SITZUNGSBERICHTE
DER LEIBNIZ-SOZIETÄT
Band 86 • Jahrgang 2006

trafo Verlag Berlin

ISSN 0947-5850 ISBN 3-89626-579-2

Inhalt

01 Wolfgang Böhme: Zum Geleit

02 *Brigitte Klose:* Wind als Grenzschichtphänomen

03 *Detlev Möller:* Das chemische Klima

04 *Dietrich Spänkuch und Jürgen Güldner:* Passive indirekte Sondierung der Grundschicht

05 *Astrid Ziemann und Manuela Barth:* Hören, wie warm es ist - Neue Wege in der Atmosphärenakustik

06 *Olaf Hellmuth:* Zur Berücksichtigung der Turbulenz bei der Parametrisierung der homogenen Nukleation in Gasgemischen

07 *Gabriele Malitz:* Stark- und Extremniederschläge für wasserwirtschaftliche Anwendungen

08 *Wolfgang Enke, Arne Spekat, Frank Kreienkamp:* Entwicklung von regional hoch aufgelösten regionaler Klimaszenarien auf der Basis von globalen Klimasimulationen

09 *Heinz Kautzleben:* Das Internationale Polarjahr 2007/2008, das Internationale Heliophysikalische Jahr 2007 und das Internationale Jahr des Planeten Erde 2007-2009 - neue Initiativen in der internationalen wissenschaftlichen Zusammenarbeit fünfzig Jahre nach dem Internationalen Geophysikalischen Jahr 1957/58

10 *Karl-Heinz Bernhardt:* Schlußwort des Jubilars

Wolfgang Böhme

Zum Geleit

Mit dem heutigen Kolloquium ehren wir unser Mitglied Karl-Heinz Bernhardt, der 1990 zum korrespondierenden Mitglied der Akademie der Wissenschaften der DDR gewählt wurde, im Jahre 1993 zu den Gründungsmitgliedern der nachfolgenden Leibniz-Sozietät gehörte, seit 1996 mit hoher Wirksamkeit als Sekretar unserer Klasse Naturwissenschaften fungiert und jetzt, vor wenigen Wochen – am 24. Dezember 2005 – sein 70. Lebensjahr vollendete. Man könnte übrigens fast sagen, dass das Wetter zu seinem Geburtstag, dem 24. Dezember 1935, sich für einen zukünftigen Meteorologen, ganz angemessen verhielt. Es trat das klassische Weihnachtstauwetter in ungewöhnlich gut ausgeprägter Form auf. Am 24. herrschte in Mitteleuropa leichter bis mäßiger Frost von im Mittel immerhin –6 °C, bis zum 31. Dezember stieg die Temperatur mit häufig auftretenden Niederschlägen erst schnell, dann langsamer auf +7° C, also insgesamt um 13° Kelvin an[1].

Das recht markante meteorologische Ereignis hat wohl weder direkt noch indirekt etwas mit seiner Berufswahl zu tun, obwohl das Vogtland, aus dem er stammt, eben reich an markanten, motivierenden Wetterereignissen ist. Ich kann das aus eigener Erfahrung unterstreichen, da ich vor meinem Studium etwa ein Jahr lang meteorologischer Beobachter an der meteorologischen Station Plauen im Vogtland war. Sein Zugang zur Meteorologie war nicht so direkt. Sein Interesse galt vor allem in der Oberschulzeit der Astronomie. Er erzählte mir: Der Aufbau der Instrumente benötigte jedes Mal viel Zeit, und plötzliche Wetteränderungen machten ihm oft – wie man so sagt – einen Strich durch die Rechnung. So wuchs sein Interesse am Wetter und seiner Vorhersage. Das übrige tat die Lektüre des Buches „Wetter und Wetterkun-

1 Zur Erläuterung die Entwicklung der Großwetterlage: Von Mitte Dezember 1935 an bis zum 23. herrschte eine südliche Westlage mit um normal schwankenden Temperaturen. Vom 24. zum 25. ging sie in eine Zentraltieflage über den britischen Inseln und später ab 28. in eine zyklonale Südwestlage über. Der Übergang am 24. erfolgte mit einem kleinen Zwischenhoch und vorübergehender Kaltluftzufuhr, wovon die niedrige Temperatur am 24. Dezember herrührte.

de“ des österreichischen Meteorologen von Ficker. Seine Mitschüler waren der Meinung, dass er dann Physik oder ein ähnlich schwieriges Fach studieren würde. Manche waren schließlich enttäuscht, dass er sich mit seinem Studium an der Karl-Marx-Universität in Leipzig einem vermeintlich so „leichten“ Fach wie der Meteorologie zuwandte.

Manches kann an diesen Aussagen sicher noch ergänzt werden. Fest steht auf jedem Fall, dass seine Berufswahl für uns als Meteorologen und solche, die von ihm ausgebildet wurden, ein Glücksfall war. Davon zeugen eine große Zahl von Diplommeteorologen und solche, die nach einem Studium bei ihm, einen Doktortitel erwarben. Insgesamt hat er nach seinem Studium der Meteorologie in Leipzig und einer wissenschaftlichen Aspirantur sowie seiner Tätigkeit als Oberassistent am Geophysikalischen Institut der Karl-Marx-Universität dann als ordentlicher Professor für Meteorologie und Leiter des Bereiches Meteorologie und Geophysik der Sektion Physik der Humboldt-Universität zu Berlin ca. 40 Dissertationen der Stufen A und B bis zum ordentlichen Abschluss betreut, deren Themen den verschiedensten Teilgebieten von Meteorologie und Klimatologie sowie deren Anwendungen entstammten. Die Beiträge, die wir heute hier noch hören werden, können dabei nur einen Teil aus dieser Vielzahl der Interessen- und Forschungsgebieten widerspiegeln.

Sein eigenes Interesse galt unter dem Einfluss seiner akademischen Lehrer Horst Philipps und Schneider-Carius solch „einfachen“ Fragen wie der theoretischen Arbeitsweise in der Physik der Atmosphäre und speziell auf dem Gebiet der atmosphärischen Grundschicht, aber auch der physikalischen Klimatologie, ausgewählten Zweigen der angewandten Meteorologie sowie, später, auch der Geschichte des Fachgebietes.

Seine theoretischen Forschungsarbeiten und Publikationen waren zunächst vor allem der Thermodynamik der Atmosphäre, der Wolkenphysik und der atmosphärischen Turbulenz gewidmet. In enger Kooperation mit dem Meteorologischen Dienst der DDR hat er sich mit seinen Studenten und Doktoranden an der Nutzung operationeller Beobachtungsdaten für Grundschichtuntersuchungen befasst, woraus z.B. aeroklimatische Bearbeitungen des Inversionsregimes sowie des vertikalen Windprofiles im mitteleuropäischen Raum resultierten; es wurden u.a. Modelle zur Berechnung großräumiger Vertikalbewegungen, zur Bestimmung vertikaler Wind- und Turbulenzkoeffizientenprofile und zur Simulation der Gebirgsüberströmung entwickelt, erprobt und mit Beobachtungsdaten verglichen.

Seine wissenschaftlichen Aktivitäten hatten und haben eine weite Ausstrahlungskraft. Diese spiegelt sich unter anderem wider in seiner Tätigkeit in der Arbeitsgruppe für atmosphärische Grenzschichtprobleme der Kommission für atmosphärische Wissenschaften der Meteorologischen Weltorganisation (WMO) sowie in der Leitung multilateraler KAPG-Projekte zur Grundschichtphysik und zu meteorologischen Problemen des Umweltschutzes. Er gehörte langjährig dem Vorstand der Meteorologischen Gesellschaft der DDR an, war Mitherausgeber der Zeitschrift für Meteorologie und von 1982 bis 1990 Präsident der erwähnten meteorologischen Gesellschaft. Einleitend hatte ich schon erwähnt, dass er 1990 zu einem korrespondierenden Mitglied der Akademie der Wissenschaften der DDR gewählt wurde, zu den Gründungsmitgliedern unserer Leibniz-Sozietät gehört und seit vielen Jahren Sekretar unserer Klasse Naturwissenschaften ist.

Von der unermüdlichen Tätigkeit unseres Jubilars zeugen bisher über 230 Publikationen, davon mehr als 75 in den 10 Jahren seit 1995 und davon mehr als 30 im neuen laufenden Jahrhundert, das sind Publikationen vorwiegend in Fachzeitschriften, aber auch in Monographien, Sammelwerken, Lexika, Festschriften und Tagungsberichten und zwar, um es zusammenfassend zu sagen, zur physikalischen und dynamischen Meteorologie, insbesondere zur Physik der atmosphärischen Grenzschicht sowie zu Fragen der Klimatologie und zur Geschichte der Meteorologie.

Im Einzelnen zeichnen sich eine ganze Reihe von Schwerpunkten ab. Wenn ich hier jetzt einige aufführe, so kann ich mich dabei auf eine Zusammenfassung von Karl-Heinz stützen, die bis 1990 reicht und die ich um die Entwicklungen nach 1990 ergänzt habe:

1. Darstellung der Gültigkeitsgrenzen von Algorithmen und Ableitung von Zusatzeffekten in der halbempirischen Theorie der atmosphärischen Turbulenz und der turbulenten Flüsse, wie z.B. hinsichtlich der Berücksichtigung der turbulenten Dichteschwankungen[2].
2. Vervollkommnung der Theorie des vertikalen Turbulenzwärmestroms[3] und Aufklärung seiner Entropiebilanz[4].
3. Eine außerordentliche Vielzahl von Beiträgen zur Dynamik der atmo-

2 Insbesondere: Zum Einfluss der turbulenzbedingten Dichteschwankungen auf die Bestimmung turbulenter Austauschströme in der Bodenschicht (zusammen mit H. Piazena). Z. Meteorol. 38 (1988), 234–245.

3 U.a.: Nochmals zur Definition des Turbulenzwärmestroms in der Wärmehaushaltsgleichung der Atmosphäre. Z. Meteorol. 23 (1972), 65–75.

4 Die Entropiebilanz des atmosphärischen Turbulenzwärmestroms. Z. Meteorol. 24(1974), 106–112.

sphärischen Grenzschicht und ihrer Wechselwirkung mit der Erdoberfläche und der freien Atmosphäre, einige weiter zur Modellierung von Wind- und Temperaturprofilen sowie zur Revision der Bodenschichtkonzeption, dies alles unter Berücksichtigung von Instationaritäts-, Beschleunigungs- und Vertikalbewegungseffekten, wobei auf der Grundlage dieser Arbeiten gemeinsam mit Mitarbeitern und Doktoranden eine Familie von 0-, 1- und 2-dimensionalen Grenzschichtmodellen für Forschungszwecke und operationelle Anwendungen (numerische Wettervorhersage, Berechnung der Ausbreitung von Luftverunreinigungen) entwickelt und erprobt wurden.

4. Ein Schwerpunkt in den neunziger Jahren betraf hierbei Fragen der Beeinflussung der Struktur der atmosphärischen Grenzschicht durch großflächige Waldbestände[5].
5. Schaffung methodischer Grundlagen und Durchführung aeroklimatischer Untersuchungen zur Ableitung von Grundschichtcharakteristika (Inversionsregime, Grenzschichthöhen, vertikale Windprofile, bodennahe und integrale Turbulenzreibungsparameter) aus Routineradiosondendaten in Mitteleuropa, insbesondere zur Schaffung von Inversionsklimatologien[6]
6. Eine größere Anzahl von theoretischen und statistischen Ergebnissen zum Gebirgseinfluss auf die troposphärische Grundschicht, zur Gebirgsüberströmung und zu orographisch bedingten Vertikalbewegungen[7].
7. Erweiterung theoretischer Grundlagen zum Verständnis der Dynamik und Energetik atmosphärischer Prozesse in unterschiedlichen Scale-Bereichen, darunter Formulierung neuer Kriterien für die Gültigkeit der geostrophischen und der hydrostatischen Approximation für spezielle Strömungstypen[8].
8. Ableitung von Zusammenhängen zwischen und von Änderungen von

5 U.a.: Numerical experiments with different approaches for boundary layer modelling under large-area forest canopy conditions (zusammen mit Mix, W. und Goldberg, V.). Meteorol. Z., N.F.3 (1994), 187–192 sowie Tagesperiodische Variationen und räumliche Änderungen meteorologischer Parameter im Bereich von Waldbeständen nach numerischen Experimenten mit Grenzschichtmodellen (zusammen mit Mix, W., Müller, E., Ziemann, A., Goldberg, V.). Ann. Meteorol. 31 (1995), 402–403.

6 Z.B.: Zur Klimatologie niedertroposphärischer Inversionen über dem Gebiet der DDR (zusammen mit A. Helbig). Abh. Met. Dienst der DDR; Band XVII, Nr. 128 (1982), 115–128, sowie: On the climatology of atmospheric boundary layer inversions over Central Europe. Proc.1. Panhell. Conf. Meteorol., Climatol., Atmosph. Physics, Thessaloniki, 21–23 May (1992), 121–127.

7 U.a.: Problems of mountain meteorology and climatology related to the boundary layer. WMO Techn. Note. 165 – The Planetary Boundary Layer – WMO-No. 550 (1979); Chapter 6.5., 186–189.

thermohydrodynamischen Parametern für verschiedene Klassen atmosphärischer Zustandsänderungen u.a. zur Charakterisierung tiefer Wolken.

9. Mehrere Beiträge zur Formulierung von Zielstellungen und Bewertung von Methoden der Klimadiagnostik sowie Diagnose und Bilanzbetrachtungen für Klimaänderungen aus natürlichen und anthropogenen Ursachen[9].
10. Quantitative Charakterisierung von Veränderungen meteorologisch-geophysikalischer Umweltparameter, Diskussion ihres Einflusses auf den Menschen und Erörterung philosophischer Aspekte des Mensch-Umwelt-Problems[10].
11. In den letzten 15 Jahren hat sich Herr Bernhardt verstärkt der philosophischen Interpretation und wissenschaftshistorischen Wertung meteorologischer Problemstellungen und Institutionen sowie des Wirkens einzelner Persönlichkeiten im Berliner Raum zugewandt; als Schwerpunkte wurden mehrfach behandelt die wissenschaftlichen Ballonfahrten und die Entdekkung der Stratosphäre, Ertels Aktivitäten einschließlich seiner Aussagen zu Kausalität, Teleologie und Willensfreiheit, sowie die Entwicklung der Meteorologie zu einer exakten Wissenschaft aber auch Fragen der Zeitrhythmik und Zyklizität in der Meteorologie.

Damit werden in zunehmenden Maße aktuelle Fragen der Wissenschaftsgeschichte aufgegriffen Die nachfolgenden Beiträge zu unserem Kolloqium geben sicher auch Anregungen für weiter Beiträge auf diesem Feld.

---

8 E.g.: 0n the application of the hydrostatic approximation and the neglect of Coriolis effects in small scale katabatic flow modelling (zusammen mit Okland, H.) Z. Meteorol. 90 (1990), 289–291.

9 Ein frühzeitiger Beitrag zu dieser Thematik ist: Beeinflussung der Atmosphäre durch menschliche Aktivitäten (zusammen mit F. Kortüm). Geod. Geophys. Veröff. R. 11, H.21 (1976) 3–62.

10 Eine noch weitgehend aktuelle Darstellung ist: Klima und Menschheit (zusammen mit Böhme, W.). Sitzungsber. Leibniz-Soz. I (1994) 1/2, 51–90.

Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät *86(2006), 11–35*

Brigitte Klose

Wind als Grenzschichtphänomen

1. Einleitende Bemerkungen

Wind ist bewegte Luft relativ zur rotierenden Erde, und er wird seit alters her nach der Richtung benannt, aus der er weht. So kommt ein Südwind aus Süden, ein Seewind von der See her, und ein Bergwind weht den Berg herab. Diese Definition des Windes ist heute Allgemeingut, während Aristoteles in seiner Lehre von den Winden noch behauptete: „Es wäre ja absurd, wenn die uns umgebende Luft einfach durch Bewegung zu Wind würde und Wind hieße".

In den einzelnen Wissensgebieten und im täglichen Leben spielt der Wind eine sehr unterschiedliche Rolle, aber aktuell ist er beispielsweise als regenerative Energiequelle in aller Munde. Da die mittlere Windgeschwindigkeit in Deutschland 3 bis 4 m/s im Binnenland und 4 bis 6 m/s im Küstenbereich beträgt, reicht sie in exponierten Lagen und in Norddeutschland im Mittel aus, um die Rotorblätter einer Windkraftanlage in Bewegung zu setzen und zu halten. Von besonderer Bedeutung ist der Wind auch im Luft- und Seeverkehr sowie bei Sturmwarnungen, die zur Minimierung der mit hohen Windgeschwindigkeiten verbundenen volkswirtschaftlichen Schäden herausgegeben werden. So hat nach Berz 2003 seit den 60er Jahren die Anzahl der großen Naturkatastrophen sowohl bezüglich ihrer Häufigkeit als auch nach volkswirtschaftlichen und versicherten Schäden deutlich zugenommen. Als wesentliche Gründe für die weltweit wachsende Anzahl von Naturkatastrophen lassen sich die Zunahme der Weltbevölkerung, der ständig steigende Lebensstandard, die Konzentration von Bewohnern und Werten in Großstadträumen, die Besiedlung und Industrialisierung stark exponierter Regionen, die Anfälligkeit moderner Gesellschaften gegenüber Naturereignissen und Technologien sowie die Änderung der Umweltbedingungen nennen.

Hinsichtlich der Windgeschwindigkeiten gilt zunächst der allgemeine Konsens, dass sich das Druckgefälle zwischen dem Äquator und den Polen verschärft hat, da die Lufttemperaturen in 3 bis 6 km Höhe in den Tropen und

Subtropen angestiegen sind, sich in der Arktis jedoch verringert haben. Damit hat die Windgeschwindigkeit in allen Breiten in den letzten 20 Jahren zugenommen, und zwar in den mittleren Breiten um 5 bis 10 %, in den Tropen sogar um 20% (vgl. Bauer 2002, S. 124).

Mathematisch gesehen stellt der Wind einen Vektor dar, der zwei horizontale Komponenten (u,v) und eine vertikale Komponente (w) besitzt, so dass in einem kartesischen Koordinatensystem für ihn $\mathbf{V} = u\mathbf{i} + v\mathbf{j} + w\mathbf{k}$ geschrieben werden kann. Allgemein gilt er jedoch als eine horizontale Strömung $V_{\mathbf{h}}$, da seine vertikale Komponente in der Regel sehr klein ist, nämlich im cm/s-Bereich liegt. Zu seiner Bestimmung ist eine Richtungs- und Geschwindigkeitsangabe notwendig.

2. Charakteristika des Windfeldes

Ursache des Windes sind horizontale Temperatur- und die damit verbundenen Druckunterschiede, die durch die Bewegung von Luftmassen ausgeglichen werden. Ihre Bewegungsenergie entstammt dem solaren Strahlungsfluss, der im Mittel 1368 W m^{-2} an der Atmosphärenobergrenze beträgt. Etwa 1,9 % davon werden für die Erzeugung von Wind, Wellen und Strömungen verbraucht.

Die Windgeschwindigkeit wird durch den Druckgradienten, die Rauhigkeit der Erdoberfläche, die geographische Breite, die Krümmung der Trajektorienbahn der Luftpartikel, die Luftdichte, die vertikale Temperaturverteilung und die Eigenschaften des Reliefs bestimmt.

Infolge der Rauhigkeit der Erdoberfläche stellt der Wind ein turbulent bewegtes Medium dar, d.h., er besteht aus auf- und absteigenden Luftpartikeln, was man anhand der Rauchfahnen aus einem Schornstein gut beobachten kann. Seine Turbulenz hängt dabei ganz wesentlich von der thermischen Schichtung der Atmosphäre, die das Aufsteigen entweder fördert oder bremst, sowie von der Rauhigkeit der Erdoberfläche und seiner Geschwindigkeit selbst ab.

2.1 Vertikale Windprofile

Infolge der komplexen Struktur der planetarischen Grenzschicht weist das Windfeld eine große zeitliche und räumliche Variabilität auf, so dass sich der Windvektor markant mit der Höhe ändert. Unmittelbar oberhalb des Erdbodens erfolgen zunächst eine starke Zunahme seiner Geschwindigkeit (s. Bild 1) und daran anschließend eine merkliche Drehung seiner Richtung nach rechts. Die Ursache hierfür liegt in der Abnahme des Reibungseinflusses der

Erdoberfläche mit zunehmender Höhe und der daraus resultierenden Anpassung des Windvektors an den Wind der freien Atmosphäre, den geostrophischen Wind. Folglich muss man in der Meteorologie zwischen Boden- und Höhenwind unterscheiden. Über Land erreicht der Bodenwind 50 bis 70% des Betrages des geostrophischen Windes, über See 70–80%.

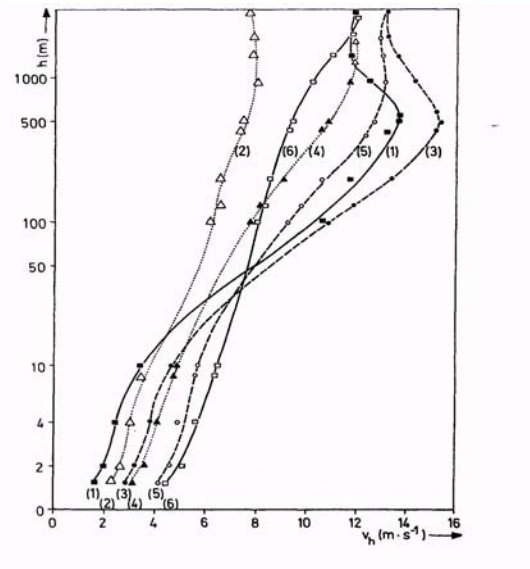


Bild 1: Vertikalprofile des Betrages des horizontalen Windvektors in einer stabil (Kurven 1, 3), neutral (Kurven 2, 4, 5) und labil (Kurve 6) geschichteten Grenzschicht

Zur mathematischen Behandlung des Vertikalprofils des horizontalen Windvektors $V_{\mathbf{h}}$ geht man gemäß Holton 1957 von einer horizontal homogenen und vertikalbewegungsfreien Grenzschicht mit einem höhenkonstanten Turbulenzreibungskoeffizienten k aus, so dass die Eulersche Bewegungsgleichung für die u- und v-Komponente des Windvektors die einfache Form annimmt:

$$k\frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + f\left(v - v_g\right) = 0 \tag{1}$$

$$k\frac{\partial^2 v}{\partial z^2} - f\left(u - u_g\right) = 0 \tag{2}$$

Hierin entsprechen u_g und v_g der x- bzw. der y-Komponente des geostrophischen Windes (Wind oberhalb des 850 hPa-Niveaus im beschleunigungsfreien Fall) sowie f dem Coriolisparameter. Bei Verwendung der komplexen Schreibweise ergibt sich:

$$k\frac{\partial^2(u+iv)}{\partial z^2} - if\left(u-u_g+i\left(v-v_g\right)\right)=0 \tag{3}$$

Setzt man $u - u_g + i(v - v_g) = \mathbf{V_h} - \mathbf{V_g} = \mathbf{W}$ und legt fest, dass der komplexe geostrophische Wind eine lineare Funktion der Höhe ist, erhält man eine homogene Differenzialgleichung 2. Ordnung:

$$k\frac{\partial^2 W}{\partial z^2} - ifW = 0 \tag{4}$$

Ihr Lösungsvektor besitzt die Form

$$W = W_o \exp\left(\left(-\sqrt{if/k}\right)z\right) \tag{5}$$

W entspricht dem Winddefekt, d.h. der Abweichung des Windfeldes in der Grenzschicht von der geostrophischen Balance. Unter Berücksichtigung der nachstehenden Randbedingungen

$\mathbf{W} = -\mathbf{V_g}$ für $z = 0$ und (6)
$\mathbf{W} \to 0$ für $z \to \infty$

erhält die Lösung die Gestalt

$$W = -V_g \exp\left(\left(-\sqrt{if/k}\right)z\right) \quad \text{bzw.} \quad V_h(z) = -V_g \exp\left(\left(-\sqrt{if/k}\right)z\right) + V_g \tag{7}$$

Dies ist eine Beziehung, die bereits 1905 von dem berühmten schwedischen Ozeanographen W. Ekman für die Winddrift im Ozean abgeleitet wurde. Mit $v_g = 0$, d.h. für einen zonalen geostrophischen Wind, und nach der Trennung von Real- und Imaginärteil folgt für die Nordhalbkugel mit $f > 0$

$$\begin{aligned} u &= u_g\left(1 - e^{-Bz}\cos Bz\right) \\ v &= u_g e^{-Bz}\sin Bz \qquad \text{mit} \qquad B = \left(\frac{f}{2k}\right)^{1/2}. \end{aligned} \tag{8}$$

Die Struktur der Lösung verdeutlicht man am besten mittels einer Hodographenkurve, der Ekman-Spirale (Kurve (1) in Bild 2), die nicht für die Bodenschicht gilt. In der Ekmanschicht dreht der horizontale Windvektor unter nur noch geringer Zunahme seines Betrages kontinuierlich nach rechts und erreicht an ihrer Obergrenze nicht nur die Richtung, sondern auch einen um

etwa 7 % größeren Betrag als der geostrophische Wind. Es existiert somit an ihrer Obergrenze ein schwach ausgeprägtes Windmaximum, das typisch für eine Grenzschicht auf einer rotierenden Erde ist. Eine ideale Ekman-Spirale wird aber höchst selten in der planetarischen Grenzschicht beobachtet, da die Annahme eines höhenkonstanten Turbulenzreibungskoeffizienten k eine einschneidende Vereinfachung darstellt. Des Weiteren ist die Grenzschicht nur bei hohen Windgeschwindigkeiten thermisch neutral, ansonsten weist sie in Bodennähe tagsüber eine labile und nachts eine stabile Schichtung auf. Darüber hinaus bewirkt die Abnahme des Reibungseinflusses mit zunehmender Höhe eine vertikale Scherung des horizontalen Windvektors. Deshalb weichen die tatsächlich beobachteten Windprofile generell von einer Spiralform ab. Eine bessere Annäherung an die vertikale Windverteilung in der Grenzschicht erhält man durch eine Kombination des logarithmischen Windprofils der Bodenschicht mit der Ekmanspirale. Auch in diesem Fall rechnet man zwar mit einem höhenkonstanten Turbulenzreibungskoeffizienten, aber die Gleichung (3) gilt nur für die Ekmanschicht. Der so modifizierte Hodograph wird als Taylorspirale (Kurve (2) in Bild 2) bezeichnet. Ihre Komponenten lassen sich bei sonst gleicher Wahl der Bedingungen in der nachfolgenden Form darstellen, wobei für den Ablenkungswinkel α gleich $\pi/8$ (22,5°) gewählt werden sollte:

$$\begin{aligned} u &= u_g\left(1-\sqrt{2}\sin\alpha\, e^{-Bz}\cos\left(Bz-\alpha+\pi/4\right)\right) \\ v &= u_g\sqrt{2}\sin\alpha\, e^{-Bz}\sin\left(Bz-\alpha+\pi/4\right) \end{aligned} \tag{9}$$

Für eine instationäre Grenzschicht mit einem höhenkonstanten Turbulenzreibungskoeffizienten lautet die Differenzialgleichung

$$\frac{\partial W}{\partial t}-k\frac{\partial^2 W}{\partial z^2}+ifW=0\,. \tag{10}$$

Ihre Lösung

$$W(z,t)=W_o\exp\left(\left(-\sqrt{if/k}\right)z\right)+C_o e^{-ift} \tag{11}$$

ergibt die Kurve (3) in Bild 2, die durch ageotriptische Windabweichungen modifiziert ist, wie der Lösungsvektor (11) zeigt. Bei Verwendung der entsprechenden Randbedingungen $\mathbf{W_o} = -\mathbf{V_g}$, $\mathbf{C_o} = \mathbf{Cz}$ für $t \geq 0$ resultiert letztlich

$$W(z,t)=-V_g\exp\left(\left(-\sqrt{if/k}\right)z\right)+Cze^{-ift}\,. \tag{12}$$

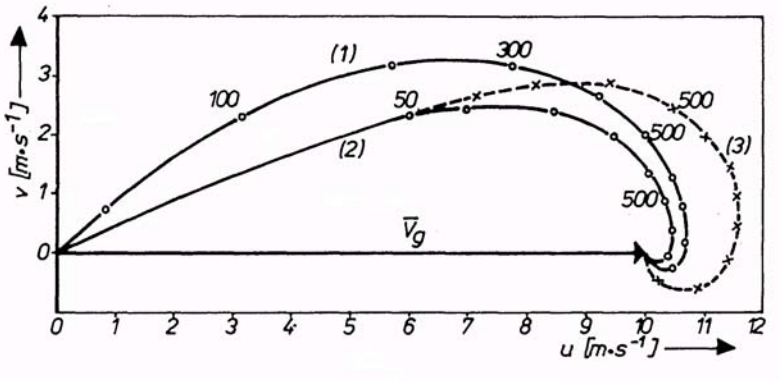


Bild 2: Änderung des Windvektors mit der Höhe (Angaben in m)
(1) Ekmanspirale
(2) Taylorspirale
(3) instationäre Grenzschicht (Modellsimulation)

2.1.1 Der nächtliche Grenzschichtstrahlstrom

Während in einer neutral geschichteten und barotropen Grenzschicht das Überschießen des aktuellen Windvektors über den geostrophischen Wind nur maximal 7% des geostrophischen Vektorbetrages ausmacht, werden bei einer ungestörten Wetterlage über den Landgebieten der Erde in etwa 10 bis 20% aller Nächte vertikal eng begrenzte Geschwindigkeitsmaxima beobachtet. Sie entwickeln sich zum Zeitpunkt des Sonnenuntergangs in einem Höhenbereich zwischen 200 und 700 m und weisen häufig übergeostrophische Geschwindigkeiten auf, wobei das „Überschießen" des aktuellen Windes über den geostrophischen Wind 1,2 bis 1,5V_g, maximal auch 2Vg beträgt Die Modifikation des Windfeldes erfolgt dabei insbesondere durch die interdiurne Veränderlichkeit der statischen Stabilität der Grenzschicht. So entspricht eine stabil geschichtete Grenzschicht mit einer Bodeninversion den natürlichen Gegebenheiten nachts, während am Tage überadiabatische Gradienten in unmittelbarer Bodennähe auftreten, was labile Schichtung bedeutet, und darüber annähernd neutrale Schichtung beobachtet wird. Nach Blackadar 1957 lässt sich ein solches Geschwindigkeitsmaximum durch eine Trägheitsschwingung des Vektors der ageostrophischen Windabweichung ($\mathbf{V_h} - \mathbf{V_g}$) erklären. Diese setzt stets nach dem faktischen Erlöschen der Turbulenz oberhalb der Bodeninversion ein und führt zu einem Maximum des Betrages im

Vertikalprofil des horizontalen Windvektors. Sie gilt als komplexe Antwort der planetarischen Grenzschicht auf die ihr inhärente reibungsbedingte ageostrophische Windabweichung.

Zu ihrer mathematischen Behandlung geht man unter Einbeziehung der komplexen Schreibweise von einer horizontal homogenen und vertikalbewegungsfreien Grenzschicht ohne Reibung aus, so dass die folgende Differenzialgleichung Gültigkeit besitzt:

$$\frac{\partial W}{\partial t} + ifW = 0 \tag{13}$$

Ihre Lösung hat die einfache Form

$$W(t) = W_o e^{-ift}. \tag{14}$$

$\mathbf{W_o}$ ist der ageotriptisch modifizierte Vektor der ageostrophischen Windabweichung, d.h. der Differenzvektor zwischen dem aktuellen Wind $\mathbf{V_o}$ bzw. $\mathbf{V_h}(t)$ und dem geostrophischen Wind $\mathbf{V_g}$, der im Laufe der Nacht eine ungedämpfte Trägheitsschwingung mit der Periode $T = 2\pi/f$ vollführt. Die Bahnkurve entspricht in den einzelnen Niveaus einem Trägheitskreis mit dem Mittelpunkt V_g und dem Radius W_o, wobei das Maximum der Windgeschwindigkeit dann erreicht wird, wenn die Richtung des geostrophischen und aktuellen Windes übereinstimmen. Damit wird das entstehende Windmaximum allein von der Phasenlage und dem Betrag des Vektors der ageostrophischen Windabweichung $\mathbf{W_o}$ zum Zeitpunkt des Sonnenuntergangs bestimmt.

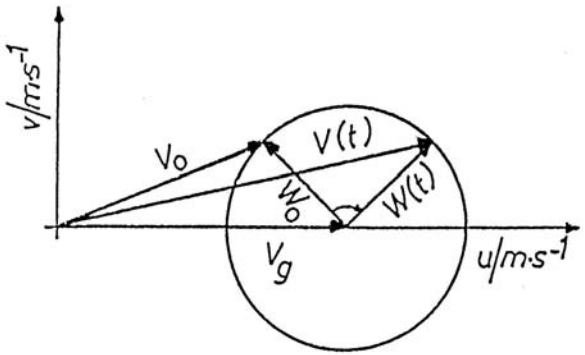


Bild 3: Trägheitsschwingung des Vektors der ageostrophischen Windabweichung $\boldsymbol{W_o}$

Wegen der Anfangslage des Vektors der ageostrophischen Windabweichung zwischen ¼ und ½ der Trägheitsperiode, die in den mittleren Breiten ca. 15 Stunden beträgt, erhält das übergeostrophische Geschwindigkeitsmaximum seine volle Ausprägung bereits wenige Stunden nach dem faktischen Erlöschen der Turbulenzreibung. Das ist in den mittleren Breiten etwa fünf Stunden nach Sonnenuntergang der Fall, in den Subtropen aber erst weit nach Mitternacht. Prinzipiell geht ein Anwachsen der maximalen Geschwindigkeitswerte mit einem zeitlich späteren Eintreten des Windmaximums einher. Dieses ist umso besser ausgeprägt, je niedriger die geographische Breite des Beobachtungsortes und die Höhe der planetarischen Grenzschicht am Tage und je größer der Betrag des geostrophischen Windes und der Turbulenzreibungskoeffizient sind (vgl. Klose 1988).

Verwendet man für $\mathbf{W_o}$ zum Zeitpunkt des Sonnenuntergangs t_o die Lösung der Differenzialgleichung (10), dann folgt als endgültiges Resultat

$$W(z,t) = \left(-V_g \exp\left(\left(-\sqrt{if/k}\right)z\right) + Cze^{-ift_o}\right)e^{-ift}. \qquad (15)$$

Untersuchungen zeigen jedoch, dass die Windhodographen häufig von einer Kreisform abweichen, was auf die in der planetarischen Grenzschicht stets wirksamen Beschleunigungen zurückzuführen ist. Hierzu gehören Instationaritätseffekte infolge des Tagesganges des Windvektors, der Einfluss einer zeitlichen Änderung des Druckfeldes, das Auftreten von Geschwindigkeitsdivergenzen und die Wirkung der Krümmungsvorticity sowie das Vorhandensein von Vertikalbewegungen in Verknüpfung mit vertikalen Windscherungen. Sie alle sind mit dem Auftreten zusätzlicher strömungsparalleler und -senkrechter Windkomponenten verbunden, so dass es einerseits zu einer Modifikation der Amplitude der Trägheitsschwingung sowie des Zeitpunktes maximaler Geschwindigkeitsbeträge kommt und andererseits die Hypergeostrophie (V_h/V_g) des nächtlichen Grenzschichtstrahlstromes beeinflusst wird.

In Klose 1976 sowie Klose und Sjarov (1990) führen Geschwindigkeitsdivergenzen D zu einer Dämpfung der Amplitude der Trägheitsschwingung und damit zu einem zeitlich früheren Auftreten des Geschwindigkeitsmaximums bei gleichzeitig verringerter Hypergeostrophie, während Geschwindigkeitskonvergenzen mit betragsmäßig größeren und zeitlich später auftretenden Windmaxima sowie verstärkter Hypergeostrophie verknüpft sind (vgl. Bild 4). Von ähnlicher Wirkung ist der Einfluss der Isobarenkrümmung. So nimmt für antizyklonal gekrümmte Isobaren die Hypergeostrophie der Geschwindigkeitsmaxima z.B. um 50 % für einen Wert der Krümmungs-

vorticity von $D^* = -2 \cdot 10^{-5}\ s^{-1}$ zu, wobei der aktuelle Windvektor einen Betrag von 2Vg erreichen kann (s. Bild 5).

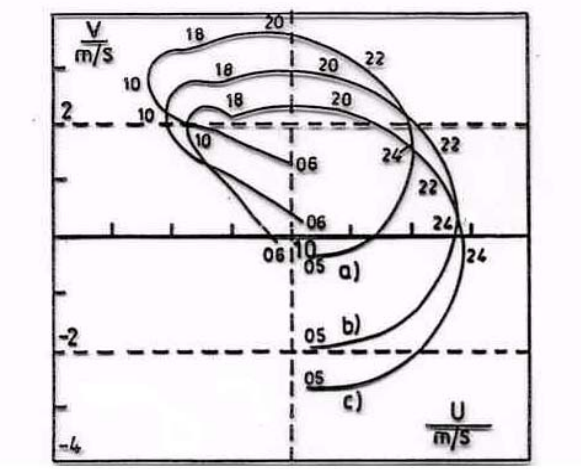


Bild 4: Hodographenkurven von V_h in der Höhe des Windmaximums (358 m) beim Auftreten von Geschwindigkeitsdivergenzen ($D = 10^{-5}\ s^{-1}$, a), -konvergenzen ($D = -10^{-5}\ s^{-1}$, c) sowie im beschleunigungsfreien Fall b) in einer barotropen Grenzschicht

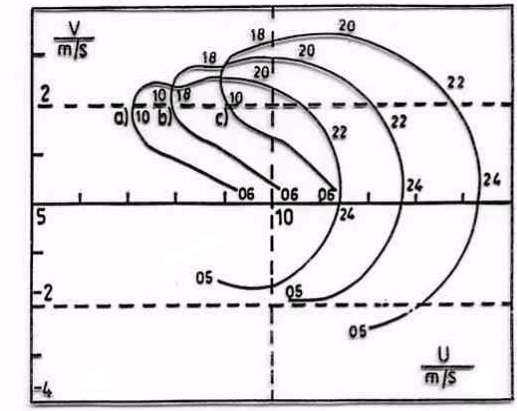


Bild 5: Hodographenkurve von V_h in der Höhe des Windmaximums bei zyklonaler ($D^* = 10^{-5}\ s^{-1}$, a) und antizyklonaler ($D^* = -10^{-5}\ s^{-1}$, c) Isobarenkrümmung sowie bei geradlinigem Isobarenverlauf (b) in einer barotropen Grenzschicht

Von wesentlicher Bedeutung ist auch eine Abnahme des geostrophischen Windvektors mit der Zeit in Kombination mit aufsteigenden Vertikalbewegungen, da ihr gemeinsames Auftreten zu einer Hypergeostrophie von $1{,}4V_g$ führt und sich besonders tief liegende Windmaxima in ca. 100 m Höhe ausbilden. Auch die Baroklinität der unteren Atmosphäre bewirkt bei einem Linksdrehen des geostrophischen Windes mit der Höhe und einer gleichzeitigen Abnahme seines Betrages tief liegende Windmaxima mit einer Hypergeostrophie von $1{,}4V_g$, während in einer allein baroklinen Grenzschicht die Maxima in 300 bis 500 m Höhe auftreten.

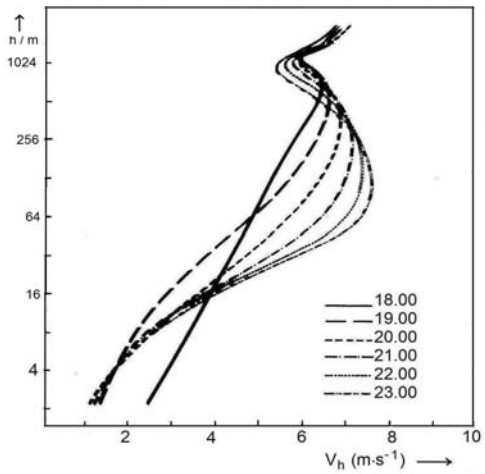


Bild 6: Entwicklung eines Windmaximums in einer baroklinen Grenzschicht bei einer zeitlichen Verringerung des Betrages des geostrophischen Windes (Parameter: Uhrzeit)

2.2 Das Windfeld in der Bodenschicht

Den unteren Teil der planetarischen Grenzschicht bildet die Boden- oder Prandtl-Schicht, die im Mittel 20 bis 50 m, maximal 100 m hoch reicht. Sie besitzt große vertikale Gradienten der Temperatur, der Feuchte und der Windgeschwindigkeit. Infolge der Höhenkonstanz der turbulenten Flüsse lassen sich für diesen Höhenbereich die vertikalen Profile der meteorologischen Elemente jedoch in vereinfachter Form berechnen. So gilt z.B. für eine neutrale Bodenschicht das logarithmische Windgesetz, während man bei stabiler und labiler Schichtung das logarithmisch lineare Windprofil verwendet.

Aus synoptischer Sicht besteht bezüglich der Windgeschwindigkeiten eine enge Korrelation zwischen der Größe des Druckgebildes und den maximal zu beobachtenden Beträgen. Als energiereichste Wirbel gelten die der Mikroskala angehörenden Grosstromben in Form von Tornados. Mit Rotationsgeschwindigkeiten von 100 bis 150 m s^{-1} sind sie die energiereichsten Wirbel, die in Bodennähe auftreten, so dass sie über eine enorme Zerstörungskraft verfügen. Als Vertreter des mesoskaligen Bereiches lassen sich die tropischen Wirbelstürme nennen, welche in der Schifffahrt eine große Rolle spielen.

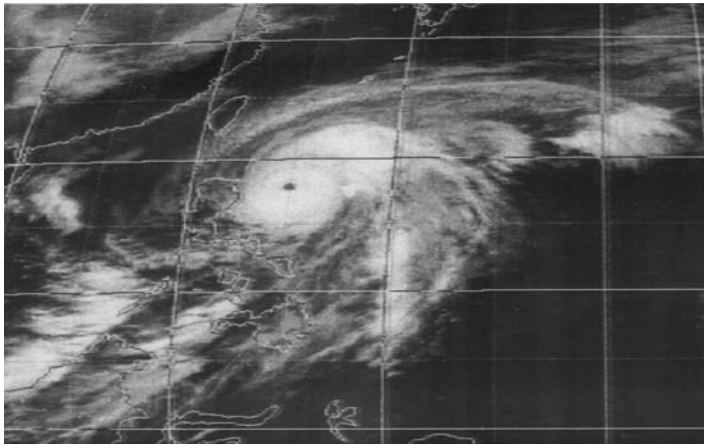


Bild 7: Taifun über dem Pazifik im Bereich der Philippinen (Humboldt-Universität zu Berlin, 1984)

2.2.1 Tropische Wirbelstürme

Unter einem tropischen Wirbelsturm versteht man ein warmes, frontenloses und schnell rotierendes Tiefdruckgebiet mit einem mittleren Durchmesser von 300 bis 800 km, welches im späten Sommer oder frühen Herbst der jeweiligen Halbkugel im Bereich der tropischen Ozeane in einem Abstand von mehr als fünf Grad vom Äquator entsteht, dessen Windgeschwindigkeiten 119 km/h überschreiten und mehr als 300 km/h erreichen können und dessen Kerndruck im Mittel 950 hPa, minimal jedoch weniger als 900 hPa betragen kann.

Der tiefste jemals gemessene Druckwert wurde mit 870 hPa im Taifun Tip 1979 über dem Pazifik registriert. Als durchschnittliche Niederschlagssummen gelten 100 mm bzw. 30 bis 40 mm je Tag in einem 200 Kilometer-Radi-

us um das Auge bzw. 200–400 km von diesem entfernt. Die absolut höchsten Niederschlagssummen fielen am 02. und 03. Juli 2004 in der gebirgigen Region Zentraltaiwans mit ca. 1000 mm sowie 1952 innerhalb von drei Tagen auf der Insel Reunion mit 3240 mm.

Im Verlaufe eines Jahres wird die Erde von ca. 83 tropischen Stürmen heimgesucht, von denen sich etwa 45 zu tropischen Wirbelstürmen entwikkeln, die große Schäden infolge Starkregens und orkanartiger Winde sowie durch Sturmfluten im Küstenbereich verursachen. Selbst Erdbeben werden in Verbindung mit tropischen Wirbelstürmen beobachtet (so am 1. September 1923 in Tokio), denn infolge starken Druckfalls (bis zu 75 hPa in 24 Stunden) kann einerseits innerhalb kürzester Zeit die Masse der Luftsäule um 2–3 Mio. t km^{-2} abnehmen, während andererseits bei einer Sturmflut von 6–7 m Höhe im Küstenbereich eine zusätzliche Masse von 7–10 Mio. t auf die Erdkruste einwirkt, so dass Spannungsänderungen innerhalb der Kruste auftreten.

2.2.1.1 Wettersysteme in den Tropen

Die WMO klassifizierte im Rahmen der „Welt-Wetter-Wacht“ (WWW) und insbesondere im Zusammenhang mit dem „Tropical Cyclone Program“ (TCP) verschiedene tropische Störungen, so

- *die ITCZ* (inner- oder intertropische Konvergenzzone)
  Sie entsteht durch das Zusammenfließen der Nordost- und Südostpassate. Ihre Lage schwankt über den Kontinenten beträchtlich sowohl innerhalb der einzelnen Jahreszeiten als auch von Tag zu Tag, über den Ozeanen ist ihre jährliche Variation geringer. Satellitenfotos zeigen, dass sich die in der Passatzone gebildeten individuellen Kumuli oder Kumulonimben (1–10 km horizontale Erstreckung) bei ungestörten Wetterbedingungen in Wolkenstraßen anordnen (parallel zur Richtung des Bodenwindes), bei gestörten Bedingungen dagegen in mesoskaligen konvektiven Zellen gruppieren (10–100 km), die wiederum zu Wolkenklustern zusammenwachsen (100–1000 km). Diese orientieren sich entlang der ITCZ bzw. des Troges einer Wellenstörung (2000–4000 km Wellenlänge).
- *tropische Wellenstörungen*
  Sie entsprechen in der Regel schwach ausgeprägten Trögen mit ostwärts geneigter Achse und bilden sich im Sommer und Herbst in der Passatwindzone. Als so genannte *„easterly waves“* wandern sie 6 bis 7 Längengrade je Tag westwärts, wobei sich hinter der Trogachse infolge Konvergenz Schauer und Gewitter entwickeln, während vor der Achse bei

Divergenz schönes Wetter herrscht. Ihre Lebensdauer beträgt 1–2 Wochen.

- *tropische Tiefdruckgebiete* (tropical depressions)
  Eine aus einer oder mehreren geschlossenen Isobaren bestehende Zyklone, in der Windgeschwindigkeiten < 34 kn, also maximal 61 km h^{-1} auftreten. Es wird die Windstärke 7 erreicht.
- *mäßige tropische Stürme* (moderate tropical storms)
  Ausgeprägtes Tief mit Windgeschwindigkeiten zwischen 34 und 47 kn bzw. 62 und 87 km h^{-1}, also Windstärke 8 und 9, und einer Lebensdauer von 3 bis 5 Tagen.
- *schwere tropische Stürme* (severe tropical storms)
  Ausgeprägtes Tief mit Windgeschwindigkeiten zwischen 48 und 63 kn bzw. 88 und 117 km h^{-1}, also Windstärke 10 und 11, und einer Lebensdauer von 3 bis 5 Tagen. Es wird mit einem Namen belegt.
- *tropische Orkane* (Hurrikane, Taifune oder andere lokale Bezeichnungen)
  Tropische bzw. auch außertropische Tiefs mit spiralförmig angeordneten Wolkenbändern und Windgeschwindigkeiten > 64 kn bzw. 119 km h^{-1} (Windstärke 12). Sie besitzen einen warmen Kern, sind frontenlos und ihre mittlere Lebensdauer beträgt 2 bis 3 Tage. Ihre Energie stammt aus den Kondensationsprozessen von 100 bis 200 Gewitterwolken, bei denen latente Wärme in der mittleren Troposphäre freigesetzt wird.
- *Superorkane* (Supertaifune)
  Orkane, bei denen die Windgeschwindigkeit 240 km h^{-1} überschreitet.

2.2.1.2 Empirische Befunde

- Tropische Wirbelstürme entwickeln sich über allen tropischen Ozeanen mit *Ausnahme des Südatlantik* (erster Hurrikan 2004 vor der Küste Brasiliens beobachtet) und *Südpazifik*, da hier entweder die Wassertemperaturen zu gering sind (kaltes Auftriebswasser) bzw. keine ITCZ existiert, an der sich „easterly waves" bilden können. Am häufigsten werden sie über dem Südwestteil des Nordpazifik beobachtet, wo die Wasseroberflächentemperaturen besonders hoch sind (> 28°C) und kein Monat frei von Wirbelstürmen ist. Im Mittel benötigen sie für ihre Entstehung Wassertemperaturen von 27°C oder darüber.
- Es muss eine feuchtlabil geschichtete Atmosphäre (γ_{akt} = 0,4 bis 0,5 K/ 100 m) vorhanden sein, damit bei vertikalen Umlagerungen über Wolkenbildung Kondensationswärme freigesetzt werden kann, die die Energiequelle der tropischen Wirbelstürme darstellt und zu einer Erwärmung der

mittleren und oberen Troposphäre führt, wodurch hier der Druck steigt.

- Die Corioliskraft darf nicht Null sein, damit die in das sich allmählich formierende Tiefdruckzentrum einströmenden Luftmassen eine zyklonale Rotation erhalten. Folglich entstehen tropische Wirbelstürme erst ab 5 Grad nördlicher bzw. südlicher Breite vom Äquator und bewegen sich im Anfangsstadium in einer Zone von 5° bis 20° Nord bzw. Süd.
- Da sie sich in einer einheitlich warmen und sehr feuchten Luftmasse bilden, besitzen sie keine Fronten, wie etwa die Tiefdruckgebiete der gemäßigten Breiten.
- Sie stellen ein mesoräumiges, schnell rotierendes Gebilde mit außerordentlich dicht gedrängten kreis- oder ellipsenförmigen Isobaren dar, so dass ein starker horizontaler Druckgradient existiert. Die größten Windgeschwindigkeiten werden im Gegensatz zu den Tiefdruckgebieten der gemäßigten Breiten nahe der Wasseroberfläche beobachtet und nehmen mit der Höhe ab, da sich das Drucksystem mit zunehmender Höhe stark abschwächt.
- Ihre horizontale Verlagerungsgeschwindigkeit ist gering und beträgt 10 bis 30 kn, im Trödelstadium, d.h. an der Umbiegestelle von den tropischen in die subtropischen und gemäßigten Breiten, sogar nur 3 bis 5 kn.
- Wegen ihrer geringen horizontalen Ausdehnung setzt der Druckfall erst ein, wenn bereits stürmische Winde beobachtet werden, und das Zentrum relativ nahe ist!
- Sie entwickeln sich in Gebieten mit geringer vertikaler Windscherung (da starke Scherung die Bildung von Konvektionsbewölkung behindert), d.h. niemals unterhalb eines Strahlstromes.
- Tropische Wirbelstürme sind ab ca. 12 km Höhe mit einer Antizyklone in der oberen Troposphäre gekoppelt, die ein starkes Ausfließen in diesem Bereich ermöglicht und damit die Entwicklung tiefer Bodendruckwerte sowie hoher Windgeschwindigkeiten befördert. Sie besitzen somit ein konvergentes Windfeld am Boden und ein divergentes in der Höhe.
- Besonders bemerkenswert ist ein windstilles oder -schwaches Gebiet im Zentrum der Zyklone, das Auge des Sturmes, mit 20 bis 65 km Durchmesser, in dem aus Gründen des Druckausgleichs die Luft absinkt. Das Auge verkleinert sich, wenn sich der Orkan verstärkt und die Windgeschwindigkeiten zunehmen. Nach Durchzug des Auges ändert sich die Windrichtung um ca. 180 Grad.
- Der gefährlichste Quadrant eines Wirbelsturmes ist der vordere rechte bzw. linke in Bezug auf die Verlagerungsrichtung auf der Nord- bzw. Süd-

halbkugel, da hier die höchsten Gewittertürme stehen, die stärksten Druckgradienten und damit Windgeschwindigkeiten auftreten und somit auch das intensivste Einströmen in die Zyklone erfolgt. Außerdem addieren sich in diesem Quadranten die Wind- und Zuggeschwindigkeit des Orkans und durch die vorherrschende Windrichtung wird ein Schiff auf die Sturmbahn zugetrieben. Da weiterhin die Geschwindigkeit der Wellen merklich größer als die Zuggeschwindigkeit der Zyklone ist, läuft die Wellenenergie aus dem achterlichen Sektor mit in diesen Quadranten hinein.

