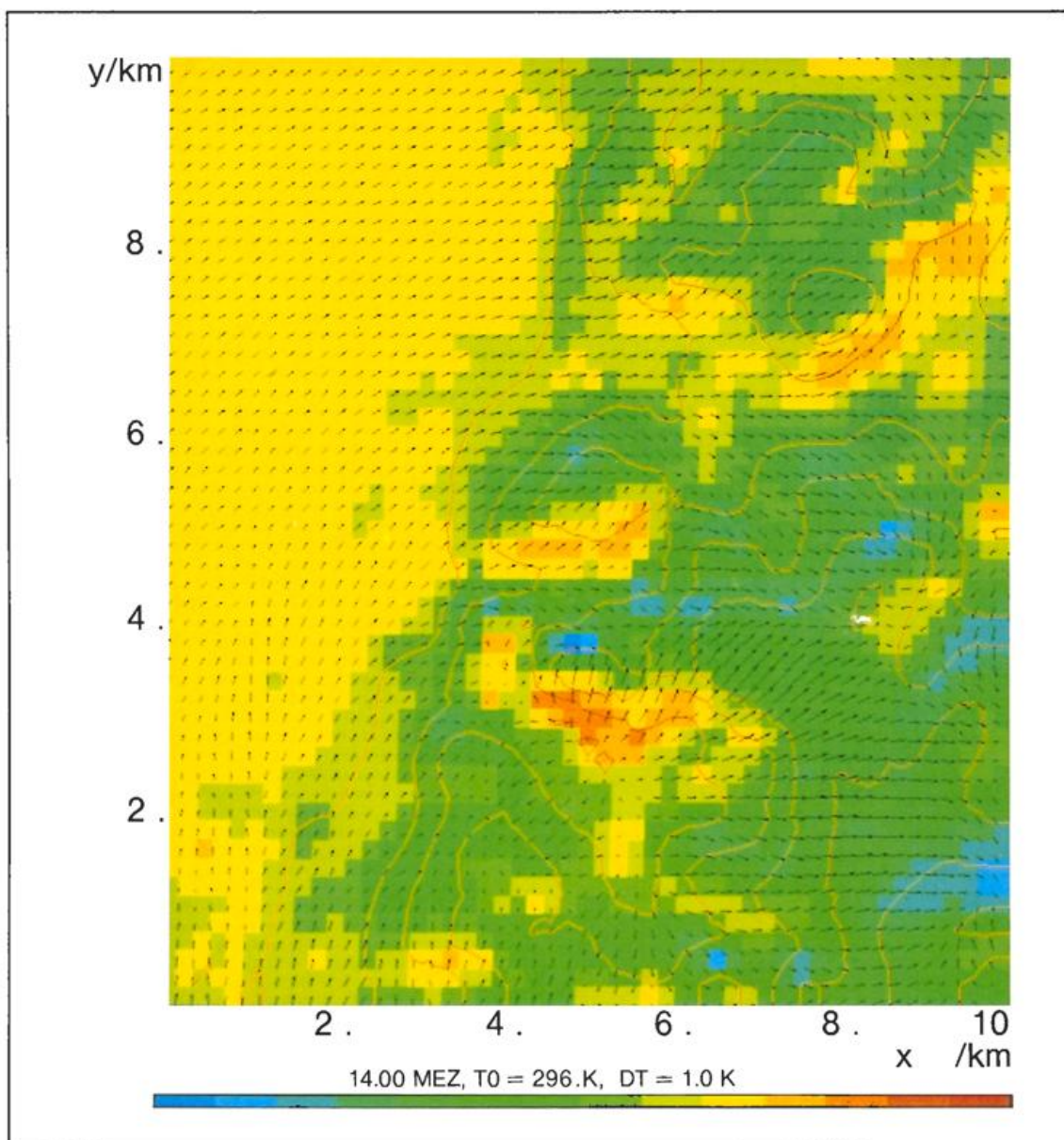


## Mesoskaliges Klima I und II



**Herausgeber**

Deutscher Wetterdienst

**Hauptschriftleiter**

Dipl.-Met. H.-D. Kirch

**Redaktionsschluß**

Prof. Dr. A. Baumgartner (München)  
 Prof. Dr. J. Egger (München)  
 Prof. Dr. F. Fiedler (Karlsruhe)  
 Prof. Dr. H.-W. Georgii (Frankfurt)  
 Prof. Dr. H. Graßl (Geesthacht)  
 Dr. F. Kasten (Hamburg)  
 Dr. R. Paulus (Traben-Trarbach)  
 Dr. H. Reiser (Offenbach)  
 Dr. R. Simonis (Neustadt a. d. Weinstr.)  
 Prof. Dr. F. Wippermann (Darmstadt)

**Zum Titelbild:**

Darstellung eines Ausschnitts einer mesoskaligen Modellsimulation mit dem Modell KAMM (s. Beitr. 11). Das Bild zeigt den Westabhang des Schwarzwaldes bei Bühl. Das Windfeld in 40 m über Grund wird durch die Pfeile, die Bodentemperatur durch die Farbstufen wiedergegeben. Die Situation entspricht der maximalen Entwicklung der thermischen Aufheizung im Tagesverlauf um 14.00 Uhr.

**promet** erscheint im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes – Zentralamt – Frankfurter Straße 135, 6050 Offenbach am Main. Bezugspreis pro Jahrgang (4 Hefte) DM 36,-, Einzelheft DM 10,-.

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Autoren verantwortlich. Alle Rechte bleiben vorbehalten.

Druck: Weppert GmbH & Co. KG,  
 8720 Schweinfurt,  
 Zehntstraße 17

ISSN 0340-4552

17. Jahrgang, Heft 3/4, 1987

Thema des Heftes:

**Mesoskaliges Klima I und II**

(Fachliche Redaktion: F. Fiedler, Karlsruhe)

<b>Beiträge:</b>	<b>Seite</b>
F. FIEDLER	
1 Problemkreise des mesoskaligen Klimas	1
L. HASSE	
2 Einfluß des Land-See-Gegensatzes auf das mesoskalige Klima	5
F. FIEDLER	
3 Unterschiedliche Flächennutzung als Klimafaktor	12
H. ZIMMERMANN	
4 Die Stadt in ihrer Wirkung als Klimafaktor	17
G. GROSS	
5 Veränderungen des regionalen Klimas durch Rodung und Bepflanzung	24
R. ROTH	
6 Regionale Windsysteme über der Norddeutschen Tiefebene	28
G. GROSS	
7 Thermische Windsysteme im Mittelgebirge	36
F. WIPPERMANN	
8 Die Kanalisierung von Luftströmungen in Tälern	40
G. ADRIAN	
9 Um- und Überströmung von Bergen	50
F. WIPPERMANN	
10 Die Feldexperimente im Klimaschwerpunkt der Deutschen Forschungsgemeinschaft	54
G. ADRIAN	
11 Was können numerische Modelle für die mesoskalige Klimatologie leisten?	58
<b>Fortbildungsveranstaltungen – Tagungen</b>	
Bericht über die Teilnahme an der „Summer School in Diagnosis of NWP-Products“ im Meteorological Office College in Reading, U. K. v. 6.-10. 7. 1987. (M. JAENEKE)	64
<b>Buchbesprechungen – Neuerscheinungen</b>	68
<b>Habilitationen, Promotionen und Diplom-Hauptprüfungen an den Universitäten der Bundesrepublik Deutschland und West-Berlin im Jahre 1986</b>	70

# Thema des Heftes: Mesoskaliges Klima I und II

## Vorbemerkungen

Die mesoskalige Klimatologie stellt einen relativ jungen Zweig der Klimatologie dar. Sie behandelt klimatische Zusammenhänge, die über einen einzelnen Standort hinausreichen, die bei der Beschreibung des Makroklimas aber zeitlich und räumlich nicht hinreichend aufgelöst werden können.

Vorläufer des Mesoklimas können in der „Landesklimaaufnahme“ nach KNOCH gesehen werden, bei der eine ähnliche Erfassung der wesentlichen Charakteristika im Vordergrund stand, wie sie auf anderen Gebieten, beispielsweise in der Geologie, bereits seit vielen Jahrzehnten durch die Erfassung der geologischen Grunddaten üblich sind.

Da das jetzige Klimameßnetz für die Beschreibung des Mesoklimas nicht ausreicht, wird in diesem Bereich verstärkt mit temporären Meßprogrammen und in zunehmendem Maße auch mit numerischen Modellen gearbeitet. Wie in diesem Heft dargestellt wird, können bereits jetzt schon einige Statistiken klimatologischer Größen mit Modellen erarbeitet werden, wozu bisher ein aufwendiges und längeres Meßprogramm erforderlich war.

Fragen des Mesoklimas spielen vor allem bei der Landes-, Regional-, Stadt- und Standortplanung eine herausragende Rolle. Darüber hinaus findet sie auch ihren wichtigen Platz in der ökologischen Forschung, bei der viele Zusammenhänge ohne eine ausführliche Hinzunahme klimatologischer Zusammenhänge nicht verständlich werden können. Gerade in diesem Bereich muß die Mesoklimatologie als die nach Raum- und Zeitauflösung dem unmittelbaren Lebensraum der Menschen angepaßte Klimaforschung einen wichtigen Beitrag zur Erhaltung erträglicher Lebensbedingungen leisten. Insbesondere muß für die Zukunft verstärkt die Möglichkeit geschaffen werden, Zusammenhänge, die wegen ihrer schleichenden Entwicklung in einem Menschenalter nicht so deutlich sichtbar werden, quasi in einer Zeitraffung offenzulegen. Dafür sind jedoch noch zahlreiche Fragestellungen zu bearbeiten. Dazu gehören zweifellos die Wechselwirkungen zwischen Mesoklima, Vegetation und Bodenfeuchte bzw. Grundwasserstand.

F. FIEDLER

# 1 F. FIEDLER Problemkreise des mesoskaligen Klimas

## 1 Einleitung

Unter mesoskaliger Klimatologie verstehen wir heute die komplexen räumlichen Variationen, die das statistische Ensemble der großräumigen Wetterereignisse durch den Einfluß der Topographie, der Nähe zu größeren Wasserflächen, der Bodeneigenschaften und der Vegetation erfährt. Sie füllt die Lücke zwischen dem *Mikroklima* und dem *Makroklima* aus und ist Variationen im Bereich zwischen 2 km und 2000 km zuzuordnen.

Der Altmeister der Klimatologie, Wladimir KÖPPEN, hat in der Einleitung zu seinem Buch *die Klimate der Erde* (1923, S. 2) bei der Abgrenzung des Begriffs Klima besonders darauf hingewiesen, daß „die Klimakunde dem Landwirt, dem Industriellen, dem Arzte statt, die Unterlage für die Beurteilung des Einflusses des gewöhnlichen Verlaufs“ des Wetters „auf das Gedeihen von Pflanzen, auf industrielle Prozesse, auf Krankheiten usw.“ liefert.

In der weiterten Begründung macht er die Rolle der Klimatologie als einen Zweig der atmosphärischen Wissenschaft deutlich, bei dem nur solche meteorologischen Bedingungen, „die das organische Leben in der Natur . . . direkt beeinflussen“ als Bestandteil der Klimas anzusehen sind.

Wenn auch diese Betrachtungsweise unseren heutigen Vorstellungen vom globalen Klimas nicht mehr voll gerecht wird, so ist sie für die mesoskalige Klimatologie durchaus

als wichtige Grundlage anzusehen. Gerade aus der Fähigkeit des Menschen mit seinen immer rascher und wirksamer vorschreitenden Möglichkeiten, die Erde umzugestalten, ergibt sich die besondere Aktualität dieses Fachgebiets.

Im öffentlichen Leben findet man heute kaum noch ein größeres Projekt für Industrieansiedlungen, für die Errichtung von Kraftwerken, für den Ausbau der Verkehrswege, für die Errichtung eines Flughafens und bei der Stadt- und Landesplanung, bei dem nicht die Frage des Klimas und dessen Beeinflussung eine wichtige Rolle spielt. Darin wird eine erhöhte Aufmerksamkeit spürbar, die den menschlichen Eingriffen in die Naturräume mit einem immer stärker zurückgehenden Anteil des agrarisch geprägten Lebensraum und einem fortschreitenden industriell geprägten Anteil mit all seinen Folgen entgegengebracht wird.

Für die Beantwortung der möglichen Veränderungen der Umweltbedingungen ist es jedoch zunächst erforderlich, die natürlichen Bedingungen in einer mesoskaligen Auflösung zu kennen. Die unter den gegebenen Bedingungen der Landoberflächen entstehenden meteorologischen Zustände und Vorgänge müssen zunächst anhand von Beobachtungen analysiert werden, schließlich durch Modellrechnungen nachvollziehbar sein, bevor eine quantitative Angabe über mögliche Beeinflussungen des mesoskaligen Klimas aufgrund von Veränderungen gemacht werden kann.

Solche Veränderungen können zweierlei Ursachen haben:

(1) die globalen Bedingungen der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation verschoben sich (z. B. durch eine Veränderung der Zusammensetzung der Luft durch Zunahme des Kohlendioxidgehalts und anderer klimarelevanter Spurengase). In diesem Zusammenhang ist die Frage nach der regionalen Auswirkung einer globalen Verschiebung der Klimazonen von Interesse.

(2) Die Bedingungen der Wechselwirkung zwischen Erdboden, Vegetation, Wasser-, Schnee- und Eisoberflächen mit der Atmosphäre werden in einer Region verändert. Hier sind besonders Fragen der Erhaltung der Lebensbedingungen der Menschen, aber auch der Tier- und Pflanzenwelt in einem begrenzten Gebiet von besonderem Interesse. Außerdem ist denkbar, daß Veränderungen im mesoskaligen Maßstab von einer bestimmten Größenordnung an auch Rückwirkungen auf großskalige bzw. sogar globale atmosphärische Vorgänge haben.

## 2 Einflußfaktoren für das mesoskalige Klima

Obwohl die verschiedenen Einflußmöglichkeiten nicht vollkommen voneinander trennbar sind und meist ein Faktor mit anderen in enger Wechselwirkung steht, ist es dennoch zweckmäßig, eine schematische Aufteilung vorzunehmen.

Es ist bekannt, daß innerhalb der Atmosphäre Strömungsstrukturen entstehen, die primär als interne Instabilität angesprochen werden können. Ihre Anregung ist nicht an gewisse topographische Bedingungen geknüpft, sondern sie entwickeln sich auch über homogenem Untergrund, insbesondere entstehen sie auch über den Meeresoberflächen. Hierzu sind Wirbelstürme mit einer horizontalen Ausdehnung von maximal 2000 km, Gewitterzellen, mesoskalige Strukturen in Fronten und Konvektionszellen in der postfrontalen Kaltluft als Beispiele zu nennen. Ihr Auftreten wird in erster Linie durch die Bedingungen des vertikalen und horizontalen Aufbaus der Atmosphäre hervorgerufen, die sich im gegebenen System anhand der aktuellen großräumigen Zirkulation ergeben. Abgesehen von der statistischen Häufigkeit, mit denen solche Phänomene in einem bestimmten Breitenabschnitt auftreten, beeinflussen diese Phänomene ein Gebiet wie Mitteleuropa nahezu gleichmäßig und tragen nicht direkt zu einer mesoskaligen Differenzierung der Klimavariablen bei. Obwohl es sich hier um atmosphärische Prozesse handelt, die von ihrer räumlichen Dimension und ihrer Lebensdauer zweifelsfrei zur mesoskaligen Größenordnung gehören, spielen sie für die Ausbildung des regionalen Klimas nur eine untergeordnete Rolle.

Der Begriff *mesoskaliges Klima* ist sehr verwandt mit den Begriffen *Topoklima* und *Geländeklima* (GEIGER 1961, S. 477). Nach GEIGER wurde der Begriff *Mesoklima* erstmals von SCAËTTA (1935) vorgeschlagen. Die Interpretation der verschiedenen Begriffe ist jedoch nicht einheitlich. BITAN (1975) ordnet das Mesoklima beispielsweise zwischen Mikroklima und Topoklima ein und benutzt den Begriff Topoklima mehr im Sinne des heute verwendeten Begriffs Mesoklima als der Klimatologie eines Gebiets, das zu groß ist, um als Mikroklima bzw. das zu klein ist, um als Makroklima angesprochen zu werden. Eine neuerliche Definition der Klimabegriffe hat KRAUS (1983) versucht. Zum Unterschied von

GEIGER und BITAN löst er die Topoklimatologie aus jeder Zuordnung zu einer Größenskala heraus und definiert sie als „Klima an einem festen Ort ohne Angabe einer Längenskala oder eines Gebietes“. Um zu vermeiden, in eine erschöpfende Diskussion über die Definition des Klimas eintreten zu müssen, betrachten wir der Einfachheit halber als mesoskaliges Klima das statistische Ensemble von Zuständen, die im mittleren Zeitbereich von der Größenordnung eines Tages in einem räumlichen Gebiet zwischen 2 km und 2000 km auftreten.

### 2.1 Dynamische Einflußfaktoren

Der wesentliche dynamische Einfluß ergibt sich durch den Zwang, den eine inhomogene Bodengestalt auf die Atmosphäre ausübt. Bergrücken von der Dimension einiger Kilometer bis zu einigen hundert Kilometern sowie zugehörige Talformen erzeugen ein Stördruckfeld, das sich der großräumigen Druckverteilung überlagert. Dadurch wird die Luft gezwungen, die Bodenerhebungen teils zu umströmen, teils zu überströmen. Durch die Einwirkung des Druck- und Reibungswiderstandes werden größere räumliche Variationen des Windfeldes erzeugt. Es entstehen Windschattengebiete mit einer starken Reduzierung des vertikalen Transports von Impuls. In diesen Gebieten gewinnen energetische Einflüsse, die von der Bodenoberfläche, insbesondere von der Energiebilanz ausgehen, verstärkten Einfluß. Inhomogenitäten der Bodeneigenschaften führen in windschwachen Gebieten zu einer wesentlich reicheren Variabilität der Zustandsvariablen der bodennahen Atmosphäre. In den Teilgebieten, in denen die Strömung sehr stark beschleunigt wird, z. B. bei kanalartigem Durchströmen von Talverengungen, wird die Ausbildung von thermischer Konvektion dagegen wesentlich unterdrückt.

Zusätzlich muß auch die Wirkung von Schwerewellen, die sich bei der Überströmung relativ niedriger Bergrücken in einer stabil geschichteten Atmosphäre ausbilden, als dynamischer Einflußfaktor beachtet werden. Durch diese Wellen wird den Leegebieten ein erheblicher Beitrag von Impuls aus den höheren Atmosphärenschichten zugeführt. Zusätzlich treten Wechselwirkungen mit im Tagesverlauf entstehenden Konvektionszellen auf, da in den aufsteigenden Wellenzonen die Ausbildung von Konvektionselementen begünstigt wird. Der zusätzliche vertikale Impuls kann seinerseits wiederum die Amplitude einer an ein orographisches Hindernis gebundenen Welle verstärken. Auf diese Weise entstehen aus einem zunächst rein dynamischen Vorgang wiederum Rückwirkungen auf den Abtransport von Energie vom Erdboden oder über die Windgeschwindigkeit auch auf die Verdunstung und damit den Wasserhaushalt.

Einen weiteren wichtigen dynamischen Einflußfaktor stellt der räumlich variable Reibungswiderstand an der Erdoberfläche dar. Er wird vorwiegend ausgelöst durch die an den wechselnden Bewuchs gebundene aerodynamische Bodenrauigkeit, wodurch Konvergenzen und Divergenzen des horizontalen Impulses hervorgerufen werden. Damit verknüpft sind wiederum horizontale Unterschiede des Vertikal-austausches, die schließlich zu Variationen der Klimavariablen über größeren Gebieten führen. Dieser Einfluß ist an der Übergangszone im Küstenbereich besonders stark ausgeprägt.

## 2.2 Thermische Einflüsse

Je geringer die Windgeschwindigkeit und damit die Advektion ist, desto intensiver wirken sich die Wechselwirkungsprozesse zwischen Boden und Atmosphäre bzw. Meeresoberfläche und Atmosphäre klimaformend aus. Neben der Bodenrauigkeit, die zu den dynamischen Einflußparametern zu zählen ist, wirken sich alle weiteren Bodenparameter in direkter Weise auf die Energieaustauschprozesse der unteren Berandung der Atmosphäre aus. Hierzu sind zu zählen:

- Bodenalbedo
- Temperaturleitvermögen des Bodens
- Bodendichte
- Bodenbewuchs
- Emissionsvermögen des Bodens
- Feuchtegehalt und Speicherfähigkeit des Bodens.

Durch diese Parameter, die über einen längeren Zeitraum betrachtet nicht als Konstanten anzusehen sind, wird entscheidend die Aufteilung der von der Sonne zur Verfügung gestellten Energie in Bodenwärmestrom, fühlbaren und latenten Wärmestrom bestimmt. Durch diese räumlich unterschiedlichen Energieumsetzungen werden alle mesoskaligen Sekundärzirkulationen erzeugt. Als bedeutender Vertreter muß hierfür das Land-Seewind-System angesprochen werden. Die Vielfalt der atmosphärischen Vorgänge wird dadurch noch wesentlich bereichert, wenn zusätzlich die aufgrund der unterschiedlichen Bodentemperatur entstehenden Energieumsätze auf verschiedenen hohen Flächen auftreten und damit zu verstärkten horizontalen Gradienten der Temperatur in einem konstanten Höhenniveau führen. Diese Einflüsse sind sowohl an den meisten Küsten, im Mittelgebirge und im Hochgebirge wirksam. Selbst im norddeutschen Tiefland sind die Einflüsse des relativ gering geneigten Geländes auf das Verhalten der Klimavariablen augenfällig.

Weniger intensiv untersucht wurden bisher solche mesoskalige Sekundärzirkulationen, die mit den horizontalen Inhomogenitäten des Strahlungsangebots, dem Feuchtegehalt des Bodens und der Schneebedeckung zusammenhängen. Auch lokal gebundene Nebelfelder können Anstoß zu Ausgleichsströmungen geben. Die Strahlungsbilanz einer Region ist eng an das Wolkenfeld gekoppelt, das durch großräumige Vorgänge, aber auch stark von orographischen und damit ortsgebundenen Einflüssen geprägt wird.

Es ist zu vermuten, daß gerade die gravierenden Veränderungen, die in den letzten 200 Jahren an den Wasserläufen und Feuchtegebieten in fast allen Ländern vorgenommen worden sind, zu Verschiebungen im mesoskaligen Klima geführt haben.

Wir betrachten hierzu die Energiebilanz des Erdbodens in der Form

$$Q + B - H - V = 0.$$

Dabei sind Q der Nottostahlungsfluß (Strahlungsbilanz), B der Bodenwärmefluß, H und V die Flüsse der sensiblen und latenten Wärme.

Durch Annahme eines mittleren Bowen-Verhältnisses von

$b = (H/V) = 0.6$  ergibt sich für die Tagesmitteltemperatur  $T_B$  des Erdbodens

$$\epsilon_B \sigma \{ T_B^4 \} = G(1 - a) + F_G - V(1 + 0.6).$$

Hierin ist  $\epsilon_B$  das Emissionsvermögen,  $\sigma$  die Stefan-Boltzmannkonstante, G die Globalstrahlung, a die Albedo und  $F_G$  die atmosphärische Gegenstrahlung. Man erkennt daraus sofort, daß die mittlere Oberflächentemperatur umso niedriger ausfällt, je höher die Verdunstung ist, falls die Strahlungsbedingungen unverändert bleiben. Dieser Zusammenhang ist in Abbildung 1.1 wiedergegeben. Mit zunehmendem Energieumsatz durch die Verdunstung erniedrigt sich das Temperaturniveau der Erdbodentemperatur über den gesamten Tag.

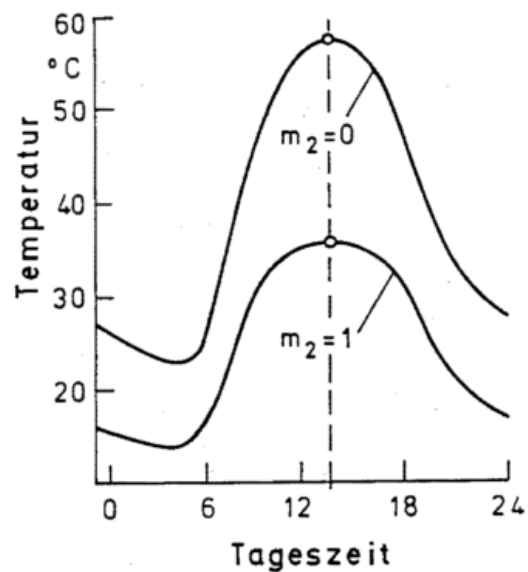


Abb. 1.1: Der Tagesgang der Erdbodentemperatur als Funktion der Verdunstung. Je höher die Verdunstung ( $m_2 = 0$  trockner Boden,  $m_2 = 1$  feuchter Boden) ist, desto niedriger liegt das Temperaturniveau.

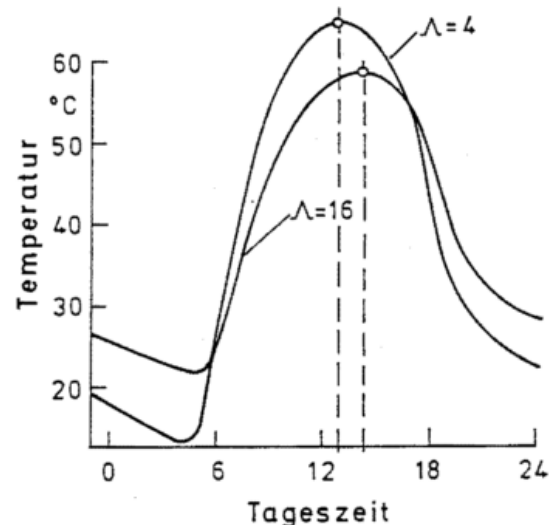


Abb. 1.2: Die Abhängigkeit der Tagesamplitude und der Phase von Bodenparametern.

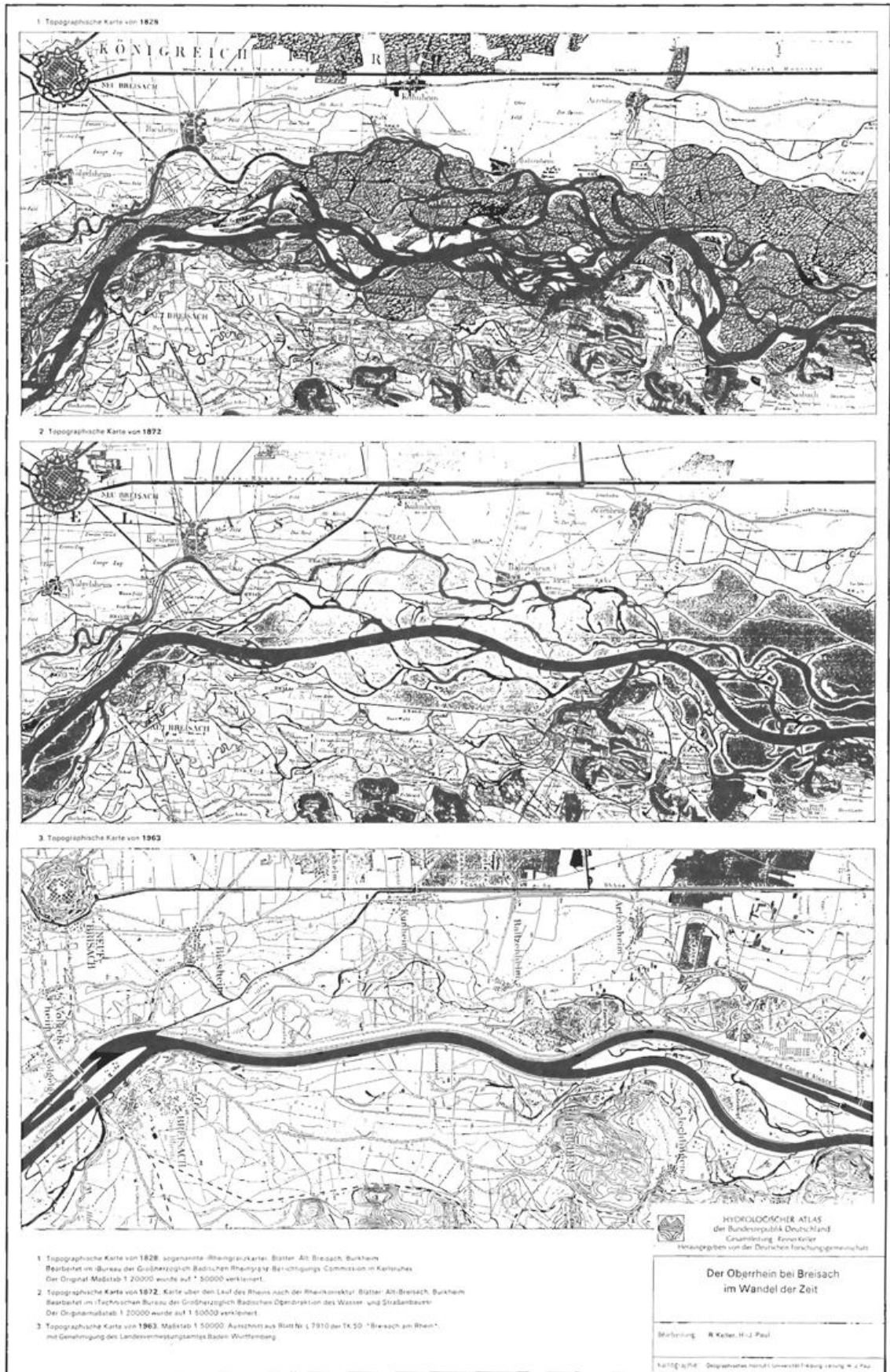


Abb. 1.3: Änderung der Landnutzung und der Bodenfeuchte im Rheintal bei Breisach in den letzten 150 Jahren (KELLER 1978)

Unterschiedliche Bodenbeschaffenheiten wirken sich zusätzlich auf das Verhalten der Lufttemperatur aus. Betrachtet man dazu die Wärmeleitung im Boden anhand der Wärmeleitungsgleichung

$$\rho_B C_B \frac{\partial T_B}{\partial t} = \lambda_B \frac{\partial^2 T_B}{\partial z^2}$$

so ergibt sich bei Vorgabe einer periodischen Anregung durch einen Wärmestrom  $F = F_0 \cos \omega t$  an der Erdoberfläche der folgende Zusammenhang zwischen der Tagesamplitude  $\Delta T_B = T_B(\text{Max}) - T_B(\text{Min})$ , der Energiezufuhr und den Bodenparametern

$$\Delta T_B = \frac{\Delta F}{(\omega \rho_B C_B \lambda_B)^{1/2}}$$

Der Nenner

$$\Lambda = (\omega \rho_B C_B \lambda_B)^{1/2}$$

enthält alle beteiligten Bodenparameter. Man erkennt aus dem einfachen Beispiel, daß bei gegebener Amplitude des Energieeintrags  $\Delta F$  die Tagesamplitude der Oberflächentemperatur um so größer wird, je geringer die thermische Leitfähigkeit des Bodens, aber auch je geringer seine Dichte und spezifische Wärmekapazität ist.

Es resultieren daraus zwei Eigenheiten:

- (1) die Tagesamplitude der Bodenoberflächentemperatur wird von den Bodeneigenschaften bestimmt,
- (2) die Phase des Temperaturganges wird verändert.

Der Tagesgang der Oberflächentemperatur ist schematisch in Abbildung 1.2 für zwei unterschiedliche Werte für  $\Lambda$  dargestellt. Je besser ein Boden Wärme leitet, desto später stellt sich das tägliche Maximum der Oberflächentemperatur ein. Gerade die unterschiedliche Phasenlage der Tageswelle der Temperatur führt bei zwei nebeneinander liegenden Gebieten mit unterschiedlichen Bodeneigenschaften (bzw. auch Vegetation) zu horizontalen Temperaturgradienten, die als Auslöser für thermische induzierte Sekundärzirkulationen wirksam werden.

## 2 L. HASSE Einfluß des Land-See-Gegensatzes auf das mesoskalige Klima

Einflüsse des Land-See-Gegensatzes auf das mesoskalige Klima kommen durch die unterschiedlichen Oberflächeneigenschaften von Land und Meer zustande, die u. a. in PROMET 4, (1974) H. 1 besprochen wurden. Primär sind die größere thermische Trägheit und die geringere Rauigkeit des Meeres Ursachen für Land-See-Unterschiede. Es gibt praktisch keine Küste, bei der nicht neben den unterschiedlichen Oberflächeneigenschaften die Orographie eine Rolle spielt, sei es dadurch, daß das Gelände mehr oder weniger schroff aufsteigt, oder daß die Küstenlinie unregelmäßig ausgestaltet ist. Daher kommt die Orographie als weiterer wesentlicher Parameter hinzu. Die thermischen und dynamischen Oberflächeneigenschaften beeinflussen zunächst

### 3 Veränderungen der Einflußfaktoren

Die folgenden Beiträge werden sich ausführlich mit den einzelnen Faktoren beschäftigen, die zu einer mesoskaligen Variabilität des Klimazustands führen. Der gegenwärtige Stand in der messenden Verfolgung aber auch der numerischen Modellierung beschränkt sich in erster Linie darauf, mesoskalige Prozesse in ihrer Struktur zu analysieren, um ihre Wirksamkeit für die mesoskalige Variabilität darzustellen. Es ist jedoch augenfällig, daß in der jüngsten Vergangenheit recht drastische Veränderungen an der Erdoberfläche vorgenommen worden sind. Als eines der eindrucksvollsten Beispiele kann die in Abbildung 1.3 enthaltene Gegenüberstellung von Ausschnitten der topographischen Karte des Oberrheingrabens angesehen werden. Die Abbildung zeigt im oberen Teil die stark verzweigte Flußlandschaft des Rheins bei Breisach vor der Rheinbegradigung im Jahre 1828, nach der Rheinbegradigung im Jahre 1872 und im Jahre 1963 (KELLER 1978). Aus der Rückschau über eine relativ kurze Zeitspanne von 150 Jahren wird die dramatische Änderung der Gestalt der Erdoberfläche besonders sichtbar. Gleichzeitig mit der Änderung der Landnutzung werden die Energieumsetzungen vor allem als Funktion des Bodenfeuchtegehalts geändert. Über diese Zusammenhänge liegen jedoch noch kaum gezielte Abschätzungen vor.

#### Literatur

- BITAN, A. (1975): New Concepts in Topoclimatology. Meteor. Rdsch. 28, S. 1-5.
- GEIGER, R. (1961): Das Klima der bodennahen Luftschicht, 4. Aufl. Fr. Vieweg-Verlag, Braunschweig.
- KELLER, R. (1978): Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland. Harald Boldt Verlag, Boppard.
- KRAUS, H. (1983): Meso- und mikroskalige Klima-Systeme. Analen d. Meteor. Nr. 20, S. 4-7
- SCAËTTA, H. (1935): Terminologie climatique, bioclimatique et microclimatique. La Mèt. 11, S. 342-347.

über Windgeschwindigkeit und Stabilität die Verhältnisse in der bodennahen Luftschicht. Man sollte jedoch auch die weniger direkten Effekte nicht vergessen, welche durch lokale Baroklinität und die Advektion von Turbulenz-Energie bedingt werden. Wegen der Vielfalt der Einflußgrößen ist es schwer, ein geschlossenes Konzept für den Einfluß der Land-See-Gegensätze zu finden. Statt dessen werden im folgenden einige Beobachtungsergebnisse aufgeführt, welche typische Prozesse charakterisieren sollen und gleichzeitig als Kontrolle für mesoskalige numerische Modelle dienen können. Die Beispiele sind grob nach den dominierenden Erscheinungen sortiert. Dabei wird man immer im Auge behalten müssen, ob die jeweils in der Beschrei-

bung vernachlässigten Effekte nicht doch wesentlich mitspielen.

**Beispiel 1: Land - Seewind Zirkulation an der nordamerikanischen Pazifikküste bei sommerlicher Hochdrucklage.**

An der Oregon-Küste führt der im Hochsommer meist recht persistente küstenparallele Wind zu kaltem Auftriebswasser. Das an das Meer heranreichende Küstengebirge ist nur bis etwa 500 m hoch, die Küste ist teilweise Steilküste, zum

(1) die differentielle Erwärmung führt zu einem Druckgefälle und damit zu einer Sekundär-Zirkulation. Diese ist wie eine Konvektionszelle thermisch angetrieben, sie ist eine beschleunigte Bewegung. In dem üblichen konzeptionellen zweidimensionalen Modell, d. h. Schnitt senkrecht zur Küstenlinie, ist die Sekundär-Strömung rechtwinklig zu den Isothermen und damit auch zu den Isobaren. Im Laufe des Vormittags überschreitet der Seewind die Küstenlinie und dringt in das Landesinnere vor. Der nächtliche Landwind ist schwächer, da die Temperaturunterschiede geringer sind.

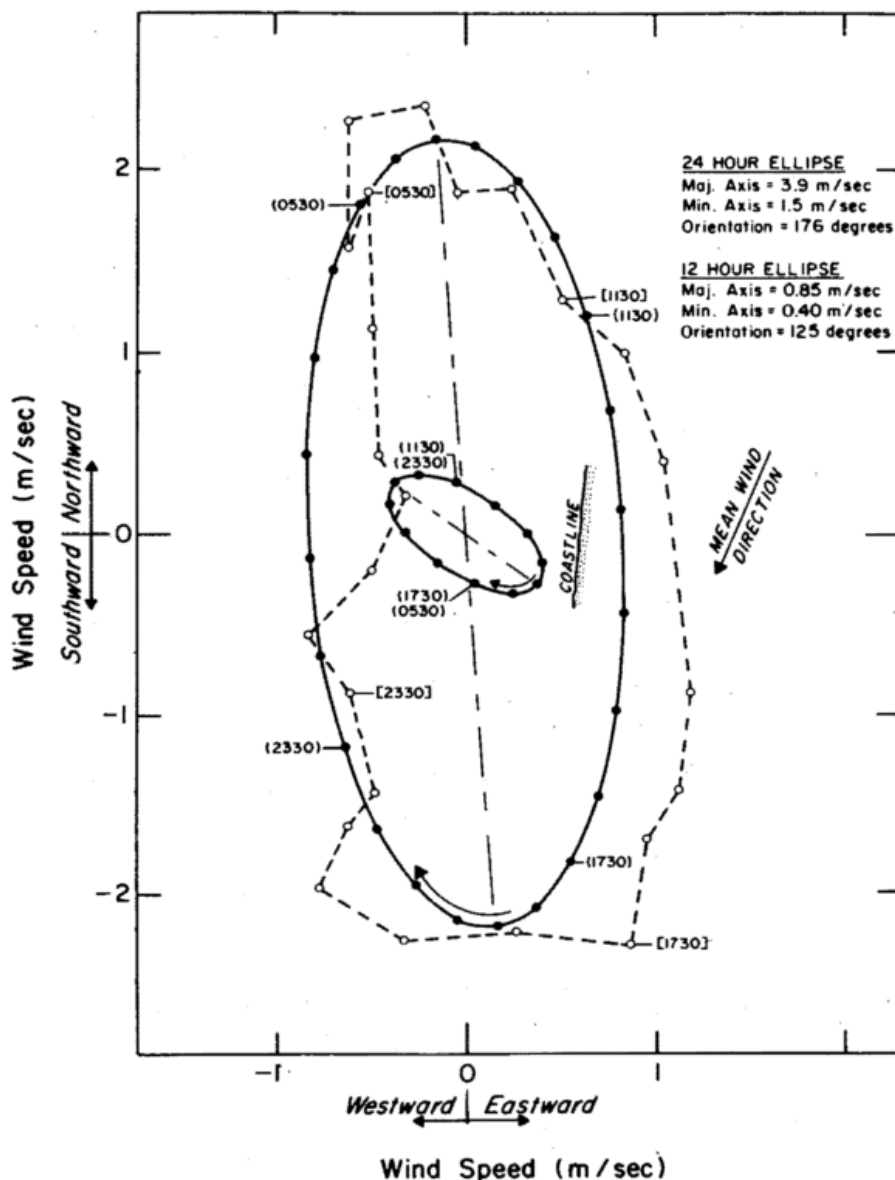


Abb. 1: Hodograph des Bodenwindes auf See 50 km vor der Oregonküste. Der Hodograph ist als Abweichung vom mittleren Wind angegeben und zwar sind die Beobachtungen als Stundenmittel (volle Kreise, gestrichelte Verbindungslinie) wiedergegeben. Die entsprechende beste ausgleichende Ellipse ist als volle Linie dargestellt. Aus BURT et al., (1974).

Teil sind ausgeprägte Dünengürtel vorgelagert. Es bilden sich Land-Seewind-Zirkulationen aus, welche zu einer ausgeprägten tageszeitlichen Variation des Windes vor der Küste führen (Abb. 1). Der Seewind überwindet das Küstengebirge und erreicht am späten Nachmittag das Willamette-Valley (etwa 90 km von der Küste) mit einer Abkühlung bringenden Brise. Die Amplituden der Sekundär-Zirkulation sind windgeschwindigkeitsabhängig, sie nehmen mit zunehmender Windgeschwindigkeit ab.

Zur Erklärung der Land-Seewind-Zirkulation können zwei Modellüberlegungen dienen:

(2) Die Temperaturgradienten stehen senkrecht auf der Küstenlinie, die Isobaren sind daher küstenparallel, und der Wind ist, ausgenommen in den untersten Schichten, nahezu geostrophisch. Dem großräumigen Wind ist daher tagsüber (bei der N-S-Orientierung der Küste) eine Nordkomponente, nachts eine Südkomponente überlagert.

Die Wirklichkeit besteht offenbar aus einer Kombination dieser beiden Anteile: Es wird eine relativ komplizierte Ellipse beobachtet (Abb. 1); Die küstensenkrechte Komponente wechselt zwischen 7 und 8 Uhr bzw. 19 und 20 Uhr jeweils das Vorzeichen, die küstenparallele Komponente

etwa um 14 und 2 Uhr Ortszeit. Die Phasenverschiebung gegenüber dem Sonnenstand kann man durch eine Phasenverschiebung der Temperaturwelle erklären sowie durch eine endliche Einstellzeit für das geostrophische Gleichgewicht.

**Beispiel 2: Land-Seewind-Zirkulation an der südamerikanischen Pazifikküste**

An der südamerikanischen Pazifikküste sorgt das südpazifische Hoch im Sommer für küstenparallele Winde und damit - wegen der auf der Südhalbkugel nach links abgelenkten Ekmandrift im Oberflächenwasser - für kaltes Auftriebswasser. Dieses wiederum ist offenbar Ursache für die küstenparallelen Wüsten von Chile und Peru. Zunächst würde man erwarten, daß kaltes Auftriebswasser die Temperaturgegensätze vergrößert und damit die Land-Seewind-Zirkulation verstärkt, die zu einem Feuchtetransport ins Inland und evtl. zur Konvektion führen würde. Dies ist jedoch nicht der Fall. So wird z. B. bei Mollendo an der Pazifikküste (16°41'S) der normale Seewind tagsüber nicht beobachtet. LETTAU et al. (1978) haben die atmosphärische Zirkulation in einer umfangreichen Arbeit untersucht. Die Situation ist in Abbildung 2 wiedergegeben. Unter den verschiedenen Einflußgrößen muß man wohl dem kalten Auftriebswasser einerseits und der hohen Lage der Heizfläche andererseits entscheidenden Einfluß zumessen. Nach dem Sandströmchen Satz kann eine thermisch angetriebene Zirkulation mit Reibung nur bestehen, wenn die Wärmezufuhr bei höherem Druck erfolgt als der Wärmeentzug. Die thermische Zirkulation ist daher auf das Niveau der Hochebene und darüber beschränkt. Es ist plausibel, daß entlang der Küste ein Strahlstrom auftritt, da die Aufheizung der geneigten Flächen zu horizontalen Temperaturgradienten und damit einem thermischen Wind führen muß.

**Beispiel 3: Sommerliche Land-Seewind-Zirkulation an der deutschen Nordseeküste**

ANTO (1977) hat Radiosondenaufstiege eines Meßtrupps des

Geophysikalischen Beratungsdienstes der Bundeswehr im Juni 1975 auf der Südspitze von Sylt ausgewertet. Im Hinblick darauf, daß die Südspitze von Sylt relativ schmal ist und ihr thermischer Effekt daher gering sein dürfte, sollten die dort erzielten Messungen typisch für die See ca. 20 km vor der Küste sein. Bemerkenswert ist die Beobachtung einer Land-Seewind-Zirkulation auch an wolkigen Tagen (Abb. 3). Seit den berühmten Arbeiten von KOSCHMIEDER verknüpft man mit *Land-Seewind-Zirkulation* die Vorstellung, daß man diese als tageszeitlich wechselndes Windsystem bei schönem Wetter und starker Einstrahlung findet. Es ist sicher plausibel, daß man bei einer Hochdrucklage häufig eine gradientschwache Situation sowie hohe Einstrahlung und damit starken Antrieb für eine thermische Zirkulation findet. Man muß wohl die Land-Seewind-Zirkulation als Sekundärzirkulation betrachten, die sich dem großräumigen Wind überlagert. So findet man sie auch bei bedecktem Himmel und immerhin noch mit Amplituden, die bei etwa 2/3 derjenigen bei sonnigen Tagen liegt. Unerklärt bleibt bei diesen Beobachtungen, warum die Höhenabhängigkeit der Amplituden an sonnigen und wolkigen Tagen verschieden ist. Interessant ist noch zu bemerken, daß etwa 40 km vor der Küste, 20 km vor Sylt eine nennenswerte Tagesvariation in Bodennähe (10 m Höhe) nicht gefunden wurde.

**Beispiel 4: Die „Küstenkonvergenz“**

In den bisherigen Beispielen sind vor allem thermische Effekte betrachtet worden, die sich wegen der tageszeitlich wechselnden Einstrahlung und den damit variierenden Temperaturdifferenzen in der Land-Seewind-Zirkulation ausprägen. Die unterschiedliche Rauigkeit bewirkt einen ebenso typischen, aber vielleicht weniger bekannten Effekt, die Küstenkonvergenz, d. h. eine Konvergenz des Windfeldes an der Küste. Die Rauigkeit des Meeres ist geringer als die des Landes, daher ist bei gleichem Luftdruckgradienten die Windgeschwindigkeit über See höher als über Land,

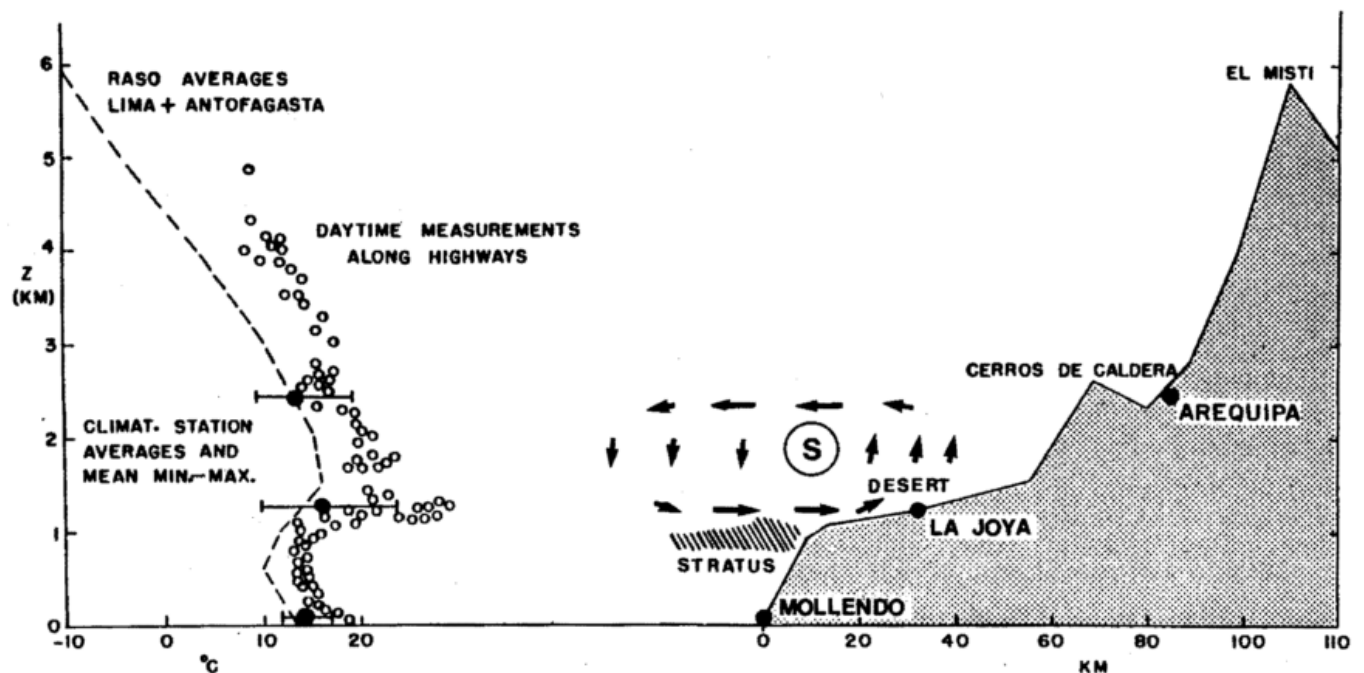


Abb. 2: Querschnitt durch die Situation an der Pazifikküste auf etwa 16° Südbreite nach LETTAU und LETTAU (1978). Das Schema einer möglichen thermischen Zirkulation und Lage des Strahlstromes S sind ergänzt.

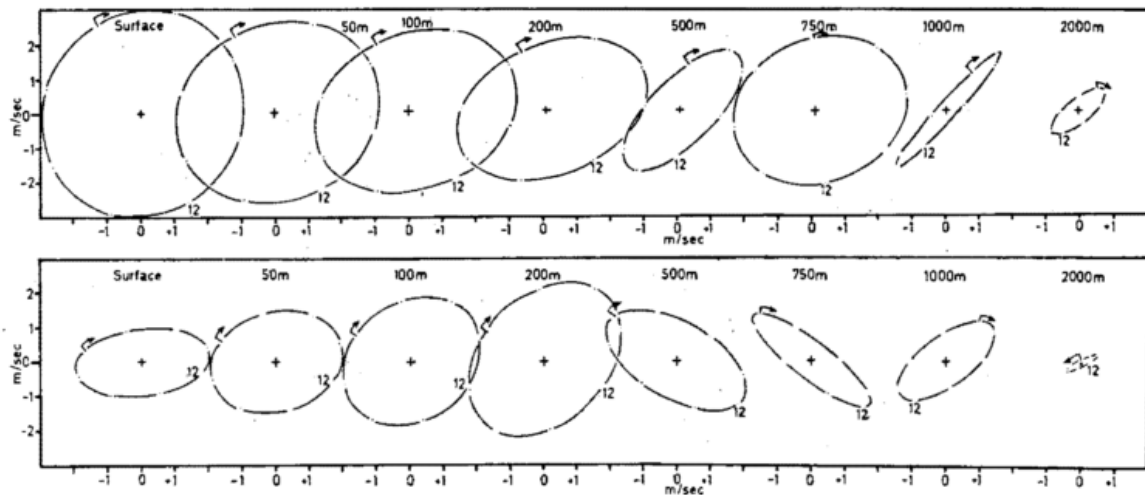


Abb. 3: Hodographen der Sekundärzirkulation im Juni 1975, gemessen über der Südspitze von Sylt. Die tageszeitliche Variation ist als Abweichung von der tageszeitlichen Variation in 3000 m Höhe dargestellt, um restliche synoptische Einflüsse zu eliminieren. Es liegen 8 Radiosondenaufstiege täglich zugrunde, welche in den angegebenen Höhen durch die beste ausgleichende Ellipse repräsentiert sind. Der kleinere Pfeil bei 00 GMT markiert die Umlaufrichtung des Hodographen (ANTO, 1977). Oben: sonnige Tage; unten: bedeckte Tag.

wenn man beide etwa in 10 m Höhe vergleicht. Bei einer auflandigen Strömung wird die Luft nach Übertritt auf Land abgebremst, es entsteht eine Konvergenz und damit erzwungenes Aufsteigen. Das ist eine Erscheinung, die den Urlaubern auf den Nordseeinseln vertraut ist: bei auflandigem Wind und Schauerwetter stehen die Cumuli hinter der Küstenlinie über Land, während auf den Inseln die Sonne scheint. ROTH (1981) hat darauf hingewiesen, daß die Küstenkonvergenz in der norddeutschen Tiefebene zu Niederschlagsmaxima in einigen 50 km Abstand von der Küste führt, wobei natürlich Orographie und Rauigkeitsänderungen im Binnenland mitspielen können.

Am Beispiel der Küstenkonvergenz wird auch eine Schwierigkeit bei der Modellierung sichtbar: Wenn man die Küstenkonvergenz mit einer Schließungshypothese 1. Ordnung modelliert, bei der das Vertikalprofil des Austauschkoeffizienten nur von der lokalen Rauigkeit und eventuell der Stabilität abhängt, schrumpft der Streifen mit Küstenkonvergenz auf die Breite eines Gitterabstandes zusammen und die Konvergenz wird umgekehrt proportional zum Gitterabstand. Das ist in natura nicht so: kleinräumig entsteht eine interne Grenzschicht, unterhalb derer die Turbulenz von der geänderten Rauigkeit beeinflusst ist, während die Strömung oberhalb noch beeinflusst ist. Damit verschiebt sich die Konvergenzlinie mit wachsendem Küstenabstand in die Höhe und das durch den Rauigkeitssprung erzwungene Aufsteigen verteilt sich über einem Streifen. Als grober Anhaltspunkt kann man für den Übergang von glatt auf rau mit etwa 10 km Übergangszone rechnen.

ROELOFFZEN et al. (1986) haben die Küstenkonvergenz mit einem numerischen Modell für neutrale Schichtung mit Blackadar-Mischungswegansatz und Austauschkoeffizienten proportional zur Wurzel aus der kinetischen Energie, aber ohne Advektion von Turbulenzenergie ausführlich untersucht. Dabei ergeben sich die dramatischsten Effekte, wenn der geostrophische Wind mit etwa 20° Einfallswinkel vom Meer aufs Land strömt, ein Effekt, der nach ihren Angaben schon von BERGERON (1949) diskutiert wurde.

### Beispiel 5: Abhängigkeit des Windes vom Küstenabstand

Für die Deutsche Nordseeküste hat SCHMIDT die Variation der Windgeschwindigkeit (10 Minuten-Mittel) und der Böigkeit im Küstenbereich und angrenzendem Binnenland empirisch untersucht (DUENSING et al. 1985), ein Beispiel gibt Abbildung 4. Auffällig ist die recht stetige Abnahme der Windgeschwindigkeit binnenwärts (die auf ein sehr breites Konvergenzgebiet schließen läßt). Die Analyse weist aber auch auf deutlich orographische Eigenheiten hin, wobei u. a. in den breiten Flußtälern höhere Geschwindigkeiten gefunden werden. Für diese Variation spielt neben dem eigentlichen Rauigkeitssprung noch mit, daß sich binnenwärts mit dem Charakter der Landschaft die Rauigkeit ändert und daß die Geest etwas höher liegt.

Beim Übergang von Land auf See, von hoher zu geringerer Rauigkeit, muß man erwarten, daß die Turbulenzenergie nur langsam abgebaut wird. Hierauf deutet der Unterschied des Verhältnisses Bodenwind zu geostrophischem Wind bei auflandigem und ablandigem Wind vor der Küste hin (Abb. 5). Diese Verhältnis ist bei ablandigem Wind geringer als bei auflandigem, d. h. als ob die See bei ablandigem Wind rauher ist (das könnte auch ein Einfluß des Seegangs sein: bei ablandigem Wind ist der anwachsende Seegang rauher als voll entwickelter Seegang. Dieser Rauigkeitsunterschied ist jedoch zu gering, als daß man ihn in dieser Art Beobachtungen sehen könnte).

