

**Deutscher Wetterdienst**



**Annalen der Meteorologie**

**38**

**Herbstschule Radarmeteorologie 1998**

**vom 2. bis 6. November 1998**

**in Oberpfaffenhofen**

---

Offenbach am Main 1998

Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes

ISSN 0072-4122

Zur Herstellung dieses Buches wurde chlor- und säurefreies Papier verwendet.

ISSN 0072-4122  
ISBN 3-88148-343-8

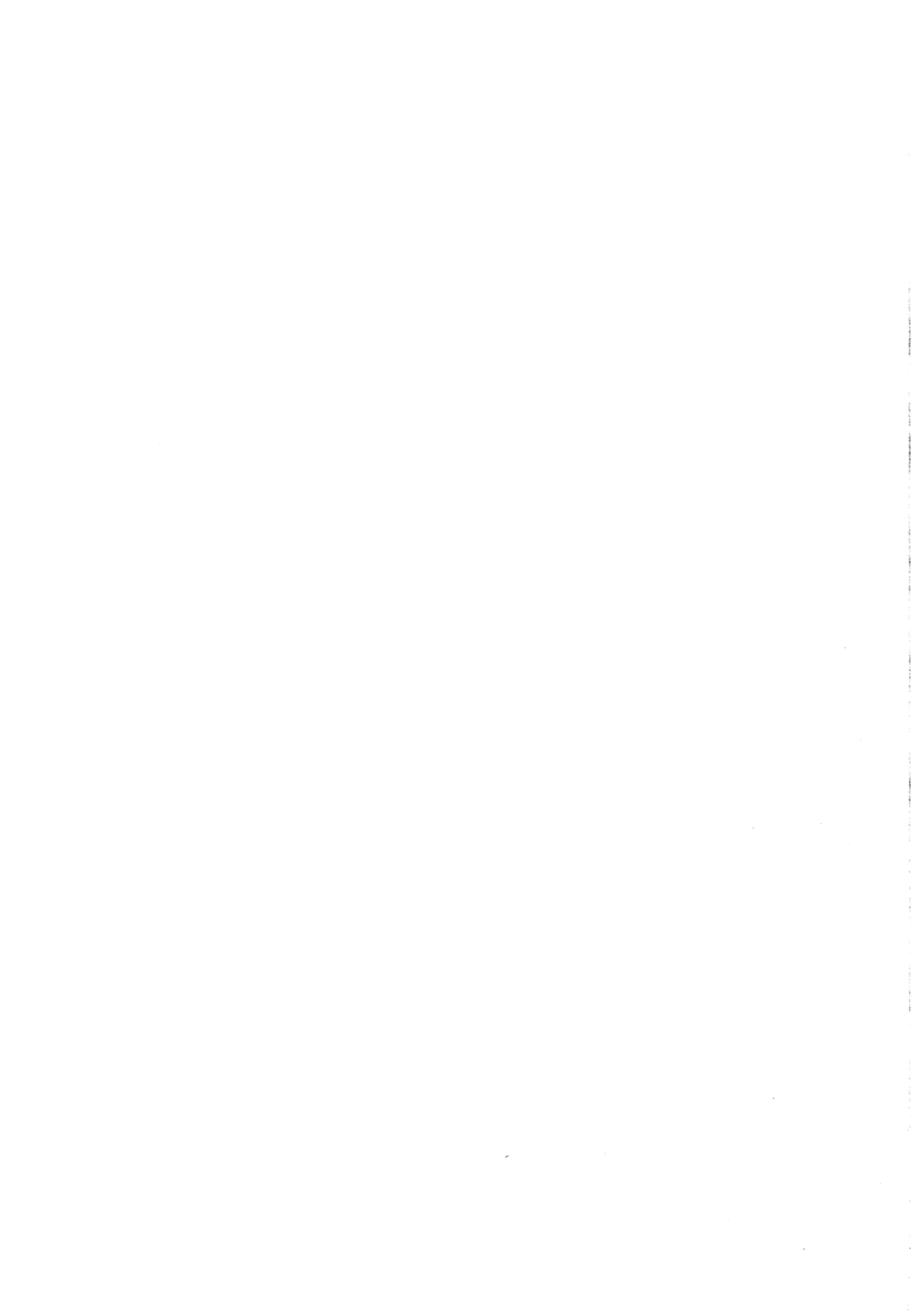
---

Alle Rechte vorbehalten. Nachdruck, auch auszugsweise, verboten. Kein Teil dieses Werkes darf ohne schriftliche Einwilligung des Deutschen Wetterdienstes in irgendeiner Form (Fotokopie, Mikrofilm, oder ein anderes Verfahren), auch nicht für Zwecke der Unterrichtsgestaltung, reproduziert oder unter Verwendung elektronischer Systeme verarbeitet, vervielfältigt oder verbreitet werden. Für den Inhalt sind die Autoren verantwortlich.

---

Herausgeber und Verlag:  
Deutscher Wetterdienst  
Frankfurter Straße 135  
D-63067 Offenbach am Main

<b>Inhalt</b>	<b>Seite</b>
Zur Herbstschule Radarmeteorologie (P. Meischner).....	5
BEHENG, K.D	
Grundlagen der Wolkenphysik und der Dynamik von Wolken und Fronten.....	7
GEKAT, F.	
Grundlagen und Funktionsweise von modernen Wetterradargeräten.....	25
SCHREIBER, H.J.	
Der Radarverbund des Deutschen Wetterdienstes.....	47
JOSS, J.	
Radarsysteme der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt.....	65
MALOKMES, M.	
Visualisierung von Radarprodukten heute und morgen.....	75
HAGEN, M; GYSI, H.; RIEDL, J.; WEIGL, E.	
Ableitung von Windfeldern aus Radarmessungen.....	87
JOSS, J.; MEISCHNER, P.; HAGEN, M.; RIEDL, J.; WEIGL, E.	
Quantitative Niederschlagsmessung.....	101
HÖLLER, H.	
Hochreichende Konvektion.....	111
FINKE, U.	
Beobachtung von Gewittern durch Radar und Blitzortung.....	123
JAENEKE, M.	
Grundlagen, Methoden und Entwicklungen des Nowcasting.....	133
JAENEKE, M.	
Operationelles Nowcasting von Gewittern.....	149
THOMAS, M.	
Verwendung von Niederschlagsdaten in der Siedlungsentwässerung.....	169
VERWORN, H.R.	
Radar für hydrologische Anwendungen.....	183
QUANTE, M.	
Millimeterwellen-Radargeräte zur Wolkenfernerkundung.....	197
STEINHAGEN, H.; LEHMANN, V.	
Windprofiler Radar-Meßprinzip und Signalverarbeitung.....	211
MALKOMES, M.	
Ausblick: Wetter für Flugsicherung.....	223
MEISCHNER, P.	
Trends der Radarmeteorologie in Europa.....	229
JOSS, J.; BEHENG, K.; GERMANN, U.	
Fragen und Antworten zu den Übungen in vier Teilen.....	241
HAGEN, M.	
Glossar Radarbegriffe.....	253
Anschriften der Autoren.....	258



**Zur Herbstschule Radarmeteorologie**  
**DLR/DWD**  
**02. - 06. November 1998**  
**DLR, Oberpfaffenhofen**

Peter Meischner

Eine Herbstschule Radarmeteorologie wurde vom DLR gemeinsam mit dem DWD für den deutschsprachigen Raum das erste mal im Herbst 1995 in Oberpfaffenhofen durchgeführt. Die Teilnehmerzahl, die Diskussionen während der Durchführung sowie eine Abschlußbewertung belegten, daß wir damit einem Bedarf nachgekommen sind. Zwischenzeitlich wurde ebenfalls vielfältig der Wunsch nach einer Wiederholung geäußert.

Die diesjährige Veranstaltung im November soll nun dieser Nachfrage Rechnung tragen.

Das Programm wurde auf eine Woche gestrafft, entsprechend der technologischen Entwicklung aktualisiert und in der Anwendungsseite stärker auf den Nutzerkreis aus der hydrologischen Anwendung ausgerichtet. Wir möchten damit die sich in letzter Zeit entwickelnde engere Zusammenarbeit zwischen der Meteorologie und Hydrologie unterstützen.

Die Vorlesungen und Übungen werden wieder die Grundlagen der Radartechnik und der Radarmeteorologie behandeln und auf Neuentwicklungen der letzten Jahre eingehen. Zu nennen sind hier die technologischen Entwicklungen insbesondere der Signalverarbeitung, der Vernetzung und des Datenaustausches, der Anwendung von Doppler- und polarimetrischen Messungen für das Nowcasting, für die quantitative Regenmessung und die Ableitung von Windfeldern. Ausblicke auf absehbare zukünftige Entwicklungen und Anwendungen sowohl im operationellen Betrieb wie in der Atmosphären- und Klimaforschung in Europa runden das Angebot ab.

Das hier vorliegende Sonderheft der Annalen enthält die Manuskripte der Vorlesungen. Es soll alle Teilnehmer während der Vorlesungen und Übungen begleiten und später als Nachschlagewerk dienen. Die Vorlesungen selbst werden dem Manuskripten nur allgemein folgen.

Ich danke sehr herzlich dem Organisationskomitee, den Herren Beheng, Hagen, Jaeneke und Joss, für die vorbereitende Arbeit, den Vortragenden, die diese Zusatzbelastung einschließlich der Erstellung der Manuskripte neben ihrer täglichen Arbeit für einen guten Zweck auf sich genommen haben, dem Deutschen Wetterdienst für den personellen und finanziellen Beitrag und insbesondere für den Druck der Proceedings in den 'Annalen der Meteorologie' die Herr Kirch besorgt, den Firmen GAMIC und Gematronik sowie der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft für ihre finanzielle Unterstützung. Allen Teilnehmern sei Dank für ihr lebhaftes Interesse.

Ich wünsche uns allen viel Erfolg.



# Grundlagen der Wolkenmikrophysik und der Dynamik von Wolken und Fronten

Klaus D. Beheng

Institut für Meteorologie und Klimaforschung  
Universität Karlsruhe / Forschungszentrum Karlsruhe

## Abstract

A review on microphysical and dynamical aspects concerning clouds and frontal systems is presented which are relevant to radarmeteorological concepts and interpretations. In particular the following items are stressed: (i) the relation between the radar reflectivity factor  $Z$  and the rain intensity  $R$  ( $Z/R$ -relation), (ii) microphysical processes such as coagulation and riming during cloud development and (iii) the dynamical structure of clouds and fronts with emphasis to the analysis of thunderstorms.

## Zusammenfassung

Es wird ein Überblick über wolkenmikrophysikalische und dynamische Aspekte von Wolken und Fronten präsentiert, die für radarmeteorologische Zusammenhänge und Interpretationen von Bedeutung sind. Im besonderen werden folgende Punkte angesprochen: (i) die Beziehung zwischen dem Radarreflektivitätsfaktor  $Z$  und der Niederschlagsintensität  $R$  ( $Z/R$ -Beziehung), (ii) der Ablauf von Prozessen wie Koagulation und Bereifen im Verlauf der Wolkenentwicklung und (iii) die dynamische Struktur von Wolken und Fronten, wobei ein Schwerpunkt auf der Analyse von Gewittern liegt.

## 1. Einleitung

Die Radarmeteorologie ist daran interessiert, aus der Charakteristik von elektromagnetischer Strahlung (Amplitude, Phasenverschiebung und evtl. Änderung der Polarisation), die durch atmosphärische Objekte nach der "Beleuchtung" mit einer kurzzeitigen Puls zurückgestreut wird, lokal die Menge, die Art und den Bewegungszustand der Objekte abzuleiten. Diese Objekte sind in der Regel Hydrometeore. Sie unterscheiden sich hinsichtlich ihrer Größe, Form und ihres Aggregatzustands (Wasser, Eis). Der Aggregatzustand ist insofern von Bedeutung, als daß über die Radargleichung die zurückgestreute Leistung auch von dem materialspezifischen Dielektrizitätsfaktor abhängt (s. Beitrag von Gekat in diesem Heft).

Die räumliche und zeitliche Verteilung der Hydrometeore in der Atmosphäre wird sowohl durch wolkenmikrophysikalische als auch durch thermo-hydrodynamische Prozesse, die sich u.U. wesentlich gegenseitig beeinflussen, gesteuert.

Im folgenden werden einige grundlegenden Zusammenhänge zum einen über mikrophysikalische Prozesse und zum anderen über die dynamische Struktur von Wolken und Fronten präsentiert.

## 2. Bedeutung wolkenmikrophysikalischer Größen für radarmeteorologische Variable

Vom wolkenmikrophysikalischen – und auch vom radarmeteorologischen (s. unten) – Standpunkt aus betrachtet ist eine der zentralen Größen die Größenverteilungsfunktion (= Spektrum) der Hydrometeore  $n(\vec{r}, t; D)$ . Sie hängt außer von den Raumkoordinaten  $\vec{r}$  und der Zeit  $t$  auch

von einer inneren Koordinate, die z.B. der Durchmesser  $D$  von Hydrometeoren sein kann, ab. Ihre räumliche und zeitliche Änderung sowie ihre Variation bzgl. der inneren Koordinate (z.B. durch Kondensation oder Bereifen) wird mathematisch-physikalisch durch eine Bilanzgleichung beschrieben. Mit der Lösung dieser Gleichung ist der mikrophysikalische Zustand einer Wolke dann vollständig bekannt.

Der Vollständigkeit halber sei erwähnt, daß diese Gleichung Bestandteil eines umfassenden Gleichungssystems ist, mit dem das gesamte thermo-hydrodynamische Verhalten von Wolken oder Wolkensystemen beschrieben wird. Die Gleichungen sind nicht unabhängig voneinander, sondern gekoppelt. So besteht z.B. ein enger Zusammenhang zwischen dem Teil der Bilanzgleichung für Hydrometeore, der die Kondensation wiedergibt, und der thermischen Gleichung, wo die Kondensationswärme als Quellterm für eine Temperaturänderung eingeht. Ebenso wird das Geschwindigkeitsfeld einer Wolke, das durch eine Bewegungsgleichung beschrieben wird, durch die Anwesenheit von Niederschlagspartikeln beeinflusst (liquid water drag). Eine ausführliche Darstellung findet man bei Doms und Herbert (1985).

Die Größenverteilung von Hydrometeoren kann durch eine Funktion  $n(D)$  mit  $D =$  Durchmesser von Hydrometeoren gegeben sein, wobei  $n(D)dD$  die Anzahl der Hydrometeore im Intervall  $[D, D+dD]$  pro Volumeneinheit ist. (Der Übersichtlichkeit halber wird die Abhängigkeit von  $\vec{r}$  und  $t$  ab jetzt vernachlässigt.) Anstelle des Durchmessers  $D$  kann auch der Radius oder die Masse treten. Welche unabhängige Variable gewählt wird, hängt von der Art der Hydrometeore ab: sind sie kugelförmig, reicht eine dieser Variablen; sind sie hingegen nicht-kugelförmig wie z.B. große abgeplattete Regentropfen und/oder haben sie keine einheitliche Dichte wie z.B. bereifte Eiskristalle, müssen spezielle weitere Zusammenhänge wie im Fall der abgeplatteten Regentropfen eine Relation zwischen großer und kleiner Halbachse (s.u., Pruppacher und Klett, 1997) oder im Fall von bereiften Eispartikeln eine (meist empirische) Masse-Durchmesser-Beziehung herangezogen werden (Locatelli und Hobbs, 1974).

Die Bedeutung der Hydrometeorgrößenverteilung im Rahmen der Radarmeteorologie wird deutlich, wenn man wichtige radarmeteorologische Größen betrachtet. So sind beispielsweise folgende Variablen definitionsgemäß

- |  |   |
|--|---|
| 1. der Radarreflektivitätsfaktor         | $Z = \int D^6 n(D) dD$ ,                |
| 2. die Niederschlagsrate                 | $R = (\pi/6) \int D^3 v(D) n(D) dD$ und |
| 3. der Niederschlagsdämpfungskoeffizient | $k = \int Q(D) n(D) dD$ .               |

Hierin sind  $v(D) =$  Fallgeschwindigkeit und  $Q(D) =$  Summe aus Streu- und Absorptionsquerschnitt eines Hydrometeors mit Durchmesser  $D$ .

Der Radarreflektivitätsfaktor  $Z$  in obiger Form ergibt sich *nur bei Berücksichtigung der Rayleigh-Näherung für den Rückstreuquerschnitt*. Für die allgemeine Ableitung des Rückstreuquerschnitts ist die Mie-Theorie zu berücksichtigen (s. Beitrag Gekat).

Man bedenke, daß alle diese Größen noch von Raum und Zeit abhängen!

Eine Auswertung von  $Z, R$  oder  $k$  mittels der Definitionsbeziehungen erfordert also auch die Kenntnis des Größenspektrums  $n(D)$ . Was typische Hydrometeorspektren angeht, beschränken wir uns – wegen der überragenden Wichtigkeit des Radarreflektivitätsfaktors (im folgenden kurz Reflektivität genannt) im Rahmen der Radarmeteorologie, in der wegen der  $D^6$ -Abhängigkeit (nur bei Rayleigh-Approximation!) auch wenige große Hydrometeore einen

wesentlichen Beitrag liefern – hier auf solche Spektren, die für große ( $D \geq 0.5$  mm) Hydrometeore repräsentativ sind. Die bekanntesten Verteilungen sind (i) für Regentropfen die von Marshall und Palmer (1948) und (ii) für Schnee die von Gunn und Marshall (1958). Beide haben die Form einer Exponentialfunktion gemäß  $n(D) = N_o e^{-\Lambda D}$  mit den Parametern

1. für (i)  $N_o = 0.08 \text{ cm}^{-4}$  und  $\Lambda = 41 R^{-0.21} \text{ cm}^{-1}$  sowie
2. für (ii)  $N_o = 0.038 R^{-0.87} \text{ cm}^{-4}$  und  $\Lambda = 25.5 R^{-0.48} \text{ cm}^{-1}$ .

Die Niederschlagsrate  $R$  ist jeweils in  $\text{mm h}^{-1}$  anzugeben,  $n(D)$  resultiert dann in  $\text{cm}^{-4}$ .

Man beachte, daß die numerischen Werte dieser Parameter Mittelwerte über viele Messungen sind. Innerhalb eines Niederschlagsereignisses können sich, wie Waldvogel (1974) zeigte, die Parameter sprunghaft ändern.

Wir vermerken, daß unter Verwendung dieser Exponentialfunktion die Reflektivität durch  $Z = 6! N_o / \Lambda^7$  gegeben ist.

Bei der Berechnung der Niederschlagsrate  $R$  muß neben der Größenverteilung auch die Fallgeschwindigkeit  $v(D)$  der Hydrometeore gegeben sein, womit die unbeschleunigte Endfallgeschwindigkeit (terminal fall velocity) der Hydrometeore gemeint ist. Sie wird meist als semi-empirisches Potenzgesetz der Form  $v(D) = a(D/D_r)^b$  angegeben<sup>1</sup> ( $D_r$  = Referenzdurchmesser, hier  $D_r = 1$  cm). Für Regentropfen sind nach Liu und Orville (1969)  $a = 2115$  cm/s und  $b = 0.8$ , nach Atlas und Ulbrich (1977)  $a = 1767$  cm/s und  $b = 0.67$  und nach Kessler (1969)  $a = 1300$  cm/s und  $b = 0.5$ . Für Hagel ist nach Auer (1974)  $a = 9$  m/s und  $b = 0.8$  zu nehmen. Hier ist jeweils  $D$  in cm einzusetzen,  $v(D)$  ergibt sich dann in cm/s (außer bei Auer, wo  $v(D)$  in m/s resultiert). Für Eiskristalle verweisen wir auf Locatelli und Hobbs (loc.cit.). Für größere Höhen wird  $v(D)$  gelegentlich mit dem Korrekturfaktor  $(\rho_o/\rho_\ell)^{0.4}$  multipliziert, wobei  $\rho_o$  bzw.  $\rho_\ell$  die Luftdichte bei einer Temperatur von 293 K und einem Druck von 1013 hPa bzw. die aktuelle Luftdichte sind.

Mit den angegebenen Beziehungen für die Fallgeschwindigkeit und der Exponentialverteilung der Hydrometeore läßt sich nunmehr eine Relation zwischen der Reflektivität  $Z$  und der Niederschlagsrate  $R$  berechnen, die kurz als  $Z/R$ -Beziehung bezeichnet wird. Wenn  $Z$  in  $\text{mm}^6 \text{ m}^{-3}$  und  $R$  in  $\text{mm h}^{-1}$  ausgedrückt werden<sup>2</sup>, findet man – je nach Fallgeschwindigkeitsgesetz – für Regentropfen ( mit  $N_o = 0.08 \text{ cm}^{-4}$  )

1. nach Kessler:  $Z = 206 R^{1.55}$ ,
2. nach Liu und Orville:  $Z = 282 R^{1.45}$  und
3. nach Atlas et al.:  $Z = 238 R^{1.5}$ .

Marshall und Palmer (loc.cit.) finden, indem sie in  $Z = 6! N_o / \Lambda^7$  für  $\Lambda$  ihre empirische Beziehung  $\Lambda = 41 R^{-0.21} \text{ cm}^{-1}$  einsetzen,  $Z = 296 R^{1.47}$ .

<sup>1</sup>In bestimmten Fällen verwendet man auch das Fallgesetz nach Atlas et al. (1973)  $v(D) = 965 - 1030 \exp(-6D)$ ,  $D$  in cm und  $v(D)$  in  $\text{cm s}^{-1}$ . Damit ergibt sich jedoch keine "einfache"  $Z/R$ -Beziehung wie im folgenden aufgeführt.

<sup>2</sup>Im radarmeteorologischen Sprachgebrauch wird der Radarreflektivitätsfaktor meist in dBZ angegeben. Er ist definiert über  $Z$  (in dBZ) =  $10 \log [Z(\text{in mm}^6 \text{ m}^{-3}) / 1 \text{mm}^6 \text{ m}^{-3}]$ . Übrigens hat die Differenz von dBZ-Werten die Einheit dB, nicht dBZ.

Man beachte, daß in vielen Radarmeteorologie – Monographien (z.B. Battan, 1973, oder Sauvageot, 1992) nicht diese, sondern die Beziehung  $Z = 200 R^{1.6}$  als diejenige von Marshall und Palmer bezeichnet wird<sup>3</sup>. Tatsache ist, daß  $Z = 200 R^{1.6}$  häufig für stratiformen Regen in mittleren Breiten angesetzt wird.

Bei der Berechnung des Niederschlagsdämpfungskoeffizienten  $k$  muß die Summe aus Streu- und Absorptionsquerschnitt  $Q(D)$  berücksichtigt werden. Wir gehen hier nicht näher darauf ein und verweisen auf Battan (loc.cit.), Sauvageot (1994) und den Beitrag von Gekat.