2.2.1.3 Räumliche und zeitliche Verteilung

Seegebiet	**jährliche Anzahl**	**Bezeichnung**
Nordatlantik, Golf von Mexiko, Karibik	5–6 (max. 12)	Cap Verden-Stürme, Hurrikan
westlicher Nordpazifik, Philippinen	20 (max. 35)	Taifune, Baguios
Zentraler Nordpazifik (Hawai) und östlicher Nordpazifik (Westküste Mexikos)	7 (max. 15)	Hurrikan (Cordonazo)
Kalifornische Gewässer	1	Hurrikan
Golf von Bengalen, Indien, Bangladesh	2	Zyklon
Arabische See	1	Zyklon
Südlicher Indischer Ozean	7	Madagaskar- und Mauritiusorkane
Nordaustralien, Indonesien	10	Willy-Willy

Tab. 1: Jährliche Anzahl und Bezeichnung tropischer Wirbelstürme

Tropische Stürme und Orkane haben ihre Hauptsaison auf der betreffenden Halbkugel im späten Sommer und Herbst (Juli bis Oktober bzw. Januar bis April) in den niederen Breiten, wenn der äquatoriale Trog nordwärts/südwärts verlagert ist, wobei auf der Nord- wesentlich mehr Zyklonen als auf der Südhalbkugel entstehen. Die meisten Stürme bilden sich im westlichen Teil des Pazifiks und im Südchinesischen Meer, in denen im Jahresdurchschnitt 26 Zyklonen auftreten, von denen sich 16 zu Taifunen entwickeln. Im Golf von Bengalen werden zwei Maxima beobachtet: eins von April bis Juni, das andere von Oktober bis November. Die jahreszeitliche Teilung der Orkansai-

son resultiert aus der Bildung des Indischen Monsuntiefs im Sommer, das wegen seiner beständigen starken Winde die Entstehung einer weiteren Zyklone unterdrückt. An der Westküste der USA treten nur wenige Wirbelstürme auf, da die vorherrschende Windrichtung die Stürme von der Küste wegsteuert und das vorhandene Auftriebswasser außerdem zu kalt ist. Bei ungewöhnlichen Zirkulationsmustern können jedoch Hurrikane selbst bis in die Wüste von Arizona wandern. Im Wesentlichen existieren 6 ausgezeichnete Gebiete: der Nordatlantik und der Golf von Mexiko, der östliche, westliche und südwestliche Pazifik, der Golf von Bengalen und das Arabische Meer auf der Nordhalbkugel sowie der südwestliche Indische Ozean und die Nordwest- sowie Nordostküste Australiens auf der Südhalbkugel. In den einzelnen Ländern haben die Wirbelstürme unterschiedliche Namen erhalten, so werden sie als Hurrikane im Atlantik, als Taifune im Pazifik und als Willy-Willy in Nordaustralien bezeichnet (wie man Tabelle 1 entnehmen kann).

2.2.1.4 Aufbau einer tropischen Zyklone

- Neben den allgemeinen Bedingungen setzt die Entwicklung einer tropischen Zyklone eine starke konvektive Instabilität und ein konvergentes großräumiges Strömungsfeld in Bodennähe voraus, was die Möglichkeit schafft, die einzelnen Wolkentürme zu organisieren.
- Ein Wirbelsturm besteht aus spiralförmig angeordneten Wolkenbändern mit einem kreisrunden Auge im Zentrum (20 bis 60 km Durchmesser), um das sich die sogenannten „hot towers“ (Wolkenmauer mit 200 Gewittertürmen) gruppieren.

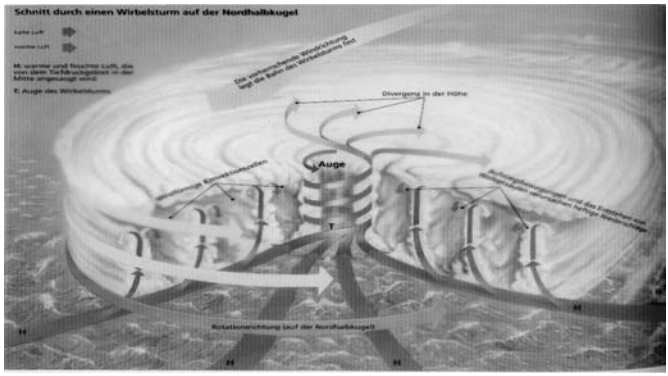


Bild 8: Aufbau eines tropischen Wirbelsturmes (nach N. Bowditch)

- Die schon im Anfangsstadium der Entwicklung spiralförmig in das Zentrum maximaler Konvektion einströmenden bodennahen Luftmassen nehmen über dem Meer große Mengen an Wasserdampf auf (> 20g/kg) und führen diese dem Konvektionsgebiet zu. Die im Wasserdampf enthaltene latente Wärme wird durch Kondensation freigesetzt und bewirkt eine Erwärmung der mittleren und oberen Troposphäre, wodurch hier der Druck ansteigt. Das so entstehende divergente Windfeld sorgt in der Höhe für einen seitlichen Massenabfluss und damit für Druckfall am Boden. Hierdurch erfolgt wiederum ein beschleunigtes bodennahes Zuströmen in Richtung der Gewittertürme. Die Kondensation des Wasserdampfes verstärkt sich, so dass die Luft mit der ständig zunehmenden thermischen Zirkulation förmlich nach oben gerissen wird und unvermischt in höhere Schichten gelangt. Der zentrale Kern wird dabei infolge des in der Höhe stattfindenden Ausströmens „leer" gepumpt. Im Zentrum muss aber zur Herstellung eines Bodenluftdrucks, der mit dem System in Harmonie steht, Luft von oben her durch Absinken nachfließen. So entsteht das Auge, welches stark erwärmte Luft bei nur geringer Luftbewegung enthält. Es ist meist wolkenlos. Die Temperatur im Kern kann bis zu 18°C wärmer als in der ungestörten tropischen Atmosphäre sein.

  Bezüglich der horizontalen Ausdehnung eines tropischen Orkans lassen sich vier Gebiete unterscheiden:
- Das windschwache, meist ovale und im Wesentlichen wolkenfreie *Auge des Sturmes*.
- Die das Auge umgebende nach außen geneigte Wolkenmauer, die 12–16 km hoch ist, wird aus 100 bis 200 Gewittertürmen gebildet, in deren Bereich die größten horizontalen (200 bis 400 km/h) und vertikalen Windgeschwindigkeiten (10 bis 20 m/s) auftreten. Häufig sind die Gewitter mit Tornadobildung verbunden. Hier fällt der meiste Niederschlag (500 bis 2000 mm je Quadratmeter und Tag), denn nur durch den Ausfall des kondensierten Wassers verbleibt die latente Wärme in der Luft. Der so genannte *Ringwall* ist 30 bis 40 km breit und entspricht dem Bereich maximaler horizontaler Windscherung, d.h. großer zyklonaler Vorticity ($3 \cdot 10^{-3}$ s^{-1}) und hoher potentieller Temperaturen.
- Der *innere Bereich* der tropischen Zyklone reicht bis in eine Entfernung von etwa 150 km vom Zentrum und weist Böenlinien auf mit Böen zwischen 150 bis 250 km h^{-1}. Er sollte von der Schifffahrt gemieden werden. Die Konvektion ist gut ausgeprägt und in spiralförmigen Wolkenbändern angeordnet.

- An die ringförmige Zone der maximalen Winde (100 km bis maximal 200 km vom Zentrum) schließt sich der *äußere Bereich des Hurrikans* an, in dem die Energie akkumuliert und horizontal in Richtung Zentrums transportiert wird. Die spiralförmigen Konvektionsbänder bestehen aus diskreten Zellen mit einer Lebensdauer von 20–30 min, die sich vom äußeren Ende des Bandes in Richtung Ringwall bewegen. Das Einströmen erfolgt mit 20 bis 40 km/h, wobei die planetarische Grenzschicht von 500 m am Außenrand bis auf 3000 m in Nähe der Wolkenmauer ansteigt. Das Ausströmen erfolgt mit maximaler Stärke in 12 km Höhe mit antizyklonalem Drehsinn. Es entwickelt sich ein ausgedehnter Cirrusschirm.

Für den Bereich eines Wirbelsturmes sind Wellenhöhen von im Mittel 12 m typisch, Einzelwellen können doppelt so hoch sein. Bei Annäherung des Sturmes an das Land treten komplizierte Wasserstandserhöhungen auf, so dass sich Flutwellen bilden können. Auch ein Rückstau von Flüssen ist möglich, so z.B. im Golf von Bengalen, wo es in Verbindung mit Starkniederschlägen zu Überschwemmungen kommt (so gab es 1970 in Verbindung mit einer Sturmwoge von 7 m Höhe 250 000 Tote in Bangladesch). Starke auflandige Winde und der geringe Luftdruck führen im Küstenbereich zu Wasserstandserhöhungen von 0,5 m je 50 hPa Druckfall. Sie sind besonders groß, wenn der Landfall mit einer ozeanischen Tide einhergeht und eine komplizierte Küstenorographie besteht. Schwache Stürme bewirken Wogen von 1 bis 2 m Höhe, starke bis zu 5 m. Hurrikan Camille, der Windgeschwindigkeiten bis 300 km/h aufwies, verursachte Wogen bis zu 7,3 m.

2.2.1.5 Skalen zur Intensitätsbestimmung

Für den Bereich der offenen See sind Satelliten die wirksamsten Hilfsmittel zur Identifizierung und Analyse eines tropischen Wirbelsturmes. Durch Messungen im infraroten bzw. sichtbaren Spektralbereich werden die Temperaturen und der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre bzw. die Größe und Struktur des Orkans bestimmt. Da mittels Satelliten Luftdruckmessungen nicht möglich sind, wird zur Schätzung des Druckes und der Windstärke die DVORAK-Technik (vgl. Webaddresse) genutzt. Die Intensität eines Sturmes ergibt sich hierbei aus der Temperaturdifferenz, die zwischen dem Auge und der Obergrenze der Kumulonimbusbewölkung bestimmt wird. Dabei gilt: je größer die Temperaturdifferenz, desto intensiver der Sturm. Anhand dieser Abschätzungen erhalten die Stürme eine „Current Intensity Number“ (CI).

Mittlere Windstärke (kn)	**Mittlerer Luftdruck (hPa) Atlantik**	**Mittlerer Luftdruck (hPa) NW Pazifik**	**Saffir-Simpson Kategorie**	**CI Number**
25				1
25				1,5
30	1009	1000		2
35	1005	997		2,5
45	1000	991		3
55	994	984		3,5
65	987	976	1	4
77	979	966	1	4,5
90	970	954	2	5
102	960	941	3	5,5
115	948	927	4	6
127	935	914	4	6,5
140	921	898	5	7
155	906	879	5	7,5
170	890	858	5	8

Tab. 2: Zuordnung von Windstärke und Luftdruck zur Current Intensity Number (CI)

Eine weitere Skala nach Saffir-Simpson beschreibt die Hurrikanstärke in Abhängigkeit vom Luftdruck, der Windgeschwindigkeit und der Höhe der Sturmflut. Für die Klassifizierung ist der höchste Wert in einer Kategorie entscheidend. Kommen Windgeschwindigkeiten vor, die in die Kategorie 2 gehören, aber der Luftdruck ist niedriger als 964 hPa, dann wird der Orkan in Kategorie 3 eingestuft.

Kategorie	**Kerndruck** [hPa]	**Windgeschwindigkeit** (km h^{-1})	**Sturmflut** (m)
1	≥ 980	119 – 154	1 – 2
2	965 – 979	155 – 178	2 – 3
3	945 – 964	179 – 210	3 – 4
4	920 – 944	211 – 250	4 – 6
5	< 920	> 250	> 6

Tab. 3: SAFFIR-SIMPSON-Skala

2.2.1.6 Wirbelstürme über dem Nordatlantik

Eine statistische Auswertung zweier Beobachtungsreihen (seit 1871 für tropische Stürme, seit 1886 für Wirbelstürme) weist für den Atlantik im Rekordjahr 2005 (s. Jansen 2006) insgesamt 27 tropische Wirbelstürme, darunter 14 Hurrikane (drei mit der Kategorie 5) auf, wobei sich der letzte Hurrikan Epsilon ungewöhnlich spät, nämlich erst Anfang Dezember entwickelte. Noch nie wurde ein derart intensiver Hurrikan wie Wilma beobachtet, der seinen tiefsten Kerndruck mit 882 hPa am 19. Oktober 2005 erreichte. Außerdem entstand mit Vince ein Wirbelsturm am 9. Oktober bei Madeira, also nahe an Europa. Bereits 2004 wurde erstmals ein Hurrikan im Südatlantik beobachtet. Bisherige Rekordjahre waren 1933 bzw. 1969 mit einer maximalen Anzahl von 21 tropischen Stürmen bzw. 12 Hurrikanen. An dritter Stelle liegt das Jahr 1995 mit 19 tropischen Stürmen, wovon 11 Hurrikanstärken erreichten. Im Mittel werden 9–10 tropische Stürme über dem Nordatlantik einschließlich dem Golf von Mexiko und der Karibik zwischen Juni und November beobachtet, von denen sich in der Regel 5 bis 6 zu Hurrikanen und 2–3 zu sog. „Major Hurricanes“ mit andauernden Windgeschwindigkeiten größer 177 km h^{-1} entwickeln. Das Jahr 1995 zeichnete sich durch große Aktivitäten aus, im Gegensatz zu den Jahren 1991–1994, in denen nur 6–8 tropische Stürme bzw. 3–4 Hurrikane auftraten. Ihre mittlere Verlagerungsgeschwindigkeit beträgt im Entstehungsgebiet 10 kn, auf ihrer Zugbahn etwa 12 kn und im Bereich der Westwinddrift 25 bis 30 kn.

Da ein plausibler Zusammenhang zwischen der Höhe der Wassertemperaturen und der Stärke von Hurrikanen besteht, und die Meerestemperaturen im Mittel um ein halbes Grad gestiegen sind, muss sich die Zahl der Hurrikane der Kategorie 5 erhöhen, Prognosemodelle sagen eine Verdreifachung voraus.

Bestimmende Faktoren für die Entwicklung von tropischen Wirbelstürmen über dem Nordatlantischen Becken sind

- übernormal hohe Wassertemperaturen und unternormale Luftdruckwerte über dem subtropischen Nordatlantik
- ein übernormal hoher Wärmefluss zwischen der Wasseroberfläche und der mittleren Troposphäre, so dass bereits wenige hundert Meter über dem Wasser Wolkenbildung und Freisetzung von Kondensationswärme erfolgt
- Abschwächung der Passatzirkulation verbunden mit minimaler vertikaler Windscherung über dem subtropischen Ozean zwischen 10° und 20° Nord
- ein gut ausgeprägter äquatorialer Strahlstrom mit verstärkten „easterly

waves“ bei etwa 15°N
- ausgeprägte troposphärische Labilität
- geringe Niederschlagsergiebigkeit in der Sahel-Zone im Vorjahr
- eine Westwindphase der QBO

2.3 Plottverfahren zum Ausmanövrieren eines tropischen Wirbelsturmes

Die modernen Methoden der Orkan-Navigation sind dem Radarzeichnen entlehnt. Dabei wird das fremde Schiff durch den Wirbelsturm mit seiner vorhergesagten Verlagerungsrichtung und -geschwindigkeit ersetzt und das Gefahrengebiet nicht um das eigene Schiff, sondern um den Orkan gelegt (vgl. Naatz 1980).

2.3.1 Gefahrengebiet

Im Gefahrengebiet (Orkanbereich von ca. 200 km) des tropischen Wirbelsturms rührt die Behinderung eines Schiffes größtenteils vom Seegang her. Deshalb sind Seegangsprognosen erforderlich. Der Gefahrenbereich kann elliptisch, kreis- oder eiförmig sein, für das Plottverfahren nimmt man stets kreisförmige Isobaren an.

2.3.2 Berücksichtigung der Verlagerungsungenauigkeiten

Die Prognose der Zugbahn und Position eines tropischen Wirbelsturmes ist oft ungenau und beträgt im Mittel für die Position 75 nm, 140 nm bzw. 210 nm für die nächsten 24, 48 bzw. 72 Stunden. Daher wählt man anstelle eines Verlagerungsvektors ein ganzes Bündel möglicher Vektoren und erhält so einen Streukreis, der die Ungenauigkeit der Wetterprognosen minimiert. Die Spitze des Verlagerungsvektors des Orkans bildet den Mittelpunkt des Streukreises. Je nach Verlässlichkeit der Wetterprognose sollte der Radius des Streukreises ein Drittel der Zuggeschwindigkeit des Orkans auf dem polaren Ast und die Hälfte der Zuggeschwindigkeit im Trödelstadium betragen. Falls man die Bahn des Wirbelsturmes vor dem Orkan kreuzen will, ist ein deutlich größerer Betrag zu wählen.

2.3.3 Graphisches Plottverfahren

- Auf Millimeterpapier markiert man den *Schiffsort A* und legt einen Maßstab für die Geschwindigkeit und die Entfernung fest: z.B. 1 cm = 5 kn, 1 cm = 50 sm oder 1 cm = 10 kn, 1 cm = 100 sm.

- Aus der See- oder Wetterkarte bestimmt man zunächst die *Entfernung* d_o und die *Peilung* P_o des Wirbelsturmzentrums vom Schiff aus und legt ein *Gefahrengebiet* um den Sturm. Der Radius des Gefahrenkreises R_G wird so gewählt, dass die zu erwartende Windstärke nicht die für das Schiff maximal zulässige übersteigt.
- Anschließend konstruiert man die Bewegung des Schiffes relativ zum Orkan, indem man den *Kurs* und die *Fahrt des Schiffes* (K_s, v_s) sowie die *Koordinaten des Orkans* (K_o, v_o) vom Schiffsort A aus abträgt. Durch Vektorsubtraktion (oder Kosinussatz) erhält man die *Bewegung des Schiffes relativ zum Orkan:* $v_r = v_s - v_o$.
- Man verschiebt dann den *Relativvektor* v_r parallel zum Schiffsort (auf diesem Weg fährt das Schiff relativ zum Orkan) und leitet die *Distanz auf dem Relativweg* d_{RG} bis zum Gefahrengebiet R_G sowie die Zeit t bis zum Einlaufen in das Sturmgebiet ab: $t_{RG} = d_{RG}/v_r$. Schneidet d_{RG} den Gefahrenkreis, dann ist ein Ausweichen erforderlich.
- Um die Unsicherheit der Wetteranalyse zu berücksichtigen, zeichnet man einen *Streukreis* R_s um die Spitze von (K_o,v_o) mit $R_s = v_o/3$ bzw. $v_o/2$ sowie ausgehend vom Schiffskurs v_s zwei *Tangenten* an den *Streukreis* und verschiebt diese zum Schiffsort A. Hieraus ergibt sich ein Bereich möglicher Kurse der Relativbewegung.

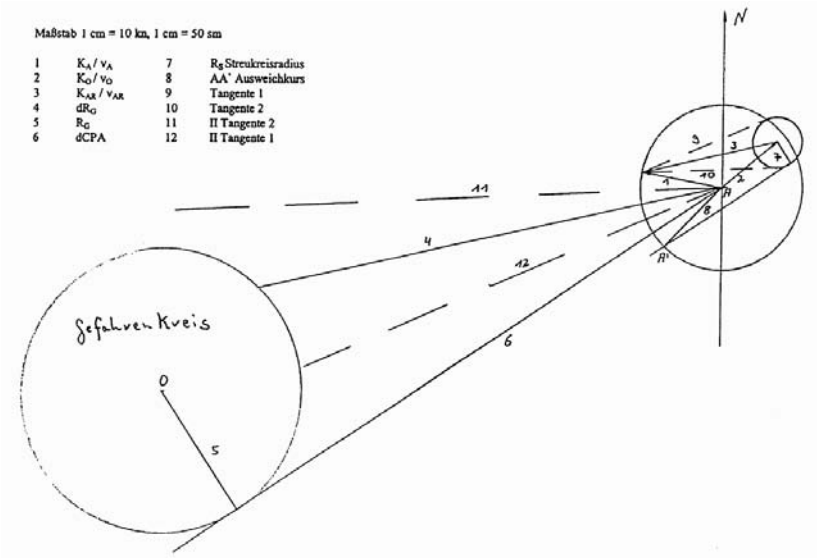


Bild 9: Skizze zum Plottverfahren mit Gefahren- und Streukreis sowie Wahl des Ausweichweges

Beispiel:

Schiff:	K_s	= 279°	
	v_s	= 18 kn	
Orkan	P_o	= 251°	
	d_o	= 810 sm	
	R_G	= 210 sm	(Gefahrenkreis)
Orkanverlagerung:	K_o	= 050°	
	v_o	= 17 kn	
Lösung:	v_r	$= v_s - v_o =$ <u>32 kn</u>	
		$(c = \sqrt{a^2 + b^2 - 2ab\cos\gamma} = 31,85$ kn)	
	K_r	= <u>255,5°</u>	
		$(\sin x = (\sin 131°/31,85)\cdot 17 = 0,4028, x = 23,76°)$	
		(279° – 23,8° = 255,2°)	
	d_{RG}	= <u>602 sm</u>	
		$(K_r - P_o = 255° - 251° = 4°, \cos\alpha = 600/x,$	
		x = 601,5 sm)	
	t	$= d_{RG}/v_r = 602$ sm/32 kn = <u>18,8 h</u>	

- Zur *Ermittlung des Ausweichweges* ist abzuschätzen, auf welcher Seite der Orkan passiert werden soll. Im gegebenen Fall bedeutet die *Nordseite* das fahrbare Viertel, aber man muss die Bahn kreuzen (d.h. den Streukreis vergrößern). Wind und See kommen von achtern. Wählt man die *Südseite***,** ist der Wind gegenan, man gelangt ins gefährliche Viertel, ist aber hinter dem Sturm.
- Nachdem man entschieden hat, auf welcher Seite man den Sturm passieren will (hier auf der Südseite), muss man den *Ausweichkurs* bestimmen. Man zeichnet eine Tangente vom Schiffsort A an die gewählte Seite des Gefahrengebietes. Diese Linie ist der *relative Ausweichweg* $d_{CPA} = \sqrt{d_o^{\,2} - R_G^{\,2}}$. Dann zieht man eine *Parallele zu dieser Tangente*, die den Streukreis an dem Punkt berührt, der den größeren Abstand zum Orkanzentrum besitzt.

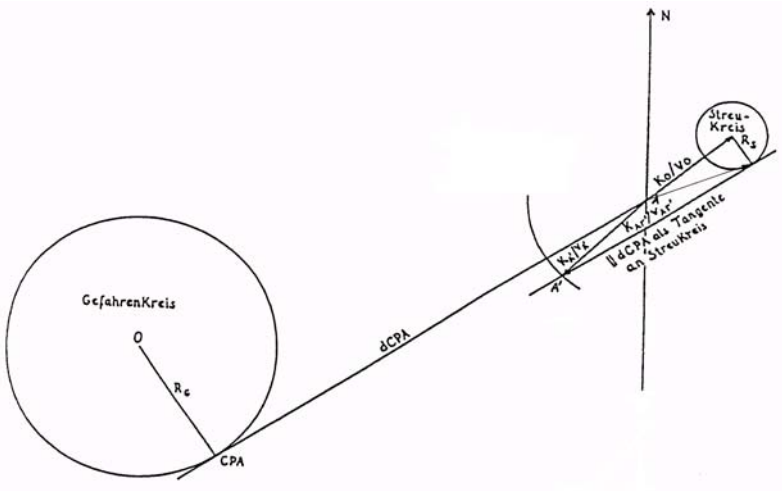


Bild 10: Skizze zum Plottverfahren mit Bestimmung des Ausweichskurs und der neuen Relativgeschwindigkeit (CPA: closest point of approach)

- Mit der für das Ausweichsmanöver geplanten Schiffsgeschwindigkeit v_s' (hier v_s'= 18 kn) wird ein *Kreisbogen um den Schiffsort* geschlagen, der gewöhnlich die Parallele an den Streukreis im Punkt A' schneidet. Die Entfernung auf der Parallelen $||d_{CPA}$ zwischen ihrem Berührungspunkt mit dem Streukreis und dem Schnittpunkt A' ist ein Maß für die Geschwindigkeit der *relativen Schiffsbewegung auf dem Ausweichweg* v_r' und ermöglicht die Berechnung der *Zeit* $t_{CPA} = d_{CPA}/v_r$', die das Ausweichmanöver dauern wird. Der zu steuernde Schiffskurs K_s' ergibt sich aus der Verbindung des Schiffsortes A mit dem Punkt A'. Die neue Relativgeschwindigeit v_r' kann zeichnerisch ermittelt oder nach dem Kosinussatz berechnet werden.

  v_s' = 18 kn, K_s' = 219°, d_{CPA} = 783,3 sm, v_r' = v_s' + v_o = 35 kn

  $t_{cpa} = \frac{d_{CPA}}{v_r'} = 22{,}37$ h.

- Um eventuelle Veränderungen in der Orkanverlagerung zu erfassen, muss man den *Ausweichkurs überwachen*, d.h., es ist das zu erwartende Wetter mit dem tatsächlich eingetretenen zu vergleichen, wozu man Vorhersagekarten benötigt!

Literaturverzeichnis

Aristoteles, 1984: Werke in deutscher Übersetzung, Bd. 12, Akademie-Verlag, Berlin.

Bauer, J., Englert, W., Meier, U. et al., 2002: Physische Geographie kompakt. Spektrum Akademischer Verlag GmbH, Heidelberg, Berlin.

Berz, G., 2003: Naturkatastrophen und Klimawandel: Vorsorge ist das Gebot der Stunde. In: Klima. Das Experiment mit dem Planeten Erde. Begleitband und Katalog, Sonderausstellung Deutsches Museum München.

Blackadar, A., 1957: Boundary layer wind maxima an their significance for the growth of nocturnal inversions. Bull. Amer. Meteorol. Soc, 38, S. 283–290.

Bowditch, N., 2002: The American practical navigator. National Imagery and Mapping Agency, Maryland.

Holton, J. R., 1992: An Introduction to Dynamic Meteorology. Second Edition. Academic Press, San Diego.

Jansen, J., Lefebvre, Ch., Schröter, M., 2006: Die äußerst aktive Hurrikansaison 2005. Der Wetterlotse, Nr. 709/710, Deutscher Wetterdienst, Hamburg.

Jansen, J., 2006: Tropical storms in 2006: Der Wetterlotse, Nr. 709/710, Deutscher Wetterdienst, Hamburg.

Klose, B., 1976: Zum Zusammenhang zwischen Druckfeld und Bodenwind. Dissertation, Humboldt-Universität zu Berlin.

Klose, B., 1988: Zum Windverhalten in der planetarischen Grenzschicht unter besonderer Berücksichtigung nächtlicher Windmaxima. Habilschrift, Humboldt-Universität zu Berlin.

Klose, B., Sjarov, M., 1990: Über den Einfluss strömungsparalleler und strömungssenkrechter Beschleunigungskomponenten auf die Ausbildung eines nächtlichen Low-Level Jets. Z. Meteorol., Bd. 40, S. 211–217.

Naatz, O.-W., 1980: Ein Plottverfahren zum Ausmanövrieren von tropischen Wirbelstürmen, Seewart, Bd. 43, Heft 3.

http://www.ssd.noaa.gov/PS/TROP/CI-chart.html

Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät *86(2006), 37–51*

Detlev Möller

Das chemische Klima

1. Einführung

Der Klimabegriff wird gegenwärtig vor allem mit dem *Klimawandel* (welcher sich in den letzten Jahren als populärer Term eingebürgert hat) in Zusammenhang gebracht; synonym damit wird der Begriff *Klimaänderung* (ein mehr wissenschaftlicher Terminus) verwendet. Im am 9. Mai 1992 in New York verabschiedeten *Rahmenabkommen der Vereinten Nationen über Klimaänderungen* (unterschrieben von 34 Staaten) wird *Klimaänderung* als „Änderungen des Klimas, die unmittelbar oder mittelbar auf menschliche Tätigkeiten zurückzuführen sind, welche die Zusammensetzung der Erdatmosphäre verändern, und die zu den über vergleichbare Zeiträume beobachteten natürlichen Klimaschwankungen hinzukommen“ definiert. Diese Definition ist eingrenzend, da sie natürliche Prozesse nur im Sinne einer Klimaschwankung aber nicht Klimaänderung beinhaltet. Beobachtet kann aber nur eine Klimaänderung werden, die auf *alle* Ursachen zurückzuführen ist. Die möglichen anthropogenen Einflussfaktoren auf das Klima (und damit dessen Änderung) sind vielfältig und reichen von einer Änderung der Landnutzung (veränderte Oberflächeneigenschaften) bis zu Emissionen, wohingegen direkte energetische Beeinflussungen (z.B. Wärmeinseln) höchstens (erst) von lokaler Bedeutung sind.

Eine Klimaänderung ist also die Differenz zwischen zwei Klimazuständen. Ein *Klimazustand* ist durch den statistischen Zustands des Klimasystems beschrieben. Eine *Klimaschwankung* kann demzufolge als eine periodische Klimaänderung definiert werden, unabhängig von der jeweiligen Zeitskala. Das Klima ist eine Funktion von Raum und Zeit – und es ändert sich ständig.

Das Klimasystem ist zu komplex, um es mathematisch eindeutig beschreiben zu können. Das gilt mit großer Wahrscheinlichkeit auch für die Zukunft. Unser Wissen über viele Einzelprozesse in diesem System ist noch unvollkommen. Dennoch wurden in den vergangenen 20 Jahren in der Klimaforschung große Fortschritte erzielt und die Beschreibung der *prinzipiellen*

Prozesse kann als gesichert gelten. Der *Wissenschaftliche Beirat der Bundesregierung Globale Umweltveränderungen* (WGBU) hat in einem Gutachten (vom 25.11.2003) betont, dass gefährliche Klimaänderungen[1] nur noch vermeidbar sind, wenn die Reduktion von Treibhausgasen deutlich stärker als bisher verfolgt wird. Insbesondere muss der vom Menschen verursachte Ausstoß von Kohlendioxid (CO_2) bis 2050 global um etwa 45-60% gegenüber 1990 gesenkt werden. Dies bedeutet, dass die Industrieländer ihren Ausstoß von Treibhausgasen bis 2020 um mindestens 20% verringern müssen. Gemäß *Kyoto*-Protokoll haben sie sich nur dazu verpflichtet, bis 2012 die Emissionen um 5,2% (bezogen auf 1990) zu senken. Nach einer früheren Aussage eines Beiratmitgliedes[2] würde eine Einhaltung des *Kyoto*-Protokoll – wenn es denn überhaupt verwirklicht wird – den Effekt eines Temperaturrückgangs um 0,1 K haben (also *keinen* Effekt).

Bei weiterem Hinsehen bemerkt man, dass die Klimaänderung mit der *Luftverschmutzung* im Zusammenhang steht, oder anders ausgedrückt, mit der Änderung der chemischen Zusammensetzung der Atmosphäre. Auch wissen wir, dass die meisten atmosphärischen Umweltprobleme miteinander verknüpft sind, allerdings in einer komplexen (im mathematischen Sinne nichtlinearen) Weise. So ist es keineswegs trivial, einfach den Umkehrschluss zu ziehen und mit einer sich verringernden Luftverschmutzung – also *Luftreinhaltung* – eine Lösung dieser Probleme zu erhoffen.

2. Was ist Klima?

Claußen (2006) unterscheidet zwischen einer meteorologischen und systemanalytischen Definition. In der älteren Literatur wird Klima als „die Gesamtheit aller meteorologischen Erscheinungen" definiert, „die den mittleren Zustand der Atmosphäre an irgend einer Stelle der Erdoberfläche charakterisieren" (Hann 1883). Wenn wir den momentanen Zustand der Atmosphäre an einem Ort als Wetter bezeichnen, dann ist Klima nach dieser Definition gleichbedeutend mit mittlerem Wetter. Im Laufe des letzten Jahrhunderts wurde der Klimabegriff dahingehend erweitert, dass neben dem Mittelwert auch die höheren statistischen Momente in die Klimadefinition einbezogen werden. Nach der neueren Definition beschreibt Klima das „statistische Verhalten der Atmosphäre, das für eine relativ große zeitliche Größenordnung charakteristisch ist" (Hantel et al. 1987). Die Klimavariablen, auch manchmal

1 Hier ergibt sich ein Dilemma: was ist eine *gefährliche* Klimaänderung?
2 Hans-Joachim Schellnhuber in der Berliner Morgenpost vom 16.12.2001, S. 30.

Klimaelemente genannt, werden als statistische Kenngrößen angegeben wie zum Beispiel Jahres- oder Monatsmittel oder als Eintrittswahrscheinlichkeit und Häufigkeit von Ereignissen.

Die *World Meteorological Organization* (WMO) hat für die Zeitspanne, über die der Mittelwert des Wetters berechnet werden sollte, 30 Jahre festgelegt. Daher werden für Klimavergleiche häufig die Zeiträume 1931–1960 bzw. 1961–1990 gewählt. Man findet in der Literatur aber auch andere Mittelungszeiträume. Nach der WMO wird Klima folgendermaßen definiert:

„Synthesis of weather conditions in a given area, characterized by long-term statistics (mean values, variances, probabilities of extreme values, etc.) of the meteorological elements in that area."

Ebenfalls nach der WMO wird als Wetter definiert:

„The state of the atmosphere mainly with respect to its effects upon life and human activities. As distinguished from climate, weather consists of the short-term (minutes to about 15 days) variations of the atmosphere state."

Der Wetter- und Klimabegriff bezieht sich also auf die Atmosphäre und deren *Zustand*. Eine sehr schöne Definition der Atmosphäre (und implizit für die *Meteorologie*) wurde ebenfalls von der WMO gegeben:

„The envelope of air surrounding the Earth and bound to it more or less permanently by virtue of the Earth's gravitational attraction; the system whose chemical properties, dynamic motions, and physical processes constitute the subject matter of meteorology."

Dem Leser wird sofort auffallen, dass in der Systembeschreibung hierbei „chemische Eigenschaften" mit genannt werden; nebenbei wird auch eine (logische) Definition für die Disziplin *Meteorologie* unter Einschluss der atmosphärischen Chemie gegeben. Auch lässt sich eine Differenzierung der Begriffe Luft und Atmosphäre erkennen in dem Sinne, dass als *Luft* ein substanzielles (also chemisches) Gemisch angesehen wird, welches sich in der *Atmosphäre* nach (geo)-physikalischen Gesetzmäßigkeiten verhält. Die WMO wird nun aber bei ihrer Beschreibung, was man unter „meteorologischen Elementen" (also den Systemparametern des atmosphärischen Zustands) zu verstehen hat, inkonsequent, indem keinerlei (atmosphären)-chemische Größen mit aufgezählt werden:

„Any one of the properties or conditions of the atmosphere which together specify the weather at a given place for any particular time (for example, air temperature, pressure, wind, humidity, thunderstorm and fog)"

Da Klima sich sowohl räumlich wie auch zeitlich ändert, gehören zur Angabe der Klimaelemente auch Ort und Mittelungszeitraum, für welche die sta-

tistischen Kenngrößen gelten. Die *meteorologische* Klimadefinition hat sich in der *Klimatologie*, der eher beschreibenden Wissenschaft des Klimas, bewährt. Zum Verständnis der Klimadynamik, also der Prozesse, die den mittleren Zustand und die Variabilität der Atmosphäre über längere Zeiträume bestimmen, reicht die meteorologische Definition nicht aus, denn die längerfristigen Veränderungen der Atmosphäre werden wesentlich durch die Wechselwirkung der Atmosphäre mit dem Ozean, der Vegetation und den Eismassen geprägt (Claußen 2006). Aus diesem Grunde wird in der Klimadynamik, wie in den modernen Lehrbüchern der Meteorologie und der Klimaphysik nachzulesen ist (z.B. Kraus 2000, Peixoto und Oort 1992), das Klima über den Zustand und das statistische Verhalten des *Klimasystems* definiert.

Der Begriff des Klimas unterlag in der Geschichte der Menschheit – und damit der Erforschung der Luft und Atmosphäre – Wandlungen aber auch parallel existierenden Beschreibungen (auf die hier nicht eingegangen werden soll). Man muss dem entnehmen, dass *verschiedene* Klimadefinitionen im Gebrauch sind. Das ist *a-priori* ein Widerspruch, denn es gibt auf der Erde nur *ein* Klimasystem. Hier drückt sich ganz offenbar eine pragmatische Herangehensweise an die Erkennung und Beschreibung des Klimasystems durch a) unterschiedliche disziplinäre Sicht, b) verschiedene Zielstellung (beispielsweise Beschreibung von Teilsystemen) und/oder c) differenzierte Kenntnis der Systemzusammenhänge aus.

3. Das Klimasystem

Das Klimasystem (Abb. 1) besteht aus verschiedenen Untersystemen: der Atmosphäre, der Hydrosphäre (dazu gehören Ozean, Flüsse, Seen, Regen, Grundwasser), der Kryosphäre (Inlandeismassen, Meereis, Schnee, Permafrost), der marinen und terrestrischen Biosphäre, dem Erdreich, und, wenn die Klimaentwicklung über viele Jahrtausende betrachtet wird, der Erdkruste und dem oberen Erdmantel. Diese Unterteilung erfolgt im Wesentlichen aufgrund der beteiligten Medien (gasförmig, flüssig, fest) und der Zeitskalen, die für typische Änderungen in den Untersystemen beobachtet werden können. Die Untersysteme sind über Energie-, Impuls- und Stoffflüsse miteinander gekoppelt. Zu den Stoffflüssen muss auch der Transport chemischer Substanzen und deren Umwandlungsprozesse hinzugerechnet werden, soweit diese Substanzen – wie zum Beispiel Treibhausgase oder Nährstoffe der Biosphäre – direkt oder indirekt mit dem Energiekreislauf in Verbindung stehen.

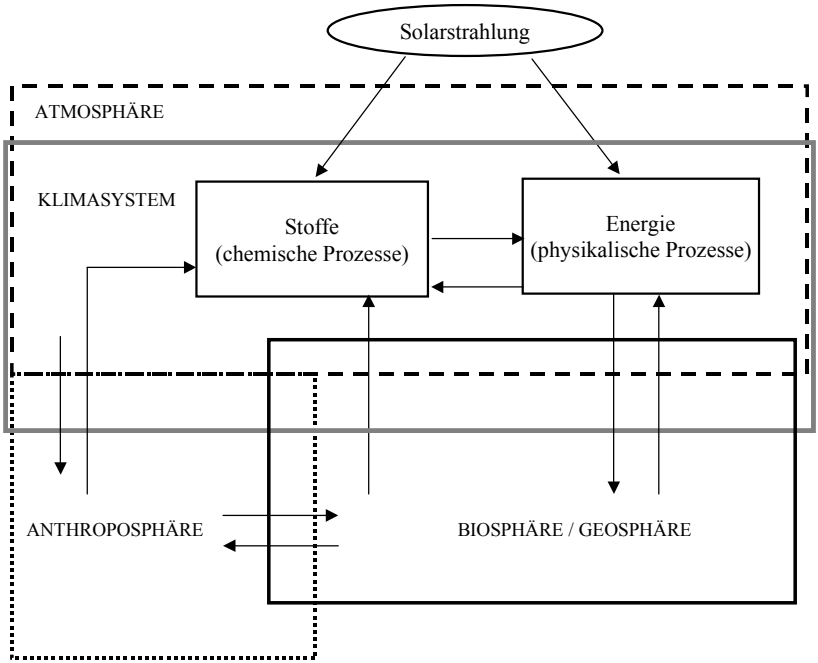


Abb. 1: Schema des Klimasystems mit Stoff- und Energieflüssen

Die Definition des Klimasystems wird nicht aus übergeordneten Prinzipien abgeleitet, sondern ist als eine pragmatische Eingrenzung des zu untersuchenden Gegenstandes durch Unterteilung in Subsysteme und der Interpretation der jeweiligen Systemumgebung. Die Abgrenzung des Klimasystems zur Umgebung wird so vorgenommen, dass kein wesentlicher Massenfluss zwischen dem System und der Umgebung auf den für die Untersuchung relevanten Zeitskalen stattfindet.

Kraus (2000) zählt auch die Anthroposphäre, die Welt menschlichen Handelns, zum Klimasystem. Das erscheint auf der einen Seite sinnvoll, da der Mensch als Teil der Natur das „natürliche System" weitgehend verändert hat[3], aber auf der anderen Seite nicht pragmatisch, da sich das menschliche Handeln, insbesondere Kultur und Psychologie, der thermodynamischen Be-

3 *Vernadsky* hatte den Begriff *Noosphäre* eingeführt und verstand darunter eine neue Dimension der Biosphäre, die sich unter dem evolutionären Einfluss des Menschen auf die natürlichen Prozesse entwickelt(e).

schreibung entzieht. Die Summe von Klimasystem und Anthroposphäre wird in der Literatur auch als Erdsystem definiert (Schellnhuber und Wenzel 1998, Schellnhuber 1999, Claußen 1998, 2001), wobei in diesem Zusammenhang statt Klimasystem synonym die Begriffe Natursphäre oder Ökosphäre gebraucht werden.

4. Der chemische Aspekt des Klimas

Wenn als Klima (und dahingehend sind sich alle Klimatologen einig) der langfristige *Zustand der Atmosphäre* (durch sein Mittel als auch dessen Abweichungen charakterisiert) bezeichnet wird, und die Atmosphäre wiederum durch die Luft (im Sinne eines Stoffgemisches) und die darin ablaufenden Prozesse charakterisiert wird, so wäre ein Trennung zwischen Chemie und Physik töricht bei dem Versuch einer Beschreibung der Atmosphäre.

Das chemische Gemisch Luft beinhaltet neben den Hauptbestandteilen (Stickstoff und Sauerstoff) und den Nebenbestandteilen (Edelgase und Wasser) eine nahezu „unbegrenzte" Anzahl Spurengase sowie feste Bestandteile (Aerosolpartikel) als auch (zeitweise) gelöste Stoffe (in Hydrometeoren). Lawrence et al. (2005) haben in Analogie zur (meteorologischen) Definition des Wetters ein *chemisches Wetter* definiert:

„Local, regional, and global distribution of important trace gases and aerosols and their variabilities on time scales of minutes to hours to days, particularly in light of their various impacts, such as on human health, ecosystems, the meteorological weather, and climate."

Natürlich bemerkt der aufmerksame Betrachter sofort, dass (in Hydrometeoren) gelöste Spurenstoffe fehlen und stellt zweitens die Frage, was sind *wichtige* bzw. *unwichtige* Spurenstoffe. Wenn unter dem Zustand der Atmosphäre (hier auf der Kurzzeitskala) mit Wirkungen auf das Leben – eigentlich zwangläufig – chemische Spurenstoffe („Schadstoffe") mit einbezogen werden (sie sind ja Bestandteile der Atmosphäre mit eben diesen Beziehungen zum Leben und zu menschlichen Aktivitäten), so kann man ohne weitere Diskussion in die herkömmliche Definition des Wetters die atmosphärische Chemie mit einbeziehen (obwohl mit Sicherheit kein Meteorologe daran gedacht hatte). Die *Lawrence*-Definition kann somit korrigiert werden in:

„The chemical state of the atmosphere mainly with respect…"

Wenn wir nun den Kurzzeitaspekt fallen lassen, also den Nachsatz bezüglich der Klima-Definition anwenden, haben wir eine formale Definition des chemischen Klimas:

„Synthesis of chemical weather conditions in a given area, characterized by long-term statistics (mean values, variances, probabilities of extreme values, etc.) of the chemical substances in that area."

Anstelle „meteorological elements" wurde hier „chemical substances" geschrieben. Wenn – wie implizit bereits erwähnt – die Meteorologie auch für die Beschreibung des chemischen Zustands der Atmosphäre sich als Disziplin zuständig fühlt, kann man die Liste der „meteorologischen Elemente" einfach um alle relevanten chemischen Größen mit erweitern. Um keine Missverständnisse aufkommen zu lassen, es handelt sich hier bei der Erweiterung des Klimabegriffs um chemische Aspekte, nicht um „Chemie", genauso wenig, wie die Klimatologie eine Unterdisziplin der Physik ist. Die zeitliche Variation (Tagesgang, Trend usw.) der Konzentration eines atmosphärischen Spurenstoffes ist keine „Chemie" (diese befasst sich mit der Umwandlung des Spurenstoffes und den dazu gehörenden atmosphärischen Bedingungen, d.h. untersucht – in Analogie zur Physik der Atmosphäre, den Prozess und damit die Zustandsänderung). Hier wird die chemische Substanz (wie beispielsweise die Temperatur) als „Zustandsgröße" im Sinne einer geographischen (Raum-Zeit-Abhängigkeit) und meteorologischen (atmosphärisch-phänomenologischen) Eigenschaft aufgefasst. Ich möchte nun das Klima in seinem allgemeinen Sinne wie folgt definieren:

„Clima describes the mean status of the atmosphere at a given site of the Earth surface, represented by the statistical total properties (mean values, frequencies, durations etc.) of a long enough time periode."

Es versteht sich (und deshalb sollte keine Differenzierung zwischen einer *meteorologischen* und einer *systembezogenen* Definition des Klimas nach Claußen unternommen werden), dass die Atmosphäre nur ein Teil des Klimasystems ist und deshalb das Klima physikalisch-chemisch nur unter Berücksichtigung der stofflichen und energetischen Wechselwirkungen mit den weiteren Teilsystemen (s. Abschn. 3) korrekt beschrieben werden kann. Es lässt sich zweckmäßigerweise ein *Klimazustand* (d.h. die naturwissenschaftliche, weitgehend mathematische Beschreibung des Klimas) definieren:

„A climate state is described by the whole description of the statistical state of the internal climate system."

Warum – abgesehen vom akademischen Gesichtspunkt – ist die Einbeziehung der „chemischen Komponente" in die Beschreibung des Klimas so wichtig? Warum ist die Betrachtung eines „chemischen Wetters" von keiner oder nur geringer Bedeutung? Der momentane Zustand der Atmosphäre (Wetter) hat in Bezug auf seine physikalische Komponente eine enorme Be-

deutung für den Menschen und die Gesellschaft und es erübrigt sich hier jede weitere Begründung. Vom Gesetzgeber wurde die chemische Komponente beispielsweise bei Schwellenwertüberschreitungen ausgewählter chemischer Substanzen (z.B. Ozon) eingeführt (Ozonprognose und tägliche Information). Eine derartige Information macht aber nur Sinn, wenn a) damit eine Gefährdung verbunden sein könnte und b) die Möglichkeit der Vorbeugung bzw. Entgegnung besteht. Der erstere Punkt soll hier nicht weiter ausgeführt werden; vom Autor wurde an anderer Stelle (Möller 2000, 2003) dargelegt, dass bei allen messbaren bodennahen Ozonkonzentrationen eine akute Gefährdung völlig unwahrscheinlich ist. Eine wirksame Gegenmaßnahme (z.B. Fahrverbote haben sich – was bei näherer Kenntnis der atmosphärischen und chemischen Prozesse vorher bekannt war – als unwirksam erwiesen) ist nicht bekannt. Hingegen wäre eine Warnung zu früheren Zeiten (Winter- und Sommersmog)[4] durchaus wichtig gewesen, um dann empfindlichen Personen beispielsweise zu empfehlen, das Haus nicht zu verlassen.

Das akute Wirkungspotential chemischer Größen (s. dazu auch weiter unten) in der Atmosphäre ist im Vergleich zu physikalischen Größen (z.B. Wind, Niederschlag) in Bezug auf Schäden vernachlässigbar gering und deshalb von untergeordneter gesellschaftlicher Bedeutung. Die Erfassung des momentanen chemischen Zustands des Atmosphäre (also des chemischen Wetters) ist jedoch eine notwendige Voraussetzung für die Langzeitregistrierung, um dann eine *chemische Klimatologie* zu erstellen. Die Veränderung der chemischen Zusammensetzung der Atmosphäre ist seit der industriellen Revolution[5] zu einem ständigen Prozess geworden. Erst mit dem Gedanken der Nachhaltigkeit (der die Notwendigkeit der „grünen“ Chemie und des Solarzeitalters als technologische Alternative hervorrief) kann die Stoff- und Energiewirtschaft langfristig in (bis dahin jedoch anthropogen stark veränderte) biogeochemische Kreisläufe eingegliedert werden und – so hoffen wir – zu einer Konstanz der atmosphärisch-chemischen Zusammensetzung führen. Dass die Veränderung der chemischen Zusammensetzung (Treibhausgase und Aerosole, um nur zwei Komponenten zu nennen) die Ursache der ablaufenden Klimaänderung ist, wird allgemein anerkannt. Mit unserer neuen, umfassenden Definition ist die Veränderung der chemischen Zusammensetzung selbst Klimaänderung.