### Beispiel 6: Stabilität und Baroklinität beim Übergang Land - See

In der Theorie der Planetarischen Grenzschicht sind Stabilität und Baroklinität zwei wesentliche Parameter, welche u. a. die Koeffizienten des Widerstandsgesetzes bestimmen. Dabei ist, wenn man typische Werte der Parameter zugrunde legt, der Einfluß der Stabilität etwa um den Faktor 3 größer als derjenige der Baroklinität. Für den Theoretiker sind Stabilität und Baroklinität unabhängige Parameter. In der Realität sind sie miteinander gekoppelt: wenn der Wind über das Meer strömt und ein Gradient der Wassertempe-

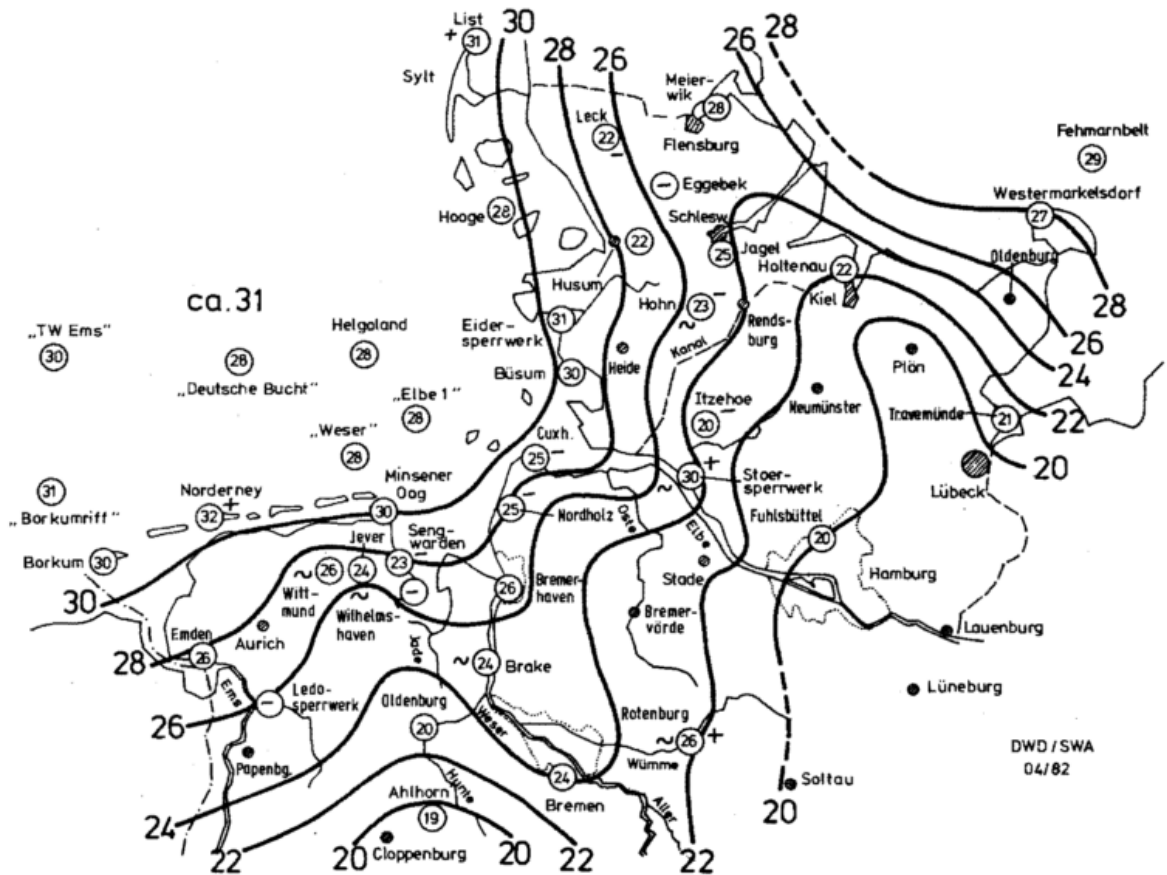


Abb. 4: Regionale Verteilung der 10-Minuten-Mittel des Windes in Norddeutschland. Dargestellt sind die Schwellenwerte (SCHMIDT, 1980) des Windes in m/sec, welche einmal im Jahr überschritten wurden. Kreise geben die Werte an den dortigen Stationen an. Die genauere Untersuchung weiterer Standorte zeigt sehr viel mehr Details und lokale Einflüsse; aus DUENSING et al. (1985).

ratur besteht, wird davon sowohl die Stabilität (Temperaturdifferenz Luft - Wasser) als auch die Baroklinität (Horizontal-Gradient der Lufttemperatur) beeinflusst. Dies hat LUTHARDT (1987) für das Gebiet der mittleren Nordsee gezeigt (Abb. 6). Sein Ergebnis dürfte im wesentlichen den mittleren klimatologischen Gradienten der Wassertemperatur widerspiegeln. Der Unterschied Land - Meer führt zu einem horizontalen Gradienten der Lufttemperatur in einem Übergangsgebiet, so daß man neben der Land-See-Wind-Zirkulation auch noch einen thermischen Wind erhält. Durch die vertikale Mischung wird damit der Abweichungswinkel und das Verhältnis Bodenwind zu geostrophischem Wind am Boden beeinflusst. Abbildung 7 gibt ein schematisches Beispiel; für auflandigen Wind wird durch die Baroklinität im wesentlichen der Abweichungswinkel, weniger der Betrag beeinflusst.

**Beispiel 7: Einfluß des Wattenmeeres**

Das Wattenmeer bildet eine Art Übergangstreifen von etwa 20 km Breite an der Deutschen Nordseeküste. Ebene Sandflächen haben etwa dieselbe Rauigkeit wie die Meeresoberfläche. Für freigefallenes Watt, das ja durch die Arbeit des Wassers noch ein gewisses flacher Relief besitzt, fand HESSLER (1987) einen Reibungskoeffizienten  $C_D$  von etwa  $1.5 \times 10^{-3}$  gegen etwa  $1.25 \times 10^{-3}$  bei Hochwasser. Für die Feuchtigkeit kann man davon ausgehen, daß die Wattoberfläche bei Niedrigwasser gesättigt feucht ist. Damit kann die Wattoberflächentemperatur aus der Wärmebilanz der Oberfläche berechnet werden (z. B. KESSLER et al. 1984).

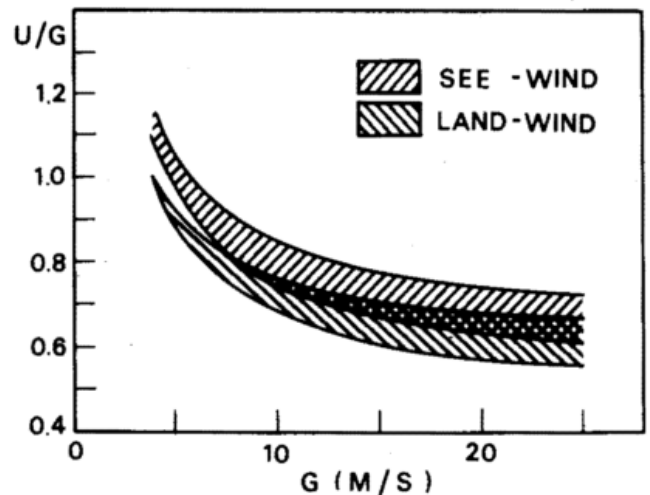


Abb. 5: Verhältnis des aktuellen und geostrophischen Windes am Boden, nach Messungen von 3 deutschen Feuerschiffen in der Elbe/Weser-Mündung in ca. 20 km Küstenabstand. Für Landwind und Seewind sind jeweils Bereiche angegeben; diese gelten für einen Stabilitätsbereich, der durch die Temperaturdifferenz Luft-Wasser von  $\pm 2^\circ\text{C}$  gegeben ist (aus LUTHARDT und HASSE, 1981).

**Beispiel 8: Einfluß des Land-See-Unterschiedes bei komplexem Terrain**

Dänische Meteorologen haben darauf hingewiesen, daß die Wettervorhersage für Jütland bei sommerlichen Schönwetterlagen erhebliche Schwierigkeiten bietet (RASMUSSEN 1982): Jütland, zwischen Nord- und Ostsee gelegen, wird bei Einstrahlung tagsüber eine Seewindbrise von beiden Seiten ins Binnenland aufweisen. Dies, zusammen mit der Küstenkonvergenz, führt zu einer Konvergenzlinie, die sich durch Bewölkung ausprägt, deren Lage über Jütland aber schwer vorhersagbar ist.

HESSLER (unveröffentlicht) hat ein Beispiel der Land-See-wind-Zirkulation an der Schleswig-Holsteinischen Ostseeküste analysiert: Bei diesem Beispiel orientierte sich der einsetzende Seewind zunächst lokal, im Laufe des Vormittags erfolgt jedoch gebietsweise ein Rückdrehen, so daß der Wind einheitlicher als NE-Wind weht. Das läßt die Deutung zu, daß sich die Strömung nach einiger Zeit großräumiger organisiert.

Es sei noch erwähnt, daß es im Küstenbereich auch ausgeprägte kleinräumige Effekte gibt. So scheint der Wind in tief eingeschnittenen Sunden vorwiegend in Längsrichtung zu wehen, ähnlich wie in anderem Maßstab im Oberrheintal. FRANK (1948, 1949) hat in mehreren kurzen Mitteilungen in den *Annalen der Meteorologie* kleinräumige Wetterbedingungen im Gebiet der westlichen Ostsee beschrieben, worin auch der Hinweis auf kleine Tiefdruckgebiete enthalten ist!

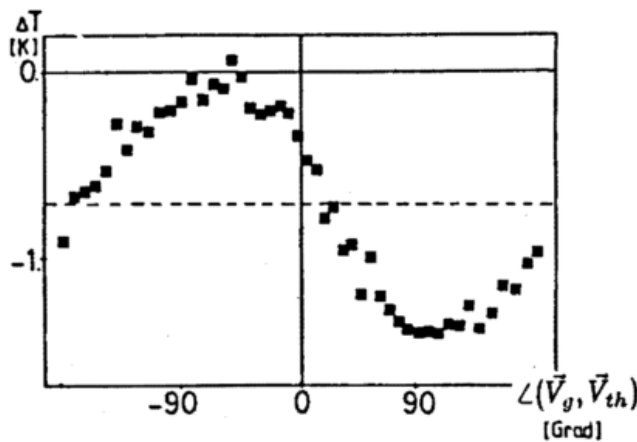


Abb. 6: Zusammenhang von Stabilität (repräsentiert durch die Temperaturdifferenz Luft-Wasser  $\Delta T$ ) und Baroklinität (gegeben durch die Winkeldifferenz zwischen geostrophischem Wind und thermischem Wind) nach Daten aus dem Gebiet der mittleren Nordsee (aus LUTHARDT 1987).

**Beispiel 9: Mittlere Felder und Korrelationsfunktionen im Küstenbereich**

Darstellungen der mittleren und charakterischen Wind-, Temperatur- und Strömungsverhältnisse für die Küstengebiete findet man in den Seehandbüchern (DHI 1980, 1987) für das jeweilige Seegebiet, in denen der meteorologische Teil vom Deutschen Wetterdienst, Seewetteramt Hamburg, bearbeitet wurde. Für ein Verständnis der aktuellen Wassertemperaturverteilung in der Nordsee sollte man wissen, daß neben den Gezeitenströmen, die ihre Richtung

wechseln, noch schwächere mittlere Strömungen herrschen. Diese setzen entlang der West- und Ostfriesischen Inseln nach Osten, entlang der Nordfriesischen Inseln nach Norden. Daneben werden durch den Wind Oberflächendrifen angeregt, deren Geschwindigkeit etwa 2% bis 3% der Windgeschwindigkeit beträgt. Da das Wasser aus den Flußmündungen andere Temperaturen als die offene See hat, ergeben sich im Einzelfall starke Abweichungen der Isothermen von den langjährigen Monatsmitteln.

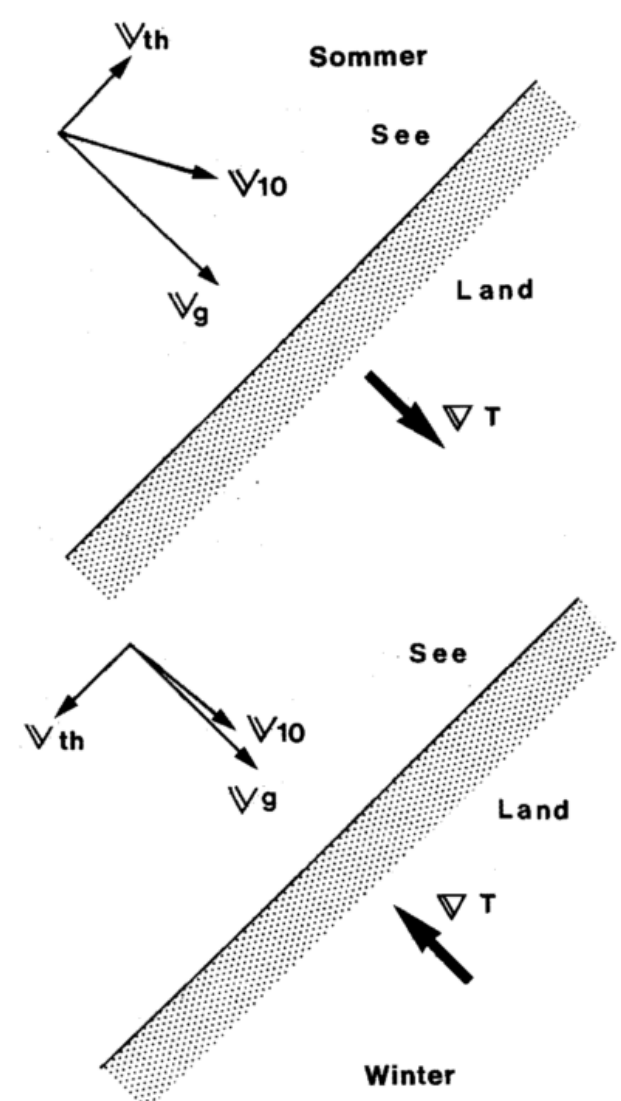


Abb. 7: Die Skizze soll zeigen, daß bei auflandigem Wind die Baroklinität im wesentlichen den Abweichungswinkel, weniger den Betrag des Windes beeinflusst; bei auflandigem Wind und küstensenkrechtem Temperaturgradienten steht der thermische Wind senkrecht auf dem geostrophischen Wind. Es sind die mittleren Situationen für Sommer und Winter gezeigt (nach LUTHARDT und HASSE 1981).

Für die objektive Analyse nach GANDIN und ähnliche Verfahren ist die Kenntnis der Korrelationen über die Küstenlinie hinweg ein wesentliches Hilfsmittel. Für die Wesermündung/Deutsche Bucht gibt FENGLER (1966) Karten der Korrelation verschiedener Parameter ( $T_L$ ,  $T_w$ ,  $\Delta T$ ,  $U$ ,  $q$ ) an, wobei der Dampfdruck die höchsten Korrelationen aufweist (Abb. 8). HESSLER (1984) hat Korrelationskurven für

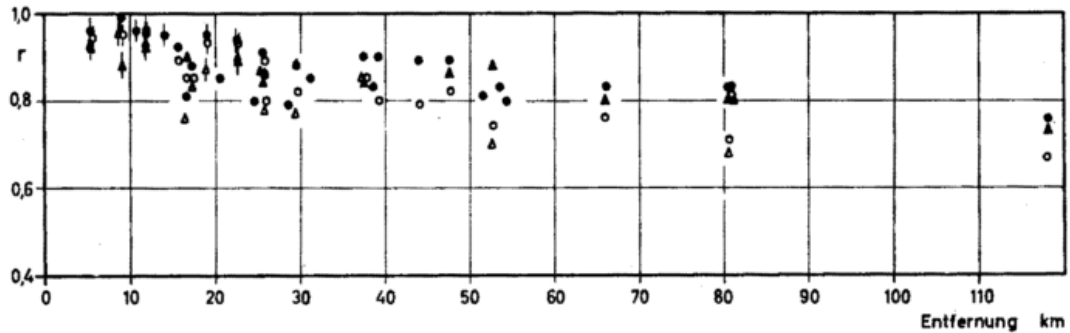


Abb. 8: Korrelationen aus dem Gebiet der Wesermündung und Deutschen Bucht nach FENGLER (1966). Die Symbole bedeuten: offenes Dreieck = Temperaturdifferenz Luft - Wasser, volles Dreieck = Windgeschwindigkeit, offener Kreis = Lufttemperatur, voller Kreis = spezifische Feuchte.

die Temperaturen aus dem Bereich der Kieler Bucht und den angrenzenden Gebieten vorgelegt, wobei die Korrelationsfunktionen über entweder nur Land oder nur See recht ähnlich sind, während die Funktion für küstenüberschreitende Korrelation sich davon deutlich in dem Sinne geringerer Korrelation unterscheidet.

#### Literatur

- ANTO, A. F. (1977): Observational studies on land-sea breeze phenomena around the island of Sylt. *Meteorol. Rdsch.* 30 S. 118-122.
- ATKINSON, B.W. (1981): *Meso-scale atmospheric circulations.* Academic Press, London, 495 S.
- BERGERON, T. (1949): The coastal orographic maxima of precipitation in autumn and winter. *Tellus* 1, S. 15-32.
- BURT, W.; H. CREW; N. PLUTCHAK und J. DUMON (1974): Diurnal variation of winds over an upwelling region off Oregon. *Bound. Lay. Met.* 6, S. 35-45.
- CLAUSSEN, M. (1987): Models of eddy viscosity for numerical simulation of horizontally inhomogeneous, neutral surface layer flow. *Bound. Lay. Met.*, im Druck.
- CLAUSSEN, M. (1987): On the surface energy budget of coastal zones with tidal flats. *Beitr. Phys. Atm.*, eingereicht.
- DHI (1980): *Nordsee-Handbuch, östlicher Teil.* Deutsches Hydrographisches Institut, Hamburg, 592 S.
- DHI (1987): *Ostsee-Handbuch, III. Teil.* Deutsches Hydrographisches Institut, Hamburg, 790 S.
- DUENSING G.; O. HÖFLICH; L. KAUFELD; H. SCHMIDT; G. OLBRÜCK und B. BRANDT (1985): *Meteorologische Untersuchungen über Stürme an der deutschen Nordseeküste.* Bericht 108, Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt, Hamburg, 98 S.
- FENGLER, G. (1966): Die Homogenität des meteorologischen Feldes über See. *Dt. Hydr. Z.* 19, S. 97-112.
- FRANK, H. (1948): Über schwache Winde an der Ostseeküste. *Ann. Met.* 1, S. 25-28.
- FRANK, H. (1949): Meteorologisch-hydrographische Beobachtungen auf der westlichen Ostsee. *Ann. Met.* 2 S. 118-120.
- HAGEMANN, N. (1984): Extremwerte der Windgeschwindigkeit in Norddeutschland. *Meteorol. Rdsch.* 3, S. 88-90.
- HESSLER, G. (1984): Experiments with statistical objective analysis techniques for representing a coastal surface temperature field, *Bound. Lay. Met.* 28, S. 375-389.
- HESSLER, G. (1987): Variability of turbulent momentum fluxes over a tideland - A case study. *Meteorol. Rdsch.* 40, S. 108-118.
- LETTAU, H und K. LETTAU (Hrsg.), (1978): *Exploring the world's driest climate.* University of Wisconsin, Institute for Environmental Studies, IES report 101, 264 pp.
- LUTHARDT, H. (1987): Analyse der wassernahen Druck- und Windfelder über der Nordsee aus Routinebeobachtungen. *Hamb. Geophys. Einzelschr., Reihe A, Heft 83.*
- LUTHARDT, H. und L. HASSE (1981): On the relationship between surface and geostrophic wind in the region of the German Bight. *Contr. Atm. Phys.* 54, S. 222-237.
- KESSLER, R.C.; D. EPPLE; R.A. PIELKE und J. McQUEEN (1984): A numerical study of the effects of a large sandbar upon sea breeze development. *Arch. Met. Geoph. Biol., Ser. A* 34, S. 3-26.
- RASMUSSEN, E. (1982): Sea breeze in a complex coastal zone. Preprints, First Int. conf. on Meteorol. and Air/Sea Interaction of the Coastal Zone, The Hague. *Am. Met. Soc. & KNMI*, p. 171-174.
- ROELOFFZEN, J.C.; W.D. van den BERG und J. OERLEMANS (1986): Frictional convergence at coastlines. *Tellus* 38 A, S. 397-411.
- ROTH, R. (1981): Der Konvergenzeffekt an Fachküsten. *Meteorol. Rdsch.* 34, S. 24-26.
- SCHMIDT, H., (1980): Zur Extrapolation empirischer Verteilungen der Windgeschwindigkeit für Standorte im Flachland und auf freier See. *Meteorol. Rdsch.* 33, 129-137.
- TETZLAFF, G. und S. THEUNERT (1984): Die Windgeschwindigkeitsabnahme im Bereich der deutschen Nordseeküste bei aufländigem Wind. *Meteorol. Rdsch.* 37, S. 43-52.

# 3

F. FIEDLER

## Unterschiedliche Flächennutzung als Klimafaktor

### 1 Einleitung

Von der Gesamtoberfläche der Erde nehmen die Landoberflächen etwa 30% ein ( $160 \times 10^6 \text{ km}^2$ ). Aufgrund ihrer verschiedenen Höhenlage über dem Meeresspiegel, ihrer reichen Geländeformen und vor allem auch wegen ihrer unterschiedlichen Bedeckung mit Vegetation gehen von ihnen wegen der dynamischen und vor allem thermodynamischen Wechselwirkungen mit der Atmosphäre entscheidende Einflüsse auf das globale und regionale Klima aus. Obwohl im Zusammenhang mit Klimaänderungen vorwiegend die Änderung der Zusammensetzung der Luft durch vermehrten  $\text{CO}_2$ -Gehalt und anderer absorbierender Gase als Auslöser diskutiert wird, ist nicht zu übersehen, daß die Atmosphäre in erster Linie über die untere Berandung mit Energie versorgt wird. Hierzu tragen die Landoberflächen in erheblichem Maße bei. Welcher Einfluß von den Landoberflächen ausgeht, ist in den letzten Jahren anhand einiger systematischer Studien mit Hilfe von Zirkulationsmodellen erarbeitet worden. MINTZ (1984) diskutiert den Einfluß, den beispielsweise angesichts der riesigen Ozeanflächen die auf den Landoberflächen auftretende Verdunstung auf das gesamte Klimasystem ausübt (SHUKLA und MINTZ 1982). Dazu wurden zwei Modellsimulationen durchgeführt, wobei im ersten Fall über den Landoberflächen keine Verdunstung zugelassen wurde, im zweiten Fall die Verdunstung auf den Wert der potentiellen Verdunstung gesetzt wurde. Obwohl im Vergleich der beiden Fälle für die Gesamtstrahlungsbilanz der Erde nur relativ geringe Verschiebungen ( $23 \text{ Watt m}^{-2}$ ) zutage treten, ergeben sich jedoch bei der Betrachtung der atmosphärischen Prozesse gravierende Unterschiede. Insbesondere tritt im „trockenen Fall“ über ganz Europa bis weit in den asiatischen Kontinent hinein überhaupt keine Niederschlag auf. Der wesentliche steuernde Mechanismus für die auftretenden Differenzen besteht in der Art, wie der Atmosphäre die Energie vom Boden her mitgeteilt wird. Im „feuchten Fall“ wird der Hauptteil der der Erde durch Strahlung zugeführten Energie durch den latenten Wärmestrom in höhere Schichten transportiert. Insbesondere durch die tiefe Konvektion, die die ganze Troposphäre erreicht, wird die Energie auf einen größeren Höhenbereich verteilt. Im trockenen Fall fehlt die hochreichende feuchte Konvektion. Deshalb wird in erster Linie die Energie auf die planetarische Grenzschicht verteilt.

Wenn diese Einflüsse sogar im globalen Maßstab zu solch gravierenden Änderungen der atmosphärischen Prozesse führen, muß man sie erst recht im regionalen Maßstab erwarten, da jede Landnutzungsänderung in einem Gebiet schwerwiegende Eingriffe in die Energiebilanz und die Wasserbilanz des Bodens nach sich zieht. Es ist auch nicht sofort von der Hand zu weisen, daß im Laufe der Menschheitsgeschichte Klimaänderungen auch allein durch Umgestaltung der Erdoberfläche hervorgerufen worden sind.

### 2 Landnutzung

In Abbildung 3.1 sind einige Zahlenwerte zusammengestellt, die Aufschluß geben über die unterschiedlichen Nutzungs-

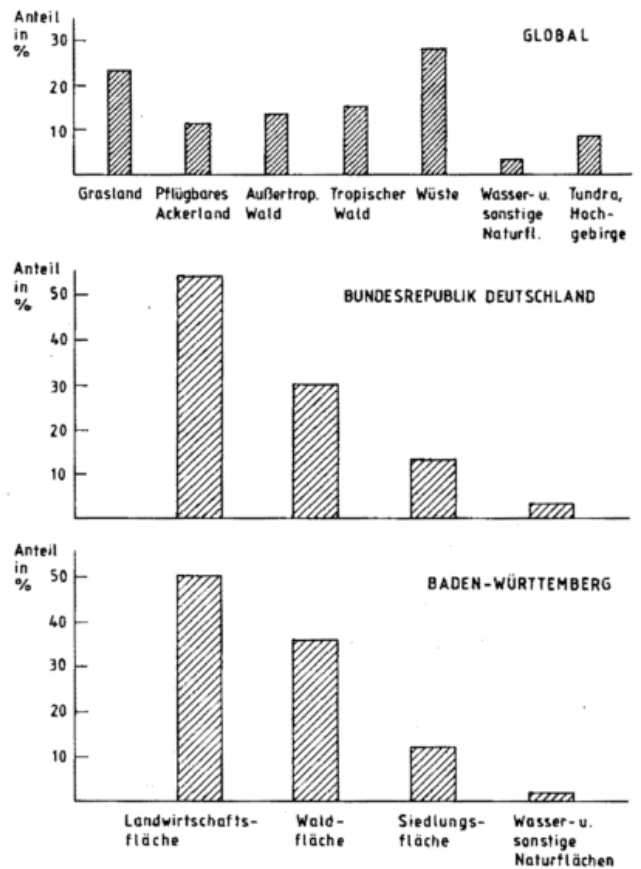


Abb. 3.1a: Relative Anteile der Landnutzung

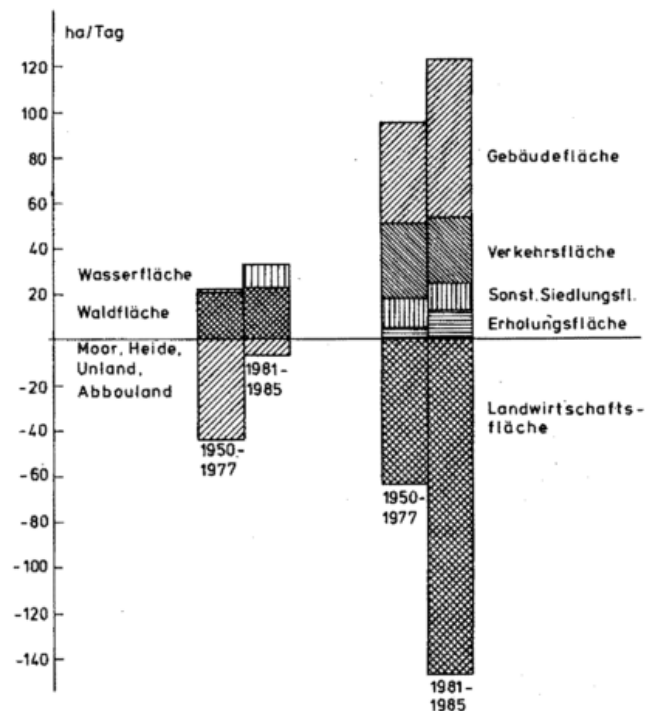


Abb. 3.1b: Änderungsrate der Landnutzung in der Bundesrepublik Deutschland

arten der gesamten Landoberflächen. Danach werden 28% der gesamten Landoberflächen durch Wüsten bedeckt, 23% bestehen aus Gras- und Weideflächen, 15% sind tropischer Wald, 13% außertropischer Wald, 12% Ackerland, 7% Tundra- und Steppengebiete, und 2% bestehen aus Sumpf-, Marschgebieten einschließlich der Flächen für Binnenseen und Flußläufe. In der Bundesrepublik Deutschland (UMWELTBUNDESAMT 1986) nehmen die Landwirtschaftsflächen mit 54% den größten Anteil ein, an zweiter Stelle folgen die Waldflächen mit 30%. Siedlungsflächen nehmen bereits 13% des Gebietes ein. Der Rest von 3% verteilt sich auf Wasser und sonstige Flächen. Zum Vergleich sind die Zahlen auch für Baden-Württemberg als einem walddreichen Teilgebiet hinzugefügt (LANDESAMT f. UMWELTSCHUTZ 1987). Hierbei verteilen sich die Anteile folgendermaßen:

- 50% Landwirtschaftsflächen
- 36% Waldflächen
- 12% Siedlungsflächen und
- 2% Wasser- und sonstige Flächen.

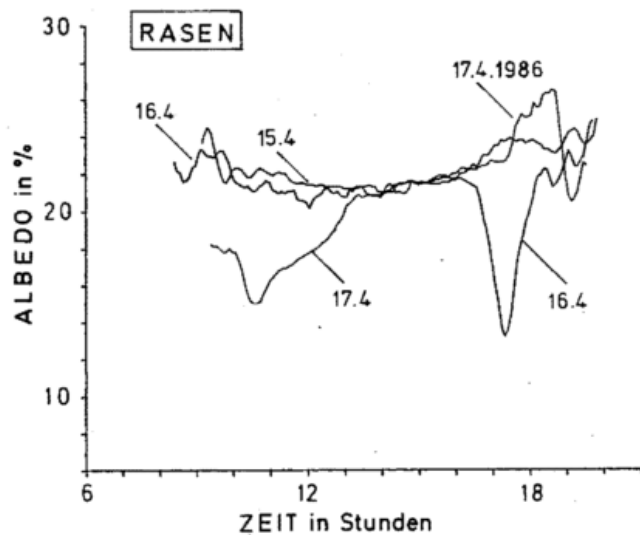


Abb. 3.2: Zeitlicher Verlauf der Albedo über einer Wiese (Forchheim bei Karlsruhe) vom 15.-17. 4. 1986

Wie man aus der Abbildung 3.2 erkennt, ist die Aufteilung auf die verschiedenen Nutzungsarten einer relativ raschen Änderung unterworfen. Man ersieht aus den für die gesamte Bundesrepublik Deutschland geltenden Zahlen (UMWELTBUNDESAMT 1986), daß die Änderungsrate im Vergleich der Zeiträume 1950-1977 und 1981-1985 stark angestiegen ist. Als Verlustgebiete treten hauptsächlich die Landwirtschafts-, Moor- und Heidegebiete in Erscheinung. Den größten Zuwachs weisen die Gebäude- und Verkehrsflächen auf. Beide zusammengenommen ergeben etwa 100 ha pro Tag. Wie im folgenden noch ausführlich behandelt wird, sind Flächennutzungsänderungen vor allem mit einer Änderung der Oberflächenalbedo verknüpft.

Nimmt man vereinfachend für die Umwandlung von Ackerland in eine Siedlungsfläche eine Abnahme der Albedo von 5% an und betrachtet den Unterschied im Energieeintrag über die Strahlung, der aufgrund dieser Rate der Landnutzungsänderung eines ganzen Jahres hervorgerufen

wird, so ergibt sich bei Vorgabe einer mittleren Bestrahlungsstärke von  $200 \text{ W m}^{-2}$  ein Betrag von 3650 MW. Das entspricht der gesamten Abwärmeleistung eines großen Kernkraftwerks.

Selbstverständlich müßten eigentlich die gesamten Rückkopplungsmechanismen beachtet werden. Die vorgenommene Abschätzung gibt jedoch einen Hinweis auf die Größenordnung des energetischen Eingriffs, der mit solchen schleichenden Veränderungen in das natürliche System verbunden ist. Berücksichtigt man, daß in den letzten 1000 Jahren etwa 60% der Gesamtfläche von Mitteleuropa aus einem ursprünglichen Waldland durch Rodung in Ackerland umgewandelt worden sind, so kann man sich aufgrund der Kenntnis über die Reaktion der Energiebilanz des Erdbodens auf solche Maßnahmen leicht vorstellen, daß dies nicht ohne Einfluß auf das Klima geblieben sein kann. Mit der damit verbundenen Erhöhung der Albedo, in diesem Falle über ein Gebiet von ca.  $1 \times 10^6 \text{ km}^2$ , ist durchaus mit einer Erniedrigung der absorbierten Energie am Erdboden im zeitlichen Mittel von  $5-10 \text{ W m}^{-2}$  zu rechnen.

Die Umwandlung der Landnutzung in Mitteleuropa ergibt gleichverteilt über die letzten 1000 Jahre eine Rate von 0,6%. Demgegenüber liegt die oben festgestellte heutige Nutzungsänderung für die Bundesrepublik Deutschland bei 1,5%.

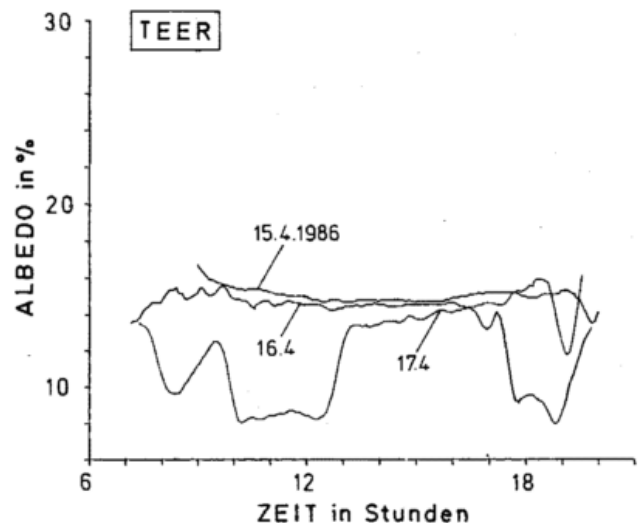


Abb. 3.3: Zeitlicher Verlauf der Albedo über einer Teeroberfläche (Forchheim bei Karlsruhe) vom 15.-17.4.1986

Zusätzlich zur Albedoänderung der letzten 1000 Jahre in Mitteleuropa, vor allem durch die Waldrodung, sind auch die beträchtlichen Anstrengungen zu sehen, die mit der Trockenlegung von Sumpf- und Flußlandschaften verbunden waren. Auch hierdurch sind erhebliche Eingriffe in die Oberflächeneigenschaften der Erde vorgenommen worden. Die im Beitrag 1 gezeigten Karten aus der Oberrheinebene (Abbildung 1.3) belegen dies eindrucksvoll. Durch die Absenkung des Grundwasserspiegels sind auch die Verdunstungswerte einer starken Veränderung unterworfen.

### 3 Einfluß der Bodenparameter

Aus den Einzeltermen, die in die Energiebilanz der Erd-

oberfläche eingehen (Beitr. 1), ist ersichtlich, daß für den Energieumsatz am Boden die in Tabelle 1 enthaltenen Parameter bestimmend sind.

Tab. 1: Erdbodenparameter in der Energiebilanzgleichung

Term	Parameter	
Strahlungsbilanz	Albedo	
	Emissionskonstante	B
Bodenwärmestrom	spezifische Wärmekapazität	B
	Bodendichte	B
	Bodenfeuchte	B
	Wärmeleitvermögen	B
fühlbarer Wärmestrom	aerodynamische Bodenrauigkeit $z_0$	
latenter Wärmestrom	aerodynamische Bodenrauigkeit $z_0$	

Bei jeder Änderung der Landnutzung werden mehr oder weniger alle genannten Parameter geändert. Über die Wirkung der in den Bodenwärmestrom eingehenden Größen wurden bereits im Beitrag 1 einige Angaben gemacht.

Wir konzentrieren uns deshalb im folgenden hauptsächlich auf das Verhalten der Albedo.



Abb. 3.4: Bodenoberflächentemperatur als Funktion der Albedo des Erdbodens.

In den Abbildungen 3.2 und 3.3 sind die Albedowerte (integriert über das gesamte sichtbare Spektrum) an den drei aufeinander folgenden Tagen 15. 4. und 17. 4. 1986 sowohl für eine Teeroberfläche als auch für eine Rasenoberfläche angegeben. Die Messungen wurden auf dem Flugplatz Forchheim bei Karlsruhe nur wenige Meter seitlich versetzt voneinander durchgeführt.

Die Rasenoberfläche weist zu dieser Zeit eine Albedo auf, die im Mittel bei 22% liegt. Die Albedo der Teeroberfläche besitzt zum gleichen Zeitpunkt Werte von 16%. Damit werden von der Rasenoberfläche je  $100 \text{ W m}^{-2}$  der Globalstrahlung  $6 \text{ W m}^{-2}$  mehr durch Reflexion von der Energieumsetzung am Erdboden ausgeschaltet als über der Teeroberfläche. Wie man aus dem Verlauf der Kurven für den 16.4. und

17.4.1986 zusätzlich erkennt, werden die Albedowerte beträchtlich herabgesetzt, wenn die Oberflächen durch Niederschlag befeuchtet sind. Die Absenkung erreicht bei beiden Oberflächen 6% bis 8%. Für die Energiebilanz in größeren Regionen kann dieses Verhalten von Bedeutung werden, wenn auf relativ engem Raum die Niederschlagshäufigkeit einen starken Gradienten aufweist und damit zu einem beträchtlichen Anteil der Zeit trockene und feuchte Oberflächen benachbart sind. Anhand der beiden Abbildungen erkennt man außerdem einen deutlichen Unterschied der Wirkung des Abtrocknens der unterschiedlichen Flächenarten auf die Albedo. Bei der Teerfläche bleibt die Albedo auf dem niedrigen Wert, bis sie vollständig trocken geworden ist. Bei der Rasenoberfläche beginnt sofort nach dem Niederschlagsereignis der graduelle Anstieg der Oberflächenalbedo. Auch hierdurch können sich Phasenverschiebungen im zeitlichen Verhalten der oberflächennahen Temperatur ergeben, was regionale Strömungsschwankungen auslösen kann.

Großräumig betrachtet ist der Zusammenhang zwischen der beobachteten Oberflächentemperatur und der Albedo nicht eindeutig.

Vor einigen Jahren hat CHARNEY (1975) eine Theorie zur Wüstenbildung aufgestellt, die auf dem Mechanismus beruhte, daß eine höhere Bodenalbedo eine niedrigere Bodentemperatur nach sich zieht, da dabei weniger Strahlung am Erdboden absorbiert wird. Dieses Verhalten ist jedoch lediglich dann zu erwarten, wenn keine Vegetation und damit keine Verdunstung mehr auftritt.

In Abbildung 3.4 ist das Ergebnis einer Analyse von Satellitendaten wiedergegeben, das den Zusammenhang zwischen Oberflächentemperatur und Albedo beinhaltet (BECKER u. SEGUIN 1984). Die Daten gelten für das Gebiet von Senegal im Übergang von der Vegetation in die Wüstenzone.

Bis zu Werten der Albedo von etwa 55% nimmt die Oberflächentemperatur mit zunehmender Albedo zu. Hier ist mehr die zurückgehende Verdunstung für die Erhöhung der Bodentemperatur als Steuerungsmechanismus wirksam. Bei weiterer Zunahme der Albedo wird erst eine Tendenz zur Abnahme der Oberflächentemperatur im Sinne der Hypothese von CHARNEY wirksam. Daraus kann die Schlussfolgerung gezogen werden, daß die Albedo allein in unseren Breiten nicht für mesoskalige Sekundärzirkulationen als Auslösefaktor betrachtet werden kann. Die Bodenfeuchte bzw. die Bodenbedeckung sind als Regulativ besonders zu beachten.

#### 4 Einfluß der Bodenfeuchte und von Schneeoberflächen

Von zahlreichen Untersuchungen über die Energieumsetzungen am Erdboden ist bekannt, daß in unseren Breiten ein erheblicher Anteil der absorbierten Strahlungsenergie für die Verdunstung aufgebraucht wird. Der Anteil liegt etwa zwischen 40% und 70%.

Da dadurch die Oberflächentemperatur sehr wirksam gesteuert wird, ist es leicht vorstellbar, daß die mit größeren Flächen verbundenen Oberflächentemperaturen regionale Strömungssysteme anregen, die teils zum horizontalen, teils zum vertikalen Austausch beitragen. Für den vertikalen Aus-

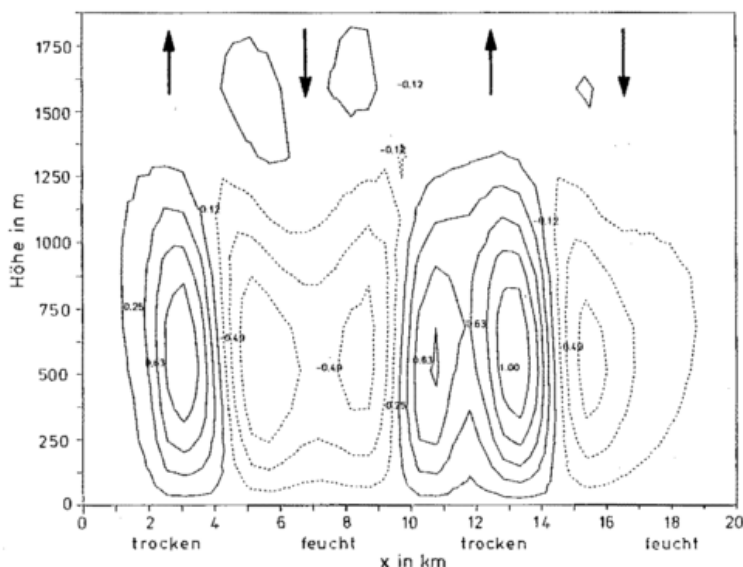


Abb. 3.5: Vertikalwindfeld über abwechselnd trockenem und feuchtem Boden. Entstehende Konvektionszellen füllen die gesamte Grenzschicht aus.

tausch können entsprechend große Sekundärzellen der Strömung einen wesentlich intensiveren Wärme- und Feuchte-transport übernehmen als er sonst von der kleinräumigen Turbulenz getragen wird.

In Abbildung 3.5 ist das Ergebnis einer zeitdimensionalen Modellsimulation wiedergegeben, bei der am Boden in wechselnder Folge ein trockener und ein feuchter Boden vorgegeben wurde. Die Globalstrahlung, die auf die einzelnen Flächenelemente auftrifft, ist für alle gleich vorgegeben.

Aufgrund des unterschiedlichen Energieumsatzes am Boden stellen sich Unterschiede in der Bodentemperatur ein, die konvektive Zellen anregen. Wie man sieht, füllen bei dem vorgegebenen Abstand zwischen Feucht- und Trockengebiet die entstehenden Zellen die gesamte Grenzschicht aus. Obwohl es sich hierbei zunächst um eine prinzipielle Studie handelt, wird dennoch daraus deutlich, daß sich aufgrund unterschiedlicher Bodennutzung mit der gleichzeitig auftretenden Wasserspeicherung des Bodens regionale Unterschiede im Energieumsatz entwickeln. Diese können dann zu den betrachteten mesoskaligen Strömungselementen führen.

In den vergangenen Jahrzehnten haben sich in ganz Mitteleuropa gewaltige Veränderungen in der Landwirtschaft durch den vermehrten Einsatz von Maschinen vollzogen, die einen größeren Tiefgang bei der Bodenbearbeitung und damit verbunden eine veränderte Feuchtigkeitsumsetzung nach sich ziehen. Die durchgeführten Flurbereinigungen haben außerdem größere Parzellen mit einheitlicher Vegetation geschaffen. Zusätzlich wird in größeren Regionen durch künstliche Beregnung eine Beschleunigung des Wasserkreislaufs angestoßen. Alle diese genannten Eingriffe sind in der einen oder anderen Form auch modifizierend für den Energieumsatz an der Erdoberfläche und damit für die regionale Klimatologie von Bedeutung.

Einen der wirksamsten Einflüsse bei der Wechselwirkung Boden-Atmosphäre stellt sicherlich die Schneebedeckung dar. Besonders an der Grenzzone zwischen schneefreiem und schneebedecktem Gebiet werden starke Gradienten im Energieumsatz aufgebaut. In jüngster Zeit sind in der Literatur bereits zahlreiche Arbeiten erschienen, die sich mit

der Anregung mesoskaliger Zirkulationen aufgrund inhomogener Schneebedeckung des Bodens befassen (s. z. B. LIN und STEWART 1986).

Ein Beispiel für die Auswirkung unterschiedlicher Schneebedeckung ist in den Abbildungen 3.6 und 3.7 wiedergegeben. Darin sind Vertikalprofile der potentiellen Temperatur für die beiden Meßstationen in Mannheim und Freiburg/Brsg. für den 21. 3. 1985 im dreistündigen Abstand aufgetragen. Die Meßwerte stammen aus dem TULLA-Experiment (s. FIEDLER 1987). Während dieses Tages war im Gebiet von Mannheim die Schneedecke bereits vollständig geschmolzen. In der Umgebung von Freiburg lag zu dieser Zeit dagegen noch eine vollkommen geschlossene Schneedecke. Die Einstrahlung, dokumentiert durch Messungen der Globalstrahlung, unterschied sich nicht wesentlich.

Es ist anhand des Verlaufs der Temperatur in den untersten Schichten ein deutlicher Unterschied in der zeitlichen Entwicklung in der Erwärmung der Grenzschicht zu beobachten. Zum Zeitpunkt der stärksten Erwärmung der unteren Luftschichten (um 15:00 Uhr) hat sich über Mannheim eine gut durchmischte Grenzschicht, erkennbar an der nahezu höhenkonstanten potentiellen Temperatur, von rund 1500 m Höhe ausgebildet. Über Freiburg erreicht sie zum gleichen Zeitpunkt lediglich etwa 800 m. Hier wird ein wesentlicher Teil der Strahlung nicht zur Erwärmung der bodennahen Luft verbraucht, sondern wird zum Abschmelzen der Schneedecke verwendet bzw. direkt reflektiert.

In Abhängigkeit von der statistischen Häufigkeit derartiger Inhomogenitäten in der Schneebedeckung bilden sich thermisch angeregte Sekundärzirkulationen wie beim Land-See-Wind, die aufgrund der auftretenden Vertikalbewegungen zu Niederschlägen in der Nähe der Grenzlinie zwischen schneefreiem und schneebedecktem Gebiet führen können.

## 5 Ausblick

Obwohl noch zu wenig gezielte Analysen zu den mesoskaligen atmosphärischen Phänomenen vorliegen, steht zweifelsfrei fest, daß die Nutzungsart und die Bodenbeschaffenheit auf den Klimazustand einer Region einen erheblichen Einfluß ausüben. Unterschiedliche Energieum-

MANNHEIM, WEWA, 96.m ü. NN

21.03.85

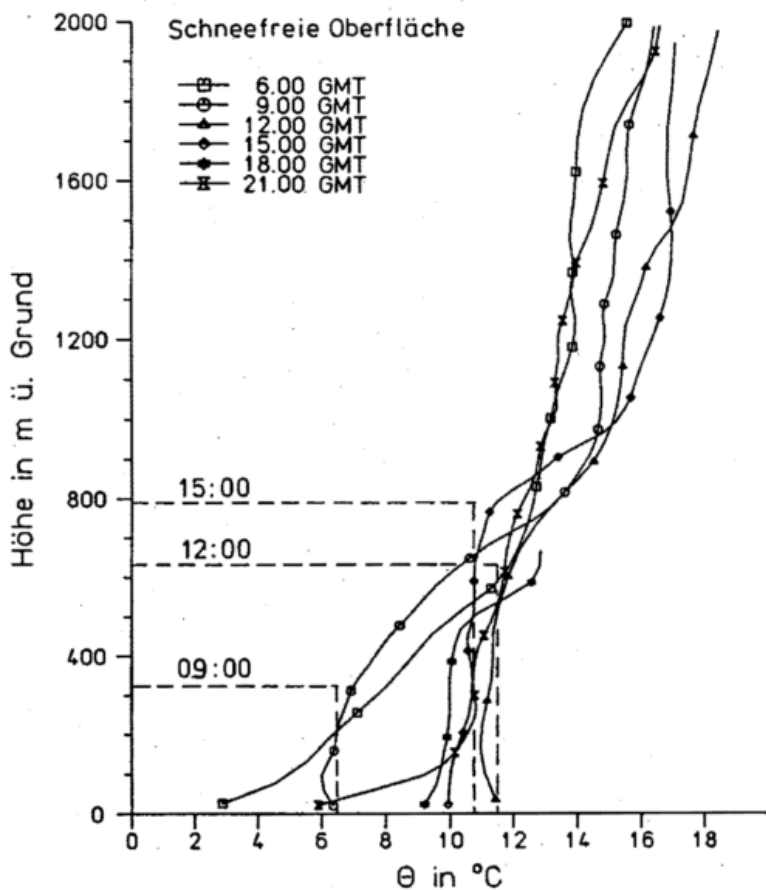


Abb. 3.6: Vertikalprofile der potentiellen Temperatur in dreistündigen Abstand am 21. 3. 1985 bei Mannheim (schneefreier Boden)

FREIBURG/OBERHAUSEN, 170.m ü. NN

21.03.85

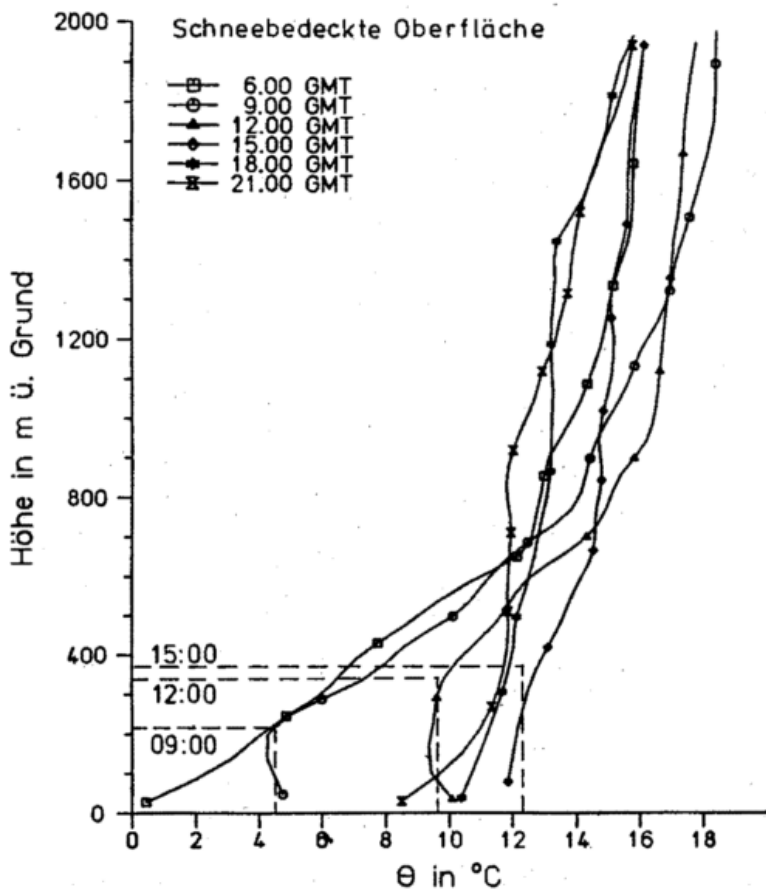


Abb. 3.7: Vertikalprofile der potentiellen Temperatur im dreistündigen Abstand am 21. 3. 1985 bei Freiburg/Brsg.(schneebedeckter Boden)

setzungen am Erdboden führen zu verschieden starker Erwärmung der Atmosphäre, die wiederum mit mikro- und mesoskaligen Bewegungsstrukturen darauf reagiert. Diese nun weitaus größeren Strukturen übernehmen dann einen wesentlichen Teil des Energie- und Massentransports, wodurch die Statistik der bodennahen Variablen wie Temperatur, Feuchte, Wind usw. verändert wird.

#### Literatur

BECKER, F.; SEGUIN, B. (1984): Determination of surface parameters and fluxes for climate studies from space observations. Methods, results and problems. Paper, Intern. Symp. on Space Climatology, COSPAR.

CHARNEY, J.G. (1975): Dynamics of deserts and drought in the Sahel. Quart. J. R. Met. Soc. 100, S. 193-202.

FIEDLER, F. (1987): Atmospheric transport of air pollutants in the mesoscale over hilly terrain: A review of the TULLA-experiment. In: S. Sandroni (Ed.): Regional and

Long-range Transport of Air Pollution. Elsevier Science Publ., Amsterdam.

LANDESANSTALT für UMWELTSCHUTZ (1987): Umweltbericht 1987. Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg, Karlsruhe.

LIN, CH. A.; STEWART, R. E. (1986): Mesoscale circulations initiated by melting snow. J. Geophys. Res. 91 No. D12, S. 13.299-13.302.

MINTZ, Y. (1984): The sensitivity of numerically simulated climates to land-surface boundary conditions. In: J. T. Houghton, Edit., The Global Climate, Cambridge University Press, Cambridge.

SHUKLA, J.; MINTZ, Y. (1982): Influences of Land-surface-Evapotranspiration on the Earth's Climate. Science 215, S. 1498-1501.

UMWELTBUNDESAMT (1986): Daten zur Umwelt 1986/87, E. Schmidt-Verlag, Berlin.

## 4 H. ZIMMERMANN Die Stadt in ihrer Wirkung als Klimafaktor

### 1 Definitionen: Klimafaktor, Stadtklima

Nach GEORGII (1978) werden solche terrestrischen und planetarischen Komponenten als Klimafaktoren bezeichnet, „die für einen bestimmten Ort bzw. eine Region als invariabel anzusehen sind“. Diese abstrakte Definition wird mit Leben erfüllt durch Beispiele wie „geographische Breite, geographische Länge, Höhenlage, Hang- oder Tallage, Kontinentalität und Maritimität“.

Eine Betrachtung der genannten Faktoren zeigt, daß diese in sehr verschiedenen räumlichen Skalenbereichen wirksam sind. Es besteht somit die Möglichkeit der Unterscheidung zwischen großräumig wirkenden und solchen, die, den großräumig wirkenden überlagert, verantwortlich sind für die im Meso- und Mikrobereich zu beobachtenden Einflüsse.

In der englischsprachigen Literatur (HUSCHKE 1959) wird ein großräumig wirkender Klimafaktor als *climatic control* bezeichnet, ein kleinräumig, lokal wirkender als *climatic factor*. Diese Unterteilung hinsichtlich des Längenbereichs beinhaltet dort aber auch noch implizit eine Zeitinformation. „Climatic-control“-Faktoren sind solche von großer zeitlicher Permanenz, zumindest während historischer Zeiten. „Climatic factors“ hingegen können permanent wirken (z. B. Hang-, Tallage); die Eigenschaft der Permanenz stellt jedoch keine notwendige Bedingung dar.

Der Klimafaktor Stadt gehört zu der letztgenannten Gruppe. Eine Stadt wirkt, wie nachfolgend gezeigt wird, in verschiedener Weise als Klimafaktor. Mit dem Anwachsen einer Stadt, mit baulichen Veränderungen in der Stadt, verändert sich auch der Klimafaktor Stadt. Der Klimafaktor Stadt ist nicht notwendigerweise invariabel.

Für die nachfolgenden Betrachtungen sei der Begriff *Klimafaktor Stadt* wie folgt abgegrenzt: Unter dem Klimafaktor Stadt werden all diejenigen Komponenten verstanden, die Wirkungen auf die meteorologischen bzw. klimatischen Ele-

mente in einer Stadt und deren Umland haben. Die durch den Klimafaktor Stadt hervorgerufenen Wirkungen ihrerseits werden als Stadtklima bezeichnet.

Die gegebene Stadtklimadefinition steht in Einklang mit jener der WMO, die wie folgt lautet: „Stadtklimatologie ist die Wissenschaft der Klimatologie, die sich mit der Wechselbeziehung zwischen Klima und bebauter Umgebung befaßt“ (SCHIRMER 1983).

### 2 System Stadt

Eine Stadt unterscheidet sich von ihrem Umland bzw. von dem Zustand ihres Gebietes in vorurbaner Zeit durch ein hohes Maß vom Menschen durchgeführter Gestaltungen. Wohn-, Geschäfts-, Industriegebäude wurden errichtet, Verkehrs-, Industrie-, Naherholungsflächen erschlossen.

Neben diesen sichtbaren oberirdischen Veränderungen ist ein weiteres, für unsere Betrachtungen wichtiges Kennzeichen einer Stadt der hohe Grad von Veränderungen der Bodenstruktur. Hierbei ist nicht nur an die versiegelnde Wirkung der Bodenoberflächenmaterialien gedacht, die einhergeht mit einer Absenkung des Grundwasserspiegels, sondern auch an die die Bodeneigenschaften bis in größere Tiefen verändernden Tätigkeiten. Durch Einbringen von Versorgungs- und Entsorgungsleitungen (Wasser, Abwasser, Strom, Gas), Telefon- und anderen Kommunikationsleitungen, durch den Bau von U-Bahnen in größeren Städten findet eine nachhaltige Veränderung der ursprünglichen Bodenstruktur und -eigenschaften statt.

Eine Stadt wird aber nicht nur durch diese „statischen“ und äußerst heterogenen Veränderungen gekennzeichnet, sondern auch durch eine Reihe von zeitabhängigen, nicht kontinuierlich ablaufenden Prozessen. Erinnert sei hier an die anthropogenen Energieumsetzungen sowie die Freisetzung von Spurenstoffen und deren Reaktionen.

All diese vom Menschen herbeigeführten Änderungen und initiierten Prozesse wirken als Klimafaktoren und bedingen die Ausbildung besonderer meteorologischer und klimatologischer Verhältnisse durch eine Stadt.

### 3 Stadtbeeinflusste Atmosphäre

Die von einer Stadt beeinflusste Atmosphäre kann in zwei Schichten eingeteilt werden (OKE 1977):

- in die vom Boden bis über mittleres Dachniveau reichende „Canopy“-Schicht, auch Rauigkeitsschicht genannt, und
- in die sich an die „Canopy“-Schicht darüber anschließende „städtische Grenzschicht“, die im Lee der Stadt in die Stadtluftfahne übergeht.

In Abbildung 4.1 sind diese Verhältnisse dargestellt.

OKE nimmt diese Gliederung vor, um die beeinflusste Atmosphäre hinsichtlich der wirkenden Skalenbereiche aufzuteilen. In der als städtische Grenzschicht bezeichneten Schicht wirken Einflüsse des gesamten Skalenbereiches, von lokal bis mesoskalig, wobei aber die charakteristischen Strukturen durch die allgemeine Stadtfläche vorgegeben werden. Die in der „Canopy“ indessen feststellbaren Eigenheiten sind eine Folge der Gesamtheit von vorzufindenden Mikroklimaten, wobei diejenigen der unmittelbaren Umgebung dominieren.

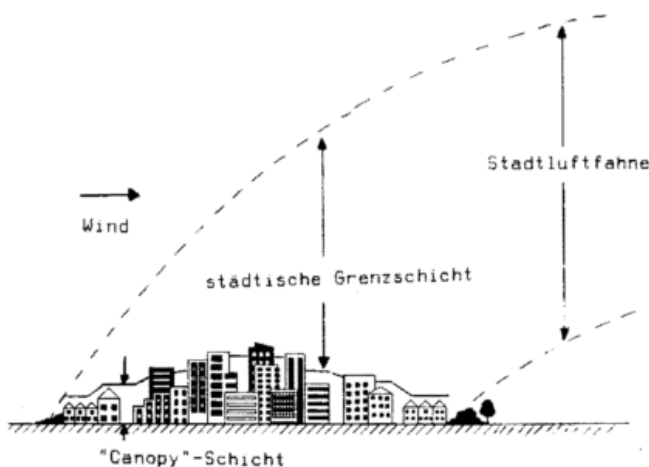


Abb. 4.1: Schematische Einteilung der von der Stadt beeinflussten Atmosphäre (nach OKE 1977, verändert)

In Abhängigkeit von gegebener Zielsetzung werden die Untersuchungen in der jeweiligen Schicht durchgeführt. Die „Canopy“ ist dann Untersuchungsraum, wenn z. B. das auf den Menschen wirkende Klima im Vordergrund steht. Sollen jedoch die Auswirkungen einer Stadt als Ganzes betrachtet werden, sollen durchschnittliche, für die Stadt allgemein repräsentative Werte meteorologischer bzw. klimatologischer Größen gewonnen werden, so empfiehlt es sich, die Messungen in der einheitlicheren städtischen Grenzschicht vorzunehmen und nicht in jener, durch äußerste Heterogenität und Vielfalt der Stadtstrukturen gekennzeichneten „Canopy“.

