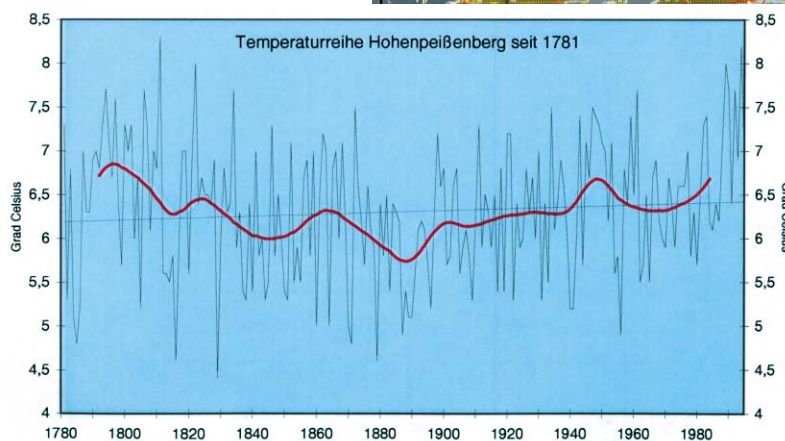
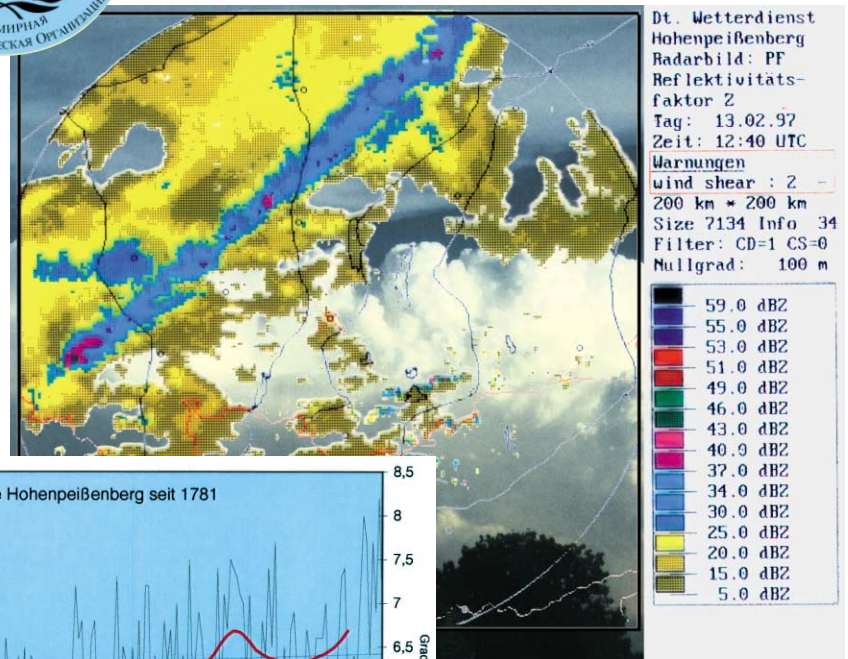
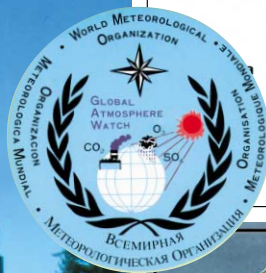




Das Meteorologische Observatorium Hohenpeißenberg II



Herausgeber

Deutscher Wetterdienst

Hauptschriftleiter

Dipl.-Met. H.-D. Kirch

Redaktionsausschuß

Dipl.-Met. **U. Gärtner** (Offenbach a. M.)

Prof. Dr. J. Egger (München)

Prof. Dr. F. Fiedler (Karlsruhe)

Prof. Dr. G. Groß (Hannover)

Dipl.-Met. H. Kruse (Traben-Trarbach)

Dr. E. Müller (Offenbach a. M.)

Dr. J. Neisser (Lindenberg)

Prof. Dr. Chr.-D. Schönwiese (Frankfurt a.M.)

Prof. Dr. G. Tetzlaff (Leipzig)

Zum Titelbild:

Das Titelbild stellt die in diesem Heft angesprochenen Arbeitsgebiete des Meteorologischen Observatoriums Hohenpeißenberg dar:

- die lange meteorologische Tradition anhand der Temperaturmeßreihe
- die Arbeiten auf dem Gebiet der Radarmeteorologie
- die neuen luftchemischen Aktivitäten; hierzu wird das Observatorium Hohenpeißenberg als zugehörig zu den Globalstationen des Global Atmosphere Watch-Netzes der WMO gezeigt.

promet erscheint im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes – Frankfurter Straße 135, 63067 Offenbach am Main. Bezugspreis pro Jahrgang (4 Hefte) im Abonnement DM 44,-, Einzelheft DM 12,-, Doppelheft DM 24,-, Dreifachheft DM 36,-.

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

Druck: Weppert GmbH & Co. KG
97422 Schweinfurt
Zehntstraße 17

ISSN 0340-4552

Meteorologische Fortbildung

26. Jahrgang, Heft 1/2, 1997

Thema des Heftes:

Das Meteorologische Observatorium Hohenpeißenberg II

(Fachliche Redaktion: P. Winkler, Hohenpeißenberg)

Beiträge	Seite
Zu diesem Heft	1
W. FRICKE	
7 Langfristige Klimabeobachtungen am Observatorium Hohenpeißenberg	2
W. VANDERSEE	
8 Strahlungsmeßreihen am Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg	8
J. RIEDL, O. PLÖRER	
9 Messungen der Niederschlagsintensität	17
P. LANG	
10 Niederschlagsquantifizierung auf der Basis von Radardaten	22
J. SELTMANN	
11 Radarforschung im DWD - vom SCAN zum Produkt	32
P. LANG	
12 Zellentwicklungen und konvektive Niederschlagsprozesse aus der Sicht eines Radars	43
W. FRICKE, U. KAMINSKI, St. GILGE	
13 Der Hohenpeißenberg im GAW-Program der WMO	53
H. BERRESHEIM	
14 Methoden und Prozesse der atmosphärischen Chemie	61
H.-D. KIRCH	
Auch die Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes wird 150 Jahre alt	69
150 Jahre PMI, Symposium in Berlin	76
Buchbesprechungen – Neuerscheinungen	77
Habilitationen, Dissertationen und Diplom-Hauptprüfungen im Jahr 1995	79
Vorausschau – Tagungen	83

Thema des Heftes: Das Meteorologische Observatorium Hohenpeißenberg II

Zu diesem Heft

Nachdem im vorausgegangenen Heft 4/96 die Geschichte und das Arbeitsgebiet Ozon vorgestellt wurden, befaßt sich das vorliegende Doppel-Heft mit Ergebnissen aus den langen meteorologischen Meßreihen, aus der Radar- und Niederschlagsforschung, und darüberhinaus werden die neuen Arbeitsgebiete zur Luftchemie vorgestellt: bei letzteren geht es mehr um die Arbeitskonzepte, da Meßreihen erst kurz sind und die wissenschaftliche Bearbeitung in der gegenwärtigen Aufbauphase noch zurücksteht. Luftchemische Forschung ist an sich kein junges Arbeitsgebiet, die bisherigen Ergebnisse haben aber die Koppelung von chemischen Vorgängen und Klima oder regionalen Problemen, wie saurer Regen, photochemischer Smog, Aerosolbildung usw. soweit bewußt gemacht, daß die Notwendigkeit für eine langfristige Überwachung luftchemischer Parameter und begleitende Prozeßforschung an einem Observatorium akzeptiert wurde. Wie bereits im Heft 4/96 wird auch in diesem Heft keine erschöpfende Behandlung der bearbeiteten Themen angestrebt, sondern es wird anhand ausgewählter Beispiele versucht, den Einblick in die besondere Arbeitsweise eines Observatoriums und die dabei zu erzielenden Ergebnisse zu vermitteln.

Forschung wird von Mitarbeitern getragen. Aus diesem Grunde wird auch ein Foto der derzeitigen Mitarbeiter eingebunden, denen das Observatorium Hohenpeißenberg auch „Heimat“, Kollegialität, Fortschritt, Herausforderung und Zielgebung bedeutet.

P. Winkler



7 Langfristige Klimabeobachtungen am Observatorium Hohenpeißenberg

1 Einleitung

Als 1780 in Mannheim die Societas Meteorologica Palatina durch Kurfürst Karl Theodor von der Pfalz gegründet wurde, entstand ein weitverzweigtes meteorologisches Meßnetz in Europa. Es war die Zeit der Aufklärung, das Interesse an der Natur war groß, und man erhoffte sich von den Messungen und Beobachtungen mehr Verständnis für die Vorgänge in der Atmosphäre, die oft genug zu unerwarteten und folgenschweren Wettererscheinungen führten. Die Abhängigkeit der Menschen von der Landwirtschaft in ihrer Region war erheblich größer als heute, ebenso der Einfluß der Witterung auf die Erträge.

Die langfristige Verfolgung des Klimas an einem Ort lebt von der Kontinuität der Beobachtungen und Messungen. Diese notwendige Kontinuität ist ständig von verschiedenen Seiten bedroht: von meßtechnischen Problemen, von Neuentwicklungen bei den Meßverfahren, von der räumlichen Verlegung von Messungen, von Änderungen des lokalen Umfeldes, vom Wechsel der Beobachter, von veränderten politischen und ökonomischen Randbedingungen, um nur einige Gefahren für die Kontinuität zu nennen.

Wenn wir heute am Hohenpeißenberg auf über 200 Jahre meteorologischer Daten zurückblicken können, so ist es zu einem erheblichen Teil dem Interesse und der Eigeninitiative von Augustiner Chorherren des Klosters Rottenbuch, Pfarrern und Schullehrern zu verdanken, daß die Beobachtungen nach dem Zerfall des Meßnetzes der Societas Meteorologica Palatina am Hohenpeißenberg fortgeführt wurden, bis das Observatorium – nach wechselvoller Geschichte – schließlich in die Wetterdienste integriert wurde (WEGE 1996).

Es gab damals bereits einheitliche Meßgeräte, Kalibrierungen, Vorschriften und Beobachtungszeiten. Die „Mannheimer Stunden“, 7, 14 und 21 Uhr mittlerer Ortszeit, sind die noch heute für die Klimabeobachtung gültigen Termine. Man bedenke, daß die Uhrzeit damals noch nicht gesetzlich vereinheitlicht war. Sie variierte von Ort zu Ort zum Teil erheblich und wurde erst mit der Einführung der mitteleuropäischen Zeit am 1. April 1893 harmonisiert.

Trotz der Sorgfalt, mit der man die Messungen durchführte, blieben Ungenauigkeiten und Inhomogenitäten in manchen Daten. Wer konnte vor 200 Jahren ahnen, daß für uns heute Temperaturtrends von einigen zehntel Grad wichtig sein können? Das bei der nachträglichen Homogenisierung von Meßreihen übliche Verfahren, der Vergleich mit benachbarten Stationen, konnte bei den alten Daten dann nicht angewandt werden, wenn es noch keine vergleichbaren benachbarten Stationen gab.

Als Bergstation hat der Hohenpeißenberg gegenüber der tiefergelegenen Umgebung ein eigenes Klima, was bei solchen Datenprüfungen zu berücksichtigen ist. Hier wirkt sich als Nachteil aus, was den Hohenpeißenberg eigentlich auszeichnet: Er ist die älteste Bergwetterstation der Welt. Eine Überprüfung der frühen Meßreihen ist folglich nur mit Hilfe von anderen Quellen möglich, z.B. historischen Aufzeichnungen, Annalen oder Chroniken, auch wenn sie häufig keine quantitativen Aussagen erlauben. Somit muß bei der Interpretation der Meßwerte die Möglichkeit einer mit deren Alter zunehmenden Ungenauigkeit im Auge behalten werden. Doch dazu mehr bei der Diskussion der langen Temperaturreihe.

Die Fülle der in den über 200 Jahren gesammelten Daten kann im Rahmen dieses Beitrags natürlich nicht annähernd vollständig behandelt werden. Für eine ergiebige Zusammenstellung und Auswertung wird auf ATTMANNSPACHER (1981) verwiesen, wo der Zeitraum bis 1980 berücksichtigt ist. Im folgenden sollen mit Hilfe aktualisierter Meßreihen nur einige wenige Aspekte herausgegriffen werden, die entweder eine Rolle in der Klimadiskussion spielen oder für die Arbeit am Observatorium von besonderer Bedeutung sind.

2 Die Klimadaten

Am Anfang einer Charakterisierung des Klimas an einem Ort stehen Mittel- und Extremwerte der beobachteten Klimaelemente. Sie sind für die wichtigsten Elemente am Hohenpeißenberg in Tabelle 1 zusammengestellt. Als Bezugszeitraum wurden hier bewußt nicht die üblichen 30 Jahre gewählt, sondern die längste für die jeweilige Komponente verfügbare Zeitspanne.

Mit einer Jahresmitteltemperatur von 6,3 °C während der vergangenen 215 Jahre findet man am Hohenpeißenberg deutlich wärmere Bedingungen vor, als auf anderen Bergen in Deutschland in vergleichbarer Höhenlage. So ist es auf der etwas tiefer gelegenen Was-serkuppe durchschnittlich rund zwei Grad kälter, auf dem Brocken im Harz – nur 150 m höher gelegen – sogar vier Grad kälter. Mit der üblichen Temperaturabnahme nach Norden hin ist dies nicht zu erklären. Ein wesentlicher Grund hierfür sind vielmehr die Föhnlagen im Lee der Alpen.

Bereits bei Anströmung aus Südwesten, der am häufigsten vorkommenden Windrichtung, machen sich die Alpen durch Lee-Effekte bemerkbar. Durchschnittlich wurden pro Jahr 58 Tage mit Föhn beobachtet, davon 10 Tage mit Föhnlücken, 30 Tage mit Föhn in der Höhe und 20 Tage mit Föhndurchbruch. Im Winter tragen Inversionswetterlagen zum Anstieg der mittleren Tempe-

	Zeitraum	Wert	Datum
Temperatur			
Jahresmittel	1781-1995	6,3 °C	
absolutes Maximum	1879-1995	33,8 °C	29.7.1947
absolutes Minimum	1879-1995	-29,1 °C	11.2.1929
höchstes Monatsmittel	1781-1995	19,7 °C	Juli 1983
tiefstes Monatsmittel	1781-1995	-12,4 °C	Februar 1956
Sommertage (Max. ≥ 25 °C) pro Jahr	1879-1995	7,5 Tage	
Frosttage (Min. < 0 °C) pro Jahr	1879-1995	127,6 Tage	
Eistage (Max. < 0 °C) pro Jahr	1879-1995	47,6 Tage	
Niederschlag			
mittlere Jahressumme	1879-1995	1127 mm	
größte Tagessumme	1879-1995	117 mm	17.6.1979
größte Monatssumme	1879-1995	367 mm	Juni 1979
Tage mit Niederschlag $\geq 1,0$ mm	1879-1995	142 Tage	
jährl. Neuschneemenge	1947-1995	268 cm	
größte Schneehöhe	1901-1995	145 cm	10.3.1931
Zahl der Tage mit Gewitter pro Jahr	1879-1995	35,9 Tage	
Wind			
mittl. Windgeschwindigkeit	1941-1995	4,7 m/s	
jährl. Tage mit Beaufort 6 und mehr	1939-1995	85,4 Tage	
jährl. Tage mit Beaufort 8 und mehr	1939-1995	13,5 Tage	
höchstes 10-min-Mittel	1981-1995	58 kn = B 11	27.11.1983
höchste Böe	1949-1995	95 kn	27.11.1983
Tage mit Föhn	1981-1995	57 Tage	
Wolken			
Mittlere Bedeckung	1879-1995	64 %	
heitere Tage	1879-1995	45,1 Tage	
trübe Tage	1879-1995	149,8 Tage	
Tage mit Nebel	1879-1995	152,6 Tage	
Sonnenscheindauer	1937-1995	1837 Std.	

Tab. 1: Klimawerte am Hohenpeißenberg (47°48'N, 11°01'E, 977 m NN)

ratur bei, da der Berg häufig aus der bodennahen Kaltluftschicht herausragt. Im Jahresdurchschnitt entspricht die Temperatur am Hohenpeißenberg etwa derjenigen von Stockholm, dessen Klima allerdings etwas kontinentaler ist: Im Januar ist es dort 1° kälter, im Juli 3° wärmer als am Hohenpeißenberg. Das absolute Temperaturmaximum von 33,8°C ist für die Stationshöhe von 977 m beachtlich hoch. Werte von 30°C werden allerdings nur dreimal in zehn Jahren überschritten, zuletzt an einem Tag im warmen Sommer 1995.

Die vergleichsweise hohen Temperaturen am Hohenpeißenberg drücken sich auch in der Zahl der Sommertage aus: durchschnittlich sind es 7 pro Jahr, am Brocken nur 0,3. Im letzten Jahrzehnt waren es sogar 11 Tage. Gleichzeitig ist die Zahl der Frosttage von 128 im Gesamtzeitraum auf 109 im letzten Jahrzehnt zurückgegangen; seit den dreißiger Jahren liegen alle Dekadenmittel der Frosttage unter dem langjährigen Durchschnitt. Auch die Zahl der Eistage ist seit 1986 im gleichen Umfang gegenüber dem langjährigen Mittel zurückgegangen. Beachtlich auch hier der Unterschied zum Brocken: Dort werden durchschnittlich doppelt so viele Eistage und fast die Hälfte mehr Frosttage beobachtet.

Die durchschnittliche jährliche Niederschlagsmenge am Hohenpeißenberg ist mit 1127 mm für diese Höhenlage eher als moderat zu bezeichnen. In den entsprechenden Höhenlagen des Schwarzwaldes, des Harzes und des Bayerischen Waldes werden meist wesentlich höhere Niederschlagsmengen gemessen. Eine Leewirkung der Alpen zeigt sich also auch bei diesem Klimatelement. Dazu ist offensichtlich eine gewisse Distanz zum Gebirge erforderlich, denn am Alpenrand fällt erheblich mehr Niederschlag, und auch die Anzahl der Tage mit Niederschlag ist größer. Offenbar wird dort der Föhneffekt

durch Staulagen und häufigere konvektive Niederschläge im Mittel überkompensiert. Langfristig zeigt sich in der Meßreihe seit 1879 eine signifikante Zunahme der jährlichen Niederschlagsmenge. Sie zeigt sich nach RAPP und SCHÖNWIESE (1996) im Zeitraum 1891–1990 im gesamten Westen und Süden Deutschlands.

Homogene Windbeobachtungen liegen erst seit 1939 vor. Vor dem Hintergrund der Diskussionen um eine Zunahme der Häufigkeiten von Stürmen interessieren hier vor allem die Trends. Die Beobachtungen und Meßwerte ergeben jedoch keine eindeutigen Aussagen. Im Mittel der Jahre 1939 bis 1995 wurden 13,5 Tage mit Beaufort 8 und mehr beobachtet, zwischen 1951 und 1970 waren es sogar 19,1 Tage, 1981 bis 1993 aber nur noch 9,6 Tage, ein deutlich sinkender Trend. Andererseits nahm die Geschwindigkeit der stärksten Monatsböe seit den achtziger Jahren zu, sie trat vor allem zwischen November und März auf. Der Orkan „Vivian“ am 27./28. 2. 1990 brachte am Hohenpeißenberg mit einem maximalen 10-Minuten-Mittel von 55 Knoten und einer maximalen Böe von 93 kn nur die zweithöchsten Werte in der Meßreihe.

Bei der Zahl der heiteren und trüben Tage ist seit 1879 kein Trend erkennbar. Lediglich die Tage mit Nebel haben im Laufe der Zeit zugenommen: Während es bis 1985 durchschnittlich 150 Tage im Jahr waren, stieg deren Zahl bis 1995 auf 180 Tage an. Dieser Trend ist unabhängig von der Zunahme der Beobachtungstermine während dieses Zeitraums. Ein paralleler Anstieg der relativen Feuchte wurde nicht beobachtet, wohl aber ein Anstieg des Dampfdruckes.

3 Die lange Temperaturreihe

Die längste Meßreihe am Hohenpeißenberg ist die der Temperatur. Sie war mehrfach Gegenstand von Untersuchungen (z.B. LAMONT 1851, GREBE 1957, MÜLLER-WESTERMEIER 1992). In Bild 1 sind die Jahresmittelwerte dargestellt. Die Grafik enthält verschiedene Kurven: Die durchgezogene rote Linie zeigt den Temperaturverlauf, wie er bei MÜLLER-WESTERMEIER (1992) wiedergegeben ist, ergänzt durch die Daten der Jahre 1990 bis 1995. Dieser Temperaturverlauf beruht bis 1955 auf der Homogenisierung von GREBE (1957), wobei einige Druckfehler, die dort enthalten sind, von Müller-Westermeier korrigiert wurden. Um die maximalen Unterschiede zwischen Originalreihe und homogener Reihe zu verdeutlichen, wurde hier zusätzlich der Zeitraum von 1864 bis 1878 um 0,3 ° angehoben, wie es von Grebe – allerdings ohne nähere Begründung – gefordert, jedoch in seiner homogenisierten Reihe nicht berücksichtigt wurde. Für weitere Details dieser Homogenisierung wird auf die Arbeit von Grebe verwiesen. Sie verdeutlicht die vielfältigen Schwierigkeiten, die mit einer Prüfung und Homogenisierung von Temperaturdaten über einen solch langen Zeitraum verbunden sind. Erschwerend kam in diesem Fall hinzu, daß für die Homogenisierung der ersten 100 Jahre keine Daten von vergleichbaren Bergstationen

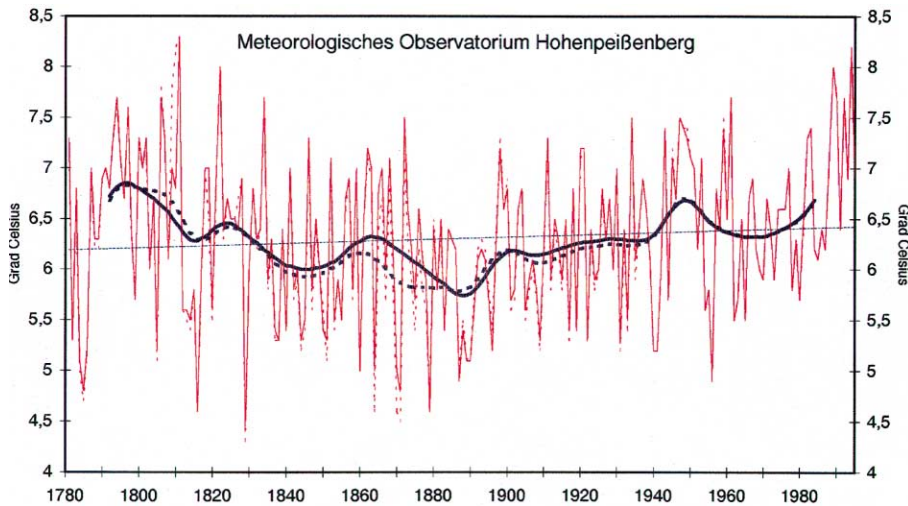


Bild 1: Jahresmittelwerte der Temperatur am Hohenpeißenberg 1781–1995: Originaldaten (rot punktiert) und nach Grebe bearbeitet (rot durchgezogen). Mit Gauß'schen Tiefpaßfilterungen über 30 Jahre (schwarz, fett; Originaldaten: punktiert; nach Grebe: durchgezogen) und Gesamttrend (dünne Gerade)

zur Verfügung standen, so daß auf Meßwerte von Stationen im Flachland zurückgegriffen werden mußte, was bekanntlich mit zusätzlichen Unsicherheiten verbunden ist.

Die gestrichelte rote Linie gibt zum Vergleich die Originaldaten wieder, wie sie bei ATTMANNSPACHER (1981) veröffentlicht wurden, ergänzt durch die Daten der Jahre bis 1995. Diese Originaldaten wurden für Bild 1 um eine offensichtliche Inhomogenität bereinigt, die während der Jahre 1879 bis 1900 mit der Übernahme der Station durch die Königliche Meteorologische Zentralstation (die spätere Bayerische Landeswetterwarte) in München entstand:

Die bis dahin gültigen und später wieder eingeführten Beobachtungszeiten von 7, 14 und 21 Uhr Ortszeit wurden in diesem Zeitraum auf 8, 14 und 20 Uhr geändert. Der um eine Stunde spätere Morgentermin und der um eine Stunde frühere Abendtermin führten bei Verwendung der Mannheimer Formel $(T_{7\text{ Uhr}} + T_{14\text{ Uhr}} + 2 \cdot T_{21\text{ Uhr}}) / 4$ auf die veränderten Uhrzeiten zu einer Anhebung der berechneten Tagesmittel. Daher wurde damals unter Verwendung des Temperaturminimums ein veränderter Berechnungsmodus für das Tagesmittel nach der Formel $(T_{8\text{ Uhr}} + T_{14\text{ Uhr}} + T_{20\text{ Uhr}} + T_{\text{min}}) / 4$ eingeführt.

Er verursachte Tagesmittel in der Originalreihe, die nunmehr deutlich zu niedrig waren, die aber immer noch in der heutigen Originalreihe enthalten sind. Ein Vergleich zwischen den mit dieser Formel und den mit der Mannheimer Formel für die bayerischen Beobachtungszeiten berechneten Tagesmitteln ergab um 0,7 Grad zu niedrige Mittelwerte. Die Originalreihe war also um diesen Betrag anzuheben, abzüglich des Betrags, um den die Mitteltemperatur infolge der veränderten Beobachtungstermine zu hoch war.

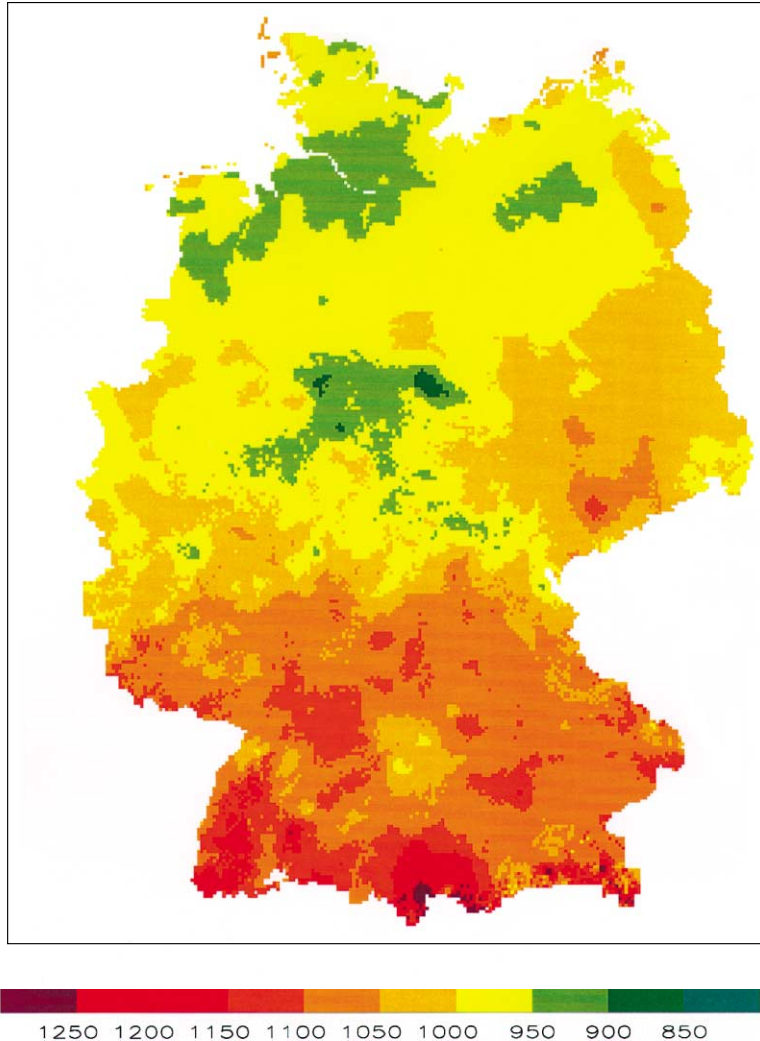
Um diesen Anteil abzuschätzen, wurde für den Zeitraum 1951–1970, von dem stündliche Beobachtungen der Temperatur am Hohenpeißenberg vorliegen, die Mannheimer Formel auf die Temperaturen zu den verschiedenen Uhrzeiten angewendet. Es zeigte sich, daß die bayerischen Beobachtungstermine zu Tagesmitteln

führten, die gegenüber den Mannheimer Stunden um 0,2 Grad zu hoch waren. Unter der vertretbaren Voraussetzung, daß der mittlere Temperaturunterschied zwischen 7 und 8 Uhr sowie 20 und 21 Uhr in den Jahren 1879 bis 1900 genauso groß war wie zwischen 1951 und 1970, konnten zu den Temperaturmitteln aus bayerischen Stunden und mit bayerischer Formel $0,7 - 0,2 = 0,5$ Grad addiert werden, um die Berechnung mit Mannheimer Formel und Mannheimer Stunden zu simulieren. Dieser Wert entspricht recht gut denjenigen, die von GREBE (1957) für diesen Zeitraum – allerdings mit nicht ganz vollständiger Begründung – zur Korrektur angegeben wurden.

Die in Bild 1 gezeigten Temperaturverläufe sind also bis auf diese Korrektur, die Anhebung um 0,3 Grad zwischen 1864 und 1878 und die Ergänzungen der letzten Jahre mit denen bei MÜLLER-WESTERMEIER (1992) identisch. Um den Einfluß der Unterschiede zwischen Originaldaten und homogenisierter Reihe auf die längerfristigen Trends besser zu verdeutlichen, sind in Bild 1 zusätzlich die über 30 Jahre mit einem Gauß'schen Tiefpaßfilter geglätteten Temperaturverläufe als schwarze Linien (fett) eingezeichnet: gestrichelt für die Originaldaten und durchgezogen für die homogenisierte Reihe. Es zeigt sich, daß die wesentlichen Trends von der Homogenisierung weitgehend unberührt bleiben, die geglätteten Kurven unterscheiden sich – bis auf die Zeitspanne von 1864 bis 1878 – nur leicht voneinander. Zwischen 1781 und 1880 ist demnach ein durchschnittlicher Temperaturrückgang von 0,8 Grad zu verzeichnen, von 1880 bis 1995 ein Anstieg um 1 Grad. Über den Gesamtzeitraum besteht ein ansteigender Trend von 0,2 Grad, der im Gegensatz zu den beiden hochsignifikanten Einzeltrends jedoch nicht signifikant ist. Er ist als dünne, punktierte Gerade in Bild 1 eingezeichnet.

Wie fügt sich dieser Temperaturverlauf am Hohenpeißenberg in die Ergebnisse von anderen Stationen ein? Um dieser Frage kurz nachzugehen, bietet sich ein Vergleich mit der von BAUR (1975) veröffentlichten und von PELZ et al. (1996) fortgeführten „Temperaturreihe von Mitteleuropa“ an. Sie ist auch Grundlage für

Bild 2: Mittlere Jahressummen der Globalstrahlung
1981–1994 in kWh/m².
(Bearbeiter: CZEPLAK 1996)



die kürzlich von RAPP (1996) in den Mitteilungen der DMG vorgestellte Zeitreihe der Lufttemperatur in Deutschland seit 1761, die seit 1891 auf Messungen an 29, nach 1950 an 83 Stationen beruht. Vor 1891 stützt sie sich lediglich auf die vier Stationsreihen von De Bilt, Potsdam, Wien und Basel, die zusammen als repräsentativ für Mitteleuropa angesehen werden. BAUR (1975) hatte die Daten vom Hohenpeißenberg nicht in den Durchschnittswert für Mitteleuropa einbezogen, „weil diese Station nahezu 1000 m über dem Meeresspiegel liegt, während die benützten vier Stationen alle unter 320 m Seehöhe liegen.“ Dieses Argument mag im Sinne der Verwendung möglichst gleichartiger Stationen berechtigt gewesen sein, aus Sicht der räumlichen Repräsentanz einer Wetterstation für die Vorgänge in der Atmosphäre ist eine Bergstation wie der Hohenpeißenberg sicherlich der geeignetere Ort, zumal hier weniger mit Auswirkungen von Veränderungen im lokalen Umfeld auf die Meßreihen gerechnet werden muß als bei städtischen Stationen.

Es ist auffällig, daß die Temperaturreihe von Mitteleuropa seit etwa 1880 den gleichen ansteigenden Trend zeigt wie die Messungen am Hohenpeißenberg, davor jedoch keinen Trend erkennen läßt, während die Temperatur am Hohenpeißenberg seit Beginn der Messungen bis zu diesem Zeitpunkt um 0,8 Grad gesunken ist.

Bei genauerem Hinsehen wird deutlich, daß dieser Trend durch recht niedrige Temperaturen zwischen etwa 1875 und 1895, sowie durch ausgesprochen warme Jahre zwischen 1790 und 1811 erzeugt wird. Diese warme Periode ist lediglich in der Reihe von Wien zu finden (REGENTROP 1995), deutet also auf einen regionalen Unterschied gegenüber den anderen Stationen hin, die Bestandteil der Temperaturreihe von Mitteleuropa sind.

4 Besonderheiten der Globalstrahlung

Bei der Diskussion der Klimadaten wurde bereits deutlich, daß die vergleichsweise hohen Temperaturen und geringeren Niederschlagsmengen mit der besonderen Lage des Hohenpeißenbergs am Nordrand der Alpen in Verbindung gebracht werden können. Betrachtet man die räumliche Verteilung der Globalstrahlung in Deutschland, wie sie zwischen 1981 und 1994 im Strahlungsmeßnetz des DWD (CZEPLAK 1996) ermittelt worden ist (Bild 2), so verstärkt sich dieser Eindruck noch: Die Jahressummen sind in Süddeutschland – allerdings auch astronomisch bedingt – am höchsten. Im Lee des Schwarzwaldes, im Übergangsbereich von Schwaben nach Oberbayern und im Umfeld des Chiemsees befinden sich besonders begünstigte Regionen.

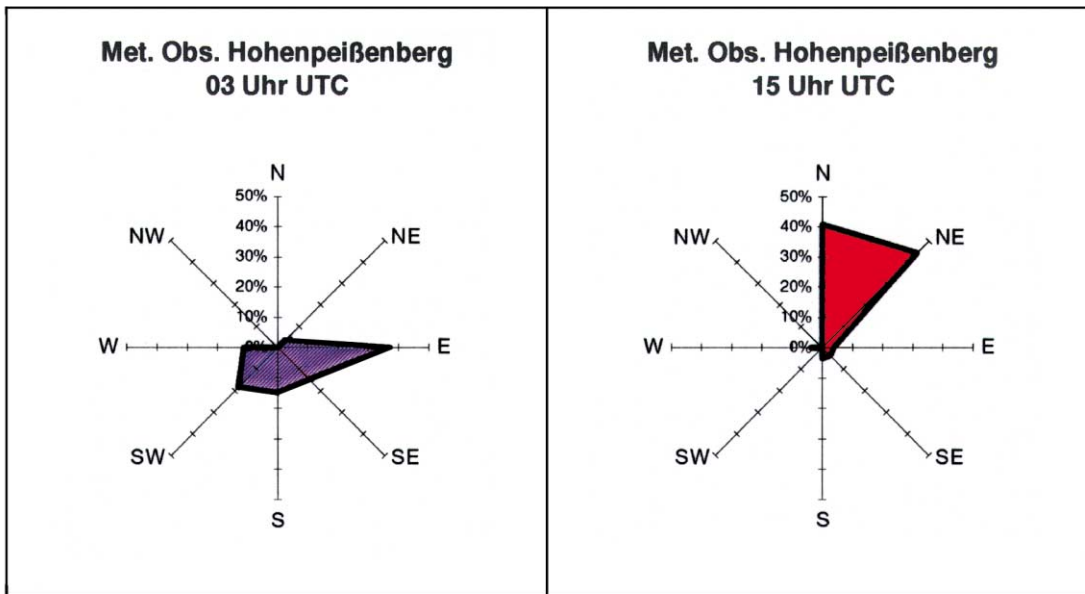


Bild 3:
Windrichtungsverteilung am Hohenpeißenberg an 27 Tagen mit hohen Temperaturen und starker Sonneneinstrahlung im Sommer 1995 um 3 Uhr und 15 Uhr.

Eine mögliche Erklärung hierfür bietet das großräumige Berg-Tal-Windsystem, das sich während sommerlicher Hochdrucklagen zwischen den Alpen und dem Umland ausbildet: Infolge starker Einstrahlung in den Alpen wird dort die Luft erwärmt und gehoben, was häufig in Form einer ausgeprägten Cumuluskonvektion sichtbar wird. Zum Ausgleich wird Luft aus dem Alpenvorland angesaugt, wodurch dort Absinkbewegungen und Wolkenauflösung begünstigt werden. Dieser Effekt sollte nachmittags am ausgeprägtesten sein und nachts verschwinden oder sich sogar umkehren.

Tatsächlich zeigt eine Auswertung der Windrichtungen am Hohenpeißenberg im Sommer 1995 an 27 Tagen mit hohen Temperaturen und starker Sonneneinstrahlung (Bild 3), daß sich die Luft nachmittags in über 80% der Fälle aus Norden oder Nordosten in Richtung Alpen bewegte, während sie in der zweiten Nachthälfte in nahezu 50% der Fälle mit einer südlichen Komponente in umgekehrter Richtung strömte.

Dies ist ein deutlicher Hinweis für die Richtigkeit der Interpretation, wenngleich sie sich zunächst nur auf die Windmessungen am Hohenpeißenberg stützt, die nur die lokalen Bedingungen widerspiegeln. Daher ist unter anderem eine eingehende Auswertung der Winddaten auch weiterer Stationen im Alpenvorland notwendig, um die hohen Werte der Globalstrahlung in diesen Regionen auf die Besonderheiten der mesoskaligen Zirkulation zurückführen zu können.

Die zeitliche Entwicklung von Global-, Himmels- und Sonnenstrahlung am Hohenpeißenberg wurde von LIEPERT (1996) untersucht. Es zeigte sich zwischen 1953 und 1990 kein Trend bei der Sonnenstrahlung, wohl aber ein signifikant abnehmender Trend der Globalstrahlung, der auf den ebenfalls negativen Trend der Himmelsstrahlung zurückgeführt wird.

5 Der Trend der Wintergewitter

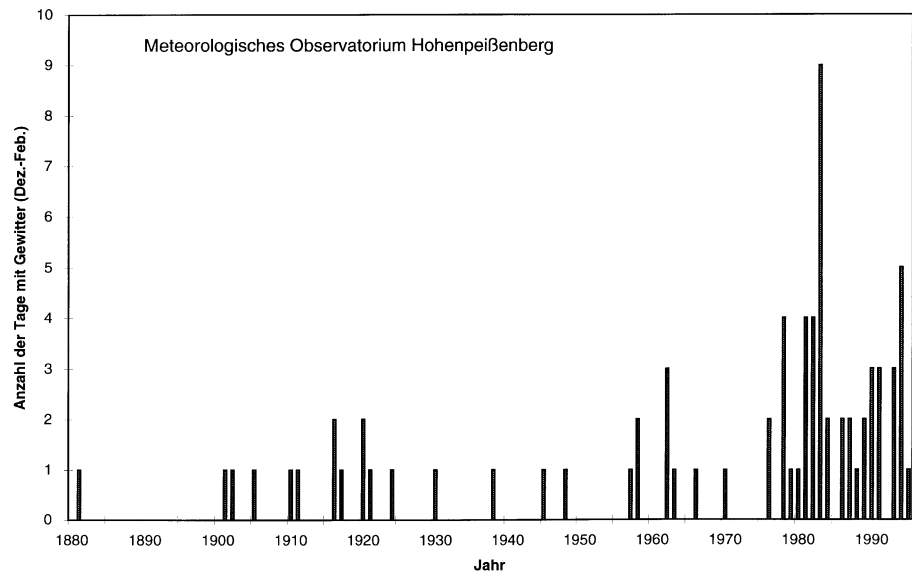
Daten über die Häufigkeit von Gewittern liegen am Hohenpeißenberg seit 1879 vor. Mit durchschnittlich 36 Tagen pro Jahr gehört die Station zu den gewitterreichsten

Orten in Süddeutschland; an 80% der Stationen werden hier durchschnittlich weniger Gewittertage beobachtet. Die Schwankungen von Jahr zu Jahr sind – witterungsbedingt – beträchtlich: sie reichen von 13 bis zu 63 Tagen. Über 95% der Gewittertage treten im Sommerhalbjahr auf, knapp zwei Drittel aller Fälle in den drei Sommermonaten Juni bis August. Ein Trend der jährlichen Gewittertage ist während der letzten 100 Jahre nicht festzustellen. Betrachtet man jedoch nur den Trend der Gewittertage während der Wintermonate Dezember bis Februar (Bild 4), so fällt auf, daß sich deren Häufigkeit seit Ende der siebziger Jahre von zuvor rund 5 Tagen pro 20 Jahre sprunghaft verzehnfacht hat.

Nach Ausschluß von möglichen Veränderungen bei der Beobachtungspraxis zu diesem Zeitpunkt blieb als wahrscheinlicher Einflußfaktor der Bau eines 160 m hohen Sendeturmes auf der Ostseite des Hohenpeißenbergs im Jahr 1978. Die Blitzregistrierungen, die seit einigen Jahren durch das Institut für elektrische Energieversorgung der Bundeswehrhochschule München routinemäßig vorgenommen werden, decken sich nahezu vollständig mit den Beobachtungen am Observatorium. Zwar gibt es keine entsprechenden Registrierungen aus der Zeit vor dem Bau des Turms, jedoch erscheint eine Zunahme der Blitzhäufigkeit durch den Turm gerade im Winter aufgrund der luftelektrischen Vorgänge plausibel.

Es ist bekannt, daß Türme eine lokale Überhöhung des elektrischen Feldes in der Luft bewirken, die ab einer Turmhöhe von etwa 60 m Aufwärtsblitze triggern kann. Solche Aufwärtsblitze treten erfahrungsgemäß vor allem während Wintergewittern auf. Die am Sendeturm Hohenpeißenberg registrierten Blitze sind nahezu ausschließlich Aufwärtsblitze. Sie zeigen den Messungen zufolge außerdem ein deutliches Maximum im Winter. Somit ist ihre Zunahme nach dem Bau des Sendeturms erklärlich. Um diese Interpretation weiter abzusichern, ist zu prüfen, ob die Häufigkeit von Gewittertagen im Winter an anderen Bergstationen nach dem Bau eines Turmes in ähnlichem Umfang zugenommen hat.

Bild 4: Langzeittrend der Zahl der Gewittertage im Winter (Dez.–Feb.). Es gibt Hinweise dafür, daß deren deutliche Zunahme seit 1978 mit dem Bau eines 160 m hohen Sendemastes auf dem Hohenpeißenberg zusammenhängt.



6 Ausblick

Die für den vorliegenden Beitrag herausgegriffenen Aspekte des Klimas am Hohenpeißenberg beziehen sich nur auf einen kleinen Teil der Daten, die im Laufe der Observatoriumsgeschichte zusammengetragen wurden. Es besteht die Absicht, im Rahmen des GAW-Programms auch eine eingehende klimatologische Charakterisierung des Hohenpeißenbergs vorzunehmen, da die meteorologischen Bedingungen für luftchemische Prozesse von wesentlicher Bedeutung sind. Dazu werden die Meßwerte zu prüfen und zu homogenisieren sein. Die ungewöhnliche Länge des Beobachtungszeitraums macht diese Daten so wertvoll und verpflichtet auch zukünftig zu Kontinuität bei den Messungen und Beobachtungen.

Danksagung

Der Autor dankt den Wetterbeobachtern am Observatorium für ihre Unterstützung. Sie haben mit Interesse und Engagement Ausarbeitungen bereitgestellt, die diesem Beitrag zugute kamen. Herrn Kronier gebührt spezieller Dank, da er mit besonderem Einsatz die verschiedensten Klimadaten zusammengestellt und dadurch wesentlich zu diesem Artikel beigetragen hat.

Literatur

- ATTMANNSPACHER, W., 1981: „200 Jahre meteorologische Beobachtungen auf dem Hohenpeißenberg 1781–1980“. Ber. des Dt. Wetterd. Nr. 155, Offenbach am Main: Selbstverlag des DWD.
- BAUR, F., 1975: Abweichungen der Monatsmittel der Temperatur Mitteleuropas vom 210-jährigen Mittelwert (1761–1970) in °C. Beilage zur Berliner Wetterkarte Nr. 76/75.
- CZEPLAK, G., 1996: pers. Mitteilung. DWD, Klima- und Umweltberatung Hamburg.

GREBE, H., 1957: Temperaturverhältnisse des Observatoriums Hohenpeißenberg. Ber. des Dt. Wetterd. Nr. 36, S. 12–39, Offenbach am Main: Selbstverlag des DWD.

GRUNOW, J., 1962: Sonnenschein und Globalstrahlung auf dem Hohenpeißenberg. Ber. des Dt. Wetterd. Nr. 81, S. 1–55, Offenbach am Main: Selbstverlag des DWD.

LAMONT, J. v., 1851: Beobachtungen des Meteorologischen Observatoriums auf dem Hohenpeißenberg von 1792–1850. Suppl.-Bd. 1 zu den Annalen der Münchner Sternwarte.

LIEPERT, B., 1996: Regionale Klimadiagnose mittels Messungen der solaren Strahlung. Dissertation, Universität München, Meteorologisches Institut, Wiss. Mitteilung Nr. 69, 176 S.

MÜLLER-WESTERMEIER, G., 1992: Untersuchung einiger langer deutscher Temperaturreihen. Meteorol. Z., N.F. 1, 155–171.

PELZ, J., RÜGE, U.; SCHLAACK, P., 1996: Zur Fortführung der von F. Baur im Jahre 1975 veröffentlichten Temperaturreihe für Mitteleuropa ab 1761 und der Niederschlagsreihe für Deutschland westlich der Oder ab 1851. Beilage zur Berliner Wetterkarte 50/96 (SO 14/96).

RAPP, J., 1996: Die Entwicklung der Lufttemperatur in Deutschland seit 1761. Mitteilungen 3/96, S. 5–7. Deutsche Meteorologische Gesellschaft, ISSN 0177–8501.

RAPP, J.; SCHÖNWIESE, C.-D., 1996: Atlas der Niederschlags- und Temperaturtrends in Deutschland 1891–1990. Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten, Serie B, Bd. 5, Fachbereich Geowissenschaften der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität, Frankfurt am Main. ISBN 3-922540-50-3.

REGENTROP, T., 1995: Untersuchungen zum langfristigen Gang des Temperatur- und Niederschlagsgeschehens an ausgewählten alpinen Klimastationen. Diplomarbeit, Institut für Geographische Wissenschaften der FU Berlin. 72 S.

WEGE, K., 1996: Zur Historie des Meteorologischen Observatoriums Hohenpeißenberg. Promet 25, 4, 90–98.

8 Strahlungsmeßreihen am MOHp

Integrale Messungen

Die elektromagnetische Strahlung, die die Erde mit ihrer Atmosphäre von der Sonne her erhält, ist die alleinige Energiequelle, welche die Zirkulationsmechanismen der Atmosphäre mit all ihren meteorologischen und charakteristischen klimatologischen Erscheinungen in Bewegung setzt. Sie ermöglicht überhaupt erst das Leben auf der Erde.

Die Zielsetzung der Strahlungsmessungen war früher vor allem, die Wirkung der Strahlung auf Mensch und Pflanzenwelt zu untersuchen und in Medizin und Landwirtschaft anzuwenden. In neuerer Zeit wurden Strahlungsdaten zu wärme- und beleuchtungstechnischen Berechnungen im Bauwesen herangezogen. Ebenso benötigt die Solartechnik Strahlungsdaten. Diesen Anforderungen wird das Strahlungsmeßnetz des DWD gerecht, in das auch das Met. Obs. Hohenpeißenberg eingebunden ist.

Am Hohenpeißenberg wurde mit der Messung der Sonnenscheindauer 1937 begonnen. 1948 kam die Globalstrahlung hinzu, 1953 die Himmelsstrahlung (= diffuse Strahlung). Diese Reihen wurden bereits mehrfach untersucht und ausgewertet, z.B. von GRUNOW 1962, KASTEN und GOLCHERT 1981, LIEPERT et al. 1994, LIEPERT 1996, wobei neben dem Strahlungsklima an sich auch die Frage nach einer möglichen langfristigen Änderung von Interesse ist.

An dieser Stelle soll also nur ein knapper Überblick gegeben werden. Bild 1 zeigt die mittlere jährliche Häufigkeitsverteilung der Sonnenscheindauer während der Tageslicht-Stunden, gemittelt über den Zeitraum 1953 bis 1995. Grundlage sind die mit dem Campbell-Stokeschen Sonnenscheinautographen gewonnenen Werte in Zehnteln, zugeordnet der jeweiligen Stunde. Für die Tageslicht-Stunden hat man damit sofort auch die relative Sonnenscheindauer. Die U-förmige Verteilung (Bild 1) für den Hohenpeißenberg zeigt, daß Änderungen der Sonnenscheindauer im Zeitmaßstab einer Stunde selten sind: entweder scheint die Sonne ganz, oder sie scheint gar nicht. Rund 70% der Tageslicht-Stunden fallen in eine dieser beiden Klassen. Dabei hat die relative Sonnenscheindauer ihr Maximum im August und im Dezember ihr Minimum. Übers Jahr gemittelt beträgt sie, die Fläche unter der Kurve gewichtet mit dem jeweiligen Klassenwert, etwa 45%. Eine leichte, aber nicht signifikante Zunahme der Stunden mit 0% Sonnenscheindauer und entsprechend eine Abnahme der Stunden mit 100% ist während der letzten 43 Jahre zu verzeichnen.

Ebenso hat die Häufigkeitsverteilung des Bedeckungsgrads eine U-Form. Hier sind die hohen und niedrigen Bedeckungsgrade weit häufiger als die dazwischen liegenden Werte. Aus der engen Kopplung beider Elemente erwächst die Erwartung, daß sich für eine zufällige

Verteilung der Wolken am Himmel die in Prozenten ausgedrückte relative Sonnenscheindauer mit dem gleichfalls in Prozenten ausgedrückten Bedeckungsgrad zu 100 ergänzen. Dies trifft nicht zu. Vielmehr ist

$$S_r + N_r = 100 \pm \Delta \% \quad (1)$$

mit S_r = relative Sonnenscheindauer und N_r = relativer Bedeckungsgrad in Prozent.

Die Summe ändert sich mit der Jahreszeit und liegt im Sommer beträchtlich über 100, im Winter meist etwas darunter. Da Jahresgang und Größe des Differenzgliedes Δ über ein großes Gebiet konstant sind, kann aus der regionalen Kenntnis von Δ auf die Sonnenscheinverhältnisse und, allerdings nur grob, auf das Strahlungsklima eines Ortes allein aus den Bewölkungsbeobachtungen geschlossen werden. KASTEN und CZEPLAK (1980) zeigen anhand von langjährigen Messungen einen nicht-linearen Zusammenhang zwischen Globalstrahlung und Bedeckungsgrad. Danach nimmt die Globalstrahlung bei geringen Bedeckungsgraden nur wenig, bei hohen Bedeckungsgraden dann sehr stark ab. Eine genaue Strahlungsmessung kann dadurch aber nicht ersetzt werden.

In Bild 1 ist außerdem die Globalstrahlung, normiert mit der berechneten Globalstrahlung einer Rayleigh-Atmosphäre, (G/G_{OR}) für die einzelnen Klassen der Sonnenscheindauer, ebenfalls jährliche Werte über den Zeitraum 1953–1995 gemittelt, dargestellt. Zu Beginn der Meßreihe wurde die Globalstrahlung mit dem Pyranographen nach Robitzsch gemessen, ab September 1951 mit dem Pyranometer nach Moll-Gorzynski. Der

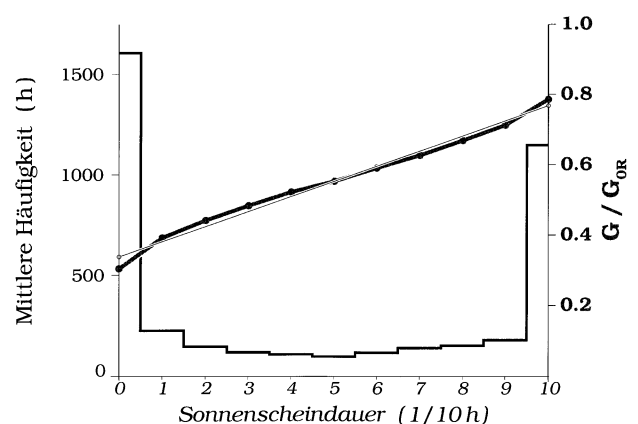


Bild 1: Mittlere jährliche Häufigkeitsverteilung der Sonnenscheindauer (dicke schwarze Linie) für Tageslichtstunden über die Jahre 1953 bis 1995 und mittlere jährliche normierte Globalstrahlung G/G_{OR} (graue Punkte bzw. Linie) gleichen Zeitraums für die einzelnen Klassen der Sonnenscheindauer. Die dünne schwarze Linie bezeichnet die Regressionsgerade zwischen relativer Sonnenscheindauer und normierter Globalstrahlung.

Wellenlängenbereich, der gemessen wird, reicht von 0,3 bis 2,7 μm . Die Meßwerte werden zu Stundensummen zusammengefaßt. Bei der Untersuchung des Zusammenhangs zwischen Sonnenscheindauer und Globalstrahlung auf der Basis von Stundenwerten ist zu beachten, daß beim Sonnenscheinautographen die Mindest-Bestrahlungsstärke 120 Wm^{-2} beträgt, um überhaupt eine Brennspur zu erzeugen. Da die Sonne aber auch bei einer Globalstrahlung von unter 120 Wm^{-2} scheinen kann, wurden hier nur die Stundensummen der Globalstrahlung mit mehr als $43,2 \text{ Jcm}^{-2}$ verwendet. Ansonsten würde bei einer Auswertung auf Stundenbasis die Klasse mit 0% Sonnenscheindauer überrepräsentiert werden.

Da die Sonnenscheindauer unabhängig von der Sonnenhöhe ist, ist es notwendig, die Globalstrahlung G zu normieren. Zur Normierung bieten sich verschiedene Größen an, z.B. das Maximum der gemessenen Globalstrahlung an wolkenlosen Tagen, wobei aber die Anzahl der wolkenlosen Tage zu gering ist, um mit dem gemessenen Maximum der Globalstrahlung im Zeitmaßstab von Stunden einen wohl definierten Bezug zu erhalten. Desweiteren kommen in Frage die extraterrestrische Sonnenstrahlung, oder die berechnete Globalstrahlung in einer Rayleigh-Atmosphäre. Hier wurde, was mit dem Index R angezeigt wird, die berechnete Globalstrahlung gewählt. Diese hat gegenüber der extraterrestrischen Sonnenstrahlung den Vorteil, daß der Einfluß der optischen Weglänge eliminiert, und die Normierung damit völlig unabhängig vom Sonnenstand ist. Die so normierten Stundensummen sind damit frei von Tages- und Jahresgang. Für die Berechnung wurde die Formel von BERLAGE (1928) verwendet.

$$G_{0R} = 0,5 I_0 \sin h (1 + q(m)^m) \quad (2)$$

mit I_0 = Solarkonstante als Funktion des Abstandes Sonne-Erde, h = Sonnenhöhe, $q(m)$ = Transmissionsfaktor der Rayleigh-Streuung, m = optische Dicke als Funktion des Luftdrucks und Sonnenhöhe.

In Bild 1 erkennt man für das Intervall $0,1 \leq S_r \leq 0,9$ einen annähernd linearen Verlauf der normierten Globalstrahlung. Allerdings werden in diesem Intervall weniger als $\frac{1}{3}$ der Fälle abgedeckt. An den Rändern, bei 0% bzw. 100% Sonnenscheindauer, weichen die Werte G/G_{0R} von der Linearität ab. Die Verteilung der Wolken bei 0% und 100% wirkt nicht im gleichen Maß als Filter wie in den Klassen dazwischen. Bei bedecktem Himmel wird das diffuse Himmelslicht durch die meist größere Dichte und Mehrschichtigkeit der Bewölkung stärker herabgesetzt, als es der Relation entspricht. Die unterste Wolkendecke wird dann nicht mehr direkt von der Sonne angestrahlt, sondern erhält ihre Strahlung nur noch diffus von der darüberliegenden Wolkenschicht.

Auf der anderen Seite sind bei 100% Sonnenscheindauer im Mittel bis zu $\frac{3}{8}$ Bewölkung vorhanden, und zwar in rund 60% der Fälle Cirrus, die den Himmel nicht fortschreitend überziehen, in 25% der Fälle Altocumulus translucidus und in 40% der Fälle Schönwetter-Cumuli. Nur in 13% der Fälle ist überhaupt keine Wol-

ke vorhanden. Wenn Wolken vorhanden sind, so erhöhen sie netto die Globalstrahlung, da der von ihnen rückgestreute Teil der direkten Strahlung größer ist als der Anteil der Himmelsstrahlung, den sie filtern. So können unter Umständen höhere Globalstrahlungswerte erreicht werden als dies bei wolkenlosem Himmel der Fall ist.

Die Regressionsgerade für den gesamten Bereich ist in Bild 1 als dünne Linie eingezeichnet. Im Vergleich erkennt man den S-förmigen Verlauf der Meßwerte.

Ein Grund, den Zusammenhang zwischen Sonnenscheindauer und Globalstrahlung zu untersuchen, ist der Wunsch, die Lücken zwischen den Globalstrahlungsstationen zu schließen. Die Anzahl der heliographischen Stationen ist weit größer als die der radiometrischen. Als erster hat ÅNGSTRÖM (1924) den Zusammenhang für die jeweilige Tagessummen mittels einer linearen Regression ausgedrückt:

$$G = G_{\max} (a + b S_r) \quad (3)$$

Dabei sind G = Tagessumme der Globalstrahlung, G_{\max} = Tagessumme an Strahlungstagen, a und b = Regressionskoeffizienten und S_r = relative Sonnenscheindauer. Da bei der Verwendung von Tagessummen, anders als bei Stundensummen, der Effekt der Mindest-Bestrahlung des Sonnenscheinautographen weitgehend gedämpft wird, sind für die Bestimmung der Globalstrahlung aus der Sonnenscheindauer daher Tagessummen vorzuziehen.

Für a und b gab ÅNGSTRÖM (1924) nach einem Jahr kontinuierlicher Messungen in Stockholm 0,25 bzw. 0,75 an. Für Hohenpeißenberg erhält man unter Einbeziehung der Stundensummen $< 43,2 \text{ Jcm}^{-2}$ und einer entsprechenden Normierung auf G_{\max} für a und b als langjährige Mittelwerte 0,28 bzw. 0,72. Diese liegen interessanterweise nahe bei den Werten, die ÅNGSTRÖM für Stockholm angab.

Den formalen Zusammenhang versuchte man mit einer Reihe von anderen Ansätzen besser zu beschreiben. Einen kurzen Überblick über verschiedene Ansätze und eine vergleichende Prüfung nebst eigenen Ansätzen geben z.B. HINZPETER (1958) und AYDINLI (1981). Trotz der starken Idealisierung bleibt die Ångström-Formel eine gute Näherung für den Zusammenhang zwischen Globalstrahlung und Sonnenscheindauer. Hierbei muß weniger von einer physikalische Funktion als von einem statistischen Zusammenhang ausgegangen werden. So wurde sie für die Erstellung des „Atlas über die Sonnenstrahlung Europas“ (KASTEN et al. 1984) zur Schließung der Lücken zwischen den verfügbaren radiometrischen Stationen verwendet.

Neben der jahreszeitlichen Variabilität unterliegt die Zeitreihe G/G_{0R} einem langfristigen Trend. Die Globalstrahlung hat in den vergangenen 43 Jahren um rund 3% pro Dekade abgenommen. In Bild 2 ist die Zeitreihe der Monatsmittel aus Tagessummen für G/G_{0R} für den Zeit-

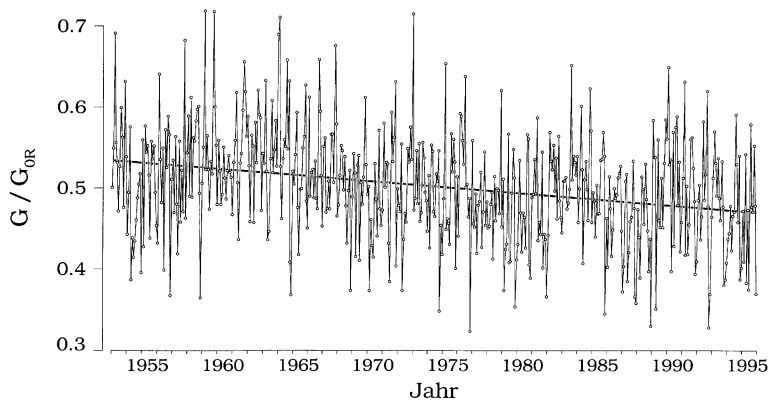


Bild 2: Monatsmittel der normalisierten Globalstrahlung G/G_{0R} für den Zeitraum 1953 bis 1995 mit Regressionsgerade. Die Steigung beträgt $-0,3\%$ pro Jahr.

raum 1953 bis 1995 dargestellt. Die Reihe zeigt eine starke Variabilität, und darüberhinaus scheinen längerfristige Schwankungsperioden vorhanden zu sein. Die Spektralanalyse der Reihe zeigt aber neben dem Trend nur noch eine 6monatige Periode, die signifikant ist. Diese halbjährliche Periode ist eng mit dem Bedeckungsgrad korreliert: Überdurchschnittlich hoher Bedeckungsgrad ist in der Zeit Mai/Juni und November/Dezember zu verzeichnen. Die mittleren Jahresgänge der normierten Globalstrahlung und des Bedeckungsgrades sind für den Zeitraum 1953 bis 1995 in Bild 3 dargestellt. Um den Zusammenhang besser zur verdeutlichen, ist der Bedeckungsgrad *invers* aufgetragen (graue Kurve).

Die Korrelation ist erstaunlich gut und unterstreicht damit die Qualität der Augenbeobachtungen, die von geschulten Wetterbeobachtern durchgeführt werden.