4 Der Vollständigkeit soll hier die Notwendigkeit der Havariewarnung bei Chemieunfällen genannt werden.

5 Genauer genommen seit der Menschwerdung und dem Beginn großer Waldrodungen.

Die Erkenntnis, dass bestimmte chemische Substanzen (die in Wechselwirkung mit der Strahlung treten und damit die Energiebilanz der Atmosphäre verändern) über interne Rückkopplungen auch die *physikalische* Komponente des Klimas ändern, ist ein „einfacher" naturwissenschaftlicher Zusammenhang. Umgekehrt verändern physikalische Größen (u.a. Bewölkung und Strahlung) über veränderte Reaktionsbedingungen den chemischen Umsatz (raum-zeitliche Konzentrationsverteilungen) und damit das chemische Milieu. Das Klima wird also über interne Rückkopplungen in der Atmosphäre selbst als auch über externe Rückkopplungen mit Prozessen in anderen Teilsystemen (die aus der Sicht des Klimasystems aber auch als interne Beziehungen betrachtet werden können) kontrolliert. Aus der Sicht des Erdsystems können als externe Rückkopplungen sowohl extraterristische als auch magmatische Einflüsse gesehen werden.

physikalisch-meteorologische Parameter	chemisch-meteorologische Parameter
• temperature • precipitation • wind • cloudiness • humidity • sun shine duration • air pressure • radiation	• deposition (dry, wet) • trace gas concentration (ozone, greenhouse gase etc.) • aerosol (number, mass, surface, properties) • climate forcing • acidifying potential • oxidation potential

Tab. 1: Klimatologische „Elemente"

Die Erfassung der chemischen Komponenten im Klima (also das Erstellen einer chemischen Klimatologie) ist von großer Bedeutung für die Gesellschaft. Klimamodellierer haben gegenwärtig erkannt, dass nur eine bessere Beschreibung chemischer Prozesse auch zu einer höheren Aussagezuverlässigkeit der bedeutenden physikalischen Aussagen (beispielsweise den Wasserkreislauf betreffend) führen wird. Zum anderen hat die Beschreibung der Veränderung der chemischen Zusammensetzung der Atmosphäre (nur zur Erinnerung: wir fassen das als Bestandteil des Klimas auf) einen eigenständigen Wert, beispielsweise betreffend des toxischen Potentials der Atmosphäre (weiter ansteigende mittlere Ozonkonzentrationen führen zu einem Pflanzenstress), des oxidativen Potentials (Abbauraten schädlicher Spurenstoffe) und der Säure-Base-Bilanz (geochemische Erosion, Nährstoffverfügbarkeit, Schwermetallmobilität). Diese langsam vorgehenden Veränderungen bedürfen eines umfassenden globalen und auch sorgfältigen Monitorings, einer

Analyse und Bewertung sowie (auch nur langfristig möglichen) technologischen Änderungen und Anpassungen mit dem Ziel der Gewährleistung einer nachhaltigen Entwicklung. In die Liste der klimatologischen Elemente sollen (es sei hier nicht auf Vollständigkeit orientiert) die in Tab. 1 genannten Parameter aufgenommen werden.

5. Eine chemische Klimatologie

Mit der beginnenden mathematischen Beschreibung der atmosphärischen Dynamik und Thermodynamik um 1850 (mit den Namen *Helmholtz*[6]*, Ferrel*[7]*, Bezold*[8]*, Hann*[9]*, Margules*[10] und vieler anderer hier nicht genannter Wissenschaftler verbunden) etablierte sich die Meteorologie als wissenschaftliche Disziplin. Ein erstes *Lehrbuch der Klimatologie* wurde von *Hann* (1883) vorgelegt. Die theoretischen mathematischen Ansätze führten zwangsläufig zu einer Schwerpunktlegung des Klimabegriffs auf die quantifizierbaren meteorologischen Elemente. *Hann* hatte bereits in seinem in dritter Auflage 1908 erschienenen „Handbuch der Klimatologie“ unter den klimatologischen Elemente („Faktoren des Klimas“) auch die Zusammensetzung der atmosphärischen Luft beschrieben. So kann man – ohne dass es zu dieser Zeit explizit genannt wurde – bereits davon ausgehen, dass das *chemische Wetter* als ein Bestandteil des Klimas erkannt und akzeptiert wurde; die Schwierigkeit lag freilich darin, dass damals noch kein Spurengas quantitativ und routinemäßig gemessen werden konnte, eine Voraussetzung zur Erstellung einer (chemischen) *Klimatologie*. Köppen schreibt (1906):

„Mit dem Fortschritt des Wissens werden neue Gegenstände in die Zahl der klimatischen Elemente aufgenommen, wenn deren geographische Züge entschleiert werden.“

Etwa in der Mitte des 19. Jahrhunderts begann auch eine zunehmend wissenschaftliche Betrachtung der Probleme der belasteten Luft. Eine Behand-

6 Hermann Ludwig Ferdinand von Helmholtz (1821–1894) Prof. für Physik, Anatomie und Physiologie in Berlin, Königsberg, Bonn und Heidelberg

7 William Ferrel (1817-1891) USA-Mathematiker im Selbststudium der Werke von *Bernoulli*, *Euler* and *Laplace*. In 1882 trat er in den *United States Army Signal Service* ein, der erst 1891 *U.S. Weather Bureau* unter ziviler Verwaltung wurde.

8 Wilhelm von Bezold (1837-1907) Prof. der Meteorologie in München und Nachfolger von *Dove* als Direktor des Preuß. Meteorol. Inst.

9 Julius von Hann (1839-1921) 1874 bis 1897 Prof. der physikal. Geographie, Univ. Wien; 1897/00 Prof. der Meteorologie in Graz, anschl. bis 1910 wieder in Wien

10 Max Margules (1856-1920) Öster. Meteorologe (geb. in Brody/Ukraine), 1885-1906 an der „Centralanstalt für Meteorologie

lung des *sauren Regens* erfolgte in einer bemerkenswert systematischen Weise schon 1852 in the *Memoirs and Proceedings of the Manchester Literary and Philosophical Society „On the air and rain of Manchester"* von Smith[11]; er prägte den Begriff *acid rain*. In seinem 1872 in London erschienenen Buch „*Air and Rain: The Beginning of a Chemical Climatology*" mit dem erstmals verwendeten Begriff „Chemische Klimatologie" unterschied er drei verschiedene Belastungstypen in Abhängigkeit von der Entfernung von der Stadt zum ländlichen Gebiet hin:

„... that with carbonate of ammonia in the fields at a distance, that with sulphate of ammonia in the suburbs and that with sulphuric acid or acid sulphate, in the town".

Prestel[12] (1865) untersuchte zwischen 1857 und 1864 systematisch die Ozonkonzentration in Emden und schrieb 1873 in einer Schrift „Über den Boden, das Clima und die Witterung Ostfrieslands" dass „... die Feststellung des periodischen und nichtperiodischen Auftretens des Ozons ein wesentliches Moment für die Climatologie" sei. Mit seiner „ozometrischen Windrose" wurde erstmals eine chemische Größe im klimatologischen Sinne dargestellt.

Diese beiden Beispiele aus der frühen Geschichte der Luftchemie sollen deutlich machen, dass – ohne vordergründige Begründungen – die mittlere chemische Charakteristik der Atmosphäre (an konkreten chemischen Verbindungen dargestellt) als Bestandteil der Klimatologie erkannt wurde, eben einer *chemischen* Klimatologie. Nach Warneck (2003) war der Begriff chemische Klimatologie – in großer Nähe zur Bioklimatologie – vor 1948 die allgemein übliche Bezeichnung für die Beschreibung der „Chemie der Atmosphäre", wobei das Interesse an der (chemischen) Beschaffenheit der Luft vornehmlich in Luftkurorten galt. Es ist festzuhalten, dass ausschließlich eine phänomenologische Herangehensweise praktiziert wurde und die Frage nach der Umwandlung (den Prozessen) weit im Hintergrund stand, weil alle labortechnischen und feldexperimentellen Möglichkeiten noch nicht geschaffen waren. Den Begriff „atmosphärische Chemie" soll nach Warneck (2003) erstmals von Cauer[13] (1948) verwendet worden sein. Allerdings findet sich die-

11 Robert Angus Smith (1817-1884) Schottischer Chemiker, der sich mit zahlreichen Umweltfragen befasste. Er wurde 1863 Queen Victoria's erster sog. Alkali-Inspector (*Alkali Acts Administration*, mit dem Grenzwerte der HCl-Emission von Alkaliwerken gesetzt und deren Einhaltung auch kontrolliert wurden).

12 Michael August Friedrich Prestel (1809-1890) Mathematiker, Direktor der Naturforschenden Gesellschaft zu Emden

13 Hans Cauer (1899-1962) Meteorologe und Luftchemiker

ser Begriff bereits in der Einleitung (*L´etude chimique de l´atmosphère...*)[14] des Buches „Les Gaz de L´Atmosphère“ von Henriet (1896).

Erst nach dem Erkennen atmosphärischer Umweltprobleme (Sommersmog und Wintersmog), d.h. mit dem Übergang von lokaler zu regionaler Luftverschmutzung in den 1950er Jahren, etablierte sich diese neue Disziplin – auch mit Lehrbüchern und später Fachzeitschriften – wobei die unterschiedlichsten Bezeichnungen genutzt werden (hier in englisch mit dem Zitat der jeweils ersten Buchpublikation):

- photochemistry of air pollution (Leighton, 1961)
- air chemistry (Junge, 1963)
- chemistry of air pollution (Westberg et al., 1973)
- atmospheric chemistry (Heicklen, 1976)
- air pollution chemistry (Butler, 1979)

Die internationale Fachzeitschrift “Tellus Series B: Chemical and Physical Meteorology” (begründet 1976) enthält zwar den Begriff „chemische Meteorologie“[15] ist aber überwiegend auf Luftchemie und Biogeochemie orientiert (im Unterschied zu Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography). Erst 1989 wurde das „Journal of Atmospheric Chemistry“ (Kluwer) gegründet. Die Zeitschrift „Atmospheric Chemistry and Physics“ wurde 2001 gegründet. Luftchemische Fragestellungen und Untersuchungen werden aber auch in einer Vielzahl weiterer Journale behandelt, die zumeist (teilweise in Kombination) mit den Begriffen *environment(al)*, *atmospher(-e, ic)*, *air* und oft auch in Verbindung mit *science* und/oder *chemistry* stehen.

Die Darstellung der mittleren Konzentrationsverteilung in einem Gebiet wurde seit den frühen 1970er Jahren als *Immissionsklimatologie* bezeichnet. Der Begriff *Immission* – nicht im anglo-amerikanischen Sprachraum bekannt – leitet sich in Analogie zu Emission (Eintrag von Stoffen in die Atmosphäre) ab, bezeichnet aber nicht den Austrag (der als Deposition bezeichnet wird) sondern die Konzentration eines Stoffes am Wirkungsort, eine schwammige Definition[16]. Im Wesentlichen wurden Isolinien der SO_2-Konzentration

14 Es ist bemerkenswert, dass mit dem weiteren Satzverlauf „... nécessite des recherches qui´l est indispensable de poursuivre pendant un temps très long, afin de ne pas donner l´importance d´une loi à des phénoménes qui peuvent n´étre qu´accidentels.“ bereits auf die klimatologisch wichtigen *Langzeituntersuchungen* hingewiesen wird.

15 Der Begriff „chemische Meteorologie“ existiert einzig für den Lehrstuhl von Henning Rodhe – Hrsg. von Tellus B – an der Stockholm-Universität (Professor i kemisk meteorologi)

16 Noch konfuser ist sie nach dem Bundesimmissionsschutzgesetz: Immissionen sind auf Menschen sowie Tiere, Pflanzen oder andere Sachen einwirkende Luftverunreinigungen, Geräusche, Erschütterungen, Licht, Wärme, Strahlen und ähnliche Umwelteinwirkungen.

(durch einfache Ausbreitungsmodellierung und Konzentrationsmessungen) für einzelne Gebiete erstellt, nachdem Schwefeldioxid als klassischer Schadstoff für Pflanzen erkannt war[17]. Weiterhin wurden diese Darstellungen auch als Immissionkataster, im Sinne einer räumlichen Verteilung der Immissionen, bezeichnet.

6. Epilog zur Terminologie

Es ist nicht sinnvoll von einem *chemischen Klima* und einem *chemischen Wetter* zu sprechen. Klima und Wetter bezeichnen den atmosphärischen Zustand, jeweils auf unterschiedliche Zeitskalen bezogen. Es versteht sich von selbst, dass in den atmosphärischen Zustand (und dessen Beschreibung) alle (physikalischen und chemischen) Parameter mit einbezogen werden müssen. Hingegen ist es sinnvoll, von einer chemischen Klimatologie zu sprechen, wenn nur ein Teilaspekt des Klimas beschrieben werden soll, nämlich das chemische Milieu. Eine chemische Klimatologie ist damit ein Bestandteil (und somit eine Unterdisziplin) der allgemeinen Klimatologie, ähnlich wie die Bioklimatogie. Die chemische Klimatologie ist andererseits ein Bestandteil der *atmosphärischen* Chemie. Die Chemie der Atmosphäre befasst sich a) mit der Messung von Luftspurenstoffen (analytische Chemie und speziell als ein Teil der Umweltanalytik), b) der Untersuchung der Kinetik (und implizit des Mechanismus) von chemischen Reaktionen (unter Laborbedingungen)[18], die in der Atmosphäre relevant sind (als ein Teilgebiet der physikalischen Chemie) und c) der Beschreibung der Verteilung von Spurenstoffen in der Atmosphäre (durch Modellierung und Messung). Die letztere Aufgabe kann in unterschiedlicher raum-zeitlicher Auflösung erfolgen; nur im Fall eines Langzeitaspektes sprechen wir dann von chemischer Klimatologie. In anderen Fällen handelt es sich um eine (chemische) Wetteranalyse.

Die atmosphärische Chemie ist daher keine „reine“ Chemie im Sinne des ortsunabhängigen Geschehens, sondern hat in Analogie zur Geochemie eine Orts- und Zeitkomponente (wie alle Geo- und Umweltwissenschaften). Die atmosphärische Chemie ist – neben ihrer Charakterisierung als eine angewandte Chemie – ein Teilgebiet der Meteorologie. Mit der Einordnung der

17 Das war allerdings bereits um 1850 bekannt durch die Untersuchungen von *Julius Adolf Stöckhardt* (1809-1886) der das durch Kohlehütten emittierte Rauchgas in seiner Wirkung auf Forstbestände untersuchte.

18 Viele Versuche, unter Feldbedingungen, d.h. durch raum-zeitlich aufgelöste Messung der Spurenstoffkonzentrationen in der Atmosphäre auf Mechanismen und Reaktionskinetik zu schließen, waren nicht erfolgreich.

chemischen Klimatologie in die allgemeine Klimatologie schließt sich der Kreis.

Literatur

Butler, J. D. (1979) Air pollution chemistry. Acad. Press, London u.a., 408 pp.

Cauer H (1948) Chemie der Atmosphäre. FIAT–Review. 19, 277-290

Claußen, M. (1998) Von der Klimamodellierung zur Erdsystemmodellierung: Konzepte und erste Versuche. *Ann. Meteorol. (NF)* 36, 119–130

Claußen, M. (2001) Earth system models. In: Understanding the Earth System: Compartments, Processes and Interactions (Hrsg. Ehlers E. und T. Krafft), Heidelberg, Springer, pp. 145–162

Claußen, M. (2006) Klimaänderungen: Mögliche Ursachen in Vergangenheit und Zukunft. In: Klimawandel – vom Menschen verursacht? 8. Symposium Mensch – Umwelt, hrsg. von D. Möller. *Acta Academiae Scientiarum* 10, 217 pp.

Hann J. von (1883) Handbuch der Klimatologie, Bibl. geogr. Handbücher (Hrsg. F. Ratzel), Stuttgart, J. Engelhorn, pp. 764

Hann, J. von (1908) Handbuch der Klimatologie, I. Band: Allgemeine Klimalehre. In: Bibliothek Geographischer Handbücher (Hrsg. A. Penck), Stuttgart, J. Engelhorn, pp. 394

Hantel M., Kraus H. und C.-D.Schönwiese (1987): Climate definition. In: Climatology. Functional Relationships in Science and Technology (Hrsg. G. Fischer) Landolt-Börnstein, V/4/c1. Berlin, Springer, pp. 1-5

Heicklen, J. (1976) Atmospheric Chemistry, Academic Press, New York, pp. 406

Henriet, H. (1896) Les gaz de l´atmospère. Paris, Gauthier-Villars et Masson, pp. 192

Junge, Chr. E. (1963) Air chemistry and radioactivity. Vol. 4 Int. Geophys. Ser. (Hrsg. J. van Mieghem), Academic Press, New York and London, pp. 382

Köppen W. (1906) Klimakunde I: Allgemeine Klimakunde, Göschen, Leipzig, 132 pp.

Kraus H. (2000) Die Atmosphäre der Erde. Eine Einführung in die Meteorologie. Braunschweig und Wiesbaden, Vieweg, 470 pp.

Lawrence, M. G., O. Hov, M. Bekmann, J. Brandt, H. Elbern, H. Eskes, H. Feichter und M. Takigawa (2005) The chemical weather. *Environ. Chem*. 2, 6-8

Leighton, P. A. (1961) Photochemistry of air pollution. Vol. 9 in „Physical Chemistry" series of monographs (Hrsg. E. M. Loebl), Acad. Press, New York, London, pp. 300

Möller, D. (2000) Quellen und Senken troposphärischen Ozons: Eine Budgetbetrachtung. In: *Troposphärisches Ozon – Eine kritische Bestandsaufnahme über Ursachen, Wirkung und Abhilfemaßnahmen*. Band 32 Schriftenreihe Kommission Reinhaltung der Luft im VDI, Düsseldorf, pp. 23-34

Möller, D. (2003) Luft. De Gruyter, Berlin, New York, 750 pp.

Peixoto J. P. und A. H. Oort (1992) Physics of Climate. New York: American Institute of Physics, 520 pp.

Prestel, M. (1865) Die jährliche, periodische Änderung des atmosphärischen Ozons und die ozonoskopische Windrose als Ergebniss der Beobachtungen zu Emden von 1857-1864. *Leop. Acad. Nova Acta* Vol. 32, E. Blochmann & Sohn, Dresden, pp. 13

Prestel, M. (1873) Der Boden, das Klima und die Witterung von Ostfriesland sowie der gesammten norddeutschen Tiefebene in Beziehung zu den land- und volkswirthschaftlichen Interessen, dem Seefahrtsbetriebe und den Gesundheits-Verhältnissen, Emden, Sep. Abdr. aus dem Emder Witterungsbeobachtungen

Schellnhuber H.-J. und V. Wenzel (Hrsg.) (1998) Earth System Analysis – Integrating science for sustainability. Heidelberg, Springer

Schellnhuber H.-J. (1999) 'Earth system' analysis and the second Copernican revolution. *Nature* 402, C19–C26

Vernadski V.I. (1926) Biosphera (*in Russ*). Leningrad, Wiss.-chem.-techn. Verlag, 48 pp.

Warneck, P. (2003) Zur Geschichte der Luftchemie in Deutschland. *Mitt. Fachgr. Umweltchemie und Ökotoxikologie*. 9. Jahrg. / Nr. 2

Westberg, K., R. T. Cheng and L. A. Ripperton (1973) The chemistry of air pollution. Vol. 1 in MSS´Series on Air Pollution. MSS Inform. Corp. New York, 200 pp.

Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät *86(2006), 53–64*

Dietrich Spänkuch und Jürgen Güldner

Passive indirekte Sondierung der Grundschicht

1. Einleitung

Die Grundschicht, genauer die planetare atmosphärische Grenzschicht, war eines der Hauptarbeitsgebiete unseres Jubilars. Als Karl-Heinz Bernhardt seine wissenschaftliche Karriere in Leipzig unter Karl Schneider-Carius und Horst Phillipps begann, beruhten alle Informationen über die Parameter der atmosphärischen Grenzschicht mit Ausnahme visueller Beobachtungen über Rauchfahnen und Wolken auf in situ Messungen entsprechender Geräte, vor allem auf Ballonen und Radiosonden. Im Gegensatz dazu werden Messungen, die nicht vor Ort durchgeführt werden, indirekte Messungen genannt. Indirekte Sondierungsverfahren kamen erst gegen Ende der 60er, Anfang der 70er Jahre mit der Entwicklung geeigneter Verfahren auf. Damit wurde eine neue Phase des Erkenntnisgewinns erreicht, ermöglichen doch indirekte Messverfahren ein quasikontinuierliches Monitoring und damit die Untersuchung mesoskaliger meteorologischer Phänomene. Es waren vor allem aktive Verfahren, Radar, Sodar, Lidar sowie die Kombination von Radiowellen- und akustischer Technik (Radio-Acoustic Sounding System RASS), die wesentliche neue Ergebnisse über Grenzschichtphänomene wie die Ausbreitung von Luftschadstoffen, die Luftströmung über komplexem Terrain oder interne Konvergenzlinien der Grenzschicht erbrachten. Methoden und Ergebnisse der aktiven Sondierung sind bereits in zahlreichen Übersichtsartikeln (z.B. Clifford u.a. 1994, Wilczak u.a. 1996) ausführlich dargestellt worden, so dass wir hier darauf verzichten können. Passive Sondierungsverfahren, die atmosphäreneigene Signale zur Informationsgewinnung nutzen und in der Satellitenmeteorologie von Beginn an erfolgreich angewendet werden, in der Astrophysik die Informationsquelle per se, führten dagegen ein Schattendasein, obwohl bereits seit Anfang der 80er Jahre ein Mikrowellenradiometer, der Microwave Profiler MWP (Hogg u.a. 1983) am Stapleton International Airport in Nebraska, USA, quasikontinuierlich und automatisch Temperaturprofile der Grenzschicht sowie Gesamtwasserdampf- und Gesamtwolken-

wassergehalt lieferte (Smith u.a. 1990). Seit Ende der 90er Jahre, genauer seit November 1998, werden Vertikalprofile dieser drei Größen – Temperatur, Wasserdampf, Wolkenwasser – quasikontinuierlich mit einer Weiterentwicklung o.g. Geräts, dem TP/WVP-3001 Mikrowellenprofiler von Radiometrics Corporation (Solheim u.a. 1998), am Meteorologischen Observatorium Lindenberg des Deutschen Wetterdienstes (DWD) gemessen[1] (Güldner und Spänkuch 2001) und seit November 2004 täglich auf der Webseite des DWD zur Verfügung gestellt. Diese Webseite enthält aktuelle Plots der Höhenverteilung von Temperatur und Feuchte (absolute und relative Feuchte, Wolkenwasser) über den ganzen Tag und die letzten 3 Tage, Vergleiche mit Radiosondenmessungen und Ergebnissen des lokalen numerischen Vorhersagemodells des DWD sowie Vergleiche des Gesamtwasserdampfgehalts mit Radiosonden- und GPS-Daten. Es ist also an der Zeit, dieses Aschenbrödeldasein der passiven Sondierungsverfahren zu beenden, zumal in den letzten Jahren auch die bodengebundene IR-Fourierspektroskopie[2] bis zu einem möglichen operationellen Einsatz geführt werden konnte.

2. Charakteristika passiver Verfahren

Ein wesentlicher meteorologischer Parameter entzieht sich allerdings passiven Sondierungsverfahren: der Windvektor. Passive Verfahren sind also kein Universalmittel zur Überwachung der planetaren Grenzschicht. Wie andere Verfahren auch haben sie ihre Vorzüge und Unzulänglichkeiten. Ein wesentlicher Vorteil ist ihre Wartungsarmut, die ein quasiautomatisches Monitoring erst ermöglicht. Die Mikrowellenradiometrie hat darüber hinaus noch einen weiteren unschätzbaren Vorteil. Sie arbeitet auch bei „schlechten" Wetterbedingungen bis zu mäßigem Niederschlag[3], d.h. wenn andere indirekte Messverfahren bereits ausfallen. Und: Sie ist die einzige passive indirekte und damit kostengünstige Messmethode zur Abschätzung des in den Wolken enthaltenen Wassergehalts, des sog. Flüssigwassers, und zwar nicht nur des Gesamtflüssigwassergehalts, sondern auch – mit mäßiger Auflösung – durch Einbeziehung zusätzlicher Wolkenhöheninformationen, die aus IR-Pyrometermessungen abgeleitet werden, dessen vertikaler Verteilung.

1 Betrieb des Geräts und Entwicklung der Auswerteverfahren lag bis zu dessen Auflösung im Jahre 2001 beim Meteorologischen Observatorium Potsdam.

2 IR-Mehrkanalradiometer, wie sie als Sondierungsgeräte auf Wettersatelliten verwendet werden, wurden bisher am Boden noch nicht eingesetzt.

3 Westwater (1997) nimmt an, dass akzeptable Messungen noch bis zu Regenraten von 10 mm hr^{-1} möglich sind.

Als Nachteil passiver Verfahren wird immer die im Vergleich zu aktiven Verfahren geringere vertikale Auflösung angeführt. Nun gibt es bei der Ableitung atmosphärischer Parameter aus Spektralmessungen – dem inversen Problem der indirekten Sondierung, gleichbedeutend der Lösung einer Fredholmschen Integralgleichung 2. Art – keine etwa dem spektralen Auflösungsvermögen von Spektralapparaten entsprechende anschauliche Definition, bei der zwei benachbarte Spektrallinien gerade noch aufgelöst werden, wenn die Summenkurve beider Spektrallinien ein relatives Minimum besitzt. In der Satellitenmeteorologie hängt die vertikale Auflösung ganz offensichtlich von der Breite der i.a. glockenähnlichen Beitragsfunktionen ab (z.B. Houghton u.a. 1984), die angeben, wie viel Strahlung in einem betrachteten Spektralintervall aus einem bestimmten Höhenintervall der Atmosphäre kommt. Bei der indirekten Sondierung vom Boden aus haben die Beitragsfunktionen aber keine glockenähnliche Form, da die Sondierung vom optisch dichteren zum optisch dünneren Medium erfolgt. In diesem Fall kann man vier Klassen von Beitragsfunktionen unterscheiden (Spänkuch u.a. 1996). Für die Vertikalsondierung sind aber im wesentlichen nur die Klassen mit starkem exponentiellen Abfall der Beitragsfunktion mit der Höhe in der Umgebung der jeweiligen Bandenzentren und mit einem Maximum der Beitragsfunktion in einiger Höhe (bis etwa 1 km) in den Flanken der Absorptionsbanden von Bedeutung. Die anschaulichste Definition der vertikalen Auflösung für die bodengebundene Sondierung stammt von Westwater u. a. (2000), die die Ableitung von Vertikalprofilen bei definierten angenommenen Störungen von 1 km Mächtigkeit untersuchten. Andere Definitionen liefern aber ähnliche Werte. Alle diese Definitionen geben eine vorsichtige Schätzung, d.h. ein zu geringes Auflösungsvermögen an. Generell nimmt die vertikale Auflösung in den untersten zwei Kilometern kontinuierlich mit der Höhe ab, von Werten im Dekameterbereich bis etwa 1 bis 1,5 km darüber. Infrarotmessungen liefern für den untersten Kilometer um ein Drittel verbesserte Auflösung, darüber sind sie von vergleichbarer Größe wie bei den Mikrowellenmessungen.

Die gegenüber in situ Messungen und aktiven Verfahren geringere vertikale Auflösung der passiven Verfahren ist auch der Grund dafür, dass passiven Verfahren i.A. eine geringere Genauigkeit der abgeleiteten atmosphärischen Parameter zugeschrieben wird, da als Vergleichsstandard meist entsprechende Radiosondenmessungen herangezogen werden. Nun sind Sondenmessungen Punktmessungen, wohingegen indirekte Verfahren den Mittelwert des erfassten Volumens liefern. Numerische Modelle verwenden atmosphärische Parameter an Gitterpunkten, die je nach räumlicher Auf-

lösung des Modells ein bestimmtes Volumen repräsentieren. Insbesondere bei scharfen räumlichen Gradienten sind aber Punktmessungen oft nicht repräsentativ. So ist es nicht verwunderlich, dass Radiosondendaten, wenn sie in numerische Wettermodelle assimiliert werden, größere Fehler aufweisen als Daten der indirekten Sondierung. Insbesondere sind die Feuchtedaten der Mikrowellenmessungen im gesamten Höhenbereich bis 10 km Höhe für Zwecke numerischer Modelle nach den Untersuchungen von Ware u.a. (2003) etwa um den Faktor zwei genauer als Radiosondenmessungen, in Bodennähe mit einem rms-Fehler von 0,7 bis 1,2 g/m^3 in Abhängigkeit von der verwendeten Lösungsmethode gegenüber 1,5 g/m^3 für Radiosonden. In 5 km Höhe sind die entsprechenden Werte 0,4 g/m^3 (Mikrowelle) und 0,9 g/m^3 (Radiosonde). Die Temperaturen der Radiosonden sind dagegen, ebenfalls nach Ware u.a. (2003), mit etwa 1,5 K bis 2 K rms bis 10 km Höhe mit Ausnahme der unteren 1 bis 2 km genauer als Mikrowellenmessungen mit Fehlern von 1,5 bis 2,4 K rms, ebenfalls abhängig von der verwendeten Lösungsmethode.

Andererseits bedingt die begrenzte vertikale Auflösung der passiven Verfahren, dass Inversionen in der freien Atmosphäre, wie sie insbesondere zwischen planetarer Grenzschicht und der unteren Troposphäre häufig auftreten, nur in abgeschwächter Form, d.h. dem Betrage nach zu gering und mit größerer vertikaler Mächtigkeit, wiedergegeben werden. Ebenso wird aus gleichem Grund der Gesamtwassergehalt von Wolken zwar mit hoher Genauigkeit abgeleitet, das Maximum des Wolkenwassers aber i.A. unterschätzt (Landolt u.a. 2006).

Natürlich lässt sich die vertikale Auflösung passiver Verfahren durch zusätzliche Informationen z.T. wesentlich verbessern. Bereits ein einfaches IR-Pyrometer, wie im in Lindenberg verwendeten kommerziellen Mikrowellenprofiler von Radiometrics Corporation, das die effektive Strahlungstemperatur im Gesichtsfeld des Radiometers misst, gibt durch die zeitliche Variabilität der Strahlungstemperatur eine Aussage über den Wolkenbedekkungsgrad im Gesichtsfeld des Geräts und eine vernünftige Schätzung der Wolkenuntergrenze (Güldner und Leps, 2005). Die Hinzufügung eines Laser-Ceilometers, ebenfalls wartungsarm, gibt weitere Verbesserungsmöglichkeit, ganz zu schweigen von simultanen Mikrowellen- und Wolkenradarmessungen (Löhnert u.a. 2001) und/oder Messungen mit Wind-Profil-Radarsystemen (Bianco u.a., 2005). Allerdings steht dem hohen Kosten- und personellen Aufwand der letztgenannten Verfahren eine breite Anwendung im meteorologischen Messnetz entgegen.

Das nachfolgende Beispiel benutzt nur Mikrowellenmessungen und Ceilometerdaten. Optische Verfahren (Lidargeräte und IR-Spektrometer) wären spätestens mit Einsetzen des Niederschlags ausgefallen.

3. Frontdurchgang vom 17.1.2006 nach passiven Mikrowellenmesungen

Abb. 1 zeigt Höhenschnitte der Temperatur (oben) sowie der absoluten Feuchte (unten) im Laufe des 17. Januar 2006, Abb. 2 entsprechend relative Feuchte (oben) und Wolkenwassergehalt (unten), allerdings der besseren Übersichtlichkeit wegen nur für die zweite Tageshälfte. Die Graphik der absoluten Feuchte enthält zusätzlich den Gesamtwasserdampfgehalt, berechnet aus den abgeleiteten Profilen, die Graphik der relativen Feuchte die Wolkenuntergrenze des Ceilometers.

Am 17. Januar 2006 lag eine Luftmassengrenze längs des Dnjepr und der Düna mit breiter Schneefallzone, die sich über Polen allmählich bis nach Ostdeutschland ausdehnte. Vor dieser Schneefallzone bildete sich bei klarer wolkenloser Nacht in Lindenberg eine Bodeninversion von etwa 1,5 km Mächtigkeit, deren Obergrenze sich um etwa 50 m pro Stunde bis 700 UTC auf 1200 m verringerte (Abb. 1 oben). Oberhalb dieser Inversion kühlte sich die Luft kontinuierlich ab, in 2 km Höhe von –4°C um 00 UTC auf –8°C im Laufe von 24 Stunden. Über einer sehr schmalen feuchten bodennahen Schicht mit Feuchten über 90% (bis etwa 800 UTC) war die Atmosphäre sehr trocken mit Feuchten unter 40% in etwa 1 km Höhe. Mit zunehmender Tageszeit setzte auch in der bodennahen Luftschicht eine Austrocknung ein. Die Werte der meteorologischen Bodenstation lagen um 1300 und 1400 UTC bei 67%. Dieser Wetterablauf änderte sich prompt kurz nach 1400 UTC, am deutlichsten zu sehen in den Daten der absoluten und relativen Feuchte. Um 1500 UTC hatte bereits die gesamte untere Troposphäre über 80% relative Feuchte, die Bodenstation meldete leichten Regen aus durchscheinendem Stratocumulus (Sc str tr) in 820 m Höhe. Der Regen ging gegen 1600 UTC in leichten bis mäßigen Schneefall bei dichter werdender Wolkendecke mit sinkender Wolkenuntergrenze über, die zeitweise um 100 m in der zweiten Nachthälfte lag (nicht dargestellt). Der Schneefall verstärkte sich schauerartig um 2130 UTC und 2400 UTC und auch in der zweiten Nachthälfte und hörte erst gegen 1700 UTC des Folgetages auf, wobei bereits ab 1500 UTC eine Austrocknung oberhalb 1 km einsetzte, die niedrig liegende Stratocumulusdecke sich aber nicht auflöste (nicht dargestellt). Insgesamt wurde eine Schneehöhe von 5,3 cm registriert. Maximaler Wolkenwassergehalt trat in etwa 1 km Höhe und ab 2000 UTC im untersten Wolkenbereich mit jeweils 0,05 g/m^3 auf. Die Ableitung des Wol-

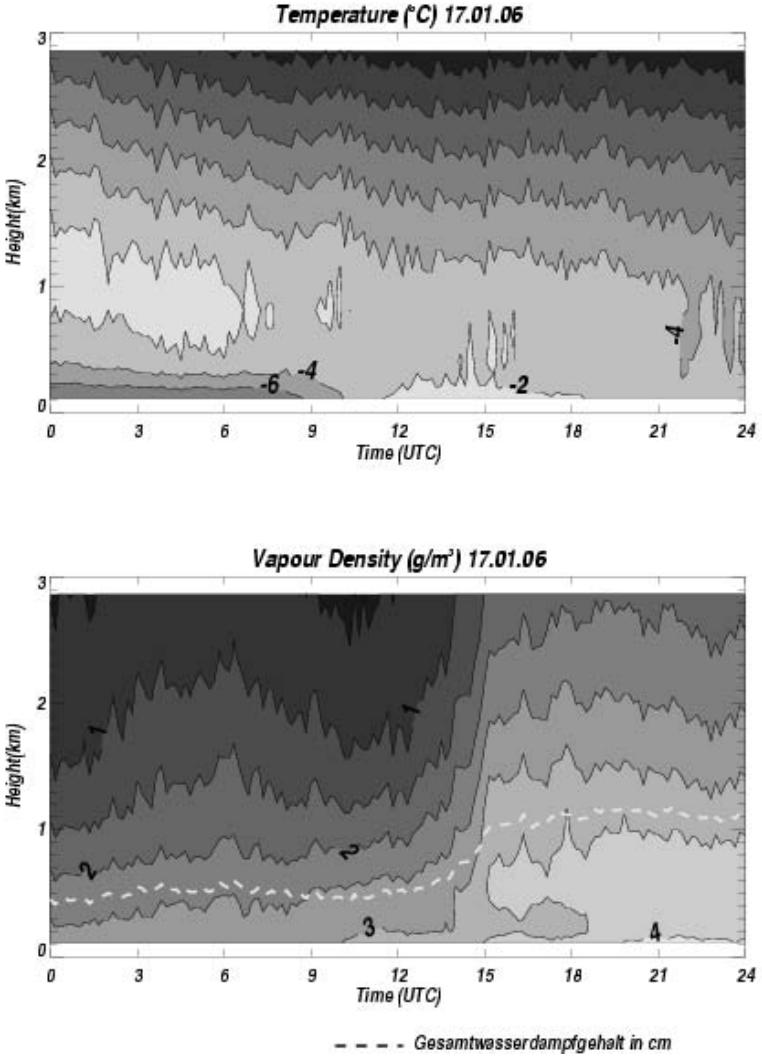


Abb. 1: Verlauf von Temperatur in °C (oben) und absoluter Feuchte in g/m^3 (unten) am 17. Januar 2006 über Lindenberg. Isolinien der Temperatur in 2°C- Intervallen und der Feuchte in 0,5 g/m^3-Intervallen. Die gestrichelte Kurve im Feuchtediagramm gibt den integralen Wasserdampfgehalt der atmosphärischen Säule in cm an, der aus den abgeleiteten Profilen berechnet wurde.
Radiosonden messen i.A. nur um 0.00 und 12.00 UTC und nur an wenigen Stationen, so auch in Lindenberg, alle 6 Stunden.

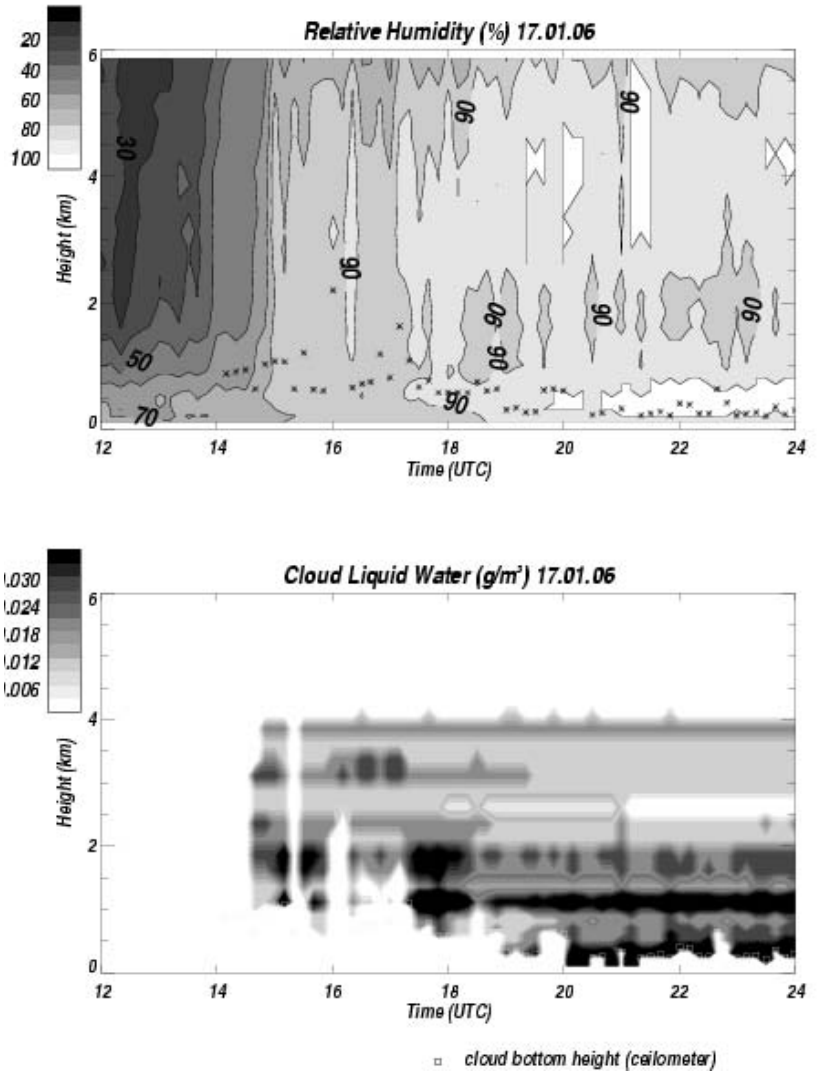


Abb. 2: Verlauf von relativer Feuchte (oben) und Wolkenwasser in g/m^3 (unten) in der zweiten Tageshälfte des 17. Januar 2006 über Lindenberg. Isolinien der relativen Feuchte in 10%-Schritten und des Wolkenwassergehalts in 0,003 g/m^3-Schritten. Die Kreuze in der Darstellung der relativen Feuchte geben die gemessene Wolkenuntergrenze des Ceilometers.

kenwassers beruht auf einem neuronalen Netz, in dem u.a. ein entsprechendes Wolkenmodell eingegeben werden muss. Wolken mit Niederschlag wie in unserem Fall haben neben Wolkentröpfchen mit Radien um 4 μm wesentlich größere Niederschlagsteilchen, und zwar nichtsphärischer Gestalt, die eine eindeutige Schätzung des Wolkenwassers erschweren. Mikrowellenradiometer mit Polarisationseinrichtung lassen nach Czekala u.a. (2001) eine Trennung von Wolkenwasser durch Wolkentröpfchen und Niederschlagsteilchen und somit eine genauere Bestimmung des Wolkenwassers zu.

Das Beispiel zeigt in eindrucksvoller Weise das Potenzial der passiven Mikrowellenradiometrie. Radiosonden werden i.A. nur zweimal am Tag gestartet und nur an ausgewählten Stationen wie am Observatorium Lindenberg alle 6 Stunden. Weitere Beispiele von Schlechtwettersituationen finden sich bei Ware u.a. (2003).

4. IR-Fourierspektroskopie

Ebenso wie die Mikrowellenradiometrie wurde auch die IR-Fourierspektroskopie in den letzten Jahren bis zur automatischen Erfassung der Temperatur- und Feuchteschichtung entwickelt (Feltz u.a. 2003). Im o.a. Beispiel wäre das Gerät allerdings bei Niederschlag ausgestiegen, und auch bei den niedrigen Wolkenhöhen von 100m bis 200m wären aus den IR-Spektren keine aussagefähigen Informationen – mit Ausnahme der Temperatur der Wolkenuntergrenze – ableitbar. IR-Fourierspektrometer erfassen kontinuierliche Spektren in einem weiten Spektralbereich. Die Stärken der IR-Spektroskopie liegen per se in der Erfassung atmosphärischer Spurengase, deren Absorptionsbanden in den atmosphärischen Fenstern von etwa 800 bis 1200 cm^{-1} (bekannt als großes atmosphärisches Fenster 8 bis 12 μm) und 2500 bis 3500 cm^{-1} (kleines atmosphärisches Fenster 3 bis 4 μm) liegen. Um beide Spektralbereiche gleichzeitig zu erfassen, muss ein Sandwichdetektor eingesetzt werden. Die Arbeiten zu CO (Evans und Puckrin 1999a, He u.a. 2001), Ozon (Puckrin u.a. 1996, Spänkuch u.a. 1998, Evans und Puckrin 1999b) und weiteren Spurengasen (Methan, N_2O, CFC 11 und 12; Virolainen u.a. 2000) sind bisher aber noch nicht bis zu einer operationellen Reife entwickelt worden.

Aber auch atmosphärische Beimengungen mit diffusen Spektralcharakteristika lassen sich mit diesem Verfahren untersuchen. So konnte erstmals in situ mit einem IR-Fourierspektrometer das Emissionsspektrum biogenen Aerosols bestimmt werden, da die durch Feuchtefluktuationen bedingten Änderungen im Spektrum herausgefiltert werden konnten. Eine grobe Abschätzung der Glashauswirkung biogenen Aerosols ergab 1 bis 2 Wm^{-2}

(Spänkuch u.a. 2000a) und somit einen nicht zu vernachlässigenden Betrag der Glashauswirkung.

Wolken spielen im atmosphärischen Wasserkreislauf als auch in der Wärmebilanz eine entscheidende Rolle. Die IR-Fourierspektroskopie kann zunächst direkt nur Aussagen über die effektive Wolkentemperatur und die Wolkenemittanz für Strahldichten liefern. Mit entsprechenden Modellannahmen oder zusätzlichen Informationen lassen sich aber weitere wichtige wolkenphysikalische Parameter wie effektiver Partikelradius und Wolkenwassergehalt ableiten (Smith u.a. 1993, Collard u.a. 1995). Auch diese Arbeiten befinden sich noch in der Erkundungsphase und bedürfen bis zu einer operationellen Einführung weiterer grundlegender Untersuchungen.

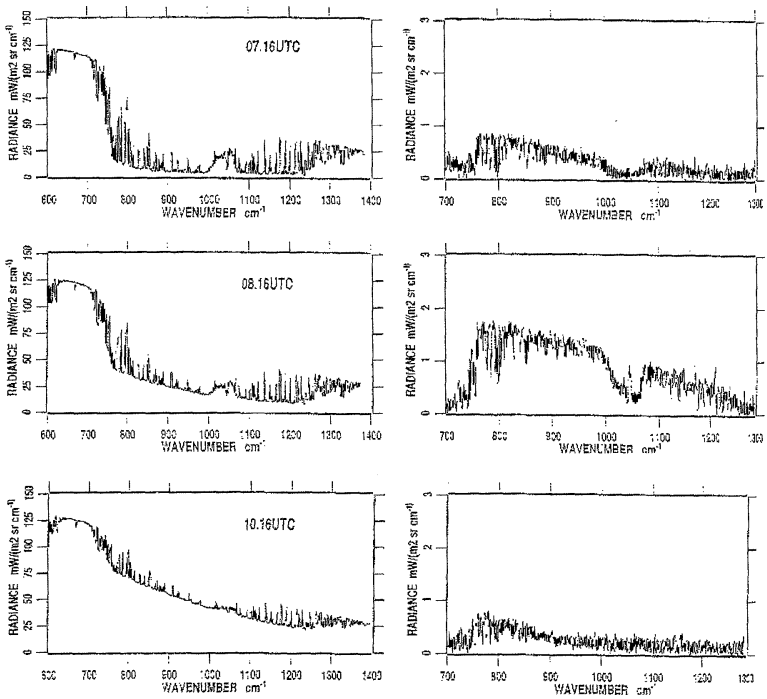


Abb. 3: Spektren der Zenitstrahldichte von 600 bis 1400 cm^{-1} (links) und deren Rauschspektren von 700 bis 1300 cm^{-1} (rechts) bei aufkommendem Frontalaufzug am 21.4.1999 in Potsdam. Das benutzte IR-Fourierspektrometer mit Sandwichdetektoren misst kontinuierliche Spektren von 550 bis 3500 cm^{-1} mit einer spektralen Auflösung von 0,5 cm^{-1} und einem Rauschen von etwa 0,1 mW $(m^2\ sr\ cm^{-1})^{-1}$ zwischen 700 und 1400 cm^{-1}. Die Linienstrukturen sind überwiegend durch Wasserdampf, CO_2 und Ozon bedingt.

Das folgende Beispiel wurde am 21. April 1999 am Meteorologischen Observatorium Potsdam registriert (Spänkuch u.a. 2000b). An diesem Tage erfolgte ein klassischer Warmfrontaufzug, beginnend von Wolkenlosigkeit am frühen Morgen (06.16 UTC) über immer dichter werdender Cirrusbewölkung bei gleichzeitig abnehmender Wolkenuntergrenze bis zu nachfolgendem Niederschlag. Die Abb. 3 zeigt den langwelligen Teil der gemessenen Strahldichtespektren dieses Aufzugs im Zenit um 07.16, 08.16 und um 10.16 UTC (links) sowie die zugehörigen rms-Spektren (rechts), abgeleitet aus 16 direkt nacheinander aufgenommenen Spektren. Mit Bewölkung nimmt die Strahldichte zu, und zwar umso mehr, je dichter und je tiefer die Bewölkung ist. Dies folgt aus dem allgemeinen Temperaturverlauf mit abnehmender Temperatur mit zunehmender Höhe. Die über das Spekralintervall 800 cm^{-1} bis 1250 cm^{-1} integrierte Spektraldichte war gegenüber der wolkenlosen Atmosphäre um 06.16 UTC um 16 % gestiegen, eine Stunde später um 260 % und um 10.16 UTC um 530 %. Die Cirren befanden sich um 07.16 UTC in etwa 9 km Höhe. Um 08.16 UTC hatte sich der Cirrus zu einem dichteren Cirrostratus in etwa 6 km Höhe umgebildet. Um 10.16 UTC war bereits ein Altostratus/Cirrostratus in etwa 5 km Höhe vorhanden. Während das Spektrum um 07.16 UTC noch starke Ähnlichkeit mit dem eines wolkenlosen Spektrums zeigt (nicht dargestellt), mit geringen Strahldichten im großen atmosphärischen Fenster mit stark ausgeprägter Linienstruktur, insbesondere durch Wasserdampf und der breiteren Struktur von 1000 bis 1080 cm^{-1} durch Ozon, steigt die Strahldichte im Fenster mit tiefer und dichter werdender Bewölkung. Zur automatischen Erfassung von Wolken im Gesichtsfeld des Geräts können die rms-Spektren (rechts) gezielt verwendet werden. So zeigen die rms-Spektren von Cirren einen steilen Anstieg des Rauschens um 750 cm^{-1}, und die Absorptionssignaturen von Ozon und Wasserdampf sind deutlich sichtbar[4].

Die aus den Messungen abgeleiteten Emittanzen waren ‹ 0,1 mit geringer spektraler Abhängigkeit um 07.16 UTC, lagen zwischen 0,37 und 0,5 beim Cirrostratus um 08.16 UTC und waren beim Cirrostratus/Altostratus um 10.16 UTC 0,91 bis 0,95. Die geringe spektrale Abhängigkeit der Emittanz lässt auf große Wolkenpartikel schließen. Bis zu genauen quantitativen Angaben ist allerdings noch ein weiter Weg.

4 Letzteres gilt für alle Wolkenarten.

Literatur

Bianco, L., D. Cimini, F.S. Marzano und R. Ware, 2005: Combining microwave radiometer and wind profiler radar measurements for high-resolution atmospheric humidity profiling. J. Atmos. Oceanic Technol. 22, 949–965

Clifford, S.F., J.C. Kaimal, R.J. Lataitis und R.G. Strauch, 1994: Ground-based remote profiling in atmospheric studies: An overview. Proc. IEEE 82, 313–355

Collard, A.D., S.A. Ackerman, W.L. Smith, X. Ma, H.E. Revercomb, R.O. Knuteson und S.-C. Lee, 1995: Cirrus cloud properties derived from high spectral resolution infrared spectrometry during FIRE II. Part III: Ground-based HIS results. J. Atmos. Sci. 52, 4264–4275

Czekala, H., S. Crewell, C. Simmer und A. Thiele, 2001: Discrimination of cloud and rain liquid water path by ground-based polarized microwave radiometry. Geophys. Res. Lett. 28, 267–270

Evans, W.F.J. und E. Puckrin, 1999a: Combined measurements of thermal emission and solar absorption of atmospheric carbon monoxide. Atmos. Environ. 33, 2081–2088.

----, 1999b: Remote sensing measurements of tropospheric ozone by ground-based thermal emission spectroscopy. J. Atmos. Sci 56, 311–318.

Feltz, W.F., H.B. Howell , R.O. Knuteson, , H.M. Woolf und H.E. Revercomb 2003: Near continuous profiling of temperature, moisture, and atmospheric stability using the Atmospheric Emitted Radiance Interferometer (AERI). J. Appl. Meteorol. 42, 584–597

Güldner, J. und J.-P. Leps, 2005: Analysis of CLIWA-NET intensive operation period data as part of the monitoring activities at the German Meteorological Service site Lindenberg. Atmos. Res. 75, 151–166

Güldner, J. und D. Spänkuch, 2001: Remote sensing of the thermodynamic state of the atmospheric boundary layer by ground-based microwave radiometry. J. Atmos. Oceanic Technol. 18, 925–933

He, Hui, W.W. Mc Millan, R.O. Knuteson und W.F. Feltz, 2001: Tropospheric carbon monoxide column density retrieval during the pre-launch MOPITT validation exercise. Atmos. Environ. 35, 509–514

Hogg, D.C., F.O. Guiraud, J.B. Snider, M.T. Decker und E.R. Westwater, 1983: A steerable dual-channel microwave radiometer for measurement of water vapour and liquid in the troposphere. J. Climate Appl. Meteorol. 22, 789–806

Houghton, J.T., F.W. Taylor und C.D. Rodgers, 1984: Remote sounding of atmospheres, Cambridge University Press, Cambridge, 343 S.

Landolt, S.D., R. Tardif und P.H. Herzegh, 2006: A comparison of atmospheric profiles using a twelve channel microwave profiling radiometer and radiosondes during low ceiling events. 12th Conf. on Aviation, Range and Aerospace Meteorology, Atlanta, GA, http://ams.contex.com/ams/pdfpapers/103377.pdf

Löhnert, U.,S. Crewell, C. Simmer und A. Macke, 2001: Profiling cloud liquid water by combining active and passive microwave measurements with cloud model sta-

tistics. J. Atmos. Oceanic Technol. 18, 1354–1366

Puckrin, E., W.F.J. Evans und T.A.B. Adamson, 1996: Measurement of tropospheric ozone by thermal emission spectroscopy. Atmos. Environ. 30, 563–568.