### 4 Wie wird das Stadtklima festgestellt?

Die durch den Klimafaktor Stadt hervorgerufenen Änderungen in den meteorologischen/klimatologischen Elementen in der Stadt und im Umland beziehen sich auf den Zustand,

der am Ort der Stadt bzw. des beeinflussten Umlandes herrschen würde, falls die Stadt nicht vorhanden wäre. Nun ist es prinzipiell unmöglich, diesen Zustand festzustellen. Der Vergleich der meteorologischen/klimatologischen Elemente der Stadt mit denen des ungestörten Umlandes stellt daher die gängigste Methode der Feststellung der Auswirkung des Klimafaktors Stadt dar [KRATZER (1956): „Stadtklima ist einfach das der Stadt eigentümliche Klima, wodurch es sich von seiner Umgebung unterscheidet“; GEIGER (1961): „... ist das Stadtklima durch gleichzeitige Beobachtungen innerhalb und außerhalb der Stadt zu erfassen“]. Daß diese Vorgehensweise nicht unbesehen angewendet werden kann, darauf wies LOWRY (1977) hin.

LOWRY geht von der These aus, daß der Wert M eines in einer Stadt festgestellten Elementes darstellbar ist als Summe von drei Komponenten:

$$M = C + L + E \quad (1)$$

C stellt hierbei den Wert des Elementes dar, den dieses bei Abwesenheit von Landschaftseffekten und Effekten infolge des Klimafaktors Stadt annehmen würde. L beschreibt dementsprechend die Abweichung von C infolge Landschaftseffekten bei ansonsten identischen Randbedingungen. E schließlich beinhaltet die Abweichung gegenüber C aufgrund des Stadteinflusses.

Gleichung (1) gilt für Messungen an einem Ort. Nun ist es aber, wie oben gesagt, unmöglich, bei Messungen in einer Stadt den Einfluß von C und L anzugeben und somit E zu bestimmen. Einen Ausweg stellt die gleichzeitige Betrachtung der Elemente an einem Ort in der Stadt (Index u) und im angrenzenden ländlichen Gebiet (Index e) dar.

Durch Differenzbildung der beiden Gleichungen folgt

$$M_u - M_e = (C_u - C_e) + (L_u - L_e) + (E_u - E_e) \quad (2)$$

Bei herkömmlicher Betrachtungsweise gilt, daß ein urbaner Effekt dann vorliegt, falls

$$M_u - M_e \neq 0 \quad (3)$$

Umgekehrt spräche der Fall

$$M_u - M_e = 0 \quad (4)$$

für fehlenden Stadteinfluß.

Aus Gleichung (2) folgt jedoch, daß diese Argumentation nur dann gültig ist, wenn gleichzeitig Informationen über die zugehörigen Werte von C, L und E vorliegen. Hinsichtlich der Feststellung der Komponenten C und L gilt die obige Argumentation. Nur wenn die beiden Meßorte im Hinblick auf C und L den gleichen groß- und mesoskaligen Klimafaktoren unterworfen sind, ergibt sich

$$M_u - M_e = (E_u - E_e) \quad (5)$$

Allerdings gilt es noch, E<sub>e</sub>, den Effekt der Verstärkung auf die zu messenden Elemente in ländlicher Umgebung, abzuklären. Gewöhnlich wird dieser Effekt vernachlässigt und aus der Differenz der Meßwerte auf die Auswirkungen des Klimafaktors Stadt geschlossen. Diese Vorgehensweise ist jedoch nicht immer opportun. Eine Stadt kann, abhängig von dem betrachteten Element, Auswirkungen im Umland zeigen. Die Verwendung einer solcherart beeinflussten Landstation als Vergleichsstation hat unweigerlich einen Fehler

hinsichtlich des ermittelten Stadteffekts zur Folge. Es ist deshalb von Wichtigkeit, außer auf bereits genannte Kriterien noch darauf zu achten, daß die Landstation von der Stadt unbeeinflusst ist. Soweit die Ausführungen von LOWRY.

Damit sind aber noch nicht alle Probleme geklärt. Wie ausgeführt, wird das Klima der Stadt durch Vergleich der meteorologischen und klimatologischen Elemente in der Stadt mit denen des ungestörten Umlandes ermittelt. Dieser Vergleich wird vorgenommen, weil der vorurbane Klimazustand des Stadtbereiches nicht mehr festgestellt werden kann.

Nun findet man häufig, abhängig von der betrachteten Stadt, verschiedene Bodenarten, Grundwasserflurabstände, Höhenlagen, Orientierungen. Eng korreliert mit diesen Faktoren war in vorurbaner Zeit der Bewuchs auf dem jetzigen Stadtgebiet. Es erhebt sich deshalb die Frage, welche Höhenlage, welche Orientierung, welchen Bewuchs eine ländliche Vergleichsstation aufweisen soll, wenn das vorurbane Gebiet im Hinblick auf die genannten Faktoren eine große Heterogenität aufwies.

In der Literatur werden zu dieser Fragestellung keine Lösungshinweise gegeben. Es ist daher zu befürchten, daß viele als Stadtklimaefekte angesehene Auffälligkeiten infolge ungeeigneter Auswahl der Vergleichsstation mit hervorgerufen werden. Es wäre deshalb sehr hilfreich, wenn bei Stadtklimabetrachtungen eine Beschreibung der Orophographie der Stadt sowie der Lage, des Bewuchses und der Bodeneigenschaften der ländlichen Station im Vergleich zu den übrigen typischen Stadtumlandeneigenschaften hinzugefügt würde.

##### **5 Auswirkung der Stadt auf die meteorologischen bzw. klimatischen Elemente in der Stadt**

Die Besonderheiten des Stadtklimas sind schon längere Zeit Gegenstand wissenschaftlicher Betrachtungen. Luke HOWARD wird es zugeschrieben, sich bereits 1833 mit dem Stadtklima auseinandergesetzt zu haben (KRATZER 1956). Seit jener Zeit wurden Kenntnisse gewonnen, die erlauben, von den meisten Auswirkungen der Verstädterung ein qualitatives Bild zu zeichnen. So ist z. B. die Atmosphäre in der Stadt die meiste Zeit über wärmer, weist meistens eine geringere relative Feuchte auf, ist nahezu ständig stärker verunreinigt und enthält mehr Dunst. Auch die im Mittel sowohl räumlich wie zeitlich reduzierte Windgeschwindigkeit ist als Stadteffekt bekannt.

Schon problematischer ist die Angabe der Ursachen, die zu den einzelnen Auswirkungen führen. Für den Wärmeinsellekt z. B. nennt SCHIRMER (1982) folgende Ursachen:

- Zunahme der nächtlichen Gegenstrahlung
- Abnahme der langweiligen Strahlungsverluste
- Zunahme der Absorption kurzweiliger Strahlung in Straßenschluchten
- größere Wärmespeicherung in bestimmten Materialien (Dächer, Straßenschluchten) am Tage, Abgabe dieser Wärme bei Nacht
- verminderte Energieverluste am Tage durch geringere Verdunstung (weniger Pflanzen, Kanalisation)
- verminderte Verluste an fühlbarer Wärme durch geringere Windgeschwindigkeit im Stadtbereich.

Während insbesondere die reduzierte Verdunstung sowie die anthropogene Energieabgabe im Winter als wirkende Prozesse unbestritten sind, gibt es hinsichtlich der Eigenschaft der größeren Wärmespeicherfähigkeit der Stadt oder dem Vorhandensein erhöhter langweiliger Gegenstrahlung über der Stadt keine einhellige Meinung.

CHANDLER (1976) vertritt die Auffassung, daß eine Stadt eine größere Wärmekapazität als ein ländliches Gebiet besitzt. Als Auswirkung nennt er dann die in der Stadt beobachtete Speicherung von Wärme am Tage und deren Freigabe in der Nacht. Bei KRAUS (1979) sind charakteristische Parameter von Materialien zusammengestellt, die in der Stadt bzw. auf dem Land angetroffen werden. Auffällig dabei ist, daß die erwarteten „krassen“ Unterschiede nicht auftreten. So weist z. B. Humus (Erdreich) die gleiche Wärmeleitfähigkeit auf wie Beton (Größenordnung  $1,3 \text{ Wm}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ); die Volumwärme für die beiden Stoffe ist ebenfalls nahezu gleich. CARLSON et al. (1981) kommt bei Betrachtung dieses Sachverhaltes zu dem Schluß, daß die erhöhte Wärmespeicherung in der Stadt primär eine Folge der fehlenden Evapotranspiration ist und nicht auf Differenzen in den Wärmekapazitäten zurückgeführt werden kann. Die von FIEDLER im 3. Beitrag dieses Heftes gezeigte Auswirkung des pflanzlichen Bewuchses auf die darunter liegende Bodenschicht, kommt hier ebenfalls zum Tragen. Die Pflanzenoberfläche dient als Energieumsatzfläche. Aufgrund der geringen Wärmekapazität der Pflanzen, verbunden mit der isolierenden Wirkung des *Pflanzenfilzes* wird dem Boden auf dem Land sehr viel weniger Wärme zugeführt und deshalb wird dort auch weniger Wärme gespeichert als in der Stadt. Gestützt wird diese These durch die hohen Temperaturen, die über Flächen, welche mit trockenem Gras bedeckt sind, erreicht werden.

Hinsichtlich der langweiligen Gegenstrahlung über Stadt und Land vertritt LANDSBERG (1981) die Meinung, daß diese „ziemlich gleich“ sei. WHITE et al. (1978) fanden bei ihren im Rahmen des St. Louis-Experimentes durchgeführten Messungen keinen Unterschied.

Die gegensätzlichen Aussagen müssen nun nicht bedeuten, daß die langweilige Gegenstrahlung über der Stadt temporär nicht erhöht wäre. Auch OKE (1982) scheint Indizien hierfür zu haben; auch er nennt eine vermehrte Gegenstrahlung als Ursache für den Wärmeinsellekt. Allerdings weist er darauf hin, daß er nicht den Grad der Bedeutung dieser Strahlung für die Ausbildung der Wärmeinsel angeben kann. OKE führt in diesem Zusammenhang weiter aus, daß er allgemein die Ursachen für die Bildung der Wärmeinsel ihrer Bedeutung nach nicht ordnen kann. Nun gehört der Wärmeinsellekt gerade zu den gut dokumentierten Stadtklimaefekten. Dennoch ist er nicht verstanden.

Die fehlende tiefere Einsicht in die quantitativen Zusammenhänge gilt auch für andere Stadtklimaefekte. Insbesondere die Fragen der vermehrten Bewölkung, des vermehrten Niederschlages, wie auch der Problembereich des Flurwindes sind noch längst nicht ausdiskutiert.

Einen Überblick der Auswirkungen einer Stadt auf Klimaelemente, vornehmlich in der „Canopy“, gibt Tabelle 4.1. Es sind städtische Verhältnisse im Vergleich zum ungestörten Umland aufgeführt. Zur Zusammenstellung der Tabelle

wurden Untersuchungen verwendet, die an verschiedenen Orten zu verschiedenen Bedingungen angestellt wurden. Infolgedessen sind die Angaben als rein qualitativ zu verstehen; auf die obige Diskussion wird verwiesen. Im Einzelfall sowie bei Betrachtung der Elemente im meteorologischen Zeitbereich können erhebliche Abweichungen von den genannten Werten auftreten.



Abb. 4.2: Schematische Darstellung der Reichweite der bodennahen Auswirkungen einer Stadt (nach SUKOPP 1982, ergänzt)

Ein Überblick über die bodennahe räumliche Ausdehnung der Auswirkung der Verstädterung wird in Abbildung 4.2 gezeigt.

Bei der vorausgesetzten Anströmung wirkt die Stadt im Luv erst ab der Bebauungsgrenze, im Lee geht ihre Wirkung über die Bebauungsgrenze hinaus. Gerade die Luftverschmutzung kann über sehr weite Strecken (Pkt. 6 dieses Beitrages) im leeseitigen Bereich Auswirkungen zeigen.

Nachfolgend wird als Beispiel der bodennahen Auswirkungen einer Stadt die horizontale Temperaturverteilung und deren tageszeitliche Veränderung vorgestellt.

Der Meßfühler, mit dem die Profile ermittelt wurden, war in 1 m Höhe vor der Front eines Kraftfahrzeuges angebracht.

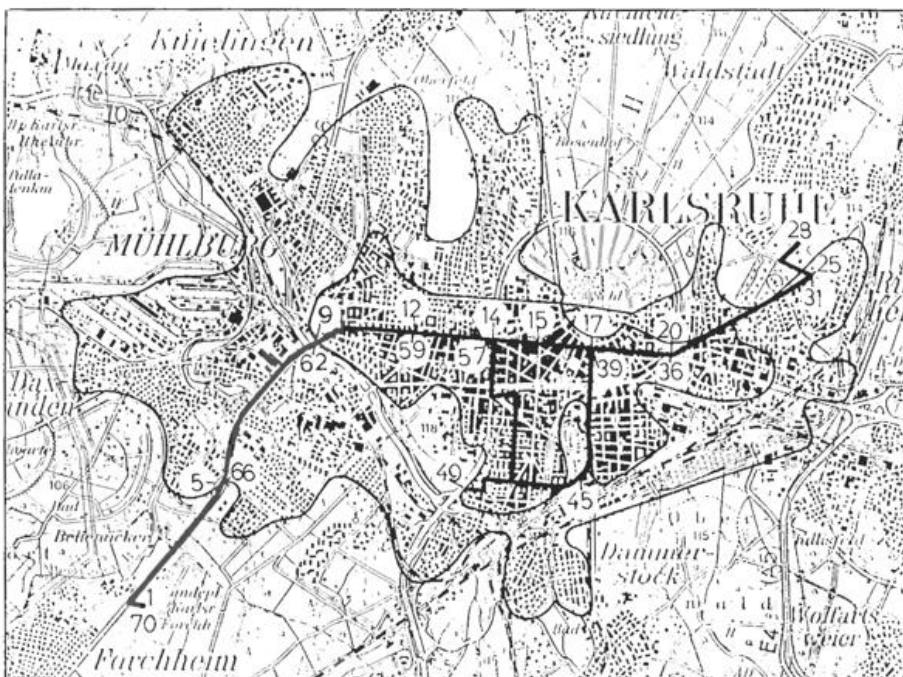


Abb. 4.3: Fahrtstrecke, längs der die Aufnahme der horizontalen Temperaturprofile erfolgte. Die Ziffern längs der Route stellen markante Punkte dar, die zur Streckeneinteilung festgelegt wurden. Die äußere Umrandung begrenzt das bebauten Gebiet, die innere dicht bebauten Bereich der Stadt Karlsruhe.

Tabelle 4.1: Durch Stadteinwirkung potentiell änderbare Klimaelemente. Dargestellt sind die städtischen Verhältnisse relativ zum ungestörten Umland (nach HORBERT 1978, ergänzt nach LANDSBERG 1981)

<i>Luftverunreinigung</i>	
Kondensationskerne	10 mal mehr
gasförmige Beimengungen	5 - 25 mal mehr
<i>Strahlung</i>	
Globalstrahlung	
auf horizontaler Fläche	15 % - 20 % weniger
UV-Strahlung im Winter	30 % weniger
UV-Strahlung im Sommer	5 % weniger
Sonnenscheindauer	5 % - 15 % weniger
<i>Bewölkung</i>	
Bedeckungsgrad	5 % - 10 % mehr
Nebel im Winter	100 % mehr
Nebel im Sommer	30 % mehr
<i>Niederschlag</i>	
Gesamtbetrag	5 % - 10 % mehr
Tage mit Niederschlag	
geringer 5 mm	10 % mehr
Schneefall, Stadtkern	5 % weniger
Schneefall im Lee der Stadt	10 % mehr
Gewitter	10 % - 15 % mehr
<i>Temperaturen</i>	
Jahresmittel	0,5 - 1,5 °C mehr
durchschn. Minimum, Winter	1 - 2 °C mehr
Heizgradtage	10 % weniger
<i>relative Luftfeuchtigkeit</i>	
Winter	2 % weniger
Sommer	8 % - 10 % weniger
<i>Windgeschwindigkeit</i>	
Jahresmittel	10 % - 20 % geringer
Böigkeit	10 % - 20 % erhöht
Windstille	5 % - 20 % mehr

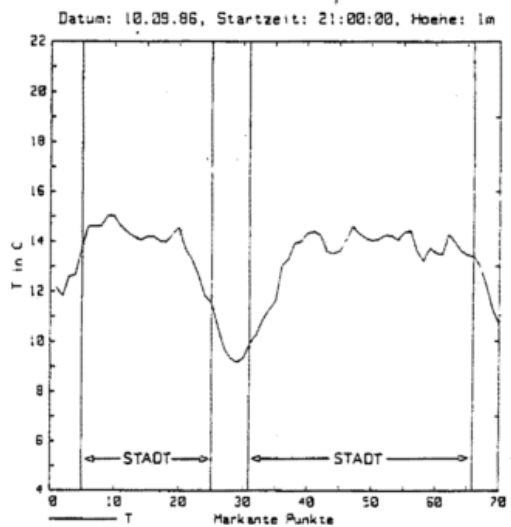
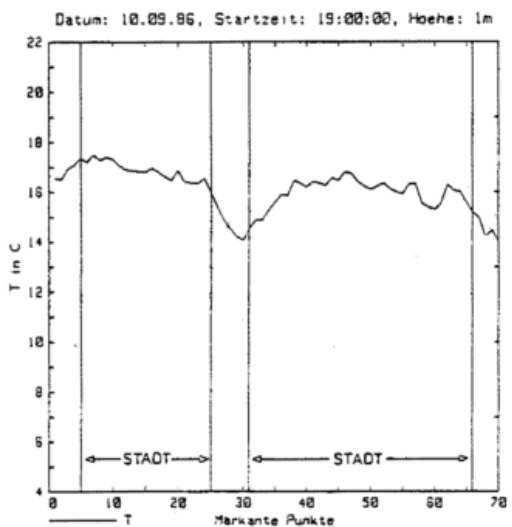
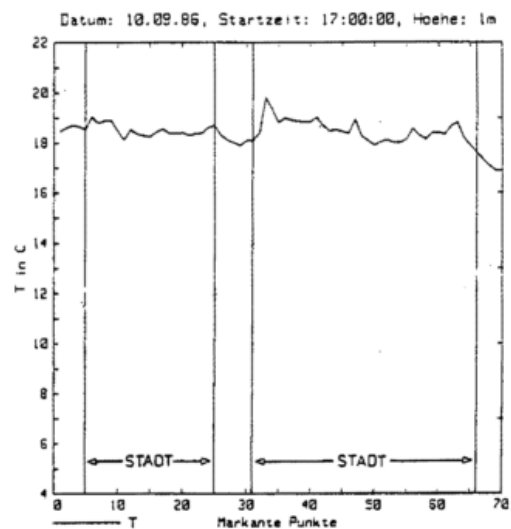
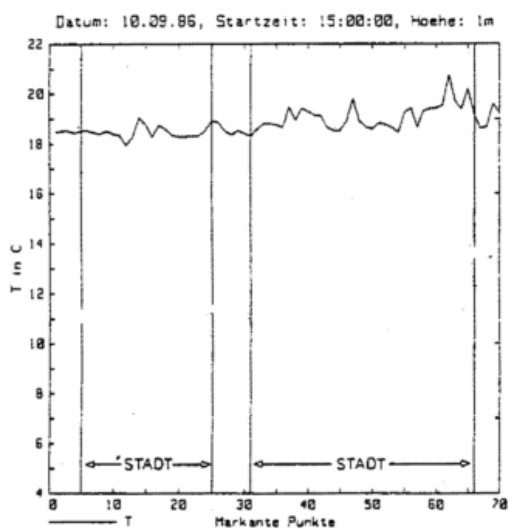
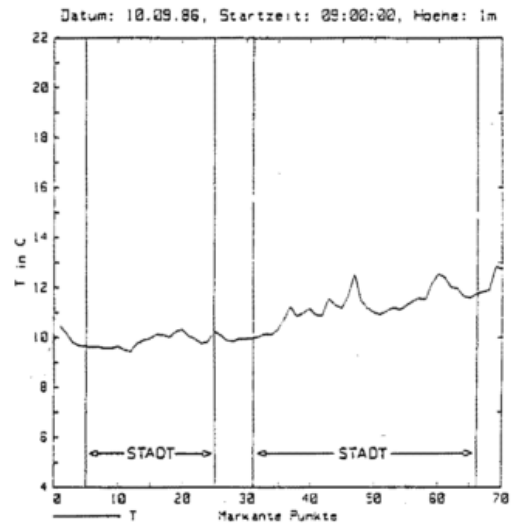
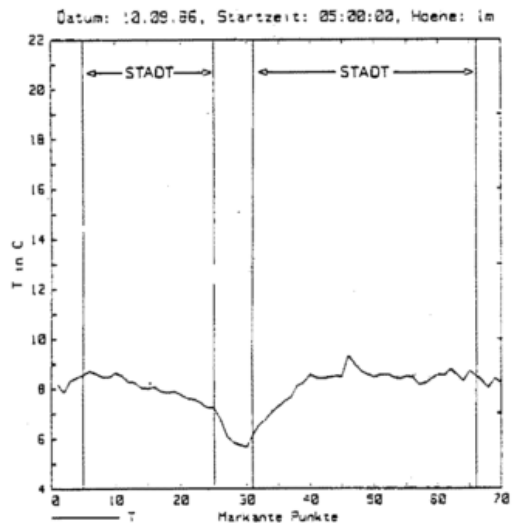


Abb. 4.4: Horizontale Temperaturprofile, aufgenommen in 1 m Höhe zu verschiedenen Tageszeiten. Die Stadt wurde bei jeder Fahrt zweimal durchquert (Hinfahrt Punkt 1-28, Rückfahrt Punkt 28-70). Der Weg bei Hin- und Rückfahrt ist nicht völlig identisch (s. Abb. 4.3). Die als Abszisse aufgetragenen markanten Punkte weisen in Realität keinen äquidistanten Abstand auf. Die Fahrtdauer für eine Hin- und Rückfahrt betrug jeweils ca. 1,5 h; die Profile stellen deshalb keine Momentaufnahme dar.

Die Messungen erfolgten kontinuierlich, der Wagen wurde mit einer Geschwindigkeit von ca. 25 km/h bewegt. Die ausgewählte Wegstrecke, die während der gesamten Untersuchung unverändert blieb, gibt Abbildung 4.3 wieder. Darin ist ferner die zusammenhängende Siedlungsfläche der untersuchten Stadt Karlsruhe markiert (äußere Umrandung) sowie der Bereich erhöhter Bebauungsdichte (innere Umrandung).

Um eine Zuordnung zwischen Meßwert und Meßort zu ermöglichen, wurden längs der Meßstrecke markante Punkte festgelegt. Die Strecke wurde, ausgehend vom Punkt 1, entlang den Punkten in aufsteigender Reihenfolge durchfahren. Daraus ergibt sich, daß die in der obigen Abbildung gezeigten Punkte 25 und 31, 20 und 36, 17 und 39 usw. identisch sind, jedoch zu unterschiedlichen Zeiten passiert wurden. Die Fahrstrecke weist nur geringe Höhenunterschiede auf ( $\pm 5$  m), sowohl der Punkt 1/70 im Südwesten als auch Punkt 28 im Nordosten der Stadt in ländlichem Gebiet weisen vergleichbare Bodeneigenschaften auf (trockener, sandiger Boden, bewachsen mit Gras)

An dem betrachteten Tag war es den gesamten Tag über gering bewölkt, die Windgeschwindigkeit schwach bis mäßig; in 8 m über Dachniveau wurden ausschließlich Windgeschwindigkeiten kleiner 4 m/s (Zehnminutenmittel) registriert.

In der Abbildung 4.4 sind nun horizontale Profile der Temperatur zu unterschiedlichen Tageszeiten dargestellt. Auf der Abszisse sind die markanten Punkte aufgetragen, die jedoch nicht äquidistant längs der Fahrtroute verteilt waren. Die Dauer einer Meßfahrt betrug 1,5 Stunden, der daraus resultierende Temperaturtrend ist in den gezeigten Abbildungen noch enthalten.

Die wichtigsten Ergebnisse der Meßfahrten sind:

- deutlicher Wärmeinseleffekt vom frühen Abend bis nach Sonnenaufgang des folgenden Tages,
- größte Wärmeinselintensität ca. drei Stunden nach Sonnenuntergang,
- großer Temperaturgradient am Stadtrand, der Temperaturgradient im Luv der Stadt ist hierbei deutlich größer ( $0,25$  K/100 m) als jener im Lee der Stadt ( $0,1$  K/100 m),
- der Einfluß der Stadt bei den genannten synoptischen Bedingungen auf die Lufttemperatur im Umland kann im Lee mit größer 2 km angegeben werden, im Luv mit nur wenigen hundert Metern.

## 6 Struktur der städtischen Grenzschicht

Bei der in Abbildung 4.1 dargestellten Grenzschicht wird eine horizontale Strömung vorausgesetzt, die ihre Ursache in der synoptischen Druckverteilung hat.

Infolge der Änderung der Bodenoberflächenbedingungen (Rauhigkeit, Temperatur) bildet sich, ausgehend vom luvseitigen Stadtrand, eine interne Grenzfläche aus. Hierdurch wird der Bereich der von der Änderung unbeeinflussten Atmosphäre von dem beeinflussten abgegrenzt. Am leeseitigen Stadtrand kehren sich die Oberflächenverhältnisse wieder um; eine weitere interne Grenzfläche wird hervorgerufen. Über der Stadt hat sich die städtische Grenzschicht ausgebildet. Diese geht im Lee der Stadt in die Stadtluftfahne (urban „plume“) über. Die Stadt wirkt mit dieser Fahne über die Bebauungsgrenze hinaus.

Die nun folgende Beschreibung der Eigenschaften der städtischen Grenzschicht stützt sich im wesentlichen auf die von HUNT (1982) zusammengetragenen Erkenntnisse.

HUNT verweist darauf, daß quantitative Aussagen allenfalls für Grenzschichten bei neutraler Schichtung und besonderen Oberflächenbedingungen, d. h. bei Vorliegen von nur kleinen Änderungen der Oberflächeneigenschaften gemacht werden können. Bei gleichzeitigem Auftreten von mehreren Änderungen von Oberflächeneigenschaften, z. B. Änderung in der Rauigkeit und der Temperatur, oder bei anderen Schichtungsverhältnissen bleibt nur die Möglichkeit einer qualitativen Beschreibung der Verhältnisse aus Mangel an gesicherten Erkenntnissen.

Bei neutraler Schichtung nimmt die Schichtdicke der städtischen Grenzschicht mit der Lauflänge über der Stadt zu. Hierbei kann recht bald die Höhe der Prandtlsschicht erreicht sein, u. U. der Oberrand der atmosphärischen Grenzschicht erreicht werden.

Die Grenzschicht bildet sich bei den vorausgesetzten Bedingungen aufgrund der Änderung der Rauigkeit aus. Beim Übergang vom Land zur Stadt ergibt sich eine Verringerung der bodennahen Geschwindigkeit, wodurch sich die Schubspannung erhöht. Diese erhöhte Schubspannung ihrerseits bewirkt eine vermehrte Turbulenz, die eine Erhöhung des turbulenten Austausches zur Folge hat. Aufgrund des erhöhten turbulenten Austausches wird aber auch die Geschwindigkeit in der Höhe reduziert. Die Obergrenze des Bereiches des erhöhten turbulenten Austausches wird durch die vom luvseitigen Stadtrand ausgehende Grenzfläche markiert. In Abbildung 4.5 sind schematische Profile der Schubspannung  $\tau$  für ein ländliches und ein städtisches Gebiet dargestellt.

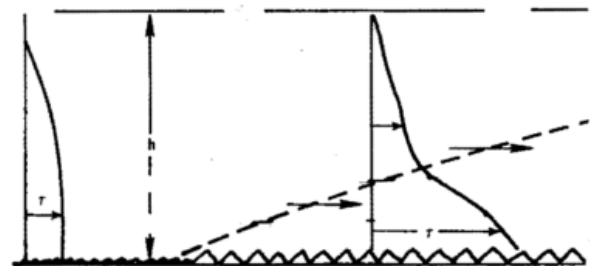


Abb. 4.5: Schematische vertikale Profile der Schubspannung  $\tau$  über ländlichem und städtischem Gebiet (HUNT/SIMPSON 1982),  $h$  Höhe der Grenzschicht.

Die Ausbildung der Grenzfläche geschieht jedoch nicht kontinuierlich und stetig, sondern ist gekennzeichnet durch einen Prozeß von Oszillationen. Diese werden hervorgerufen durch die Wechselwirkungen der durch die Rauigkeitsänderung ausgelösten Mechanismen.

Beim Übergang der Strömung von der Stadt aufs Land bildet sich erneut eine Grenzfläche aus. Die verringerte Rauigkeit bewirkt hier eine Verringerung der Schubspannung, wodurch weniger Turbulenz hervorgebracht wird. Infolge der reduzierten Turbulenz nimmt der von der neuen Rauigkeit induzierte turbulente Austausch ab. Dies bewirkt, daß die neue, im Lee der Stadt gebildete Grenzfläche eine geringere Steigung aufweist, als jene im Luv der Stadt. Die Höhe  $l_z$  der neuen

leeseitigen Grenzfläche wird somit bestimmt durch die Rauigkeitsänderung von vorgelagerter Stadt zu dem folgenden Land.

Wesentliche, durch Beobachtungen gestützte Merkmale einer städtischen Grenzschicht sind:

- Reduktion der Geschwindigkeit in der Stadt im Vergleich zur Geschwindigkeit auf dem Land in gleicher Höhe. Selbst in Höhen von 100 m kann die Reduktion noch mehr als 20 % betragen (HÖSCHELE, 1979),
- erhöhte Schubspannung, sowohl am Boden als auch in der Höhe,
- vermehrte Turbulenz.

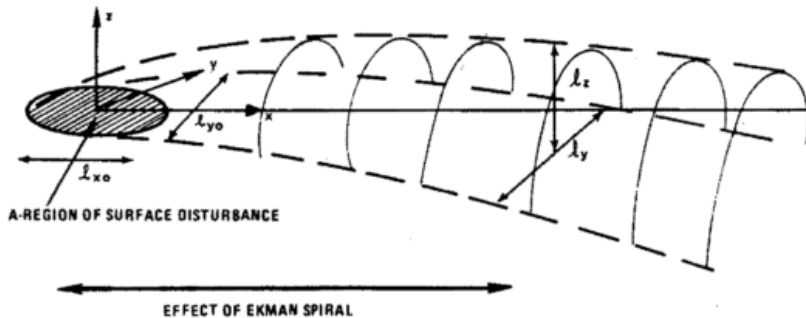


Abb. 4.6: Schematische Darstellung der räumlichen städtischen Grenzschicht (HUNT/SIMPSON 1982);  $l_x$ ,  $l_y$  Ausdehnung der Stadtluftfahne,  $l_{x0}$ ,  $l_{y0}$  Ausdehnung der Stadt in x- und y-Richtung.

Bislang wurde die städtische Grenzschicht als zweidimensionales Phänomen behandelt, die Änderung der Rauigkeit nur längs der x-Achse angenommen. Durch die zweidimensionale Ausdehnung der Stadtfläche wird eine räumliche interne Grenzschicht hervorgerufen. Diese ist schematisch in Abbildung 4.6 dargestellt. Neben der Ausdehnung  $l_{x0}$  in Windrichtung weist die Stadt auch die laterale Komponente  $l_{y0}$  auf. Die sich daraus ergebende laterale Komponente  $l_y$  der Stadtluftfahne ist zum einen eine Funktion der Lauflänge  $x$  in Windrichtung, gemessen an dem luvseitigen Stadtrand, sie ist aber auch von der Stabilität der Atmosphäre abhängig.

Weiter ist festzustellen, daß die Grenzschicht mit anwachsender Schichtdicke  $l_z$  zunehmend in die Ekman-Schicht der Atmosphäre hineinreicht und insofern dem Einfluß der Corioliskraft unterworfen ist. Eine Drehung der Stadtluftfahne resultiert daraus.

CLARKE (1969) hat mit Hilfe eines Flugzeuges die Grenzschicht über Cincinnati in den Monaten Mai und Juni ausgemessen. Er fand dabei eine Höhe  $l_z$  von 130 bis 200 m über Grund; für die Reichweite der Stadtluftfahne gibt er ca. 10 km an. Beim St. Louis-Experiment wurde die Reichweite der Fahne mit über 30 km ermittelt (OKE 1977).

Neben der behandelten neutralen Schichtung seien noch die Verhältnisse bei stabiler und labiler Schichtung angesprochen. Bei stabiler Schichtung ist der turbulente Austausch im Vergleich zur neutralen Schichtung sehr reduziert. Infolgedessen bildet sich hier eine sehr viel geringere Dicke der städtischen Grenzschicht aus. Die Stadtluftfahne kann hierbei ihre endgültige Dicke recht bald erreichen und über weite Strecken zu verfolgen sein. FIEDLER/HÖSCHELE (1987) nennen als horizontale Ausdehnung, bei Vorliegen eines großen Industriegebietes, bis zu einigen 100 km.

Im Falle einer labil geschichteten Grenzschicht, die prinzipiell mit nur geringen Windgeschwindigkeiten verbunden ist, stellt

sich die Form der städtischen Grenzschicht völlig anders dar (Abb. 4.7a). Als Entstehungsursache ist weniger die veränderte Rauigkeit der Stadt im Vergleich zum Umland von Bedeutung, sondern vielmehr die thermischen Eigenschaften, die „Überwärme“ der Stadt. Der Einfluß der in der „Canopy“-Schicht festgestellten Wärmeinsel dehnt sich auf die städtische Grenzschicht aus. OKE (1982) nennt als weitere Ursachen:

- erhöhte Absorption von kurzwelliger Strahlung infolge erhöhten Aerosolgehalts,
- anthropogene Wärmequellen (Kamine, Abluft),
- vermehrtes turbulentes Einmischen fühlbarer Wärme von „oben“.

Den letzten Punkt erklärt OKE durch das vermehrte Aufsteigen der Luft über der Stadt, das gleichzeitig mit einem Absinken im Randbereich der Stadt verbunden ist. Die hierbei von oben kommende fühlbare Wärme wird durch Turbulenz in die städtische Grenzschicht mit eingemischt.

Unter idealen Bedingungen, d. h. bei nahezu windstillen Verhältnissen nimmt die Grenzschicht die Form eines „Wärmedomes“ an (OKE 1982). In Abhängigkeit von der übergeordneten Strömung kann diese Form dann noch modifiziert werden (Abb. 4.7b) und nähert sich der Form der neutralen Grenzschicht.

Besonders die Grenzschichten mit labiler Schichtung erfahren im Tagesgang große Modifikationen. Die in Abbildung 4.7a gezeigte Form stellt den Zustand am frühen Nachmittag dar. Die städtische Grenzschicht kann hierbei die gesamte atmosphärische Grenzschicht einnehmen und bis zu 1,5 km hoch

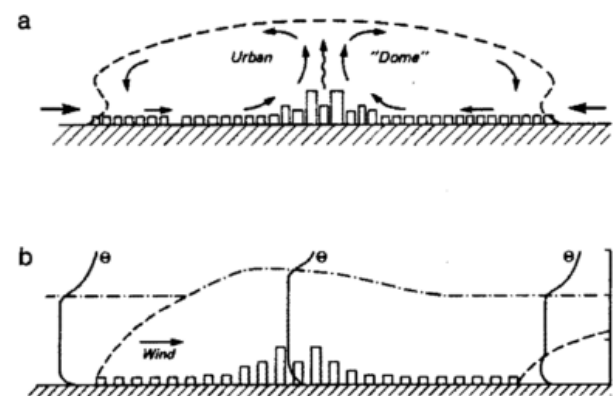


Abb. 4.7: Städtische Grenzschicht im Falle labiler Schichtung der Atmosphäre bei a) vernachlässigbarer großräumiger Strömung bzw. b) bei geringer großräumiger Strömung (OKE 1982)

reichen. Der „Dom“ kann eine Mächtigkeit bis zu 250 m aufweisen (SPANGLER, DIRKS 1974).

Bei den gezeigten Bedingungen soll sich auch noch ein Flurwind ausbilden. HUNT (1982) bringt seine Skepsis zu diesem Phänomen durch folgende Formulierung zum Ausdruck: „There is a common agreement that the 'heat island' produces a net inflow velocity“. Andere Autoren nennen Flurwindgeschwindigkeiten von  $1 \text{ ms}^{-1}$  bis  $2 \text{ ms}^{-1}$  und weisen darauf, daß es sich hierbei nicht um ein kontinuierlich wirkendes System handelt, sondern daß es nur sporadisch und kurzzeitig angetroffen werden kann.

## 7 Schlußbemerkung

Hinsichtlich des Fortgangs der Erkenntnisse der Auswirkungen des Klimafaktors Stadt sei OKE (1982) zitiert. Er führt Klage, daß der Fortschritt auf dem Gebiet der Stadtmeteorologie nicht der Zahl der Veröffentlichungen folgt. Als Gründe nennt er:

1. Die Kompliziertheit des Systems Stadt-Atmosphäre,
2. ein Mangel an klaren, konzeptuellen Vorstellungen zur Untersuchung der Stadteffekte vor dem Hintergrund der Kompliziertheit des Systems,
3. die Kosten und die Schwierigkeiten, mit denen experimentelle Beobachtungen in Städten verbunden sind.

Ob der von OKE genannte 2. Punkt zutrifft, muß an dieser Stelle nicht entschieden werden. Sicher ist, daß jegliche in der Meteorologie betrachtete Systeme sehr komplex sind, daß jegliche in der Atmosphäre vorzunehmenden experimentellen Untersuchungen mit großen Schwierigkeiten und hohen Kosten verbunden sind. Die Stadt ist insofern, da sie keine Ausnahme macht, ein typisches meteorologisches System.

## Literatur

- CARLSON, T. N.; DODD, J. K.; BENJAMIN, S. G.; COOPER, J. N.; Satellite Estimation of the Surface Energy Balance, Moisture Availability and Thermal Inertia. Journ. of Appl. Met., Volume 20, 1981, S. 67-87.
- CHANDLER, T. J.: Urban climatology and its relevance to urban design. WMO-No. 438, 1976
- FIEDLER, F.; HÖSCHELE, K.: Gutachten Energieversorgung Baden-Württemberg, Institut für Meteorologie und

Klimaforschung, Universität Karlsruhe, 1987, unveröffentlicht

- GEIGER, R.: Das Klima der bodennahen Luftschicht. Braunschweig: Vieweg, 1962
- GEORGII, H.-W.: Grundzüge des Klimas und seine nutzungsbedingte Änderung. Buchwald/Engelhardt (Hrsg.): Handbuch für Planung und Gestaltung und Schutz der Umwelt. München: BLZ-Verlagsgesellschaft 1978
- HÖSCHELE, K.: Das Windfeld der Stadt. Promet 9 (1979)/H. 4, S. 21-26.
- HUNT, J. C. R.; SIMPSON, J. E.: Atmospheric boundary layers over nonhomogenous Terrain. Plate, E. (Hrsg.): Engineering meteorology. Amsterdam: Elsevier 1982
- HUSCHKE, R. E.: Glossary of Meteorology. Boston: American Meteorological Society 1959
- KRATZER, A.: Das Stadtklima. Braunschweig: Vieweg 1956
- KRAUS, H.: Der städtische Lebensraum – energetisch betrachtet. Promet 9 (1979) H. 4, S. 3-7.
- LANDSBERG, H. E.: The Urban Climate. New York: Academic Press 1981
- LOWRY, W. P.: Empirical Estimation of Urban Effects on Climate: A Problem Analysis. J. of Appl. Met., Volume 16, 1977, S. 129-135.
- OKE, T. R.: The Urban Atmosphere as an Environment for Air Pollution Dispersion. WMO-No. 493, 1977
- OKE, T. R.: Boundary Layer Climates. London: Methuen 1978
- OKE, T. R.: The energetic basis of the urban heat island. Quart. Journ. of the Royal Met. Soc., 1982, S. 1-24.
- SCHIRMER H.: Stadtklima und Luftreinigung. VDI-Berichte 477, 1983, S. 101-109.
- SCHMALZ, J.: Das Stadtklima. Karlsruhe: Verlag C. F. Müller, 1984
- SUKOPP, H.: Städtebauliche Ordnung aus der Sicht der Ökologie. VDI-Berichte 477, 1982
- WHITE, J. M. et al.: The Net Radiation Budget of the St. Louis Metropolitan Area. J. of Appl. Met., Volume 17, 1978, S. 593-599.

# 5 G. GROSS Veränderungen des regionalen Klimas durch Rodung und Bepflanzung

## 1 Einleitung

Die Art und Beschaffenheit der Bodenbedeckung bestimmt in prägnanter Weise das lokale Klima eines Standortes. Schon seit einigen tausend Jahren gestaltet der Mensch durch die Umnutzung bestimmter Gebiete diese, seine unmittelbare Umgebung, aktiv mit. Solche Nutzungsänderungen können zeitlich begrenzt, aber auch von Dauer sein.

Zu Beginn stand der geregelte Anbau von Nutzpflanzen, für den größere Ackerflächen benötigt wurden. Um diesen Bedarf zu decken, mußten oftmals große Gebiete abgeholzt werden. Der Gründung von Städten und der Bau größerer Anlagen (z. B. Stausee, Industrie, Flughafen, Autobahn) fielen weitere Wälder zum Opfer. Schließlich erinnert uns das Thema „Waldsterben“ daran, daß Tag für Tag ein Teil unserer vertrauten Umwelt zerstört wird.

Solch starke Eingriffe in den natürlichen Ablauf haben merkliche Auswirkungen auf das lokale Klima. Welcher Art und welche Änderungen dabei zu erwarten sind, kann durch Vergleich der meteorologischen Verhältnisse im Wald und über einer unbewaldeten Fläche (Freiland) abgeschätzt werden. Ein solcher Vergleich kann anhand von Messungen oder mit Hilfe numerischer Simulationsmodelle durchgeführt werden.

Mögliche Auswirkungen auf das globale Klima sind bei BAUMGARTNER und KIRCHNER (1980) dargestellt.

## 2 Die Änderung der Strahlungsbilanz

Die von der Sonne ausgehende Strahlung erfährt beim Durchgang durch die Erdatmosphäre Modifikationen, gelangt aber schließlich in abgeschwächter Form an die Obergrenze der Bodenbedeckung. Neben dieser direkten Sonnenstrahlung tragen noch die diffuse Himmelsstrahlung und die langwellige Gegenstrahlung der Atmosphäre zum Strahlungsstrom aus dem oberen Halbraum bei. Dem stehen von unten die Reflexion der kurzwelligen Globalstrahlung und die langwellige Ausstrahlung des Untergrundes gegenüber. Die Summe aus Strahlungsgewinn und -verlust wird als Strahlungsbilanz  $R_N$  bezeichnet. Die Albedo  $a$  ist für den Wärmehaushalt eine wichtige Größe, denn sie bestimmt den Prozentsatz der direkten Sonnenstrahlung, der zur Erwärmung zur Verfügung steht. Da viele Einflußfaktoren den Wert von  $a$  bestimmen, ist es schwierig, genaue Beträge für einzelne Oberflächen anzugeben. Einer Zusammenstellung von PIELKE (1984) folgend, können als charakteristische Werte für die Albedo eines Baumbestandes 0.10–0.15 und für eine Freifläche 0.20–0.25, also fast das Doppelte, angenommen werden.

Aufgrund der unterschiedlichen Albedo steht somit im Wald ein größerer Anteil der direkten Sonnenstrahlung zur Verfügung. Auf der anderen Seite bedeutet dies aber nicht, daß sich die Luft im Bestandsraum stärker erwärmt, da der Strahlungsumsatz über unbewaldetem Gebiet an der Erdoberfläche stattfindet, im Wald dagegen eine relativ dicke Schicht in diesen Prozeß mit einbezogen wird. Bedingt durch die Anordnung der Blätter, kommt dabei dem oberen Kronendrittel die größte Bedeutung zu.

Die in den Bestand eindringende Strahlung wird durch eine übereinander gestaffelte Blattanordnung immer weiter verringert, und nur noch ein Bruchteil der an der Obergrenze der Baumkrone gemessenen Strahlungsmenge erreicht schließlich den Waldboden. Der mit einem numerischen Simulationsmodell berechnete Tagesgang der Strahlungsbilanz am Waldboden und über Freiland (KOCH 1987) ist in der Abbildung 1 dargestellt. Feldmessungen von BAUMGARTNER (1956) und MAYER (1981) zeigen einen sehr ähnlichen Verlauf.

## 3 Die Änderung der Temperatur

Die Temperatur der Luftschicht im Bestand wird durch die Divergenz aller wirksamen Energieströme bestimmt. Dabei kann die Energiebilanz für jedes Niveau als

$$R_N = Q_B + Q_H + Q_V + Q_M + Q_P + Q_D$$

geschrieben werden. Die einzelnen Glieder haben dabei

folgende Bedeutung:

- $R_N$  Nettostrahlungsstrom
- $Q_B$  Bodenwärmestrom
- $Q_H$  turbulenter fühlbarer Wärmestrom
- $Q_V$  turbulenter latenter Wärmestrom
- $Q_M$  Energieumsatz bei Stoffwechselprozessen
- $Q_P$  Wärmespeicherung durch die Phytomasse
- $Q_D$  horizontaler Energiestrom

Die typischen Größenordnungen der einzelnen Komponenten dieser Energiebilanz sind in der Tabelle 1 zusammengefaßt.

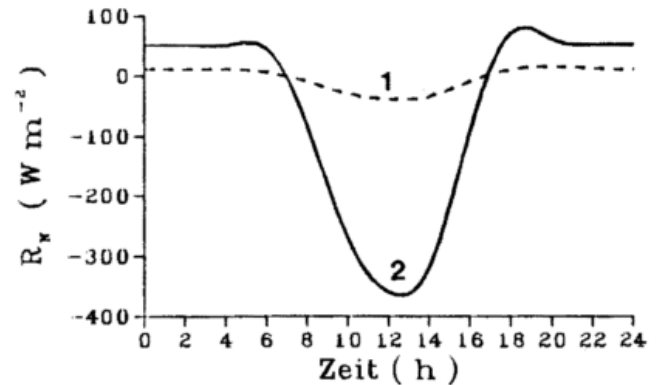


Abb. 1: Tagesgang der Strahlungsbilanz am Waldboden (1) und über Freiland (2) (nach KOCH 1987).

Tab. 1: Typischer Energiehaushalt für Bewuchs; die Einheit ist  $W m^{-2}$  (nach THOM 1975).

Zeit	$R_N$	$Q_B$	$Q_H+Q_V$	$Q_M$	$Q_P$	$Q_D$
Sonnenaufgang	0	-5	-8	+3	+10	+5
Mittag	+500	+25	+461	+12	+2	+25
Sonnenuntergang	0	+5	+3	+2	-10	+15
Mitternacht	-50	-25	-20	-3	-2	+10

Anhand der Tabelle 1 ist zu erkennen, daß über sehr große Zeiträume die Energiebilanz vorwiegend durch  $R_N$ ,  $Q_H$  und  $Q_V$  bestimmt wird. Daher stellt die Berücksichtigung lediglich dieser drei Terme oftmals eine sehr gute Näherung dar. Lediglich in der Nähe von Bestandsrändern kann  $Q_D$  einen sehr wesentlichen Beitrag liefern.

Die energetisch bedeutsame Umsatzfläche liegt bei einem geschlossenen Waldbestand in Kronenhöhe. In diesem Bereich treten die größten Strahlungsstromdivergenzen und damit auch beträchtliche Temperaturänderungen auf. So findet CHROUST (1968) für einen Sommertag tagsüber die höchsten Temperaturen in der Krone, während es in Bodennähe beträchtlich kühler ist. Vor Laubausbruch dagegen dringt die Sonnenstrahlung fast ungehindert bis zum Waldboden durch und der Strahlungsumsatz findet in dieser Zeit an der Erdoberfläche statt. Entsprechend erwärmt sich dieser relativ stark und das vertikale Temperaturprofil ähnelt demjenigen über Freiland (Abb. 2). Während der Nachtstunden wird in Kronenhöhe die größte Abkühlung beobachtet und im Bestand stellt sich somit eine adiabatische oder leicht labile thermische Schichtung ein. Über dem Freiland dagegen kühlt sich der Erdboden stark ab und es kann sich eine kräftige Bodeninversion ausbilden.

Ein Vergleich der bodennahen Jahresmitteltemperaturen über offenem Feld und innerhalb eines lockeren Kiefernwaldes ist in der Tabelle 2 angegeben. Es zeigt sich, daß in allen Meßhöhen die Lufttemperatur über dem Feld höher war als im Wald. Dies ist ein Zeichen dafür, daß der Waldboden insgesamt weniger Wärme empfängt als der Wiesenboden.

Tab. 2: Jahresmitteltemperatur über Feld und im Wald (nach LÜTZKE 1961).

Höhe (m)	$T_{\text{Wald}} (^{\circ}\text{C})$	$T_{\text{Feld}} (^{\circ}\text{C})$
23.0 über den Kronen	7.36	
17.0 Kronenmitte	7.18	
15.0		7.52
2.0 Stammraum	6.70	7.36
0.25	6.59	7.32
0.002 Bodenoberfläche	6.56	7.70

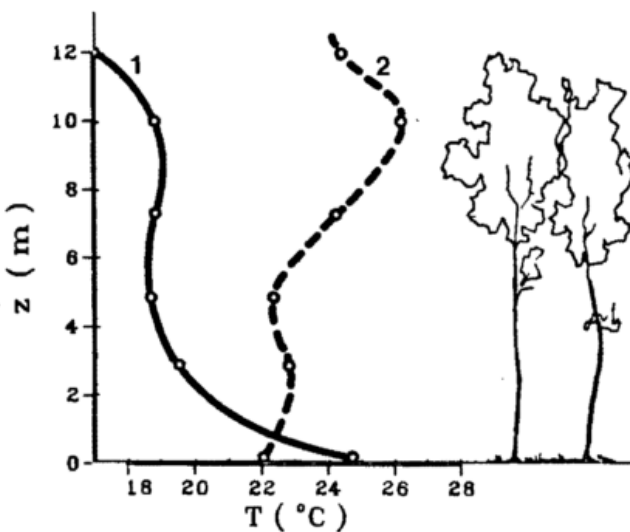


Abb. 2: Vertikalprofil der Temperatur in einem Eichenbestand vor (1) und nach (2) dem Laubausbruch (nach CROUST 1968).

#### 4 Die Änderung der Feuchtigkeit

Die in die Atmosphäre ragenden Bestandselemente verlieren durch Verdunstung ständig Wasser. Diese Transpiration muß aufrechterhalten werden, da sie die Voraussetzung für die Nährstoffbewegung in der Pflanze ist. Die Wasseraufnahme erfolgt durch das Wurzelsystem, das dem Boden Feuchtigkeit entzieht. Der Wasserhaushalt des Bodens ist daher eine entscheidende Versorgungsgröße für den Baum.

Über die Wasserleitungen im Stamm und in den Ästen gelangt die Feuchtigkeit schließlich in die Blätter. Durch die Stomata, kleine spaltenförmige Öffnungen an der Blattunterseite, wird der Wasserdampf an die Luft abgegeben.

Als Maßzahlen für den Wasserdampfgehalt der Luft wird üblicherweise der Dampfdruck oder die relative Feuchte verwendet. Der Tagesgang des Dampfdruckes zeigt die bekannte Doppelwelle (Abb. 3). Das erste Minimum fällt dabei mit der niedrigsten Temperatur zusammen, da zu dieser Zeit die Luft nur wenig Wasserdampf aufzunehmen vermag. Gleichzeitig ist die Evapotranspiration der Blätter gering, so daß nur der Erdboden als Feuchtequelle zu Verfügung

steht. Nach Sonnenaufgang erfolgt durch die geöffneten Stomata ein Wasserdampfaustritt, der den Dampfdruck stark ansteigen läßt. Um die Mittagszeit erreicht die turbulente Diffusion ihr Maximum und durch die starke Vermischung mit trockener Luft sinkt der Dampfdruck ab. Ein erneuter Anstieg wird erst in den Nachmittagsstunden beobachtet, wenn die starke turbulente Diffusion wieder zum Erliegen kommt. Über der Freifläche ist wegen der fehlenden Evapotranspiration der Feuchtegehalt während der Tagstunden geringer.

Von großer Bedeutung ist die regulative Eigenschaft eines Waldes bzgl. des Wasserkreislaufs. Der Oberflächenabfluß wird durch die Vegetation stark herabgesetzt, weil der normale Waldboden eine enorme Speicherfähigkeit für Wasser hat. Diese eingesickerte Feuchtigkeit wird zum Teil im Laufe der folgenden, trockenen Tage wieder abgegeben. Dabei gelangen beträchtliche Mengen an Wasserdampf zurück in die Atmosphäre, wie aus der Tabelle 3 ersichtlich wird. Durch geeignete Bepflanzungsmaßnahmen kann daher die Regulierung des Wasserkreislaufs für jede Region optimal gesteuert werden. Ist man z. B. in Trockengebieten daran interessiert, daß eine möglichst große Menge des fallenden Niederschlages dem Grundwasser zugute kommt, so wird man einen lockeren Bestand anpflanzen, der wenig verdunstet, das Erdreich aber vor Erosion schützt und dabei aber locker hält, um dem Wasser ein Eindringen zu ermöglichen.

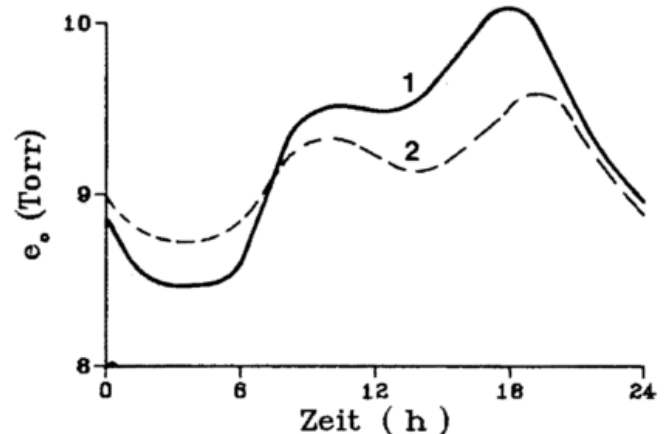


Abb. 3: Tagesgang des Dampfdruckes in 2 m über Grund in einem Wald (1) und über einer Wiese (2) (nach LÜTZKE 1967).

#### 5 Die Veränderung der Windgeschwindigkeit

Die Windgeschwindigkeit über einer ebenen unbewaldeten Fläche zeigt unter thermisch neutralen Bedingungen in den untersten Dekametern der Atmosphäre eine fast logarithmische Zunahme mit der Höhe. Dieser vertikale Verlauf wird wegen der Abbremsung des Windes im Wald geändert. In dem Bereich mit einer hohen Konzentration von Bestandselementen, ausgedrückt durch die Blattflächendichte  $b$  und den Blattflächenindex  $L$ , ist die Verzögerung besonders stark. Bei hoher Windgeschwindigkeit über dem Freiland und einem nicht zu dichten Baumbestand kann die Strömung im Stammraum tief in den Wald eindringen. Dies führt zeitweise zur Ausbildung eines sekundären Geschwindigkeitsmaximums.

Tab. 3: Wasserhaushalt ausgedehnter Pflanzenbestände (nach LARCHER 1984)

Bestand	Gebiet	Nieder- schlag mm pro Jahr	Evapotrans- piration in % des Nieder- schlages	Abfluß in % des Nieder- schlages
Trop.				
Regenwald	Kongo	1900	73	27
Baum- savanne	Kongo	1250	82	18
Laubwald	Europa	600	67	33
	Asien	700	72	28
Nadelwald	Europa	730	60	40
	Osteuropa	800	65	35
Bergwald	Alpen	1640	52	48
	Europa	1000	43	57
	Anden	2000	25	75
	Amerika	1300	38	62
Savannen	Tropen	700	85	15
Grünland	Europa	700	62	38
Steppen	Osteuropa	500	95	5
Halb- wüsten	Subtropen	200	95	5
Tundra	Amerika	180	55	45

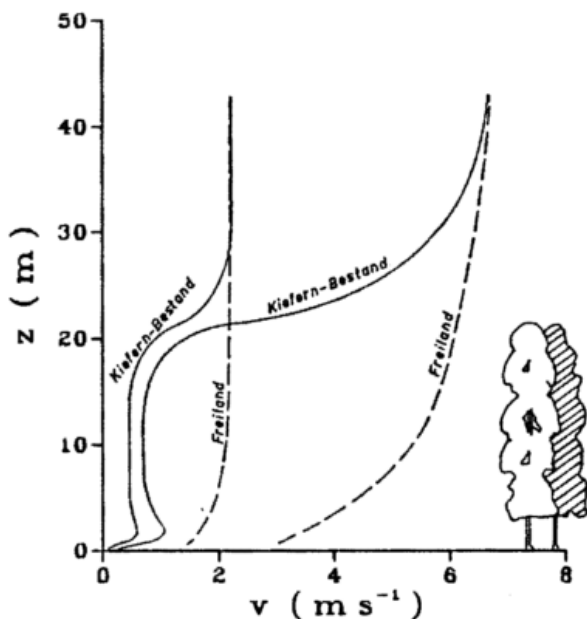


Abb. 4: Vertikalprofile der Windgeschwindigkeit (nach FONS 1940).