Aus dem bisher Dargelegten geht eindeutig hervor, daß die Beziehung zwischen  $Z$  und  $R$ , wenn man sie über die Definitionsbeziehungen herstellt, sehr stark sowohl von der Fallgeschwindigkeit als auch vom Hydrometeorspektrum abhängt. Wegen der starken räumlichen und zeitlichen Variabilität der Hydrometeore wird damit auch verständlich, daß es eine große Zahl von  $Z/R$ -Beziehungen (Battan (loc.cit.) zitiert fast 70 verschiedene !) gibt, die sich auf unterschiedlichste Niederschlagsituationen (z.B stratiformer oder konvektiver Regen, spezielle regionale und jahreszeitliche Gegebenheiten) beziehen und logischerweise nur Mittelwerte darstellen können. Dies macht auch deutlich, daß es eine allgemeingültige  $Z/R$ -Beziehung nicht geben kann! Man vergleiche dazu auch den Beitrag von Joss et al. in diesem Heft.

### 3. Wachstumsprozesse und Fallmodi von Hydrometeoren

Wir wollen uns jetzt den Vorgängen zuwenden, die mit der Bildung und Entwicklung von Hydrometeoren zusammenhängen (s. Abb. 1). Dabei werden bevorzugt solche angesprochen, bei denen sich relativ große Partikel bilden.

Generell unterscheidet man Prozesse, die sich in warmen Wolken, Mischwolken oder Eiswolken abspielen. Eine klare Trennung ist nicht möglich, weil es Wolken gibt, die in ihrem "Leben" alle Stadien durchlaufen. Die folgende Schilderung ist daher so aufgebaut, daß die Entwicklungsstadien von Hydrometeoren beschrieben wird, wie sie in einer typischen Mischwolke durchlaufen werden.

Wolken entstehen, indem die relative Feuchte einer Luftmasse die 100%-Grenze überschreitet. Dies geschieht durch passive bzw. aktive Hebung von feuchter, nicht-gesättigter Luft, bis das Hebung- bzw. Kumulus-kondensationsniveau erreicht ist. Mikrophysikalisch gesehen entsteht in warmen Wolken zunächst die flüssige Phase, d.h. es bilden sich Wassertropfen durch Kondensation an Aerosolpartikeln (Kondensationskernen). Solche Tropfen bezeichnet man als Wolkentropfen; ihre Durchmesser sind in der Regel im Mittel nicht größer als  $D \approx 1 - 5 \mu\text{m}$ . Durch fortgesetzte Kondensation können dann einige wenige relativ große Tropfen ( $D \approx 40 - 60 \mu\text{m}$ ) entstehen, wodurch der Koagulationsprozeß initiiert wird. Mit Koagulation meint man das Zusammenstoßen und -fließen von Tropfen. In warmen Wolken, deren Temperatur also die  $0^\circ\text{C}$ -Grenze nicht unterschreitet, können auf diese Weise Tropfen mit Durchmessern bis etwa  $100 - 400 \mu\text{m}$  gebildet werden, die als Nieselniederschlag bei einer Fallgeschwindigkeit von etwa  $100 \text{ cm/s}$  den Erdboden erreichen können.

Meist ist der Koagulationsprozeß aber nur die Vorstufe zur Niederschlagsbildung über die Eisphase, wie sie in mittleren Breiten die Regel ist. Die Prozesse, die für das Einsetzen der Eisbildung verantwortlich sind, liegen noch weitgehend im Dunklen. Man diskutiert u.a. die

---

<sup>3</sup>Nach längerer Recherche stellt sich heraus, daß die Relation  $Z = 200 R^{1.6}$  ursprünglich von Marshall et al.(1954) stammt.

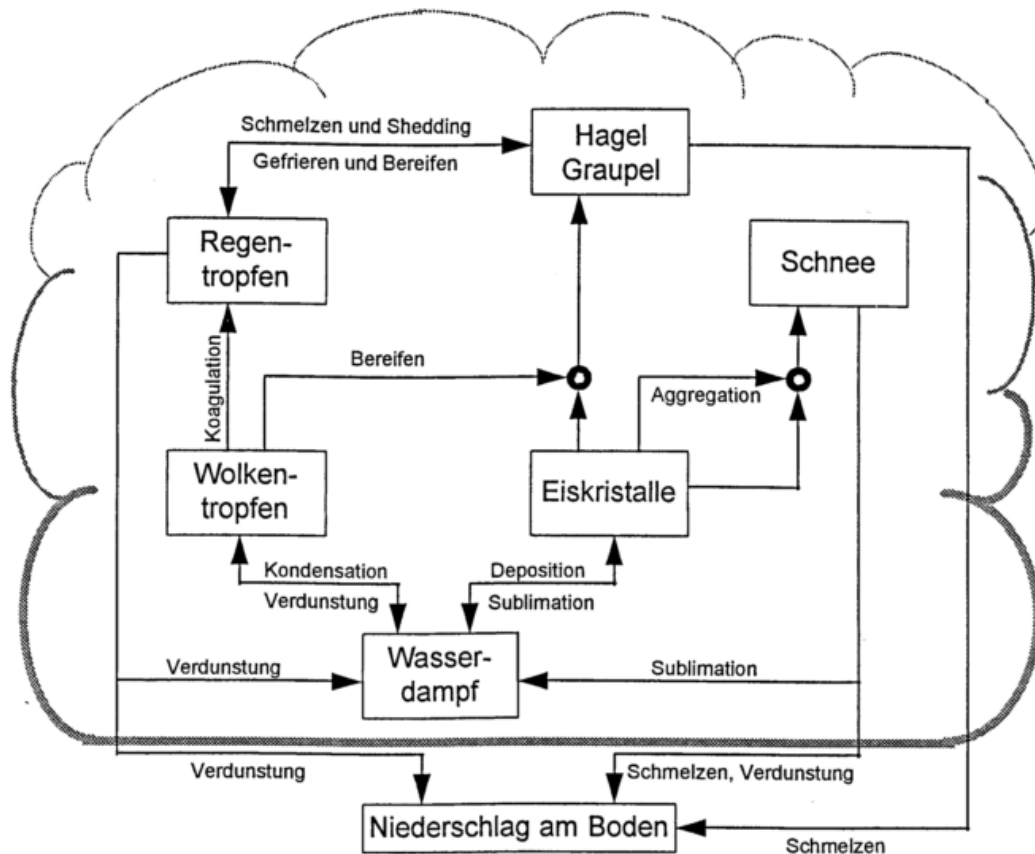


Abb. 1: Grobes Schema mikrophysikalischer Prozesse in Mischwolken

direkte Sublimation auf Eiskeimen und das Gefrieren von unterkühlten Tropfen (, die noch bei Temperaturen von bis zu  $-15^{\circ}\text{C}$  angetroffen wurden). Im Fall von Eiskristallen werden in Abhängigkeit von der Temperatur und der Übersättigung eine Vielzahl unterschiedlicher Eiskristallformen wie Plättchen, Säulchen oder Dendriten gebildet (s. Pruppacher und Klett (loc.cit.)). Das Wachstum von Eiskristallen vollzieht sich bei Temperaturen  $< 0^{\circ}\text{C}$  durch Deposition von Wasserdampf und kann dann, wenn gleichzeitig unterkühlte Wolkentropfen vorhanden sind und damit Wasserdampf relativ zu Eis über-, relativ zu Wasser aber untersättigt ist, zum Verdunsten kleiner Wassertropfen führen. Dieser Vorgang ist als Bergeron-Findeisen-Prozeß bekannt.

Wenn Eiskristalle, die gemeinsam mit unterkühlten Tropfen (in Mischwolken) vorkommen und eine bestimmte Größe (abhängig von der geometrischen Form bei Durchmesser oder Längen von etwa  $150 - 300 \mu\text{m}$ ) erreicht haben, beginnen sie zu bereifen, wodurch sich die zahlreiche Mischformen von bereiften Eiskristallen und Graupeln ausbilden. Neben der Massenzunahme der Eispartikel scheint der Bereifungsprozeß mit einer Erzeugung von kleinsten Eispartikeln (ice splinter) einherzugehen (Mossop und Hallett, 1974), wodurch es zu einer explosionsartigen Zunahme von Eispartikel kommen kann und damit zu einer fast schlagartigen Vereisung von Teilen von Mischwolken oder sogar von ganzen Wolken (Koenig, 1963).

Wenn das Angebot von unterkühlten Wassertropfen hinreichend groß ist, läuft der Bereifungsprozeß sehr effektiv ab und Graupelpartikel wachsen auf Millimetergröße an. Dann spricht man auch schon von Hagel. Je nach thermodynamischem Zustand der Wolke und der Wolkenele-

mente kann die Oberfläche eines (kleinen) Hagelkorns durch auftreffende Tropfen aufschmelzen oder nicht. Dieses trockene oder nasse Wachstum läßt sich aus Dünnschliffen von großen Hagelkörnern, die eine ausgeprägte Schalenstruktur zeigen, ableiten (Federer et al., 1982). Ist die Oberfläche naß genug, können kleine Tropfen durch den umgebenden Luftstrom abgestreift (shedding) und der Wolke wieder zugeführt werden. Dieser Vorgang wird gelegentlich als Quelle relativ großer Tropfen diskutiert, aus denen sich, nachdem sie gefroren sind, relativ große Hagelkörner entwickeln können (Knight et al., 1985). Die Beweglichkeit der nassen Oberfläche führt nach dem Wiedergefrieren zu einer z.T. sehr unregelmäßigen Form von großem Hagel. Hagelkörner haben eine hohe Fallgeschwindigkeit: bei einem Durchmesser von 5 mm bzw. 5 cm fallen sie mit 5 m/s bzw. 33 m/s (s. Beziehung von Auer (loc.cit)). Daher können sie schon trotz einer relativ hohen, aufwärtsgerichteten Windgeschwindigkeit nach unten sedimentieren. Dadurch gelangen sie in wärmere Regionen, wo sie partiell oder ganz aufschmelzen können. Bekanntlich schmilzt sehr großer Hagel nur unvollständig.

Ein besonderes, radarmeteorologisch interessantes Phänomen tritt dann auf, wenn langsamfallende Eishydrometeore (unbereifte und bereifte Eiskristalle, Schneeflocken) die 0°C-Isotherme erreichen und zu schmelzen beginnen. Die Schmelzschicht mit einer vertikalen Ausdehnung von wenigen hundert Metern ist im Radarbild als Zone erhöhter Reflektivität sichtbar und wird als bright band bezeichnet. Wenn die Eispartikel letztendlich vollständig geschmolzen sind, nimmt die Reflektivität wieder deutlich ab. Untersuchungen zur Variation der Reflektivität unterhalb der Wolkenbasis bzw. des bright band sind Gegenstand aktueller Forschung.

Je nach der Organisation der Windsysteme in Wolken sedimentieren die Hydrometeore bis zur Wolkenbasis, verlassen sie dort und erreichen als Niederschlag den Erdboden, oder sie werden in einen benachbarten Aufwindschlauch eingesogen, der sie wieder in größere Höhen transportiert (recirculation).

Tropfen sind bis zu einem Durchmesser von ca. 1 mm rund. Ihre Fallgeschwindigkeit richtet sich nach ihrer Größe: für Tropfen bis etwa 80 µm Durchmesser gilt die Formel nach Stokes; für größere werden Effekte durch die Umströmung wichtig, so daß semi-empirischen Relationen, wie die in Kap. 1 erwähnten, zutreffen. Tropfen mit einem Äquivalentdurchmesser  $D_o = 2 a^{2/3} b^{1/3} \gtrsim 1.0 \text{ mm}$  ( $a, b$  = längere, kürzere Achse) zeigen mit steigender Größe eine zunehmende Abplattung und fallen mit der abgeplatteten Fläche senkrecht zur Anströmung. Für  $D_o = 4 \text{ mm}$  ist  $b/a \approx 3/4$ . Solche große Tropfen können auf vielfältige Art oszillieren. Die Abplattung von Regentropfen ist insofern von Bedeutung, als daß diese Eigenschaft von einem (kohärenten) Polarisationsradar mittels des differentiellen Radarreflektivitätsfaktors  $Z_{DR}$  erkannt und so zur eindeutigen Festlegung der Hydrometeorart herangezogen werden kann (s. Meischner et al., 1995 und Beitrag von Joss et al. in diesem Heft).

Große Regentropfen können hydrodynamisch instabil werden und in mehrere kleine Bruchstücke zerplatzen (hydrodynamic breakup). Dadurch werden dem Tropfenspektrum kleine Tropfen zugeführt. Des weiteren kann ein Koagulationsvorgang zwischen zwei Tropfen auch zu einer Separation von zwei oder mehr kleineren Tropfen führen (collision-induced breakup). Dieser Vorgang wird für das Auftreten spezifischer Maxima in der Verteilungsfunktion großer Tropfen verantwortlich gemacht. Dieser Befund beruht jedoch eher auf numerischen Modellrechnungen als auf belastbaren Beobachtungen.

Einzelne unbereifte oder bereifte Eiskristalle mit Maximaldurchmessern bis zu etwa 3 mm

fallen bei einer Geschwindigkeit von ca. 1 – 2 m/s mit ihrer längeren Achse senkrecht zur Anströmung. Kegelförmige Graupelpartikel mit Durchmessern von mehreren Millimetern bewegen sich taumelnd auf einer schraubenförmig Bahn, wobei sie an ihrer Unterseite bevorzugt unterkühlte Tropfen aufsammeln. Ihre Fallgeschwindigkeit beträgt 1 – 3 m/s.

Die Bewegungsform von fallenden Hagelkörnern ist meist (je nach Form) wie die von Graupeln ebenfalls schraubenförmig taumelnd.

Unterhalb der Wolkenbasis verdunsten – je nach Feuchte- und Temperaturverhältnissen – die Hydrometeore. Davon sind mehr kleine Tropfen, die vollständig verdunsten können, betroffen als große, die auch längere Fallstrecken "überstehen" können.

#### **4. Wolkendynamische Aspekte**

Wie am Anfang von Kap.2 erwähnt, entstehen Wolken durch feuchte Luft, die passiv an Hindernissen (Orographie, Fronten) gehoben wird oder die aktiv durch bodennahen Wärme- (oder Wasserdampf-) überschuß aufsteigt. Im Fall der passiven Hebung entsteht meist stratiformer, länger andauernder Niederschlag, während bei aktiver Hebung und ausreichender Labilität konvektiver, schauerartiger Niederschlag fällt.

Diese Einteilung ist naturgemäß sehr vereinfacht, weil z.B. an einer Kaltfront durch passive Hebung hochreichende Konvektion initiiert werden kann.

Im folgenden werden grundsätzliche wolkendynamische Aspekte diskutiert, die sich auf eine Idealzyklone mit klar definierter Warm- und Kaltfront beziehen (s. Kap.5), wobei Wolken mit mehr oder minder deutlichem konvektivem Charakter die meiste Aufmerksamkeit gilt. Je nach Jahreszeit ist die Ausprägung der Mechanismen und Effekte natürlich schwächer oder stärker. Stratiformer Niederschlag fällt aus Nimbostratus-Wolken, die sich durch relativ langsames, aber stetiges Aufgleiten feuchter warmer Luft an der Warmfront bilden. Die Vertikalgeschwindigkeit beträgt dabei etwa 10 cm/s. Genauere (Radar-) Untersuchungen zeigen, daß trotz der Uniformität des Niederschlags am Boden in der Höhe konvektive Elemente (generating cells) existieren. Sie können Lebensdauern von bis zu einer Stunde haben und bilden sich immer wieder neu. Aus ihnen fallen in der Regel eisförmige Niederschlags-elemente in die darunterliegende Wolkenschicht, wo sie – meist durch Bereifen – kräftig weiterwachsen (seeder-feeder-Effekt). Wolken solchen Typs zeigen in der Zeit zwischen Herbst und Frühjahr meist ein deutliches bright band.

Die am Boden häufig registrierte schwache räumliche Variabilität des Niederschlags entsteht durch die unregelmäßige Überlagerung der aus den konvektiven Zellen sedimentierenden Niederschlagsströme. Manchmal erkennt man eine im Bereich der Niederschlagsströme (Fallstreifen, virgae) herrschende Windgeschwindigkeit an der Verzerrung der Fallbahnen. Bei kräftigerer konvektiver Aktivität an einer – aktiven – Warmfront bilden sich mit Radar sichtbare, bandförmige Wolkenstrukturen, die auch im Bodenniederschlagsmuster erkennbar sind (Houze, 1993).

Im Warmsektor findet man eine weite Streuung von Niederschlagserscheinungen. Sie reichen von Nieselregen mit  $0.01 \text{ mm h}^{-1}$  bis zu mehrstündigem Landregen mit  $5 - 10 \text{ mm h}^{-1}$ . Die Reflektivitäten und Doppler-Geschwindigkeiten nehmen meist zum Boden hin zu, was auf die Massenzunahme von großen Hydrometeoren z.B. durch Koagulation von kleineren Hydrometeoren schließen läßt; auch break-up-Prozesse können eine Rolle spielen.

Während der Niederschlag an der Warmfront moderat ist, zeigen die Niederschlagserscheinungen an der Kaltfront ausgeprägten konvektiven Charakter mit relativ großen Niederschlagsraten. Bei genügend feuchter und instabiler Luft können sich sehr hochreichende Wolken (Cumulus congestus bis Cumulonimbus = Gewitterwolken) bilden, die sich im Sommer auch in mittleren Breiten bis in Tropopausenniveau erstrecken und die mit Hagelbildung, Starkregen sowie Blitz und Donner einhergehen. Weil solch schwere Gewitter zu massiven ökonomischen Schäden (z.B. Überschwemmungen, starke Windböen, Hagelschlag) führen können, ist ihre Erforschung ein bevorzugtes Ziel radarmeteorologischer Untersuchungen.

Eine grobe Einteilung von konvektiven Wolken (s. auch Beitrag Höller) ist die in

1. Einzelzellen (kleine isolierte Cumulonimben) und
2. Multizellen sowie Superzellen (größere isolierte Gewitter).

Sie können sich räumlich als Linie (squall line) oder als gröberskalige Komplexe (mesoscale convective systems, MCS) organisieren. Die Unterscheidung zwischen Multi- und Superzellen ist häufig schwierig.

Alle Formen durchlaufen im wesentlichen drei Phasen

1. das Anfangsstadium:  
Beginn des cumuliformen Wachstums mit einer Verstärkung der aufwärtsgerichteten Luftströmung, begleitet von einem Aufschießen der Wolkenobergrenze,
2. das Reifestadium:  
Entwicklung eines charakteristischen Strömungsmusters mit wohlorganisierten Aufwind- und Abwindfeldern, Entstehung großer Hydrometeore und lokal begrenzter Bodenniederschlag,
3. das Zerfallsstadium:  
Zusammenbruch des Aufwinds, so daß mit dem verbleibenden Abwindgebiet mehr und mehr Niederschlag ausfällt, bis die Zelle zusammenbricht (mangels Nachschub an Energie und Masse).

Einzelzellen entwickeln sich derart, daß sich zuerst infolge eines starken Aufwinds ein Wolkenturm mit einem horizontalen Durchmesser von 1 – 3 km bildet, dessen Ränder deutliche Wirbelstrukturen zeigen. Der Struktur des Wolkenturms sind kleinräumigere Auswüchse (horizontale Erstreckungen einige hundert Meter) überlagert, die Umgebungsluft einmischen (entrainment). Wenn der Wolkenturm sein Reifestadium erreicht hat, besteht er im oberen Teil aus Eisparkeln, die sich in Minutenschnelle bilden. Im weiteren Verlauf bildet sich als oberster Teil der Amboß aus, der die höchste Konzentration an Eisparkeln enthält. Diese Eisparkeln wachsen durch Aggregation weiter und können die Amboßregion als Fallstreifen verlassen. Im Hauptauftriebsgebiet bilden sich Graupel- und Hagelpartikel, die im sich abschwächenden Aufwind sedimentieren und dabei schmelzen. Sie initiieren ein Abwindgebiet, zum einen durch den Widerstand der fallenden Partikel gegenüber der Luftströmung (liquid water drag) und zum anderen durch den Entzug von thermischer Energie infolge des Schmelzens und ggf. des Verdunstens. Die Hydrometeore erreichen schließlich die

0°C-Grenze und fallen dann meist als flüssiger Niederschlag zu Boden, wobei sie auch als Fallstreifen unterhalb der Wolkenbasis sichtbar sein können. Hagelkörner schmelzen je nach Größe nicht vollständig, so daß in diesem Fall der Hagel auch den Boden erreichen kann. Am Boden erzeugt der Abwind eine Böenlinie (gust front), d.h. eine meist dem Gewitter vorausseilende Zone kräftiger Böen. Die am Boden sich ausbreitende Kaltluft schneidet u.U. die Energie- und Massezufuhr, die zur Aufrechterhaltung der Zirkulation notwendig ist, ab (Zerfallsstadium). Solche Einzelzellen erzeugen einzelne, örtlich begrenzte Schauer.

Das Radarbild sieht so aus, daß höhere Reflektivitäten zuerst im oberen Teil der Einzelzellen auftreten, die sich dann stetig nach unten wegen des zunehmenden Hydrometeorwachstums verlagern. Ausfallender Niederschlag erzeugt wiederum ein deutliches Reflektivitätssignal.

Während schwere Schäden bei Einzelzellengewittern selten sind, treten bei Multizellengewittern größere Schäden auf. Multizellengewitter bestehen aus einer Vielzahl von gekoppelten Einzelzellen, die sich in unterschiedlichen Entwicklungsstadien befinden. Die Lebensdauer einer Multizelle ist mit mehreren Stunden deutlich länger als die einer Einzelzelle (ca. 1 h).

Als typisches Fallbeispiel wird das Raymer Hagelgewitter vom 9. Juli 1973, das von Browning et al. (1976) analysiert wurde, kurz betrachtet (Abb. 2). Die dargestellte schematische Struktur einer Multizelle wird auch von Höller (1994) bestätigt. Für die Organisation dieses Gewitters ist eine deutliche Windscherung der Umgebung verantwortlich, was ein Ausdruck der Baroklinität der umgebenden Atmosphäre ist. Das Wolkensystem der Abbildung kann man als Momentaufnahme oder als zeitliche Abfolge interpretieren. Neue Zellen ( $n + 1$ ) bilden sich an der vorderen Flanke des Gewitterkomplexes, wobei sich eine sog. shelf cloud ausbilden kann. Die  $n + 1$ -Zelle entwickelt sich dann weiter in die kräftigere  $n$ -Zelle, gelegentlich auch feeder cell genannt, mit ausgeprägtem Aufwindgebiet und Graupelwachstum in der Höhe. Die Graupelpartikel können in die Zelle  $n - 1$ , die sich im Reifestadium befindet, transportiert werden, wo sie rasch zu großem Hagel anwachsen können. Gelangen solche Hagelkörner in den Abwindbereich der zerfallenden Zelle  $n - 2$ , sedimentieren sie sehr schnell und führen zu ausgedehntem Hagelniederschlag am Boden.