Smith, W.L., X.L. Ma, S.A. Ackerman, H.E. Revercomb und R.E. Knuteson, 1993: Remote sensing cloud properties from high spectral resolution infrared observations. J. Atmos. Sci. 50, 1708–1720

Solheim, F., J.R. Godwin, E.R. Westwater, Y. Han, S.J. Keihm, K. Marsh und R. Ware, 1998: Radiometric profiling of temperature, water vapor and cloud liquid water using various inversion methods. Radio Sci. 33, 393–404

Spänkuch, D., W. Döhler, J. Güldner und A. Keens, 1996: Ground-based passive atmospheric remote sounding by FTIR emission spectroscopy. Beitr. Phys. Atmosph. 69, 97–111

Spänkuch, D., W. Döhler, J. Güldner und E. Schulz, 1998: Estimation of the amount of tropospheric ozone in a cloudy sky by ground-based Fourier-transform infrared emission spectroscopy. Appl. Opt. 37, 3133–3142.

Spänkuch, D., W. Döhler und J. Güldner, 2000a: Effect of coarse biogenic aerosol on downwelling infrared flux at the surface. J. Geophys. Res. 105, 17341–17350.

Spänkuch, D., W. Döhler, J. Güldner und W. Hartmann, 2000b: Komplexe Analyse von FTIR-Himmelsspektren unter Nutzung simultaner Mikrowellen- und Ceilographenmessungen. Deutscher Wetterdienst, Forschung und Entwicklung, Arbeitsergebnisse Nr. 61

Virolainen, Ya.A., A.V. Polyakov, Yu.M. Timofeyev, H. Grassl, D. Spänkuch und W. Döhler, 2000: Ground-based thermal interferometry as the source of information on different atmospheric parameters. In: W.L. Smith und Yu.. Timofeyev (Hrsg.): IRS 2000: Current Problems in Atmospheric Radiation, A. Deepak Publ., Hampton, VA, 889–892.

Ware, R., R. Carpenter, J. Güldner, J. Liljegren, T. Nehrkorn, F. Solheim und F. Vandenberghe, 2003: A multi-channel radiometric profiler of temperature, humidity and cloud liquid. Radio Sci. 38, 8079–8082, doi: 10.1029/2002RS002856, 2003

Ware, R., P. Herzegh, F. Vandenberghe, J. Vivekanandan und E. Westwater, 2003: Ground-based radiometric profiling during dynamic weather conditions. J. Appl. Meteorol.

Westwater, E.R., 1997: Remote sensing of tropospheric temperature and water vapour by integrated observing systems. Bull. Amer. Meteorol. Soc. 78, 1991–2006

Westwater, E.R., Y. Han und F. Solheim, 2000: Resolution and accuracy of a multifrequency scanning radiometer for temperature profiling. In: Pampaloni und Palascia (Hrsg.) Remote Sensing of the Earth's surface and Atmosphere, VSP, The Netherlands, 129–135

Wilczak, J.M., E.E. Gossard, W.D. Neff und W.L. Eberhard, 1996: Ground-based remote sensing of the atmospheric boundary layer: 25 years of progress. Bound.-Layer Meteorol. 78, 321–349

Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät *86(2006), 65–80*

Astrid Ziemann und Manuela Barth

Hören, wie warm es ist – Neue Wege in der Atmosphärenakustik

1 Einleitung

Frühe Messungen der Lufttemperatur wurden mit Galileo- oder Ausdehnungsthermometern durchgeführt. Inzwischen steht eine Vielzahl von Messverfahren zur Verfügung, welche über den Kontakt zwischen Messgerät und umgebender Luft eine Temperaturbestimmung vornehmen können. Bei diesen in-situ-Messungen kommen die Messelemente direkt mit dem Messobjekt in Berührung und können dessen Zustand signifikant beeinflussen. Bei Messungen mit massebehafteten Sensoren ist außerdem der Wärmeleitung mit einer relativ langen Wartezeit bis zur Angleichung der Temperatur des Messgerätes an die Temperatur der Umgebungsluft Rechnung zu tragen. Dabei werden weitere äußere Einflüsse wirksam (z.B. Wärmestrahlung). Demgegenüber können Fernmessverfahren die Eigenschaften einer Strömung untersuchen, ohne einen Einfluss auf das Luftvolumen auszuüben. Ein Vorteil solcher Verfahren besteht also darin, dass die bekannten Schwierigkeiten direkter Messungen, z.B. Strahlungsfehler, überwunden werden. Im Gegensatz zu in-situ-Messungen an einem Punkt bestimmen Fernmessverfahren außerdem einen räumlichen Mittelwert der Temperatur eines Luftvolumens und sind damit durch eine größere räumliche Repräsentativität gekennzeichnet.

Akustische Fernmessverfahren, z.B. das SODAR (SOnic Detection And Ranging) oder das Ultraschallanemometer, wenden aktiv ausgesendete Schallwellen und ihre Wechselwirkung mit der turbulenten Atmosphäre zur Sondierung der vertikalen Atmosphärenschichtung bzw. der Temperatur kleiner Luftvolumina an. Hierbei wird die bekannte Tatsache genutzt, dass sich die raum-zeitlich variablen meteorologischen Größen (z.B. Lufttemperatur) auf verschiedene Schallausbreitungsparameter (z.B. Schallgeschwindigkeit) auswirken. Für die Bereitstellung von Flächen- bzw. Volumenmittelwerten für den Vergleich mit Daten aus Atmosphärenmodellen wird jedoch zusätzlich ein Fernmessverfahren benötigt, dass auch eine Sondierung in horizontaler Richtung über Entfernungen von wenigen Metern bis zu einigen 100

Metern vornehmen kann. Dieses Verfahren wurde aus der Kombination einer tomographischen Aufzeichnung von Schallausbreitungsparametern mit einem speziellen inversen Auswertungsalgorithmus (Ziemann et al., 1999[1]) in der akustischen Laufzeittomographie gefunden.

2 Methode der akustischen Laufzeittomographie

Unter dem Begriff Tomographie (altgriechisch: *tome* – Schnitt, *grafi* – Schrift) werden verschiedene bildgebende Verfahren zusammengefasst, mit denen die räumliche Struktur eines Objektes ermittelt werden kann. Die spezielle Methode der Strahltomographie basiert auf der Idee, dass ein gemessener Datensatz aus Linienintegralen, den sogenannten Projektionen, über eine Untersuchungsgröße aufgebaut ist. Das Ziel der tomographischen Analysemethoden besteht in der Rekonstruktion eines Modells der zu untersuchenden physikalischen Größe, so dass die mit dem Modell projizierten Daten möglichst gut mit den gemessenen Linienintegralen übereinstimmen. Die Messdaten können durch eine Transmission, Reflexion, Refraktion oder Beugung von Wellen als Energie- und Informationsträger durch ein Medium gewonnen werden. Bei geeignetem Empfang können die Wellen zur räumlichen Darstellung von physikalischen Größen des durchstrahlten Mediums herangezogen werden. Eine Inhomogenität im Messgebiet wirkt sich dabei auf jede Einzelmessung unterschiedlich aus. Erst die gemeinsame, mehrfachüberdeckende Bearbeitung vieler solcher einzelnen Messdaten ergibt ein Schnittbild des zu untersuchenden Mediums inklusive der vorhandenen Inhomogenitäten.

Im Vergleich zur inzwischen standardmäßigen Anwendung tomographischer Methoden im Bereich der Geophysik und Ozeanographie, wurde die Tomographie als eine Mess- und Analysemethode für die Rekonstruktion bodennaher meteorologischer Felder bisher nur von wenigen Forschergruppen genutzt (Spiesberger und Fristrup, 1990[2]; Wilson und Thomson, 1994[3], Raabe et al., 2001[4]). Eine Ursache dafür ist die Voraussetzung für tomographische Rekonstruktionsverfahren, ein während der Messzeit nahezu konstanter Zustand des sondierten Messgebietes. Die Einhaltung dieser Bedingung ist

1 Ziemann, A., Arnold, K. and Raabe, A., 1999: Acoustic travel time tomography. A method for remote sensing of the atmospheric surface layer, Meteorol. Atmosph. Phys., 71, 43–51.

2 Spiesberger, J.L. and Fristrup, K.M., 1990: Passive localization of calling animals and sensing of their acoustic environment using acoustic tomography, Am. Natural., 135, 107–153.

3 Wilson, D.K. and Thomson, D.W., 1994: Acoustic tomographic monitoring of the atmospheric surface layer, J. Atmosph. Ocean. Technol., 11, 751–769.

4 Raabe, A., Arnold, K., Ziemann, A., 2001: Near surface spatially averaged air temperature and wind speed determined by acoustic travel time tomography, Meteorol. Z., N.F., 10, 61–70.

innerhalb der turbulenten atmosphärischen Grenzschicht nur bei einer zeitgleichen Messung und für relativ kurze Entfernungen (bis ca. 1 km) zwischen Sendern und Empfängern zu erfüllen. Weitere Anforderungen an ein experimentelles tomographisches Verfahren entstehen durch die Kombination von Bedingungen aus der Atmosphärenforschung, der Signalanalyse und der Mathematik (Invertierungstechniken). Abgesehen von diesen Ansprüchen an das Mess- und Analyseverfahren plädieren die zahlreichen Vorteile für die Anwendung tomographischer Verfahren in der Meteorologie: hohe Anzahl an Messwerten in Bezug auf die vorhandenen Sensoren, Bereitstellung eines synoptischen Abbilds der Untersuchungsgröße, trägheitsloses Fernmessverfahren, Untersuchungsmöglichkeiten unzugänglicher Gebiete.

Bei dem Verfahren der akustischen Laufzeittomographie wird aus Messungen der akustischen Signallaufzeit auf den Zustand der durchquerten Atmosphärenschicht geschlossen. Dabei werden Schallimpulse kurzer Dauer ausgesendet und von einem Empfänger an einer anderen räumlichen Position aufgezeichnet. Aus der bekannten Entfernung zwischen Sender und Empfänger und den gemessenen akustischen Laufzeiten lässt sich die Schallgeschwindigkeit ermitteln, deren raum-zeitliche Variabilität durch die Eigenschaften der Luftschicht, insbesondere Temperatur und Bewegungszustand, bestimmt wird.

Die Laufzeit eines akustischen Signals entlang des Schallstrahls ergibt sich als Linienintegral

$$t_{Strahl} = \int_{Strahl} \frac{dl}{c_{eff}} \tag{1}$$

mit dem Kurvenelement entlang des Schallstrahls dl und der effektiven Schallgeschwindigkeit

$$c_{eff} = v + c_L \tag{2}$$

wobei v die Windkomponente in Schallausbreitungsrichtung und c_L die Laplacesche Schallgeschwindigkeit sind. Zu den räumlichen und zeitlichen Modifikationen der Laplaceschen Schallgeschwindigkeit durch Veränderungen der akustischen virtuellen Lufttemperatur (Lufttemperatur T und spezifische Luftfeuchte q)

$$T_{av} = T(1 + 0{,}513q) \tag{3}$$

kommt die Wirkung des richtungsabhängigen Windvektorfeldes auf die Schallausbreitung hinzu (siehe Ziemann, 2000[5]). Eine Trennung zwischen

Temperatur- und Windeinfluss auf die Schalllaufzeit kann durch einen geeigneten Messaufbau (reziproke, bidirektionale Schallausbreitung) oder numerische Verfahren (iteratives Trennungsverfahren) erfolgen. In den nachfolgenden Anwendungsbeispielen (siehe Kapitel 3) kommt das Prinzip der reziproken Schallstrecken zum Einsatz, d.h., die Schallsignale bewegen sich zwischen gegenüberstehenden Sender- und Empfängerpaaren jeweils auf ein- und demselben Weg hin und zurück. Über die unterschiedlichen Laufzeiten zwischen den Sendern und Empfängern lassen sich dann auf einfache Weise die Laplacesche Schallgeschwindigkeit und die Windvektorkomponente in Schallausbreitungsrichtung bestimmen (Arnold et al., 2004[6]). Daraus lassen sich Laufzeiten berechnen, die nur von der Temperatur bzw. nur vom Windvektor abhängig sind und als Eingangsdaten für den tomographischen Rekonstruktionsalgorithmus dienen, um eine räumliche Verteilung der Temperatur- und Strömungsänderungen im Messgebiet zu ermitteln (Barth und Raabe, 2006)[7].

Da nur eine endliche Anzahl von Messwerten vorliegt, kann auch nur eine endliche räumliche Auflösung der Untersuchungsgrößen Temperatur und Windvektor erzielt werden. Die Ausgangsgleichung (1) für die gemessenen Linienintegrale muss deshalb diskretisiert werden. Die räumliche Auflösung des Messfeldes und damit die Gitterzellengröße hängen hauptsächlich von der Schallstrahlendichte im Untersuchungsgebiet, der Genauigkeit der Laufzeitmessungen und der Schallgeschwindigkeitsunterschiede innerhalb des Messfeldes ab (siehe Ziemann, 2000). Es resultiert das folgende Gleichungssystem für i gemessene Laufzeitwerte zu einem Zeitpunkt:

$$t_i = \sum_{j=1}^{J} l_{ij} s_j \qquad (4)$$

mit der bekannten Strahlstücklänge l_{ij} des i-ten Schallstrahls in der j-ten Gitterzelle sowie der Langsamkeit s_j in der j-ten Gitterzelle, welche die reziproke

5 Ziemann, A., 2000: Eine theoretische Studie zur akustischen Tomographie in der atmosphärischen Grenzschicht, Wiss. Mitt. Inst. für Meteorol. Univ. Leipzig und Inst. für Troposphärenforschg. Leipzig, 19, 138 S..

6 Arnold, K., Ziemann, A., Raabe, A. and Spindler, G., 2004: Acoustic tomography and conventional meteorological measurements over heterogeneous surfaces, Meteorol. Atmosph. Phys., 85, 175–186.

7 Barth, M. und Raabe, A., 2006: Akustische Tomographie zur gleichzeitigen Bestimmung von Temperatur- und Strömungsfeldern in Innenräumen. Wiss. Mitt. Inst. für Meteorol. Univ. Leipzig, 37, 71–80.

temperaturabhängige Schallgeschwindigkeit bzw. die Strömungsgeschwindigkeit in Schallausbreitungsrichtung darstellt.

Mit der Verwendung eines iterativen algebraischen Rekonstruktionsverfahrens für die Laufzeiteninvertierung können Absolutwerte der Schallgeschwindigkeit in den Gitterzellen bestimmt werden. Die Simultane Iterative Rekonstruktionstechnik (SIRT; siehe Gilbert, 1972[8]) zeichnet sich wegen ihrer Stabilität und relativ geringen Artefaktbildung gegenüber anderen iterativen Verfahren aus und wird deshalb für die Invertierung der Laufzeitdaten und Herstellung von räumlichen Mittelwerten der Temperatur und des Windvektors verwendet.

Die SIRT-Methode geht dabei nach folgendem Lösungsschema vor. In einem ersten Schritt wird eine Verteilung der gesuchten Parameterwerte durch einfache Rückprojektion der gemessenen Laufzeitdaten in die Gitterzellen gewonnen. Die Residuen zwischen den berechneten und den gemessenen Laufzeitwerten werden für die Verbesserung der Lösung (räumliche Verteilung der Langsamkeiten) bis zum Erreichen eines Konvergenz- bzw. Abbruchkriteriums genutzt. Die Konvergenz und die Lösungssuche der SIRT-Methode sind dabei von der Abfolge der Strahlenbearbeitung unabhängig. Das Verfahren wird außerdem nicht von der Reihenfolge der Gitterzellenbearbeitung beeinflusst, entscheidend ist nur die Anzahl und die Strahlstücklänge der Strahlen, die ein Gitterelement durchqueren.

Die Leistungsfähigkeit eines solchen tomographischen Rekonstruktionsalgorithmus wird u.a. von folgenden Punkten bestimmt: Genauigkeit der Entfernungsbestimmung und Gültigkeit der Approximation geradliniger Schallstrahlen zwischen Sender und Empfänger, Genauigkeit der Signallaufzeitbestimmung, Abdeckung des Beobachtungsgebietes durch verschieden gerichtete Schallstrahlen.

Das Messsystem sowie der Auswertungsalgorithmus wurden in den vergangenen Jahren bei mehreren Feldexperimenten eingesetzt (z.B. Raabe et al., 2005[9], Tetzlaff et al., 2002[10], Ziemann et al., 2002[11]). Diese Untersu-

8 Gilbert, P.F.C., 1972: Iterative methods for three-dimensional reconstruction from projections. J. Theor. Biol., 36, 105–117.

9 Raabe, A., Arnold, K., Ziemann, A., Beyrich, F., Leps, J.-P., Bange, J., Zittel, P., Spieß, Th., Foken, Th., Göckede, M., Schröter, M. and Raasch, S., 2005: STINHO – STructure of turbulent transport under INHOmogeneous surface conditions – part 1: The micro-α scale field experiment. Meteorol. Z., 14, 315–327.

10 Tetzlaff, G., Arnold, K., Raabe, A. and Ziemann, A., 2002: Contributions of the method of acoustic travel time tomography to area covering measurements in real terrain, Meteorol. Z., 11, 273–283.

11 Ziemann, A., Arnold, K. and Raabe, A., 2002: Acoustic tomography as a method to describe measuring sites, J. Atmos. Ocean. Technol., 19, 1208–1215.

chungen haben gezeigt, dass mit dem Verfahren der akustischen Laufzeittomographie Absolutwerte meteorologischer Größen mit einer Genauigkeit bestimmt werden können, die mindestens der anderer Punktmessungen und Fernerkundungsverfahren entspricht. Bei einer aktuell erreichbaren Bestimmungsgenauigkeit der akustischen Laufzeit von ca. 0,3 ms für Freifeldmessungen, die messtechnisch und auswertungsspezifisch bedingt ist, kann eine Temperaturbestimmung für die Einzelmessung zu einem Zeitpunkt auf ca. 0,5 K genau erfolgen. Die Genauigkeit bei der Windbestimmung mit Hilfe der akustischen Laufzeittomographie liegt in einem Bereich um ca. 0,3 $m\,s^{-1}$.

Die Anwendbarkeit der akustischen Tomographie beschränkt sich nicht nur auf den Größenmaßstab von Feldexperimenten (siehe Kapitel 3.1). Die akustische Laufzeittomographie als ein skalierbares Verfahren ist auch im deutlich kleineren Maßstab, z.B. in Innenräumen oder im Windkanal anwendbar (siehe Kapitel 3.2).

3 Anwendungen der Akustischen Laufzeittomographie

Die akustische Laufzeittomographie in der Feldversion bietet die Möglichkeit, den Inhomogenitätsgrad der meteorologischen Felder über einer natürlichen Oberfläche mit einer horizontalen Ausdehnung von bis zu 500 m × 500 m in einer Auflösung bis zu einigen Dekametern zu charakterisieren (Ziemann et al., 2001[12]) und damit die meteorologischen Größen in einem konsistenten Format für den Vergleich mit Atmosphärenmodellen bereitzustellen. Neben dem Vergleich zwischen Messwerten und Modelldaten (Weinbrecht et al., 2004[13]) wurde das Tomographie-Verfahren auch eingesetzt, um den Einfluss einer thermodynamisch inhomogenen Oberfläche auf die horizontale Homogenität der meteorologischen Felder zu prüfen. Solche Untersuchungen sind eine Voraussetzung für die Anwendung bekannter Theorien zur Parametrisierung der atmosphärischen Grenzschicht (z.B. Monin-Obukhov-Theorie).

3.1 Messkampagne Melpitz

Die Feld-Messkampagne STINHO-1 (Structure of the turbulent fluxes under inhomogeneous surface conditions) fand im Herbst 2001 an der Forschungsstation des IfT (Institut für Troposphärenforschung Leipzig) in Melpitz bei

12 Ziemann, A., Arnold, K. and Raabe, A., 2001: Acoustic tomography as a method to identify small-scale land surface characteristics, Acustica, 87, 731–737.

13 Weinbrecht, S., Raasch, S., Ziemann, A., Arnold, K. and Raabe, A., 2004: Comparison of large-eddy simulation data with spatially averaged measurements obtained by acoustic tomography – presuppositions and first results. Boundary-Layer Meteorol., 111, 441–465.

Torgau (geographische Koordinaten: 51,32 N, 12,54 E, Höhe über NN: 86 m) statt (Arnold et al., 2004[14]). Die Forschungsstation befindet sich auf einer Wiese umgeben von Ackerland. Die Beobachtungen waren Teil des Verbundprojekts VERTIKO (Vertikaltransporte von Energie und Spurenstoffen an Ankerstationen und ihre räumliche/zeitliche Extrapolation unter komplexen natürlichen Bedingungen), dass im Rahmen des Atmosphärenforschungsprogramms AFO2000 durchgeführt wurde.

3.1.1 Messaufbau

Das tomographische Messfeld mit einer Ausdehnung von 300 x 700 m² wurde über zwei Gebieten mit unterschiedlicher Landnutzung (Wiese und nahezu vegetationsloses Ackerland) aufgebaut. Aufgrund der unterschiedlichen (Strahlungs-)Eigenschaften der Oberflächen wurden auch horizontale Unterschiede im Temperaturfeld in ca. 2 m Höhe erwartet.

Bei dem Experiment wurden von zwölf Schallsendern gleichzeitig Schallpulse ausgesendet, die an acht Mikrofonen empfangen wurden. Die Laufzeit der Schallsignale wurde durch eine Korrelation des ausgesendeten und des empfangenen Signals berechnet. Eine Unterscheidung zwischen den verschiedenen Signaleinsätzen von verschiedenen Sendern wurde durch die Messfeldgeometrie und daraus resultierende Laufzeitunterschiede bestimmt (siehe Arnold et al., 1999[15]). Die akustische Messtechnik wurde so um das Messfeld herum bzw. im Feld verteilt (siehe Abbildung 1: Schematischer Messaufbau in Melpitz (300 m x 700 m) zur Detektion der horizontalen Temperaturverteilung. Für die akustischen Sondierungen wurden 8 Schallsender (S1...S8) und 12 Mikrofone (R1...R12) eingesetzt. Zur tomographischen Rekonstruktion des Temperaturfeldes in den Gitterzellen (graue Linien, 100 m x 100 m) wurden die Schallgeschwindigkeiten entlang der Schallstrahlverläufe (schwarze Linien) genutzt.), dass eine optimale Überdeckung des Gebietes mit Schallstrahlen erreicht wurde. Zur Trennung des Einflusses von Temperatur und Wind auf die Laufzeit der Schallsignale wurden bidirektionale Schallstrecken (siehe Arnold et al., 2004) aufgebaut, d.h. eine Schallausbreitung in einer Richtung und in der Gegenrichtung mit geringem räumlichen Versatz zwischen beiden Schallstrecken wurde ermöglicht.

14 Arnold, K., Ziemann, A., Raabe, A. and Spindler, G., 2004: Acoustic tomography and conventional meteorological measurements over heterogeneous surfaces, Meteorol. Atmosph. Phys., 85, 175–186.

15 Arnold, K., Ziemann, A. und Raabe, A., 1999: Acoustic tomography inside the atmospheric boundary layer, Phys. Chem. Earth (B), 24, 133–137.

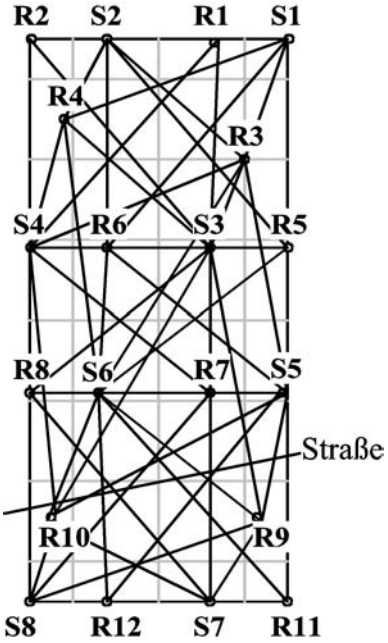


Abb. 1: Schematischer Messaufbau in Melpitz (300 m x 700 m) zur Detektion der horizontalen Temperaturverteilung. Für die akustischen Sondierungen wurden 8 Schallsender (S1...S8) und 12 Mikrofone (R1...R12) eingesetzt. Zur tomographischen Rekonstruktion des Temperaturfeldes in den Gitterzellen (graue Linien, 100 m x 100 m) wurden die Schallgeschwindigkeiten entlang der Schallstrahlverläufe (schwarze Linien) genutzt.

Um die Approximation geradliniger Schallstrahlen für die tomographische Invertierung der Laufzeitmessungen anwenden zu können, wurde die auszuwertende Schallstreckenlänge auf 400 m begrenzt (siehe Ziemann et al., 2001). Damit standen 62 von 96 theoretisch möglichen Schallpfaden für die Auswertung zur Verfügung. Der SIRT Algorithmus wurde nun auf die nur noch temperaturabhängigen Laufzeiten angewendet, um die Laplacesche Schallgeschwindigkeit und daraus das Temperaturfeld abzuleiten. Mit einer Punktmessung der Luftfeuchte wurde die akustisch virtuelle Temperatur in die Lufttemperatur umgerechnet. Dabei wurde der Einfluss einer horizontal variablen Luftfeuchte auf die akustisch virtuelle Temperatur gegenüber der räumlichen Variabilität der Lufttemperatur vernachlässigt. Für jede Gitterzelle der Größe 100 m x 100 m folgt somit ein Wert für die Lufttemperatur im Minutentakt, d.h. 32 horizontal verteilte Messwerte pro Minute.

3.1.2 Ergebnisse

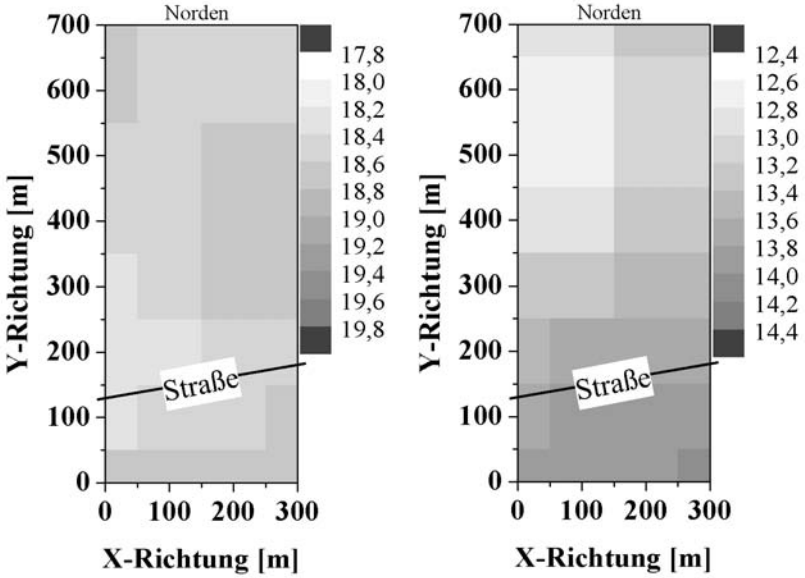


Abb. 2: Tomogramme (horizontale Schnittbilder) der mittleren Lufttemperatur in Grad C (Graustufen) in einer Höhe von 2 m über Grund am 06.10.2001 für den Zeitraum 13:30–13:50 MOZ (mittlere Ortszeit) – linkes Bild – und 22:30–22:50 MOZ – rechtes Bild – auf dem Messfeld in Melpitz.

Die Abbildung 2: Tomogramme (horizontale Schnittbilder) der mittleren Lufttemperatur in Grad C (Graustufen) in einer Höhe von 2 m über Grund am 06.10.2001 für den Zeitraum 13:30-13:50 MOZ (mittlere Ortszeit) – linkes Bild – und 22:30-22:50 MOZ – rechtes Bild – auf dem Messfeld in Melpitz. zeigt Beispiele für solche Temperatur-Tomogramme, welche Schnittbilder durch das Temperaturfeld in einer Höhe von ca. 2 m über der Oberfläche darstellen. Entsprechend einer zeitlichen Mittelung über 20 Minuten verbessert sich die Wertegenauigkeit auf ca. 0,2 K. Die hier dargestellten Messergebnisse wurden am 6.10.2001, einem sonnigen Herbstag, aufgenommen. Die Temperatur in 2 m Höhe stieg tagsüber von ca. 5 °C am Morgen auf ca. 18 °C am Nachmittag. Die Windgeschwindigkeit in dieser Höhe war gering, mit einem Hauptmaximum am frühen Nachmittag von 3 m/s und einen sekundären Maximum von 2 m/s am Abend. Besonders der Ackerboden war gut durchfeuchtet, wodurch sich die Unterschiede in den Strahlungseigenschaften der beiden

Oberflächen deutlich verringerten. Messungen des turbulenten fühlbaren Wärmeflusses zeigten kaum Unterschiede zwischen den beiden Oberflächentypen, tagsüber wurden sogar etwas geringere Werte über dem Acker gegenüber der Wiesenfläche bestimmt (siehe Arnold et al., 2004).

Aus diesem Grund sind tagsüber auch nur geringe horizontale Unterschiede im Temperaturfeld sichtbar. Während der abendlichen Abkühlungsphase nehmen die räumlichen Temperaturdifferenzen zwischen Acker- und Wiesenfläche zu und erreichen Werte bis zu 2 K zwischen 22 und 23 Uhr. Eine kleinräumige Advektion wärmerer Luftmassen von einem nahen Waldgebiet, das in Richtung der Ackerfläche lag, zeigte sich zunächst mit höheren Temperaturen über dem Acker. Im weiteren Zeitverlauf wanderte dieses Gebiet, ohne größere Mischung mit der Umgebung, durch das gesamte Messgebiet hindurch.

Mit dem Verfahren der akustischen Laufzeittomographie ist es möglich, solche Inhomogenitäten in den meteorologischen Feldern sichtbar zu machen und damit die Repräsentativität konventioneller Messungen an einem Punkt abzuschätzen.

3.2 Messkampagne Ilmenauer Fass

Neben dem akustisch tomographischen Messsystem zur Erfassung meteorologischer Felder im Freien wurde am Institut für Meteorologie eine skalierte Variante entwickelt, welche kleinräumige Messungen (1 m bis ca. 20 m) erlaubt (Holstein et al., 2004[16]). Mit diesem skalierten System können sowohl neue Algorithmen im kleinen Maßstab getestet, als auch Sondierungen und Rekonstruktionen von Temperatur- und Strömungsfeldern in kleineren Messgebieten, wie z.B. in Innenräumen oder Hallen, vorgenommen werden.

Ein Experiment zur Erfassung von Temperatur- und Strömungsfeldern wurde 2005 im „Ilmenauer Fass“ (Ilmenauer Fass online, 2006[17]) durchgeführt. Dieses Großgerät der TU Ilmenau zur Turbulenzforschung ist ein zylindrischer Raum mit einem Durchmesser von 7 m und einer maximalen Messhöhe von etwa 7,2 m. Das Fass zeichnet sich durch eine Heizplatte am Boden und eine variabel aufgehängte Kühlplatte als obere Begrenzungsfläche aus. In Abhängigkeit von den thermischen Bedingungen sowie vom Verhältnis von Breite zu Höhe des Volumens bilden sich im Inneren des Fasses konvektiv induzierte Wirbelstrukturen aus (Resagk et al., 2004[18]).

16 Holstein, P., Raabe, A., Müller, R., Barth, M. Mackenzie, D. and Starke, E., 2004: Acoustic tomography on the basis of travel-time measurements. Meas. Sci. Technol., 15, 1420–1428.

17 Ilmenauer Fass online (Juni 2006): http://www.tu-ilmenau.de/ilmenauer-fass

Die Anwendung der akustisch tomographischen Messtechnik im Ilmenauer Fass sollte zeigen, inwieweit konvektive Strukturen aufgelöst und zeitgleich Temperatur- und Strömungsverteilungen mit gleicher räumlicher Auflösung erfasst werden können.

3.2.1 Messaufbau

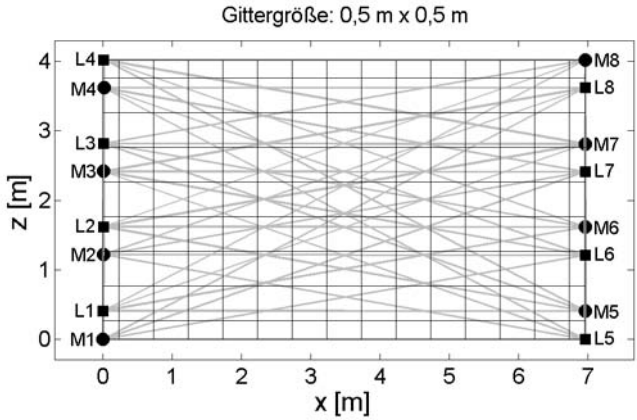


Abb. 3: Messaufbau im Ilmenauer Fass zur Detektion der Vertikalstruktur von Temperatur und Strömung. Für die akustischen Sondierungen wurden 8 Schallsender (Quadrate; L1...L8) und 8 Mikrofone (Kreise; M1...M8) eingesetzt. Zur tomographischen Rekonstruktion der Felder in den Gitterzellen (schwarze Linien) innerhalb der Messfläche wurden die Schallgeschwindigkeiten entlang der sich ergebenden Schallstrahlverläufe (graue Linien) genutzt.

Das kleinskalige akustisch tomographische System erlaubt derzeit die Erfassung und Rekonstruktion zweidimensionaler Verteilungen von Strömung und Temperatur. Es verfügt über 8 akustische Eingangs- und 4 unabhängige Ausgangskanäle, mit denen jeweils ein spezifisches Signal gesendet werden kann. Um die Konvektionsströmung im Ilmenauer Fass zu detektieren, wurden insgesamt 8 Schallsender, von denen jeweils 2 identische Signale ausgesendet haben, und 8 Empfänger an den Wänden des Fasses angebracht, um eine vertikal ausgerichtete Messfläche analysieren zu können (vgl. Abbildung 3: Messaufbau im Ilmenauer Fass zur Detektion der Vertikalstruktur von Temperatur und Strömung. Für die akustischen Sondierungen wurden 8

18 Resagk, C., du Puits, R., Thess, A., Busse, F.H. and Tilgner, A., 2004: Velocity and temperature measurements in a large-scale Rayleigh-Bénard experiment using LDA and micro thermistors. 12th Int. Symp. Appl. of Laser Techniques to Fluid mechanics, Lisbon.

Schallsender (Quadrate; L1...L8) und 8 Mikrofone (Kreise; M1...M8) eingesetzt. Zur tomographischen Rekonstruktion der Felder in den Gitterzellen (schwarze Linien) innerhalb der Messfläche wurden die Schallgeschwindigkeiten entlang der sich ergebenden Schallstrahlverläufe (graue Linien) genutzt.). Die Unterscheidung der Schallsender mit identischen Signalen bei der Analyse erfolgte entsprechend des Systems für Freilandmessungen durch eine geeignete Wahl des Aufbaus, wobei sich die Laufzeiten gleicher Signale an allen Empfängern hinreichend voneinander unterscheiden. Die Messfläche hatte eine Ausdehnung von etwa 7 m Breite und 4 m Höhe. Die untere Begrenzung der Messfläche befand sich etwa 0,4 m über der Heizplatte, die obere Grenze der Messfläche verlief etwa 1 m unterhalb der Kühlplatte.

Die Trennung zwischen den beiden Einflussgrößen Temperatur und Strömung erfolgte über die Betrachtung paralleler Messstrecke. Hierbei wird ausgenutzt, dass sich die Strömungsgeschwindigkeit, im Gegensatz zur Temperatur, richtungsabhängig auf die Ausbreitungsgeschwindigkeit der akustischen Signale auswirkt. Für die Rekonstruktion der Verteilungen von Temperatur und Strömung standen somit 56 paarweise parallele Strecken zur Verfügung.

3.2.2 Ergebnisse

Die Messungen im Ilmenauer Fass erfolgten während voll ausgeprägter Konvektion (quasistationäres Temperaturfeld) mit einer zeitlichen Auflösung von 20 Sekunden. Für die tomographische Rekonstruktion der Verteilungen von Temperatur und Strömung wurde das Messgebiet in 135 Teilflächen mit einer Größe von 0,5 m × 0,5 m eingeteilt (vgl. Abbildung 3: Messaufbau im Ilmenauer Fass zur Detektion der Vertikalstruktur von Temperatur und Strömung. Für die akustischen Sondierungen wurden 8 Schallsender (Quadrate; L1...L8) und 8 Mikrofone (Kreise; M1...M8) eingesetzt. Zur tomographischen Rekonstruktion der Felder in den Gitterzellen (schwarze Linien) innerhalb der Messfläche wurden die Schallgeschwindigkeiten entlang der sich ergebenden Schallstrahlverläufe (graue Linien) genutzt.). Um auch in Gitterzellen, durch welche nur kurze Schallstrahlabschnitte verlaufen, verlässliche Werte zu rekonstruieren, wurden benachbarte Gitterzellen bei der Berechnung der einzelnen Gitterwerte einbezogen. Beispielhafte Verteilungen der Temperatur und der Strömung zu zwei aufeinanderfolgenden Zeitpunkten sind in Abbildung 4: Tomographisch rekonstruierte Verteilung der Temperatur- und Strömungsverteilung im Ilmenauer Fass, die aus 2 aufeinanderfolgenden akustischen Messungen am 17.1.2005 rekonstruiert wurden. Die hinterlegte

Grauskalierung entspricht den akustisch virtuellen Temperaturwerten in Grad C, die Pfeile repräsentieren das Strömungsfeld. dargestellt. Die Grauskalierung spiegelt hierbei die akustisch virtuelle Temperatur in Grad C und die Pfeile das Strömungsfeld innerhalb der Messfläche wider.

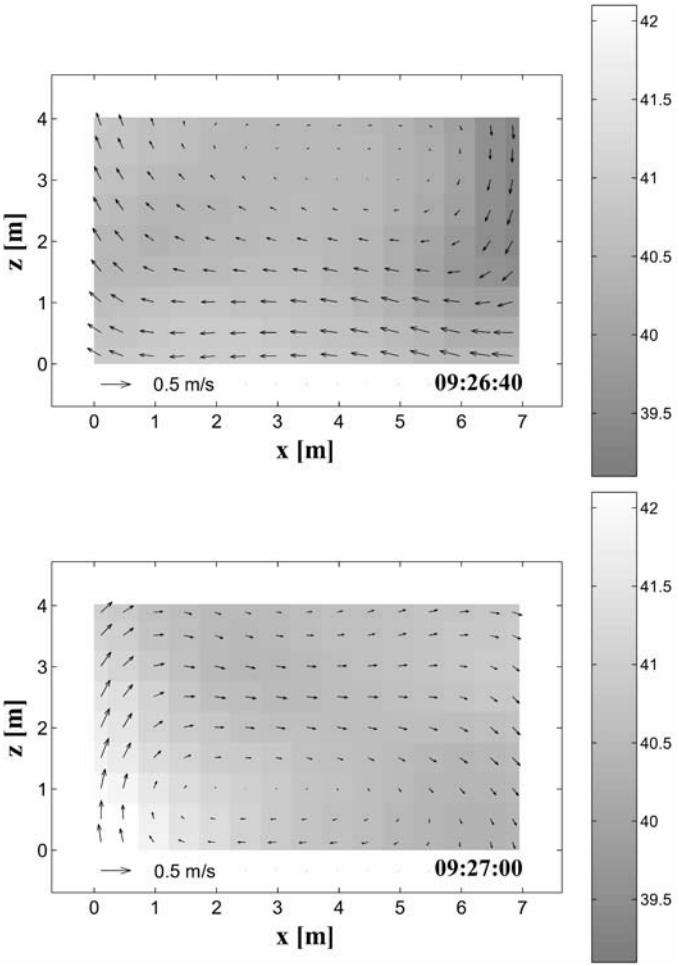


Abb. 4: Tomographisch rekonstruierte Verteilung der Temperatur- und Strömungsverteilung im Ilmenauer Fass, die aus 2 aufeinanderfolgenden akustischen Messungen am 17.1.2005 rekonstruiert wurden. Die hinterlegte Grauskalierung entspricht den akustisch virtuellen Temperaturwerten in Grad C, die Pfeile repräsentieren das Strömungsfeld.

Markant für beide Zeitpunkte ist die Wirbelstruktur der Strömung in Uhrzeigerrichtung. Es fällt jedoch auf, dass sich das Wirbelzentrum zwischen den beiden Messungen verlagert hat. Ebenfalls auffällig ist in beiden Fällen die nahezu konstante Temperaturverteilung im gesamten Untersuchungsgebiet, welche lediglich in den Randbereichen (insbesondere links unten und rechts oben) durchbrochen wird. In diesen Gebieten wird warme Luft von der Heizplatte am Boden mit der Strömung nach oben und kühle Luft von der Kühlplatte nach unten transportiert.

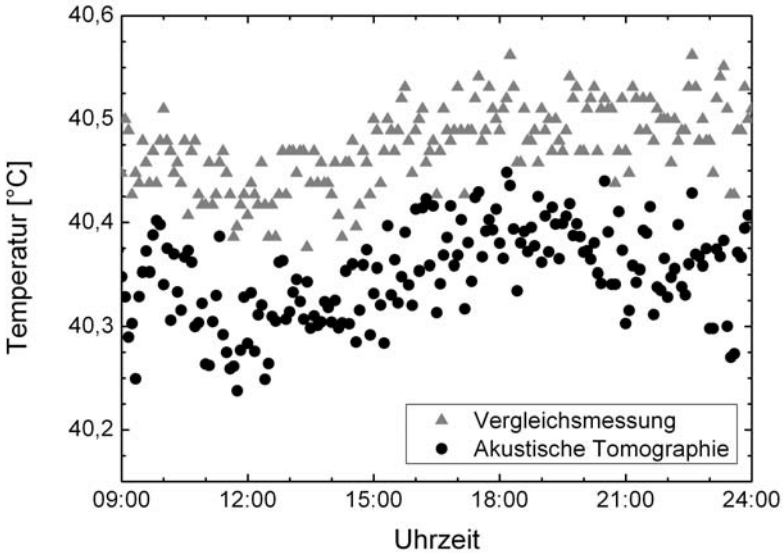


Abb. 5: Vergleich des zeitlichen Verlaufs der gemessenen Temperatur im Ilmenauer Fass am 17.1.2005. Die Lufttemperatur wurde mit einem konventionellen Temperatursensor bestimmt. Die dargestellten Werte der akustisch bestimmten Temperatur sind die aus den akustischen Messungen rekonstruierten Werte in der zentralen Zelle des Tomographiegitters. Der Feuchteeinfluss auf die akustischen Temperaturmessungen wurde durch die mittleren Werte zweier unabhängiger Feuchtesensoren in verschiedenen Höhen im Ilmenauer Fass korrigiert.

Zum Vergleich der akustisch bestimmten und tomographisch rekonstruierten Temperaturwerte wurden Messungen mit einem konventionellen Temperaturfühler im Zentrum des Ilmenauer Fasses durchgeführt. Diese Daten liegen als zeitliche Mittelwerte mit einer Auflösung von 5 Minuten vor. Um einen direkten Vergleich mit den akustisch bestimmten Temperaturen zu ermöglichen, wurden die rekonstruierten Zellenwerte ebenfalls zeitlich gemittelt. Des

Weiteren wurde der Einfluss der Feuchte auf die akustisch bestimmte Temperatur nach Gleichung (3) mittels Werten zweier unabhängiger Temperatur-Feuchtesensoren korrigiert. In Abbildung 5 ist ein beispielhafter zeitlicher Verlauf dargestellt. Die Daten der akustisch bestimmten Temperatur stammen aus einer Gitterzelle des Tomographiegebietes, die der Position des Temperaturfühlers entsprach.

Der Verlauf beider Temperaturreihen ist nahezu identisch. Sie unterscheiden sich lediglich durch einen sehr geringen Versatz, der maximal etwa 0,2 K beträgt.

4 Zusammenfassung und Ausblick

Das vorgestellte skalierbare Verfahren der akustischen Tomographie ist in der Lage, meteorologische Felder mit hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung zu sondieren. Vom Feldmaßstab bis zum Windkanalmaßstab kann somit die Repräsentativität von konventionellen Punktmessungen nachgewiesen sowie konsistente Daten für die Validierung von numerischen Modellen bereitgestellt werden.

Neben einer kontinuierlichen Optimierung der Hard- und Software sollen sich künftige Anwendungen des Verfahrens mit der Untersuchung von Temperatur- und Strömungsfeldern im beheizbaren Windkanal und mit der Umströmung von Hindernissen beschäftigen. Im größeren Maßstab von (Lager-) Hallen sind innenraumklimatische Studien geplant. Zukünftig sollten die Messdaten der akustischen Tomographie außerdem dazu genutzt werden, um Zusammenhänge zwischen Atmosphären- und Schallausbreitungsgrößen besser zu beschreiben und zu modellieren. Ein Schwerpunkt ist hierbei die stabile atmosphärische Grenzschicht mit intermittenter, inhomogener und anisotroper Turbulenz, für welche die bisher entwickelten meteorologischen und akustischen Modelle nur eingeschränkt anwendbar sind.

5 Danksagung

Hiermit danken wir den Kollegen der AG Akustik/Fernerkundung vom Leipziger Institut für Meteorologie (LIM), insbesondere K. Arnold und A. Raabe, sowie M. Seliger und Studenten des LIM für die Unterstützung bei der Bereitstellung, Bearbeitung und Auswertung der experimentellen Daten. Besonderer Dank gilt G. Spindler und T. Conrath vom IfT Leipzig für die Möglichkeit, das Messgelände in Melpitz zu nutzen sowie für die Bereitstellung zusätzlicher Messdaten. Den Kollegen aus Ilmenau: R. de Puits, C.

Resagk, A. Thess sei gedankt für die Möglichkeit, Messungen im Ilmenauer Fass durchführen zu können, sowie für die Bereitstellung von Temperaturvergleichswerten.

Die Untersuchungen mit der Feldversion der akustischen Laufzeittomographie wurden vom Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung im Rahmen von AFO2000 (Verbundprojekt VERTIKO, Projektnummer: 07 ATF 37) unterstützt.

Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät *86(2006), 81–115*

Olaf Hellmuth

Zur Berücksichtigung der Turbulenz bei der Parametrisierung der homogenen Nukleation in Gasgemischen

1. Einleitung

Die Nukleation von Aerosolpartikeln durch einen Phasenübergang aus der Dampfphase in die Flüssigphase stellt einen wichtigen Quellprozeß für das atmosphärische Aerosol dar. Aerosole spielen eine bedeutende Rolle für die Beurteilung der Luftqualität, für die Wolken- und Niederschlagsbildung sowie für die natürliche Klimasteuerung. Die Neubildung von Aerosolpartikeln ist ein komplexer thermodynamischer, kinetischer und physikochemischer Vorgang auf der mikroskopischen Skala. Die Zustandsparameter eines Nukleationssystems werden jedoch maßgeblich durch größerskalige meteorologische Vorgänge kontrolliert. Aufgrund der Nichtlinearität des Nukleationsprozesses spielt hierbei die atmosphärische Turbulenz in verschiedenen Skalen eine wichtige Rolle bei der Beschreibung bzw. Parametrisierung der Nukleation in Vorhersagemodellen. Hierzu werden in der vorliegenden Arbeit einige aktuelle Aspekte diskutiert.

2. Phasenumwandlungen als Elementarprozeß der Partikelneubildung

2.1 Aerosoldefinition

Unter einem Aerosol versteht man ein disperses System aus einer festen oder flüssigen dispersen Phase in einem gasförmigen Medium (Brockhaus abc Physik, 1972). Die Größenordnung der Teilchen[1] der dispersen Phase liegt zwischen 10^{-7} und 10^{-2} cm, in einigen Fällen bis 10^{-1} cm. Die Größenverteilung (Aerosolspektrum) des atmosphärischen Aerosols ist polydispers, d.h. seine disperse Phase besteht aus Teilchen mit unterschiedlichen Durchmessern. Die Evolution des Aerosolspektrums hängt u. a. von seinen Entstehungsbedingun-

1 In Bezug auf das atmosphärische Aerosol wird häufig anstelle des Begriffes *Teilchen* der aus dem angelsächsischen Sprachraum übernommene Begriff *Partikel* (engl.: „particle“) verwendet.

gen ab. Das atmosphärische Aerosolspektrum verändert sich raumzeitlich infolge von Koagulations-, Sedimentations-, Diffusions- sowie multiskaligen Transportprozessen. Bestandteile des atmosphärischen Aerosols sind u. a. Kondensationskerne, Dunst- und Wolkentröpfchen, Rauch- und Staubteilchen und Eiskristalle. Das atmosphärische Aerosol spielt eine bedeutsame Rolle als Bestandteil von Luftverunreinigungen, für die Phasenumwandlungen des Wasserdampfes und damit für die Wolken- und Niederschlagsbildung sowie für atmosphärische Strahlungsprozesse (Brockhaus abc Physik, 1972)[2].

Zur Bedeutung des atmosphärischen Aerosols als entscheidendes Bindeglied in einem homöostatischen Rückkopplungssystem, welches die Stabilisierung des Erdklimas über lange Zeiträume gewährleistet, sei auf die zusammenfassende Darstellung in Hellmuth (2004) mit weiteren Literaturangaben verwiesen.

2.2 Zur Thermodynamik und Kinetik von Phasenumwandlungen

Zu den bislang noch nicht vollständig verstandenen Aerosolprozessen in der Atmosphäre gehört die Partikelneubildung aus gasförmigen Vorläufersubstanzen. Die Partikelneubildung ist ein wichtiger Quellterm in der atmosphärischen Aerosolbilanz und kann als Phasenübergang erster Art dargestellt werden. In der Thermodynamik und statistischen Mechanik kennzeichnet ein Phasenübergang eine abrupte Veränderung der Eigenschaften eines Materials oder Systems bei nur geringen Veränderungen der äußeren Bedingungen.

2 Möller (2003, S. 227 f.) verweist zu Recht auf die sprachlich häufig nicht korrekte Gleichsetzung von Aerosol und Partikel und gibt nachfolgende Definitionen an. Unter dem aus der Kolloidchemie stammenden Begriff *Kolloid* versteht man eine *Dispersion* sehr kleiner Teilchen einer Substanz in einer anderen Substanz. Ein kolloides System – auch als *disperses System* bezeichnet – besteht aus der dispersen (oder dispergierten) Phase und dem Dispersionsmittel. Unter dem Begriff *Sol* ist eine Dispersion einer festen in einer flüssigen oder festen Phase zu verstehen. Ist das Dispersionsmittel Wasser, nennt man das System *Hydrosol*. Als *Aerosol* wird prinzipiell die Dispersion einer Flüssigkeit oder eines Feststoffes in einem Gas bezeichnet. Möller grenzt den Begriff *atmosphärisches Aerosol* auf die Dispersion von festen, *überwiegend nicht-wäßrigen Partikeln* in der Luft ein. Demnach werden *Hydrometeore* als Bestandteil des atmosphärischen Aerosols ausgeschlossen, wobei Hydrometeore alle durch Kondensation und Sublimation von Wasserdampf in der Atmosphäre entstehenden Teilchen (Wolken-, Nebel-, Regentropfen, Eiskristalle, Hagel usw.) sowie Ausfallsprodukte des Wasserdampfes am Boden (Tau, Frostablagerungen) umfassen. Nach Möller (2003, S. 227 f.) ist die Trennung zwischen atmosphärischem Aerosol und Hydrometeor aufgrund der sehr unterschiedlichen physikochemischen Eigenschaften gerechtfertigt. Die durch homogene Nukleation gebildeten *Schwefelsäure-Wasser-Tröpfchen* sind jedoch aufgrund einer gewissen genetischen Prozeßverwandschaft mit der Bildung nichtwäßriger Partikel ebenfalls als Partikel zu bezeichnen und unter dem Oberbegriff atmosphärisches Aerosol zu subsumieren (Möller 2006, persönliche Mitteilung).