Innerhalb der Krone ist der Wind fast höhenkonstant und nur von geringer Stärke. Erst oberhalb der Baumwipfel wird eine ähnlich starke Zunahme wie über dem Freiland beobachtet (Abb. 4). Da eine eindeutige Beziehung zwischen der Blattflächendichte und der Windgeschwindigkeit besteht, wird vor dem Laubausbruch die Strömung weniger stark abgebremst als zu den Zeiten, in denen der Wald in vollem Laube steht (GEIGER 1961).

Wegen der geringeren Variation der thermischen Schichtung und dem schützenden Kronendach, das ein Durchgreifen der großräumigen Strömung in den Wald verhindert, ist ein

Tagesgang der Windgeschwindigkeit nur wenig ausgeprägt. Auch hier zeigen die Resultate von numerischen Simulationen (YAMADA 1982) sehr deutlich den Unterschied und damit den Einfluß einer drastischen Nutzungsänderung, wie sie eine Rodung oder eine Anpflanzung darstellt (Abb. 5).

Die windberuhigende Eigenschaft eines höheren Bewuchses macht man sich in der Agrarmeteorologie zu Nutze. Durch Anpflanzung von Windschutzhecken können Bodenerosion verhindert und Erträge oftmals gesteigert werden. Die Dichte des Hindernisses bestimmt dabei die Länge der leeseitigen windschwachen Zone. Anhand von Messungen im Bereich einer Ahornallee konnte van EIMERN (1957) die Abhängigkeit der Windschutzwirkung von Windgeschwindigkeit, Windrichtung und thermischer Schichtung zeigen.

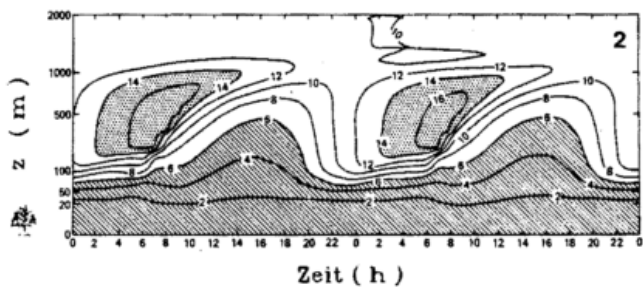
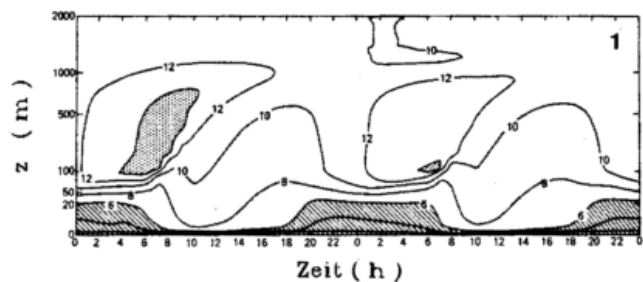


Abb. 5: Isolethen der Windgeschwindigkeit über Freiland (1) und unter Berücksichtigung von Wald (2) (nach YAMADA 1982).

## 6 Schlußbemerkung

Auf den ersten Blick führt die Rodung eines Gebietes zur Erhöhung der Windgeschwindigkeit in Bodennähe und zu Änderungen im Temperatur- und Feuchteregime mit ausgeprägteren Extremwerten. Eine Folge davon ist die Tatsache, daß der Schnee im Wald langsamer taut und der Boden nicht so tief gefriert wie im Freiland. Nicht geklärt dagegen ist die Frage, ob Abholzungen die Niederschläge vermindert (siehe GEIGER 1961). Zweifelsohne wird dagegen die Filtereigenschaft des Waldes, der Stäube, Aerosole und Gase bindet und somit zu einer besseren Luftqualität führt, zerstört.

Zur Abschätzung der gesamten Auswirkungen, die natürlich nicht nur klimatischer Natur sind, muß der Wald als Teil des Systems Atmosphäre-Biosphäre-Lithosphäre verstanden werden. Auf den Wald als Wasserspeicher ist schon eingegangen worden. Rodung kann zu einem stärkeren Abfluß des Niederschlages, zu einer Senkung des Grundwasserspiegels und damit zur Austrocknung der Böden führen. Damit verbunden ist eine Zerstörung der Pflanzendecke des Bodens und Oberflächenwasser sowie stärkerer Wind können

den Prozeß der Erosion auslösen. Ein Beispiel dafür sind die weiten kahlen Flächen in den Mittelmeerländern. Sie sind durch die Forstwirtschaft der Römer und anderer verursacht, die ganze Wälder abholzen ließen, weil sie Nutzholz brauchten. Man kann daran erkennen, daß durch die Wechselwirkung verschiedener Prozesse kleine Änderungen zu oftmals großen Wirkungen führen.

Die Komplexität des Problems bringt es mit sich, daß Beobachtungen alleine oftmals kein geeignetes Mittel zur Beschreibung der Auswirkungen darstellen. Die Fülle der Einflußfaktoren würden Meßprogramme erforderlich machen, deren Umfang kaum zu realisieren ist. Die numerischen Simulationsmodelle stellen ein nützliches Hilfsmittel dar, um diese Lücke zu füllen. Verschiedene Szenarien können damit durchgerechnet werden und die dabei erzielten Resultate geben wertvolle Hinweise auf die lokalklimatischen Auswirkungen von drastischen Änderungen in der Bodenbedeckung. Dieses Werkzeug kann insbesondere auch dann eingesetzt werden, wenn die Verhältnisse nicht mehr so einfach sind wie bei der bisher angenommen ebenen Fläche. Die Wechselwirkung zwischen thermisch induzierten Zirkulationssystemen (z. B. Hangwinde) und hoher Vegetation wurde von YAMADA (1985) und GROSS (1987) behandelt.

#### Literatur

- BAUMGARTNER, A. (1956): Untersuchungen über den Wärme- und Wasserhaushalt eines jungen Waldes. Ber. DWD Nr. 28, Offenbach.
- BAUMGARTNER, A.; KIRCHNER, M. (1980): Impacts due to deforestation. in: Interactions of Energy and Climate, 305-316, Reidel Publ. Comp., London.
- CHROUST, L. (1968): Das Temperaturregime in verschieden durchforsteten Eichen-Stangenhölzern. Allg. Forst. Jäger Ztg. 139, 163-173.

- EIMERN, J. van (1957): Über die Veränderlichkeit der Windschutzwirkung einer Doppelbaumreihe bei verschiedenen meteorologischen Bedingungen. Ber. DWD Nr. 32, Offenbach.
- FONS, W. L. (1940): Influence of forest cover on wind velocity. J. Forestry 38, 481-486.
- GEIGER, R. (1961): Das Klima der bodennahen Luftschicht. Vieweg Verlag, Braunschweig, 646 S.
- GROSS, G. (1987): Effects of deforestation on local climate and nocturnal drainage flow. Bound. - Layer Meteorol. 37, 315-339.
- KOCH, W. (1987): The influence of the forest decay on local climate variables. Beitr. Phys. Atm. (eingereicht).
- LARCHER, W. (1980): Ökologie der Pflanzen. Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart, 403 S.
- LÜTZKE, R. (1961): Das Temperaturklima von Waldbeständen und -lichtungen im Vergleich zur offenen Feldflur. Arch. f. Fw 18, 921-927.
- MAYER, H. (1981): The vertical distribution of the net radiation budget within a spruce forest in summer. Arch. Met. Geoph. Biokl. Ser. B 29, 381-392.
- PIELKE, R. A. (1984): Mesoscale meteorological modeling. Academic Press, Orlando, 612 S.
- THOM, A. S. (1975): Momentum, mass and heat exchange of plant communities. In J. L. Monteith (ed.), Vegetation and the Atmosphere Band 1, Academic Press, New York, 273 S.
- YAMADA, T. (1982): A numerical model study of turbulent airflow in and above a forest canopy. J. Met. Soc. Japan 60, 439-454.
- YAMADA, T. (1985): Numerical simulations of the Night 2 data of the 1980 ASCOT experiments in the California Geysers area. Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. A 34, 223-247.

## 6 Regionale Windsysteme über der Norddeutschen Tiefebene

R. ROTH

### 1 Einleitung

Betrachtet man Klimaklassifikationen für das globale Klima, so stellt man fest, daß bei vielen solcher Klassifikationen nur auf die Elemente Temperatur und Niederschlag zurückgegriffen wird. Die Klimaklassifikationen nach KÖPPEN und GEIGER möge hier stellvertretend genannt werden. Selbstverständlich wurden auch die großen Windsysteme wie Passate und Monsune behandelt und gaben z. T. bestimmten Klimaten ihre Namen.

Im mesoskaligen Bereich traten oft Temperatur- und Niederschlagsstrukturen bei der Betrachtung des Klimas deutlich gegenüber den Windsystemen in den Hintergrund. Hier sei nur an das Interesse für den Land-Seewind sowie den Berg-Talwind und deren klimatische Auswirkungen erinnert. Sofern man eine reine Mittelwertklimatologie betrachtet,

treten regionale Windsysteme klimatologisch wirksam vor allem dort in Erscheinung, wo sie an ortsfeste Strukturen gebunden sind und wo solche Phänomene relativ häufig oder sogar praktisch immer vorkommen.

In dieser Hinsicht erscheint es zunächst schwierig, über regionale Windsysteme über einer großen Ebene zu schreiben. Man muß dann fragen, welche Einflüsse die Randgebiete, wie z. B. im Falle der Norddeutschen Tiefebene die Küste und der Mittelgebirgsrand haben. Dabei muß aber das Land-Seewindproblem an dieser Stelle ausgeklammert werden, da es in Beitrag 2 behandelt wurde. In diesem Zusammenhang muß daran erinnert werden, daß auch die großen Ebenen häufig nicht ganz eben sind, sondern daß es z. B. in der Norddeutschen Tiefebene durchaus eine orographische Struktur gibt. Außerdem sind die Untergrundverhältnisse nicht überall gleich, und diese

Tatsache wird sich ebenfalls im Windfeld widerspiegeln.

Weiterhin gibt es Windsysteme, die zwar für die großen Ebenen typisch sind, die sich aber in den üblichen Klimavariablen nicht wiederfinden lassen, genauso wenig, wie sich Einzelercheinungen wie Gewitter in den Klimavariablen wiederfinden lassen. Dennoch sollen auch solche Windphänomene, wie z. B. der Grenzschichtstrahlstrom hier behandelt werden.

Wie hier dargelegt, unterscheidet sich das Problem, über Windsysteme in Norddeutschland zu schreiben, deutlich von der Aufgabe, über solche Systeme im Mittelgebirgsraum zu berichten.

## 2 Zur allgemeinen Datenlage

Schon HOFFMEISTER (1930) stellt dem Kapitel über den Wind in seinem Buch über das Klima von Niedersachsen eine längere Bemerkung über Windmessungen voraus, die darauf hinweist, „daß wegen vielfältiger Meßfehler und unterschiedlicher Meßmethoden betont werden muß, daß auf geringe Unterschiede zwischen den Ergebnissen zweier Beobachtungsorte kein Wert gelegt werden darf“. Insofern erscheint es fast hoffnungslos, aus den Meßwerten der Dienste interessante Windsysteme herauszufinden.

In einer neueren sehr systematischen Analyse der Windverhältnisse in der Bundesrepublik Deutschland (BENESCH et al. 1978) wird ebenfalls festgestellt, daß nicht einmal alle hauptamtlichen Stationen des Netzes des DWD für eine solche Auswertung in Frage kommen. Zudem konnten jene Stationen, die geeignet sind, bei dieser Analyse nur für einen vergleichsweise kurzen Zeitraum untersucht werden, da erhebliche Vorbehalte für die Repräsentativität der einzelnen Messungen gemacht werden müssen. So wird es verständlich, daß man in der Studie des DWD für Norddeutschland nur zwei große regionale Einflüsse erkennen kann, nämlich:

1. den Einfluß der Küste und
2. den Einfluß des Mittelgebirgsrandes.

Diese zeigen wiederum noch jeweils eine Besonderheit, die durch den Untergrund bzw. die Orographie bedingt sind. Dies sind:

- a. die Mündungsgebiete von Weser und Elbe, die den Küsteneffekt weit ins Binnenland hineinragen und
- b. die Ausläufer von Wiehengebirge und Teutoburger Wald, die den Mittelgebirgseinfluß noch weit nördlich des großräumigen Mittelgebirgsrandes erkennen lassen.

Von anderen Strukturen, die diese Auswertung z. B. im Mittelgebirgsraum zeigt, ist über der Norddeutschen Tiefebene nichts zu entdecken.

Damit erscheint es als ein mühsames Unterfangen, über regionale Windsysteme in der Norddeutschen Tiefebene zu schreiben, denn auch eine Analyse des Windklimas für die Niederlande (WIERINGA et al. 1983) zeigt strukturell kein anderes Bild.

Einzeluntersuchungen über mesoskalige Windstrukturen in Norddeutschland waren sicherlich mehr oder weniger zufällig und zeigen durchaus eine Beeinflussung des Windfeldes z. B. durch unterschiedliche Oberflächenrauigkeiten,

wie dies FRANKEN (1962) und auch van EIMERN (1955) im Hamburger Raum nachweisen konnten. BEINHAEUER et al. (1985) konnten durch eine numerische Modelluntersuchung zeigen, daß bei großräumigen Änderungen der Oberflächenrauigkeiten durch Renaturierung von Hochmoorflächen im Lee dieser Flächen mit einer signifikanten Erhöhung der mittleren Windgeschwindigkeit und auch der Spitzenböen um ca. 10% zu rechnen ist. Daß solche Einflüsse der auch heute schon vorhandenen Rauigkeitsunterschiede (z. B. zwischen dem sehr offenen waldfreien Gebiet der Hildesheimer Börde und anderen Flächen größerer Rauigkeit wie Gebieten in der Lüneburger Heide) sich nicht in den Datenanalysen widerspiegeln, sondern eher aus Modellrechnungen zu erschließen sind, liegt ebenfalls an der allgemeinen Datenlage.

Dies gilt in ähnlicher Weise auch für thermische Ausgleichsströmungen am Mittelgebirgsrand, die sich in Einzeluntersuchungen bis zu 70 km in die Ebene hinein beobachten lassen (KOCH 1953). Im letzten Hochglazial waren thermische Ausgleichsströmungen am Eisrand sicherlich wesentlich bestimmender für das Klima, und numerische Modellrechnungen, die sich an die Erfahrungen in der Antarktis anlehnen, gestatten die zwanglose Erklärung der großen Lösablagerungen während dieser Zeit in Norddeutschland (KOTTMEIER et al. 1978).

Wenn man sich für das heutige Klima nicht nur auf das bodennahe Windfeld beschränkt, sondern Windsysteme in der planetaren Grenzschicht mit einbezieht, dann wird die Datenlage geradezu aussichtslos, denn es gibt zwar durchaus eine Windstatistik für die 500-hPa-Fläche jedoch keine solche für den Höhenbereich um etwa 300 m Höhe über Grund.

Somit ist für die Norddeutsche Tiefebene die Forschung zunächst mehr der Entdeckung von solchen Windsystemen als der Erklärung von bekannten Windsystemen, wie z. B. dem Berg- und Talwind gewidmet.

## 3 Vertikalwindstrukturen über Norddeutschland

Eigentlich sollte man vermuten, daß über den Vertikalwind noch weniger gesicherte Erkenntnisse vorliegen als über den Horizontalwind, da erstens der vertikale Wind nicht von den Meteorologen systematisch gemessen wird und zum anderen dieser auch noch etwa eine Größenordnung kleiner ist als der horizontale Wind. Der Vertikalwind ist aber für die Segelflieger von extremer Bedeutung, und die moderne Meßtechnik gestattet an Bord der Hochleistungsflugzeuge die Messung der relativen Vertikalgeschwindigkeit über Druckänderungsmessungen (Variometer) auf einige cm/s genau. Da andererseits die Flugleistungen der Segelflugzeuge gut vermessen sind, kann man so aus den Beobachtungen der Segelflieger ganz gut eine Statistik über die regionale Verteilung des Vertikalwindes ableiten. MÜLLER und KOTTMEIER (1982) haben zu diesem Zweck viele Flüge über Norddeutschland ausgewertet und konnten damit ein Bild der Struktur der Vertikalgeschwindigkeiten ableiten.

Dabei zeigt es sich, daß vor allem bei längeren Schönwetterperioden über die unterschiedlichen Böden, d. h. die

unterschiedliche Wasserversorgung der Vegetation, die Intensität der Konvektion deutlich beeinflusst wird. Über relativ trockenen Standorten mit leichten Böden ist wegen der geringeren Verdunstung bei gleicher Einstrahlung der Strom fühlbarer Wärme und damit oberhalb der planetaren Grenzschicht auch die thermische Konvektion größer als über schwereren Böden mit größerer Bodenfeuchte. So zeigen sich in dieser Thermikkarte deutliche Unterschiede z. B. zwischen dem Gebiet der Lüneburger Heide (hohe Konvektionsintensität) und der Hildesheimer Börde (geringe Thermik).

In Fällen, in denen das Windprofil einen deutlichen Wendepunkt hat, kommt es dann auch zur Ausbildung von Wolkenstraßen, in denen sich die ansonsten eher unregelmäßig im Raum angeordneten Thermikzellen organisieren (MÜLLER et al. 1985). Die damit verbundenen Windsysteme sind über Norddeutschland noch nicht so intensiv untersucht worden wie über See, jedoch zeigen Modellrechnungen (RAASCH 1984), daß auch mit diesen Wolkenstraßen typische Änderungen des Windfeldes verbunden sind.

In diesem Zusammenhang muß auch darauf hingewiesen werden, daß Segelflieger im nördlichen Teil der deutschen Mittelgebirge und der direkt an sie angrenzenden Ebene in Leewellen große Höhen erfliegen konnten, obwohl die Höhenzüge selbst nur eine relativ geringe Höhe gegenüber der Umgebung aufweisen (MÜLLER 1983).

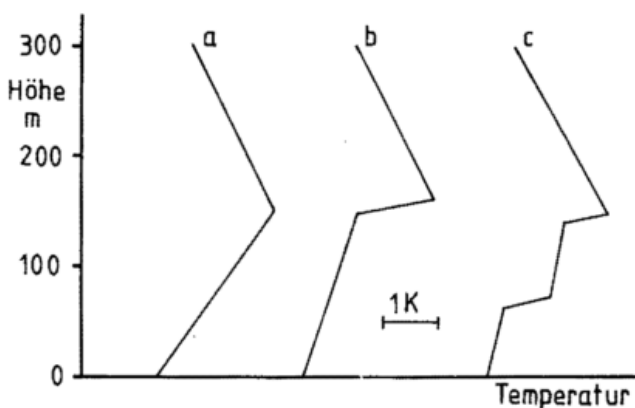


Abb. 1: Schematische Darstellung verschiedener Inversionstypen.  
a. einfache Inversion, die sich bis an die Obergrenze der planetaren Grenzschicht erstreckt, b. über einer schwächeren Inversion liegt an der Obergrenze der planetaren Grenzschicht eine abgehobene (stärkere) Inversion, c. mehrfach strukturierte Inversion.

#### 4 Windstrukturen an Inversionen und in der stabil geschichteten Atmosphäre

Die Windstrukturen, über die hier berichtet werden soll, sind insofern typisch für das Flachland, als sie sich über orographisch gegliedertem Gelände nicht voll entwickeln können. Dennoch sind sie aus den normalen Bodenwindbeobachtungen heraus nicht zu entdecken.

So konnte z. B. WIPPERMANN (1972) in seiner Arbeit über den nächtlichen Grenzschichtstrahlstrom (GS) in einer Übersicht über die regionale Verbreitung kein Zitat anführen,

das darauf hingewiesen hätte, daß man diese Struktur über der Norddeutschen Tiefebene bereits beobachtet hätte. Dies ist um so erstaunlicher, als man abschätzen kann, daß man in 10% aller Nächte mit dieser Struktur über Norddeutschland rechnen muß. Daher war es auch nicht ein außerordentlicher Glücksfall, daß bereits während des ersten größeren gemeinsamen Feldexperiments, das von einigen Gruppen 1974 in Meppen durchgeführt wurde (BEYER und ROTH 1976), innerhalb von zwei Wochen ein Grenzschichtstrahlstrom beobachtet werden konnte (KOTTMEIER 1978), (FREITAG 1978).

Der GS bildet sich vor allem in Nächten mit einer ausgeprägten Bodeninversion aus. Diese kann prinzipiell drei unterschiedliche Strukturen aufweisen, die in der Abbildung 1 schematisch dargestellt sind. Um eine solche Inversion quantitativ zu beschreiben, gibt es zwei Kennzahlen, die Richardsonzahl Ri

$$Ri = \frac{g}{T} \frac{\frac{\partial T}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2}$$

- g Schwerebeschleunigung
- T Kelvintemperatur
- u Windgeschwindigkeit
- z Höhenkoordinate

und die Froude-Zahl  $Fr = \sqrt{\frac{u^2}{g' h}}$

- h Inversionshöhe

$g' = g \frac{\Delta T}{T}$  reduzierte Schwerebeschleunigung

$\Delta T$  Inversionsbetrag, die in ihrer Form ähnlich sind. Dabei wird die Ri-Zahl vornehmlich verwendet, um lokale Wind- und Temperaturschichtung hinsichtlich der thermischen Stabilität zu beschreiben, während die Fr-Zahl dazu dient, Dichtesprünge, d. h. in der Meteorologie abgehobene Inversionen zu beschreiben. Weiterhin könnte man noch die Brunt-Vaisälä Frequenz N

$$N = \frac{g}{\Theta} \cdot \frac{\partial \Theta}{\partial z} \quad \Theta \text{ potentielle Temperatur}$$

aufführen. Kurz gefaßt lassen sich diese drei Kennzahlen so charakterisieren:

- a) Die Ri-Zahl läßt sich besonders in der Form der Fluß-Richardson-Zahl im Zusammenhang mit der turbulenten Energiehaushaltsgleichung eines Luftvolumens sehen. Wenn die Ri-Zahl größer als die kritische Ri-Zahl  $Ri_c$  wird, dann bildet sich in der Strömung keine voll entwickelte Turbulenz mehr aus.
- b) Von der Ableitung her stammt die Fr-Zahl aus der Hydraulik und beschreibt das unterschiedliche Verhalten von Strömungen mit Dichtesprüngen bei der Überströ-

mung von Hindernissen. Strömungen mit  $Fr > 1$  werden als überkritisch solche mit  $Fr < 1$  als unterkritisch bezeichnet. Welche Bedeutung dies bei der Überströmung eines Hindernisses hat, wird an einem Beispiel für Norddeutschland erläutert werden.

- c) Die Brunt-Vaisälä-Frequenz ist für ein stabil geschichtetes Medium eine Kennzahl, die für die Ausbildung interner Schwerewellen von Bedeutung ist.

#### 4.1 Der nächtliche Grenzschichtstrahlstrom

Für die Diskussion des GS wollen wir den einfachen Fall einer abgehobenen Inversion, d. h. den Fall b der Abbildung 1 betrachten. Messungen zeigen dann, daß in dem unteren Bereich einer mehr oder weniger linearen Temperaturschichtung die Ri-Zahl kleiner als die kritische Ri-Zahl ist und daß damit in diesem Bereich die Strömung noch turbulent ist und damit noch reibungskontrolliert ist. Im Bereich der abgehobenen Inversion selbst ist die Strömung sicherlich nicht ganz laminar, aber Abschätzungen zeigen, daß man die Reibung in diesem Bereich in den Bewegungsgleichungen vernachlässigen darf. Damit haben diese besonders in Lagrange'scher Schreibweise eine einfache Form.

Für einen räumlich konstanten geostrophischen Wind ergibt sich eine einfache analytische Lösung, die zeigt, daß der Bewegung mit dem geostrophischen Wind dann eine Trägheitsschwingung überlagert ist, wenn zu Beginn der Stabilisierung der aktuelle Wind nicht dem geostrophischen Wind entsprach. Das ist im allgemeinen nicht der Fall, da an Schönwettertagen tagsüber die planetare Grenzschicht bis in wesentlich größere Höhen hinaufreicht, d. h. der geostrophische Wind erst in größeren Höhen erreicht wird.

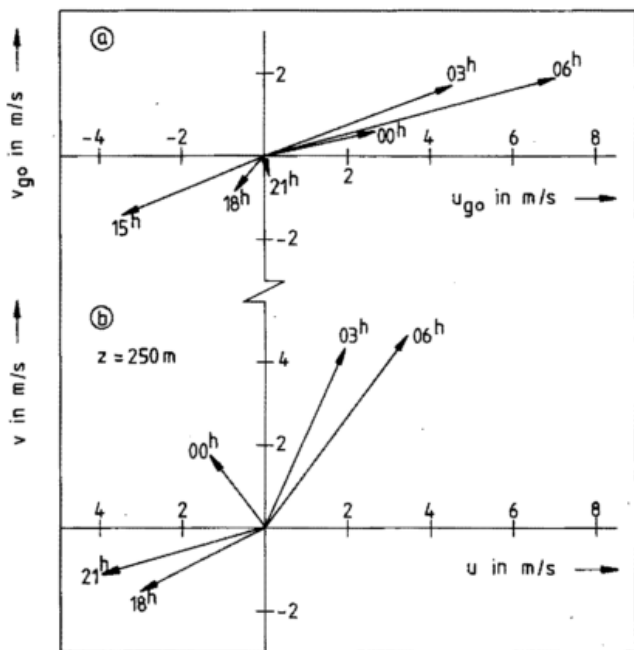


Abb. 2: Geostrophischer Wind (aus Druckwerten berechnet) und beobachteter Wind in 250 m Höhe für die Nacht vom 29./30. 10. 1983 für den Ort Sprakensehl ( $52^{\circ} 48' N$ ,  $10^{\circ} 32' E$ ).

Nach unseren Untersuchungen kann mit der Ausbildung von GS-Situationen bis zu geostrophischen Windgeschwindigkeiten von 11 m/s gerechnet werden und im Lauf der Nacht kann dann über der Norddeutschen Tiefebene der aktuelle Wind im Höhenbereich zwischen etwa 100 - 300 m Höhe ein Maximum erreichen, das das 1,5-fache des geostrophischen Windes übertrifft. Es wurden aber auch schon Fälle beobachtet, in denen mehr als das Doppelte des geostrophischen Windes erreicht wurde.

Über das Phänomen des nächtlichen Grenzschichtstrahlstroms wurde in den vergangenen Jahren intensiv gearbeitet und auch für die Norddeutsche Tiefebene wurde ein umfangreiches Datenmaterial in verschiedenen Feldexperimenten gemessen und theoretisch bearbeitet. Hier sollen einige dieser Veröffentlichungen genannt werden, in denen man sich ein umfangreiches Bild (auch an Hand der Darstellungen der Meßergebnisse) machen kann. Ohne Anspruch auf Vollständigkeit sind dies: MALCHER und KRAUS (1984); KRAUS et al. (1985); LAUDE und TETZLAFF (1986); KOTTMEIER (1982); KOTTMEIER et al. (1980, 1983); WITTICH und ROTH (1984); WITTICH et al. (1986) und ROTH (1987).

Ganz besonders muß hier hervorgehoben werden, daß die üblichen Routinemessungen den GS nicht erfassen. Vor allem im Zusammenhang mit der Ausbreitung von Luftbeimengungen kann es daher zu Situationen kommen, die mit dem üblichen Beobachtungsmaterial nicht bewertet werden können. Welche unterschiedlichen Trajektorien sich in einer Nacht ergeben können, sei an einem Beispiel kurz demonstriert, das in ROTH et al. (1987) beschrieben ist. Dort wird gezeigt, daß bei Passage eines Hochdruckkeils von Nord nach Süd über Norddeutschland nachts in der

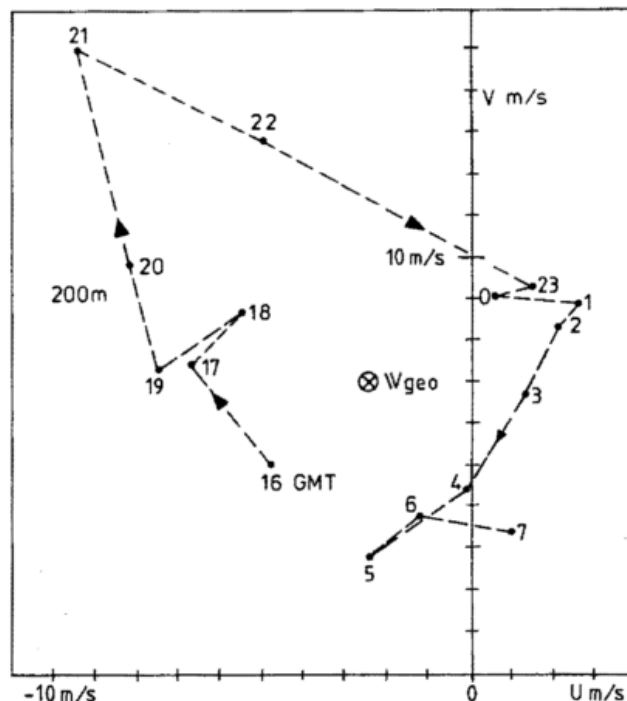


Abb. 3: Hodograph eines GS, der in 200 m Höhe in Cabauw  $51^{\circ} 58' 4'' N$ ,  $4^{\circ} 56' E$  in der Nacht vom 12./13. 10. 1978 beobachtet wurde (DRIEDONKS, 1980).

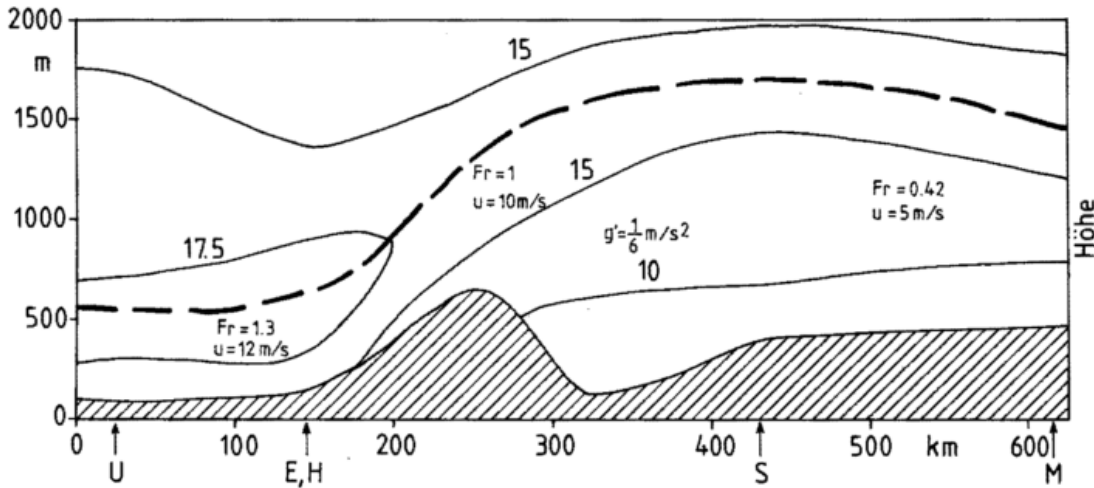


Abb. 4: Räumlicher Schnitt auf der Linie München (M), Stuttgart (S), Essen (E), (Hannover (H)) und Uccle (U) für den 13. 10. 1978 00 UTC, der schematisch das Rheinische Schiefergebirge enthält. Dick gestrichelt: Obergrenze der Inversion (HOFFMANN 1988).

nahezu reibungsfreien Schicht in etwa 250 m Höhe der Wind genau entgegengesetzt zum geostrophischen Wind und zum bodennahen Wind dreht. Daraus ergibt sich in der Mitte der Nacht eine Situation, in der der Wind in 250 m Höhe aus einer um 180 Grad anderen Richtung weht als der Bodenwind und der geostrophische Wind (Abbildung 2). Daraus resultieren auch sehr unterschiedliche Trajektorien.

#### 4.2 Wellen in der stabilen Grenzschicht

Bei geeigneten Bedingungen von Temperatur- und Windprofil kommt es zur Ausbreitung von geführten internen Schwerewellen. Diese lassen sich z. B. sehr gut mit einem SODAR nachweisen (PIETZNER 1981). Messungen an einem 300 m hohen Funkmast bei Hamburg konnten zusammen mit der Auswertung von Mikrobarographennetzen (MÜLLER 1975) zeigen, daß diese Wellen, die sich bei Wellenlängen von einigen 1000 m mit Geschwindigkeiten um 10 m/s ausbreiten, zu deutlichen periodischen Schwankungen des Windes in Geschwindigkeit und Richtung führen, die sich nicht nur in der Höhe sondern auch im 10-m-Niveau nachweisen lassen. Zu besonders auffällenden Erscheinungen kann dies dann führen, wenn solche Wellen bei Bodennebelsituationen auftreten. Dies wurde von SCHERHAG (1969) an Hand von Beobachtungen in Berlin demonstriert und von EGGER (1985) theoretisch analysiert.

#### 4.3 Überkritische Strömungen über Norddeutschland

Nachdem DAVID et al. (1986) zeigen konnten, daß sich bei Inversionslagen auch über kleinen Hügeln wie dem Höbeck bei Gartow im Wendland, der sich nur etwa 50 m über die Umgebung erhebt, deutliche Windmaxima beobachten lassen, die sich mit der Ausbildung einer überkritischen Strömung erklären lassen, stellte sich die Frage, ob auch der Mittelgebirgsrand selbst solche Effekte bedingen kann.

Fälle dieser Art werden zur Zeit gerade in Hannover bearbeitet (HOFFMANN 1988). Ausgangspunkt für diese

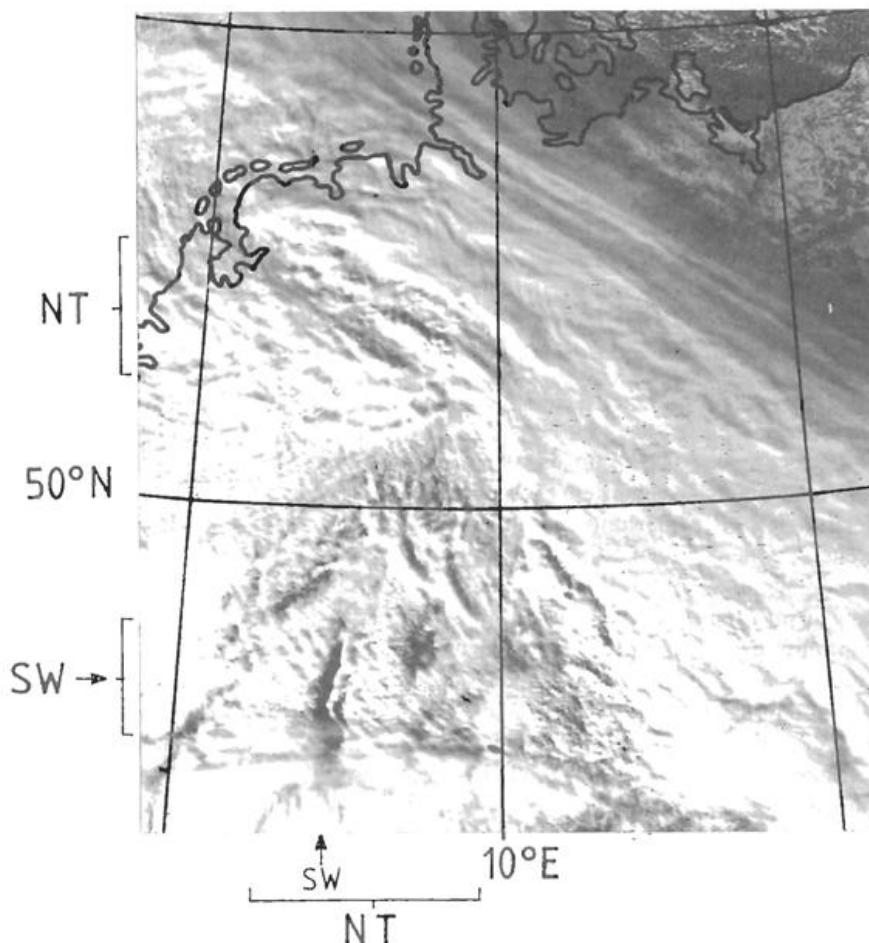
Analyse war die Beobachtung eines GS in Holland (Abbildung 3), wo kurzfristig während einer Nacht eine sehr stark übergeostrophische Windgeschwindigkeit beobachtet wurde. Messungen in der gleichen Nacht in Gartow (ROTH et al. 1979) zeigen zwar ebenfalls einen GS aber kein entsprechendes Maximum. Versucht man für die Zeit von 21 Uhr, wo dies in Cabauw gemessen wurde, die Trajektorie rückwärts abzuschätzen, um zu beurteilen, wo die Luft sich abends zu Beginn der Stabilisierung am Boden etwa befinden haben könnte, dann deutet alles auf einen Einfluß der Mittelgebirgsschwelle hin. Das würde bedeuten, daß man auch in relativ großer Entfernung vom Mittelgebirgsrand noch orographische Einflüsse nachweisen könnte.

Wenn man der Vermutung nachgeht, daß es sich um eine kritische Überströmung der Mittelgebirge handelt, dann muß man zeigen können, daß sich bei südlicher Strömung kalte Luftmassen, die nach oben durch eine deutliche Inversion begrenzt sind, so über den Mittelgebirgsraum bewegen, daß es zu einer Änderung des Strömungstyps kommt. Dabei muß dann im Süden die Inversionsobergrenze deutlich höher liegen als über den Kämmen des Mittelgebirges und es muß dort die Froudezahl kleiner als 1 sein. Diese Kennzahl sollte dann nördlich des Mittelgebirges größer 1 sein, d. h. die Inversion muß noch weiter absinken und die Windgeschwindigkeit muß zunehmen.

Betrachtet man für den 13. 10. 78 00 UTC die synoptische Situation, dann sieht man, daß in einer großräumigen südlichen Luftströmung südlich des Mittelgebirges relativ kalte Luft lagerte. Ein räumlicher Schnitt (Abbildung 4), der den höchsten Mittelgebirgskamm im Bereich des Rothaargebirges und der Eifel schematisch zeigt, demonstriert, daß die Inversion sich mit dem Überqueren des Mittelgebirges deutlich absenkt. Die entsprechenden Froudezahlen ergeben, daß z. B. im Raum Stuttgart die Strömung unterkritisch und über der Ebene überkritisch ist. Das bedeutet im Sinne der Hydraulik, daß man über der Ebene von einer schießenden Strömung sprechen kann.

Die in der Abbildung 3 angegebenen Windgeschwindigkeiten sind die mittleren Geschwindigkeitskomponenten in SE-licher Richtung für den Inversionsbereich. Nördlich des

Abb. 5: Satellitenbild (NOAA9-AVHRR, Uml. Nr. 11428, Kanal 2, stereogr. Projektion) vom 2. 3. 1987 13.37 UTC. SW: Föhnluke hinter den Vogesen, NT: Wolkenstrukturen über der Norddeutschen Tiefebene, die im Text beschrieben sind. (Die Aufnahme wurde dankenswerterweise von Herrn Dr. Eckhardt vom Institut für Meteorologie der FU Berlin zur Verfügung gestellt.)



Mittelgebirges ergeben sich räumlich und zeitlich (Cabauw) sehr unterschiedliche Geschwindigkeiten. Daher wurde in Anlehnung an die Meßwerte der Wert von 12 m/s gewählt, da für diesen Wert die Kontinuitätsgleichung für die Strömung unterhalb der Inversion erfüllt ist, wenn man eine divergenzfreie Strömung annimmt.

Welche Auswirkungen diese Art der Mittelgebirgsüberströmung in der Norddeutschen Tiefebene hat, kann man den Stationsmeldungen des Europäischen Wetterberichts entnehmen. Südlich des Mittelgebirges wurde bei relativ niedrigen Temperaturen um 9°C weitverbreitet Nebel beobachtet, der sich auch am folgenden Tag nur zögernd auflöste. Die Nacht war in diesem Bereich schwachwindig bis windstill.

Nördlich des Mittelgebirgsrandes war es bei erheblich höheren Temperaturen, die in Münster z. B. 15°C um 00 Uhr betragen, heiter. Keine Station nördlich des Mittelgebirges meldet Windstille, und der Wind beträgt im Mittel um 5 kn. In allen Höhen ist die Windrichtung SE.

Wenn man die Wetterlagen der vergangenen Jahre auf ähnliche Fälle durchmustert, dann lassen sich eine ganze Reihe analoger Situationen finden, die alle durch Kaltluftadvektion aus SE bis S, die nach oben durch eine Inversion begrenzt wird, charakterisiert sind. Dabei ist es beachtlich, daß man die übergeostrophischen Winde bis zu den Windmessungen in Schleswig verfolgen kann, was dann auftritt, wenn diese Station großräumig im Lee des Mittelgebirgsrandes liegt.

Der Übergang von unter- zu überkritischer Strömung wird nicht nur bei der Hügelüberströmung, sondern auch bei der Durchströmung von Tälern beobachtet, wenn diese eine charakteristische Verengung aufweisen. Für den Mistral im Rhonetal hat dies PETTRE (1982) eingehend untersucht. Typisch für diese überkritischen Strömungen in dem zuletzt erwähnten Fall und auch in der Antarktis (BALL 1956) ist die große Böigkeit dieses Strömungstyps. Auch dies wird in Norddeutschland beobachtet. Hier wurden z. B. zum 00-Uhr-Termin am 19. 1. 1979, der ebenfalls eine überkritische Strömung über Norddeutschland zeigt, nicht nur übergeostrophische Winde unterhalb der Inversion beobachtet, sondern die Stationsmeldungen zeigen außerdem, daß in Norddeutschland bei Bodenwinden um 15 kn verbreitet Böen zwischen 30 kn und 40 kn gemessen wurden. Wenn man dies mit dem Hodographen von Cabauw vergleicht, dann wurden auch dort relativ kurzfristig Werte der Windgeschwindigkeit beobachtet, die das Doppelte des geostrophischen Windes ausmachten. Damit schließt sich der Kreis, denn eigentlich war es das Ziel, das Windmaximum von Cabauw zu erklären, und jetzt zeigt es sich, daß viele dieser Fälle mit einer starken Böigkeit verbunden sind.

Diese läßt sich damit erklären, daß die Bedingungen für eine kritische Hügelüberströmung nicht andauernd und an allen Stellen der Höhenzüge, über denen die Strömung kritisch wird, erfüllt sein kann und daß damit der hydraulische Wechselsprung, bei dem ein nicht unerheblicher Teil der kinetischen Energie der mittleren Strömung in Turbulenz

dissipiert, an unterschiedlichen Stellen auftritt. Diese Lagen haben also deutliche Ähnlichkeiten mit Föhn-situationen. Da Gartow am 13. 10. 78 nicht im Lee der Mittelgebirgsschwelle lag, wird somit im Nachhinein auch klar, warum dort kein mit Cabauw vergleichbares Maximum beobachtet wurde.

Die Tatsache, daß man in Norddeutschland den Einfluß des Mittelgebirgsrandes bis weit in die Ebene hinein im Windfeld beobachten kann, läßt auch danach Ausschau halten, ob man solche Hinweise nicht auch in Satellitenbildern wiederfinden kann. Hierfür bietet sich ein schönes Beispiel aus der jüngsten Vergangenheit an, das hier ebenfalls gezeigt werden soll.

Am Rosenmontag 1987 kam es zu einem markanten Vorstoß von Kaltluft aus Südosten. Diese Wetterlage ist sicherlich noch vielen im Gedächtnis, da an dieser Front in einem breiten Streifen von der Nordsee bis zum Bayerischen Wald großräumig unterkühlter Regen fiel, der zu großen Behinderungen im Straßenverkehr und zu großen Schäden in der Forstwirtschaft führte. Da die dazugehörige Front über Stunden fast stationär war, konnten sich charakteristische Überströmungssituationen, die ja an die Höhe der Inversion und die Höhe der Hügel gebunden sind, ebenfalls über mehrere Stunden erhalten, so daß sich die dazugehörigen Wolkenbildungen im Lee nach einem Übergang zu einer überkritischen Strömung ebenfalls über längere Zeit am gleichen Ort erhielten.

Im Satellitenbild (Abbildung 5) fallen besonders zwei markante Gebiete mit Wolkenabsenkung auf, die an den folgenden orographischen Strukturen ihren Ursprung haben: erstens im Lee der Durchströmung der Verengung zwischen Harz und Hohem Meißner und zweitens im Bereich zwischen Eggegebirge und den Höhenzügen des Sauerlandes, d. h. das Einströmen in die Weite der Münsterländer Bucht. In beiden Fällen, die in der Abbildung 5 bei der Kennzeichnung NT zu finden sind, reicht die Wolkenabsenkung bis weit in die Ebene hinaus, und die flächenhafte Erstreckung ist viel größer als z. B. der ebenfalls gut zu erkennende Föhn hinter den Vogesen (s. Kennzeichnung SW). Bemerkenswert ist außerdem, daß sich die Überströmung von Thüringer Wald, Erzgebirge und Bayerischem Wald im Wolkenbild nicht widerspiegelt. Dies mag auch ein Hinweis darauf sein, daß an diesen Höhenzügen die Bedingungen für einen Übergang zu einer überkritischen Strömung nicht gegeben waren. Gleichzeitig ist dies ein Beispiel dafür, daß auch relativ kleine orographische Strukturen das Windfeld sehr nachhaltig beeinflussen können, wenn die entsprechenden Voraussetzungen erfüllt sind.

Es scheint aber so, daß sich auch für andere Mittelgebirgshöhenzüge eine Windzunahme mit der Absenkung von Inversionen nachweisen läßt, so z. B. für das Einströmen von Kaltluft in das Alpenvorland bei Überströmen des Bayerischen Waldes.

## 5 **Schlußbemerkungen**

Wenn man nur eine einfache Mittelwertklimatologie betreibt, dann kann man in der Norddeutschen Tiefebene nur wenige

typische Strukturen im Windfeld finden – wenn man vom Land-Seewind und der damit verbundenen Küstenkonvergenz absieht. Im Einzelfall lassen sich aber Effekte finden, die durchaus von der Größenordnung des geostrophischen Windes sind. In dem Sinne, in dem Einzelercheinungen als Klimatelemente betrachtet werden, müssen auch diese hier beschriebenen Fälle als Teil des Windklimas über der Norddeutschen Tiefebene angesehen werden. Leider können einige dieser Phänomene in den Beobachtungen des synoptischen oder des Klimadienstes nicht oder nur in Ansätzen gefunden werden. Das ändert aber nichts an der Tatsache, daß es sich um Erscheinungen handelt, die z. T. durchaus auch für die praktische Meteorologie von Bedeutung sein können. Die Analyse von Einzelfällen, deren physikalische Erklärung und die Einbindung in die allgemeine Klimatologie erlauben auch letztendlich die Berücksichtigung solcher Fälle.

Für die Konvektion über Norddeutschland werden die Erkenntnisse von den Segelfliegern bereits genutzt. Für den GS kann man mindestens vorhersagen, welche synoptischen Situationen seine Ausbildung begünstigen, und die Häufigkeit des Auftretens kann abgeschätzt werden. Für die Fälle der Mittelgebirgsüberströmung und der dadurch verursachten Einflüsse auf das Windfeld in der Ebene stehen die Untersuchungen erst am Anfang, und entsprechende Veröffentlichungen sind in Vorbereitung.

Wenn dieser Artikel dazu beiträgt, weitere für Norddeutschland typische Windsysteme zu entdecken und zu untersuchen, hat er seinen Zweck erfüllt, denn auch die Ebene weist vielfältige mesoskalige Windsysteme auf, wie hier hoffentlich gezeigt werden konnte.

## **Literatur**

- BALL, F. K.: The theory of strong katabatic winds. *Austr. J. Phys.* 9 (1956), S. 373-386.
- BEINHAUER, R.; SCHMIDT, H.; ULBRICHT-EISING, M.: Die Auswirkung der großflächigen Renaturierung von Hochmooren auf das Windfeld. *Z. f. Kulturtechnik u. Flurbereinigung* 26 (1985), S. 370-377.
- BENESCH, W.; DUENSING, G.; JURKSCH, G.; ZÖLLNER, R.: Die Windverhältnisse in der Bundesrepublik Deutschland im Hinblick auf die Nutzung der Windkraft. *Ber. d. DWD Nr. 147* (1978).
- BEYER, R.; ROTH, R.: GREIV I 1974 – Meßdaten. *Ber. Inst. Meteorol. u. Klimatol. Univ. Hannover, 16*, Hannover 1976.
- DAVID, F.; KOTTMEIER, CHR.: Ein Beispiel für eine Hügelüberströmung mit nahezu kritischer Froudezahl. *Meteorol. Rdsch.* 39 (1986), S. 93-98.
- DRIEDONKS, A. G. M.: Het optreden van een nachtelijk windmaximum op lage hoogte. *K.N.M.I. V-346 (FM)*, De Bilt 1980.
- EGGER, J.: Die Berliner Nebelwellen. *Meteorol. Rdsch.* 38 (1985), S. 103-107.
- VAN EIMERN, J.: Über eine Windbeeinflussung durch die Randhöhen des Elbetals bei Hamburg. *Meteorol. Rdsch.* 8 (1955) S. 97-99.

- FRANKEN, E.: Über den Geländeeinfluß auf Windrichtung und Windgeschwindigkeit im Raum Hamburg. DWD-Seewetteramt, Einzelveröff. Nr. 34 (1962).
- FREYTAG, C.: Untersuchungen zur Struktur des Low Level Jet. Meteorol. Rdsch. 31 (1978), S. 16-24.
- HOFFMANN, R.: Ursachen großer Windscherungen in der planetaren Grenzschicht. (Dipl.-Arbeit f. Meteorologie, Univ. Hannover, in Vorbereitung.).
- HOFFMESISTER, J.: Das Klima von Niedersachsen. Wirtschaftswiss. Ges. z. Studium Niedersachsens, Reihe B, Heft 6, 1930.
- KOCH, H. G.: Wetterkunde von Thüringen. Jena: Fischer-Verlag 1953.
- KOTTMEIER, CHR.: Trajektorien unter Einfluß eines Grenzschichtstrahlstroms. Meteorol. Rdsch. 31 (1978), S. 129-133.
- KOTTMEIER, CHR.; LEGE, D.; ROTH, R.: Ein Meßsystem zur Sondierung der planetarischen Grenzschicht. Meteorol. Rdsch. 33 (1980), S. 9-13.
- KOTTMEIER, CHR.; LEGE, D.; ROTH, R.: Ein Beitrag zur Klimatologie und Synoptik der Grenzschichtstrahlströme über der Norddeutschen Tiefebene. Anal. Meteorol. (NF) 10 (1983), S. 18-19.
- KOTTMEIER, CHR.: Die Vertikalstruktur nächtlicher Grenzschichtstrahlströme. Ber. d. Inst. f. Meteorol. u. Klimat. d. Univ. Hannover Nr. 21, 1982.
- KOTTMEIER, CHR.; MEYER, H.-H.: Ein einfaches analytisches Modell zur Darstellung der Zirkulation in Europa im Weichsel Hochglazial. Erdkunde-Arch. f. wiss. Geogr., z. Veröff. eingereicht.
- KRAUS, H.; MALCHER, J.; SCHALLER, E.: A nocturnal low level jet during PUKK. Boundary Layer Meteorology 31 (1985), S. 185-195.
- LAUDE, H.; TETZLAFF, G.: Windgeschwindigkeitsmaxima in der nächtlichen und morgendlichen Grenzschicht im PUKK-Gebiet. Meteorol. Rdsch. 39 (1986), S. 218-224.
- MALCHER, J.; KRAUS, H.: LLJ phenomema described by an integrated dynamical PBL model. Boundary Layer Meteorology 27 (1984), S. 327-343.
- MIX, W.: Empirische Befunde über die vertikale Verteilung des horizontalen Windvektors an niedertroposphärischen Inversionen unter besonderer Berücksichtigung des low level jets. Z. f. Met. 31 (1981), S. 220-242.
- MÜLLER, D.: Leewellenbeobachtungen Weserbergland. - Einige Beispiele. Meteorol. Rdsch. 36 (1983), S. 166-168.
- MÜLLER, D.; ETLING, D.; KOTTMEIER, CHR.; ROTH, R.: On the occurrence of cloud streets over northern Germany. Quart. J. R. Met. Soc. 111 (1985), S. 761-772.
- MÜLLER, D.; KOTTMEIER, CHR.: Regionale Konvektionsunterschiede über Norddeutschland. Meteorol. Rdsch. 35 (1982), S. 84-91.
- MÜLLER, H.: Modellrechnungen und Messungen zur Ausbreitung von geführten internen Schwerewellen in der unteren Troposphäre. Ber. Inst. Radiomet. u. marit. Meteorol. Nr. 30, Hamburg 1975.
- PETRE, P.: On the problem of violent valley winds. J. Atm. Phys. 39 (1982), S. 542-554.
- PITZNER, B.: Einsatz eines monostatischen SODAR-Gerätes zur Erfassung der atmosphärischen Grenzschicht über Norddeutschland. Univ. Hannover, Diplomarbeit f. Meteorologie (1981).
- RAASCH, S.: Numerische Simulation der Struktur und Entwicklung horizontaler Wirbelrollen in der atmosphärischen Grenzschicht. Univ. Hannover, Diplomarbeit f. Meteorologie, 1984.
- ROTH, R.; KOTTMEIER, CHR.; LEGE, D.: Die lokale Feinstruktur eines Grenzschichtstrahlstroms. Meteorol. Rdsch. 32 (1979), S. 65-72.
- ROTH, R.: The interpretation of locally measured nocturnal low level jets by the Lagrangian history method. Boundary Layer Meteorology, z. Veröff. angenommen.
- ROTH, R.; WITTICH, K.-P.; FALKE, M.: Eine Fallstudie zu einem nächtlichen Windfeld oberhalb der Reibungsschicht bei einem inhomogenen und instationären geostrophischen Wind. Meteorol. Rdsch. z. Veröff. eingereicht.
- SCHERHAG, R.: Die Berliner Nebelwellen vom 11. Oktober 1969. Beil. z. Berliner Wetterkarte 155/69 (1969), S. 1-3.
- WIERINGA, J.; RIJKOORT, D. J.: Windklimaat van Nederland. Den Haag: Staatsuitgeverij 1983.
- WIPPERMANN, F.: Numerical study on the effects controlling the low level jet. Beitr. Phys. Atm. 46 (1973), S. 137-154.
- WITTICH, K.-P.; HARTMANN, J.; ROTH, R.: Analytical shear statistics based on nocturnal windprofiles. J. Climat. Appl. Meteorol. 25 (1986), S. 1507-1517.
- WITTICH, K.-P.; HARTMANN, J.; ROTH, R.: On nocturnal wind shear with a view to engineering applications. Boundary Layer Meteorology 37 (1986), S. 215-227.
- WITTICH, K.-P.; ROTH, R.: A case study of nocturnal wind and temperatur profiles over the inhomogeneous terrain of Northern Germany with some considerations of turbulent fluxes. Bound.-Layer Meteorol. 28 (1984), S. 169-186.

### 1 Einleitung

Der Einfluß der Topographie auf atmosphärische Strömungssysteme umfaßt einen großen Skalenbereich und tritt daher in vielfältiger Weise in Erscheinung (SMITH 1979). Dabei unterscheidet man zwischen einem aktiven und einem passiven Einfluß (GEIGER 1961) des Geländes. Unter passiver Beeinflussung versteht man die Änderung eines großskaligen Windfeldes durch die vorhandenen Berge und Täler. Dabei kommt es bei isoliert stehenden Hindernissen zu Über- und Umströmungseffekten (WALMSLEY et al. 1981) (WOOLDRIDGE et al. 1982), zur Leewellenbildung (KLEMP und LILLY 1975) und zu Ablösungen im Lee (ZIMMERMANN 1969).

In breiten, langgestreckten Tälern (z. B. Oberrheingraben) bewirken die seitlichen Randgebirge eine Kanalisierung der Strömung derart, daß fast ausschließlich talachsenparallele Bodenwinde beobachtet werden (WIPPERMANN und GROSS 1981). Für bestimmte großräumige Windrichtungen kann der Einfluß der Topographie sogar soweit gehen, daß der Bodenwind und die Strömung in größerer Höhe entgegengesetzt gerichtet sind (GROSS und WIPPERMANN 1987). Eine Erklärung für diesen sogenannten Gegenstrom konnte von WIPPERMANN (1984) gegeben werden.

Auf der anderen Seite versteht man unter aktiver Beeinflussung der Strömungsverhältnisse durch die Struktur des Geländes die Ausbildung lokaler Windsysteme aufgrund von horizontalen Temperatur- und Druckunterschieden. Durch den Wechsel von nächtlicher Abkühlung und täglicher Erwärmung der bodennahen Atmosphäre bilden sich tagesperiodische Zirkulationssysteme aus. Hierzu zählen der nächtliche Kaltluftabfluß und der Hangaufwind zur Mittagszeit genauso wie Berg- und Talwinde.

### 2 Die Strahlungsbedingungen an Hängen

Der Antrieb für die thermischen Windsysteme in orographisch gegliedertem Gelände ist die ungleiche Erwärmung benachbarter Gebiete. Die bodennahe Hangatmosphäre erwärmt sich tagsüber rasch, während die Luft in der gleichen Höhe weiter vom Hang entfernt nur eine geringe Temperaturänderung erfährt. Damit liegen wärmere Luft neben kälterer, was zur Ausbildung des Hangaufwindes führt. Nachts sind die Verhältnisse gerade umgekehrt.

Der Betrag der Erwärmung des Hanges kann mit Hilfe der Strahlungsgesetze (KONTRATYEV 1969) berechnet werden. Dabei hängt die direkte Sonnenstrahlung von den fünf Parametern geographische Breite, Deklination, Sonnenazimuth, Hangazimuth und Hangneigung ab. Dies kann dazu führen, daß ein Nordhang während der Wintermonate nur in den Genuß von weniger als der Hälfte der Energiemenge gelangt, die ein Südhang empfängt (Abb. 1).