Die offenen Kreise in der Abb. 2 deuten die Trajektorie eines sich entwickelnden Hagelkorns an, wobei angenommen wird, daß der Hagel in derselben Zelle verbleibt. Andere Szenarios sind auch möglich. So zeigte die Erfahrung während des Cooperative Convective Precipitation Experiment (CCOPE, Knight et al., loc.cit.), daß größere Hagelkörner, die entgegen dem Aufwind fallen, in niedrigen Niveaus der Wolke von einem anderen Aufwindgebiet eingefangen werden und dann zu sehr großem Hagel weiterwachsen. Ein mehrfaches Durchlaufen der Wolkenzirkulation – nicht nur von Hagel, sondern auch von großen Tropfen – scheint möglich. Die räumliche Organisation von Auf- und Abwindfeldern sowie der Ort der Entstehung neuer Zellen ist bislang noch nicht eindeutig geklärt.

Die verheerendsten Gewitter sind diejenigen, die als Superzellen bezeichnet werden. Dieser Gewittertyp hat dieselben Ausmaße wie eine Multizelle, besteht aber im Gegensatz dazu aus einem riesigen, nahezu stationären Aufwind – Abwind – Paar wie bei einer Einzelzelle. Superzellen können sich aus Einzel- oder Multizellen entwickeln. Wie bei einer Multizelle ist eine deutliche Windscherung mit starker Windzunahme und Rechtsdrehung mit der Höhe in den unteren Niveaus Voraussetzung. Die Rechtsdrehung des Windes (thermischer Wind) weist auf Warmluftadvektion hin. Wie Abb. 3 zeigt, beginnt der Aufwindschlauch in niedriger Höhe

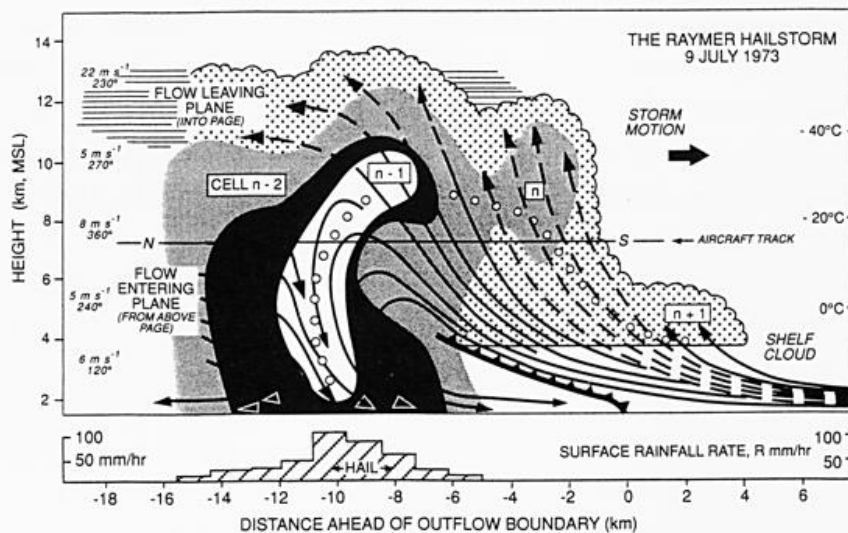


Abb. 2: Vertikalschnitt durch ein Multizellengewitter, beobachtet am 9. Juli 1973 nahe Rayer, Colorado, mit sich entwickelnden Zellen (n+1: jüngste, n-2: älteste Zelle). Die Trajektorien (Pfeile) sind relativ zum sich bewegenden System gezeichnet. Die offenen Kreise zeigen die Trajektorie eines an der Wolkenbasis entstehenden Hagelkorns. Die schwach punktierten Flächen geben den Umriss der Wolke wieder, die stärker punktierte und die schwarzen Flächen repräsentieren Reflektivitäten von 35 und 45 dBZ. Die weiße Fläche beim absteigenden Ast der Hageltrajektorie markiert 50 dBZ. Im unteren Teil der Abbildung ist die gemessene Niederschlagsrate in mm/h angegeben (aus Houze, loc.cit).

in Richtung der Umgebungsströmung und steigt entsprechend der Winddrehung bis zu einer Höhe auf, die nach Browning (1964) "Wölbung" (vault) genannt wird. Die Aufwindgeschwindigkeiten sind mit 10 – 40 m/s so hoch, daß sich in der Zeit, die ein Hydrometeor bis zur Wolkenobergrenze (ungefähr Tropopausenniveau) braucht, keine großen Partikel bilden können, insbesondere auch nicht im Wölbungsbereich. Dies ist insofern wichtig, weil dieser Bereich durch relativ geringe Radarreflektivitätswerte gekennzeichnet ist (BWER, bounded weak echo region). Das Wachstum von sehr großem Hagel, wie er in Wolken solchen Typs die Regel ist, beginnt oberhalb der BWER im Embryo-Vorhang, der sich an der Unterseite des Ambosses befindet. Die Eisembryonen können Graupelpartikel oder gefrorene große Tropfen sein. Das weitere Wachstum des Hagels geschieht sowohl vermutlich dadurch, daß kleine Hagelkörner den Embryo-Vorhang verlassen und in den Aufwindschlauch rezirkuliert werden, als auch längs seines Abstiegs im Abwindgebiet. Die Anordnung von Auf- und Abwindgebiet führt dazu, daß am Boden die Hydrometeore in charakteristischer Weise verteilt sind: an der Grenze zwischen Auf- und Abwindzone trifft man den größten Hagel an; daran anschließend findet man kleinen Hagel und starken über mässigen bis leichten Regen (Abb. 4).

Es sei noch erwähnt, daß Superzellen sich u.U. in zwei (oder mehrere) Zellen aufteilen können (storm splitting), wobei die in Bewegungsrichtung nach rechts ziehende Zelle meist erhalten bleibt, während die nach links driftende Zelle abstirbt.

Ein ausgearbeitetes Beispiel zum Lebenszyklus eines Hagelgewitters, das sowohl multi- als auch superzelluläre Eigenschaften aufwies, findet man bei Höller et al. (1994).

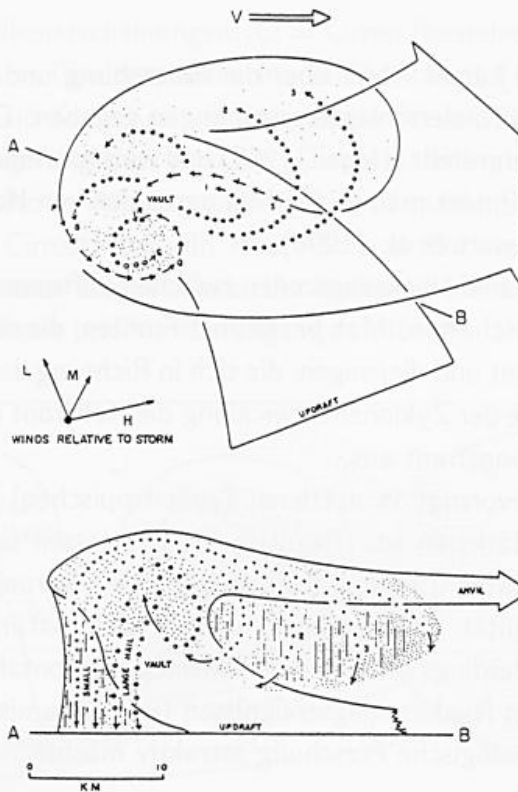


Abb. 3: Draufsicht und vertikaler Schnitt durch eine Superzelle mit Darstellung der Strömung und Hydrometeortrajektorien. Die Windangaben im oberen Teil der Abbildung beziehen sich auf die Windrichtung und -geschwindigkeit in der Zelle, wobei L (low) = das untere Niveau, M (middle) = das mittlere und H (high) = das hohe Niveau bezeichnet (aus Rogers und Yau, 1989).

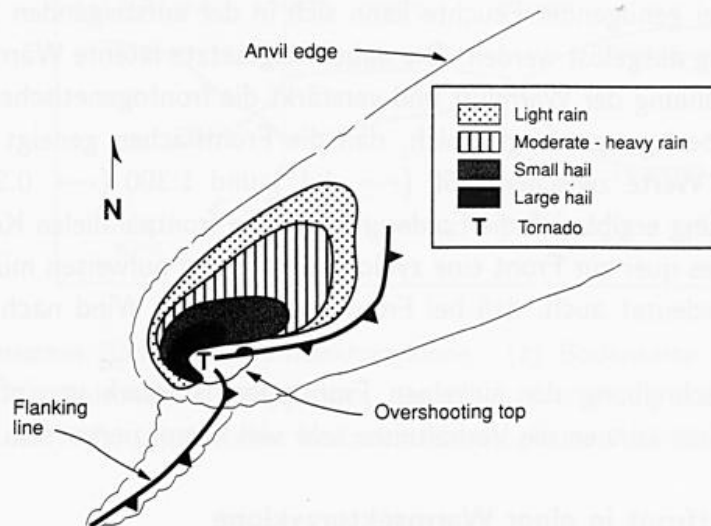


Abb. 4: Draufsicht auf eine idealisierte Superzelle mit Niederschlagsmuster am Boden, Böenlinien als Bodenfronten und Umriß des Ambosses. Die Niederschlagsmuster können auch als Reflektivitäten interpretiert werden (nach Houze, loc.cit.).

## 5. Fronten

In diesem Kapitel wird ein kurzer Abriß über die Entstehung und Entwicklung von Fronten inklusive ihrer Wolken- und Niederschlagserscheinungen gegeben. Dieses Thema wurde schon früher recht umfangreich dargestellt (Hagen, 1995) und wird hier inhaltlich teilweise wiederholt. Ausführliche Informationen findet man in den Monographien von Houze (loc.cit.), Cotton und Anthes (1989) sowie in Stewart et al. (1998)..

Fronten bzw. Frontalzonen sind Übergangszonen zwischen Luftmassen (sehr) unterschiedlicher – meist thermischer – Eigenschaften. Man bezeichnet Fronten, die sich in Richtung der kälteren Luft verlagern, als Warmfront und diejenigen, die sich in Richtung der wärmeren Luft verlagern, als Kaltfront. Holt im Laufe der Zyklonenentwicklung die Kaltfront die vorlaufende Warmfront ein, bildet sich eine Okklusionsfront aus.

Generell treten Fronten bevorzugt in mittleren (außertropischen) Breiten auf, weil hier die barokline Instabilität am stärksten ist. Reguläre Fronten lassen sich auf Bodenwetterkarten durch ihre deutliche Signatur (Temperaturkontrast, Windsprung) erkennen und werden linienförmig als Diskontinuität eingezeichnet, obwohl sich natürlich die meteorologischen Variablen kontinuierlich, allerdings auf einer sehr kleinen horizontalen Skala, ändern. Sie sind meist mit charakteristischen Niederschlagsereignissen (und dynamischen Effekten) verbunden, was sie für die radarmeteorologische Forschung attraktiv macht.

### 5.1 Entstehung und Einteilung von Fronten

Werden verschieden temperierte Luftmassen gegeneinandergeführt, entsteht eine Front, wenn der horizontale Temperaturgradient anwächst (Frontogenese). Dies geschieht in der Regel als Folge einer bodennahen Konvergenz (Bodentief) und der Deformation des atmosphärischen Stromfelds. Dadurch wird quer zur sich ausbildenden Frontalzone eine thermisch direkte Vertikalzirkulation induziert: (relativ) wärmere Luft wird gehoben und trifft in der Höhe auf (relativ) kältere, während aus Kontinuitätsgründen gleichzeitig kältere Luft absinkt und in Bodennähe auf wärmere trifft. Bei genügender Feuchte kann sich in der aufsteigenden Luft Bewölkung bilden und Niederschlag ausgelöst werden. Die dabei freigesetzte latente Wärme verringert die hebungsbedingte Abkühlung der Warmluft und verstärkt die frontogenetische Wirkung.

Aus kinematischen Überlegungen ergibt sich, daß die Frontflächen geneigt sind. Die Neigung nimmt typische Werte zwischen 1:50 ( $\leftrightarrow$   $1.1^\circ$ ) und 1:300 ( $\leftrightarrow$   $0.2^\circ$ ) an. Für die frontnahe Windverteilung ergibt sich die Forderung, daß die frontparallelen Komponenten des geostrophischen Windes quer zur Front eine zyklonale Scherung aufweisen müssen (zyklonaler Windsprung). Dies bedeutet auch, daß bei Frontdurchgang der Wind nach rechts (auf der Nordhalbkugel) dreht.

Die nachfolgende Beschreibung der einzelnen Fronttypen ist stark vereinfacht und daher idealisiert; in der Realität können die Verhältnisse sehr viel komplizierter sein.

### 5.2 Warm- und Kaltfront in einer Warmsektorzyklone

Die Abb. 5 zeigt eine vollentwickelte Warmsektorzyklone mit vorlaufender Warmfront und nachfolgender Kaltfront. Abb. 5a zeigt die zugehörige Bodenkarte mit Fronten, Isobaren und

Angabe von typischen Wolkenerscheinungen: Ci = Cirren (bestehend aus kleinen Eiskristallen) und Cb = Cumulonimbus = Gewitterwolke. Im Vertikalschnitt (Abb. 5b) bezeichnet W die Warmluft (offene Pfeile) und K die Kaltluft (ausgefüllte Pfeile); die Pfeile zeigen das jeweilige Windfeld relativ zur Verlagerung des Tiefs an. Die zusätzlich eingezeichneten Wolkentypen sind: As = Altostratus, Ac = Altocumulus, Cu = Cumulus, Sc = Stratocumulus, Ns = Nimbostratus und Cs = Cirrostratus. In Abb. 5c schließlich ist der zeitliche Verlauf des Luftdrucks und der Temperatur dargestellt; an der Bodenwinddarstellung erkennt man deutlich die Rechtsdrehung des Windes bei Frontdurchgang (s. oben).

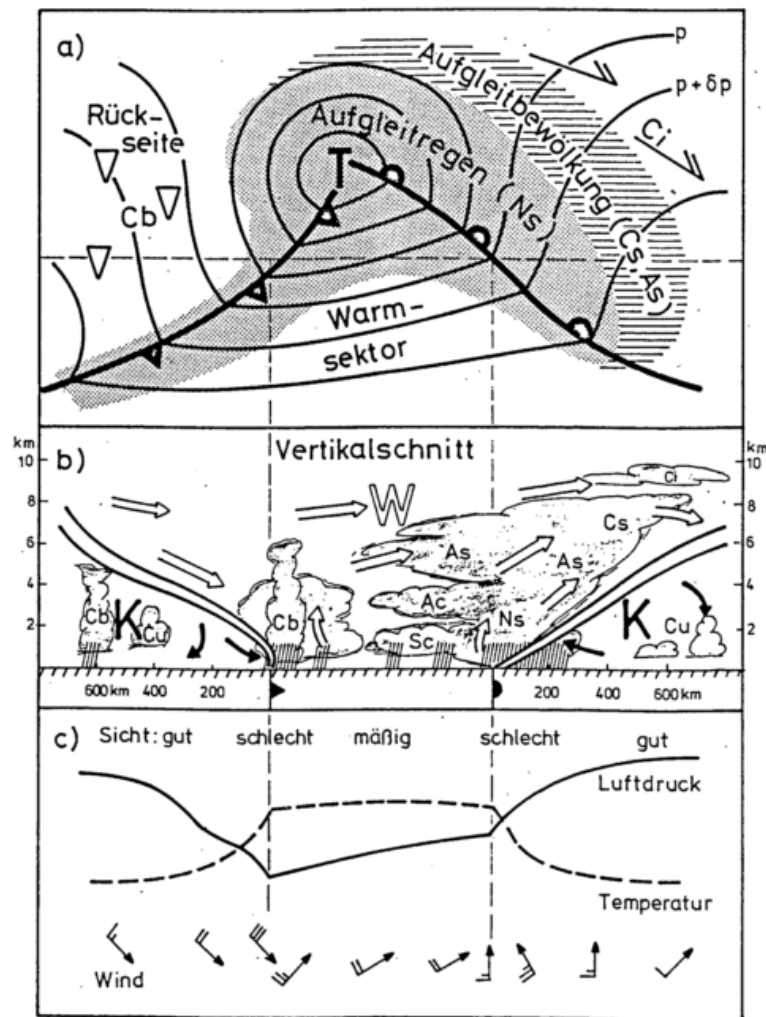


Abb 5: Schematisches Bild einer Warmsektorzyklone. (a) Bodenkarte: Isobaren, Fronten und Bewölkung, (b) Vertikalschnitt: Frontalzonen, Bewölkungsverteilung und Windverteilung relativ zur Verlagerung des Tiefs, (c) zeitlicher Verlauf meteorologischer Parameter. Details s. Text (aus DWD, 1987).

Der durch das langsame Aufgleiten der (Warm-)Luft an der Warmfront entstandene Wolken-schirm aus Ci sowie anschließend Cs und As läuft der Front in der Höhe voran. Aus den Altostratuswolken fallen die ersten Niederschläge, die die darunterliegenden Luftschichten anfeuchten, so daß auch dort Wolken entstehen (Ns). Im Bereich der Ns-Bewölkung fallen die

Niederschläge als mäßiger (stratiformer) Landregen bzw. als Schnee; eingelagerte konvektive Zellen können aber auch für Warmfrontgewitter sorgen. Das präfrontale Niederschlagsgebiet hat eine Breite von 100 - 300 km.

Die Verhältnisse im Warmsektor selbst unterscheiden sich je nach Feuchte- und Schichtungsverhältnissen: bei maritimen Luftmassen fällt aus relativ niedrigen Wolken nur geringer Niederschlag. Manchmal ist der Himmel auch wolkenlos.

Mit Annäherung der Kaltfront verdichtet sich die Bewölkung, und es bilden sich zunächst nicht sehr hochreichende konvektive Wolken, denn trotz der beginnenden Hebung verhindert die an der Kaltfront abgleitende Warmluft eine stärkere Wolkenentwicklung. Allerdings kann sich die zwangsweise gehobene Warmluft vor der Kaltfront so stark labilisieren, daß sich einzelne Gewitter oder Gewitterlinien (squall lines, s. unten) bilden, aus denen kräftige Schauer fallen. Hinter der Kaltfront klart der Himmel wegen der rückseitigen Absinkbewegung gewöhnlich auf. Anschließend wird die einströmende Kaltluft vom Boden her labilisiert, und es entwickeln sich (starke) Konvektionswolken, was zu reger Schauertätigkeit führt ("Rückseitenwetter").

Bei Kaltfronten unterscheidet man solche, die langsam ziehen (1. Art), und solche, die schnell ziehen (2. Art). Kaltfronten 1. Art treten meist in der äußeren Teilen einer Zyklone, die 2. Art häufig im inneren Sektor einer Zyklone auf. Bei Kaltfronten 1. Art fällt der Niederschlag direkt an der Front (am Böenkopf) als Schauer, danach fällt gleichmäßiger Niederschlag aus Ns-Wolken; bei Kaltfronten 2. Art ist die bodennahe Frontfläche sehr steil, so daß eine heftige Hebung einsetzt, die zur Ausbildung von Cb oder Ns mit eingelagerten konvektiven Zellen führt und dabei vor und nach der Front mit Schauern einhergeht. Das Niederschlagsgebiet ist meist sehr schmal, die Niederschlagsintensität jedoch hoch.

### 5.3 Die Okklusionsfront

Im weiteren Verlauf der zyklonalen Entwicklung holt die Kaltfront die Warmfront ein. Es entsteht eine Okklusionsfront.

Je nachdem, ob die Luft vor der Warmfront kälter oder wärmer ist als die hinter der Kaltfront vorstoßende Luft, hat sie Warmfront- oder Kaltfrontcharakter (Abb. 6a,b).

Bei der Warmfrontokklusion gleitet die Rückseitenluft über die kältere Vorderseitenluft längs der ursprünglichen Warmfront auf und die Kaltfront wird zur Höhenkaltfront. Der Vereinigungspunkt von Kalt- und Warmfront liegt vor der Bodenfront. Die Ns-Bewölkung wird durch die Absinkbewegung in der Kaltluft immer stärker abgebaut, so daß die Niederschlagstätigkeit mit fortschreitender Okkludierung immer schwächer wird. Die Warmfrontokklusion ist die häufigste Okklusionsform bei den Zyklonen, die im Winterhalbjahr über Europa ziehen.

Bei der Kaltfrontokklusion dringt die Rückseitenluft keilförmig unter die wärmere Vorderseitenluft, wobei gleichzeitig die Warmluft vom Boden abgehoben wird. In höheren Schichten entsteht eine abgehobene Warmfront, die auf der ursprünglichen Kaltfrontfläche liegt, d.h. hinter dem Okklusionspunkt. Das Niederschlagsgebiet befindet sich auf beiden Seiten der Okklusion mit einer leicht stärkeren Tendenz auf der Vorderseite. Die Niederschlagsverhältnisse ähneln immer noch stark denen an einer Kaltfront.

Im Okklusionsstadium ist der Temperaturkontrast zwischen den beiden Luftmassen relativ gering, weil sich bei der Hebung die Warmluft allmählich adiabatisch abkühlt bzw. die absinkende Kaltluft sich adiabatisch erwärmt. Dieser Vorgang bringt letztendlich die Entwicklung zum

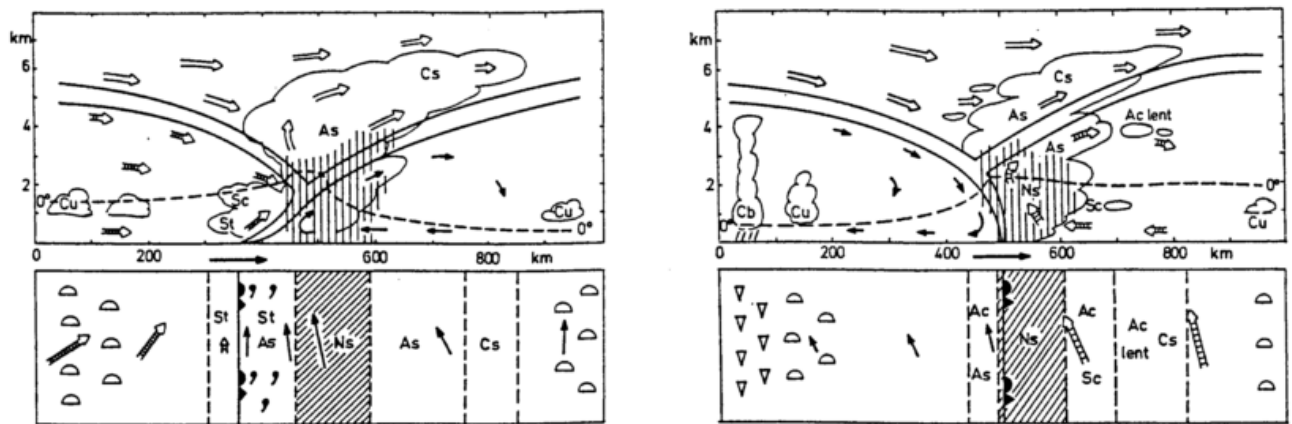


Abb 6: Konzeptionelle Modelle einer Warmfrontokklusion (links) und einer Kaltluftokklusion (rechts) (aus Kurz, 1977).