Zur Erklärung der Phasenübergängen erster Art zugrundeliegenden Modellvorstellungen sei auf die Darlegungen in Baidakov (2002) verwiesen. Danach setzt ein Phasenübergang erster Art die Existenz eines metastabilen Zustandes voraus. Ein Phasenübergang beginnt mit der Bildung und dem Wachstum eines Keimes (oder Fragmentes) der neuen Phase. In reinen Systemen, d. h. bei Abwesenheit externer, einen Phasenübergang auslösender Einwirkungen, kommt es zur Keimbildung durch spontane Fluktuationen. Diesen Vorgang bezeichnet man als homogene Nukleation. Die Entstehung eines Fragments der neuen Phase in einem homogenen metastabilen System ist mit der Ausbildung einer Phasengrenze sowie einem Anstieg der freien Exzeß-Energie $\Delta\Phi$ verbunden. Die Konkurrenz des Oberflächen- und des Volumenterms, die mit jeweils entgegengesetzten Vorzeichen in den Ausdruck zur Bestimmung der Exzeß-Energie eingehen, führt zur Ausbildung eines endlichen Maximums der Exzeß-Energie, welches mit $\Delta\Phi = W^*$ symbolisiert wird. Jene Fragmente, die über eine diesem Maximalwert entsprechende Exzeß-Energie verfügen, werden als kritische Keime (Cluster, Embryonen) bezeichnet, wobei die Größe W^* die Arbeit ist, die zur Formierung dieser Keime aufgebracht werden muß. Zu jedem beliebigen Zeitpunkt hat die überwältigende Mehrheit der Keime aber eine subkritische Größe $R < R^*$. Da die Existenz der subkritischen Keime energetisch unprofitabel ist, lösen sie sich wieder auf. Durch Fluktuationen können jedoch einige Fragmente zu superkritischen Größen anwachsen, jenseits derer das weitere Wachstum irreversibel erfolgt.

Die klassische Nukleationstheorie liefert als eine wichtige Größe die Nukleationsrate, welche die Anzahl existenzfähiger Fragmente der neuen Phase pro Volumen- und Zeiteinheit angibt.

Für ein einkomponentiges (unäres) System wird die Nukleationsrate J [$m^{-3}s^{-1}$] wie folgt dargestellt:

$$J = \rho\, B \exp\left(-\frac{W^*}{k_B T} \right)$$

Hierin bezeichnet ρ die Anzahl der Moleküle pro Volumeneinheit in der metastabilen Phase, B ist ein kinetischer Koeffizient, der die Rate festlegt, mit der die Fragmente den kritischen Radius überschreiten, k_B ist die Boltzmann-Konstante und T die absolute Temperatur. Im Unterschied zu einem einkomponentigen System werden in einem zweikomponentigen (binären) System für die Charakterisierung des Fragmentes der neuen Phase mindestens zwei Parameter benötigt: der Radius des Fragmentes der neuen Phase R sowie die chemische Zusammensetzung des Fragmentes c^{II}, oder alternativ die Anzahl der Moleküle der ersten Komponente $[n_1]^{II}$ und der zweiten Komponente

$[n_2]^{II}$ im Fragment. Demgemäß kann die Binärnukleation als Prozeß verstanden werden, bei dem die Aktivierungsbarriere durch Fluktuationen in den Variablen $[n_1]^{II}$ und $[n_2]^{II}$ überwunden wird. Der hier skizzierte Weg der Bestimmung der Nukleationsrate basiert auf dem Postulat, daß die subkritischen Fragmente Boltzmanns Wahrscheinlichkeitsverteilung[3] unterliegen. Wenn ein metastabiles System durch finite Störungen in Verbindung mit der Bildung einer neuen Phase seine Stabilität verliert, bewahrt das System eine reduktive Reaktionsfähigkeit gegenüber infinitesimalen kontinuierlichen Änderungen der Zustandsparameter. An der Grenze der essentiellen Phaseninstabilität, der sogenannten Spinodalen[4], ist folgende Bedingung erfüllt:

$$\left(\partial \Delta\mu / \partial c \right)_{p,T} = 0$$

Hier ist $\Delta\mu = \mu_1 - \mu_2$ die Differenz der chemischen Potentiale (siehe Baidakov, 2002).

Entsprechend ihrem breiten Vorkommen in der natürlichen und der vom Menschen geschaffenen Umwelt sowie aufgrund der universellen und praktischen Bedeutung von Phasenumwandlungen (z.B. für technische Systeme) gibt es ein umfangreiches Schrifttum zur klassischen Theorie der Kinetik und Thermodynamik der Phasenbildung. Exemplarisch sei hier auf die fundamentalen Arbeiten von Gibbs (1878), van der Waals (1900), Volmer (1939) und Frenkel (1946) verwiesen. Zusammenfassende Darstellungen und weiterführende Arbeiten zu Grundfragen der Phasenumwandlung in unterschiedlichen thermodynamischen und physikochemischen Systemen finden sich z.B. in Rusanov (1978), Ebeling und Feistel (1986), Pruppacher und Klett (1997),

3 Nach Prigogine (1979, S. 93) stellt Boltzmanns Wahrscheinlichkeitsverteilung das Grundprinzip dar, das die Struktur von Gleichgewichtszuständen bestimmt. Der Autor schreibt: „Man kann es zu Recht als ‚Boltzmannsches Ordnungsprinzip' bezeichnen. Es ist von überragender Bedeutung, da es eine enorme Vielfalt von Strukturen zu beschreiben vermag, darunter auch solche, sie so komplex und von solcher zerbrechlichen Schönheit sind wie Schneekristalle." Wie Baidakov (2002) hervorhebt, werden unter bestimmten Bedingungen aber auch Nukleationsregime beobachtet, bei denen dieses Postulat nicht erfüllt ist, so z.B. wenn die Wachstumsrate einer der Komponenten einer Lösung in einem neuen Keim viel kleiner ist als die der anderen Komponente. Man spricht in diesem Zusammenhang auch davon, daß die Binärnukleation einen „Mehrkanal"-Charakter hat.

4 Während die *Binodale* diejenige Kurve in einem Phasendiagramm bezeichnet, ab welcher ein Phasenübergang erfolgen kann und thermodynamisch günstiger ist, bezeichnet die *Spinodale* diejenige Kurve, bei deren Überschreitung zwingend ein Phasenübergang erfolgen muß. Zustände innerhalb der Binodalen sind instabil und ein Phasenübergang findet an jedem vorhandenen Keim statt. Außerhalb der Binodalen sind die Keime der neuen Phase instabil. Die Binodale umschließt die Spinodale. Innerhalb der Binodalen wächst die Nukleationsrate zur Spinodalen hin an, innerhalb der Spinodalen ist die Keimbildungsrate unendlich.

Seinfeld und Pandis (1998), Gutzow und Schmelzer (1995), Schmelzer (Ed., 2005) und Schmelzer, Röpke und Priezshev (Eds., 1999, 2003, 2005). Für theoretische Darstellungen zur Kinetik und Thermodynamik von homogenen und heterogenen Nukleationssystemen, die über den Rahmen der jeweils betrachteten Spezialanwendung hinausgehen, sowie zur Verallgemeinerung der klassischen Gibbs-Theorie sei exemplarisch auch auf die Arbeiten von Kuni u. a. (1999a, 1999b, 2000, 2001), Schmelzer (1999, 2001a, 2001b, 2003), Schmelzer und Baidakov (2001, 2003, 2004), Schmelzer und Schmelzer (2000, 2001, 2003), Schmelzer u. a. (2002, 2003, 2004a, 2004b, 2005), Shchekin u.a. (1999), Ŝëkin[5] u.a. (2002), Ŝëkin und Kuni (2002), Shchekin u. a. (2005) und Shchekin und Shabaev (2005) verwiesen.

2.3 Anmerkungen aus der Sicht der Evolutionstheorie

Ebeling und Feistel (1986, S. 165, 186–191) untersuchten Systemübergänge durch Keimbildung in metastabilen Phasen als Spezialfall der Bistabilität eines Systems. Sie ordneten die Keimbildung in den erweiterten Kontext der Evolutionsprozesse ein[6]. Bistabilität oder Multistabilität stellt ein Grundphänomen evolutionierender Systeme dar. Die Autoren charakterisieren dieses Phänomen wie folgt: „Unter Bistabilität bzw. Multistabilität verstehen wir die potentielle Fähigkeit eines Systems, bei fixierten Umweltbedingungen zwei oder mehrere stabile stationäre Zustände anzunehmen. Der real vorliegende Zustand hängt dann von der Vorgeschichte ab, und durch spezielle Einwirkungen können Übergänge von einem stabilen stationären Zustand in einen anderen ausgelöst werden. Die Bi- oder Multistabilität verleiht einem System grundsätzlich eine gewisse Variabilität des Verhaltens und weiterhin eine Vorstufe des Gedächtnisses durch die Abhängigkeit von der Vorgeschichte.“[7] Auf

5 Bei den Autoren *Shchekin* und *Ŝëkin* handelt es sich um ein und dieselbe Person. Während der Name *Ŝëkin* der Transliteration des russischen Namen *Щёкин* im deutschsprachigen Raum entspricht, verwendet der Autor selbst in der angelsächsischen Literatur die Transliteration *Shchekin*.

6 Keimbildungseffekte treten z.B. bei der Entstehung dissipativer Strukturen auf (Prigogine, 1979, S. 158).

7 Entsprechend dem II. Hauptsatz ist für ein makroskopisches, thermisch isoliertes System das thermodynamische Gleichgewicht ein Attraktor für Nichtgleichgewichtszustände. Ein solches thermodynamisches System besitzt einen eingebauten Mechanismus des Vergessens. Anfänglich vorhandene Systemstrukturen werden mit Annäherung an den Attraktor sukzessive zerstört. Die Keimbildung ist ein Beispiel für einen anderen makroskopischen Bereich, in dem es zur spontanen Ausbildung von Strukturen kommen kann.
Hierbei spielt die Vorgeschichte und damit das Gedächtnis des Systems eine wichtige Rolle. Solche Vorgänge können ebenfalls innerhalb des Gültigkeitsbereiches der klassischen Thermodynamik beschrieben werden.

der Grundlage einer Theorie inhomogener Systeme wurde von den Autoren die Keimbildung bei Ablauf bistabiler chemischer Reaktionen untersucht. Für spezielle Reaktions-Diffusions-Gleichungen[8], deren Kinetik mittels Polynomansätzen beschrieben wird, wurden tropfenartige Lösungen gesucht und die jeweiligen Systembedingungen für die Koexistenz zweier Phasen untersucht.

Nach Prigogine (1979, S. 188) wird jede Beschreibung eines Systems, das Verzweigungen aufweist, sowohl deterministische als auch probabilistische Elemente enthalten. Zwischen zwei Verzweigungspunkten gehorcht das System deterministischen Gesetzen (z.B. Gesetze der chemischen Kinetik), während in der Nähe der Verzweigungspunkte Schwankungen eine wesentliche Rolle spielen und den Zweig bestimmen, auf dem sich das System weiterbewegen wird. Im Allgemeinen beeinflussen sich Schwankungen und Verzweigungen gegenseitig. Die Schwankungen können unter bestimmten Umständen gewisse Verzweigungen unterdrücken und sie durch graduelle Entwicklungen ersetzen. Obwohl wir es in der makroskopischen thermodynamischen Beschreibung im Allgemeinen mit Mittelwerten zu tun haben, gibt es auch hier unabhängig von der quantenmechanischen Unschärferelation Situationen, bei denen Fluktuationen und eine wahrscheinlichkeitstheoretische Beschreibung eine wesentliche Rolle spielen. Das wird vor allem in der Nähe von Verzweigungen der Fall sein, wo das System einen der möglichen Zweige, die am Verzweigungspunkt auftauchen, „wählen“ muß. In der Nähe von Verzweigungen versagt das „Gesetz der großen Zahlen“[9]. Während Schwankungen in der makroskopischen Physik bei hinreichender Größe des Systems in der Regel vernachlässigbar sind, werden sie in der Nähe von Verzweigungen wesentlich, wo die Schwankungen den Mittelwert mitziehen (siehe hier-

8 Reaktions-Diffusions-Gleichungen gestatten die Beschreibung einer großen Vielfalt von Erscheinungen, darunter dissipativer Strukturen. Die Lösung, die dem thermodynamischen Zweig dieser Gleichung entspricht, kann man als „Grundlösung“ betrachten. Weitere Lösungen erhält man als aufeinanderfolgende Instabilitäten, die bei wachsender Entfernung vom Gleichgewicht auftreten. Eine Verzweigung (Bifurkation) ist das Auftreten einer neuen Lösung der Gleichungen bei einem kritischen Wert. Das Auftreten dissipativer Strukturen verlangt z.B., daß die Größe des Systems einen kritischen Wert überschreitet (Prigogine, 1979, S. 115 f.).

9 In der Nähe von Nichtgleichgewichts-Phasenübergängen gibt es nach Prigogine (1979, S. 152 f.) keine konsistente makroskopische Beschreibung mehr bzw. der Begriff der makroskopischen Werte verliert in gewisser Weise seinen Sinn. Makroskopische Werte werden im Allgemeinen mit den „wahrscheinlichsten“ Werten gleichgesetzt, welche nur dann mit den Mittelwerten identisch werden, wenn Schwankungen vernachlässigt werden dürfen. In der Nähe eines Phasenübergangs gibt es jedoch zwei „wahrscheinlichste“ Werte, von denen keiner Mittelwerten entspricht. In diesem Fall werden die Schwankungen zwischen diesen beiden makroskopischen Werten ebenso wichtig wie die makroskopischen Werte selbst.

zu Prigogine, 1979, S. 143–144). Der Autor sieht in diesem Sachverhalt die eigentliche Bedeutung des Begriffs „Ordnung durch Schwankungen."[10]

3. Partikelneubildung in der Atmosphäre

3.1 Elementarmechanismen

Je nach Anzahl der beteiligten Vorläufergase werden in der aktuellen Literatur zur atmosphärischen Partikelneubildung hauptsächlich folgende Mechanismen diskutiert:

a) Partikelneubildung durch homogene unäre Nukleation: Bildung von langen, anorganischen Polymerketten aus Jodoxiden durch sukzessive Autonukleation von Joddioxid (OIO), das sich wiederum durch photolytische Oxidation aus phytoplanktonischen Alkyljodiden bei Anwesendheit von Ozon bildet; b) Partikelneubildung durch homogene binäre Nukleation von Wasser (H_2O) und Schwefelsäure (H_2SO_4); c) Partikelneubildung durch homogene ternäre Nukleation aus Wasser, Schwefelsäure und Ammoniak (NH_3); d) Partilkelneubildung durch homogene quarternäre und höherkomponentige Nukleation unter Beteiligung von organischen Dämpfen; e) Ionen-induzierte Nukleation durch kosmische Strahlung und atmosphärische Entladungen; f) Heterogene Nukleation, die eine sehr große Bedeutung z.B. für die Bildung von Eiskristallen hat.

Eine Zusammenfassung der aktuellen Diskussion der verschiedenen Nukleationsmechanismen und meteorologischen Bedingungen, die zur Partikelneubildung in der Planetaren Grenzschicht führen, ist in Hellmuth (2004, 2006a–d) zu finden.

Eines der Haupthindernisse bei der Beantwortung der Frage, welches der oder die Schlüsselmechanismen sind, die für die Neubildung atmosphärischer Partikel verantwortlich sind, besteht in der unteren Nachweisgrenze des Par-

10 Nach Prigogine (1979, S. 146) findet „die Natur in der Nähe eines Verzweigungspunktes immer einen schlauen Weg […], um die Folgerungen des Gesetzes der großen Zahlen durch einen geeigneten Keimbildungsvorgang zu vermeiden." Als Konsequenz aus dem Prinzip „Ordnung durch Schwankungen" fordert Prigogine (1979, S. 162) ein Überdenken der Rolle des Determinismus in der makroskopischen Physik. In der Nähe von Instabilitäten treten große Schwankungen auf, denen gegenüber die gewöhnlichen Gesetze der Wahrscheinlichkeitstheorie versagen. Die chemische Kinetik ist als eine „Theorie des mittleren Feldes" anzusehen, die fernab von Phasenübergängen vernünftige Ergebnisse liefert. In der Nähe von Phasenübergängen sowie zur Beschreibung des Auftretens kohärenter Strukturen, d. h. der Entstehung von Ordnung aus Chaos, wird jedoch eine verfeinerte Beschreibung benötigt. Prigogine schlägt hierzu eine mikroskopische Theorie irreversibler Prozesse vor, die eine Erweiterung des Formalismus der klassischen und der Quantenmechanik darstellt (Prigogine, 1979, S. 186–207).

tikeldurchmessers, der bei etwa $D_{p,min} \approx 3$ nm liegt. Ein weiterer Grund ist die eingeschränkte Nachweisbarkeit für sehr geringe Konzentrationen verschiedener Vorläufergase mit geringer Volatilität[11], die für die Nukleation von besonderem Interesse sind. Trotz zahlreicher Unsicherheiten im Prozeßverständnis herrscht weitestgehend Konsens darüber, daß gasförmige Schwefelsäure eine Schlüsselrolle im atmosphärischen Nukleationsprozeß spielt. Dementsprechend wird in meso- und makroskaligen atmosphärischen Modellen zur Simulation der Aerosoldynamik (z.B. für Klimaprognosen) die Binärnukleation aus Wasserdampf und gasförmiger Schwefelsäure als elementarer Partikelneubildungsmechanismus berücksichtigt. Die aus der klassischen Nukleationstheorie abgeleitete Nukleationsrate wird ggf. mit halbempirischen Korrekturen des kinetischen Vorfaktors versehen, um eine bessere Anpassung an Beobachtungen zu erzielen (siehe z.B. Andronache u. a., 1997 und Uhrner u. a., 2003). In den entsprechenden Modellen geht als Quellterm in die Aerosolbilanz die Nukleationsrate J [$m^{-3}s^{-1}$] als Funktion der Temperatur T, der relativen Feuchte RH sowie der relativen Azidität[12] RA ein:

$$J = f(T, RH, RA)$$

In der vorliegenden Darstellung sollen einige für das Verständnis des Einflusses der Turbulenz auf die Nukleation wichtige Ergebnisse aus der Literatur diskutiert und praktische Ansätze zur Berücksichtigung der Turbulenz bei der Berechnung der Nukleationsrate vorgestellt werden.

3.2 Empirische Befunde zum Zusammenhang zwischen Turbulenz und Partikelneubildung

In der Literatur gibt es eine Vielzahl empirischer Befunde, die auf einen engen Zusammenhang zwischen der Anzahlkonzentration von Nukleationsmodepartikeln[13] (UCN, „ultrafine condensation nuclei“) und der Turbulenz hinweisen. Für eine zusammenfassende Darstellung mit zahlreichen Literaturangaben sei auf Hellmuth (2006a–d) verwiesen. An dieser Stelle sollen

11 Unter *Volatilität* eines Stoffes versteht man seine Flüchtigkeit oder Tendenz zur Verflüchtigung in Luft. Stoffe mit geringer Volatilität weisen eine hohe Tendenz auf, einen Phasenübergang durch Kondensation zu vollziehen.

12 In Analogie zur relativen Feuchte wird die *Azidität* definiert als das Verhältnis des aktuellen Partialdrucks der Schwefelsäure zum entsprechenden Gleichgewichtsdampfdruck über der reinen Schwefelsäure in der Flüssigphase.

13 Die Definition des Größenbereiches von Nukleationsmodepartikeln ist nicht einheitlich und hängt maßgeblich von den eingesetzten Beobachtungsinstrumenten ab. Dementsprechend liegt der Größenbereich etwa im Intervall 3 nm $\leq D_p \leq$ 15 nm. Die Größe der kritischen Keime (Cluster oder Embryonen) liegt z. T. deutlich darunter (Ångström-Skala).

zwei ausgewählte Beispiele vorgestellt werden.

Von Buzorius u.a. (2003) wurden z.B. simultane Messungen der UCN-Anzahlkonzentration und verschiedener mikrometeorologischer Parameter über einem borealen Forstbestand durchgeführt. Aus diesen Daten wurde eine Partikelneubildungswahrscheinlichkeit als Funktion des turbulenten Wärmeflusses (Abb. 1a), als Funktion der Varianz der Vertikalgeschwindigkeit (Abb. 1b) sowie als Funktion der Standardabweichung der Temperatur (Abb. 1c) abgeleitet. Kriterium für ein Partikelneubildungsereignis war eine beobachtete UCN-Anzahlkonzentration von $N_{3\text{-}5} \geq 100$ #/cm^3 für Nukleationsmodepartikel mit Durchmessern im Intervall $3 \leq D_p \leq 5$ nm. Aus diesen Befunden geht klar hervor, daß die Partikelneubildungswahrscheinlichkeit nichtlinear mit der Zunahme des turbulenten Wärmeflusses, der Varianz der Vertikalgeschwindigkeit (als Maß für die turbulente kinetische Energie der Strömung) sowie der Standardabweichung der Temperatur zunimmt.

Im Rahmen der Meßkampagne SATURN („*S*trahlung, vertikaler *A*ustausch, *TUR*bulenz und Partikel-*N*eubildung, Melpitz (Sachsen), 27. Mai – 14. Juni 2002) demonstrierten Stratmann u. a. (2003) erstmalig den erfolgreichen Einsatz einer Fesselballon-Plattform zur simultanen Messung von Vertikalprofilen der UCN-Anzahlkonzentration, meteorologischer Parameter sowie von Turbulenzgrößen in der konvektiven Grenzschicht. Anhand einer Fallstudie aus dem SATURN-Datensatz werteten Siebert u. a. (2004) die Fesselballon-Profilmessungen während des Aufstieges am 30. Mai 2006, 06:18-06:38 UTC im Detail aus. Abb. 2a zeigt das Vertikalprofil der potentiellen Temperatur Θ und der zugehörigen Standardabweichung σ_Θ, in Abb. 2b ist die absolute Feuchte a und zugehörige Standardabweichung σ_a dargestellt und in Abb. 2c die Anzahlkonzentration von Aerosolpartikeln mit Durchmessern $D_p \geq 10$ nm (N_{10}) sowie die Anzahlkonzentration von Aerosolpartikeln mit Durchmessern $5 \leq D_p \leq 10$ nm ($N_{5\text{-}10}$). Der Profilverlauf in Abb. 2a entspricht der bekannten Struktur der konvektiven Grenzschicht. Die untersten 300 m (Schicht [a–i]) sind superadiabatisch geschichtet (leichte Abnahme der potentiellen Temperatur mit der Höhe). Die Mischungsschicht war durch eine etwa 30 m mächtige Inversion (unterer Teil der Schicht [a–ii]) mit einem Temperatursprung von 0.6 K begrenzt. Der obere Teil der Schicht [a–ii] war wiederum leicht labil geschichtet. Darüber befand sich eine zweite Inversion (Schicht [a–iii]) mit einer vertikalen Mächtigkeit von 50 m und einem Temperaturanstieg von 0.9 K. Während die Schicht [a–iv] eine nahezu neutrale Schichtung aufwies, war die Residualschicht [a–v] schwach stabil geschichtet.

Die gleiche Struktur, die im Profil von Θ beobachtet wurde, konnte auch im Profil der absoluten Feuchte *a* (Abb. 2b) festgestellt werden. Die absolute Feuchte war im oberen Teil der Mischungsschicht nahezu höhenunabhängig. Durch die Oberflächenbeschaffenheit wurde hingegen in den untersten 100 m eine erhöhte absolute Feuchte gemessen (feuchtes Grasland, kleine Gräben). Im Bereich der beiden Temperaturinversionen (jeweils unterer Teil der Schichten [a–ii] und [a–iii]) nahm die absolute Feuchte von 8 auf 7 g m^{-3} bzw. von 7.3 auf 6.3 g m^{-3} ab. Dort wurde jeweils ein Maximum der Standardabweichung σ_a festgestellt. In Abb. 2c sind die zugehörigen Profile der Partikelanzahlkonzentrationen N_{10} und $N_{5\text{-}10}$ zu sehen. In der Mischungsschicht [a–i] sind beide Profile gut mit den Beobachtungen der absoluten Feuchte korreliert, wobei ein lokales Maximum von N_{10} und $N_{5\text{-}10}$ in einer Höhe von ca. 100 m auftritt. Während das Profil von N_{10} auch in den darüberliegenden Schichten in seinem Grundmuster dem Profil der absoluten Feuchte folgt, nimmt die Größe $N_{5\text{-}10}$ in der Übergangsregion ([a–ii], [a–iii] und [a–iv]) zwischen der Mischungsschicht [a–i] und der Residualschicht [a–v] sehr rasch zu. In der Nähe der beiden Temperaturinversionen (unterer Bereich von [a–ii] und [a–iii]) wurden Maximalwerte von $[N_{5\text{-}10}]_{\max} \sim 630$ cm^{-3} beobachtet. In der Residualschicht war $N_{5\text{-}10}$ nahezu null, d.h. es wurden keine UCN beobachtet. N_{10} nahm hier nur leicht auf die Werte der Hintergrundkonzentration ab.

Zusammenfassend zeigten die Beobachtungen eine signifikante Erhöhung der UCN-Anzahlkonzentration in der Nähe der Inversion. Unter den Bedingungen einer konvektiven Grenzschicht können auftriebsinduzierte Thermale in die Inversionsschicht eindringen und dort zu einer effektiven Einmischung („Entrainment“) potentiell wärmerer Luftmassen von oberhalb der Inversion in die darunterliegenden Schichten führen. Damit einhergehen hohe Fluktuationen in den Werten der potentiellen Temperatur und der absoluten Feuchte. Aufgrund der Tatsache, daß die hohen Werte von $N_{5\text{-}10}$ ein lokales Maximum in der Nähe der Inversion aufwiesen, schlußfolgerten Siebert u. a. (2004), daß die beobachteten UCN das Ergebnis einer Partikelneubildung in der Inversionsregion (*in situ*-Bildung) war und nicht etwa vom Boden her gegen ihren mittleren Gradienten transportiert wurden. Simultan zur signifikanten Erhöhung der UCN-Konzentration in der Nähe der Inversion wurde auch eine Erhöhung der UCN-Konzentration am Boden beobachtet. Diese Beobachtungen stehen in qualitativer Übereinstimmung mit den Befunden von Easter und Peters (1994). Diese Autoren prognostizierten eine signifikante Erhöhung der Nukleationsrate unter den Bedingungen hoher Temperatur- und Feuchtefluktuationen, wie sie gerade in der Nähe der Grenzschichtinversion gefunden werden. Von Hellmuth und Helmert (2002) sowie von Hellmuth (2006a–d)

wurde eine konzeptionelle Studie durchgeführt, um diesen Sachverhalt mit einem Säulenmodell nachzubilden und zu interpretieren.

3.3 Mischungsinduzierte Erhöhung der Nukleationsrate

Aus der Synoptik ist bekannt, daß durch Mischung unterschiedlicher Luftmassen Nebel entstehen kann. Bei der turbulenten Mischung zweier untersättigter Luftmassen mit unterschiedlichem Wasserdampfpartialdruck und unterschiedlicher Temperatur kann der Wasserdampfpartialdruck der Mischluft unter gewissen Bedingungen höher sein als der der Temperatur der Mischluft entsprechende Gleichgewichts- oder Sättigungsdampfdruck. In diesem Fall kommt es zur Übersättigung und damit zu einem Phasenübergang. Ursache für dieses Verhalten ist die nichtlineare Abhängigkeit des Gleichgewichtsdampfdruckes von der Temperatur[14] (siehe Abb. 3).

Unter Verwendung eines klassischen Modells der Binärnukleation von Wasserdampf und Schwefelsäure wurde von Nilsson und Kulmala (1998) im Rahmen einer konzeptionellen Studie demonstriert, wie die Nukleationsrate durch Mischung zweier Luftmassen mit unterschiedlicher Temperatur und relativer Feuchte erhöht werden kann.

Für die Nukleationsrate kann man die Gültigkeit der folgenden Ungleichung zeigen:

$$\overline{J(T,RH)} > J(\overline{T},\overline{RH})$$

Die mit einem Querstrich versehenen Größen stellen gemittelte Werte dar. Eine mischungsinduzierte Erhöhung der Nukleationsrate wird durch große Temperatur- und Feuchtegradienten begünstigt. Beispiele hierfür sind in Tab. 1 aufgeführt. Günstige Bedingungen für die Partikelneubildung finden sich jedoch auch in der Nähe des Strahlstromes („Clear Air"-Turbulenz, CAT), im Amboßbereich von Cumulonimben („Detrainment"-Schicht) und an Kaltfronten.

14 Bohren und Albrecht (1998, S. 324) ist folgende Fußnote zu verdanken: „In 1784, the eminent Scottish geologist James Hutton (b., Edinburgh, Scotland, 1726; d. 1797) presented a paper on his theory of rain to the Royal Society of Edinburgh. Solely on the basis of the existence of clouds formed on breath in cold weather, Hutton deduced the shape of the curve of saturation vapor pressure (that he called the ‚dissolving power' of air) versus temperature. Whereas we explained mixing clouds as resulting from the shape of the Clausius-Clapeyron equation, Hutton reasoned in the opposite direction. This was a remarkable achievement. But he went too far by invoking mixing as the fundamental cause of rain and snow. Such was his reputation that this theory of rain prevailed for nearly 50 years until it was demolished by Luke Howard in 1833. And, as so often happens, one monolithic theory was replaced by another. Nature, however, often takes more than one path to the same end."

Meteorologische Bedingungen	**ΔT [K]**	**ΔRH [%]**
Bodennahe Strahlungsinversion mit Nebel	5	40
Wolkenobergrenzeninversion	8	60
Advektionsnebel	6	37
Leewellen mit Rotorwolken	7	k. A.
Wolkenrollen	4.5	70
Cumulus-Wolken	4	25
Schwere lokale Gewitter	k. A.	50
Offenes Meereis	bis > 30	k. A.
Seewindfronten	2	15

Tab. 1: Atmosphärische Bedingungen, die das Auftreten großer Differenzen der Temperatur (T) und relativen Feuchte (RH) über kurze Entfernungen begünstigen (für Referenzen zu den angegebenen Beobachtungen siehe Tab. 1 in Kulmala und Nilsson, 1998; k. A = keine Angaben) (Nilsson und Kulmala, 1998, Tabelle 1; Copyright 1998 American Geophysical Union [AGU]; Verwendung mit freundlicher Genehmigung der AGU).

Abb. 4 enthält eine schematische Darstellung der Mechanismen, die zu einer Erhöhung der Binärnukleationsrate führen können (nach Nilsson und Kulmala, 1998). Im linken oberen Teil der Abbildung ist die Erhöhung der Binärnukleationsrate J durch Mischung zweier benachbarter Luftpakete mit unterschiedlicher Anfangstemperatur T, relativer Anfangsfeuchte RH und relativer Anfangsazidität RA dargestellt. In der Abbildung ist weiterhin zu sehen, wie innerhalb eines einzelnen Turbulenzelementes geeignete Übersättigungsbedingungen für eine Erhöhung der Binärnukleationsrate geschaffen werden können: (i) durch vertikale Massenumlagerung und eine damit einhergehende Vermischung von feucht-kühler mit trocken-warmer Luft in der gesamten konvektiven Grenzschicht (konvektive Thermale, „large eddies“); (ii) durch kleinskalige turbulente Fluktuationen oder (iii) durch Variationen der thermodynamischen Bedingungen in Verbindung mit atmosphärischen Wellen.

Für die Parametrisierung der mischungsinduzierten Erhöhung der Nukleationsrate in meso- und makroskaligen Modellen entwickelten Nilsson und Kulmala (1998) folgenden Ausdruck für die mittlere Nukleationsrate $\overline{J}$ in Abhängigkeit von der Temperaturdifferenz ΔT (Temperatur des warmen Luftpaketes minus Temperatur des kalten Luftpaketes) und der Feuchtedifferenz ΔRH (relative Feuchte des kalten Luftpaketes minus relative Feuchte des warmen Luftpaketes) zwischen zwei Luftpaketen:

$$\overline{J} = J_0 \cdot 10^{k\left(\frac{\Delta RH}{100}\right)^m + l\Delta T^n + kl\left(\frac{\Delta RH}{100}\Delta T\right)^{\frac{mn}{10}}}$$

Hierin ist J_0 die Binärnukleationsrate für $\Delta T = 0$ und $\Delta RH = 0$. Für die Anstiegsparameter k und l sowie die Krümmungsparameter m und n geben die Autoren verschiedene Look-up-Tabellen an. Ebenfalls mitgeteilt wird eine Bestimmungsvorschrift für J_0. Für $\Delta T = 8$ K und $\Delta RH = 60$ % wird die Nukleationsrate nach dieser Beziehung um zwei bis drei Größenordnungen erhöht.

Nach Nilsson u. a. (2000) können atmosphärische Wellen die Binärnukleationsrate um bis zu fünf Größenordnungen erhöhen. Ursache hierfür ist der stark nichtlineare Effekt, den zeitliche Fluktuationen der Temperatur und des Wasserdampfdruckes auf die Nukleationsrate haben. Die Wellenamplitude wurde als der entscheidende Wellenparameter für die Bestimmung der mittleren Nukleationsrate identifiziert. Die Autoren entwickelten folgende Parametrisierung für die welleninduzierte Erhöhung der Nukleationsrate:

$$\overline{J} = J_0 \cdot 10^{k\Delta T_A} = J_0 \cdot 10^{k\Gamma_d \Delta z_A}$$

Hierin bezeichnet J_0 die Binärnukleationsrate bei mittleren Bedingungen und bei Abwesendheit von Wellenbewegungen, Δz_A ist die geometrische Wellenamplitude in [m] und ΔT_A die thermische Wellenamplitude in [K] bei Annahme trockenadiabatischer Zustandsänderungen, wobei Γ_d der trockenadiabatische Temperaturgradient ist. Für den Anstiegsparameter k geben Nilsson u. a. (2000) folgende Werte an: $k = 0.2$ für die obere Troposphäre, $k = 1.0$ für die subtropische maritime Grenzschicht, $k = 0.5$ für die mittlere Troposphäre und die arktische Grenzschicht. Für eine Temperaturamplitude von $\Delta T_A = 5$ K wurden Erhöhungen der Nukleationsrate um eine bis fünf Größenordnungen gefunden.

Khosrawi und Konopka (2003) untersuchten die mischungsinduzierte Erhöhung der Binärnukleationsrate in der Tropopausenregion. Abb. 5 zeigt die Erhöhung der Nukleationsrate durch Mischung zweier Luftpakete in Abhängigkeit von der Temperaturdifferenz ΔT und der Differenz der relativen Feuchte ΔRH zwischen beiden Luftpaketen zum Zeitpunkt des Beginns der Mischung. Die Größenordnung der Erhöhung der Nukleationsrate $\Delta \log J$ ergibt sich aus der Differenz zwischen dem Logarithmus der Nukleationsrate im gemischten Luftpaket J_3 und dem Logarithmus der Nukleationsrate im ungemischten Referenzzustand (J_1=10^3 $m^{-3}s^{-1}$) ($\Delta \log J = \log J_3 - \log J_1$). Da-

nach kann die Nukleationsrate gegenüber dem Referenzzustand um bis zu fünf Größenordnungen ansteigen.

3.4 Erhöhung der Nukleationsrate durch turbulente Fluktuationen

Für eine Exponentialfunktion (z.B. Boltzmanns Wahrscheinlichkeitsverteilung, Nukleationsrate, Clausius-Clapeyron-Gleichung, Arrhenius-Temperaturabhängigkeit der Reaktionsrate in der chemischen Kinetik), deren unabhängig veränderliche Variable x entsprechend dem Reynoldsschen Dekompositions- und Mittelungsansatz durch die Summe aus ihrem Mittelwert und einer turbulenten Fluktuation dargestellt wird, kann man das Verhältnis der mittleren Funktion zur Funktion des Mittelwertes E^* wie folgt abschätzen:

$$y(x) = a\exp(b/x), \qquad x = \bar{x} + x', \qquad E^* = \frac{\overline{y(x)}}{y(\bar{x})} \approx 1 + \frac{b^2}{2}\left(\frac{\overline{x'^2}}{\bar{x}^4}\right) \geq 1$$

Die turbulenten Fluktuationen führen dazu, daß der Mittelwert der Funktion größer ist als die Funktion des Mittelwertes. Je nach Anzahl der unabhängig veränderlichen Variablen (Systemparameter) in einer verallgemeinerten Funktion dieses Typs ergeben sich bei Anwendung des Mittelungsalgorithmus funktionale Zusatzterme, die – je nach zugelassenem Trunkationsfehler – auch Varianzen und Kovarianzen der unabhängig veränderlichen Variablen enthalten. In diesem Fall sind neben den Mittelwerten (statistische Momente 1. Ordnung) auch probabilistische Elemente (statistische Momente höherer Ordnung) zu berücksichtigen.

Mit dem Reynoldsschen Dekompositions- und Mittelungsansatz ist nicht die Art und Weise der Mittelung festgelegt. Je nach Fragestellung wird es sich hierbei um eine zeitliche, räumliche oder eine Ensemble-Mittelung handeln. Unter den Bedingungen der Homogenität und Stationarität der Turbulenz sind das zeitliche, das räumliche und das Ensemble-Mittel identisch (Ergoden-Hypothese) (Stull, 1988, S.35–37).

Die gemittelte Nukleationsrate kann unter gewissen Bedingungen stark von der Nukleationsrate bei mittleren Bedingungen abweichen (z. B. Easter und Peters, 1994; Lesniewski u. a., 1995; Andronache u. a., 1997; Kortsenstein und Samuilow, 1999; Shaw, 2004; Housiadas u. a., 2004; Lauros u. a., 2006).

Unter Berücksichtigung realistischer Temperatur- und Feuchtefluktuationen, wie sie in der Planetaren Grenzschicht zu erwarten sind, geben Easter

und Peters (1994, Abb. 6) für homogene binäre Nukleation einen Erhöhungsfaktor E^* von bis zu 10^2 an.

Unter Verwendung von Flugzeugmessungen während des Feldexperimentes PEM-West B (Pacific Exploratory Mission in the western Pacific Ocean, Phase B, Februar – März 1994) verglichen Andronache u. a. (1997) zeitlich gemittelte Binärnukleationsraten[15] mit entsprechenden Nukleationsraten als Funktion zeitlich gemittelter Inputparameter[16] für verschiedene geografische Breiten (Abb. 6). Die größten Nukleationsraten wurden in mittleren Breiten festgestellt und waren dort mehr oder weniger gleichmäßig über die gesamte Troposphäre verteilt (Abb. 6c). In den Subtropen wurden große Werte für J bei Verwendung von gemittelten Inputparametern sowie für die arithmetisch gemittelte Nukleationsrate auch in der Grenzschicht beobachtet (Abb. 6b). In den Tropen wurden hingegen sehr geringe Nukleationsraten ($J < 10^{-1}$ cm^{-3}s^{-1}) über die gesamte Troposphäre festgestellt (Abb. 6a). In den Bereichen, in denen die Nukleationsrate zu sehr geringen Werten tendierte (z. B. tropische Grenzschicht und tropische mittlere Troposphäre sowie subtropische mittlere Troposphäre) wurden allerdings sehr große Unterschiede zwischen den unterschiedlich gemittelten Nukleationsraten beobachtet. Die auf der Grundlage von Zeitreihen erzielten Ergebnisse demonstrieren die bedeutende Rolle, die natürliche Fluktuationen für die homogene Nukleation in der Atmosphäre spielen. Die festgestellten Unterschiede reflektieren zum einen die Nichtnormalverteiltheit der physikochemischen Variablen und zum anderen die nichtlineare Abhängigkeit der Nukleationsrate von diesen Parametern.

Im Ergebnis der Mittelung der physikalischen Bilanzgleichungen[17], die Eulerschen Modellen der atmosphärischen Dynamik zugrunde liegen, treten gegenüber den ungemittelten Ausgangsgleichungen zusätzliche Korrelationsprodukte auf, die parametrisiert werden müssen. Bzgl. der zu simulierenden Phänomene ist hierbei zwischen grid- und subgridskaligen Strukturen[18] zu unterscheiden, wobei die zusätzlich auftretenden Korrelationsprodukte den Einfluß subgridskaliger Phänomene widerspiegeln. Die sogenannte „cut off"-Wellenlänge des Modelles legt die Grenze zwischen den entsprechenden

15 Es wurden Mittelwerte aus Zeitreihen der Nukleationsrate berechnet, wobei die Nukleationsraten jeweils als Funktion der gemessenen Temperatur und Feuchte sowie der abgeleiteten Schwefelsäurekonzentration bestimmt wurden.

16 Die Nukleationsraten wurden hierbei als Funktion der zeitlich gemittelten Temperatur, Feuchte und Schwefelsäurekonzentration bestimmt.

17 Hierbei handelt es sich um die Erhaltungssätze für die Energie (I. Hauptsatz), die Masse (Kontinuitätsgleichung) und den Impuls (Navier-Stokes-Gleichungen), die je nach Fragestellung ergänzt werden durch Bilanzgleichungen für Aerosole, Hydrometeore, chemisch reaktive Spezies usw.

Längenskalenbereichen fest. Bei Kenntnis der gridskaligen Größen für Temperatur, Feuchte und Azidität kann die Nukleationsrate in jedem Modellgitterpunkt als Funktion der gemittelten Inputparameter berechnet werden. Durch die Nichtlinearität ist die so ermittelte Nukleationsrate jedoch nicht identisch mit der unter Zugrundelegung des Reynoldsschen Dekompositions- und Mittelungsansatzes bestimmten mittleren Nukleationsrate.

In dreidimensionalen Eulerschen Gitterpunktsmodellen repräsentiert der Mittelungsoperator im Allgemeinen eine raumzeitliche Mittelung über das Volumen einer Gitterzelle und den Integrationszeitschritt. Unter Annahme der Gültigkeit der Ergoden-Hypothese kann der raumzeitliche Mittelungsoperator durch den Ensemblemittelungsoperator ersetzt werden. Dessen Anwendung setzt die Kenntnis der Auftrittswahrscheinlichkeit der verschiedenen Systemzustände im Gittervolumen über die Zeitdauer eines Integrationsschrittes voraus. Mit der Wahl einer geeigneten, in der Regel mehrdimensionalen Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion[19], deren Form und Parameter u. a. vom Turbulenzzustand abhängt, kann das Parametrisierungsproblem auf die Prognose der Parameter dieser Verteilung (statistische Momente erster und höherer Ordnung) reduziert werden (siehe Schema in Abb. 7). Die Ordnung der entweder diagnostisch oder prognostisch zu ermittelnden statistischen Momente hängt von der gewählten Turbulenzschließung des Modells ab und ist durch die verfügbare Rechenkapazität nach oben begrenzt.

In Weiterentwicklung einer auf Easter und Peters (1994) zurückgehenden Idee wurde von Hellmuth und Helmert (2002) ein Turbulenzmodell mit diagnostischen Bestimmungsgleichungen für die turbulente kinetische Energie

18 Als *gridskalige Strukturen* werden solche Phänomene bezeichnet, die explizit vom Modell aufgelöst werden können. Hierbei handelt es sich um meteorologische Phänomene, deren charakteristische Längenskala mindestens dem Doppelten der Modellgitterweite entspricht und deren Zeitskala entsprechend größer ist als der Integrationszeitschritt. Beispielsweise erfordert die Auflösung einer Welle mit der Wellenlänge 2π eine Modellgitterweite der Länge π oder kleiner. Demgegenüber sind *subgridskalige Strukturen* vom Modell nicht explizit auflösbar. Hierbei handelt es sich um Phänomene mit charakteristischen Längen- und Zeitskalen, die geringer sind als die Modellgitterweite bzw. der Integrationszeitschritt. Subgridskalige Phänomene, zu denen kleinskalige Turbulenz sowie sämtliche Arten von Phasenübergängen zählen, dürfen entweder aufgrund ihrer Anteile am Energiespektrum (Grenzschichtturbulenz) oder wegen ihrer Triggerwirkung bzw. des „Memory"-Effektes (bei Phasenumwandlungen) nicht vernachlässigt werden. Sie sind Gegenstand der *Parametrisierung*, worunter die physikalische Darstellung subgridskaliger Prozesse durch gridskalige Parameter zu verstehen ist.

19 Die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion geht als *a priori*-Information in den Parametrisierungsansatz ein. Sie ist entweder durch einen *ad hoc*-Ansatz zu spezifizieren oder empirisch zu ermitteln (Grobstruktursimulationen, *in situ*-Messungen, *Remote Sensing*-Verfahren).

sowie die Temperatur- und Feuchtevarianz entwickelt, welches die Ermittlung der mittleren Nukleationsrate unter Verwendung der Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion nach dem in Abb. 7 skizzierten Verfahren gestattet. Für die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion wurde eine dreidimensionale Gauß-Verteilung verwendet. Neben den Erwartungswerten für Temperatur, Feuchte und Schwefelsäurekonzentration wurden auch sämtliche Varianzen und Kovarianzen dieser Größen berücksichtigt. In Abb. 8 ist der dekadische Logarithmus des Quotienten aus der mittleren Nukleationsrate und der Nukleationsrate bei mittleren Bedingungen (Isolinien = Term E in Abb. 7) in Abhängigkeit vom Variationskoeffizienten für die Temperatur und dem für das Wasserdampfmischungsverhältnis für unterschiedliche Temperatur-Feuchte-Kovarianzen dargestellt. Gegenüber dem Ansatz von Easter und Peters (1994) wurden hierbei auch Fluktuationen der Azidität zugelassen, wobei als Näherung angenommen wurde, daß der Variationskoeffizient für das Schwefelsäuremischungsverhältnis identisch ist mit jenem für das Wasserdampfmischungsverhältnis. Für die Berechnungen wurde eine Parametrisierung der Nukleationsrate nach Liu u. a. (2001, Glg. (21)) verwendet:

$$J = \exp\left\{ 12.9 \ln\left(\left[H_2SO_4 \right]\right) + 26 \ln\left(RH \right) - 216 + \frac{2.8 \cdot 10^4}{T} \right\}$$

Hierin ist J die Nukleationsrate in [$cm^{-3}s^{-1}$], T die Temperatur in [K], RH die relative Feuchte in [%] und [H_2SO_4] die Schwefelsäurekonzentration in [pptv] (parts per trillion by volume). In dieser Parametrisierung wurde implizit eine Ammoniakkonzentration von 0.5 pptv angenommen[20]. Eine ausführliche Darstellung der Modellgleichungen sowie der verwendeten Approximationen ist in Hellmuth und Helmert (2002) zu finden.

Abb. 8a zeigt die zu erwartende turbulenzinduzierte Erhöhung der Nukleationsrate in der Prandtlschicht (positive Korrelation von Temperatur- und Feuchtefluktuationen), Abb. 8b zeigt die analoge Darstellung der Verhältnisse an der Obergrenze der Mischungsschicht bzw. in der Entrainmentschicht (Antikorrelation von Temperatur- und Feuchtefluktuationen). Die Ergebnisse zeigen, daß die Temperatur-Feuchte-Kovarianz einen großen Einfluß auf die gemäß Abb. 7 bestimmte Funktion E hat. Unter den angegebenen Bedingungen beträgt die turbulenzinduzierte Erhöhung der Nukleationsrate in der

20 Bei diesem Ausdruck handelt es sich um eine Ternärnukleationsrate, bei der die Ammoniakkonzentration jedoch nicht explizit als Variable in Erscheinung tritt. Von seiner Grundstruktur her ist der Ausdruck identisch mit der von Liu u. a. (2001, Glg. (3)) angegebenen Parametrisierungsformel für die Binärnukleationsrate.

Prandtlschicht etwa zwei bis vier Größenordnungen, in der Entrainmentschicht etwa vier bis sechs Größenordnungen. Während die Nukleationsrate bei mittleren Bedingungen praktisch kein Nukleationsereignis anzeigt ($J_0 < 1$ cm^{-3} s^{-1}), liefert die mittlere Nukleationsrate ein sehr deutliches Nukleationssignal.

Abb. 9 zeigt einige Ergebnisse einer konzeptionellen Studie mit dem Modell von Hellmuth und Helmert (2002) zum Einfluß der subgridskaligen Turbulenz auf die Nukleationsrate in der konvektiven Grenzschicht. Das Vertikalprofil der potentiellen Temperatur Θ und der zugehörigen Standardabweichung σ_Θ (Abb. 9a) sowie das Vertikalprofil des Wasserdampfmischungsverhältnisses q_1 und seiner Standardabweichung σ_{q1} (Abb. 9b) spiegeln das typische Grundmuster der konvektiven Grenzschicht gut wider (superadiabatische Prandtlschicht, neutrale Mischungsschicht, stabil geschichtete Entrainmentschicht). In der Prandtl- und Entrainmentschicht ist die Turbulenz erhöht. In Abb. 9c sind die Vertikalprofile des dekadischen Logarithmus der Nukleationsrate als Funktion der mittleren Bedingungen $\log_{10} J(\langle X\rangle)$, der Logarithmus der mittleren Nukleationsrate $\log_{10} \langle J(X)\rangle$ sowie das Verstärkungsverhältnis $E = \log_{10} \langle J(X)\rangle / J(\langle X\rangle)$ dargestellt. Es zeigt sich, daß die turbulenzinduzierte Erhöhung der Nukleationsrate auf bis zu fünf Größenordnungen an der Obergrenze der Mischungsschicht anwächst. Dieser Befund steht zumindest qualitativ in Übereinstimmung mit *in situ*-Messungen von Stratmann u. a. (2003) sowie Siebert u. a (2004), die einen ersten direkten Beweis dafür lieferten, daß die Entrainmentzone ein bevorzugter Bereich für die Neubildung von Partikeln in der konvektiven Grenzschicht ist.

Lauros u. a. (2006) entwickelten folgenden speziellen Ansatz für die turbulenzinduzierte Erhöhung der Binärnukleationsrate:

$$\overline{J(T,q,c)} = f \cdot J(\overline{T}, \overline{q}, \overline{c}) \geq J(\overline{T}, \overline{q}, \overline{c})$$

$$f = 10^{\sum_{i=1}^{3} a_i} \quad ; \quad a_i = m_{i,1} \cdot \left(\frac{10^{m_{i,2}} \cdot \overline{T}^{m_{i,3}} - m_{i,4}}{\overline{c}^{m_{i,5}} \cdot \overline{q}^{m_{i,6}}} \right) \cdot \sigma_T^{l_1} \cdot \sigma_q^{l_2} \cdot r_{Tq}^{l_4}$$

Hierin bezeichnen die Variablen $\overline{T}, \overline{q}, \overline{c}$ die mittleren Größen der Temperatur in [K], der spezifischen Feuchte in [g/kg] und der Schwefelsäurekonzentration in [cm^{-3}], σ_T und σ_q sind die Standardabweichungen der Temperatur und Feuchte, und r_{Tq} ist der Temperatur-Feuchte-Korrelations-

koeffizient. Die Parameter m_i, $i = 1,\ldots,6$ sowie l_1, l_2, l_4 wurden mit Hilfe von Monte-Carlo-Simulationen ermittelt (siehe Tab. 1 in Lauros u. a., 2006). Die Autoren konnten in früheren Arbeiten gewonnene Befunde bzgl. der Größenordnung der zu erwartenden Verstärkungseffekte bestätigen und gaben die genauen Bedingungen an, unter denen mit signifikanten Auswirkungen der Turbulenz auf die Nukleationsrate zu rechnen ist. Es wurde gezeigt, daß die mischungs- und turbulenzinduzierte Erhöhung der Nukleationsrate in der unteren Troposphäre von größerer Bedeutung ist als in der oberen Troposphäre.