Da ein Südhang auch wesentlich mehr Wärme empfängt als eine horizontale Fläche (Abschattungseffekte seien hier ausgeschlossen) hat das Hanglagenklima stets große Beachtung gefunden (GEIGER 1961). Besonders die Landwirtschaft und der Weinbau profitieren von diesem Expositions-klima.

### 3 Die Struktur der Hangwinde und Berg- und Talwinde

Während der Nacht kühlt sich die Luft nahe der Oberfläche aufgrund der langwelligen Ausstrahlung ab und setzt sich in Richtung der tiefsten Stelle des Geländes in Bewegung. Dieses Abfließen wird in der Hauptsache durch das höhere Gewicht der abgekühlten Luftmassen hervorgerufen. Die Temperaturabweichung  $T'$  ist daher neben dem Neigungswinkel  $\alpha$  und der Länge des Hanges  $l$  eine wichtige Größe zur Abschätzung einer charakteristischen Geschwindigkeit  $u$  des Hangaufwindes, für die LAWRENCE (1954) folgende Beziehung angibt:

$$u = \left( 2 g l \sin \alpha \frac{T'}{T} \right)^{1/2}$$

( $g$  ist die Erdbeschleunigung).

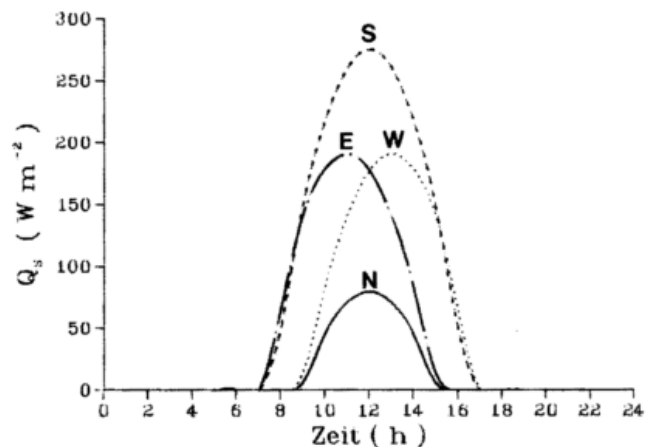


Abb. 1: Tagesgang des kurzwelligen Strahlungsstromes an unterschiedlich orientierten Hängen (Hangneigung  $10^\circ$ , Januartag).

Daraus wird sofort ersichtlich, daß in einem steilen Alpental (großes  $\alpha$ ) die Hangwinde viel stärker ausgeprägt sind als in Mittelgebirgen.

Die Vergrößerung des Geschwindigkeitsmaximums und das Anwachsen des Kaltluftabflusses in der Vertikalen mit zunehmender Hanglänge kann mit Hilfe von Beobachtungen gezeigt werden. In der Abbildung 2 sind Vertikalprofile der hangparallelen Geschwindigkeit in Entfernungen von (A) 190 m, (B) 420 m und (C) 640 m vom Gipfel dargestellt (HORST u. DORAN 1986). Das Geschwindigkeitsmaximum verdoppelt sich fast auf dieser Strecke und die Mächtigkeit wächst von 4 m auf über 20 m an.

Das Abfließen dieser kalten Luft erfolgt dabei aber im allgemeinen keineswegs kontinuierlich, sondern stoßweise mit Perioden zwischen 5 und 75 Minuten (TYSON 1968), (FLOHN 1969), (DORAN u. HORST 1981). Die Länge der Perioden wird durch die Steilheit der Topographie und die thermische Schichtung bestimmt. Auslösender Faktor für die regelmäßigen Geschwindigkeitsfluktuationen ist der thermisch induzierte Druckgradient. Durch das Abfließen der kalten Luft am Hang wird durch Absinken aus höheren

Atmosphärensichten wärmere Luft advehiert. Dies führt zu einer Reduzierung des horizontalen Druckgradienten und damit auch zu einer Abschwächung des Hangabwindes. Erst wenn durch Strahlungsabkühlung die Temperatur der Luft wieder niedrig genug ist, steigt der Druckgradient an, und der Zyklus wiederholt sich.

Dem nächtlichen Hangabwind steht der mittägliche Hangaufwind gegenüber. Durch den starken vertikalen Austausch in der nun labil geschichteten Atmosphäre ist dieser kräftiger entwickelt. Sowohl die vertikale Mächtigkeit als auch der Betrag der Geschwindigkeit übersteigen die Werte des Hangabwindes. Die Orientierung des Hanges gewinnt während der Tagesstunde an Bedeutung, da der Energiegewinn in starkem Maße von diesem Standortparameter abhängt.

Während des MESOKLIP-Experimentes konnte ein solches periodisches Hangwindssystem vermessen werden (HENNEMUTH u. SEMMLER 1982). Die Registrierung des bodennahen Windes zeigt einen sehr markanten Umschlag von nächtlichem Hangabwind zu Hangaufwind während der

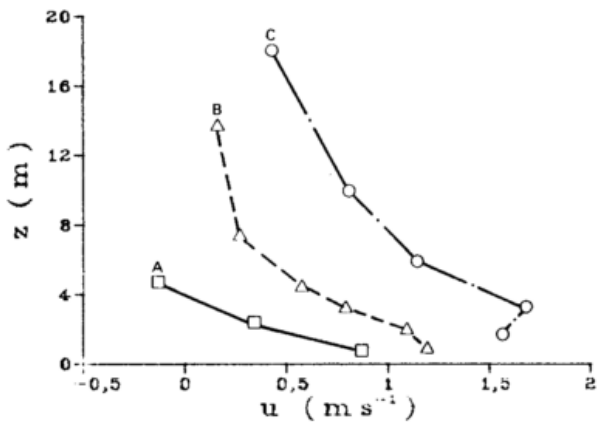


Abb. 2: Vertikale Profile der hangparallelen Geschwindigkeit in verschiedenen Entfernungen vom Gipfel (n. HORST u. DORAN 1981).

frühen Vormittagsstunden (Abb. 3). Neben einer deutlichen Zunahme der Windgeschwindigkeit bei zunehmender Labilisierung der bodennahen Atmosphäre wurde auch ein Anwachsen der Hangwindschicht von 50 m Mächtigkeit um 10.00 Uhr auf 150 m am frühen Nachmittag beobachtet.

Während die oben beschriebenen Hangwinde quer zur Talachse verlaufen, sind Berg- und Talwind parallel zur Talachse orientiert. Die Täler in den Mittelgebirgen sind meistens nicht sehr lang und steigen zum Talschluß hin an (im Gegensatz dazu z. B. das Inntal). Das Berg- und Talwindssystem kann daher größtenteils durch Konvergenz bzw. Divergenz der Hangwinde in Talmitte erklärt werden. Dies führt zu einem Aus- bzw. Einströmen parallel zur Talachse. Ein weiterer Effekt, der im alpinen Raum von größerer Bedeutung ist, ist der sog. *Volumeneffekt* (STEINACKER 1984). Sowohl über der Ebene als auch im Tal ist die Energiezufuhr bei gleichgroßer Grundfläche nahezu identisch. Das Luftvolumen im Tal ist aber wesentlich geringer als außerhalb und daher wird die Talatmosphäre stärker erwärmt. Dies führt zur Ausbildung eines Druckunterschiedes, der teilweise die Talwindzirkulation antreibt.

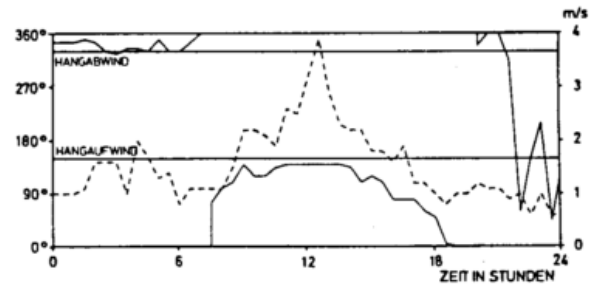


Abb. 3: Windgeschwindigkeit (----) und Windrichtung (—) am 19. 9. 1979 in 2 m Höhe und der Station Blättersberg während MWSOKLIP (n. HENNEMUTH u. SEMMLER 1982).

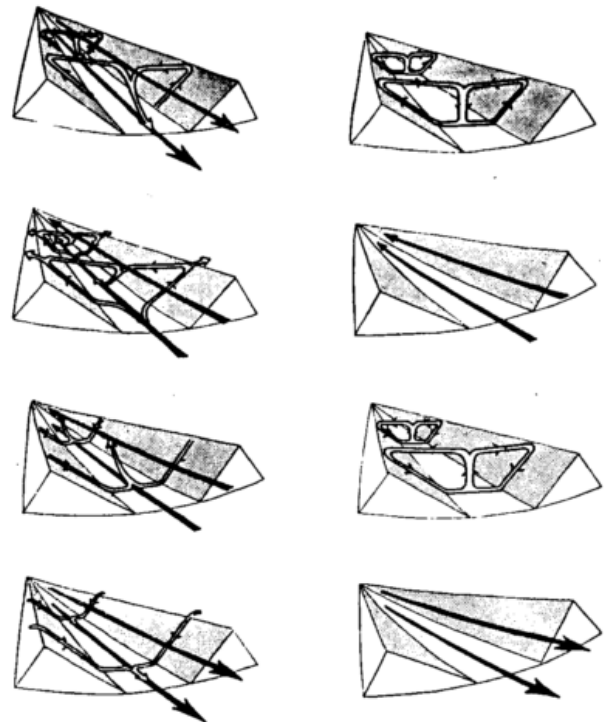


Abb. 4: Zusammenwirken von Hangwindzirkulationen und Berg- und Talwind (n. DEFANT 1951).

Das Zusammenwirken der Hangwinde und der Berg- und Talwinde ist schematisch in der Abbildung 4 dargestellt. Beide Systeme sind phasenverschoben, da sich zunächst die kleinräumigere Zirkulation (Hangwinde) ausbildet.

Die oben beschriebene ideale Struktur der thermischen Windsysteme kann durch vorhandenen hohen Bewuchs stark modifiziert werden. Besonders die Hangwinde mit einer vertikalen Mächtigkeit von einigen Metern bis wenigen Dekametern können sich an bewaldeten Hängen nicht so gut ausbilden wie an unbewaldeten. Messungen an einem 2,6 km langen, 15° steilen und zu 50% mit 15 m hohen Bäumen bewachsenen Hang zeigen aber, daß trotzdem nächtliche Kaltabflüsse vorhanden sind (GARRETT 1983). Das Geschwindigkeitsmaximum wird nun aber nicht in Bodennähe, sondern wenige Meter oberhalb der mittleren Kronenhöhe beobachtet (Abb. 5a).

Dieser Effekt wird auch bei numerischen Simulationen gefunden (GROSS 1987). An einem unbewachsenen Hang kühlt

sich die bodennahe Atmosphäre stark ab und es bildet sich ein typisches Vertikalprofil eines Hangabwindes aus (Abb. 5b). Bei 20 m hohen Bäumen liegt die energetisch bedeutsame Fläche ungefähr in Kronenhöhe, und nun erfolgt hier die Abkühlung. Diese ist aber nicht so stark

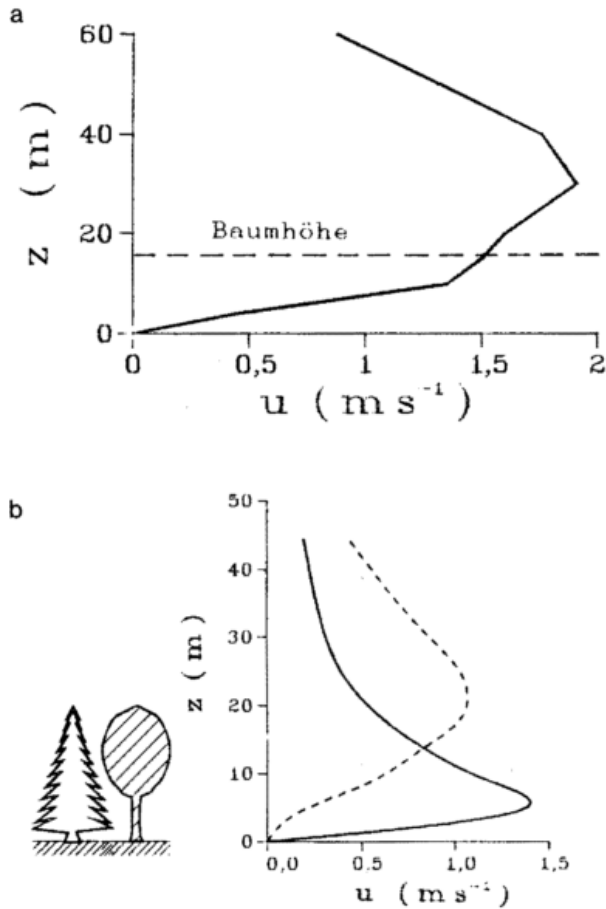


Abb. 5: a. Beobachtetes Vertikalprofil von  $u$  an einem bewaldeten Hang (n. GARRETT 1983). b. Simulierte Vertikalprofile von  $u$  an einem bewaldeten (---) und unbewaldeten Hang (—) (nach GROSS 1987).

wie im unbewaldeten Fall und daher ist auch die Maximalgeschwindigkeit niedrig.

#### 4 Der Einfluß der thermischen Windsysteme auf das lokale Klima

Die typische Temperaturverteilung in klaren Nächten entlang eines Hanges zeigt niedrige Werte am Talboden und dem hochgelegenen Plateau und dazwischen ein Gebiet mit relativ hohen Temperaturen. Untersuchungen am Großen Arber (GEIGER 1961) ergaben, daß die Häufigkeit des Auftretens der höchsten Temperaturen während der Nacht im oberen Hangdrittel ein Maximum besitzt (Abb. 6). Dieses Phänomen der *warmen Hangzone* (KOCH 1961) macht sich auch in der Vegetation dadurch bemerkbar, daß der Austrieb einige Tage früher als im Tal erfolgt. Das Zustandekommen der warmen Hangzone kann man sich schematisch so vorstellen, daß die am Hang gebildete kalte Luft abfließt und sich am Talboden ansammelt. Auf dem das Tal nach oben abschließende Plateau bleibt die bodennahe Kaltluft liegen und somit entsteht dazwischen ein Gebiet mit höheren Temperaturen

(GEIGER 1961). HAUF und WITTE (1985) konnten anhand von Beobachtungen zeigen, daß sich die am Hang gebildete Kaltluft während des Fließvorganges weiter abkühlt und dadurch erst kälter wird als die am Talboden lagernde Luft.

Für die Landwirtschaft und den Weinbau ist es nun von größter Bedeutung abzuschätzen, wie hoch an den Talwänden die kalte Luft hinaufreicht, da besonders im Frühjahr an diesen Stellen die Frostgefahr hoch ist. Im Bereich des Finkenbachtals konnten SCHNELLE (1972) durch Messung der Minimumtemperaturen entlang eines Hanges die Frostgefahrenzonen festlegen.

Der gleichen Methode bedient man sich bei der Erstellung eines klimatologischen Standortgutachtens für eine neuanzulegende Weinanbaufläche. Von besonderem Interesse sind dabei Aussagen über die Frostgefährdung eines Gebietes um die Zeit des mittleren Beginns der Frostempfindlichkeit der austreibenden Reben. Meßprogramme dieser Art sind allerdings sehr zeit- und kostenintensiv und können nicht flächendeckend durchgeführt werden. Für Fragestellungen dieser Art können mesoskalige Modelle herangezogen werden, da diese dreidimensionale, zeitabhängige Felder von

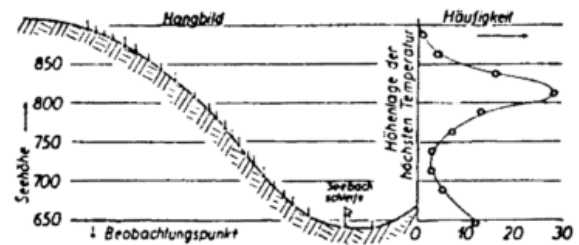


Abb. 6: Lage der warmen Hangzone im Frühjahr am Großen Arber (n. GEIGER 1961).

Wind, Temperatur und Feuchte mit einer sehr guten Auflösung berechnen. Daß dabei realistische Ergebnisse erzielt werden, konnte GROSS (1985) zeigen.

Die untere Talatmosphäre ist während der Nachtstunden relativ kalt und die bodennahe Windgeschwindigkeit niedrig. Damit bleiben lokal produzierte Schadstoffe und Stäube lange im Bereich des Tales, da sowohl Advektion als auch turbulente vertikale Vermischung gering sind. Diese Konstellation begünstigt Nebelbildung in den frühen Morgenstunden, die die Sonnenscheindauer wesentlich verringern kann.

Trotz der geringen Geschwindigkeit des Berg- und Talwindsystems erfolgt dadurch eine Ventilation der Luft im Tal. Ein Problem in der Stadtklimatologie ist die Frage nach einer optimalen Frischluftzufuhr von Städten. Zur Beantwortung schätzt man die Kaltluftproduktionsrate (KPR) des Einflußgebietes des Tales ab und hat damit ein Maß für das Volumen der Reinluft. Überlicherweise werden Hänge mit kurzer Vegetation für die wesentlichen Kaltluftproduzenten gehalten. KING (1973) berechnet für einen unbewaldeten Hang eine KPR von  $12 \text{ m}^3\text{m}^{-2}\text{h}^{-1}$ , während für bewaldete Gebiete üblicherweise ein Wert von  $0.6 \text{ m}^3\text{m}^{-2}\text{h}^{-1}$  angenommen wird.

Feldmessungen von HAUF und WITTE (1985) liefern  $\text{KPR}=32 \text{ m}^3\text{m}^{-2}\text{h}^{-1}$ , also einen Wert, der fast um den Faktor drei größer ist als derjenige von KING. Das Gebiet, in dem

das Experiment durchgeführt wurde, ist zu 50% bewaldet, was die Vermutung nahelegt, daß auch die Vegetation einen wichtigen Beitrag zur Bildung kalter Luft liefert.

Numerische Simulationen (GROSS 1987) bestätigen diese Vermutung und liefern eine Kaltluftproduktionsrate für bewaldete Flächen von  $43 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ .

Eine Erklärung für diesen Sachverhalt, daß bewaldete Hänge effektivere Kaltluftproduzenten sind als Wiesen, hat GOSSMANN (1984) gegeben. Er stellte anhand von Satellitenaufnahmen fest, daß die nächtlichen Oberflächentemperaturen von Wäldern und benachbartem Freiland in den Höhenlagen des Schwarzwaldes sich um ca.  $6^\circ\text{C}$  (stellenweise sogar  $10^\circ\text{C}$ ) unterscheiden. Diese Differenz führt zu einem Unterschied in der langwelligen Ausstrahlung von  $30 \text{ W m}^{-2}$ . Nimmt man an, daß zum Zeitpunkt dieser Beobachtungen der turbulente latente Wärmestrom vernachlässigt werden kann, so vereinfacht sich die Energiestrombilanz im Bereich der Kronen auf die beiden Terme Nettostrahlung und turbulenter fühlbarer Wärmestrom. Damit kann die o. g. Differenz im Bestand nur durch einen erhöhten turbulenten Wärmestrom ausgeglichen werden. Da aber die Temperaturdifferenz zwischen Baumkrone und umgebender Luft geringer ist als zwischen Wiesenoberflächen und der bodennahen Atmosphäre, ist die Abkühlungsrate auch wesentlich kleiner. Trotzdem muß zum Ausgleich der Strahlungsbilanz eine größere Menge Energie der Luft entzogen werden. Dies ist nur möglich, wenn ein größeres Luftvolumen in den Abkühlungsprozeß mit einbezogen wird.

#### Literatur

DEFANT, F. (1951): Local winds. Compendium of Meteorology, American Meteorological Society. S. 655-672.

DORAN, J.C.; HORST, T.W. (1981): Velocity and temperature oscillations in drainage winds. *J. Appl. Met.* 20, S. 361-364.

FLOHN, H. (1969): Local wind systems. *General Climatology* 2, S. 139-171, Elsevier Publishing Comp., Amsterdam.

GARRETT, A. J. (1983): Drainage flow prediction with a one-dimensional model including canopy, soil and radiation parametrization. *J. Appl. Met.* 22, S. 79-91.

GEIGER, R. (1961): Das Klima der bodennahen Luftschicht. Vieweg Verlag Braunschweig, 646 S.

GOSSMANN, H. (1984): Satelliten-Thermalbilder. Ein neues Hilfsmittel für die Umweltforschung? Bundesanstalt für Landeskunde und Raumordnung, Heft 16, Bonn.

GROSS, G. (1985): Numerische Simulation nächtlicher Kaltluftabflüsse und Tiefsttemperaturen in einem Moselseitentäl. *Met. Rdsch.* 38, S. 161-171.

GROSS, G. (1987): Effects of deforestation on local climate and nocturnal drainage flow. *Bound.-Layer Met.* 37, S. 315-339.

GROSS, G.; WIPPERMANN, F. (1987): Channeling and counter-current in the Upper-Rhine valley. *J. Appl. Met.* 26, S. 1293-1304.

HAUF, T.; WITTE, N. (1985): Fallstudie eines nächtlichen Windsystems. *Meteorol. Rdsch.* 38, S. 33-42.

HENNEMUTH, B.; SEMMLER, H. (1982): Das Windfeld am Haardttrand während MESOKLIP - Abschätzungen der Hangwindzirkulation und Beobachtungsergebnisse. *Meteorol. Rdsch.* 35, S. 113-121.

HORST, T. W.; DORAN, J. C. (1986): Nocturnal drainage flow on simple slopes. *Bound.-Layer Meteorol.* 34, S. 263-286.

KING, E. (1973): Untersuchungen über kleinräumige Änderungen des Kaltluftabflusses und der Frostgefährdung durch Straßenbauten. *Ber. DWD Nr. 130*, Offenbach, 24 S.

KLEMP, J. B.; LILLY, D. K. (1975): The dynamics of wave induced downslope winds. *J. Atm. Sci.* 32, S. 320-329.

KOCH, H. G. (1961): Die warme Hangzone. *Ztschr. Met.* 15, S. 151-171.

KONTRATYEV, K. (1969): Radiation in the atmosphere. Academic Press. New York.

LAWRENCE, E. N. (1954): Nocturnal winds. *Prof. Notes, Met. Office (London)* 7 (111), S. 1-13.

SCHNELLE, F. (1972): Lokalklimatische Studie im Odenwald. *Ber. DWD Nr. 128*, Offenbach, 38 S.

SMITH, J. E. (1979): The influence of mountains on the atmosphere. *Adv. Geophys.* 21, S. 87-230.

STEINACKER, R. (1984): Area-height distribution of a valley and its relation to the valley-wind. *Beitr. Phys. Atm.* 57, S. 64-71.

TYSON, P. D. (1968): Velocity fluctuations in the mountain wind. *J. Atm. Sci.* 25, S. 381-384.

WALMSLEY, J. L.; SALMON, J. R.; TAYLOR, P. A. (1982): On the application of a model of boundary-layer flow over low hills to real terrain. *Bound.-Layer Meteorol.* 23, S. 17-46.

WIPPERMANN, F.; GROSS, G. (1981): On the construction of orographically influenced wind roses for given distributions of the large-scale wind. *Beitr. Phys. Atm.* 54, S. 492-501.

WIPPERMANN, F. (1984): Air flow over and in broad valleys: Channeling and counter-current. *Beitr. Phys. Atm.* 57, S. 92-105.

WOOLDRIDGE, G.; THORSON, P. A.; FURMAN, R. W. (1982): Airflow patterns and momentum flux profiles around an isolated mountain. *Ann. d. Meteorol. (NF)* 19, S. 140-142, DWD Offenbach.

ZIMMERMANN, L. I. (1969): Atmospheric wake phenomena near the Canarian Islands. *J. Appl. Met.* 8, S. 896-907.

# Die Kanalisierung von Luftströmungen in Tälern

## 1 Kanalisierte Strömungen als Klimatelement

Die Erdoberfläche hat sowohl durch ihre Form als auch durch ihre Bedeckung einen Einfluß auf die Klimatelemente Wind, Temperatur und Feuchte im Mesoscale. Was die Form anbetrifft, spielen die Täler eine besondere Rolle, da durch sie die Luftströmungen kanalisiert werden, die Winde bevorzugte Richtungen haben. Diese sind durch die Orientierung des betreffenden Tales gegeben und ziemlich unabhängig von den Richtungen des großräumigen, topographisch ungestörten Windes, also des geostrophischen Windes.

Wie später gezeigt werden soll, ist es für ganz bestimmte Anströmungsrichtungen eines Tales möglich, daß eine Richtungsänderung des geostrophischen Windes um nur etwa  $20^\circ$  bereits eine Änderung der Richtung des Bodenwindes im Tal um  $180^\circ$  ausmachen kann. Das bedeutet aber, daß eine nur geringfügige Änderung des großräumigen Klimas eine beträchtliche Änderung des Klimas im Mesoscale, zumindest des Klimatelementes Wind, hervorrufen kann.

## 2 Beobachtungen zur Kanalisierung

Sehr gut läßt sich die Kanalisierung an der häufigkeitsstatistischen Auswertung der Richtungen des beobachteten Bodenwindes in der Form von Windrosen feststellen; ein Beispiel dafür gibt die Abbildung 8.1, die die Rose des Bodenwindes (schwarz) aufgrund der Beobachtungen an der synoptischen Station Mannheim des DWD für die Jahre 1969-1974 und für die Termine mit stabiler Schichtung zeigt. (Die stabile Schichtung - das ist jedoch in diesem Zusammenhang unwesentlich - konnte mit Hilfe der SYNOP-Meldungen aus den sogenannten Ausbreitungsklassen bestimmt werden). Die helle Windrose ist diejenige des geostrophischen Windes (als Mittel aus demjenigen in 1000 hPa und 850 hPa) für die gleichen Fälle. Es ist die Rose des großräumigen, topographisch ungestörten Windes, dessen häufigste Richtung SW ist.

Bei dem durch die Topographie abgelenkten, also kanalisiertem Bodenwind sind die beiden häufigsten Richtungen um N und um S, d. h. die Richtungen parallel zum Oberrheintal, welches auf der Höhe von Mannheim eine nord-südliche Orientierung hat. Es ist übrigens erstaunlich, daß der Kanalisierungseffekt so deutlich auch im Oberrheintal festgestellt werden kann, welches doch ein extrem breites Tal ist; es hat einen ca. 35 km breiten, völlig ebenen Talboden, über den die beiden seitlichen Randgebirge nur etwa 400 m aufragen.

Die gleichen Verhältnisse sind in Abbildung 8.2 nochmals, allerdings in einem etwas anders gearteten Diagramm dargestellt. Auf der Abszisse ist die Richtung des geostrophischen Windes, auf der Ordinate diejenige des beobachteten Bodenwindes aufgetragen. An jedem Punkt des Feldes wird nun angegeben, wie oft bei einer bestimmten geostrophischen Windrichtung eine Richtung des Bodenwindes beobachtet wurde. Folglich stellen die Linien Isolinien der relativen

Häufigkeit dar; je dunkler ein Areal angelegt ist, umso häufiger treten solche Kombinationen von geostrophischer Windrichtung und Bodenwindrichtung auf. Die dick ausgezogene Linie verbindet für alle Richtungen des geostrophischen Windes die am häufigsten beobachtete Richtung des Bodenwindes. Man erkennt z. B. an dieser Kurve, daß dann, wenn der geostrophische Wind von Nord über

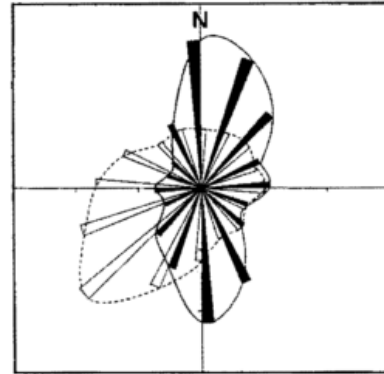


Abb. 8.1: Schwarz: Bodenwindrose Mannheim (1969-1974), nur Fälle mit stabiler Schichtung.

Weiß: Rose des geostrophischen Windes für die gleichen Fälle.

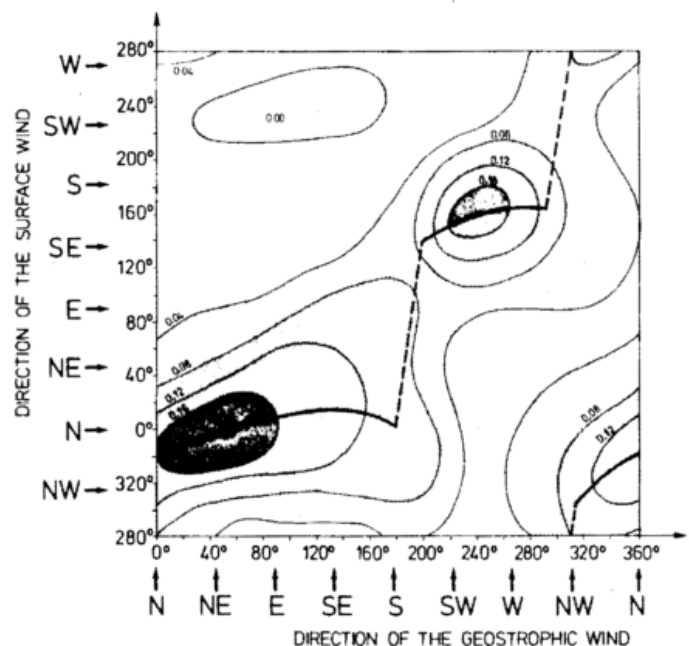


Abb. 8.2: Relative Häufigkeiten, mit denen eine Bodenwindrichtung bei bestimmten Richtungen des geostrophischen Windes auftreten, Mannheim (1969-1974), nur stabile Fälle

Ost nach Süd dreht, die häufigste Bodenwindrichtung immer eine nahezu nördliche bleibt; hierin prägt sich die Kanalisierung aus. Ein zweites, ähnliches, wenn auch nicht ganz so gut ausgeprägtes Kurvenstück findet man für Bodenwinde um Süd bei geostrophischen Windrichtungen aus Süd über West bis Nordwest.

An diesem Diagramm (Abbildung 8.2) läßt sich auch die Existenz des sogenannten Gegenstromes erkennen. Man versteht darunter die Gegenläufigkeit der talparallelen Komponente des geostrophischen Windes und des resultierenden Bodenwindes. An der dick ausgezogenen Kurve in Abbildung 8.2 läßt sich erkennen, daß (bei einem nord-südlich orientierten Tal wie dem Oberrheintal) ein geostrophischer Wind aus SSE am häufigsten mit einem Bodenwind aus NNW verbunden ist, was man sicher nicht erwartet. Eine solche Gegenläufigkeit kann allerdings in nur ganz wenigen, bestimmten, geostrophischen Anströmungen des Tales auftreten.

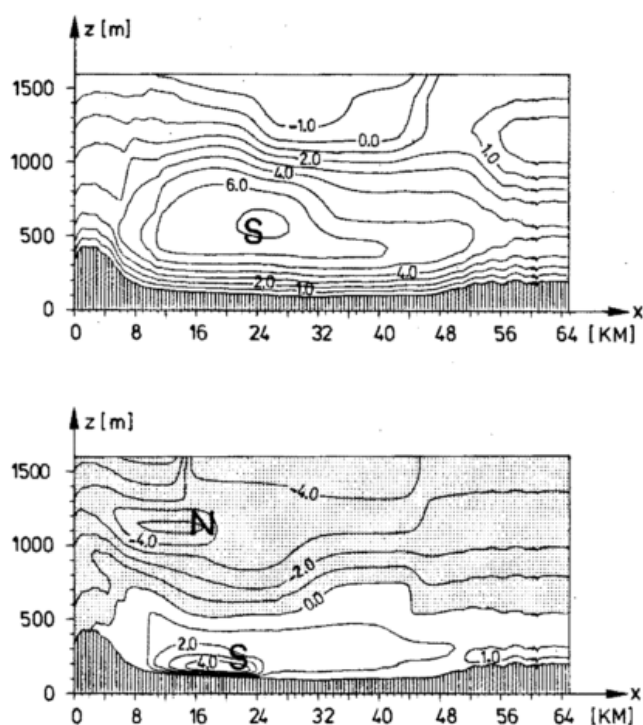


Abb. 8.3: Isotachen der talparallelen Windkomponente im MESOKLIP-Schnitt;  
oben: 17. 9. 79 15:00 Uhr Kanalisierung  
unten: 25. 9. 79 12:00 Uhr Gegenstrom

Auf dieses Phänomen wurde man erstmals 1982 bei der statistischen Auswertung von gleichzeitigen Richtungen des geostrophischen und des Bodenwindes aufmerksam; die Meteorologen hätten es jedoch viel früher erkennen können, wenn sie nur in die zahlreichen statistischen Auswertungen der Bodenwindbeobachtungen die entsprechende Aerologie mit einbezogen hätten.

Die Abbildung 8.3 zeigt sowohl ein Beispiel für die Kanalisierung (oben) wie auch für den Gegenstrom (unten). Es handelt sich um Messungen, die beim MESOKLIP-Feldexperiment 1979 durchgeführt wurden, auf welches im Rahmen dieses Heftes (Beitrag 11) noch eingegangen werden wird. Hier genügt die Bemerkung, daß bei MESOKLIP

ein Vertikalschnitt durch das Oberrheintal etwa auf der Höhe Neustadt/Weinstr. – Speyer – Angelbachtal im Kraichgau in räumlich und zeitlich dichter Folge ausgemessen wurde, sodaß Felder der Temperatur, der Feuchte und der horizontalen Windkomponenten gewonnen werden konnten.

Der obere Teil der Abbildung stammt aus der 1. Intensivmeßphase von MESOKLIP und zwar vom 17. 9. 79 15:00 Uhr; zu diesem Termin war die geostrophische Anströmung von W mit ca. 10 m/s, also vom linken Bildrand her nach rechts. Im Tal stellt sich eine talparallele Komponente des Windes in den unteren Schichten aus Süd ein, also in die Blattebene hinein; für diese talparallele Komponente sind hier Isotachen angegeben. Man erkennt, daß der Südwind maximal 7 m/s erreicht, ein schönes Beispiel für die Kanalisierung.

Der untere Teil der Abbildung 8.3 gibt ein Beispiel für den Gegenstrom, es stammt aus der 2. MESOKLIP-Intensivmeßphase und ist vom 25. 9. 79 12:00 Uhr. Diesmal kommt der geostrophische Wind aus NNW, also mehr oder weniger direkt aus der Blattebene heraus. Entsprechend ist auch die talparallele Komponente oberhalb des Tales aus N, im Tal selbst allerdings bildet sich eine talparallele Komponente aus Süd aus, also in die Blattebene hineingehend und damit entgegengesetzt derjenigen des geostrophischen Windes; das ist ein Fall von Gegenstrom. Auch in diesem Teil sind die Isolinien Isotachen der talparallelen Geschwindigkeitskomponente.

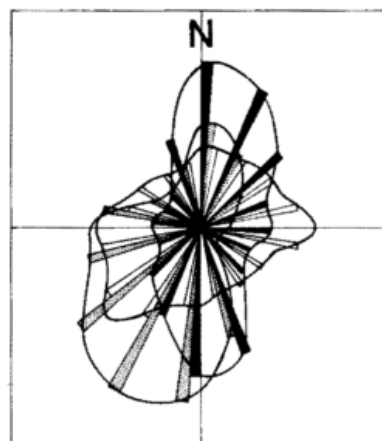


Abb. 8.4: Bodenwindrosen Mannheim (1969-1974) für stabile (schwarz), neutrale (schraffiert) und labile (weiß) Schichtungen

### 3 Der Einfluß der thermischen Schichtung auf die Kanalisierung

Besonders gut läßt sich der Einfluß der thermischen Schichtung wieder an Windrosen erkennen, wenn diese für die drei Schichtungsfälle stabil / neutral / labil ausgewertet werden. Dies ist wiederum für den Bodenwind der synoptischen Station Mannheim geschehen und in Abbildung 8.4 dargestellt worden.

Für stabile Schichtungsverhältnisse (schwarz) hat man die schon in Abbildung 8.1 gezeigte Bodenwindrose mit einer ausgeprägten Bevorzugung der südlichen und nördlichen Richtungen entsprechend der Orientierung des Oberrheintales. Für neutrale Schichtung (schraffiert) ist die Bevorzugung schon deutlich abgebaut, und für labile Schichtungsverhältnisse (weiß) hat man schon wieder eine Windrose,

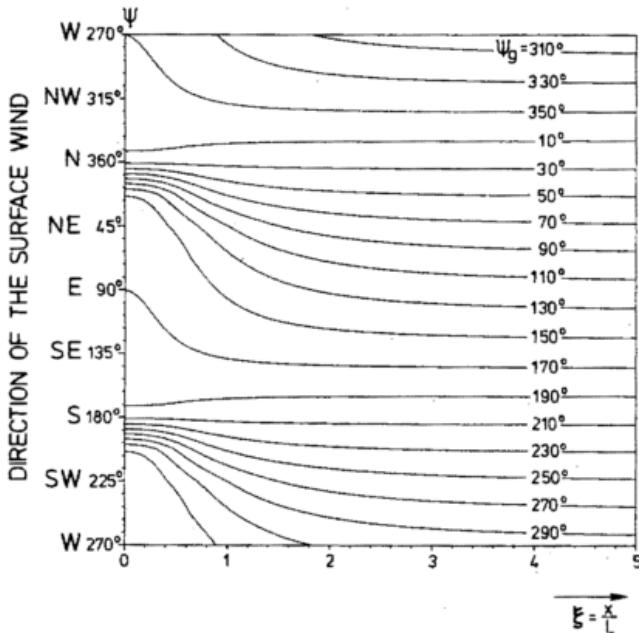


Abb. 8.5: Richtung des Bodenwindes für bestimmte Richtungen des geostrophischen Windes bei variierendem Abstand von der Talmitte

die in etwa derjenigen des großräumigen, topographisch ungestörten, (des geostrophischen) Windes entspricht mit der größten Häufigkeit von SW-Winden.

In der 1. Intensivmeßphase des MESOKLIP-Experimentes stellte man zur Verwunderung allerdings gerade das Gegenteil fest: am 17. 9. 79, einem wolkenarmen Strahlungstag, nahm die Kanalisierung vom Vormittag zum Nachmittag an Intensität zu und wuchs, was ihre vertikale Mächtigkeit angeht, auch noch in die Höhe, beträchtlich über die Gipfelhöhe der Randgebirge hinaus - und dies, obwohl sich die Schichtung im Laufe des Tages zunehmend destabilisierte. Eine genauere Analyse ergab dann, daß sich der geostrophische Wind mit der Zeit beträchtlich verstärkte, in 24 Stunden fast verdoppelte, und für eine stärker werdende Kanalisierung sorgte.

#### 4 Eine (lineare) Theorie der Kanalisierung und des Gegenstromes

1984 veröffentlichte WIPPERMANN eine Theorie (2D) der Kanalisierung und des Gegenstromes in breiten, in der Längsrichtung homogenen Tälern. Gerade der Umstand eines sehr breiten Tales rechtfertigt noch am ehesten die näherungsweise Vernachlässigung der nicht-linearen Terme. Die Reibung ist nach dem Ansatz von Hesselberg - Sverdrup berücksichtigt, wobei die Reibungskoeffizienten hier allerdings höhenabhängig sind und zwar in der Art, daß das vertikale Windprofil eine Ekman-Spirale beschreibt. Die Theorie gilt nur für adiabatische Schichtung, wenngleich durch eine Änderung der oberen Modellhöhe H Effekte erreicht werden können, die einer Schichtungsänderung entsprechen.

Hier soll nur eine Formel wiedergegeben werden, die das Endergebnis darstellt; sie gestattet, die Strömungsrichtung im Tal zu berechnen, wenn die Richtung der geostrophischen Anströmung gegeben ist

$$\tan(\varphi) = \frac{v}{u} = -\frac{f + \mu}{2} + \frac{1 + \left(\frac{f + \mu}{2}\right)}{\frac{f + \mu}{2} - \tan(\varphi_g)} x$$

$$\frac{1}{1 - \frac{D}{H} \left[ 1 + 4 \left( 1 - \frac{D}{H} \right) \left( \frac{x}{L} \right)^2 \right]^{-1}}$$

$\varphi$  gibt die resultierende Windrichtung an, während  $\varphi_g$  diejenige des geostrophischen Windes ist; beide Richtungen zählen von der Senkrechten zum Tal aus, also bei einem nord-südlich orientierten Tal von der Ostrichtung aus (im mathematisch positiven Sinne).  $u$  ist die Windkomponente quer zum Tal,  $v$  diejenige längs des Tales. Die unabhängige Variable  $x$  gibt den Abstand von der Tallängsachse.  $L$  ist die Halbwertsbreite des Tales, welches die Form einer negativen Glockenkurve haben möge und dessen größte Tiefe  $D$  beträgt;  $H$  ist die Modellhöhe,  $f$  der Coriolisparameter,  $(z)$  und  $\mu(z)$  sind die Reibungskoeffizienten in der (negativen) Richtung der Geschwindigkeit und senkrecht zu derselben.

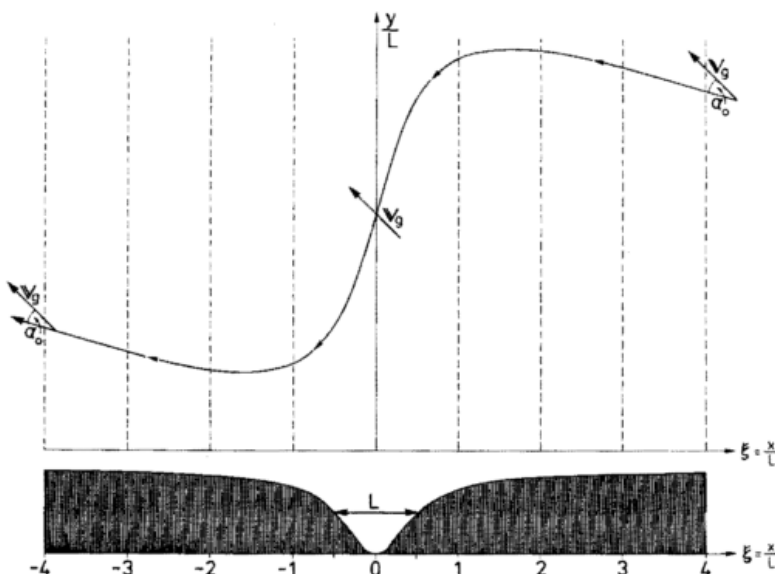


Abb. 8.6: Beispiel für die Bahn eines Teilchens im Tal bei Vorhandensein eines Gegenstromes

Die Abbildung 8.5 zeigt eine Auswertung der obigen Formel. Auf der Abszisse ist der talenkrechte Abstand  $\xi = x/L$  von der Talmittellinie ( $\xi = 0$ ) aufgetragen;  $\xi = 2$  z. B. bedeutet einen Abstand in der doppelten Halbwertsbreite, mit welchem für das glockenformartige Tal schon fast der „Rand“ erreicht ist. Auf der Ordinate ist die Richtung  $\Psi$  des Bodenwindes aufgetragen, bei N mit  $\Psi=0$  beginnend und entsprechend der meteorologischen Zählweise im Uhrzeigersinn zunehmend.

Diesen Bodenwindrichtungen  $\Psi$  stehen am rechten Bildrand (also in einer Entfernung von 5 Halbwertsbreiten von der Talmitte und damit praktisch in topographisch ungestörtem Gelände außerhalb des Tales) die Richtungen  $\Psi_g$  des

geostrophischen Windes gegenüber; sie unterscheiden sich nur um den üblichen Ablenkungswinkel  $\alpha_0$ , welcher sich aus den für diesen Fall angenommenen Größen für die Reibungskoeffizienten zu  $25.1^\circ$  ergibt. Mit Annäherung an die Talachse, also im Diagramm nach links gehend, stellt man fest, daß die Isolinien der geostrophischen Windrichtung  $\Psi_g$  für bestimmte Bereiche des Bodenwindes (nämlich N bis NNE und S bis SSW) gebündelt werden; das ist die Kanalisierung im Tal. Aber auch der Gegenstrom ist zu erkennen: so ist z. B. für  $\Psi_g = 150^\circ$  (also fast SSE) ein  $\Psi = 25^\circ$  (also praktisch NNE) für den Bodenwind gegeben – alles immer für ein nord-südlich orientiertes Tal.

Die Bahn, die ein Teilchen bei Vorhandensein eines Gegenstromes beschreibt, ist für ein Beispiel aus der Abbildung 8.6 zu erkennen: Das Tal sei wieder nord-südlich orientiert, der geostrophische Wind komme aus SE, d. h.  $\Psi_g = 135^\circ$ ; in der Talmitte ( $\xi = 0$ ) ist gem. Abbildung 8.5 die Richtung des Bodenwindes  $\Psi = 22^\circ$ , also NNE. Die talparallele Komponente des Bodenwindes ist aus N, diejenige des geostrophischen Windes aus S.

FIEDLER (1983) hat eine Plausibilitätserklärung für den Gegenstrom gegeben; die Abbildung 8.7 versucht dies deutlich zu machen: ein nord-südlich orientiertes Tal wird zweimal betrachtet, einmal bei einem geostrophischen Wind aus NNW (links), zum andern bei einem solchen aus NNE (rechts). Für beide Fälle ist das Druckfeld durch Isobaren eingezeichnet. Wenn man nun den negativen Druckgradienten in eine talparallele und eine talenkrechte Komponente aufteilt, so ist die erstere bei einem  $\Psi_g$  aus NNW nach N gerichtet, jedoch bei  $\Psi_g$  aus NNE nach Süden. Wenn die Randgebirge (durch Schraffur angedeutet) bedingen, daß sich im Tal nur die talparallele Komponente auswirken kann, so bedeutet dies für  $\Psi_g$  aus NNW eine Strömung nach N, jedoch für  $\Psi_g$  aus NNE eine Strömung nach S. Im ersteren Fall ( $\Psi_g$  aus NNW) wäre die talparallele Komponente der sich einstellenden Bodenströmung entgegengesetzt der talparallelen Komponente des geostrophischen Windes, man hätte einen Gegenstrom; nicht so im Falle  $\Psi_g$  aus NNE.

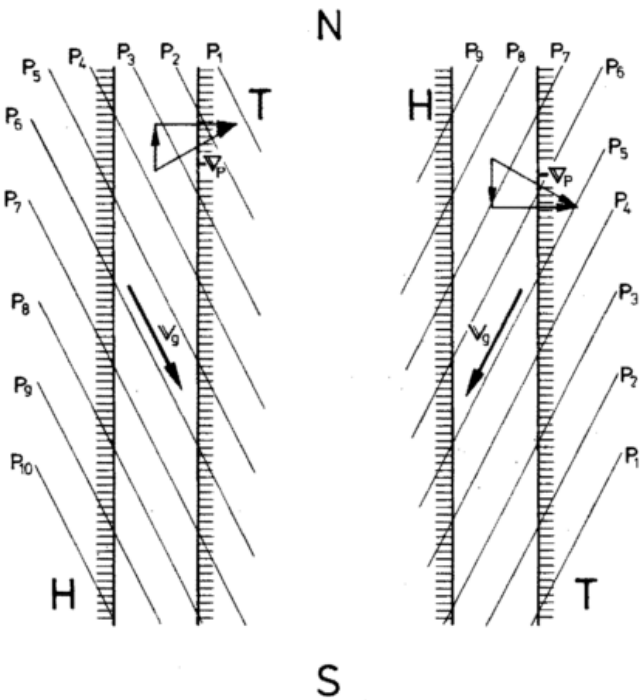


Abb. 8.7: Schematische Darstellung zur Erklärung des Gegenstromes (bei geostrophischer Anströmung aus NNW)

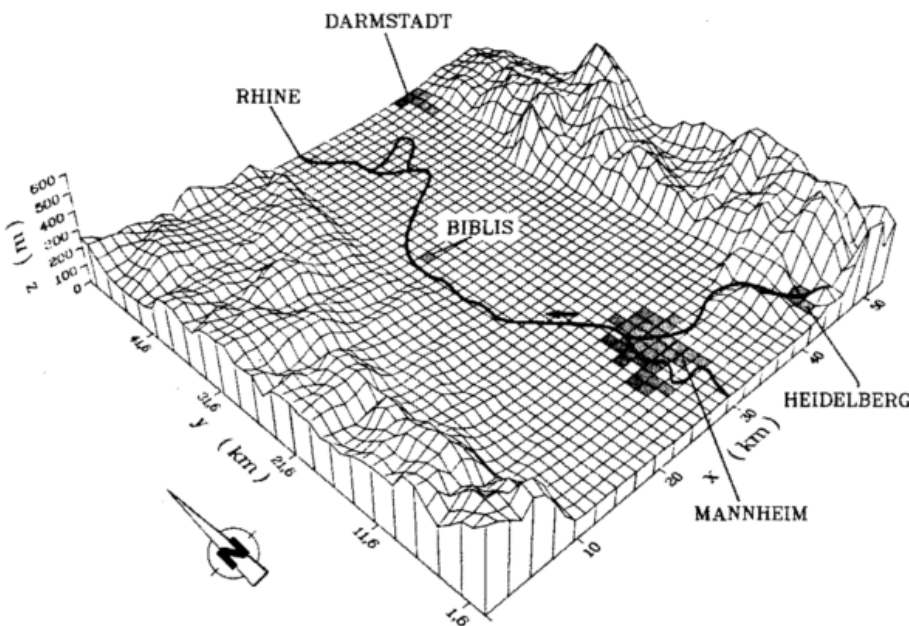


Abb. 8.8: Topographie des Areals (Abschnitt des Oberrheintales), für welches 3D-Simulationen (stationär) durchgeführt wurden.

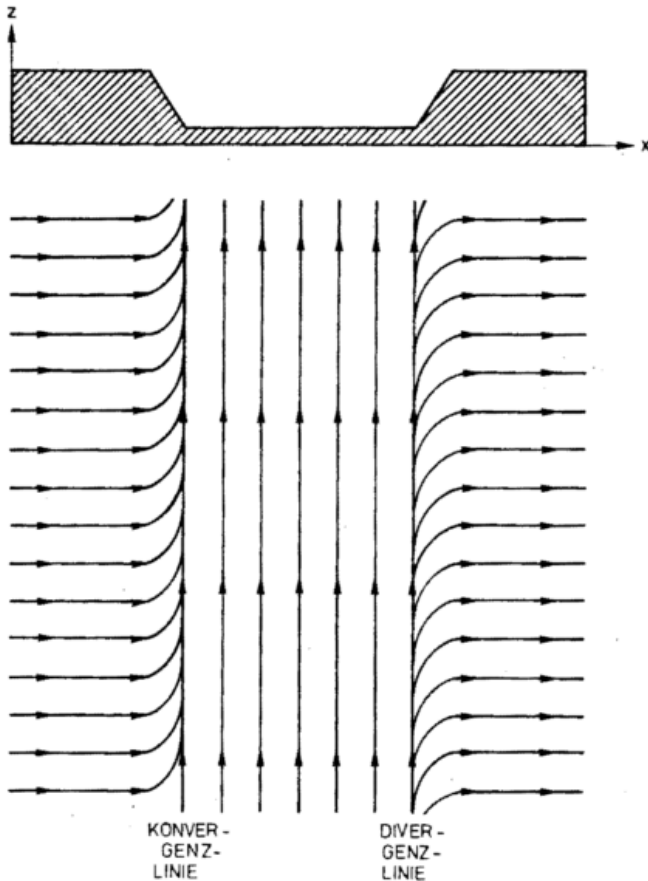


Abb. 8.9: Schematische Darstellung zum Vorhandensein von Konvergenz- und Divergenz zonen an den Talrändern

## 5 Numerische Simulation von Kanalisierung und Gegenstrom am Beispiel des nördlichen Oberrheintales

Durch numerische Simulationen (im hier dargestellten Fall: stationär, 3D, Schichtung der Standardatmosphäre) ist versucht worden, sichtbar zu machen, wie sich die Kanalisierung und der Gegenstrom für eine reale Topographie, nämlich diejenige des nördlichen Oberrheintales, auswirkt.

Das Simulationsgebiet ist in Abbildung 8.8 dargestellt worden; es reicht von Heidelberg im Süden bis etwa Darmstadt am Nordrand; ziemlich in der Mitte des Areal liegt Biblis, der Standort eines Kernkraftwerkes. Man erkennt als östliches Randgebirge den Odenwald, mit seinen Höhen nach N zu abfallend; auf der westlichen Seite geht das Pfälzer Bergland in das rheinhessische Hügelland über.

Dieses Areal soll nun aus unterschiedlichen Richtungen geostrophisch angeströmt werden, wobei sich dann unterschiedliche Bodenwindverhältnisse aufgrund der topographischen Gegebenheiten einstellen. Zuvor aber noch eine Bemerkung. Die Abbildung 8.9 ist eine schematische Darstellung für eine Strömung aus W, welche in einem nord-südlich orientierten Tal in diese Richtung umgelenkt wird. Man erkennt, daß man an der W-Seite des Tales eine Konvergenzzone, an der Ostseite aber eine Divergenzzone haben muß. Es ist nun zu prüfen, ob die numerischen Simulationen diese Kon- und Divergenz zonen bei den zutreffenden Anströmungsrichtungen auch liefern.

