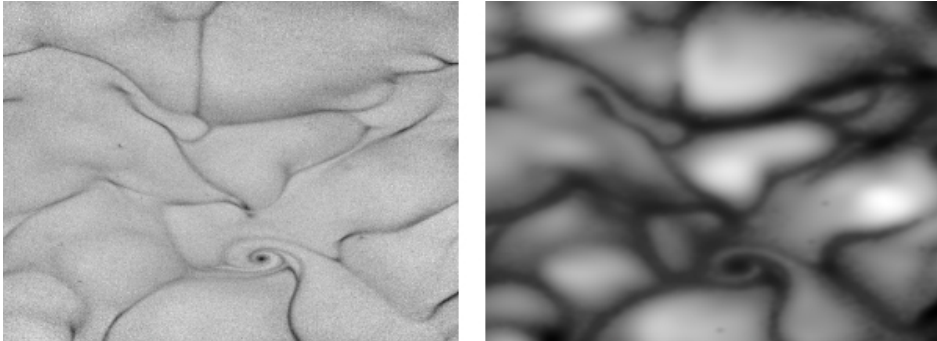


Abbildung 5: Strukturen beim konvektionsinduzierten Austausch über die Wasseroberfläche: links Sauerstoff, rechts Wärme (Bachelorarbeit Jakob Kunz, 2011).

- Direkter Nachweis, dass der Hauptwiderstand für den Transport in der dünnen Massengrenzschicht an der Wasseroberfläche liegt. Mit steigendem Wind wird die Massengrenzschicht deutlich dünner.
- In dem Wechselspiel zwischen Eindringen von Sauerstoff durch gleichmäßige molekulare Diffusion an der Wasseroberfläche und Transport in die Tiefe durch die turbulente Strömungen treten starke Fluktuationen auf.
- Die Zeitskalen für die Fluktuationen liegen, wie mit Gl. (1.1) abgeschätzt im Sekundenbereich.

Räumliche Strukturen lassen sich mit dieser Methode leider nicht bestimmen. Dazu bedarf es einer anderen Methode. Deren Grundidee ist einfach: Ein alkalisches Gas, beispielsweise Ammoniak, wird in geringer Konzentration in das Aeolotron gegeben, das Wasser im Kanal angesäuert und ein Indikator hinzugegeben, der nur im alkalischen Bereich fluoresziert. Aufgrund der Absorption des alkalischen Gases Ammoniak wird ein von dessen Konzentration in der Luft abhängiger Teil der Grenzschicht alkalisch. Infolgedessen leuchtet eine dünne Schicht an der Wasseroberfläche mit einer Helligkeit, die proportional zur momentanen Grenzschichtdicke ist.

Nach vielen Versuchen ist es schließlich gelungen, dieses Verfahren mit einer hohen Bildqualität und bis zu 100 Bildern pro Sekunde zeitliche Auflösung am Aeolotron zu realisieren. Das schwache Fluoreszenzlicht konnte nur in Kombination mit einem neuen Fluoreszenzindikator, einer sehr hellen gepulsten LED-

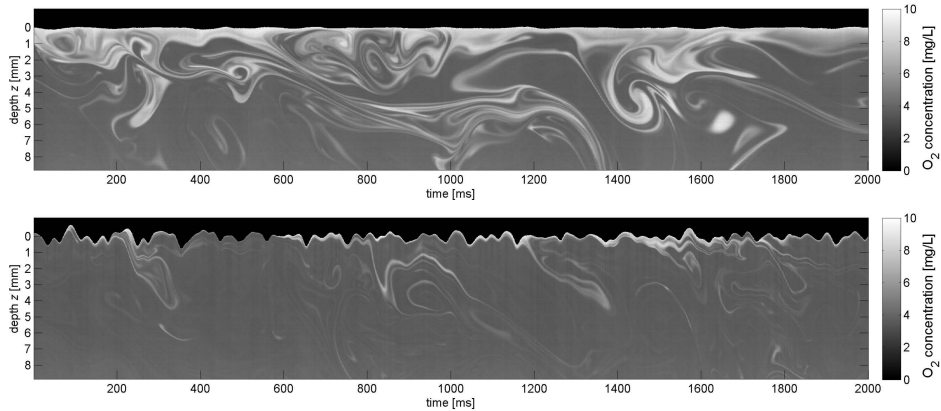


Abbildung 6: Zeitreihen vertikaler Sauerstoffprofile unmittelbar unter der Wasseroberfläche in einem kleinen linearen Wind-Wellen-Kanal bei 2,8 m/s (oben) und bei 4,3 m/s (Dissertation Felix Friedl, 2013).