Die Abnahme der Globalstrahlung in den vergangenen 43 Jahren ist über die einzelnen Klassen der Sonnenscheindauer relativ gleichmäßig verteilt. Für 0% Sonnenscheindauer beträgt die relative Abnahme fast 4% pro Dekade. Da hier die hohen Bedeckungsgrade überwiegen, deutet dies zum einen auf eine langfristige Zunahme der optischen Dicke und/oder auf eine Verstärkung der Albedo an der Obergrenze der Wolken hin. Zum anderen ist aber auch die Transmission der Atmosphäre zurück gegangen. Bei 100% Sonnenscheindauer und 0 Achtel Bedeckung hat die Globalstrahlung um mehr als 2,7% pro Dekade abgenommen, was auf eine Zunahme der Trübung durch Aerosol und Wasserdampf hinweist. Wird die Bewölkung bei 100% Sonnenscheindauer mit einbezogen, so beträgt der Trend rund 2% pro Dekade. Der Unterschied ist nicht signifikant. Im Fall der Bewölkung hat die Häufigkeit der Cirren in den letzten 43 Jahren zugenommen. Die Zunahme beträgt 0,95% pro Jahr. Die drastische Zunahme der Cirren-Häufigkeit kann bewirken, daß der Trübungseffekt durch vermehrte Streuung an Cirren teilweise kompensiert wird.

Inwieweit die beobachteten Änderungen lokaler, regionaler oder globaler Natur sind, muß die Zusammenschau mit den Reihen anderer Stationen beantworten.

Spektrale Messungen

Das Spektrum der *extraterrestrischen* Sonnenstrahlung erstreckt sich über einen großen Wellenlängenbereich: Von der extrem kurzwelligen Gamma- über Licht- bis hin zur Radiowellenstrahlung. Das Energiemaximum befindet sich im schmalen Bereich des sichtbaren Lichts zwischen 360 und 760 nm. Circa 49% der Energie entfallen auf diesen Bereich. Der infrarote Strahlungsbereich, der in das nahe (760 – 2000 nm) und ferne (> 2000 nm) Infrarot unterteilt wird, wird als Wärmestrahlung bezeichnet. Über diese wird ca. 42% der Sonnenenergie abgestrahlt, wobei der weitaus größte Teil auf das nahe Infrarot konzentriert ist und zum fernen asymptotisch ausklingt. Der ultraviolette-, Röntgen- und Gammastrahlungsanteil ist nur mit ca. 9% an der Gesamtstrahlungsenergie der Sonne beteiligt und nimmt zu den harten Wellenlängen rasch ab.

Auf ihrem Weg durch die Atmosphäre erfährt die Sonnenstrahlung eine selektive Schwächung. Sauerstoff- und Stickstoffmoleküle absorbieren in den höchsten Atmosphärenschichten die Gamma- und die Röntgenstrahlung und die extrem kurzwellige Ultraviolettstrahlung bis zu Wellenlängen um 200 nm. Das **Ozon** greift am stärksten in den kurzwelligen Strahlungsfluß ein, indem es die kurzwellige Ultraviolettstrahlung, das UV-C (< 280 nm) so gut wie vollständig aus dem Energiespektrum der Sonnenstrahlung herausfiltert und von der Erdoberfläche fernhält. Während die UV-A-Intensität (320–400 nm) von Ozonänderungen kaum beeinflusst wird, wird der UV-B-Teil (280–320 nm) geschwächt durchgelassen. Innerhalb eines Intervalls von nur einigen Nanometern bricht der an der Erdoberfläche meßbare Photonenfluß scharf ab. Die Lage der Abbruchkante, um 295 nm, und damit die Stärke der UV-B-Strahlung am Erdboden hängt empfindlich von der Gesamtzonenmenge ab. Daher muß dem UV-B-Bereich besondere Aufmerksamkeit gewidmet werden (DEUTSCHER BUNDESTAG 1988, WMO 1992).

Ultraviolette Strahlung wirkt sich schädigend auf die Biosphäre aus. Die Schädigungen betreffen den Menschen (Haut, Augen, Immunsystem), die Pflanzen (Wachstum, Ernteerträge) und maritime Mikroorganismen (Zellschädigung, Artenvielfalt, Photosynthese, Nahrungsketten). Menschen können sich, anders als

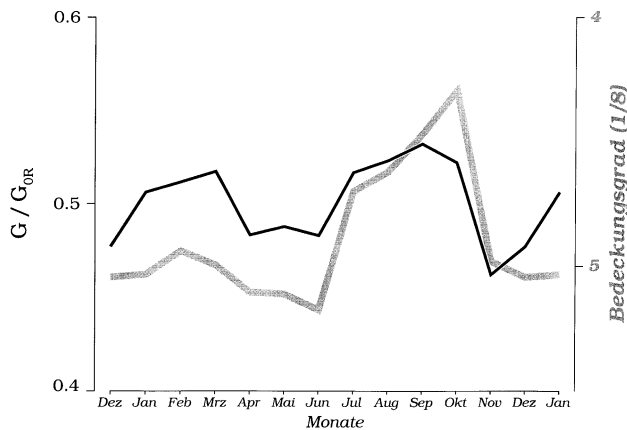


Bild 3: Mittlere Jahresgänge der normierten Globalstrahlung G/G_{OR} (schwarze Linie) und des Bedeckungsgrades (graue Linie) für den Zeitraum 1953 bis 1995. Der Bedeckungsgrad ist *invers* aufgetragen. Der Korrelationskoeffizient für den Zusammenhang der mittleren Jahresgänge beträgt $-0,75$ und ist auf dem 2σ -Niveau signifikant.

Man erkennt, daß verringerte Bewölkung mit erhöhter normierter Globalstrahlung gekoppelt ist.

Pflanzen und maritimes Zoo- und Phytoplankton, in gewissem Maß vor UV-Strahlung schützen. Dies ist einer der Gründe, weshalb die Gefahren für Pflanzen und Mikroorganismen, die selbstverständlich indirekt auch die Menschheit betreffen, höher eingeschätzt werden. Ein weiterer Grund liegt in der kaum kalkulierbaren Möglichkeit eines „Umkippens“ labiler Ökosysteme schon durch geringfügige Störungen (DEUTSCHER BUNDESTAG 1988).

Ein anderer Aspekt ist der Einfluß eines veränderten UV-Strahlungsklimas auf die Chemie der Troposphäre. UV-Licht photolytisiert u.a. Ozon und NO_2 und erzeugt dabei atomaren Sauerstoff und reaktionsfreudige Radikale, die luftchemische Reaktionen in Gang setzen. Änderungen der Photolyseraten können die Konzentrationen wichtiger Spurenstoffe beeinflussen und somit nachhaltig in die chemischen Prozesse eingreifen. Aus diesen Gründen ist es von großem Interesse, die solare ultraviolette Strahlung und deren spektrale Verteilung möglichst genau zu bestimmen.

Bis Januar 1995 wurde am Met. Obs. Hohenpeißenberg ein Filtergerät (MOH3) zur Messung der *integralen erythemwirksamen Strahlung* betrieben. Das MOH3-Filtergerät, das am Met. Obs. Hamburg entwickelt wurde (DEHNE 1977), wurde 1985 installiert. Die Meßgröße wird durch eine einzige kontinuierliche Messung erfaßt. Hierbei wird versucht, die empfangene UV-Globalstrahlung mit Hilfe eines UV-Spezialfilters *weitgehend* proportional zur langwelligen Flanke der alten Erythemschwellen-Wirkungsfunktion 300–330 nm (DIN 5031) zu wichten. Ebenfalls ab 1985 wurde begonnen, das UV-B *spektral* im Wellenlängenbereich 290–320 nm mit dem Brewer Spektrophotometer Nr. 10 zu messen. Das Brewer Spektrophotometer, das ursprünglich zur vollautomatischen Messung des Gesamt Ozons konzipiert wurde, ist ein Einfachmonochromator. Die *spektrale* Messung hat den großen Vorteil gegenüber dem Filter-

gerät, daß das UV-B-Spektrum mit beliebigen Wirkungsfunktionen gewichtet werden kann und nicht wie beim Filtergerät ein für alle Mal festgelegt ist. Seit Januar 1990 werden routinemäßig halbstündlich Messungen kompletter UV-B-Spektren von Sonnenauf- bis -untergang durchgeführt. Um die Meßfrequenz zu erhöhen, werden ab 1995 zusätzlich sog. Kurz-Spektren gemessen.

Besonders hohe Anforderungen an die Meßtechnik stellt der hohe Dynamikbereich des UV-B-Spektrums. Über rund 6 Größenordnungen muß so genau wie möglich gemessen werden: Das ist etwa so, als wolle man mit einer Briefwaage Autos wiegen. Das bedeutet, daß Geräte- und Kalibrierstatus, obwohl der Brewer ein vollautomatisches Gerät ist, ständig überwacht werden müssen. Neben den routinemäßigen vollautomatischen Tests und deren Auswertung ist auch die Quantifizierung der Geräteeigenschaften von großer Wichtigkeit. Ausführliche Untersuchungen dazu, die im Rahmen eines BayFORKLIM¹-Projektes durchgeführt wurden (KÖHLER et al. 1995), belegen, daß der Brewer als Feldmeßinstrument zu relativ genauen und verlässlichen UV-B-Messungen geeignet ist.

Gerätevergleiche sind neben der Qualitätssicherung ebenfalls zur Bewertung der Meßqualität wichtig. Der Brewer 10 hat sowohl an internationalen als auch an einem nationalen Meßgerätevergleich teilgenommen. Bild 4 zeigt die Spektren, die vom Brewer 10 und einem Doppelmonochromator (Bentham DM150) der Universität Innsbruck am 13.07.1990 zum Sonnenhöchststand bei der Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung (GSF) in Neuherberg bei München gemessen wurden. Die mittlere relative Abweichung des Brewers vom Mittel beider Messungen beträgt $-3,6\%$. Aufgrund der unterschiedlichen spektralen Auflösung differieren die Meßwerte für einzelne Wellenlängen stärker.

Da der Brewer ein Einfachmonochromator ist, mißt er einen erhöhten Streulichtanteil, der das Signal bei den kurzen Wellenlängen überdeckt. Deshalb wird das Spektrum numerisch streulicht-korrigiert. Man sieht, daß mit der Korrektur die Messung des Brewers hinab bis zu Wellenlängen von 294–293,5 nm, je nach Sonnenstand, als brauchbar angesehen werden kann. Bei noch kleineren Wellenlängen wird die Nachweisgrenze des Systems erreicht.

Neben Gerätevergleichen wurden auch Vergleiche mit Modellrechnungen für den wolkenlosen Fall vorgenommen. Die Berechnungen wurden am Institut für Meteorologie der Universität München mit dem dort entwickelten Modell STAR (RUGGABER et al. 1994) durchgeführt. Das verwendete Modell berücksichtigt alle für die Berechnung der spektralen Einstrahlung von 280 bis 700 nm wichtigen Prozesse in der Atmosphäre. Dafür wird die Strahlungstransfergleichung für horizontal homogene Schichten gelöst. Für die Simulation des atmosphärischen Übergangs werden aktuelle Werte aller UV-relevanter atmosphärischer Parameter (Gesamt ozon, Druck, Feuchte etc.) verwendet. Wie auch im

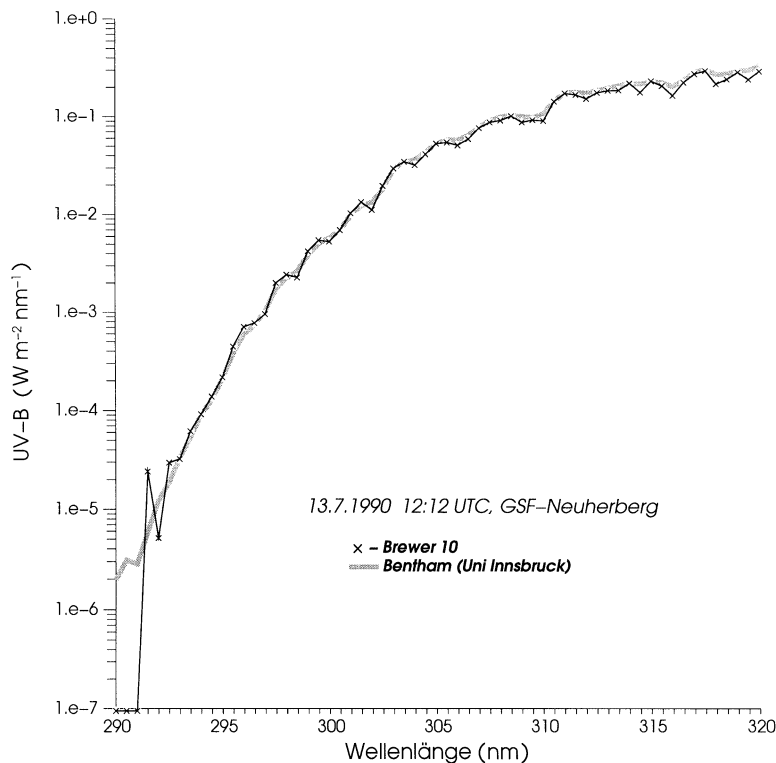


Bild 4: Vergleich zwischen Brewer 10 (streulicht-korrigiert) und Bentham am 13.07.1990 um 12:12 UTC bei einem internationalen Spektrophotometervergleich bei der Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung (GSF) in Neuherberg.

Vergleich mit dem Bentham ist die Übereinstimmung ähnlich gut. Dies zeigt, daß mit dem Brewer spektrale UV-B-Messungen durchgeführt werden können, die in akzeptablen Fehlergrenzen liegen.

Gleichzeitig müssen aber auch die Modellergebnisse kritisch beurteilt werden. Die Qualität einer Simulation hängt neben der im Modell verwendeten Physik auch von den Eingabeparametern ab. Für den direkten Vergleich sind natürlich die aktuellen atmosphärischen Parameter von großer Bedeutung. Unsicherheiten in diesem Bereich können zu großen Differenzen führen. Daneben tragen die verwendeten Konstanten wie Absorptionskoeffizienten aber auch die extraterrestrische Sonne maßgeblich zur Qualität der Modellrechnung bei.

Neben den oben beschriebenen Untersuchungen und Vergleichen wurde auch das MOH3-Filtergerät mit dem Brewer 10 verglichen. Bild 5 zeigt einen Vergleich am 15. und 16. April 1991 zwischen den beiden Instrumenten. Dargestellt sind die Tagesverläufe des erythemwirksamen UV-B. Dazu wurden die einzelnen, vom Brewer gemessenen Spektren mit der Wirkungsfunktion, die dem Spezialfilter des MOH3-Gerätes entspricht, gewichtet und integriert. Die diskreten halbstündlichen Werte sind mit einem Spline verbunden. Dagegen mißt das MOH3-Gerät das Integral der erythemwirksamen Strahlung kontinuierlich. Aus diesen Messungen werden Stundensummen gebildet, die ebenfalls mit einem Spline verbunden wurden. Die Übereinstimmung der Resultate für den 15. April ist recht gut, wenn man bedenkt, daß das MOH3-Gerät über die langwellige Grenze des UV-B-Bereichs hinaus mißt. Die unterschiedlichen Ergebnisse am 16. April können auf die unterschiedliche zeitliche Auflösung der Meßgeräte zurückgeführt wer-

den. Die Wolkenbedeckung änderte sich zur Mittagszeit sehr schnell in der Nähe der Sonne.

Bezüglich des Filtergerätes kann festgestellt werden, daß es zur Erkennung von Schwankungen der UV-B-Strahlung von einem auf den anderen Tag geeignet ist. Die Langzeitüberwachung der UV-Strahlung mit Filtergeräten ist nicht einfach. Zu einer Trendauswertung wurden die Daten des MOH3-Gerätes nicht herangezogen, da zum einen der Quarzglas-Dom nach einem Hagelschlag ersetzt werden mußte, und es nicht auszuschließen ist, daß dadurch eine Inhomogenität in die Meßreihe gelangt ist. Zum anderen ist die Proportionalität des UV-Filters zur langwelligen Flanke der Erythem-Funktion nicht immer gegeben. Sie hängt vom Gesamtzongehalt ab.

Um eine seriöse Trendaussage machen zu können, sind 6 Jahre kontinuierlicher spektraler Messung des UV-B natürlich noch zu kurz. Aber dieser Zeitraum reicht aus, den Einfluß des Gesamtzons auf das UV-B zu dokumentieren. Bild 6 zeigt die Integralwerte von 290 bis 320 nm (offene Kreis) an Strahlungstagen zum jeweiligen Sonnenhöchststand für die Jahre 1990 bis 1995. Die Bild zeigt, daß die UV-B-Einstrahlung in erster Linie vom Sonnenstand abhängt. Im Sommer ist die Einstrahlung sieben bis achtmal stärker als im Winter. Bewölkung kann natürlich die UV-B-Einstrahlung merklich vermindern. So kann im Sommer bei völlig wolkenbedecktem Himmel und starkem Niederschlag die UV-B-Strahlung Werte wie im Winter annehmen.

Die schraffierte Fläche stellt den Schwankungsbereich ($\pm 1\sigma$) um einen mittleren, berechneten UV-B-Jahresgang bei wolkenlosem Himmel für das Met. Obs. Ho-

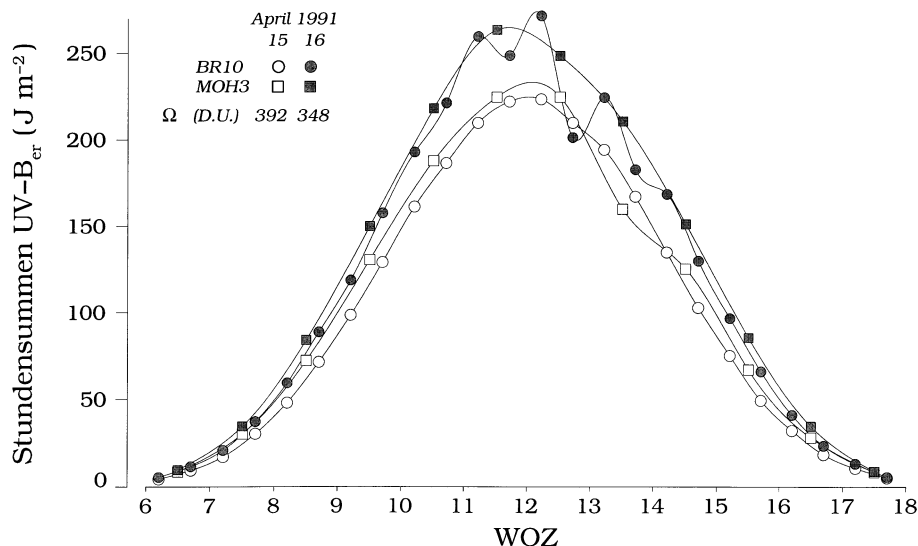


Bild 5: Tagesgänge der Stundensummen der integralen erythemwirksamen UV-B-Strahlung (= UV-B_{er}) am 15. und 16. April 1991 gemessen mit Brewer 10 und MOH3-Gerät. Während am 15.ten über die Mittagszeit der Himmel lediglich zu einem Achtel mit Schönwetter-Cumuli bedeckt war, betrug am 16.ten der Bedeckungsgrad 4 Achtel, bestehend aus Cirren und Cumuli, die zeitweise die Sonne verdeckten. Das Gesamt Ozon (= Ω) betrug 392 bzw. 348 D.U.

henpeißenberg dar. Die Berechnungen wurden mit dem Modell STAR an der Uni München durchgeführt (TAMM und THOMALLA 1995). Im allgemeinen stimmen die Messungen mit den Berechnungen gut überein. Bei genauer Betrachtung liegen die Meßwerte für das Sommerhalbjahr aber tendenziell niedriger als die Berechnungen, im Winter dagegen höher. Die Gründe dieser Abweichungen liegen in der zur Zeit noch unzureichenden Kosinuskorrektur der Brewer-Messungen. Anhand der Berechnungen erkennt man deutlich, daß die Variabilität des UV-B im Frühjahr größer als im Herbst ist. Ebenso ist eine Asymmetrie im Jahresverlauf zu erkennen. Neben der Sonnenhöhe hat das Ozon einen großen Einfluß auf die UV-B-Einstrahlung. Variabilität und Asymmetrie des UV-B sind auf das Gesamt ozon zurückzuführen.

Im Verlauf des Jahres 1991 wurden die niedrigsten UV-B-Werte gemessen. In dem Jahr lagen die Gesamt ozonwerte häufig sehr nahe am langjährigen Mittelwert. Im Zusammenhang mit der stratosphärischen Aerosolfracht, die sich nach dem Ausbruch des Vulkans Pinatubo Mitte 1991 bildete, weisen vor allem die Jahre 1992 und 1993 besonders niedrige Gesamt ozonwerte auf. Entsprechend erhöht waren die UV-B-Werte zu dieser Zeit.

Der UV-B-Anteil der Sonnenstrahlung wird nicht nur durch Ozon, sondern auch durch Aerosol und Wolken gefiltert. Dies erschwert eine genaue Vorhersage, um wieviel Prozent die Photonenflüsse in einem gewissen Wellenlängenintervall bei einer definierten Ozonabnahme steigen.

Neben der Sonnenhöhe – mit geringer werdender Sonnenhöhe nimmt bei einer Abnahme des Gesamt ozons die Verstärkung des UV-B zu – hängt die Verstärkung im besonderen Maße auch von der Gesamt ozonmenge selbst ab. Wenn nur wenig Ozon vorhanden ist, machen

sich kleine Änderungen stärker bemerkbar. Den Einfluß des Gesamt ozons bei verschiedenen Wellenlängen verdeutlicht Bild 7. Sie zeigt die UV-B-Strahlung in einzelnen Wellenlängen bei einer Sonnenhöhe von $55^\circ \pm 2^\circ$ als Funktion des Gesamt ozons. Diese Sonnenhöhe wird im Zeitraum von Ende April bis Ende August erreicht, der fast die gesamte natürliche Schwankungsbreite des Gesamt ozons abdeckt.

Die Streuung innerhalb der Punktwolken zeigt den Einfluß der atmosphärischen Verhältnisse auf das UV-B infolge von Änderungen des Bedeckungsgrades, der Trübung und der Vertikalverteilung des Ozons. Die Punktwolken selbst sind nach oben hin relativ scharf begrenzt und geben somit das maximal Mögliche an Einstrahlung bei einer bestimmten Gesamt ozonmenge an. Im logarithmischen Maßstab erscheint die Begrenzung linear.

Man erkennt, daß an der langwelligen Grenze des UV-B das Gesamt ozon so gut wie keinen Einfluß mehr auf die Einstrahlung hat. Dagegen ändert sich das UV-B am kurzwelligen Ende zwischen 280 und 450 D.U. um mehr als eine Größenordnung. Die Schraffuren geben die langfristigen mittleren Schwankungsbreiten des Gesamt ozons für Mai (dunkel) und August (hell) an. Hier wird nochmals deutlich, daß bei gleichem Sonnenstand die UV-B-Einstrahlung durch den asymmetrischen Jahresgang des Gesamt ozons unterschiedlich ist.

Die Verstärkung des UV-B durch eine Abnahme des Gesamt ozons hängt auch davon ab, wie das UV-B-Spektrum gewichtet wird. In der Biologie, Botanik und Medizin ist es üblich, die Sonnenintensität mit der biologischen Effektivität zu einem sogenannten Wirkungsspektrum zu verknüpfen. So wird beispielsweise die Erbsubstanz (DNA) bei einer Wellenlänge von 290 nm etwa 10.000 mal stärker geschädigt als bei 320 nm. Wie bereits erwähnt, war infolge des Ausbruchs des

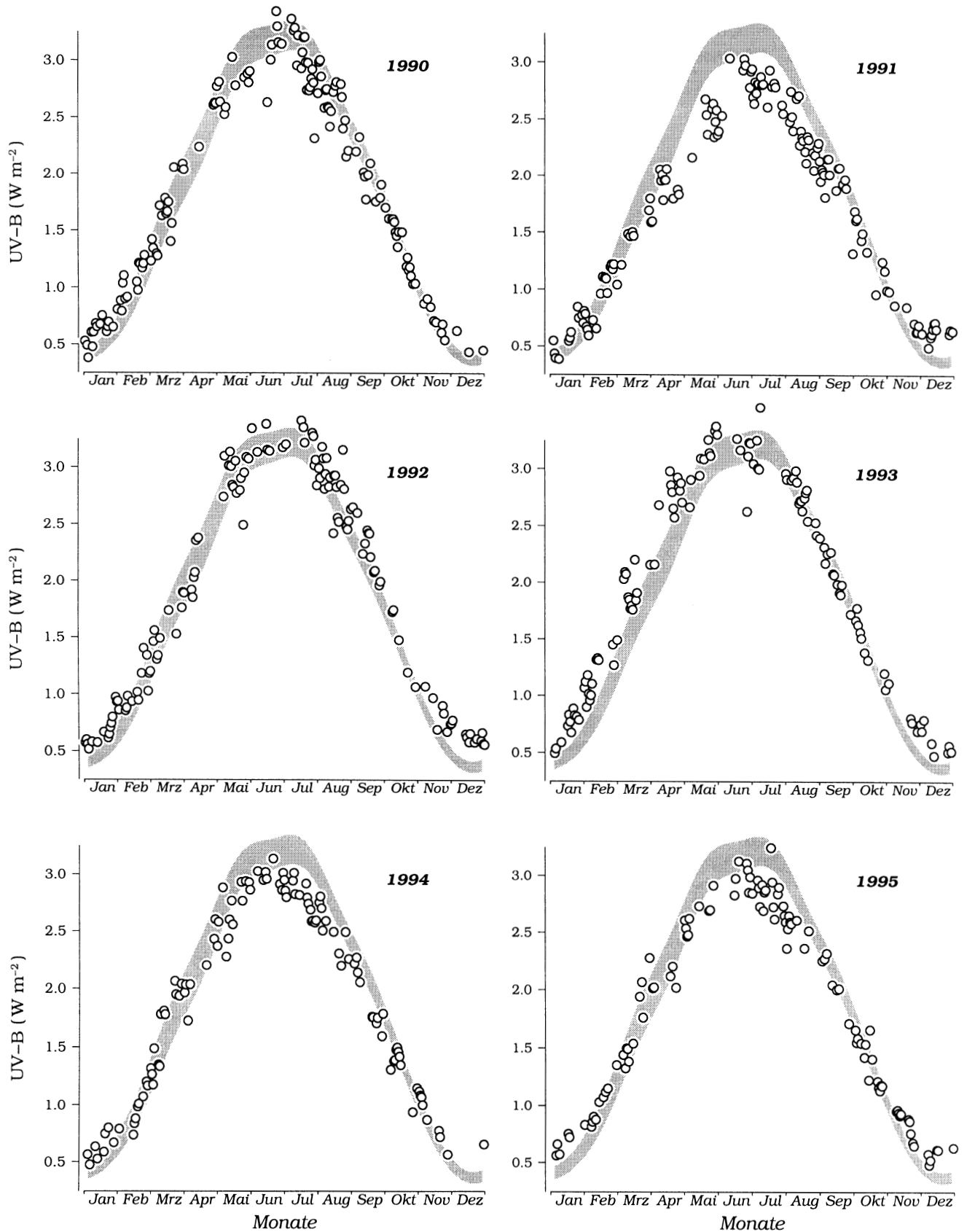


Bild 6: Am Met. Obs. Hohenpeißenberg gemessene integrale UV-B-Werte, 290 – 320 nm (offene Kreise) an Strahlungstagen zum jeweiligen Sonnenhöchststand über den Zeitraum 1990 bis 1995 und modellierter mittlerer UV-B-Schwankungsbereich, $\pm 1\sigma$ (schraffierte Fläche) nach TAMM und THOMALLA (1995) für wolkenlosen Himmel.

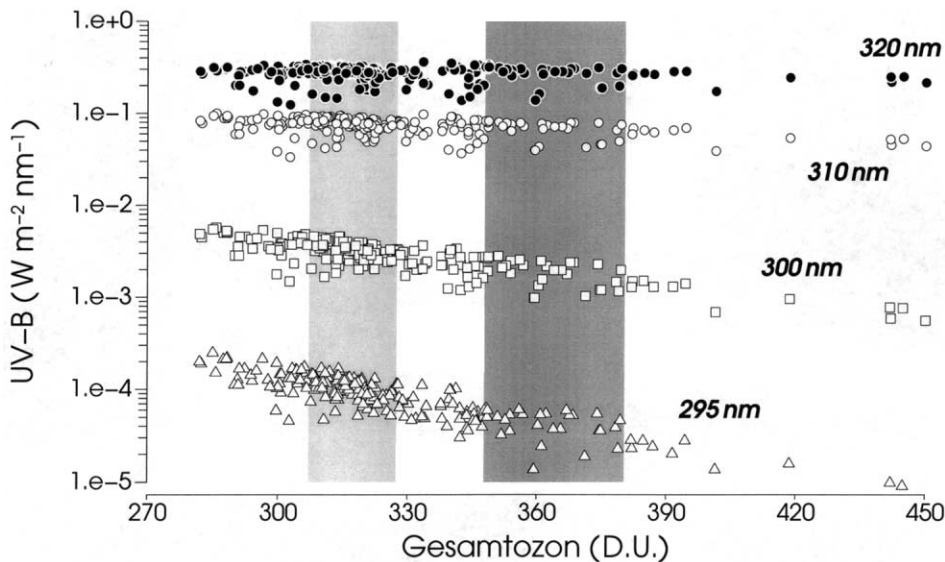


Bild 7: UV-B verschiedener Wellenlängen bei einer Sonnenhöhe von $55^\circ \pm 2^\circ$ in Abhängigkeit vom Gesamt Ozon. Der dunkelgraue Bereich (■) gibt die langfristige mittlere Schwankungsbreite des Gesamt ozons im Mai an, entsprechend der hellgraue Bereich (□) für August.

Pinatubo die Ozonschicht im Frühjahr 1993 besonders stark ausgedünnt, und die UV-B-Strahlung sehr hoch. Die sonnenbrand (= erythem) -wirksame UV-B-Strahlung an sonnigen Tagen im April 1993 war gegenüber dem 7-jährigen Mittel um 25% erhöht. Das Gesamt ozon an den gleichen Tagen war um rund 10% niedriger, es sank von 353 D.U. für den Zeitraum 1990 bis 1996 auf 317 D.U. im April 1993. Die Verstärkung ist erstaunlich hoch. Hierbei muß man aber bedenken, daß nicht nur das Gesamt ozon Einfluß auf das UV-B hat. Ebenso hängt das UV-B von Wolken und Trübung ab.

Bild 8 zeigt den mittleren Tagesgang des erythemwirksamen UV-B an sonnigen Tagen für die Aprilmonate der Jahre 1990 bis 1996 und den entsprechenden Tagesgang für April 1993. Dafür wurden die einzelnen Spektren mit der Wirkungsfunktion nach DIN 5050 gewichtet, die noch einen erythemwirksamen UV-A-Anteil beinhaltet. Die hier dargestellten Werte sind daher etwas niedriger, da sie den UV-A-Anteil nicht mit einbeziehen. Die als MED bezeichnete Gerade gibt diejenige Dosis (= Minimale Erythemwirksame Dosis) an, bei der ein hellhäutiger Europäer nach einer Stunde einen Sonnenbrand hat.

Man erkennt, daß das Maximum im Tagesverlauf erst um 13 Uhr MESZ erreicht wird. Aufgrund der Verschiebung des Sonnenhöchststandes durch die gesetzliche Zeit ist die UV-B-Belastung nachmittags höher als vormittags.

Der besondere Umstand, daß in diesem Zeitraum die ohnehin schon reduzierte Ozonschicht u.a. infolge des Ausbruchs des Pinatubo zusätzlich ausgedünnt wurde, macht einerseits deutlich, daß solche Ereignisse natürlicherweise zu einer starken Variabilität des UV-B führen, andererseits wird aber klar, daß bei weiter anhaltendem anthropogenen Abbau der Ozonschicht mit

einem Anstieg der UV-B-Strahlung gerechnet werden muß. Dabei wird die energiereichere Strahlung relativ stark ansteigen, während der weniger energiereiche Anteil davon kaum berührt wird.

Ausblick

Aufgrund des beobachteten Ozonabbaus von rund 10% in 30 Jahren ist davon auszugehen, daß die UV-B-Strahlung zugenommen haben sollte. Da aber Ozon nicht der einzige Einflußparameter ist, wird derzeit in einem BayFORKLIM-Projekt untersucht, ob die UV-B-Strahlung tatsächlich angestiegen ist. Die bereits oben erwähnte langfristige Abnahme der Globalstrahlung könnte sich kompensatorisch auswirken. Allerdings zeigen erste Ergebnisse, daß bei einer Zunahme des diffusen Anteils der Globalstrahlung, bzw. Zunahme von D/G, das UV-B ab 310 nm mit kleiner werdender Wellenlänge verstärkt den Erdboden erreicht. Welchen Einfluß die beobachtete Zunahme der Cirrenhäufigkeit auf D/G und damit auf das UV-B hat, muß noch geklärt werden.

Da auch die UV-B-Strahlung einer räumlichen Variabilität unterliegt, wurde zur Überwachung ein UV-B-Meßnetz im DWD eingerichtet, in das auch das Met. Obs. Hohenpeißenberg eingebunden ist. Zusammen mit dem BfS/UBA-Meßnetz (Bundesamt für Strahlenschutz und Umweltbundesamt) soll es künftig einen Verbund bilden, in dem das Met. Obs. Potsdam federführend ist. Dem BfS obliegt dabei die strahlenhygienische Bewertung.

Ungeachtet davon sind genaue Kenntnisse des UV-Strahlungsklimas für das Verständnis der luftchemischen Vorgänge in der Atmosphäre wichtig. Das setzt homogene Meßreihen von hoher Qualität voraus. Diese zu messen ist zentraler Bestandteil der Observatoriumsarbeit.

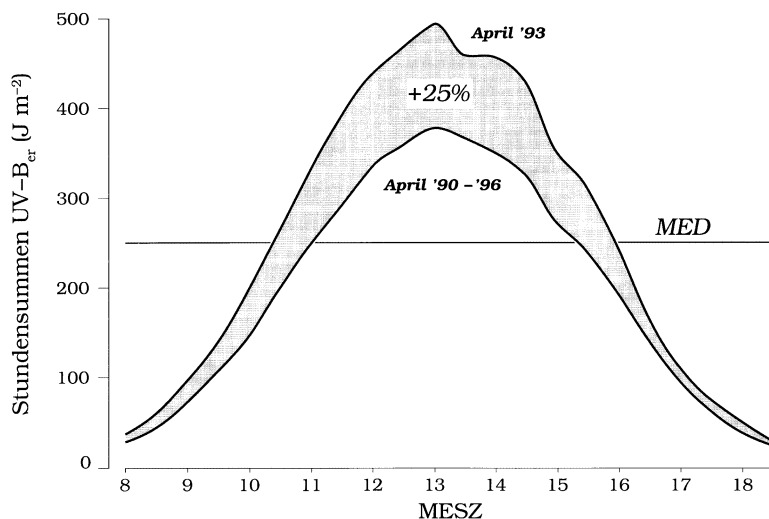


Bild 8: Mittlerer Tagesgang der erythemwirksamen UV-B-Strahlung (= UV-B_{er}) an sonnigen Tagen der Aprilmonate der Jahre 1990 bis 1996 und Tagesgang des April 1993. Als Kriterium für sonnige Tage wurde die Tagessumme der Globalstrahlung > 2000 Jcm⁻² gewählt. Für den Zeitraum 1990 bis 1996 beträgt die mittlere Tagessumme im April 1375 ± 697 Jcm⁻².

Literatur

ÄNGSTRÖM A., Report to the International Commission for Solar Research on Actinometric Investigations of Solar and Atmospheric Radiation, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Vol. L, No. 210, 1924.

AYDINLI S., Über die Berechnung der zur Verfügung stehenden Solarenergie und des Tageslichtes, Fortschritt-Berichte der VDI Zeitschriften, VDI-Verlag Düsseldorf, 1981.

BERLGAE H. P., Zur Theorie der Beleuchtung einer horizontalen Fläche durch Tageslicht, Meteorologische Zeitschrift, 45, p. 174-180, 1928.

DEHNE K., Design and performance of a new instrument for measuring UV-B global radiation in: WMO technical conference on instruments and methods of observation (TECIMO) Hamburg 27.-30.07.1977, WMO-No. 480, Genf, 1997.

DEUTSCHER BUNDESTAG, Enquete-Kommission „Vorsorge zum Schutz der Erdatmosphäre“. Eine internationale Herausforderung, Hrsg. Dt. Bundestag, Referat Öffentlichkeitsarbeit, Bonner Universitäts-Buchdruckerei, Bonn 1988.

GRUNOW J., Sonnenschein und Globalstrahlung auf dem Hohenpeißenberg, Berichte des Deutschen Wetterdienstes, Nr. 81, 1962.

HINZPETER H., Vergleichende Prüfung von Formeln zur Berechnung von Globalstrahlungssummen, Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B, Band 9, 11. Heft, p. 60-72, 1958.

KASTEN F., G. CZEPLAK: Solar and terrestrial radiation dependent on the amount and type of cloud. Solar Energy, 24, p. 177-189, 1980.

KASTEN F., H.-J. GOLCHERT, Statistik der Globalstrahlung an acht Stationen des Deutschen Wetterdienstes, Berichte des Deutschen Wetterdienstes, Nr. 156, 1981.

KASTEN F., H.-J. GOLCHERT, R. DOGNIAUX, M. LEMOINE, Atlas über die Sonnenstrahlung Europas, Band 1&2, Hrsg. W. Palz, Kommission der Europäischen Gemeinschaften, Verlag TÜV Rheinland, 1984

KÖHLER U., W. VANDERSEE, P. WINKLER, Spektrale und integrale Messungen der UV-B-Strahlung im Vergleich zu

Ozonmessungen, Abschlußbericht zum BayFORKLIM-Projekt B I 10, 1995

LIEPERT B. G., P. FABIAN, H. GRASSL, Solar radiation in Germany – observed trends and assessment of their causes; part I: regional approach, Beiträge zur Physik der Atmosphäre, 67, p. 15-29, 1994.

LIEPERT B., Regionale Klimadiagnose mittels Messungen der Solaren Strahlung, Dissertation, München 1996.

RUGGABER A., R. DLUGI, T. NAKAJIMA, Modelling Radiation Quantities and Photolysis Frequencies in the Troposphere, Journal of Atmospheric Chemistry, Vol. 18, p. 171-210, 1994.

TAMM E., E. THOMALLA, persönliche Mitteilung, 1995.

WMO, Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1991, WMO Global Ozone Research and Monitoring Project – Report No. 25, Hrsg. D. L. Albritton, R. T. Watson, Genf 1992.

Fußnoten

1 BayFORKLIM bezeichnet den Bayerischen Klimaforschungsverbund und das Bayerische Klimaforschungsprogramm, das zum Ziel hat, mögliche regionale Klimaänderungen in Bayern und deren Auswirkungen auf Mikroorganismen, Pflanzen, Tiere und Menschen zu untersuchen.

1 Einleitung

Untersuchungen der Feinstruktur des Niederschlags und die dazu notwendige Entwicklung geeigneter Meßverfahren bzw. -geräte haben am MOHp eine lange Tradition. Bereits in den 50er Jahren untersuchte GRUNOW die Niederschlagsmessung am Hang, im Bergwald und im Gebirge und veröffentlichte 1961 die ersten Ergebnisse zu „Variationen der Niederschlagsstruktur und ihre meßtechnische Erfassung“ sowie den „Einfluß des Anstrichs der Niederschlagsmesser auf das Meßergebnis“. Aufgrund der zunehmenden Fragen nach Kurzzeit-Niederschlagsintensitäten wurde Ende der 60er Jahre die Entwicklung eines Niederschlagsensors mit ausreichendem Intensitätsbereich und hoher Zeitauflösung forciert. Die Entwicklungsarbeiten konnten auf Vorarbeiten (z. B. Niederschlagsdauergeber, Hornersche Wippe) aufbauen.

Ziel der Entwicklungsarbeiten war – neben den wissenschaftlichen Untersuchungen – ein Niederschlagsmesser für ein künftiges automatisches Meßnetz für die Bedürfnisse der Klimatologie und der Synoptik.

2 Verwendetes Meßgerät

Aus den oben geschilderten Entwicklungsarbeiten ist das Ombrometer Hp entstanden, das in den Berichten des DWD (ATTMANNSPACHER u. RIEDL, 1973) ausführlich beschrieben ist. Deshalb hier nur eine kurze Zusammenfassung. Die Niederschlagsdauer wird mit einem separaten Gerät, dem Niederschlagsdauergeber, mit einer Zeitauflösung von 30 Sekunden gemessen. Das Meßprinzip basiert auf der Änderung des Übergangswiderstandes zweier getrennter Drahtwicklungen und funktioniert von Nieselregen über Schneefall bis Starkregen, lediglich Schneefegen läßt sich nicht von fallendem Niederschlag unterscheiden.

Die Bestimmung der Niederschlagsintensität erfolgt mit zwei Sensoren, Tropfer und Wippe. Das Tropfermundstück ist am Auslauf des Sammeltrichters eines Standard Hellmann Niederschlagsmessers angebracht. Es ist in Form und Materialwahl so gestaltet, daß sich bis zu einer hohen Durchflußrate (in der Regel bis zu 20 g/Min. \triangleq 1 mm/Min. Regenintensität) gleich große künstliche Tropfen ablösen, die mit Hilfe einer Lichtschranke gezählt werden. Wenn im folgenden von Tropfen die Rede ist, sind immer diese künstlich geformten Tropfen gemeint und nicht die natürlichen Regentropfen. Die unterhalb der Lichtschranke und einer Fallbremse angeordnete Wippe (Kippwaage) hat ein bis zu sehr hohen Intensitäten (>10 mm/Min.) nahezu konstantes Füllvolumen und dient zur Messung der Starkniederschläge. Die Kippvorgänge werden ebenfalls optoelektronisch gezählt. Für die Erfassung fester Niederschläge sind Aufangfläche und Ablauf beheizt. Als Heizsystem dient eine dünne, in der Temperaturregelung eng tolerierte Folienheizung mit geringer Wärmekapazität, um die Verdunstungsverluste durch Nachheizen gering zu halten.

Bei der Eichung der Sensoren wird dem Gerät Regenwasser in konstanten Durchflußraten zugeführt und dabei die Zahl der Tropfen bzw. Kippvorgänge pro Zeiteinheit gemessen. Etwaige geringe Abweichungen von den Sollwerten (Tropfen 0,005 mm; Wippe 0,1 mm) werden in einer Eich-tabelle für die spätere Auswertung abgelegt. Im Meßbetrieb werden die künstlichen Tropfen und die Kippvorgänge gezählt und (bislang) im festen Minutentakt gespeichert. Früher erfolgten Zählung, Speicherung und Ausgabe mittels Zähl-druckgeräten, heute auf elektronischen Pufferspeichern.

Ein operationell genutztes Gerät ist seit 1972 auf dem Meßfeld des MOHp im Einsatz; zeitweise mußte dieses Gerät aber auch für Entwicklungsarbeiten herangezogen werden. Seit 1980 sind vier weitere Ombrometer Hp an den Standorten Tutzing, Krailling, Oberschleißheim und Weihenstephan im Einsatz. An diesen Standorten gibt es allerdings keinen Dauergeber, so daß die Niederschlagsdauer nur über den ersten bzw. letzten Trop-

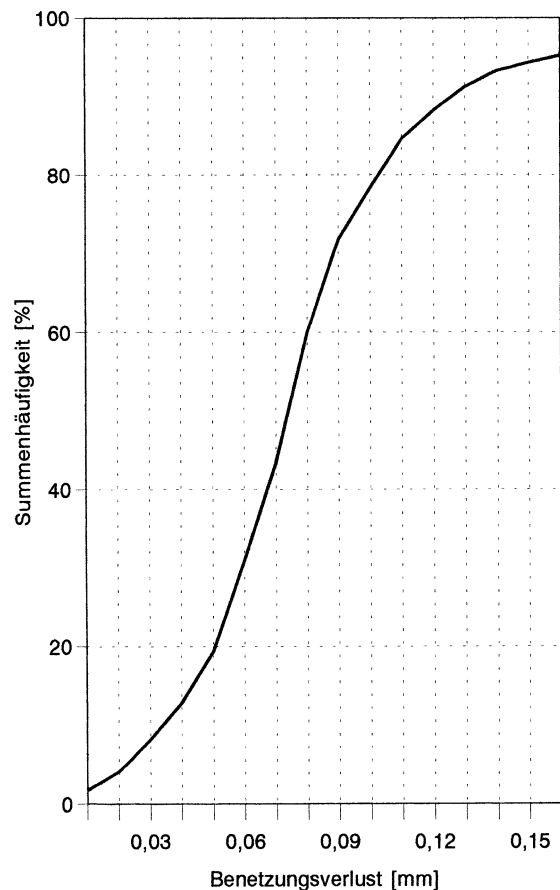


Bild 1: Summenhäufigkeit [in %] des Benetzungsverlustes [in mm] im Sammeltrichter und Tropfereinlauf des Ombrometers Hohenpeißenberg. Methode: Bestimmung der Niederschlagshöhe, die von einem danebenstehenden Distrometer am Beginn der Niederschlagsereignisse bis zur Ablösung des ersten Tropfens im Ombrometer HP erfaßt wurde. 1418 Ereignisse mit einer Gesamthöhe von 3139 mm in den Jahren 1979 – 86 am Standort Hamburg.

fen bestimmbar ist; d. h. Ereignisse, bei denen die Menge nicht über den Benetzungsverlust hinausreicht, werden nicht registriert. Dies ist bei Vergleichen der dortigen Meßergebnisse mit denen der Aufstellung am MOHp zu berücksichtigen. Die Standorte liegen in nordöstlicher Richtung in ca. 25 – 85 km Entfernung vom MOHp. An den Standorten für Tropfenspektrenmessungen (Stuttgart-Schnarrenberg, Berlin-Buch, Hamburg-Sasel und Rostock-Warnemünde) werden die Meßimpulse eines Tropfers (ohne Wippe) mit den Distrometerwerten aufgezeichnet.

Wie jedes Meßverfahren hat auch dieses seine Grenzen. Durch die Aufzeichnung im festen Minutenraster ist die Zeitauflösung auf eine Minute begrenzt. Dies macht sich bei den Spitzenintensitäten und vor allem bei den geringen Intensitäten (< 1 Tropfen/Minute) als Quantisierungsschritt bemerkbar. Hier zeichnet sich bereits eine Abhilfemöglichkeit ab. Eine physikalische Grenze in der Zeitauflösung ist durch die Fließgeschwindigkeit der Regentropfen im Sammeltrichter vorgegeben. Das Ombrometer wird sich nie für Intensitätsuntersuchungen im Sekundenbereich eignen. Bei der Messung der schwächsten Niederschläge ist der unvermeidbare Benetzungsverlust des Sammeltrichters zu berücksichtigen. Um die in der Praxis auftretenden Benetzungsverluste abschätzen zu können, wurde an einer Meßstation (Hamburg-Sasel), an der ein Ombrometer-Tropfer und ein Distrometer unmittelbar nebeneinander aufgebaut waren, bestimmt, wieviel Niederschlag jeweils bei Regenbeginn vom Distrometer (kein Benetzungsverlust) bereits registriert worden ist, bis sich im Ombrometer der erste künstliche Tropfen abgelöst hat. Ausgewertet wurden 1418 Regenereignisse innerhalb von 56 Monaten der Jahre 1979 – 86 mit einer Gesamthöhe von 3139 mm. Die Kurve der Summenhäufigkeit ist in Bild 1 dargestellt. Zu erkennen ist, daß für 95 % (50 %) aller Ereignisse der Benetzungsverlust unter 0,15 (0,075) mm liegt. Diese Werte sind auch auf Hellmann Niederschlagsmesser und -schreiber aus Zinkblech übertragbar, da die Trichtergeometrie nahezu

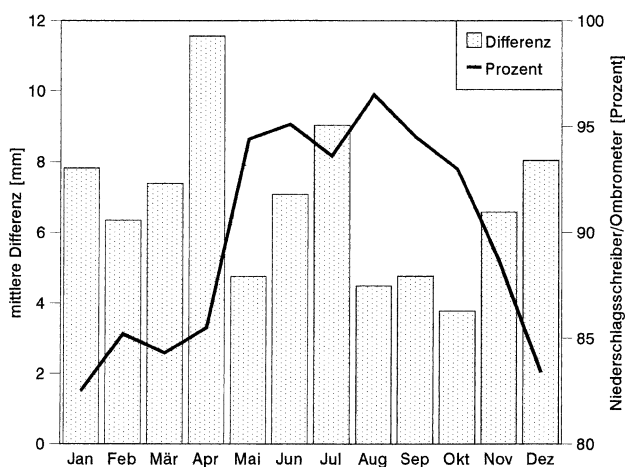


Bild 2: Mittlere Differenzen (in mm) und Verhältnis (Niederschlagsschreiber/Ombrometer in %) der in den Jahren 1972 – 94 auf dem Meßfeld des MOHp mit Ombrometer HP und Niederschlagsschreiber (Hellmann) gemessenen Monatsniederschlagshöhen.

gleich ist. Damit ist eine Möglichkeit der Abschätzung des „fehlenden“ Niederschlags (Regenanteil!) durch die nicht meßbaren Niederschläge allein und insgesamt gegeben. Für den Hohenpeißenberg fehlen im Mittel pro Jahr ~ 29 mm von den nicht meßbaren und ~ 32 mm von den meßbaren Niederschlägen.

Weitere Informationen zur Einschätzung der Leistungsfähigkeit des Ombrometers Hp liefert der Vergleich mit den Meßergebnissen des Standard-Niederschlagschreibers (NS) nach Hellmann (Abstand ca. 3 m vom Ombrometer auf dem Meßfeld des MOHp). Entwicklungsziele beim Ombrometer waren auch Vermeidung der Abheberungs- und Beheizungsverluste des Niederschlagsschreibers. In Bild 2 sind die mittleren monatlichen Differenzen (Ombrometer – NS) der Jahre 1972 – 1994 und das prozentuale Verhältnis NS/Ombrometer dargestellt. In den Monaten Mai bis Oktober registrierte der Hellmann etwa 93 – 96 % der vom Ombrometer gemessenen Regenhöhe, in den Monaten Dezember bis April nur etwa 84 – 86 %. In den mittleren Differenzen von 3,8 bis 11,6 mm in diesen Monaten spiegeln sich die Beheizungsverluste des NS wider, wohingegen die Juli-Differenz vom 9,0 mm aus Abheberungsverlusten bei den hohen Intensitäten resultieren dürfte.

3 Ergebnisse einiger Auswertungen

Nachfolgend sollen einige Auswertungen des umfangreichen Datenmaterials vorgestellt werden. Die Beispiele behandeln Fragestellungen zur Niederschlagsdauer, zur Niederschlagsintensität und zu Höhe-Dauer-Zusammenhängen.

3.1 Auswertungen zur Niederschlagsdauer

Wie früher schon erwähnt, erfolgt die Messung der Niederschlagsdauer am MOHp mit einem getrennten Sensor, dem sog. Dauergeber. Das hier eingesetzte Modell unterscheidet sich von den mittlerweile auf dem Markt befindlichen – mechanisch weit weniger aufwendigen – Geräten durch einen alle 30 Sekunden stattfindenden Wechsel der Testfläche; d. h. es wird unabhängig von der aus der Heizungseinstellung resultierenden Abtrocknungszeit alle 30 Sekunden neu die Frage „Niederschlag Ja/Nein“ gestellt; damit ist die Bestimmung der Dauer auch auf eine halbe Minute genau. Für Untersuchungen der Dauer von Niederschlagsereignissen ist zunächst eine Definition oder Vereinbarung über die Ereignistrennung erforderlich: Wann ist ein Ereignis zu Ende, welche Pausen zählen noch zum letzten Ereignis bzw. wann beginnt ein neues? Auch die Anleitung der WMO zur Niederschlagsmessung und -beobachtung enthält keine diesbezüglichen Vorgaben. So legt sich der Beobachter bewußt oder unbewußt eine Definition zu recht, indem er sich bei einzelnen beobachteten Regentropfen entscheidet, entweder für „es regnet immer noch“ oder „es hat schon wieder zu regnen begonnen“. Für die Ombrometer-Auswertung wurde anhand der Dauergeber-Registrierungen eine Pause von ≥ 10 Minuten für die Trennung in Einzelereignisse festgelegt. In Anlehnung an die Beobachterbezeichnung werden als „nicht meßbar“ solche Ereignisse eingestuft, die nur vom Dauergeber erfaßt werden, im Intensitätssensor

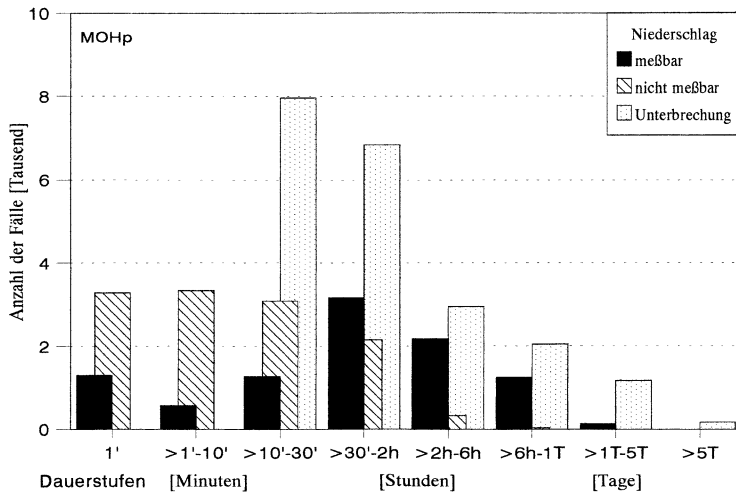


Bild 3: Zahl der meßbaren, nicht meßbaren Niederschläge und Niederschlagspausen in 8 Dauerstufen auf dem Hohenpeißenberg (Jahre 1972 – 94). Als nicht meßbar gelten Niederschläge, die zwar vom Dauergeber registriert werden, im Ombrometer HP aber keine künstlichen Tropfen erzeugen.

also nicht zur Bildung von mindestens einem künstlichen Tropfen führen. Bild 3 zeigt die Häufigkeit von Ereignisdauer und Niederschlagspausen auf dem Hohenpeißenberg in den Jahren 1972 – 94. Es fällt sofort auf, daß die Pausenlängen von 10 – 30 Minuten am häufigsten auftreten; aber auch lange Niederschlagspausen von mehr als 5 Tagen sind 173mal vorgekommen. Bei den meßbaren Niederschlägen ist die Dauerstufe von 0,5 – 2 Stunden am häufigsten vertreten, aber auch Dauerniederschläge in der Klasse 1 – 5 Tage kamen

131mal vor. Die meßbaren Niederschläge von nur einer Minute Dauer entstehen durch nässenden Nebel, der sich zwar im Sammeltrichter absetzen und von Zeit zu Zeit einen künstlichen Tropfen bilden kann, aber im Dauergeber wegen des leichten, aufwärtsgerichteten Warmluftstroms aus der Meßöffnung zu keinem Kontaktschluß führt. Außerdem können sich in dieser Klasse auch einige nicht erkannte Störimpulse verbergen. In Bild 4 sind die Häufigkeiten von Ereignisdauern an den o. g. fünf Standorten zu sehen, in Bild 4 a die Dauerstufe 6 – 60 Minuten (also weitgehend Niederschläge konvektiven Ursprungs) bzw. in 4 b die Dauerstufe > 6 Stunden (also ausgedehnte Aufgleit- oder Stau-Niederschläge). Bei den kurzen Dauerstufen fällt die Häufung im Monat Juni auf (Tutzing nicht so ausgeprägt) sowie die Minima im Mai (Krailing im April) und vor allem im Oktober (Tutzing im November). Die langen Dauerstufen kommen am Hohenpeißenberg, Tutzing und Krailing am häufigsten im April vor mit einem zweiten Maximum im November/Dezember. Langanhaltende Niederschläge sind an allen Standorten im Februar und August relativ selten. Die beiden alpenfernsten Standorte Oberschleißheim und Weihestephan zeigen die am wenigsten ausgeprägten Jahresgänge. Die Ursache könnte in teilweise nicht so weit übers Voralpenland hinausreichenden Stauniederschlägen liegen.

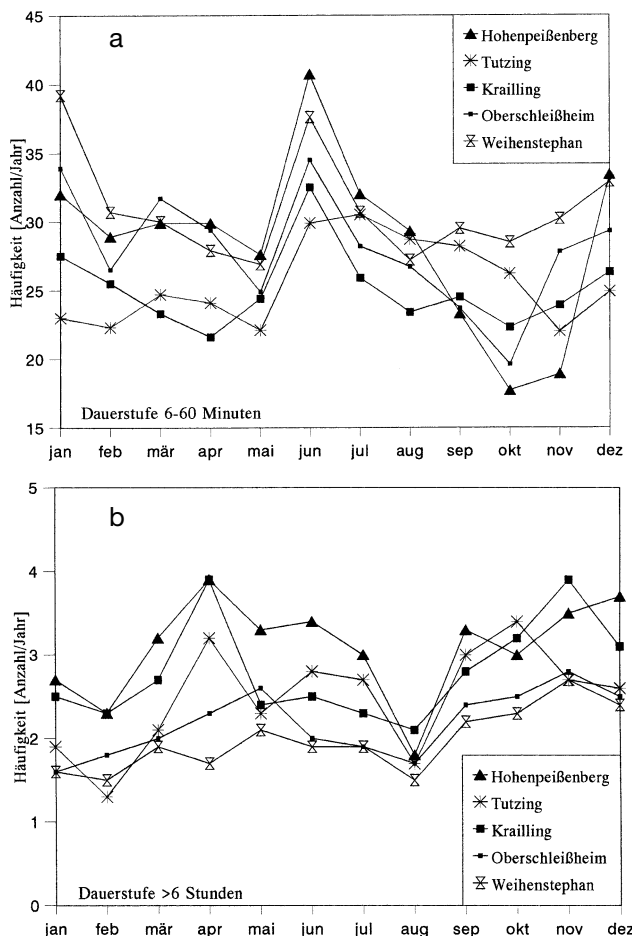


Bild 4: Jahresgang der mittleren Häufigkeit der Andauer von meßbaren Niederschlagsereignissen an fünf Ombrometer-Standorten in den Jahren 1980 – 1994; a) Ereignisdauer von 6 – 60 Minuten, b) Ereignisdauer > 6 Stunden.

3.2 Auswertungen der Niederschlagsintensität

Außer für klimatologische Fragestellungen sind Aussagen über die vorkommenden Niederschlagsintensitäten auch für Transport von Inhaltsstoffen (hauptsächlich geringe Intensitäten) und Dimensionierungsfragen technischer Bauwerke (hauptsächlich hohe Intensitäten) von Interesse. Bild 5 zeigt die Jahresgänge von 3 Klassen der Niederschlagsintensität auf dem Hohenpeißenberg. Während die geringe Intensität von 0,01 bis 0,09 mm/Min. (Δ 0,6 – 5,99 mm/h) keinen deutlichen Jahresgang hat, zeigen die beiden höheren Intensitäten von 0,1 bis 0,99 mm/Min. (Δ 6,0 – 59,9 mm/h) bzw. darüber einen ausgeprägten Jahresgang. Etwa 80 % aller Minuten mit 0,1 bis 0,99 mm/Min. liegen in den Monaten Mai bis September, die Starkregen von 1 mm/Min. und mehr kommen überhaupt nur in diesem Jahresteil vor, am häufigsten im Juli. Die nächste beim Thema Niederschlagsintensität zu stel-

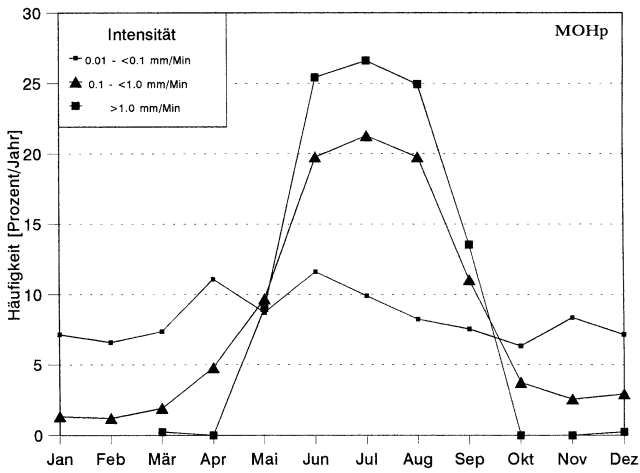


Bild 5: Jahresgang der prozentualen Verteilung bestimmter Niederschlagsintensitäten auf dem Hohenpeißenberg in den Jahren 1972 – 94.

lende Frage ist, mit welchem Prozentsatz die verschiedenen Intensitäten zum Gesamtniederschlag beitragen. In Bild 6 ist der prozentuale Anteil des Beitrags zum Gesamtniederschlag von verschiedenen Intensitäten für den Hohenpeißenberg dargestellt. Die Intensitätsstufen mußten an die durch die Tropfengröße (~ 0,005 mm) vorgegebenen Quantisierungssprünge angeglichen werden. Zu erkennen ist, daß die unteren 11 Intensitätsklassen (von 0,006 bis 0,1 mm/Min, \triangleq 0,36 bis 6 mm/h) mit jeweils 5 bis 8 % zur Gesamthöhe beitragen (zusammen ~ 75 %). Die Intensitätsklasse von 0,05 bis 0,063 mm/Min. (\triangleq 3,0 bis 3,8 mm/h) ist mit 8,3 % der Gesamthöhe die ergiebteste. 94 % der Gesamt-Niederschlagshöhe werden von Intensitäten kleiner 0,5 mm/Min. geliefert, die aber 99,88 % der Niederschlagsdauer bilden. In ~ 75 % der Niederschlagszeit liegt die Intensität unter 1 mm/h (die ersten drei Klassen), ~ 23 % der Gesamthöhe kommen so zustande. Die höchsten Intensitäten (> 0,5 mm/Min.) treten nur in 0,12 % der Zeit auf und tragen 5,8 % der Menge bei.

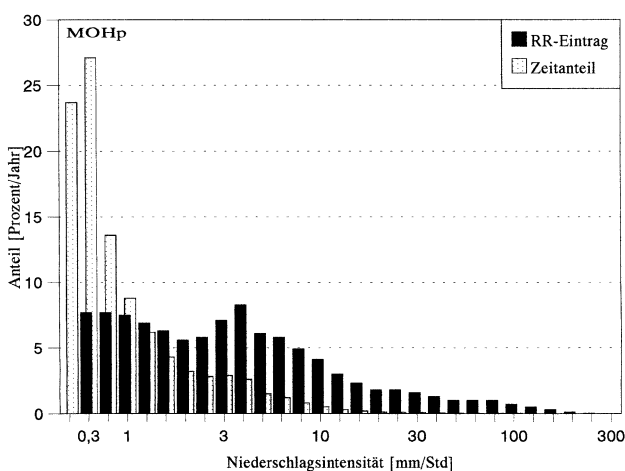


Bild 6: Beitrag [in %] der Intensitätsklassen zur Gesamtniederschlagshöhe sowie deren Anteil an der Niederschlagsdauer auf dem Hohenpeißenberg in den Jahren 1972 – 94. Für die Darstellung wurden anstelle der zugrundeliegenden mm/Min.-Einteilung (1,0/1,26/1,58/2,00/2,51/3,16/3,98/5,01/6,31/7,94/10,0 je Dekade) die mm/h-Werte benutzt.