Die Abbildungen, die im folgenden zu betrachten sind, stellen Stromlinien in einer Fläche 40 m ü. Gr. in dem durch Abbildung 8.8 wiedergegebenen Gelände dar; diesen Karten kann also nur die Strömungsrichtung, nicht aber die Strömungsgeschwindigkeit entnommen werden. Der Unterdruck

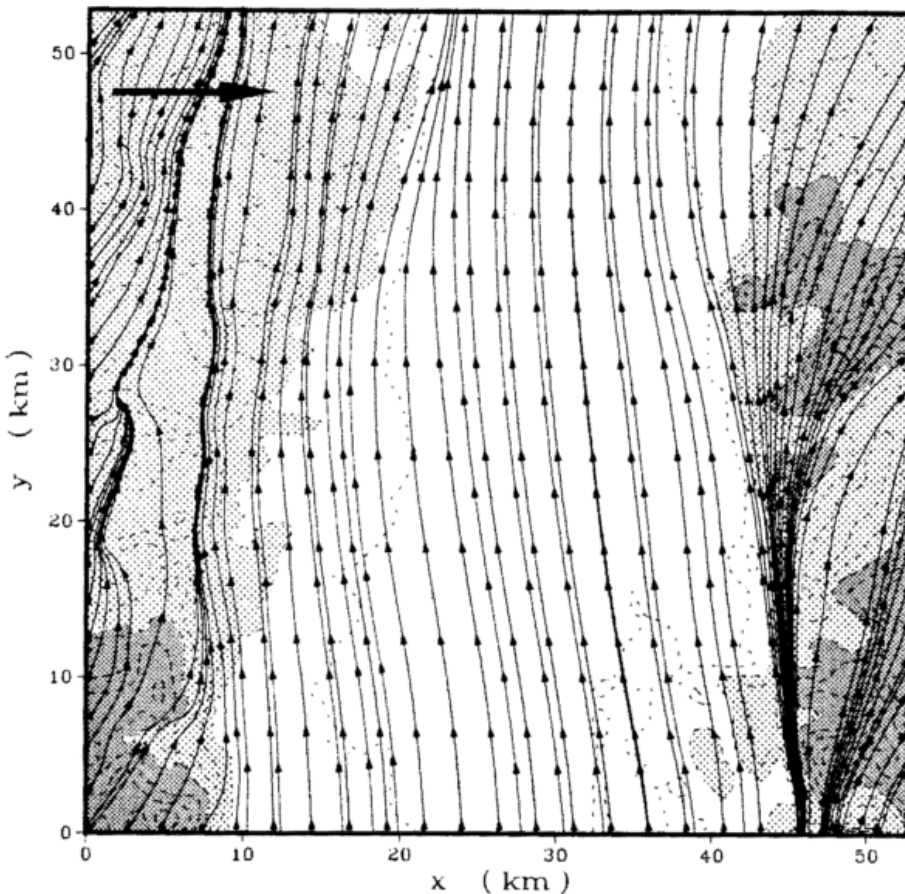


Abb. 8.10: Stromlinien in einer Fläche 40 m ü. Gr. im Areal der Abbildung 8.8; der dicke Pfeil links oben gibt die Richtung der geostrophischen Anströmungen an, hier aus W

Abb. 8.11: Wie Abbildung 8.10, jedoch geostrophische Anströmung aus WNW

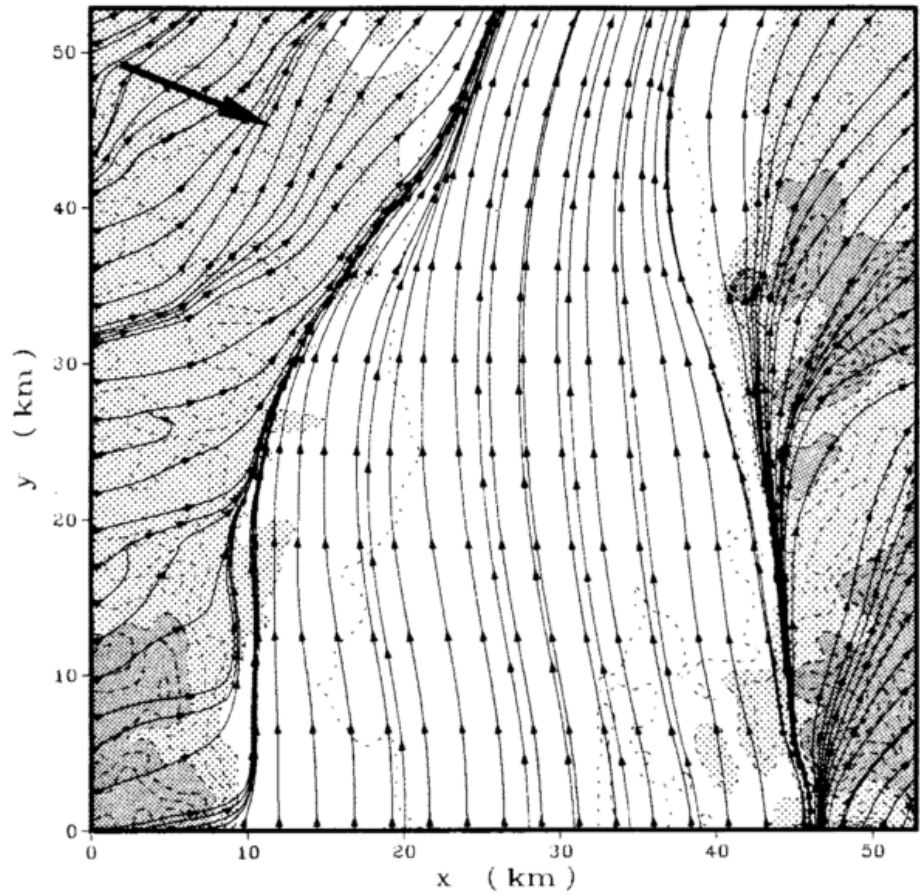


Abb. 8.12: Wie Abbildung 8.10, jedoch geostrophische Anströmung aus NW

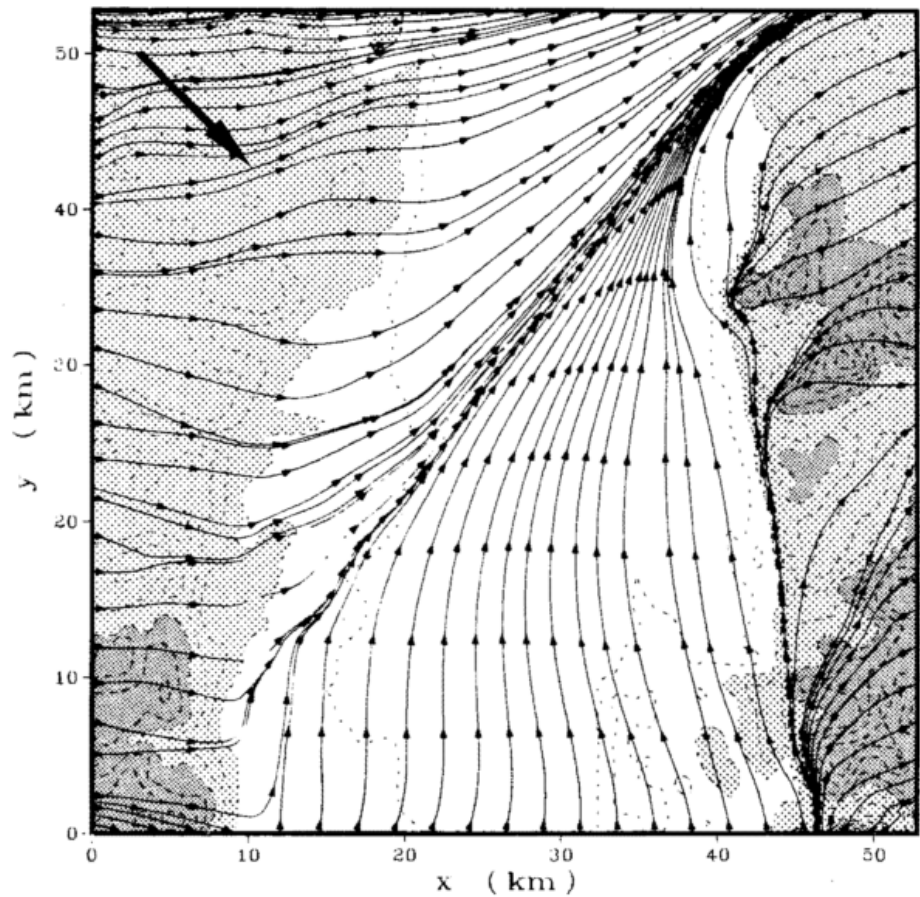


Abb. 8.13: Wie Abbildung 8.10, jedoch geostrophische Anströmung aus NNW

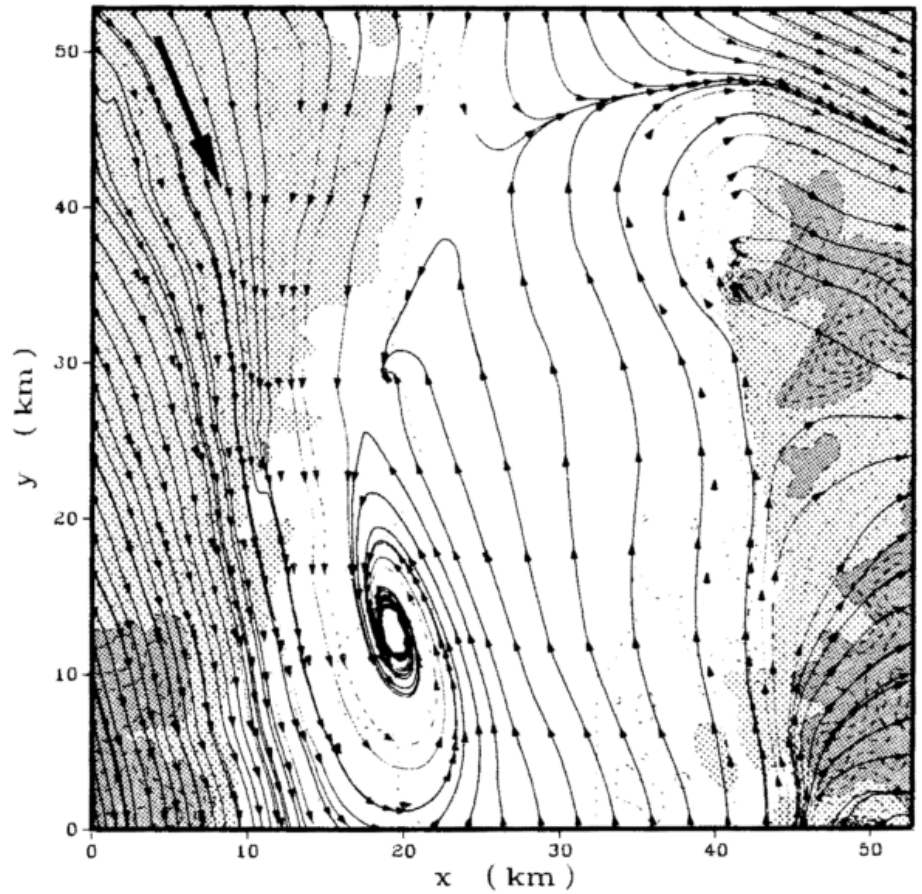
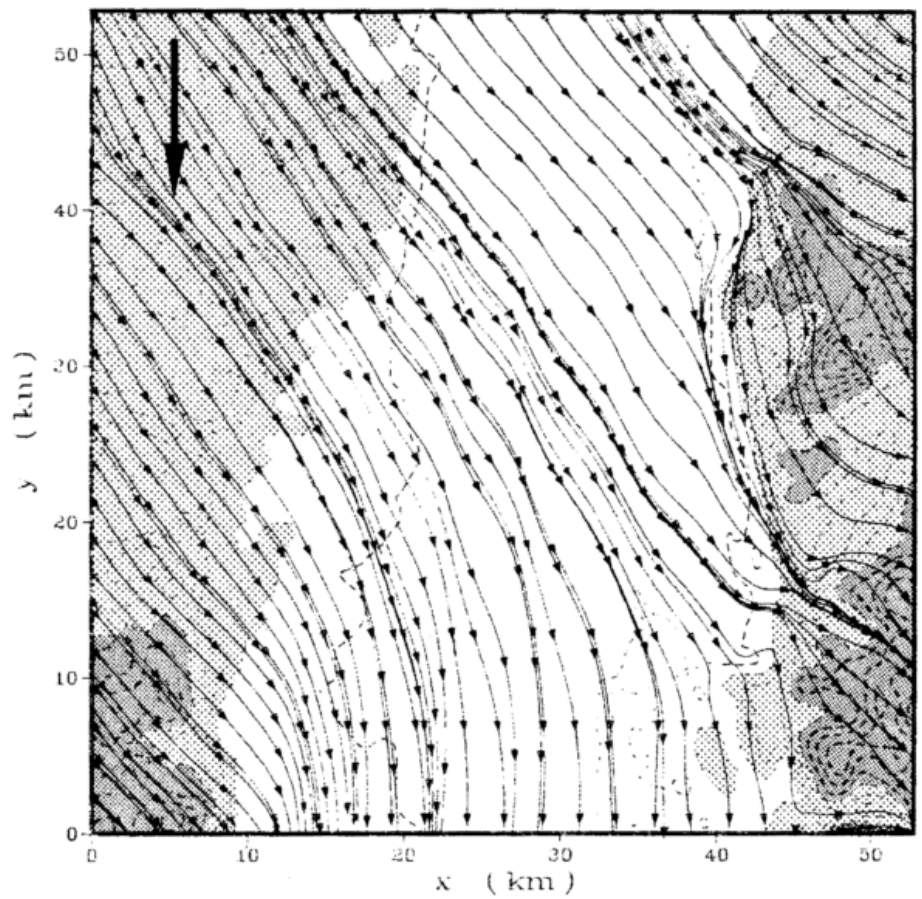


Abb. 8.14: Wie Abbildung 8.10, jedoch geostrophische Anströmung aus N



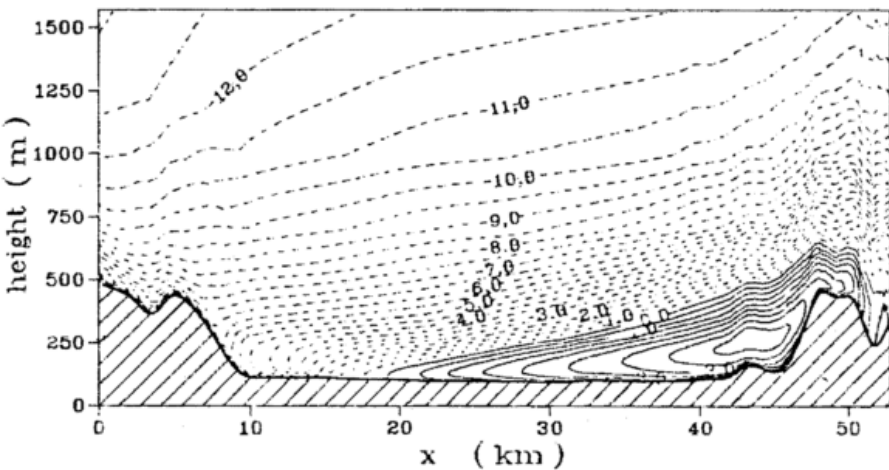
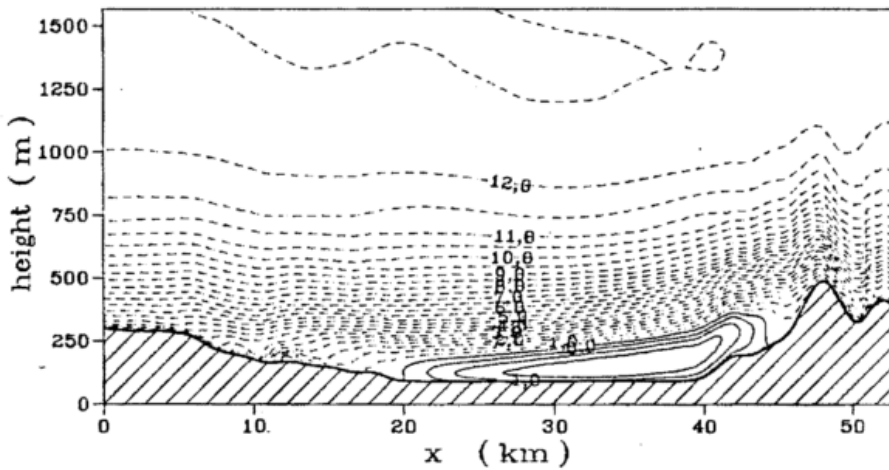
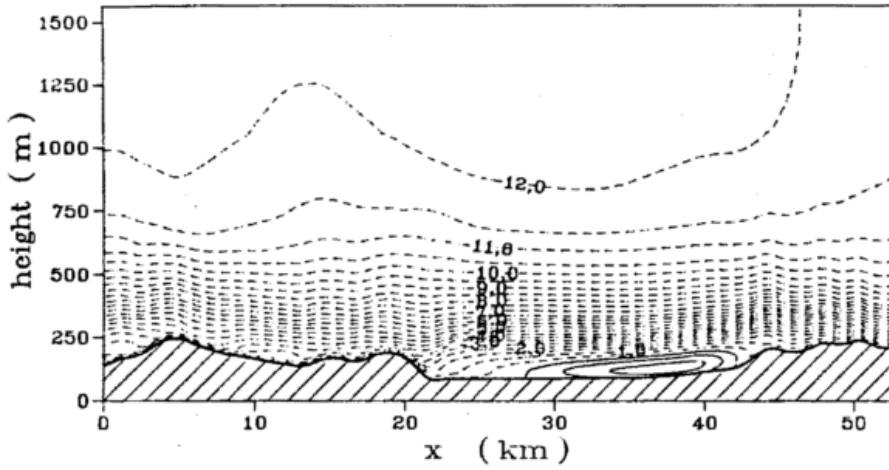


Abb. 8.15: Vertikalschnitte durch das Areal der Abbildung 9.8 mit Isotachen der talparallelen Windkomponente

in den Abbildungen gibt die topographischen Verhältnisse wieder, je stärker die Schraffur, umso höher die Berge. Der dicke Pfeil in der Ecke links oben gibt jeweils die Richtung des (im ganzen Felde einheitlichen) geostrophischen Windes an, für den eine Stärke von 13 m/s angenommen wurde.

Wir beginnen mit einer geostrophischen Anströmung aus West (Abbildung 8.10). Die Strömung außerhalb des Tales erfolgt aus WSW-SW, was eine Auswirkung des Ablenkungswinkels  $\alpha_0$  ist. Am Westrand des Tales deutet sich eine Konvergenzzone an, am Ostrand (zumindest in der

südlichen Hälfte) eine Divergenzzone. Die Strömung im Tal selbst ist aus Süd, man hat eine Kanalisierung. Es sind übrigens Verhältnisse, die in etwa denjenigen der Abbildung 8.3 (oben) entsprechen, also jener Messung am 17. 9. 79 15:000 aus der 1. Intensivmeßphase des MESOKLIP-Feldexperimentes.

Nunmehr werde der geostrophische Wind um  $22.5^\circ$  gedreht, sodaß er aus WNW kommt. Was in diesem Fall im Tal passiert, kann aus der Abbildung 8.11 ersehen werden. Im Tal selbst hat man auch bei diesem geostrophischen Wind noch eine südliche Strömung, die allerdings im

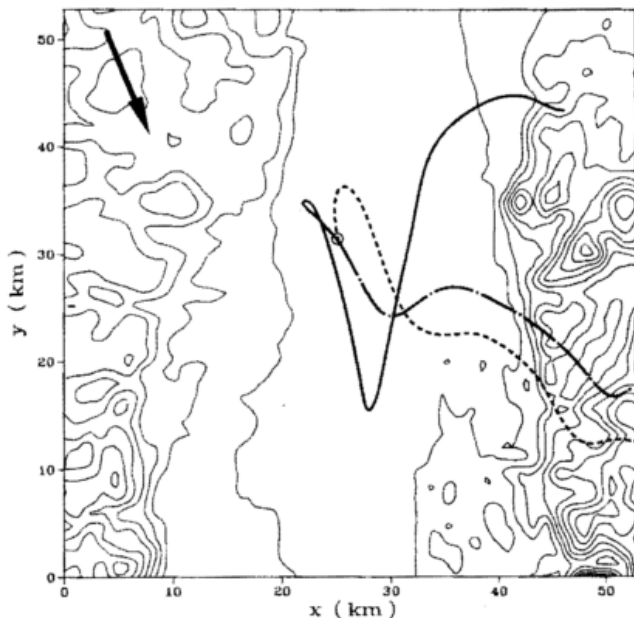


Abb. 8.16: Trajektorien für den Fall der geostrophischen Anströmung aus NNW (Abbildung 8.13), Starthöhen am Standort Biblis: 10 m (ausgezogene Kurve), 50 m (gestrichelt), 100 m (strichpunktiert)

nördlichen Teil des Talabschnittes etwas eingeeengt wird; hierzu muß man bedenken, daß im nördlichen Teil auch die Randgebirge zu verflachen beginnen und nicht mehr so hoch wie im südlichen Teil des Talabschnittes sind. Die Konvergenzzone an der westlichen Seite des Tales ist etwas zur Talmitte hin abgedrängt.

Dies ist noch ausgeprägter zu beobachten, wenn der geostrophische Wind nochmals um  $22,5^\circ$  gedreht wird und nunmehr aus NW kommt (Abbildung 8.12). Die Konvergenzzone reicht im nördlichen Talabschnitt bereits über das Tal hinweg bis zu den östlichen Randgebirgen, südlich davon existiert immer noch die Südströmung im Tal. Hier hat man es bereits mit einem Gegenstrom zu tun, denn die talparallele Komponente des Bodenwindes (in 40 m) ist entgegengesetzt zur talparallelen Komponente des geostrophischen Windes.

Das ist allerdings noch ausgeprägter, wenn nach einer weiteren Drehung um  $22,5^\circ$  der geostrophische Wind aus NNW kommt (Abb. 8.13). Außerhalb des Tales, vor allem auf der westlichen Seite, erfolgt die Bodenströmung aus NNW - NW, im Tal ist sie, zumindest im südlichen und mittleren Teil des Talabschnittes, nach wie vor aus S. Die Konvergenzzone hat sich schräg über das Tal gelegt und ist teilweise in einen Wirbel aufgelöst. Hier haben wir es mit einem ausgeprägten Fall von Gegenstrom zu tun.

Eine dramatische Veränderung erfährt die Strömung im Tal, wenn wir den geostrophischen Wind nochmals um  $22,5^\circ$  drehen und aus N kommen lassen. Sie ändert sich von einer Südströmung (bei geostrophischem NNW) zu einer nördlichen Strömung (bei geostrophischem N), wie dies die Abbildung 8.14 zeigt. Das heißt also, daß eine Richtungsänderung des geostrophischen Windes, also des großräumigen, topographisch ungestörten Windes, um nur  $20^\circ$  eine Richtungsänderung des Bodenwindes im Tal um ca.  $180^\circ$

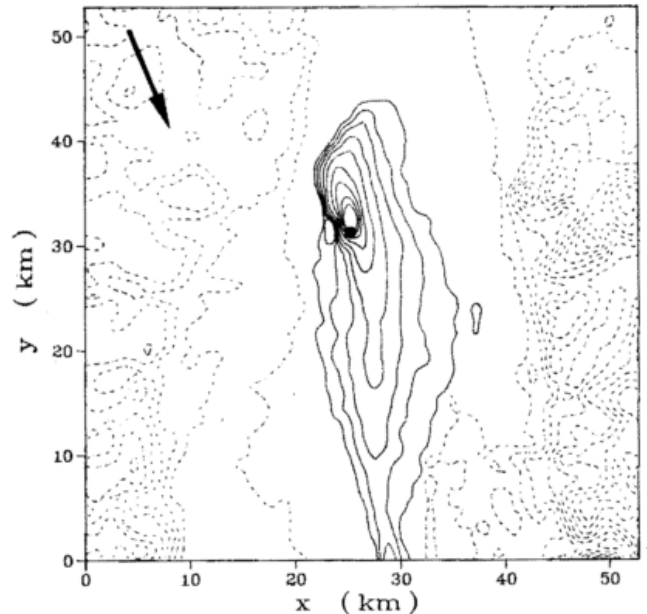


Abb. 8.17: Feld der Bodenkonzentration eines an der Station Biblis (dicker Punkt) in 100 m Höhe kontinuierlich freigesetzten luftfremden Stoffes

bedingt. Hier haben wir es mit einem Sachverhalt zu tun, der uns erkennen läßt, wie eine relativ geringfügige großräumige Klimaänderung (Drehung des häufigsten Windes um ca.  $20^\circ$  - natürlich bei entsprechender Orientierung des Tales) eine beträchtliche Änderung des regionalen der lokalen Klimas (Drehung des häufigsten Bodenwindes um ca.  $180^\circ$ ) bewirken kann.

Wir wollen nochmals zum Fall der geostrophischen NNW-Anströmung (Abbildung 8.13) mit ausgeprägtem Gegenstrom im Tal zurückkehren und wollen den Gegenstrom in Vertikalschnitten quer durch das Tal sichtbar machen. Die Abbildung 8.15 enthält drei solcher Vertikalschnitte, einen in der Nähe des nördlichen Randes (oben), einen in der Mitte des Talabschnittes, also etwa auf der Höhe von Biblis (Mitte), und einen in der Nähe des südlichen Randes (unten). Die Schnitte enthalten Isotachen der talparallelen Windkomponente, nördliche aus der Blattebene heraus und südliche in die Blattebene hinein. Letztere stellen den Gegenstrom dar, der in Intensität und Mächtigkeit von Süden nach Norden abnimmt. Das hängt sicher mit der Höhe der Randgebirge zusammen, die im nördlichen Teil des Talabschnittes deutlich geringer ist. So reicht im Falle der hier behandelten Topographie (s. Abbildung 8.8) bei einer geostrophischen NNW-Anströmung der Gegenstrom als eine Zunge nach Norden, allerdings nicht bis zum N-Rand.

## 6 Der Einfluß der Kanalisierung auf die Ausbreitungsverhältnisse

Selbstverständlich muß sich eine durch die Topographie abgelenkte Strömung auch in den mittleren Ausbreitungsverhältnissen auswirken. Das wird für den Fall am ausgeprägtesten sein, für den die topographische Beeinflussung der Strömung am stärksten ist, also z. B. beim Vorhandensein eines Gegenstromes.

Es soll deshalb wieder das nördliche Oberrheintal (Abbildung 8.8) betrachtet werden und zwar der Fall mit einer geostrophischen Anströmung aus NNW (s. Abbildung 8.13).

Wir betrachten uns in Abbildung 8.16 die Trajektorien von Partikeln, die am Standort Biblis (etwa in der Mitte des Areals) in verschiedenen Höhen freigesetzt worden sind. Bei einer Quellhöhe von 10 m ü. Gr. wird das Partikel (ausgezogene Kurve) zunächst mit dem Gegenstrom nach NW geführt, dreht dann aber um und bewegt sich südost-

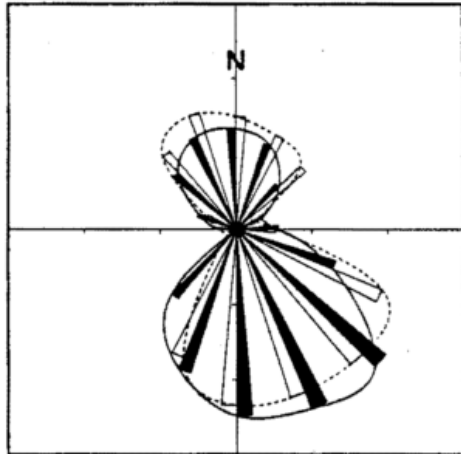


Abb. 8.18: Numerisch simulierte (schwarz) und beobachtete (weiß) Bodenwindrose (1969-1974) für Mannheim, nur Fälle mit stabiler Schichtung

wärts; dabei gerät es wieder in den Gegenstrom hinein, der im südlichen Teil des Areals höher hinaufreicht, ändert deshalb nochmals seine Richtung und wird nordwärts, später nordostwärts und dann ostwärts transportiert. So finden wir es schließlich in den nördlichen Ausläufern des Odenwaldes südlich Darmstadt, wo man es bei einer (geostrophischen) NNW-Anströmung von Biblis sicher nicht erwartet hätte.

Auch die in 50 m Höhe ü. Gr. gestartete Trajektorie (gestrichelte Linie) läßt noch, wenn auch schon schwächer, den Einfluß des Gegenstromes erkennen. Je höher jedoch der Startpunkt liegt (z. B. in 100 m ü. Gr., strichpunktierte Kurve), umso weniger kann sich der Gegenstrom bemerkbar machen und die Partikel werden in südöstlicher Richtung versetzt.

Man sollte sich für den Fall der geostrophischen NNW-Anströmung auch das Feld der Bodenkonzentration (Abbildung 8.17) eines am Standort Biblis in 100 m Höhe kontinuierlich freigesetzten luftfremden Stoffes ansehen. Die dickeren Isolinien in Abbildung 8.17 sind Linien gleicher Konzentration; je stärker die Schraffur ist, umso größer ist die Konzentration. Man erkennt, daß die höchsten Konzentrationen am Boden (von der großräumigen Anströmung aus gesehen) vor dem Fußpunkt der Quelle (dicker schwarzer Punkt) anzutreffen sind; hier macht sich der Gegenstrom bemerkbar. Solche Ausbreitungsverhältnisse können ganz sicher nicht mit einem Gauß'schen Plume-Modell beschrieben werden.

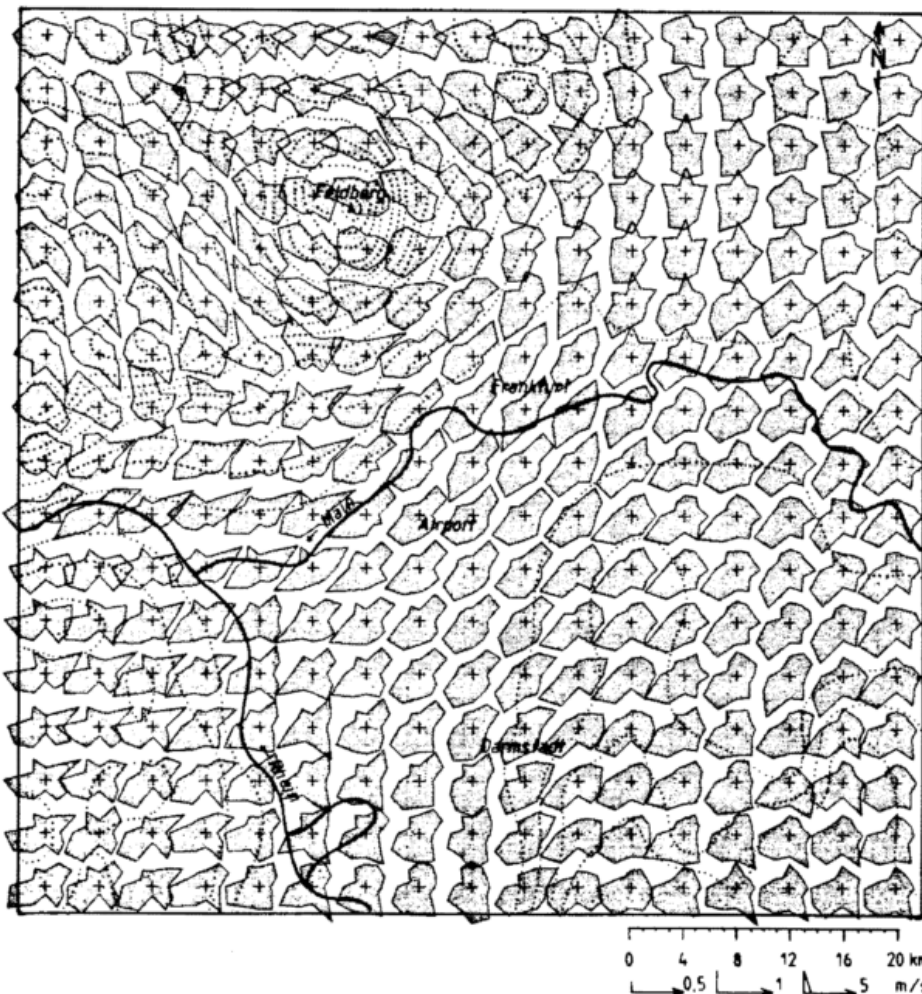


Abb. 8.19: Numerisch simulierte Bodenwindrosen im Rhein-Main-Gebiet (nach HEIMANN 1986)

## 7 Die künstliche Bodenwindrose

Wie wir gesehen haben, drückt sich die Kanalisierung besonders deutlich in der Bodenwindrose aus; selbstverständlich spielen bei deren Gestalt aber auch noch andere Effekte eine Rolle, wie z. B. das Um- oder Überströmen von Bergen oder größeren Hügeln oder auch regelmäßig auftretende thermisch induzierte, lokale Windsysteme.

Im Zusammenhang mit den früher genannten statistischen Untersuchungen des Bodenwindes von Mannheim haben WIPPERMANN und GROSS (1982) mit einem numerischen mesoskaligen Simulationsmodell eine künstliche Bodenwindrose für Mannheim konstruiert. Hierzu wird lediglich die Häufigkeitsverteilung der geostrophischen Anströmrichtungen (geostrophische Windrose) benötigt und natürlich die Topographie der Erdoberfläche am betrachteten Ort und in dessen Umgebung, beim hier vorliegenden Beispiel also diejenige des entsprechenden Abschnittes des Oberrheintales. Für jede mögliche geostrophische Anströmrichtung (in der praktischen Anwendung z. B. auf 16 Richtungen beschränkt) errechnet das Modell eine durch die Topographie gestörte Bodenwindrichtung, die dann mit der Häufigkeit der sie bedingenden geostrophischen Windrichtung versehen wird und zu den andern bereits berechneten Häufigkeiten der Bodenwindrichtung hinzugeschlagen wird. So ist wieder für die Zeit 1969 - 1974 und wieder nur für Fälle mit stabiler Schichtung die in Abbildung 8.18 wiedergegebene Bodenwindrose für Mannheim entstanden; es handelt sich hierbei um die erste künstliche Bodenwindrose. Sie wird auch gleich mit der beobachteten Bodenwindrose verglichen. (Dabei braucht es nicht zu stören, daß letztere nicht mit derjenigen in Abbildung 8.1 übereinstimmt. Das liegt nämlich daran, daß die Konstruktion der künstlichen Bodenwindrose mit einer 2D-Version des Mesoscale-Modelles vorgenommen wurde und dabei alle Fälle mit einer geostrophischen Anströmung um Nord und um Süd angenommen werden mußten; das ist bei Verwendung einer 3D-Version nicht erforderlich.)

HEIMANN (1986) hat das Verfahren aufgegriffen und mit der 3D-Version seines mesoskaligen Simulationsmodelles, also ohne die letztgenannten Einschränkungen, ein ganzes Rosenbeet für das Rhein-Main-Gebiet angelegt, welches die Abbildung 8.19 zeigt. Für jeden Gitterpunkt in einem Netz mit einer Maschenweite von 4000 m ist eine Windrose konstruiert worden, wobei für alle Punkte die gleiche geostrophische Windrose eingegeben worden ist. An jedem Punkt herrschen natürlich andere topographische Verhältnisse, die dann auch eine andere Bodenwindrose bedingen. Es ist sehr eindrucksvoll zu sehen, welche unterschiedlichen Bodenwindrosen in nächster Nachbarschaft durch eine unterschiedliche Topographie erzeugt werden.

Da beobachtete Windrosen nur sehr sporadisch vorliegen (in dem Ausschnitt der Abbildung 8.19 nur an 4 Stationen) dürfte mit der Konstruktion künstlicher Bodenwindrosen dem Meteorologen ein nützliches Material bei Klimaberatungen an die Hand gegeben werden können.

### Literatur

- FIEDLER, F. (1983): Einige Charakteristika der Strömung im Oberrheingraben. *Wiss. Ber. Meteorol. Inst. Univ. Karlsruhe* 4, S. 113-123.
- HEIMANN, D. (1986): Estimation of regional surface layer wind field characteristics using a three-layer mesoscale-model. *Beitr. Phys. Atm.* 59 (4), S. 518-537.
- WIPPERMANN, F.; GROSS, G. (1982): On the construction of orographically influenced wind roses for given distributions of the large-scale wind. *Beitr. Phys. Atm.* 54 (4), S. 492-501.
- WIPPERMANN, F. (1984): Air flow over and in broad valleys: Channeling and counter-current. *Beitr. Phys. Atm.* 57 (1), S. 92-104.

# 9 G. ADRIAN Um- und Überströmung von Bergen

## 1 Einleitung

Für eine physikalische Beschreibung des regionalen Klimas ist das Verständnis der mesoskaligen Transportprozesse notwendig. So wird die Lufttemperatur in Bodennähe durch die Advektion und vor allem durch die Divergenz des turbulenten Flusses fühlbarer Wärme bestimmt. Diese wird sowohl durch die Eigenschaften des Erdbodens, wie Bodenoberflächentemperatur und Rauigkeit, als auch durch die Schubspannungsgeschwindigkeit bestimmt, die an die Windgeschwindigkeit gekoppelt ist.

Zur Beschreibung des mesoskaligen Klimas ist also eine hinreichend genaue Erfassung des Windfeldes notwendig. Dabei zeigt es sich, daß das Windfeld maßgeblich durch die Geländestruktur beeinflusst wird. Dazu kann auf Beitrag 8 verwiesen werden, in dem die Kanalisierung der Luftströmung

in Tälern diskutiert wird. Hier soll der Einfluß von Bergen auf das Windfeld dargestellt werden. Dabei werden nur dynamische Prozesse diskutiert. Die in orographisch gegliedertem Gelände auftretenden Inhomogenitäten der Bodenoberflächentemperaturen und deren Einfluß auf thermische Windsysteme werden in Beitrag 7 beschrieben.

Der dynamische Effekt von Bergen wird in eine Umströmung und eine Überströmung aufgeteilt. Dies ist deshalb sinnvoll, da die Überströmung als zweidimensionales Problem betrachtet werden kann, die Umströmung aber eine dreidimensionale Behandlung erfordert. Auch soll die Diskussion auf Mittelgebirge beschränkt bleiben. Diese Einschränkung ermöglicht es, Einflüsse der Corioliskraft zu vernachlässigen. Die Anregung von Rossby-Wellen durch große Gebirge soll hier nicht behandelt werden. Eine genauere Übersicht über dieses Thema ist in (BARRY 1981) zu finden.

## 2 Der Niederschlag als Indikator für die Überströmung

Eine einfache Vorstellung über den Überströmungsprozeß besteht darin, daß in Luv des Berges die Luft gehoben werden muß, und daß sie in Lee wieder absinkt. Die erzwungene Hebung kann zu erhöhter Niederschlagsbildung führen. In Lee dagegen ist nach dieser Vorstellung eine geringere Niederschlagsintensität zu erwarten. Da kaum Messungen der Vertikalgeschwindigkeit im Bereich der Mittelgebirge vorliegen, kann die Niederschlagsmenge als Indikator für mittlere Vertikalbewegungen hilfreich sein. Außerdem ist das Meßnetz verhältnismäßig dicht, so daß mesoskalige Strukturen analysiert werden können.

Als Beispiel wurde ein 60 km langer Schnitt durch den Schwarzwald von West nach Ost, von Achern südlich von Baden-Baden im Rheintal bis nach Herrenberg südlich von Stuttgart, ausgewählt worden. An diesem Schnitt wurden die mittleren Jahresniederschläge der nächstgelegenen Stationen analysiert, die in der folgenden Tabelle aufgelistet sind.

Die Daten wurden aus (SCHIRMER und VENT-SCHMIDT 1979) entnommen. Die Abbildung 1 zeigt das so gewonnene Niederschlagsprofil. In der Abbildung 2 sind die Stationshöhen aufgetragen. Zunächst erkennt man die Abhängigkeit der Jahresniederschlagssumme von der Stationshöhe. Die höchstgelegene Station Hornisgrinde hat auch den höchsten Jahresniederschlag. Es zeichnet sich auch das Murgtal (Langenbrand) ab. Die Niederschlagsverteilung ist aber relativ zur Orographie deutlich asymmetrisch. Die im Rheintal gelegenen Stationen weisen einen deutlich höheren Jahresniederschlag auf als die östlich des Schwarzwaldkammes gelegenen Stationen. Dieses Phänomen wird deutlicher, wenn man versucht, die Niederschlagsmenge mit der Stationshöhe zu korrelieren, wie es in der Abbildung 3 versucht worden ist. Die Korrelation ist offensichtlich schlecht. Besser wird sie jedoch, wenn man die Stationen westlich

## Verzeichnis der ausgewählten Niederschlagsstationen

Station	Höhe über NN
Achern	145
Bühl	139
Bühlertal	195
Hornisgrinde	1402
Bühlerhöhe	760
Herrenwies	756
Baiersbronn	573
Langenbrand	220
Besenfeld	804
Kaltenbronn	858
Enzklösterle	600
Simmersfeld	720
Wildbad/Stadt	420
Nagold	403
Calw	350
Herrenberg	431
Weil	482
Böblingen	432

und östlich des Murgtales getrennt behandelt. Aus den Regressionen folgt dann, daß zum Beispiel in einer Höhe von 400 m die Jahresniederschlagssumme am Westhang des Schwarzwaldes um 500 mm höher ist, als sie in gleicher Höhe östlich des Schwarzwaldes zu erwarten ist.

Der Jahresgang der Niederschlagsdifferenz zwischen einer westlichen und einer östlichen Station gibt einen Hinweis auf die Ursache. Die Differenz zwischen den Stationen Achern (im Rheintal) und Weil (am Ostrand des Schwarzwaldes) hat im Mai ein absolutes Minimum. Dies und der weitere Verlauf entspricht dem Jahresgang der Häufigkeit des Großwettertyps West (HESS und BREOWSKY 1977). Dieses Verhalten des Niederschlags ist ein Hinweis auf die Gültigkeit der Hypothese, daß es am Westrand des Schwarzwaldes bei westlicher Anströmung zu einer erzwungenen

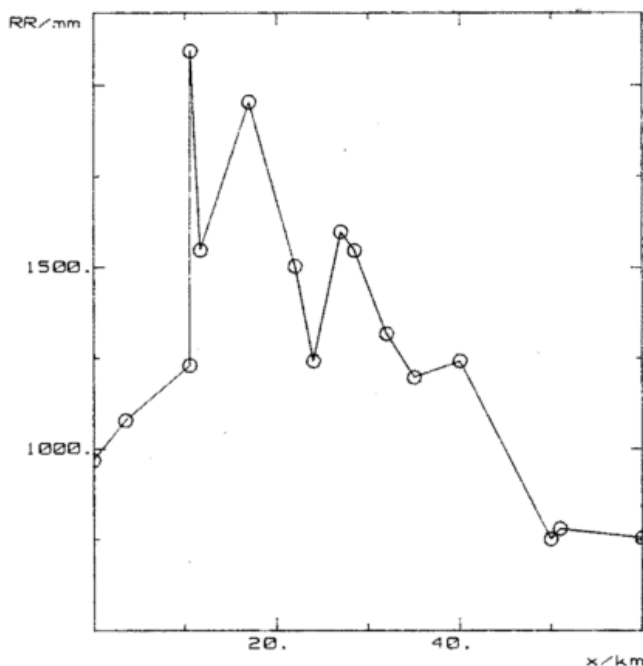


Abb. 1: Verteilung des Jahresniederschlags im Nordschwarzwald. Ein Schnitt von West nach Ost. Bezugspunkt ist die Station Achern.

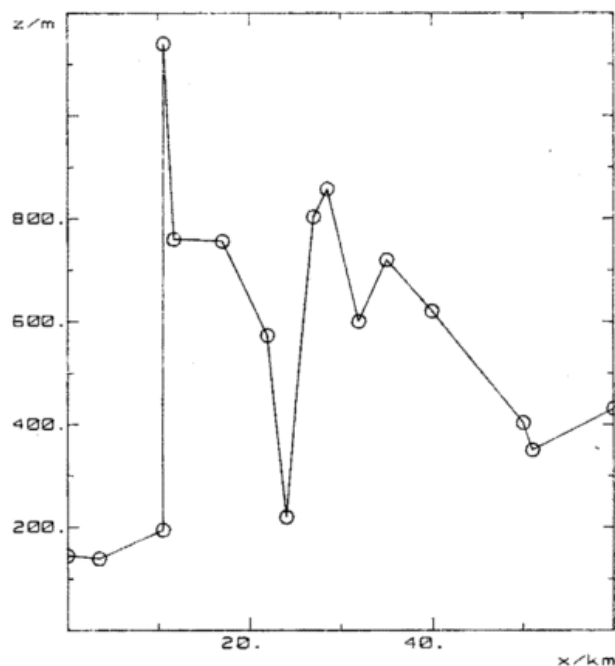


Abb. 2: Stationshöhen der Niederschlagsstationen, die in Abbildung 1 verwendet wurden.

Hebung kommt, also ein Gebirge, wie der Schwarzwald, das Strömungsfeld auch im Mittel erheblich beeinflusst.

Wenn man die gleiche Analyse der Niederschlagsdifferenz für die im Bereich des Kammes gelegene Station Herrenwies und zum Beispiel für Wildbad durchführt, tritt das Minimum im Mai nur sekundär auf. Hier liegt das Minimum im Dezember und im Januar und das Maximum im Juni. Der Jahrgang des Niederschlags wird im Gipfelbereich des Schwarzwaldes durch konvektive Prozesse überlagert, die durch die Hangwindssysteme getriggert werden.

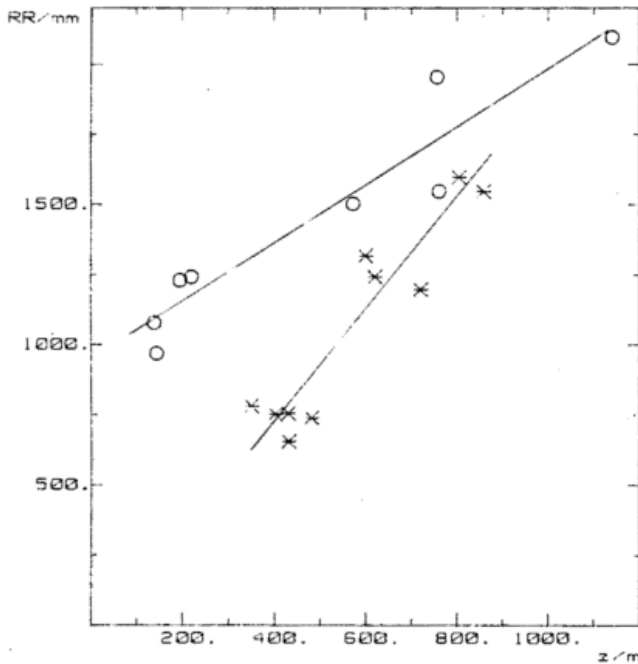


Abb. 3: Korrelation des Jahresniederschlags mit der Stationshöhe. Mit o sind die Stationen westlich des Murgtales gekennzeichnet, mit x die östlich gelegenen.

### 3 Dynamische Prozesse bei der Überströmung von Bergen

Außerhalb der planetarischen Grenzschicht ist die Atmosphäre stabil geschichtet. Wenn nun beim Überströmen eines Berges ein Luftpaket gehoben wird, zwingen es die Auftriebskräfte wieder zurück in die ursprüngliche Gleichgewichtslage, weil es sich relativ zu seiner Umgebung bei der erzwungenen Hebung adiabatisch abkühlt. Durch diese Beschleunigung kann das Luftpaket zu Schwingungen angeregt werden, die zu den Schwerewellen führen. Die Periode dieser Schwingung ist die Brunt-Vaisälä-Frequenz  $N$ ,

$$N^2 = \frac{g}{\Theta} \frac{\partial \Theta}{\partial z}$$

wenn  $\Theta$  die potentielle Temperatur und  $g$  die Schwerebeschleunigung ist. Die so entstehenden Schwerewellen können mit charakteristischen Wolkenformen verbunden sein und entsprechend beobachtet werden.

Die Schwerewellen sind ein typisches mesoskaliges Problem. Sie können auftreten, wenn Luftpakete in einer stabil geschichteten Atmosphäre aus ihrer Gleichgewichtslage vertikal beschleunigt werden. Die Beschleunigungen müssen nicht notwendig durch Überströmung von Bergen verursacht werden. Auch Strukturen in der Bodenrauigkeit oder Boden-

oberflächentemperatur können vertikale Beschleunigungen verursachen, die zu Wellen führen.

Die Erfahrung zeigt, daß nicht jedes Hindernis zu Wellen führen muß. Es können aber Kriterien angegeben werden, unter welchen Bedingungen sie auftreten. Diese Kriterien können aus Berechnungen der Überströmung von Bergen abgeleitet werden. Denn das Problem der Leewellen kann, wenn auch mit großem Aufwand, analytisch aus den linearisierten Eulergleichungen für bestimmte Bergformen gelöst werden. Solche Lösungen sind schon seit längerer Zeit bekannt (z. B. LYRA 1940, QUENEY 1948, SCORER 1949). In den Abbildungen 4a und 4b ist eine Lösung eines analytischen Zweischichtenmodells von ZIEREP (1956) dargestellt. Es zeichnet sich dadurch aus, daß die Atmosphäre in zwei Bereiche unterschiedlicher Stabilität eingeteilt werden kann, also zum Beispiel die Troposphäre und die Tropopausenregion. Später ist diese Lösung auf mehr Schichten erweitert worden (z. B. MAYER 1976).

Die in Abbildung 4a und 4b dargestellte Lösung entspricht einer Temperaturabnahme mit der Höhe von  $0.6 \text{ K}/100 \text{ m}$  und mit einer isothermen Schicht oberhalb einer Höhe von  $8 \text{ km}$ . Die mittlere Windgeschwindigkeit war mit  $8 \text{ m/s}$  gewählt worden. Die Halbwertbreite des Berges, der die Form des Hexenberges hat, beträgt  $11 \text{ km}$  und die Höhe  $1050 \text{ m}$ . Dieser Berg entspricht in den Abmessungen den Vogesen (MAYER 1976), die hier als typisches Mittelgebirge betrachtet werden. Diese Lösung zeigt in Bodennähe die Hebung im Luv (in den Abbildungen links) und das Absinken im Lee des Berges. Die Zone des Absinkens verschiebt sich aber nach Luv mit zunehmender Höhe. Darüber wechselt das Vorzeichen der Vertikalbewegung. Es bilden sich Zellen mit abwechselnd Aufwind und Abwind, oder in horizontaler Richtung mit beschleunigter oder verzögerter Horizontalgeschwindigkeit. Aus der Drängung der Stromlinien erkennt man weiter, daß in Bodennähe die höchsten Windgeschwindigkeiten im Lee des Gipfels auftreten und nicht auf dem Gipfel selber. Dabei muß aber beachtet werden, daß diese analytischen Modelle keine Beschreibung der Grenzschicht zulassen, was die Gültigkeit dieser Modelle im bodennahen Bereich einschränkt.

Es sind verschiedene Typen von Lösungen dieses Problems möglich. Die Form der Lösung wird durch den sogenannten Scorer-Parameter bestimmt. Er lautet (ZIEREP 1956):

$$F^2 = \frac{N^2}{U^2} + \frac{s}{u} \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{1}{4} s^2 + \frac{1}{2} \frac{\partial s}{\partial z} - \frac{1}{\mu} \frac{\partial^2 \mu}{\partial z^2}$$

$$\text{mit } s = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}$$

$u(z)$  ist das Profil der Strömung vor dem Hindernis,  $\rho(z)$  das Dichteprofil. Der Scorer-Parameter hängt also von der Schichtung und von der Windgeschwindigkeit und der Windscherung ab. Nach QUENEY (1948) gibt es mehrere Arten von Lösungen, deren Auswahl der Scorer-Parameter bestimmt. Die erste Lösung tritt auf, wenn die Breite des Hindernisses viel kleiner als  $1/F$  (typisch  $1 \text{ km}$ ) ist. Dann wird das Hindernis ohne Wellenbildung überströmt. Von kleinen Hindernissen werden also keine Wellen erzeugt. Wenn das Hindernis eine charakteristische Breite in der Größenordnung von  $1/F$  hat, bilden sich horizontal ausbreitende Wellen, die erst im größeren Abstand vom Hindernis gedämpft werden.

Wenn die charakteristische Breite noch größer ist, treten die Wellen vertikal über dem Berg auf, wie sie in den Abbildungen 4a und 4b dargestellt sind. Wenn die Hindernisse deutlich größer als 10 km sind, bekommt die Corioliskraft einen Einfluß auf die Wellen. Es entstehen dann Trägheitsschwerewellen, die sich wieder horizontal ausbreiten. Bei Hindernissen breiter als  $u/f$  ( $f$  ist der Coriolisparameter) werden Rossby-Wellen angeregt.

Da bei den hier dargestellten Lösungen Isentropie vorausgesetzt wird, können die in Abbildung 4 dargestellten Stromlinien auch als Isothermen der potentiellen Temperatur interpretiert werden. Dann erkennt man aus Abbildung 4a, daß die Schwerewellen zu einer lokalen Änderung der thermischen Schichtung führen. Es gibt Bereiche, in denen die Schichtung stark labilisiert wird. Dies kann dann bei entsprechenden Wellenamplituden zum Brechen der Wellen führen. Die Folge davon ist eine starke Erhöhung der Turbulenzintensität. Auch können die Wellen im Lee zu Rotoren ausarten. Diese Prozesse oder auch die Wolkenbildung durch die Wellen (z. B. DORWARTH 1983) können nur noch mit aufwendigen numerischen Modellen beschrieben werden. Die analytischen Lösungen dienen aber bei der Entwicklung dieser numerischen Modelle als Vergleich für Testzwecke.

Die mit den Wellen verbundenen Phänomene der Erhöhung der Turbulenzintensität und die hohen Windgeschwindigkeiten in Lee des Hindernisses werden von LILLY (1978) in einer Analyse des Sturmes vom 10./11. Januar 1972 in Colorado beschrieben. Insbesondere berichtet er über Beobachtungen von Windgeschwindigkeiten von mehr als 50 m/s im Lee der Rocky Mountains. Ein Forschungsflugzeug war vertikalen Beschleunigungen von mehr als der zweifachen Schwerbeschleunigung ausgesetzt. Es führte Vertikalbewegungen bis

zu 30 m/s aus. Ein zur gleichen Zeit fliegendes Transportflugzeug vom Typ Boeing 707 erfuhr gleiche Beschleunigungen bei einem damit verbundenen unkontrollierten Absinken von über 1000 m. LILLY's Darstellung demonstriert, daß mit Schwerwellen extreme Horizontal- und Vertikalgeschwindigkeiten verbunden sein können.

Schwerewellen sind ein wirkungsvoller Transportprozeß zwischen dem unteren und oberen Teil der Troposphäre und Stratosphäre. Sie bewirken deshalb, daß schon kleine Berge einen Einfluß auf mindestens die gesamte Troposphäre haben.

#### 4 Umströmung von Bergen

Im Gegensatz zum Problem der Überströmung kann die Umströmung nicht mehr als zweidimensionales Problem behandelt werden. Auch gibt es keine so vollständigen analytischen Lösungen, mit deren Hilfe Parameter festgelegt werden können, die das Strömungsverhalten klassifizieren. Als Hilfsmittel für die Untersuchung von Umströmungsphänomenen stehen nur Messungen, Beobachtungen von Wolken vom Satelliten aus oder aufwendige numerische Simulationen zur Verfügung.

Ein vom Satellit aus beobachtbares Phänomen sind die von Karmanschen Wirbelstraßen in Lee von Inseln. ZIMMERMANN (1969) hat solche Wirbel in Lee von Madeira, Gran Canaria und Fuerteventura analysiert. Er hat eine gute Übereinstimmung zwischen den in der Atmosphäre beobachteten charakteristischen Längen und den in Strömungskanälen meßbaren Größen gefunden. ZIMMERMANN gibt als typische Tangentialgeschwindigkeiten der Wirbel Werte zwischen 4 m/s und 11 m/s an. Die analysierten Wirbel hatten Durchmesser von 11 km und einen Abstand von ca. 100 km.

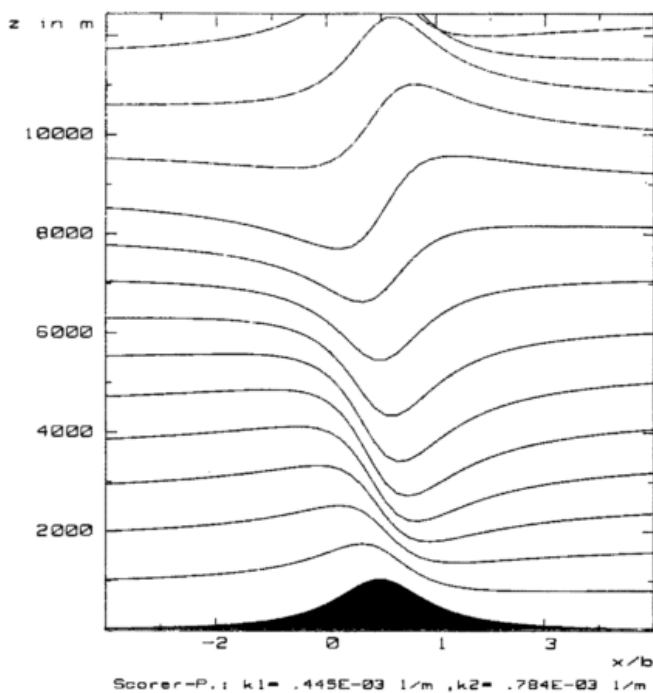


Abb. 4a: Strömung über einen Berggrücken mit einer Halbwertsbreite von 11 km und einer Höhe von 1050 m, dargestellt durch Stromlinien. Die gestrichelten Stromlinien liegen oberhalb der Tropopause. Die Anströmung erfolgt von links.

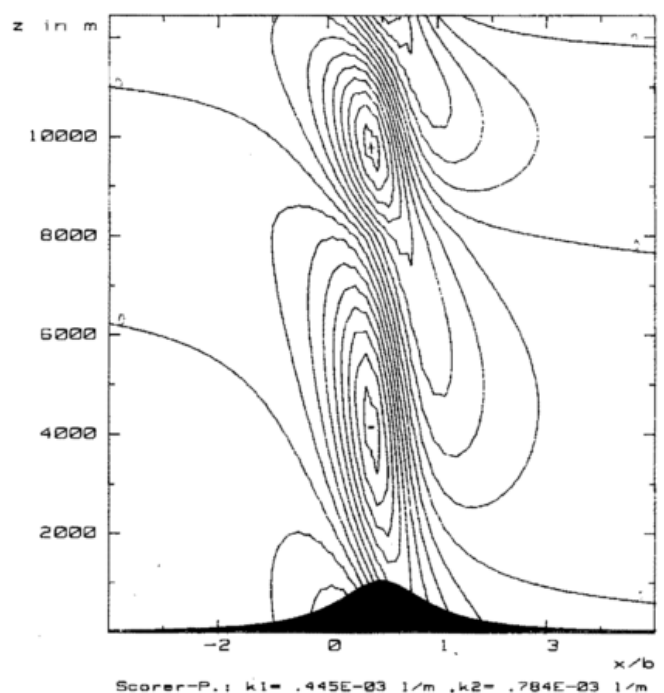


Abb. 4b: Das Vertikalwindfeld zu Abbildung 4a. Dargestellt ist das Verhältnis  $w/u$ . Die Extremwerte sind 0.008 und -0.008. Der Abstand der Linien beträgt 0.001.

Die Ursache dieser Wirbel sind Ablösungen des Stromfeldes durch das Hindernis. In Lee treten dadurch Windscherungen auf, die unter bestimmten Bedingungen zu Instabilitäten führen, durch die diese Wirbel verursacht werden.

Im Mittelgebirgsraum treten ähnliche Phänomene auf. Durch die komplizierten orographischen Strukturen bewegen sich solche Wirbel nicht oder dissipieren schnell. Ein Beispiel eines solchen Ablösewirbels in Lee des Schwarzwaldes bei südöstlicher Anströmung wird im Beitrag II diskutiert. Dieser Wirbel tritt so häufig auf, daß er die mittleren Windrichtungsverteilungen beeinflusst. Außerdem ist er mit anderen Phänomenen wie dem Möhlin-Jet verbunden. In dem zitierten Beitrag wird gezeigt, daß man solche Phänomene mit dreidimensionalen mesoskaligen Modellen simulieren kann. Sowohl diese Simulationen als auch die Wolkenformen bei den von Karman-Wirbelstraßen weisen darauf hin, daß diese Umströmungsphänomene mit vertikalen Umlagerungen verbunden sind, die Folgen für den vertikalen Austausch von Luftbeimengungen haben.

Zusätzlich zu den Ablösephänomenen können alle mit Wellen verbundenen Phänomene auftreten, die im dritten Abschnitt diskutiert werden. Denn die Umströmung und die Überströmung treten natürlich nie isoliert auf. SOMIESKI (1981) zum Beispiel simulierte mit einem linearisierten dreidimensionalen Modell die Umströmung des Bayerischen Waldes, der eine typische Längenskala von 100 km hat. Entsprechend den Aussagen im dritten Abschnitt führt die Umströmung und Überströmung zu Trägheitsschwerewellen, die auch im gemessenen Druckfeld nachweisbar sind. Diese Transversalwellen schwingen sowohl in horizontaler als auch in vertikaler Richtung.

## 5 Zusammenfassung

Die Um- und Überströmungen von Bergen sind mit Ablösungen der Strömung und Wellen verbunden. Beide Klassen von Phänomenen beeinflussen das großräumige Windfeld. Sie führen zu effektiven vertikalen Transporten, die bei der Ausbreitung von Luftbeimengungen und auch für den Impulshaushalt der Atmosphäre eine große Rolle spielen. Leider sind die vorhandenen Meßnetze nicht hinreichend dicht, damit diese Phänomene durch Messungen ausreichend erfaßt werden können. Man wird also auf

Modelle angewiesen sein, um sie zu beschreiben. In einzelnen Fällen sind sie jedoch mit extremen Wettererscheinungen verbunden, die verdeutlichen, daß ihnen Beachtung geschenkt werden muß. Außerdem wird das regionale Windklima wesentlich durch diese Prozesse bestimmt.