Lichtquelle und mit hochempfindlichen Kameras gemessen werden. Bisher ist es nur am Aeolotron als weltweit einzigem großen Wind-Wellen-Kanal gelungen, die Massengrenzschicht sichtbar zu machen.

In den Grenzschichtbildern zeigen sich neue Strukturen, die in den Wellenbildern nicht zu sehen waren (Abb. 7). Parallel zum Wind bilden sich Streifenstrukturen aus, die ein klarer Hinweis sind auf ausgedehnte kleinskalige turbulente Wirbelstrukturen mit Achsen parallel zur Windgeschwindigkeit und Abständen von wenigen Zentimetern. Wenn eine Welle kleinskalig bricht (eingekreiste Bereiche in Abb. 7), dann werden diese Strukturen durch die intensive Turbulenz zerstört und in die Tiefe gespült und müssen sich erst langsam wieder aufbauen, nachdem diese Turbulenz abgeklungen ist. Das sieht man auch gut in dem Video zu Abb. 8 links.

Spuren oberflächenaktiver Stoffe unterbinden nicht generell die Wellenbildung. Die größeren Wellen sind nach wie vor vorhanden, lediglich die kleinskaligen Kapillarwellen sind verschwunden. Dadurch wirken die Wellen glatt und gleichzeitig unterbinden die oberflächenaktiven Substanzen effektiv das kleinskalige Wellenbrechen (Abb. 8, rechts) und erniedrigen damit auch die Transfargeschwindigkeit für Gase.

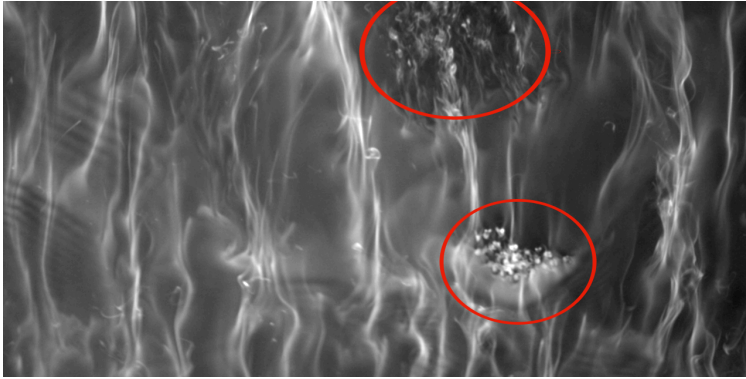


Abbildung 7: Massengrenzschichtbilder bei niedriger Windgeschwindigkeit mit zwei kleinskalig brechenden Wellen (rot eingekreist); Bildausschnitt $30\text{ cm} \times 15\text{ cm}$, Belichtungszeit: 1 ms, Windrichtung von oben nach unten (Dissertation Darya Trofimova, 2015).

Von großem Interesse ist schließlich die Frage, ob der Wärmetransfer im Wasser mit der bis zu zehnmals dickeren Grenzschicht (Abb. 1a) den gleichen Mechanismen unterliegt und damit die gleichen Strukturen aufweist. Das lässt sich mit einer Technik untersuchen, die aktive Thermographie genannt wird. Man zwingt dem System dadurch einen fest vorgegebenen Wärmefluss auf, dass man mit einem CO_2 -Laser großflächig direkt die Wasseroberfläche erwärmt und dann die resultierende Temperaturerhöhung mit einer Wärmebildkamera misst. Da man die Wärmeflussdichte j kennt, kann aus der Temperaturerhöhung nach Gl. (1.1) direkt die Transfergeschwindigkeit berechnet werden.

Im direkten Vergleich von simultan aufgenommenen Grenzschichtdicken- und Thermografiebildern sind leichte Unterschiede zu erkennen (Abb. 9). Die Thermografiebilder sind wegen der hundertmal höheren Diffusionskonstante für Wärme deutlich verwaschener. Die Bilder zeigen außerdem nicht das Gleiche. In den Grenzschichtbildern ist die Helligkeit proportional zur momentanen Grenzschichtdicke, die Thermografiebilder zeigen die Temperatur direkt an der Wasseroberfläche. Dennoch ist unverkennbar, dass die grundlegenden Strukturen die gleichen sind und damit Wärme- und Stoffaustausch trotz der großen Unterschiede in den Diffusionskonstanten den gleichen Mechanismen unterliegen.