Stillstand. Nicht zu vergessen ist jedoch, daß jede Hebung, hier der Warmluft, u.U. mit dem Freisetzen von Kondensationswärme (Wolkenbildung) verbunden sein kann, wodurch die Lebensdauer einer Zyklone erheblich verlängert werden kann.

#### 5.4 Gewitterlinien

Gewitterlinien (squall lines) treten in mesoskaligen konvektiven Systeme auf, bestehen aus einer scharf begrenzten linienförmigen Anordnung von Superzellen- (selten) oder Multizellengewittern (Regelfall) und können recht langlebig sein. Auf ihrer Rückseite fällt üblicherweise stratiformer Niederschlag. Sie wurden insbesondere durch Radarbeobachtungen identifiziert und untersucht. Sie bilden sich auch im Warmluftsektor in einer Entfernung von 150 bis 300 km vor der Kaltfront und entstehen durch das Zusammentreffen warmer sehr feuchter, aus Bodennähe stammender Luft mit absteigender trockener mitteltroposphärischer Luft oberhalb der Frontalzone. Die Verlagerungsrichtung einer squall line und die Zugbahnen der Gewitterzellen müssen nicht identisch sein.

#### 5.5 Regenbänder an Fronten

Während bisher die Niederschlagsfelder als mehr oder weniger ausgedehnte homogene Gebiete beschrieben wurden, hat man in den sechziger Jahren vor allem anhand von Radarmessungen erkannt, daß diese Niederschlagsgebiete strukturiert sind (Browning und Harrold, 1969). Man identifizierte nach und nach bandartige Strukturen, die sich an bestimmten Stellen des Niederschlagsgebiets einer Zyklone bilden (Hobbs, 1978). Wir wiederholen hier die allgemeine Darstellung von Hagen (loc.cit.), der auch Fallstudien präsentiert, worauf hier nicht eingegangen wird.

In Abb. 7 sind die von Hobbs (loc.cit.) untersuchten Regenbänder an Zyklonen zusammengestellt. Es muß betont werden, daß nicht immer alle Arten von Bändern in einem Tiefdruckgebiet auftreten müssen und daß die Bänder entlang der gesamten Front liegen können.

*Warmfront-Bänder* (1) : Diese typischerweise 50 km breiten Bänder sind parallel zur Bodenwarmfront orientiert. Sie können in zwei Arten auftreten: Typ 1a liegt vor der Bodenfront, Typ 1b direkt an der Bodenfront.

*Warmsektor-Bänder* (2) : Diese Bänder liegen im Warmsektor und sind parallel zur Kaltfront ausgerichtet.

*Kaltfront-Bänder* (3) : Diese parallel zur Kaltfront liegenden Bänder können in zwei Spielarten auftreten: Typ 3a ist ca. 50 km breit und wird an oder hinter der Kaltfront angetroffen. Typ 3b ist nur etwa 5 km schmal und markiert den vorderen Bereich der Bodenfront. Diese Bänder können auch an der Höhenkaltfront einer Okklusion auftreten.

*Präfrontaler Kaltfrontvorstoß in der Höhe* (4) : Diese Bänder treten vor einer Höhenkaltfront auf, wenn dort durch advective Abkühlung die Luftmassen labilisiert werden. Typ 4a besteht aus einem ca. 50 km breiten Band, Typ 4b aus kleinen wellenförmigen Bändern.

*Postfrontale Bänder* (5) : Diese Bänder (Schauerstaffeln) treten zum Teil mehrfach im Rückseitenwetter auf.

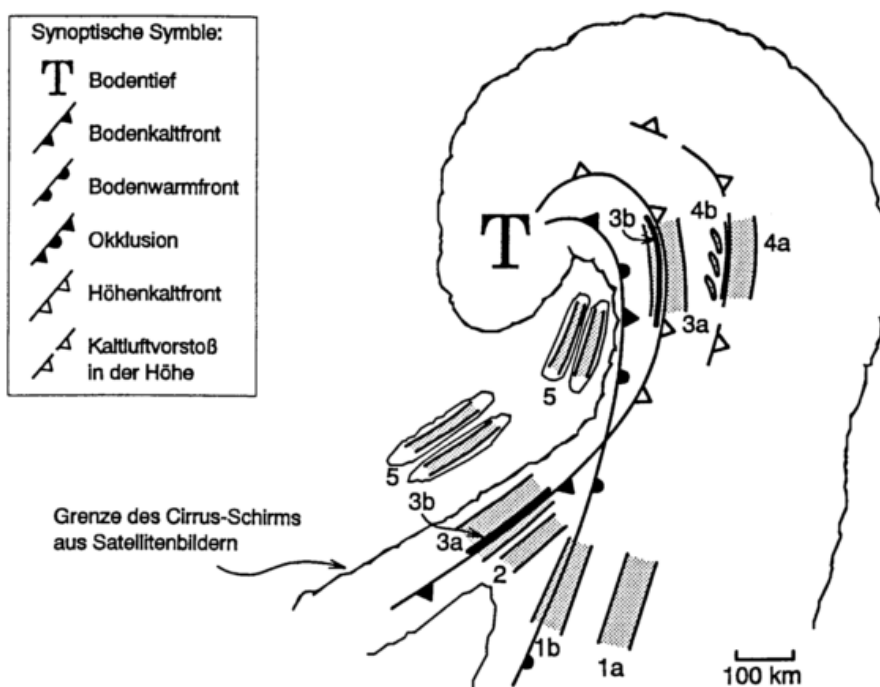


Abb. 7: Schemabild der verschiedenen Regenbänder (schraffiert) an einer Zyklone. Näheres siehe Text (aus Hagen, 1995 bzw. nach Hobbs (loc.cit)).

## 6. Schlußbemerkung

Die Themen dieses Artikels umfassen einen sehr weiten Bereich wolkenphysikalischer und – dynamischer Fragestellungen. Dies erklärt, daß die Ausführungen manchmal nur sehr kurz und bruchstückhaft geblieben sind. Bemerkungen über mesoskalige konvektive Systeme fehlen sogar. Trotzdem hofft der Autor, daß manche Details und Zusammenhänge das Interesse des Lesers finden werden, über die er sich im übrigen auch in Beheng und Wacker (1993) sowie bei Kurz (1995) näher informieren kann.

## Literatur

- Atlas, D., Srivastava, R.C., Sekhon, R.S., 1973: Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 11, 1 – 35
- Atlas, D., Ulbrich, C.W., 1977: Path and area integrated rainfall measurement by microwave attenuation in the 1 – 3 cm band. *J. Appl. Meteor.*, 16, 1322 – 1331
- Auer, A.H., 1974: Distribution of graupel and hail with size. *Mon. Wea. Rev.*, 100, 325 – 328
- Battán, L.J., 1973: Radar observation of the atmosphere. University of Chicago Press, Chicago
- Beheng, K.D., Wacker, U., (Fachred.) 1993: Wolkenphysik und Wolkendynamik 1 und 2. *PROMET 1/2 '93 und 3 '93*, Deutscher Wetterdienst, Offenbach
- Browning, K.A., 1964: Airflow and precipitation trajectories within severe local storms which travel to the right of the wind. *J. Atmos. Sci.*, 21, 634 – 639
- Browning, K.A., Harrold, T.W., 1969: Air motion and precipitation growth in a wave depression. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 95, 288 – 309
- Browning, K.A., Fankhauser, J.C., Chalon, J.P., Eccles, P.J., Strauch, R., Merrem, F.H., Musil, D.J., May, E.L., Sand, W., 1976: Structure of an evolving hailstorm. Part V : Synthesis and implications for hail growth and hail suppression. *Mon. Wea. Rev.*, 104, 603 – 610
- Cotton, W.R., Anthes, R.A., 1989: Storm and cloud dynamics. Academic Press, New York.
- DWD, 1987: *Allgemeine Meteorologie*, 1, Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst, Deutscher Wetterdienst, Offenbach
- Doms, G., Herbert, F., 1985: Fluid- und Mikrodynamik in numerischen Modellen konvektiver Wolken. Ber. Inst. Meteorologie u. Geophysik, Universität Frankfurt/M., 62, 378 S.
- Federer, B., Brichet, N., Jouzel, J., 1982: Stable isotopes in hailstones. Part I : The isotopic cloud model. *J. Atmos. Sci.*, 39, 1323 – 1335
- Gunn, K.L.S., Marshall, J.S., 1958: The distribution with size of aggregate snowflakes. *J. Meteor.*, 15, 452 – 461
- Hagen, M., 1995: Fronten und Schmelzschicht. *Ann. Met.*, 32, 167 – 180 , Deutscher Wetterdienst, Offenbach
- Hobbs, P.V., 1978: Organization and structure of clouds and precipitation on the mesoscale and microscale in cyclonic storms. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 16, 741 – 755
- Höller, H., 1994: Mesoscale organization and hailfall characteristics of deep convection in southern Germany. *Beitr. Phys. Atmosph.*, 67, 219 – 234
- 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, 2500 – 2522
- Houze, R.A., 1993: Cloud dynamics. Intern. Geophys. Ser., 53, Academic Press, New York
- Kessler, E., 1969: On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations. *Meteor. Monogr.*, 32, Amer. Meteor. Soc., Boston
- Knight, C.A., Baker, M.B., Barnes, G.M., Foote, G.B., LeMone, M.A., Vali, G., 1985: Summary of a meeting on the analysis and interpretation of CCOPE data. *Bull. Amer. Meteor.*

*Soc.*, 66, 663 – 667

Koenig, L.R., 1963: The glaciating behavior of small cumulonimbus clouds. *J. Atmos. Sci.*, 20, 29 – 47

Kurz, M., 1977: *Synoptische Meteorologie*, 8, Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst, Deutscher Wetterdienst, Offenbach

Kurz, M., (Fachred.) 1995: *Wettervorhersagedienst 1. PROMET 1/3 '95*, Deutscher Wetterdienst, Offenbach

Liu, J.Y., Orville, H.D., 1969: Numerical modeling of precipitation and cloud shadow effects on mountain induced cumuli. *J. Atmos. Sci.*, 26, 1283 – 1298

Locatelli, J.D., Hobbs, P.V., 1974: Fall speeds and masses of solid precipitation particles. *J. Geophys. Res.*, 79, 2185 – 2197

Marshall, J.S., Palmer, W. McK., 1948: The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.*, 5, 165 – 166

Marshall, J.S., Hitschfeld, W., Gunn, K.L.S., 1954: Advances in radar weather. *Adv. in Geophys.*, 2, 1 – 56

Meischner, P., Dölling, I., Hagen, M., 1995: Polarimetrische Radarmessungen in der Meteorologie. *Ann. Met.*, 32, 60 – 74, Deutscher Wetterdienst, Offenbach

Mossop, S.C., Hallett, J., 1974: Ice crystal concentration in cumulus clouds: Influence of the drop spectrum. *Science*, 186, 632 – 634

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

Rogers, R.R., Yau, M.K., 1989: *A short course in cloud physics*. Pergamon Press, Oxford

Sauvageot, H., 1992: *Radar meteorology*. Artech House, Boston

Sauvageot, H., 1994: Rainfall measurement by radar: a review. *Atmos. Res.*, 35, 27 – 54

Stewart, R.E., Szeto, K.K., Reinking, R.F., Clough, S.A., Ballard, S.P., 1998: Midlatitude cyclonic cloud systems and their features affecting large scales and climate. *Rev. Geophys.*, 36, 245 – 273

Waldvogel, A., 1974: The  $N_0$  – jump of raindrop spectra. *J. Atmos. Sci.*, 31, 1067 – 1078

# Grundlagen und Funktionsweise von modernen Wetterraddargeräten

Frank Gekat

GEMATRONIK GmbH, Raiffeisenstrasse 10, 41470 Neuss

## ABSTRACT

The meteorological radar equation, the principle of radar sampling and the Doppler effect are presented as basic operating principles of a Doppler weather radar. Two types of Doppler radars and a polarimetric radar are described. The main subsystems of a radar will be explained, with special emphasis on the receiver and the signal processor.

## ZUSAMMENFASSUNG

Die meteorologische Radargleichung, das Abtastprinzip und der Dopplereffekt werden als Grundlagen des meteorologischen Radarsystems vorgestellt. Zwei Typen von Dopplerradarsystemen und ein polarimetrisches Radar werden beschrieben. Die wesentlichen Subsysteme eines Radars werden erläutert, wobei der Schwerpunkt auf den Empfänger und den Signalprozessor gelegt wird.

### 1 Einführung

In diesem Beitrag wird die meteorologische Radargleichung als grundlegendes theoretisches Modell für die Beurteilung eines Wetterraddargerätes vorgestellt. In den folgenden Kapiteln werden die Funktionsweise eines Dopplerraddargerätes sowie die wesentlichen Komponenten des Systems erläutert. Außerdem wird ein einfaches polarimetrisches Radarsystem vorgestellt, das die Messung der differentiellen Reflektivität ZDR ermöglicht.

Auf theoretische Ableitungen wird soweit wie möglich verzichtet. Entsprechende Referenzen werden gegebenenfalls angegeben. Vielmehr wird versucht, die grundlegenden Sachverhalte darzustellen, die für die Spezifikation und die Beurteilung eines Wetterraddargerätes ausschlaggebend sind.

### 2 Grundlagen meteorologischer Radargeräte

In diesem Kapitel wird die meteorologische Radargleichung und der Abtastprozeß erläutert. Außerdem wird der Dopplereffekt beschrieben, auf dem die Messung der Radialgeschwindigkeit von meteorologischen Zielen beruht.

#### 2.1 Die meteorologische Radargleichung

Das Akronym "RADAR" steht für "Radio Detection and Ranging", d.h. Entdeckung und Entfernungsmessung mit Radiowellen. Bis heute ist es so, daß die überwiegende Mehrzahl der zivilen und militärischen Radargeräte dafür genutzt wird, Ziele zu entdecken. Bei diesem Prozeß geht es darum, zu entscheiden, ob sich in einer bestimmten Raumzelle ein Ziel befindet oder nicht.

Im Gegensatz zu Radargeräten, die für die Entdeckung von Zielen konzipiert sind, ist es die Aufgabe eines Wetterraddargerätes, die Stärke eines reflektierten Signals über einen großen Dynamikbereich zu messen. Ein Dopplerradar ist zusätzlich noch in der Lage, die Radialgeschwindigkeit eines meteorologischen Zieles und dessen spektrale Breite zu ermitteln.

Diese unterschiedliche Aufgabenstellung führt dazu, daß sich einige grundlegende Spezifikationen von Überwachungsradargeräten und Wetterraddargeräten wesentlich unterscheiden. Außerdem führt es oft zu Mißverständnissen in der Kommunikation zwischen Entwicklern und Betreibern von Wetterraddargeräten und von Überwachungsradargeräten. Da, wie bereits erwähnt, Überwachungsradargeräte den Radarmarkt dominieren, ist es für die Hersteller von Wetterraddargeräten wichtig, die Entwicklungen im Bereich von Überwachungsradargeräten zu verfolgen und gegebenenfalls zu nutzen.

Abbildung 3 zeigt den prinzipiellen Aufbau eines Radargerätes. Der vom Sender erzeugte Mikrowellenpuls wird über eine spezielle Hochfrequenzleitung, einem sogenannten Hohlleiter, der Antenne zugeführt und von dort abgestrahlt. Das vom Niederschlag zurückgestreute Signal wird über die gleiche Antenne empfangen und über eine Sende-Empfangsweiche (Duplexer) in den Empfänger geleitet. Dort wird das Mikrowellensignal herabgemischt, gefiltert und schließlich vom Signalprozessor digitalisiert. Über die Radargleichung läßt sich die vom Empfänger für die weitere Verarbeitung zur Verfügung gestellte Signalleistung berechnen. Gl.1 ist die meteorologische Radargleichung, wie sie in [1] als Gleichung 4.34 in Kapitel 4.4.5 hergeleitet wurde.

$$P_{RX}(r_0) = \frac{\Pi^3 P_{TX} G^2 G_{RX} \Theta^2 c \tau |K|^2 Z}{2^{10} \ln(2) \lambda^2 r_0^2 L_{atm}^2 L_{MF}} \quad \text{Gl. 1}$$

Die Parameter haben folgende Bedeutung:

- $P_{TX}$ : Mikrowellenpulsleistung des Senders
- $G$ : Gewinn der Antenne, korrigiert, um die Verluste der Zuleitungsstrecke, die vom Sendesignal und vom empfangenen Signal gleichermaßen durchlaufen wird
- $G_{RX}$ : Die Verstärkung (oder die Verluste) des Empfängers inkl. der AD-Konverter
- $\Theta$ : 3 dB-Strahlbreite der Antenne
- $c$ : Lichtgeschwindigkeit
- $\tau$ : 3 dB-Pulsbreite des Sendepulses
- $|K|^2$ : Betragsquadrat des komplexen Berechnungsindex von Wasser
- $Z$ : Äquivalente Reflektivität. Die Umrechnung von  $Z$  in Niederschlagsraten wird an anderer Stelle in diesem Band erläutert.
- $\lambda$ : Wellenlänge des Radargerätes
- $r_0$ : Abstand des Zieles von der Antenne
- $L_{atm}$ : Atmosphärische Dämpfung der Strecke von der Antenne bis zum Ziel
- $L_{MF}$ : Verluste des Matched Filters.

Bevor einige der Parameter der Radargleichung noch näher erläutert werden, wird die Gleichung so umgestellt, daß die Reflektivität  $Z$  bei einer vorgegebenen Entfernung berechnet werden kann. Dies ist eine übliche Form für die Spezifikation einer Anlage.

Über die Beziehung  $c = \lambda \cdot f$  wird die Wellenlänge  $\lambda$  durch die Frequenz  $f$  ersetzt. Die Stärke des empfangenen Signals wird im folgenden bezogen auf den Eingang des Empfängers und nicht mehr auf den digitalisierten Wert. Die Signalstärke am Eingang des Empfängers läßt sich durch folgende Beziehung beschreiben:

$$\frac{P_{RX}}{G_{RX}} = P_{MDS} \cdot S/N \quad \text{Gl. 2}$$

$P_{MDS}$  ist die Leistung des minimal detektierbaren Signals. Es ist allgemein üblich, daß die Stärke des kleinsten noch zu detektierenden Signals genauso hoch ist wie die Rauschleistung. Das Verhältnis von Signalstärke zu Rauschleistung wird durch das Signal-Rauschverhältnis,  $S/N$  (auch: SNR, Signal-to-Noise Ratio), beschrieben. Mit  $P_{MDS}$  und dem Signal-Rauschverhältnis kann man die Stärke des Eingangssignals angeben. Diese Beschreibungsweise wird gewählt, da die MDS-Messungen und die Messungen des Signal-Rauschverhältnisses übliche Verfahren in der Empfängermeßtechnik sind. Mit Gl.2 ergibt sich für die Reflektivität:

$$Z(r_0) = \frac{2^{10} \ln(2)c}{\pi^3 |K|^2} \cdot \frac{1}{f^2 P_{TX} \tau} \cdot \frac{1}{G^2 \Theta^2} \cdot P_{MDS} \text{ SIN } L_{MF} \cdot L_{atm}^2 \cdot r_0^2 \quad \text{Gl. 3}$$

Beim Aufschreiben von Gl. 3 wurden die Terme, die ein bestimmtes Radarsubsystem charakterisieren, zusammengestellt. Es ergibt sich folgende Schreibweise:

$$Z(r_0) = \text{Konst.} \times \text{Senderterm} \times \text{Antennenterm} \times \text{Empfängerterm} \times \text{Ausbreitungsverluste} \times r_0^2$$

Um die praktische Anwendung der Radargleichung weiter zu vereinfachen, ist es sinnvoll, einige weitere Verlustfaktoren einzuführen. Der Senderverlustfaktor  $L_{TX}$  berücksichtigt die Dämpfung des Sendepulses auf der Strecke zum Duplexer und vom Eingangstor des Duplexers zum Antennentor des Duplexers.

Der Gewinn  $G$  wird aufgeteilt in den Antennengewinn  $G_A$ , der vom Antennenhersteller spezifiziert und bei Abnahmen auch vermessen wird und den Verlustfaktor  $L_A$ , der durch die Länge der Signalleitung zwischen den Schaltschränken der Radaranlage und der Antenne bestimmt ist. Da die Antennen der meisten meteorologischen Radaranlagen mit einem Radom ausgerüstet sind, wird hier der Verlustfaktor  $L_{RA}$  eingeführt, der die Einweg-Durchgangsdämpfung des Radoms wiedergibt. Dieser Verlustfaktor berücksichtigt jedoch nicht die zusätzliche Dämpfung, die sich ergibt, wenn Regenwasser an den Radomwänden herunter läuft [2].

Die Empfängerverluste setzen sich zusammen aus den bandbreitenunabhängigen Verlusten, die im Verlustfaktor  $L_{RX}$  zusammengefaßt sind und dem bereits erwähnten Matched Filter-Verlustfaktor  $L_{MF}$ . In  $L_{RX}$  werden die Verluste des Duplexers vom Antennentor zum Empfänger, die Verluste der Empfängerschutzschaltung (Transmit/Receive Limiter, T/R Limiter) sowie die Verluste des Hohlleiterkoaxialübergangs und der Koaxialleitung bis zum LNA berücksichtigt. Der Matched Filter-Verlust  $L_{MF}$  resultiert aus der endlichen Bandbreite des Empfängers. Da hohe Bandbreiten auch immer einen hohen Rauschleistungspegel bedeuten, ist man bestrebt, einen Kompromiß zwischen einer Einengung der Empfängerbandbreite und einer damit einher gehenden Reduktion der Rauschleistung und der gleichzeitigen Reduzierung der empfangenen Signalleistung zu finden. Aufgrund der Optimalfilter-Theorie ergibt sich für einen rechteckigen Sendepuls ein Filter mit einer gaussförmigen Frequenzcharakteristik als optimaler Filter (Matched Filter) [3]. Auf diesen Punkt wird in Kapitel 3 nochmals eingegangen.