## Literatur

- BARRY, R. G. (1981): *Mountain Weather and Climate*. London, New York: Methuen.
- DORWARTH, G. (1983): Die numerische Simulation der Wechselwirkung von Wolkenbildung und Leewellen. *Meteorol. Rdsch.* 36, S. 162-165.
- HESS, P.; BEZOWSKY, H. (1977): *Katalog der Großwetterlagen Europas*. 3., verbesserte und ergänzte Auflage. Ber. d. Deutschen Wetterdienstes Nr. 113.
- LILLY, D. K. (1978): A Severe Downslope Windstorm and Aircraft Turbulence Event Induced by a Mountain Wave. *J. Atmosph. Sci.* 35, S. 59-77.
- LYRA, G. (1940): Über den Einfluß von Bodenhindernissen auf die Strömung einer stabil geschichteten Atmosphäre. *Beitr. Phys. fr. Atmosph.* 26, S. 197-206.
- MAYER, I. (1976): Leewellen hinter Gebirgen, Modelle und Berechnungen. Teil I. *Meteorol. Rdsch.* 29, S. 97-109.
- QUENEY, P. (1948): The Problem of Air Flow Over Mountains: A Summary of Theoretical Studies. *Bull. Amer. Met. Soc.* 29, S. 16-26.
- SCORER, J. S. (1949): Theory of waves in the lee of mountains. *Q. J. R. Met. Soc.* 74, S. 41-56.
- SCHIRMER, H.; VENT-SCHMIDT, V. (1979): *Das Klima der Bundesrepublik Deutschland*. Lieferung 1: Mittlere Niederschlagshöhen für Monate und Jahr, Zeitraum: 1931-1960. Offenbach: Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes.
- SOMIESKI, F. (1981): Linear Theory of Three-Dimensional Flow over Mesoscale Mountains. *Beitr. Phys. Atmosph.* 54, S. 315-334.
- ZIEREP, J. (1956): Das Verhalten der Leewellen in der Stratosphäre. *Beitr. Phys. fr. Atmosph.* 29, S. 10-20.
- ZIMMERMANN, L. I. (1969): Atmospheric wake phenomena near the Canary Islands. *J. appl. Met.* 8, S. 896-907.

# 10 F. WIPPERMANN Die Feldexperimente im Klimaschwerpunkt der Deutschen Forschungsgemeinschaft

## 1 Der Klimaschwerpunkt der DFG und seine Teilbereiche

Die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) hat in dem 8jährigen Zeitraum 1978 bis 1985 die Klimaforschung in der Bundesrepublik mit dem Schwerpunktprogramm *Physikalische Grundlagen des Klimas und Klimamodelle* (gen. Klimaschwerpunkt) gefördert. Mitarbeiter der Meteorologischen Institute der nachstehend genannten Universitäten erhielten im Rahmen des Schwerpunktes Sachbeihilfen: Berlin, Bonn, Braunschweig, Darmstadt, Frankfurt a.M., Freiburg, Ham-

burg, Hannover, Karlsruhe, Kiel, Köln, Mainz und München, außerdem Mitarbeiter der Klimaabteilung des Zentralamtes des DWD in Offenbach a. M., des Seewetteramtes des DWD in Hamburg und des Fraunhofer-Institutes in Garmisch-Partenkirchen. Ohne eine DFG-Sachbeihilfe waren außerdem noch Mitarbeiter des Max-Planck-Instituts für Meteorologie in Hamburg beteiligt. Insgesamt wurden von der DFG 177 Sachbeihilfen im Wert von ca. 9,6 Mio. DM vergeben. Gesamtkoordinator war F. WIPPERMANN.

Das Schwerpunktprogramm war in zwei Teilbereiche aufgeteilt: *Globales Klima* (Koordinator: J. EGGER) und *Mesoskaliges Klima* (Koordinator: F. FIEDLER). Im Zusammenhang mit dem Thema dieses Heftes ist nur der zweite Teilbereich von Interesse. In ihn floß der wesentliche Anteil der Mittel, weil Kosten für Feldexperimente anfielen, über die im folgenden berichtet werden sollen.

## 2 Die vier Feldexperimente und ihre wissenschaftliche Zielsetzung

Im Teilbereich „Mesoskaliges Klima“ wurden vier Feldexperimente durchgeführt:

- 1979 MESOKLIP (Mesoskaliges Klimaprojekt Oberrhein)
- 1980 DISKUS (Dischmatal Klima-Untersuchungen)
- 1981 PUKK (Projekt zur Untersuchung des Küstenklimas)
- 1982 MERKUR (Mesoskaliges Experiment im Raum Kufstein-Rosenheim)

Bei jedem dieser Feldexperimente war ein anderer Scale Gegenstand der Untersuchung:

- ca. 15 km für DISKUS, die ungefähre Länge eines kleinen Alpenteales, des Dischmataltes,
- ca. 40 km für MESOKLIP, der Breite des Oberrheintales entsprechend,
- ca. 100 km für MERKUR, der Länge des Inntales von Innsbruck bis Rosenheim entsprechend (Großes Alpental),

ca. 180 km für PUKK, ungefähre Länge der Meßstrecke von der Nordseeküste bis zu der am weitesten landeinwärts liegenden Meßstation.

Die wissenschaftlichen Zielsetzungen der Feldexperimente:  
MESOKLIP

1. Erfassung des dynamischen Einflusses der Orographie eines sehr breiten Tales auf die bodennahe Strömung (insbesondere Kanalisierung),
2. Bestimmung thermischer Effekte aufgrund orographisch bedingter Wärmeaufnahme (Thermische Windsysteme bei windschwachen Lagen),
3. Erstellung geeigneter Datensätze zur Verifizierung mesoskaliger numerischer Modelle.

DISKUS

1. Erfassung des sommerlichen thermischen Windsystems in einem kleinen, einfach strukturierten Alpental (Hangwindsystem, Berg- und Talwindsystem, Querwinde),
2. Aufdeckung der Verknüpfung thermischer und dynamischer Effekte (Energieumsätze am Boden, Temperatur- und Windfeld).

PUKK

1. Studium der Veränderungen der internen Grenzschicht beim Übergang von offener See zum Watt und vom Watt zum Land,
2. Erfassung thermisch induzierter Sekundärzirkulationen im Küstenbereich,
3. Struktur der organisierten Konvektion beim Übergang von See auf Land,

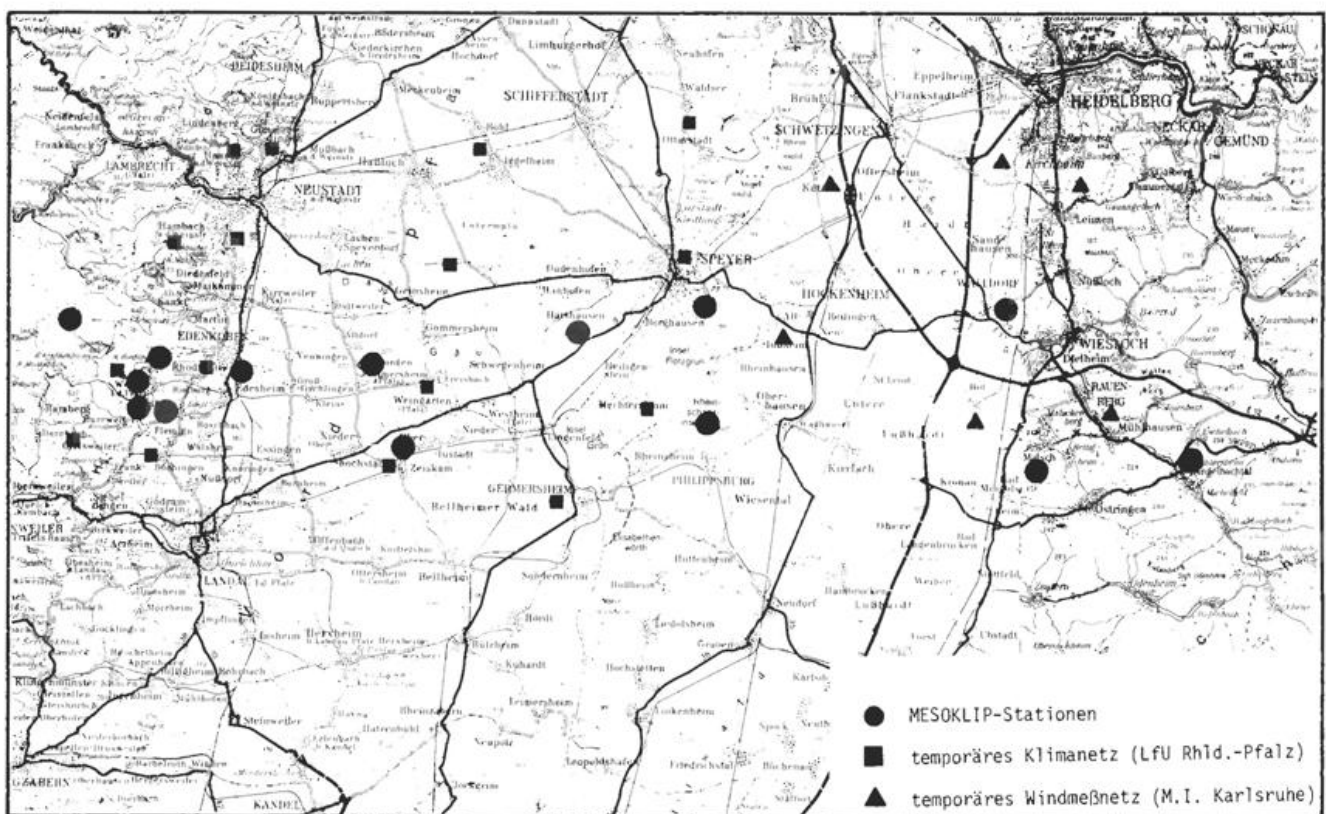


Abb. 10.1: Anordnung der Meßstellen während des MESOKLIP-Experimentes

- Grenzschichtuntersuchung über Land (Grenzschicht-Strahlstrom, Höhenvariabilität konvektiver Flüsse).

#### MERKUR

- Grenzschichtuntersuchungen in einem großen Alpental nahe dem Talausgang und über dem anschließenden Vorland bei voll entwickelten thermischen Windsystemen (Hangwinde, Berg- und Talwinde),
- Erfassung der advektiven Prozesse längs des Tales und über dem Vorland sowie der mesoskaligen Vertikalbewegungen.

Seit der Durchführung der Feldexperimente sind zahlreiche Auswertungen der gewonnenen Meßdaten vorgenommen und veröffentlicht worden. Eine Liste dieser Publikationen findet man im Abschlußbericht, der von der DFG veröffentlicht wird.

### 3 Das MESOSKLIP-Experiment

Bei MESOKLIP wurde im wesentlichen ein Vertikalschnitt durch das Oberrheintal vermessen, der etwa auf der Höhe von Speyer lag (der sog. MESOKLIP-Schnitt). 12 aerologische Meßstationen (dicke Punkte in der Abb. 10.1), an denen Aufstiege mit Kleinsonden oder Pilotballonmessungen durchgeführt wurden, waren mit einem mittleren Abstand von 7.5 km quer durch das Tal und über die Randgebirge verteilt. Im Westen begann die Meßkette beim Schänzelturm (westl. v. Edenkoben) in der Pfalz und reichte bis zum Angelbachtal im Kraichgau auf der anderen Seite des Rheines.

Diese Aufstiegsstellen bildeten sozusagen das Rückgrat des Experiments. Die Vertikalsondierungen wurden verdichtet durch 4 instrumentierte Motorsegler, die Traversen entlang des MESOKLIP-Schnittes quer über den Oberrheingraben in verschiedenen Höhen flogen und dabei mit hoher Auflösung Temperatur, Feuchte sowie den Horizontalwind gemessen haben. Mit dem Forschungsflugzeug der DFVLR (Falcon Jet) wurden an einem Teil der Tage gleichzeitig mit den Motorseglern Flüge zur Turbulenzmessung durchgeführt. Mit einem Jet der Bundeswehr wurden Befliegungen des gesamten benachbarten Arealis zur Messung der Bodenoberflächentemperatur unternommen. An einer Reihe von MESOKLIP-Meßstellen erfolgten außerdem Messungen zur Erfassung der Strahlungs- und Energiebilanz.

Ergänzt wurden alle diese Messungen schließlich noch durch ein temporäres Meßnetz (Vierecke und Dreiecke in Abb. 10.1, den MESOKLIP-Schnitt in etwa 20 km Breite überdeckend), mit dem das bodennahe Windfeld zusätzlich über einen einjährigen Zeitraum erfaßt wurde. Das Feldmeßprogramm dauerte vom 17.9. - 29.9.1979. In diesen zwei Wochen wurden 7 Intensivmeßphasen, meist 24stg., einige waren etwas kürzer, durchgeführt, bei denen die Radiosondenaufstiegsfrequenz in 2 Fällen 3 Stunden (Westlage mit höherer Windgeschwindigkeit und nur geringen thermodynamischen Einflüssen), in den übrigen 5 Fällen 1 Stunde (Hochdruckwetter mit niedrigen Windgeschwindigkeiten, Strahlungstage und -nächte) betrug.

An dem Experiment haben sich 19 Forschergruppen bzw. Institutionen beteiligt, insgesamt wirkten mehr als 220 Per-

sonen mit. Der Koordinator für das MESOKLIP-Experiment war F. FIEDLER. Die Meßanordnung ist bei FIEDLER und PRENOSIL (1980) beschrieben. Die ausgewerteten Meßergebnisse sind in einem Datenheft veröffentlicht worden (VOGEL, ADRIAN, FIEDLER 1987).

Alle in diesem Experiment erhobenen Meßdaten befinden sich außerdem in der MESOKLIP-Datenbank bei der Klimabteilung des DWD in Offenbach a.M.

### 4 Das DISKUS-Experiment

Das Dischmatal erstreckt sich von Davos aus (Taleingang) in SSE-Richtung. Es ist etwa 15 km lang und 4 km breit. Der Talboden steigt von 1500 m auf 2000 m NN an, die Kammüberhöhung beträgt nahezu konstant 1000 m. Der Talquerschnitt ist V-förmig, das Tal hat keine wesentlichen Seitentäler.

Die Abbildung 10.2 zeigte die Lage der Meßstationen im Tal sowie die Flugroute, die von 3 instrumentierten Motorseglern in 3 Höhen regelmäßig befliegen wurde. An den 10 Klimastationen (T, f, z.T.: u, v) und den 3 Energiebilanzstationen wurden kontinuierlich Messungen in Bodennähe ausgeführt. Während der beiden Intensivmeßphasen fanden zusätzlich Sondierungen in der Talatmosphäre durch Pilotballonaufstiege an 4 Stellen, aber auch durch Radiosondenaufstiege und Fesselsondierungen, statt, ebenso durch die bereits erwähnten Motorsegler (bei Tageslicht).

Das DISKUS-Experiment dauerte vom 6.8.1980 00:00 MEZ bis zum 15.8.1980 24:00 MEZ. In diesem Zeitraum fanden 2 Intensivmeßphasen statt: 6.8.80 04:00 MEZ - 7.8.80 10:00 MEZ und vom 11.8.80 4:00 MEZ - 12.8.80 5:00 MEZ. In beiden Intensivmeßphasen herrschte sonniges, aber nicht völlig ungestörtes Sommerwetter, so daß mit einer guten Ausbildung thermischer Windsysteme gerechnet werden

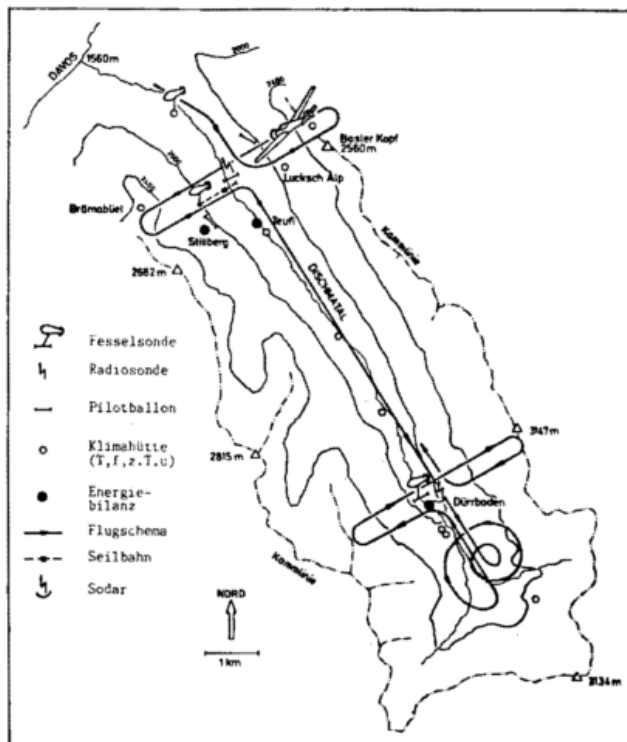


Abb. 10.2: Meßstellen und Flugrouten für das DISKUS-Experiment

konnte. Während der Intensivmeßphasen wurden die Radiosondenaufstiege in zweistündigem Abstand, die Pilotballonaufstiege stündlich und die Fesselsondierungen im Abstand von 1-3 Stunden durchgeführt. Am DISKUS-Experiment waren insgesamt 9 Institutionen (vornehmlich aus Süddeutschland), darunter auch 3 aus der Schweiz, beteiligt. Die Koordination des Feldexperimentes lag in den Händen von C. FREYTAG und B. HENNEMUTH.

FREYTAG und HENNEMUTH (1981 und 1982) haben die Meßanordnung beschrieben und die gemessenen Daten zusammengestellt. Alle Daten sind in einer Datenbank beim Meteorologischen Institut der Universität München gespeichert und können von dort bezogen werden, inzwischen auch bereits zu zweidimensionalen Feldern aufbereitet.

## 5 Das PUKK-Experiment

Entlang einer von NW nach SE verlaufenden Meßlinie (s. gestrichelte Linie in Abb. 10.3) sollte bei NW-lichen Winden die Änderung der internen Grenzschicht untersucht werden, wenn die Luftströmung vom Meer zum Land übertritt; die Aufstiegsstellen für Kleinsonden sind daher zur Küste hin gedrängt. Unmittelbar an der Küste waren auf dieser Linie im Abstand von jeweils 50 m vier 20 m hohe Masten aufgestellt; bei jedem wurden Messungen in 6 Niveaus vorgenommen.

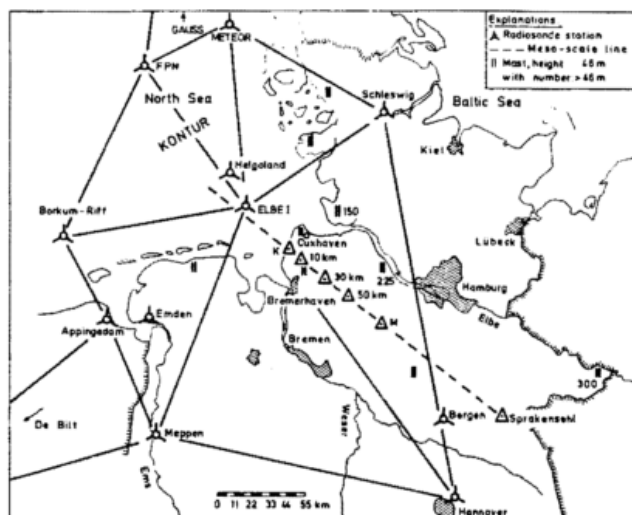


Abb. 10.3: Anordnung der Meßstellen während des PUKK-Experimentes

Die mesoskalige PUKK-Meßlinie ist eingebettet in ein größerskaliges relativ dichtes Radiosondennetz, das nicht zuletzt auch deshalb so dicht war, weil zeitlich überlappend nördlich der PUKK-Meßlinie das Experiment KONTUR ablief, welches der Sonderforschungsbereich Meeresforschung in Hamburg durchführte.

Die meteorologischen Bedingungen während des PUKK-Experimentes waren insofern ungünstig, als der Wind nur an zwei halben Tagen von insgesamt 15 ganzen Tagen aus der gewünschten NW-lichen Richtung kam (nur mit 2 m/s - 4 m/s); an allen anderen Terminen schwankte er zwischen SE und SW, wehte also mehr oder weniger senkrecht zur PUKK-Meßlinie. Ausgerechnet an diesen beiden Halbtagen war aus technischen Gründen eine Intensivmeßphase nur an der Küstenstation (K in Abb. 10.3) möglich.

Das PUKK-Experiment dauerte vom 25.9.81 12:00 - 9.10.81 10:00 Uhr. Es wurde 24 Stunden früher als geplant abgebrochen. In diesem Zeitraum fanden 3 Intensivmeßphasen unterschiedlicher Dauer statt, bei denen aber zumindest ein ganzer Tag erfaßt wurde. So konnten wenigstens für den Punkt 4 der Forschungsziele noch Ergebnisse durch die Vermessung von mehrfach aufgetretenen Grenzschichtstrahlströmen oder durch die Vermessung der Höhenvariabilität konvektiver Flüsse an der Station M (in 80 km Abstand von der Küste) erhalten werden.

An der Durchführung des PUKK-Experimentes waren 10 verschiedene Institutionen beteiligt, darunter zwei aus den Niederlanden. Koordinatoren des PUKK-Experimentes waren H. KRAUS und G. TETZLAFF.

Eine Beschreibung der Meßanordnung wurde von KRAUS (1982) gegeben. Die Meßdaten wurden von LAUDE, HAGEMANN und TETZLAFF (1984) veröffentlicht. Außerdem befinden sich alle gemessenen Daten in der PUKK-Datenbank beim Seewetteramt des DWD in Hamburg.

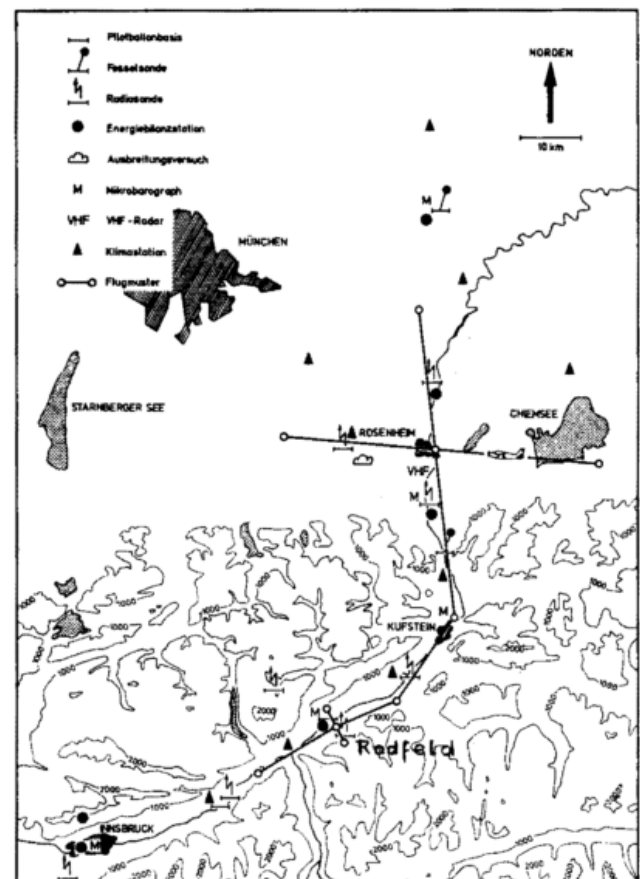


Abb. 10.4: Das MERKUR-Gebiet mit Hauptachse und den beiden Quertraversen; Anordnung der Meßstellen

## 6 Das MERKUR-Experiment

Abbildung 10.4 zeigt das MERKUR-Gebiet; es umfaßt das untere Inntal innerhalb des Gebirges etwa ab Innsbruck von Kamm zu Kamm, zudem ein beträchtliches Stück des Vorgebietes, etwa bis St. Wolfgang reichend, rund 55 km vor dem Gebirgsrand. In der Abbildung sind die Meßschwerpunkte entlang des Flusses sowie das Flugstreckenmuster eingezeichnet. Letzteres besteht aus einer Längs-

route etwa von Schwaz aus innabwärts ins Vorland hinein bis etwa zur Höhe von Wasserburg; dazu gibt es zwei Quertraversen, eine kleinere, der Enge des Tales entsprechend, bei Radfeld sowie eine ca. 50 km lange parallel zum Gebirgsrand auf der Höhe von Rosenheim (auf welcher die Meßstation Götting überflogen wurde).

An 11 Meßschwerpunkten wurden Sondierungen mit Fesselsonden, Radiosonden und Pilotballonen durchgeführt, an einzelnen Stationen auch Sondermessungen mit SONIC, SODAR, VHF - RADAR usw.. An 5 Stationen wurden die Profile in der Prandtl-Schicht und die Energiebilanzen gemessen. Längs der Hauptachse waren an 5 Stationen Mikrobarographen aufgestellt, und an 30 netzartig verteilten Stationen fanden Dauerregistrierungen als Hintergrundmessungen statt. Die Flugzeugmessungen längs der Hauptachse und den beiden Quertraversen wurden schon erwähnt.

Das MERKUR-Meßexperiment war ein mesoskaliger Beitrag zu dem großräumigeren internationalen Meßexperiment ALPEX, in dessen zweimonatiger Special Observing Period (SOP) es vom 23.3. - 4.4.82 stattfand; auf diese Weise standen durch ALPEX die Daten des großräumigen Umfeldes von MERKUR zur Verfügung. Es wurden 3 Intensivmeßphasen durchgeführt von 33-, 24- und 30stündiger Dauer, in denen zweimal das thermische Windsystem und einmal der Föhn das Hauptinteresse beanspruchten. Ähnlich wie bei den anderen Feldexperimenten wirkten auch an MERKUR zahlreiche Institutionen mit, darunter auch eine österreichische. Koordinatoren des Experimentes waren C. FREYTAG und B. HENNEMUTH.

Eine Beschreibung des Experimentes findet man bei FREYTAG und HENNEMUTH (1983). Ein Teil der Daten der Feldverteilungen meteorologischer Größen während der 3 Intensivmeßphasen ist in einem Datenheft enthalten (FREYTAG 1985). Alle Daten befinden sich in der MERKUR-

Datenbank beim Meteorologischen Institut der Universität München.

#### Literatur

- FIEDLER, F.; PRENOSIL, T. (1980): Das MESOSKLIP-Experiment. *Wiss. Ber. Meteorol. Inst. Univ. Karlsruhe* Nr. 1, 107 S.
- FREYTAG, C.; HENNEMUTH, B. (1981, 1982): DUSKUS-Gebirgswindexperiment im Dischmatal. *Datensammlung* Tl. 1: Sondierungen. *Wiss. Mitt. Meteorol. Inst. Univ. München* Nr. 43, 250 S. Tl. 2: Bodennahe Messungen und Flugzeugmessungen. *Wiss. Mitt. Meteorol. Inst. Univ. München* Nr. 46, 192 S.
- FREYTAG, C.; HENNEMUTH, B. (1983): MERKUR - Mesoscaliges Experiment im Raum Kufstein-Rosenheim. *Wiss. Mitt. Meteorol. Inst. Univ. München* Nr. 48, 132 S.
- FREYTAG, C. (1985): Atmosphärische Grenzschicht in Alpentälern während der Experimente HAWEI, DISKUS und MERKUR. *Wiss. Mitt. Meteorol. Inst. Univ. München* Nr. 52, 131 S.
- KRAUS, H. (1982): PUKK - A mesoscale experiment at the German North Sea coast. *Beitr. Phys. Atmosph.* 55, S. 370 - 382.
- LAUDE, H.; HAGEMANN, N.; TETZLAFF, G. (1984): Ein meteorologisches Projekt zur Untersuchung mesoskaliger Phänomene an der Küste - PUKK-Datensatz, dargestellt in Zeit- und Raumschnitten. *Unveröff. Manuskript*.
- VOGEL, B.; ADRIAN, G.; FIEDLER, F. (1987): MESOKLIP-Analysen der meteorologischen Beobachtungen von mesoskaligen Phänomenen im Oberrheingraben. *Wiss. Ber. Meteorol. Inst. Univ. Karlsruhe* Nr. 7.

# 11

G. ADRIAN

## Was können numerische Modelle für die mesoskalige Klimatologie leisten?

### 1 Einteilung der Modelle

In den vergangenen Jahren sind verschiedene mesoskalige Modelle entwickelt worden, deren möglicher Einsatz in der Klimatologie diskutiert werden soll. Außerdem soll hier erörtert werden, welche Probleme mit einem solchen Modell bearbeitet werden können. Ein mögliches Ziel der klimatologischen Anwendung mesoskaliger Modelle ist die Konstruktion räumlich hochauflösender synthetischer Klimakarten. Eine andere Fragestellung ist die Analyse von beobachteten klimatologischen Phänomenen. Das Ergebnis solcher Analysen kann Hinweise geben, ob das beobachtete Phänomen an anderen Orten erwartet werden kann, oder über welchen räumlichen Bereich sich dieses erstreckt. Beides kann mit vorhandenen Meßnetzen meist nicht beantwortet werden. Ein wichtiger Bereich kann die Vorhersage von möglichen Klimaänderungen sein, die durch Änderungen z. B. der Landnutzung hervorgerufen werden können. Zu-

nächst wird versucht, einen kurzen Überblick über verfügbare Typen von mesoskaligen Modellen zu geben.

### 1.1 Mesoskalige dreidimensionale Modelle

Bei der Konzeption dreidimensionaler Modelle wird das Ziel angestrebt, die Strömungsprozesse in der Atmosphäre möglichst vollständig zu beschreiben, soweit diese bekannt sind und es technisch realisierbar ist. Grundlage dieser Modelle sind die gemittelten Navier-Stokes Gleichungen (Reynoldsgleichungen), die nur mit numerischen Methoden gelöst werden können. Dabei werden meist Differenzenmethoden verwendet. Um den Rechenaufwand hinreichend klein zu halten, werden die Modellgleichungen schallgefiltert. Es existieren aber auch meteorologische, ungefilterte Modelle (TANGERMANN-DLUGI 1982), die aber für klimatologische Fragestellungen bisher kaum eingesetzt worden sind.

Für die Schallfilterung werden die hydrostatische Approximation (hydrostatische Modelle), die Boussinesque-Approximation und andere Approximationen, die die Kontinuitätsgleichung durch eine diagnostische Gleichung ersetzen, verwendet. Diese Form der Schallfilterung ist vor allem für kleinräumige Prozesse mit charakteristischen Längenskalen kleiner als einige zehn Kilometern vorzuziehen. (WIPPERMANN 1980). Diese Modelle werden als nichthydrostatische Modelle bezeichnet.

Alle diese Modelle müssen die turbulenten Flüsse als subskalige Prozesse parametrisieren. Dabei werden Schließungen erster und zweiter Ordnung verwendet. Der Anwender muß darauf achten, daß er die geeignete Version für sein spezielles Problem verwendet, da diese Parametrisierungen bisher nicht universell sind.

Die Modelle benutzen als Lösungsgebiet nur einen sehr kleinen Teil der Atmosphäre. Typische horizontale Längen der Modellgebiete liegen zwischen einigen Kilometern bis zu einigen hundert Kilometern. Deshalb ist die Formulierung der Randbedingungen, die einerseits die Lösung bestimmen, andererseits die Lösung im inneren des Gebietes möglichst wenig beeinflussen sollen, ein wesentliches Problem für die Konzeption solcher Modelle. Dieser Widerspruch kann nicht allgemein gelöst werden. Dadurch unterscheiden sich die Modelle in diesem Punkt.

Um den großräumigen Antrieb der übergeordneten Skala zu beschreiben, wird ein Grundzustand eingeführt. Dazu werden einige Modellvariablen in einen großskaligen Anteil und einen mesoskaligen Anteil zerlegt. Der großskalige Anteil wird dabei durch externe Parameter dem Modell vorgeschrieben. Zum Beispiel ist dieser Grundzustand im Modell KAMM geostrophisch und hydrostatisch. Die externen Parameter sind dabei die dreidimensionalen Felder des geostrophischen Windes und ein großskaliges, dazu konsistentes Temperaturfeld. Diese Felder können zum Beispiel aus der numerischen Wettervorhersage bestimmt werden (ADRIAN 1987) oder durch Analyse vorhandener Messungen (VOGEL, GROSS, WIPPERMANN 1986).

Diese Art Modelle zeichnet sich auch durch eine hohe vertikale Auflösung aus, die es ermöglicht, die planetarische Grenzschicht aufzulösen. Typische vertikale Gitterweiten betragen in Bodennähe 10-50 m, außerhalb der Grenzschicht 100-500 m. Es werden dabei bis zu 50 vertikale Schichten verwendet. Die vertikale Erstreckung des Modellgebietes liegt typisch zwischen 3 km und 10 km. Die Höhe richtet sich dabei nach der Stabilität. Da diese mesoskaligen Modelle Schwerewellen auflösen, und diese einen wesentlichen Teil der vertikalen Transportprozesse verursachen, muß das Modellgebiet so gewählt werden, daß diese noch beschrieben werden können.

Mit diesem Auflösungsvermögen der Modelle ist ein hoher Bedarf an Speicherplatz verbunden. Die später gezeigten Anwendungsbeispiele sind mit 65000 Gitterpunkten gerechnet worden. Der Speicher- und Rechenzeitbedarf kann nur durch Hochleistungsrechner befriedigt werden.

Der Vorteil dieser Modelle ist, daß sie im Rahmen der verwendeten Modellphysik universell einsetzbar sind. Die Anwendung ist nicht auf ein Phänomen oder eine Frage-

stellung beschränkt, sondern sie können für sehr verschiedene Probleme angewendet werden. Aus dem Aufbau der Modelle folgt aber, daß im Prinzip nur einzelne Situationen, einzelne Tagesgänge simuliert werden können. Außerdem ist der Rechenzeitbedarf hoch. Diese Art Modelle eignet sich für die Simulation einzelner Phänomene und deren veränderter Ablauf bei Änderungen einzelner Parameter. Eine Anwendung für die Konstruktion von Klimakarten bedarf noch weiterer Überlegungen, auf die später eingegangen wird.

## 1.2 Vereinfachte Modelle

Um den Nachteil des hohen Speicher- und Rechenzeitbedarfs der vollständigen mesoskaligen Modelle zu umgehen, kann man versuchen, diese zu vereinfachen. Dabei kann man das Modellgleichungssystem verändern, zum Beispiel durch die Einführung der hydrostatischen Approximation, die die Struktur des Gleichungssystems und dessen Lösung vereinfacht. Die hydrostatische Approximation bringt aber eine Einschränkung der Modellphysik mit sich, insbesondere bei kleinräumigen Anwendungen (WIPPERMANN, 1980), (WIPPERMANN, GROSS 1981). Der nächste Ansatzpunkt ist die Verringerung der Gitterpunkte, um den Rechenaufwand und Speicherbedarf zu verkleinern, zum Beispiel die Beschränkung auf drei vertikale Schichten. Ein Beispiel eines solchen hydrostatischen Dreischichtenmodells ist das Modell REWIMET von HEIMANN (1986). In diesem Modell wird die Atmosphäre in drei Schichten eingeteilt. Die unterste Schicht beschreibt die Prandtl-Schicht, die darüber liegende die gesamte Ekman-Schicht und die oberste Schicht die freie Atmosphäre. Alle Variablen müssen als Schichtmittelwerte interpretiert werden. Ein Problem bei diesem Modelltyp sind die notwendigen Parametrisierungen, die wegen der geringen Auflösung notwendig sind. Neben den turbulenten Flüssen in der Grenzschicht müssen auch die Wechselwirkungen der drei Schichten untereinander parametrisiert werden.

Dieser Modelltyp gestattet die Simulation einer Vielzahl von verschiedenen Bedingungen und Situationen, die durch unterschiedliche Stabilitäten oder großräumige Anströmungen gekennzeichnet sein können. Auch können wegen des geringen Rechenzeitbedarfs längere Zeitabschnitte instationär simuliert werden, soweit dies mit einem Ausschnittmodell vertretbar ist. Dadurch sind durch statistische Analysen der Modellergebnisse Kartierungen statistischer Parameter von Klimavariablen möglich, wie HEIMANN (1986) gezeigt hat.

Die nächste Vereinfachung solcher Modelle ist die Beschränkung auf eine Dimension, die dann nur noch wenig Rechenzeit benötigen. Solche Modelle können helfen, einzelne Prozesse zu analysieren. Da nur noch wenige Modellvariablen als Freiheitsgrade zur Verfügung stehen, können mit solchen Modellen konzeptionelle Modellvorstellungen überprüft oder entwickelt werden. Als Beispiel einer Anwendung eines solchen Modells kann hier die Arbeit von SCHALLER und KRAUS (1981) genannt werden.

## 1.3 Linearisierte Modelle

Außer der numerischen Approximation der Modellgleichung gibt es noch die Möglichkeit, die Gleichungen zu linearisieren

und sie nach Auswahl von geeigneten Randbedingungen analytisch zu lösen. Die Auswertung dieser analytischen Lösungen gestattet dann die Durchführung von Parameterstudien und eine einfache Beschreibung einzelner Phänomene. Als Beispiel soll hier die Beschreibung von Hangwindssystemen genannt werden, zum Beispiel von EGGER (1981), der eine zweidimensionale Lösung anbietet. Einfachere Lösungen gibt es aber auch von PRANDTL (1942) oder DEFANT (1949). Solche Lösungen gestatten Aussagen über die vertikale Verteilung von Kaltluftabflüssen über Hängen, ohne eine aufwendige Computersimulation durchführen zu müssen. Ein weiteres Beispiel ist das Modell von WIPPERMANN (1984) für die Beschreibung der Kanalisierung der Strömung in breiten Tälern wie dem Oberrheintal.

Diese analytischen Modelle sind einfach in der Auswertung, aber die Erstellung eines solchen Modells ist aufwendig und jeweils speziell auf bestimmte Randbedingungen angepaßt. Numerische Modelle, insbesondere die aufwendigen dreidimensionalen, sind dagegen in diesem Sinne universell anwendbar.

## 2 Dreidimensionale mesoskalige Modelle in der Klimatologie

Aus der Einteilung der mesoskaligen Klimamodelle folgt, daß nur mit Hilfe der vereinfachten Modelle statistische Größen der Klimavariablen direkt ableitbar sind. Trotzdem gibt es Möglichkeiten, aus den Ergebnissen einzelner Simu-

lationen mit dreidimensionalen Modellen statistische Informationen abzuleiten. Zunächst soll aber an einem Beispiel gezeigt werden, daß man mit Hilfe der dreidimensionalen Modelle beobachtete Phänomene analysieren kann.

### 2.1 Analyse klimatologischer Phänomene

Für das folgende Beispiel ist das Modell KAMM (DORWARTH 1986) verwendet worden. Es ist ein nichthydrostatisches Modell, das für die Mesoskala konzipiert ist. Für die Simulationen ist eine horizontale Gitterweite von 5 km, eine vertikale Gitterweite zwischen 40 m in Bodennähe und 400 m in der oberen Troposphäre verwendet worden. Die Zahl der Gitterpunkte in der Horizontalen beträgt 53 x 59, in der Vertikalen sind 25 Schichten verwendet worden. Insgesamt war das Modellgebiet von ca. 250 km x 250 km x 8 km in 65000 Gitterpunkte aufgeteilt. Als Ergebnisse werden die Felder nach drei Stunden Modellzeit gezeigt. Das Modell benötigt für eine solche Simulation ca. 20 Minuten CPU-Zeit auf einer Cyber 205 bei einem Zeitschritt von 15 s.

### 2.2 Eigenschaften des Windfeldes im südlichen Oberrheintal

Das Windfeld im Oberrheintal wird stark durch die Orographie geprägt. Ein herausragendes Phänomen ist die Kanalisierung, wie sie durch das MESOKLIP-Experiment im nördlichen Rheintal erfaßt worden ist. (FIEDLER, PRENOSIL 1980), (FIEDLER 1983), (WIPPERMANN 1984), (EGGER

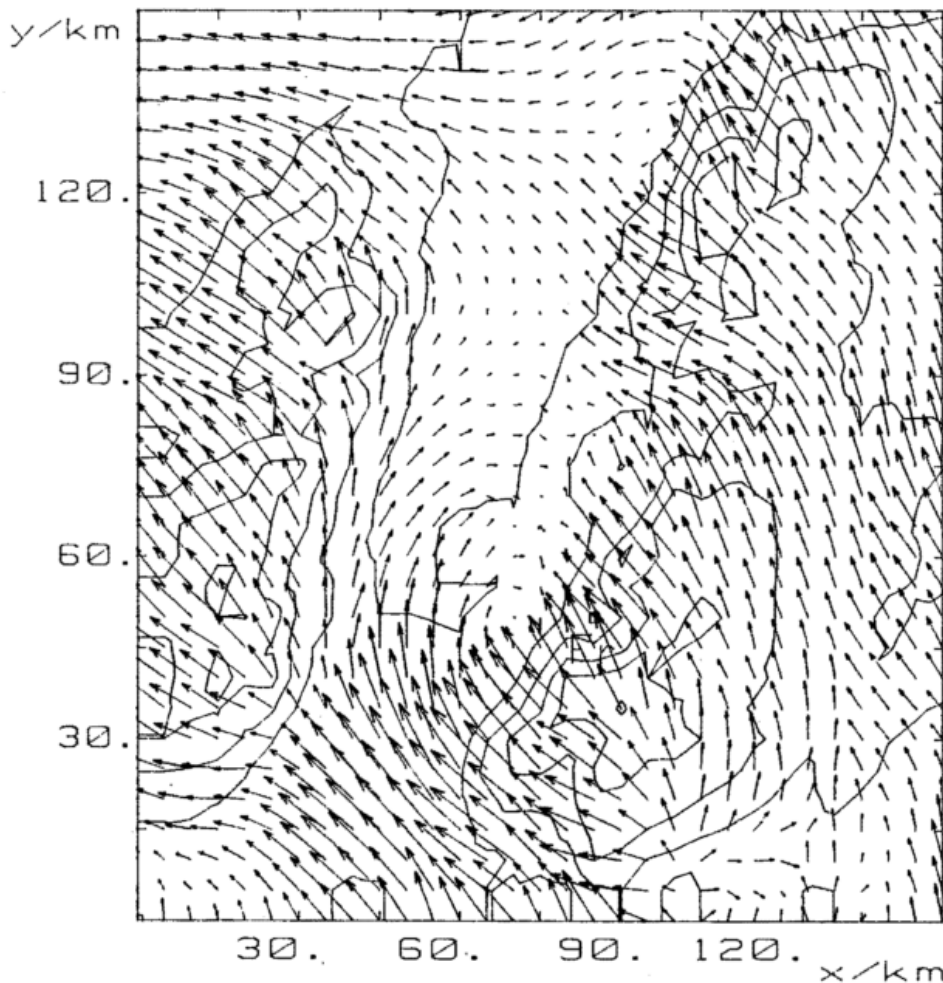


Abb. 1: Simuliertes Windfeld in 40 m über Grund für den 21. 3. 1985

1983). Ein weiteres Phänomen ist die Abhängigkeit der in Freiburg beobachteten Windrichtung von der geostrophischen Windrichtung. MALBERG und BÖKENS (1984) analysierten den Zusammenhang. Sie fanden bei geostrophischen Windgeschwindigkeiten kleiner als 7 kn aus Süden und Osten in Freiburg Nord- und Nordwestwinde.

Ein drittes Phänomen ist der Möhlin-Jet (DÜTSCH 1985) im südlichen Oberrheintal und im Hochrheintal. Im Großraum Basel werden hohe Windgeschwindigkeiten aus östlichen Richtungen beobachtet, die mit Wolkenauflösung oder Nebelauflösung in diesem Gebiet verbunden ist.

Alle diese Phänomene traten am 21. 3. 1985 während des TULLA-Experimentes (FIEDLER 1987) auf. Eine Simulation unter Verwendung der operationellen numerischen Analyse des Deutschen Wetterdienstes (ADRIAN 1987) ist für diesen Fall mit dem Modell KAMM erstellt worden. In der Abbildung 1 ist das simulierte Bodenwindfeld dargestellt. Die großräumige Anströmung in diesem Bereich war Südsüdost. Die Simulation zeigt südlich des Schwarzwaldes hohe Windgeschwindigkeiten aus Ost. Im Bereich der Einmündung des Hochrheintales in das Oberrheintal bei Basel ist die horizontale Beschleunigung mit einem Absinken von bis zu 90 cm/s in 2000 m Höhe verbunden. Im Oberrheintal sind die Windgeschwindigkeiten niedrig. In der Nähe von Freiburg treten nördliche Windrichtungen auf, obwohl der geostrophische Wind aus Südsüdost kam. Als Ursache erkennt man im Oberrheintal einen großen Wirbel, der sich über das gesamte Tal erstreckt. Er wird offensichtlich durch das Umströmen des südlichen Schwarzwaldes durch das Hochrheintal verursacht.

Die Simulation zeigt also, daß die genannten Phänomene zu einem Windsystem gehören. Der Möhling-Jet ist verknüpft mit dem Ablösewirbel auf der Lee-Seite des Schwarzwaldes, der die nördlichen Windrichtungen in Freiburg verursacht. Die Beschleunigung innerhalb des Jets erzwingt das starke Absinken, wodurch die beobachtete Wolken- und Nebelauflösung erklärt wird. Weitere Simulationen zeigen jetzt, daß diese Phänomene bei geostrophischen Winden aus Südost bis Süd auftreten. Der Wirbel ist mit vertikalen Transporten verbunden, die das Windfeld im Bereich der gesamten Troposphäre beeinflussen. Solche Wirbel stellen wirkungsvolle Transportmechanismen dar, die den Transport von Luftbeimengungen über die gesamte Troposphäre ermöglichen.

### 2.3 Konstruktion einer Windrichtungsverteilung

WIPPERMANN und GROSS (1981) zeigten, daß man mit einem mesoskaligen Modell synthetische Windrichtungsverteilungen konstruieren kann. Sie führten dies für die Station Mannheim mit einer zweidimensionalen Version des Modells FITNAH durch. Um das Problem des hohen Rechenzeitbedarfs solcher Modelle zu umgehen, versuchten sie, solche Verteilungen aus Einzelsimulationen zu konstruieren. Bei dieser Methode geht man von einer Häufigkeitsverteilung der geostrophischen Windrichtung aus. In den im folgenden gezeigten Ergebnissen wird dabei die Verteilung für Karlsruhe von MALBERG, BÖKENS und FRATTESI (1980) benutzt, die in acht Windrichtungsklassen eingeteilt wurde.

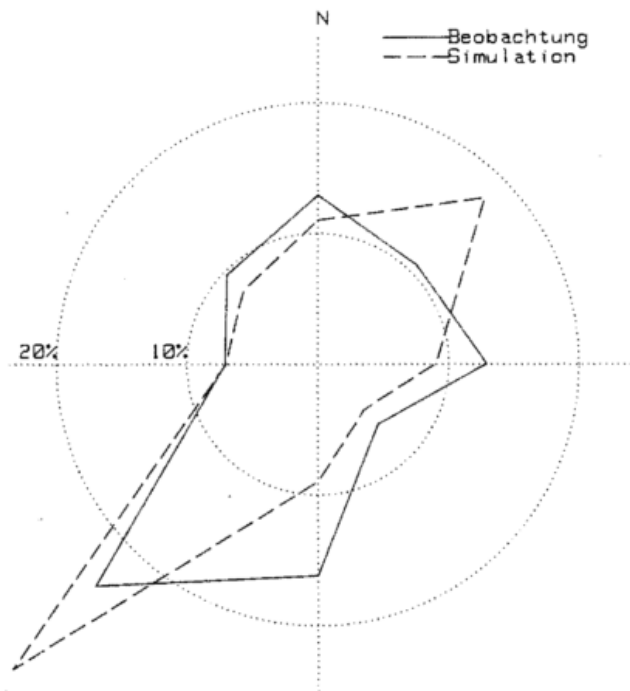


Abb. 2: Vergleich der synthetischen Windrichtungsverteilung mit der beobachteten Windrichtungsverteilung am Meßmast Philippsburg

Für jede Klasse der geostrophischen Windrichtung wurde eine quasistationäre Lösung des Modells KAMM für das oben genannte Gebiet von 260 km x 240 km in 5 km horizontaler Auflösung und 25 vertikalen Schichten berechnet. Dabei wurden zwei Windgeschwindigkeitsklassen mit 5 m/s und 10 m/s gewählt. Die übrigen externen Modellparameter, wie Temperaturgrundzustand und Bodenoberflächentemperatur, wurden konstant gehalten. Auch wurde keine Baroklinität berücksichtigt. Die Temperaturschichtung wurde stabil mit einer Temperaturabnahme von 0.6 K/100 m gewählt.

Das Ergebnis dieser Simulationen sind Windrichtungen an jedem Gitterpunkt für jede geostrophische Windrichtungsklasse. Diese berechneten Windrichtungen werden in acht Klassen eingeteilt. Dabei wird jede Windrichtung mit der Häufigkeit der zugehörigen geostrophischen Windrichtung gewichtet. Dadurch erhält man Häufigkeitsverteilungen der Windrichtungen an jedem Gitterpunkt.

Die so erhaltenen Windrichtungsverteilungen werden nach der Methode von WIPPERMANN und GROSS noch durch eine gleitende Mittelung geglättet. Zur Verifizierung des Verfahrens wird eine Windrose mit einer gemessenen verglichen. Der Vergleich an Hand einer fünfjährigen Reihe am Meßmast Philippsburg im Oberrheintal ist in der Abbildung 2 dargestellt. Dieser Vergleich und auch noch weitere, hier nicht dargestellt, zeigen eine befriedigende Übereinstimmung. In der Abbildung 3 sind nun die Windrosen für das gesamte Modellgebiet dargestellt. Wegen der besseren Übersichtlichkeit der Abbildung ist nur jede zweite Windrose gezeichnet worden.

Auffällig ist die starke Kanalisierung im Bereich des Oberrheintales. Ähnliche Phänomene sind auch am Rand der Schwäbischen Alb und am Nordrand des Schwarzwaldes

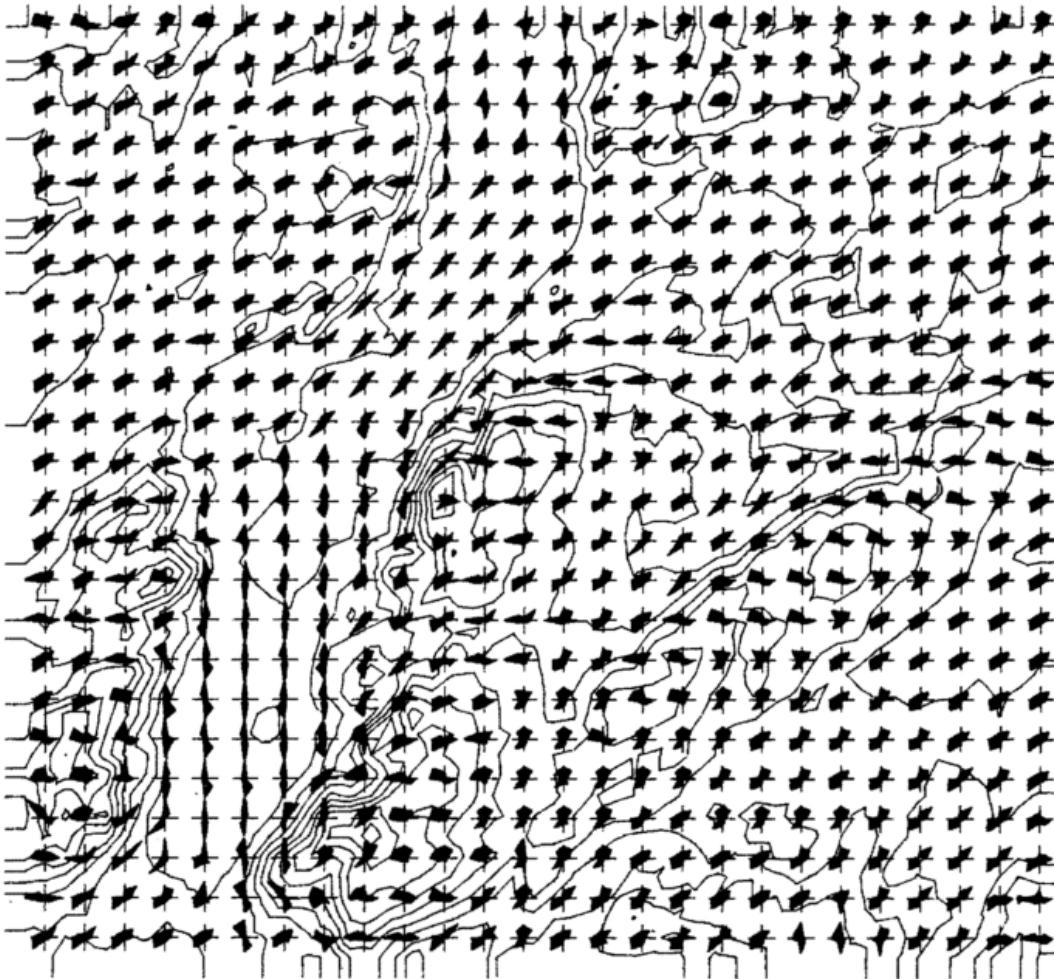


Abb. 3: Karte von synthetischen Windrichtungsverteilungen in Südwestdeutschland. Der Abstand der dargestellten Windrosen beträgt 10 km

in der Kraichgausenke zu sehen. Auch das Kinzigtal zwischen Süd- und Nordschwarzwald beeinflusst das mittlere Windfeld wesentlich.

Die Windrichtungsverteilungen wurden für zwei geostrophische Windgeschwindigkeiten konstruiert. Dabei zeigte es sich, daß das Ergebnis unempfindlich bezüglich der Windgeschwindigkeit ist. Es ist deshalb anzunehmen, daß die Abbildung 3 die Windrichtungsverteilung im wesentlichen beschreibt.

### 3 Zusammenfassung:

Die Beispiele sollten zeigen, daß man mit aufwendigen dreidimensionalen mesoskaligen Modellen klimatologische Aussagen machen kann. Es können beobachtete Phänomene analysiert werden, was mit den vorhandenen Messungen kaum möglich ist. In dem Beispiel wurde gezeigt, daß das Phänomen des Möhlin-Jets und die Windrichtungsverteilung in Freiburg in einem engen Zusammenhang stehen. Dieses Beispiel zeigt aber auch, daß einfache Modelle Grenzen haben, die durch die komplexen Modelle überschritten werden können. So stimmen die von verschiedenen Autoren diskutierten Modelle und Modellvorstellungen zur Kanalisierung in breiten Tälern (EGGER 1983), (FIEDLER 1983),

(WIPPERMANN 1984) mit den beobachteten Windrosen überein. Aber eine genauere Analyse zeigt, daß die Windrichtung in Philippsburg im nördlichen Oberrheintal und zum Beispiel in Wyhl im südlichen Oberrheintal ähnliche Verteilungen haben, wie es die vereinfachten Modelle auch beschreiben, daß aber die Windrichtungen der beiden Stationen nur schlecht korreliert sind. Die Ursache liegt in dem Auftreten des diskutierten Wirbels, der die in den vereinfachten Modellen gemachte Voraussetzung der Homogenität in Talrichtung verbietet. Mit der Methode von WIPPERMANN und GROSS können mit solchen Modellen auch synthetische Karten statistischer Parameter von Klimavariablen erstellt werden, ohne eine problematische Vereinfachung der Modellphysik hinnehmen zu müssen. So zeigen WIPPERMANN und GROSS (1981), daß die Verwendung der hydrostatischen Approximation bei der Beschreibung des Windfeldes im Oberrheintal zu unbefriedigenden Ergebnissen führt.

### Erläuterungen

FITNAH: Flow over Irregular Terrain with Natural and Anthropogenic Heat Sources.

KAMM: Karlsruher Atmosphärisches Mesoskaliges Modell.

Möhlin-Jet: Nach einem östlich von Basel liegenden Ort benannter Strahlstrom in geringer Höhe (100-300 m über Grund).

TULLA: Transport und Umwandlung von Luftschadstoffen im Lande Baden-Württemberg und aus Anrainerstaaten.