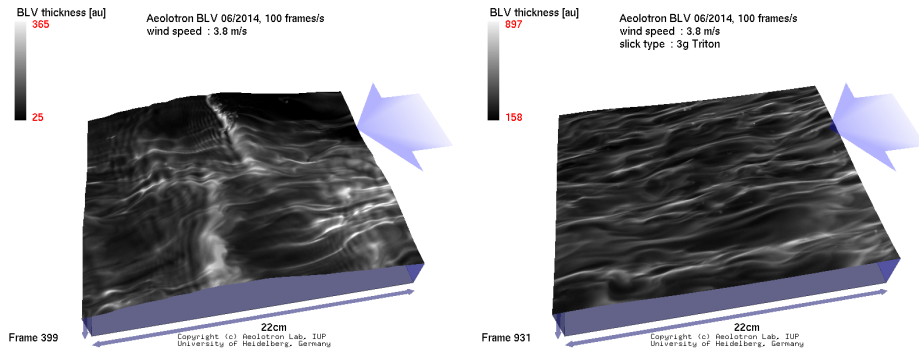


Abbildung 8: Bilder der Dicke der Massengrenzschicht projiziert auf gleichzeitig aufgenommene Wellendaten bei 3,8 m/s Windgeschwindigkeit im Aeolotron mit *sauberer Oberfläche* (links) und mit $0.26 \mu\text{mol/L}$ Triton X-100. Die Konzentration der oberflächenaktiven Chemikalie war so gering, dass die Erniedrigung der Oberflächenspannung unwesentlich ist. Belichtungszeit: 1 ms (Dissertation Christine Kräuter, 2015).

6 Auflösung der Grenzfläche bei Hurrikan-Windstärke

Erst seit kurzen ist der Bereich extrem hoher Windgeschwindigkeiten, wie sie in Hurrikannen und anderen tropischen Wirbelstürmen auftreten, Experimenten in Laboreinrichtungen zugänglich. Meine Arbeitsgruppe hatte die Gelegenheit, als Erste umfangreiche Gasaustauschmessungen mit vielen Gasen gleichzeitig in zwei Hochgeschwindigkeits-Wind-Wasser-Kanälen durchzuführen: 2015 an der Universität Kyoto und 2017 an der Rosenstiehl School of Marine and Atmospheric Science (RSMAS) der Universität Miami (SUSTAIN Facility).

Die gängige Meinung war, dass bei hohen Windgeschwindigkeiten der Gasaustausch durch Blasen dominiert wird, die durch brechende Wellen ins Wasser geschlagen werden. Blasen-induzierter Gasaustausch ist für Gase mit moderater Löslichkeit wenig bedeutend. Das liegt daran, dass die große Menge im Wasser gelösten Gases um die Blase bewirkt, dass diese schnell im Gleichgewicht mit dem umgebenden Wasser ist und dann eine tote Oberfläche bildet, an der kein Austausch mehr stattfindet. Daher wurde erwartet, dass die Transfergeschwindigkeit von niedrig löslichen Gasen wie Helium, Schwefelhexafluorid und Sauerstoff stark, während moderat lösliche Gase wie Kohlendioxid und vor allem Dimethylsulfid nur langsam mit dem Wind ansteigen sollten.

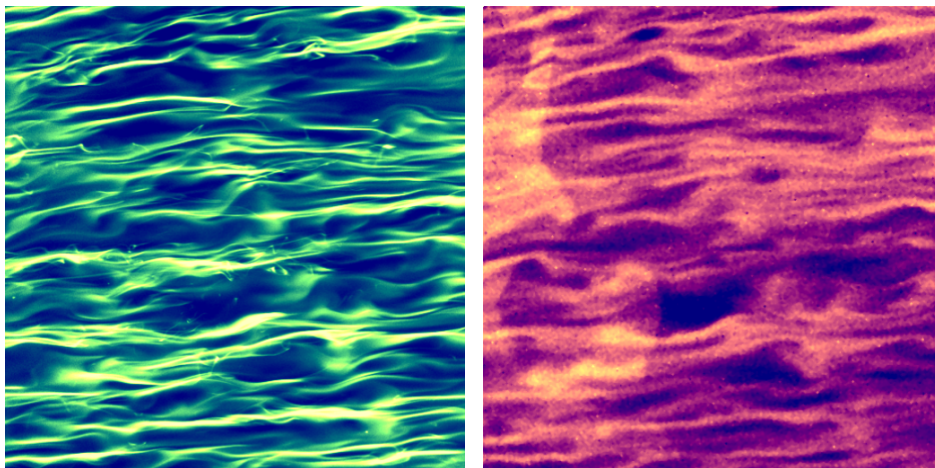


Abbildung 9: Simultan aufgenommene Grenzschicht- (links) und Thermographiebilder (rechts) zeigen die gleichen Strukturen (Dissertation Angelika Klein, 2019).