3.3 Zusammenhänge von Niederschlagshöhe und -dauer

Die Ombrometerdaten eignen sich aufgrund der hohen Auflösung in Zeit und Intensität auch gut für Untersuchungen der Zusammenhänge von Niederschlagshöhe und -dauer. Die Daten sind auf Minutenbasis anwendbar; die Aussagen über Verknüpfungen von Dauer und Intensität gelten für jede Minute der jeweiligen Dauerstufe. Zur dritten – besonders für hydrologische Fragestellungen interessanten – Größe, der Fläche, läßt sich allerdings mit Punktdaten keine Aussage machen.

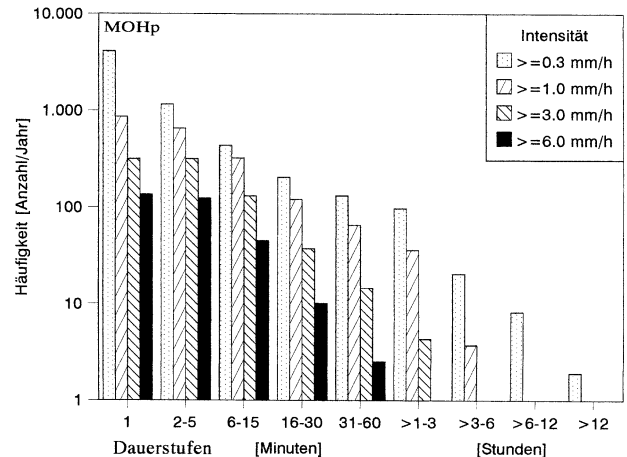


Bild 7: Mittlere Häufigkeit (pro Jahr) der Andauer (in 9 Dauerstufen) bestimmter Mindestintensitäten des Niederschlags auf dem Hohenpeißenberg in den Jahren 1972 – 94.

Die Andauer bestimmter Niederschlagsintensitäten ist durch den ablaufenden Niederschlagsprozeß bestimmt. In Bild 7 ist die mittlere Häufigkeit bestimmter Intensitäten in vorgegebenen Dauerstufen dargestellt. Aus den Säulen der beiden kürzesten Dauerstufen (1 bzw. 2 – 5 Minuten) ist zu erkennen, daß die Intensitäten ≥ 3 bzw. ≥ 6 mm/h (0,05 bzw. 0,1 mm/Min.) nahezu gleich oft vorkommen. Das bedeutet, daß der Abschnitt im Niederschlagsprozeß, bei dem es zu diesen Intensitäten kommt, entweder nicht in einer Minute abläuft, sondern mindestens zwei bis fünf Minuten anhält, oder so ausgedehnt ist, daß er nicht in einer Minute über dem Meßpunkt hinwegzieht. Die hohen Intensitäten (≥ 6 mm/h) gehen in der Dauerstufe 31 – 60 Minuten stark zurück und kommen jenseits einer Stunde überhaupt nicht mehr vor. Die Andauer von noch über diesem Wert liegenden Spitzenintensitäten ist noch gesondert zu untersuchen. Die Aussagemöglichkeit ist aber durch den bisherigen Quantisierungsschritt von einer Minute begrenzt. Angaben über deren flächenmäßige Ausdehnung wären nur mit Hilfe von Radar-Sondermessungen möglich. Bild 8 zeigt den Jahresgang der Häufigkeit von 5 Dauerstufen mit bestimmter Intensität, in Bild 8 a beträgt die Mindestintensität 1 mm/h, in 8 b 6 mm/h. Das bedeutet, daß in keiner Minute der jeweiligen Dauerstufe der Intensitätsgrenzwert unterschritten wurde. Die Intensität von 0,0167 mm/Min. (\triangleq 1,0 mm/h) kommt ganzjährig in allen Dauerstufen vor; in der Dauerstufe 16 – 30 Minuten im Mittel 15mal im Juni und in der Dauerstufe 3 – 6 Stunden knapp einmal jährlich im Juli. Erwartungsgemäß treten die Starkregen (s. Bild 8 b) von mindestens 0,1 mm/Min. (\triangleq 20 Tropfen pro Minute, 6 mm/h) nur in den

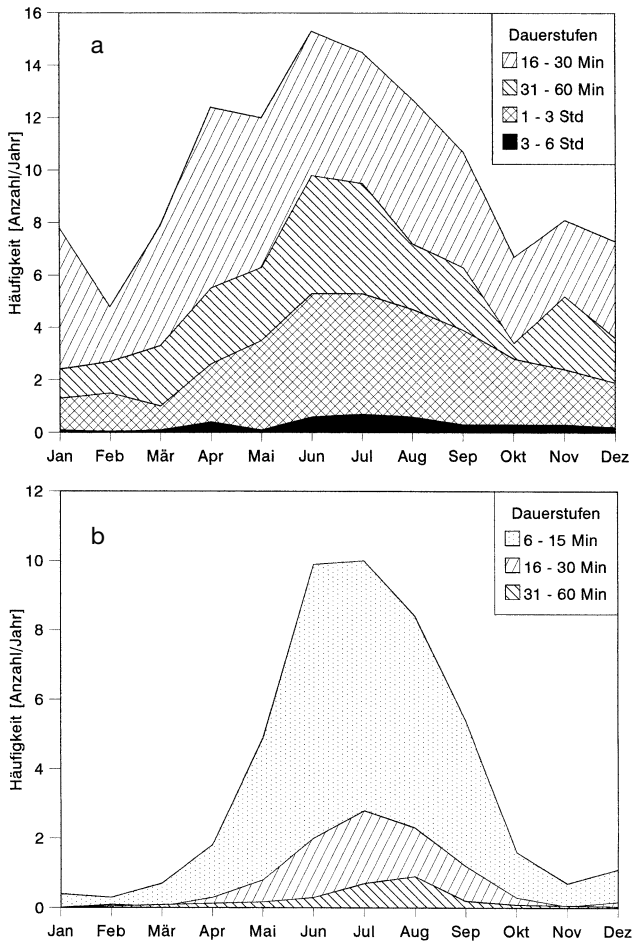


Bild 8: Jahresgang der mittleren Häufigkeit (pro Jahr) von Dauerstufen mit einer Mindest-Niederschlagsintensität auf dem Hohenpeißenberg in den Jahren 1972–94.
 a) Dauerstufen 16–30, 31–60 Minuten, 1–3, 3–6 h; Mindestintensität 0,0167 mm/Min. (\triangle 1,0 mm/h).
 b) Dauerstufen 6–15, 16–30, 31–60 Minuten; Mindestintensität 0,1 mm/Min. (\triangle 6 mm/h).

dargestellten unteren drei Dauerstufen und am häufigsten im Sommer auf; in der Dauerstufe 6–15 Minuten in den Monaten Juni, Juli, August etwa neunmal pro Jahr, in der Dauerstufe 16–30 Minuten etwa zweimal. Nicht zu erwarten war, daß dies auch im Dezember im Durchschnitt alle 6 Jahre vorkommt.

4 Zusammenfassung und Ausblick

In dieser Arbeit sollten einige Auswertungen der bisherigen Meßergebnisse beispielhaft dargestellt werden. Für den Benetzungsverlust liegt eine auf Meßwerten basierende Abschätzung vor, die gegebenenfalls nach Monaten oder Niederschlagstyp zu verfeinern ist. In dem vorliegenden umfangreichen Datenmaterial steckt noch weit mehr Information. Aus den Untersuchungen der Niederschlagsdauer bzw. der Pausen ist eine Empfehlung zur Trennung von Ereignissen ableitbar, in die auch die Niederschlagsintensität eingehen sollte. Eine rein auf Zeitmessung beruhende Definition würde der Empfindung „es regnet“ nicht gerecht. Auch sind die Unterschiede der vier Standorte – von der Bergstation zu den tiefer, in immer weniger orographisch gegliedertem Gelände und gebirgsferner liegenden Standorten – noch nicht untersucht.

Spezielle Messungen sind noch erforderlich zur Klärung der Frage, ob und in welchem Umfang durch den Windeinfluß das Tropfenspektrum im Sammelgefäß gegenüber dem ungestörten Spektrum verändert wird. Dies ist von Bedeutung für die Auswertung des gesammelten Niederschlags im Hinblick auf Inhaltsstoffe.

Die bisherigen Erfahrungen und Auswertungen haben gezeigt, daß einige Verbesserungen am Ombrometer Hohenpeißenberg zweckmäßig sind. So erscheint der Übergang von der bisherigen Datenaufzeichnung in fester Minutenrasterung auf ereignisgesteuerte (z. B. Tropfenablösung oder Wippenschlag) Zeitregistrierung sinnvoll und heute auch relativ einfach möglich. Damit ließe sich eine bessere Zeitauflösung erreichen, und der Quantisierungsschritt von einer Minute würde entfallen. Auch am Wippensystem haben sich einige Verbesserungsmöglichkeiten ergeben. So lassen sich z. B. zusätzliche Benetzungsverluste vor der Wippenmessung und Zeitverzögerungen relativ zum Tropfer durch einige konstruktive Änderungen vermeiden. Seit 1995 ist ein Versuchsmuster in Erprobung.

Literatur

ATTMANNSPACHER, W. u. RIEDL, J.: Ein Ombrometer im Baukastenprinzip zur Erfassung und digitalen Ausgabe der Niederschlagsdauer und -menge. Ber. Dt. Wetterd. Nr. 131 (1973).
 GRUNOW, J.: Variationen der Niederschlagsstruktur und ihre meßtechnische Erfassung. Publ. UGCI. Assoc. Internat. Hydrol. Sci. Nr. 53 (1961) S. 300–316.
 GRUNOW, J.: Einfluß des Anstrichs der Niederschlagsmesser auf das Meßergebnis. Meteor. Rdsch. 14 (1961) Nr. 3/4, S. 47–56.
 WMO (World Meteorological Organisation): Guide to Meteorological Instruments and Observing Practices. WMO-No. 8. TP. 3, 1971.

10 Niederschlagsquantifizierung auf der Basis von Radar- daten

1 Einleitung

Die Niederschlagsmessung mit einem Sammlergefäß stellt traditionsgemäß die „klassische“ Messung mit einem hohen Genauigkeitsanspruch an einem „Punkt“ von 200 cm² Sensorfläche dar. Dies gilt für eine Messung der Tagesniederschlagshöhe ebenso, wie im Falle einer momentanen Niederschlagsintensität über z.B. 10 oder 30 Minuten.

Bekanntlich treten bei Sammlern mit einem gegenseitigen Abstand von wenigen Metern Abweichungen in der Stunden- bzw. Tagesniederschlagshöhe von über 10% auf (ANIOL, 1980). Um dies zu minimieren, wird bei der Aufstellung des Sammlers ein hoher Anspruch an die Repräsentanz seiner Meßwerte angestrebt. Dies ist überwiegend als *Repräsentanz* bzgl. des Umgebungsgeländes zu verstehen, wobei der „Punkt“-Sammlerwert aber als Mittelwert ein möglichst großes umgebendes (Niederschlags-) Gebiet repräsentieren soll.

Gegenüber solchen kontinuierlichen Meßdaten an einem Ort besteht für ein Niederschlagsradar die Erwartung, Meßwerte in vergleichbarer Datenqualität im dazwischenliegenden Raum mit hoher Zeitaufösung zu erhalten.

Damit sind die jeweiligen *Stärken und Schwächen* der beiden Systeme bereits umrissen: Der Eigenschaft der genauen „Punktmessung“ mit ungewisser Sammler-Repräsentanz steht das lückenlose Feld der Radarmeßwerte mit schwierigerer absoluter Regenhöhenmessung gegenüber.

Der *Informationsgewinn in der Fläche* mittels dieser Fernerkundungsmethode wird von einer Reihe von Einschränkungen begleitet, die die Genauigkeit der Parameter unterschiedlich stark beeinträchtigen. Die Radarforschung am MOHp sieht es als Schwerpunktaufgabe an, diese Schwächen umfassend zu analysieren, und zu reduzieren, sowie neuere Meßmethoden zu verfolgen, um die Qualität der Radar-Niederschlagsbestimmung optimal auszunützen.

Die meisten erzielten Ergebnisse lassen sich dann im Radarverbund (Juli 1997: 12 DWD Radargeräte) implementieren, sodaß sie großräumig unmittelbar einen entsprechenden Nutzen bewirken. Demgegenüber ist eine Verbesserung in einem Sammlernetz oft nur mit einer aufwendigen Netzverdichtung zu erreichen.

Es ist anzumerken, daß die *Radarforschung* am Hohenpeißenberg auch wichtige Beiträge zur Radartechnik bewirkt hat, bei Spezifikationen ebenso, wie bei der Standardisierung. Die wissenschaftliche Arbeit selbst hat zur operationellen Radar-Entwicklung wesentlich beigetragen.

Die moderne Niederschlagsbestimmung ist mittlerweile ohne die Radarmessung undenkbar; bei der quantitativen Radarmessung liegt die Herausforderung in der optimalen Transformation Tropfenecho zu Regenrate, den

Einflüssen von Eisteilchen und der Sammlerzuordnung, realisiert in einfachen praxisorientierten Lösungen.

Die Basis der Messung ist der Radarreflektivitätsfaktor Z erfaßter Regentröpfchen eines km³, die Repräsentanz eines angenommenen mittleren Tropfenspektrums und dessen resultierende Regenrate am Boden.

2 Radarmessmethode, Niederschlagsprozeß und Niederschlagsverteilung

Grundlegendes zur Niederschlagsmessung mittels Radar und zur Genauigkeit von Radar- und Bodenmessung haben im Überblick JOSS und WALDVOGEL (1990) zusammengefaßt. Die geforderte Radar-Meßgenauigkeit ist daran zu bewerten, daß bereits *ein* weiterer, erfaßter Tropfen von der Größe eines Reiskorns in jedem m³ die Intensitätsgenauigkeit schon um 0.2 – 0.5 mm/h beeinflussen kann. Ungenauigkeiten können bei Einzelmessungen häufig auch durch exakte Reflektivitätsmessungen, aber mit dem Tropfenspektrum abweichende Regenraten entstehen.

Die Radarmessung unterliegt als Fernerkundungsmethode einigen physikalischen Beschränkungen:

- * die Bestimmung der Regenintensität erfolgt nicht direkt, sondern über die *Beziehung der gemessenen Reflektivität zur Regenrate (Z/R)* einer räumlich nur näherungsweise bekannten Regentropfengrößenverteilung (Niederschlagstyp).
- * ein Flächenelement wird alle 5 min kurzfristig abgetastet, das Radar liefert einen *räumlichen Mittelwert*, entsprechend ca. 2 – 4 min Sammlermeßzeit.
- * die *Z/R-Beziehung* ist in der Schnee- und Eisphase schwierig anzuwenden.
- * *Bodenechos* können die Radarreflektivität beeinträchtigen.
- * der Radarstrahl überstreicht wegen der Erdkrümmung zunehmend *höhere Schichten*. Refraktionsinflüsse können den Strahl ablenken.

Im Einzelnen besteht die *quantitative Radarmessung des DWD* aus einem Meßumlauf alle 5 Minuten in einem Umkreis von 100 km mit einem terrainangepaßten Neigungswinkel in einer knapp über dem Boden verlaufenden Höhenschicht. Dabei werden die gemessenen Radarreflektivitätsfaktoren Z der 1°x 1km-Meßvolumina (Richtgröße 1km³, entfernungsabhängig) in Regenraten umgewandelt und zu Regenhöhen aufsummiert (Bild 1).

Die 100 km-Distanz gilt als Grenze für verlässliche Regenhöhenbestimmung (KITCHEN u. JACKSON, 1992) unter Berücksichtigung der Meßhöhe und mittleren 0°-Grenze.

Entscheidend für die quantitative Niederschlagsbestimmung ist die *exakte Erfassung der Regenrate über das Gesamtecho* und einer möglichst repräsentativen Trop-

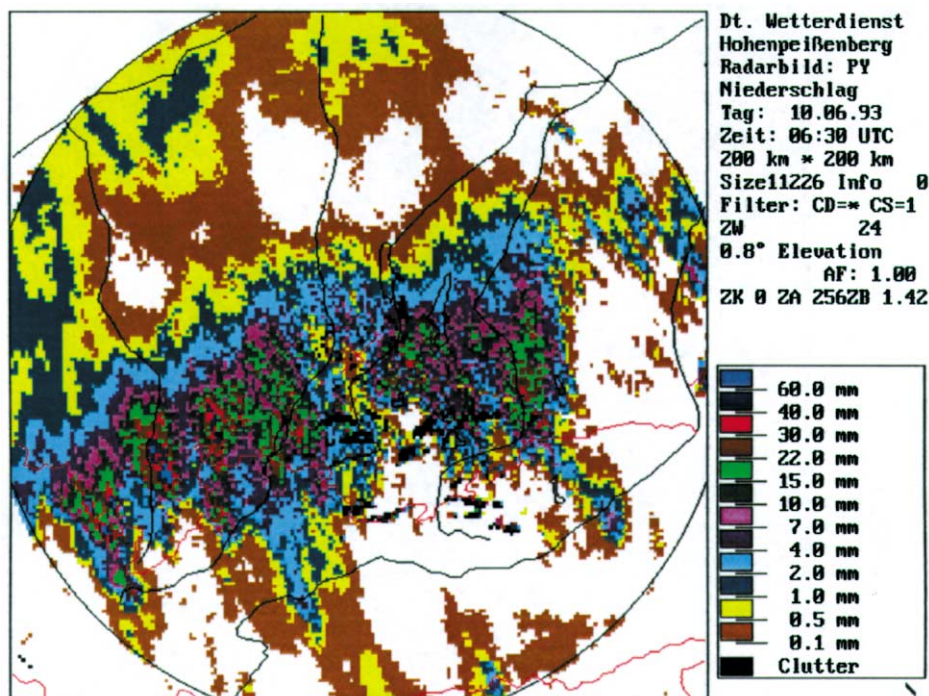


Bild 1: Beispiel einer 24h-Aufsummierung der im 5-min-Zeitrastraster gemessenen Niederschlagsverteilung (unangeeicht), MOHp, 9.-10.6.93, 06:30 UTC, 100 km Radarumgebung. Stark gegliederte Niederschlagsfelder einer nach NE gezogenen konvektiven Multizelle mit Regenmaxima >40 mm (und Hagelzone, dunkelblau) im Raum Sonthofen, Iller (ca. 240°, 60 km). Die Repräsentanz eines 1km²-Meßwertes wird hier stark von der Niederschlagsstruktur bestimmt. (Radar im Bildzentrum (x), dort Niederschlagsminimum).

fenverteilung am Meßort; hier spielt die Erkennung der *Art der Hydrometeore*, ihre *Größenverteilung* bzw. die *Reflektivitäts/Intensitäts-Transformation (Z/R-Beziehung)* eine Rolle (siehe Abschnitt 4.)

Letztere wird i.a. aus Z- und R-Wertepaaren von minutlich am Boden gemessenen Distrometer-Tropfenspektren ermittelt und gruppiert Niederschlagstypen zugeordnet.

Daraus leiten sich mittlere Radar-Z/R-Beziehungen, charakterisiert durch den jeweiligen Niederschlagstyp und -prozeß und sein typisches Tropfenspektrum, ab.

Die einzelnen Tropfenspektren sind meist auf eine gemeinsame Basis zurückzuführen (kleintropfig, schauerartig durchsetzt, Frontniederschlag), doch ihre räumliche Variabilität und statistische Verteilung begrenzen die Genauigkeit z.B. von Stundenniederschlagshöhen. Für diese wird lokal die Bedingung einer mittleren Z/R-Beziehung nur unvollständig erfüllt sein.

Mit zunehmender Höhe über Grund ist eine *Abnahme der Reflektivitätswerte* zu beobachten, was z.B. auf geringer rückstreuende Schneeanteile oder unvollständige Strahlfüllung mit Hydrometeoren zurückgeführt werden kann. Daraus läßt sich eine problematische Randzone zwischen 80-100 km bei Meßhöhen über 2,5 km ableiten.

Schnee verursacht kompliziertere Rückstreubedingungen im Vergleich zu Regentropfen und charakteristische Radarreflektivitätsfaktoren, die meist unter Annahme regenäquivalenter Bedingungen ermittelt werden. Äquivalente Schneereflektivitäten Z_c repräsentie-

ren vergleichsweise geringe Niederschlagsintensitäten und -höhen. Die Ergebnisse aus wenigen Schnee- Z_c/R -Beziehungen sind sehr instabil, aus Distrometernmessungen nicht ableitbar, und ermittelte Niederschlagsverteilungen sind schwerer zu verifizieren.

Informationen zum *Niederschlagsprozeß* sind nur mittelbar aus den Radardaten abzuleiten. Erfahrene Radarmeteorologen können häufig Regen- und Schnee-Echoverteilungen in den Radarbildprodukten unterscheiden, zuweilen sind auch Echomaxima im Schmelzschichtbereich Indizien für Niederschlagsprozesse. Polarisationsradars werden zu diesem Komplex gesichertere Erkenntnisse beitragen können (DLR-POLDIRAD), allerdings gibt es auch dort Beschränkungen bzgl. der Analysereichweite.

3 Nutzen der Flächenniederschlagsmessung, Problemkreise

Neben der Verwendung isolierter Punkt-Niederschlagswerte gewinnen *Gebietsniederschlagsabschätzungen*, überwiegend abgeleitet aus der gemessenen räumlichen Niederschlagsverteilung, an Bedeutung.

In der *Hydrologie* müssen Gebietsabflüsse bestimmt und z.B. in der Stadthydrologie als Grundlage für Nutzungs- und Steuerungsmaßnahmen verwendet werden; vornehmlich jedoch spielen Gebietsniederschläge über Flußeinzugsgebieten (evtl. terraingegliedert) eine herausragende Rolle.

Die wesentliche Information aus der quantitativen Radarmessung ist die genaue Kenntnis über die jeweilige Ausdehnung des einzelnen Niederschlagsgebietes und die zugehörigen, mit Ungenauigkeiten behafteten Niederschlagsintensitäten im 1°x 1km- und 5-min Raster. 24h-Regenhöhen, zunächst in der Form von Rohwerten des Radars (Bild 1), erreichen im Mittel *innerhalb eines Faktors 2* die entsprechenden Sammlerwerte (mittl., statische Z/R-Beziehung). Diese zunächst hoch erscheinende Abweichung kann sich für Gebietsniederschlagsgrößen durch die genauere Kenntnis der Regenstruktur (und ihrer Ränder) kompensieren, vor allen im Fall konvektiver Niederschlagsstrukturen.

Die systematischen Abweichungen der Radarmessung kann man durch ein sog. *Aneichverfahren* korrigieren; dabei wird ein Faktor aus den akkumulierten Regenhöhen des Radars und ausgesuchter Sammler für den gesamten Meßbereich berechnet und paßt das Radar-Werteniveau an. Verbleibende Streuungen bei beiden Einzelwerten sind v.a. Folge der zwei verschiedenen Meßprinzipien, Tropfenspektren und diverser Einflüsse (siehe Abschnitt 4 u. 5).

Zu den Problemkreisen der Niederschlagsbestimmung, in denen Radarforschung wesentliche Verbesserungen ermöglichen kann, gehören der Einfluß von Bodenechos, räumlich repräsentative Tröpfchenverteilungen (Z/R-Beziehung), vertikale Echoabnahme, Schmelzschichteinfluß, Schneeanteil und Regensignal-Eigendämpfung.

4 Sonderuntersuchungen am Met. Obs. Hohenpeißenberg

Trotz einer vielversprechenden Übereinstimmung und Ergänzung von Radar- und Sammlermessung existieren markante Unterschiede in der Meßmethode, die verschieden stark zu den gemessenen Differenzen beitragen. Die Auffangfläche des Niederschlagssammlers von 200 cm² unterscheidet sich um die Größenordnung 50 Mill. von der Projektionsfläche eines Radareinzelfeldes (1km²); dieses seinerseits variiert abhängig von der Radardistanz bis zu einem Faktor 100. Der Sammler mißt den Niederschlag kontinuierlich direkt am Boden, der Radarzyklus liefert jede 5. Minute eine „Momentaufnahme“ der darüberliegenden, räumlichen Regentropfenechos in Form eines Radarreflektivitätsfaktors.

Dabei gilt:

$$Z [\text{mm}^6/\text{m}^3] = 1/\Delta V \cdot \sum N_i d_i^6 \quad (1)$$

$$Z [\text{mm}^6/\text{m}^3] = A \cdot R^b \quad (2)$$

$$Z[\text{dBZ}] = 10 \cdot \log Z \quad (3)$$

wobei: N_i: Tropfenanzahl d_i-Klasse, d_i: Tropfendurchm., ΔV: Einheitsvolumen
R Regenrate in [mm/h], A, b empirische Größen
Zl: Z in log. Dezibelmaßeinheit, Z Radarreflektivitätsfaktor in [mm⁶/m³]

Der *Radarreflektivitätsfaktor Z* stammt aus einem im Mittel 1km³ umfassenden Raumvolumen, das zum Meßzeitpunkt Niederschlagstropfen enthält, von denen ein

Teil dann über mehrere Minuten am Sammler ausfällt und kontinuierlich meßbar ist. Offensichtlich ist, daß am Sammler kurzzeitig Extremraten nachweisbar sein können, wogegen das Radar über kleinräumige Strukturen mittelt. Das 5-min-Zeitraster entspricht bei langsamziehenden (z.B. 25 km/h) Niederschlagsstrukturen etwa einer kontinuierlichen Regenmessung, kürzere Meßintervalle (z.B. 3 min) könnten jedoch die Differenzen weiter verkleinern.

Systematische Abweichungen des Radars (unpassende Z/R-Beziehung, Unstimmigkeiten bei den Radarparametern etc.) können durch eine sog. Basisaneichung, angewandt auf Tagesniederschlagshöhen, reduziert werden. Hierbei werden im Bereich bis ca. 80 km Entfernung – und bei einer Strahlhöhe deutlich unter 3 km – repräsentative Sammlerwerte mit Radarwerten verglichen und ein möglichst räumlich und zeitlich homogener Radar-Korrekturfaktor errechnet. Dieser „*Aneichfaktor*“ wird aus der Summe der Sammlerregenhöhen RS und der Summe der jeweils passendsten, aus 9 den Sammler umgebenden Radarfeldwerte RA, gebildet.

$$F = \sum RS_i / \sum RA_i$$

$$i = \text{Index ausgewählter Aneichstationen} \quad (4)$$

Diese 9-Feld-Auswahl berücksichtigt etwaige Winddrifteffekte von in der Höhe gemessenem Niederschlag auf dem Weg zum Erdboden; systematische Verschiebungen in diesem Sinne konnten in Einzeluntersuchungen allerdings kaum gefunden werden.

Der Faktor F wird von den lokal stärkeren Regenhöhen und ihrem Radarwert bestimmt. Für hydrologische Zwecke wäre eine on-line Aneichung (z.B. 3- bis 6-stündig) günstiger, um Hochwasserganglinien besser prognostizieren zu können.

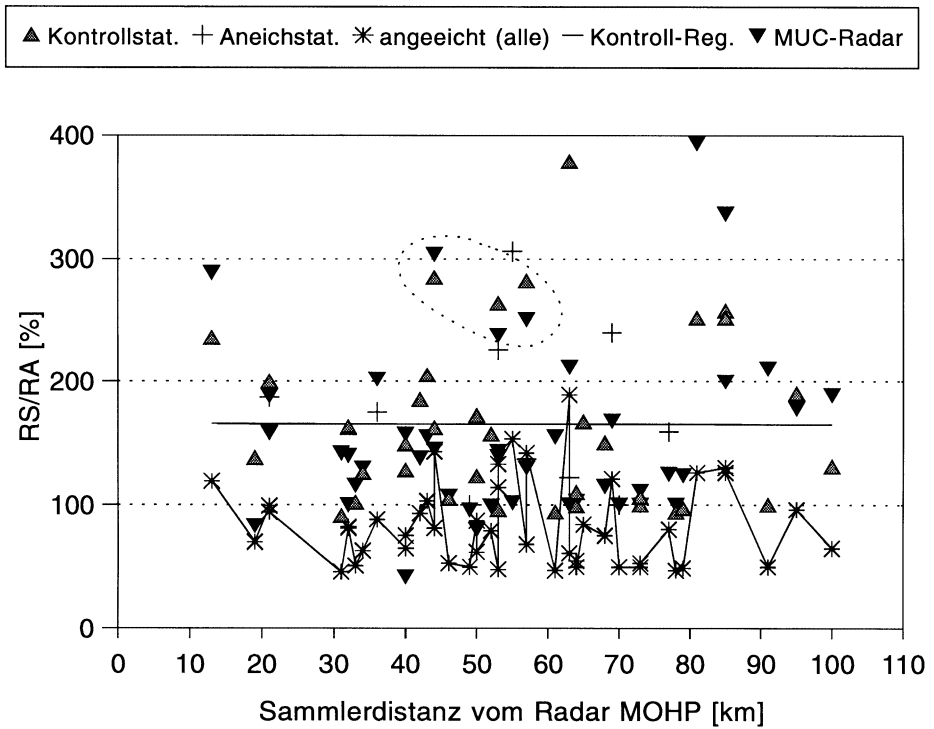
Auch nach einer ersten räumlich gewichteten Aneichung verbleiben noch *Differenzen* zwischen Radar und Sammlern, die folgende Ursachen haben können:

- * Anhaltende räumliche Unterschiede im *Regentropfenspektrum*
- * Reflektivitätsmessung an *Schnee* statt an Tropfen
- * Reflektivitätsmaximum durch angetaute *Schneecluster* („Bright Band“)
- * *Echodämpfung* durch konvektive Zellkerne im Radar-Strahlweg
- * *Abschattungszonen* hinter Höhenzügen
- * unzureichende Korrektur von *Bodenechos*

Die verbleibenden Streuung von basisangeeichten Radar-Quotienten um den Faktor eins kann noch durch weitere *regionale (oder zeitlich gestaffelte) Aneichfaktoren* verbessert werden.

Bild 2 zeigt von einem markanten Tag die einzelnen Sammler/Radar-Quotienten in ihrer jeweiligen Radardistanz. Dabei stehen 10 Aneichstationen 36 Kontrollsammlern gegenüber. Durch den ermittelten Basis-Aneichfaktor 1,99 wurden alle Quotienten zum Faktor 1 hin verschoben; eine restliche Streuung um diesen Idealwert geht auf obengenannte Ursachen zurück. An manchen Punkten lag bzgl. der Quotienten der Radarwert München näher am Radarwert MOHp als der ent-

Bild 2: Radar-Aneichung am Beispiel des markanten konvektiven Niederschlagsereignisses vom 23.7.92 in einem 5400km² großen Testfeld zwischen dem Radar München und Hohenpeißenberg. Aneich- und Kontrollquotienten (**RS/RA**), summiert aus den 24h-Sammlerwerten (RS) und Radarwerten (RA) in Abhängigkeit ihrer MOHp-Radardistanz. Die Regressionsgerade der unangeeichten Kontrollquotienten verdeutlicht die mittl. Verschiebung ihres Wertenniveaus zur 100%-Gerade hin (Aneichfaktor 1,99). Angeeichte RS/RA-Quotienten (*) sind durch eine Verbindungslinie hervorgehoben. Einige entsprechende Meßwerte des Radars Münchens dokumentieren eine bessere lokale Radar-Radar-Übereinstimmung (▲▼, Oval punktiert, siehe auch Bild 3).



sprechende Sammlerwert, womit gute Radarmessungen und ähnliche Meßeinflüsse oder auch eine Sammlerfehlmessung dokumentiert sind. Die *Basisaneichfaktoren* sind erfahrungsgemäß größer 1 und reduzieren i.a. die einzelnen Radar-Sammler-Faktoren auf Werte unterhalb des „Faktors 2“. Die Schiefe der Verteilung der Einzelverhältnisse RS_i/RA_i , im Bereich kleiner gegenüber größer eins, legt eine Mittelbildung auf der Basis ihres Logarithmus nahe, verändert aber das Endergebnis in der Praxis nur wenig (überwiegender Radarunterschätzungstrend). Das geschilderte Verfahren wurde 1991 und 1992 an 68 Niederschlagsfällen angewandt und auch auf Messungen mit dem Verbundradar München ausgedehnt. Dabei wurde nur noch zwischen den schauerdurchsetzten großtropfigen Kaltluft- und homogenen kleintropfigen Aufgleitniederschlägen (W) unterschieden, wobei letztere am Alpenrand selten, aber ausgeprägt sind. Bild 3 zeigt den zeitlichen Verlauf der Aneichfaktoren an 42 Niederschlagstagen im Sommer 1992; hierbei bestätigt sich auch schon für längere Zeiträume ein im Mittel besseres Übereinstimmen der Radarniederschläge untereinander (an allen Sammlerpunkten) als gegenüber den qualitativ guten Aneichsammlern. Bei der Mehrzahl der Kaltluftniederschläge konnten an ca. 20 Kontrollsammlern das Sammler-Radar-Werteverhältnis F durch mittlere Aneichfaktoren um 1,27 von im Mittel 157% (1991) bzw. 134% (1992) auf 107% bzw. 98% der Sammlersumme verbessert werden. Die Unterschiede beider Jahre gehen teilweise auf eine verbesserte Meßbetreuung zurück; die Zahlen geben allerdings nur die gesamte Niederschlagsakkumulation an Sammlerpositionen (Formel 4) wieder.

Betrachtet man jedoch nicht die summierten Regenhöhen SRS und SRA, sondern die *mittleren prozentualen Differenzen* an den einzelnen Sammlerstandorten:

$$(1/n) \cdot \sum ((RS_i - RA_i) \cdot 100 / RS_i),$$

i=1...n, Index Sammlerstandorte, (5)

so scheinen mit derzeitigen Methoden der Basisaneichung Werte um 32% für Kontrollstationen kaum unterschreitbar zu sein, die bei den Aneichstationen noch die 20%-Grenze erreichen können (LANG, 1992). Diese mittlere Restdifferenz zwischen Sammler und Radar (18% wären durch ca. 1dB Radarmessgenauigkeit erklärbar) als Ergebnis der unterschiedlichen Meßmethoden und -volumina (s.o.) scheint vorerst ein zu akzeptierender Grenzwert zu sein.

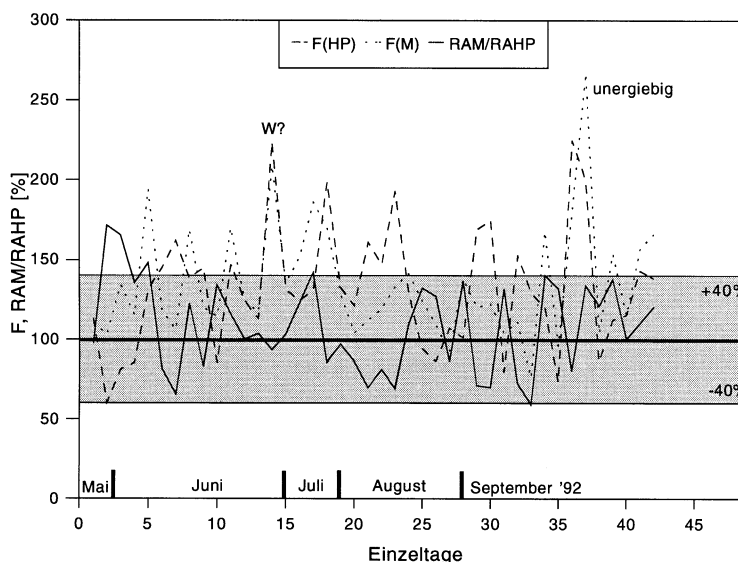
Die verbleibende Restabweichung bestätigt sich auch in den wenigen Aufgleitfällen mit Warmluftadvektion, deren Ausgangsdifferenz in der homogenen Niederschlagsverteilung an den Sammlerpunkten um 50% lag und meist einen klaren Aneichfaktor um 2 ergab. Dies ist allein auf Grund der am Alpenrand weniger häufigen

„W“-Z/R-Beziehungen $Z=104 \cdot R^{1,34}$ (6)

gegenüber dem „gewichteten Mittel“ $Z=256 \cdot R^{1,42}$, (7)

des Radarverbundes, zu erwarten gewesen. Die ergiebigen Aufgleit-Niederschlagsverteilungen wären genauer bestimmbar, wenn im operationellen Betrieb ein Radarmeteorologe den *Niederschlagstyp* diagnostizieren und die entsprechende Z/R-Beziehung manuell anpassen könnte. An Ansätzen zur automatischen Erkennung diverser Z/R-Merkmale wird am MOHp gearbeitet.

Bild 3: Variation der täglichen Radar-Aneichfaktoren F (Verhältnis Sammler-/Radar-Regenhöhe, unterbrochene Kurve) der Radars Höhenpeißenberg (HP) und München (M) an Niederschlagstagen von Mai bis Sept. 1992. Die mit F vergleichbaren Quotienten ($RAM/RAHP$) der Radarwerte zueinander (ausgezogene Kurve) liegen bei deutlich einheitlicheren Faktoren um 100% ($\pm 40\%$, gründerter Bereich) als die auf die Sammler bezogenen Faktoren F .
W steht für Aufgleitniederschlag mit erwartetem Aneichfaktor um 200%.



Die zeitliche Beständigkeit und Qualität von Sammler-Radar-Quotienten einer bestimmten Sammleraufstellung ist Ausdruck ihrer Eignung als Aneichstation des Radars.

Als Resümée zur *Basisaneichung* bleibt festzuhalten, daß die Aneichfaktoren normalerweise Werte im Bereich zwischen >1 und <2 annehmen. Mittlere Differenzen zwischen Sammler- und Radarwert im 9-Feld-Vergleich von $30 - 40\%$ sind häufig und als derzeit annehmbar zu bezeichnen, wobei 20% Restdifferenz als sehr gutes Ergebnis zu werten ist.

Die Basisaneichung könnte durch eine zeitlich angepaßte, oder durch eine regional überlagerte *Zusatzaneichnung* weiter verbessert werden, um z.B. Schauer- und Gewittereinlagerungen besser zu berücksichtigen. Bisher konnten aber nur wenig Ereignisse mit eindeutiger Regionalstruktur (terrain- oder strukturabhängig) gefunden werden.

Bei Bodensammlern ist die Bedingung einer repräsentativen Aufstellung (bzgl. Geländeumgebung und Netzabstand) bekannt. Sie ist aber z.B. bei konvektiven Zellsystemen bzgl. der Niederschlagsfeldstruktur oft zufällig, da die jeweilige Repräsentanz durch die kleinräumigen Starkregenstrukturen und weniger durch die allgemeine Netzdichte bestimmt wird (Beispiel, Bild 1).

In hydrologischen Anwendungen hat sich gezeigt, daß schwierige Aneichungen im Zeitraster um oder unter einer Stunde eine wechselseitige Anpassung und Glättung der punktuellen Sammlermeßwerte und der Radar-Feldwerte erfordern (MOORE et al., 1989).

5 Räumliche Repräsentanz von Radar-Niederschlags-einzelmessungen

Konvektive Starkniederschlagsereignisse sind räumlich eng begrenzt. Vor allem hierbei stellt sich die Frage nach der Umrechnung eines Sammlerwertes auf einen entsprechenden mittleren Flächenwert seiner Umgebung. COLLIER (1991) zitiert einen flächenbezogenen Reduktionsfaktor von 0.66 bis 0.8 für den Bezug eines hohen Sammlermeßwertes auf eine Umgebungsfläche von

$2,5 \text{ km}^2$, woraus sich auf einen prinzipiellen Radar-Aneichfaktor von 1,3 bis 1,5 für diesen Fall der Flächenmittelung schließen ließe (Restdifferenz 30%).

Von Sammlervergleichen auf engstem Raum sind mittlere Abweichungen der Tages-Regenhöhen von deutlich über 10% bekannt, die überwiegend der Regenstruktur zugeschrieben werden.

Zu Fragen der *Repräsentanz* einer Punktmessung kann die Aneichproblematik zunächst fast gänzlich außer acht gelassen werden. Um hierzu eine Aussage zu erhalten, kann man fein aufgelöste benachbarte Niederschlagsfeldwerte mitteln und mit dem zentralen Einzelwert vergleichen, um die Übertragbarkeit dieses einen Feldwertes auf Nachbar- und weitere Umgebungs-felder zu untersuchen. Die Grenzen dieser Repräsentanz sind auch auf die räumliche Repräsentanz eines Sammlermeßwertes übertragbar und stark von der kleinräumigen Niederschlagsstruktur geprägt.

Ausgehend von der Annahme, daß ein Einzelwert auch als Gebietsmittelwert eine bestimmte Umgebung repräsentiert, wurden zu jedem $1^\circ \times 1 \text{ km}$ Radarfeldwert anwachsend Umgebungsquadrate ($1^\circ \times 1 \text{ km}$ -Auflösung) ermittelt, deren Mittelwert gerade noch auf 5% (oder 20%) mit dem zentralen Einzelwert übereinstimmen. Dies wurde durch eine quadratische Flächenexpansion um das Einzelfeld mit Abbruch bei Schwellwertüberschreitung erreicht.

Für die relativ homogene Struktur eines *Aufgleitniederschlags* gilt, daß die jeweilige Tagessumme an einem Meßpunkt innerhalb 5% Abweichung für ein Gebiet von $200-400 \text{ km}^2$ repräsentativ ist (Bild 4). *Konvektive Sommerniederschläge* wiederum weisen unregelmäßige Muster auf, die ihrerseits nur für 4 km^2 bis 25 km^2 Gebiete als repräsentativ gelten können. Räumlich gesehen beobachtet man aber auch, daß selbst bei homogenen Niederschlagsverteilungen mehrere Einzelwerte minimaler, neben anderen höchster Gebietsrepräsentanz liegen können (LANG, 1992), wofür neben Bodenechoeinflüssen auch andere Ursachen in Frage kommen.

Da jeder Radarmeßwert bereits ein Flächenmittel darstellt, der subskalige Variationen nicht mehr auflöst,

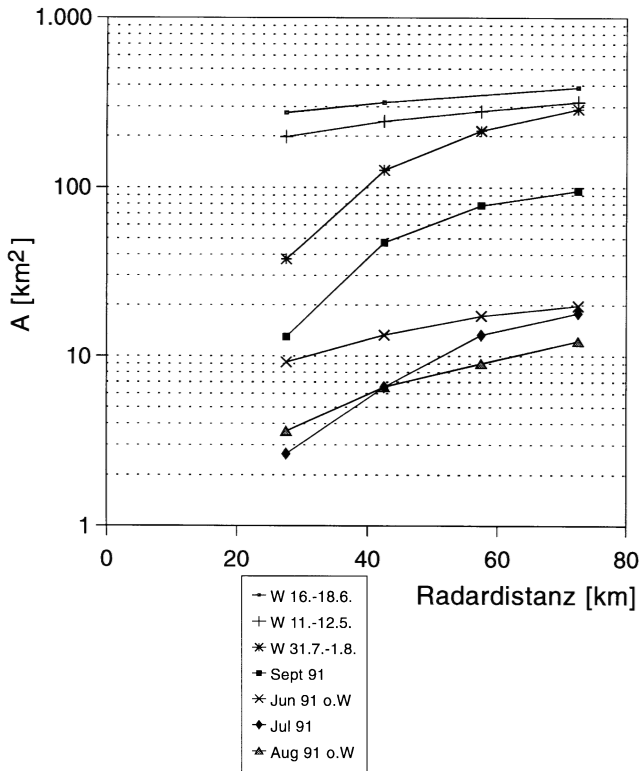


Bild 4 : Mittlere Gebietsgrößen A, für die ein zentraler Radar-einzelwert (Tagesniederschlagshöhe) bzgl. seiner Umgebung als Mittelwert repräsentativ ist (Gebietsmittelwert $\pm 5\%$ des zentralen Einzelwertes), erstellt für sommerlich konvektive (Jun-Aug '91) und großräumig stratiforme (W) Niederschlagsstrukturen im Radarmessbereich. Mittelung über vier Radar-Messzonen entlang 20km-80km Radarentfernung mit wachsender Einzelfeldgröße ($1^\circ \times 1\text{km}$) bzw. Repräsentanz durch Glättungseffekt.

kann man für einen Sammler mit 200 cm^2 Auffangfläche von einem noch geringeren Repräsentanzgebiet ausgehen. Die im Radar-Nahbereich entfernungsabhängig höchste Raum- (0.3 km^2) und Wertauflösung unter-

streicht diesen Trend noch mit vergleichsweise geringster Gebietsrepräsentanz (Bild 4).

Naturgemäß hat der Meßwert des Radars mehr den Charakter eines – mit der Flächengröße variablen – Flächenmeßwertes als der Sammlerwert. Zudem ist die Flächenniederschlagsbestimmung des Radars, zumindest bei konvektiven Niederschlagsverteilungen der entsprechenden aus Sammlermessungen (gröbere Netz-dichte, < 1 Sammler pro 100 km^2) überlegen.

Die interessante Beziehung einer repräsentativen Regenintensität zu ihrem jeweiligen Flächenanteil z.B. eines konvektiven Kernbereiches beschäftigt die Radarmeteorologen schon lange; hierbei wird ein Höchstmaß an *Korrelation* zwischen z.B. konvektiver *Regenrate* und *Flächengröße* festgestellt (SHORT et al., 1992), am ausgeprägtesten für 5 mm/h -Niederschlagszonen. Diese Beziehung findet in der Satelliten-Niederschlagsmessung Anwendung.

In diesem Sinne ist auch die enge Beziehung zwischen dem Flächen-Zeit-Integral (engl.: ATI, $\text{km}^2 \cdot \text{hr}$) des Niederschlagsgeschehens und seinem Niederschlagsvolumen ($\text{km}^2 \cdot \text{mm}$) zu sehen, die in konvektiven Systemen ein charakteristisches Verhältnis von Echo-Flächen und der Dauer ihres Bestehens liefert (DONEAUD et al., 1984).

6 Radarniederschlagsmessungen im Vergleich zueinander

Wie stellt sich nun die *Reproduzierbarkeit von Radarmessungen* selbst dar? Dazu kann man in einem Überlappungsbereich (5000 km^2) zweier 74 km voneinander entfernter Radars (München und MOHp) die entsprechenden $1^\circ \times 1\text{km}$ -Meßwerte miteinander vergleichen (Bild 5). Sie basieren auf gleichem 5-min-Meßtakt, gleicher Z/R-Beziehung; sie unterscheiden sich in den zugeordneten Meßfeldgrößen $1^\circ \times 1\text{km}$ (bis Faktor 7) und den jeweiligen Meßhöhen (max. Unterschied ca. 2km). Voneinander abweichende Aneichfaktoren deuten schon auf gewisse Unterschiede bei beiden Radarmes-

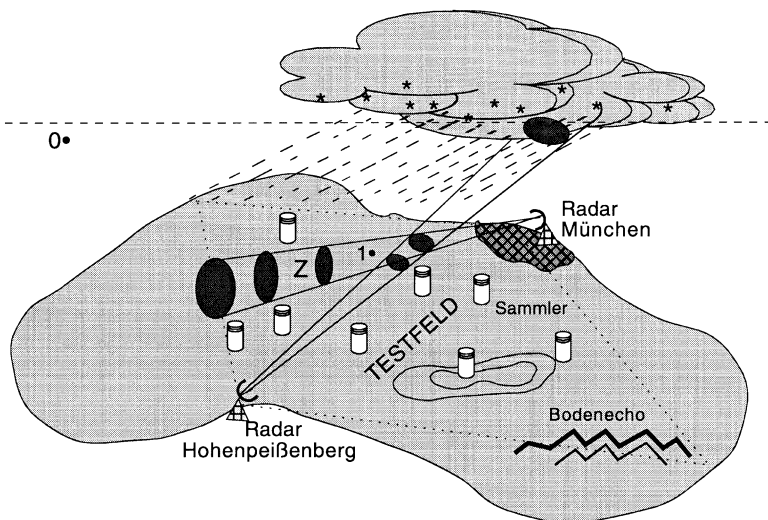


Bild 5 : Schemazeichnung zur quantitativen Radarmessmethode des Niederschlags aus der Sicht zweier Radars (Hohenpeißenberg und München), die sich im Meßbereich überlappen. Testfeld mit Regenmessern sowie wichtige Einflußgrößen (Strahlöffnung, -höhe, 0° -Schicht, Bodenechostörungen).

sungen hin. Das Häufigkeitsmaximum der Übereinstimmung bzgl. der Radar/Radar-Meßwertquotienten lag im „guten“ Einzelfall z.B. bei 108% ; ihre Streubreite lag bei akzeptablen 35% (gegenüber 44% aus ca. 45 Sammler/Radar-Quotienten mit zudem verschobenem Häufigkeitsmaximum, Bild 6, 23.7.92).

Erwartungsgemäß läßt sich häufig bestätigen, daß die Radar-Radar-Meßwerte eine *bessere Übereinstimmung untereinander* aufweisen, als die jeweiligen wenigen Radar-Sammler-Vergleiche (Bild 2 u. 3). Nicht immer würden die ermittelten Aneichfaktoren, falls für beide Radars unterschiedlich, eine klare Verbesserung der Übereinstimmung bewirken. Dies bedeutet aber zumindest, daß gemessene Reflektivitäten bestätigt werden können und daß das Hauptproblem in der richtigen Regenratenumwandlung oder auch in manch unrichtiger bzw. unrepräsentativer Sammlermessung liegen könnte. Abweichungen von der optimalen Übereinstimmung bei den Radarvergleichen sind von Tag zu Tag und

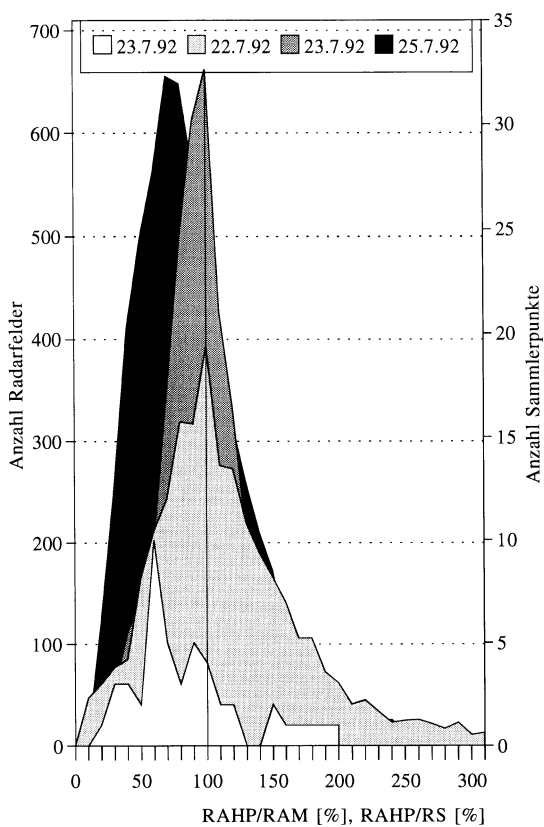


Bild 6: Vergleich der einzelnen Niederschlagshöhen zweier Radars über die Häufigkeit der prozentualen Verhältnisse (graue Flächen) als Maß der Übereinstimmung und Reproduzierbarkeit der Radarmessungen in einem 5400 km² großen Testfeld.

Zugrundeliegend sind die Einzelmeßwerte der Radars Hohenpeißenberg (**RAHP**) und München (**RAM**) an drei ausgeprägten Niederschlagstagen in Folge (siehe auch Bild 7).

Ergänzend ist die reduzierte Häufigkeit (rechte Ordinate) von Radar/Sammler-Quotienten (**RAHP/RS**, weiße Fläche) nach Aneichung eingetragen.

(Der besseren Unterscheidung wegen Flächen- statt Säulendarstellung)

innerhalb weniger Stunden zu beobachten. Allgemeine Ursachen für Differenzen sind:

- * die unterschiedliche *Meßhöhe, Streumedium* (Regen, Schnee)
- * die *verschiedenen Feldgrößen* in der jeweiligen Radardistanz
- * Einfluß von *Bodenerhebungen, Auswirkungen Bodenechofilterung*
- * Abweichungen in der *Radar-Geräteeichung*

Ebenso können Schneeanteile eines Meßvolumens Unterschätzungen gegenüber dem anderen Meßwert von z. B. 50% (bei fester Regen-Z/R-Beziehung) verursachen (Bild 7).

Die Abweichungen werfen jedoch gleichzeitig eine Vielzahl von Fragen (z.B. unidentifizierte Bodenechoeinträge) auf, die ihrerseits auch die Grenzen der quantitativen Radarniederschlagsmessung unter operativen Bedingungen erkennen lassen.

7 Erweiterte Ansätze zur Ermittlung der Regenrate

Die herkömmlichen Z/R-Beziehungen wurden aus einmütigen, mit einem Distrometer gemessenen *Trop-*

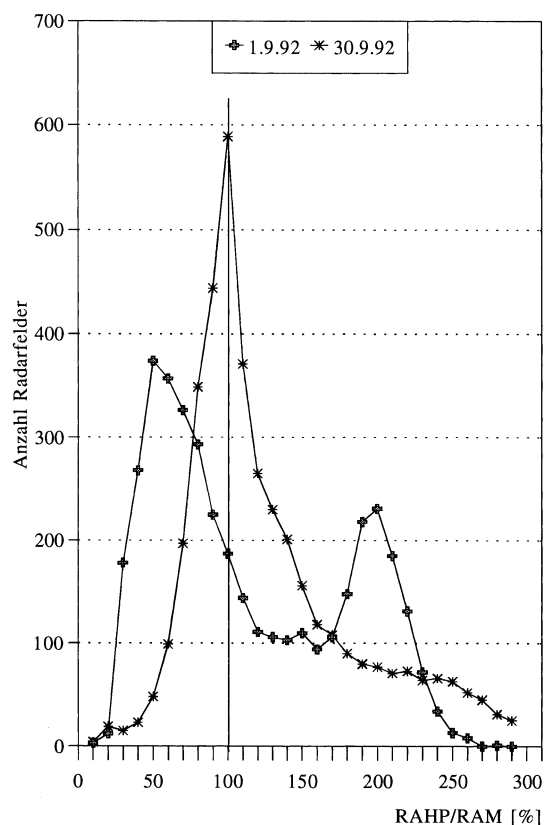


Bild 7: Vergleich zur Übereinstimmung der jeweiligen Niederschlagshöhen der Radar-messungen Hohenpeißenberg (HP) und München (M), Sept. 1992, analog Bild6. Häufigkeit der Radarfelder mit entsprechenden Quotienten **RAHP/RAM**.

Am 1.9. und an folgenden Tagen verursacht die komplizierte Überlagerung von unterschiedlichen 0°-Schichteinträgen bei dem jeweils anderen Radar eine schlechtere Übereinstimmung um den Faktor 2. Am 30.9. herrschen wieder weitgehend normale Zustände.

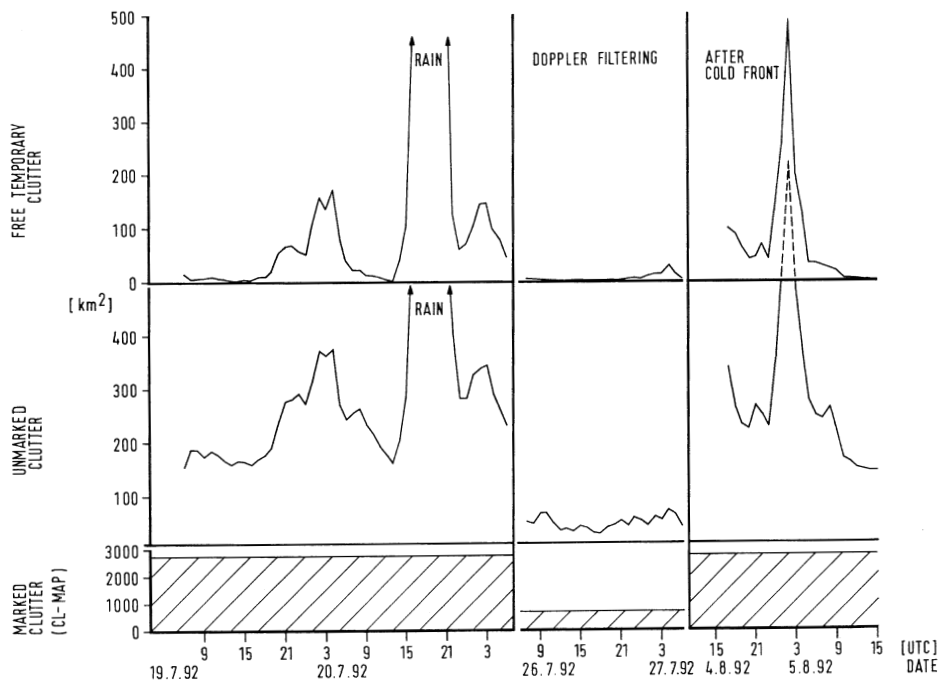


Bild 8: Typischer tageszeitlicher Bodenechoverlauf (Clutter) als Störanteil zur Radar- Niederschlagsmessung; MOHp-Radar, Jul/Aug 1992, Meßareal 31400 km². Permanenter Mindest-Bodenechonanteil, markiert („Cl-Map“, Ordinate unten), zusätzliches Bodenechoniveau mit Tagesgang („unmarked“, mitte) und davon extrahierte „freie“, variable Bodenechos („temporary“, oben) als kleiner Flächenanteil mit Tagesgang. Nächtliche (links) und frontinduzierte Bodenechospitzen (rechts), im Vergleich zu Restbodenechos bei Doppler-Bodenechofilterung (mitte).

fengrößenverteilungen ermittelt und gehen auf typische Niederschlagslagen aus mehreren Jahren zurück. Sie sind auf das zeitlich variierende Spektrum in Bodennähe bezogen und entsprechen bei z.B. 3–6 Stunden Mittelungszeitraum etwa einem Schnitt durch den Radarmeßbereich und den darin ziehenden Niederschlagsgebieten mit räumlich variablen Tropfenspektren. Da im Meßgebiet verschiedene Niederschlagstypen auftreten können (v. a. stratiform bzw. konvektiv) ist ein Fortschritt erzielbar, wenn einzelnen Gebieten passendere Z/R-Beziehungen zugeordnet werden könnten. Dabei kann auch die Analyse der Echo-Top-Grenzen und ihrer räumlichen Varianz eine Rolle spielen. Da die exponentiellen Tropfenspektren v. a. im (kleintropfigen) Schwach- als auch im (großtropfigen) Starkregenbereich sich von mittleren z. B. Kaltfrontspektren unterscheiden (SAUVAGEOT u. LACAUX, 1995), könnten sich R- und damit Z-abhängige Z/R-Beziehungen für z.B. 3 Teilbereiche (verbreitet stratiform, kaltfronttypisch, starkkonvektiv) lokal erfolgversprechender erweisen als räumlich einheitliche.

Das hieße, gebietsweise angepaßte Z/R-Beziehungen über die vorgefundene Radarreflektivität auszuwählen und damit stratiforme und starkkonvektive Tropfenverteilungen besser zu trennen.

Schließlich muß bei der Ermittlung der Regenrate sichergestellt werden, daß keinerlei Eisteilchen in Form von *Hagel* oder *Graupel* durch Höchstreflektivitäten übertriebene Regenintensitäten vortäuschen.

Vor einer Klärung, inwieweit ein einzelner Radarreflektivitätsfaktor hagelbeeinflußt ist, kann in erster Nähe-

rung ab einer Radarreflektivität von 55 dBZ in überwiegenden Fällen von einem Hagel einfluß ausgegangen werden. Das heißt, die hagelbeeinflußten Reflektivitäten müssen von Hagelsignal bereinigt oder bzgl. ihrer entsprechenden Regenrate begrenzt werden (PRO-MET-Artikel zur Zellentwicklung).

Ein kontinuierliches Echo von 55 dBZ entspricht etwa einer lokalen 12mm/5min- (bzw. 2,4mm/1min-) Intensität, die am MOHp nur einmal im Jahrzehnt (bzw. alle 5 Jahre einmal) zu erwarten ist. Da aber Hagelsituationen häufiger (MOHp: 6 Hageltage/Jahr) als die 55 dBZ-Regenrate auftreten, ist ein Hagel einfluß ziemlich sicher und zwar schon bei geringeren Reflektivitäten, oder aber die Gewitter Z/R-Transformation ist unrealistisch oder nur eingeschränkt gültig. Eine Begrenzung auf den großtropfigen Regenechonanteil sollte nach COLLIER (1991) besser schon bei 53 dBZ eingeführt werden. Hier ist zukünftig noch für die praxisnahe Quantifizierung von Starkniederschlägen entscheidende Forschungsarbeit zu leisten, die aber die Verifikation von Hagel und Hagelanteil mit einschließen muß.

8 Bereinigung quantitativer Niederschlagsfelder von Bodenechoeinflüssen

Einer Geländetopographie, die Radar-Bodenechos (ground clutter) zur Folge hat, kann nur bedingt durch steilere Abtastwinkel entsprochen werden. Ein fachfremder Nutzer erwartet von Radarprodukten, daß sie

von störenden Bodenechofeldern bereinigt sind. Die eine Möglichkeit der bloßen Markierung von überwiegend beeinflussten Radarmesswerten geschieht über Cluttermaps mit gespeicherten Bodenechopositionen, aber ohne Wertekorrektur.

Andere Korrekturverfahren im Sinne einer Filterung (Doppler- oder Statistikfilter, Artikel J. Seltmann) unterscheiden zwischen reiner Boden- oder Niederschlagsreflektivität und Mischechos; sie versuchen von letzteren das Niederschlagsecho zu extrahieren.

Dies geschieht über optimierte Filterparameter, die jedoch zuweilen Clutterreste übriglassen bzw. Niederschlagsanteile mit herausfiltern. Letzteres sollte in jedem Fall vermieden werden, da das grundlegende Meßdefizit des Radars so noch verstärkt wird, bzw. einmal Gemessenes wieder unbeabsichtigt eliminiert wird.

Das (variierbare) Dopplerfilter trennt radarseits radial unbewegte von bewegten Signalanteilen unter Berücksichtigung eines Geschwindigkeitsspektrums; das Statistikfilter macht sich dagegen stabile und instabile (verrauschte) Amplitudenspektren als Charakteristik für reflektierendes Festecho bzw. streuendes Tröpfchenkollektiv zu Nutze. *Die Vor- und Nachteile* dieser Techniken werden z.Z. am MOHp untersucht und quantifiziert.