Von Hellmuth (2006a–d) wurde ein Säulenmodell (TOPCAM – *T*hird *O*rder *P*BL *C*hemistry *A*erosol *M*odel, PBL – Planetary Boundary Layer) vorgestellt, das eine prognostische Bestimmung von statistischen Momenten meteorologischer, physikochemischer und aerosoldynamischer Größen bis zur 3.Ordnung gestattet. Es bleibt weiteren Untersuchungen vorbehalten, mit diesem Modell den Einfluß subgridskaliger Fluktuationen auf die Nukleationsrate unter Verwendung der vorstehend genannten Parametrisierungsansätze zu evaluieren.

4. Zusammenfassung

Die verschiedenen, im vorliegenden Übersichtsartikel diskutierten theoretischen Überlegungen, experimentellen Befunde und Parametrisierungsansätze können wie folgt zusammengefaßt werden:

1. Die Partikelneubildung aus gasförmigen Vorläufersubstanzen ist ein wichtiger Quellprozeß in der atmosphärischen Aerosolbilanz und bislang noch nicht vollständig verstanden.
2. Die homogene Nukleation stellt einen Spezialfall der Keimbildung in metastabilen Systemen dar, in denen es zur Ausbildung von bi- oder multistabilem Verhalten kommt. Eine solche Eigenschaft kann zur Entstehung dissipativer Strukturen führen und ist als Vorstufe zur Ausbildung eines physikalischen Gedächtnisses in thermodynamischen Systemen anzusehen. Daher sind Keimbildungsvorgänge über den Rahmen der hier behandelten speziellen Fragestellung hinaus von grundsätzlichem Interesse für die Evolutionstheorie. Die Beschreibung eines Systems, das Verzweigungen aufweist – wie die hier betrachteten Phasenänderungen – erfordert sowohl deterministische als auch probabilistische Elemente. In der Nähe von Verzweigungspunkten spielen Schwankungen eine wesentliche Rolle und bestimmen den Zweig, auf dem sich das System weiterbewegen wird.
3. Trotz zahlreicher Unsicherheiten im Detailverständnis herrscht weitestgehend Konsens darüber, daß gasförmige Schwefelsäure eine Schlüsselrolle

im atmosphärischen Nukleationsprozeß spielt. Dementsprechend wird in zahlreichen meso- und makroskaligen atmosphärischen Modellen zur Simulation der Aerosoldynamik die Binärnukleation aus Wasserdampf und gasförmiger Schwefelsäure als ein Elementarprozeß der Partikelneubildung berücksichtigt. Die von der klassischen Nukleationstheorie vorhergesagten Nukleationsraten sind im Allgemeinen durch theoretische oder halbempirische Korrekturterme an Referenzbeobachtungen anzupassen.

4. Aufgrund der Nichtlinearität der Nukleationsrate können turbulente Fluktuationen sowie Mischungsprozesse in Verbindung mit konvektiven Thermalen und atmosphärischen Wellenbewegungen zu einer Erhöhung der Nukleationsrate um mehrere Größenordnungen führen. Inversionen sind aufgrund der erhöhten Turbulenz bevorzugte Bereiche der Partikelneubildung.
5. Für Anwendungen in meso- und makroskaligen Modellen der atmosphärischen Dynamik gibt es Parametrisierungsansätze, welche eine Abschätzung der mischungs- und turbulenzinduzierten Erhöhung der Nukleationsrate als Funktion gridskaliger Vorhersagegrößen gestatten („enhancement ratio“). Mit Hilfe solcher Ansätze können signifikante Partikelneubildungsereignisse besser oder überhaupt erst erfaßt werden, die bei der direkten Berechnung der Nukleationsrate als Funktion mittlerer Größen entweder gar nicht erfaßt oder völlig unterschätzt werden. Aufgrund der Triggerwirkung von Phasenumwandlungen und des damit einhergehenden Erinnerungsvermögens des atmosphärischen Systems muß diesem Umstand in geeigneter Weise Rechnung getragen werden.
6. Unter Zugrundelegung der Ergoden-Hypothese kann der Einfluß subgridskaliger Fluktuationen auf die ensemblegemittelte Nukleationsrate mit einem allgemeinen Ansatz in dynamischen Atmosphärenmodellen berücksichtigt werden. Die Auswahl eines geeigneten Modells für die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion kann prinzipiell unter Verwendung von Beobachtungsdaten erfolgen. Der hier vorgestellte Ansatz kann auch auf andere in dynamischen Modellen der Atmosphäre zu berücksichtigende Phasenänderungen (z.B. homogene und heterogene Eisnukleation, Deliqueszenz von kleinen löslichen Partikeln, Filmbildung an unlöslichen Partikeln) angewendet werden.

Danksagung

Mein besonderer Dank gilt Prof. K. Bernhardt, Hochschullehrer und Leiter des ehemaligen Bereiches Meteorologie und Geophysik der Sektion Physik

der Humboldt-Universität zu Berlin, für die sehr gute naturwissenschaftliche Ausbildung und wissenschaftlich produktive Atmosphäre, die ich – wie viele andere vor, aber nur wenige weitere nach mir – am Friedrichshagener Institut genießen durfte. Unter seiner Leitung hatte die Gewährleistung der höchstmöglichen Qualität in Forschung und Lehre stets die oberste Priorität. Dank gilt auch den unter seiner Leitung tätig gewesenen Hochschullehrern und Honorardozenten, die in verschiedener Weise in die Lehre involviert waren. Für die Gelegenheit, die Arbeiten zur atmosphärischen Partikelneubildung auf dem X. Workshop „Nucleation Theory and Applications" am Bogoliubov-Institut für theoretische Physik in Dubna, 1.–30. April 2006, vorzustellen und zu diskutieren, sowie für die zahlreichen Anregungen, Literaturhinweise und Lehrstunden zur Verallgemeinerung der klassischen Gibbs-Theorie möchte ich mich ganz herzlich bei Dr. Jürn W. P. Schmelzer, außerordentlicher Professor für theoretische Physik, Universität Rostock und Bogoliubov-Institut für theoretische Physik Dubna, bedanken. Schließlich gebührt mein Dank Prof. W. Böhme für die editorische Bearbeitung des Manuskriptes.

Literatur

Andronache, C., Chameides, W. L., Davis, D. D., Anderson, B. E., Pueschel, R. F., Bandy, A. R., Thornton, D. C., Talbot, R. W., Kasibhatla, P. und C. S. Kiang, 1997: Gas-to-particle conversion of tropospheric sulphur as estimated from observations in the western North Pacific during PEM-West B. J. Geophys. Res., 102, 28,511–28,538.

Baidakov, V. G., 2002: Boiling-up kinetics of solutions of cryogenic liquids. In: Nucleation Theory and Applications, J. W. P. Schmelzer, G. Röpke, and V. B. Priezzhev (Eds.), Joint Institute for Nuclear Research, Dubna, 2002, S. 19–87.

Brockhaus abc Physik, R. Lenk und W. Gellert (Hrsg.), VEB F. A. Brockhaus Verlag, Leipzig, 1972.

Bohren, C. F. und B. A. Albrecht, 1998: Atmospheric Thermodynamics. Oxford University Press, 402 S.

Buzorius, G., Ü. Rannik, P. Aaalto, M. dal Maso, E. D. Nilsson, K. E. J. Lehtinen und M. Kulmala, 2003: On particle formation prediction in continental boreal forest using micrometeorological parameters. J. Geophys. Res., 108, doi:10.1029/2002JD002850.

Easters. R. C. und L. K. Peters, 1994: Binary homogeneous nucleation: Temperature and relative humidity fluctuations, nonlinearity, and aspects of new particle production in the atmosphere. J. Appl. Meteor., 33, 775–784.

Ebeling, W. und R. Feistel, 1986: Physik der Selbstorganisation und Evolution. Akademie-Verlag Berlin, 451 S.

Frenkel, Ya. I., 1946: Kinetic Theory of Liquids. Oxford University Press, Oxford.

Gibbs, J. W., 1878: On the equilibrium of heterogeneous substances. Trans. Connectitut Acad. Sci. 3, 3, 108, 343 (1875–78); siehe auch J. W. Gibbs, The Collected Works (Longmans-Green, New York, London, Toronoto, 1928), Vol. 1.

Gutzow, I. und J. Schmelzer, 1995: The Vitreous State. Thermodynamics, Structure, Rheology, and Crystallization. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 468 S.

Hellmuth, O. und J. Helmert, 2002: Parameterization of turbulence-enhanced nucleation in large scale models: Conceptual study. In: C. Borrego and G. Schayes (Eds.), Air Pollution Modeling and Its Application XV, 295–304, Kluwer Academic / Plenum Publishers, New York.

Hellmuth, O., 2004: Zur Modellierung von Gas-Aerosol-Wechselwirkungen in der planetarischen Grenzschicht. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 71, 89–119.

Hellmuth, O., 2006a: Columnar modelling of nucleation burst evolution on the convective boundary layer – First results from a feasibility study. Part I: Modelling approach. Atmos. Chem. Phys. Vol. 6, pp. 4175–4214.

Hellmuth, O., 2006b: Columnar modelling of nucleation burst evolution on the convective boundary layer – First results from a feasibility study. Part II: Meteorological characterisation. Atmos. Chem. Phys. Vol. 6, pp. 4215–4230.

Hellmuth, O., 2006c: Columnar modelling of nucleation burst evolution on the convective boundary layer – First results from a feasibility study. Part III: Preliminary results on physicochemical model performance using two “clean air mass” reference scenarios. Atmos. Chem. Phys. (Vol. 6, pp. 4231–4251.

Hellmuth, O., 2006d: Columnar modelling of nucleation burst evolution on the convective boundary layer – First results from a feasibility study. Part IV: Valuation of the simulation results in view of previous observations. Atmos. Chem. Phys. Vol. 6, pp. 4253–4274.

Housiadas, C., Y. Drossionos und M. L. Lazaridis, 2004: Effect of small-scale turbulent fluctuations on rates of particle formation. J. Aerosol Sci., 35, 545–559.

Khosrawi, F. und P. Konopka, 2003: Enhanced particle formation and growth due to mixing processes in the tropopause region. Atmos. Environ., 37, 903–910.

Kortsenstein, N. M. und E. W. Samuilow, 1999: The effect of temperature pulsations on the rate of homogeneous nucleation in vapor condensation. In: Nucleation Theory and Applications, J. W. P. Schmelzer, G. Röpke, and V. B. Priezzhev (Eds.), Joint Institute for Nuclear Research, Dubna, 1999, S. 195–207.

Kuni, F. M., Grinin, A. P. und V. B. Kurasov, 1999a: Kinetics of condensation under gradual creation of the metastable state. In: Nucleation Theory and Applications, J. W. P. Schmelzer, G. Röpke, and V. B. Priezzhev (Eds.), Joint Institute for Nuclear Research, Dubna, 1999, S. 160–193.

Kuni, F. M., Shchekin, A. K. und A. P. Grinin, 1999b: Kinetics of condensation on macroscopic solid nuclei at low dynamic vapour supersaturations. In: Nucleation Theory and Applications, J. W. P. Schmelzer, G. Röpke, and V. B. Priezzhev (Eds.), Joint Institute for Nuclear Research, Dubna, 1999, S. 208–236.

Kuni, F. M., Shchekin, A. K., Grinin, A. P. und A. I. Rusanov, 2000: Thermodynamic and kinetic foundations of the theory of micellization: 2. Direct and reverse fluxes of molecular aggregates over the activation barrier of micellization. Colloid Journal, 62, 172–178. Translated from Kolloidnyi Zhurnal, 62, 2000, 204–210.

Kuni, F. M., Sëkin, A. K. und A. P. Grinin, 2001: Teoriâ geterogennoj nukleacii v usloviâh postepennogo sozdaniâ metastabil'nogo sostoâniâ para. Usbehi fizičeskih nauk, 171, 345–385.

Lauros, J., Nilsson, E. D., Vehkamäki und M. Kulmala, 2006: Atmospheric variability and binary homogeneous nucleation: A parametrisation and conditions required for a significant effect. Atmos. Res., im Druck.

Lesniewski, T. und S. K. Friedlander, 1995: The effect of turbulence on rates of particle formation by homogeneous nucleation. Aerosol Sci. Tech., 23, 174–182.

Liu, X., D. A. Hegg and M. T. Stoelinga, 2001: Numerical simulation of new particle formation over northwest Atlantic using MM5 mesoscale model coupled with sulfur chemistry. J. Geophys. Res., 106, 9697–9715.

Möller, D., 2003: Luft. Chemie – Physik – Biologie – Reinhaltung – Recht. Walter de Gruyter, Berlin, New York, 750 S.

Nilsson, E. D. und M. Kulmala, 1998: The potential for atmospheric mixing processes to enhance the binary nucleation rate. J. Geophys. Res., 103, 1381–1389.

Nilsson, E. D., Pirjola, L. und M. Kulmala, 2000: The effect of atmospheric waves on aerosol nucleation and size distribution. J. Geophys. Res., 105, 19,917–19,926.

Prigogine, I., Vom Sein zum Werden. Zeit und Komplexität in den Naturwissenschaften. Piper & Co. Verlag, München, 261 S.

Pruppacher, H. R. und J. D. Klett, 1997: Microphysics of clouds and precipitation. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 954 S.

Rusanov, A. I., 1978: Phasengleichgewichte und Grenzflächenerscheinungen. Akademie-Verlag, Berlin, 465 S.

Schmelzer, J. W. P, 1999: Comments on curvature dependent surface tension and nucleation theory. In: Nucleation Theory and Applications, J. W. P. Schmelzer, G. Röpke, and V. B. Priezzhev (Eds.), Joint Institute for Nuclear Research, Dubna, 1999, S. 268–289.

Schmelzer, J. W. P., 2001a: Comments on the nucleation theorem. J. Coll. Interf. Sci., 242, 354–372.

Schmelzer, J. W. P., 2001b: Some additional comments on the nucleation theorem. Russian Journal of Physical Chemistry, 77, Suppl. 1, S143–S145.

Schmelzer, J. W. P., 2003: Kinetic and thermodynamic theories of nucleation. Mater. Phys. Mech., 6, 21–33.

Schmelzer, J. W. P. (Ed.), 2005: Nucleation Theory and Applications. WILEY-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA, Weinheim, 455 S.

Schmelzer, J. W. P. und V. G. Baidakov, 2001: Kinetics of condensation and boiling: Comparison of different approaches. J. Phys. Chem. B, 105, 11595–11604.

Schmelzer, J. W. P. und V. G. Baidakov, 2003: On different possibilities of a thermodynamically consistent determination of the work of critical cluster formation in nucleation theory. J. Chem. Phys., 119, 10759–19763.

Schmelzer, J. W. P. und V. G. Baidakov, 2004: Comment on „Multicomponent nucleation: Thermodynamically consistent description of the nucleation work“ [J. Chem. Phys. 120, 3749 (2004)]. J. Chem. Phys., 121, 1644–1645.

Schmelzer, J. W. P. und J. Schmelzer jn., 2000: Reconciling Gibbs and van der Waals: A new approach to nucleation theory. J. Chem. Physics, 112, 3820–3831.

Schmelzer, J. W. P. und J. Schmelzer jn., 2001: Kinetics of condensation of gases: A new approach. J. Chem. Physics, 114, 5180–5193.

Schmelzer, J. W. P. und J. Schmelzer Jr., 2003: Kinetics of bubble formation and the tensile strength of liquids. Atmos. Res., 65, 303–324.

Schmelzer, J. W. P., Abyzov, A. S. und J. Möller, 2004: Nucleation versus spinodal decomposition in phase formation processes in multicomponent solutions. J. Chem. Phys., 121, 6900–6917.

Schmelzer, J. W. P., Baidakov, V. G. und G. Sh. Boltachev, 2002: Kinetics of boiling in binary liquid-gas solutions: A new approach. In: Nucleation Theory and Applications by J. W. P. Schmelzer, G. Röpke, and V. B. Priezzhev (Eds.), Joint Institute for Nuclear Research, Dubna, 2002, S. 120–145.

Schmelzer, J. W. P., Baidakov, V. G. und G. Sh. Boltachev, 2003: Kinetics of boiling in binary liquid-gas solutions: Comparison of different approaches. J. Chem. Phys., 119, 6166–6183.

Schmelzer, J. W. P., G. Sh. Boltachev und V. G. Baidakov, 2005: Is Gibbs' thermodynamic theory of heterogeneous systems really perfect? In: Nucleation Theory and Applications by J. W. P. Schmelzer (Ed.), WILEY-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA, Weinheim, 2005, 418–446.

Schmelzer, J. W. P., Gokhman, A. R. und V. M. Fokin, 2004: Dynamics of first-order phase transitions in multicomponent systems: a new theoretical approach. J. Coll. Interf. Sci., 272, 109–133.

Schmelzer, J. W. P., Röpke, G. und V. B. Priezzhev (Eds.), 1999: Nucleation Theory and Applications. Joint Institute for Nuclear Research, Dubna, 511 S.

Schmelzer, J. W. P., Röpke, G. und V. B. Priezzhev (Eds.), 2002: Nucleation Theory and Applications. Joint Institute for Nuclear Research, Dubna, 514 S.

Schmelzer, J. W. P., Röpke, G. und V. B. Priezzhev (Eds.), 2005: Nucleation Theory and Applications. Joint Institute for Nuclear Research, Dubna, 481 S.

Seinfeld, J. H. und S. N. Pandis, 1998: Atmospheric Chemistry and Physics. From Air Pollution to Climate Change. John Wiley & Sons, Inc. New York, 1326 S.

Shaw, B. D., 2004: Asymptotic evaluation of probability density functions for mean aerosol particle formations rates by homogeneous nucleation in turbulent gas jets. J. Aerosol Sci., 35, 177–184.

Shaw, B. D., 2004: Asymptotic evaluation of probability density functions for mean aerosol particle formations rates by homogeneous nucleation in turbulent gas jets. J. Aerosol Sci., 35, 177–184.

Shchekin, A. K., Tatianenko, D. V. und F. M. Kuni, 1999: Towards thermodynamics of uniform film formation on solid insoluble particles. In: Nucleation Theory and Applications, J. W. P. Schmelzer, G. Röpke und V. B. Priezzhev (Eds.), Joint Institute for Nuclear Research, Dubna, 1999, 320–340.

Ŝëkin, A. K., Kuni, F. M. und D. V. Tat'ânenko, 2002: Termodynamika nukleacii na nerastvorimyh makroskopičeskih âdrah. Učebnoe posobie, Sankt-Peterburgskij gosudarstvennyj universitet, Sankt-Peterburg, 51 S.

Ŝëkin, A. K. und F. M. Kuni, 2002: Termodynamika nukleacii na rastvorimyh âdrah. Učebnoe posobie, Sankt-Peterburgskij gosudarstvennyj universitet, Sankt-Peterburg, 49 S.

Shchekin, A. K., Kuni, F. M., Grinin, A. P. und A. I. Rusanov, 2005: Nucleation in micellization processes. In: Nucleation Theory and Applications, J. W. P. Schmelzer (Ed.), WILEY-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA, Weinheim, 2005, 312–374.

Shchekin, K. und I. V. Shabaev, 2005: Thermodynamics and kinetics of deliquescence of small soluble particles. In: Nucleation Theory and Applications, J. W. P. Schmelzer, G. Röpke und V. B. Priezzhev (Eds.), Joint Institute for Nuclear Research, Dubna, 2005, 267–291.

Siebert, H., F. Stratmann und B. Wehner, 2004: First observations of increased ultrafine particle number concentrations near the inversion of a continental planetary boundary layer and its relation to ground-based measurements. Geophys. Res. Lett., 31, L09102, doi:10.1029/2003GL019086.

Stratmann, F., H. Siebert, G. Spindler, B. Wehner, D. Althausen, J. Heintzenberg, O. Hellmuth, R. Rinke, U. Schmieder, C. Seidel, T. Tuch, U. Uhrner, A. Wiedensohler, U. Wandinger, M. Wendisch, D. Schell und A. Stohl, 2003: New-particle formation events in a continental boundary layer: First results from the SATURN experiment. Atmos. Chem. Phys., 3, 1445–1459.

Stull, R. B., 1988: An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London (Reprint 1991), 666 S.

Tuchscherer, A., Rudolph, P.E., Ein SAS-Makro zur Erzeugung multivariat verteilter Zufallsgrößen. SAS-Anwenderhandbuch im Netz, Version 2.1 Kap. A VIII, Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg
(http://www.fbn-dummerstorf.de/de/forschung/fbs/fb2/rudolph/macromnd/start.htm, http://www.urz.uni-heidelberg.de/statistik/sas-ah/)

Uhrner, U., W. Birmili, F. Stratmann, M. Wilck, I. J. Ackermann und H. Berresheim, 2003: Particle formation at a continental background site: Comparison of model results with observations. Atmos. Chem. Phys., 3, 347–359.

van der Waals, J. D., 1900: Die Kontinuität des gasförmigen und flüssigen Zustandes. Johann-Ambrosius-Barth Verlag, Leipzig, 1899–1900, 2. Aufl.

Volmer, M., 1939: Kinetik der Phasenbildung. Verlag von Theodor Steinkopff, Dresden, 220 S.

Abbildungsverzeichnis

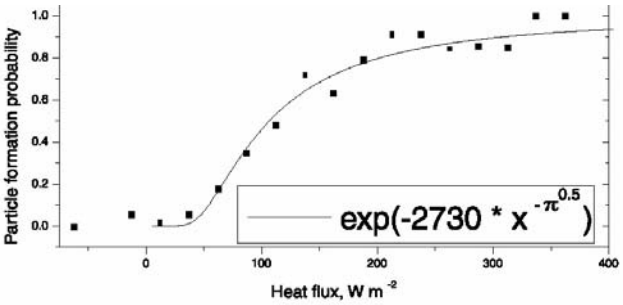


Abb. 1a

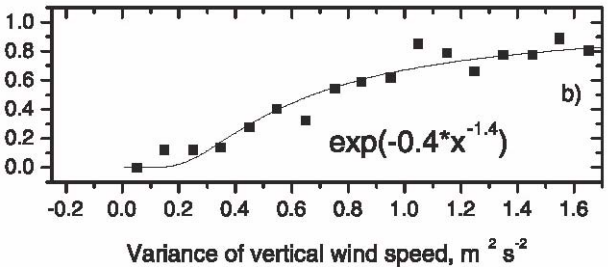


Abb. 1b

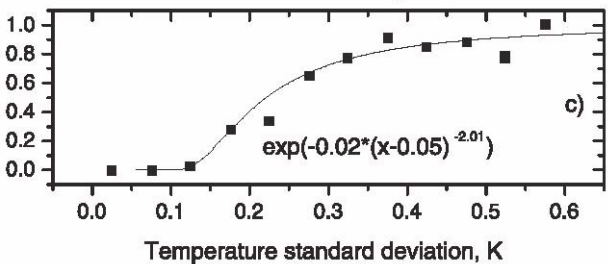


Abb. 1c

Abb. 1: Partikelneubildungswahrscheinlichkeit, bestimmt ca. 10 m über einem 13–14 hohen borealen Forstbestand (Kriterium für ein Partikelneubildungsereignis: Beobachtung von Nukleationsmodepartikeln mit Durchmessern im Intervall $3 \leq D_p \leq 5$ nm und einer zugehörigen Anzahlkonzentration $N_{3\text{-}5} \geq 100$ #/cm^3)
a) als Funktion des turbulenten Wärmeflusses; b) als Funktion der Varianz der Vertikalgeschwindigkeit; c) als Funktion der Standardabweichung der Temperatur
(Buzorius u. a., 2003, Abbildung 3 und 4; Copyright 2003 American Geophysical Union [AGU]; Reproduktion mit freundlicher Genehmigung der AGU).

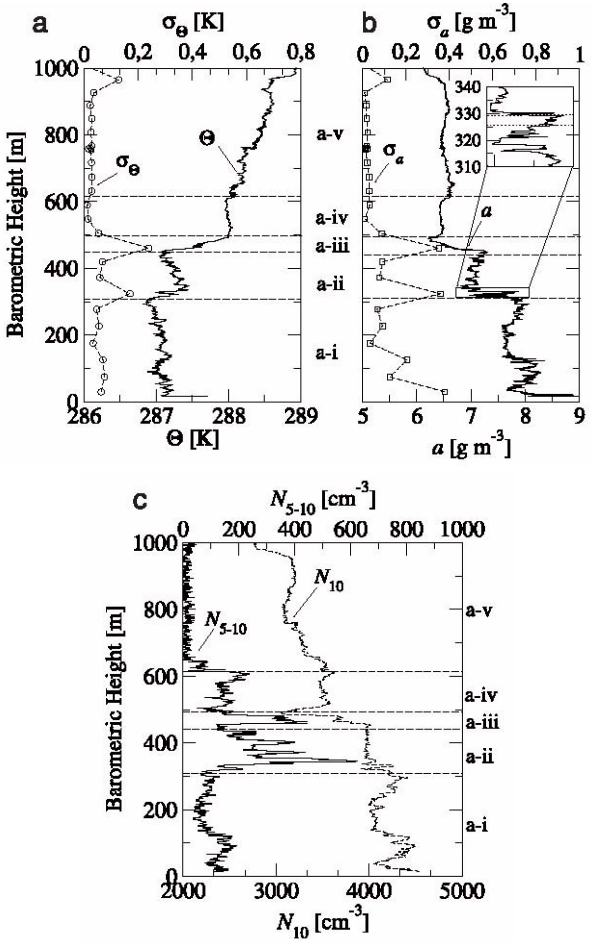


Abb. 2: Fesselballon-Profilmessungen während des Aufstieges am 30. Mai 2006, 06:18–06:38 UTC in Melpitz, Sachsen (Kennzeichnung der signifikanten Schichten mit [a–i], [a–ii], etc.): a) Potentielle Temperatur Θ und zugehörige Standardabweichung σ_Θ; b) Absolute Feuchte a und zugehörige Standardabweichung σ_a; c) Anzahlkonzentration von Aerosolpartikeln mit Durchmessern $D_p \geq 10$ nm (N_{10}) sowie Anzahlkonzentration von Aerosolpartikeln mit Durchmessern $5 \leq D_p \leq 10$ nm ($N_{5\text{-}10}$) (Siebert u. a., 2004, Abbildung 1; Copyright 2004 American Geophysical Union [AGU]; Reproduktion mit freundlicher Genehmigung der AGU).

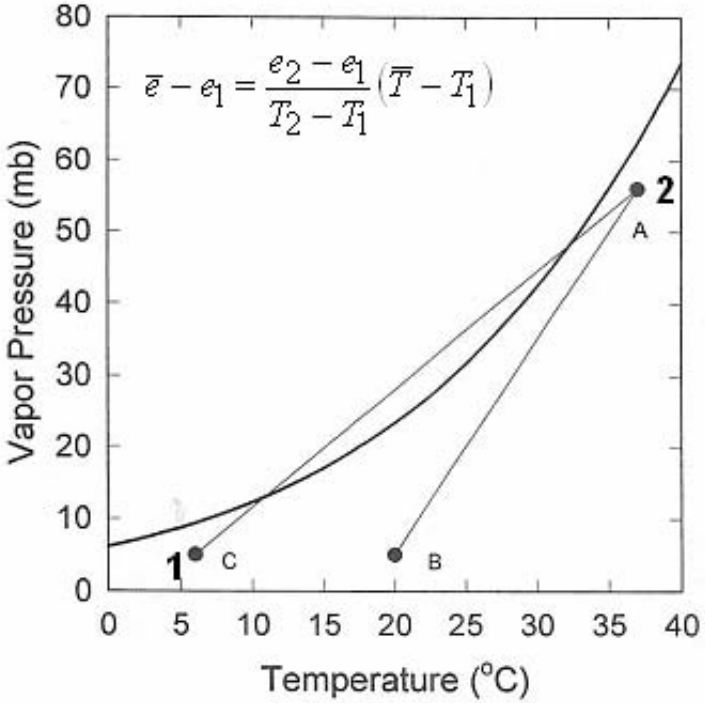


Abb. 3: Übersättigung durch Mischung zweier untersättigter Luftpakete mit unterschiedlicher Temperatur und unterschiedlichem Wasserdampfpartialdruck. Die dick eingezeichnete Linie stellt den Sättigungsdampfdruck dar. Bei Mischung der durch die Systemzustände 1 und 2 gekennzeichneten Luftpakete kann es zu einer Übersättigung entlang der Linie A–C kommen (Bohren und Albrecht, 1998, S. 323, Abbildung 6.23, Copyright 1998 Oxford University Press; Modifizierte Reproduktion mit freundlicher Genehmigung von Oxford University Press).

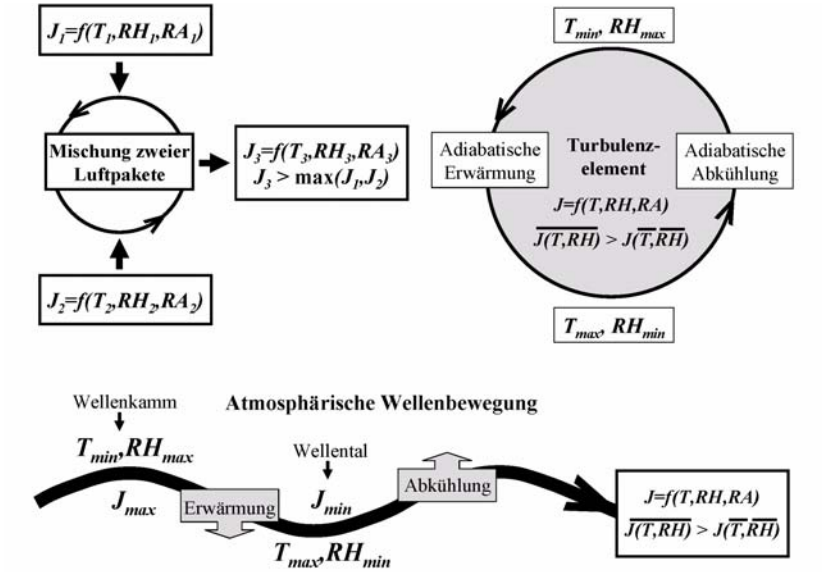


Abb. 4: Illustration des Mechanismus der Erhöhung der Binärnukleationsrate J durch Mischung zweier Luftpakete mit unterschiedlicher Anfangstemperatur T, relativer Anfangsfeuchte RH sowie relativer Anfangsazidität RA oder durch Temperatur- und Feuchtefluktuationen, induziert durch atmosphärische Wellen, Grobstrukturen („large eddies") und kleinskalige turbulente Wirbel. Der summarische Effekt auf die mittlere Nukleationsrate ist ebenfalls dargestellt (Nilsson und Kulmala, 1998, Abbildung 5; Copyright 1998 American Geophysical Union [AGU]; Modifizierte Reproduktion mit freundlicher Genehmigung der AGU).

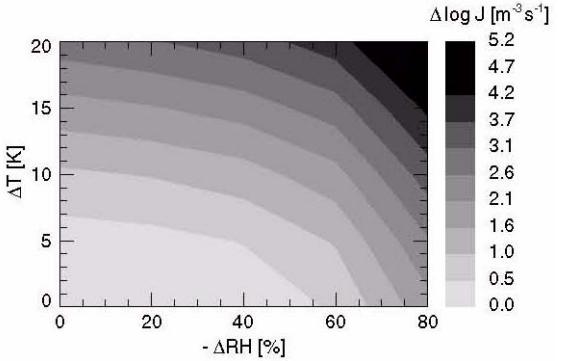


Abb. 5: Erhöhung der Nukleationsrate durch Mischung zweier Luftpakete in Abhängigkeit von der Temperaturdifferenz und der Differenz der relativen Feuchte zwischen beiden Luftpaketen zum Zeitpunkt des Beginns der Mischung (Khosrawi und Konopka, 2003, Abbildung 2; Copyright 2003 Elsevier Science Ltd.; Reproduktion mit freundlicher Genehmigung von Elsevier)

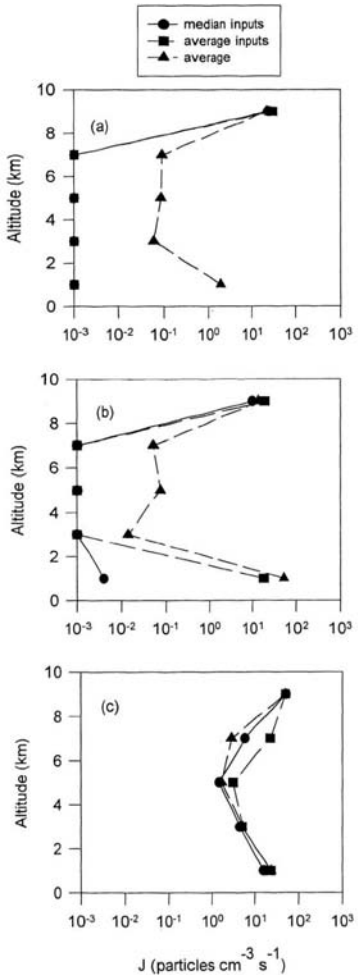


Abb. 6: Aus Flugzeugbeobachtungen abgeleitete Vertikalprofile der Nukleationsrate J [$cm^{-3}s^{-1}$] als Funktion von Median- bzw. Mittelwerten der Eingabeparameter im Vergleich zur arithmetisch gemittelten Nukleationsrate: a) Tropische Breiten; b) Subtropische Breiten; c) Mittlere Breiten.

Legende: „median input" – Nukleationsrate als Funktion des Medians der entsprechenden Inputparameter (Tendenz zum wahrscheinlichsten Wert einer Meßreihe); „average input" – Nukleationsrate als Funktion der jeweiligen arithmetischen Mittelwerte (Tendenz zur Betonung episodisch auftretender hoher Werte); „average" – tatsächlicher arithmetischer Mittelwert der Nukleationsrate (Andronache u. a., 1997, Abbildung 13; Copyright 1997 American Geophysical Union [AGU]; Reproduktion mit freundlicher Genehmigung der AGU).

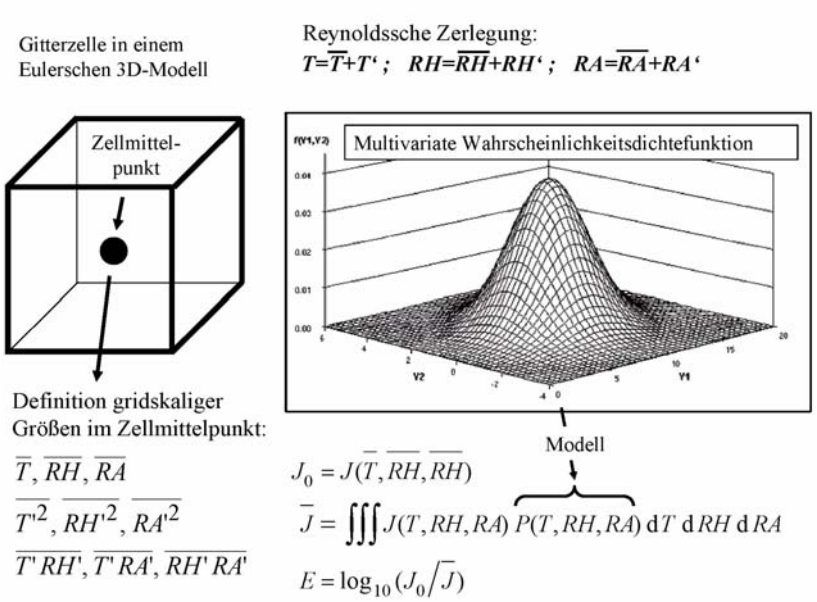


Abb. 7: Schematische Darstellung der Beziehung zwischen der Nukleationsrate als Funktion mittlerer (gridskaliger) Zustandsparameter und der mittleren Nukleationsrate am Beispiel einer Gitterzelle in einem Eulerschen 3D-Modell (Reproduktion der Normalverteilung mit freundlicher Genehmigung durch A. Tuchscherer, persönliche Mitteilung).

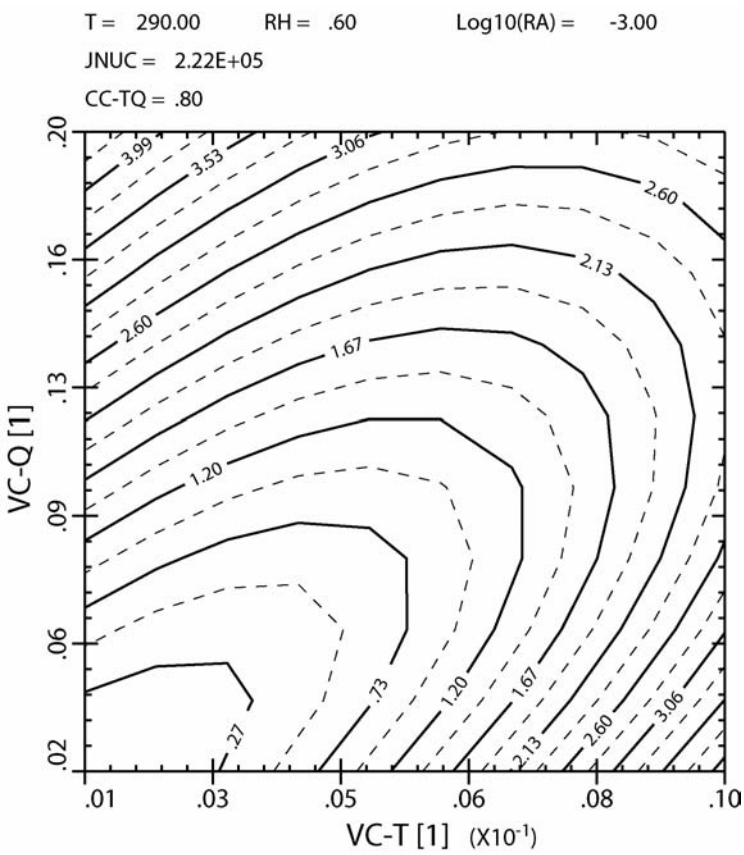


Abb. 8a

Abb. 8: Dekadischer Logarithmus des Quotienten aus der mittleren Nukleationsrate und der Nukleationsrate bei mittleren Bedingungen (Isolinien = „Enhancement ratio E" entsprechend Definition in Abb. 7) in Abhängigkeit vom Variationskoeffizienten für die Temperatur (Abszisse: VC-T = 0–0.01 = 0–1 %) sowie vom Variationskoeffizienten für das Wasserdampfmischungsverhältnis (hier identisch mit dem Variationskoeffizienten für das Schwefelsäuremischungsverhältnis) (Ordinate: VC-Q = 0–0.2 = 0–20 %) für unterschiedliche Temperatur-Feuchte-Kovarianzen:

$$\overline{T} = 290K, \overline{RH} = 60\%, \overline{RA} = 10^{-3}, J_0\left(\overline{T}, \overline{RH}, \overline{RA}\right) = 2.2 \cdot 10^5 m^{-3} s^{-1}$$

a) $\overline{T'q'} = 0.8$ *(Prandtlschicht); b)* $\overline{T'q'} = -0.8$ *(Obergrenze der konvektiven Grenzschicht) (Heumuth und Helmert, 2002, aus Abbildung 1; Copyright 2002 Kluwer Academic/ Plenum Publishers, Reproduktion mit freundlicher Genehmigung von Springer Science und Business Media).*

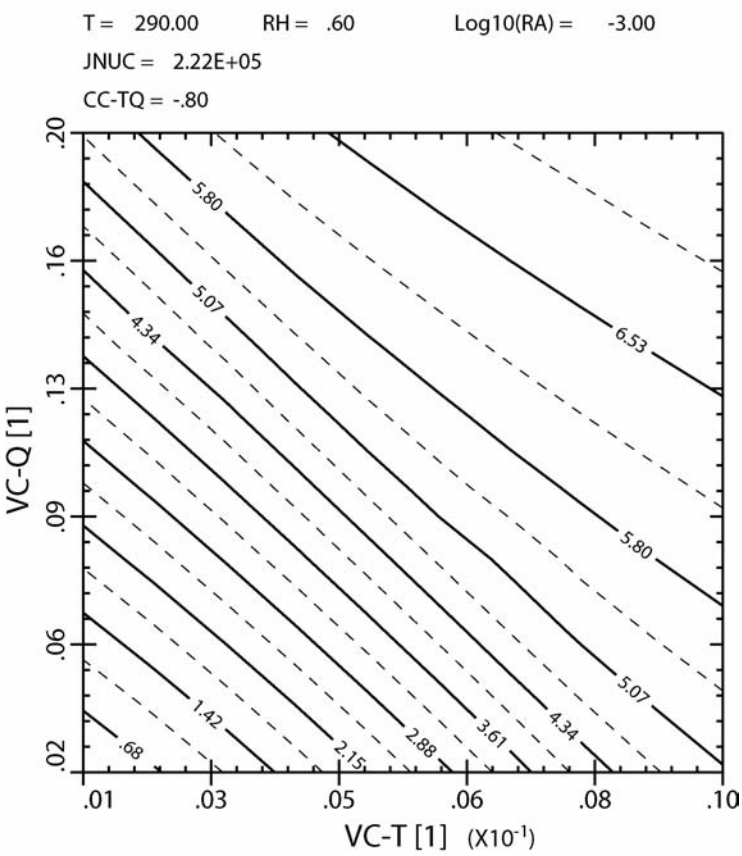

T = 290.00 RH = .60 Log10(RA) = -3.00
JNUC = 2.22E+05
CC-TQ = -.80
VC-Q [1]
.20
.16
.13
.09
.06
.02
VC-T [1] (X10-1)
.01
.03
.05
.06
.08
.10
5.80
5.07
4.34
6.53
5.80
5.07
4.34
3.61
2.88
2.15
1.42
.68

Abb. 8b

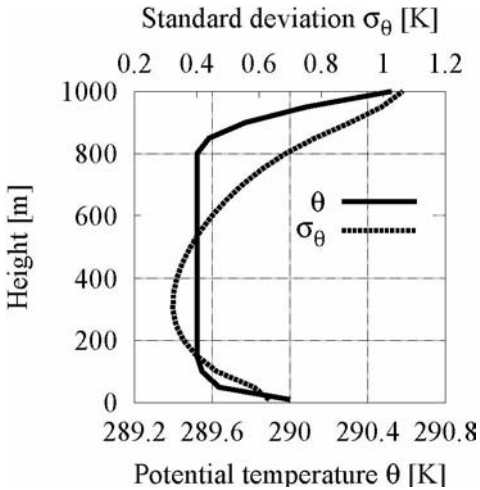


Abb. 9a

Abb.9: Ergebnisse einer konzeptionellen Studie zum Einfluß der subgridskaligen Turbulenz auf die Nukleationsrate in einer konvektiven Grenzschicht:
a) Vertikalprofil der potentiellen Temperatur Θ und der entsprechenden Standardabweichung σ_Θ; b) Vertikalprofil des Wasserdampfmischungsverhältnisses q_1 und der entsprechenden Standardabweichung σ_{q1}; c) Vertikalprofile der dekadischen Logarithmen der Nukleationsrate als Funktion der mittleren Bedingungen $log_{10}J(<X>)$, der mittleren Nukleationsrate $log_{10}<J(X)>$ sowie des Verstärkungsverhältnisses $E = log_{10}<J(X)>/J(<X>)$
(Hellmuth und Helmert, 2002, aus Abbildung 2 und 3; Copyright 2002 Kluwer Academic/ Plenum Publishers, Reproduktion mit freundlicher Genehmigung von Springer Science und Business Media).

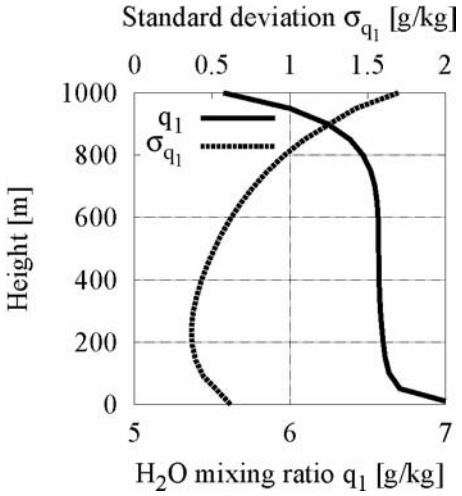

Standard deviation σ_{q_l} [g/kg]
0
0.5
1
1.5
2
1000
800
600
400
200
0
Height [m]
q_l
σ_{q_l}
5
6
7
H_2O mixing ratio q_l [g/kg]

Abb. 9b

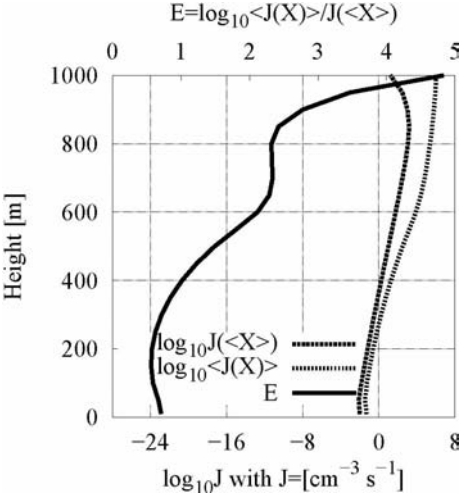

E=log10<J(X)>/J(<X>)
0
1
2
3
4
1000
800
600
400
200
0
Height [m]
log10J(<X>)
log10<J(X)>
E
−24
−16
−8
0
log10J with J=[cm−3 s−1]

Abb.9c

Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät *86(2006), 117–125*

Gabriele Malitz

Stark- und Extremniederschläge für wasserwirtschaftliche Anwendungen

Die Bilder aus Überflutungsgebieten verdeutlichen, dass der Analyse der zeitlichen und räumlichen Verteilungscharakteristika von Starkniederschlägen und deren langzeitlicher Variabilität einerseits große Bedeutung bei der Erforschung von Veränderungen des Wasserkreislaufs zukommt. Andererseits schafft sie auch wesentliche Grundlagen für die Konzeption wasserwirtschaftlicher Maßnahmen, wie z. B. die Dimensionierung der Grundstücksentwässerung oder die Rekonstruktion von Talsperren zum Schutz vor Hochwasser.

Im Konsens mit den wasserwirtschaftlichen Anwendern ist unter einem Starkniederschlagsereignis ein Niederschlagsabschnitt zu verstehen, der im Verhältnis zu seiner Dauer eine hohe Niederschlagsintensität aufweist und dementsprechend relativ selten auftritt – höchstens zweimal pro Jahr. Starkniederschlagshöhen werden in Abhängigkeit von der Dauerstufe (Niederschlagsdauer einschließlich Unterbrechungen) D und der Jährlichkeit (Wiederkehrzeit) T bzw. der Überschreitungshäufigkeit 1/T quantifiziert. So gelten in Füssen (Ostallgäu) 9 l/m² Niederschlag in einer Stunde (ggf. einschließlich Unterbrechungen) noch nicht als Starkniederschlag. Dagegen ist in Potsdam ein Stundenwert der Niederschlagshöhe von 9 mm als Starkniederschlag zu werten, mit dem in Potsdam im Mittel zweimal pro Jahr gerechnet werden muss.

Es gibt Unterschiede zwischen der Analyse starker konvektiver Niederschlagsereignisse und der Beurteilung beträchtlicher Dauerregen. Für die extremwertstatistischen Analysen im Rahmen der *ko*ordinierten *St*arkniederschlags*r*egionalisierungs-*A*uswertungen wurden aus den Zeitreihen der Niederschlagshöhe die – jährlichen und partiellen – Serien, d. h. der Größe nach geordnete Einzelwerte, gebildet. Es wurde eine Vielzahl von Verteilungsfunktionen untersucht. Dabei erwiesen sich die Extremal-I-Verteilung (Gumbel-Verteilung) für die an zahlreichen Stationen einmal täglich gemessenen Niederschläge (jährliche Serien) und die Exponentialverteilung für die aus Nieder-

schlagsschreiberaufzeichnungen gewonnenen, höher aufgelösten Niederschläge (partielle Serien) als am besten geeignet für die Ermittlung der bundesweit gültigen KOSTRA-Werte. Mit KOSTRA-DWD-2000 (Basiszeitraum 1951-2000) wurden die 1997 im KOSTRA-Atlas publizierten, extremwertstatistisch ermittelten Starkniederschlagshöhen ersetzt. Die neuen Ergebnisse schreiben in Abhängigkeit von D (5 min bis 72 h) und T (0,5 a bis 100 a) konsequent die Aussagen zu KOSTRA-DWD (Basiszeitraum 1951-1980) fort: Die flächendeckenden Punktaussagen entsprechen in ihrer Struktur, Darstellung und Handhabung den gewohnten Abläufen. Die Ergebnisse werden in Rasterdarstellungen mit einer Auflösung von 8,45 km mal 8,45 km pro Rasterfeld präsentiert. Die KOSTRA-Gleichung für jede Dauerstufe D in Abhängigkeit von der Jährlichkeit T, wobei *u* und *w* die Parameter der Verteilungsfunktion bezeichnen, lautet:

$$h_N(D;T) = u(D) + w(D) \cdot \ln T$$

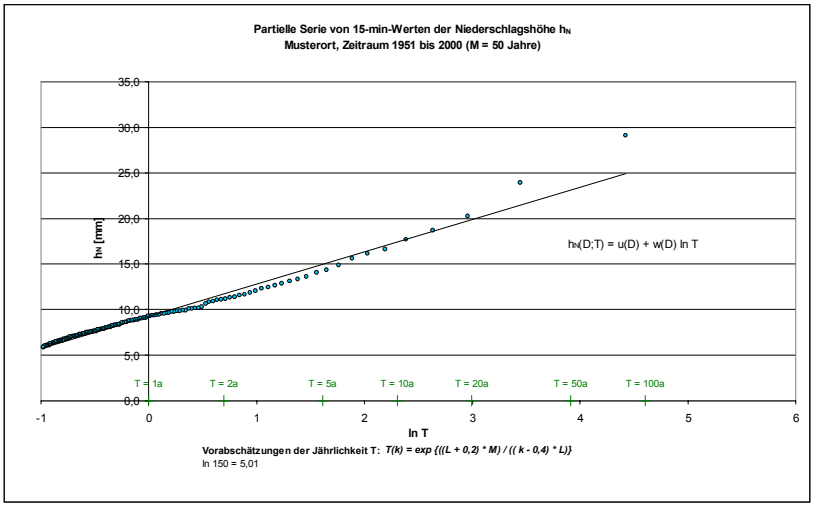


Abb. 1: Beispiel für die grafische Ermittlung der Parameter u und w auf der Basis der partiellen Serie für Niederschlagshöhen der Dauerstufe D = 15 min

Jede Niederschlagshöhe $h_N(D;T)$, angegeben in mm, ist in die entsprechende in der Wasserwirtschaft gebräuchliche Niederschlagsspende $R_N(D;T)$, Quotient aus dem Volumen des in einer bestimmten Zeitspanne auf eine bestimmte Fläche gefallenen Niederschlags und dem Produkt aus dieser Zeitspanne und dieser Fläche (in l/(s ·ha)), umwandelbar (mit D in Minuten angegeben):

$R_N(D;T) = h_N(D;T) \cdot 166{,}67/D$

Wie die Parameter *u* und *w* grafisch zu ermitteln sind, wird in der Abb. 1 demonstriert.