Unsere Messungen ergaben, dass die Transfergeschwindigkeiten *aller* Gase ab etwa 36 m/s Windgeschwindigkeit stärker als kubisch mit der Windgeschwindigkeit anstiegen, die leicht löslichen in Meerwasser noch etwas stärker. Damit ist offensichtlich, dass sich mit diesen hohen Windgeschwindigkeiten ein neues Regime ausbildet. Ein Blick in die Kanäle bei diesen hohen Windgeschwindigkeiten macht deutlich, was passiert (Abb. 10). Der starke Wind bläst die Wellenkämme weg und eine Schicht mit dichtem Spray bildet sich über der Wasseroberfläche. Die Wasseroberfläche wird durch eine mehr oder weniger ausgedehnte chaotische Zwei-Phasen-Strömung mit einem Gemisch aus Luft und Wasser ersetzt. Wellenkämme werden zerrissen, schnelle Tropfen schlagen im Wasser ein und platzende Blasen zerreißen die Wasseroberfläche (Abb. 11). Damit vergrößert sich die Austauschfläche signifikant und die turbulente Durchmischung der Oberfläche wird deutlich stärker. Welcher der beiden Effekte wie viel beiträgt, bedarf noch weiterer Untersuchungen.

7 Fazit und Ausblick

Es liegt essentiell in der Natur der turbulenten Strömung an Grenzflächen, dem Prandtlischen Mischungsweg-Konzept, das besagt, dass turbulente Fluktuationen



Abbildung 10: Wind-Wellen-Kanäle für hohe Windgeschwindigkeiten bis zu Hurrikanwindstärke (> 200 km/h): Universität Kyoto (links) und *SUSTAIN*, RSMAS, Universität Miami (rechts). Videos vom Anfahren des Windes: *Kyoto* und *SUSTAIN*.

Impuls, Wärme und Stoff bis an die Grenzfläche transportieren kann, und der Nichtlinearität winderzeugter Wasserwellen, dass die gezeigten vielfältigen Strukturen für die kleinskaligen Austauschprozesse an der Meeresoberfläche entstehen.

Es bleibt noch einiges zu tun, diese Strukturen besser zu verstehen und daraus ein physikalisch-fundiertes Modell für die Transfargeschwindigkeiten an der Ozeanoberfläche zu entwickeln. Experimentell ist noch die dreidimensionale Sichtbarmachung der Grenzschichten zu lösen. Hier verfolgen wir neuartige lichtfeld-basierte Ansätze, die am Heidelberg Collaboratory for Image Processing (HCI) des IWR entwickelt wurden.

Und schließlich könnte sich der Kreis von Prozessen zu Strukturen wieder zurück von Strukturen zu den Prozessen schließen mit einem neuen Ansatz, den wir zur Zeit verfolgen. Wärmebildkameras können, sobald es einen Netto-Wärmefluss über die Ozeanoberfläche oder andere Gewässeroberflächen gibt, ohne weitere Hilfsmittel gesehen werden. Abb. 9 zeigt, dass die Strukturen der Wärmebilder denen der nicht im Feld aufzunehmenden Grenzschichtbilder sehr ähnlich sind. Dieser Artikel hat darüber hinaus gezeigt, wie unterschiedlich die Strukturen an der Wasseroberfläche sind, je nachdem welche Verhältnisse vorliegen. Daher sollte es möglich sein, alleine aus den raumzeitlichen Strukturen an der Wasseroberfläche eindeutig die Gastransfargeschwindigkeit zu bestimmen, zusammen mit den vorliegenden Mechanismen. Gelänge dieser neue Ansatz, dann würde ein denkbar einfaches Instrument zur Verfügung stehen, mit dem sich der Gasaustausch lokal