Bodenechoeinfluß kann permanent oder durch atmosphärische Schichtungseinflüsse bedingt temporär auftreten. Häufig sind Tagesgänge mit nächtlichen Bodenechozunahmen (Bodeninversionen) zu beobachten (Bild 8). Eine optimale Radaraufstellung und Meßwinkelanpassung kann permanente Bodenechos minimieren und den verursachten Pseudo-Niederschlag so auf geringste Werte begrenzen. Abnormale Überreichweiten- (*ANAPROP*-) Lagen treten am MOHp seltener, im Radarverbund v.a. an den Küsten häufiger auf. Damit ist diese Problematik Gegenstand von Fallstudien, die durch Optimierung von Filtertechniken und Zusatzdaten (Satelliten) für den Radarverbund lösbar sein sollte.

9 Umsetzung von Radarforschung im DWD, zukünftige Vorhaben

Die Radarforschung im DWD konzentriert sich auf operationell umsetzbare und praxisnahe Aspekte der Radarmeteorologie. Dazu zählt die Erarbeitung von Forschungsergebnissen und Gewährleistung jüngster Radarentwicklung, wie z.B. bei Verfahren und Methoden moderner Radar-Datenbearbeitung, neuer Sensorik und der Informationsstruktur. Thematik und Ablauf orientieren sich überwiegend an der wetterdienstlichen Zielsetzung.

Daneben vertritt das Observatorium alle wissenschaftlichen Fragestellungen zur *Radarmeteorologie* im DWD und widmet sich v.a. Aufgaben der angewandten Forschung wie z.B. der meteorologischen Produktinterpretation, Phänomenologie von konvektiven Zellverbänden, Produktstrategie und des Monitoring.

Von seiner Forschungsgrundlage profitiert ein DWD-Radarverbundnetz mit z. Z. 11 Radaranlagen und *täglich je über 1000 Produktgenerierungen*, welches als junger Dienstleistungsbereich im modernen Wetterdienst eine attraktive Stellung einnehmen kann.

Traditionell gibt es eine enge *Zusammenarbeit* mit europäischen Radargruppierungen und der DLR sowie mit Arbeitsgebieten der Hydrometeorologie (Geschäftsfeld HM) und Bereichen der Radarschulung (Wetterdienstschule, Schule f. Wehrgeophysik).

Wetterdienstliche Anwendungsbereiche gibt es u. a. bei der Methodik der Sammler-Radar-Aneichung, der Flugunfallberatung und der konvektiven Zellverlagerung und -bewertung (NOWCASTING).

Zu folgenden, insbesondere meteorologischen Problembereichen kann die *Radarforschung* zukünftig Beiträge leisten:

- * Die im Verbundbetrieb einzig angewandte Z/R-Beziehung könnte automatisch angepaßt werden, wenn der Niederschlagsprozeß erkannt (z.B. stratiform bzw. konvektiv) oder andere radarrelevante Unterscheidungskriterien berücksichtigt werden. Hierbei kann auch die vertikale Echostruktur ein Indiz sein.
- * Zur *Bodenechofilterung* sind optimierte Parameter-einstellungen zu ermitteln, neue Filtertechniken (Statistikfilter) gegenüber anderen (Doppler) zu vergleichen und zu bewerten.
- * Die entscheidende Umsetzung von *Radarreflektivität in Regenintensität* unterliegt fortlaufenden Verbesserungen (Z/R-Beziehung gestaffelt, Hageleliminierung). Der Übergang zur *Schneebestimmung* ist erforderlich und eröffnet neue, schwierigere Anwendungsperspektiven (u.a. Straßenwetterinformationssystem, SWIS).
- * Man muß davon ausgehen, daß Sammlernetze Lücken aufweisen, wenn räumliche Repräsentanz und Häufigkeit von *Starkregenereignissen* (analog KOSTRA) flächig erfaßt werden sollen. Dazu müssen besonders verläßlich Regenintensitäten ermittelbar sein, unter Verwendung zutreffender Tropfenspektren. Schließlich lassen sich daraus genauere räumliche Zuordnungen (Häufungszonen) von Maximalschwellwerten, entsprechend flächendeckende Statistiken und neue Verteilungskarten ableiten.
- * Die *Hagelidentifikation* muß mit Unterstützung von Polarisationsradardaten verfeinert und bzgl. ihrer Parameter optimiert, sowie gegenüber dem wesentlichen Starkregenanteil quantitativ abgegrenzt werden.
- * Das *vertikal abnehmende Echoprofil*, sowie das *Bright Band der Schmelzzone* könnten in laufenden Korrekturen berücksichtigt werden; ebenso gibt es zur Sammler-Aneichmethode und Schneebestimmung noch weiter ausschöpfbare Möglichkeiten.
- * Die Radar-Niederschlagsbestimmung kann einen wichtigen Beitrag zur Kartierung von *Naßdepositionsgebieten* im Umfeld von Meßstellen leisten.

Die Vertikalinformation aus dem Radar (Echo und Windprofil) eröffnet neue Interpretationsmöglichkeiten in Verbindung mit dem Spurenstoffgehalt von Regenproben (siehe GAW-Artikel W. Fricke). Dies ist ein Vorhaben, das am Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg fachübergreifend realisiert werden kann.

Die *Urbanhydrologie* mit Steuer- und Regelungsaufgaben setzt vermehrt auf 5-minütige (oder kürzere) Darstellungen mit detaillierten Reflektivitätsklassen (15 dBZ-Klassen, neues PF-Bildprodukt). Daraus wird eine marktattraktive Verbesserung der Kurzzeitabschätzung hoher Regenintensitäten erhofft, um die Abflußvolumina genauer abschätzen zu können.

Mit zunehmender Erfahrung in der Anwendung sollten sich Intensitäts- bzw. Echoschwellwerte herauskristallisieren, die für hydrologische Kurzzeitabschätzungen besonders geeignet sind.

Der geforderte Einstieg in *1-stündige Bestimmungen* von flächenverteilten Niederschlagshöhen setzt differenzierte Z/R-Beziehungen, verfeinerte Aneichtchnik aber auch das Akzeptieren höherer Ungenauigkeiten im Sinne von Schwellwerten voraus.

Die quantitative Niederschlagsbestimmung muß dem Anspruch flächendeckender exakter Niederschlagswerte und hydrologischer Anforderung entgegenkommen, um z.B. mit den *Sammelgebietsverfahren* von Bodennetzen noch besser zu konkurrieren. Vor allem in der räumlichen Auflösung von Kurzzeitextremen liegt eine seiner großen Stärken.

LANG, P., 1992: Aspects of quantitative precipitation measurements in operational radar systems, 2nd Symp. on Hydrol. Appl. of Weather Radar, Univ. o. Hannover

MOORE, R.J., WATSON, B.C., JONES, D.A., BLACK, K.B., HAGGETT, C.M., CREES, M.A., RICHARDS, C., 1989: Towards an improved system for weather radar calibration and rainfall forecasting using raingage data from a regional telemetry system, Proc. Baltimore Symp. IAHS Publ. No. 181

SAUVAGEOT, H., LACAUX, J.-P., The shape of averaged drop size distributions, 1995, J. Atm. Sc., 52, 8, S.1070–1083

SHORT, D.A., WOLFF, D.B., ROSENFELD, D., ATLAS, D., 1993: A study of the threshold method utilizing raingage data, J. Appl. Met. vol. 32, S.1379–1387

Literatur

ANIOL, R., 1980: Über kleinräumige und zeitliche Variationen der Niederschlagsintensität, Met. Rdsch. 33, S.50–56.

COLLIER, C.G., 1991: Problems of estimating extreme rainfall from radar and raingage data illustrated by the Halifax Storm, 19 May 1989, Weather, 46, 7, S.200–209

DONEAUD, A.A., IONESCU-NISCOV, S., PREIGNITZ, D.L., SMITH, P.L., 1984: The area-time integral as an indicator for convective rain volumes, J. Climate Appl. Met., 23, S.555–561

JOSS, J., WALDVOGEL, A., 1990: Precipitation measurement and hydrology, a review, Radar in Meteorology, Ed. D. Atlas, AMS, Boston, S.577–606

KITCHEN, M., JACKSON, P.M., 1992: Weather radar performance at long range – simulated and observed, J. Appl. Met., Vol.32, S.975–985

11 Radarforschung im DWD: Vom Scan zum Produkt

I Radarforschung im Wetterdienst – wofür?

In seinem Bericht „Science: The endless Frontier“ an Präsident Truman nennt V. Bush bereits 1945 das Radar in einem Atemzug mit Penicillin als Beispiel langfristiger Forschung mit immensem praktischem Nutzen. Seit her hat sich das Radar längst als *das* Meßgerät für die mesoskalige Sondierung etabliert, und solch grundlegende Entwicklungen wie Dopplerradar, Mehrparameterradars, synthetische Antennen, digitale Signal- und Bildverarbeitung und ganze Netze von operationell arbeitenden Geräten haben völlig neue Dimensionen eröffnet. Die Möglichkeit des aktiv messenden Radars, flächendeckend und quasikontinuierlich in Echtzeit Daten zu liefern, bietet gegenüber direkten Boden- (Niederschlagsmeßnetz) und in-situ-Messungen (Sonde, Flugzeug) sowie passiven Fernmeßverfahren (Satelliten) wesentliche Vorteile, die durch den ständig wachsenden Bedarf an volkswirtschaftlich relevanten meteorologischen Aussagen wie Flutvorhersagen oder Hagelwarnungen besonders an Gewicht gewinnen. Am Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg (MOHp) wurden nach Installation des ersten Radars 1968 bereits in den 70er Jahren erste Ergebnisse inklusive einer weitsichtigen Studie über den Nutzen

eines deutschen Radarverbundes veröffentlicht (ANIOL, RIEDL 1978 und 1979), deren Details, wie die 15minütliche Raumabtastung, mindestens fünfminütliche Niederschlagsbestimmung, Darstellung mit Einblendung geographischer Informationen und Seitenrissen zur „Datenkompression“ der Produkte zum großen Teil bis heute Standard im Wetterdienst sind. Einen wesentlichen Impetus erhielt dieses Vorhaben durch das Münchener Hagelunwetter vom 12.07.1984. Die „Projektgruppe Radarverbund“ begann 1985 ihre Arbeit am Hohenpeißenberg, der weitere technische Aufbau des Radarverbundes wurde 1988 dem Instrumentendienst übertragen, der heute auch die operationelle Betreuung wahrnimmt, während der Nutzerkreis von Hydrologen, Klimatologen und Synoptikern innerdienstlich sowie im Bereich von Agrar-, Verkehrs- und Versicherungswirtschaft und Medien noch ständig wächst. In enger Zusammenarbeit mit diesen Gruppen werden der Aufbau und die Nutzung des Radarverbundes auf der Forschungs- und Entwicklungsseite weiterhin von der Radargruppe am MOHp begleitet. Die Stellung der Radarforschung am Hohenpeißenberg in der Forschungslandschaft bestimmt sich aus der Besonderheit der an der Kontinuität der Beobachtung

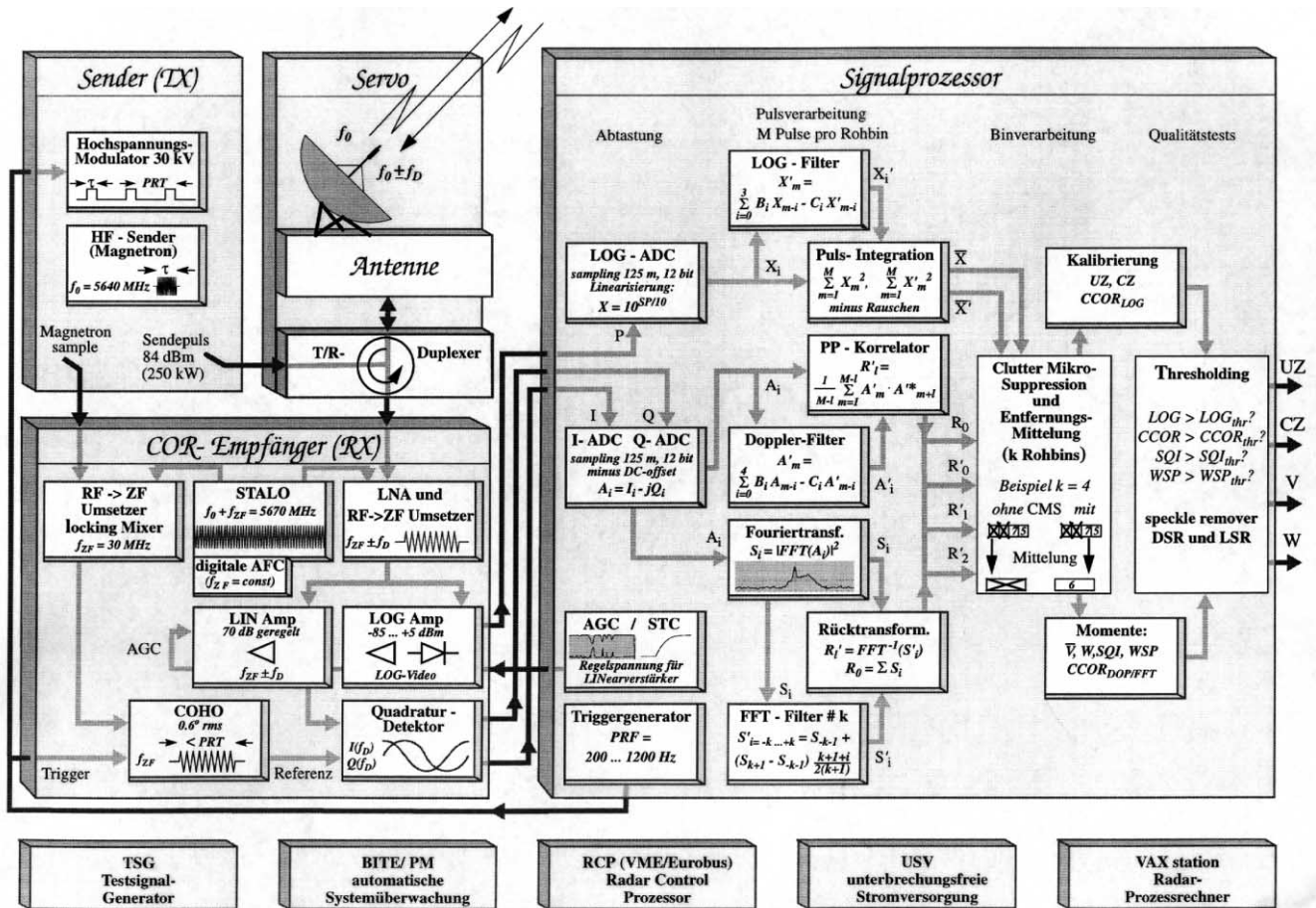


Bild 1: Radar MOHp Prinzipschaltbild. Links die eigentliche Radar-Hardware mit Sender, Servo, Antenne und Empfänger, rechts der Signalprozessor mit den einzelnen Verarbeitungsstufen inclusive einiger (im Text weitgehend vermiedener) Gleichungen. Unten symbolisch einige z.T. periphere Geräte.

orientierten wetterdienstlichen Forschung. Um den unter den besonderen Bedingungen der Forschungsinstitute und Universitäten oft mittels aufwendiger Kampagnen erreichten Stand in die Routine – wie den Radarverbund – zu überführen, bedarf es meist noch erheblicher F/E- Arbeit an einem nicht operationellen Radar. Andererseits steht der Niederschlags- und radarmeteorologischen Forschung am Hohenpeißenberg mit dem routinemäßig betriebenen Radarverbund zugleich ein in Deutschland einmaliges „Meßgerät“ zur Verfügung. Damit ergibt sich ein sehr breites Aufgabenspektrum, welches von der Definition der Geräteanforderungen, der Bestimmung optimaler Betriebsparameter und Auswertalgorithmen über die Erprobung der Möglichkeiten neuer Hard- und Software, Datenaufbereitung und -kommunikation bis hin zur meteorologischen Interpretation hinsichtlich der zugrundeliegenden frontalen und konvektiven Prozesse und der Entwicklung und Prüfung nutzerorientierter Produkte reicht. Aufgrund seiner diesbezüglichen langjährigen Erfahrungen ist das MOHp wissenschaftlicher Partner für zahlreiche Radarnutzer aus dem Wetterdienst, dem Verkehrswesen, der Hydrologie, Freizeitindustrie, Wasser-, Land- und Bauwirtschaft. Außerdem vertritt es die wetterdienstliche Radarforschung national und in internationalen Aktionen wie COST-75, MAP (mesoscale alpine project) oder BALTEX (baltic sea experiment). Im folgenden sollen einige Problemkreise aus dieser Aufgabenpalette näher beleuchtet werden.

2 Der Radarverbund als Meßinstrument

2.1 Der Sensor

Die Vernetzung der Anlagen des DWD zu einem koordinierten Verbund läßt diesen als *ein* Meßgerät mit den Einzelradars als Sensoren erscheinen. Das Forschungsradar am Hohenpeißenberg ist in Kompatibilität zu den neueren „Sensoren“ des Verbundes ein gepulstes, teilkohärentes („coherent on receive“-COR) Dopplerradar. Bild 1 veranschaulicht einige der wichtigsten Komponenten eines solchen Systems und ihre Signale; die Grundlagen der Radarmeteorologie sind der einschlägigen Literatur, z.B. DOVIK und ZRNIC' (1993) oder SAUVAGEOT (1992), zu entnehmen.

Während einer azimutal kontinuierlichen, aber in der Elevation θ diskreten Raumabtastung werden für jede r , ϕ , θ -Raumzelle („range bin“) Echoleistung P und Phase Ψ des Echos gemessen, welche von den Reflektivitäten Z_i und Radialgeschwindigkeiten v_i aller Streuer i im jeweiligen Pulsvolumen bestimmt werden; anhand der Laufzeit und Antennenposition erfolgt die räumliche Zuordnung. Der Empfänger arbeitet als Superhet auf einer Zwischenfrequenz von 30 MHz. Da das Radargerät in 4 km Entfernung 64 dBZ und in 230 km Entfernung 10 dBZ – das sind pro Kubikmeter etwa 10 Tropfen der Größe $D = 1$ mm – einwandfrei erkennen soll, besitzt es eine Empfängerempfindlichkeit von -109 dBm (minimum detectable signal MDS) – es kann Leistungen von $1,26 \cdot 10^{-14}$ W messen – und die außerordentlich hohe, mittels LOGarithmischen Verstärkers realisierte Dynamik von 90 dB. Parallel dazu wird zur Geschwin-

digkeitsbestimmung mittels des Dopplereffektes in einem zusätzlichen LINearen Kanal die erforderliche Phasenkopplung zwischen Empfänger und dem selbst nicht kohärenten Magnetronsender durch einen COHärenten Oszillator (COHO) pulswise hergestellt. Aufgrund des ungünstigen Verhältnisses von Doppler- zu Sendefrequenz (ca. 1 kHz zu 5,64 GHz) wird nicht die Frequenzänderung über einer ausgesandten Impuls, sondern die Phasenverschiebung von Puls zu Puls (im Zeitabstand $1/PRF$, s. Tab.1) gemessen. Das Dopplerradar ist folglich kein Frequenzmesser, sondern ein Interferometer.

2.2 Doppler-Dilemma, Scan-Strategie und andere Kompromisse

Die Phase $\Psi = 4\pi r/\lambda$ der empfangenen Welle, also die in Wellenzahlen $2\pi/\lambda$ ausgedrückte Länge des Weges $2r$ vom Radar zur Wolke und zurück, darf sich, um eindeutig zu sein, von Puls zu Puls höchstens um $\pm\pi$ ändern, so daß für ihre Zeitableitung die Grenzen $4\pi \dot{r}/\lambda = \pm\pi \times PRF$ gelten, also $(\dot{r})_{\max} = V_{\max} = \pm\lambda \times PRF/4$. *Geschwindigkeiten* $V > n \times V_{\max}$ werden als V in den Eindeutigkeitsbereich verschoben, s. Bild 5b. Um einen möglichst großen Geschwindigkeitsbereich eindeutig messen zu können, ist deshalb eine möglichst große Wellenlänge und/oder Pulswiederholffrequenz vonnöten. Hinsichtlich der Wellenlänge konkurrieren das höhere Rückstreuvermögen (Rayleigh-Streuung!) und die bessere Bündelung (Antennenkosten!) kürzerer Wellen mit ihrer größeren Dämpfung und den ungünstigeren Eindeutigkeitsbereichen. Die Pulswiederholffrequenz hingegen ist technisch in Abhängigkeit vom Tastverhältnis („duty cycle“) durch die maximale Verlustleistung begrenzt.

Andererseits ist die *eindeutige Entfernungszuordnung* eines Zieles nur dann gesichert, wenn sein Echo vor Aussendung des nächsten Pulses einläuft, es darf (wegen Hin- und Rückweg) also maximal $r_{\max} = c/(2PRF)$ entfernt sein. Echos aus einer Entfernung $r > n \times r_{\max}$ werden dem Bereich $r - n \times r_{\max}$ zugeordnet („multiple-trip echoes“). Ein möglichst großer eindeutiger Entfernungsbereich erfordert daher im Gegensatz zu V_{\max} eine möglichst geringe PRF. Dies ist das sogenannte Doppler-Dilemma: das Produkt aus den Eindeutigkeitsbereichen von Entfernung und Geschwindigkeit bleibt konstant. Der derzeit wohl am besten optimierte Abtastzyklus in der Schweiz verwendet deshalb bei höheren Elevationen, wo die Erfassung großer Entfernungen nicht von Interesse ist, eine höhere PRF. Im DWD werden auf spezielle Produkte abgestimmten Modi (hohe PRF für Geschwindigkeits-, niedrige PRF für Intensitäts-Produkte) nacheinander aufgerufen (s.u.). Die Wahl der PRF wiederum beeinflußt über die Korrelation der Proben die verfügbare Anzahl unabhängiger Proben sowie die Wirksamkeit der LOG- und DOPPLER- Filter.

Ein weiteres übliches Verfahren ist die „Entfaltung“ der Geschwindigkeit durch ständigen Wechsel zwischen einer höheren (h) und einer niedrigeren (l) Pulswiederholffrequenz („dual PRF“), wodurch sich $V_{\max} = \pm\lambda/4 (PRT_l - PRT_h)$ ergibt.

Standard im DWD ist ein Verhältnis 2:3 mit dem Ergebnis einer Verdopplung der eindeutigen Geschwindigkeit.

Tabelle 1 gibt für einige realistische Pulswiederhol- frequenzen die zugehörigen Eindeutigkeitsbereiche an. Die dual PRF-Technik wirft bei Einsatz von Filtern zu- sätzliche Probleme auf: Zwar werden durch den Wechsel der PRF entstehende – filterwirksame – senderseitige Instabilitäten infolge unterschiedlicher Entladezeiten neuerdings schaltungsmäßig durch einen sog. DeQ-Regulator eingedämmt. Vor allem wird aber das für single-PRF bei $V = 0$ liegende Filter-Stopband nunmehr mehrfach in den Bereich $V \ll 0$ gefaltet und verursacht dort einen zusätzlichen Niederschlagsverlust. Außerdem benötigen die Filter nach jedem Wechsel der PRF eine gewisse, zu erprobende Anzahl von Pulsen zum Einschwingen, die besonders bei hoher Antennengeschwindigkeit für die Integration unabhängiger Proben fehlen. Die Anzahl der *unabhängigen* Messungen bestimmt die Standardabweichung der Reflektivitätsmessung und ist abhängig von der Pulsanzahl innerhalb der für die zu mittelnde azimutale Distanz verfügbaren Meßzeit, der sog. Verweilzeit („dwell time“). Damit wird hinsichtlich PRF, Scanzeit und Zeitscale meteorologischer Prozesse ein weiterer Kompromiß erforderlich. Eine Verringerung der notwendigen Integrationszeit läßt sich erreichen durch Entfernungs- oder Azimutmittelung (Nutzung der räumlichen Dekorrelation) oder durch Frequenz- oder Phasenmodulation der Sendepulse bzw. Phasenauswertung der Echopulse. Die letzten drei Möglichkeiten werden im DWD z.Z. nicht genutzt; eine derartige „Pulskenning“ könnte auch die Entfernungsmehrdeutigkeit beseitigen.

Die Art der Raumabtastung wird natürlich zuerst von der meteorologischen Zielstellung bestimmt. Während z.B. der Flugmeteorologe mit Hinblick auf die Höhen- erstreckung konvektiver Systeme an einer *räumlich* dichten Abtastung interessiert ist, wird zur Untersuchung des dynamischen Verhaltens und für Zwecke des Nowcasting (s. Beitrag von LANG in diesem Heft) eine möglichst dichte *Zeitabfolge* angestrebt. Im DWD wird deshalb die viertelstündliche (am Hohenpeißenberg testweise zehnminütliche) Raumabtastung [„DOPpler Modus“, dual PRF 1200/800 Hz, 128 km, Elevationen 0,5° (1°) 9,5°, 11° (2°) 19°, 23°, 29°, 37°, ergänzt um eine Intensitätsabtastung „INT“, 600 Hz, 256 km, Elevationen 0,5° (1°) 5,5°] alle 5 (testweise 3) Minuten durch eine orographisch angepaßte Niederschlagsmessung [„PCP“] unterbrochen. Der bereits genannte „Schweizer Scan“ nutzt neben einer höheren Azimutgeschwindigkeit bei höheren Elevationen eine verschachtelte Abtastung, die alle 2,5 Minuten ein „Halbbild“ erlaubt und den Zeit- versatz von den oberen Elevationswinkeln zu den unteren halbiert, während z.B. in Tschechien das Abtastinter- vall von der Wettersituation abhängt. Einen zukünftigen Lösungsansatz könnten auch für Wetterradars

PRF _n (Hz)	250	400	600	800	1000	1200
PRT (ms)	4000	2500	1666,66	1250	1000	833,33
r _{max} (km)	600	375	250	187,5	150	125
V _{max} (m/s)	3,325	5,32	7,98	10,64	13,30	15,96
dual PRF: V _{max} verdoppelt bzw. verdreifacht sich für PRF ₁ : PRF ₂ = 3:2 bzw. 4:3						

Tab. 1: Pulswiederholfrequenz PRF, Pulsabstand PRT, ein- deutige Entfernung r_{max} und eindeutige Geschwindig- keit V_{max} für λ = 5,32 cm

elektronisch, d.h. massenträgheitslos scannende Anten- nen darstellen, die aber z.Z. noch sehr teuer sind.

Die beispielhaft genannten widersprüchlichen Forde- rungen hinsichtlich der raum/zeitlichen Abtastung einschließlich der entsprechenden Radarparameter sind nicht einfach aufzulösen, sondern nur zweckangepaßt zu optimieren. Ihre Abstimmung ist deshalb kein vorwie- gend technisches Problem. Die Möglichkeiten und Gren- zen der Extraktion meteorologischer Informationen un- ter diesen Randbedingungen und die Quantifizierung der Auswirkungen letzterer bedarf vielmehr eingehender wissenschaftlicher Untersuchungen, denen z.B. die Amerikanische Meteorologische Gesellschaft turnus- mäßig wissenschaftliche Konferenzen widmet.

2.3 Signale, Spektren und Momente

2.3.1 Tropfengrößenverteilung

Die Verteilung der Tropfengrößen über dem Durchmes- ser D bzw. der Geschwindigkeit V bestimmt sowohl die Meßgrößen der Radarmessung – also Reflektivität und Phase des Echos – als auch deren meteorologische Ziel- größen. Sie alle stellen sich als Momente dieser Vertei- lungen, also als Erwartungswerte der n-ten Potenz der Zufallsvariablen, dar, die nur für bestimmte Verteilun- gen (z.B. Marshall-Palmer, Lognormal, Gauss) analy- tisch angebar sind. Die Abhängigkeit des Reflekti- vitätsfaktors Z von D mit der sechsten Potenz bedingt z.B. für 10-fach kleinere Tropfen eine Zunahme ihrer Anzahl um den Faktor 10⁶, um die gleiche Reflektivität

physikalische Größe X	Einheit	X	m _n	c
Tropfenzahl	m ⁻³	N _{tot}	m ₀	1
mittl. Tropfendurchmesser	mm	\bar{D}	m ₁	N _{tot} ⁻¹
spezifische Dämpfung (Extinkt. querschnitt= aD ^b)	dB · km ⁻¹	A	m _b	4343 a
Flüssigwassergehalt	g · m ⁻³	LWC	m ₃	ρ π/6
Regenrate (ohne Aufwind, Fallgeschwindigkeit= aD ^b)	mm · h ⁻¹	R	m _{3+b}	a π/6
Reflektivitätsfaktor	mm ⁶ · m ⁻³	Z	m ₆	1

Tab. 2: Durch Momente m_n der Tropfen-Größenverteilung N(D) ausgedrückte physikalische Größen X = c · m_n

zu erreichen, und damit den o.g. Dynamikbereich.

Da die Tropfengrößenverteilung nicht exakt bekannt ist und nur eines ihrer Momente (Z) gemessen wird, wird der Zusammenhang zwischen verschiedenen Momen- ten im allgemeinen über halbempirische Z/X-Beziehun- gen gesucht, deren bekannteste die Gruppe der aus Ra- dar- und Regenmesser- oder aus Disdrometerdaten (N(D)) berechneten Z/R-Beziehungen ist. Die im Radarverbund des DWD bis her einheitlich – dies hat den Vorteil jederzeitiger Reproduzierbarkeit – verwen- dete Beziehung $Z = 256 R^{1,42}$ wurde für den Standort Ho- henpeißenberg ermittelt (RIEDL 1986); z.Z. wird zur Erhöhung der Genauigkeit die Anwendbarkeit regiona- ler bzw. wetterlagenabhängiger und sogar in Echtzeit er- stellter und an den Radarrechner übertragener Bezie- hungen untersucht.

2.3.2 Das Dopplerspektrum

Die durch mittleren Wind, Konvektion und Turbulenz bedingte ständige Änderung der Größenverteilung und Umordnung der Regentropfen in einer Meßzelle führt zu einer zeitlichen Schwankung des Echos in Intensität und Phase. Das komplexe Signal des LINearen Empfängerkanals (als Zeitreihen A, Ψ in polarer bzw. I, Q in cartesischer Darstellung) kann deshalb durch Fourieranalyse in seine Leistungsanteile über V , das Dopplerspektrum, zerlegt werden. Üblicherweise werden sowohl das Clutterspektrum als auch das Niederschlags-signal als GAUSSsche Leistungsspektraldichte mit einer mittleren Geschwindigkeit V modelliert, deren spektrale Breite σ_v je nach Windgeschwindigkeit für bewaldete Hügel 0.017 bis 0.32 ms^{-1} , für Meereswellen 0.7 bis 0.89 ms^{-1} , für Regenwolken hingegen 1.8 bis 4.0 ms^{-1} beträgt (VEZZANI 1995). Diese Spektralbreite bleibt durch den Synchrondetektor des kohärenten Zweiges erhalten, verdoppelt sich aber für nichtkohärente Detektion (LOG-Zweig).

In Bild 2 wurden derartige Spektren gemessen. Die Fälle a) und b) entsprechen weitgehend der Modellvorstellung von Niederschlags- (hier jeweils links) und Cluttersignal (immer Mitte) über weißem Rauschen. Die letzten beiden Anteile sind zu eliminieren, um die in Tabelle 3 genannten Momente des auf Niederschlagsechos zurückzuführenden Teils des Dopplerspektrums berechnen zu können. Das *Rauschen* wird zu Beginn jedes Zyklus' gemessen und während der Signalverarbeitung in Abzug gebracht. Zusätzlich zeigt Bild 2a) im rechten Teil ein *Spiegelspektrum* des Niederschlags-spektrums links, wie es der Signalprozessor im Falle eines ungenügenden Abgleiches zwischen den Kanälen I, Q des bipolaren Videos (ungleiche Verstärkung,

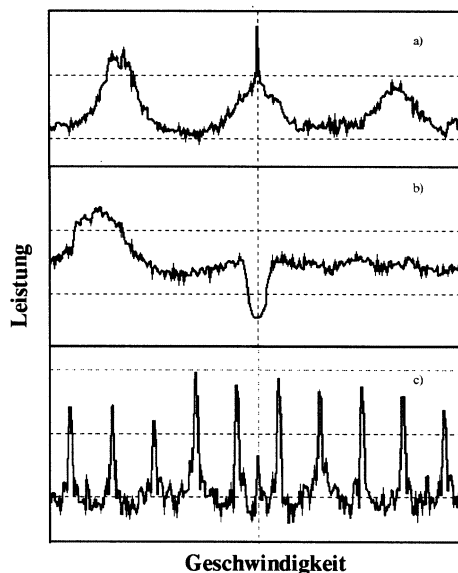


Bild 2: Gemessene Dopplerspektren, Abszisse von $-V_{\max}$ bis $+V_{\max}$. Ordinateinteilung 20 dB. Oben: Clutterpeak bei $V=0$, Regen- (links) mit Spiegelspektrum (rechts) infolge Fehlableichs. Mitte: Gleiche Situation nach I/Q -Abgleich, Clutterpeak beseitigt durch Dopplerfilter #2. Unten: Spektrum ohne Niederschlagsecho mit Artefakten. Der im DWD bisher eingesetzte Puls-Paar-Algorithmus kann Spiegelspektren oder Artefakte nicht erkennen.

physikalische Größe X	Einheit	X	m_n	c
mittlere Leistung	W	P	m_0	1
mittlere Geschwindigkeit	$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	V	m_1	$1/m_0$
Varianz	$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$	σ_v^2	$m_2 - m_1^2$	$1/m_0$

Tab. 3: Durch Momente m_n des Dopplerspektrums $S(V)$ ausgedrückte physikalische Größen $X = c \cdot m_n$

Phasenverschiebung, ADC-Sättigung) erzeugt und welches den Geschwindigkeitsmittelwert in Richtung 0 verschiebt. Bei vollständiger Imbalance (z.B. $I = 0$) sind Spiegelspektrum und Original gleich groß, es ergibt sich eine mittlere Geschwindigkeit $V = 0$. In Bild 2b) wurde das bipolare Video abgeglichen und der Gleichspannungsanteil des Clutters mittels Dopplerfilter (s.3.2) unterdrückt, so daß das reine Niederschlagspektrum übrig bleibt. Meist ist allerdings die zeitaufwendige Berechnung des gesamten Spektrums weder möglich noch erforderlich, sondern nur die Kenntnis seiner ersten drei Momente, welche einer weniger aufwendigen und damit schnelleren Signalverarbeitung zugänglich sind (s.Tab.3).

2.3.3 Signalverarbeitung

Die Aufbereitung der analogen Datenströme des Empfängers (LOG-, I -, Q -Signale) für die digitale Ausgabe der gewünschten Parameter (unkorrigierte Reflektivität UZ , korrigierte Reflektivität CZ , Dopplergeschwindigkeit V und Doppler-Spektralbreite W), welche parallel über SCSI-Bus an den Radarrechner und/oder seriell an ein Realtimedisplay erfolgt, ist neben bestimmten Steuerfunktionen gegenüber der Hardware (Zeitbasis, Triggergenerierung, dual-PRF-Umschaltung, gain control und evtl. Polarisationsumschaltung) die hauptsächliche Aufgabe des Signalprozessors. Die Abtastung („sampling“) dieser drei Datenströme erfolgt alle 125 m durch drei Analog/Digital-Konverter (ADC) mit einer Auflösung von 12 Bit.

Im LOG-Kanal werden die Proben für jedes von $N = 2048$ Rohbins zu Amplituden X_m linearisiert. Optional wird simultan die Amplitudenreihe in einem Hochpaßfilter (3. Ordnung) von den korrelierten Echoanteilen befreit. Beide Amplitudenreihen (X_m, X_m') werden durch Quadratur in Leistungen umgerechnet, über M Proben (Pulse) und nach Abzug des Rauschens wahlweise über 2 bis 16 Rohbins gemittelt. Aus den Mittelwerten der gefilterten und der ungefilterten Zeitreihe wird für jedes 1 km – Bin eine Clutterkorrektur CCOR berechnet. Die Kalibrierung erfolgt in der logarithmierten Form der Radargleichung, wobei gleichzeitig Kalibrierkonstante, Entfernungsnormierung (r^2), Gasdämpfung (Standard: $0,016 \text{ dB/km}$ Zweiwegdämpfung) und Clutterkorrektur additiv berücksichtigt werden.

Im LIN-Zweig werden nach Subtraktion eventueller offsets aus den A/D-gewandelten Proben für jedes Rohbin komplexe Zeitreihen $A_m = I_m + j Q_m$ gebildet und mit einem digitalen Hochpaß vierter Ordnung zu A_m' gefiltert. Da das Leistungsspektrum S_v und die Autokorrelationsfunktion R_t des komplexen Signals A_m mittels Fourier-Transformation einander äquivalent sind (Wiener-Khinchin-Beziehung), werden die interessierenden Momente des Fourierspektrums dieser Reihen operationell im sog. *Puls-Paar-Verfahren* als Autokorrelationen $R_t(\tau)$

mit den Zeitverschiebungen („lags“) $l = 0, 1, 2$ berechnet, wobei R_0 (ohne ') die ungefilterte Gesamtleistung (Signal + Clutter + Rauschen), R_0' die gefilterte Gesamtleistung (Signal + Rauschen) und der Phasenwinkel $\text{Arg}(R_1')$ bis auf einen Faktor die mittlere Dopplergeschwindigkeit darstellt. Die Breite des Dopplerspektrums wird wahlweise aus dem Verhältnis $R_0'/\text{Abs}(R_1')$ (schneller) oder $\text{Abs}(R_1')/\text{Abs}(R_2')$ (genauer) berechnet. Sie sollte für hinreichend sichere Bestimmung von V ein Drittel der eindeutigen Geschwindigkeit V_{\max} nicht übersteigen, da die Varianz des Puls-Paar-Estimators exponentiell von ihr abhängig ist.

Seit Aufbau des neuen Forschungsradars am Hohenpeißenberg Ende 1996 ist auch der operationelle Einsatz einer schnellen Fouriertransformation (FFT) zur Echtzeit-Signalverarbeitung möglich. Er wird insbesondere im Hinblick auf angepaßte Filter zur Clutterbeseitigung erprobt.

Während also im LOG-zweig „nur“ eine statistische Mittelung über eine hinreichend große Probenzahl und eine exakte Eichung(!) erforderlich ist, um die geforderte Genauigkeit zu erhalten, ist der LIN-Zweig zwar nicht kalibriert; jedoch sind hier zur Bestimmung der mittleren Geschwindigkeit Fouriertransformationen oder Kovarianzberechnungen erforderlich, und zwar für Millionen Rohbins in Minutenschnelle. Bei vollständiger Verarbeitung der Zeitreihen fallen z.B. bei 2048 Bins pro Strahl, 1000 Hz und je 8 Bit für I und Q mehr als 32 MBit/sec an. Demgegenüber reduziert die Verwendung des Puls-Paar-Algorithmus' mit nur den ersten drei Spektralmomenten das Datenvolumen um einen Faktor 3/2M. Abweichungen vom GAUSSschen Modell, z.B. Spiegelspektren wie in Bild 2a oder spektrale Artefakte, die wie in Bild 2c z.B. durch Störeinstrahlung, Netzbrumm oder technischen Defekt (Mischer) entstehen können, werden allerdings im Puls-Paar-Verfahren nicht erkannt. Ihr Effekt besteht in einer Verschlechterung des Signal/Rausch-Verhältnisses.

Der Signalprozessor liefert „strahlweise“ 8 Bit breite Daten (Einheiten 0 ... 255 vorzeichenlos), und zwar Intensität (UZ, CZ) in 0,5 dB-Schritten von -31,5 bis +95,5 dBZ, normierte Geschwindigkeit V in Einheiten von $V_{\max}/128$ zwischen $-V_{\max}$ und $+V_{\max}$ (entsprechend ca. -32 m/sec bis +31,5 m/s bei 1200/800 Hz dual PRF) und – z.Z. nicht als Produkt genutzt – normierte Spektralbreite W von $V_{\max}/256$ bis $255 V_{\max}/256$. Der Rohdaten-

ausstoß je Standort beträgt z.Z. ca. 24 MByte pro Stunde und wird sich durch neue Abtaststrategien noch erhöhen, z.B. bei zehnminütlicher Raumabtastung auf 34 MByte pro Stunde, entsprechend 13 GByte pro Tag für den Radarverbund mit 16 Standorten.

Der Ablauf der Signalverarbeitung ist ebenfalls schematisch in Bild 1 dargestellt; die sich anschließenden Qualitätstests und die hier nur erwähnte Clutterfilterung werden in den Abschnitten 3 und 4 gesondert dargestellt.

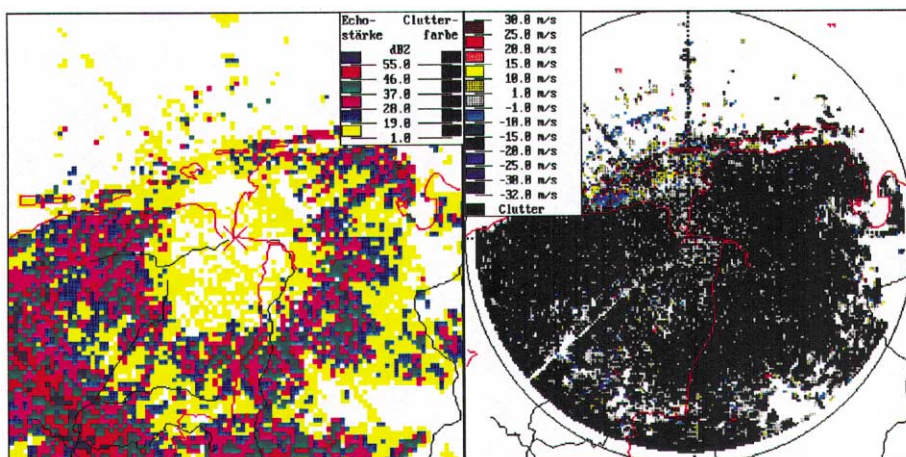
3 Niederschlagsecho und Clutterbehandlung

3.1 Clutterunterdrückung

Als Clutter (Festziele, Standzeichen) wird in der Radarmeteorologie vor allem der durch Grundberührung des Radarstrahls (Haupt- oder Nebenkeule) verursachte Echoanteil bezeichnet. In Abhängigkeit vom Standort wird das Clutterbild daher von der Orographie, den Ausbreitungsbedingungen und der Abtaststrategie des Radars bestimmt. Unter normalen Ausbreitungsbedingungen erkennt der Radarmeteorologe „seine“ Clutterziele und berücksichtigt sie bei der Interpretation. Das herkömmliche Mittel zur *automatischen* Beseitigung von Festzielen ist eine unter niederschlagsfreien Bedingungen für verschiedene typische Ausbreitungssituationen aufgenommene Festzielkarte (Cluttermap), anhand derer (wahlweise) eine Ausblendung der clutterverdächtigen Pixel in allen folgenden Bildern erfolgt.

Unter infolge besonderer Luftschichtungen stark gestörten Ausbreitungsbedingungen („Anaprop“) erweist sich aufgrund der sehr hohen raum-zeitlichen Echovariabilität und der Erfordernis von Operatoreingriffen eine *statische* Cluttermap allerdings als ungeeignet. Insbesondere im Flachland kann Anaprop aufgrund des Fehlens orographischer Ziele und nicht unterbrochener Inversion stochastisch und verbreitet auftreten. Der Geübte vermag Anapropsituationen häufig anhand der Textur erkennen, vgl. z.B. Bild 3 links mit Bild 6 rechts. Deshalb sollen zukünftig auch textuelle/topologische Kenngrößen in die Betrachtung einbezogen werden. Gelegentlich wird auch eine an die aktuelle Situation angepaßte, *dynamische* Cluttermap verwendet. Eine solche kann z.B. relativ einfach aus dem zugehörigen Geschwindigkeitsprodukt abgeleitet werden (AN-

Bild 3: Ausgeprägte Anaprop-Situation (anomale Strahlausbreitung), Emden, 29.12.1995 10:10, mit Intensitäten bis in die höchsten Farbklassen, die statische Cluttermap (schwarz) ist leer. Das aus dem gleichen Zyklus abgeleitete Geschwindigkeitsprodukt zeigt an, daß es sich nicht, wie evtl. zu vermuten, um starke Gewittertätigkeit, sondern um Clutter ($V \sim 0$) handelt.



DERSSON 1994). Die entsprechende Information („Geschwindigkeit = 0“) ist aufgrund der binweise gesicherten raum-zeitlichen Koinzidenz vorteilhaft auch direkt aus den Rohdaten (bzw. VV, VP, s. Tab. 5) abzuleiten, hierzu sind am Observatorium Hohenpeißenberg Untersuchungen im Gange. Bild 3 demonstriert die Wirkungsweise. Die im rechten Teil schwarz oder grau gekennzeichneten Pixel wären im linken Teil als Clutter auszublenden. Diese dynamische Clutterkarte ändert sich von Meßzyklus zu Meßzyklus wesentlich, eine statische Cluttermap dieses Umfanges würde jedes nachfolgende Niederschlagsecho „ersticken“. Weiterhin ist die Bildung einer dynamischen Cluttermap auch denkbar anhand der Standardabweichung der Fluktuations- bzw. Doppler-Spektren oder bestimmter clutterempfindlicher Schwellwerte. Auch hierzu laufen Untersuchungen (s. Abschn. 4, Schwellwert CCOR). In der Schweiz wird für jedes Bin ein 6-stufiger Entscheidungsbaum zur Cluttererkennung mit anschließendem Eintrag in eine dynamische Cluttermap durchlaufen (LEE et al. 1995). Wesentlicher Nachteil jeglicher Clutterausblendung ist der Totalverlust von Zellen mit Niederschlag über Clutter (sog. Mischzellen), wobei die Datenlöcher umso zahlreicher sind, je vollständiger die Cluttermap ist. Die Filterung der Zeitreihen (A_m bzw. X_m) bietet einen Ansatz, den Niederschlags- und Clutteranteil in den zugehörigen Spektren mit Wirkung auf Reflektivität und Geschwindigkeit zu trennen; dies stellt einen der gegenwärtigen Arbeitsschwerpunkte am Hohenpeißenberg dar.

3.2 Clutterfilterung

3.2.1 Korrektur der gemessenen Intensitäten

Das Wesen derartiger Korrekturverfahren besteht in der Bereinigung des gestörten Niederschlagsechos durch eine *quantitative* Abschätzung des Clutteranteils. Anschaulich soll in Bild 2a der Clutterpeak bei $V \sim 0$ im Dopplerspektrum entfernt werden, das Niederschlagspektrum hingegen unverändert bleiben. Dadurch wird der Clutter/Signal-Abstand CSR verbessert, der zur Be-

schreibung von Clutterfiltern oft verwendete *Improvementfaktor* ist das Verhältnis des CSR am Eingang zu dem am Ausgang des Filters. Durch eine Clutterdämpfung um z.B. 30 dB erreicht man eine Reduzierung des als Niederschlag fehlinterpretierten Clutters um ca. (je nach Z/R-Beziehung) zwei Zehnerpotenzen.

Für die Signalverarbeitung mittels des Puls-Paar-Prozessors ist die gewünschte spektrale Filterfunktion durch inverse Fouriertransformation in die Impulsantwort des im Zeitbereich korrespondierenden linearen *Hochpaßfilters* zu übertragen, welcher den stärker veränderlichen Niederschlagsanteil hindurchläßt, während der niederfrequente Clutteranteil herausgefiltert wird. Die gefilterte Zeitreihe eines jeden einzelnen Bins (azimutale Filterung, nicht etwa Filterung des Rohvideos) ist dann die Faltung dieser Impulsantwort mit dem Eingangssignal. Solche Filter werden in der Analogtechnik als Verzögerungsleitung („delay line“) ohne oder mit Rückkopplung realisiert, in der Digitaltechnik entsprechend als nichtrekursive (transversale, FIR) oder rekursive (IIR) digitale Filter, wobei sich erstere als robuster, letztere als rechentechnisch überlegen erweisen. Der analogtechnischen Mehrfachverzögerung entspricht ein Digitalfilter höherer Ordnung, welches steilere Flanken besitzt.

Den Dopplerfiltern liegt die (dem Dopplerspektrum entsprechende) zentrierte komplexe Zeitreihe A_m des kohärenten Zweiges zugrunde, die für nichtkohärente Radars entwickelten LOG-Filter hingegen wirken direkt auf die zu korrigierende, dem Fluktuationsspektrum entsprechende Amplitudenreihe X_m der zufälligen Schwankungen des Radarechos von Puls zu Puls um die mittlere Echostärke. LOG-Filter sollten bei niedriger PRF eingesetzt werden, da bei kurzem Pulsabstand auch die Niederschlagsechos korreliert erscheinen. Aus dem logarithmischen Verhältnis der Leistungs-Mittelwerte der ungefilterten (clutterbehafteten) und der gefilterten (clutterfreien) Reihe wird eine (negative) Clutterkorrektur $CCOR = 10 \log(\text{Signal} / (\text{Signal} + \text{Clutter}))$ berechnet, mithilfe derer aus der unkorrigierten Reflektivität (UZ) die clutterkorrigierte (CZ) ermittelt wird.

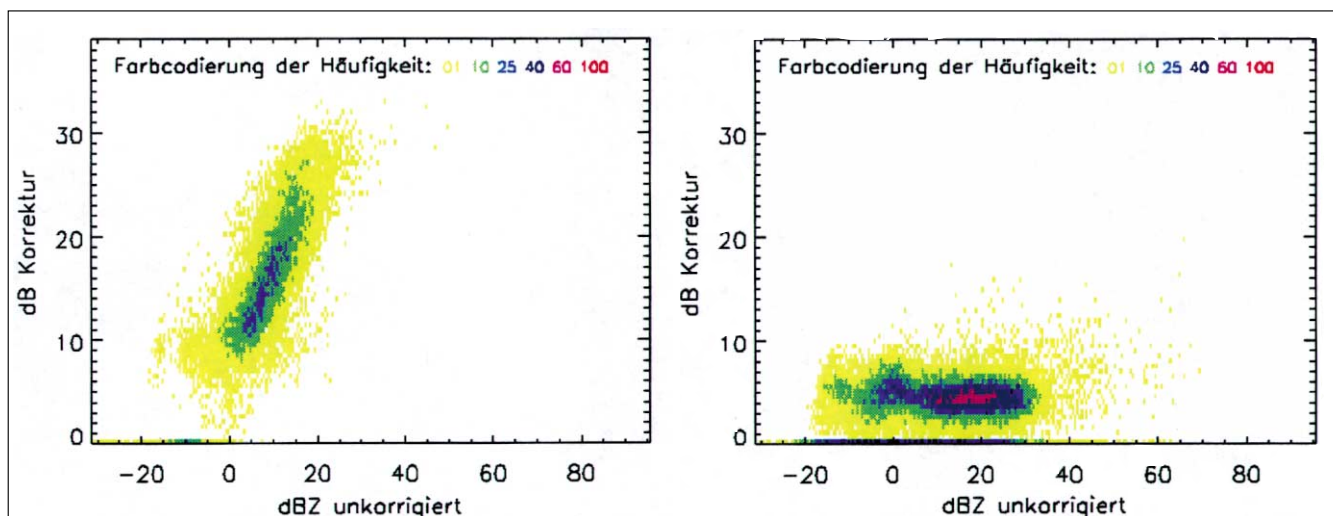


Bild 4: Clutterkorrektur durch digitale Hochpaßfilterung, Stopbandtiefe 40 dB: Anzahl von Bins mit den möglichen Kombinationen von Korrekturstärke und Echostärke. Links: nur Clutter, Log-Filter Stärke 4, Hohenpeißenberg 27. 09. 1995 12:40. Rechts: vorwiegend Niederschlag, Doppler-Filter Stärke 1, Rostock 20. 10. 1995 09:40.

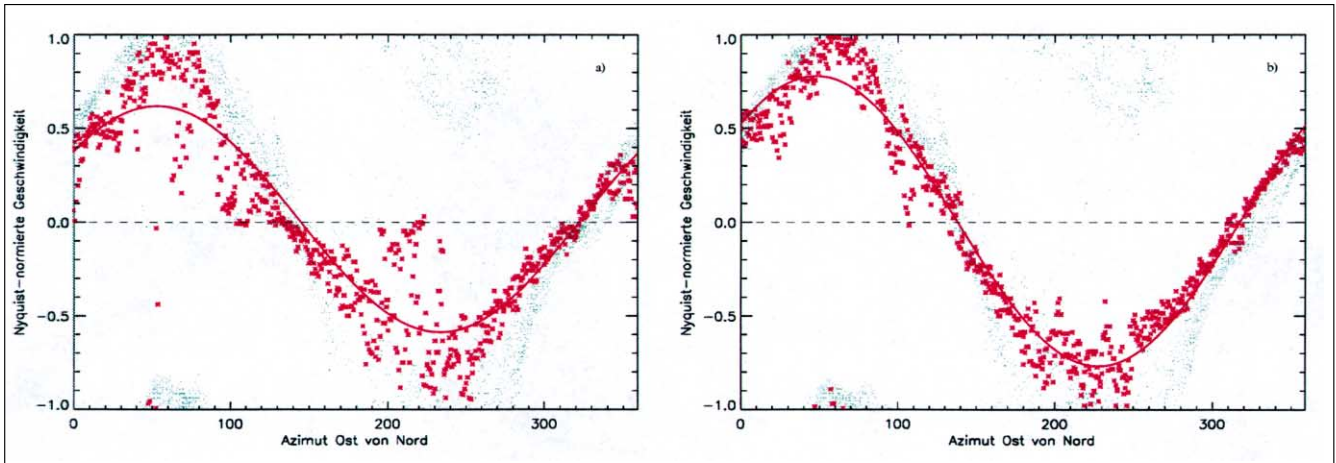


Bild 5: VAD- Darstellung der Radialgeschwindigkeit a) eines ungefilterten und b) eines gefilterten Umlaufs für 3 und 4 km Schräg-entfernung (fett). Die Abweichungen von der Sinusform in a) sind auf Clutterbeiträge (Geschw. = 0) zurückzuführen, welche in b) gedämpft wurden. Eingezeichnet sind auch die Grundschwingung der Fourierzerlegung (Linie) sowie (Punktsymbole) höhere Windgeschwindigkeiten im Entfernungsbereich 10 bis 20 km, die zu einer Faltung führen. Radar Neuhaus, 12.03.96 14:40 und 14:45, Elevation = 1°, PRF = 600 Hz, $V_{\max} = 8$ m/s.

Die Berechnung der relativen Clutterstärke im nicht kalibrierten LIN-Zweig setzt voraus, daß Clutter und Niederschlagsanteil tatsächlich linear verstärkt werden. Der LINEarverstärker darf auch bei starken Clutterzielen nicht in die Sättigung geraten, sein Arbeitspunkt wird deshalb in Abhängigkeit von der Laufzeit/Zielentfernung grob geregelt (sog. STC, sensitivity-time control), besser in Abhängigkeit von der Signalstärke im LOG-Zweig (AGC, automatic gain control). Die maximal erreichbare Clutterdämpfung hängt außer von der Stopbandtiefe des Filters auch von der Radar-Hardware ab, wobei im Dopplerfall die Beiträge durch das undefinierte Anschwingen des Magnetrons dominieren. Anhand der Breite eines möglichst spektralrein ausgewählten Clutterziels kann dieses Phasenrauschen als Maß der Güte des Dopplersystems bestimmt werden. Ein entsprechendes Kontrollmaß für die Beeinträchtigung der Amplitudenfluktuationen durch Instabilität des LOG- Zweiges (v.a. Hochspannungsschwankungen) steht gegenwärtig nicht zur Verfügung.

Im DWD sind neben der Option, die Filterkoeffizienten nutzerseitig festzulegen, von jeder Filtergattung je 7 vorkonfigurierte Filter implementiert, die sich in Breite und z.T. Tiefe des Stopbandes unterscheiden. Dies ist der zumindest standort- und entfernungs-, aber auch radarabhängig unterschiedlichen Clutterstärke und -spektalbreite wegen erforderlich. Da allerdings zwischen Filtern mit festen Koeffizienten und den tatsächlichen Spektren wechselnder Clutterziele keine ideale Anpassung erreichbar ist und insbesondere Überlappungen mit dem (evtl. gefalteten, s. 2.1.) Niederschlagsspektrum auftreten können, sind Clutterreste einerseits und Niederschlagsverluste andererseits kaum zu vermeiden (vgl. Bild 6). Angepaßte Filter lassen sich in einem FFT-Prozessor heuristisch realisieren, indem eine bestimmte Anzahl von Spektralpunkten symmetrisch zu $V=0$ entfernt und die Lücke interpoliert wird. Die am Hohenpeißenberg verfügbaren 7 FFT-Filter ermöglichen eine lineare Interpolation über 1 bis 15 Spektralpunkte.

Bild 4 zeigt eine (noch nicht repräsentative) Auswertung der Clutterkorrekturen. Wie zu erwarten, treten in einer

reinen Cluttersituation wesentlich höhere Korrekturen häufig auf als im weitgehend clutterfreien Niederschlag. Eine Abschätzung des Clutteranteils an der Korrektur im rechten Bild und damit eine Aussage über die *Filterwirkung im Niederschlag* muß anhand von Zusatzinformationen orographischer, niederschlags- und radar-spezifischer Art erfolgen. Über die Wirkung der Filter auf Schnee- oder Hagelechos ist noch kaum etwas bekannt.

Um die Unterdrückung von Niederschlagsechos zu verringern, wäre – analog zum Vorgehen im Falle der AGC – ein Erhöhung der Filterstärke mit der Clutterintensität denkbar; z.Z. ist jedoch nur eine entfernungsabhängige Filterwahl möglich, um den im Nahbereich kräftigeren Clutter stärker zu bedämpfen.

3.2.2 Radialwind und Filterwirkung

Das klassische VAD (velocity azimuth display) basiert auf der Annahme, daß der Kegelmantel eines azimuthalen Antennenumschlages von einer horizontalen Fläche konstanter Geschwindigkeit geschnitten wird. Dann ergibt sich auf der Schnittlinie ein sinusförmiger Geschwindigkeitsverlauf über dem Azimut, aus dem Richtung und Stärke des Windes in dieser Höhe abgelesen werden können. Voraussetzung ist neben der genannten Annahme das Vorliegen einer ausreichenden Anzahl ungestörter Datenpunkte zur Bestimmung der Sinuskurve. Dies ist nicht der Fall für wesentlich clutterverseuchte Bins. Die kräftigen Abweichungen von der Sinuswelle in Bild 5a sind auf unterschiedlich gewichtete Clutterbeiträge mit der Geschwindigkeit 0 zurückzuführen. Diese lassen sich durch Filterung (Bild 5b) weitgehend reduzieren. Dabei scheint die Filtereinstellung weniger kritisch zu sein, da es nur auf das relative Clutter-Signal-Verhältnis CSR, nicht auf den Absolutwert in dBZ ankommt. Für gleichgroße Anteile von Niederschlag und Clutter ($CSR = 0$ dB) beträgt die ermittelte Geschwindigkeit z.B. nur die Hälfte der gesuchten mittleren Geschwindigkeit des Wetterechos, für $CSR > 10$ dB liefert der Puls-Paar-Algorithmus identisch 0.

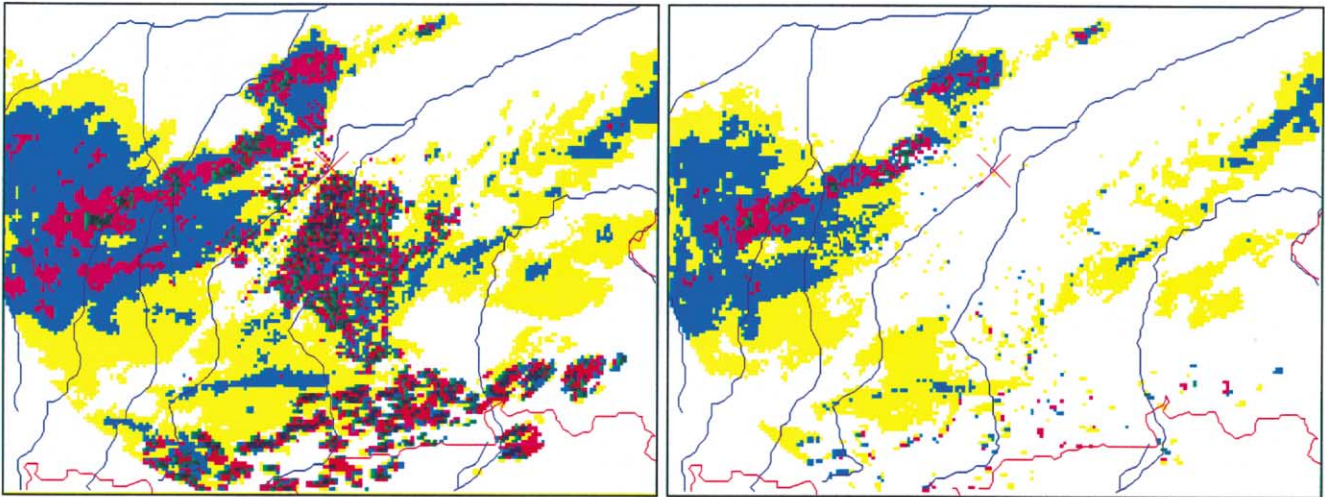


Bild 6: Wirkung der Clutterfilterung mit anschließendem Schwellwerttest (Radar München am 21.06.96, Ausschnitte aus dem PX-Produkt im 5 min-Abstand von der Donau bis zu den Alpen, Farbskala wie in Bild 3):

Links: unkorrigierte Reflektivität mit starkem Clutter im SO-Sektor des Nahbereichs und in den Alpen; von W heranziehender Niederschlag

Rechts: Ergebnis nach Filterung und Schwellwerttest; Pixel mit Korrekturen CCOR ≥ 10 dB (gewonnen mit LOG-Filter 3) werden verworfen, das Bild ist im wesentlichen clutterfrei. Allerdings tritt stellenweise eine Absenkung der Niederschlags-echos in den nächsttieferen Farblevel auf. Dieser Niederschlagsverlust ist auf der technischen Seite zu minimieren und auswertungsseitig zu quantifizieren.

Der Gesichtspunkt der Verbesserung des Geschwindigkeitsestimators durch Dopplerfilterung wurde bisher nicht ausreichend beachtet.