Wenn man die neu eingeführten Verlustfaktoren in Gl. 3 einführt, ergibt sich

$$Z(r_0) = \frac{2^{10} \ln(2)c}{\pi^3 |K|^2} \cdot \frac{L_{TX}}{f^2 P_{TX} \tau} \cdot \frac{L_{RA}^2 L_A^2}{G_a^2 \Theta^2} \cdot P_{MDS} \text{ SIN } L_{MF} L_{RX} \cdot L_{atm}^2 \cdot r_0^2 \quad \text{Gl. 4}$$

Die atmosphärische Dämpfung des abgestrahlten bzw. gestreuten Signals hängt davon ab, ob sich das Signal in Wolken, im Schneefall oder im Regen ausbreitet. Zusätzlich zu der durch Niederschläge verursachten Dämpfung wird das Signal durch Absorption durch Gasmoleküle gedämpft. Die Berechnung der Empfindlichkeit eines Radargerätes hängt daher ab von dem betrachteten Szenario. Die Dämpfung durch atmosphärische Gase wird dabei meistens berücksichtigt. Der Dämpfungsfaktor kann durch folgende empirische Gleichung beschrieben werden [4]:

$$10 \log(L_{atm}) = \frac{C_f}{2} \left[ 0.4 + 3.45 \exp\left(-\frac{\varphi_E}{1.8}\right) \right] \cdot \left\{ 1 - \exp\left[ \frac{-r}{27.8 + 154 \exp\left(-\frac{\varphi_E}{2.2}\right)} \right] \right\} \quad \text{Gl. 5}$$

$$C_f = \quad 1.0; f = 3 \text{ GHz} \quad 1.2; f = 6 \text{ GHz} \quad 1.5; f = 9 \text{ GHz}$$

Das Ergebnis ist ein Wert in Dezibel für die Gasdämpfung der Atmosphäre, der direkt in der logarithmischen Form der Radargleichung verwendet werden kann. Der Faktor  $C_F$  korrigiert Gl. 5 in Bezug auf die unterschiedlichen Radarfrequenzen. Die Entfernung  $R$  wird in km angegeben, und der Elevationswinkel  $\varphi_E$  der Antenne in Radian. Gl. 5 gibt die atmosphärische Dämpfung aufgrund von Gasen mit einer Genauigkeit von ca. 0,2 dB wieder.

Um auch die Dämpfung durch Regen berücksichtigen zu können, müßten zusätzliche Angaben darüber gemacht werden, wie der Niederschlag im Beobachtungsgebiet variiert. So ist es z.B. denkbar, eine Empfindlichkeit unter der Annahme eines homogenen Niederschlags im gesamten Beobachtungsgebiet anzugeben. Üblicherweise wird jedoch die Niederschlagsdämpfung ebenso wie die Dämpfung durch Wolken oder Schnee bei Empfindlichkeitsberechnungen nicht berücksichtigt.

## 2.2 Der Abtastprozess

Der Raum, der bei einer Antennendrehung abgetastet wird, in Zellen unterteilt. Abbildung 1 zeigt die Aufsicht eines während einer Antennendrehung abgetasteten Volumens. Die Raumauflösung des Radargerätes ist dabei bestimmt durch die Strahlbreite der Antenne und der Dauer des Sendepulses. Es gilt folgende Beziehung für die Radialauflösung  $\Delta r$ :

$$\Delta r = c\tau / 2 \quad \text{Gl. 6}$$

Der Abtastzyklus eines Pulsradars besteht aus dem Sendepuls und der Empfangsperiode, während der die von den Zielen zurückgestreuten Signale verarbeitet werden. Dieser Zyklus wird als "Strahl" bezeichnet (ray, pulse repetition time, PRT). Die Anzahl der aufeinanderfolgenden Strahlen, die in den gleichen Raumwinkel  $\theta$  gesendet werden können, wird mit der Trefferzahl  $M$  bezeichnet:

$$M = PRF\theta / \omega_A \quad \text{Gl. 7}$$

Die Trefferzahl vergrößert sich mit der Pulswiederholfrequenz PRF und wird kleiner, wenn sich die Antennenumdrehungsgeschwindigkeit  $\omega_A$  erhöht. Der Zeitraum

$$T_i = \theta / \omega_A \quad \text{Gl. 8}$$

in den die Trefferzahl  $M$  fällt, wird auch als Integrationszeitraum oder kohärentes Prozessintervall bezeichnet (coherent processing interval, CPI oder sweep). Signalprozessoren mit analogem Empfänger müssen jede Raumzelle mindestens einmal abtasten. Die Abtastrate  $f_{ADC}$  ist somit direkt abhängig von der Pulsbreite des Senders:

$$f_{ADC} = 1/\tau \quad \text{Gl. 9}$$

Falls das Radar mit einem analogen Empfänger ausgestattet ist, dessen Ausgangssignal vom Radarsignalprozessor mit einer Abtastrate digitalisiert wird die über  $f_{ADC}$  liegt, so muß beachtet werden, daß die auf diese Art ermittelten Meßwerte teilweise miteinander korreliert sind, weil sie dem gleichen durch die Pulsbreite des Senders vorgegebenen Volumen entstammen.

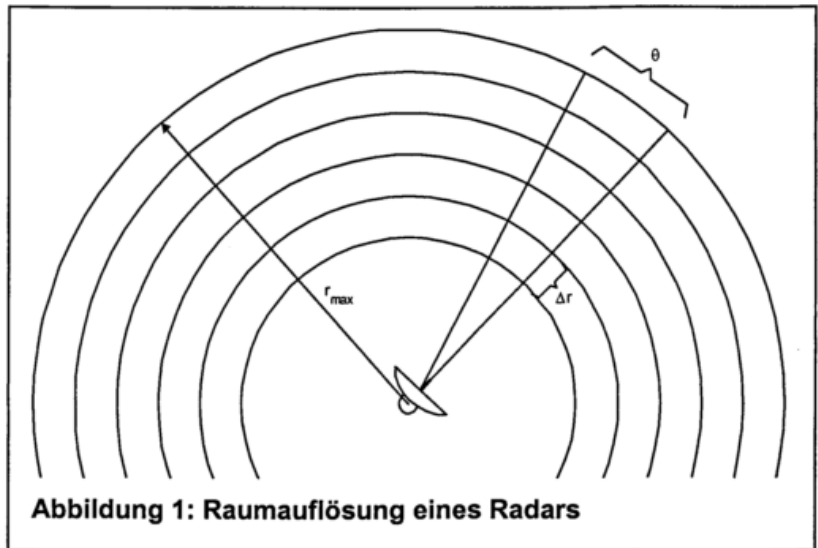


Abbildung 1: Raumauflösung eines Radars

### 2.3 Der eindeutige Entfernungsbereich

Ein Pulsradar tastet seine Umgebung ab, indem es einen kurzen Mikrowellenpuls abstrahlt und die zurückgestreuten Signale aufnimmt. Dabei ist die Laufzeit des Signals das Maß für die Entfernung des Ziels, das das Signal zurückgestreut hat. Nach jedem Sendepuls nimmt der Signalprozessor einen neuen Strahl auf. Wenn man sich vorstellt, daß ein Ziel mit einem großen Rückstreuquerschnitt in einer großen Entfernung vorhanden ist, so kann es passieren, daß die von diesem Ziel zurückgestreuten Signale die Anlage erst erreichen, nachdem bereits ein neuer Puls abgestrahlt wurde (2nd trip echo). Der Signalprozessor ist nicht in der Lage, die Entfernung dieses Ziel korrekt zu bestimmen. Der eindeutige Entfernungsbereich einer Radaranlage innerhalb dessen die Entfernung von Zielen korrekt gemessen wird, ergibt sich aus:

$$r_{\max} = c / (2 \cdot PRF) \quad \text{Gl. 10}$$

### 2.4 Der Dopplereffekt

Wenn man annimmt, daß sich ein Ziel in einer Entfernung  $r$  von einem Radargerät befindet, dessen Sender die Wellenlänge  $\lambda$  hat, so läßt sich die Phase des empfangenen Signals aus folgender Beziehung errechnen [5]:

$$\varphi = -4\pi r / \lambda \quad \text{Gl. 11}$$

Wenn sich das Ziel mit einer Radialgeschwindigkeit  $v_r$  (d.h. auf das Radar zu oder vom Radar weg) bewegt, so ändert sich die Phase des empfangenen Signals wie folgt:

$$\frac{d\varphi}{dt} = \omega_d = 2\pi f_d = -\frac{4\pi}{\lambda} \frac{dr}{dt} = \frac{4\pi}{\lambda} v_r \quad \text{Gl. 12}$$

Die Dopplerverschiebung der Frequenz des empfangenen Signals beträgt somit

$$f_0 = -2v_r / \lambda \quad \text{Gl. 13}$$

Da sich meteorologische Ziele relativ langsam bewegen, ändert sich die Phase des zurückgestreuten Signals während der Beleuchtung durch den Sendepuls kaum. Darum wird die Phase zweier aufeinanderfolgender Pulse gemessen und die Dopplerverschiebung bzw. die Radialgeschwindigkeit aus der Differenz errechnet:

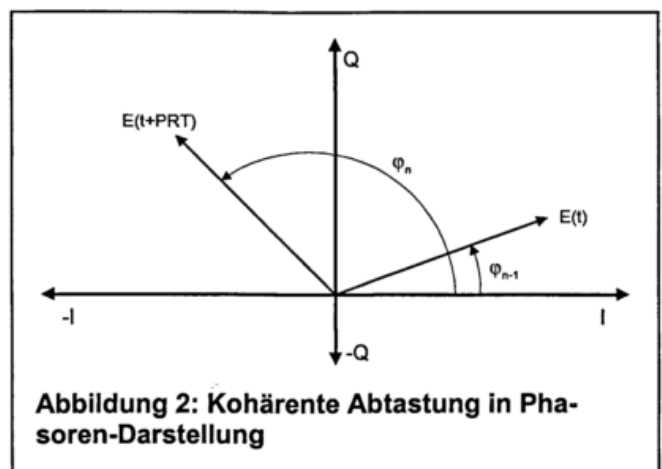
$$\frac{\Delta\varphi}{\Delta t} = 2\pi f_0 = (\varphi_n - \varphi_{n-1}) \cdot PRF \quad \text{Gl. 14}$$

Auch dieses Verfahren leidet unter Mehrdeutigkeiten. Dies kann man sich am einfachsten veranschaulichen, wenn man den Abtastprozess in einem komplexen Vektordiagramm darstellt [6] (s. Abbildung 2). Bei der Messung ist es nicht möglich, zu erkennen, wie oft sich der Vektor  $E(t)$  zwischen der ersten und zweiten Messung gedreht hat. Außerdem ist es nicht möglich, zu erkennen, ob die Drehung im oder gegen den Uhrzeigersinn erfolgt ist, d.h. ob sich das Ziel vom Radar weg- oder auf das Radar zubewegt hat. Daher ist die Messung nur eindeutig im Bereich:

$$-\pi \leq \Delta\varphi \leq \pi \quad \text{Gl. 15}$$

Aus dieser Bedingung ergibt sich für den eindeutigen Meßbereich der Radialgeschwindigkeit:

$$v_{r,\max} = \pm PRF c / (4f) \quad \text{Gl. 16}$$



Eine Erweiterung des Eindeutigkeitsbereichs für die Geschwindigkeitsmessung ist möglich, wenn die Anzahl der Meßpunkte, die zur Geschwindigkeitsmessung herangezogen werden, erhöht und gleichzeitig die Pulsfolge moduliert wird. Dieses Verfahren nennt man Staggering. Beim Staggering wird die gleiche Raumzelle mit unterschiedlichen Pulsfolgefrequenzen abgetastet. Sollte sich bei unterschiedlicher PRF der gleiche Phasenwinkel ergeben, so ist die gemessene Geschwindigkeit eindeutig. Sobald sich unterschiedliche Phasenwinkel ergeben, ist der Signalprozessor in der Lage, aufgrund der Kenntnis der verwendeten Pulsfolgefrequenzen und dem Unterschied in den gemessenen Phasen die richtige Phasendifferenz zu berechnen. Die Raumzellen werden hierfür mit zwei verschiedenen Pulsfrequenzen abgetastet. Das Verhältnis der höheren zur niedrigeren Pulsfrequenz wird als Staggerverhältnis SR (Stagger Ratio) bezeichnet:

$$SR = (m + 1) / m \quad \text{Gl. 17}$$

m stellt den Multiplikator dar, um den der eindeutige Geschwindigkeitsbereich vergrößert wird. Im Staggermodus ergibt sich daher folgender eindeutiger Geschwindigkeitsbereich:

$$V_{r,\max} = \frac{c}{4f} \cdot \frac{PRF}{(SR - 1)} \quad \text{Gl. 18}$$

Die besten Ergebnisse werden erzielt, wenn m zwischen 2 und 4 gewählt wird, d.h. wenn das Staggerverhältnis 3/2, 4/3 oder 5/4 beträgt.

### 3 Aufbau und Funktion einer Dopplerradaranlage

Eine meteorologische Dopplerradaranlage (**Radar Data Acquisition System, RDAS**) stellt einen aktiven Sensor da, der über eine Antenne einen Mikrowellenpuls abstrahlt. Die gleiche Antenne empfängt die von den meteorologischen Zielen in der Atmosphäre zurückgestreuten Signale. Über eine Sende-Empfangsweiche (Duplexer) werden die Signale in den Empfänger geleitet, wo sie auf eine Zwischenfrequenz (ZF) herabgemischt werden. Das ZF-Signal wird mit einem Oszillator, der phasenkohärent mit dem Sendesignal ist, über einen I/Q- oder Vektor-Demodulator in das Basisband umgesetzt. Das Signal enthält hier keine Träger- oder Zwischenfrequenzanteile. Der Empfänger stellt zwei Ausgangssignale zur Verfügung, die proportional dem mit der Sendephase gleichphasigen (synchron, in-phase, I) Anteil und dem um 90° in der Phase versetzten (quadrature, Q) Anteil der empfangenen Signalfeldstärke mit der Amplitude |E| sind:

$$I = (|E|/\sqrt{2})\cos(2\pi f_D t), \quad Q = (|E|/\sqrt{2})\sin(2\pi f_D t) \quad \text{Gl. 19}$$

Für die Signalleistung bzw. die Phase gilt:

$$P \propto |E|^2/2, \quad \psi = \arctan(Q/I) \quad \text{Gl. 20}$$

Das RDAS besteht aus sechs wesentlichen Komponenten:

1. der Antenne mit ihrem Kontrollsystem (**Antenna Control Unit, ACU**) und dem Radom
2. dem Sender (Transmitter, Tx)
3. dem Empfänger (Receiver, Rx)
4. dem Radarsignalprozessor (**Radar Signal Processor, RSP**)
5. dem Radarkontrollprozessor (**Radar Control Processor, RCP**) mit dem Kontrollsystem (**Control and Monitoring System, CAMS**)
6. und dem Prozessor für die Generierung meteorologischer Produkte (**Radar Product Generation Processor, RPGP**) mit der Produktgenerierungssoftware.

Man unterscheidet bei den Dopplerradaranlagen zwischen empfangskohärenten Systemen (Abbildung 3, Coherent-On-Receive, COR) und kohärenten Systemen (Abbildung 4). Die technischen Unterschiede betreffen im wesentlichen den Sender und den Empfänger. Die meisten kohärenten Systeme verwenden Klystrons oder Wanderfeldröhren als Sendepulsverstärker. Das

System-Phasenrauschen von kohärenten Anlagen liegt ca. 10 dB unter dem Phasenrauschen von empfangskohärenten Systemen. Außerdem kann das vom Empfänger erzeugte Hochfrequenzsignal, das vom Sender verstärkt wird, moduliert werden, um den Eindeutigkeitsbereich oder die Meßgenauigkeit zu vergrößern.

### 3.1 Das empfangskohärente Dopplerradar

Ein empfangskohärentes Radar, wie in Abbildung 3 gezeigt, verwendet als Mikrowellenquelle ein gepulstes Koaxialmagnetron, d. h. einen besonders frequenzstabilen Mikrowellenoszillator. Da ein Oszillator bei jedem Puls in einer anderen Phasenlage anschwingt, ist es notwendig, die Phase jedes einzelnen Pulses zu speichern, um eine Referenz für die Vektorde- modulation der dopplerverschobenen Frequenz des empfangenen Signals zu haben.

Bei einem kohärenten Radar wird ein gepauster Leistungsverstärker als Sender verwendet.

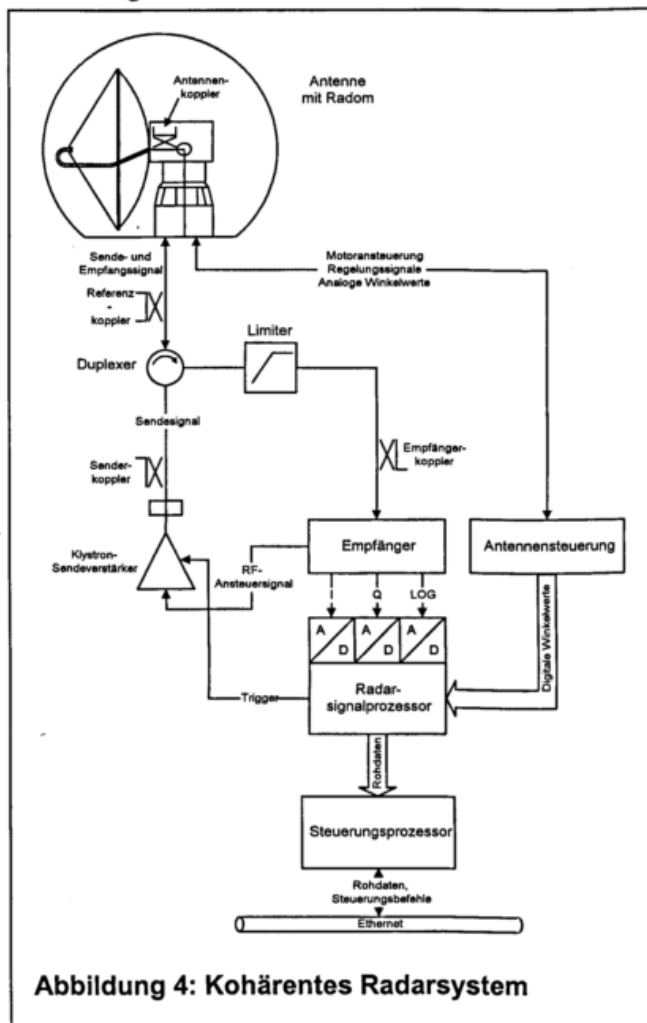


Abbildung 4: Kohärentes Radarsystem

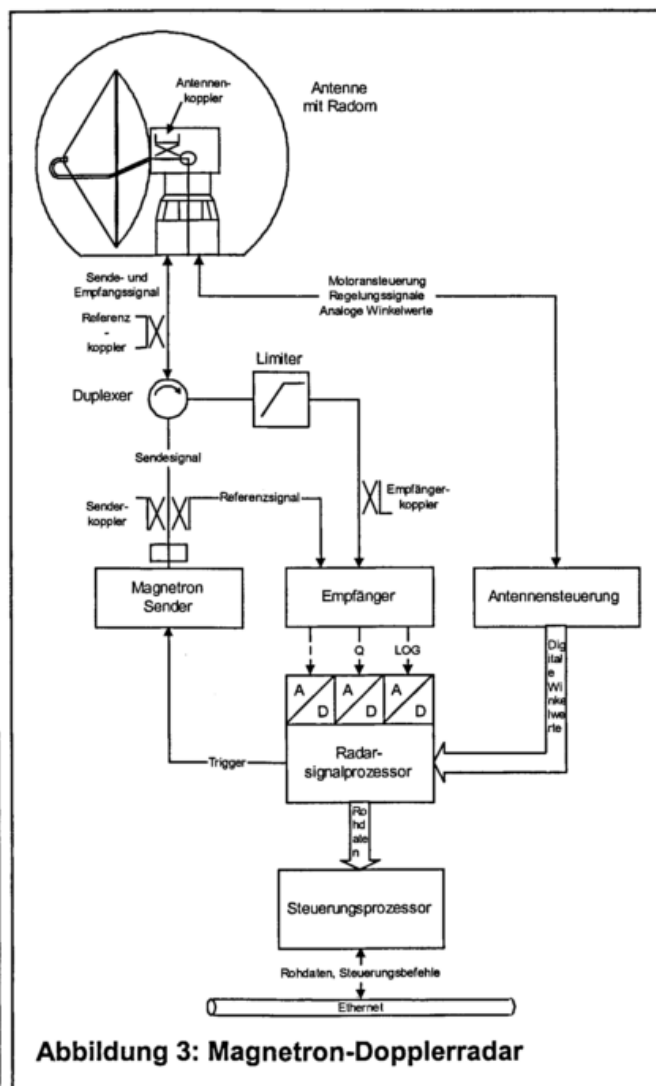


Abbildung 3: Magnetron-Dopplerradar

Meistens wird hierfür ein Klystron verwendet, es gibt jedoch auch Systeme, die eine Wanderfeldröhre (Travelling Wave Tube, TWT) verwenden.

### 3.2 Das kohärente Dopplerradar

Theoretisch kann ein kohärentes Radar realisiert werden, indem das Signal eines stabilen Oszillators (STALO) verstärkt und abgestrahlt werden würde. Das gleiche STALO-Signal wird nun zur Abmischung des empfangenen Signals direkt in das Basisband unter Vermeidung jeglicher ZF-Stufen verwendet. Dieser Prozeß wird auch als Homodyn-Empfang bezeichnet. Ein solches kohärentes "Modellradar" wird in [7] beschrieben. Das Blockschaltbild von Abbildung 3 läßt sich leicht in die Darstellung eines kohärenten Radars überführen, wenn die Referenzsignal-Leitung zwischen Sender und Empfänger umgedreht und

mit als RF-Ansteuersignalleitung verwendet wird. Dies ist in Abbildung 4 gezeigt.

Das niedrige Phasenrauschen des kohärenten Radars resultiert daher, daß die gleichen Oszillatoren im Empfänger für die Erzeugung des RF-Ansteuersignals (Upconversion) und der Abwärtsmischung des empfangenen Signals erzeugt werden.

### 3.3 Das polarimetrische Radar

Mit einem Radargerät lassen sich noch wesentlich mehr Informationen über ein Ziel ermitteln, wenn die Anlage in der Lage ist, mit unterschiedlichen Polarisierungen zu arbeiten. Unter "Polarisation" versteht man die Lage der Schwingungsebene des elektrischen Feldes, bezogen auf eine Referenzebene, meist die Erdoberfläche. Eine elektromagnetische Welle, deren elektrisches Feld parallel zur Erdoberfläche schwingt, ist horizontal polarisiert, und eine Welle mit einem senkrecht schwingenden elektrischen Feld ist vertikal polarisiert. Ein Radargerät, das in der Lage ist, eine elektromagnetische Welle in unterschiedlichen Polarisierungen abzustrahlen bzw. unterschiedliche Polarisierungen von empfangenen Signalen zu unterscheiden, bezeichnet man als polarimetrisches Radar.