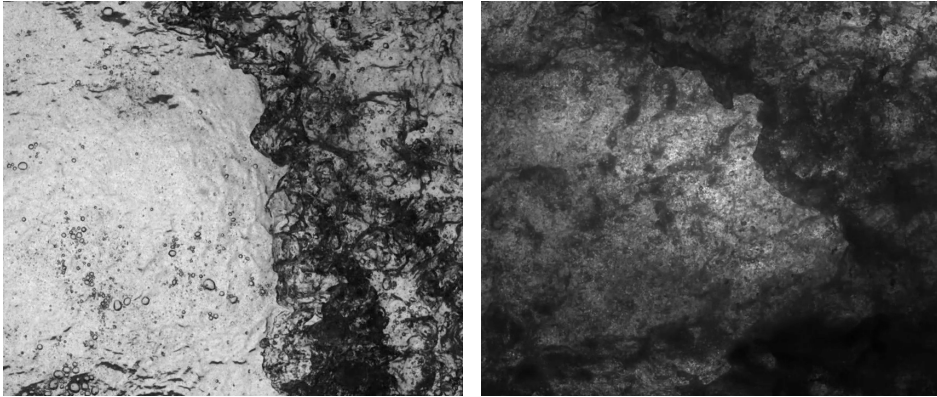


Abbildung 11: Bilder von der Wasseroberfläche von oben betrachtet mit einer gleichmäßig ausgeleuchteten Lichtquelle unter der Wasserrinne. Aufnahmen 10 000 Bildern pro Sekunde von der RSMAS SUSTAIN Facility bei 36 m/s (links) und 66 m/s (rechts) Windgeschwindigkeit. Bildausschnitt ca. $28\text{ cm} \times 24\text{ cm}$. Die Videos zeigen einen Zeitausschnitt von nur 0.36 s .

und instantan im Feld messen ließe. Dann könnten mit einer Messfahrt mehr Daten gewonnen werden als mit allen bisherigen Feldmessungen zusammen.

Generell bietet das Heidelberger Aeolotron zusammen mit den Bildverarbeitungsaktivitäten am HCI des IWR die idealen Voraussetzungen, die gesetzten Ziele zu erreichen.

8 Danksagung

Die gezeigten Resultate sind Ergebnis interdisziplinärer Teamarbeit innerhalb meiner Arbeitsgruppen am Institut für Umwelphysik und dem HCI, in der über die Jahre so viele Bachelor- und Masterstudenten, Diplomanden, Doktoranden und Postdoktoranden mitgearbeitet haben, dass ich sie hier nicht alle persönlich aufzählen kann. Ihre Namen sind dem Publikationsverzeichnis meiner Arbeitsgruppe zu entnehmen und allen gilt mein herzlicher Dank.

Ebenso möchte ich den vielen externen Forschungsgruppen danken, deren Einrichtungen wir im Laufe von vierzig Jahren in enger Zusammenarbeit nutzen konnten. Hier seien nur die wichtigsten genannt: die Universität Marseille, das Institut für Meereskunde der Universität Hamburg, Delft Hydraulics Niederlande, das Scripps Institution of Oceanography der Universität von Kalifornien in

San Diego, die Universität Kyoto und die Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science der Universität Miami.

Schließlich möchte ich nicht unerwähnt lassen, wie ich als Umweltphysiker Anfang der 1980er Jahren zur Bildverarbeitung kam. Ich habe dabei eine Erfahrung gemacht, von der viele andere Wissenschaftler auch berichten, nämlich dass sie entscheidende Fortschritte für ihre Arbeit Träumen zu verdanken haben. Ich arbeitete damals an einer neuen optischen Technik, um die Neigung von Wasserwellen durch Brechung eines Laserstrahls an der Wasseroberfläche an einem Punkt zu messen, und war von der Technik sehr überzeugt. Dann träumte ich zu meinem großen Erstaunen, „dass diese Methode nur unscharfe Resultate liefert und ich daran ging Bilder aufzunehmen.“ Die Korrektheit dieser Traumaussage bestätigte die weitere Analyse des Laserverfahrens und ich begann daraufhin mich mit Bildverarbeitung zu beschäftigen und konnte dann die hier beschriebene bildaufnehmende Messtechnik für Wellen entwickeln. Und dies war für mich der Ausgangspunkt, nach meiner Habilitation 1985 Forschung und Lehre in der Bildverarbeitung an der Universität Heidelberg aufzubauen.