In einer Stichprobe vom Umfang L = 50 (z. B. 1951 bis 2000) erhält man den ersten (größten) und den 50sten (kleinsten) Messwert als Vorabschätzungen der Jährlichkeit $T^*(1) = 83{,}67$ a und $T^*(50) = 1{,}01$ a. Vor Beginn der eigentlichen Verteilungsanpassung wird demnach für die größte, in 50 Jahren gemessene Niederschlagshöhe eine Jährlichkeit von etwa T = 84 a ermittelt. Die Werte der Serie werden – ihrer Größe nach geordnet – an ihren jeweiligen „plotting positions" in das Koordinatensystem mit dem natürlichen Logarithmus der Jährlichkeit T auf der Abzisse eingetragen. Die Verteilungsfunktion ergibt sich als eine Regressionsgerade. Der Parameter *u* ist der Ordinatenabschnitt für ln T = 0, der Parameter *w* bedeutet die Steigung der Ausgleichsgeraden. Pro Dauerstufe D ist der Parameter u(D) gleich der Starkniederschlagshöhe für die Jährlichkeit T = 1 a.

Die Verteilungsparameter der punktuellen Einzelauswertungen geben naturgemäß nicht über alle Dauerstufen von 5 min bis 72 h ein widerspruchsfreies Bild. Für die praktische Anwendung muss jedoch gewährleistet sein, dass Niederschlagshöhen mit wachsender Niederschlagsdauer und ansteigender Jährlichkeit nicht abnehmen. Daher wird ein geeigneter Parameterausgleich durchgeführt. Ob als linearisierende Transformation

- der hyperbolische Parameterausgleich,
- der einfachlogarithmische Parameterausgleich oder
- der doppeltlogarithmische Parameterausgleich

angewandt wird, richtet sich nach den geringsten Abweichungen zu den nicht ausgeglichenen Parametern.

Bei KOSTRA-DWD-2000 sind die Starkniederschlagshöhen für D < 15 min wegen des hyperbolischen Parameterausgleichs im Bereich kleiner Dauerstufen (bis D = 60 min) etwas geringer als bisher. Zu teilweise deutlichen Veränderungen kam es insbesondere bei Dauerstufen von D > 12 h: Insbesondere winterliche Starkniederschläge nehmen bei höheren Jährlichkeiten in einigen Regionen Deutschlands zu. Sommerliche Starkniederschläge bleiben tendenziell gleich. Wo sich eine Tendenz zu mehr Trockenheit im Sommer abzeichnet, können dennoch episodisch intensive Starkniederschläge auftreten.

Das für den wasserwirtschaftlichen Anwender wichtigste Ergebnis von KOSTRA-DWD-2000 ist die – unter Berücksichtigung von Toleranzangaben zwischen ±10 und ±20 Prozent – Ermittlung von standortbezogenen Starknie-

derschlagstabellen mit quantitativen Angaben zu Starkniederschlagshöhen und -spenden in Abhängigkeit von der Dauerstufe D (von 5 min bis 72 h) und der Jährlichkeit T (von 0,5 a bis 100 a), wie in der Tabelle 1 dargestellt. Wer für die Auslegung einer Dachentwässerungsanlage verantwortlich ist, nutzt die Werte für D = 5 min. Die kommunalen Entwässerungssysteme werden mithilfe der örtlichen Regenspende $R_N(D;T)$ mit D = 15 min und T = 1 a bemessen. Die Dimensionierung von Regenrückhaltebecken und Speicherbauten erfolgt mithilfe der Starkniederschlagshöhen für Dauerstufen im Mehrstundenbereich bei (mindestens) zweistelligen Jährlichkeiten.

Die Extremwerte der Niederschlagshöhe für die Zeitspanne Winter basieren auf Messungen sowohl flüssiger als auch fester Niederschläge, wobei der als Schnee gefallene Niederschlag vor der Bestimmung der Niederschlagshöhe verflüssigt wird. In der Natur geht der Schneeniederschlag i.d.R. nicht sofort in die flüssige Phase über. Ehe er zum Abfluss gelangt, bleibt er zeitweilig in der Schneedecke gespeichert. Die Summe aus Regen und Schmelzwasserabgabe wird als Niederschlagsdargebot bezeichnet. Die Werte des Niederschlagsdargebots geben den hydrologisch wirksamen Betrag an, der für die Abflussbildung entscheidend ist [2].

Niederschlagswerte sind Messergebnisse; Niederschlagsdargebote werden mit Hilfe von Modellen ermittelt. Das Schneedeckenmodell SNOW-K ermöglicht durch die kontinuierliche Simulation der Schneedeckenentwicklung die tägliche Berechnung der Wasserabgabe aus der Schneedecke unter Berücksichtigung des flüssigen Niederschlags. Die Optimierung der Modellparameter und die Verifizierung der abgeleiteten Ergebnisse erfolgt stationsbezogen anhand aller verfügbaren Messwerte des Wasseräquivalents der Schneedecke. Die so errechneten täglichen Werte des Niederschlagsdargebots im Basiszeitraum 1961/62 bis 1990/91 wurden im Projekt REWANUS (Regionalisierte Extremwerte des Niederschlagsdargebots aus Regen und Schneeschmelze) in Anlehnung an die KOSTRA-Untersuchungen einer extremwertstatistischen Analyse unterzogen. Als Ergebnis der REWANUS-Untersuchungen stehen flächendeckend Extremwerte des Niederschlagsdargebots im hydrologischen Winterhalbjahr für Dauerstufen von 12 h bis 240 h bei Jährlichkeiten bis 100 Jahre zur Verfügung (gemäß KOSTRA-Raster). Für die REWANUS-Werte gilt eine Fehlertoleranz von ±20 Prozent. Treffen beim Abbau der Schneedecke die darin gespeicherten Niederschläge mit starkem Regen zusammen, können Extremwerte auftreten, die größer als die winterlichen KOSTRA-Werte sind. Daher haben bei Planungsentscheidungen bzgl. des Winterhalbjahrs die REWANUS-Werte bei Aussagen über

T	0,5		1		2		5		10		20		50		100	
D	hN	RN	hN	RN	hN	RN	hN	RN	hN	RN	hN	RN	hN	RN	hN	RN
5 min	3,6	118,6	5,1	168,9	6,6	219,2	8,6	285,8	10,1	336,1	11,6	386,5	13,6	453,0	15,1	503,4
10 min	6,0	99,6	8,1	134,8	10,2	170,1	13,0	216,7	15,1	251,9	17,2	287,1	20,0	333,7	22,1	368,9
15 min	7,5	83,6	10,1	112,2	12,7	140,8	16,1	178,6	18,7	207,2	21,2	235,8	24,6	273,6	27,2	302,2
20 min	8,6	71,4	11,5	96,1	14,5	120,8	18,4	153,4	21,4	178,0	24,3	202,7	28,2	235,3	31,2	259,9
30 min	9,8	54,6	13,4	74,7	17,0	94,7	21,8	121,1	25,4	141,1	29,0	161,2	33,8	187,6	37,4	207,6
45 min	10,7	39,7	15,1	55,9	19,5	72,2	25,3	93,7	29,7	109,9	34,1	126,1	39,9	147,6	44,2	163,9
60 min	11,1	30,7	16,1	44,7	21,1	58,7	27,8	77,2	32,9	91,2	37,9	105,3	44,6	123,8	49,6	137,8
90 min	12,5	23,1	18,0	33,3	23,5	43,5	30,8	57,0	36,3	67,2	41,8	77,3	49,0	90,8	54,5	101,0
2 h	13,6	18,9	19,4	27,0	25,3	35,1	33,0	45,9	38,9	54,0	44,8	62,2	52,5	72,9	58,4	81,1
3 h	15,3	14,2	21,7	20,1	28,1	26,0	36,5	33,8	42,9	39,8	49,3	45,7	57,8	53,5	64,2	59,4
4 h	16,6	11,6	23,5	16,3	30,3	21,0	39,3	27,3	46,1	32,0	52,9	36,7	61,9	43,0	68,7	47,7
6 h	18,7	8,7	26,2	12,1	33,6	15,6	43,4	20,1	50,9	23,6	58,3	27,0	68,1	31,5	75,6	35,0
9 h	21,1	6,5	29,2	9,0	37,3	11,5	48,1	14,8	56,2	17,3	64,3	19,8	75,0	23,2	83,2	25,7
12 h	23,0	5,3	31,6	7,3	40,2	9,3	51,7	12,0	60,3	14,0	68,9	16,0	80,4	18,6	89,0	20,6
18 h	24,8	3,8	34,3	5,3	43,8	6,8	56,3	8,7	65,7	10,1	75,2	11,6	87,7	13,5	97,2	15,0
24 h	26,9	3,1	37,2	4,3	47,5	5,5	61,1	7,1	71,4	8,3	81,8	9,5	95,4	11,0	105,7	12,2
48 h	35,4	2,0	46,0	2,7	56,6	3,3	70,7	4,1	81,3	4,7	92,0	5,3	106,1	6,1	116,7	6,8
72 h	40,2	1,5	51,5	2,0	62,8	2,4	77,8	3,0	89,2	3,4	100,5	3,9	115,5	4,5	126,8	4,9

Tab. 1: KOSTRA-DWD-2000-Starkniederschlagshöhen hN (in mm) und -spenden RN (in l/(s·ha)) für einen Beispielstandort in Abhängigkeit von der Dauerstufe D und der Jährlichkeit T (Januar bis Dezember)

die Eintrittswahrscheinlichkeit von Extremwerten des Niederschlagsdargebots vor allem in den schneehydrologisch relevanten Gebieten eine erhebliche Bedeutung. Das trifft insbesondere auf Gebiete in mittleren und höheren Lagen der Gebirge (> 400 m) zu, wo die REWANUS-Werte die winterlichen KOSTRA-Werte um 20 bis 80 Prozent übersteigen.

Die KOSTRA- und REWANUS-Werte bis einschließlich T = 100 a sind extremwertstatistische Ergebnisse. Zur Ermittlung der theoretisch maximalen Niederschlagshöhe, die innerhalb einer bestimmten Dauer, in einem bestimmten Gebiet und zu einer Jahreszeit unter unveränderten Klimabedingungen physikalisch möglich ist, gibt es im Wesentlichen drei Möglichkeiten – mittels statistischer Methoden, mithilfe deterministischer physikalischer Modelle oder – wie 1986 von der WMO empfohlen [3] – durch eine empirische, sachverständig vorgenommene Bewertung meteorologischer Daten.

Der letztgenannte Weg wurde im Deutschen Wetterdienst beschritten: Zur Abschätzung der vermutlich größten Niederschlagshöhen wurden punktuell gemessene Starkniederschläge mit einem erhöhenden Faktor MaxWc/Wc multipliziert. Dieser Faktor drückt das bezüglich Gebiet und Jahreszeit zutreffende Verhältnis des theoretisch maximalen Wasserdampfgehaltes MaxWc der Atmosphäre zu dem Wassergehalt Wc aus, der während eines beobachteten Starkniederschlagsereignisses bestimmter Dauer in der Atmosphäre vorhanden ist. Aus dem ersten Bearbeitungsschritt resultierte eine Vielzahl vergrößerter punktueller Niederschlagshöhen für Dauerstufen von 1 h bis 72 h an den Stationen mit hoch aufgelösten Niederschlagsreihen. Hieraus wurden die regional ausgeglichenen maximierten Punkt-Niederschlagshöhen MPN und – in einem weiteren Bearbeitungsschritt – die aus Niederschlagshöhe-Dauer-Fläche-Beziehungen gewonnenen Gebietswerte MGN entwickelt. Sie wurden regionalisiert und in Karten der maximierten Gebietsniederschlagshöhen MGN für die Dauerstufen 1 h, 6 h, 12 h bis 72 h und die Gebietsgrößen 25, 100, 500 und 1.000 km² veröffentlicht [4].

Während sich die aus der „Regionalisierung maximierter Gebietsniederschlagshöhen in der Bundesrepublik Deutschland“ stammenden MGN-Werte schwerpunktmäßig auf Niederschlagsdauern von weniger als 24 Stunden und auf Gebietsgrößenstufen von maximal 1.000 km² beziehen, wurde das Verfahren im Projekt NIEFLUD (Außerordentlich extreme *Nie*derschlagshöhen in den *Flu*ssgebieten *D*eutschlands) in Richtung mehrtägiger Dauer und größerer Gebiete ausgeweitet, wobei eine an die größeren Raum- und Zeitskalen angepasste, veränderte Methodik Anwendung fand. Grundlage des Verfahrens zur Maximierung der Niederschlagshöhen war ebenfalls die von der WMO 1986 empfohlene Methodik. Da für die Flussgebiete keine Andauern

von unter einem Tag zu berücksichtigen waren, entfiel die Beschränkung auf die Niederschlagsschreiberaufzeichnungen. Es konnte auf den immensen Datenfonds der Tageswerte der Niederschlagshöhe aus einem längeren Beobachtungszeitraum (oft 60, teilweise 100 Jahre) zurückgegriffen werden. Die hohe räumliche Dichte dieser Niederschlagsstationen gestattete, die im Projekt MGN praktizierte Vorgehensweise so zu verändern, dass zunächst aus den gemessenen Niederschlagshöhen die Gebietsniederschlagshöhen für variable Flussgebietsgrößen und jede Dauerstufe berechnet wurden. Große Gebietsniederschlagshöhen dienten dann als Eingangsgrößen für die bereits im Projekt MGN angewandte Methode der Wassergehaltsmaximierung, siehe Beispiel in Tabelle 2. In der Tabelle 3 sind die NIEFLUD-Richtwerte für außerordentlich extreme Niederschlagshöhen (in mm) in Abhängigkeit von der Dauerstufe D (in Tagen) in Flussgebieten Deutschlands aufgeführt. Aus der Tabelle 3 geht beispielsweise hervor, dass bei einem rund 1.000 km² großen Flussgebiet von ca. 200 mm als außerordentlich extremer Gebietsniederschlagshöhe ausgegangen werden sollte. Zum Vergleich: In dem 163 km² großen Einzugsgebiet der Wilden Weißeritz in Sachsen wurde für die Dauerstufe 24 Stunden vom Morgen des 12.08.2002 bis zum Morgen des 13.08.2002 eine Gebietsniederschlagshöhe von 224 mm verzeichnet.

Flussgebiet: Obere Elbe
Gebietsgröße: 4259 km²
Jahreszeit: Sommer
Dauerstufe: 5 Tage
Reihenlänge: 68 Jahre

- regionaler saisonaler maximaler Taupunkt (MaxTd):20,9°C
- ereignisbezogener repräsentativer Taupunkt (RprTd)
- maximaler Wassergehalt der Atmosphäre (MaxWc):52,6 mm
- Wassergehalt der Atmosphäre pro Ereignis (Wc)
  Faktor = MaxWC/WC
- aus Messwerten berechnete Gebietsniederschlagshöhe ($h_{N,mess}$)
- Vielfaches der berechneten Gebietsniederschlagshöhe ($h_{N,viel}$)
  $h_{N,viel}$ = Faktor · $h_{N,mess}$

Rang	Enddatum	$h_{N,mess}$ [mm]	RprTd [°C]	Wc [mm]	Faktor (gerundet)	$h_{N,viel}$ [mm]
1.	1954/07/11	159,6	12,9	28,2	1,9	298,1
2.	1983/08/05	154,8	12,5	27,2	1,9	299,5
3.	1937/07/14	152,9	11,6	24,8	2,1	324,9
4.	1978/08/11	131,6	14,6	33,0	1,6	209,5

Tab. 2: Formblatt-Datei zur Erhöhung von Werten der Gebietsniederschlagshöhe pro Flussgebiet am Beispiel des Flussgebiets Obere Elbe

Flussgebietsgröße	D = 1 d	D = 2 d	D = 3 d	D = 4 d	D = 5 d	D = 7 d	D = 10 d	D = 15 d
kleine Gebiete (< 5.000 km²)	200	250	275	300	325	350	400	450
kleine Gebiete in starkniederschlags-schwachen Regionen	150	200	225	250	275	300	325	350
mittelgroße Gebiete (5.000 km² ... 15.000 km²)	175	225	250	275	300	325	375	400
große Gebiete (> 15.000 km²)	125	175	200	225	250	275	300	325

Tab. 3: Richtwerte außerordentlich extremer Gebietsniederschlagshöhen (in mm) für verschiedene Dauerstufen D in Flussgebieten Deutschlands

Bis heute stehen für die Belange der hydrologischen Praxis, z. B. Bau von Talsperren oder Regenrückhalteräumen, erst die Ergebnisse der Projekte KOSTRA und MGN zur Verfügung. Während mit den KOSTRA-Werten der Bereich der jährlichen Eintrittswahrscheinlichkeit bis 1 % erfasst wird, sind die MGN-Werte die Schätzung der vermutlich größten Niederschlagshöhen, wobei eine Aussage zur Eintrittswahrscheinlichkeit prinzipiell nicht möglich ist. Dazwischen liegt ein großes Spektrum von für die wasserwirtschaftliche *P*raxis relevanten, *e*xtremen *N*iederschlagshöhen. Für die Dimensionierung von Talsperren sind extreme Starkniederschlagshöhen großer Dauerstufen bei geringerer Eintrittswahrscheinlichkeit als 1 % gefragt. Außerhalb des Deutschen Wetterdienstes wird derzeit ein vereinfachtes, praxisorientiertes Verfahren zur Bestimmung der Niederschlagshöhen für T = 1.000 a und T = 10.000 a entwickelt (PEN-Werte) – aus der Weiterführung einer modifizierten „KOSTRA-Verteilung".

Für Jährlichkeit von T >> 100 a ist ein Ende der Entwicklungsarbeiten noch nicht abzusehen. Die wirklich seltenen Ereignisse folgen einer anderen Verteilung als die Ereignisse mit Eintrittshäufigkeiten größer 1 %. Verteilungsfunktionen für seltene Ereignisse haben einen stärkeren Anstieg. Weitere Überlegungen gelten der Quantifizierung der vermutlich größten Niederschlagsdargebote in Deutschland. Die Hydrometeorologen richten alle Anstrengungen auf die Erarbeitung quantitativer, in der wasserwirtschaftlichen Praxis benötigter Angaben. Alle Aussagen müssen jedoch vor dem Hintergrund von Klimaänderungen regelmäßig auf den Prüfstand gestellt werden.

Literatur

[1] Bartels, H., G. Malitz, S. Asmus, F. M. Albrecht, B. Dietzer, T. Günther, H. Ertel (1997): Starkniederschlagshöhen für Deutschland, (KOSTRA-Atlas). Deutscher Wetterdienst – Hydrometeorologie, Offenbach, Selbstverlag

[2] Rachner, M., G. Schneider: Ermittlung extremer Werte des Niederschlagsdargebotes aus Schneeschmelze und Regen auf der Grundlage der langjährigen Potsdamer Reihe. Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, 36, 1992, S. 115–119

[3] WMO, 1986: Manual for Estimation of Probable Maximum Precipitation. Operational Hydrology 332, Report No. 1, Second Edition, Geneva

[4] DVWK-Mitteilungen, 1997: Maximierte Gebietsniederschlagshöhen für Deutschland. Heft 29, Bonn, 112 S.

Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät *86(2006), 127–140*

Wolfgang Enke, Arne Spekat, Frank Kreienkamp

Entwicklung von regional hoch aufgelösten regionaler Klimaszenarien auf der Basis von globalen Klimasimulationen WETTREG

1. Einführung

Die Entwicklung einer statistischen Methode zur Erzeugung regionalisierter Klimaszenarien, die mit der Erstellung des WETTREG-Verfahrens [Enke 2006a] einen hohen Entwicklungsstand erreicht hat, begann mit einem Projekt, das im Jahre 1998 im Rahmen des BMBF-Schwerpunkts Klimavariabilität und Signalanalyse an die Freie Universität Berlin vergeben wurden [Enke u. a. 1999]. Es folgten Studien, die auf regionale Besonderheiten einzelner Bundesländer eingingen und mit denen auch zunehmend komplexere Aussagen, wie beispielsweise zu Extremen sowie die Simulation längerer Zeithorizonte möglich wurden [Enke 2001], [Enke 2002], [Enke 2003d], [Enke 2004], [Enke u. a. 2005b], [Enke u. a. 2005a]. Zwischen den Studien für benachbarte Bundesländer traten in den Randbereichen Brüche auf, die bei übergreifender Interpretation der Ergebnisse zu Irritationen führten.

Die Brüche in den Übergangsbereichen wurden im Rahmen des Vorhabens [Enke u.a. 2006a] beseitigt. Zugleich entstand eine einheitliche regionalisierte Simulation der Klimaszenarien für ganz Deutschland.

Prämissen des statistischen Regionalisierungsverfahrens

1. In Deutschland gibt es deutlich regional gegliederte klimatologische Unterschiede, die durch Fokussierung des Regionalisierungsverfahrens WETTREG auf diese Regionen herausgearbeitet wurden.
2. Die verwendeten Wetterlagen beschreiben die regionalen klimatologischen Unterschiede in guter Weise.
3. Eine Fokussierung auf unterschiedliche Klimaregionen verbessert den Detailliertheitsgrad der regionalen Klimastudien.
4. Eine gewichtete Mittelung der Einzelstudien erlaubt glatte Übergänge zwischen den Einzelstudien.

2. Datenquellen

In die Rechnungen des Regionalisierungsverfahrens gehen drei Datenquellen ein:

1. ERA40-Reanalysen [Uppala u. a. 2005], Es handelt sich um Analysen meteorologischer Größen für verschiedene Druckflächen die nach einer einheitlichen Methode, rückwirkend bis ca. 1951 erstellt wurden. Aus diesen Feldern werden potenzielle Prediktorenfelder berechnet, die u. a. die Basis für die Entwicklung objektiver Wetterlagen bilden.
2. ECHAM5/MPI-OM T63L31 globale Klimasimulationen [Roeckner u. a. 2003] und [Roeckner u. a. 2004] für die Jahre 1951 bis 2100, für die Jahre bis 2000 als Control-Run, danach als Szenarienrechnungen für A1B, A2 und B1.
3. 282 Klimastationen des DWD, verteilt über ganz Deutschland, der Jahre 1981/2000; und 1695 Niederschlagsstationen (insgesamt 1977 Stationen). Es handelt sich um die Wetterelemente:

   Nr. Meteorologisches Element Einheit
   1 Maximum der Temperatur [°C]
   2 Tagesmittel der Temperatur [°C]
   3 Minimum der Temperatur [°C]
   4 Tagessumme des Niederschlages [mm]
   5 Tagesmittel der relativen Feuchte [%]
   6 Tagesmittel des Luftdrucks [hPa]
   7 Tagesmittel des Dampfdrucks [hPa]
   8 Tagessumme der Sonnenscheindauer [h]
   9 Tagesmittel des Bedeckungsgrades [octas]
   10 Tagesmittel der Windstärke [Bft]

3. Von globalen Klimasimulationen zu wetterlagenkonsistenten Zeitreihen und deren Extremen

Zunächst erfolgte die Definition von 14 Boxen mit einem Einzugsbereich von 3° in meridionaler und 4° in zonaler Richtung. Für jede der 14 Einzelboxen werden getrennt Simulationen durchgeführt, die erst in einem späteren Schritt zu einer Gesamtsimulation vereinheitlicht werden. Die Boxen sind in Abb. 1 dargestellt.

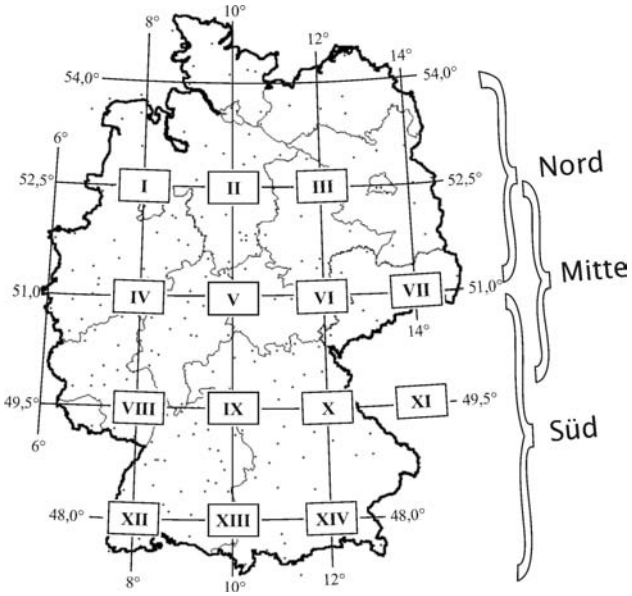


Abb. 1: Einteilung der Gesamtfläche in 14 Boxen von 3° × 4° Größe. Dargestellt sind außerdem die drei Breitenkreisstreifen in denen die Klassifikation fokussiert durchgeführt wird.

Danach werden optimierte Zirkulationsmuster für den Norden, die Mitte und den Süden Deutschlands abgeleitet, wobei generell zwischen Zirkulationstypen, die auf den Niederschlag optimiert wurden und solche, die auf die Temperatur optimiert wurden unterschieden wird.

3.1 Der Weg zur Bildung von Wetterlagen

- Definition einer Leitgröße (Temperatur, bzw. Niederschlag), die über die Fläche einer Box aus den darin befindlichen Messreihen der Klimastationen gemittelt wird.
- Klasseneinteilung (von extrem kalt nach extrem warm, bzw. extrem trokken bis extrem nass) und Zuordnung jedes Tages zu „seiner" Temperatur- bzw. Niederschlagsklasse. Die Klassenintervalle sind von der Jahreszeit abhängig.
- Erzeugung von äquidistanten Feldern atmosphärischer Kenngrößen aus ERA40 Reanalysen.
- Bildung von Composites der Felder für jede der Temperatur- bzw. Feuchteklassen. Diese Verteilungen werden mittlere Zirkulationsmuster für die jeweilige Klasse genannt.

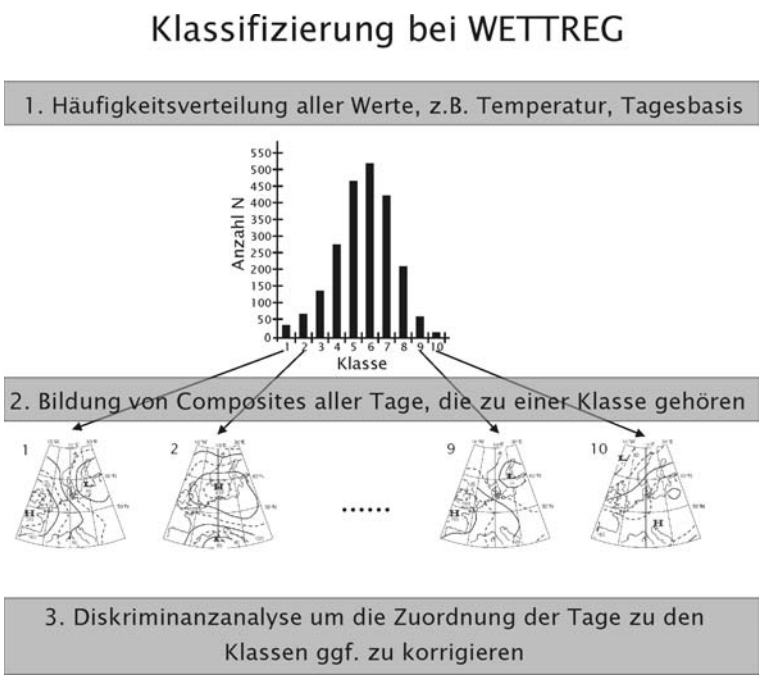


Abb. 2: Prinzip der Erzeugung der Zirkulationsmuster

3.2 Von der globalen zur regionalen Klimaänderung

In diesem Abschnitt wird beschrieben, wie die benötigten lokalen Zeitreihen eines Szenarios entstehen. Dabei sind folgende Anforderungen an die simulierten lokalen Zeitreihen eines Szenarios zu stellen:

- Die statistischen Eigenschaften der Reihen (z.B. Mittelwert, Spannweite, Variabilität) müssen realistisch sein;
- der zeitliche Verlauf der Reihen muss möglichst realitätsnah sein;
- die Wiedergabe von Extremen sollte realistisch sein: In der Jetztzeitsimulation müssen die synthetischen Reihen die derzeitigen Extreme reproduzieren. In einem Zukunftsszenario muss es möglich sein, dass neue Extreme auftreten.

Annahmen für die Synthetisierung der Zeitreihen:

- In jeder Box werden Witterungsabschnitte/Episoden definiert, die durch positive bzw. negative Anomalien einer so genannten Leitgröße (z.B.

Temperatur oder Niederschlag) gekennzeichnet sind. Dazu wird an jeder Station der Jahresgang dieser Leitgröße eliminiert.

- Durch zufällige Rekombination von positiven und negativen Anomalienepisoden aus einem Referenzzeitraum lässt sich eine neue Reihe in ihren statistischen Eigenschaften reproduzieren. Dies gilt sowohl in der Jetztzeit, als auch unter den Bedingungen eines geänderten Klimas, wenn man nachfolgende Bedingungen einführt.
- Die Häufigkeiten der Zirkulationsmuster, die durch die Reanalysen/Control Runs bzw. durch die globalen Klimamodellszenarien vorgegeben werden, müssen durch die synthetisierten Reihen reproduziert werden. Da die Wetterlagen im Entwicklungskollektiv 1971/2000 für jeden Tag bekannt sind, erfolgt die Selektion der Witterungsabschnitte so, dass eine vorgegebene Häufigkeitsverteilung der Wetterlagen (Kontrolllauf oder ein beliebiges Szenario) mit jedem Schritt besser angenähert wird.
- Wegen der Kontinuität an den Schnittstellen der Witterungsabschnitte wird zusätzlich gefordert, dass die Übergangswahrscheinlichkeit zwischen aufeinander folgenden Tagen 10 % nicht überschreitet.

Durch diese Vorgehensweise ist die Simulation beliebiger Klimaszenarien möglich. Es ist lediglich die Rekombination der Anomalie-Segmente mit den geänderten Randbedingungen (aus globalen Klimamodellen abgeleitete Häufigkeitsverteilungen der Wetterlagen) erneut durchzuführen.

3.3 Extreme in den Szenarien

Allen bisher gewonnenen Ergebnissen ist gemeinsam, dass der Wertebereich, aus dem die Anomalie-Abschnitte stammen nicht nach oben oder unten überschritten werden kann, und somit neue Wetterextreme systemimmanent nicht auftreten können. Um nun aber Aussagen über Veränderungen bei den Extremen machen zu können, wird die wetterlagenspezifische Änderung der Beträge der Wetterelemente mit Hilfe einer multiplen Regression bestimmt.

Die Ableitung der Regressionsgleichungen erfolgt an ausgewählten Punkten der schon zur Herleitung der Wetterlagen verwendeten 43 Prediktorenfelder. Bei der Anwendung der multiplen Regressionsgleichung auf ein Szenario wird die aus der Änderung des selektierten Prediktorenfeldes (z.B. Schichtdicke 1000/850 hPa) zwischen Controlrun und Szenario berechneten Änderung des Prediktanden (z.B. Temperatur) täglich auf das simulierte Wetterelement (z.B. Temperatur) aufgeprägt.

Beim Niederschlag ist das großräumige Zirkulationsmuster von deutlich geringerer Relevanz für die Erklärung der Varianz auf der regionalen Skala.

Daher ist, insbesondere bei diesem Wetterelement sowie für die Bestimmung der Änderung im Bereich der Extreme, die Zirkulationsmuster-abhängige Regression nicht zielführend. Ein Ausweg besteht darin, die Verteilung des Niederschlags an eine theoretische Verteilung anzupassen – die Extremwerttheorie zeigt, dass die Gumbel-Verteilung dafür gut geeignet ist. Dazu werden Überschreitungswahrscheinlichkeiten von Schwellwerten berechnet – die Niederschlagsreihen werden dazu je nach Schwelle binarisiert – und für jede Schwellwertklasse werden die real existierenden Verteilungen an die theoretische Verteilung angepasst. Dieses Verfahren wurde im Rahmen eines Projektes des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie entwickelt und ist im Bericht [Enke u. a. 2006b] beschrieben.

3.4 Synthese: Von der Box zur Gesamtfläche.

Nach den bisherigen Bearbeitungsschritten liegt nun eine Kollektion von 14 „Regionalstudien" vor, wobei jede „Region" einer der 14 Boxen entspricht. Dabei ist auf der Basis jeder „Regionalstudie" der vollständige Satz an lokalen, synthetischen Zeitreihen der Wetterelemente für *ganz Deutschland* vorhanden – ganz gleich wie weit der Stationsort vom Mittelpunkt der Box entfernt ist. Es kann davon ausgegangen werden, dass die regionalisierten Szenarien für die jeweils in der Box liegenden Stationen präziser sind, als für weiter entfernt liegende Stationen. Dies ist in geringerem Maße z.B. bei der Temperatur und in höherem Maße z.B. beim Niederschlag der Fall.

Der Weg zur Aufbereitung der Daten für ein Deutschland-einheitliches hochaufgelöstes Szenario ist in der Prinzipskizze Abb. 3 dargestellt.

Zunächst werden Boxen zu einem Gesamtwert aggregiert. Dazu wird an jeder Station über alle 14 „Regionalstudien", die ja über sie Aussagen machen, gemittelt. Dies geschieht abstandsgewichtet mit relativ starker Mittenbetonung.

Es zeigt sich, dass die Mittenbetonung die lokale und die großräumige Information am besten ausnützt. In einem weiteren Schritt wird berechnet, wie die Zentralbox (Box Nr. 5 Abb. 1) allein die Gesamtfläche beschreibt. Aus diesem Muster werden ebenfalls Saison- oder Monatsmittel gebildet. Daraus werden Differenzkarten zur oben beschriebenen Aggregierung über die Gesamtfläche berechnet. Mit diesen Differenzkarten werden schließlich die täglichen Werte korrigiert. Bei der Temperatur ist die Anpassung damit abgeschlossen.

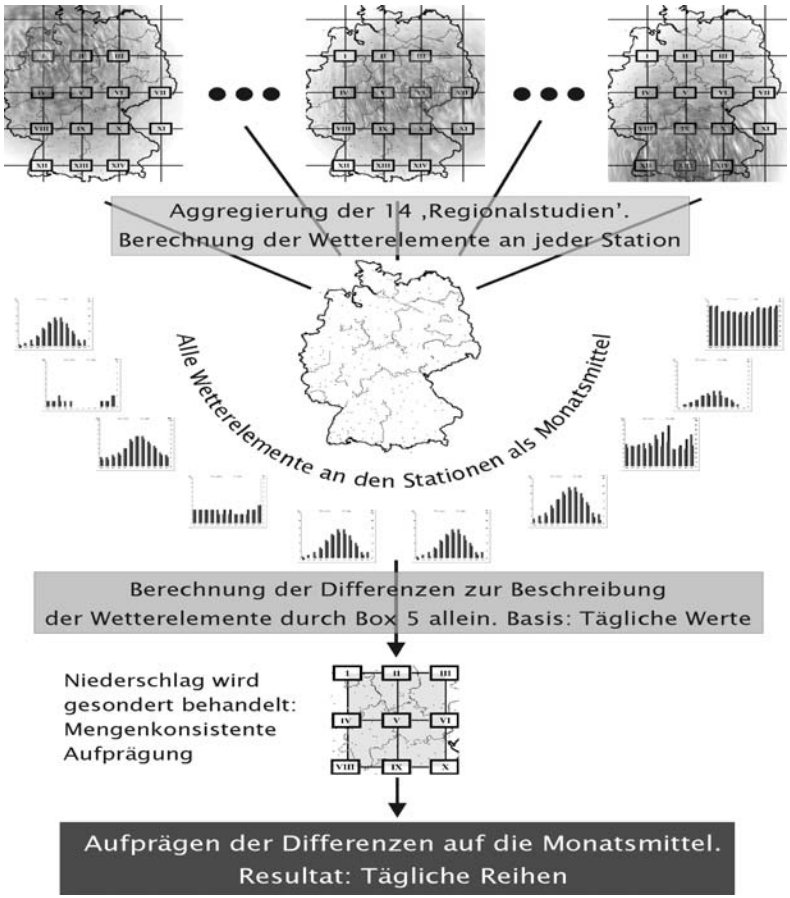


Abb. 3: Veranschaulichung des Bearbeitungsschrittes, in denen die Ergebnisse aus den 14 Boxen zu einem einheitlichen, hochaufgelösten Szenario für ganz Deutschland werden.

Der Niederschlag benötigt eine gesonderte Behandlung: Die Korrektur mit Hilfe der Mittelkarten erfolgt nur an Stationen, an denen auch Niederschlag vorhanden ist; das hat zur Folge, dass die zu korrigierende Niederschlagsmenge ggfs. erhöht werden wenn nur an einigen Stationen Niederschläge simuliert wurden um die zu korrigierende Gebietsmenge zu erreichen.

4. Ergebnisse

Aus der Vielzahl der Ergebnisse sollen nur einige wenige ausgewählt werden:

Zur Verdeutlichung der Modellgüte dient die Simulation des Jetztklimas (1971/2000) auf der Basis des Control-Run von ECHAM5. Wird das derzeitige Klima gut simuliert, so kann man davon ausgehen, dass die statistische Regionalisierungsmethode auch das zukünftige Klima zuverlässig simulieren kann. Wie aus Abb. 4 (links) ersichtlich, liegt die dargestellte Grauskala für den Niederschlag zwischen -5% und 15% und für die Tagesmitteltemperatur Abb. 4 (rechts) zwischen -0.5K und +1K. Die überwiegend vorhandene Graustufe zeigt Differenzen nahe Null Kelvin, d.h. die Differenzen zwischen simuliertem und beobachtetem Klima sind gering. Auch die regionalen Unterschiede für den Niederschlag sind gering, so dass entsprechend die verschiedenen Klimaregionen mit vergleichbarer Güte simuliert werden.

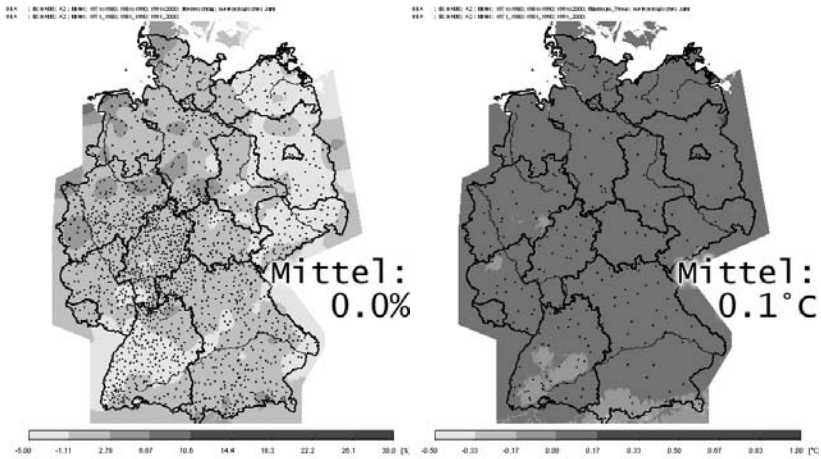


Abb. 4: Vergleich des Niederschlages (links) und der Tagesmaximumtemperatur (rechts) auf der Basis von Messreihen mit dem Control Run von ECHAM5. Periode 1971–2000.
Hellgraue Färbung: Control Run ist trockner als das Klima; dunkelgraue Färbung: Control Run ist feuchter als das Klima. Bei der Tagesmaximumtemperatur sind die Abweichungen zu vernachlässigen.

Abbildung 5 zeigt die Differenz zwischen dem Klima der Jetztzeit (verwendet wurde der gemittelte Control Run im Zeitraum 1971–2000) und dem Mittel der Klimasimulation (Szenario A2) für die letzte Dekade dieses Jahrhunderts für die Tagesmaximumtemperatur, unterteilt nach den meteorologischen Jahreszeiten.

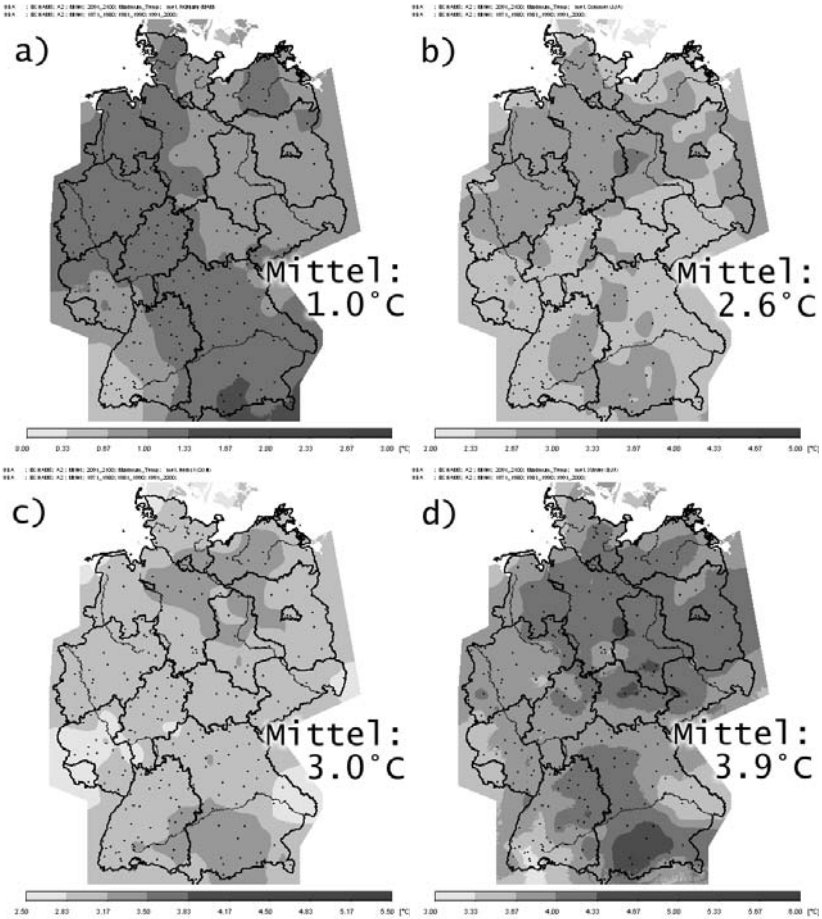


Abb. 5: Differenz zwischen dem Klima der Jetztzeit (verwendet wurde der gemittelte Control Run im Zeitraum 1971–2000) und der letzten Szenario-A2-Periode 2091–2100. Wetterelement: Maximumtemperatur. Dargestellt ist, bei einheitlicher Spannweite der Grauskala (3K), die nach Jahreszeiten differenzierte Entwicklung a) im Frühjahr, b) im Sommer, c) im Herbst und d) im Winter. Zur Darstellung regionaler Unterschiede ist das Niveau der Grauskala je Jahreszeit unterschiedlich, der Wertebereich ist in jeder Abbildung mit 3°C gleich.

Es fällt auf, dass die einzelnen Jahreszeiten von der Klimaerwärmung recht unterschiedlich betroffen sind. Am stärksten fällt der Temperaturanstieg mit ca. 3.9 K im Winter und mit 3.0 K im Herbst bzw. 2.6 K im Sommer aus. Der Frühling ist mit ca. 1.0 K moderat. Die regionalen Unterschiede sind relativ

gering. Etwas niedriger fällt der Temperaturanstieg in den Mittelgebirgsregionen aus.

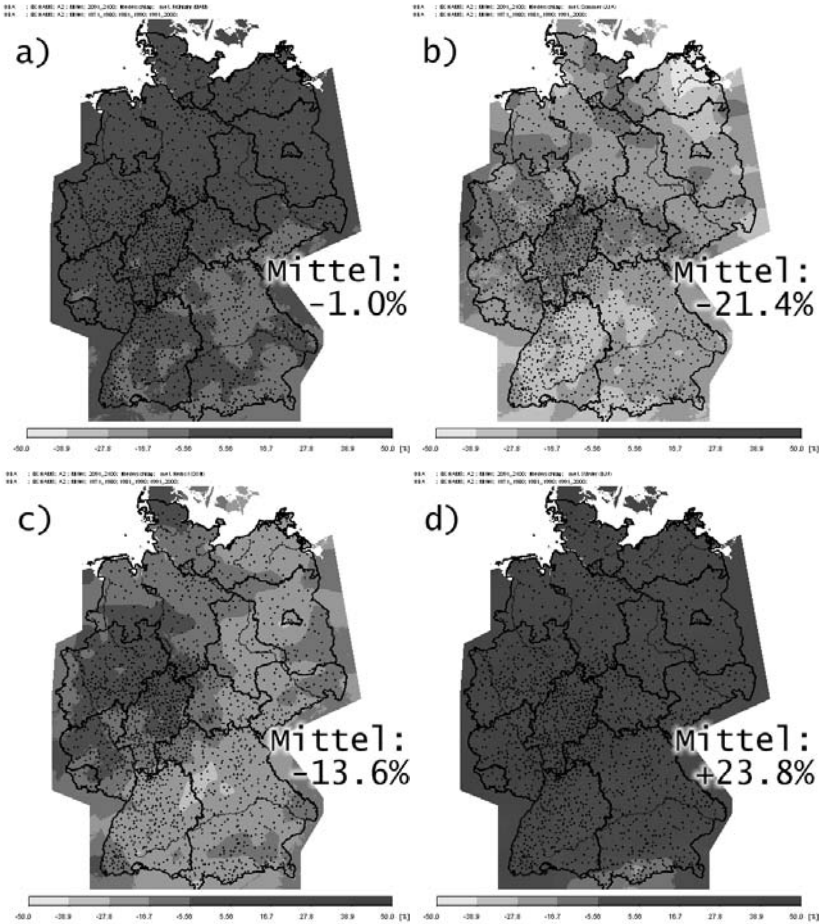


Abb. 6: Wie in Abb. 5, aber für die prozentuale Änderung beim Wetterelement Niederschlag.

Abbildung 6 zeigt die prozentuale Änderung der Niederschlagssumme zwischen dem Klima der Jetztzeit (verwendet wurde der gemittelte Control Run im Zeitraum 1971–2000) das Mittel der Klimasimulation (Szenario A2) für die letzte Dekade dieses Jahrhunderts, unterteilt nach den meteorologischen Jahreszeiten. Die Grauskala der Abbildungen liegt zwischen -50% (hellgrau) und +50% (sehr dunkles Grau)

Es fällt auf, dass die einzelnen Jahreszeiten eine recht unterschiedliche Entwicklung der Niederschläge zeigen. Während die Übergangsjahreszeiten eher geringe prozentuale Änderungen zeigen, wird der Winter (+23.8%) deutlich feuchter und der Sommer (-21.4%) deutlich trockener. Regional und über das Jahr betrachtet wird es im Nordosten Deutschlands und im Voralpenland insgesamt trockener. In Hessen, Rheinland-Pfalz, Saarland und Nordrhein-Westfalen eher feuchter.

Betrachtet man unterschiedliche Szenarien (A2 als ein extremes Szenario und B1 als ein moderates Szenario), so fällt in Abb. 7 auf, dass bis Mitte dieses Jahrhunderts beide eine nahezu gleichförmige Temperaturentwicklung zeigen. Dies demonstriert die Trägheit des Klimasystems und bedeutet, dass der Temperaturanstieg bis zur Mitte dieses Jahrhunderts durch emissionsmindernde Maßnahmen (Szenario B1) nicht mehr beeinflusst werden kann. Heutige Treibhausgaseinsparungen kämen wohl aber unseren Kindern und Enkeln zu Gute. Die Abbildung verdeutlicht auch, dass der Klimatrend kein gleichförmiger Temperaturanstieg ist, sondern von Dekade zu Dekade größeren Schwankungen unterworfen ist.

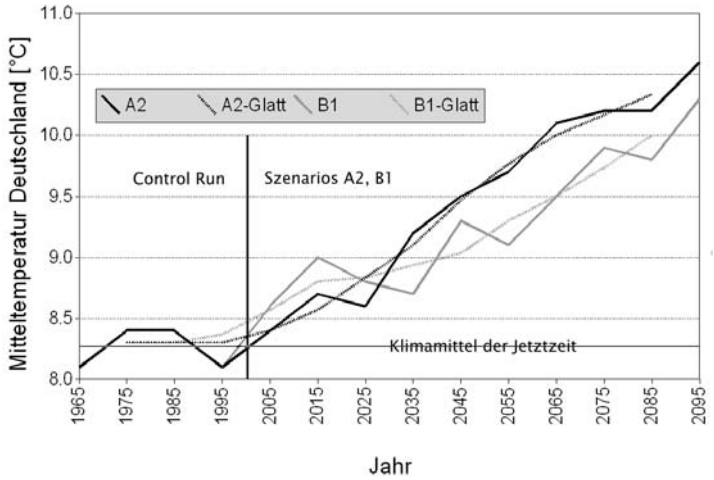
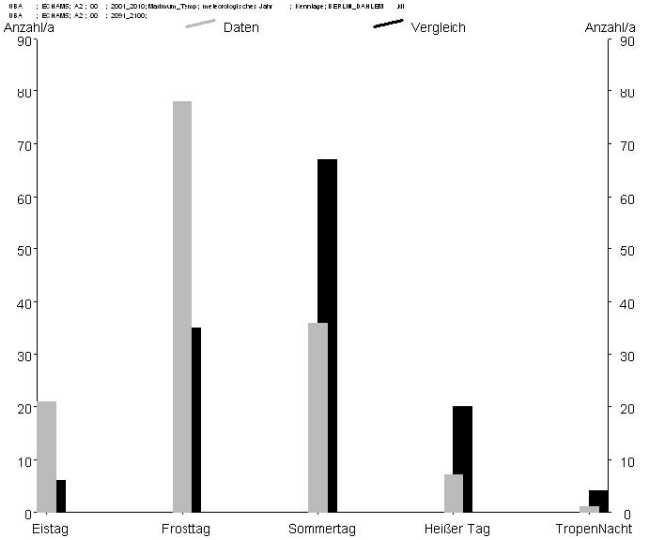


Abb. 7: Entwicklung des Deutschland-Flächenmittels der Tagesmitteltemperatur von 1961–2100. Die Datenpunkte aus dem Zeitraum 1961–2000 stammen aus dem Control Run des ECHAM5-Modells; für den Zeitraum 2001–2100 sind die ECHAM5-Rechnung der SRES-Szenario A2 und B1 dargestellt. Die Datenpunkte befinden sich jeweils in der Mitte der Dekade. Eingezeichnet ist die Entwicklung von Dekade zu Dekade, ein dreifach übergreifendes Mittel (gestrichelt) sowie das Klimamittel der Jetztzeit.

Zur Beschreibung der Änderung der Extremwerte ist in Abb. 8 die Veränderung der Kenntage unter Szenariobedingungen für Berlin-Dahlem dargestellt. Deutlich ist die Abnahme der Zahl der Frosttage und die Zunahme der Sommer- bzw. heißen Tage zu erkennen. Auch die Zahl der Tropennächte, bisher eher eine Ausnahme, steigt auf eine nicht mehr zu vernachlässigende Zahl.