4 Sicherung der Datenqualität durch Schwellwerttests

Bei sehr starken Clutterechos (hohe Berge, oft auch Anaprop) gestaltet sich die Clutterkorrektur schwierig, da aufgrund der begrenzten Stopband-Tiefe der Filter (z.B. 40 dB), vor allem aber der o.g. (3.2.1.) hardwarebedingten Grenzen (ca. 30 – 40 dB für Magnetron-Radars) möglicherweise ein nicht vernachlässigbarer Restclutter bestehen bleibt. Hier erscheint es sinnvoll, Bins mit *zu hohen* Korrekturen nicht zuzulassen. Bei Über-

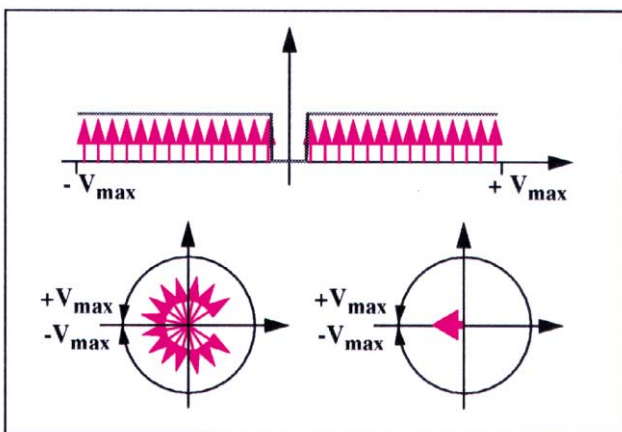


Bild 7: Durch Anwendung eines Dopplerfilters auf ein ideales Rauschspektrum (oben, in anderer Darstellung unten links) werden Geschwindigkeiten um $V = 0$ ausgefiltert, es ergibt sich eine (betragsmäßig sehr kleine) Resultierende in Richtung der Faltungsgrenze (u. rechts). Die Filterung realen Rauschens führt zu Geschwindigkeitssprüngen um $\pm V_{\max}$. Die Geschwindigkeitsbestimmung aus kleinen Signalen muß deshalb unterdrückt werden.

schreiten einer bestimmten Schwelle des Korrekturwertes CCOR, z.B. 25 dB, wird deshalb das jeweilige Bin optional verworfen. Durch Setzen eines entsprechend niedrigen Schwellwertes wird damit die Clutterkorrektur auf eine Clutterunterdrückung reduziert. Ein Schwellwert von 0 dB würde alle Meßwerte ausblenden, die überhaupt (um mehr als 0 dB) korrigiert wurden – sicherlich eine zu stringente dynamische Cluttermap! Für Bild 6 wurde z.B. ermittelt, daß ein Schwellwert von 10 dB bei Anwendung des LOG-Filters #3 für das Münchner Radar die Alpen hinreichend unterdrückt. Dieser Wert steht (trotz anderer Filterwahl) in Übereinstimmung mit Bild 4, dem ebenfalls zu entnehmen ist, daß der Großteil der korrigierten Clutterzellen oberhalb, die Mehrzahl der Niederschlagszellen unterhalb der Schwelle von 10 dB Korrektur liegt, der Wert wird aber in Abhängigkeit von Pulslänge, Pulswiederholfrequenz, Antennengeschwindigkeit, Systemkonstanz und orographischen Erfordernissen in Kompromiß mit dem ebenfalls ausgeblendeten Niederschlag anzupassen sein.

Ist (hinsichtlich Stärke und Breite) kein hinreichend deutliches Niederschlagsspektrum vorhanden, wird die Berechnung der mittleren Geschwindigkeit sehr unsicher. Bild 7 zeigt den Effekt im Grenzfall weißen Rauschens. Für ungefiltertes Rauschen beträgt der vektorielle Mittelwert $R_1 = 0$. Da die Filterung einen Spektralanteil um $\arg(R_1) \sim V = 0$ herum ausschneidet, zeigt die Resultierende R'_1 in diesem Fall in Richtung der Grenzen des Faltungsintervalls $\pm\pi$ bzw. $\pm V_{\max}$, so daß sehr geringe Rauschschwankungen ein „Springen“ der Geschwindigkeit zwischen $+V_{\max}$ und $-V_{\max}$ zur Folge haben. Dies kann vermieden werden, sofern die Geschwindigkeitsbestimmung aus betragsmäßig sehr kleinen R'_1 verhindert wird. Dazu wird das Verhältnis des Betrags von R'_1 zur gefilterten Leistung R'_0 – im allgemeinen als Signal Quality Index (SQI) bezeichnet – getestet. Es nimmt für sehr schlechtes Signal/Rausch-

Verhältnis SNR oder für sehr breites Spektrum den Wert $SQI = 0$, für ein reines Sinussignal (Spektralbreite 0) sein Maximum $SQI = 1$ an. Der einzustellende Schwellwert hängt außer von der Spektralbreite und der Stärke des Signals wesentlich von der Kohärenz des Systems ab, typisch ist ein Wert um 0.5.

Für die Bestimmung der Reflektivität ist ein sicherer Abstand zur mittleren Rauschleistung zu wahren. Im allgemeinen wird ein Schwellwert um 1 dB für angemessen gehalten, bei dessen Unterschreitung die Messung verworfen wird. Alle derartigen Tests werden im Signalprozessor auf r, ϕ, θ -Zellen angewandt, welche bei Nichterreichen des Schwellwertes auf „no data“ (Null) gesetzt werden.

5 Produktpalette Hohenpeißenberg

Nach Übergabe der Daten vom Signalprozessor an den Radarrechner obliegt diesem die tabellengesteuerte Einsortierung in die sog. Datenquader, dh. die Umrechnung in kartesische Koordinaten in $1 \times 1 \times 1 \text{ km}^3$ Auflösung unter Berücksichtigung der im Wetterdienst üblichen Stereographischen Projektion auf 10° Ost, 60° Nord, sowie die Erstellung, Archivierung und Versendung (in komprimierter Form) sämtlicher lokaler Produkte.

Die gegenwärtige Projektionstabelle ordnet jedem kartesischen Volumenelement (Voxel) *genau eine*, nämlich die geometrisch nächstgelegene, r, ϕ, θ -Zelle zu. Sofern diese eine Zelle infolge fehlenden Echos leer blieb oder infolge mangelnder Datenqualität (s. Abschnitt 4) verworfen wurde, bleibt das Voxel also leer („no data“ = 0 Einheiten); und zwar auch dann, wenn gültige Daten aus Nachbarzellen vorliegen, welche diesem Voxel ebenfalls zuzuordnen wären, aber von der Tabelle nicht berücksichtigt wurden. Eine künftige Radarsoftware könnte durch eine „hierarchische“, evtl. sogar eine nur über gültige Zellen mittelnde Echtzeit- Projektion Abhilfe schaffen. Die Palette der derzeit am Hohenpeißenberg erzeugten und verfügbaren lokalen quantitativen und qualitativen Produkte ist den Tabellen 4 und 5 zu entnehmen. Die mit Asterix (*) gekennzeichneten Produkte werden jedoch (noch) nicht operationell an allen Standorten erstellt bzw. versandt. Das aus den jeweils verfügbaren lokalen Produkten PL zusammengesetzte Kompositprodukt Deutschland (PC, vergrößert auf 4 x

Produkt	Bildgröße km x km	räuml. Auflösung km x km	Zeit- auflösung min	Anzahl Klassen
OL*: unkorrig. Reflektivität UZ, Grund- u. 2 Max-Seitrisse	400 x 400	2 x 2	15 (10*)	6
PL: korrig. Reflektivität CZ, Grund- u. 2 Max-Seitrisse	400 x 400	2 x 2	15 (10*)	6
PM: korrigierte Reflektivität CZ, Säulenmaximum	400 x 400	2 x 2	15 (10*)	6
PE: Echotop, Höhererhebung von CZ > 5 dBZ	400 x 400	2 x 2	15 (10*)	12
PG: statische Clutterkarte in 12 Höhen	400 x 400	2 x 2	einmalig	12
PS*: automatische Schnittebenen im stärksten Warnpunkt	400 x 400	2 x 2	bei Warn.	6
PZ: 12 CAPPis (Horiz.schnitte) korrig. Reflektivität CZ	400x400x12	2x 2 x 1	15 (10*)	6
OX*: unkorrig. Reflektivität UZ, Grundriß Nahbereich	200 x 200	1 x 1	05	6
PX: korrig. Reflektivität CZ, Grundriß Nahbereich	200 x 200	1 x 1	05	6
PP*: dgl., 15 Intensitätsstufen	200 x 200	1 x 1	05	15
PH: stündl. Niederschlagshöhe [mm]	200 x 200	1 x 1	60	12
PY: tägl. Niederschlagshöhe [mm]	200 x 200	1 x 1	60	12
PD*: radiale Windgeschwindigkeit V ($V_{max} = 8 \text{ m/s}$)	200 x 200	1 x 1	05	13
PR: radiale Windgeschwindigkeit V, CAPPi-Seitschnitte	200 x 200	1 x 1	15 (10*)	13
VAD*: Windprofil am Radarstandort, Windfächchen	ASCII	1 Profil	15 (10*)	
PW*: 12 CAPPis Radialgeschwindigkeit V	200x200x12	1 x 1	15 (10*)	13
DW: Scherung: CAPPi (Horiz.schnitt) + 2 Seitschnitte	200 x 200	1 x 1	15 (10*)	12
DW: je $10(30^\circ)$ Warnungen (starke Konvektion, Hagelgefahr, starke Windscherung, externe Blitzortung*)				

Tab. 4: Produktlinie I des MOHp, ohne * bereits im Radarverbund verfügbar. 4 bit per Pixel, abgeleitet aus kartesischen Datenquadern

4 km Pixelauflösung,) wurde von 1990 bis März 1993 am Hohenpeißenberg erzeugt und verteilt; seither erfolgt die Erstellung der Komposits (z.Z. zwei nationale und zwei internationale Komposits, letztere mit Deutschland, Benelux, Frankreich, Österreich, Schweiz, Tschechien) operationell in Offenbach. Das am MOHP entwickelte PC-basierende Programm RABID zur Darstellung der Produkte wurde ebenfalls 1993 in die Routine übergeben und seither dort weiterentwickelt.

Eine Speicherung der nicht projizierten Rohdaten-Produkte (VV, VP) erfolgt aufgrund des immensen Datenumfangs (5,4 MB) erst seit kurzem an einigen Verbundstandorten und ausschließlich zu Forschungszwecken, eine Verbreitung erscheint derzeit nicht praktikabel. Die nunmehr mögliche Entwicklung und Erprobung von Derivaten dieser sog. *Produktlinie II* (Tab. 5), zu der auch die ebenfalls nicht in Klassen, sondern in Rohdatenauflösung vorliegenden und bereits operationellen *quantitativen* Niederschlagsprodukte gezählt seien, ist aufgrund des höheren Informationsgehaltes (vier Parameter in 255 Klassen, größerer Entfernungsbereich, rt-Winkeldaten) wissenschaftlich und wirtschaftlich von Interesse. Als Beispiel für die Entwicklungsarbeiten an dieser „Produktlinie II“ zeigt Bild 8 ein testweise erstelltes neues *Echotop-Produkt*. Von Nutzerseite (Flugmeteorologie, Synoptik) wird die Begrenzung des Standardproduktes PE auf 12 km Höhe sowie seine künstliche Ringstruktur (s. Bild 8a) bemängelt. Beides ist Folge des Einsortierens der Rohdaten in die 12 diskreten Höhenschichten des kartesischen Datenquaders. Es wurde deshalb unter Umgehung des in der Radarsoftware implementierten Projektionsalgorithmus' ein neues Echotop-Produkt mit nur durch Elevationswinkel und Bin-Größe bedingter Maximalhöhe und Höhenauflösung direkt aus den r, ϕ, θ -Rohdaten (VV-Produkt) abgeleitet. Zusätzlich besteht die Möglichkeit, interaktiv wählbare Ausschnitte dreidimensional darzustellen. Für die operationelle Anwendung wäre der mit der höheren Auflösung verbundenen schlechteren Kompression zufolge die Übertragung eines größeren Datenvolumens erforderlich.

In Erprobung befinden sich am MOHp auch neue, im DWD bisher nicht verfügbare Produkte, z.B. ein aus VV abgeleitetes *pseudo-RHI*. Die Möglichkeit der interaktiven (!) Erstellung eines solchen Entfernung/Höhenschnittes (range-height-indicator) ist für die gezielte Untersuchung konvektiver Systeme fast unerlässlich, das Fehlen eines echten RHIs infolge der in der Scan-Strategie kontinuierlich messender Radars i.a. nicht erhaltenen Elevationsabstufung bei festem Azimut war einer der von Nutzern nur ungern akzeptierten Kompromisse.

Produkt	Radius über 360°	Zeit- auflösung	Abstufung
VV*: Rohdaten auf Kegelmantel 5 INT- und 18 DOPpler-Umläufe (je ein Elevationswinkel, 360° Azimut)	5 x 256 km + 18 x 128 km	15 min (10*)	8 Bit
VP*: Rohdaten des Precipitation-Umlaufes	128 km	5 min	8 Bit
DX*: 5min- Niederschlagshöhe	100 km	5 min	0.0125 mm
DH: Stundenniederschlagshöhe	100 km	1 Stunde	0.0125 mm
DD: Tagesniederschlagshöhe	100 km	1 Tag	0.0125 mm
DP: DH-Werte für 10 Standorte	100 km	1 Stunde	0.0125 mm

Tab. 5: Produktlinie II, abgeleitet aus sphärischen Volumendaten, $1^\circ \times 1 \text{ km}$ Auflösung

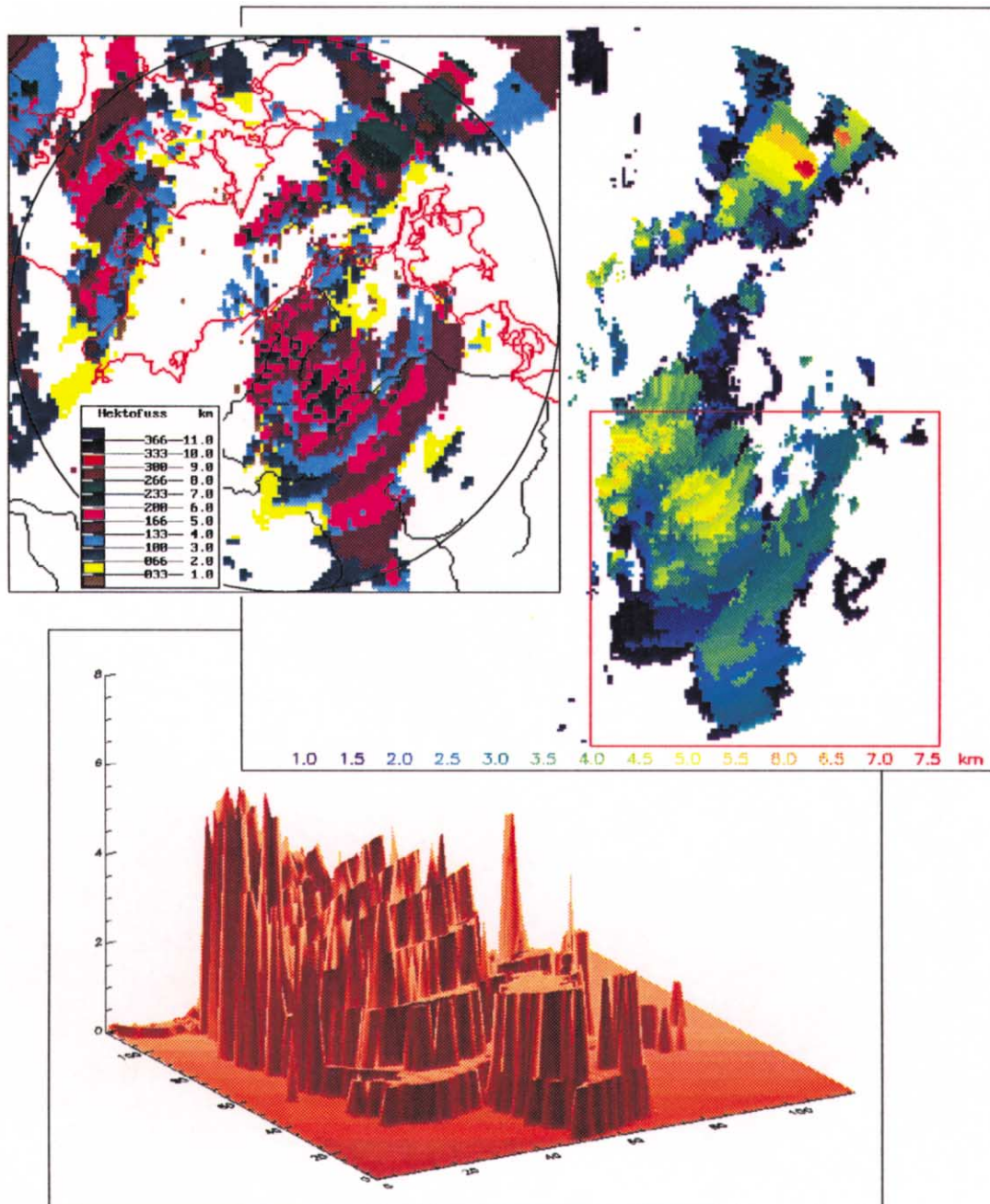


Bild 8: Darstellung der Echohöhe in km über Radar, Rostock, 27.09.1995. O.l.: Das Standardprodukt PE besitzt eine störende Ringsstruktur (und endet bei 12 km Höhe). O.r.: Das direkt aus den Rohdaten in Kugelkoordinaten abgeleitete neue Produkt stellt die Höhenstruktur des Niederschlags besser dar (Schwellwert 20 dBZ). In der räumlichen Darstellung (interaktiv wählbarer Ausschnitt, hier rot markierter Sektor südöstlich des Radars) sind die diskreten Elevationswinkel noch gut zu erkennen.

6 Forschungsauftrag des MOHp: Wohin geht die Radarmeteorologie?

Der Aufbau des Radarverbundes ist bis 1998 als Netzwerk von 16 voll automatisierten, im wesentlichen unbemannten Anlagen geplant. Damit gewinnt die fachliche Überwachung und wissenschaftliche Interpretation zunehmend an Gewicht. Die Radargruppe am Hohenpeißenberg versteht sich hier als fachliche Instanz der routinemäßigen Radarmeteorologie und als Wegbereiter für neue Techniken, Methoden und Produkte auf der Forschungsseite. So fanden als *technische Neuerungen* in jüngster Vergangenheit eine Umrüstung der Signalverarbeitung sowie ein Umstieg auf schnellere Datenverbindungen und auf ein neues Getriebe mit ga-

rantierten Eigenschaften („swiss scan“) statt. Gegenwärtig gibt es Überlegungen zur Nutzung der gegenüber einem herkömmlichen „analogen“ Empfänger potentiell höheren Stabilität digitaler Empfänger, wie sie soeben erst auf den Markt kommen, ebenso wie zur Möglichkeit der Nutzung von Polarisationsdaten zur Unterscheidung von Schnee, Regen oder Hagel in der mittelfristigen Perspektive. Ein wesentliches Hemmnis für den routinemäßigen Einsatz von Polarisationsradars besteht neben dem Problem der geringeren Reichweite zur Zeit in der ungeklärten Frage, ob ein Wetterradar unter Radom polarisationsinvariant betrieben werden kann, wie im Netz des Dauerbetriebs wegen erforderlich. Langfristige Überlegungen betreffen z.B. elektro-

nische Antennen („phased array“) zur trägheitslosen Abtastung. Abhängig vom jeweiligen Stand solcher hardwaremäßiger Voraussetzungen können sowohl die *Scan-Strategien* den Erfordernissen immer besser angepaßt als auch *algorithmische Entwicklungen* vorgenommen werden. Dies trifft auf die derzeit eingeführte Dopplerverarbeitung und Filtertechniken zur Clutterreduktion ebenso zu wie auf die Erprobung neuer Scan-Strategien mit verbesserter Niederschlagserfassung, die Nutzung von Vertikalinformationen (VRP) u.a. zur Erkennung und Korrektur der Zone erhöhter Reflektivität infolge schmelzenden Schnees („bright band“) und die Verbesserung der Windprodukte (VAD) in näherer Zukunft.

Als Ausdruck des Bemühens, aufgrund fortschreitender technischer Möglichkeiten zunehmend ausgereifere Produkte anzubieten, neue Parameter abzuleiten, meteorologische Information optimal zu extrahieren und nutzergerecht zu präsentieren, unterliegt die oben angegebene Produkttabelle einer ständigen Weiterentwicklung.

Diese Produktvielfalt wird andererseits leicht unübersichtlich: Den Abnehmer interessiert nicht das physikalische Phänomen und seine fehlerbehaftete Messung, sondern er erwartet ein leicht verständliches und zuverlässiges Produkt, anhand dessen er sich rasch einen Überblick verschaffen oder das er als Evaluationsbasis für in der Folge entstehenden Erscheinungen (z.B. Hochwasserwelle, Schneedeckenlabilität) weiterverarbeiten kann. Für den Meteorologen werden daher zukünftig verstärkt automatische Produkte interessant sein, die – wie z.Z. testweise das automatische Schnittprodukt PS durch den Warnpunkt mit dem stärksten Echo – nur bei Überschreiten bestimmter Schwellen erstellt werden, wie überhaupt den Warnprodukten aus Radarbeobachtungen (Unwetter, Starkniederschlag, Hagel, Windscherung) einschließlich ihrer Verifikation besondere Aufmerksamkeit geschenkt wird. Am Observatorium Hohenpeißenberg läuft im Testbetrieb ein Blitzortungssystem, dessen Ausgabe in das aktuelle Radarprodukt eingebündelt werden und die Warnungen „starke Konvektion“ ergänzen und erhärten kann. Im operationellen Betrieb sollen Daten des deutschlandweiten BLIDS-Systems genutzt und in die Routineprodukte eingebunden werden. In Verbindung mit gleichzeitig -z.B. mittels Distrometer – gemessenen Tropfenspektren bieten sich Ansätze für eine differenzierte oder sogar online berechnete Z/R -Beziehung zur Verbesserung der Niederschlagsquantifizierung. Zukünftig wird die Synthese verschiedener Produkte wie Radar-, Satelliten-, sowie Analysedaten oder Modellvorhersagen unter Nutzung ihrer *Synergien*, z.B. in dem Straßenzustands- und Wetterinformationssystem SWIS oder dem Meteorologischen Applikations- und Präsentationssystem MAP, bzw. ihre gegenseitige *Verifikation* neue Aufgaben bei der Erforschung mesoskaliger Phänomene stellen. In diesem Sinne plant die Radargemeinschaft der Alpenanrainer die Teilnahme am Mesoscale Alpine Programme, auch eine Beteiligung der Radargruppe Hohenpeißenberg gemeinsam mit dem Geschäftsfeld Hydrometeorologie am Projekt LITFASS (Lindenberg Inhomogeneous Terrain Fluxes between Atmosphere and Surface – a long-term Study) – u.a. auch zur Verifikation von Modelldaten – sowie begleitende

Messungen für GAW (Global Atmospheric Watch) sind in Vorbereitung.

In diesem Beitrag wurde der Versuch unternommen, zu verdeutlichen, daß die wissenschaftliche Untersuchung weiterer Nutzungsmöglichkeiten von Radarinformationen die Kenntnis sowohl der meteorologischen Erscheinungen als auch der komplexen physikalischen Zusammenhänge des indirekten Meßprozesses, seiner Störungen und der Signalverarbeitung erfordert, um den Zusammenhang mit dem interessierenden meteorologischen Prozess oder Parameter herzustellen. Die Erprobung und Anpassung von auf dem jeweils neuesten technischen oder algorithmischen Stand basierenden Lösungen zur Nutzung im DWD ist eine Aufgabe mit wissenschaftlichem Anspruch, weil verbesserte Gerätegüte, Prozessor- und Übertragungsgeschwindigkeiten oder neue mathematische Methoden auch erst neue verbesserte Algorithmen erlauben, wie dies gegenwärtig bei der Einführung der neuen Geräte- und Prozessorgeneration sichtbar wird und sich auch in der Zukunft wissenschaftlicher Forschung und Entwicklung fortsetzen wird. Die Überwachung und Verbesserung der Radarmessungen im DWD, insbesondere der Niederschlagsquantifizierung, bleibt deshalb als notwendige und zukunftsweisende, wenn auch oft argwöhnisch beäugte Daueraufgabe bestehen. „Despite all these remarkable results, objective evidence suggests that the best of meteorological radar is still to come.“ (SAUVAGEOT 1992)

7 Literatur

- ANDERSSON, T., 1994: A technique for detection and suppression of ground clutter with a semi-coherent Doppler weather radar. COST 75/WD/59 B
- ANIOL, R., RIEDL, J., 1978: Grenzen und Möglichkeiten des Einsatzes von Wetterradargeräten im Flugwetterdienst. Promet 1, 78 8(1978) Nr. 1 S. 19–25
- ANIOL, R., RIEDL, J., 1979: Quantitative Radar-Flächenniederschlagsmessungen: Problematik und praktische Erfahrungen. Meteor. Rdsch. 32 S.116–127
- DOVIK, R. J., ZRNIC, D. S., 1993: Doppler Radar and Weather Observations, 2nd. Ed. Academic Press Inc., San Diego
- JAENECKE, M., 1995: Der Radarverbund des DWD als Hilfsmittel der regionalen und lokalen Gewitterprognose. Promet 24, 1/3, S. 221–2225
- LEE, R., DELLA BRUNA, G., JOSS, J., 1995: Intensity of ground clutter and of echoes of anomalous propagation and its elimination. 27th Conf. Radar Meteor. Oct. 9–13, 1995, Vail, Col., AMS
- LANG, P., 1997: Zellentwicklungen und konvektive Niederschlagsprozesse aus der Sicht eines Radars. Promet, dieses Heft
- MEISCHNER, P., 1991: Neue Entwicklungen der meteorologischen Radartechnik. Promet 1/2, S. 44 – 49
- RIEDL, J. 1986: Radar – Flächenniederschlagsmessung. Promet 2/3, S. 20 – 23
- SAUVAGEOT, H., 1992: Radar Meteorology. Artech House Inc., Boston, London
- VEZZANI, G.F., 1994: Clutter suppression on weather doppler radar: definition of „improvement factor“, „subclutter visibility“, „interclutter visibility“, factors of limitation. COST 75/WD/62 A

12 Zellentwicklungen und konvektive Niederschlagsprozesse aus der Sicht eines Radars

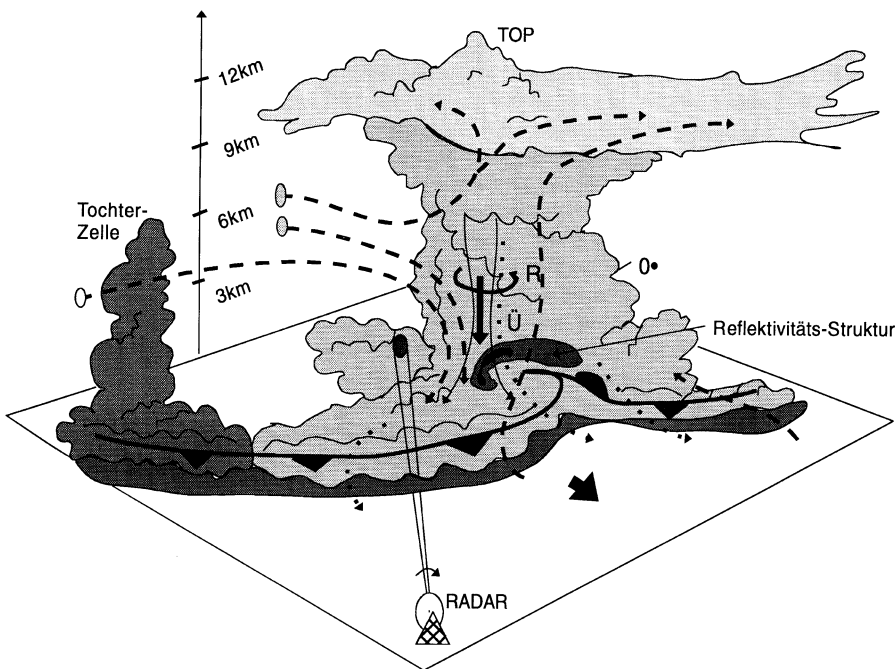


Bild 1: Schemazeichnung einer Multi-Zelle mit Boden-Reflektivitätsstruktur und Strömungsmerkmalen (gestrichelt, gepunktet) aus der Sicht eines abtastenden Niederschlagsradars. Toplage, Downdraft (vertikaler Pfeil), zyklonale interne Zellenrotation (R) und möglicher Echoüberhang (Ü, Schwachechozone), können als Indizien zur Kennzeichnung des jeweiligen Zell-Entwicklungsstadiums beitragen.

1 Merkmale konvektiver Systeme

In einer hinreichend labil geschichteten Atmosphäre wird Labilitätsenergie bei der Bildung hochreichender Konvektionszellen umgesetzt, begleitet von Schauern und Gewittern.

Wann und wo sich Konvektion nach dem einen oder anderen Muster organisiert und inwieweit sich dabei typische Entwicklungsabläufe erkennen und prognostisch nutzen lassen, sind Fragen, zu deren Untersuchung und Beantwortung *das Radar das ideale Meßsystem ist*. Die bisher am Observatorium Hohenpeißenberg entwickelten Verfahren und erste gewonnene Erkenntnisse werden nachfolgend vorgestellt.

Gerade für die Unwetterentwicklung ist der Einsatz des Radars besonders wichtig, um immer wieder auftretende Überschwemmungen und Hagelschäden besser erfassen zu können. Bei einer genaueren Kenntnis des Entwicklungs- und Zugverhaltens könnten die zuständigen Dienste, wie Polizei, Feuerwehr und Katastrophenschutz kurzfristig und gezielt informiert und Schäden möglicherweise gemildert werden.

Konvektive Systeme kann man in einzelne Konvektionszellen (unizellulär) und vielzellige Komplexe (multizellulär) unterteilen (im Extrem : Superzelle bzw. Squall-line). Bei der Masse der weniger als eine Stunde existierenden, aber auch bei den markanten, länger existierenden Zellverbänden sind mindestens 3 *Entwicklungsstadien*, Aufbau mit Organisation, Reifestadium und Zusammenbruch der Zelle (organizing, mature, dissipating oder collapse) beteiligt. Das Ausmaß der Labilitätsenergie und die vertikale Scherung steuern dabei

das Wachstum und Stadium der Zelle. Superzellen zeichnen sich allgemein durch ein quasi-stabiles Verhalten aus, mit Tendenz *zum Ausscheren* nach rechts (seltener links) bzgl. der steuernden Höhenströmung. Damit ähneln sie Multizellsystemen mit entsprechend angeordneten Zellneubildungszonen. Diese entwickeln und verlagern sich unregelmäßig, vor allem, wenn sie durch Annäherung miteinander in Wechselwirkung treten.

Besonderes Augenmerk gilt den Aufbau- und Niederschlagsprozessen regenerativer Komplexe, die die vermutete Zugbahn verlassen.

Von Interesse ist, ob sich Gesetzmäßigkeiten für *typische Entwicklungsabläufe* erkennen lassen und sich entwicklungsrelevante Indizien aus Radar-Reflektivitätsmustern des begleitenden Niederschlagsgeschehens abzeichnen, die praxisnah und prognosetauglich sind.

2 Das Radar als Sensor für charakteristische Zellstrukturen

In einem operationellem Dienst wie dem Radarverbund müssen geeignete Radarprodukte entwickelt, erprobt, und optimiert werden, um für den Bedarfsfall routinemäßig bereitzustehen. Diese Entwicklungs- und Erprobungsarbeiten werden überwiegend am Observatorium Hohenpeißenberg vorgenommen.

Ein aktualisiertes Verfolgen von Echomustern, gebildet aus rückstreuenden Hydrometeoren und angeordnet in charakteristischen Zellstrukturen, zählt zur konkurrenzlos großen Stärke der Radarmeteorologie im Mesoscale.

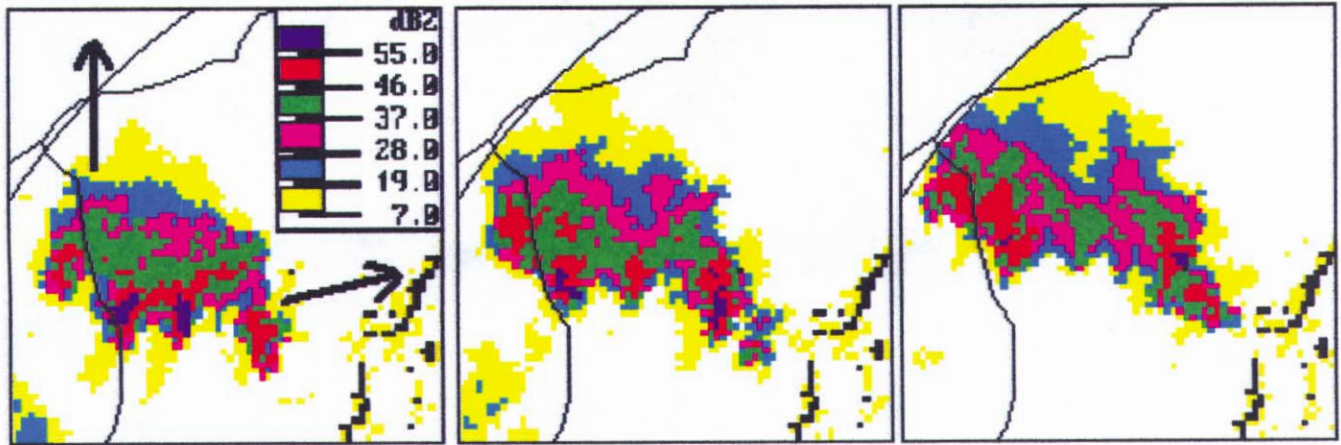


Bild 2: Aufsplitten einer Multizelle südlich Ulm (links), bestehend aus 2 Zellkernen (dunkelblau, > 55 dBZ) und 2 äußeren Randzellen (rot), dargestellt in 6 Reflektivitätsstufen eines 5-minütlichen PX-Radarbildausschnittes (Radar Hohenpeißenberg) am 2. 6. 92, hier um 12:20, 12:30 und 12:40 UTC. (jeweils links: Iller-Donaumündung, 100 km-Radiusbogen, rechts: Bodenechomarkierungen, schwarz). Die Zugrichtung der Zellschwerpunkte ist durch Pfeile gekennzeichnet.

Primär beschreibt die Radarabtastung das Reflektivitätsmuster von Zellkonstellationen. Ihr vertikaler Aufbau und ihre zeitliche und räumliche Umlagerung sowie Besonderheiten im Strömungsmuster können Zelltyp und Entwicklungsstadium sicherlich genauer kennzeichnen (Bild 1).

Im Radarverbund werden von konvektiven Einzelzellen und Zellverbänden alle 15 min Volumendaten im Umkreis von 230 km in einer Auflösung von 1km³ (Richtwert) bis Tophöhe 12 km erfaßt und dargestellt. Kürzere 10-min Intervalle sind inzwischen bereits realisierbar. Zeitlich eingeschoben werden alle 5 Minuten Abtastungen (PX-Produkt) der momentanen Entwicklung am „Zellenfuß“, die ihrerseits Eingangsdaten für die quantitative Messung (Artikel zur Niederschlagsquantifizierung) sind.

Da konvektive Prozesse rasch ablaufen und die einzelne Zelle meist kurzlebig ist, wurde der Versuch unternommen, aus diesen 5-minütigen PX-Bildprodukten im 100 km-Umkreis Zugrichtung sowie Entwicklungsstadium und -tendenz abzuleiten. Dabei ist es notwendig, weniger bedeutsame Informationen auszublenden, um den Blick auf das markante Geschehen lenken zu können. Aus der Folge dieser PX-Bildprodukte sind in 1km²-Auflösung im 100 km-Umkreis rasche Änderungen der Reflektivitätsmuster zu beobachten, die als Entwicklungskennzeichen gewertet werden können. WILLIS et al. (1994) berichten von Zellkernentwicklungen von unter 15 dBZ (ca. 0.2 mm/h) bis über 45 dBZ (ca. 26 mm/h) innerhalb von 5 Minuten bei näherungsweise einer Vervierfachung der Reflektivitätswerte in jeder Minute.

Gegenüber dieser häufig aktualisierten Basisinformation tritt die alle 15 min erstellte Abtastung des vertikalen Zellaufbaus zunächst zurück. FUJITA (1994) beschrieb einen Zellkollaps, in dessen raschen Ablauf Starkechokerne (60 dBZ) von oben bis zum Boden durchgriffen und einen Microburst erzeugten.

Bei dem hier beschriebenen Verfahren wird die Annahme zugrunde gelegt, daß das Entwicklungsstadium einer Zelle, wie es in Bild 1 schematisch gezeigt wird, sich auch im untersten Niveau (Zellenfuß) erkennen und verfolgen läßt.

Nicht zuletzt orientiert sich ebenfalls das größte Nutzerinteresse an den Auswirkungen der Zellaktivitäten am Boden.

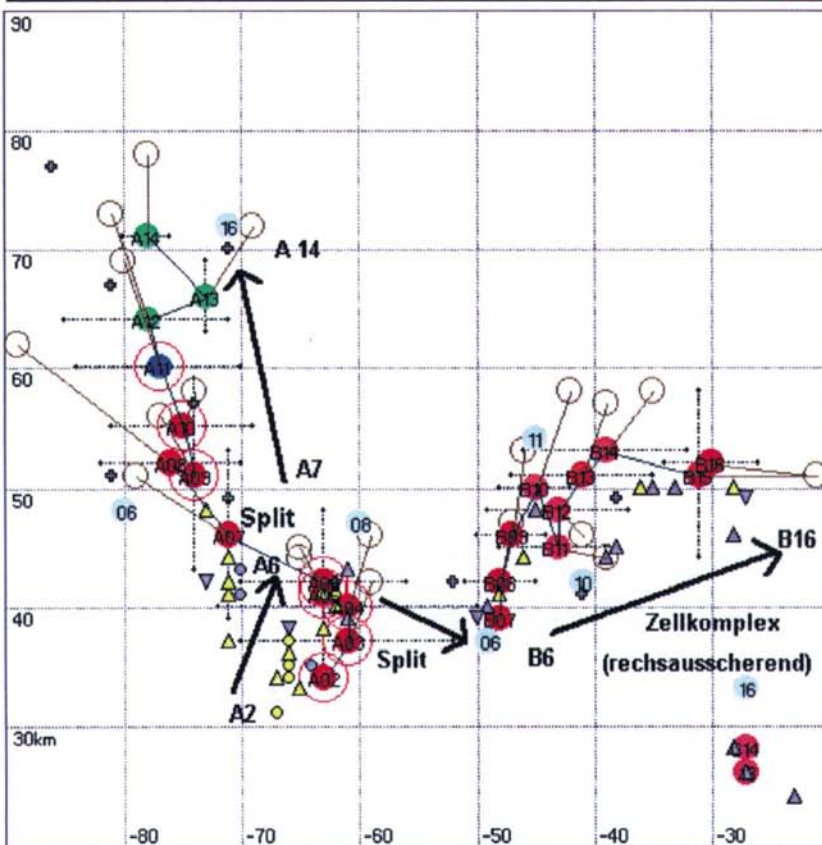
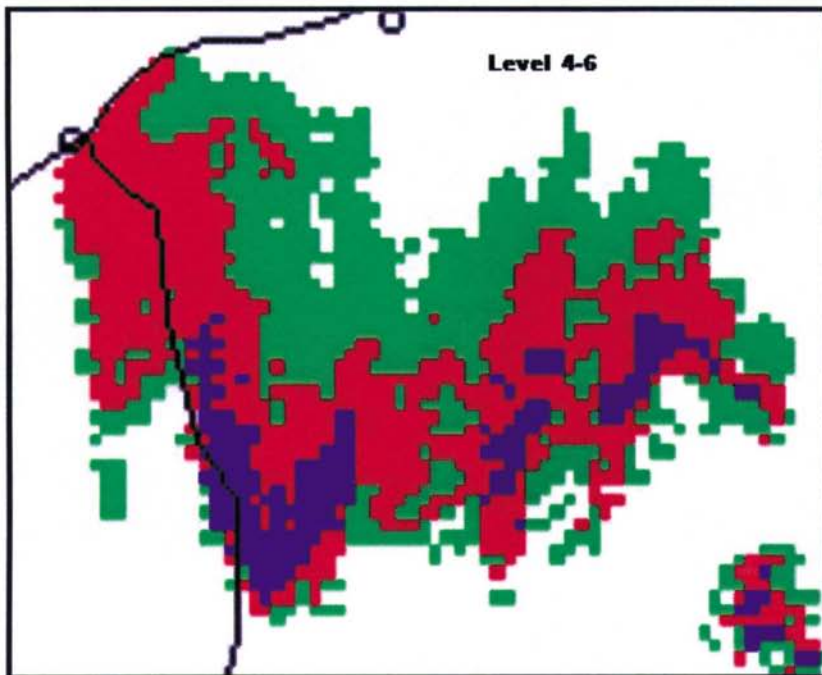
3 Zellkernverlagerung und Nutzungsmöglichkeit für Nowcasting

Bildfolgen von *Zellverlagerungen mit internen Umschichtungen* innerhalb flächenhafter Reflektivitätsklassen (Bild 2) lassen auf Charakteristiken bzgl. der Entwicklung von Schauerstrukturen hoffen. All diese sind im üblichen Bildloop nur schwerlich fixier- und interpretierbar und dominante Zellkerne heben sich bzgl. ihrer Entwicklungskennzeichen nur undeutlich hervor. Die Zellkernverlagerung, zunächst dargestellt durch Überlagerung der Kernechozonen in ihrer zeitlichen Abfolge, gibt einen ersten Überblick zu Zugbahnen, Maxima, kontinuierliche und unterbrochene Verlagerungswege und zu Ausschertendenzen von Zellen (Bild 3, oben).

Die Verfolgung einer Zelle anhand des Maximizechos am Zellfuß ist bei einer isolierten Zelle relativ einfach. Das Reduzieren der Zellposition auf ihren *Kernschwerpunkt*, z.B. das Echomaximum in Bodennähe – evtl. ergänzt durch Zellschwerpunkte höherer Schichten – erleichtert die Klassifikation bei Einzelzellen. Sie wirkt aber bei Multizellanordnungen wie Squall-lines nur noch eingeschränkt, wobei nicht die sich abwechselnden Einzelzellverlagerungen den Charakter des Zellkomplexes ausmachen, sondern der linienförmig angeordnete Zellverband als Ganzes.

Als Konsequenz aus der Überlagerung aufeinanderfolgender Zellkerne (Bild 3, oben) wurde am MOHp ein Verfahren zum automatischen Erkennen der *Verlagerung* und des *Entwicklungsstadiums* in Verbindung mit *Warnkriterien* entwickelt, das sich von der üblichen dichten Radarechodarstellung löst und Zugbahnen übersichtlicher wiedergibt. Es stellt zunächst einen ersten Interpretationsschritt dar und muß in der Praxis noch ausgiebig erprobt werden.

Dabei werden in Symbolen die 5-minütigen Verlagerungspositionen, näherungsweise das Zellstadium, ein-



Zellzugbahnen (PX)
 Kernreflek. >46dBZ
 Hohenpeißenberg-
 Radar 02.06.1992
 12:00 - 13:10 UTC

02=12:00	13=12:55
03=12:05	14=13:00
04=12:10	15=13:05
05=12:15	16=13:10
06=12:20	
07=12:25	
08=12:30	
09=12:35	
10=12:40	
11=12:45	
12=12:50	

A05=Cell A, Zeit05
 ● unverändert
 ● intensiv 1 u.2
 ● abschwächend
 ○ forecast 2
 ○ >100km² Zellkern
 △ Hagelecho
 ○ Starkniedersch.
 ▽ Hagelwarn. >55dBZ
 △ ▽ extrem
 ◆ Hagelwarn. <55dBZ
 ⇨ 30 mm/h Zellrand

Bild 3: Gegenüberstellung von zeitlich überlagerten PX-Reflektivitätsfarbklassen einer sich aufspaltenden Multizelle (oben) mit einer entsprechenden graphisch kodierten Darstellung der Zellkernverlagerungen unter Verwendung von Identifikations-, Stadium-, Warn- und Positionssymbolen (unten, siehe Text). 2. 6. 92, 12:00-13:10 UTC, links oben: Iller-Donau-Verlauf, 3 obere Farbklassen analog Bild 2, unten: Zellidentifikation (Buchstaben-/Zeitcode, r.o.), Intensitätsstadium (Farbkreis), 10-min-Positionsprognose, Zellkennung >100 km² (Ring), Hagelwarnungen △ ▽, Starkregen O, mäßig und extrem (grau, gelb), sowie Zellkernspanne (gestrichelt). Ausschnitt 70km*70km, in 10km*10km Raumraster unterteilt.

fache Warnkriterien, und die 10-min-Verlagerungsprognose und Zellkernbreite abgeschätzt und wiedergegeben; die wesentlichen aktiven Zellsysteme sind zusammengefasst, und Zugbahnen und Zeitabschnitte maximaler Zellaktivität hervorgehoben.

Ergänzend macht eine simulierbare *on-line* Darstellung, mit z.B. 30 min Rückschau, den Nowcaster auf entscheidende Zellentwicklungen und Warnerscheinungen im 100 km Umkreis aufmerksam. Ähnliche, umfangreichere Ansätze werden im englischen GANDOLF-System

(COLLIER, 1995) verfolgt, welches über Radar- und Modelldaten Informationen zu Zellstadien abschätzt und ebenfalls mit Symbolen graphisch darstellt. In Bild 3, unten werden *Darstellungsform und Symbole* vorgestellt:

- * Es werden alle *Zellkerne* (z.B. $>15 \text{ km}^2$) mit Echo-
stärken $>46 \text{ dBZ}$ (etwa 30 mm/h) markiert und ver-
folgt. Dabei wird in Anbetracht von Ungenauigkeiten
bzgl. der Regenintensität die Untergrenze der
Echoklasse im Sinne eines Schwellwertes und War-
nungsauslösers genutzt.
- * Zelle A2 (Zeitintervall $2 = 12:00 \text{ UTC}$) verlagert sich
windkonform nach NNE und schwächt sich ab. Der
Prozeß setzt sich fort in zwei Tochterzellen (A7, B6),
wovon erstere sich weiter nach NNE verlagert.
- * Eine zweite Tochterzelle (B6) bildet sich am rechten
rückwärtigen Rand des ursprünglichen Kerns (A5),
zieht kurzzeitig ebenfalls nordwärts, bevor sie als be-
ginnender Multizellkomplex *rechtsausscherend* nach
Osten zieht.
- * Die *Farbkodierung* gibt in einer Abschätzung an, ob
sich das Zellstadium intensiviert (rot), unverändert
bleibt (blau), oder sich abschwächt (grün).
- * Die eingeblendeten *Symbole* konzentrieren sich auf
die Warnung vor dem Auftreten von Hagel- und
Starkregenfeldern (Definition s. u.); diese gruppie-
ren sich häufig am Südrand eines Zellkerns.
- * Überschreitet der Zellkern 100 km^2 , so wird dies
durch einen Ring hervorgehoben.
- * Neben dem kleinen Farbkreis gibt ein *Balken* die unge-
fähre Zellkernachse (senkrecht zur momentanen
Verlagerungsrichtung) wieder, innerhalb derer mehr
als 30 mm/h als Momentanintensität fallen können.
- * Vorhersagen der in 10 min *erwarteten Verlagerungs-*
position (extrapoliert) sind durch leere Kreise ge-
kennzeichnet. Sie sind bei chaotischen und kollidie-
renden Zugbahnen, sowie bei verzweigten Zellker-
nen entsprechend unsicher.

Als Kennzeichen eines *allgemein konvektiven Niederschlags* werden Echos $> 37 \text{ dBZ}$ definiert (ca. $> 6,6 \text{ mm/h}$); bei der Verlagerung markanter Zellkerne („storm centroids“) konzentriert man sich auf sehr ausgeprägte Echos $> 46 \text{ dBZ}$ ($> \text{ca. } 30 \text{ mm/h}$), womit den bekannten Farbklassen der Radarprodukte zunächst entsprochen wird. Zu berücksichtigen ist aber, daß dann Abschätzungen der Niederschlagsintensität aus der *Momentanreflektivität* bis über 50% an Unsicherheit aufweisen können, da die exakten Tropfenspektren im Einzelnen nicht bekannt sind. Im Sinne einer Schwellwertüberschreitung werden die extremen Reflektivitätsklassen ($> 46 \text{ dBZ}$ und $> 55 \text{ dBZ}$) und die zugehörigen Kernflächen nicht mit dem Mittelwert sondern mit der Klassenuntergrenze in Bewertungen einbezogen. Das Produkt stützt sich zunächst mehr auf diagnostische Merkmale, außerdem hebt es die kritischen Zellentwicklungen hervor; es leitet einen Lernprozeß an differenzierten Entwicklungen und Wechselwirkungen von Lebenszyklen konvektiver Zellen ein. Im Augenblick fehlen die Möglichkeiten zur genaueren Prüfung der Bewertungsinhalte bzgl. Zellstadium und

Hagel- und Starkregenaufreten am Ort oder im näheren Umfeld. Oftmals stellen Zeitungsmeldungen das einzige Verifikationsmedium zu Hagel- und Starkregenschäden, wie Ernteschäden und überflutete Keller dar. Dabei zeigt sich, daß Warnungen meist kleineren als den $10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$ Rastern (Bild 3) zugeordnet werden müssen.

In einer ersten kritischen Betrachtung fällt auf, daß ein hoher Ombrometerwert von einmal jährlich 5 mm/5min – auf eine 100 km Umgebungsrepräsentanz gebracht – bedeutete, daß im Jahresverlauf jeder vom Radar überdeckte Ort einmal von einer Reflektivitätsspur von etwa 48 dBZ (PX-Farblevel 5, rot, $> 46 \text{ dBZ}$) überstrichen würde. Dies überträfe die bisherige abgeschätzte Zugstraßendichte im weiteren Umfeld des MOHp. Es liegt nahe, daß solche kurzzeitigen Extremwerte des Regens ebenso Ausdruck einer begrenzten räumlichen Ausdehnung (im genannten Beispiel z.B. $< 25 \text{ km}^2$) sind. Dabei ist die Repräsentanz von langjährigen Starkniederschlagsmessungen nur noch eingeschränkt nutzbar und schwierig von Zeit- auf Raumhäufigkeit übertragbar. Bei Zugstraßenhäufungen und -ausparungen muß wieder vermehrt auf Radardaten zurückgegriffen werden.

Ein Nowcastingansatz für markante konvektive Zellen stützt sich zunächst auf die Verlagerungsgeschwindigkeiten und -richtungen unterschiedlicher Zellformationen; ein vollständiges Nowcasting beinhaltet nicht nur Aussagen zum Entwicklungsweg einmal erkannter Zellen, sondern auch zu Neubildungen, Umstruktuerungen, Zellstadium, Wechselwirkungen und Zelldynamik. Laut Radar-Abschätzungen haben in sommerlichen, konvektiven Systemen lokale Überschreitungen von 10 mm/h im groben Zeitraster von $15 - 25 \text{ min}$ ihr Häufigkeitsmaximum. Dies läßt sich auch durch Ombrometerdaten bestätigen. Damit erklärt sich bei Lebenszyklen von meist weniger als 1 Stunde die Notwendigkeit einer 5-min-Zellverfolgung im Sinne höchster Auflösung und Aktualität (und Prognosesicherheit). Hier ist in Kurzzeitintervallen zunächst ein Lernen an der Vielfalt von Zellenentwicklungen erforderlich, bevor an größere Prognosezeiträume ($> \text{ca. } 30 \text{ min}$) gedacht werden kann. Neben einer Positionsvorhersage der Zellkerne ist auch eine Vorhersage zur weiteren Entwicklung von Zellstadium und Warnbedingungen anzustreben.

4 Zellentwicklungsstadien und Warnparameter

Formationen konvektiver Zellen laufen bis zu einem gewissen Grad im Sinne der Chaostheorie ab. Es ist schwer prognostizierbar, welche Zelle sich geregelt organisieren und sich bis zu Starkregen, Gewitter oder Hagel entwickeln wird. Auch „Kollisionen“ und andere Wechselwirkungen werden beobachtet, sind aber in den Auswirkungen noch kaum zu interpretieren.

Eine Klassifikation von Entwicklungsstadien im Zellen-Lebenszyklus, allein auf Grund von beobachteten Reflektivitätsstrukturen (und evtl. Strömungsmustern), ist sicher unvollständig. Trotzdem müssen entsprechende Veränderungen in dieser höchsten Auflösung *interpretierbar* sein. Die etablierten 6 Reflektivitätsklassen der

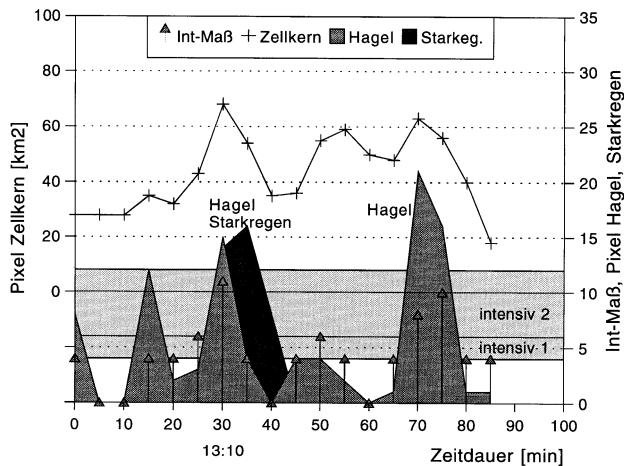


Bild 5: Lebenszyklus einer Einzelzelle (Bild 4, Zelle D) über 85 Minuten und 42 km Wegstrecke. Flächenanteil mit Kernreflektivität (> 46 dBZ), Fläche geglätteter Hagel- und Starkregen-Warnzentren sowie Intensitätsmaß zum Zellstadium (Δ) des jeweiligen Zeitpunktes. Radar Neuhaus, 22.7.95, 12:40-14:05 UTC., 5-minütliche PX-Bildfolge, 100 km Meßbereich (siehe auch Bild 4). Die Einschätzung eines Zellstadiums „intensiv 2“ (dunkelrot in Bild 3 u. 4) läßt hier bedingt eine Kurzzeitprognose zum bevorstehendem Eintritt einer Warnsituation (Starkregen) zu.

WIENER fanden sie mit einem 12%-Anteil an allen untersuchten Zugbahnsegmenten.

Die identifizierten Zellen bekommen einen ID-Code (Buchstabe) und einen Zeitcode (Zahl) zugewiesen, neben der farblichen Intensivierungsmarke (abschwächend, unverändert, intensivierend: rot, dunkelrot 1 und 2) an ihrer Position (Bild 3, unten und Bild 4).

Die an 55 dBZ geknüpfte *Hagelgefahr-Anzeige* wird durch die 15-min-Hagelwarnungen einer vorangegangenen Echokonstellation (45 dBZ bzw. 55 dBZ, 1,4 km oberhalb 0°-Grenze, Schweizer Algorithmus, WALDVOGEL u. GRIMM, 1979) ergänzt, womit Reflektivitätswerte höherer Schichten einfließen.

Eine 15-min Hagelanalyse wird jedoch vom Zeitschritt her vielen Analyseanforderungen bzgl. schnellem Erkennen und Zellzuordnung nicht gerecht.

Die konkrete Hagelanalyse zum Zellstadium wird erst durch den Einsatz von *Polarisationsradartechnik und -algorithmen* gesichert (HÖLLER et al., 1994). Eine zeitlich und räumlich konzentrierte Warnung z.B. für ein bestimmtes 10km x 10km-Planquadrat kann sich aber schon auf Vorläufer-Echokonstellationen und einer 55 dBZ-Entwicklung begründen.

Die Ausschöpfung dieser Detailinformationen bildet bereits eine erste Grundlage für Nowcasting. Anwendungserfahrungen und Detailsprüche werden sich erst herauskristallisieren.

Ein Abschwächungstrend einer Zelle bezieht sich in den Fallstudien vorerst nur auf eine Zellkernschrumpfung. Ergänzende Kriterien sind in Untersuchung (Topkollaps). Alle bestehen meist aus einem statischen Intensitätsmaß und einer zeitlich-relativen Intensivierung bzw. Abschwächung als Zustandscharakteristik.

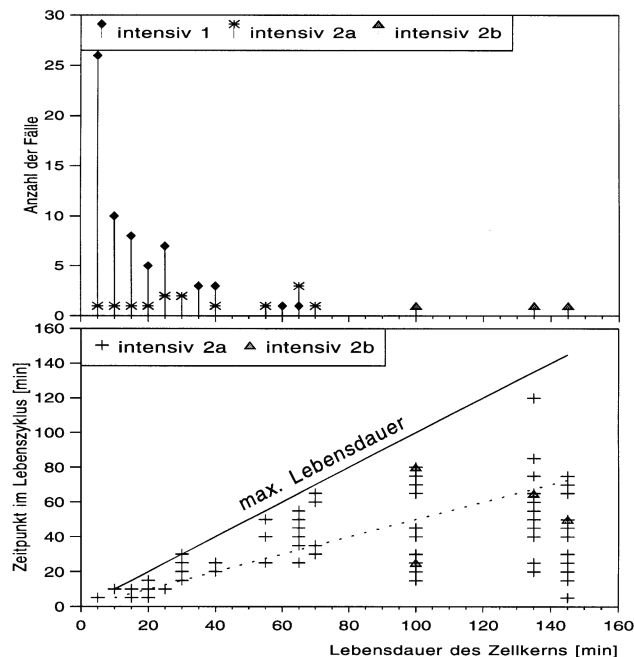


Bild 6: Versuch einer Klassifizierung von Einzelzellen bzgl. Andauer, maximal erreichtem Stadium und Zeitabschnitt ihrer jeweiligen Entwicklungshöhepunkte, Radar Hohenpeißenberg, 100 km Umkreis, 29. 6. 94, 11:30-17:50 UTC

74 Zellabläufe und 262 Zellbewertungen charakterisierten diesen Tag, davon 25% in einer „intensiv 2“-Bewertung, und 1,5% in der Hagel-/Starkregenkategorie „intensiv 2b, extrem“. Oben: Anzahl der Zellen über entspr. Anhaltedauer (15 km² Zellkern mit 30 mm/h) und erreichtes maximales Zellstadium intensiv 1 bzw. intensiv 2 („rot“).

Unten: Zeitpunkt der Zellhöhepunkte im Lebenszyklus verschieden lang existierender Zellen. Entwicklungsstadium „intensiv 2“ a bzw. b (Hagel-/Starkregen-gefahr ausgeprägt bzw. extrem). „Halbzeit“-Kurve gestrichelt.

Eine erste Bewertung zeigte, die deutliche Mehrzahl der erfaßten *Zellkerne* >30 mm/h existiert weniger als eine Stunde; die Lebenszyklen längerlebiger Zellen sind markanter, aber ebenso vielfältig; die Indizien, die einen Entwicklungshöhepunkt für Warnzustände ankündigen, haben *Vorlaufzeiten* von oftmals nur 0-5 min, im günstigen Fall 15 min (Bild 5). Die Eintrittswahrscheinlichkeit für die erste bevorstehende Aktivitäts- und Warnphase wächst somit mit dem Zellenalter, „überfälligem“ Höhepunkt, andauernder Ausschertendenz oder Echomaxima in der Höhe. Konsequenterweise sollten aber zu solchen Einschätzungen weitere Remote-sensing-Indizien wie z.B. Blitzaktivität herangezogen werden.

Die Zellkernverlagerung in 5-min-Intervallen beinhaltet bei mittleren Schrittweiten von z.B. 5 km kaum vermeidliche Unsicherheiten in der Verlagerungsposition; sie ist aber auch gleichzeitig Ausdruck der Variabilität der 5min-Zuggeschwindigkeit und -richtung und einer gewissen Kernumlagerung. Deshalb basiert auch die Verlagerungsprognose auf den Kernpositionen der letzten 10 min bei angenommener Richtungs- und Geschwindigkeitskontinuität.

Hierbei heben sich von der windprofilkonformen Verlagerung kleinerer Zellen dominante Zellenkomplexe mit

Eigendynamik durch (Rechts-) Ausscheren ab, welches als Kennzeichen für regenintensive Multizellensysteme gewertet werden kann (WEISMAN U. KLEMP, 1986). LI (1995) optimierte die Verlagerungsprognose von Zellen (COTREC) mit entsprechenden Radialwinddaten aus gleichzeitigen Dopplermessungen.

Versucht man nun die Lebenszyklen von Zellabläufen auch nur eines Tages einzuordnen, dann zeigt sich bereits eine etwa exponentielle Häufigkeitsabnahme bis zur Lebensdauer von ca. 50 Minuten (Bild 6). (DIXON und WIENER, 1993 fanden darüberhinaus, daß ca. 55% aller verfolgten Zellen nur Zugbahnzeiten von weniger als 25 min aufwiesen).

In Fallbeispielen zeigte sich, daß:

- * etwa 25% der Zellen mit Zellkernen von $> 15 \text{ km}^2$ und $> 30 \text{ mm/h}$ -Intensitäten entwickeln sich weiter zum Stadium *dunkelrot* („intensiv 2“): $> 4 \text{ km}^2$ mit 55 dBZ, also Auftreten hageltypischer Echos und Starkregengefährdung.
- * 1,5% der erfaßten Zellen erreichen mit 55 dBZ in $> 10 \text{ km}^2$ ziemlich sicher ausgedehnte Hagelstreifen am Boden und Starkregengefährdung; dazu können extreme Hagel- und Starkregenverhältnisse analysierbar sein. Diese Bedingung stellt sich vornehmlich bei regenerierungsfähigen Zellsystemen mit einer Lebensdauer über 90 min ein. Das Überschreiten einer solchen Lebensdauer mit „überfälligem“ Stadium könnte also bereits ein Prognosehinweis auf ein zu erwartendes schweres Unwetter sein.

Wann erreichen nun diese Zellen den relativen Höhepunkt in ihrem Lebenszyklus?

- * Bei Lebensdauern $< 1 \text{ h}$ scheint der Höhepunkt bevorzugt in der 2. *Lebenshälfte* zu liegen.
- * *Langlebige* Zellkomplexe erreichen ihre höchste Intensität oft schon in der 1. *Lebenshälfte* (z.B. nach 15 min); *mehrere Höhepunkte* sind möglich. Hier scheint auch die Abbauphase länger zu dauern.
- * *Extreme* sind schon in der 1. *Lebenshälfte* wahrscheinlich, können aber auch schon nach 25 min auftreten.

5 Die Intensitäts/Flächen-Beziehung als Entwicklungsgröße

Viele „verschachtelte“ Konvektionsprozesse verlaufen vom Ausmaß der Einflüsse her chaotisch, trotzdem gibt es Chancen, Gesetzmäßigkeiten zu erkennen.