#### Literatur

ADRIAN, G. (1987): Determination of the Basic State of a Numerical Mesoscale Model from Operational Numerical Weather Forecasts. *Beitr. Phys. Atmosph.* 60, S. 361-370

DEFANT, F. (1949): Zur Theorie der Hangwinde, nebst Bemerkungen zur Theorie der Berg- und Talwinde. *Arch. Met. Geoph. Biokl. A 1*, S. 421-450

DORWARTH, G. (1986): Numerische Berechnung des Druckwiderstandes typischer Geländeformen. *Wiss. Ber. Inst. Met. Klimaf. Univ. Karlsruhe*, Nr. 6

DÜTSCH, H. U. (1985): Large-scale domination of a regional circulation during winter-time anticyclonic conditions. *Meteor. Rdsch.* 38, S. 65-70

EGGER, J. (1981): On the Linear Two-Dimensional theory of Thermally Induced Slope Winds. *Beitr. Phys. Atmosph.* 54, S. 465-481

EGGER, J. (1983): Kanalisierung des Windes in breiten Tälern. *Annal. Meteorol. (N.F.)* 20, S. 8-10

FIEDLER, F., PRENOSIL, T. (1980): Das MESOKLIP-Experiment. Mesoskaliges Klimaprogramm im Oberrheintal. *Wiss. Ber. Met. Inst. Univ. Karlsruhe*, Nr. 1

FIEDLER, F. (1983): Einige Charakteristika der Strömung im Oberrheingraben. In: Fiedler, F., Hörschele, K. (Hrsg.), 1983: Prof. M. Diem zum 70. Geburtstag. *Wiss. Ber. Met. Inst. Univ. Karlsruhe* Nr. 4

FIEDLER, F. (1987): Atmospheric transport of air pollutants in the mesoscale over hilly terrain. In: Sandroni, S. (Ed.):

Regional and long-range transport of air pollution. *Ispra*, 15-19 Sept. 1986, Amsterdam: Elsevier Science Publishers

HEIMANN, D. (1986) Estimation of Regional Surface Layer Wind Field Characteristics Using a Three-Layer Mesoscale Model. *Beitr. Phys. Atmosph.* 59, S. 518-537

MALBERG, H.; BÖKENS, G.; FRATTESI, G. (1980): Mittlere geostrophische und beobachtete Strömungsverhältnisse im Oberrheingraben. *Annal. Meteorol. (N. F.)* 16, S. 85-89

MALBERG, H.; BÖKENS, G. (1984): Orographische Einflüsse auf die Strömungsverhältnisse im südlichen Oberrheingraben. *Meteorol. Rdsch.* 37, S. 11-15

PRANDTL, L. (1942): *Strömungslehre*. Braunschweig: Vieweg & Sohn

SCHALLER, E.; KRAUS, H. (1981): The role of radiation in an inversion-capped planetary boundary layer. *Bound.-Layer Meteor.* 20, S. 485-495

TANGERMANN-DLUGI, G. (1982): Numerische Simulation atmosphärischer Grenzschichtströmungen über langgestreckten mesoskaligen Hügelketten bei neutraler thermischer Schichtung. *Wiss. Ber. Met. Inst. Uni. Karlsruhe* 2

VOGEL, B.; GROSS, G.; WIPPERMANN, F. (1986): MESOKLIP (First special observation period): Observations and numerical simulation - a comparison. *Bound.-Layer Meteor.* 35, S. 83-102

WIPPERMANN, F. (1980): The applicability of several approximations in meso-scale modelling - a linear approach. *Beitr. Phys. Atmosph.* 53, S. 298-308

WIPPERMANN, F.; GROSS, G. (1981): On the Construction of Orographically Influenced Wind Roses for given Distributions of the Large-Scale Wind. *Beitr. Phys. Atmosph.* 54, S. 492-501

WIPPERMANN, F. (1984): Air Flow over and in Broad Valleys: Channeling and Counter-Current. *Beitr. Phys. Atmosph.* 57, S. 92-105

# Fortbildungsveranstaltungen – Tagungen

## Bericht über die Teilnahme an der „Summer School in Diagnosis of NWP-Products“ im Meteorological Office College in Reading, U. K. vom 6. – 10. 7. 1987

### 1 Vorbemerkungen

Zum zweiten Mal nach 1985 veranstalteten das U. K. Meteorological Office, die University of Reading und das Europäische Zentrum für Mittelfristige Wettervorhersagen eine gemeinsame wissenschaftliche Fortbildungsveranstaltung in Form einer Summer school. Ihr Ziel war es in diesem Jahr, den Teilnehmern eine kritische Einschätzung der Möglichkeiten und Grenzen numerischer Analyse- und Vorhersageprodukte für die Beurteilung synoptischer Systeme zu verschaffen. Die rund 50 Teilnehmer des Kurses waren zur Hälfte Angehörige des Meteorological Office und zu 1/3 Studenten oder Dozenten der Universitäten des Landes. 4 Teilnehmer kamen als Gäste aus anderen europäischen Wetterdiensten, aus der Schweiz, Frankreich, den Niederlanden und der Bundesrepublik Deutschland.

### 2 Ablauf

Der Kursplan enthielt täglich ein umfangreiches Arbeitsprogramm, das sich in 2 Bereiche unterteilt: Der Vormittag war Vorträgen vorbehalten, Nachmittag und Abend dienten der praktischen Arbeit an konkreten Fallstudien. Um diesen zweiten Teil möglichst effektiv zu gestalten, wurden 7 Arbeitsgruppen mit jeweils 7-8 Mitgliedern gebildet. Die Ergebnisse der Arbeit wurden in gemeinsamen Sitzungen präsentiert und diskutiert.

### 3 Vorträge

Die Vorträge verfolgten den Zweck, das für die Bearbeitung der Fallstudien notwendige Hintergrundwissen zu vermitteln. Sie umfaßten im wesentlichen 2 Themenbereiche:

- Die numerischen Modelle, ihre Leistungsfähigkeit und Bedeutung für die operationelle Vorhersage.
- Die diagnostischen Grundlagen der Beurteilung rascher zyklonaler Entwicklungen.

### 3.1 Leistungsfähigkeit der numerischen Modelle

Nach BURRIDGE und BENGTTSSON zeigen objektive Verifikationen und die subjektive Erfahrung mit den numerischen Modellen einen stetigen Anstieg der Güte kurzfristiger und mittelfristiger numerischer Prognosen. Eine wesentliche Voraussetzung dafür ist das deutlich gewachsene vertikale und horizontale Auflösungsvermögen der Modelle (heutiger Standard 15-20 Schichten, horizontal 75-200 km). Gute Anfangsanalysen haben im numerischen Prozeß einen besonderen Stellenwert, was sich u. a. in Vergleichsrechnungen zwischen dem Modell des Met Office und des EZMW zeigte, bei denen schlechtere Ergebnisse der Prognose des einen Modells durch die Übernahme der Analyse des anderen Modells verbessert werden konnten. Gründe für unterschiedliche Analysen liegen z. B. in abweichender Daten-Akzeptanz oder in verschiedenen Cut-off-Zeiten (BELL).

### 3.2 Variabilität der numerischen Vorhersagegüte

Ein wesentlicher Aspekt bei der Anwendung numerischer Produkte ist die Variabilität besonders der mittelfristigen numerischen Vorhersagegüte. BENGTTSSON, BURRIDGE, HOLLINGSWORTH und PALMER setzten sich in ihren Beiträgen mit Erscheinungsweise, dynamischen Ursachen und möglicher Vorhersage der Schwankungen des Vertrauensgrades numerischer Prognosen auseinander. Als Maß der Vorhersagegüte vorhergesagter Topographien gilt sowohl die mittlere quadratische Abweichung (RMS), als auch der Anomalie-Korrelations-Koeffizient (ACC); Vorhersagen werden als nützlich angesehen, solange der ACC den Wert 0,6 nicht unterschreitet. Dies tritt bei den heutigen Modellen im Mittel nach 5-7 Tagen ein. Beim EZMW besitzen 90% aller Vorhersagen eine nützliche Länge zwischen 5 und

10 Tagen. Im Extremfall ist die großflächige Vorhersagegüte schon nach 3 Tagen nicht mehr befriedigend. Schwankungen der Vorhersagegüte treten sowohl von Tag zu Tag (high frequency) als auch im Rhythmus von 1 oder mehreren Wochen auf (low frequency). Sie können aber auch für eine ganze Saison charakteristische Abweichungen vom Mittel zeigen. Die Ursachen für High-frequency-Schwankungen sind zu einem großen Teil in wechselnder Datendichte zu sehen. Besonders in den Low-frequency-Schwankungen kommen unterschiedliche synoptische Konstellationen zum Ausdruck. So sind Blocking-Lagen im allgemeinen weniger mit numerischen Prognosefehlern behaftet als Lagen mit zonalen Frontalzonen. Bestimmte großräumige Konstellationen (Modes) haben vorzugsweise zusätzlich ein bestimmtes Fehlerverhalten in spezifischen Gebieten zur Folge. Als besonders sensibel auch für den europäischen Bereich erweist sich die Druckfeld-Verteilung im pazifisch-nordamerikanischen Raum (PNA-modes). Vorhersagefehler breiten sich überwiegend stromabwärts in Form eines Wave-train aus (Downstream-Entwicklung), wobei sowohl barotrope als auch barokline Mechanismen für Verlagerung und Verstärkung in Frage kommen.

### 3.3 Nutzung numerischer Produkte

In einem weiteren Vortrag ging DAVIES auf die unmittelbare Nutzung numerischer Produkte im britischen Wetterdienst ein. Während das Spektrum der im Central Forecasting Office (CFO) in Bracknell vorliegenden Karten sehr umfangreich ist, gelangt wie im Deutschen Wetterdienst nur ein Teil der vorliegenden Kartenprodukte über Faksimile auch an die Außenstellen. Genutzt werden beide 15-Schichten-Modelle des Met Office (Global (Coarse-mesh), Gitter  $1,875^\circ \times 1,5^\circ$ ; regionales Fine-mesh, Gitter  $0,9375^\circ \times 0,75^\circ$ ) und das 19-Schichten-Modell (T106) des EZMW (Auflösung  $1,125^\circ \times 1,121^\circ$ ). Das

Fine-mesh-Modell ist die Hauptgrundlage der Kurzfristvorhersage mit Ausgabeprodukten von T+6h bis T+36h. Unter den vom deutschen Material abweichenden Karten finden sich z. B. eine Kombination von Bodendruckfeld und 850-hPa-Feld der potentiellen Feuchttemperatur, Darstellungen der relativen Feuchte auf Druckflächen bis zum Niveau von 500 hPa, Felder konvektiver Wolkentiefe und -obergrenzen, Verteilungen momentaner Niederschlagsraten (mm/h), eine gemeinsame Darstellung von schichtgemittelter Vertikalbewegung und thermischer Advektion, Q-Vektoren und Temperatur auf 700 hPa, die Verteilung der Schneefallwahrscheinlichkeit und Pseudo-Temps. Auch im britischen Wetterdienst steht die Ausgabe von Kartenprodukten über Bildschirm bevor. Als wichtige Hilfsmittel sinnvoller Nutzung numerischer Prognosen sieht DAVIES eine Überwachung der Vorhersage in ihrem Frühstadium (im Fine-mesh-Modell im 6-Stunden-Schritt möglich) sowie die Betrachtung

der Kontinuität aufeinander folgender Vorhersagen an. Entscheidend ist bei auftretenden Differenzen der Versuch des Prognostikers, die Ursachen hierfür diagnostisch aufzudecken (z. B. Anfangsfelder). Bereits im semioperationellen Stadium befindet sich ein mesoskaliges Modell mit 15-km-Gitter. Die Erfahrungen mit der mesoskaligen Vorhersage von Temperatur, Schauer-Aktivität, tiefen Wolken und Nebel scheinen gut zu sein.

### 3.4 Nowcasting und Kurzzeitbereich

Mehr mit den Fragen einer Unterstützung von Nowcasting und Kurzzeitvorhersage beschäftigte sich REYNOLDS. Auf diesem Gebiet dominieren noch die qualitativen Interpretationsverfahren durch Auswertung z. B. von Radar und Satellitenbild. Hier spielen numerische Ansätze noch keine Rolle. Wohl kommt aber der Satellitenbildinterpretation bei der Diagnose numerischer Analysen eine wesentliche unterstützende Funktion zu.

### 3.5 Diagnostik rascher zyklonaler Entwicklungen

Die Diagnostik numerischer Karten auf der Grundlage quasigeostrophischer Theorien, besonders im Hinblick auf rasche zyklonale Entwicklungen, stand ganz im Mittelpunkt der Ausführungen von MORRIS, speziell aber von HOSKINS. Kernpunkte der Beurteilung labiler barokliner Systeme sind nach wie vor die synoptischen Parameter der Lösungsansätze barokliner Instabilität von CHARNEY und EADY: Baroklinität des Grundstroms, Phasenverschiebung von Druck- und Temperaturfeld, vertikale Achsenneigung, Wellenlänge, statische Stabilität und latenter Wärmeenergievorrat. In Verallgemeinerung der CHARNEY-EADY-Theorie muß man immer dann mit rapiden zyklonalen Entwicklungen rechnen, wenn sich eine obere troposphärische Störung einem hochbaroklinen unteren Feld (z. B. Frontenzug mit starken Temperaturgegensätzen) überlagert. Als Indikatoren für die obere Störung kommen verschiedene synoptische Strukturen in

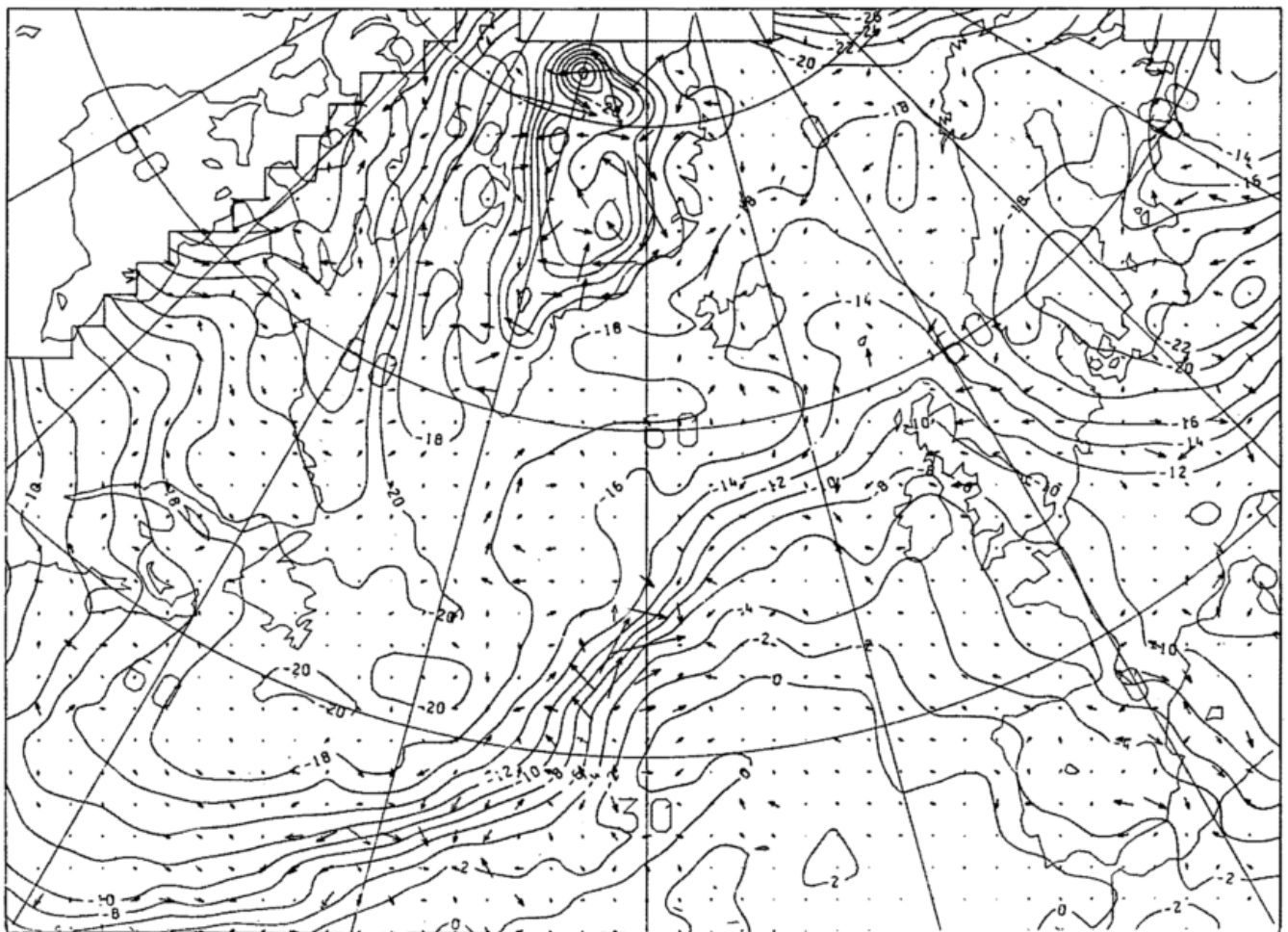


Abb. 1: Q vectors and Temp, Fine mesh analysis, valid at 12z on 9/1/1986, level 700 hPa.

Frage: Ein Jet-streak, ein Kurzwellentrog mit ausgeprägtem Vorticity-Maximum oder ein Gebiet mit maximaler potentieller Vorticity. HOSKINS demonstrierte die klaren Konturen polarer Extreme potentieller Vorticity auf hochgelegenen Isentropenflächen. Er zeigte, wie sie entsprechend den frühen Vorstellungen von ERTEL und KLEIN-SCHMIDT vorderseitig heftige Zyklonogenesen induzieren. Deshalb sind nach seiner Meinung IPV-Karten (IPV = Istantrope Potentielle Vorticity) auch ein wertvolles Hilfsmittel der Diagnose

und Prognose von Zyklonogenesen. Ein sehr modernes Hilfsmittel der Diagnose und Prognose zyklonaler Entwicklungen ist die von HOSKINS eingeführte Interpretation der Q-Vektoren des baroklinen Feldes (Abbildung 1). Sie besitzen dort eine Konvergenz, wo nach Aussagen der adiabatischen Omega-Gleichung die Summe der beiden Antriebsmotoren für Hebungsprozesse und bodennahe Zyklonalisierung (vertikale Variation der absoluten Vorticity-Advektion, horizontale Konzentration der thermischen Advektion) posi-

tiv ist. Die Q-Vektoren weisen somit normalerweise in Richtung der Hebungsbereiche und zyklonalen Entwicklungen. Bei starken Zyklonogenesen wird die Besonderheit der Situation noch durch die auffällig große Länge der konvergenten Q-Vektoren unterstrichen. Die diagnostische Bedeutung der Q-Vektoren wird nach HOSKINS dadurch weiter erhöht, daß man bei ihrer Kombination mit dem Temperaturfeld eine zusätzliche Aussage über frontogenetische Prozesse erhält.



Abb. 2: Difference UK/UK-UK/UK with Pacific transplant, mean sea level pressure, valid at 12z on 13/1/1986 day 13 data time 12 on 8/1/1986, level: sea level.

### 3.6 Zukünftige Entwicklung der NWP (Numerische Wetterprognose)

Die Vorträge des letzten Tages galten der voraussichtlichen Entwicklung der NWP (Numerische Wetterprognose) in den nächsten 10 Jahren. Nach LORENC wird sich die Analyse noch mehr automatisieren und Bereiche numerisch erfassen, die heute noch vom Menschen besser bewältigt werden wie z. B. die Boden- und Fronten-Analyse. Über diesen Punkt und die Grundsatzfrage 'Bogus-Daten ja oder nein' entspann sich eine kontroverse Diskussion. Nach den Erwartungen von LORENC wird die Bedeutung des Vorhersagemodells im Daten-Assimilationsprozeß zunehmend größer, da einerseits der Umfang der Beobachtungsdaten stagniert, andererseits die Vorhersagemodelle immer detailreicher werden. Man wird auch gezwungen sein, bisher gar nicht oder nur teilweise genutzte Informationen, wie Radarechos und langwellige Strahlung (Satellitendaten) in die Analyse einzuarbeiten. Die Vorhersagemodelle werden nach CULLEN mit der Verfeinerung der Auflösung in allen Bereichen (global bis mesoskalig) immer stärker zu einer direkten Vorhersage der Wetterparameter selbst führen. Dies könnte eine Umorientierung der Philosophie der bisherigen Modellkette mit Verzicht auf die bisherigen Ausschnittmodelle bewirken (2er-Kette statt 3er-Kette), da die globalen Modelle dann bereits hinreichend aufgelöst sind. Künftige Fortschritte der numerischen Prognose sieht CULLEN eher in der Steigerung von Qualität und Detailreichtum in bestehenden Vorhersagebereichen als in ihrer zeitlichen Ausweitung realisiert. Angesichts solcher Perspektiven wurde abschließend über die spätere Rolle des einzelnen Prognostikers diskutiert. Es bestand Einigkeit darüber, daß eine wesentliche Aufgabe die laufende Überwachung und Interpretation der vielfältigen Modellergebnisse sein wird.

### 4 Fallstudien

Die Anwendung des vorgetragenen Wissens auf konkretes synoptisches Material geschah in Form von 2 Projektarbeiten (Fallstudien), deren Aufgabenstellung für alle 7 Arbeitsgruppen gleich war:

- Studium und Diagnose zweier unge-

wöhnlich heftiger, explosionsartiger Zyklongenese am 9. und 10. bzw. 12. und 13. Januar 1986 einschließlich Beurteilung der kurzfristigen Erfassung durch die numerischen Modelle.

- Untersuchung und Deutung der Schwankungen der mittelfristigen Prognose-Güte während der Zeit der oben genannten Zyklongenese, insbesondere vor dem Hintergrund ihrer möglichen Abhängigkeit von der Güte der Anfangs-Analyse.

### 4.1 Arbeitsmaterial

Jeder Arbeitsgruppe stand ein großer Raum mit mehreren breiten Arbeitstischen (in der Regel Voll-Leuchtische) und ausreichend Wandfläche zur Verfügung. Das Arbeitsmaterial gliederte sich in 6 umfangreiche Pakete. Es umfaßte neben aktuellen Beobachtungen und Analysen routinemäßige und für den Kurs gesondert aufbereitete numerische Diagnose-Prognose-Produkte des britischen globalen (coarse-mesh) und genesteten (fine-mesh) numerischen Modells und des EZMW-Modells. Zum aktuellen Material gehörten Composite-IR-Satellitenbilder von NOAA 9 und Kopien der Originalarbeitswetterkarten des CFO in Bracknell. Meteosat-Bilder wurden nicht verwendet. Entsprechend der Intention von HOSKINS sollte bei der Diagnose stark von den diagnostischen Möglichkeiten der IPV-Karten und Kartendarstellung der Q-Vektoren Gebrauch gemacht werden. Eine unmittelbare Interpretation beider Antriebsterme der adiabatischen Omega-Gleichung war mit den vorgelegten Karten nicht möglich, da Felder der Vorticity-Advektion oder ihrer vertikalen Änderung fehlten. Einen Teil-Ersatz boten die Karten mit der Kombination von numerischer Vertikalbewegung und Temperatur-Advektion (Mittel 850, 700, 500 hPa). Sie ließen die synoptischen Strukturen und Entwicklung sehr gut erkennen. Die praktische Handhabung und Interpretation von IPV-Karten und Karten mit den Q-Vektoren war im Prinzip unproblematisch und sehr informativ, störend wurde vom Berichtersteller nur gefunden, und dies galt für viele Kartenprodukte, daß Maßstab und geographische Ausschnitte der Karten unter-

einander zum Teil nicht unerheblich differenzierten. Das hohe Auflösungsvermögen des Fine-mesh-Modells war für eine zielsichere Diagnose und Prognose nicht nur ein Vorteil: nicht selten zerfiel insbesondere bei den abgeleiteten Größen das großräumige Feld in ein Konglomerat unübersichtlicher Kleinstrukturen. Der Umfang des Kartenangebots von rund 800 Einzeldarstellungen für einen Zeitraum von 10 Tagen (6.-15.1.1986) wurde von den meisten Kursteilnehmern bereits als überdimensioniert empfunden, zumal nicht wenige redundante Darstellungen existierten. Dennoch war die analytisch-diagnostische Erfahrung mit den gebotenen Karten lehrreich. Dazu trugen sicher auch die klaren Verhältnisse der zwei bearbeiteten beeindruckenden Zyklongenese bei.

### 4.2 Fallstudie 1, Diagnostik und kurzfristige Verifikation

Die entscheidende explosive Entwicklungsphase spielte sich jeweils innerhalb von 12-24 Stunden über dem Atlantik ab. Die vorbereitenden frontogenetischen und trogbildenden Vorgänge lagen im amerikanischen und küstennahen Bereich des Atlantik. Auf dem Höhepunkt der Entwicklung erreichten die extremen Zyklonen bei Island Kerndrucke von 938 hPa bzw. 932 hPa. Die Diagnostik bestätigte die eingangs angeführten Strukturmerkmale und Entwicklungsprozesse. Erwartungsgemäß wurde die Dramatik der Entwicklung von den numerischen Modellen nicht voll erfaßt. Zyklonenbahnen und Intensitätsverläufe zeigten erkennbare Abweichungen von den Beobachtungen. In der extremsten Entwicklungsphase des 1. Falles betrug der 12-stündige Vorhersagefehler des Kerndrucks selbst beim Fine-mesh-Modell mehr als 15 hPa, beim Coarse-mesh-Modell mehr als 20 hPa und beim EZMW-Modell 25 hPa. Dabei wiesen bereits die Ausgangsanalysen bei allen Modellen Fehler auf (bis 8 hPa), bedingt dadurch, daß die Qualitätskontrolle einige richtige Schiffsmeldungen nicht akzeptierte. Eine experimentelle nachträgliche Berücksichtigung dieser Meldungen verringerte den Vorhersagefehler (EZMW-Modell) wesentlich. Beim zweiten Zyklongenese-Fall waren die Modell-Leistungen allgemein besser, nur das britische Coarse-mesh-Modell zeigte

schwerwiegende Abweichungen. Als systematischer Fehler erwies sich bei allen Vorhersagerechnungen, daß der Zeitpunkt des tiefsten Kerndrucks in der 24-stündigen Vorhersage jeweils 6-12 Stunden zu spät lag und auch der Auffüllungsprozeß bei der Vorhersage nur zögernd in Gang kam. Die Abweichungen der Zyklonenbahn von der Vorhersage betragen kurzfristig 1-2 Breitengrade, auch hier machten sich teilweise Analysefehler bemerkbar. Die vorhergesagte Wanderungsgeschwindigkeit war eher zu hoch als zu niedrig. Der bei beiden Zyklonogenesen bedeutsame Einfluß freiwerdender Kondensationswärme wurde mit einem experimentellen „trockenen“ Lauf des EZMW eindrucksvoll nachgewiesen.

#### 4.3 Fallstudie 2, Variabilität mittelfristiger Prognosen

Auch für die zweite Fallstudie, Betrachtung der Schwankungen mittelfristiger Prognosegüte, erwies sich der Zeitraum zwischen 6. und 15. 1. 1986 als dankbares Demonstrationsbeispiel. Man beobachtete Schwankungen der Vorhersagegüte sowohl von Tag zu Tag als auch Abweichungen der Modelle untereinander. Im Mittelpunkt stand die Frage, warum die Vorhersagen für die Zeit der 2. heftigen Zyklonogenese (12./13. 1. 1986) ausgehend vom 8. 1. 1986 bei beiden Modellen so verschieden ausfielen. Zu ihrer Klärung standen neben dem schon besprochenen Arbeitsmaterial wieder die Produkte experimenteller Prognoseläufe zur Verfügung. Bei ihnen wurden mit Hilfe der Analysen des jeweils anderen Modells die Prognosen neu berechnet, z.B. UK-Modell mit EZMW-Analyse. Um den Analyse-Ein-

fluß noch näher zu spezifizieren, ersetzte man bei der UK-Analyse gezielt im pazifischen Raum den eigenen Anfangszustand durch ein Transplantat der EZMW-Analyse. Der Vergleich beider Mittelfristvorhersagen vom 8. 1. 1986 zeigte, daß im Endprodukt für den 13. 1. 1986 die EZMW-Prognose die Orkanzyklone bei Island im wesentlichen richtig erfaßte, während das britische Modell nur eine deutlich schwächere Zyklone weiter westlich aufwies. Die Abweichung der beiden Modelle untereinander blieben bis zum 3. Vorhersage tag relativ klein; sie divergierten erheblich, als vom 4. Tag an das EZMW-Modell im Gegensatz zum UK-Modell im Atlantikbereich eine explosive Zyklonogenese prognostizierte. Die Rückverfolgung der Prognoseunterschiede und die Heranziehung der experimentellen Rechnungen lokalisierte Anfangsanalyseunterschiede der 500-hPa-Fläche im pazifischen Raum. Sie pflanzten sich in der Prognose entlang der Frontalzone ostwärts fort. Nur beim EZMW-Modell stellten sich auf diese Weise besonders entwicklungsgünstige Phasenbeziehungen zwischen oberer Störung und unterem baroklinen Feld ein. Daß tatsächlich die Anfangsanalysen eine wesentliche Rolle für das Vorhersageprodukt gespielt haben, zeigte sich in der Tatsache, daß der experimentelle Austausch der Analyse das Ergebnis der Prognose im Sinne der Routineprognose des jeweils anderen Modells veränderte. Nach Transplantation der Analyse im pazifischen Raum wiederholten sich weitgehend die Erfahrungen des 1. Experiments (Abbildung 2). D.h. es bestätigte sich, daß das bessere Endergebnis der mittelfristigen EZMW-Prognose zumindest zu einem Teil auf

eine bessere Pazifik-Analyse zurückgeführt werden konnte.

#### 5 Schlußbemerkungen

Die Teilnahme an der Summer school gab aufschlußreiche Einblicke in Argumentation und Arbeitsweise des britischen Wetterdienstes in der Frage der Nutzung von numerischen Modellergebnissen. Dank der von den 3 Veranstaltern gut koordinierten und fachlich am neuesten Stand orientierten Vorträge und Fallstudien war dieser Kurs ein großer Erfolg. Den Einsatz von Karten der potentiellen Vorticity und Q-Vektoren in der Diagnostik kräftiger zyklonaler Entwicklungen muß man als richtungweisend ansehen.

#### Literatur

- T. N. PALMER and S. TIBALDI: Forecast Skill and Predictability. Technical Memorandum No. 127, ECMWF, 1986.
- ECMWF Forecast Report No. 37, Dec. 1986 - Febr. 1987.
- A. J. GADD: The 15-Level Weather Prediction Model. The Meteorological Magazine, Vol. 114, No. 1357, 1985
- B. J. HOSKINS, M. I. MCINTYRE and A. W. ROBERTSON: On the Use and Significance of Isentropic Potential Vorticity Maps. Quart. Journal Royal Met. Society Vol. 111, No. 470, 1985.
- B. J. HOSKINS, I. DRAGHICI and H. C. DAVIES: A New Look at the Omega-Equation. Quart. Journal Royal Met. Society Vol. 104, 1978.
- M. JAENEKE, Neustadt/Wstr.

## Buchbesprechungen – Neuerscheinungen

BONT, GERRIT de: Wolkenatlas. Wolken und Wetter. Aus dem Niederländischen v. H. Duggen, dt. Bearb. v. H. Häckel. Stuttgart: Ulmer 1987. 137 Farbbild., 16 Zeichn., zus. 128 S., ISBN 3-8001-4062-4. DM 32,-.

Der Atlas ist das Ergebnis einer fast 50jährigen Praxis im Beobachten von Wolken. Die durchweg farbigen Wolkenfotos (meist im Format 16,5x10,5 cm)

spiegeln nicht nur den Formenreichtum der Wolken wider, sondern können auch als fotografische Meisterleistungen angesehen werden. Jedes Wolkenbild ist mit Orts- und Zeitangaben, mit kurzen Erläuterungen und mit Hinweisen auf den augenblicklichen oder kurzfristig zu erwartenden Wetterzustand sowie mit den Code-Ziffern der internationalen Wolkenklassifikation verse-

hen. So kann dieser Atlas als eine wertvolle Ergänzung zum Internationalen Wolkenatlas der WMO angesehen werden. Die gekürzte deutsche Ausgabe dieses Standardwerks ist bekanntlich seit längerer Zeit vergriffen. Für den Wolkenbeobachter und Hobby-Meteorologen sind aber auch die den Bildtafeln vorangestellten Texte über die Physik der Atmosphäre (im wesentlichen über

die Grundlagen der Wolken- und Niederschlagsphysik), über die Einteilung und Beschreibung der Wolkenfamilien und Gattungen und über den Wolken-Code nützlich, weil sie meteorologische Zusammenhänge der Wolkenbildung anschaulich verdeutlichen. Am Schluß des Atlas finden sich einige Hinweise zur Technik der Wolkenfotografie und ein Verzeichnis meteorologischer Fachausdrücke. M. Schlegel

WORLD METEOROL. ORGANIZATION: International cloud atlas. Vol. II, 2. rev. Aufl. Genf 1987, ISBN 92-63-12407-8, Sw. fr. 68,-.

Die WMO gab 1956 einen Wolkenatlas in zwei Bänden heraus. In Bd. 1 wurden die Wolkenarten, -beobachtung und -verschlüsselung sowie Niederschläge und optische bzw. elektrische Erscheinungen behandelt. Bd. 2 enthielt 224 Bildtafeln, die den Text des 1. Bandes illustrierten. Nachdem Bd. 1 schon 1975 unter dem Titel "Manual on the observation of clouds and other meteors" (WMO-No. 407) neu aufgelegt wurde, liegt nun auch Bd. 2 in einer überarbeiteten Neuauflage vor. Sie enthält 196 überwiegend farbige Bildtafeln.

MEYERS LEXIKON REDAKTION (Hrsg.): Meteorologie. Meyers kleines Lexikon. Mannheim . . . : Meyers Lexikonverl. 1987, 496 S., DM 29,80 ISBN 3-411-02661-8.

Seit dem 1950 von K. Keil herausgegebenen „Handwörterbuch der Meteorologie“ ist in Deutschland kein nennenswertes meteorologisches Lexikon mehr erschienen, obwohl jenes schon lange vergriffen ist und nicht mehr neu aufgelegt wurde. So bestand seit Jahren ein dringender Bedarf an einem Nachschlagewerk, das der Weiterentwicklung der Meteorologie Rechnung trägt. Diese Lücke wurde durch das vorliegende Lexikon weitgehend geschlossen. Es wendet sich sowohl an Meteorologen als auch an meteorologisch Interessierte anderer Fachgebiete und an Laien. Man findet in ihm ca. 3800 Stichwörter. Abweichend von dem Lexikon von Keil enthält es auch Abbildungen. Fremdwörter sind etymologisch erklärt sowie mit Betonungs- und Ausspracheangaben versehen. Es wurde mit Unterstützung des Deutschen Wetterdienstes von H. Schirmer, W. Buschner,

A. Cappel, H. G. Matthäus und M. Schlegel wissenschaftlich bearbeitet.

SCHÖNWIESE, C.-D.; DIEKMANN, B.: Der Treibhauseffekt. Stuttgart: Deutsche Verlags-Anstalt 1987. 232 Seiten. DM 34,-. ISBN 3-421-02749-8.

Ein Buch, auf das wir schon lange gewartet haben. Geschrieben von einem Meteorologen und einem Physiker mit den Spezialgebieten Umweltforschung/Klimaschwankungen bzw. weltweite Energieprobleme, behandelt es ein Problem, das fast jeder kennt, über das viele Leute reden und von dem letztlich kaum ein Mensch etwas versteht.

In dem 9 Kapitel umfassenden Buch wird zunächst die Wechselbeziehung Mensch - Umwelt vorgestellt, um dann nach einem kurzen Abriss der Klimageschichte auf die globalen Aktivitäten der Menschheit (Bevölkerungswachstum, Energieverbrauch, Zerstörung des tropischen Regenwaldes) und deren klimatische Folgen einzugehen: Geänderte Zusammensetzung der Atmosphäre, Änderung des globalen Klimas (Treibhauseffekt, indirekter Treibhauseffekt).

Die drei letzten Kapitel sind den sozio-ökonomischen Folgen dieser anthropogenen Klimaänderungen sowie der Abwägung der damit verbundenen Risiken für die Menschheit gewidmet, und es werden Antworten gegeben auf die Frage: „Was sollen wir tun?“

Das Buch ist in einer auch für den Laien verständlichen Sprache, flüssig im Stil, geschrieben, jedoch ohne grobe Vereinfachungen und daher auch für den wissenschaftlichen Leser interessant. M. Goesch

#### *Zeitschriften und Schriftenreihen*

Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica). New York: Allerton Press. Übers. a. d. Chinesischen durch Inst. of Atmospheric Physics, Chin. Acad. of Sciences, ab Vol. 11 (1987) Nr. 1 der Zeitschrift "Scientia Atmospherica Sinica".

Global Biogeochemical Cycles. Washington: American Geophysical Union. Vol. 1 1987, ISSN 0886-6236.

Report. Hamburg: Max-Planck-Institut f. Meteorologie. Nr. 1 1987.

Meteorological Publications. Helsinki: Finnish Meteorological Institute. Nr. 1 1986.

VEREIN DEUTSCHER INGENIEURE, VDI-Kommission Reinhaltung der Luft: VDI-Richtlinien. VDI-Handbuch Reinhaltung der Luft, Bd. 1.

Ausbreitung von Luftverunreinigungen in der Atmosphäre. Ausbreitung von störfallbedingten Freisetzung. Sicherheitsanalyse. Düsseldorf: VDI-Verlag 1987, VDI 3783, Bl. 1. Deutsch u. Englisch, DM 49,60.

.....  
Meteorologische Messungen für Fragen der Luftreinhaltung. Aerologische Messungen. Düsseldorf: VDI-Verlag 1987, VDI 3786, Bl. 8. Deutsch u. Englisch, DM 72,60.

THE NATIONAL METEOROL. SERVICE (Ed.)

The cloud atlas of China. Beijing: Science Press. New York: Gordon and Breach 1984. ISBN 0-677-31290-3.

DEUTSCHE GESELLSCH. F. LUFT-U. RAUMFAHRT (Hrsg.)

Die Nutzung von Fernerkundungsdaten in der Bundesrepublik Deutschland. Statussemnar 1986 des MBFT. Bonn 1986, 558 S. ISBN 3-922010-31-8.

GEORGII, H.-W. (Ed.)

Atmospheric pollutants in forest areas. Dordrecht: Reidel 1986, 287 S. ISBN 90-277-2317-6.

DOLGIN, I. M. (Ed.)

Climate of Antarctica. Rotterdam: Balkema 1987, 213 S. ISBN 90-6191-463-9. Russian Transl. Ser. 41.

VDI-KOMM. REINHALTUNG D. LUFT (Hrsg.)

Umweltschutz in großen Städten. Kolloquium München 8.-10. Okt. 1986. Düsseldorf: VDI-Verlag 1986, 701 S. ISBN 3-18-090605-7. VDI-Berichte 605.

ÖSTERR. GES. F. METEOROL. (Hrsg.)

19. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie, 1.-6. Sept. 1986 Rauris. Graz: dbv-Verlag 1987, 457 S.

CLARK, R. P.; EDHOLM, O. G.

Man and his thermal environment. London: Arnold 1985, 253 S. ISBN 0-7131-4445-9.

(Beiträge ohne Angabe d. Verfassers stammen vom Schriftleiter)

- DIAZ, A. F. u.a.  
Los efectos de la meteorología sobre la economía nacional. Madrid: Inst. Nac. de Meteorol. 1987, 832 S. ISBN 84-505-5120-X.
- FINLAYSON-PITTS, B. J.; PITTS Jr., J. N.  
Atmospheric chemistry: fundamentals and experimental techniques. New York: Wiley 1986, 1098 S. ISBN 0-471-88227-5. A Wiley-Interscience publication.
- TYSON, P. D.  
Climatic change and variability in Southern Africa. Cape Town: Oxford Univ. Press 1986, 220 S. ISBN 0-19-570430-4.
- FEIN, J. S.; STEPHENS, P. L. (Ed.)  
Monsoons. New York: Wiley 1987, 632 S. ISBN 0-471-87416-7. A Wiley-Interscience publication.
- CHINESE METEOROL. SOCIETY (Ed.)  
Proceedings of International Symposium of the Qinghai-Xizang Plateau and Mountain Meteorology. March 20-24, 1984, Beijing, China. Beijing: Science Press. Boston: AMS 1986, 1036 S. ISBN 0-933876-61-0.
- HELBIG, A.  
Beiträge zur Meteorologie der Stadtatmosphäre. Berlin: Akademie-Verlag 1987. Abh. Meteorol. Dienst DDR Nr. 137.
- NAGATA, T. (Ed.)  
Energetics and dynamics of the middle and the upper atmosphere at high southern latitudes. SCAR Workshop Bremerhaven Sept. 25-28, 1984. Tokio: Nat. Inst. Polar Res. 1985, 163 S. Memoirs of Nat. Inst. of Polar Res. Spec. Issue No. 38.
- LUTGENS, F. K.; TARBUCK, E. J.  
The atmosphere: An introduction to meteorology. 3. ed. Eaglewood Cliffs: Prentice-Hall 1986, 492 S. ISBN 0-13-049917-X.
- BATTRICK, B.; ROLFE, E. (Ed.)  
Mesoscale analysis and forecasting incorporating "Nowcasting". Vancouver 17-19 Aug. 1987. Paris 1987, 696 S. ESA SP 282.
- APEL, J. R.  
Principles of Ocean Physics. London . . . : Academic Press 1987, 631 S. ISBN 0-12-058865-X. International Geophysics Ser. Vol. 38.
- MAKSIMOVIC, C.; RADOJKOVIC, M.  
Urban drainage catchments: Selected worldwide rainfall-runoff data from experimental catchments. Oxford . . . : Pergamon Press 1986, 374 S. ISBN 0-08-034086-5.
- SCHRÖDTER, H.  
Wetter und Pflanzenkrankheiten. Biometeorologische Grundlagen der Epidemiologie. Berlin . . . : Springer 1987, 191 S. ISBN 3-540-17920-8.
- HOUGHTON, J. T.  
The physics of atmospheres. 2. Ed. Cambridge . . . : Cambridge University Press 1986, 271 S. ISBN 0-521-32731-8.
- ROSENZWEIG, C.; DICKINSON, R. (Ed.)  
Climate-vegetation interactions. Proc. of a workshop. Greenbelt 27-29 Jan. 1986. Boulder: Office for Interdisciplinary Earth Studies 1986, 156 S.
- KÖRBER, H.-G.  
Vom Wetteraberglauben zur Wetterforschung. Innsbruck: Pinguin-Verl.; Frankfurt a. M.: Umschau-Verl. 1987, 231 S.

---

## Habilitationen, Promotionen und Diplom-Hauptprüfungen an den Universitäten der Bundesrepublik Deutschland und West Berlins im Jahre 1986

---



---

### Freie Universität Berlin

---

#### Promotion

MÜLLER, Klaus: Prognose von Niederschlagswahrscheinlichkeiten an einer Station (Berlin).

#### Diplom-Hauptprüfungen

BAARTZ, Friedrich: Thermische und Immissionseinflüsse auf Croup-Syndrom-Erkrankungen in Berlin.

FREY-BUNESS, Angelika: Die Streuungsparameter der Ausbreitungsrechnung als kontinuierliche Funktionen synoptischer Beobachtungen.

HANNIG, Lutz: Das UTM-GRID-SYSTEM, ein Standard für die modernen Grundprobleme der Meteorologie aller Scales.

MÜLLER, Robert: Ein analytisches 2-Schichtenmodell für die Schadstoffausbreitung von hohen Quellen.

NEVIR, Peter: Strukturbildung und Chaos bei der nichtlinearen Evolution einer baroklinen instabilen Welle.

SCHULZ, Angelika: Vergleich der Ausbreitungsklassen von Klug-Manier und Pasquill.

---

### Universität Bonn

---

#### Promotionen

KALTHOFF, Norbert: Eine Strahlungsparametrisierung für durchbrochene Bewölkung und deren Einflüsse auf den Energiehaushalt der Grenzschicht.

KOCH, Christa: Numerische Simulation der Wechselwirkungen zwischen Meereis und Atmosphäre im Bereich der Weddellsee.

#### Diplom-Hauptprüfungen

ARENS, Georg: Massenausgleich mit einem quasigeostrophischen Omega-feld.

JENDRNY, Susanne: Objektive Analyse des Windfeldes während ALPEX.

KNOCHÉ, Richard: Eineinhalbdimensionales Cumulus-Modell mit Mikrophysik.

STÄHLER, Ursula: Aspekte der Zirkulationsbeziehung zwischen Grönland und Atlantik/Europa.

WILINSKI, Norbert: Drachen in der Meteorologie.

---

**Technische Hochschule Darmstadt**

---

*Promotion*

GLAAB, Hubert: Lagrangesche Simulation der Ausbreitung passiver Luftbeimengungen in inhomogener atmosphärischer Turbulenz.

*Diplom-Hauptprüfungen*

HALBIG, Guido: Numerische Simulationen zum Energiehaushalt eines Waldbestandes.

JACOB, Daniela: Untersuchungen einer SO<sub>2</sub>-Episode im Januar 1985.

LANG, Jürgen: Feinstruktur der Niederschlagsverteilung im Rhein-Main-Gebiet unter besonderer Berücksichtigung hoher Tagesniederschlagssummen und einzelner Großwetterlagen.

SCHNEIDER, Udo: Untersuchungen der Bodenwind- und Meeresoberflächentemperaturfelder im tropischen Pazifik anhand von Schiffsbeobachtungen – mit Anwendung auf das El Nino-Phänomen.

THEHOS, Ralf: Die Verwendung horizontal variabler Maschenweiten bei der numerischen Simulation mesoskaliger Strömungsvorgänge.

VOGEL, Heike: Berechnung von Konzentrationsverteilungen mit einem Lagrange-Modell für mesoskalige Strömungsfelder.

---

**Universität Frankfurt am Main**

---

*Diplom-Hauptprüfungen*

RUNGE, Kirsten: Statistik botanischer Zeitreihen Europas. Einige Charakteristika und klimatologische Zusammenhänge.

STAUBES, Regina: Untersuchung der Bodenexhalation von Carbonsulfid, Dimethylsulfid und Schwefelkohlenstoff.

ZIMMERMANN, Renate: Untersuchung des zeitlichen Verlaufs der Spurenkonzentration in Einzelniederschlägen.

---

**Universität Freiburg**

---

*Diplom-Hauptprüfung*

KÜNZEL, Friedhelm: Untersuchung der Seespiegelschwankungen des Titicacasees mit neuen statistischen Methoden.

---

**Universität Hamburg**

---

*Promotionen*

BRUNS, Thomas: Eine diagnostische Untersuchung der Beiträge interner quasi-geostrophischer Prozesse zur großräumigen atmosphärischen Variabilität.

CHLOND, Andreas: Numerische Untersuchungen mit Spektralmodellen zur Stabilität und Dynamik von Rollen in einer durch eine Inversion abgeschlossenen atmosphärischen Grenzschicht.

DIBBERN, Jochen: Die Fernerkundung der Polarisierungseigenschaften des Niederschlags mit einem bistatischen Polarisationsdiversity-Radar bei 33 GHz.

*Diplom-Hauptprüfungen*

BÖHMER, Wolfgang: Bewegungen des sommerlichen Meereises während des Experiments MIZEK '84 in der Frahmstraße.

CIESZELSKI, Rolf: Zwei Fallstudien geordneter Konvektion anhand von Flugzeugmessungen während des Experiments KONTUR.

GOLLUB, Joachim: Numerische Berechnung der Bodentemperatur in schnee- und eisfreien Gebieten, unter Berücksichtigung der Bodenfeuchte, für ein Klimamodell.

HEINKEN, Lydia: Bedeckungsgrad in konvektiven Situationen.

HOLLWEG, Heinz-Dieter: Darstellung spektraler Transmissionsfunktionen mit Hilfe der Häufigkeitsverteilung von Absorptionskoeffizienten und die mit ihnen berechneten Erwärmungsraten.

KROLL, Gabriele: Die Parameterisierung der atmosphärischen Gegenstrahlung an der Georg-von-Neumayer-Station.

RAYDT, Kathrin: Parametrisierung von Wolken in der planetarischen Grenzschicht auf der Basis der 'Mixed-Layer'-Hypothese.

SCHWARZ, Elke: Ein Vergleich von Modellsimulationen der vertikalen Temperatur- und Windverteilung mit Beobachtungen an ausgewählten geographischen Punkten.

SÜNDERMANN, Annette: Die Entwicklung einer stabilen Grenzschicht beim Strömen einer warmen Luftmasse über kaltes Wasser – ein einfaches Modell und Vergleich mit KONTROL-Beobachtungen.

---

**Universität Hannover**

---

*Promotionen*

PIETZNER, Burkhardt: Die Vertikalstruktur der Horizontalsicht im Höhenbereich bis 300 m über Grund in Norddeutschland.

THEUNERT, Sabine: Anwendung eines Mesoskalen-Modells zur Bestimmung des natürlichen Windenergieangebotes im deutschen Nordseeküstenbereich.

*Diplom-Hauptprüfungen*

FALKE, Martina: Vertikalstruktur der horizontalen Sichtweite in Norddeutschland in Abhängigkeit von Großwetterlage und Luftmasse.

GINDLER, Hartmut: Vertikalprofile der Horizontalsicht in den untersten 300 m der Atmosphäre über Norddeutschland.

KOPPENWALLNER, Georg Emanuel: Numerische Simulation zur Kelvin-Helmholtz Instabilität.

NAMYSLO, Joachim: Untersuchungen zum Einfluß unterschiedlicher Bodeneigenschaften auf die untere Randbedingung für Temperatur und Feuchte in numerischen Modellen der atmosphärischen Grenzschicht.

SCHREIBER, Klaus-Jürgen: Betrachtungen über Trajektorien für reibungsfreie Bewegungen oberhalb der stabilen Grenzschicht.

---

**Universität (TH) Karlsruhe**

---

*Promotion*

WEISEL, Ernst Luzian: Untersuchung eines Strahlstroms im Alpenvorland.

*Diplom-Hauptprüfungen*

BABEL, Stefan: Das Windfeld im Oberrheingraben in Abhängigkeit vom rheintalspezifischen Druckgradienten.

HAUSCHILD, Hubert: Turbulente Diffusion von Luftschadstoffen in einem dreidimensionalen Windfeld.

HENSLER, Martin: Vertikaler Impuls-transport durch Wellen und Turbulenzen – Eine Analyse von Flugzeugmessungen während des Alpenexperiments.

KLÄSSER, Hermann: Ein Verfahren zur Ermittlung des bodennahen Windfeldes über inhomogenem Terrain durch Interpolation von Stichproben.

KLEISER, Thomas: Numerische Simulation von Sekundärzirkulationen in städtischen Bereichen aufgrund von Bodenheterogenitäten.

KOLLE, Olaf: Fluktuationen meteorologischer Parameter als physiologischer Reiz.

RASKOB, Wolfgang: Berechnung des Immissionsfeldes einer Stadt aus Stichprobenmessungen und Emissionsdaten.

SAWATZKY, Karl-Heinz: Dynamische und energetische Einflüsse auf die atmosphärische Strömung in einem Tal am Beispiel des Remstals.

SUPPAN, Peter: Modellrechnungen zum Einfluß eines Innenhofes auf das thermische Milieu.

WALTER, Hartmut: Modellrechnungen zum spektralen Energietransfer der atmosphärischen Turbulenz.

---

#### Universität Kiel

---

##### *Diplom-Hauptprüfungen*

FINGER, Thomas: Kohärenz der Windgeschwindigkeiten im Mesoscale über See an drei Bojen während des JASIN '78 Projektes.

THIERMANN, Volker: Direkte Bestimmung des Wasserdampfgehalts der Troposphäre über See aus Infrarotmessungen des Satelliten NOAA-7.

---

#### Universität Köln

---

##### *Promotionen*

HASS, Heinz: Untersuchungen von Scales dynamischer Prozesse als Beitrag zur Parametrisierung des Eddy-transportes in der mittleren Atmosphäre.

JACOBS, Herta: Wolkenerkennung über der Antarktis mittels Satellitenbilder.

JAKOBS, Hermann Josef: Untersuchungen von Schwerwelleneffekten mit Hilfe eines 3-D Zirkulationsmodells der mittleren Atmosphäre.

##### *Diplom-Hauptprüfungen*

ARMBRÜSTER, Peter: ISIS Interactive-Satellite-Imageprocessing-System.

STEIN, Christa: Das zeitliche Zusammenwirken barokliner Energieumwandlungen durch großräumige Wellen in der Atmosphäre.

LIN, Wen-Hwa: Die interne Eichung von abbildenden Strahlungsdaten der Satelliten METEOSAT und NOAA-7 für die Zwecke der ISCCP.

UDELHOFEN, Petra: Titans Magnetosphärenschweif: Auswertung von Magnetfeldmessungen.

WAGNER, Dieter: Diagnose der inner-tropischen Konvergenzzone (ITCZ) über dem Atlantik.

---

#### Universität Mainz

---

##### *Promotionen*

BOTT, Andreas: Ein Parametrisierungsverfahren für hochreichende Konvektion und den damit verbundenen Vertikaltransport von atmosphärischen Spurenstoffen.

FORKEL, Renate: Ein zweidimensionales numerisches Modell zur Nebelprognose.

##### *Diplom-Hauptprüfungen*

DERICHS, Heinz: Eine spektrale Lösung für die thermische Konvektion bei verschiedenen Randbedingungen.

VAUTZ, Wolfgang: Erstellung eines Katasters atmosphärischer Immissionen durch Windfeldanalyse und Messung der Luftverunreinigung an nur einem Ort – Aerosole und SO<sub>2</sub> im Raum Mainz/Wiesbaden.

---

#### Universität München

---

##### *Habilitation*

FISCHER, Herbert: Beiträge zur passiven Fernerkundung stratosphärischer Spurengase im infraroten Spektralbereich.

##### *Promotionen*

AMTMANN, Richard: Dynamische Windbelastung von Nadelbäumen.

BREHM, Matthias: Experimentelle und numerische Untersuchungen der Hangwindschicht und ihrer Rolle bei der Erwärmung von Tälern.

KIRCHNER, Manfred: Wirkungen unterschiedlicher Landnutzung auf den Wasserhaushalt bayerischer Flußgebiete.

SCHMID, Sybilla: Ausbreitungsrechnung in einer Mittelgebirgslandschaft.

ULRICH, Wolfgang: Simulationen von thermisch induzierten Winden und Überströmungssituationen.

##### *Diplom-Hauptprüfungen*

AHR, Michael: Überströmung der Alpen und flacher Föhn während MERKUR.

BOSSE, Marc: Der Säure- und Stoffeintrag mit dem Niederschlag in das Einzugsgebiet Große Ohe, unter Berücksichtigung von Jahreszeit und Witterungseinflüssen.

CLARMANN VON CLARENAU, Thomas: Untersuchungen zur Strahldichteberechnung mit Linie-für-Linie-Computerprogrammen.

GIEHRACH, Joachim: Ausgewählte statistische Bearbeitung der Klimaregistrierungen der Stadtklimastation Theresienstraße des Meteorologischen Instituts der Universität München.

HADERLEIN, Klaus: Numerische Modellrechnungen zum Verlagerungsverhalten orographisch modifizierter Kaltfronten.

HEINRICH, Richard: Verifikation von Experimenten zur baroklinen Instabilität ultralanger Wellen mit Monte-Carlo-Verfahren.

HESS, Michael: Der Einfluß nichtkugelförmiger Teilchen auf die Streufunktion troposphärischen Aerosols.

KLOS, Andreas: Spektrale Einbettung am Beispiel einer eindimensionalen Prognose.

MÜLLER, Hans Michael: Die Abhängigkeit der Strahlungsbilanz im terrestrischen Spektralbereich von den strahlungsrelevanten Parametern des Systems Erde-Atmosphäre.

STANEK, Robert: Normalmodeninitialisierung und inhomogene spektrale Auflösung eines Flachwassermodells.

## Anschriften der Autoren

(Thema des Heftes)

Prof. Dr. F. FIEDLER  
Dr. G. ADRIAN  
Dipl.-Met. H. ZIMMERMANN  
Institut für Meteorologie und Klimaforschung  
Universität Karlsruhe/  
Kernforschungszentrum Karlsruhe  
Kaiserstraße 12  
7500 Karlsruhe 1

Prof. Dr. L. HASSE  
Institut für Meereskunde  
Maritime Meteorologie  
Universität Kiel  
Düsternbrooker Weg 20  
2300 Kiel 1

Prof. Dr. R. ROTH  
Institut für Meteorologie  
und Klimatologie  
Universität Hannover  
Herrenhäuserstraße 2  
3000 Hannover 21

Prof. Dr. F. WIPPERMANN  
Dr. G. GROSS  
Institut für Meteorologie  
Technische Hochschule  
Hochschulstraße 1  
6100 Darmstadt

## Berichtigung

Heft 1/2 '87, S. 46, linke Spalte, 9. Zeile:  
lies . . . 1967 bis 1984 um . . .

## Hinweis

Wegen des verspäteten Eingangs der Manuskripte beim  
Hauptschriftleiter konnte das Heft nicht mehr termingerecht  
im Dezember 1987 gedruckt werden.

## Redaktionelle Hinweise für Autoren

### 1 Allgemeines

Promet dient der Fortbildung von Meteorologen und Wetterberatern. Die Beiträge zum „Thema des Heftes“ sollen den neuesten Stand des zu behandelnden Spezialgebietes auf wissenschaftlicher Basis, jedoch in einer verständlichen und anschaulichen Weise darstellen.

### 2 Äußere Form des Manuskriptes

#### 2.1 Text

Einseitig auf durchnummerierten DIN-A4 Blättern (links 4 cm, oben 2 cm als freier Rand), Maschinenschrift, 1 1/2zeilig, ca. 60 Anschläge/Zeile und 30 Zeilen/Seite.

#### 2.2 Gliederung

Numerierung der Haupt- und Unterabschnitte nach dem Dezimalsystem (1, 1.1, 1.2 ..., 2, 2.1, 2.2 usw.).

#### 2.3 Abbildungen, graphische Darstellungen

Kontrastscharfe und reproduktionsfähige Vorlagen (Fotos mit Hochglanz,

Strichzeichnungen mit schwarzer Tuschung und klarer Beschriftung). Legenden zu den Abbildungen auf besonderem Blatt beifügen.

#### 2.4 Formeln, Gleichungen

Auf das Notwendige beschränken, deutlich lesbar mit fortlaufender Numerierung in runden Klammern am rechten Textrand.

#### 2.5 Tabellen

Nur im notwendigen Umfang, klar und übersichtlich, ggf. auch als Abbildungen.

#### 2.6 Literaturzitate

Literaturhinweise im Text: ... MÜLLER (1980) ... oder ... (MÜLLER 1980) ...

#### Literaturverzeichnis:

— Autoren in alphabetischer Reihenfolge. Herausgeber werden durch den Zusatz: „Hrsg.“ gekennzeichnet.

#### — Zeitschriftenaufsatz:

KURZ, M.: Zum Einfluß diabatischer Prozesse auf die Frontogenese in Bodennähe. Meteorol. Rdsch. 35 (1982) Nr. 1, S. 21—30.

#### — Buch:

SCHÖNWIESE, C.-D.: Klimaschwankungen. Berlin: Springer-Verlag 1980.

### 3 Korrekturen

Autoren, die das „Thema des Heftes“ behandeln, erhalten Fahnenabzüge ihres Beitrages zur Korrektur. Die Umbruchkorrekturen werden von der Hauptschriftleitung durchgeführt.

### 4 Belegexemplare, Fortdrucke

Autoren des Hauptthemas erhalten je 5 Belegexemplare des betreffenden Heftes, Autoren von Kurzmitteilungen (3spaltige Texte) je 1 Heft. Zusätzliche Exemplare können gegen Erstattung der Fortdruckkosten bei der Rücksendung der Korrekturen bestellt werden.

Manuskriptsendungen werden erbeten an:

Deutscher Wetterdienst, Hauptschriftleitung „Promet“  
Frankfurter Straße 135, D-6050 Offenbach a. M.