Eistag: Maximumtemperatur < 0°C
Frosttag: Minimumtemperatur < 0°C
Sommertag: Maximumtemperatur > 25°C
Heißer Tag: Maximumtemperatur > 30°C
Tropennacht: Minimumtemperatur > 20°C

Abb. 8: Veränderung der Kenntage unter Szenariobedingungen im Vergleich der Periode 2001–2010 (hellgrau) mit 2091–2100 (dunkelgrau), Berlin-Dahlem

5. Zusammenfassung

Mit dem WETTREG-Verfahren wurde eine statistische Methode entwickelt, die, basierend auf IPCC-Szenarienrechnungen des ECHAM5-Modells bis zum Jahr 2100 Einblicke in die regionalen Wirkungen der Klimaänderungen ermöglicht. Zudem ermöglicht diese Methode auf einheitliche Weise, WETTREG-Resultate für ganz Deutschland zu erstellen.

Der Artikel stellt die Phasen auf dem Weg zu den regionalisierten Szenarien für Deutschland vor. Die Anwendung von WETTREG erfolgt zunächst auf den Control Run nachfolgend auf das IPCC-Szenario A2, und B1. Die IPCC-Szenarien werden kurz umrissen und die Besonderheiten von A2 beschrieben. In der Diskussion der vorliegenden Ergebnisse wird kurz auf regionale Klimaänderung eingegangen. Diese haben jahreszeitliche und räumliche Spezifika. Bei der Temperatur werden „Hot Spots" der Änderung im Oberrheingraben, am Niederrhein und im Osten Deutschlands identifiziert. Beim Niederschlag ist eine Neigung zu erhöhtem Winterniederschlag und zunehmender Sommertrockenheit zu verzeichnen. Mit Bezug auf die Entwicklung der Extreme wird anhand der Untersuchung der Klimastation Berlin-Dahlem gezeigt, wie sich Zahl von Kenntagen (Eistage, Frosttage, Sommertage, heiße Tage und Tropennächte), die mit Schwellwerten in Verbindung stehen, unter A2-Szenariobedingungen verändert.

Literaturverzeichnis

[Enke 2001] Enke, W.: Regionalisierung von Klimamodell-Ergebnissen des statistischen Verfahrens der Wetterlagenklassifikation und nachgeordneter multipler Regressionsanalyse für Sachsen. Abschlussbericht / Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie. Dresden, 2001. – Forschungsbericht

[Enke 2002] Enke, W.: Abschätzung der zukünftigen Klimatischen Entwicklung in Süddeutschland. 2002 (Werkvertrag B. - Nr. 10029524/43 KLIWA). –Forschungsbericht

[Enke 2003d] Enke, W.: Anwendung eines statistischen Regionalisierungsmodells auf das Szenario B2 des ECHAM OPYC3 Klima-Simulationslaufes, bis 2050 zur Abschätzung regionaler Klimaänderungen für das Bundesland Hessen/ Landesamt für Umwelt und Geologie Hessen, Wiesbaden. 2003 (Werkvertrag 2003/00082). – Forschungsbericht

[Enke 2004] Enke, W.: Abschlussbericht: Erweiterung der Sächsischen Klimaprognose WEREX II für das Zeitfenster 2050 bis 2100 für die Emissionsszenarien B2 und A2 (WEREX 2100) / Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie. 2004. – Forschungsbericht

[Enke 2005] Enke, W.: Zusammenfassende Bearbeitung und Bewertung der für einzelne Bundesländer vorhandenen Klimaszenarien; im Unterauftrag des Max-Planck-Instituts für Meteorologie Hamburg. UBA-Projekt: Klimaauswirkungen und Anpassung in Deutschland - Phase 1: Erstellung regionaler Klimaszenarien für Deutschland / Umweltbundesamt. 2005 (204 41 138).– Forschungsbericht

[Enke u. a. 2005a] Enke, W.; Deutschländer, Th.; Schneider, F. ;Küchler, W.: Results of five regional climate studies applying a weather patter based downscaling method to ECHAM4 climate simulations. In: Meteorol. Z. 14 (2005), S. 247–257

[Enke u. a. 2005b] Enke, W.; Schneider, F.; Deutschländer, Th.: A novel scheme to derive optimized circulation pattern classifications for downscaling and forecast purposes. In: Theor. Appl. Climatol. 82 (2005), S. 51–63

[Enke und Spekat 1997] Enke, W.; Spekat, A.: Downscaling Climate Model Outputs Into Local and Regional Weather Elements by Classification and Regression. In: Climate Research 8 (1997), S. 195–207

[Enke u. a. 2006a] (Forschungs- und Entwicklungsvorhabens: „Klimaauswirkungen und Anpassungen in Deutschland – Phase I: Erstellung regionaler Klimaszenarien für Deutschland" des Umweltbundesamtes. Förderkennzeichen 204 41 138)

[Enke u. a. 2006b] Enke, W.; Spekat, A.; Kreienkamp, F.: Analyse und Projektion extremer Wetterereignisse mit physikalisch-statistischen Methoden/ Abschlussbericht für das Hessische Landesamt für Umwelt und Geologie. 2006 (Werkvertrag Nr. 4500165655). – Forschungsbericht

[Enke u. a. 1999] Enke, W.; Spekat, A.; Wehry, W.: Signalanalyse zur Regionalisierung von Klimamodell-Outputs mit Hilfe der Erkennung Synoptischer Muster und Statistischer Analysemethoden / Abschlußbericht des BMBF-Forschungsschwerpunktes Klimavariabilit¨at und Signalanalyse. 1999 (Teilprojekt 07VKV01/30). – Forschungsbericht

[IPCC 2001] IPCC; Houghton, J.T. (Hrsg.); Ding, Y. (Hrsg.); Griggs,D.J. (Hrsg.); Noguer, M. (Hrsg.); Linden, P.J. van d. (Hrsg.); Dai, X.(Hrsg.); Maskell, K. (Hrsg.); Johnson, C.A. (Hrsg.): Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, U.K. und New York, USA: Cambridge University Press, 2001a

[Roeckner u. a. 2003] Roeckner, E.; Baeuml, G.; Bonaventura, L.; Brokopf, R.; Esch, M.; Giorgetta, M.; Hagemann, S.; Kirchner, I.; Kornblueh, L.; Manzini, E.; Rhodin, A.; Schlese, U.; Schulzweida, U.; Tompkins, A.: MPI-Berichte. Bd. 349: The atmospheric general circulation model ECHAM5 – Part 1: Model Description. Hamburg : Max-Planck-Institut für Meteorologie, 2003

[Roeckner u. a. 2004] Roeckner, E.; Brokopf, R.; Esch, M.; Giorgetta, M.; Hagemann, S.; Kornblueh, L.; Manzini, E.; Schlese, U.; Schulzweida, U.: MPI-Berichte. Bd. 354: The atmosphere general circulation model ECHAM5. Part 2: Sensitivity of simulated climate to horizontaland vertical resolution. Hamburg : Max-Planck-Institut für Meteorologie, 2004

[Uppala u. a. 2005] Uppala, S.M.; Kållberg, P.W.; Simmons, A.J.; Andrae, U.; Costa Bechtold, V. da; Fiorino, M.; J., J.K. G.; Haseler; Hernandez, A.; Kelly, G.A.; Li, X.; Onogi, K.; Saarinen, S.; Sokka, N.; Allan, R.P.; Andersson, E.; Arpe, K.; Balmaseda, M.A.; Beljaars, A.C.M.; Berg, L. van d.; Bidlot, J.; Bormann, N.; Caires, S.; Chevallier, F.; Dethof, A.; Dragosavac, M.; Fisher, M.; Fuentes, M.; Hagemann, S.; H_lm, E.; Isaksen, B.J. Hoskins L.; Janssen, P.A.E.M.; Jenne, R.; McNally, A.P.; Mahfouf, J.-F.; Morcrette, J.-J.; Rayner, N.A.; Saunders, R.W.; Simon, P.; Sterl, A.; Trenberth, K.E.; Untch, A.; Vasiljevic, D.; Viterbo, P.; Woollen, J.: The ERA-40 re-analysis. In: Quart. J. R. Meteorol. Soc. 131 (2005), S. 2961–3012

Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät *86(2006), 141–153*

Heinz Kautzleben

Das Internationale Polarjahr 2007/2008, das Internationale Heliophysikalische Jahr 2007 und das Internationale Jahr des Planeten Erde 2007–2009 – neue Initiativen in der internationalen wissenschaftlichen Zusammenarbeit fünfzig Jahre nach dem Internationalen Geophysikalischen Jahr 1957/58[1]

Einleitung

Im Jahre 2007 wird es einige weltweite konzertierte Aktionen geben, deren vorrangiges Ziel es ist, erneut und in verstärktem Maße die Aufmerksamkeit der breiten Öffentlichkeit für die Geo- und Kosmoswissenschaften zu erringen. Dazu wird das Jubiläum des Internationalen Geophysikalischen Jahres 1957/58 – englisch abgekürzt: IGY – genutzt. Die Vorbereitungen sind in vollem Gange. Das IGY ist eines der bedeutendsten Ereignisse in der Geschichte der Geo- und Kosmoswissenschaften und der für dieses große Gebiet der Wissenschaft typischen internationalen Zusammenarbeit. Mit dem IGY begann ein großartiger Aufschwung dieses Gebietes, der mehrere Jahrzehnte anhielt.[2] Zu Beginn des 21. Jahrhunderts häufen sich jedoch die Anzeichen dafür, daß neue Initiativen erforderlich werden, um den erreichten Stand zu halten und zu verteidigen und um in der Entwicklung wieder an Tempo zu gewinnen – unter den politischen, ökonomischen und Wissenschaftsbedingungen der Gegenwart und absehbaren Zukunft. In diesem Sinne kann man das Thema des Beitrages als ein Lehrstück zur Geschichte und Zukunft der Geo-

1 Gekürzte Fassung des Beitrages, der zum wissenschaftlichen Kolloquium der Leibniz-Sozietät „Aktuelle Aspekte der Meteorologie und Klimatologie“ am 20.01.2006 anläßlich des 70. Geburtstages von Karl-Heinz Bernhardt vorgelegt und auszugsweise vorgetragen wurde. Die elektronische Fassung des vollständigen Beitrages kann vom Autor abgefordert werden.

2 Die Teilnahme am IGY und der sich stürmisch entwickelnden internationalen Zusammenarbeit in der Folgezeit hat die Entwicklung der Geowissenschaften in der DDR wesentlich gefördert. Vgl. u.a. den Artikel von H. Kautzleben „Zur Entwicklung der Geowissenschaften in der DDR – Betrachtungen aus der Sicht der Akademie der Wissenschaften“ im Sammelband der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften „Geschichte der Geowissenschaften in der DDR, 1945 bis 1990“ (im Druck).

und Kosmoswissenschaften bezeichnen. Im Beitrag wurden aus den umfangreichen Informationen, die im Internet verfügbar sind, einige dazu relevante Materialien ausgewählt und zusammengefaßt vorgestellt.

Bei allen diesen neuen Initiativen spielt eine zentrale Rolle der International Council of Science – ICSU. Er arbeitet dabei mit zahlreichen internationalen Organisationen zusammen. ICSU hat 2005 erstmals in seiner Geschichte einen strategischen Plan für seine Aktivitäten zur Förderung der internationalen Wissenschaft zum Wohle der Gesellschaft beschlossen. Dieser ordnet sich ein in den Aktionsplan „Science for the Twenty First Century", der auf der Weltkonferenz zur Wissenschaft beschlossen wurde, die 1999 von UNESCO und ICSU durchgeführt wurde.

Was kann die Leibniz-Sozietät, was können wir zu diesen Aktionen beitragen? Die Übersicht der Aktivitäten, die in der Schriftenreihe „Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät" dokumentiert sind, läßt erwarten, daß die Mitglieder und Freunde der Sozietät in der Lage sind, einen ansehnlichen Beitrag zu leisten. Die Sozietät kann dem Thema angemessen global denken, integrativ arbeiten, sich auf die Schwerpunkte konzentrieren. Sie vermag es, die aufkeimenden vielversprechenden Richtungen zu erkennen und in akademietypischer Weise zu fördern.

Übersicht 1:

International Years 2007
IGY + 50

International Polar Year 2007–2008
ICSU + WMO
www.ipy.org

International Heliophysical Year 2007
Space Agencies + UNCOPUOS + SCOSTP
http://ihy.org
UN Basic Space Science Initiative
SCOSTP – International Program 2004–2008
Climate and Weather of the Sun-Earth System (CAWSES)
SPACE AGENCIES' Program:
International Living With a Star (ILWS)

Electronic Geophysical Year 2007–2008
ICSU – IUGG + CODATA
www.egy.org

International Year of Planet Earth 2007–2009
„Planet Earth: Earth Sciences for Society"
UNESCO + IUGS
UN Proclamation for 2008
www.yearofplanetearth.org

Übersicht 2:

International Geophysical Year (IGY)
Periode der straff organisierten weltweiten internationalen Zusammenarbeit auf allen Gebieten der Geophysik (im weitesten Sinne verstanden) vom 1. Juli 1957 bis zum 31. Dezember 1958, verlängert als International Geophysical Cooperation (IGC) bis zum 31. Dezember 1959;

Special Committee for the IGY (franz. CSAGI),
gegründet 1952 durch den ICSU, beendete seine Aktivität am 30. Juni 1959, Präsident: S. Chapman;
direkter Nachfolger des CSAGI war das ICSU Special Committee for the Inter-Union Cooperation in Geophysics (ICG), dessen Tätigkeit endete 1967, Präsidenten: S. Chapman (1959), W.W. Beloussow (1959–1961), W.J.G. Beynon (1961–1967);

IGY-Disciplines, durch das CSAGI beschlossen:
I. World Days, II. Meteorology, III. Geomagnetism, IV. Airglow and Aurora, V. Ionosphere, VI. Solar Activity, VII. Cosmic Rays, VIII. Longitude and Latitude, IX. Glaciology, X.Oceanography, XI. Rockets and Satellites, XII. Seismology, XIII. Gravimetry, XIV. Radioactive Radiation

Geographische Regionen, durch das CSAGI beschlossen:
Antarktis, Arktis, Westliche Hemisphäre, Osteuropäisch-Asiatische Region, Afrika südlich der Sahara, Westpazifische Region

Einfluß auf die weltweite Kooperation direkt nach IGY/IGC – hauptsächliche Faktoren:
- Wissenschaftliche Komitees, die vom ICSU eingerichtet wurden:
  SCAR – für die Antarktisforschung, SCOR – für die Erforschung der Ozeane,
  COSPAR – für die Weltraumforschung, SCOSTP – für die solar-terrestrische Physik
- Neue große internationale Programme:
  International Year of the Quiet Sun 1964/1965;

World Weather Watch (1963–), Global Atmospheric Research Program (1967–);
Upper Mantle Project (1960/64–1970)

- Traditionelle Aktivitäten der internationalen wissenschaftlichen Unionen im ICSU-System:
  IUGG, IUGS usw.
- Aktivitäten der zwischenstaatlichen Organisationen:
  UNESCO, WMO usw.

Übersicht 3:

Meilensteine in der Entwicklung der internationalen geophysikalischen Zusammenarbeit bis zum IGJ 1957/58

- Internationale Konferenzen,
- international koordinierte Programme,
- internationale Organisationen

1780–1792 Societas Meteorologica Palatina
1834–1837/1851 Göttinger Magnetischer Verein / Magnetic Crusade
1853 Conference maritime internationale, Brüssel
1864 1. Generalkonferenz der Mitteleuropäischen Gradmessung (Internationale Assoziation für Geodäsie), Berlin
1872 Internationale Meteorologenkonferenz in Leipzig
1873 1. Internationaler Meteorologischer Kongreß, Wien
1879 Gründung der Internationalen Meteorologischen Organisation (IMO, bestand bis 1950)
01.08.1882–31.08.1883 1. Internationales Polarjahr
1895 Internationaler Geographenkongreß in London
empfiehlt gleichzeitige Entsendung von 3 Expeditionen in die Antarktis (britisch, schwedisch, deutsch) ab 1900
1903 Gründung der Internationalen Seismologischen Assoziation
1919 Gründung der International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG), des International Research Council (IRC) u.a.
1920 Gründung der Union Radio Scientifique Internationale (URSI)
01.08.1932–01.09.1933 2. Internationales Polarjahr

Übersicht 4:

International Polar Year 2007–2008

Objectives:

Utilise the vantage point of the polar regions to carry out an intensive and internationally coordinated burst of high quality, important research activities and observations that would not otherwise occur;

Lay the foundation for major scientific advances in knowledge and understanding of the nature and behaviour of the polar regions and their role in the functioning of the planet;

Leave a legacy of observing sites, facilities and systems to support ongoing polar research and monitoring;

Strengthen and enhance international collaboration and co-operation in polar regions research and monitoring;

Address both polar regions and their global interactions;

Link researchers across different fields to address questions and issues lying beyond the scope of individual disciplines;

Collect a broad-ranging set of samples, data and information regarding the state and behaviour of the polar regions to provide a reference for comparision with the future and the past;

Ensure data collected under the IPY are made available in an open and timely manner;

Intensify the recovery of relevant historical data and ensure that these also made openly available;

Attract, engage and develop a new generation of polar researchers, engineers and logistic experts;

Optimise exploitation of available polar observing systems, logistical assets and infrastructure;

Develop and embrace new technological and logistical capabilities;

Build on existing and potential new funding flows;

Engage the awareness, interest and understanding of schoolchildren, the general public and decision-makers worldwide in the purpose of polar research and monitoring.

Organisation:

The International Polar Year 2007–2008 is co-sponsored by the International Council of Science (ICSU) and the World Meteorological Organisation (WMO).

At the National Level, over 30 countries are now involved in IPY 2007–2008 and 33 National Committees and Points of Contact have been established.
Endorsing Bodies, about 28, among them: Antarctic Treaty Consultative Meeting (ATCM), Arctic Council (AC)

Übersicht 5:

International Heliophysical Year 2007

On the 50th anniversary of the International Geophysical Year 1957, the 2007 IHY activities will build on the success of IGY 1957 by continuing its legacy of system-wide studies of the extended heliophysical domain.
„Heliophysical": A broadening of the concept "geophysical", extending the connections from the Earth to the Sun & interplanetary space.

Primary Objectives of IHY:
Advancing our Understanding of the Heliophysical Processes that Govern the Sun, Earth and Heliosphere;
Continuing the Tradition of the International Research and Advancing the Legacy on the 50th Anniversary of the International Geophysical Year;
Demonstrating the Beauty, Relevance and Significance of Space and Earth Science to the World.

IHY Activities:
Coordinated Investigation Programs
Data Access & Analysis
UNBSSI Instruments Program
Education & Public Outreach
IGY Gold History Initiative

IHY Supporting Organizations:
NASA, AGU; COST, ESA; Weltraumagenturen von China, Indien, Japan, Kanada, Rußland;
UN Office of Outer Space Affairs – UN Basic Space Science Initiative; SCOSTP, COSPAR;
IUGG, IAU

Übersicht 6:

Electronic Geophysical Year 2007–2008

The eGY 2007–2008 provides an opportunity for the international geoscientific community to focus effort on a 21st century e-Science approach to issues

of data stewardship: open access to data, data preservation, data discovery, data rescue, capacity building, and outreach. The development of Virtual Observatories and Laboratories is a central feature of eGY.

eGY drivers:
Growth of data volumes, with higher space-time resolution
Demand for real-time response
Need for a multidisciplinary/multi-institutional approach to understanding the Earth-space system
Data assimilation and integration requirements for modeling and knowledge development
The demonstrable benefits of universal (equal) access to data by everyone
The benefits of cooperation and sharing across the many different programs and initiatives with common data stewardship requirements.

eGY is an ICSU-endorsed initiative of the IUGG.
eGY Participants: The GeoUnions (IUGG, IUGS, IUSS, IGU, ISPRS); The World Data Centers; CODATA; Global Observing Bodies and Programs (IGOSS, GEOS, et. al.); „International Year" initiative linked to the 50-year anniversary of IGY: IPY, IHY, IYPE

Übersicht 7:

International Year of Planet Earth
2007–2009
Planet Earth – Earth Sciences for Society

The idea of an International Year of Planet Earth was launched in 2000 at an IUGS Council meeting. In 2001support was provided by UNESCO's Earth Science Division, making it a joint initiative by IUGS and UNESCO. Proclamation of 2008 as the International Year of Planet Earth by the UN General Assembly has been approved on 22nd December 2005.

The aim of the IYPE is to demonstrate new and exciting ways in which Earth sciences can help future generations meet the challenges involved in ensuring a safer and more prosperous world. The achievement of this aim will be supported by two major programmes: Outreach Programme including educational ventures at all levels and Science Programme concentrating on „big issues" of complex interaction within the Earth system and its long-term sustainability.

Science Programme:
- Groundwater – towards sustainable use
- Climate – the „stone tape“
- Earth and Health – building a safer environment
- Deep Earth – from crust to core
- Megacities – going deeper, building safer
- Ressources – sustainable power for sustainable development
- Hazards – minimising risk, maximising awareness
- Ocean – abyss of time
- Soil – Earth's living skin
- Earth and Life

Implementation of the science programmes will closely resemble the very successful International Geoscience Programme (IGCP) which is also a joint IUGS/UNESCO Programme.

Support, Partners:
- ICSU: IUGG, IGU, ILP, IUSS, INQUA
- UNESCO: IGCP, IOC
- UN`s International Strategy for Disaster Reduction
- National and Regional Geoscientific Societies
- Links with other Initiatives IGY+50:
  - IPY, IHY, eGY, GEOSS

Übersicht 8:

ICSU

International Council of Science

ICSU is one of the oldest non-governmental organizations in the world.
- 1919 International Research Council
- 1931 International Council of Scientific Unions
- 1998 International Council for Science
- Earlier body: International Association of Academies (1899–1914)

ICSU's strength and uniqueness lies in its dual membership, National Scientific Members and International Scientific Unions, whose wide spectrum of scientific expertise allows ICSU to address major, international, interdisciplinary issues which its Members could not handle alone. Currently: 29 Scientific Union Members and 76 National Scientific Mebers, in addition 23 International Scientific Associates, 15 National Scientific Associates and 13 National Scientific Observers.

Over the years, ICSU addressed specific global issuses through the creation of Interdisciplinary Bodies, and of Joint Initiatives in partnership with other organizations. ICSU has worked closely with various UN agencies to establish coordinated global observation systems.

The International Geophysical Year 1957–1958 – the first and extremely important programme addressed by ICSU: The IGY, sponsored jointly by ICSU and WMO, the World Meteorological Organization, brought together 67 nations and over 60 thousands individual scientists in a concerted effort to understand the earth as planet. The scientific accomplishments were numerous. It also directly stimulated at least one major geopolitical advance, the Antarctic Treaty System. Taking place at the height of the Cold War, the IGY demonstrated that even in tense political times, scientists from around the world could work together for the betterment of society. Many of the structures and bodies that were developed by ICSU and its partners as a result of the IGY continue to play an important role in serving the scientific community to this day. The IGY provided a prototype for subsequent international research planning and coordination efforts by ICSU.
The International Biological Programme (IBP, 1964–1974): The biologists watched IGY with interest and set about developing IBP. The overarching theme was „the Biological Basis of Productivity and Human Welfare". It also can be seen as a forerunner to the current global environmental change programmes. During the last years of IBP, the work inspired the planning for the inter-governmental Man and Biosphere programme of UNESCO, which was launched in 1972.
Some thirty years after the IGY, ICSU played a central role in the establishment of the World Climate Research Programme (WCRP), the first of four major international research programmes addressing various aspects of global environmental change.

ICSU today has a rich heritage in environmental research and a number of established Interdisciplinary Bodies, which provide the foundation for new initiatives over the next six years.

Several major new environmental initiatives will be launched over the next years. Principal amongst these are

the International Polar Year 2007–2008 and

a new programme on Natural and Human-Induced Environmental Hazards and Disasters.

Global Environmental Change Programmmes
- DIVERSITAS: an International Programme of Biodiversity Science (with UNESCO, IUBS, IUMS, and SCOPE)
- International Geosphere-Biosphere Programme (IGBP)
- International Human Dimensions Programme on Global Environmental Change (IHDP, with ISSC)
- World Climate Research Programme (WCRP, with IOC of UNESCO and WMO)

Übersicht 9:

ICSU

Strategic Plan 2006–2011

In 2005 the 28th General Assembly approved ICSU's first strategic plan in its 75-year history:
Strengthening International Science for the Benefit of Society.
A Strategic Plan for the International Council for Science, 2006–2011

The ICSU strategy for 2006–2011 brings together scientific advances and social needs and identifies priority areas, where ICSU is uniquely equipped to make a significant contribution. It is science led but embedded in a larger vision where excellence in science is linked to policy-making and socio-economic development in all countries across the world.

Goals

International research collaboration
I. *Environment* – to ensure a more coordinated and inclusive approach to research on the environment such that the necessary high-quality scientific evidence is made available to policy-makers; and, to develop new international programmes in key areas.
II. *Sustainable developement* – to build innovative new approaches for harnessing science for sustainable development, whilst continuing to promote research on specific sectoral issues, such as energy.
III. *Human health* – to ensure that health considerations are duly taken into account in the planning and execution of futuere activities by building on the relevant strengths of Scientific Unions and Interdisciplinary Bodies.
IV. *New scientific horizons* – to monitor emerging international research issues of importance to science and society and to develop mechanisms to ensure that these can be addressed in a timely manner by the relevant members of the ICSU community.

V. *Interdisciplinarity* – to ensure that the necessary disciplinary perspectives are considered in developing and implementing ICSU's overall strategy and that effective mechanisms are in place to facilitate the cross-fertilization of ideas from different scientific perspectives.

Science for policy
I. *Science and policy* – to ensure that science is integrated into policy development at the international and national levels and that relevant policies take into account both scientific knowledge and the needs of science.
II. *Science and society* – to improve mutual understanding between science and other sectors of society, with a particular focus on ICSU´s scientific priorities.

The universality of science
I. *Universality principle*
II. *Data and information* – to facilitate a coordinated global approach to scientific data and information that ensures equitable access to quality data and information for research, education and informed decision-making.
III. *Reaching out to all countries*
IV. *On scientific capacity*

The Strategic Plan for the ICSU 2006–2011 is organized around the four core themes of ICSU's mission:
Addressing Major Issues
- Environment
  - The International Polar Year (IPY, 2007–2008)
  - Natural an human-induced environmental hazards and disasters (correlated with the International Year of Planet Earth)
- Sustainable development
- Sustainable energy
- Human health
- Exploring new horizons

Facilitating interaction amongst Scientists
- Reaching out to all countries
- Building scientific capacity
- Bringing disciplines together

Promoting Participation and Universality
- Universality of Science
- A universal public domain for data and information

Stimulating Dialoque and Shared Understanding

- Science and policy
  - Sustainable development: Good governance needs good science
  - The information society
- Science and society

Übersicht 10:

UNESCO – ICSU
Science for the Twenty First Century

Science Agenda – Framework for Action
Adopted by the World Conference on Science, 1 July 1999, Budapest

1. Science for Knowledge; Knowledge for Progress
1.1 Role of fundamental research
1.2 The public and private sectors
1.3 Sharing scientific information and knowledge
2. Science for Peace and Development
2.1 Science for basic human needs
2.2 Science, environment and sustainable development
2.3 Science and Technology
2.4 Science Education
2.5 Science for peace and conflict resolution
2.6 Science for policy
3. Science in Society and Science for Society
3.1 Social requirements and human dignity
3.2 Ethical issues
3.3 Widening participation in science
3.4 Modern science and other systems of knowledge

Fazit der Ausführungen

1. Auf dem Gebiet der Geo- und Kosmoswissenschaften gibt es zu Beginn des 21. Jahrhunderts viele neue Initiativen in der internationalen Zusammenarbeit auf staatlicher und nichtstaatlicher Ebene. Sie folgen einer Strategie, die zwischen UN, UNESCO und ICSU abgestimmt ist.
2. Die Hauptziele sind: überlegte Nutzung der natürlichen Ressourcen, Anpassung an die globalen Veränderungen im Erdsystem (möglichst Minderung der anthropogenen Anteile an den Veränderungen), Minimierung der Folgen der Naturkatastrophen.
3. Die Wissenschaft ist zu einem großen gesellschaftlichen Bereich gewor-

den, der Großes für die Gesellschaft leisten kann, aber auch große Anforderungen an die Gesellschaft stellt. Notwendig ist der ständige Dialog Wissenschaft und Gesellschaft.

4. Am Dialog kann und muß sich die Leibniz-Sozietät beteiligen.
   Wir können dabei wie bisher schon
   - aus dem großen Fundus der historischen Leistungen und Erfahrungen der deutschen Wissenschaftler schöpfen – der jedoch durch historische Forschungen ständig weiter erschlossen werden muß,
   - die Erfahrungen der Zeitzeugen unter uns einbringen
   - und die Anstrengungen unserer jüngeren, sehr aktiven Kollegen durch kritische Diskussion und Publikation ihrer wissenschaftlichen Ergebnisse fördern.

Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät *86(2006), 155–162*

Karl-Heinz Bernhardt

Schlußwort des Jubilars

Mit Anmerkungen und Quellennachweisen versehener Text des Schlußwortes auf dem Kolloquium „Aktuelle Problem der Meteorologie und Klimatologie“ am 20. Januar 2006.

Hochverehrter Herr Präsident, meine sehr verehrten Damen und Herren, liebe Kolleginnen und Kollegen!

Da ich mit einem Jubiläum vor Monatsfrist den Anlaß für das heutige Kolloquium gegeben habe, fällt mir nun in frühnachmittäglicher Stunde der müden Augen die Pflicht des Schlußwortes zu.

An erster Stelle habe ich vielfach zu danken – den Vortragenden aus Berlin und drei weiteren Bundesländern sowie den wißbegierig-geduldigen Zuhörern, die ungeachtet widriger Witterungs- und Straßenverhältnisse – Wetterschlüssel ww 56! – den Weg in den Otto-Suhr-Saal des Neuen Stadthauses gefunden haben. Herzlicher Dank gilt gleichermaßen den Organisatoren dieser Veranstaltung, zu der der verehrte (inzwischen Alt-)Präsident unserer Gelehrtengesellschaft, Herbert Hörz, gemeinsam mit Wolfgang Böhme, dem Moderator des Kolloquiums, mit Heinz Kautzleben, dem unermüdlich aktiven Sprecher des Arbeitskreises Geo-, Montan-, Umwelt- und Astrowissenschaften, und mit Gerhard Öhlmann eingeladen hat, der mit mir seit Jahren Freuden und Mühsale eines Sekretars der Klasse Naturwissenschaften teilt.

Bewegt hat mich die Laudatio meines Fachkollegen Wolfgang Böhme, mit dem ich erstmals vor nunmehr fast einem halben Jahrhundert auf der Gründungsversammlung der Meteorologischen Gesellschaft in der DDR im September 1957 zusammengetroffen bin und der seinerzeit als Fachvertreter im Ministerium für Hoch- und Fachschulwesen, später als Direktor für Forschung und schließlich über viele Jahre als Direktor des Meteorologischen Dienstes der DDR ständiger Partner in vertrauensvoller Zusammenarbeit war.

Dank sagen möchte ich bei dieser Gelegenheit auch früheren Weggefährten einschließlich vieler Mitarbeiter, Diplomanden und Doktoranden an

Hochschulinstituten, in den meteorologischen Diensten, der Meteorologischen Gesellschaft und in der KAPG. Keinesfalls vergessen werden darf die Familie: Die, in heutiger Terminologie „Lebensabschnittsgefährtin" – dies allerdings vom 17. bis zum 70. Lebensjahr –, der ich für viele Diskussionen, Archivarbeiten, gemeinsame Publikations- und Tagungsaktivitäten, aber auch für ständige Hilfe in der bizarren Computer- und Internetwelt, für Anregung zu sportlicher Aktivität einschließlich zu Reisen in exotische Klimagebiete zu danken habe; sodann die beiden Töchter, denen ich einerseits weitere Unterstützung auf dem Feld häuslicher Computertechnik, andererseits Horizonterweiterung zur künstlerisch-ästhetischen Aneignung der Wirklichkeit verdanke, und endlich die Enkelinnen mit entschiedener Neigung zu den Sozial- und Geisteswissenschaften, von der ich als Naturwissenschaftler weitere Bereicherung erhoffe. Vielfalt menschlicher Beziehungen als wahren Reichtum eines Lebens haben mit Karl Marx und Wilhelm v. Humboldt viele Denker aller Epochen herausgestellt!

Die oben Genannten mögen es mir indes nachsehen, wenn ich in dieser Lebensbilanz der Berliner Wissenschaftsakademie einen besonderen Stellenwert einräume: Wir tagen hier an einem historischen Ort, der sich ehemals nahe der Stadtmauer und damit eher an der Peripherie der mittelalterlichen Doppelstadt Berlin-Cölln, seit 1700 aber schon in räumlicher Nähe zu der in jenem Jahr gegründeten Kurfürstlich-Brandenburgischen Sozietät der Wissenschaften und später auch ihrer im Jahre 1709 in der Neu- oder Dorotheenstadt in Betrieb genommenen Sternwarte befand,[1] mit der auch der Beginn der langjährigen Berliner Temperaturmeßreihe, zunächst von der Astronomenfamilie Kirch erstellt, verbunden ist.[2] Nicht weit von hier, auf dem Friedhof an der Parochialkirche, finden sich Grabstätte und Gedenktafel des Hofpredigers Daniel Ernst Jablonski (1660–1741), Briefpartner von Leibniz, wesentlich an der Gründung der Sozietät beteiligt und nach Leibniz' Tod seit 1733 ihr Präsident. Hier, im Neuen Stadthaus, führte am 19. Mai 1945 Generaloberst Bersarin, Ehrenbürger der Stadt Berlin, den ersten Nachkriegsmagistrat von Groß-Berlin in sein Amt ein, der unter Leitung des parteilosen Dr. Arthur Werner stand und dem auch das Akademiemitglied Ferdinand Sauerbruch angehörte.[3]

1 Vgl. Grau, C.: Akademie – Stadt – Wissenschaft. Sitzungsber. Leibniz-Soz. 32(1999), H. 5, 43–53.

2 Vgl. Pelz, J.: Eine kritische Betrachtung zur Geschichte der Temperaturmessung und deren Auswertung in Berlin seit 1701. Meteorol. Abh., Inst. Meteorol. FU Berlin, Neue Folge A4, H.4(1993), 170 S.

3 Herrmann, J. et al.: Berlin. Werte unserer Heimat 49/50, Berlin (1987), 64 ff.

Einen Monat später, am 19. Juni 1945 fand in diesem Hause eine der zahlreichen Beratungen um die Neueröffnung der Akademie statt, auf der Johannes Stroux als amtierender Präsident[4] auf „Einwürfe der städtischen Sachbearbeiter, daß nicht sicher sei, ob die Akademie überhaupt noch bestehe, und nicht vielmehr neu gegründet werden müsse", entgegnete, die Akademie sei eine Körperschaft, bestehe weiter, und im übrigen mit dem Hinweis konterte, „daß die Russische Regierung im (Jahr) 1917 an der alten zaristischen Akademie keinerlei Änderungen vorgenommen habe."[5]

Es darf bezweifelt werden, daß Stroux zu diesem Zeitpunkt Details der Vorgänge um die Russische Akademie im Jahre 1917 und danach kannte, z. B. den Brief des Sekretars Ol'denburg, ehemals Minister in der Provisorischen Regierung, vom 15. August 1919, worin er Lazarev bittet, mit Lenin zu sprechen, denn „der ist ein kluger Mensch und versteht, daß die Vernichtung der Akademie der Wissenschaften einer beliebigen Macht nur Schande bereitet." Oder die Äußerung Lenins: „Man darf einigen kommunistischen Fanatikern nicht gestatten, die Akademie zu verspeisen", und seinen energischen Hinweis, daß es im Umgang mit der Akademie „Vorsicht, Takt und großer Sachkenntnis" bedarf.[6] Der Befehl Nr.187 des Chefs der SMAD vom 1. Juli 1946, dem 300. Geburtstag von G. F. Leibniz zur Eröffnung der Deutschen Akademie der Wissenschaften gemäß dem Gesuch des Chefs der Deutschen Verwaltung für Volksbildung und des Präsidenten der ehemaligen Preußischen Akademie der Wissenschaften auf der Grundlage der letzteren (d. h. der Preußischen Akademie und des Großteiles ihres Mitgliederbestandes[7]) entsprach jedenfalls auch der Herangehensweise der Revolutionäre von 1917 an die Angelegenheiten einer Akademie; die feierliche Eröffnung der DAW fand am 1. August 1946 im Deutschen Theater statt und jährt sich in diesem Jahr zum 60. Male.[8]

---

4 Grau, C.: Die Berliner und andere deutsche Akademien nach dem Zweiten Weltkrieg. Sitzungsber. Leibniz-Soz. 15(1996), H. 7/8, 5–19; Irmscher, J.: Johannes Stroux, der erste Präsident der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin. Ebenda, 37–41.

5 Archiv der BBAW, Bestand Preußische Akademie der Wissenschaften, 1812–1945, II–I, 14, Bl. 16.

6 Zitiert nach Kröber, G., Lange, B. (Hrsg.): Sowjetmacht und Wissenschaft, Berlin (1975), Dokumente Nr. 29, 30.

7 Vgl. z. B. Scheler, W.: Von der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin zur Akademie der Wissenschaften der DDR, Berlin 2000, S. 13 ff., 157 ff.

8 Vgl. die Zeitzeugenberichte von Auth, J.: Zur Eröffnung der Deutschen Akademie der Wissenschaften im Jahre 1946. Sitzungsber. Leibniz-Soz. 15(1996), H. 7/8, 21–25; Scheler, W., Hartkopf, W.: Gespräch über die Wiedereröffnung der Berliner Akademie nach dem Zweiten Weltkrieg und über den Neubeginn ihrer Tätigkeit. Sitzungsber. Leibniz-Soz. 32(1999), H. 5., 108–139.

Vier Wochen vor der offiziellen Eröffnung der Akademie aber, am 4. Juli 1946, wurde hier in diesem Raume bereits der Leibniztag festlich begangen – Wilhelm Pieck hatte namens des Magistrates der Stadt Berlin die Bereitschaft mitgeteilt, „den großen Saal einschließlich Vorsaal im Neuen Stadthaus für den 4. Juli 1946 von 15 bis etwa 18 Uhr für eine Leibniz-Feier der Akademie der Wissenschaften ausnahmsweise zur Verfügung zu stellen.“[9]

Meine persönlichen Beziehungen zur Berliner Akademie reichen vor die Zeit meiner Wahl als korrespondierendes Mitglied im Jahre 1990 – der letzten Zuwahlrunde der Akademie der Wissenschaften der DDR – zurück, indem ich auf Einladung des Geographen Edgar Lehmann, Vorsitzender der Klasse Umweltschutz und Umweltgestaltung (1973–85), als ständiger Gast an den Klassensitzungen teilnehmen und auch Vorträge halten konnte, was nach Auflösung der Klasse seine Fortsetzung in der Klasse Geo- und Kosmoswissenschaften unter dem Vorsitz von W. Böhme fand; dem folgte ab 1986 die Mitarbeit im wissenschaftlichen Rat für Grundlagen der Umweltgestaltung und des Umweltschutzes beim Präsidium der AdW. Die langjährige Teilnahme am wissenschaftlichen Leben der beiden Klassen hat mir viele Anregungen für Forschung und Lehre gebracht und zusätzliche Publikationsmöglichkeiten eröffnet, darunter auch gemeinsam mit E. A. Lauter, einer beeindruckenden Persönlichkeit und einem ideenreichen Diskussionspartner, mit dem ich auch im Herausgebergremium der Zeitschrift für Meteorologie zusammengearbeitet habe.

Als Präsident der Meteorologischen Gesellschaft der DDR – einer der der Akademie zugeordneten wissenschaftlichen Gesellschaften – konnte ich mir der Unterstützung durch die Akademie bis hin zur Finanzierung einiger Tagungsbesuche im Ausland sicher sein. Viele schöne Erinnerungen verbinde ich mit meiner Mitgliedschaft im Nationalkomitee für Geodäsie und Geophysik unter seinem langjährigen Präsidenten, Horst Peschel, gekrönt von der Hochstimmung anläßlich der auf der XIV. IUGG-Generalversammlung in Zürich im Oktober 1967 endlich errungenen gleichberechtigten Mitgliedschaft des Nationalkomitees der DDR in dieser nichtstaatlichen Organisation, ähnlich unvergeßlich wie die Teilnahme an der ersten, in der DDR abgehaltenen und vom Meteorologischen Dienst in Potsdam, Schloß Cecilienhof, im April 1976 organisierten Tagung einer Arbeitsgruppe der WMO – der CAS-Working Group on Atmospheric Boundary-layer Problems – nach der weltweiten Anerkennung der DDR.

9 Archiv der BBAW, Bestand Akademieleitung, Akte 661.

Deren Akademie aber sollte den Beitritt der DDR zur Bundesrepublik 14 Jahre später nicht überstehen. Der Zufall wollte es, daß ich am Ende der letzten Plenarsitzung in den angestammten Räumen nach der Diskussion meines Vortrages über „Die Zukunft des globalen Klimas – Unsicherheiten und Risiken“ am 9. April 1992 im wahrsten Sinne des Wortes das Licht ausgeknipst habe, ein Vierteljahr vor dem berüchtigten Brief des Senators Manfred Erhardt vom 7. Juli, worin er die Gelehrtensozietät der ehemaligen Akademie der Wissenschaften der DDR für beendet und die Mitgliedschaft in ihr für erloschen erklärte.[10]

Die ein Jahr später offiziell ins Leben getretene Leibniz-Sozietät ist mir seither und nach der Entlassung aus dem Beschäftigungsverhältnis an der Humboldt-Universität – der Widerstand mehrerer Mitarbeiter und unerwartet vieler Studenten gegen diesen Willkürakt ist für mich eine der lichten Seiten in meinem Leben! – geistige Heimat und hauptsächliches Betätigungsfeld geworden. Weitere Vortrags-, Diskussions- und Publikationsmöglichkeiten – Dahlemer Archivgespräche, die DMG und ihr Fachausschuß für Geschichte der Meteorologie, die Kolloquien am Institut für Meteorologie der FU und die ICHM[11] – seien dankbar vermerkt, desgleichen die Arbeitsmöglichkeiten in den Bibliotheken des Instituts für Meteorologie und der BBAW sowie die ständige Hilfsbereitschaft ihrer Mitarbeiter.

Die Fachvorträge auf dem heutigen Kolloquium überdecken ein weites Themenspektrum und entsprechen in ihrer Abfolge in gewissem Maße meinem Werdegang von der Grundschichtforschung (Brigitte Klose) zur Wissenschaftsgeschichte und zur Mitwirkung in der internationalen Wissenschaftskooperation (Heinz Kautzleben).

Die Themenvielfalt meiner eigenen Arbeiten, die in der Laudatio zum Ausdruck kam, reflektiert nicht zuletzt die vielseitig-gediegene Meteorologieausbildung an der Karl-Marx-Universität in den fünfziger Jahren, die durch zwei Hochschullehrerpersönlichkeiten geprägt war, wie sie gegensätzlicher nicht hätten sein können: Einerseits der aus der BRD nach Leipzig berufene Karl Schneider-Carius, Grundschichtexperte mit ausgeprägten meteorologiegeschichtlichen Ambitionen, Goetheenthusiast, erfahrener Wetterflieger und Verfechter einer messenden und statistisch beschreibenden Meteorologie und Klimatologie im Rahmen einer alle Geosphären umspan-

10 Der Text des Briefes samt Antwortschreiben und Stellungnahmen mehrerer Akademiemitglieder ist wiedergegeben in Klinkmann H., Wöltge, H. (Hrsg.): 1992 – das verdrängte Jahr. Abh. Leibniz-Soz. 2(1999), S. 163 ff.

11 International Commission on History of Meteorology

nenden Geophysik im weitesten Sinne. Andererseits Horst Philipps, Nationalpreisträger, erster Direktor des Meteorologischen Dienstes und Gründungspräsident der Meteorologischen Gesellschaft der DDR, Sekretär und später Präsident des Nationalkomitees für Geodäsie und Geophysik, vormals Schüler und kurzzeitig Privatassistent bei Richard von Mises, Vertreter einer entschieden deduktiven theoretischen Meteorologie und ein Meister der klassischen Analysis, dazu ein herausragender Hochschullehrer und Wissenschaftsorganisator.

Meine erste Berührung mit der Wissenschaftsgeschichte übrigens geht auf das erste Studienjahr zurück: Als junger Kandidat der SED erhielt ich den Parteiauftrag, die damals in Übersetzung erschienene Newton-Biographie des verstorbenen sowjetischen Akademiepräsidenten S. I. Vavilov mit einer älteren, „bürgerlichen" Newton-Biographie zu vergleichen.[12] Später konnte ich an Vorlesungen und Seminaren des Wissenschaftshistorikers Gerhard Harig teilnehmen und war alsbald auch in die regen Diskussionen zwischen Naturwissenschaftlern und Philosophen einbezogen, die ein besonderes Markenzeichen der DDR-Geistesgeschichte darstellen, in der die Philosophen weit mehr als nur „Denkversuche" unternommen haben.

Noch einmal zum Vortragsprogramm: Die Vorträge zur Grenzschichtproblematik knüpften nahtlos an die Arbeiten am seinerzeitigen Bereich Meteorologie und Geophysik der Humboldt-Universität an, beginnend mit dem Beitrag von Brigitte Klose, die sich schon in ihrer Berliner Zeit als Dozentin sowohl mit der Theorie als auch mit dem beobachtungsmäßigen Nachweis niedertroposphärischer Strahlströme und anderer Besonderheiten des Windprofils in der Grenzschicht beschäftigt hat. Die in den Lehrbüchern der Meteorologie über lange Zeit sehr stiefmütterlich behandelten Akustik der Atmosphäre wurde seit den 70er Jahren mit der SODAR- und der RASS-Technik zur Grundlage indirekter Sondierungsverfahrens, an deren Nutzung in der KAPG-Kooperation auch unsere Studenten, so bei dem internationalen Grenzschichtexperiment in Kopisty bei Most, teilhaben konnten und deren

12 Die damals angerissene Fragestellung ist ein halbes Jahrhundert später bemerkenswert aktuell: Der denkwürdige Vortrag von Boris Hessen über die sozialökonomischen Wurzeln der Newtonschen Mechanik auf dem Wissenschaftshistorikerkongreß in London 1931 wird derzeit mehrerenorts neu übersetzt und editiert; die Persönlichkeit Hessens, der später Opfer der Stalinschen Repressionen wurde, wie auch das Wirken linksintellektueller englischer Forscher und Wissenschaftshistoriker in jener Zeit waren Gegenstand mehrerer Beiträge auf dem Pekinger Wissenschaftshistorikerkongreß im Jahre 2005, vgl. auch Leibniz Intern 29, 7. Oktober 2005, S. 10.

eindrucksvolle Weiterentwicklung zu tomographischen Verfahren uns Astrid Ziemann vor Augen geführt hat.

Optische indirekte Sondierungsverfahren im Grenzschichtbereich dagegen konnten wir zunächst nur zur Kenntnis nehmen, obgleich deren Bedeutung für die Grundschichtforschung durchaus erkannt wurde[13] und in der DDR Entwicklungsarbeiten von bleibendem Wert beispielsweise auf dem Gebiet der Fourierspektroskopie – mit Anwendungen auf Satellitenmessungen – stattfanden; Dietrich Spänkuch als einer der Protagonisten dieser Arbeitsrichtung hat uns die erstaunlichen Fortschritte der aktiven indirekten optischen Sondierung der unteren Atmosphäre demonstriert.

Die Ausdehnung des Klimabegriffes auf die chemische atmosphärische Umwelt steht in der Tradition A. v. Humboldts, und Detlev Möller ist als Mitglied der Leibniz-Sozietät der erste Atmosphärenchemiker in der mehr als 300 Jahre umspannenden Mitgliederliste der Berliner Akademie. Schon lange war ich allerdings der Auffassung, daß das Philippssche Diktum „Meteorologie ist Physik der Atmosphäre“ einer Erweiterung im Sinne des weitergefaßten Begriffes der atmosphärischen Wissenschaften bedarf. Physikalische Chemie im turbulenten Medium Atmosphäre hat uns der Vortrag von Olaf Hellmuth nahegebracht und zugleich die Ausdehnung des Größenspektrums wetter- und klimarelevanter atmosphärischer Prozesse bis in den Nanometerbereich signalisiert.

Eine spezielle, für wasserwirtschaftliche Anwendungen im weitesten Sinne höchst bedeutsame Seite des Klimas als statistische Gesamtheit atmosphärischer Zustände und Prozesse einschließlich ihrer Extreme wurde im Vortrag von Gabriele Malitz deutlich. Möglichkeiten einer regionalen Klimaprognose für Deutschland, wie im Vortrag von Wolfgang Enke ausgeführt, haben den großen Erkenntniszuwachs der letzten zwei Jahrzehnte auf dem Gebiet der Klimavorhersage veranschaulicht und gleichzeitig verdeutlicht, daß der seinerzeit nur auf die kurzfristige Wettervorhersage gemünzten Hoffnung von Max Planck, „daß es einmal gelingen werde, durch eine passende Kombination der statistischen mit der dynamischen Methode... dem idealen Endziel aller meteorologischen Forschung: der Prognose, etwas näher zu kommen“[14], neue Zeitmaßstäbe eröffnet sind.

13 Vgl. z. B. Bernhardt, K.: Physik der Grundschicht. Abh. Meteorol. Dienst d. DDR 18(1984)133, 43–62.

14 Planck, M.: Erwiderung des Sekretars Hrn. Planck. Sitz.Ber. Preuß. Akad. Wiss. (1912), 599–601.

Heinz Kautzleben schließlich hat mit seinen Ausführungen über bevorstehende geokosmische Forschungsvorhaben unter Rückgriff auf die großen internationalen Programme der letzten Jahrzehnte, deren Geschichte übrigens zunehmend zum Gegenstand wissenschaftshistorischer Forschung wird, wie beispielsweise auf der ICHM-Konferenz in Polling 2004 und vor allem auf dem XXII International Congress of History of Science in Peking 2005 deutlich wurde, Geschichte der Wissenschaft im Sinne der bekannten Sentenz Goethes als die Wissenschaft selbst präsentiert. Für unsere Sozietät, ihre Wissenschaftshistoriker und den Arbeitskreis Geo-, Montan-, Umwelt- und Astrowissenschaften eröffnet sich hier ein dankbares Betätigungsfeld in Hinblick auf den nächsten, den XXIII Wissenschaftshistorikerkongreß in Budapest 2009!

Meine Damen und Herren!
Dem Anlaß unserer Veranstaltung entsprechend, habe ich mir erlaubt, in das Schlußwort einige persönliche Erinnerungen und – notwendig subjektive – Wertungen historischer Abläufe einfließen zu lassen. Der Rückblick auf eine ungeachtet nicht weniger Enttäuschungen insgesamt besonnte Vergangenheit – Ent-Täuschung heißt auch, sich von (selbstverschuldeten) Täuschungen zu befreien! – möge mit einer Sentenz des 74-jährigen Goethe ausklingen, die ich auch auf die Zukunft der Leibniz-Sozietät in der Tradition der Berliner Wissenschaftsakademie bezogen wissen möchte: „Es gibt kein Vergangnes, das man zurücksehnen dürfte, es gibt nur ein ewig Neues, das sich aus den erweiterten Elementen des Vergangenen gestaltet, und die echte Sehnsucht muß stets produktiv sein, ein neues Beßres erschaffen.“[15]

15 Kanzler Friedrich von Müller, Unterhaltungen mit Goethe, Dienstag, 4. November 1823. Weimar (1982), S. 102.