Auffällig ist, daß in Radarbildprodukten konvektiver Ereignisse die jeweiligen *Flächenbeziehungen der Echo- bzw. Intensitätsklassen* (v.a. im Kernbereich gegenüber dem Umfeld) den Entwicklungszustand des Zellsystems z.T. selbst zu charakterisieren scheinen.

So besitzen kleine frühlommerliche Zellen im Anfangsstadium kaum ein schirmartiges Umfeld. Größere Zellkomplexe haben ihren Höhepunkt erreicht, wenn stratiforme Niederschlagszonen sich schirmartig ausbilden und die vertikale Dynamik nach einem Höhepunkt nachläßt. Vertikales Scherungsmaß und ungehinderte Energiezufuhr vom aufgeheizten Boden halten Entwicklungstendenzen aufrecht. Somit ist es naheliegend,

Zeitabschnitte mit massiven Intensitätumlagerungen im Kernbereich (LANG, 1995) solchen mit stratiformem Umfeld oder stabilem Intensitäts-/ Flächenmaß gegenüberzustellen.

Bei konvektiven Systemen ist überwiegend eine *Zunahme des Regenvolumens* (in Bodennähe), gebildet aus mittlerer Regenintensität und Flächenanteil, *in Richtung zum Kernzentrum hin*, zu beobachten.

Das führt zur Fragestellung, ob z.B. rasche Verschiebungen der Kernflächenanteile Ausdruck eines momentanen *Intensivierungsschubs* sind, analog seinem momentanen Entwicklungsstadium?

Squall-lines gelten als Zellsysteme, in denen sich abwechselnd linienförmig angeordnete Einzelzellen am Vorderrand formieren, die eine klare charakteristische Asymmetrie in der Echoverteilung verursachen, mit stärkstem Unwettergeschehen an der Vorderseite und stratiformen Regenzonen mit Schauern auf der Rückseite (JAENEKE, 1995).

Für einige wenige Squall-lines wurde dieser vorderseitige Streifen mit Kernreflektivitäten und entsprechenden mitwachsenden Flächenanteilen dem Gesamtniederschlagsvolumen (Fläche * mittl. Intensität) incl. Randzonen gegenübergestellt (Bild 7).

Hierbei zeigt sich, daß sich in der Formierungsphase, als auch im Anwachsen, ein weitgehend *stabilbleibender Anteil des Starkregenvolumens* ($> 30 \text{ mm/h}$) innerhalb des Gesamtregenvolumens ausbildet; im Reifestadium nimmt das Gesamtregenvolumen v. a. der schwächerkonvektiven bzw. der stratiformen Außenbereiche noch zu, bis beide, rapide jedoch der Starkregenanteil, im Zerfall zurückgehen.

Damit ist dokumentiert, daß etwa 50% des Squall-Line-Regens im *Kern des Frontstreifens* fällt und damit dessen aktive Aufbau-Phase kennzeichnet. Wenn also anhaltende Labilität der Atmosphäre und das Aufbaustadium der Squall-line eine weitere Zellenbildung begünstigt, so gliedern sich auch die neuen Niederschlagsregime in

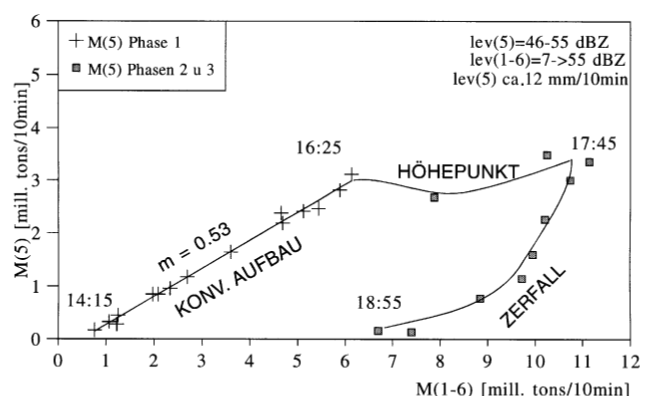
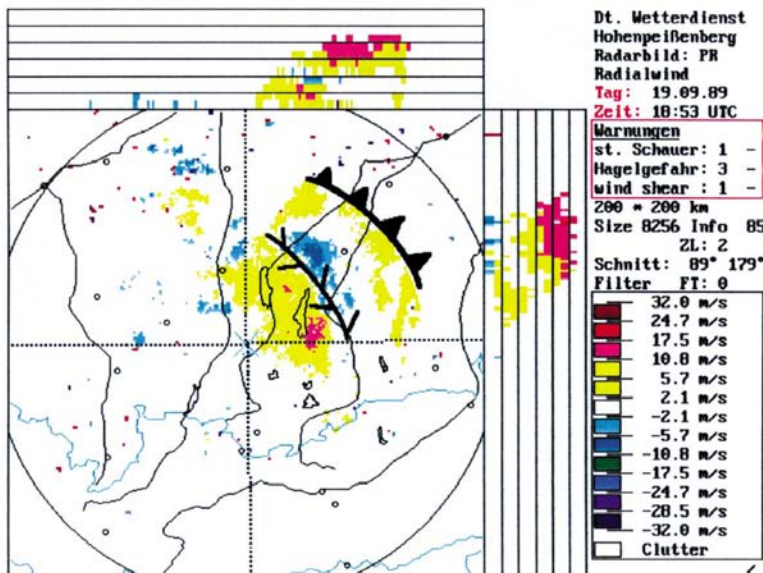


Bild 7: Aus mittl. Niederschlagsintensitäten und zugeordneten Echoflächen abgeschätztes Regenvolumen des vorderen Kernstreifens (M(5)) in Bezug zum Gesamtregenvolumen (M(1-6)) einer Squall-line-Entwicklung im Ablauf verschiedenener Entwicklungsphasen. MOHP-Radar, 100 km Umkreis, 4.8.93, 14:15–18:55 UTC. Organisations- und Formierungsphase der Squall-line mit ca. 50% Kernvolumenanteil am Gesamtniederschlagsaufkommen.

Bild 8: Doppler-Radialwindverteilung (PR) in der 2kmHöhenschicht (120km Umkreis, Radar MOHp) mit Vertikalschnitten bis zur 12km-Schicht, entlang der gestrichelten Schnittlinien (W-E-Schnitt, oben, N-S-Schnitt, rechts). Windklassen von -32 m/s, zum Radar hin, bis +32 m/s, vom Radar weg. In der Draufsicht sind die Konvergenzlinie und die vorauslaufende Böenfront eines Doppelzellkomplexes identifizierbar.



das bestehende Gleichgewicht zwischen Starkregenzone und Niederschlag in der Umgebung ein.

Dies ist eine klassische Einteilung in Entwicklungsphasen von Zellsystemen, die sich auf *charakteristische Schauerflächenverhältnisse* stützt; ein solcher Starkregenvolumenanteil von über 50% als aktives Formierungskriterium ließ sich mehrmals (bis 63%) nachweisen, ebenso die gute Stabilität dieser Beziehung im allgemeinen Flächenwachstum.

Für größere Einzelzellen ist dies komplizierter, da die Außenbereiche stratiformen Niederschlags oftmals mit Nachbarzellen verschmelzen und der gefundene Effekt sich nicht nur auf abgrenzbare Bereiche der Kernzone selbst beschränken läßt.

Parallelen zeigen sich im begleitenden Feld von Blitzaktivitäten; KANE (1993) fand, daß 60% von Wolken-Erde-Blitzen über nur 16% des berechneten Gebietes auftraten. Dieses wiederum repräsentierte als Kernbereich über 50% des Regenvolumens des betreffenden konvektiven Systems. Auch HOUZE (1993) ermittelte nahe dem Entwicklungshöhepunkt eines Mesoscale Convective Complexes eine entsprechende Balance zwischen konvektivem und stratiformem Niederschlagsvolumen.

Ein weiterer Aspekt zur Warnstrategie bezieht sich auf hohe Reflektivitäten und die zugehörigen Flächenanteile sowie ihre Klassifikation zu Starkregenzone. Beispielsweise können auch im Zerfallsstadium expandierende Squall-lines lokal ähnliche Regenhöhen verursachen wie die Spitzenwerte der sich formierenden, aktiven Squall-line. Somit ist die Starkregenwarnschwelle evtl. auf charakteristische Regenhöhen bis 90 min Andauer auszudehnen.

6 Doppler-Windinformationen bei der Zellanalyse

Fünf Radars im Radarverbund des DWD produzieren z. Z. Doppler-Windprodukte, die in einigen Fällen ergänzende Indizien zur konvektiven Zelldynamik liefern können. Die Erkennung von Radialwind- und Strömungssignaturen unterliegt z. Zt. noch überwiegend manueller Interpretation, kann aber die Kenntnis zum Zell-

stadium erweitern. Bei der Doppler-Methode wird die Phasenverschiebung der empfangenen Impulswelle dem Spektrum der driftenden Regentropfen zugeordnet, und zwar als mittlerer radialer Windvektor. Diese Windkomponente in radialer Blickrichtung des Radars ist nur eine Komponente des dortigen *Windvektors*, erlaubt aber im Bereich starker Gradienten Interpretationen zu Konvergenz- und Divergenzstreifen (Bild 8), sowie zu *interner Zellrotation*. Letztere läßt als mesozyklonale Signatur auf ausgeprägte Zellformationen, wie z.B. Superzellen oder Multizellenkomplexe mit entsprechenden Schadensbildern (Wind, Starkregen) schließen.

Sie tritt im 3–4 km Niveau zuerst auf und ist typisch für das *Reifestadium* (mature stage) der betreffenden Multizelle. Das konzeptionelle Modell dazu läßt dann auch auf die Existenz einer Böenfront schließen. Abgesetzte *Böenfronten* ohne begleitenden Niederschlag sind schwieriger und seltener als Formation zu identifizieren; Konvergenzonen am Vorderrand ziehender Systeme mit der vermuteten Lage des *Downdrafts* unmittelbar dahinter, sind häufiger; ebenso Divergenzstrukturen im Downdraftumfeld.

Eine Sicherheit, solche Windstrukturen als Analyse- und Prognosefaktor im Radar entsprechend häufig vorzufinden, ist kaum gegeben. Hier sind lokale Wind- und Strömungsfelder auf Grund der Raumauflösung, der Übergänge und Wechselwirkungen bei dichten Zellformationen oft diffus und auf der Basis von Radialwindbestimmungen allein schwer zuzuordnen.

Bei der Passage von Zellen nahe eines Radarstandortes (Bild 4, links) kann der „*velocity azimuth display*“-Algorithmus (VAD) aus Radialwindkomponenten Windvektoren in Form eines Windprofils bis zum Zellentop ermitteln und dabei die regionale und zelleigene Strömung erfassen. Bei einem homogenen Windfeld sind die radialen Komponenten entlang eines steilen 360°-scans sinusförmig angeordnet (siehe Beitrag J. Seltmann). Das Profil kann auch Rückschlüsse zur vertikalen Scherungscharakteristik ermöglichen, die den Zelltypus eventuell unter weiteren Gesichtspunkten einordnen helfen (z. B. Bild 5).

Darüberhinaus ist an operationell verwertbaren Dopp-
 ller-Charakteristiken zu konvektiven Zellabläufen noch
 einige Forschungsarbeit zu leisten.

7 Konvektive Niederschlagsextreme aus Radarsicht

Räumlich betrachtet „sieht“ das Radar ungleich häufi-
 ger als der Sammler aktuelle kleinräumige Reflekti-
 vitätsmaxima. Dies umso mehr, da diese Niederschlags-
 extreme mit charakteristischen Kurzzeitabschnitten
 (< 1h) verknüpft sind und im aktuellen Fall zwischen
 zwei Regenschreibern fallen können, ohne erfaßt zu
 werden. Die Ombrometerstatistik aus 23 Jahren Mes-
 sung am Hohenpeißenberg dokumentiert, daß 30mm/h-
 Intensitäten (ca. > 46 dBZ, Untergrenze level 5) auf
 5min-Meßintervalle bezogen, etwa eine Eintrittswahr-
 scheinlichkeit von etwa ein- bis zweimal jährlich besit-
 zen. Das bedeutet näherungsweise, daß solche Orte, die
 gerade von einem größeren anhaltenden > 46 dBZ-Zell-
 kern überstrichen werden, in diesem Moment ihr jäh-
 rliches 5-min-Intensitätsmaximum (> 3mm/5min) erhal-
 ten (Bild 9). Daraus leitete sich auch der Ansatz für die
 Zellkernverfolgung ab, der nur Zellen hervorherbt, die
 einen „roten“ Kern entwickelt haben und auf ihrer Zug-
 bahn Orte überdecken, die damit ihr jährliches 5 min-
 Regenmaximum erhalten (Maxima längerer Zeitklas-
 sen sind dann durch lokale Überlappung von Stark-
 regenechos gekennzeichnet, wie in der Starkregen-
 warnung > 20-30mm/30min (Bild 4) realisiert).

Eine Vielzahl Starkregenfälle, die das Sammlernetz
 nicht auflöst, müßten sich z.B. bei Zellkerngrößen

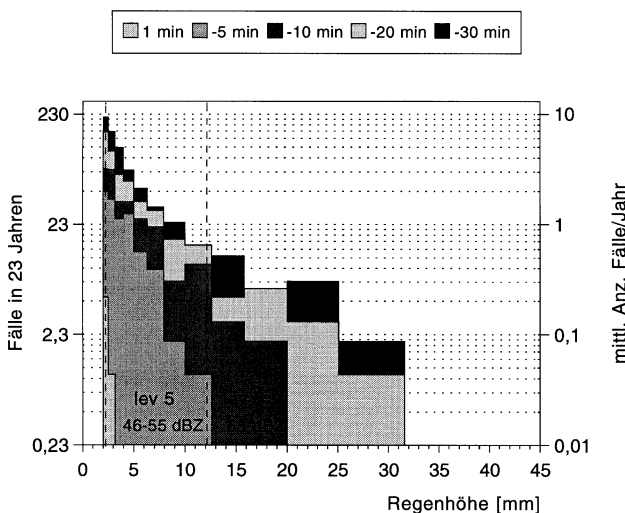


Bild 9: Konvektive Starkregenklassen in Abhängigkeit von der
 Häufigkeit ihres Auftretens, Ombrometerstatistik
 MOHp aus 23 Jahren. Die 2–5 min Zeitklasse entspricht
 etwa dem zeitlich und räumlich fixierten quantitativen
 Radar-Meßintervall.
 5mm/5min (ca. 50 dBZ) treten am Ombrometer etwa
 einmal jährlich auf („Punktmaximum“), im räumlichen
 Radarmeßbereich (100 km, 230km) erscheint der etwa
 entsprechende Reflektivitätswert (level 5, >46–55 dBZ)
 häufiger, (Hagelembryos?); ein Starkregenschwellwert
 von >20 mm/30min (Warnschwelle) tritt lokal nur etwa
 alle 3 Jahre auf.

von 40 km² und entsprechenden Zugbahnlängen von
 40–80 km ergeben (z.B. Bild 5). Auch langjährige Punkt-
 messungen können kleinräumige Maxima bzw. Minima
 an Starkregenfällen auf Grund von lokalen Gegeben-
 heiten (Zugstraßen) nur unvollständig repräsentieren.
 Radarechos ≥ 55 dBZ, hagelfrei über mehrere Minuten
 am Ort (≥ 12 mm/5min), sind praktisch nicht auf MOHp-
 Ombrometermessungen übertragbar (Z/R-Transfor-
 mation unsicher) und verifizierbar, treten also in dieser
 Zeitskala weniger als einmal in 23 Jahren am Hohen-
 peißenberg auf. Als Momentanreflektivität ca. < 2 min
 sind sie zwar möglich, jedoch spricht diese Echostärke
 bei kontinuierlichem Auftreten, entsprechendem Aus-
 maß und Zuggeschwindigkeit in Bildfolgen eher für
 einen Einfluß von Hagelkörnern, welche höchste
 Reflektivitätswerte ohne entsprechende Regenraten
 bewirken. Diese wären bei 55 dBZ-Kernen größer ca.
 3 km Durchmesser ohne Hagelanteil äußerst selten und
 sind somit unter bestimmten Bedingungen ein *ziemlich
 sicheres Hagelkennzeichen*. Deshalb gilt diesem 55 dBZ-
 Reflektivitätsschwellwert besondere Aufmerksamkeit
 in zukünftigen Forschungsvorhaben am MOHp.

Das Auftreten dieser ≥55 dBZ-Reflektivitäten ist auch
 mit den erwähnten Mitteln zur Zeit kaum prognostizier-
 sondern nur analysierbar. Es zeichnen sich bisher kaum
 Radarmerkmale (z. B. lev 5-Feldgröße) ab, bei denen das
 Auftreten eines 55 dBZ-Hagelkerns höchstwahrschein-
 lich wird.

Mit Hilfe des Radars kann sich ein neues Arbeitsfeld
 räumlich differenzierter Häufigkeitsstatistiken für lokale
 Kurzzeitmaxima entwickeln, in Ergänzung der Boden-
 Meßreihen.

Dazu ist speziell die *Starkniederschlagsmessung in
 Kurzzeitintervallen*, basierend auf hohen Radarreflekti-
 vitäten und ihrer Regenratenzuordnung in den entspre-
 chenden Z/R-Bereichen, zu verbessern. Hagelembryos
 treten offenbar schon unterhalb 55 dBZ auf und verfäls-
 chen dort auch die Bestimmung des Regenanteils, was
 sich durch Einbezug von Polarisationsradarmessungen
 genauer erfassen ließe.

Daraus ergibt sich ein Vorteil des Radars bei der aktuel-
 len räumlichen Starkregenabschätzung, v.a. wenn
 zunächst auf die Überschreitung relevanter Schwell-
 wertklassen (z.B. > 20 mm/h, > 35mm/h, > 50 mm/h)
 Bezug genommen wird.

8 Ausblick

Die Verfolgung von Gewitterzellen mit Kernen von ty-
 pischerweise 50 km² ermöglicht Feinanalysen, die ihrer-
 seits im 5-min-Takt Zuordnungen und Warnungen bis
 hinunter zu Gemeindegrenzen zulassen. Markante Zell-
 systeme zeichnen sich durch *längere Lebensdauer, stabiler
 Kontinuität, Ausschertendenzen, und aktive Wechsel-
 wirkungen* oder *Splittings* aus. Das Radar ist dabei
 Grundlage für Lernprozesse zur Charakteristik und Va-
 riabilität solcher Zellabläufe. Erst entsprechende Studi-
 en und Statistiken führen dann zu fundierteren Progn-
 sen und Erfolgsbewertungen.

Blitzsondierungen aus dem MAP-Netz werden die Beschreibung der Zellstadien sicher ergänzen; KANE (1993) fand im Formierungsstadium die größten räumlichen Blitzdichten, einerseits eine klare Korrelation zwischen Blitzdichte und Niederschlagsspitzen, aber auch Niederschlagsschwerpunkte, die durch Blitzaktivität unzureichend beschrieben werden.

Die Kriterien zu Warnung und Zellstadium, aber auch die Anwendung der Reflektivität-Flächen-Beziehung müssen in weiteren Fallstudien erprobt und noch verfeinert werden, z.B. durch ein *15-Klassen-PF-Produkt* mit besserer Auflösung v.a. im konvektiven dBZ-Skalenbereich. Der analysierende Abtastzeittakt (und damit der quantitative) sollte auf 3 min verkürzt werden.

Darüberhinaus werden *Zelleigenschaften höherer Schichten* (15-min-Raster) das Bild von Zellstadium und Kernschwerpunkt ergänzen. Die Analysen zu *Wechselwirkungen* von Zellen und Zellverbänden untereinander erfordern gesonderte Fallstudien zur Abschätzung und Bewertung ihrer Gesetzmäßigkeiten.

Die *Verifikation* von detaillierten Warnkriterium bzgl. des tatsächlichen Eintretens am Boden (Hagel, Starkregen) in 1-km²-Auflösung ist schwierig; um hier Fortschritte zu erzielen, müssen Meßkampagnen (MAP, **M**esoscale **A**lpine **P**rogramme) einbezogen bzw. Beobachtungsmaterial und Meldungen verschiedenster Art nutzbar gemacht werden.

Bei der Analyse erkannter Echostrukturen und ihrer zeitlichen und räumlichen Änderungstendenz sind eine weitere Anzahl von *Radar-Kenngrößen* denkbar die z.B. das *Zellstadium* genauer bestimmen könnten:

- * Zellentophöhe und relative Lage, Schirmdimension
- * Neigung der vertikalen Struktur, Überhangzonen
- * Verschiebung der Zellschwerpunkte (vertikal)
- * Echogradienten zwischen Kern und Flanken (mögliches Hagelkriterium)
- * Strömungsumfeld, Lage Böenfront, interne Rotation, Konvergenz- und Divergenz-Zonen
- * Lage der aktiven Blitzzonen, Einfluß auf Niederschlagsgeschehen
- * Splitting bzw. Verschmelzen von Einzelzellen
- * Formationsmuster des Zellverbandes
- * überschrittener Häufungspunkt typischer Zellebensdauern (z.B.1h), Verlagerungskontinuität
- * Anhaltende Ausschertendenz

Ein weiterer nutzerorientierter Forschungsschwerpunkt wird in der Beziehung zwischen Radarreflektivität und *Sichtverminderung im Starkniederschlag* gesehen; dies dürfte in jedem Fall ein verkehrsrelevanter Aspekt und zudem eng mit der Radarreflektivität gekoppelt sein.

An Häufigkeitsmaxima der *Lebensdauer* von markanten Zellentwicklungen muß sich der maximal prognostizierbare Verlagerungszeitraum orientieren. Für Einzelzellen kann die bestehende 10 min-Positionsvorhersage evtl. auf maximal 20-30 min erweitert werden, für ausgeprägte Zellverbände evtl. auf 45 min. In der Fragestellung charakteristischer Entwicklungsphasen untersuchter Zellkomplexe und begleitender Niederschlagsproduktion ergeben sich gemeinsame Arbeits-

gebiete zwischen *mesoskaliger Modellierung* und entsprechender *Verifikation* mit Radardaten.

Der Vorteil in der Darstellung zur Verlagerung von Zellkernen liegt in der Konzentration auf wesentliche räumliche und zeitliche Zellschwerpunkte und ihrer Veränderungen; dabei werden Analysen und Aussagen zum Zellstadium mit einfachen Mitteln versucht. Die Auswirkungen der Zellstadien am Boden werden vornehmlich von Intensität, Ausmaß, und Flächenanteil der Kernregion, sowie von Zeiten quasistationärer Höchstreflektivitäten bestimmt.

Der Nowcastingpraxis steht somit ein Hilfsmittel zur Verfügung wesentliche konvektive Zentren mit jeweiligem Entwicklungsweg und Warnungsumfeld in aktualisierter Form zu bewerten.

Literatur:

- COLLIER, C.G., 1995: Developments in Nowcasting, Herbstschule Radarmeteorologie 1995, Ann. d. Met. No. 32, DWD Offenbach, S. 206–227
- DIXON M., WIENER, G., 1993: TITAN: Thunderstorm identification, tracking, analysis and nowcasting – a radar-based methodology, J. of Atm. a. Ocean. Tech., Vol. 10, No. 6, S. 785–797
- FUJITA, T., 1994: The mystery of severe storms, Univ. of Chicago press
- HOUZE, R., A., Jr., 1993: Cloud dynamics, Academic Press San Diego
- HÖLLER, H., BRINGI, V.N., HUBBERT, J., HAGEN, M., MEISCHNER, P.F., 1994: Life Cycle and precipitation formation in a hybrid-type hailstorm revealed by polarimetric and Doppler radar measurements, J. Atmos. Sci. 51, S. 2500–2522
- JAENEKE, M., 1995: Der Radarverbund des Deutschen Wetterdienstes als Hilfsmittel der regionalen und lokalen Gewitterprognose, Promet Jhrg. 24, Heft 1/3, DWD Offenbach, S. 55–72
- KANE, R.J., 1993: Lightning-rainfall relationship in an isolated thunderstorm over the mid-Atlantic States, Nat. Weather Digest, Vol 18, No. 3, S. 2–14
- LANG, P., 1995: Convective cell detection by means of radar image information, COST 75, Weather Radar Systems, Int. Seminar, Ed. C.G. Collier, Report EU 16013 EN, Bruxelles
- LI, L., SCHMID, W., 1995: Nowcasting of motion and growth of precipitation with radar over a complex orography, Journ. Appl. Met., Vol 34, No.6, S. 1286–1300
- WALDVOGEL, A., GRIMM, P., 1979: Criteria for the detection of hail cells, J. Appl. Meteor., 17, S. 1680–1693
- WEISMAN, M., KLEMP, J., 1986: Characteristics of isolated convective storms, Mesoscale Meteorology and Forecasting, Ed.: P. Ray, AMS, Boston, S. 331 ff
- WESTCOTT, N.E., 1994: Merging of convective clouds: cloud initiation, bridging, and subsequent growth, Mon. Weath. Rev., Vol 122, May 1994, S. 780–788
- WILLIS, P.T., HALLETT, J., BLACK, R.A., HENDRICKS, W. 1994: An aircraft study of rapid precipitation development and electrification in a growing convective cloud, Atm. Research, S. 1–24 33

13 Der Hohenpeißenberg im GAW-Programm der WMO

1 Einleitung

Viele der gegenwärtig diskutierten Umweltfragen wie globale Erwärmung, Abbau der stratosphärischen Ozonschicht, zunehmende UV-Strahlung, saurer Regen oder Sommersmog sind mit Einflüssen des Menschen auf den Spurenstoffhaushalt der Atmosphäre verbunden. Diese Einflüsse waren zunächst von lokaler oder regionaler Dimension; mit der Industrialisierung und bei zunehmendem Wachstum der Weltbevölkerung werden nun auch globale Auswirkungen auf Klima und Umwelt immer offensichtlicher (GRASSL 1995; IPCC 1992, 1995). Wenn die Weltbevölkerung derzeit jährlich um 100 Millionen Menschen zunimmt, kann dies nicht ohne Auswirkungen auf den daraus resultierenden weltweiten Energiebedarf und die Emissionen von Spurenstoffen – die durchaus als Teil des menschlichen Metabolismus verstanden werden können – bleiben. Die Frage ist: Welche Auswirkungen haben diese zusätzlichen Spurenstoffe auf das Klima? Bis zu welchem Grad will man sie vermeiden und welchen Preis ist man bereit dafür zu zahlen?

Um zwischen Panik und Gleichgültigkeit im kommenden Jahrhundert eine verantwortungsvolle Umweltpolitik betreiben zu können, sind verlässliche Daten als Entscheidungsgrundlage notwendig, die bereits im Vorfeld gewonnen werden müssen. Schleichende Veränderungen, die plötzlich in unerwünschte Ereignisse münden können, sind nur in einem Überwachungsprogramm mit langfristigen und präzisen Messungen erkennbar. Diese dienen schließlich auch der Kontrolle, in welchem Ausmaß umweltpolitische Maßnahmen wirksam sind.

2 Entstehung des GAW-Programms

Ein erster und wesentlicher Schritt in diesem Sinne wurde vor etwa 30 Jahren von der WMO getan, als das „Background Air Pollution Monitoring Network“, BAPMoN, ins Leben gerufen wurde (KÖHLER 1980). Eine Vielzahl von Ländern trug mit Messungen von Luftverunreinigungen an Hintergrundstationen, die man damals häufig noch „Reinluftstationen“ nannte, zu dieser ersten weltweiten Übersicht hinsichtlich der Verteilung von anthropogenen Spurenstoffen in der Luft bei. In Deutschland waren dies Meßstellen des Deutschen Wetterdienstes (DWD), des Meteorologischen Dienstes der DDR, des Umweltbundesamtes (UBA) und des Fraunhofer Institutes für atmosphärische Umweltforschung (IFU) in Garmisch-Partenkirchen. Gemessen wurden Kohlendioxid, Schwefeldioxid, Stickoxide, Staub, Ionen im Niederschlag, Strahlung und Trübung. Parallel zum BAPMoN-Programm wurden im „Global Ozone Observing System“, GO₃OS, weltweit Meßdaten über Vertikalprofile, Gesamt- und bodenahes Ozon zusammengetragen.

Bereits Ende der achtziger Jahre, nach der unerwarteten Entdeckung des Ozonrückgangs über der Antarktis, war

die Notwendigkeit einer Zusammenführung und Neuorientierung der globalen Beobachtungsprogramme gesehen worden (WMO 1989). Besondere Aufmerksamkeit sollte zukünftig einer verbesserten Datenqualität gewidmet werden, um auch kleine, langfristige Veränderungen noch zuverlässig erfassen zu können. Daher wurde das „Global Atmosphere Watch“-Programm (GAW) konzipiert, in dem das BAPMoN- und GO₃OS-Programm aufgingen. Das GAW-Programm ist Teil des „Global Climate Observing System“, GCOS, dessen deutsches Sekretariat beim DWD in Offenbach angesiedelt ist. Die Inhalte von GCOS wurden auf der Rio-Konferenz bestätigt:

Auf dieser Konferenz für Umwelt und Entwicklung der Vereinten Nationen im Juni 1992 in Rio de Janeiro wurde von mehr als 170 Staaten, darunter auch der Bundesrepublik Deutschland, ein Aktionsprogramm (Agenda 21) für das 21. Jahrhundert verabschiedet. In Kapitel 9 der Agenda (Schutz der Erdatmosphäre) wird betont, daß „aufgrund zunehmender Besorgnis über Klimaänderungen und Klimaschwankungen, die Luftverschmutzung und den Abbau der Ozonschicht, ein neuer Bedarf an wissenschaftlichen Informationen entstanden ist, mit dem Unsicherheiten in diesen Bereichen abgebaut werden sollen“ (BMU 1993).

Als Maßnahme hierzu dient neben einem ausgewogen geographisch verteilten Klimabeobachtungsnetz und dessen Teilsystemen auch die Entwicklung von Methoden zur Messung von Spurenstoffen in der Atmosphäre. Dazu gehören begleitende Forschungsvorhaben zur Untersuchung der die Atmosphäre beeinflussenden Prozesse. Aufgrund der Beobachtungs- und Forschungsergebnisse sollen Modelle entwickelt werden, die Früherkennung und Vorhersage von Veränderungen in der Atmosphäre ermöglichen.

Dieser ehrgeizige Plan ist nur realisierbar durch eine enge Zusammenarbeit aller beteiligten Länder und Institutionen.

3 Ziele von GAW

Um die Auswirkungen luftchemischer Veränderungen auf Wetter und Klima aufzeigen zu können, wurden folgende allgemeine Ziele des GAW-Programms definiert:

Langzeitbeobachtung. Das GAW-Programm befindet sich damit in der Tradition des vorangegangenen BAPMoN-Programms. Der Wert homogener Meßreihen steigt mit deren Länge, da dann schleichende Veränderungen in der Atmosphäre sicherer erkannt werden können.

Qualitativ hochwertige Daten. Dies soll durch Maßnahmen zur Qualitätssicherung und -kontrolle erreicht werden, wodurch Daten von einheitlicher und somit weltweit vergleichbarer Qualität entstehen.

Untersuchung von Wirkungszusammenhängen. Die wissenschaftliche Be- und Auswertung der erhobenen

Daten z.B. im Hinblick auf die Wechselwirkungen zwischen luftchemischen Vorgängen und der atmosphärischen Dynamik ist integraler Bestandteil des Meßprogramms.

Frühwarnung. Mit Hilfe der Daten sollen physikalische und chemische Veränderungen in der globalen Atmosphäre früher als bisher erkannt werden.

Das dazu vorgesehene Beobachtungsprogramm umfaßt sowohl Komponenten von globaler Relevanz (wie z.B. die langlebigen Treibhausgase), als auch reaktive Spurenstoffe, die zunächst zwar vor allem im regionalen Bereich von Bedeutung sind, aber auch Rückwirkungen auf die Gesamtatmosphäre haben. Hinzu kommen Aerosolpartikeln, deren physikalische und chemische Eigenschaften Auswirkungen auf das Klima haben und die Analyse von Niederschlag, um z.B. Stoffbilanzen erstellen und verfolgen zu können. Wesentlich ist die parallele Messung von meteorologischen Größen. Zum einen können so die Auswirkungen von Veränderungen sichtbar gemacht werden (Beispiel: Die Abnahme der Gesamtozonschichtdicke bewirkt eine Zunahme von UV-B-Strahlung). Zum anderen ist ein möglichst vollständiger meteorologischer Datensatz für die Interpretation luftchemischer Meßreihen unabdingbar. So sind Schwankungen in luftchemischen Meßreihen durch meteorologische Einflüsse häufig größer als durch Änderungen der Emissionen. Die Bewertung gemessener Trends erfordert daher die Trennung dieser Anteile mit Hilfe der meteorologischen Meßgrößen (FRICKE und UHSE 1994).

4 Struktur von GAW

Um die oben genannten Ziele erreichen zu können, wurden zusätzliche Elemente in die GAW-Struktur aufgenommen (Bild 1). Im Rahmen des Qualitätssicherungsprogramms sind Zentren zur Sicherung der Datenqualität, sogenannte „Quality Assurance / Science Activity Centers“ (QA/SACs), vorgesehen. Sie haben vor allem koordinierende und beratende Funktion. Sie sollen für eine homogene Datenqualität sorgen, indem sie einheitliche Qualitätsziele und Vorgaben für das Datenmanagement liefern und diese Qualitätssicherung überwachen oder die Stationen dazu in die Lage versetzen. Ferner sollen sie wissenschaftliches und technisches Stationspersonal, insbesondere aus Entwicklungsländern, aus- und weiterbilden, Workshops und Experimente zur Vermeidung oder Lösung von Problemen abhalten und

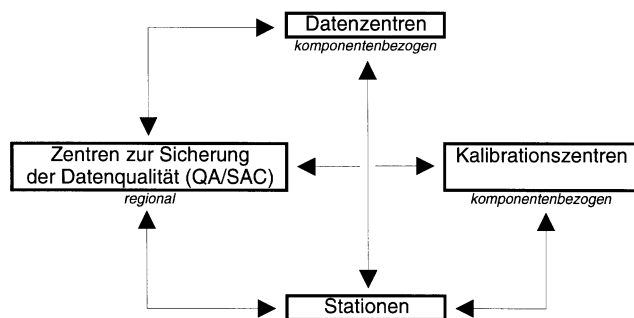


Bild 1: Aufbau des GAW-Programms

Meßvergleiche organisieren. Weiterhin sollen Begutachtungen der Stationen durchgeführt, Eich-Standards vermittelt und Gerätekalibrierungen an den Kalibrationszentren organisiert werden. Es sind drei solcher Zentren geplant bzw. bereits operationell: in den USA (Albany, N.Y.) für Nord- und Südamerika, in Japan (Tokio) für Asien und Ozeanien sowie in Deutschland für Europa und Afrika.

Ein weiteres Element im GAW-Programm sind die Kalibrationszentren (Bild 1), die einheitliche Standards bereitstellen sollen. Sie werden an Institutionen mit besonderer Expertise für die Kalibrierung bestimmter Komponenten oder Stoffgruppen angesiedelt. Für die WMO-Region VI (Europa) sind folgende Kalibrationszentren bereits operationell bzw. im Aufbau:

Ozonsonden	:	Forschungszentrum Jülich (D)
Ozon (bodennah)	:	Eidgenössische Materialprüfungs- und Forschungsanstalt (EMPA) Dübendorf (CH)
Ozonsäule (Dobson)	:	Meteorologisches Observatorium Hohenpeißenberg (D)
Aerosol	:	Institut für Troposphärenforschung Leipzig (D)
Kohlenmonoxid	:	Eidgenössische Materialprüfungs- und Forschungsanstalt (EMPA) Dübendorf (CH)
Kohlendioxid	:	Climate Monitoring and Diagnostics Laboratory (CMDL), Boulder (USA)
Strahlung, opt. Dicke	:	Welt-Strahlungszentrum Davos (CH)
Niederschlag	:	State University of New York (SUNY), Albany (USA)

Für die übrigen Komponenten ist noch nicht entschieden, wo entsprechende Kalibrationszentren eingerichtet werden. Um die Vergleichbarkeit der Analytik der einzelnen GAW-Labors sicherzustellen, werden vom QA/SAC in Albany jährlich Ringversuche mit künstlichen Niederschlagsproben organisiert.

Die Kalibrationszentren sind auch deshalb besonders wichtig, weil im GAW-Programm teilweise unterschiedliche Meß- und Sammelmethode Verwendung finden. Eine strikte Vereinheitlichung ist häufig bereits wegen der sehr unterschiedlichen klimatischen Bedingungen, unter denen die verschiedenen Stationen arbeiten, ausgeschlossen; außerdem spielen ökonomische Randbedingungen und unterschiedliche wissenschaftliche Überzeugungen eine nicht zu vernachlässigende Rolle bei Entscheidungen für oder gegen bestimmte Meß- und Probenahmeverfahren. Schließlich werden Meßverfahren weiterentwickelt oder durch andere Verfahren ersetzt, die für geeigneter gehalten werden. In diesem Fall ist es sehr wichtig, durch Meßvergleiche – oder noch besser, durch Parallelmessungen – die Vergleichbarkeit der vorangegangenen mit den neuen Methoden sicherzustellen, um die Homogenität der Meßreihen zu gewährleisten.

Die qualitätsgeprüften und mit Qualitätskennungen versehenen Daten werden schließlich an die zugehörigen Datenzentren weitergegeben. Dort werden die Meßwerte archiviert und regelmäßig veröffentlicht. Sie stehen auf Anfrage allen Wissenschaftlern und wissen-

schaftlichen Institutionen zur Verfügung. Datenzentren befinden sich in Toronto (Ozonsondierungen, Gesamt-ozon und UV-B), Kjeller bei Oslo (bodennahes Ozon), Tokio (andere Treibhausgase), Ispra, Italien (Aerosol), St. Petersburg (Strahlung) und Asheville, USA (Niederschlagschemie und Trübung).

Das „Herz“ des GAW-Programms bilden schließlich die Meßstationen, bei denen zwischen sogenannten „Globalstationen“ und „Regionalstationen“ unterschieden wird. An Regionalstationen – von denen es weltweit rund 200 bis 300 geben wird – sollen Messungen durchgeführt werden, die für regionale Aspekte globaler Umweltthemen relevant sind (z.B. saure Niederschläge, Sommersmog u.ä.). Sie sollen in ländlicher Umgebung liegen und frei von lokalen Emissionen sein.

An zunächst etwa 20 Globalstationen sollen darüber hinaus großräumig relevante Messungen von Luftverunreinigungen vorgenommen werden (z.B. zum stratosphärischen Ozonabbau, zur troposphärischen Ozonzunahme, Klimaänderung, Änderung der Oxidationskapazität der Atmosphäre u.ä.). Das Meßprogramm einer Globalstation soll daher möglichst umfangreich sein:

- Ozon (am Boden, Vertikalprofil, Gesamt-ozon) u. ozonbildende Substanzen,
- Treibhausgase (z.B. Kohlendioxid, Methan, FCKW und deren Ersatzstoffe),
- reaktive Gase (z.B. Schwefeldioxid, Stickoxide, Kohlenmonoxid),
- chemische Zusammensetzung von Regen und Schnee,
- Aerosolpartikeln (Anzahldichten, physikal. u. chem. Eigenschaften),
- Trübung,
- Strahlung,
- Radionuklide (z.B. Krypton-85, Tritium, Radon),
- meteorologische Größen (auch in der Vertikalen).

Da die Konzentrationen dieser Luftbeimengungen an Globalstationen typischerweise sehr gering ausfallen, sind zum Teil aufwendige Meßverfahren erforderlich, die einer intensiven technischen und wissenschaftlichen Betreuung bedürfen und ein hohes Maß an Fachkenntnissen und Erfahrung voraussetzen. Das GAW-Konzept sieht aus diesem Grund vor, daß die Globalstationen gleichzeitig Forschungsplattformen sein sollen, an denen vor Ort ergänzende und begleitende Forschungsprogramme (z.B. Methoden- und Geräteentwicklung und -verbesserung, Fallstudien, Prozeßstudien) durchgeführt werden.

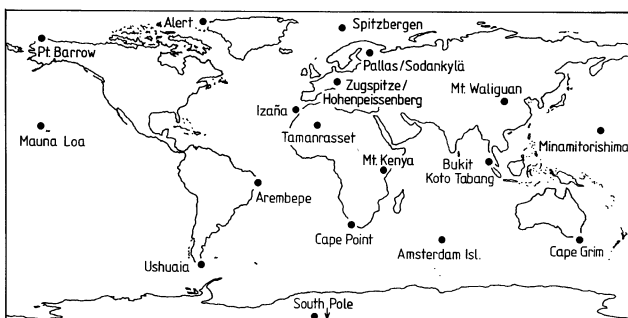


Bild 2: Karte der GAW-Globalstationen, Stand Frühjahr 1997

Durch dieses Konzept, aber auch wegen der angestrebten hohen Datenqualität, bieten sich die GAW-Stationen als Referenz für langfristige nationale Meßprogramme, aber auch für kurzfristige Kampagnen an.

Aufgrund der geforderten großräumigen Relevanz der Daten sollten die Globalstationen nach Möglichkeit in entlegenen Gebieten liegen (z.B. Inseln, Berge, in größeren Waldgebieten), in deren Umfeld während der nächsten Jahrzehnte keine signifikante Änderung der Landnutzung zu erwarten ist. Vulkanausbrüche, Waldbrände und Sandstürme sollten sich wenig auf die Messungen auswirken. Die Luft an einer Globalstation sollte völlig frei von lokalen und nahezu frei von regionalen Emissionen während mindestens 60% der Zeit sein, gleichmäßig über das Jahr verteilt. Schließlich sollte ein vollständiges Programm von meteorologischen Beobachtungen an der Station durchgeführt werden und eine Radiosondenstation nicht mehr als 50-70 km entfernt sein (WMO 1989, 1995).

Dieser Wunschkatalog von Standortkriterien wurde im Bewußtsein der Schwierigkeiten formuliert, die man bei der Suche nach einem geeigneten Standort hat. Hierzu gehören eben nicht nur die aufgeführten Kriterien mit direktem Bezug zu den Messungen, sondern auch z.B. eine geeignete Infrastruktur, Engagement von Wissenschaftlern, sowie Relevanz zu nationalen oder regionalen Fragestellungen (WMO 1995).

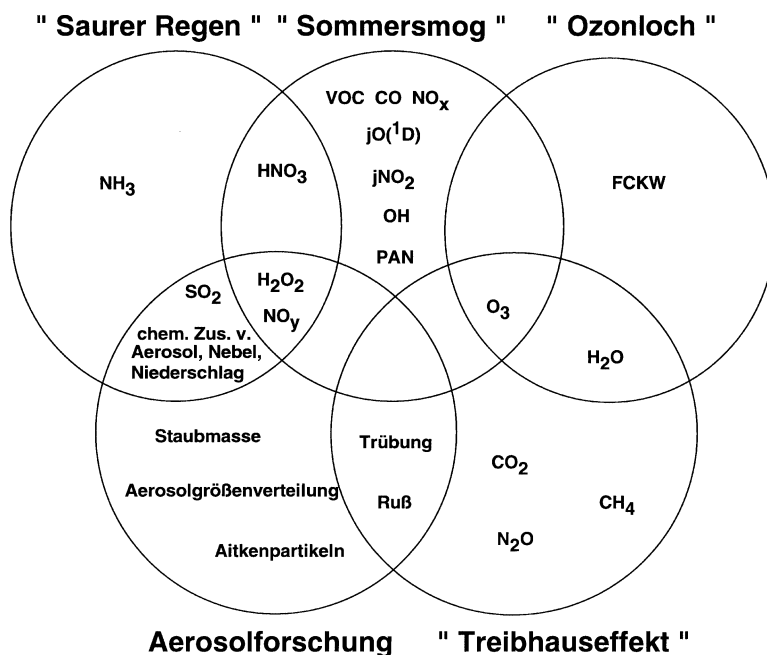
Bild 2 zeigt die Globalstationen im GAW-Programm nach heutigem Stand. Einige der Stationen, wie Mauna Loa, Point Barrow, Alert, Izaña, Cape Grim, sind bereits seit einer Reihe von Jahren etabliert. Ushuaia (Argentinien), Arembepé (Brasilien), Tamanrasset (Algerien), Mt. Kenya (Kenia), Bukit Koto Tabang (Indonesien) und Mt. Waliguan (China) werden aufgebaut bzw. gehen zur Zeit in Betrieb. Jede der Stationen befindet sich in einer anderen klimatischen und ökologischen Zone, weshalb sie zum Teil unter sehr unterschiedlichen Bedingungen arbeiten. So liegt Tamanrasset in einem Gebiet, in dem es im Umkreis von 1000 km praktisch keine Vegetation gibt, Bukit Koto Tabang dagegen befindet sich in einem küstennahen Regenwald. Ein großer Teil der Globalstationen ist an Küsten oder auf Inseln gelegen; auf diese Weise können Spurenstoffkonzentrationen, die für die Hintergrundkonzentrationen über den Ozeanen repräsentativ sind, erfaßt und in ihrer zeitlichen Entwicklung verfolgt werden. Aber auch kontinentale Stationen sind für ein solches Meßnetz wichtig, zum einen, um auch diese Regionen großräumig zu charakterisieren und Trendentwicklungen zu verfolgen, zum anderen, um als Bezug zu den Daten der anderen Stationen zu dienen. Vergleichende Auswertungen der Meßwerte an den verschiedenen Stationen, insbesondere den Globalstationen, werden daher ein wesentliches Element der Aktivitäten im GAW-Programm sein.

5 GAW in Deutschland

5.1 Organisation

Die Bundesrepublik Deutschland beteiligt sich am GAW-Programm mit der Globalstation Zugspitze / Hohenpeissenberg, die gemeinsam vom Umweltbundesamt

Bild 3: Aktuelle Forschungsthemen in der Atmosphärenchemie mit Bezug zum GAW-Programm



und dem Deutschen Wetterdienst aufgebaut wird, sowie den Regionalstationen Schauinsland (Südschwarzwald) und Neuglobsow (Mecklenburgische Seenplatte) des Umweltbundesamtes. Als sich die WMO 1989 von Experten beraten ließ, um Standortempfehlungen für Globalstationen im Rahmen von GAW zu erarbeiten, wurde die Kombination dieser Stationen zu einer Globalstation als „extrem wertvolle Beobachtungsplattform in Mitteleuropa mit der Möglichkeit sowohl von Messungen in der Grenzschicht als auch in der freien Troposphäre“ hervorgehoben (WMO 1989). Eine ähnliche Kombination von Meßstellen zu einer Globalstation wird auch in Finnland (Pallas/Sodankylä) und Algerien (Tamanrasset/Assekrem) verwirklicht (siehe Bild 2).

Entsprechend dem langfristigen Charakter des GAW-Programms wird das Routinemeßprogramm von Behörden mit festem Haushalt übernommen. Der Umfang des Meßprogramms für eine Globalstation legt eine Kooperation und Arbeitsteilung zwischen verschiedenen Institutionen nahe. Daher wurde zwischen DWD und UBA eine Zusammenarbeit beim Aufbau und Betrieb der Globalstation vereinbart.

Während sich die Meßaktivitäten des UBA auf das Teilprogramm an der Zugspitze konzentrieren, trägt der DWD mit Messungen sowohl auf der Zugspitze als auch am Hohenpeißenberg zum GAW-Programm bei. Auf diese Weise wird auf die langjährigen Messungen am Meteorologischen Observatorium aufgebaut, und die bisherigen Erfahrungen werden in das GAW-Programm eingebracht.

Für die GAW-Messungen auf der Zugspitze bieten sich voraussichtlich Räumlichkeiten im ehemaligen Hotel „Schneefernerhaus“ zur Nutzung an, das an der Südflanke der Zugspitze etwa 300 m unterhalb des Gipfels liegt. Es wurde mit Mitteln des Landes Bayern renoviert und umgebaut. Falls eine Nutzung als Umwelthohenobservatorium zustande kommt, beabsichtigt der DWD, an

der südwestlichen Ecke des Gebäudes, günstig zur Hauptwindrichtung hin exponiert, Räume unterhalb der Dachterrasse anzumieten.

Der Forschungsbeitrag des DWD für GAW (siehe Abschnitt 5.2 und Beitrag Berresheim); wie auch die Koordination des DACH-Verbundes (siehe Abschnitt 6) sind am Hohenpeißenberg konzentriert.

Die eigenen Forschungsprogramme sollen auch durch Dritte erweitert werden. So beabsichtigt z.B. das IFU, auf der Zugspitze mit finanziellen Mitteln des BMBF luftchemische Forschung zu betreiben und damit zur Forschungskomponente in GAW beizutragen.

5.2 Meßprogramm der Globalstation

Grundlage für das Konzept des Meßprogramms am Hohenpeißenberg und auf der Zugspitze sind die aktuellen Forschungsthemen in der Atmosphärenchemie mit Bezug zum GAW-Programm. In Bild 3 sind diese Themenkreise dargestellt und mit den in der öffentlichen Diskussion gebräuchlichen Schlagworten benannt. Innerhalb der Kreise sind die jeweiligen Schlüsselkomponenten eingetragen. In den Schnittflächen stehen die Komponenten, die für mehr als ein Thema von Bedeutung sind.

Die am Hohenpeißenberg und auf der Zugspitze bereits laufenden bzw. geplanten Messungen sind in Tabelle 1 präzisiert. Gleichzeitig geht aus der Aufstellung die zwischen UBA und DWD abgesprochene Arbeitsteilung hervor. Als „operationell“ werden darin sowohl diejenigen Komponenten bezeichnet, die bereits seit langem routinemäßig gemessen werden, als auch die neu hinzugekommenen Größen, die zum Teil noch im Test- und Probetrieb laufen. Die Tabelle gibt den derzeitigen Planungsstand wieder; die Konzeption wird unter fachlichen und organisatorischen Gesichtspunkten weiter-

Klasse	Komponente	MOHp (DWD)	Zugsp. (DWD)	Zugsp. (UBA)
Meteorologie	Synopdaten	•	•	
	Klimadaten	•	•	
	Ombrometer	•		
	Distrometer	•		
	Trajektorie	• ¹⁾	• ²⁾	
	Radiosonde	• ³⁾		
	Niederschlagsradar	•		
	Mischungsschichthöhe	(•)		
Radionuklide	Radioaktivität ⁴⁾		•	
	¹⁴ C		(•)	
	³ H (Gas)		(•)	
	⁷ Be		•	•
	⁸⁵ Kr		(•)	
	²²² Rn	(•)	(•)	
	γ-Spektrometrie		•	
Strahlung	Global	•	(•)	• ⁵⁾
	Diffus	•	(•)	
	direkte Strahlung		(•)	
	Wärmestrahlung	•		
	UV - B	•		(•)
	j (NO ₂)	•	(•)	
	j O(¹ D)	•	(•)	
Ozon	bodennah	•		• ⁵⁾
	Säule Brewer	•		
	Dobson	•		
	Profil Sonde	•		
	Profil Lidar	•		

Tab. 1: Das Meßprogramm der deutschen GAW-Globalstation

entwickelt. Die folgenden Erläuterungen zu den einzelnen Komponentengruppen (kursiv hervorgehoben) erfolgen parallel zu ihrer Anordnung in Tabelle 1. Thematische Querverbindungen zwischen den Komponentengruppen werden jeweils im Text angesprochen. Die Bezüge zu den einzelnen Forschungsthemen werden zusätzlich aus Bild 3 deutlich. Da das GAW-Programm im DWD auf den bisher gemessenen physikalischen Parametern aufbaut und sie um luftchemische Komponenten erweitert, beginnt Tabelle 1 mit den Größen, die hier zum Teil eine über zweihundertjährige Tradition haben (siehe Beitrag Fricke).

Die *meteorologischen Daten* sind für die Interpretation und Charakterisierung von luftchemischen Messungen von essentieller Bedeutung. Am Hohenpeißenberg und an der Zugspitze werden daher neben den üblichen Klima- und Synopbeobachtungen zusätzliche Parameter aufgenommen bzw. berechnet. So sind Trajektorien ein wichtiges Werkzeug für die Herkunftsanalyse von Spurenstoffen in der Luft. Mischungsschichthöhen, die aus den Hohenpeißenberger Sondierungen und aus den Radiosondendaten von München (Oberschleißheim) berechnet werden, sind bei der Interpretation der Meßdaten hilfreich. Durch die Registrierung weiterer Meßgrößen (wie z.B. der Tropfengrößenverteilung bei Niederschlägen), besonders aber durch den Betrieb eines Niederschlagsradars am Observatorium Hohenpeißenberg, entsteht im Zusammenwirken mit den daran forschenden Kollegen ein besonders wertvoller Datensatz,

Klasse	Komponente	MOHp (DWD)	Zugsp. (DWD)	Zugsp. (UBA)
klima-relevante Gase	CO ₂			• ⁵⁾
	FCKW's			(•)
	CH ₄			• ⁵⁾
	N ₂ O			(•)
reaktive Spurengase	SO ₂	•	(•)	
	NO _x und NO _y	•		• ⁵⁾
	HNO ₃	(•)		(•)
	PAN	•		(•)
	H ₂ O ₂	•		(•)
	red. N-Verb.	(•)		(•)
	HCHO	(•)		
	CO	•		• ⁵⁾
	leichte VOC (≤C ₆)	•		(•)
	schw. VOC (BTX, Isopr, Terp).	•		(•)
	H ₂ SO ₄ / OH	•		
Aerosol	Staubmasse (TSP)	•		(•)
	Größenverteilung	•		(•)
	Kondensationskerne	•	•	
	chem. Zus. (Ionen) ≥ 3 Klassen	•	(•)	(•)
	Ruß	•		(•)
	Trübung	•	(•)	
	Oberfläche	(•)		
	Streulichtkoeff.		•	
chem.Zus.v. Niederschl., Nebel, Wolkenw.	pH, Leitfähigkeit	•	(•)	(•) ⁶⁾
	Anionen	•	(•)	(•) ⁶⁾
	Kationen	•	(•)	(•) ⁶⁾
	Schwermetalle	•	(•)	(•) ⁶⁾

- : operationell (•) : geplant
- 1) 9 Niveaus 4) IMIS - Station
- 2) 3 Niveaus; 5) z.Z. noch durch das IFU. spätere
- 3) mit Oberschleißheim Übernahme durch das UBA
- 6) nur im Niederschlag

der die Möglichkeit bietet, Wirkungszusammenhänge zwischen räumlichen Radar-Informationen, Niederschlagsinhaltsstoffen, luftchemischen Prozessen und meteorologischen Größen erforschen zu können. Weiterhin können mit Hilfe dieser meteorologischen Daten Filter entwickelt werden, die es erlauben, großräumig repräsentative Signale aus den luftchemischen Meßreihen zu extrahieren (s. Abschnitt 6). Durch die Einrichtung einer Radioaktivitätsmeßstelle auf der Zugspitze stehen zusätzlich zu den luftchemischen Parametern Aktivitätskonzentrationen verschiedener *Radionuklide* zur Verfügung: In der Luft werden zweistündliche Werte von 52 Einzelnucliden mit einer Nachweisgrenze von 50 mBq, Wochenwerte der gleichen Nuclide mit einer Nachweisgrenze von 5 µBq, künstliche Alpha- und Betastrahler sowie gasförmiges Iod und ⁸⁹Sr/⁹⁰Sr gemessen. Im Niederschlag werden Tageswerte der gleichen 52 Einzelnuclide, künstliche Alpha- und Betastrahler und Tritium (³H) analysiert. Neben der Wichtigkeit der Radioaktivitätsüberwachung an sich sind diese Daten auch wichtige Hilfsgrößen zur Interpretation der GAW-Daten, da sie Hinweise auf die Herkunft der Luft (z.B. Radon für Bodennähe, ¹⁴C für Biosphäre, ⁷Be für Stratosphäre) geben.

Die wichtigsten *Strahlungsparameter* werden an beiden Teilstationen aufgenommen. Hierzu gehören auch die

Messungen der Photolyseraten j von NO_2 und Ozon ($j\text{NO}_2$ und $j\text{O}^{(1\text{D})}$), die für die Ozonbilanzierung, die Berechnung der lokalen Ozonproduktion und für das allgemeine Verständnis luftchemischer Prozesse wichtig sind. Durch Differenzbildung zwischen den Strahlungsgrößen auf der Zugspitze und am Hohenpeißenberg sind Aussagen über die optischen Eigenschaften der unteren Troposphäre sowie deren Zusammenhänge mit Konzentrationen von Treibhausgasen möglich.

Der Schwerpunkt der *Ozonnforschung* wird wie bisher am Hohenpeißenberg liegen, da hier bereits langjährige Meßreihen vorliegen. Gleichzeitig ist der Hohenpeißenberg Regionales Ozonzentrum der WMO RA VI für Europa (CLAUDE 1996).

Neben dem bodennahen Ozon, das mit drei verschiedenen Verfahren, nämlich UV-Absorption, Chemilumineszenz und jodometrisch-elektrochemisch gemessen wird, wird die Ozongesamtsäule mit Brewer- und Dobson-Spektrometern bestimmt. Höhenprofile werden sowohl mit Hilfe von Ozon-/Radiosondenaufstiegen als auch durch Lidarmessungen ermittelt.

Die Konzentrationen der *klimarelevanten Spurengase* Kohlendioxid (CO_2), Fluorchlorkohlenwasserstoffe (FCKW's), Methan (CH_4) und Distickstoffmonoxid (N_2O) werden auf der Zugspitze registriert. Aufgrund ihrer Reaktionsträgheit und langen Lebensdauer sind sie in der Troposphäre recht homogen verteilt. Eine Doppelbestimmung zusätzlich am Hohenpeißenberg ist zur Feststellung eines möglichen Langzeittrends der Konzentrationen nicht nötig.

Die kurzlebigen *reaktiven Spurengase* dagegen werden sinnvollerweise auf der Zugspitze und am Hohenpeißenberg gemessen. Die Auswahl der Komponenten wurde so getroffen, daß sie den photochemischen Komplex und die Bildung von Aerosolpartikeln aus der Gasphase abdecken. Damit werden Aussagen über Umwandlungsreaktionen in der Atmosphäre möglich. Weiterhin ergeben sich durch die unterschiedliche Höhenlage beider Stationen je nach Wetterlage Vergleichsmöglichkeiten zwischen Mischungsschicht und freier Troposphäre.

Photooxidantien sind Substanzen, die mit Hilfe von Sonnenlicht in der Atmosphäre gebildet werden und aufgrund ihres chemischen Potentials oxidierend wirken. Aus dieser Gruppe werden neben bodennahem Ozon (O_3) auch Wasserstoffperoxid (H_2O_2), Peroxiacetylnitrat (PAN) und das Hydroxylradikal (OH) gemessen.

H_2O_2 ist ein Konkurrenzprodukt zur Ozonbildung. Außerdem ist es aufgrund der hohen Wasserlöslichkeit die wichtigste Komponente, die in Aerosolpartikeln, Wolkentröpfchen und Nebel das Schwefeldioxid (SO_2) zu Schwefelsäure (H_2SO_4) oxidiert.

PAN wird parallel zum Ozon aus Stickstoffdioxid und dem Peroxiacetylradikal ($\text{CH}_3\text{C}(=\text{O})\text{OO}\cdot$) gebildet. Es ist bei niedrigen Temperaturen stabil und kann so über große Entfernungen transportiert werden. Bei Erwärmung zerfällt es wieder in seine Bestandteile und fungiert somit auch in Reinluftgebieten als Sekundärquelle von NO_x .

Das OH-Radikal entsteht aus der Ozonphotolyse in Gegenwart von Wasserdampf. Es ist eine extrem reaktive

Verbindung mit sehr kurzer Lebensdauer, das wichtigste Oxidationsmittel in der Gasphase und damit das „Waschmittel“ der Atmosphäre. (siehe Beitrag Berresheim)

Wichtige Ozonvorläufersubstanzen sind die Stickoxide. Stickstoffmonoxid (NO), Stickstoffdioxid (NO_2) und deren Summe (NO_x) stammen in der Nordhemisphäre zu mehr als 90% aus anthropogenen Quellen (zum großen Teil aus dem Kfz-Verkehr). Sie bestimmen neben der Strahlung und den Kohlenwasserstoffkonzentrationen die troposphärische Ozonproduktion. Weiterhin sind die Stickoxide Vorläufer für die Salpetersäure (HNO_3), einer wichtigen Komponente beim „Sauren Regen“.

Die Summe aller oxidierten Stickstoffverbindungen ($\text{NO}_y = \sum[\text{NO}, \text{NO}_2, \text{HNO}_3, \text{N}_2\text{O}_5, \text{PAN}, \text{HNO}_2, \text{NO}_3, \dots]$, aber nicht N_2O) ist ein Maß für die in eine Luftmasse injizierte Menge an NO. Diese Meßgröße dient der Altersbestimmung von Luftmassen (Zeitraum nach Injektion von Luftschadstoffen) und ist Qualitätskontrolle für Messungen von HNO_3 , PAN und Nitrat-Aerosol.

Die Kohlenwasserstoffe (Volatile Organic Compounds) bilden eine Substanzklasse von weit über 1000 Verbindungen, von denen mindestens 50 nach dem heutigen Stand der Wissenschaft als wichtig für die troposphärische Ozonbildung erachtet werden. Die VOC stellen den „Brennstoff“ für die Ozonproduktion in der Troposphäre dar. Die relativen Konzentrationsverhältnisse verschiedener VOC zueinander lassen Rückschlüsse sowohl auf die Art der Quellen (Industrie; Kfz; Biosphäre), als auch auf die Entfernung der Quellen zum Meßort zu (siehe Beitrag Berresheim).

Das Kohlenmonoxid (CO) ist aufgrund der langen Lebensdauer (Wochen bis Monate) ein Tracer für die anthropogene Beeinflussung der Atmosphäre. Aus der Korrelation oder auch Antikorrelation mit der Ozonkonzentration kann man auf die abgelaufenen Ozonbildungsmechanismen in der Troposphäre zurückschließen. CO reagiert ähnlich den Kohlenwasserstoffen mit OH und ist damit nicht nur eine bedeutende Senke für OH, sondern auch an der Ozonproduktion beteiligt. Das Schwefeldioxid (SO_2) ist sowohl ein Tracer für Emissionen aus der Verbrennung fossiler Energieträger und von Vulkanausbrüchen, als auch Oxidationsprodukt von reduzierten Schwefelverbindungen (z.B. Schwefelwasserstoff (H_2S), Dimethylsulfid (DMS)). Es wird in der Atmosphäre oxidiert und ist damit die wichtigste Quelle für Sulfat, das zum „Sauren Regen“ beiträgt und Sulfataerosol, das dem Treibhauseffekt entgegenwirkt.