Literatur

- Friedl, F. (2013). Investigating the Transfer of Oxygen at the Wavy Air-Water Interface under Wind-Induced Turbulence. *Dissertation, Fakultät für Physik und Astronomie, Universität Heidelberg*, doi:10.11588/heidok.00014582.
- Jähne, B. (1980). Zur Parametrisierung des Gasaustauschs mit Hilfe von Laborexperimenten. *Dissertation, Fakultät für Physik und Astronomie, Universität Heidelberg*, doi:10.11588/heidok.00016796.
- Jähne, B. (2019). Air-Sea Gas Exchange, in *Encyclopedia of Ocean Sciences*, J. K. Cochran, H. J. Bokuniewicz, and P. L. Yager (eds.), Academic Press, Vol. 6, 1–13, doi:10.1016/B978-0-12-409548-9.11613-6.
- Jähne, B., Huber, W. A., Dutzi, A., Wais, T. and Ilmberger, J. (1984). Wind/wave-tunnel experiments on the Schmidt number and wave field dependence of air-water gas exchange, in *Gas transfer at water surfaces*. Reidel. 303–309, doi:10.1007/978-94-017-1660-4_28.
- Klein, A. (2019). The Fetch Dependency of Small-Scale Air-Sea Interaction Processes at Low to Moderate Wind Speeds. *Dissertation, Fakultät für Physik und Astronomie, Universität Heidelberg*, doi:10.11588/heidok.00026559.

- Krall, K. E., Smith, A. W., Takagaki, N. and Jähne, B. (2019). Air–sea gas exchange at wind speeds up to 85 m/s. *Ocean Science*. 15, 1783–1799, doi:10.5194/os-15-1783-2019.
- Kräuter, C. (2015). Visualization of air-water gas exchange. *Dissertation, Fakultät für Physik und Astronomie, Universität Heidelberg*, doi:10.11588/heidok.00018209.
- Kunz, J. (2011). Visualisierung der wasserseitigen Massengrenzschicht beim konvektionsgetriebenen Gasaustausch mithilfe einer Lumineszenzmethode und Thermografie. *Bachelorarbeit, Fakultät für Physik und Astronomie, Universität Heidelberg*.
- Kunz, J. and Jähne, B. (2018). Investigating small scale air-sea exchange processes via thermography, *Front. Mech. Eng.*, 4:4, doi:10.3389/fmech.2018.00004.
- Trofimova, D. (2015). Towards Four Dimensional Visualization of Air-Water Gas Exchange. *Dissertation, Fakultät für Physik und Astronomie, Universität Heidelberg*, doi:10.11588/heidok.00019066.
- Eine Sammlung von Arbeiten, Berichten, Präsentationen und Videos der Arbeitsgruppe findet sich auch auf der *Small-Scale Air-Sea Interaction Community* des CERN, <https://zenodo.org/communities/asi>

Über den Autor

Bernd Jähne studierte Physik in Saarbrücken und Heidelberg, promovierte am Institut für Umweltphysik der Universität Heidelberg 1980 und habilitierte sich dort 1985 in Physik und 1992 in angewandter Informatik an der TU Hamburg-Harburg. Von 1988 bis 2000 war er Forschungsprofessor am Scripps Institut für Ozeanographie der Universität von Kalifornien in San Diego, von 1994 – 2018 Professor am Interdisziplinären Zentrum für Wissenschaftliches Rechnen (IWR) und dem Institut für Umweltphysik der Universität Heidelberg und ist seitdem dort Seniorprofessor. Er leitet seit 1995 das Heidelberger Bildverarbeitungsforum, koordinierte von 2008 bis 2017 das Heidelberg Collaboratory for Image Processing (HCI) am IWR, ein „Industry on Campus“ Projekt der Universität Heidelberg, und ist seit 2015 ehrenamtlich einer der Direktoren der European Machine Vision Association (EMVA). Seine Forschungsinteressen umfassen kleinskalige Austauschvorgänge zwischen Atmosphäre und Meer, neuartige Bildaufnahmesysteme insbesondere mit Lichtfeldern, Bildverarbeitung und deren Anwendungen in Wissenschaft und Industrie.

Korrespondenz:

Prof. Dr. Bernd Jähne

HCI am IWR

Universität Heidelberg

Berliner Straße 43

69120 Heidelberg

E-Mail: bernd.jaehne@uni-heidelberg.de

Homepage: <https://hci.iwr.uni-heidelberg.de/dip>,

<https://www.iup.uni-heidelberg.de/institut/mitarbeiter/bernd-jaehne>