Üblicherweise werden Wetterradaranlagen mit Antennen ausgestattet, die eine horizontal polarisierte Welle abstrahlen, da hierfür der Rückstreuquerschnitt von Regentropfen größer ist als für vertikal polarisierte Wellen. Dies hängt damit zusammen, daß Regentropfen während ihres Falls durch die Atmosphäre "abflachen", d.h. ihre Abmessung in der Breite wird größer als ihre Abmessung in Fallrichtung [8].

Im Unterschied dazu verhält sich der Rückstreuquerschnitt eines Volumens mit Hagelkörnern so, als ob die Streuelemente im Mittel eine runde Symmetrie aufweisen. d.h. der Rückstreuquerschnitt ist annähernd gleich für vertikal und horizontal polarisierte Wellen.

Das unterschiedliche Verhältnis der Rückstreuquerschnitte von Regen und Hagel für vertikal und horizontal polarisierte Wellen kann verwendet werden, um Regen von Hagel zu unterscheiden. Dies ist die bedeutendste Anwendung der Radar polarimetrie für operationelle Wetterradarsysteme.

Die differentielle Reflektivität  $Z_dR$  ist definiert als das Verhältnis der Reflektivität für horizontale Polarisation,  $Z_H$  zu der Reflektivität bei vertikaler Polarisation  $Z_V$ .

$$Z_dR = \frac{Z_H}{Z_V} \quad \text{Gl. 21}$$

Abbildung 5 zeigt das Blockschaltbild eines polarimetrischen Radargerätes, das zur Hagelerkennung geeignet ist. Es läßt sich zurückführen auf die Blockschaltbilder für empfangskohärente und kohärente Radargeräte, wie sie in 3.1 und 3.2 bereits vorgestellt wurden. Deshalb ist die Antennensteuerung hier nicht mehr dargestellt.

Dem Duplexer ist ein Polarisierungsschalter nachgeschaltet, der in der Lage ist, innerhalb von wenigen  $\mu s$  von einer Hochfrequenzleitung auf die andere umzuschalten. Beide Hochfrequenzleitungen sind im Erreger der Antenne zusammengeführt. Je nachdem, auf welcher Hochfrequenzleitung das Sendesignal transportiert wird, strahlt der Erreger eine horizontal oder eine vertikal polarisierte Welle ab.

Bei der Auslegung und beim Betrieb polarimetrischer Radargeräte zur Hagelerkennung muß berücksichtigt werden, daß Z<sub>dR</sub> zwischen 0.5 dB und 4 dB beträgt [9]. Daraus folgt, daß die Balance zwischen beiden Sende- und Empfangskanälen sehr gut sein muß, damit die relativ kleinen Werte von Z<sub>dR</sub> noch deutlich erkannt werden können. Es ist wichtig, die Sende- und Empfangskanäle für beide Polarisierungen exakt zu kalibrieren. Weiterhin sollte sich der Gewinn der Antenne für beide Polarisierungsebenen nicht um mehr als 0.2 dB unterscheiden. Allerdings bereitet es Probleme, diesen Unterschied zu messen, da die Größenordnung bereits in der Unschärfe der verwendeten Meßgeräte liegt.

Durch mechanische Ungenauigkeiten in der Antennengeometrie wird ein kleiner Teil der Sendeleistung in die andere Polarisierungsebene übergekoppelt. Das gleiche Phänomen tritt natürlich auch beim Empfang eines linear polarisierten Signals auf. Das Verhältnis zwischen der übergekoppelten Leistung und der in der gewünschten Polarisierungsebene abgestrahlten Leistung bezeichnet man als Kreuzpolarisation. Die Kreuzpolarisation einer Antenne, die für polarimetrische Zwecke eingesetzt wird, sollte nicht über -25 dB liegen.

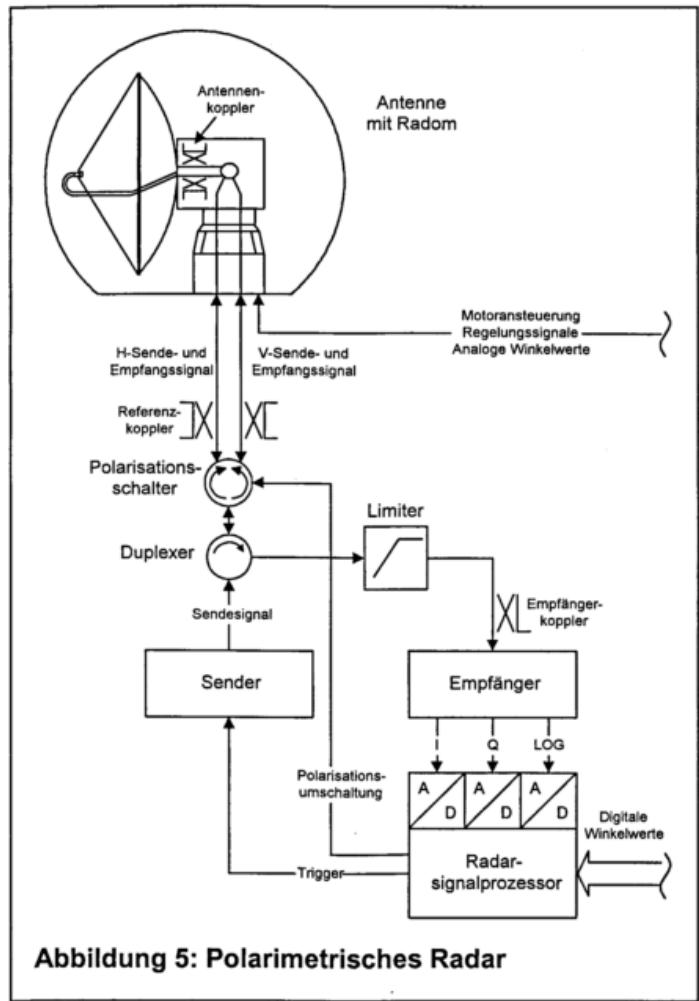


Abbildung 5: Polarimetrisches Radar

Außerdem kann das Radom die Möglichkeit einer polarimetrischen Radaranlage, zwei Polarisierungsebenen zu unterscheiden, deutlich verschlechtern. Ein Radom, dessen Paneele symmetrisch geschnitten sind, wird immer eine Polarisationsrichtung bevorzugen, d.h. seine Dämpfung ist in der Vorzugsrichtung niedriger als senkrecht zur Vorzugsrichtung. Abhilfe schafft hier nur ein Radom mit Paneelen, deren Kanten in willkürlichen Winkeln geschnitten sind (randome panel radome) [10]. Weiterhin können Wasserrinnsale, die sich auf der Radomoberfläche bei Regen bilden, dazu führen, daß die horizontale Polarisierung bevorzugt wird, weil die Dämpfung aufgrund der senkrechten Rinnsale für vertikale Polarisierung wesentlich stärker ist.

All diese Faktoren haben dazu geführt, daß bis heute nur wenige polarimetrische Wetterradarsysteme operationell im Einsatz sind, wobei diese Systeme mit sehr teuren Antennen ausgestattet sind, die auch bei hohen Windstärken ohne Radom betrieben werden können.

#### 4 Subsysteme des Dopplerradars

In diesem Kapitel werden die einzelnen Hauptbaugruppen, aus denen ein Dopplerradargerät besteht, vorgestellt. Dabei liegt der Schwerpunkt auf dem Empfänger und dem Signalprozessor. Einige Schlagworte wie „Solid State Modulator“ und „Digitaler Empfänger“ werden näher erläutert.

##### 4.1 Die Antenne

Die meisten operationellen RDAS verwendet zur Erzeugung eines symmetrischen Abtaststrahls eine Parabolreflektor-Antenne mit Primärfokuserreger. Die Breite  $\Theta$  der Antennenkeule an der

Stelle des Strahlungsdiagramms, an der die Leistung auf die Hälfte (d.h. um 3 dB) abgefallen ist, und der Gewinn  $G_A$  läßt sich aus dem Durchmesser  $D$  des Reflektors mit Gl. 22 bzw. Gl. 23 mit guter Näherung berechnen:

$$\Theta = 1.134 c / (Df) \quad \text{Gl. 22}$$

$$G_A = 6.39 (Df/c)^2 \quad \text{Gl. 23}$$

Die Keulenbreite und der Gewinn sind Parameter der Radargleichung. Da die gleiche Antenne zum Senden und Empfangen verwendet wird, sind beide Parameter quadratische Terme. Wenn der Durchmesser der Antenne um den Faktor 1.4 vergrößert wird, verdoppelt sich der Gewinn und die Empfindlichkeit des Radars vervierfacht sich.

Ein weitere wichtige Kenngröße des Antennendiagramms ist die Nebenkeulenunterdrückung. Eine Antenne mit einer Nebenkeulenunterdrückung von 27 dB bei einem Elevationswinkel von  $2^\circ$  empfängt ein Signal von einem Festziel, das von der Nebenkeule ausgeleuchtet wird, mit der der gleichen Leistung wie ein meteorologisches Ziel, dessen Reflektivität 54 dB schwächer ist als die des Festziels.

Zur Abtastung eines Volumens werden diese Antennen mechanisch mit Hilfe von Servoantrieben in Azimuth und Elevation bewegt. Die Forderung nach einer hohen Positioniergeschwindigkeit und die notwendige Positioniergenauigkeit resultiert in aufwendigen Antriebssystemen. Die Antennen moderner operationeller Systeme sind entweder mit verspannten Antrieben mit zwei Motoren pro Achse, ausgestattet, von denen einer antreibt und der andere immer leicht bremst, oder es werden einmotorige Achsen mit möglichst spielfreien Getrieben eingesetzt. Die Wartungszyklen neuer Antennen haben sich durch die Verwendung bürstenloser AC-Motoren erheblich vergrößert.

Da die Raumzellen des Radars aufgrund der aktuellen Antennenposition geographisch zugeordnet werden, ist eine permanente exakte Messung des aktuellen Azimuth- und Elevationswinkels der Antenne notwendig. Die Genauigkeit der Messung ergibt sich aus den Meßgetrieben, mit denen die Achsposition auf den Winkelsensor übertragen wird, aus den verwendeten Sensoren, aus dem Übertragungsfehler des analogen Meßwertes, der z.B. auftritt, wenn das Meßsignal über einen Schleifring übertragen wird, und aus der Auflösung der A/D Konverter [11]. Zur Zeit ist die genauesten Positionsbestimmung mit sog. Synchro- oder Resolver-Sensoren möglich. Diese Sensoren erzeugen mehrere Sinusspannungen mit einer festen Phasenverschiebung, aus denen sich die absolute Position mit einer Genauigkeit von  $1/10$  bis  $1/5$  der Strahlbreite bestimmen läßt. Die im industriellen Bereich häufig verwendeten Inkrementaldrehgeber, die bereits ein digitales Ausgangssignal liefern, sind für Wetterradar-Antennen nicht geeignet, da zum einen die Sensoren mit der notwendigen Auflösung sehr teuer sind und zum anderen immer wieder sog. Referenzfahrten notwendig sind, damit sich Meßfehler nicht durch das inkrementale Verfahren akkumulieren. Wenn das Meßsignal direkt (oder über ein Meßgetriebe) auf der Achse gemessen wird, hat das mechanische Spiel des Antriebs keinen Einfluß mehr auf die Meßgenauigkeit des Radars.

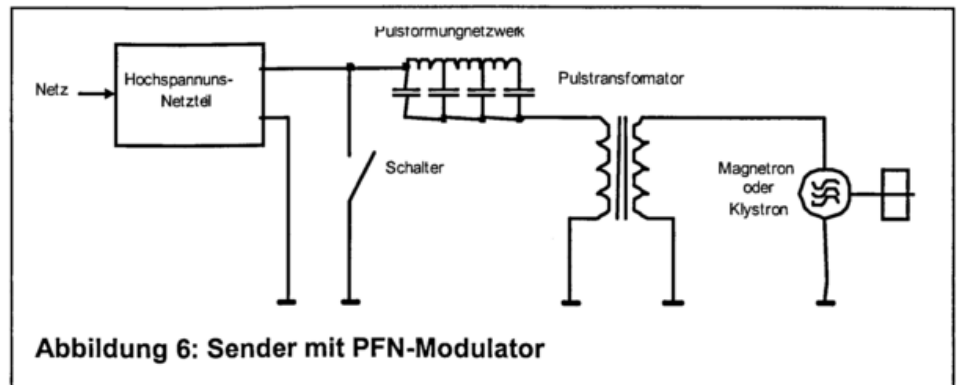
## 4.2 Der Sender

Der Sender besteht aus im wesentlichen aus der Mikrowellen-Senderöhre und dem Modulator. Der Modulator erzeugt den Hochspannungspuls zur Energieversorgung der Senderöhre. Die zur Zeit bei den meisten Wetterdiensten in Betrieb befindlichen Radaranlagen verwenden sogenannte Laufzeitketten-Modulatoren. Neue Systeme sind bereits mit Schaltmodulatoren ausgestattet. Beide Techniken werden im folgenden vorgestellt. Die Verwendung eines Klystrons oder eines Magnetrons hat kaum einen Einfluß auf die Modulatortechnik, aber der entsprechende Modulator muß natürlich für seine Last ausgelegt und angepaßt werden.

#### 4.2.1 Der Laufzeitketten-Modulator

Eine Laufzeitkette (Pulse Forming Network, PFN) besteht aus mehreren Kondensatoren, die über Spulen parallel geschaltet werden. Die Kondensatoren werden über ein Hochspannungsnetzgerät aufgeladen. Ein Schalter, der vom Signalprozessor ausgelöst (getriggert) wird, verbindet die Laufzeitkette mit der Primärseite eines Pulstransformators, an dessen Sekundärseite die Mikrowellenröhre angeschlossen ist. Ein solcher Modulator ist in Abbildung 6 gezeigt.

Die Kathode der Mikrowellenröhre wird während des Pulses auf negative Hochspannung gelegt. Im Magnetron baut sich gleichzeitig mit dem Strom in einem Resonator ein Mikrowellenfeld auf, von dem ein Teil als Sendepuls ausgekoppelt wird. Ein Klystron hingegen ist ein Verstärker, der mit dem Anlegen einer Kathodenspannung nur aktiviert wird. Zur Erzeugung eines Sendepulses ist es notwendig, ein Hochfrequenzsignal an die Röhre anzulegen.



Zur Erzeugung eines Sendepulses ist es notwendig, ein Hochfrequenzsignal an die Röhre anzulegen.

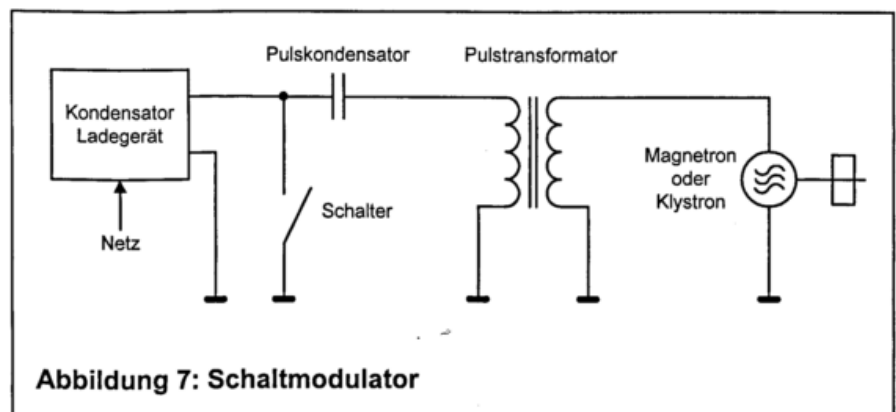
Eine hohe Phasenstabilität des Klystrons bzw. eine hohe Frequenzstabilität des Magnetrons wird nur durch eine sehr gute Puls-zu-Puls Stabilität des Röhrenstromes erreicht. Die Stabilitätsanforderungen an den Modulator, die aus dem für ein Dopplerradar notwendigen niedrigen Phasenrauschen resultieren, sind wesentlich restriktiver als die Anforderungen an die kurzzeitige Leistungsstabilität. Mit anderen Worten: ein Dopplerradar muß eine sehr gute kurzzeitige Leistungsstabilität aufweisen.

Das kritische Element des Modulators ist der Schalter. Er muß einerseits eine hohe Spannung während des Ladezyklusses blockieren und andererseits sehr schnell einen hohen Strom einschalten können. Daher wurden noch in der letzten Generation von Dopplerradargeräten Thyratrons als Schalter bevorzugt. Ein Thyatron ist eine gasgefüllte Röhre, bei der sich zwischen Anode und einer geheizten Kathode ein Gitter befindet. Um in der Röhre eine Gasentladung auszulösen und sie somit leitfähig zu machen, wird zuerst eine Vorentladung zwischen dem Gitter und der Kathode gezündet, die dann wiederum die Hauptentladung zwischen Anode und Kathode auslöst.

Ein Thyatron kann nicht ausgeschaltet werden, daher kann es nur zusammen mit einer Laufzeitkette eingesetzt werden, bei der der Hochspannungspuls beendet wird, wenn sie komplett entladen ist.

#### 4.2.2 Der Schaltmodulator

Im Gegensatz zum PFN-Modulator verwendet der Schaltmodulator einen Schalter, der die hohe Pulsleistung ein- und ausschalten kann. Ein Laufzeitkette ist nicht notwendig. Früher wurden hierfür Vakuumröhren eingesetzt, daher auch die Bezeichnung „Hard Tube“-Modulator. Abbildung 7 zeigt



die Prinzipschaltung eines Schaltmodulators.

Durch die großen Fortschritte auf dem Gebiet der Hochleistungshalbleiter können Schaltmodulato- ren nun mit Halbleiterschaltern realisiert werden. Aufgrund der hohen Schaltgeschwindigkeiten werden MOSFETs und IGBTs verwendet. Beide Schaltertypen können ein- und ausgeschaltet werden. Der MOSFET ist zusätzlich noch in der Lage, den Strom während des Pulses stabil zu halten [12].

Beide Schaltertypen müssen in einer Serien/Parallelkonfiguration ("Schaltmatrix") aufgebaut werden, um den Strom- und Spannungsbelastungen gewachsen zu sein. Dies ist die einzige, leider auch kostentreibende, Komplikation in einem ansonsten wesentlich vielseitigeren Modulator. Die Pulsbreiten können exakt mit minimalem Pulsbreitenjitter eingestellt werden und auch der Trigger- jitter liegt ca. eine Größenordnung unter dem Jitter von Thyratrons. Der Wechsel der Pulsbreite von Puls zu Puls ist möglich und bietet eine Grundlage für neue Dekorrelationsmethoden und schnelle integrierte Abtastverfahren.

Ein wesentlicher Vorteil für Mikrowellenröhren ergibt sich bei der aktiven Stabilisierung des Puls- stromes. Dadurch erhöht sich der dynamische Innenwiderstand des Modulators um ca. eine Größenordnung gegenüber einem Laufzeitketten-Modulator, bei dem statischer und dynamischer Innenwiderstand immer gleich sind.

Abschließend soll hier noch der Begriff „Solid State-Modulator“ erläutert werden. „Solid State“ bedeutet nur, daß als Schalter ein Halbleiterbauelement eingesetzt wird, es sagt jedoch nichts über die Schaltungstechnik des Modulators aus. Wenn ein PFN-Modulator mit einem Thyristor geschaltet wird, so handelt es sich auch um einen Solid State Modulator, obwohl ein Thyristor genau wie ein Thyatron nicht abgeschaltet werden kann. So sind z.B. die NEXRAD-Anlagen mit solchen Modu- latoren ausgestattet [13]. Auch ist es möglich, nachträglich Thyratrons durch Halbleiterschalter zu ersetzen [14]. Die Vorteile, die die Verwendung von Leistungshalbleitern bietet, lassen sich jedoch nur mit Schaltmodulatoren voll nutzen.

### 4.3 Der Empfänger

Der Empfänger eines empfangskohärenten Radars ist in Abbildung 8 dargestellt. Im Empfänger werden die empfangenen Signale durch einen rauscharmen Vor- verstärker verstärkt und einem nachfolgenden Mischer auf die sog. Zwischenfrequenz (ZF) herabgemischt. Für diese Mischung ist ein stabiler Oszillator (**Stable Local Oscillator, STALO**) not- wendig, dessen Fre- quenz genau um die Zwischenfrequenz von der Sendefrequenz ver- schoben ist. Die Erzeu- gung eines Zwischenfre- quenzsignals durch Mi- schung zweier Signale

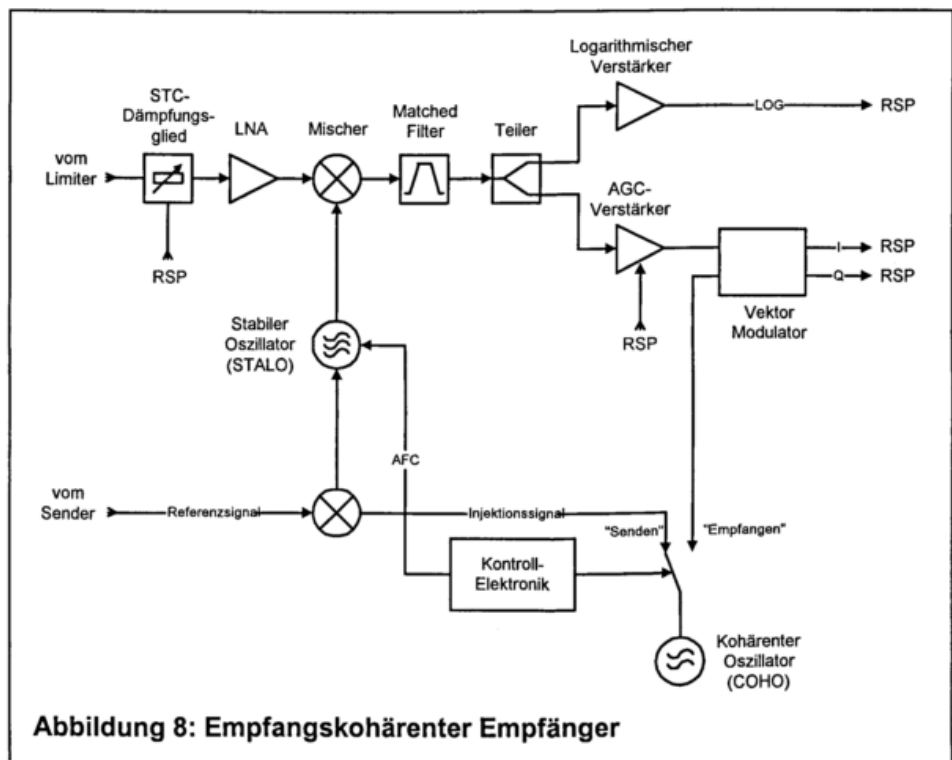


Abbildung 8: Empfangskohärenter Empfänger

mit unterschiedlichen Frequenzen wird auch als Heterodyn-Empfang bezeichnet. Das Zwischenfrequenzsignal wird durch einen auf die Sendepulsbreite angepaßten Bandpaßfilter (Matched Filter) gefiltert. Obwohl der Filter sowohl die Signal- als auch die Rauschleistung reduziert, kann das Signal/Rauschverhältnis optimiert werden. Ein optimaler Filter für einen rechteckigen Sendepuls hat eine gaussförmige Durchlaßkurve mit der 3 dB-Bandbreite:

$$B_{MF} = 1/\tau \quad \text{Gl. 24}$$

Da die Frequenz von Magnetronsendern über längere Zeiträume etwas variiert, wird Die Bandbreite des Matched Filters für solche Anlagen um einen Faktor von ca. 1.2 breiter gewählt. Dies deckt die Frequenzschwankungen ab, die die digitale automatische Frequenzkontrolle zuläßt.