Die Salpetersäure (HNO_3) ist neben Schwefelsäure die wichtigste Komponente bei der Versauerung des Niederschlags und von Aerosolpartikeln. HNO_3 ist das wichtigste Endprodukt beim atmosphärischen NO_x -Kreislauf und damit für die Bilanzierung des Stickoxidbudgets wichtig.

Ammoniak (NH_3) wird von Wiederkäuern (hauptsächlich Massentierhaltung) und von Mikroorganismen emittiert und größtenteils heterogen wieder aus der Atmosphäre entfernt. Es ist die einzige basische Verbindung in der Atmosphäre, die nennenswert den pH-Wert der wäßrigen Phase und der Aerosolpartikel anhebt,

d.h. dem Säuregehalt des Niederschlags entgegenwirkt. Sie verursacht den Ammonium- und z.T. auch den Nitratgehalt im Niederschlag. Letztendlich trägt Ammoniak jedoch wegen der Nitrifizierung auch zur Versauerung der Böden bei.

Das *Aerosolmeßprogramm* innerhalb von GAW dient zum einen der Bestimmung des direkten und des indirekten Einflusses von Aerosolpartikeln auf das Klima und zum anderen der Bestimmung der relativen Anteile von natürlichen und anthropogenen Quellen an physikalischen und chemischen Eigenschaften der Aerosolpartikeln.

Das Größenspektrum atmosphärischer Aerosolpartikeln reicht vom Nanometer- bis zum Mikrometerbereich und die Verweilzeit in der Troposphäre entsprechend von Minuten bis Wochen. Aufgrund ihrer optischen Eigenschaften (Streuung und Absorption) können Aerosolpartikeln sowohl direkten Einfluß auf das Klima haben oder aber aufgrund ihrer Aktivität als Kondensationskeime einen indirekten Einfluß über die Wolkenalbedo ausüben. Modellrechnungen haben gezeigt,



Bild 4: Ausschnitt der GAW-Meßanlage am Hohenpeißenberg.

Links: H₂O₂-Gerät, Kühlschrank.

Mitte (von oben): Meßgeräte für Ruß, NO_x, Aitkenkerne, Staub, O₃.

Rechts: Ansaugsteuerung, Datenerfassung, Steuereinheit für Flow-Controller, Gasphasentitrator, Kalibriereinheit und Gaschromatograph für PAN, Meßgeräte für Ozon, SO₂ und CO.

daß ein globaler Temperaturanstieg infolge Zunahme bestimmter Treibhausgase durch die Zunahme der Anzahldichte von Aerosolpartikeln teilweise kompensiert wird (GRASSL 1995). Weil sich das Aerosol aufgrund seiner vielschichtigen Eigenschaften und der Komplexität seiner physiko-chemischen Kreisläufe bisher nur unzureichend modellieren läßt, besteht ein erheblicher Bedarf an Messungen.

Die zur Charakterisierung des Aerosols und seiner chemischen und optischen Eigenschaften benötigten Parameter können auf zwei Arten gewonnen werden: entweder durch Messungen (Streuung mit einem Nephelometer, die Absorption von Rußpartikeln mit dem Aethalometer) oder durch Berechnung aus gemessenen Daten der Aerosolgrößenverteilung, der chemischen Zusammensetzung und des Brechungsindex.

Nephelometermessungen sollen an der Zugspitze vorgenommen werden. Aethalometermessungen laufen bereits am Hohenpeißenberg und sind auf der Zugspitze geplant. Die Aerosolgrößenverteilung (0,1 – 7,5 µm) wird mit einem Laserspektrometer registriert. Die Gesamtstaubmasse wird bereits auf dem Hohenpeißenberg gemessen; auf der Zugspitze sind Messungen geplant. Mit einem Impaktor werden Aerosolproben in verschiedenen Größenklassen gesammelt und anschließend ihre chemische Zusammensetzung bestimmt. Mit einem Epiheliometer soll die Aerosoloberfläche bestimmt werden, falls die dafür erforderlichen Kapazitäten geschaffen werden können. Aitkenpartikeln, die sowohl an der Zugspitze als auch auf dem Hohenpeißenberg registriert werden, entstehen durch Nukleation von Gasen mit niedrigen Dampfdrücken, wie sie z.B. bei Verbrennungsprozessen entstehen. Diese Daten können dazu beitragen, Meßzeiten zu identifizieren, in denen der Standort lokal anthropogen kontaminiert war.

Durch die Analysen von *Niederschlags-, Nebel- und Wolkenwasser* können Aussagen über die Spurenstoffkreisläufe und deren Bilanzen getroffen werden. Sie werden am Hohenpeißenberg auf Tagesbasis durchgeführt und sind vom DWD auf der Zugspitze aus Gründen der Vergleichbarkeit und wegen der besseren Interpretierbarkeit mit der gleichen Zeitauflösung geplant. Das UBA beabsichtigt dort, 14-tägige Niederschlagsproben zu sammeln, wie es dem Vorgehen bei den Wet-Only-Messungen im gesamten UBA-Meßnetz entspricht. Dadurch ergibt sich die Möglichkeit, den Einfluß des Probenahmezeitraums auf die Konzentrationen der Inhaltsstoffe unter den besonderen Bedingungen einer hochgelegenen Meßstation zu charakterisieren. Die Schwermetallanalysen, die für den DWD nach einer Absprache durch das Bayerische Landesamt für Umweltschutz durchgeführt werden, werden aus Wochenproben gewonnen.

Solange am Hohenpeißenberg der geplante Neubau für das GAW-Programm noch nicht fertiggestellt ist, sind die luftchemischen Messungen provisorisch im Turm des Observatoriums untergebracht. Bild 4 zeigt einen Ausschnitt der Meßanlage.

6 „DACH“-Zusammenarbeit

Um die Messungen auf eine noch breitere Basis zu stellen, wurde 1996 zwischen dem DWD, der Schweizer Meteorologischen Anstalt und der österreichischen Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik eine Zusammenarbeit unter dem Namen „GAW-DACH-Verbund“ verabredet; dabei steht DACH für die Kürzel der beteiligten Länder. Beabsichtigt ist eine Koordination der jeweiligen nationalen Meßprogramme mit dem Ziel, die Messungen an der deutschen Globalstation Zugspitze/Hohenpeißenberg durch Meßreihen am Jungfraujoch und am Sonnblick zu ergänzen. Bild 5 zeigt die Lage der am DACH-Programm beteiligten Stationen.

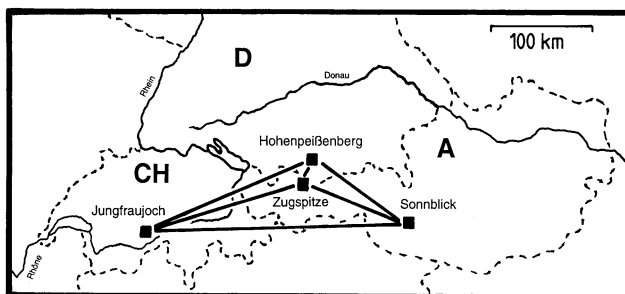


Bild 5: Am GAW-DACH-Verbund beteiligte Stationen

Die Zusammenarbeit soll dazu führen, daß für GAW ein gemeinsamer global relevanter Datensatz erzeugt und langfristig gepflegt wird, der über den klimatisch/luftchemischen Zustand und dessen mögliche Veränderungen in Mitteleuropa Auskunft gibt. Um das angestrebte Ziel zu erreichen, sind Untersuchungen zur räumlichen Repräsentanz der beteiligten Stationen erforderlich. Mit Hilfe von meteorologischen und luftchemischen „Filtern“, die im einzelnen zu entwickeln sind, sollen aus den Daten der vier Bergstationen die großräumigen Signale isoliert und zu einem Datensatz von globaler Relevanz zusammengeführt werden. Meteorologische Filter sollten die Konzentrationsänderungen beseitigen, die sich allein aus der Variabilität meteorologischer Parameter ergeben, z.B. der Rückgang des Mischungsverhältnisses von SO_2 in der Gasphase bei Wolken- und Niederschlagsbildung. Als luftchemischer Filter kann z.B. die Anzahldichte der Aitkenpartikeln benutzt werden, um Zeiträume zu identifizieren, in denen die Luft lokal beeinflusst war.

7 Ausblick

GAW ist ein Dauermeßprogramm, das bereits zur Sicherung seiner hohen Datenqualität auf begleitende Forschung angewiesen ist. Die Kontinuität, die ein solches Programm erfordert, wird sinnvollerweise von Behörden mit festem Haushalt sichergestellt. Innerhalb des DWD bietet die Forschungsabteilung mit ihren Observatorien die besten Voraussetzungen, insbesondere das Observatorium Hohenpeißenberg aufgrund seiner exponierten Lage und den langen Klima- (seit 1781) und Ozonmeßreihen (seit 1967).

Der Erfolg des Programms erfordert eine enge Zusammenarbeit bei Messung, Qualitätssicherung und Interpretation der Daten mit anderen GAW-Stationen, weil nur so beobachtete Veränderungen abgesichert werden

können. Daher ist eine engere Zusammenarbeit mit den benachbarten Regional- und Globalstationen (z.B. Izaña auf Teneriffa, Pallas/Sodankylä in Finnland) geplant. Damit alle Stationen Meßdaten mit vergleichbarer Qualität liefern, wurden unter dem Begriff „Twinning“ Kooperationen zwischen verschiedenen GAW-Stationen verabredet. Das Meteorologische Observatorium Hohenpeißenberg führt ein solches Twinning mit der Station Arembepe / Brasilien durch.

Der Standort Hohenpeißenberg bietet insbesondere für Universitäten und andere Forschungseinrichtungen die Möglichkeit zur Durchführung von Meßkampagnen zur Untersuchung spezieller Aspekte der Luftchemie, bei denen auf Daten des umfangreichen Routinemeßprogramms des Observatoriums zurückgegriffen werden kann.

Durch den Betrieb der GAW-Globalstation Zugspitze/Hohenpeißenberg wird auch eine hoheitliche Aufgabe erfüllt: Die Bundesrepublik Deutschland sichert sich so die Chance, bei der zu erwartenden Intensivierung der Klimadiskussion zu Beginn des 21. Jahrhunderts auf eigene Daten von großräumiger Bedeutung zurückgreifen zu können. Sie dienen zur Versachlichung der Diskussion und als Entscheidungsgrundlage zur Definition der eigenen Klimapolitik.

Literatur

- BMU, 1993: Umweltpolitik – Konferenz der Vereinten Nationen für Umwelt und Entwicklung im Juni 1992 in Rio de Janeiro – Dokumente – Agenda 21. Bonn: Selbstverlag des Bundesministeriums für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit.
- CLAUDE, H., 1996: Ergebnisse der Ozonforschung am Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg. *Promet* 25, 4, 116–125.
- FRICKE, W.; UHSE, K., 1994: Anteile von Witterung und Emissionsminderung am SO_2 -Rückgang in Deutschland. *Staub – Reinhaltung der Luft* 54, 7/8, 289–296.
- GRASSL, H., 1995: Der veränderte Energiehaushalt der Erde. *Phys. Bl.* 51, 6, 487–492.
- IPCC, 1992: Scientific assessment of climate change: 1992 IPCC supplement. Intergovernmental Panel on Climate Change. Genf: WMO (Hrsg.).
- IPCC, 1995: Climate change 1995: IPCC second assessment; a report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Genf: WMO (Hrsg.).
- KÖHLER, A., 1980: The WMO BAPMoN (Background Air Pollution Monitoring) Network. WMO – Special Environmental Report No. 14, Genf, 207–215.
- WMO, 1989: Report of the Consultation of Experts to Consider Desirable Locations and Observational Practices for BAPMoN-GAW Stations of Global Importance. Environmental Pollution Monitoring and Research Programme Report Series No. 64, Genf, 15 S.
- WMO, 1995: Status of the WMO Global Atmosphere Watch Programme – as at 31 December 1993. Environmental Pollution Monitoring and Research Programme Report Series No. 99, WMO/TD-No. 636, Genf, 64 S.

14 Methoden und Prozesse der atmosphärischen Chemie

1 Einleitung

Die Aufgaben der luftchemischen Forschung sind in den letzten zwei Jahrzehnten bedeutend komplexer geworden. Ein Beispiel hierfür ist die Erforschung der photochemischen Bildung von Ozon in der Troposphäre. Ein anderes wichtiges Thema ist der potentielle Einfluß anthropogener Emissionen auf das regionale und globale Klima der Erde. Ziel dieser Arbeiten ist es, ein genaues Verständnis der grundlegenden Prozesse zu erlangen und somit prognostische Aussagen zu ermöglichen, die eine verantwortliche politische Entscheidungshilfe darstellen. Diese Aufgaben erfordern umfangreiche experimentelle Untersuchungen und Modellsimulationen sowie eine interdisziplinäre Zusammenarbeit auf nationaler und internationaler Ebene.

Die in der Atmosphäre ablaufenden luftchemischen Prozesse sind eng mit den jeweils vorliegenden meteorologischen Bedingungen verknüpft. Am Beispiel des Ozons wird dies wiederum deutlich. Man schätzt heute, daß eine Vielzahl chemischer Spurenstoffe und Elementarreaktionen zur Ozonbildung oder zum Ozonabbau in der Troposphäre beitragen. Andererseits sind meteorologische Parameter wie Temperatur, relative Feuchte und Strahlungsintensität entscheidend für die Geschwindigkeit von chemischen Reaktionen in der Atmosphäre. Durch Wind erfolgt ein großräumiger Transport von Ozon und ozonbildenden Substanzen. Die dabei auftretende Bildung und Vermischung von Luftmassen unterschiedlicher chemischer Prägung beeinflusst nicht nur Prozesse in der Atmosphäre, sondern auch in anderen wichtigen Reservoiern, wie z. B. der Biosphäre einschließlich des Menschen.

Der chemische Abbau atmosphärischer Spurenstoffe verläuft auf einer Zeitskala, die sich von etwa einer Sekunde bis zu einem Jahrhundert erstreckt. Dabei entstehen oft aus lokal ablaufenden chemischen Umwandlungsprozessen, an denen hochreaktive Verbindungen beteiligt sind, relativ langlebige Substanzen, die nicht mehr durch einen schnellen chemischen Abbau aus der Atmosphäre entfernt werden. Beträgt ihre mittlere Verweilzeit in der Atmosphäre mehrere Monate bzw. mehr als etwa ein Jahr, so können sich diese Verbindungen homogen über eine gesamte Hemisphäre oder sogar global ausbreiten. Ein Beispiel ist die Oxidation von Kohlenwasserstoffen zu Kohlenmonoxid, CO, und weiter zu CO₂. In diesem Zusammenhang besitzen lokale Messungen entsprechender langlebiger Spurenstoffe wie CO₂ oder Methan (CH₄) eine globale Relevanz. Dies gilt natürlich nur unter der Voraussetzung, daß der Meßstandort nicht durch entsprechende Emissionsquellen in lokaler oder regionaler Umgebung signifikant beeinflusst wird. Andernfalls muß es möglich sein, die Beiträge solcher Emissionen mit Hilfe von Messungen geeigneter Tracer, z.B. Kohlenwasserstoffen, aus dem Datensatz herauszufiltern. Lokale luftchemische Messungen an einem entsprechend geeigneten Standort sind auch dann von globaler Relevanz, wenn sie im Rahmen eines

breit angelegten Programms wie GAW zur Erforschung von Prozessen beitragen, die mehr oder weniger überall, also großräumig oder global verteilt auftreten (s.a. Beitrag FRICKE et al.). Hierzu gehört z. B. die troposphärische Ozonbildung, an der zahlreiche relativ kurzlebige Spurenstoffe beteiligt sind.

Ein experimenteller luftchemischer Forschungszweig im DWD wurde im Mai 1994 mit der Gründung des Dezernats MOHp1: „Methoden und Prozesse der Atmosphärischen Chemie“ eingerichtet. Die Aufgaben des Dezernats MOHp1 umfassen drei Schwerpunkte: 1. Entwicklung spezieller luftchemischer Meßmethoden und deren Evaluierung und Einsatz unter Feldbedingungen, 2. Erforschung luftchemischer Prozesse bei unterschiedlichen meteorologischen Bedingungen und 3. Ergänzung des GAW-Programms durch langzeitliche Messungen atmosphärischer Kohlenwasserstoffe. Zu den Schwerpunkten der Forschungstätigkeit zählen die experimentelle Untersuchung von Prozessen zur a) Oxidantienbildung und Oxidationskapazität der Atmosphäre und b) Partikelbildung aus der Gasphase und deren potentielle Auswirkungen auf den Strahlungshaushalt der Atmosphäre. Dies beinhaltet letztlich eine Verifizierung und Fortentwicklung entsprechender Modellvorstellungen, insbesondere im Hinblick auf die Verbesserung prognostischer Aussagen über den anthropogenen Einfluß auf Klima und Umwelt. Eine enge Zusammenarbeit mit DWD-internen und externen (nationalen und internationalen) Institutionen ist angestrebt bzw. bereits vorhanden.

2 Atmosphärische Kohlenwasserstoffe und ihre Messung am MOHp

Zu den in der Atmosphärenchemie bedeutsamen Kohlenwasserstoffen (C-H-Verbindungen) zählen Alkane (C_nH_{2n+2}), Alkene (C_nH_{2n}), Alkine (C_nH_{2n-2}), ringförmige Verbindungen wie BTX (Benzol, Toluol, Xylol) sowie gemischte Kohlenwasserstoffe. Letztere enthalten neben C und H noch Fremdatome wie Sauerstoff (z. B. Alkohole, Aldehyde, organische Säuren), Halogene (z. B. Fluorchlorkohlenwasserstoffe¹, FCKW's), Schwefel oder Stickstoff. Insbesondere spielen flüchtige organische Verbindungen eine wichtige Rolle, d. h. Verbindungen, die in der Atmosphäre zumindest teilweise als Gase vorkommen. Diese lassen sich wiederum aufgrund ihres Sättigungsdampfdrucks in leichtflüchtige und schwerflüchtige Komponenten unterscheiden.

Die Bedeutung der flüchtigen reaktiven Kohlenwasserstoffe gründet sich insbesondere auf folgende Zusammenhänge: 1. Sie sind in entscheidendem Maße an der photochemischen Bildung von troposphärischem Ozon beteiligt. 2. Ihre Oxidation stellt neben direkten anthropogenen Emissionen die größte Quelle für atmosphärisches Kohlenmonoxid (CO) dar. 3. Die Kapazität der Atmosphäre zum oxidativen Abbau von Schadsubstanzen (z. B. über das Hydroxyl-Radikal, OH) wird indirekt

Tab.1: Globale Quellen und atmosphärische Verweilzeiten ausgewählter Kohlenwasserstoffe^a in der Atmosphäre (nach WARNECK 1988; SINGH und ZIMMERMAN, 1992).

Kohlenwasserstoff	τ^b Tage	Emissionen Mio. T/Jahr	Hauptquellen
Methan	3300 (9 J)	500	Kohle-/Erdgasförderung, Biomassenverbrennung, Kfz-Abgase, Rinderzucht, Reisanbau, Feuchtgebiete, Ozean, Seen
Äthan	92	10-15	Erdgas, Biomassenverbrennung, Ozean, Gras u.a. Vegetation
Propan	22	15-20	Erdgas, Biomassenverbrennung, Ozean, Gras u.a. Vegetation
n-Butan	80	1-2	Fossile Brennstoffe, Biomassenverbrennung, Erdgas, Ozean
n-Pentan	52	1-2	Fossile Brennstoffe, Erdgas
Acetylen (Äthin)	24	3-6	Kfz-Abgase, Biomassenverbrennung
Äthylen (Äthen)	1,9	20-45	Fossile Brennstoffe, Biomassenverbrennung, Ozean, terrestrische Ökosysteme
Propen	0,5	7-12	Fossile Brennstoffe, Biomassenverbrennung, Ozean
Benzol	16	4-5	Fossile Brennstoffe, Biomassenverbrennung
Toluol	3	4-5	Fossile Brennstoffe, Lösungsmittel, Biomassenverbrennung
Xylol (o,m,p)	0,4	2-3	Fossile Brennstoffe, Lösungsmittel, Biomassenverbrennung
Isopren	0,2	350-450	(Laub-)Bäume, Pflanzen
Monoterpene (α,β -Pinen u.a.)	0,1- 0,2	400-500	(Nadel-)Bäume, Pflanzen

^aWarneck, 1988; Singh und Zimmerman, 1992.

^bT = 275 K, [OH] = 6×10^5 Moleküle cm^{-3} , [O₃] = 30 ppbv.

durch reaktive Kohlenwasserstoffe kontrolliert. 4. Bestimmte Kohlenwasserstoffe können bei Sonneneinstrahlung Partikel in der Atmosphäre bilden, die sowohl den Strahlungshaushalt, die Wolken- und Nebelbildung als auch die Bildung von saurem Regen beeinflussen. 5. Viele, meist anthropogene Kohlenwasserstoffe und deren Oxidationsprodukte üben entweder direkt oder in Verbindung mit anderen Substanzen eine toxische Wirkung auf Pflanzen, Tiere und Menschen aus.

Anthropogene und biogene Quellen emittieren insgesamt weit über tausend verschiedene Kohlenwasserstoffverbindungen in die Atmosphäre. Eine Sonderstellung nimmt dabei das Methan (CH₄) ein, neben Wasserdampf und Kohlendioxid eines der wichtigsten Treibhausgase. Der chemische Abbau von Methan (einzig bedeutend ist die Oxidation durch OH) verläuft wesentlich langsamer als bei den meisten anderen Kohlenwasserstoffen. Hieraus erklären sich die relativ lange (1/e)-Verweilzeit von Methan (ca. 9 Jahre) und sein relativ hohes Mischungsverhältnis (1,7 ppm = $1,7 \times 10^{-6}$ cm³ CH₄ pro cm³ Luft) in der Troposphäre. Aufgrund der unterschiedlichen Reaktivität in der Atmosphäre unterscheidet man daher üblicherweise zwischen Methan und Nicht-Methan-Kohlenwasserstoffen (engl.: non-methane

hydrocarbons, NMHC). Tab. 1 gibt einen Überblick über mittlere atmosphärische Verweilzeiten und die Hauptquellen einiger Verbindungen im Vergleich zu Methan.

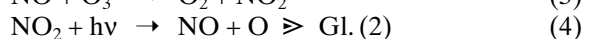
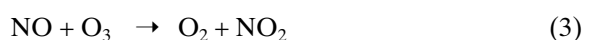
Die reaktiven NMHC's haben einen bedeutenden Einfluß auf die regionale chemische Bildung und Anreicherung von Ozon in der Troposphäre. Die damit verbundenen Prozesse beruhen hauptsächlich auf dem Zusammenwirken von Sonnenlicht, Stickoxiden (NO_x = NO, NO₂) und NMHC's. Die wichtigsten Reaktionen lassen sich schematisch folgendermaßen darstellen:

I. Photolyse und Synthese von Ozon



Hier symbolisiert $h\nu$ die Energie eines Photons bzw. den Photolysezerfall durch UV-Strahlung und M ein Stoßpartnermolekül, das für die Impuls- und Energieerhaltung notwendig ist, chemisch aber nicht verändert wird.

II. Stickoxide und Ozon



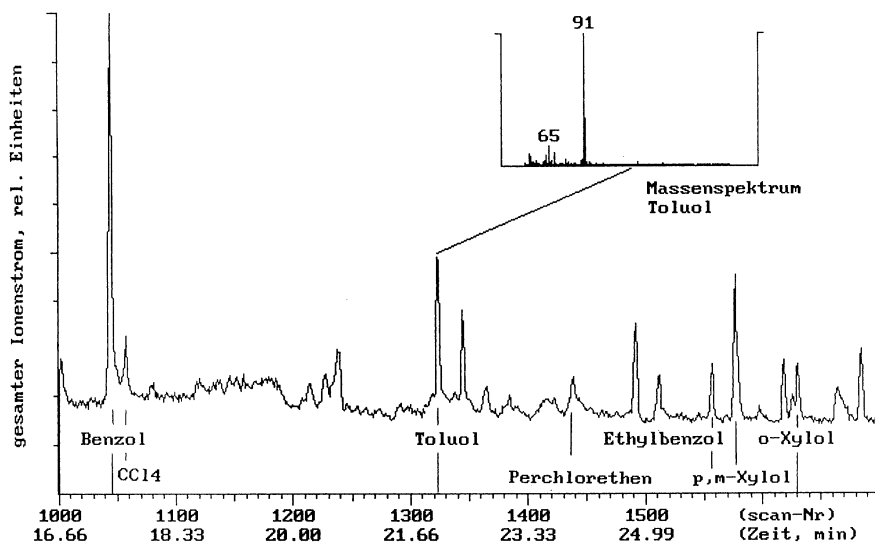
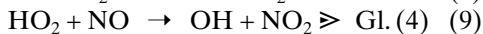
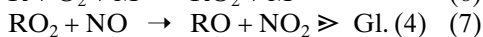
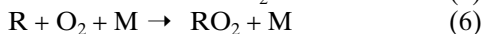
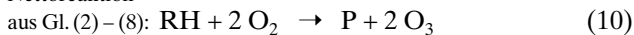


Bild 1: Ausschnitt aus einem Ionenchromatogramm anthropogener Kohlenwasserstoffe (BTEX und halogenierte Verbindungen) in einer Außenluftprobe. Eingebledet ist das Massenspektrum von Toluol. Mit GC/MS werden hauptsächlich höhermolekulare, schwerflüchtige Verbindungen erfaßt.

III. Anreicherung von Ozon in Gegenwart von Kohlenwasserstoffen (RH) und NO_x



Nettoreaktion



(R = Organischer Rest des Kohlenwasserstoffmoleküls; P = neutrales Produkt, z. B. Aldehyd).

Die unter I und II dargestellten Prozesse beschreiben jeweils sogenannte photostationäre Zustände, in denen keine Nettoanreicherung von Ozon erfolgt (Ozon wird einerseits zerstört, andererseits wieder neu gebildet).

Dagegen ergibt sich aus dem Prozeß III eine zusätzliche Bildung von NO_2 und damit über Gl. (4) und Gl. (2) auch eine zusätzliche Anreicherung von Ozon. Der Beitrag von Methan zur Ozonbildung ist in kontinentalen Regionen relativ unbedeutend im Vergleich zur Summe der reaktiven Nicht-Methan-Kohlenwasserstoffe (NMHC's). Man schätzt heute, daß etwa 40 – 60 NMHC-Verbindungen aufgrund ihrer Reaktion mit OH einen signifikanten Beitrag zur Ozonbildung leisten. Je nach ihrer OH-Reaktivität liegen ihre atmosphärischen Verweilzeiten zwischen einigen Minuten (z. B. Terpene) und einigen Monaten (z. B. Äthan). Will man also die Ozonbildung und ihren langfristigen Trend an einem Meßort verfolgen und verstehen, so müssen alle für diesen Meßort relevanten ozonbildenden Kohlenwasserstoffe in die Messung mit eingebunden sein. Der Standort des MOHp ist teilweise von Waldgebieten umgeben (hauptsächlich Nadelwald), so daß hier mit einem bedeutenden Beitrag von biogenen Kohlenwasserstoffen zur Ozonbildung zu rechnen ist.

Oxidationsprodukte von schwerflüchtigen organischen Verbindungen, wie z. B. von Terpenen ($\text{C}_{10}\text{H}_{16}$) und Sesquiterpenen ($\text{C}_{15}\text{H}_{24}$) können aufgrund ihres niedrigen Dampfdrucks in der Atmosphäre leicht kondensieren und auf diese Weise Aitkenkerne mit Durchmessern von $< 10 \text{ nm}$ bilden. Durch Koagulation und weiteres Kondensationswachstum, möglicherweise in Verbindung mit Wasserdampf und anderen Spurenstoffen (z. B. Ammoniak, NH_3), können diese Teilchen schließlich einen Durchmesser von einigen 100 nm erreichen und durch Absorption und/oder Streuung von Licht Einfluß auf den Strahlungshaushalt der Atmosphäre nehmen. Mit diesem Prozeß ist z. B. der als „blue haze“ bekannte blaue Dunst zu erklären, der sich bei intensiver Strahlung im Sommer über Waldgebieten bildet. In stark belasteten Gebieten mit hoher Verkehrsdichte entstehen auf diese Weise auch sogenannte Photosmog-aerosole, die sowohl das lokale Klima als auch die Oxidationskapazität der Atmosphäre stark beeinflussen können. Eine weitere potentiell wichtige Bedeutung haben Kohlenwasserstoffe im Hinblick auf die Nebel- und Wolkenbildung. Die Aktivierung von Aerosolteilchen als Wolkenkondensationskeime oder als Eiskeime kann durch Anlagerung bestimmter Kohlenwasserstoffe möglicherweise stark beeinflusst werden. Insgesamt ist über die Rolle der Kohlenwasserstoffe bei der Aerosolbildung und bei heterogenen chemischen Reaktionen bis heute wenig bekannt. Dies gilt auch in Bezug auf ihre potentielle Bedeutung für das Klima der Atmosphäre. Diese Themen bilden daher einen Forschungsschwerpunkt im Dezernat MOHp1.

Meßprogramm und Meßtechnik

Zur Untersuchung luftchemischer Prozesse und in Ergänzung zum Meßprogramm der GAW-Globalstation werden im Bereich „Methoden und Prozesse der Atmosphärischen Chemie“ Langzeitmessungen von wichtigen atmosphärischen Kohlenwasserstoffverbindungen

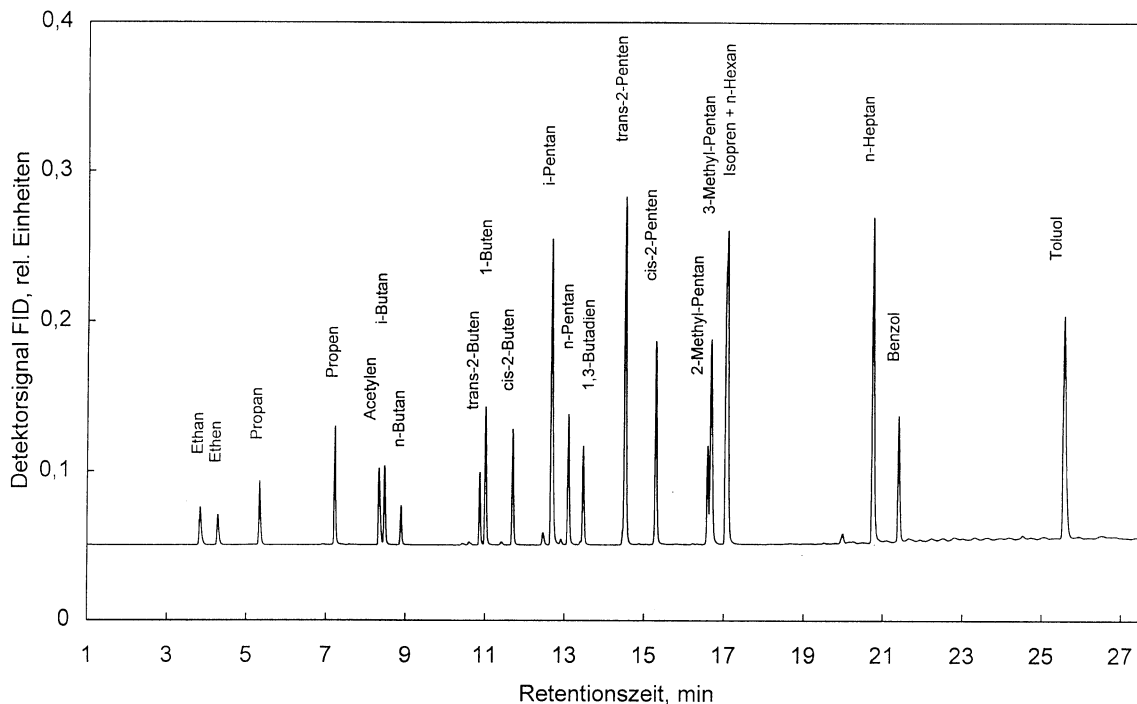


Bild 2: Chromatogramm einer Standardgas Mischung aus niedermolekularen, leichtflüchtigen Kohlenwasserstoffen, aufgenommen mit einem Flammenionisationsdetektor (FID).

gen durchgeführt. Ziel dieses Grundprogramms ist die Erfassung zeitlich hochaufgelöster Trends (Tages-, Monats-, Jahresgänge). Geplant sind in der Regel mehrere Probenahmen pro Tag mit nachfolgender Analyse von etwa 20 Verbindungen je Probe. Dies schließt auch Verbindungen ein, die als Tracer für lokale Quellen gemessen werden. Im Rahmen eines Intensivmeßprogramms sollen außerdem etwa einmal pro Woche erheblich mehr (ca. 60) Verbindungen gemessen werden. Die breitbandig angelegten Intensivmessungen dienen der detaillierten Erforschung der oben dargestellten Prozesse.

Leichtflüchtige Kohlenwasserstoffe werden zunächst aus einem getrockneten Probeluftstrom kryogen aufkonzentriert, schwerflüchtige in einem parallelen, nicht getrockneten Strom auf einem Adsorbiermaterial fokussiert. Allen Messungen liegt die Technik der Gaschromatographie (GC) zugrunde, bei der die zunächst als Gemisch vorliegenden gasförmigen Substanzen nach ihrer Anreicherung durch eine spezielle Trennsäule strömen, in der sie zeitlich und räumlich voneinander getrennt und nach ihrem Austritt aus der Säule sequentiell detektiert werden. Die am MOHp eingesetzten Gaschromatographen (Varian, Modell 3400 und Modell 3600) sind hierfür mit folgenden Detektoren bestückt: ein Flammenionisationsdetektor (FID) und ein Elektroneneinfangdetektor (ECD) für leichtflüchtige Kohlenwasserstoffe (inklusive halogenierte Verbindungen), ein gepulster flammenphotometrischer Detektor (PFPD) für schwefel-, stickstoff- und phosphorhaltige Verbindungen sowie ein Massenspektrometer mit Ionenanreicherung (Ion Trap) für höhermolekulare Kohlenwasserstoffe ($\geq C_5$). Die meisten der hier zu messenden Substanzen können mit diesen Geräten bei entsprechender Probenanreicherung noch bei Mischungs-

verhältnissen im unteren pptv-Bereich nachgewiesen werden ($1 \text{ pptv} = 10^{-12} \text{ cm}^3 \text{ Substanz/cm}^3 \text{ Luft}$).

Bild 1 zeigt einen Ausschnitt aus einem Ionenchromatogramm einer Außenluftprobe mit eingeblendetem Massenspektrum für Toluol. Die hier dargestellten Peaks repräsentieren überwiegend höhermolekulare anthropogene Kohlenwasserstoffe.

Bild 2 zeigt das Chromatogramm einer Eichgas Mischung von relativ leichtflüchtigen Verbindungen. Die Kombination der hier angewendeten Verfahren soll eine (quasi-) kontinuierliche stationäre Messung von Kohlenwasserstoffen im Bereich C_2-C_{15} ermöglichen. Ein vergleichbares Meßkonzept wurde weltweit bisher noch nicht vorgestellt.

3 Das Hydroxyl-Radikal (OH): „Waschmittel der Atmosphäre“

Unsere heutige Atmosphäre ist ein oxidierendes Medium. Oxidationsprozesse sind für die chemische Selbstreinigung der Atmosphäre von größter Bedeutung. Oxydierte Verbindungen, wie z. B. Schwefelsäure (H_2SO_4), besitzen meist eine relativ hohe Löslichkeit in Wasser und werden daher leicht durch Niederschlag aus der Atmosphäre entfernt. Reaktionen mit molekularem Sauerstoff verlaufen allerdings meist relativ langsam und sind daher im allgemeinen unbedeutend für den Abbau von Luftschadstoffen. Wichtige Oxidationsmittel in der Atmosphäre sind dagegen Ozon, Wasserstoffperoxid (H_2O_2) und vor allem sogenannte Radikalverbindungen, die sehr effektive Kettenreaktionen bewirken können. Radikale sind per definitionem Verbindungen, die ein oder mehrere ungepaarte Elektronen enthalten und deshalb äußerst reaktiv sind.

Aufgrund der in Bild 3 dargestellten Zusammenhänge ist OH das wichtigste Oxidationsmittel in der Atmosphäre, es kontrolliert klimatisch und toxisch wirksame Spurenstoffe und ist eng mit dem troposphärischen Ozonhaushalt verknüpft. Tab. 2 verdeutlicht die Rolle von OH bei der Oxidation einiger wichtiger Spurenstoffe in der Atmosphäre. Zahlreiche Modellrechnungen zeigen, daß durch die zunehmende globale Luftverschmutzung (z. B. ansteigende CO und CH₄-Emissionen) die mittlere OH-Konzentration und damit die Oxidationskapazität der Atmosphäre insgesamt abnehmen könnte. Zu den Aufgaben von MOHp1 zählen daher Langzeitmessungen zur Aufdeckung möglicher Trends in der mittleren globalen OH-Konzentration. Diese Messungen konzentrieren sich auf geeignete langlebige Tracersubstanzen, die nahezu ausschließlich mit OH reagieren und deren Quellstärken genau bekannt sind (z. B. Methylchloroform, CH₃CCl₃; τ ≈ 6 Jahre). Darüberhinaus sind zur Untersuchung von Oxidationsprozessen, insbesondere der Ozonbildung, auch direkte Messungen der OH-Konzentration geplant. Erst seit einigen Jahren erlauben neue Meßmethoden eine zuverlässige kontinuierliche Erfassung der OH-Konzentration, die maximal im Bereich von 10⁶–10⁷ Moleküle cm⁻³ liegt, was unter Standardbedingungen einem Volumenmischungsverhältnis von weniger als 1 pptv (10⁻¹²) entspricht. Die niedrige photostationäre Konzentration von OH resultiert aus seiner sehr hohen Reaktivität und entsprechend kurzen Lebensdauer (ca. 1 s). Die zur Zeit empfindlichste Meßmethode für OH basiert auf der von EISELE und BERRESHEIM entwickelten Technik der selektiven chemischen Ionisationsmassenspektrometrie, mit der auch eine Vielzahl anderer atmosphärischer Spurenstoffe empfindlich gemessen werden kann [BERRESHEIM und EISELE 1995; EISELE und BERRESHEIM 1992; EISELE und TANNER 1993; 1991]. Am MOHp befindet sich seit 1995 ein weiterentwickeltes Meßsystem im Aufbau, das zum erstenmal für langzeitliche lokale Messungen von OH (und anderen Spurenstoffen) eingesetzt werden soll.

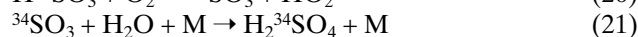
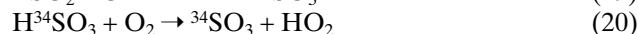
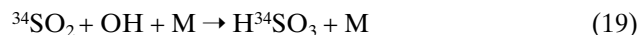
Meßprogramm und Meßmethode

Bild 4 zeigt eine schematische Darstellung des Meßsystems mit den drei Hauptkomponenten Probeneinlaß,

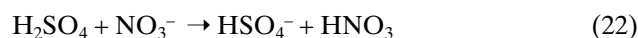
Spurengas	jährlicher Umsatz (Millionen Tonnen pro Jahr)	Abbau durch OH (Prozent)
CO	2800	90
CH ₄	500	90
Alkane (C ₂ H ₆)	20	90
Isopren	350	90
Terpene	480	50
NO ₂	160	50
SO ₂	300	30
(CH ₃) ₂ S	80	90
CFCl ₃	0.4	0

Tab. 2: Globale Umsätze einiger atmosphärischer Spurengase und der relative Beitrag durch Reaktion mit OH ([OH] = 6 × 10⁵ Moleküle cm⁻³; EHHALT 1994).

Ionisationsreaktor und Vakuum-MS-Analyseeinheit. Die Funktionsweise soll hier kurz erläutert werden. Außenluft strömt kontinuierlich in den trompetenartig geformten Probeneinlaß ein und zum Teil dahinter wieder aus. Der Probengasanteil (ca. 10 l/min) durchströmt laminar eine kleinere Edelstahlröhre, in der das in der Luft befindliche OH nach Zugabe von isotopisch schwerem Schwefeldioxid (³⁴SO₂) mit diesem in weniger als 0,1 s vollständig reagiert. Daraus entsteht nach folgendem Schema isotopisch schwere Schwefelsäure:



Aufgrund des Massenunterschiedes von der natürlich vorliegenden Schwefelsäure kann die isotopisch schwere Schwefelsäure getrennt analysiert werden. Das über Gl. (20) gebildete HO₂ führt durch Reaktion mit NO innerhalb der Reaktionszeit zu einer teilweisen Neubildung von OH (Gl. (7), R = H), die bei der Messung stören könnte. Daher wird am Ende der Reaktionsstrecke ein Überschuß an Propan (C₃H₈) hinzugefügt, welches wesentlich schneller mit dem neugebildeten OH reagiert als ³⁴SO₂ und somit eine mögliche Verfälschung der Messung unterbindet. Nach der OH-Reaktion gelangt die Probeluft in den chemischen Ionisationsreaktor. In diesem sitzt, räumlich von der Probeluft getrennt, ein α-Strahler (Americium-241), an dem ein zweiter Strom von (gereinigter) Außenluft, der mit verdünnter Salpetersäure (HNO₃) angereichert ist, laminar vorbeiströmt. Durch die Wirkung der α-Teilchen auf dieses Gasgemisch entstehen innerhalb von etwa 0,01 s NO₃⁻ Ionen, die über nachfolgende elektrische Felder auf die mittlere Strömungsachse des Probenluftstroms gelenkt werden. Dort reagieren die NO₃⁻ Ionen unter Ladungsaustausch mit den H₂SO₄⁻ Molekülen der Luft und bilden somit HSO₄⁻ Produkt-Ionen, die dann zusammen mit den restlichen NO₃⁻ Ionen in das Vakuumsystem überführt werden. Die nicht ionisierten neutralen Luftmoleküle gelangen über Auslaßöffnungen wieder zurück in die Außenluft. Die Reaktion verläuft nach folgendem Schema:



Daraus leitet sich der folgende Ausdruck für die OH-Konzentration ab:

$$[\text{OH}] = [\text{H}_2^{34}\text{SO}_4] = \frac{[\text{H}^{34}\text{SO}_4^-]}{[\text{NO}_3^-]kt} \quad (23)$$

Hierbei ist die Reaktionszeit t (ca. 0,15 s) durch die Strömungsgeschwindigkeit und die Reaktordimensionen festgelegt. Da die Reaktionskonstante k für Gl. (22) ebenfalls (wenn auch mit einer gewissen Unsicherheit) bekannt ist, muß zur Ermittlung der OH-Konzentration nur das relative Verhältnis der H³⁴SO₄⁻ und NO₃⁻ Konzentrationen gemessen werden. Im Prinzip ist daher keine Absoluteichung des Verfahrens notwendig. Die Messung beruht auf der Annahme, daß die OH-Konzentration gleich der H₂³⁴SO₄-Konzentration ist. Im eigentli-

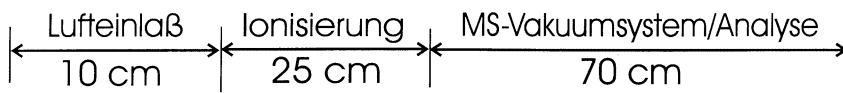
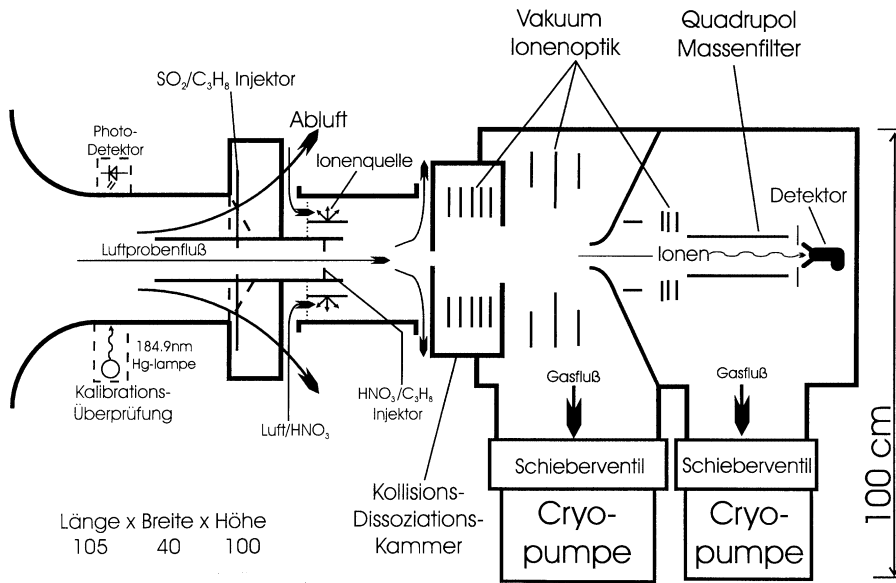


Bild 4: Schematische Darstellung des OH-H₂SO₄-Meßsystems und seiner Hauptkomponenten.



chen Massenspektrometer durchlaufen die Ionen ein Quadrupolfeld, in dem sie je nach ihrer Masse selektiert und dann mit einem Elektronenmultiplier gemessen werden.

Die hier beschriebene Methode zeichnet sich insbesondere durch die lokale (in situ) und kontinuierliche Messung von OH aus (Zeitauflösung: 10 – 20 s) sowie durch ihre sehr hohe Empfindlichkeit. Bei einer Integration der Meßsignale über jeweils 5 min ergibt sich eine Nachweisgrenze von $\leq 1 \times 10^5$ Moleküle cm^{-3} (2σ). Außer der OH-Konzentration können mit dem hier beschriebenen Verfahren gleichzeitig auch die Konzentrationen von gasförmiger (natürlicher) Schwefelsäure ($\text{H}_2^{32}\text{SO}_4$), Methansulfonsäure und Malonsäure in der Atmosphäre bestimmt werden. Die Nachweisgrenzen liegen hierbei im unteren ppq (parts-per-quadrillion = 10^{-15}) Bereich bei einer Signalauflösung von wenigen Sekunden. Diese Messungen sind insbesondere von Bedeutung für Prozessstudien zur Partikelbildung aus der Gasphase [BERRESHEIM et al. 1995; EISELE und TANNER 1993; WEBER et al. 1997]. Insbesondere der Schwefelsäure kommt hierbei – neben ihren korrosiven Eigenschaften und ihrem Beitrag zum sauren Regen – eine bedeutende Rolle zu. Sie ist die Vorläufersubstanz für die Bildung von Sulfatpartikeln in der Atmosphäre, die durch Streuung solarer Strahlung oder Aktivierung als Wolkenkondensationskerne einen bedeutenden Einfluß auf das Klima haben können. Weiterhin besteht die potentielle Möglichkeit, mit dem System auch HO_2 , HNO_3 , NH_3 und andere wichtige Substanzen kontinuierlich zu messen. Die Apparatur am MOHp ist seit Ende 1996 betriebsbereit (für H_2SO_4 -Messungen) und wird derzeit auf die Messung von OH erweitert.

4 Ausblick

Mit der Erweiterung des luftchemischen Meßprogramms am MOHp auf die Messung von OH, H_2SO_4 und anthropogenen sowie biogenen Kohlenwasserstoffen wird eine wichtige Lücke in der Erforschung atmosphärisch-chemischer Prozesse geschlossen. Dies betrifft insbesondere die Bildungsmechanismen von Ozon und anderen Oxidantien sowie die Partikelbildung aus der Gasphase und die Auswirkungen dieser Prozesse auf das regionale und globale Klima.

In Bezug auf die Messung von Kohlenwasserstoffen müssen für viele Verbindungen noch geeignete Meßmethoden entwickelt bzw. bestehende Methoden weiter verbessert werden. Außerdem ist eine fortlaufende Qualitätskontrolle und Qualitätssicherung (QA/QC) angestrebt, z. B. durch Erstellung und Überprüfung von Standardgemischen und durch Vergleichsmessungen mit anderen Forschungsgruppen, u. a. auch im Rahmen von GAW-DACH (s.a. Beitrag FRICKE et al.). Auch das OH-Meßsystem soll durch intensive Vergleichsmessungen evaluiert und weiter verbessert werden.

Tages-, Monats- und Jahrgänge der einzelnen Verbindungen sollen langfristig am MOHp gemessen und die Ergebnisse zur Modellverifizierung herangezogen werden. Denkbar sind auch Messungen auf anderen Plattformen, z. B. Schneefernerhaus/Zugspitze, Beteiligung an Feldmeßkampagnen, Ballon- und Flugzeugmessungen. Eine enge Kooperation mit DWD-internen und externen Arbeitsgruppen bei der Modellierung der Meßergebnisse ist geplant. Langfristig sollen die entsprechenden Meßsysteme weiter automatisiert und,

wenn möglich, auch miniaturisiert werden. Neben dem GAW-Programm und der eigenen Forschung sollen die Meßmethoden auch Gastwissenschaftlern sowie Diplomanden/Doktoranden im beschränkten Maße zur Verfügung stehen. Eine Vernetzung der Messungen mit anderen nationalen und internationalen Forschungsprogrammen ist geplant. Neben fachlichen Veröffentlichungen sollen das wissenschaftliche Programm und die Arbeitsergebnisse auch für den interessierten Laien transparent und verständlich dargestellt werden. Eine in diesem Sinne notwendige Information und Kommunikation mit der breiten Öffentlichkeit (sprich: dem Mitbürger) muß insbesondere an den Meteorologischen Observatorien weiter gefördert werden.

Literatur

- BERRESHEIM, H. und F. L. EISELE, Atmospheric sulfur and hydroxyl radical measurements at Palmer Station, Antarctic Journal of the U.S., 29(5), 312 – 315 (1995).
- BERRESHEIM, H., P. H. WINE, und D. D. DAVIS, Sulfur in the Atmosphere, in: *Composition, Chemistry, and Climate of the Atmosphere*, Chapter 8, 251 – 307, H. B. Singh (ed.), Van Nostrand Reinhold Publishers, New York (1995).
- CHAMEIDES, W. L. und D. D. Davis, Chemistry in the troposphere, Chem. Eng. News, 60(40), 38 – 52 (1982).
- EHHALT, D. H., Die Atmosphäre als chemischer Reaktor, *Anal. Met.*, 29, 275 – 311 (1994).
- EISELE, F. L. und D. J. TANNER, Measurement of the gas phase concentration of H₂SO₄ and methane sulfonic acid and estimates of H₂SO₄ production and loss in the atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 98, 9001 – 9010 (1993).
- EISELE, F. L., and H. BERRESHEIM, High-pressure chemical ionization flow reactor for real-time mass spectrometric detection of sulfur gases and unsaturated hydrocarbons in air, *Anal. Chem.*, 64, 283 – 287 (1992).
- EISELE, F. L. und D. J. TANNER, Ion-assisted tropospheric OH measurements, *J. Geophys. Res.*, 96, 9295 – 9308 (1991).
- SINGH, H. B. und P. B. ZIMMERMAN, Atmospheric distribution and sources of nonmethane hydrocarbons, in: *Gaseous Pollutants: Characterization and Cycling*, J. O. Nriagu (ed.), pp. 177 – 235, J. Wiley & Sons (1992).
- WARNECK, P., *Chemistry of the Natural Atmosphere*, Academic Press, San Diego, 1988.
- WEBER, R. J., J. J. MARTI, P. H. MCMURRY, F. L. EISELE, D. J. TANNER und A. JEFFERSON, Measurements of new particle formation and ultrafine particle growth rates at a clean continental site, *J. Geophys. Res.*, 102, 4375 – 4385 (1997).

Fußnoten

- 1 Die deutsche Bezeichnung FCKW ist streng genommen falsch, da FCKW's keinen Wasserstoff enthalten. Gerade dies unterscheidet sie von den an ihrer Stelle eingeführten Ersatzstoffen, den hydratisierten FCKW's, die Wasserstoff enthalten! Im Englischen werden FCKW's korrekt als CF-C's (Chlorofluorocarbons) bezeichnet, die Ersatzstoffe entsprechend als HCFC's.

Auch die Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes wird 150 Jahre alt

Wenn im Oktober 1997 das 150jährige Gründungs-jubiläum des Preußischen Meteorologischen Institut in Berlin gefeiert wird, soll auch daran erinnert werden, daß die Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes auf eine ebenso lange Geschichte zurückblicken kann. Mit der Gründung des Instituts wurde 1847 auch die Grundlage für die heute ca. 155.000 Bände umfassende Spezialbibliothek für Meteorologie geschaffen.

Mehrere Generationen von Meteorologen, Bibliothekaren und anderen Mitarbeitern haben sich Verdienste um diese Bibliothek erworben, die heute wegen ihrer Vollständigkeit und ihres internationalen Charakters der Wissenschaft und dem interessierten Laien eine Fundgrube an Fachwissen und Informationen bietet, die zumindest in Deutschland einmalig ist. In Europa findet man vergleichbare Bibliotheken in Bracknell und Wien. Ihre wechselvolle Geschichte, die von Höhen und Tiefen begleitet war, wurde in der Vergangenheit mehrfach nachgezeichnet (SCHLEGEL 1983) (CHRONIK 1983). Anlässlich des diesjährigen Jubiläums ist es dennoch angebracht, an den Ursprung der Bibliothek und ihre wechselhafte und zeitweilig sehr unruhige Entwicklung erneut zu erinnern. Ihre Geschichte zeigt aber, daß auf Perioden mit ungünstigen wirtschaftlichen oder politischen Bedingungen schließlich immer wieder Zeiten folgten, in denen die Bibliothek gefördert und ihre Existenz gesichert werden konnte.

Bibliotheken sind keine toten, sondern recht lebendige Organismen, die mannigfachen Einflüssen unterliegen, die sie weiterentwickeln, aber auch behindern oder gar

zerstören können. Dafür gibt es in Deutschland Beispiele auch in der jüngsten Vergangenheit.

Auch die meteorologische Bibliothek erlebte in ihrer Geschichte gute Zeiten, wie die Jahre von 1886 bis 1914 und die Jahrzehnte nach der Gründung des Deutschen Wetterdienstes. Es gab aber auch Zeiten mit Rückschlägen, mit Stagnation, in denen ihr natürliches Wachstum behindert wurde, beispielsweise durch die beiden Weltkriege und die Wirtschaftskrisen der 20er Jahre.

Bibliotheken können auch durch Zusammenlegung mit anderen oder Auflösung anderer Bibliotheken an Bedeutung gewinnen. Es sollte nicht vergessen werden, daß die Bibliothek des Preußischen Meteorologischen Instituts nur deshalb zur führenden und konkurrenzlosen Bibliothek des Reichsamts für Wetterdienst ab 1934 werden konnte, weil gleichzeitig ähnliche Bibliotheken der Landeswetterdienste zusammen mit diesen aufgelöst werden mußten.

Diesen Verlust spürten zunächst einige meteorologische Universitätsinstitute in den deutschen Ländern. HABERMEHL geht auf das Bibliotheksproblem bei der Gründung des Reichswetterdienstes näher ein. Das für den Reichswetterdienst zuständige Ministerium hatte sich verpflichtet, bei der meteorologischen Zentralbibliothek einen kostenlosen Leihverkehr aufrecht zu erhalten. Daran hat sich bis heute nichts geändert.

In jüngster Zeit übernahm die Zentralbibliothek einen Teilbestand der Bibliothek des Meteorologischen Dienstes der DDR aus Potsdam. Dadurch konnten teilweise kriegsbedingte Lücken geschlossen werden.

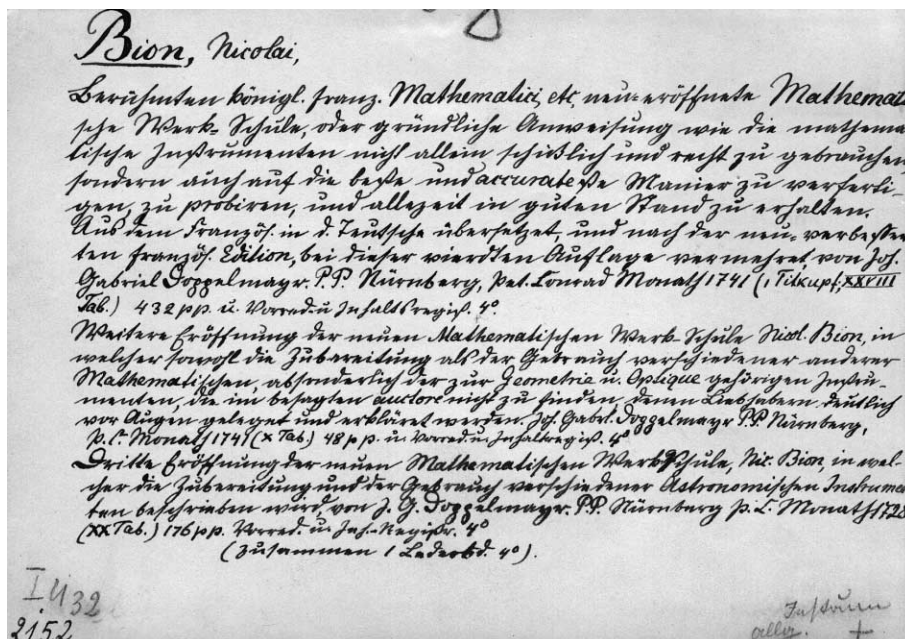


Bild 1: Handgeschriebene Karte aus dem alphabetischen Katalog der Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes (ca. 1886).

Bescheidener Beginn und Entwicklung zur Spezialbibliothek

Man kann in den ersten vier Jahrzehnten des Preußischen Meteorologischen Instituts von 1847 bis 1886, als es dem Statistischen Büro angegliedert war (Berlin, Lindenstr. 32), kaum von einer Bibliothek, sondern eher von einer kleinen Büchersammlung für den eigenen Bedarf sprechen, die fast ganz auf Geschenke oder Tausch angewiesen war, weil für den Kauf von Büchern nur 50 Taler (150 Mark) im Jahr zur Verfügung standen.

Bis 1886 kamen etwa 2000 Bände zusammen, ein verschwindend kleiner Bestand gegenüber der fast 100.000 Bände zählenden Bibliothek des Statistischen Büros mit einem jährlichen Zuwachs von etwa 3000-4000 Bänden (BLENCK 1885).

Während das Statistische Büro für seine Bibliothek einen Jahresetat bis zu 8000 Mark zur Verfügung hatte (BLENCK 1885), fehlten den Meteorologen die Mittel, um die Nachlässe Ihrer verstorbenen Institutsleiter zu kaufen. Als nach dem Tod Mahlmanns dessen Privatbibliothek für 330 Taler angeboten wurde, konnte das Institut davon nur für 50 Taler Bücher kaufen (KASSNER 1913).

Als Doves Bibliothek nach dessen Tod für 30.000 Mark angeboten wurde, hatte das Institut weder Mittel für den Kauf noch entsprechende Räume für eine sachgerechte Aufstellung der Bücher. Die wenige Jahre zuvor gegründete Deutsche Seewarte hatte das Glück, Doves Privatbibliothek kaufen zu können (ARCHIV 1878).

Die Verhältnisse änderten sich grundlegend, als das Meteorologische Institut 1886 nicht nur reorganisiert wurde, sondern auch vom Ressort des Handelsamtes, zu



Bild 2: Karl Keil (1898-1987), Leiter der Bibliothek 1933-1956.

dem das Statistische Büro gehörte, zum Ressort des preußischen Kultusministers wechselte, dem es direkt unterstellt war. Diese neue Konstellation war sicher nicht nur für die naturwissenschaftliche Aufgabenerfüllung sondern auch für die wissenschaftliche Bibliothek günstiger, die sich nun ganz anders entwickeln konnte als zuvor. Das Institut befand sich ab 1886 am Schinkelplatz 6 in Berlin.

In jenem Jahr begann man, einen alphabetischen Katalog zu führen, der noch vollständig vorhanden ist und zum Nachweis der alten Literatur unbedingt benötigt wird (Bild 1).

Unter der Leitung von Gustav Hellmann wurde systematisch eine wissenschaftliche Bibliothek aufgebaut, wobei neben der Erwerbung aktueller wissenschaftlicher Publikationen durch Tausch oder Kauf auch der Kauf von antiquarischen Werken bis zurück zu den Wiegendruckern am Ende des 15. Jahrhunderts verfolgt wurde. Der heute noch in der Bibliothek vorhandene Buchbestand aus der Zeit vor 1900 wurde vor dem ersten Weltkrieg erworben. Später war für antiquarische Werke kaum noch Geld vorhanden.

Mit der zunehmenden Bedeutung des meteorologischen Instituts im Inland und Ausland stieg auch die Nutzung seiner Präsenzbibliothek, die schon um die Jahrhundertwende einen hohen Grad an Vollständigkeit erreicht hatte und bei Zuwachszahlen um 1000 Bände im Jahr schnell wuchs, so daß sich bald Raumprobleme bemerkbar machten. Bei der Erwerbung spielten in zunehmendem Maße auch die Tauschbeziehungen sowie Geschenke ausländischer Institute eine Rolle. Am Beginn des ersten Weltkriegs hatte die Bibliothek einen Bestand von ca. 29.000 Bänden, was dem fast 15fachen des Bestands von 1886 entspricht.

Die Bibliothek unter schwierigen Bedingungen

Die Entwicklung in den Jahren vom Beginn des 1. Weltkriegs bis zu den Nachkriegsjahren des 2. Weltkriegs war so ereignisreich, daß sie hier nur in groben Zügen wiedergegeben werden kann. Man kann sie in den anfangs zitierten Veröffentlichungen nachlesen.

Der 1. Weltkrieg hatte für die Bibliothek noch reparable Folgen, wie vorübergehende Einstellung des Literaturausbaus, Geldmangel in den Krisenjahren nach dem Krieg sowie personelle Engpässe. Es dauerte aber immerhin bis zum Jahr 1930, bis alle negativen Folgen beseitigt werden konnten, wobei zeitweilig auch die Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft half, wie später nach dem 2. Weltkrieg die Deutsche Forschungsgemeinschaft.

Bücherei des Reichsamts für Wetterdienst (früher: des Meteorologischen Instituts) <B 23> SW 11, Prinz-Albrecht-Straße 5.
44 000 Bde, darunter 16 000 Broschüren — Verm. Etat 1935:
7 500 RM (davon f. Einbd 2 500 RM) — Wtägl. 9-16. BO.
v. 6. 5. 35; keine BG. [51

Leiter (NA): Reg. Rat Dr. Karl KEIL — 2 Hilfskräfte
Verwaltungsbericht im Bericht über die Tätigkeit des Reichsamts für Wetterdienst.

Bild 3: Auszug aus dem Jahrbuch der Deutschen Bibliotheken 26/27 (1936).

Bibliothek

Die Bibliothek des RfW ist entstanden aus der Vereinigung der Bibliothek des ehemaligen Preußischen Meteorologischen Instituts und der Bücherei der Leitung des Flugwetterdienstes. Sie arbeitet als zentrale Wetterdienstbibliothek Deutschlands. Inhaltlich zeichnet sie sich dadurch aus, daß sie die geschichtliche Entwicklung der meteorologischen Fachliteratur in einer Vollständigkeit berücksichtigt, die von keiner anderen Bücherei der Welt erreicht wird.

Sie umfaßt eine Bibliothek von rund 55 000 Bänden, die im Magazin im zweiten und dritten Stock des Bibliotheksbaus aufgestellt ist. Das Magazin, ein moderner Stahlbibliotheksbau mit drei Böden, ist sachlich geordnet. — Der unterste Boden enthält vor allem deutsche meteorologische Jahrbücher und Zeitschriften, sowie Monographien über die verschiedenen Gebiete der Meteorologie. — Der zweite Boden bringt ausländische Jahrbücher und Zeitschriften nach Ländern geordnet, der dritte Boden vor allem Zeitschriften und Jahrbücher aus den Grenz- und Nachbargebieten (Astronomie, Statistik, Geographie usw.).

Im ersten Obergeschoß liegt ein Lesesaal, in dem einmal die Neueingänge zur allgemeinen Kenntnis gebracht werden, und in dem sich daneben eine Handbibliothek mit den wichtigsten meteorologischen Lehr- und Handbüchern befindet. Im Lesesaal liegen zur Zeit 289 Zeitschriften und 63 Wetterkarten aus. Der Lesesaal ist auch für Außenstehende (Nichtangehörige des Reichswetterdienstes) zugänglich. Im Lesesaal sind besonders bemerkenswert die Mylius'schen Wolken-Aquarelle, in denen bestimmte typische Himmelsansichten dargestellt sind.

Ebenfalls im ersten Obergeschoß sind in einem besonderen Raum die Deutschen Meteorologischen Jahrbücher untergebracht, die häufiger zu Auszügen und dergl. benötigt werden. In diesem Raum sind in einer besonderen Vitrine einige bemerkenswerte Stücke der Bibliothek ausgestellt.

Ein Verfasserkatalog und ein Sachkatalog gestatten den schnellen Rückgriff auf die Literatur: Der Verfasserkatalog, der zugleich als Standortkatalog ausgebaut ist, wird bereits seit Beginn der Bibliotheksarbeit geführt, während der Sachkatalog erst mit dem 1. 1. 1935 einsetzt und seit dieser Zeit alle Arbeiten nach der Dezimalklassifikation aufführt. — Diesen Katalogräumen schließt sich die Leihstelle der Bibliothek des RfW an.

Im Erdgeschoß haben die Bestände an Jahrbüchern der früheren meteorologischen Landesinstitute und ihrer Veröffentlichungen Platz gefunden, daneben die Bestände an Veröffentlichungen des Reichsamts für Wetterdienst. Insgesamt handelt es sich hierbei um rund 95 000 Stück der Publikationen.

Die Bibliothek des RfW bearbeitet den Schriftenaustausch, der zur Zeit mit rund 1 000 verschiedenen in- und ausländischen Instituten gepflegt wird. Im vergangenen Jahre hat die Bibliothek rund 40 000 ausgehende und rund 35 000 eingehende Sendungen bearbeitet.

Bild 4: Auszug aus dem 'Führer durch die Arbeitsgebiete des Reichsamts für Wetterdienst', Berlin 1939.

Herausragende Neuerungen waren nach der Zusammenlegung der Bibliothek des Preußischen Meteorologischen Instituts mit der Bibliothek des Flugwetterdienstes durch den 1934 gegründeten Reichswetterdienst die Einführung der Dezimalklassifikation und eines Sachkatalogs sowie der Beginn einer systematischen Literaturdokumentation für die Agrarmeteorologie, Klimatologie und Aerologie unter der Leitung von Karl Keil (Bild 2). Er hatte zuvor im Auftrag der Fédération Internationale de la Documentation in Brüssel den meteorologischen Teil der internationalen Dezimalklassifikation ausgearbeitet.

Die zuvor bestehenden Raumprobleme konnten durch einen Neubau für das Reichsamt für Wetterdienst gelöst werden, in den die Bibliothek 1938 einzog. Danach nahm sowohl die Nutzung des Lesesaals als auch der Leihverkehr stark zu, denn die Bibliothek war seit 1934

keine Präsenzbibliothek mehr. Sie war nun auch im Jahrbuch der Deutschen Bibliotheken mit dem Bibliothekssigel B 23 aufgeführt (Bild 3). Einen Einblick in die Aktivitäten der Bibliothek des Reichsamts gibt Bild 4. Erlebte die Bibliothek in den dreißiger Jahren durch Zentralisierung und staatliche Förderung zunächst einen spürbaren Aufschwung, begann mit der teilweisen Auslagerung im Jahr 1943 eine Zeit tiefer Depression, die die Bibliothek letztlich nicht unbeschadet überstand.

Die Bibliothek wurde mit der Klimaabteilung unter K. Knoch 1943 von Berlin nach Groß-Leuthen im Spreewald ausgelagert (Bild 5), später nach Friedrichroda in Thüringen (Bild 6). Im Sommer 1945 erlitt die Bibliothek bei einer weiteren Verlagerung von Thüringen nach Westdeutschland Verluste am Bestand. Dabei ging auch der erst in den 30er Jahren begonnene Sachkatalog ver-

Bild 5: Schloß Groß-Leuthen (Kreis Lübben, Spreewald), Blick vom zugefrorenen See. Vom Juli 1943 bis Februar 1945 Unterkunft der Klima-
 abteilung und der Bibliothek des Reichsamts
 für Wetterdienst. Foto F. Schnelle.



loren. Die Situation nach dem 2. Weltkrieg, als Bibliotheken zerstört, beschädigt oder verstreut waren, belegt der Brief in Bild 7. Die Verhältnisse am Ende des Kriegs hat SCHNELLE (1974) eindrucksvoll beschrieben. Die Bibliothek konnte nach dem Krieg nur unter unvorstellbar schwierigen Arbeitsbedingungen und persönlichen Opfern der Mitarbeiter wieder zusammengeführt und neu aufgebaut werden (KEIL 1958). Dies sollte nicht vergessen werden, wenn man heute über die Zukunft der Bibliothek nachdenkt.



Bild 6: Friedrichroda (Thüringen), März 1945. Einlagerung der Bibliothek des Reichsamts für Wetterdienst, Kartons mit Sonderdrucken. Die Personen sind Dr. F. Schnelle (oben), Frau Dr. H. Seyfried (Mitte), unten unbekannt. Foto F. Schnelle.

Wiederaufbau und heutiger Stand

In den Nachkriegsjahren konnte am Zentralamt des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone in Bad Kissingen (Bilder 8, 9, 10) unter der Leitung von K. Keil eine funktionsfähige Bibliothek aufgebaut werden, die wie im Reichswetterdienst die Aufgabe hatte, den Wetterdienst zentral mit Fachliteratur zu versorgen. Hinzu kam im Jahr 1949, als die Deutsche Forschungsgemeinschaft ihr Sondersammelgebietsprogramm der Deutschen Bibliotheken erstmals auflegte, die Aufnahme der Wetterdienstbibliothek in dieses Programm für das Fach Meteorologie einschließlich der Klimakarten und Klimaatlantent, die einen besonderen Sammelschwerpunkt bilden.

Seitdem hat die Bibliothek als zweite Aufgabe die Sammlung und Erschließung meteorologischer Fachliteratur als einzige Bibliothek in Deutschland für den öffentlichen Bedarf. Diese Aufgabe muß man als eine nationale Aufgabe ansehen, die für die Wissenschaft und die interessierte Öffentlichkeit wahrgenommen werden muß. In Großbritannien ist dies die Aufgabe der National Meteorological Library in Bracknell. Dort bringt der Name die Aufgabe unmittelbar zum Ausdruck.

In Bad Kissingen gehörte die Wetterdienstbibliothek bald wieder zu den wissenschaftlichen Bibliotheken, die am Leihverkehr der Deutschen Bibliotheken teilnahmen (Bild 11). Zuvor gab es noch eine kleine Schwierigkeit am Rande, die die in Berlin während des Krieges zurückgelassenen Teile der Bibliothek betrafen. Es war nämlich nicht der gesamte Bestand ausgelagert. Als der in Berlin-Tempelhof (amerikanischer Sektor von Berlin) lagernde Restbestand nach Bad Kissingen (amerikanische Besatzungszone Deutschlands) transportiert werden sollte, protestierte die sowjetische Militäradministration von Ost-Berlin dagegen (Bild 12) und verzögerte damit die Zusammenführung. Dies ereignete sich noch im Vorfeld der sich später aus der Zweistaatlichkeit ergebenden Gründung von zwei Wetterdiensten in Deutschland.

Der Neubau eines modernen Dienstgebäudes Mitte der 50er Jahre für das Zentralamt des 1952 gegründeten Deutschen Wetterdienstes berücksichtigte auch die Bibliothek in angemessener Weise. Sie erhielt ein großzü-

Der Direktor

I. J. Nr. 512/46

Herrn
 Dr. Karl Keil
 Zentralamt für Klimatologie
 (16) Wiesbaden - Dotzheim
 Schönbergstraße 54

9701

Sehr geehrter Herr Doktor!

Auf Ihre Anfrage vom 29.VII.d.J. kann ich Ihnen folgendes mitteilen:

Im Januar d.J. wurde uns durch die hiesige Militärregierung eine in einer Kaserne aufgefundene meteorologische Bibliothek zugeführt, die uns zunächst zur Aufbewahrung übergeben, dann aber mangels anderweitiger Verwendungsmöglichkeit in mündlicher Erklärung übereignet wurde. Es mögen roh geschätzt 25 - 30 000 Bände (bibliographische Einheiten) sein, die z.T. von Wind und Wetter stark mitgenommen sind. Ich kann auch nicht sagen, ob sich nicht erhebliche Lücken in den Reihen u.s.w. finden, da ich vorerst und überhaupt für absehbare Zeit keine Möglichkeit habe, eine auch nur ganz rohe Ordnung durchzuführen.

Wir haben hier auch für den Wiederaufbau unserer Bibliothek keine Verwendung für eine derartige Fachbibliothek. Ich freue mich sehr, wenn diese nun wieder an ihren Eigentümer zurückgelangt, nachdem ich sie schon einer anderen Stelle vergeblich angeboten habe. Es wird das Richtige sein, wenn Sie zur Prüfung vor allem auch der Möglichkeit des Abtransportes hierher kommen, da ich großen Wert darauf legen muß, den mit diesen Stapeln belegten Raum freizubekommen. Ich bitte nur um Ankündigung Ihres Besuchs, damit nicht durch anderweitige Inanspruchnahme hier Hemmungen auftreten.

In vorzüglicher Hochachtung!

Kappf.

Bild 7: Brief der Landesbibliothek Kassel an K. Keil vom 8. August 1946.

gig und auf die Zukunft ausgerichtetes Magazin, dessen Bauzustand das Bild 13 zeigt. Zusammen mit einem Lesesaal und daran anschließenden Arbeitsräumen waren günstige räumliche Bedingungen für die Arbeit der Bibliothek geschaffen.

Unter der Leitung von M. Schlegel hielt die Datenverarbeitung Einzug in die Bibliothek. Von der Speiche-

rung von Bibliotheksdaten auf elektronischen Datenträgern schon im Jahr 1967 profitiert die Bibliothek noch heute. Nur dadurch war es vor einigen Jahren möglich, die Literaturdatenbank METLIS (GOESCH 1991, 1992), die zur Zeit mehr als 150.000 Titel von Büchern, Aufsätzen, Broschüren, Dissertationen u. a. nachweist, von Anfang an mit einem beträchtlichen Datenbestand auszustatten. METLIS ist die umfassendste und schnell-



Bild 8: Zentralamt des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone. Sitz der Klimaabteilung und der Bibliothek im Reichshof, Kurhausstr. 9, später Rooseveltstr. 9. Postkarte.

Bild 9: Arbeitsraum der Bibliothek im Reichshof, Bibliothekarin Ch. Göres. Fotograf unbekannt.



Bild 10: Buchbinderei der Bibliothek im Reichshof, Buchbinder R. Oriwe. Fotograf unbekannt.



Bad Kissingen

Wetterdienstbibliothek (früher: B des Reichsamtes für Wetterdienst, Berlin SW 29) (B 23) Rooseveltstr. 9 (F 25 98, App. 5-8) — Unterhaltsträger: Deutscher Wetterdienst in der US-Zone, Zentralamt — Rd 54 000 Bde, 20 Wgdr. [1942: 57 100 Bde]; lfd. dt Zss: 90, ausl. 35 — VE 25 500 DM (davon 6000 DM f. Einbd) — LS — Mo-Fr 8-17, Sa 8-12.

Kriegsverlust von rd 10 000 Bdn. [170

Leiter (NA): ORegR. Dr. Karl Keil — Wiss.D: 1 Ang. — Geh.D: 1 Ang. — Mittl. u. einf. D: 2 Ang. — 2 Arb.

Schlegel, Max: „Das meteorologische Lehrbuch 1500—1948.“ / Ders.: Wiegendrucke meteorol. Inhalts aus der Wetterdienstbibliothek, in: Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone, Nr. 12 (1949) / NfWB 2. 1949, H. 12 — halbmonatlich „Zugänge der Wetterdienstbibliothek“.

AUSSTELLUNGEN 49: „Klima und Mensch“ (Bioklimatische Werke aus der neueren Zeit, 29.9-4.10) / Anlässlich der Tagung der Meteorol. Ges. vom 1.-3.10: „Die Entwicklung des meteorol. Lehrbuchs seit 1500“ u. „Wiegendrucke meteorol. Inhalts“ aus Beständen der B.

Bild 11: Auszug aus dem Jahrbuch der Deutschen Bibliotheken 34 (1950).

Die entführte Wetterdienstbücherei

Berlin, 14. Juni (SNB). Am 12. Juni 1948 richtete der Chef des Stabes der Sowjetischen Militärverwaltung in Deutschland, Generalleutnant Ljukjantschenko, ein Schreiben an den Chef des Stabes der Amerikanischen Militärregierung in Deutschland, Brigadegeneral Hailey, in dem er darauf hinweist, daß die amerikanischen Besatzungsbehörden in Berlin die wissenschaftliche Bibliothek des ehemaligen Reichswetterdienstes aufgelöst und die wertvollsten Bücher mit Flugzeugen in die amerikanische Besatzungszone gebracht haben. Diese Bibliothek war für den Wetterdienst ganz Deutschlands bestimmt und wurde von den Vertretern des deutschen Wetterdienstes sämtlicher Besatzungszonen Deutschlands benutzt. Die Auflösung dieser Bibliothek und der Abtransport von Büchern in die amerikanische Zone würde den deutschen Wetterdienst schwer schädigen.

Daher ersucht Generalleutnant Ljukjantschenko, sofort Weisungen zu geben, daß der Abtransport der Bibliothek eingestellt und alle bisher weggeführten Bücher wieder zurückgeschafft werden.

Bild 12: Meldung der Ost-Berliner Zeitung 'Tägliche Rundschau' über die Wetterdienstbibliothek vom 15. Juni 1948.

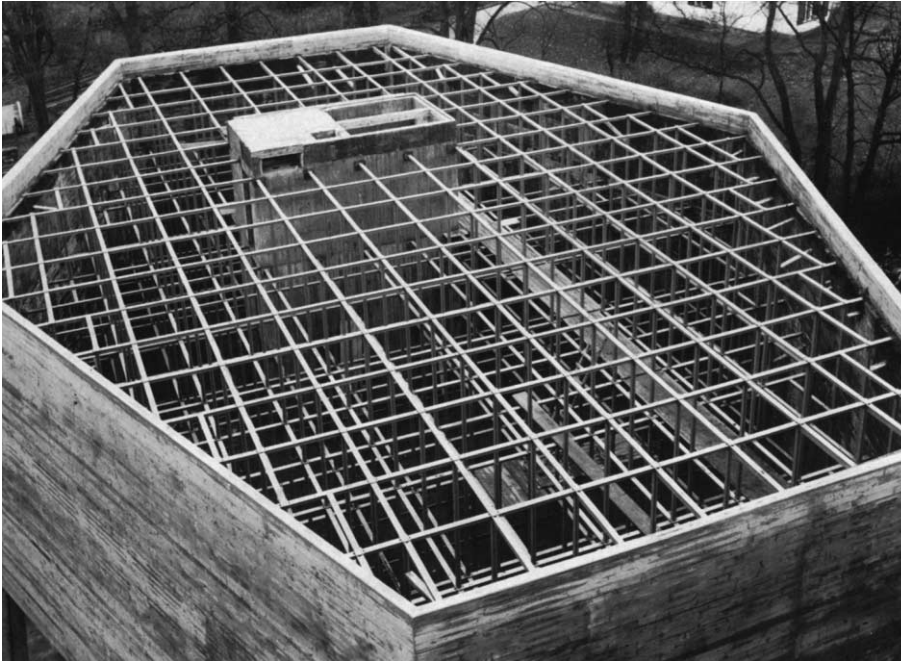


Bild 13: Blick in das im Bau befindliche Büchermagazin für das Zentralamt des Deutschen Wetterdienstes in Offenbach a. M. 1956. Aus: Bibliotheksanlagen und Bücherregale aus Stahl. Düsseldorf: Mannesmann 1957.

ste Quelle für Literaturnachweise, die der Wetterdienst jemals hatte. Sie wird im Wetterdienst in der Bibliothek und an vielen Dienststellen regelmäßig genutzt und dient auch als Informationsquelle für Auskünfte an Vertreter anderer Fachgebiete oder Laien.

Für die nahe Zukunft strebt die Bibliothek den Ausbau der Datenbank METLIS zu einer benutzerfreundlicheren und öffentlich zugänglichen Literaturdatenbank an, deren Nutzung auch zu einer wachsenden Inanspruchnahme der Ausleihe führen wird.

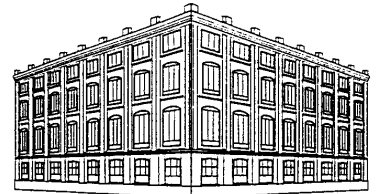


Bild 14: Max Schlegel, Leiter der Bibliothek, 1956 – 1983

Literatur

- ARCHIV, 1878: Erster Jahresbericht über die Organisation und Tätigkeit der Deutschen Seewarte. Teil VI Die Bibliothek und Kartensammlungen. In: Aus dem Archiv der Deutschen Seewarte Bd. 1. Hamburg. S. 45–48.
- BLENCK, E., 1885: Das Königlich statistische Bureau in Berlin beim Eintritte in sein neuntes Jahrzehnt. Berlin, 190 S.
- CHRONIK, 1983: Die Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes. Eine Chronik. Offenbach a. M. 31 S.
- GOESCH, M., 1991: METLIS – Das meteorologische Literaturinformationssystem des DWD. Promet 21, H. 3/4, S. 113–115.
- GOESCH, M., 1992: METLIS: das meteorologische Literaturinformationssystem des DWD. Ann. d. Meteorol. 27, S. 360–361.
- HABERMEHL, G., o.J.: Ein Beitrag zur Geschichte des Reichswetterdienstes. 24 S. Manuskript.
- KASSNER, C., 1913: Carl Heinrich Wilhelm Mahlmann. In: Bericht über die Tätigkeit des Königlich Preußischen Meteorologischen Instituts im Jahre 1912. Berlin. Anhang S. (1)–(20).
- KEIL, K., 1958: Maria Zschetzschingek, 23.5.1880 – 31.3.1958. Meteorol. Rdsch. 11, H. 3, S. 100.
- SCHLEGEL, M., 1983: Die Bibliothek im Wandel der Zeiten (1847-1983). Promet 13, H. 3/4, S. 61–64.
- SCHNELLE, F., 1974: Im bunten Wechsel des Tagesgeschehens. Erlebnisse in den Tagen vor und nach Kriegsende. 105 S. Manuskript.

150 Jahre Preußisches Meteorologisches Institut Ein Markstein der Meteorologie in Deutschland



Sitz des PMI ab 1886
Berlin, Schinkelplatz

Symposium 'Vorhersage: Wetter, Klima, Umwelt', Berlin, 15. bis 17. Oktober 1997

Im Oktober 1847 wurde das Preußische Meteorologische Institut auf Anregung Alexander von Humboldt's ins Leben gerufen. Es war die erste staatliche meteorologische Institution in Deutschland, der bald andere deutsche Länder mit eigenen Einrichtungen folgten. Sie waren die Vorläufer des 1934 gegründeten Reichswetterdienstes, dessen Rechtsnachfolger der Deutsche Wetterdienst ist, neben dem es bis 1990 den Meteorologischen Dienst der DDR gab. Einen Überblick über die Entwicklung der Wetterdienste in Deutschland bis 1934 gibt M. SCHLEGEL in einer unveröffentlichten Abhandlung (Offenbach a. M. 1996, 112 S.). In einer weiteren Abhandlung, die der Deutsche Wetterdienst anlässlich des Symposiums herausgibt, behandelt H.-G. KÖRBER die Geschichte des Preußischen Meteorologischen Instituts.

Mit dem Symposium vom 15. bis 17. Oktober 1997 wird des 150. Gründungstages des Preußischen Meteorologischen Instituts in Berlin gedacht.

Zum Ablauf der Tagung

Mittwoch, 15. Oktober

15.00 H. FORTAK

Von der Gründung des PMI bis zur Gegenwart – eine Geschichte der Meteorologie in Deutschland

16.00 T. MOHR

Vom PMI-Netz zu einem integrierten globalen Beobachtungssystem

Donnerstag, 16. Oktober

9.00 E. MÜLLER

Zur Einführung

Wetteranalyse und -vorhersage

9.15 H. BÖTTGER

Die Anwendung von Ensemble-Vorhersagen in der Mittelfristprognose

10.00 W. WERGEN

Von der Punktmessung zum Anfangszustand für die numerische Wettervorhersage

11.15 D. MAJEWSKI

Numerische Wettervorhersage im Deutschen Wetterdienst – Auf dem Weg von der dritten zur vierten Generation

12.00 H.-J. KOPPERT

Methoden der Präsentation – Von der NWV-Datenbank zum Kunden

Klimavariabilität und -vorhersage

14.00 B. FRENZEL

Klimavariabilität der Nacheiszeit, zeitlicher Ablauf und Ausmaße

14.45 M. LATIF

Dynamik von Klimaschwankungen auf der Zeitskala von wenigen Jahren bis Jahrzehnten

16.00 L. BENGTTSSON

Der hydrologische Zyklus im heutigen und zukünftigen Klima

16.45 H.-J. SCHELLNHUBER

Klimavorhersage – Anforderungen, Nutzen, Risiken und Nebenwirkungen

Freitag, 17. Oktober

Atmosphärische Umweltdiagnose und -vorhersage

9.00 W. SEILER

Zeitliche Veränderung der chemischen Zusammensetzung der Erdatmosphäre

9.45 R. ZELLNER

Ozonloch und Sommersmog

11.00 U. SCHUMANN

Klimawirksamkeit von Emissionen des Luftverkehrs

11.45 I. JACOBSEN

Vorhersage der Luftqualität und ihre Verifikation

Buchbesprechungen – Neuerscheinungen

KRAUS, W. (Ed.): *The Warmwatersphere of the North Atlantic Ocean*. Berlin: Gebr. Bornträger 1996, 446 S., ISBN 3-443-01033-4, DM 128,00.

Die Untersuchung der Zirkulation des Nordatlantik und die meridionalen Wärmetransporte waren die Hauptthemen des Sonderforschungsbereichs „Warmwassersphäre“, der von 1980 bis 1995 am Institut für Meereskunde an der Universität Kiel, gefördert durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft, eingerichtet war. Die enge interdisziplinäre Zusammenarbeit zwischen Meteorologen und Ozeanographen in dem Sonderforschungsbereich ist hervorzuheben.

Nach dem Abschluß des ambitionierten Programms, mit fünfzehn Jahren kontinuierlicher Arbeit, lassen die führenden Wissenschaftler des SFB – unter Einbezug einiger bekannter amerikanischer Ozeanographen – die erreichten wissenschaftlichen Ergebnisse in die vorliegenden Kenntnisse vom Nordatlantik einfließen. Das Buch gibt damit eine viele Aspekte umfassende, sorgfältige Sicht auf den derzeitigen Stand der Erforschung der Warmwassersphäre.

Die Kenntnis der Definition des Begriffes „Warmwassersphäre“ wird weitgehend vorausgesetzt; sie wird eher beiläufig – ohne Diskussion – im ersten Kapitel erwähnt. Danach umfaßt die Warmwassersphäre das zwischen den beiden Polarfronten liegende Gebiet, von der Kaltwassersphäre durch die 8 – 10°C Isotherme getrennt. Der Inhalt des Buches geht über den vom Titel angekündigten Bereich hinaus; er umfaßt – sinnvoll und notwendig – teilweise die gesamte Wassersäule und auch den äquatorialen Südatlantik. Das Buch ist nicht als ein Lehrbuch angelegt, sondern setzt Kenntnisse der dynamischen Ozeanographie, insbesondere der des Nordatlantik voraus. Es besteht aus 12 thematisch einzeln stehenden Kapiteln, die allerdings aufeinander Bezug nehmen. Mit einer kenntnisreichen, interessanten Einführung von Wolfgang Krauss, die Entwicklung der Ansichten über die nordatlantische Zirkulation und deren Erforschung bis hin zur neuesten Generation von Eddy Resolving Global Ocean Circu-

lation Models darstellend, beginnt das Buch. Es folgt das Kapitel von Hasse et al., in dem die Klimatologie des Nordatlantik und die Flüsse an der Meeresoberfläche – auch mit Betrachtungen über die Dichtedichte und die Qualität der Daten – abgeleitet werden. Das Kapitel von Marotzke und Willebrand, in welchem ozeanographische Beobachtungen und verschiedene inverse Modellierverfahren zur Ableitung eines mittleren Zirkulationsmusters dargestellt werden, gehört zu den eindrucksvollsten. Es schließt sich ein Beitrag von Böning und Frank O. Bryan über die Ermittlung der großräumigen Transporte mit Hilfe von hochauflösenden Zirkulationsmodellen an. Der Beitrag von Rahmstorf et al. über die Stabilität der thermohalinen Zirkulation enthält u.a. aufschlußreiche Aussagen über die empfindliche Balance des nordatlantischen Zirkulationssystems und deren klimatische Folgen. Es schließt sich ein Beitrag über mesoskalige Wirbel im Nordatlantik an (Stammer und Böning), der die Konzentration von kinetischer Energie bei einer Zeitskala von 20 bis 150 Tagen bzw. der Raumskala von 50 bis 500 km zeigt. Abweichend vom Titel des Buches beschränkt sich der Inhalt nicht ausschließlich auf die Warmwassersphäre des Nordatlantik, sondern schließt wegen der Bedeutung des meridionalen Wärmetransports aus dem Südatlantik über den Äquator auch Aspekte der äquatorialen Zirkulation und des interhemisphärischen Austausches in einem gesonderten Beitrag ein (Stramma und Schott).

In der zweiten Hälfte des Buches sind die Beiträge mehr geographisch gegliedert. Sie behandeln die regionale Ozeanographie des subtropischen Westatlantik, den Golf-, den Nordatlantik- und den Azoren-Strom; Kapitel über die Rezirkulation im Östlichen Becken (Siedler und Onken) und den Einfluß des Mittelmeerwassers (Käse und Zenk) inklusive der „Medies“, energetischen Mittelmeerwasser-Wirbeln, schließen das Buch ab.

Die Beiträge sind klar und übersichtlich geschrieben; sie enthalten sowohl theoretische als auch descriptive Teile und schließen neue Modellier-Ergebnisse ein. Zu bedauern sind zwei Lücken. Mir scheint die Betrachtung nur der „Warm-

wassersphäre“ als etwas zu akademisch und der Zirkulation des Nordatlantik nicht angemessen. Der Ausschluß des subpolaren Atlantik, der in enger Wechselwirkung mit dem subtropischen Teil steht und ein wesentlicher Bestandteil des Conveyor Belt ist, wird von den Autoren mit einem allgemein mangelnden Kenntnisstand, der zu Fehlinterpretationen führen könnte, begründet. Zum anderen fehlt mir eine Synthese der vielen Einzelergebnisse zu einem konsistenten Gesamtbild, das sich vielleicht aber nur bei einer Betrachtung des Nordatlantik insgesamt zeichnen läßt.

Meteorologen, Ozeanographen, Klimaforscher und Wissenschaftler aus anderen marinen Disziplinen, die sich mit dem Nordatlantik beschäftigen, sollten dieses umfassende Werk mit seiner Fülle von Informationen über Daten, Methoden und Ergebnisse nutzen. Darüber hinaus sind die angewendeten Methoden exemplarisch und lassen sich auf andere Teile des Weltozeans übertragen.

G. A. Becker

BRAUCH, H. G. (Hrsg.): *Klimapolitik. Naturwissenschaftliche Grundlagen, internationale Regimebildung und Konflikte, ökonomische Analysen sowie nationale Problemerkennung und Politikumsetzung*. Berlin...: Springer 1996, 450 S. ISBN 3-540-60513-4, 78,- DM.

Übergeordnetes Thema diese Buchs ist der Klimaschutz. Neben dem Herausgeber behandeln 25 Autoren Aspekte möglicher anthropogener Einflüsse auf die Atmosphäre und das Klima der Erde aus der Sicht der Naturwissenschaft, der Ökonomie, der Politik und des Rechtswesens. Ausgehend von der internationalen Klimapolitik wird ein breites Spektrum von Maßnahmen zur Reduzierung anthropogener Einflüsse auf staatlicher, Landes- sowie kommunaler Ebene dargestellt und bewertet. Dabei werden parteipolitische Konflikte gelegentlich nicht ausgespart.

Ein Anhang enthält den Text der Klimarahmenkonvention der UN von 1992 mit ihrer Ergänzung von Berlin (1995), ein umfangreiches Literaturverzeichnis, ein Glossar, Informationen über

die Autorinnen und Autoren sowie den Herausgeber und Anschriften von Instituten, Behörden und Forschungsstellen. Am Schluß steht ein Personen- und Sachregister. H.-D. Kirch

WEISCHET, W.: Regionale Klimatologie. T. 1: Die Neue Welt. Stuttgart: B.G. Teubner 1996, 485 S., 45 Fig., 38 Tab., 7 Diagrammkarten, ISBN 3-519-03405-0, DM 78,00.

Der Autor bezeichnet sein neuestes Werk als Fortführung und Erweiterung seiner „Einführung in die Allgemeine Klimatologie“, die im Jahre 1977 im gleichen Verlag erschienen ist. Wie in diesem Lehrbuch wird auch in der „Regionalen Klimatologie“ (T. 1) vom Autor das Ziel verfolgt, die für die Genese des Klimas entscheidenden physikalischen Grundlagen und atmosphärischen Prozesse stärker zu berücksichtigen, um damit zu einem tieferen Verständnis der regionalen Klimaunterschiede zu gelangen. Das Buch behandelt deshalb nicht nur die klimageographischen Verhältnisse in der neuen Welt, unter Berücksichtigung der wichtigsten einschlägigen Literatur, sondern auch die klimabildenden physikalischen Grundlagen und die atmosphärischen Prozesse, wie sie vor allem aus der Allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre und ihren regionalen Besonderheiten (z.B. tropische Wirbelstürme, jahreszeitliche Zirkulationssysteme) abzuleiten sind. Die Auswirkung der z.T. erheblichen Klimaunterschiede und außergewöhnlicher Wetterereignisse auf den Menschen, seine Umwelt und auf die Wirtschaft finden dabei eine angemessene Berücksichtigung. Die Fülle des Stoffinhalts wird noch ergänzt durch sieben Diagrammkarten (in einer Tasche). Sie enthalten anschauliche Klimaübersichten (Klimadiagramme repräsentativer Klimastationen) von Nordamerika, Mittelamerika, Südamerika, Neuseeland und Australien. Teil 2 der „Regionalen Klimatologie“ wird sich mit der Alten Welt beschäftigen. M. Schlegel

MÜLLER-WESTERMEIER, G.: Klimadaten von Deutschland. Lufttemperatur, Luftfeuchte, Niederschlag, Sonnenschein, Bewölkung. Zeitraum 1961-1990. Offenbach: Deutscher Wetterdienst 1996, 431 S. ISBN 3-88148-324-1. Mit 101 Tabellen, 31 Diagrammen und 1 Karte.

Klimaatlas von Bayern. München: Bay-FORKLIM 1996, 114 S. mit 54 Karten

1:1 Mio, Text, Abb. und Tabellen. ISBN 3-00-000638-9, im Ringordner. Kann auch als CD-ROM erworben werden. Bezug: Kanzler Fachbuchhandlung, Gabelsbergerstr. 55, 80333 München, Tel.: 089 286103, Fax 089 280 54 80.

ALLEGRI, I.; De SANTIS, F. (Ed.): Urban air pollution. Monitoring and control strategies. Berlin...: Springer 1996, 477 S. ISBN 3-540-60707-2. NATO ASI Ser. II, Vol. 8.

SCHNEIDER, St.H. (Ed.): Encyclopedia of climate and weather. 2 Vol. New York...: Oxford University Pr. 1996, 929 S. ISBN 0-19-509485-9.

PERCY, K.E.(Ed.): Air pollutants and the leaf cuticle. Berlin...: Springer 1994, 396 S. ISBN 3-540-58146-4. NATO ASI Ser. G, Vol. 36.

WOLFF, E.W.; BALES, R.C. (Ed.): Chemical exchange between the atmosphere and polar snow. Berlin...: Springer 1996, 675 S. ISBN 3-540-61280-7. NATO ASI Ser. I, Vol. 43.

FIOCCO, G. u.a. (Ed.): The mount Pinatubo eruption. Effects on the atmosphere and climate. Berlin...: Springer 1996, 310 S. ISBN 3-540-61281-5. NATO ASI Ser. I, Vol. 42.

GASH, J.H.C. u.a.(Ed.): Amazonian deforestation and climate. Chichester...: Wiley 1996, 611 S. ISBN 0-471-96734-3.

BAINES, P.G.: Topographic effects in stratified flows. Cambridge Univ. Pr. 1995, 482 S. ISBN 0-521-43501-3

DIEGMANN, V. u.a.(Bearb.): Flächenhafte Darstellung von Immissions-situationen. Wiesbaden: Hess. Landesanst. f. Umweltschutz 1996, 58 S. ISBN 3-89026-212-0. Umweltplanung, Arbeits- u. Umweltschutz, Heft 201.

KEMP, D.D.: Global environmental issues. A climatological approach. 2nd ed. London...: Routledge 1994, 224 S. ISBN 0-415-10309-6.

PEDLOSKY, J.: Ocean circulation theory. Berlin...: Springer 1996, 453 S. ISBN 3-540-60489-8.

BAUMBACH, G.: Air quality control. Berlin...: Springer 1996, 490 S. ISBN 3-540-57992-3.

FLEMING, J.R.(Ed.): Historical essays on meteorology 1919-1995. Boston: AMS 1996, 617 S. ISBN 1-878220-17-9.

MATHER, J.R. u.a.: The genius of C. Warren Thornthwaite, climatologist-geographer. Norman...: University of Oklahoma Press, 1996, 226 S. ISBN 0-8061-2787-2.

PALZ, W., GREIF, J., Commission of the European Communities (Eds.): European solar radiation atlas. Solar radiation on horizontal and inclined surfaces. 3rd improved and rev. ed. Berlin...: Springer 1996, 333 S. ISBN 3-540-61179-7.

COLLIER, Chr. G.: Applications of weather radar systems. 2nd ed. Chichester...: Wiley 1996, 390 S. ISBN 0-471-96013-6.

YANOVITSKI, E.G.: Light scattering in inhomogeneous atmospheres. Berlin...: Springer 1997, 371 S. ISBN 3-540-61362-5.

LALAS, D.P.; RATTO, C.F.(Ed.): Modeling of atmospheric flow fields. Singapore...: World Scientific 1996, 753 S. ISBN 9810225091.

Le BRAS, G. (Ed.): Chemical processes in atmospheric oxidation. Berlin...: Springer 1997, 314 S. ISBN 3-540-60998-9.

GEHR, P. u.a.: CO₂ – Eine Herausforderung für die Menschheit. Berlin...: Springer 1997, 208 S. ISBN 3-540-61660-8.

PRUPPACHER, H.R.; KLETT, J.D.: Microphysics of clouds and precipitation. Dordrecht...: Kluwer 1997, 954 S. ISBN 0-7923-4211-9.

ALLAN, R. u.a.: El Nino, southern oscillation and climatic variability. Collingwood: Csiro 1996, 405 S. ISBN 0-643-05803-6.

BORRELL, P.M. u.a.(ed.): Transport and transformation of pollutants in the troposphere. Vol. I und II. Southampton: Computational Mechanics

Publications 1996, 1057 und 822 S. ISBN 1-85312-495-8.

BOUMA, W.J. u.a.(ed.): Greenhouse. Coping with climate. Collingwood: CSIRO Publishing 1996, 682 S. ISBN 0-643-05688-2.

GLANTZ, M.H.: Currents of change – El Nino's impact on climate and society. Cambridge University Pr. 1996, 194 S. ISBN 0-521-49580-6.

SINGH, H.B.(Ed.): Composition, chemistry and climate of the atmosphere.

New York...: Van Nostrand Reinhold 1995, 527 S. ISBN 0-442-01264-0.

HARDING, M.: Weather to travel. The travellers guide to the world's weather. London: Tomorrow's Guide 1996, 104 S. ISBN 1-85890-012-3.

WARNECKE, G.: Meteorologie und Umwelt, eine Einführung, 2. überarb. u. aktual. Aufl. Berlin...: Springer 1997, 354 S. ISBN 3-540-61593-8.

WEN, C.S.: The fundamentals of aerosol dynamics. Singapur...: World Scientific 1996, 246 S. ISBN 9810226616.

POLYAK, I.: Computational statistics in climatology. New York...: Oxford Univ. Pr. 1996, 358 S. ISBN 0-19-509999-0.

KULMALA, M. u.a.(Ed.): Nucleation and atmospheric aerosols 1996. Pergamon Pr. 1996, 967 S. ISBN 008 0420303.

HOYT, D.V.; SCHATTEN, K.H.: The role of the sun in climate change. Oxford Univ. Pr. 1997, 279 S. ISBN 0-19-509413-1.

Habilitationen, Promotionen und Diplom-Hauptprüfungen im Jahr 1995

Humboldt-Universität Berlin

Promotion

SCHUBERT, Sascha: Ein stochastischer Wettergenerator auf der Grundlage der Großwetterlagen Europas zur Erzeugung regionaler Klimaszenarien auf Tageswertbasis.

Diplom-Hauptprüfungen

LIPPERT, Kerstin: Bestimmung von Landoberflächentemperaturen aus Flugzeug- und Satellitendaten.

MÜLLER, Evelyn: Einflüsse horizontaler Inhomogenität in der atmosphärischen Grenzschicht nach Modellrechnungen.

NÜTZMANN, Erik: Prognose der bodennahen Ozonkonzentration für den Berliner Raum mittels Regressionsbeziehungen auf der Grundlage von Modell-Output-Statistik.

TINZ, Birger: Untersuchung der Eishaltigkeiten der Ostsee und deren Zusammenhang mit Klimaschwankungen.

TREBST, Jürgen: Untersuchungen zur räumlichen Verteilung der Extremwerte des Niederschlagsdargebots.

Freie Universität Berlin

Habilitationen

BLENDER, Richard: Zur Behandlung nichtlinearer Probleme der dynamischen Meteorologie.

MÖLLER, Detlev: Zur Untersuchung des atmosphärischen Schwefelzyklus unter dem Einfluß anthropogener Aktivitäten.

Promotion

KOSLOWSKY, Dirk: Mehrjährige validierte und homogenisierte Reihen des Reflexionsgrades und des Vegetationsindex von Landoberflächen aus täglichen AVHRR-Daten hoher Auflösung.

Universität Bonn

Habilitation

HEINEMANN, Günther: Polare Mesozykklonen.

Promotionen

SCHOENEMEYER, Thomas, 1993: Formulierung und Anwendung eines Gleichungssystems für die Gasphasenchemie der Troposphäre.

MEYER-WYK, Martin, 1993: Evaluierung des mesoskaligen Chemie-/Transport-Modells RADM mit Hilfe von Flugzeugmessungen.

MÄCHEL, Hermann: Variabilität der Aktionszentren der bodennahen Zirkulation über dem Atlantik im Zeitraum 1881-1989.

GEBKA, Michal: Der meteorologische Teil einer neuen, interdisziplinären Methode zur Verbesserung der Konsistenz regional-paläoklimatischer Schätzungen.

ENGELS, Rolf: Simulationen antarktischer Mesozyklonen mit einem mesoskaligen Modell: Dreidimensionale Struktur und Entwicklungsmechanismen.

Diplom-Hauptprüfungen

KLODT, Thomas: Eine Analyse der Hurrikane im Nord-Atlantik.

BÖDE, Ulla: Gebietsniederschlags-Untersuchungen und Zellstatistiken aus Rückstreumessungen einer stationären Nahbereichs-Radaranlage.

BUCKHORN, Dieter: Variabilität des Bodendruckes im Gebiet Nordatlantik und Europa.

WANNER, Christine: Untersuchung des Bodenmodells und der Parametrisierung der Prandtlschicht im Modell des DNMI.

FRIEDERICHS, Petra: Diabatische Eliassen-Palm-Fluß Diagnostik für die Nordhemisphäre mit Analysedaten des Deutschen Wetterdienstes von 1967-1991.

Universität Dresden

Diplom-Hauptprüfung

GRÜNWARD, Thomas: Biologische Kontrolle der Verdunstung eines Fichtenbestandes in den Hochlagen des Osterzgebirges.

Universität Frankfurt am Main

Promotion

PELKOWSKI, Joachim: Entropieerzeugung eines strahlenden Planeten: Studien zu ihrer Rolle in der Klimatheorie.

Diplom-Hauptprüfungen

HANNESSEN, Ronald: Die Erwärmungsrate der Atmosphäre durch Absorption solarer Strahlung in Aerosolpartikeln.

KEHR, Jochen: Untersuchung und Verbesserung einer Inversionsmethode zur Bestimmung optischer Eigenschaften atmosphärischer Partikel.

SIEBERT, Britta: Statistische Analyse von vulkanoklimatologischen Zusammenhängen.

Universität Freiburg

Promotion

MATZARAKIS, Andreas: Human-biometeorologische Bewertung des Klimas von Griechenland.

Diplom-Hauptprüfungen

PECK, Anja: Verdunstung von Wäldern in Abhängigkeit von Bestandsparametern.

SELTER, Andreas: Auf- und Abbau der Schneedecke am Schauinsland im Winter 1993/94.

RUDOLF, Claudia: Klima in den Rheinüberflutungsausläufern bei Plittersdorf.

Universität Göttingen

Institut für Bioklimatologie*Diplom-Hauptprüfungen*

KERZENMACHEN, Tobias: Dynamisches Modell der Reaktionen einer Fichte im Waldbestand auf den Wind.

RIESE, Olaf: Turbulenter Austausch in und über einem Fichtenwald: Eddy-Korrelationsmessungen vertikaler Ströme latenter und fühlbarer Wärme.

Universität Hamburg

Promotionen

BERGMANN, Juan: Zur Quantifizierung des vertikalen Austausches in einer idealisierten neutralen oder stabilen planetarischen Grenzschicht: ein Konzept zur Herleitung des vertikalen Austauschkoeffizienten.

GRABBE, Gunther C.: Untersuchungen troposphärischen Ozons mit Dial.

GROETZNER, Anselm: Subskalige partielle Meereisbedeckung in einem globalen atmosphärischen Zirkulationsmodell.

KRUPP, Christoph: Wechselwirkung zwischen Klimaänderungen und ökonomischen, sozialen sowie politischen Systemen: Methodenentwicklung am Beispiel norddeutscher Küstenraum.

LANGMANN, Bärbel: Einbindung der regionalen troposphärischen Chemie in die Hamburger Klimamodellumgebung: Modellrechnungen und Vergleich mit Beobachtungsdaten.

LOTH, Bettina: Die Schneedecke als Komponente des Klimasystems und ihre Modellierung.

MAY, Wilhelm: Der Einfluß des El Nino/Southern Oscillation Phänomens auf die atmosphärische Zirkulation in den mittleren Breiten der Nordhalbkugel: Beobachtungen und Modellsimulationen.

SCHABERL, Thorsten: Messungen des Ozonflusses in der unteren Troposphäre mit einem neuen Ozon-Dial-System und einen Radar-RASS.

WULFMEYER, Volker: Dial-Messungen von vertikalen Wasserdampfverteilungen in der Atmosphäre: Ein Lasersystem für Wasserdampf- und Temperaturmessungen in der Troposphäre.

Diplom-Hauptprüfungen

FISCHER, Gabriele: Parameterisierung der nassen Deposition von Schwefel- und Stickstoffverbindungen in einem mesoskaligen Transport- und Strömungsmodell.

FRISIUS, Thomas: Simulation eines Stromtracks in einem vereinfachten globalen atmosphärischen Zirkulationsmodell.

GAYLER, Veronika: Berechnung der globalen Vegetationsverteilung während des Klimaoptimums im Holozän mit Hilfe eines gekoppelten Atmosphären-Biom-Modells.

KLEPP, Christian-Philipp: Statistik von Kaltluftausbrüchen am arktischen Eisrand.

METZGER, Swen Marcus: Kombination von Ensemble-Klimavorhersagen am Beispiel ENSO.

PANSKUS, Heiko: Ein mikroskaliges diagnostisches Strömungs- und Ausbreitungsmodell für komplex bebauten Gelände.

PAUL, Frank: Fernerkundung von Gletscheränderungen in den Alpen zwischen 1973 und 1992 mit Landsat.

PERSSON, Detlev: Eichung eines Michelson Doppelpendel Interferometers zur Emissionsspektroskopie in der Atmosphäre.

RÜCKERT, Bernd: Nichtlineare Methoden in der Zeitreihenanalyse: mit Anwendungen auf klimatologische Daten.

SCHANZ, Lars-Christian: Die tropische Gegenstrahlung-Feldmessung, Simulation und Fernerkundung.

SCHWANKE, Karsten: Sensitivitätsstudie zur Ausbreitung von vulkanischen Emissionen mit Hilfe eines numerischen Modells.

WINNINGHOFF, Jens: Stratocumulusstatistik für die Nordsee und Norddeutschland.

Universität Hannover

Promotionen

FRANKE, Jörg-Michael: Untersuchungen zur Dynamik von Wirbelschleppen in der atmosphärischen Grenzschicht.

MÜLLER-POPKES, Grietje: Ein Verfahren zur Regionalisierung räumlich-zeitlicher Strukturen frontalen Niederschlags aus Klimamodellen.

SCHULZE, Olaf: Bewegungsanalysen zur Dynamik des Meereises im Weddell-See aus SAR-Szenen und meteorologischen Feldparametern des Europäischen Zentrums für Mittelfristige Wettervorhersage.

Diplom-Hauptprüfungen

BUSCH, Udo: Bestimmung der sensiblen Wärmeströme in einer baroklinen konvektiven Grenzschicht.

HAESELER, Susanne: Niederschlagsstrukturen auf Trogrückseiten.

HARTEL, Kai: Das verkehrsbedingte Aerosol in Städten – eine Untersuchung in Hannover.

HOLLMANN, Rainer: Der Einfluß der Feuchte auf troposphärische VHF-Radar-Echos.

WEBERS, Nicole: Untersuchung einer Warmfront mit Eisregen und Aus-

wertung flugzeuggestützter Messungen im Harzvorland vom 5.1.1993.

Universität (TH) Karlsruhe

Promotionen

GYSI, Hermann: Niederschlagsmessung mit Radar in orographisch gegliedertem Gelände.

MÜLLER, Andreas: Parallelisierung numerischer Verfahren zur Beschreibung von Ausbreitungs- und chemischen Umwandlungsprozessen in der atmosphärischen Grenzschicht.

WEGNER, Andreas: Auswertung und Interpretation von bodengebundenen Absorptionsmessungen im infraroten Spektralbereich mit MIPAS-LM.

Diplom-Hauptprüfungen

FUNKE, Bernd: Modellierung des line-mixing Effekts in Q-Zweigen von CO₂-Banden für die Berechnung von atmosphärischen Infrarotspektren.

GRABE, Frithjof: Die Auswirkungen geänderter Emissionsverhältnisse an Wochenenden auf die Ozonverteilung: Beobachtungen und numerische Simulation.

GRAMANN, Uwe: Bestimmung des frequenzabhängigen Einflusses der Zuleitung und anderen Teilen eines Infrarot-Gasmeßinstruments für Messungen mit der Eddy-Korrelations-technik.

KARCH, Christine: Untersuchung des thermalen Verhaltens natürlicher Oberflächen mit Satellitendaten.

KIMMIG, Wolfgang: Auswirkungen von Vibrationen auf die Funktionsfähigkeit des MIPAS-FT.

MÜLLER, Georg: Numerische Simulation der Hangwind-Zirkulation in einem Modelltal.

DE WEKKER, Stephan F.J.: The behaviour of the convective boundary layer height over orographically complex terrain.

ZIMMERMANN, Petra: Wolkenerkennung in Zeitreihen von METEOSAT-Messungen.

Universität Köln

Promotionen

FINK, Andreas: Physikalische Ursachen der Variabilität tropischer intrasaiso-

nalere Konvektionsschwankungen über dem Indopazifik.

GÜNTHER, Gebhardt: Numerische Simulation von Transportprozessen in der mittleren Atmosphäre.

STEFFANY, Frank: Verfahren zur Diagnose und Prognose anthropogener Klimamodifikationen in der Meso- und Mikroskala.

Diplom-Hauptprüfungen

BUSCH, Rainer: 2-D inversion of induction log data.

FASSBENDER, Wolfgang: Numerische Simulation der Akkretion in einem Ring von Planetesimals.

KARL, Johann: Untersuchung koronaler Turbulenz mit den Dopplerdaten der ersten Sonnenkonjunktion 1991 von ULYSSES.

LECKEBUSCH, Gregor: Vacillations: Quasi-periodische Variation der atmosphärischen Energetik.

MÜLLER, Martin: Mehrdimensionale Modellierung von magnetotellurischen und erdmagnetischen Meßdaten aus den Anden Nordchiles unter besonderer Berücksichtigung des Küsteneffektes und gut leitender Schichten.

RÄTZ, Stefan: Spektrale Signaturen von Pick-up Instabilitäten in der Umgebung der Kometen P/Halley, P/Grigg-Skjellerup und P/Giacobini-Zinner.

ROEBEN, Birdie J.: Vergleich von Chemiemechanismen für das EURAD-Modellsystem.

ROOS, Cordula: Verifikation der Inversionshöhenbestimmung mit dem eindimensionalen Grenzschichtmodell nach A. K. Blackadar anhand von Sodar-Messungen.

RUPPRECHT, Marc H.: Betrachtungen zum atmosphärischen Drehimpulshaushalt und zur Variabilität des atmosphärischen Drehimpulses auf der intrasaisonalen Zeitskala.

STIEFELHAGEN, Ilona: Einfluß der El Nino/Southern Oscillation auf die atmosphärische Energetik in den Tropen.

WEBER, Anja: Energetik und Dynamik brechender Schwerewellen in der mittleren Atmosphäre.

Universität Leipzig

Promotionen

LAUBACH, Johannes: Charakterisierung des turbulenten Austausches von Wärme, Wasserdampf und Kohlendioxid über niedriger Vegetation anhand von Eddy-Korrelations-Messungen.

DEVANTIER, René: Wolkenbildungsprozesse über der südwestlichen Ostsee-Anwendungen eines neuen Wolkenschemas in einem mesoskaligen Modell.

Diplom-Hauptprüfungen

ARNOLD, Klaus: Modellierung von Nebelfrostablagerungen an festen Zylindern.

JAGUSCH, Frank: Advektionsanteil bei Verdunstung über Wasserflächen.

KEIL, Andreas: Charakterisierung optischer Wolken- und Niederschlagsmeßgeräte mit monodispersen Tropfen.

WERNICKE, Raik: Äolischer Sedimenttransport in der Leipziger Tieflandsbucht.

Universität Mainz

Promotionen

BRINKMANN, Jutta: Größenverteilung und chemische Zusammensetzung von Partikeln in Wolkenwasser und der umgebenden Luft.

DIEHL, Karoline: Eine experimentelle Untersuchung zur Aufnahme von Schadstoffgasen durch Schneekristalle.

UHLIG, Eva-Maria: Holographische Untersuchungen der Wolkenmikrostruktur unter Anwendung eines automatischen Bildanalyse-systems.

WURZLER, Sabine: The scavenging and wet deposition of nitrogen compounds by a warm convective cloud using two cloud dynamic models.

Diplom-Hauptprüfungen

ALLER, Dörte: Meteorologische Elementargefahren in Deutschland. Eine Ereignis- und Schadenanalyse mit Schwerpunkt auf dem Großraum Mainz-Wiesbaden.

EICHEL, Cornelia: Wasserlösliche und wasserunlösliche Anteile der atmosphärischen Aerosolpartikel sowie der Inhaltsstoffe in Wolkenwasser.

HACKENTHAL, Dieter: Untersuchungen von Konzentrationen und Größenverteilungen des atmosphärischen Aerosols im Rhein-Main-Gebiet bei verschiedenen Wetterlagen und Luftmassen.

HANDSCHUH, Stephan: Untersuchung eines Verfahrens zur Bestimmung von Aerosolgrößenverteilungen aus integralen Parametern.

SCHMIDT, Jürgen: Eine Windkanaluntersuchung der Tropfenform, Oszillation und innere Zirkulation.

WEDI, Nils: Die Strahlungsbilanz in komplexem Terrain.

WERNER, Christian: Solar radiative transfer in inhomogeneous atmosphere using the k-distribution method and multiple scattering.

Universität München

Habilitation

HÖPPE, Peter: Der Einfluß umweltbedingter Ozonexposition auf die Lungenfunktion und Inzidenz von Reizempfindungen an den Augen und in den Atemwegen bei ausgewählten Bevölkerungsgruppen.

Promotionen

FINKE, Ullrich: Wechselwirkung zwischen hochreichender Konvektion und kurzperiodischen Schwerewellen.

LIEPERT, Beate G.: Regionale Klimadiagnose mittels Messungen der solaren Strahlung.

THOMAS, Werner: Die Bestimmung der Reflexionsfunktion orographisch strukturierter Landoberflächen.

Diplom-Hauptprüfungen

ARCK, Martin: Topoklimatologische Untersuchungen zum Abschmelzen der Zugspitzgletscher.

BRÜCKNER, Karin: Numerical calculations on baroclinic instability using a three-dimensional primitive equation model.

EISERT, Bernd: Der Einfluß von Anomalien potentieller Vorticity auf die Zyklogense-Numerische Experimente und Anwendung auf die synoptische Wetterdiagnose.

HEINLE, Gabriele: Bewegung von Punktwirbeln in barotrop, orographisch geprägter Strömung.

LANGER, Matthias: Über die Verwendung von Sodardaten zur Mischungshöhenbestimmung,

REICH, Gabriele: Modellierung der Mehrfachstreuung bei einem Rückstreulidar - Entwicklung eines Monte-Carlo-Modells und Sensitivitätsstudien für ein Weltraum-Lidar.

Universität Graz

Diplom-Hauptprüfungen

FOELSCH, Ulrich: Geophysikalische Aspekte abrupter Klimaschwankungen unter besonderer Berücksichtigung des letzten Kaltzeit-Zyklus.

MUDRI, Martin: Vertikalprofilmessungen von Stickstoffdioxid und Ozon in der unteren Troposphäre. Dokumentation des verwendeten Meßsystems.

STEINER, Andrea Karin: Temperaturinversionen im Grazer Becken und deren Auswirkung auf Luftschadstoffe.

Universität Innsbruck

Diplom-Hauptprüfungen

BATLOGG, Nikolaus: Niederschlag und Verdunstung im Einzugsgebiet der Oberen Ill.

HAMMER, Wolfgang: Höhenprofil der Ionenkonzentration der Schneedecke auf der Nordkette bei Innsbruck.

HASLHOFER, Josef: Zeitliche Entwicklung der Ionenkonzentration in einer hochalpinen Schneedecke.

ÖHRENER, Christian: Funktionsanalyse des Mikrowellen-Radio-Scatterometer RSM und Signaturmessungen über alpiner Grasheide.

RACK, Wolfgang: Streuverhalten und Morphologie der antarktischen Schneedecke aus Scatterometermessungen von ERS-1.

PICHLER, Thomas: Die klimatischen Bedingungen für die Gletscher in den Lechtaler Alpen und im Lechquellengebirge.

FOELSCH, Ulrich: Geophysikalische Aspekte abrupter Klimaschwankungen, unter besonderer Berücksichtigung des letzten Kaltzeit-Zyklus.

WANKMÜLLER, Gerd: Fallstudien des Nordföhns in Innsbruck.

Universität Wien

Institut für Meteorologie und Geophysik *Promotion*

HAIMBERGER, Leopold: Die Rolle konvektiver Enthalpietransporte im Lorenz'schen Energiezyklus.

Diplom-Hauptprüfungen

BAUMANN, Kathrin-Maria: Evaluation diagnostischer Windfeldmodelle für komplexe Orographie an künstlichen Topographien und in der Anwendung für den Ostalpenraum.

CZEKITS, Christian: Potentielle Enderträge der Sojabohne in Österreich und ihre modellmäßige Erfassung.

FORMAYER, Herbert: Adaption eines Pflanzenwachstumsmodells der Pflerbohne an österreichische Klimabedingungen und Untersuchung seiner Empfindlichkeit auf Änderungen der meteorologischen Eingabeparameter.

KÖSTL, Mario: Test dreier unterschiedlicher Maiswachstumsmodelle bezüglich einer möglichen zukünftigen Anwendbarkeit in Österreich.

MISCHKULNIG, Oliver: Starkregenauswertung aus dem Salzkammergut gemäß ÖKOSTRA.

PICHLER, Rupert: Bestimmung der Vertikalbewegung aus der Vorticity-Gleichung.

POLREICH, Erwin: Meteorologische Datensätze: Transfer, Plausibilität und Analyse.

PÖSCHL, Peter: Zum wahrscheinlichen Quellengebiet gemessener turbulenter Ströme.

WINKLER, Roland: Fallstudien „unerwarteter“ Bewölkung südlich der Alpen.

ETH Zürich

Promotionen

BAUER-MESSMER, Bettina: Remote sensing of severe hailstorms.

GASSNER, Martin: Untersuchung der planetaren Grenzschicht mit einem auf digitalen Betrieb umgebauten Doppler Sodar.

HELD, Eduard: Radarmessung im Niederschlag und der Einfluß der Orographie.

HUNTRIESER, Heidi: Zur Bildung, Verteilung und Vorhersage von Gewittern in der Schweiz.

MISCHLER, Daniel: Strahlungsübertragung in Partikelwolken: numerische und experimentelle Untersuchungen an Eisenoxid-Systemen im Hinblick auf eine chemische Speicherung von Sonnenenergie.

ROSSA, Andrea: The impact of latent heat release on the dynamics of extratropical cyclogenesis.

WERNLI, Heini: Lagrangian perspective of extratropical cyclogenesis.

WILLEMSE, Saskia: A statistical analysis and climatological interpretation of hailstorms in Switzerland.

Universität Basel

Promotionen

VOGT, Roland: Theorie, Technik und Analyse der experimentellen Flußbestimmung am Beispiel des Hartheimer Waldes – Ein Beitrag zu den Energiebilanzuntersuchungen im REKLIP.

JOSS, Ulrich: Mikrometeorologie, Profile und Flüsse von CO₂, H₂O, NO₂, O₃ in zwei mitteleuropäischen Nadelwäldern.

HEINZMANN, Uta: A satellite derived cloud climatology of Central Europe: application of fuzzy techniques and GIS.

Diplom-Hauptprüfungen

HOLD, Albert: Vertikale Differenzierung digitaler Thermal-IR-Daten im Rahmen der Stadtklimatologie.

RITTER, Nathalie: Die Dynamik des Energieumsatzes im Boden als Teil des Gesamtenergiehaushaltes einer hocharktischen Tundra (Liefdefjorden/NW-Spitzbergen).

GEMPELER, Markus: Analyse der Strömungsbedingungen an der BASTA-Station im Hinblick auf die meßtechnischen Aspekte bei der Bestimmung turbulenter Flüsse.

Vorausschau Tagungen

9th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography. Paris, 25.–29. Mai 1998. Informationen: EUMETSAT, Am Kavalleriesand 31, 64295 Darmstadt.

Past and present variability. A context for the future? The 2nd international climate and history conference. Norwich, UK, 7.–11. Sept. 1998. Informationen: Climatic Research Unit, School of Environmental Sciences, University of East Anglia, Norwich NR4 7TJ, UK.

Anschriften der Autoren (Thema des Heftes)

Dipl.-Met. Dr. H. BERRESHEIM
Dipl.-Met. Dr. W. FRICKE
Dipl.-Chem. Dr. St. GILGE
Dipl.-Met. U. KAMINSKI
Dipl.-Met. P. LANG
O. PLÖRER
Dipl.-Phys. Dr. J. SELTMANN
Dipl.-Ing. J. RIEDL
Dipl.-Met. W. VANDERSEE
Deutscher Wetterdienst
Meteorologisches Observatorium
Hohenpeißenberg
Albin-Schwaiger-Weg 10
82383 Hohenpeißenberg

Angebot

Von der **Zeitschrift für Meteorologie** werden aus der Zeit von 1966 bis 1991 einige komplette Jahrgänge bzw. Einzelhefte aus einem Nachlaß kostenlos angeboten.

Interessenten können sich an die Bibliothek im Observatorium Potsdam (Frau Brauer) wenden, Tel.: (03 31) 31 65 96

H.-D. Kirch

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 in einer verständlichen und anschaulichen Weise darstellen.

2 Textunterlagen

2.1 Textdisketten

Erstellt im Programm Word als DOC-, RTF-, TXT-Dokument oder in einem kompatiblen Programm. Zu jeder auf Diskette erstellten Seite wird ein Ausdruck benötigt.

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 Tusche 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., 1982: Zum Einfluß diabatischer Prozesse auf die Frontogenese in Bodennähe. *Meteorol. Rdsch.*, **35**, 21–30.

– *Buch:*

SCHÖNWIESE, C.-D., 1980: *Klimaschwankungen*. Berlin: Springer-Verlag, 181 S.

3 Korrekturen

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

4 Belegexemplar, 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:

Deutscher Wetterdienst
Hauptschriftleitung Promet
Frankfurter Str. 135
63067 Offenbach a. M.
Tel.: 0 69 / 80 62 22 72 / Telefax 0 69 / 80 62 24 86