Es ist zu beachten, daß die Verluste des Matched Filters bandbreitenabhängig sind. Sie lassen sich mit einem Dauerstrich-Signalgenerator nicht messen. Eine Bestimmung der Verluste ist nur über das Verhältnis der effektiven Leistungen eines ein pulsmodulierten Sinussignals vor und hinter dem Filter möglich.

Schließlich wird das Signal auf den logarithmischen (LOG) und den linearen (LIN) Empfangskanal aufgeteilt.

Der logarithmische Kanal enthält einen logarithmischen Verstärker, der das empfangene Signal entsprechend dem Logarithmus seiner Zehnerpotenz verstärkt. Das Ausgangssignal dieses Verstärkers ist also nicht mehr proportional zu seinem Eingangssignal, sondern zum Logarithmus des Eingangssignals. Nachrichtentechnisch gesehen komprimiert der LOG-Verstärker das Signal und kann so einen extrem großen Dynamikbereich (9-10 Zehnerpotenzen) abdecken. Die letzte Stufe des LOG-Kanals ist die Detektion, d. h. die Gleichrichtung des ZF-Signals.

Für den kohärenten Empfang auf dem linearen Kanal ist es notwendig, die Phase jedes Sendepulses zu speichern. Dies geschieht durch Abmischung des Sendepulses mit dem STALO auf die ZF. Durch Injektion mit diesem Sender-ZF-Signal wird ein zweiter Oszillator synchronisiert und schwingt während des gesamten Empfangszyklusses auf der Sender ZF phasenkohärent (**Coherent Oszillator, COHO**) als Referenzsignal für den IQ-Demodulator weiter. Außerdem bestimmt die Kontrollelektronik des Empfängers die Frequenzabweichung des Senders und für gegebenenfalls die STALO-Frequenz nach. Diese digitale automatische Frequenzkontrolle wird als AFC (Automatic Frequency Control) bezeichnet.

Der lineare Kanal ist notwendig für kohärente Radarsysteme, die in der Lage sind, die Phase des empfangenen Signals zu ermitteln. Er verfügt über einen Verstärker mit kontrollierbarer Verstärkung (**Automatic Gain Control, AGC-Verstärker**), die durchaus negativ werden kann (Dämpfung) und dem Vektor- oder IQ-Demodulator, der das empfangene ZF-Signal über die Mischung mit einem Referenzsignals in die komplexen Vektoren, d. h. den Real- und Imaginärteil (**In-Phase, I, und Quadrature, Q**) zerlegt. I und Q sind sog. Basisband-Signale, die nur noch die Amplitude und die Dopplerfrequenz des Ziels enthalten.

Die AGC ist notwendig, da der lineare Kanal extrem schwache Signale verarbeiten kann. Bei starken Signalen würde der IQ-Demodulator übersteuert werden. Daher muß bei starken Signalen die Verstärkung reduziert werden. Diese Regelung ist eine Funktion des Radarsignalprozessors.

Die aus der unmittelbaren Umgebung der Antenne zurückgestreuten Signale sind aufgrund der durch die meteorologische Radargleichung beschriebenen physikalischen Zusammenhänge wesentlich stärker als Signale von Zielen mit gleichem Rückstreuquerschnitt in größerer Entfernung. Um eine Übersteuerung des Empfängers aufgrund dieser a priori gegebenen Zusammenhänge zu verhindern, wird die Leistung des empfangenen Signals bei manchen Anlagen noch vor dem rauscharmen Vorverstärker in Abhängigkeit vom Empfangszeitpunkt bedämpft. Diese Technik wird **STC (Sensing Time Control)** genannt. Da diese entfernungs- und damit vom Empfangszeitpunkt abhängige Gewichtung umgekehrt proportional dem Quadrat der Entfernung ist, wird die STC

genau entsprechend dieser Proportionalität während des Empfangszyklusses nachgestellt.

Die drei Ausgangssignale I, Q und LOG werden dann an den Radarsignalprozessor weitergeleitet. Aus dem LOG-Signal wird die Reflektivität des Ziels und den IQ-Werten wird die Geschwindigkeit und die spektrale Breite gemessen.

Der Empfänger eines kohärenten Radars ist aus den gleichen Komponenten aufgebaut und arbeitet genau wie der Empfänger eines empfangskohärenten Radars, wie man in Abbildung 9 sieht. Zusätzlich erzeugt er das RF-Ansteuersignal für den Sender. Daher ist es möglich, das Sendesignal zu modulieren. Hier kommen vor allem zwei Verfahren zum Einsatz: die Frequenzagilität und die Phasenmodulation.

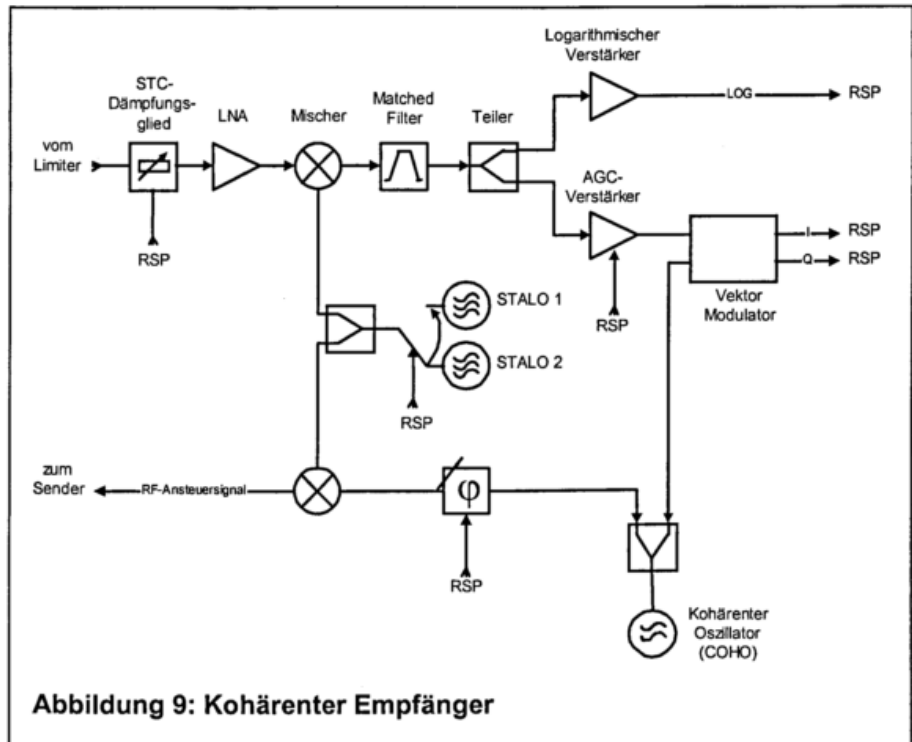


Abbildung 9: Kohärenter Empfänger

Der Empfänger eines kohärenten Radars ist aus den gleichen Komponenten aufgebaut und arbeitet genau wie der Empfänger eines empfangskohärenten Radars, wie man in Abbildung 9 sieht. Zusätzlich erzeugt er das RF-Ansteuersignal für den Sender. Daher ist es möglich, das Sendesignal zu modulieren. Hier kommen vor allem zwei Verfahren zum Einsatz: die Frequenzagilität und die Phasenmodulation.

Der frequenzagile Sender ermöglicht den Wechsel der Sendefrequenz von Puls zu Puls, vorausgesetzt, die lokalen Genehmigungsbehörden erlauben die Belegung eines breiteren Frequenzbandes. Dadurch werden bei Abtastverfahren, die nur die Reflektivität messen, die aufeinanderfolgenden Signale dekorreliert, was eine höhere Meßgenauigkeit zu Folge hat. Für eine vollständige Dekorrelation beträgt der Frequenzabstand  $\Delta f$  [15]:

$$\Delta f = 1/\tau$$

Gl. 25

Die Phasenmodulation von aufeinanderfolgenden Pulsen ermöglicht es dem Signalprozessor, Überreichweitenechos zu erkennen und zu verwerten. Dadurch kann die relativ geringe Reichweite bei Dopplerabtastung mit hohen Pulswiederholraten verdoppelt werden [16].

#### 4.3.1 Der IAGC-Empfänger

Beim klassischen Dopplerradar-Empfänger wird die Reflektivität aus dem Signal des LOG-Kanals berechnet. Der lineare Kanal wird aufgrund seines eingeschränkten Dynamikbereiches nur zur Bestimmung der Geschwindigkeit und der spektralen Breite verwendet. Außerdem wird aus der Differenz der ungefilterten und der gefilterten Signalleistung die Clutterleistung berechnet, die danach von der auf dem LOG-Kanal gemessenen Leistung abgezogen wird.

Beim IAGC-Empfänger (instantaneous AGC, Verstärkungskontrolle in Echtzeit) wird der Dynamikbereich des linearen Kanals auf Werte vergrößert, die dem logarithmischen Kanal vergleichbar sind [17]. Um dies zu erreichen, wird die Stärke des empfangenen Signals auf dem LOG-Kanal gemessen (Received Signal Strength Indication, RSSI). Der Signalprozessor dämpft entsprechend dem RSSI-Wert den Signalpegel auf dem linearen Kanal. Dies entspricht einer normalen AGC-Funktion.

Im Unterschied hierzu wird das Signal auf dem linearen Kanal über eine Verzögerungsleitung verzögert, bis der Signalprozessor die richtige Dämpfung ermittelt und mit Hilfe eines schnellen Dämpfungsgliedes eingestellt hat. Dies ist in Abbildung 10 gezeigt.

Damit diese Technik auch innerhalb eines kohärenten Prozeßintervalls angewendet werden kann, wird die Dämpfung und Phasenverschiebung jeder Stufe des Dämpfungsgliedes kalibriert. Das Dämpfungsglied kann also die Dämpfung von einem Puls zum nächsten für die gleiche Raumzelle verstellen, ohne daß sich das Phasenrauschen erhöht.

Aufgrund des hohen Dynamikbereiches des IAGC-Empfängers wird hier auch die Signalleistung aus dem linearen Kanal ermittelt. Diese Methode ist genauer als die Messung der Signalleistung auf dem LOG-Kanal, da die Übertragungskennlinie von logarithmischen Verstärkern um ca. 0.3 – 1 dB vom Idealwert abweichen kann, je nach Qualität des Verstärkers. Diese Abweichung wirkt sich direkt auf die Meßgenauigkeit aus, wenn keine hochauflösende Kalibrierung über den gesamten Dynamikbereich, z.B. in 1 dB-Schritten, vorgenommen wird.

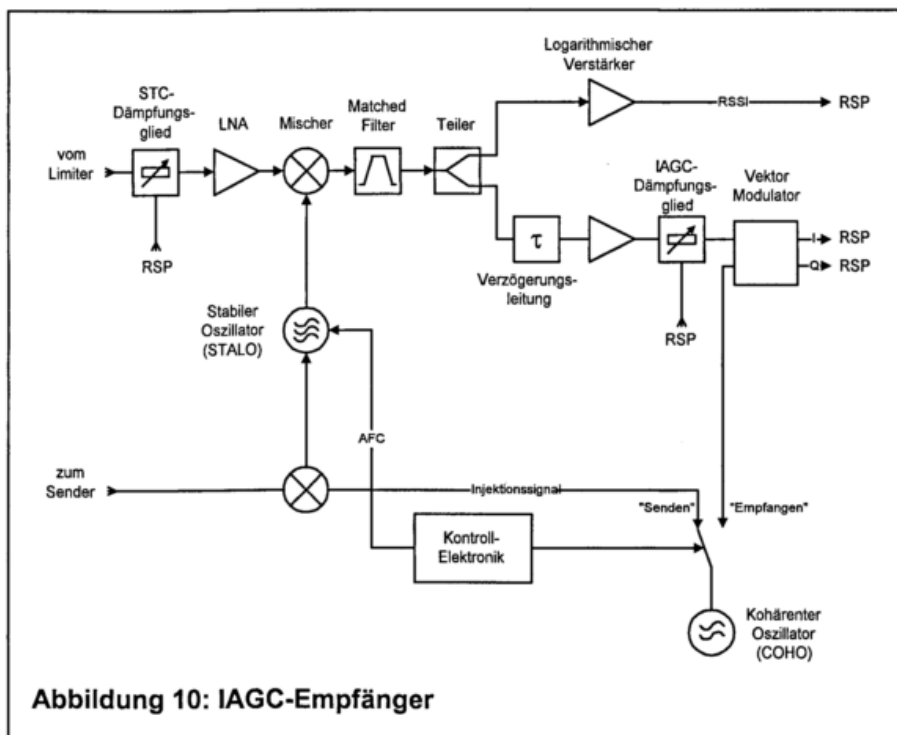


Abbildung 10: IAGC-Empfänger

Weiterhin wird verhindert, daß der lineare Kanal durch ein starkes Festziel übersteuert wird. Dies ist bei einer AGC durchaus möglich, da die Korrekturwerte für die Dämpfung aus dem vorhergehenden Prozeßintervall berechnet werden.

### 4.3.2 Der digitale Empfänger

Der signifikanteste Fortschritt im Bereich der Empfängertechnik ist mit dem Einsatz der digitalen Empfänger zu erwarten. Ein digitaler Empfänger digitalisiert das empfangene Signal bereits auf ZF-Ebene und nicht erst im Basisband, wie in Abbildung 11 gezeigt. Dies ist mit den heute verfügbaren schnellen, hochauflösenden AD-Konvertern möglich geworden [18].

Die Zwischenfrequenz eines Empfängers liegt üblicherweise bei 10.7, 30, 60 oder 70 MHz. Allerdings beträgt die Bandbreite des Radarsignals nur ca. 2.5 MHz. Daher könnte das ZF-Signal mit einer Abtastrate erfaßt werden, die unter der Zwischenfrequenz liegt. Es ist lediglich notwendig, daß das ZF-Signal vom Abtastverstärker (sample-and-hold amplifier, SHA) erfaßt wird, d.h. die Zwischenfrequenz muß innerhalb der Band-

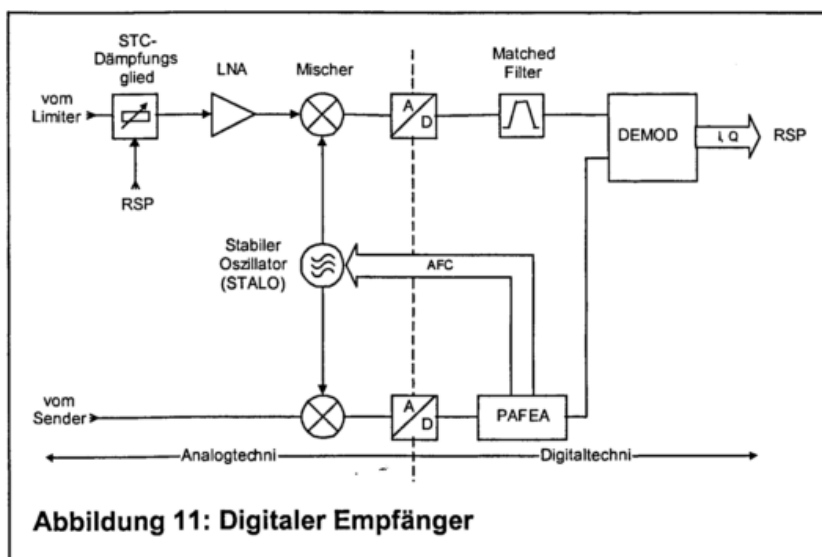


Abbildung 11: Digitaler Empfänger

breite des Abtastverstärkers liegen. Der AD-Konverter arbeitet dann wie ein Mischer, bei dem die Abtastfrequenz den lokalen Oszillator darstellt. Dieses Verfahren wird Unterabtastung (Undersampling) genannt.

Man möchte jedoch auch den Matched Filter digital realisieren. Obwohl die Bandbreite dieses Filters der Empfängerbandbreite entspricht, hat er eine gaussförmige Durchlaßcharakteristik, die über ein großes Frequenzband (theoretisch unendlich) definiert ist. Um mit einem Filteralgorithmus eine akzeptable Gauss-Charakteristik zu erreichen, muß das Signal mindestens mit der zehnfachen Signalbandbreite, d.h. mit ca. 25 MHz, abgetastet werden. Ein digitaler Matched Filter ergänzt einen Schaltmodulator hervorragend, weil er schnell auf jede Pulsbreite eingestellt werden kann.

Die digitale Zwischenfrequenz eliminiert den Vektor-Demodulator, der bisher den Dynamikbereich des LIN-Kanals bestimmt hat und der auch Meßfehler bei Dopplermessungen verursachen kann. Der Demodulator wird durch einen Demodulations-Algorithmus (DEMODA) ersetzt. Ohne Vektor-Demodulator wird der Dynamikbereich nur von den AD-Konvertern bestimmt. Alle anderen Komponenten des Empfängers lassen einen Echtzeit-Dynamikbereich von 90 dB und mehr zu.

Ein weiterer Vorteil des digitalen Empfängers ergibt sich, wenn man empfangskohärente Systeme betrachtet. Eine Digitalisierung des Sender-Referenzsignals mit den oben geschilderten Techniken erlaubt eine Phasenreferenzmessung mit der fünffachen Genauigkeit im Vergleich zu den zur Zeit verwendeten analogen Techniken. Dafür wird der injektionssynchronisierte COHO und der Frequenzdiskriminatorkreis der AFC durch einen Phasen- und Frequenz-Extraktionsalgorithmus (PAFEA) ersetzt [19].

#### 4.4 Der Radarsignalprozessor (RSP)

Die wesentlichen Aufgaben des Signalprozessors sind im folgenden kurz aufgelistet.

##### Echtzeitsteuerung

Der Signalprozessor stellt sämtliche Triggersignale für das Radarsystem zur Verfügung. Da die Datenauswertung von ihm vorgenommen wird, muß er alle Prozesse kontrollieren, die die Datenakquisition beeinflussen. Hierzu gehören die STC, die AGC und natürlich die IAGC.

##### Festzielunterdrückung

Der RSP stellt die Clutterfilter zur Verfügung, mit deren Hilfe die von Festzielen (Clutter) reflektierten Signale herausgefiltert werden

##### Ermittlung der spektralen Momente und geographische Zuordnung

Die Rohdatenwerte für die Reflektivität  $Z$ , die Radialgeschwindigkeit  $V$  und die spektrale Breite  $W$  werden vom Signalprozessor geschätzt. Falls das Radar polarimetrisch arbeiten kann, wird auch die differentielle Reflektivität  $ZdR$  von ihm geschätzt. Nach der Berechnung der Rohdaten werden den entsprechenden Datensätzen noch der Azimuth- und Elevationswinkel der Antenne hinzugefügt.

##### Integration

Da Wettersignale starken statistischen Schwankungen unterworfen sind, kann das Signal/Rauschverhältnis der Daten durch Integration oder Mittelung über  $m$  Meßwerte des Signals  $S$  deutlich erhöht werden:

$$\bar{S} = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m S_i \quad \text{Gl. 26}$$

Voraussetzung ist jedoch, daß die Meßwerte dekorreliert sind. Neben speziellen Verfahren wie der Frequenzagilität gibt es zwei Standardverfahren: Die Zeitmittelung oder Azimuth-Integration (Time Averaging, Azimuth Integration) und die Entfernungsmittelung (Range Averaging, Range Integrati-

on).

Bei der Zeitmittelung werden die Meßwerte aus der gleichen Raumzelle verwendet. Damit diese Werte statistisch unabhängig sind, muß zwischen den beiden Messungen eine gewisse Zeit vergehen, damit sich die Hydrometeore in der Raumzelle aufgrund der lokalen Turbulenz neu anordnen können. Diese Dekorrelationszeit  $T_i$  hängt von der spektralen Breite  $w$  der Zelle ab:

$$T_i = 2c/(fw) \quad \text{Gl. 27}$$

Für Regen beträgt  $w$  ca. 1 m/s. Die spektrale Breite schwankt zwischen 0.5 m/s für Schnee bis zu 5 m/s in einem Sturm.

Die Werte für die Entfernungsmittelung sind a priori unabhängig, da sie verschiedenen Raumzellen entstammen.

#### Schwellwertentscheidungen

Die Datenqualität kann erheblich gesteigert werden, wenn die Daten auf bestimmte Plausibilitätskriterien überprüft und ggf. verworfen werden. Diese Überprüfung wird vom Signalprozessor vorgenommen.

#### Digitalisierung

Falls der Signalprozessor zusammen mit einem analogen Empfänger eingesetzt wird, führt er auch die Digitalisierung der vom Empfänger zur Verfügung gestellten Daten durch.

Auf die wichtigsten Prozesse, die Clutterfilterung und die Schätzung der spektralen Momente, wird etwas näher eingegangen.

#### **4.4.1 Clutterfilterung**

Ein Radargerät empfängt außer den von den meteorologischen Zielen zurückgestreuten Signalen auch noch Signale von Festzielen. Dabei handelt es sich um Gebäude oder Geländeformationen, die sich in einem Umkreis von ca. 40 km um das Radargerät befinden. Die von den Festzielen zurückgestreute Signale sind oft so stark, daß sie Signale von meteorologischen Zielen maskieren. Der Empfänger des Dopplerradars mißt über den linearen Kanal die Feldstärke und Phasenlage des empfangenen Signals. Dem Signalprozessor stehen somit Zeitreihen (time series) zur Verfügung, mit denen er in der Lage ist, das Signal zu filtern. Der digitale dreipolige elliptische Filter wie in [20] beschrieben ist besonders geeignet für Wetterradarsysteme.

Abbildung 12 zeigt eine solche Zeitreihe, die in den Frequenzbereich transformiert wurde, um das Verständnis zu erleichtern. Das gemessene Spektrum setzt sich zusammen aus einem starken Cluttersignal, dem ein schwaches meteorologisches Signal bei der Dopplerfrequenz  $f_D$  überlagert ist. Die spektrale Breite  $w_c$  des Cluttersignals repräsentiert das Phasenrauschen der Radaranlage, das durch die Instabilitäten von Sender und Empfänger verursacht wird. Außerdem tragen Bewegungen des Clutterziels, wie z.B. vom Wind bewegte Baumwipfel oder eine Wasseroberfläche mit Wellengang zur spektralen Breite des Cluttersignals bei. Die spektrale Breite  $w_s$  des meteorologischen Signals setzt sich ebenfalls zusammen aus dem Phasenrauschen der Radaranlage und der Turbulenz des meteorologischen Zieles in der jeweiligen Raumzelle.

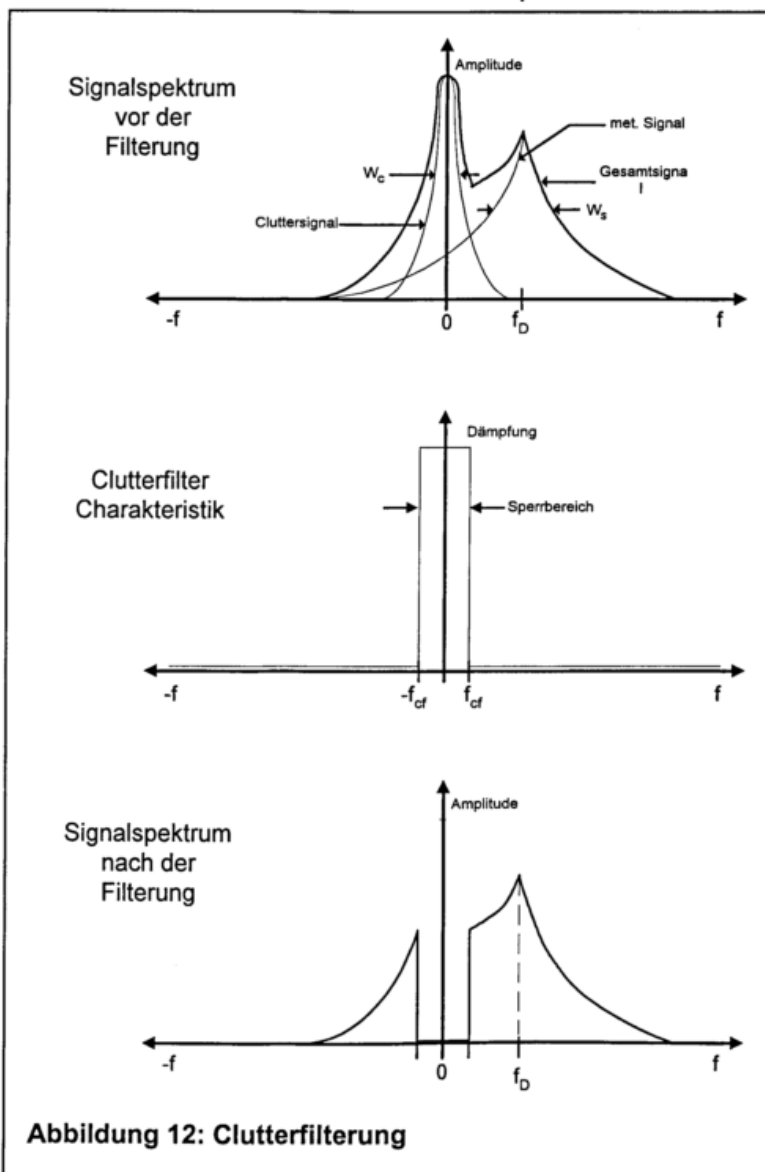
Die Graphik zeigt deutlich, wie wichtig die Stabilität der Radaranlage für die Qualität der Messung ist. In diesem Zusammenhang wird oft der sogenannte "MTI Improvement Factor" oder auch die "Clutter Rejection Ratio" erwähnt als Maß für die Stabilität einer Radaranlage. Das Ziel dieser Definitionen ist es, das minimale Verhältnis zwischen Ziel- und Cluttersignalleistung anzugeben, bei dem ein Zielsignal noch vom Cluttersignal unterschieden werden kann. Die Graphik macht deutlich, daß es schwierig ist, diese Definitionen auf Wetterradargeräte anzuwenden, weil dieses Verhältnis abhängig von der Dopplerfrequenz ist. Mit zunehmender Dopplerfrequenz verringert sich das Verhältnis zwischen Signal und Clutterleistung, bei dem ein Signal noch erkannt werden kann.

Da das Phasenrauschen bei zunehmenden Frequenzen ein Plateau erreicht, ist die Definition der o.g. Faktoren für Radargeräte, deren Aufgabe es ist, relativ schnell fliegende Ziele innerhalb von Clutter zu entdecken, durchaus sinnvoll. Bei Wetterradargeräten jedoch, deren Dopplerfrequenzen oft nur wenige 100 Hz bis kHz betragen, müssen diese Definitionen mit Vorsicht betrachtet werden.

Das Signal aus Abbildung 12 wird nun über einen Hochpaßfilter geleitet, dessen Durchlaßbereich bei  $f_{CF}$  beginnt. Zur Vereinfachung sei hier angenommen, daß der Filter ideal ist, d.h. die Dämpfung im Sperrbereich ist unendlich und im Durchlaßbereich treten keine Verluste auf. Das Spektrum nach der Filterung gibt das dritte Bild von Abbildung 12 wieder. Je stabiler die Anlage ist, desto niedriger ist das Phasenrauschen des Festziels und um so schmäler kann man die Breite des Sperrbandes des Filters wählen.

Die Signalleistung, die ein Maß für die Reflektivität darstellt, ergibt sich aus der Integration über das resultierende Signalspektrum. Es ist deutlich zu sehen, daß die Signalleistung nun zu niedrig ist, da mit der Clutterleistung auch Signalleistung weggefiltert wurde. Allerdings liegt der auf diese Weise ermittelte Wert für die Reflektivität wesentlich näher an der tatsächlichen Reflektivität als dies bei einer Messung der Signalleistung ohne vorhergehende Filterung der Fall gewesen wäre.

Das Beispiel zeigt deutlich, wie wichtig die Stabilität der Radaranlage nicht nur für die Unterdrückung von Clutter, sondern auch für die Genauigkeit der Bestimmung der Reflektivität ist. Eine weitere Verbesserung des Meßergebnisses läßt sich durch den Einsatz von sogenannten FFT-Filtern erzielen. Für eine FFT-Filterung wird die Zeitreihe einer schnellen Fourier-Transformation (Fast Fourier Transformation, FFT) unterzogen. Als Ergebnis liefert die FFT eine Gruppe von Frequenz/Amplituden-Paarwerten, die die jeweilige Stärke des Signals bei einer ganz bestimmten Frequenz im betrachteten Intervall angibt (frequency bins). Die Filterung wird dadurch vorgenommen, daß der Amplitudenwert der Paare mit den niedrigsten Frequenzen gelöscht und durch einen aus den benachbarten Paaren interpolierten Wert ersetzt wird [21]. Auf diese Art wird die Signalleistung, die im Zeitbereich zusammen mit der Clutterleistung weggefiltert wird, wiedergewonnen. Nach der erfolgten FFT-Filterung wird das Signal wieder zurück in den Zeitbereich transformiert.



#### 4.4.2 Das Pulspaar-Verfahren

Zur Ermittlung der Reflektivität, der Radialgeschwindigkeit und der spektralen Breite der Ziele in den betrachteten Raumzellen wird das sogenannte Pulspaar-Verfahren eingesetzt. Dieser Schätzalgorithmus liefert mit weniger Meßpunkten als die FFT bereits befriedigende Ergebnisse.

Das Pulspaar-Verfahren benötigt mindestens drei aufeinanderfolgende Messungen aus einer Raumzelle, um die Werte für die Reflektivität  $Z$ , die Radialgeschwindigkeit  $v$  und die spektrale Breite  $w$  zu schätzen. Die Genauigkeit der Schätzung erhöht sich mit der Anzahl der Meßwerte, die integriert werden können.

Die Algorithmen zur Ermittlung der Autokorrelationskoeffizienten  $R_0$ ,  $R_1$ , und  $R_2$  aus dem komplexen Signal  $A$  lauten [22] :

$$R_0 = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m A_i^* A_i \quad \text{Gl. 28}$$

$$R_1 = \frac{1}{m-1} \sum_{i=1}^{m-1} A_i^* A_{i+1} \quad \text{Gl. 29}$$

$$R_2 = \frac{1}{m-2} \sum_{i=1}^{m-2} A_i^* A_{i+2} \quad \text{Gl. 30}$$

Aus diesen Koeffizienten lassen sich die Momente des Geschwindigkeitsspektrums berechnen:

$$R_0 = |\operatorname{Re}(A)|^2 + |\operatorname{Im}(A)|^2 = K(S + C + N) \quad \text{Gl. 31}$$

Die Rauschleistung  $N$  wird aus einer gesonderten Rauschmessung (Noise Sample) ermittelt. Hierfür wird die Leistung gemessen, die aus einer Raumzelle ohne Clutter oder Niederschlag zurückgestreut wird. Diese Messung muß für jede Empfängerbandbreite durchgeführt werden. Obwohl sich das Hintergrundrauschen mit der Position der Antenne und vom Tag zur Nacht ändert, wird diese Messung meist nur wenige Male pro Tag durchgeführt.

Die Clutterleistung läßt sich aus der Differenz zwischen dem ungefilterten und dem gefilterten Wert für  $R_0$  berechnen.  $K$  ist die bei der Kalibrierung ermittelte Radarkonstante.

Die Radialgeschwindigkeit  $v$  ergibt sich aus:

$$v = \frac{c}{4\pi f PRT} \frac{\operatorname{Im}(R_1)}{\operatorname{Re}(R_1)} \quad \text{Gl. 32}$$

Für die Berechnung der spektralen Breite  $w$  gibt es zwei Algorithmen:

$$W = \sqrt{2 \ln(R_0/|R_1|)} / \pi \quad \text{Gl. 33}$$

$$W = \sqrt{(2/3) \ln(|R_1|/|R_2|)} / \pi \quad \text{Gl. 34}$$

Gl. 33 benötigt nur  $R_0$  und  $R_1$ , die bereits für die Schätzung der Geschwindigkeit ermittelt wurden. Allerdings ist Gl. 34 genauer, wenn ein niedriges Signal/Rauschverhältnis vorliegt.

#### 4.4.3 Polarimetrische Signalauswertung

Der Radarsignalprozessor kontrolliert die Umschaltung der Polarisierungsebenen von Puls zu Puls. Daher ist er in der Lage, den empfangenen Signalen die jeweilige Polarisation direkt zuzuordnen. Die differentielle Reflektivität wird dann aus dem Verhältnis der integrierten Werte für  $S_H$  und  $S_V$  geschätzt.

$$ZdR = \frac{\frac{1}{M} \sum_{i=1}^M |S_{H,i}|^2}{\frac{1}{M} \sum_{i=1}^M |S_{V,i}|^2}$$

Gl. 35

Wenn die Reflektivitäten für beide Polarisierungsebenen vorliegen, kann daraus auch direkt die Niederschlagsrate bestimmt werden. Darauf wird an anderer Stelle in diesem Band näher eingegangen.

#### 4.5 Das Kontrollsystem

Im Unterschied zu fast allen anderen zivilen oder militärischen Radarsystemen müssen meteorologische Radaranlagen in der Lage sein, unbemannt an unzugänglichen Orten zu arbeiten, um eine optimale Abdeckung zu gewährleisten. Für diese Aufgabe kommt dem Kontrollsystem (Control And Monitoring System, CAMS) besondere Bedeutung zu.

Das CAMS steuert und überwacht das komplette RDAS mit Ausnahme der direkt im Signalfluß arbeitenden Prozesse. Auch die integrierten Testsysteme der Anlage ( Built-In Test Equipment, BITE) gehören zum Kontrollsystem. Gegebenenfalls wird auch die Infrastruktur des Radarstandortes mit überwacht [23].

Im operationellen Betrieb arbeitet das CAMS im Hintergrund. Falls im System eine Unregelmäßigkeit entdeckt wird, setzt das CAMS eine Meldung an den Produktprozessor ab, der seinerseits den Operator informiert. Sollte eine Wartung oder eine Reparatur notwendig sein, unterstützt das CAMS den Techniker bei der Lokalisierung des Fehlers. Moderne Systeme unterstützen bereits die Ferndiagnose, die eine optimale Vorbereitung für eine Reparaturmission ermöglicht.

Das Kontrollsystem muß drei wesentliche Aufgaben erfüllen: Die Bedienung des Radars muß auch für Nicht-Techniker (wie z. B. Meteorologen) möglich sein, eine möglichst vollständige Ferndiagnose und -wartung, z.B. über das Internet, sollte möglich sein und verschiedene Kalibriermethoden sollten unterstützt werden.

#### 5 Resümee

In diesem Beitrag wurde versucht, ein Wetterradar als System vorzustellen. Einige der vielen Zusammenhänge und Abhängigkeiten der einzelnen Subsysteme untereinander wurden erklärt, um deutlich zu machen, daß die Veränderung eines Systemparameters oft auch die Variation anderer Parameter notwendig macht. So ist eine Sendepulsbreite von 50 ns, die eine Raumauflösung von 7.5 m ergibt, unsinnig, wenn der AD-Konverter nicht mindestens eine Abtastrate von 20 MHz hat. Leider war es aufgrund der notwendigen Beschränkungen dieser Herbstschule nicht möglich, das komplexe Meßgerät „Wetterradar“ in einer Tiefe darzustellen, die dem Leser eine detaillierte Analyse eines Gerätes erlaubt, aber die wichtigsten Zusammenhänge wurden aufgezeigt.

Über Hinweise auf Fehler, Kritik, Kommentare oder Vorschläge für Vertiefungen der Thematik ist der Autor dankbar. Bitte nehmen Sie mit mir Kontakt auf: F.Gekat@Gematronik.com.

#### Literatur

- [1] R. J. Doviak, D. S. Zrnic: Doppler Radar and Weather Observations, 2nd Ed., Academic Press, San Diego 1993, Chapter 4.4.5: Reflectivity Factors
- [2] J. Joss: Radome: Attenuation and Phase-shift, European Commission COST 75 Action, Working Document 75/WD/96, Brussels, Belgium, 1996
- [3] A. Schroth: Theoretische Grundlagen der Radartechnik in: Herbstschule Radarmeteorologie 1995, Annalen der Meteorologie 32, Deutscher Wetterdienst, Offenbach a.M. 1995

- [4] Siehe [1], Chapter 3.3.4: Attenuation in Gases
- [5] Siehe [1], Chapter 3.4.3: The Coherent Receiver
- [6] Siehe [1], Chapter 3.6: Ambiguities
- [7] Siehe [1], Chapter 3.1: The Doppler Radar
- [8] H. Sauvageot: Radar Meteorology, Artech House, Norwood, Massachusetts, 1992, Chapter 2.2.7: The Shape of Hydrometeors
- [9] Siehe [1], Chapter 8.5.3: Application of Dual Polarization, Table 8.1
- [10] A. Manz, T. Monk, J. Sangiolo: Radome Effects on Weather Radar Systems, Preprints of COST-75 Final International Seminar on "Advanced Weather Radar Systems, Locarno, Switzerland 1998
- [11] D. Hilger: Untersuchung des Antriebskonzeptes einer Doppler-Wetterradaranlage mit besonderer Berücksichtigung der geometrischen und dynamischen Genauigkeit, Diplomarbeit, Fachhochschule Düsseldorf, 1995
- [12] F. Gekat, F. Idel, M. Beerwald, G. Blokesch, F. Ritenberg, "Transmitter Requirements for Modern Doppler Weather Radars" 22nd Power Modulator Symposium, 1996, pp. 108-112
- [13] E.M. Ulanowicz, E.H. Hooper: A High-Performance Transmitter for the NEXRAD Radar System, Conf. Record 18th. Power Modulator Symp., IEEE, New York 1988
- [14] F. Gekat, D. Rühl, J. Gösch, "An IGBT-Based Switch as Replacement for Thyratrons in Doppler Radar Transmitters" 23rd Power Modulator Symposium, 1998
- [15] Siehe [1], Chapter 7.5.1: Frequency Diversity
- [16] P.I. Joe, R. Passarelli, A. Siggia, J. Scott: Second Trip Unfolding by Phase Diversity Processing, Preprints of 27th Conf. Radar Meteorology, Vail, Colorado, 1995
- [17] G. Vezzani, E. Lorenzini: GPM-500C C-Band Polarimetric Doppler Weather Radar, European Commission COST 75, 75/WD/22, Brussels, Belgium, 1993
- [18] M. Randall: A Digital IF Processor for Rectangular-Pulse Radar Applications, Preprints of 25th Int. Conf. Radar Meteorology, Paris 1991
- [19] U. Mengali, A.N. D'Andrea: Synchronization Techniques for Digital Receivers, Plenum Press, New York 1997
- [20] H. L. Groginsky, K. M. Glover: Weather Radar Canceller Design, Preprints of 19<sup>th</sup> Conf. Radar Meteorology, Miami Beach, Florida, 1980, pp. 192 ff
- [21] SIGMET Inc.: Frequency Domain Clutter Cancellation Preserves Weather Targets, The IRIS News, 25 May 1995, Westford, Massachusetts
- [22] SIGMET Inc.: RVP6 Doppler Signal Processor User's Manual, Feb. 1995, Westford, Massachusetts
- [23] S. Beyer, U. Fleuth, K. Mähner, C. Schleiermacher: Aims and Advantages: A new Generation Distributed Radar Acquisition and Control Systems (DIRAC), Preprints of COST-75 Final International Seminar on "Advanced Weather Radar Systems, Locarno, Switzerland 1998



# Der Radarverbund des Deutschen Wetterdienstes

Klaus-Jürgen Schreiber

Deutscher Wetterdienst  
Offenbach am Main

## **Abstract**

This paper gives an overview of the present extension and the operational use of the weather radar network of the Deutscher Wetterdienst (DWD). Some information of the radar sites, the (doppler) radar systems used in the network, the telecommunication links (the "back bone" of the network), the scan techniques and the resulting radar products as well as several sources of errors are presented. Additionally, the widespread spectrum of applications and the various users of DWD radar network products are mentioned.

## **Zusammenfassung**

Der vorliegende Beitrag enthält eine Übersicht über den gegenwärtigen Ausbaustand und den operationellen Betrieb des Wetterradarverbundsystems im Deutschen Wetterdienst. Neben Informationen zu den Radarstandorten, den im Verbund eingesetzten (Doppler-) Radarsystemen, der Kommunikationsinfrastruktur als "Rückgrat" des Verbundes werden die Scan-Methoden und die darauf basierenden Radarprodukte kurz vorgestellt sowie auf Fehlerquellen hingewiesen. Zum Abschluß werden die Anwendungsbreite und die verschiedenen Nutzer der Radarprodukte des DWD aufgezeigt.

## **1 Einleitung**

Die Gewinnung verlässlicher Daten ist eine Grundvoraussetzung für die operationelle Arbeit der Wetterdienste weltweit. Neben den punktuellen Bodenmeßwerten und den aerologischen Aufstiegsdaten werden seit nunmehr 30 Jahren in zunehmendem Umfang auch Methoden der Fernerkundung für die Erfassung meteorologischer Meßwerte eingesetzt.

Mit den modernen Radarsystemen werden flächendeckende Daten über die Niederschlagsverteilung und Windinformationen in hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung gewonnen, die die Lücke zwischen dem bestehenden Niederschlagsmeßnetz am Boden und den Satelliteninformationen, ergänzen.

Somit sind die Daten, die von den im Deutschen Wetterdienst eingesetzten Radarsystemen operationell aufgezeichnet werden, ein wichtiger Teil der Datengewinnung sowohl für das klimatologische Aufgabenfeld (flächendeckende Niederschlagsdaten) als auch für die *Wetterüberwachung* und *Nowcasting*-Anwendungen, wo sie als Ergänzung der synoptischen Daten bei den Parametern *Wind* (Dopplerradar), *Niederschlag* und *Verlagerung wetterwirksamer Gebiete* zur Verbesserung der Kurzzeitfristprognose beitragen.

Langfristig ist eine Integration radarmeteorologischer Informationen im Rahmen der Automation von Augenbeobachtungen auch in die SYNOP-Meldungen für die Angabe des augenblicklichen Wetters und der Niederschlagshöhe denkbar.

Der Einsatz dieser Meßsysteme wird nicht nur durch sein physikalisches Meßprinzip (u.a. Entfernungsabhängigkeit, Dämpfung, Unkenntnis des real existierenden Tropfenspektrums und der Ausbreitungsbedingungen) begrenzt, sondern auch die Radarstandortauswahl selbst, die sich daraus zwangsläufig ergebenden Überdeckungslücken und die Meßstrategie (Elevationswinkel,

Wiederholungsfrequenz der einzelnen Scans, Erfassungsbereich des Radarsystems) führen zu einer spezifischen Einschränkung der Nutzung dieses Meßsystems innerhalb des Radarverbundes. Die 15-minütigen Intervalle, in denen die lokalen Radarbilder operationell erzeugt werden, geben die Grenzen bei der zeitlichen Auflösung konvektiver Ereignisse (z.B. in Flughafennähe) vor. Durch Hindernisse verursachte Abschattungseffekte und einige Überdeckungslücken in der Bundesrepublik führen teilweise zu Einschränkungen bei den quantitativen Radarmessungen.

## 2 Strukturierung und technische Ausrüstung im Radarverbund

### 2.1 Die Radarstandorte

Im DWD sind bereits seit Ende der 60er Jahre Radargeräte zur Wetterüberwachung beim Deutschen Wetterdienst im Einsatz. Im Rahmen der Ersatzbeschaffung dieser lokal eingesetzten Analogsysteme wurde Anfang der 80er Jahre das Konzept für einen digitalen Radarverbund entwickelt, der unter Berücksichtigung der hohen Kosten zunächst 10 vernetzte Dopplerradarsysteme umfassen sollte und nach der Wiedervereinigung auf 16 Anlagen erhöht wurde. Eine optimierte Standortverteilung (Abb. 1) ermöglicht mit diesen 16 Systemen eine nahezu hundertprozentige Überdeckung Deutschlands innerhalb des 100 km - Entfernungsbereiches um das Radarsystem, der für die Gewinnung hydrometeorologisch verwertbarer Radarinformationen maßgeblich ist. Für die Wetterüberwachung, die sich auf Radarentfernungen bis zu 200 km um den Radarstandort erstreckt, ergibt sich durch die Netzdichte eine sehr hohe Redundanz bei Ausfall oder Wartung einzelner Systeme.

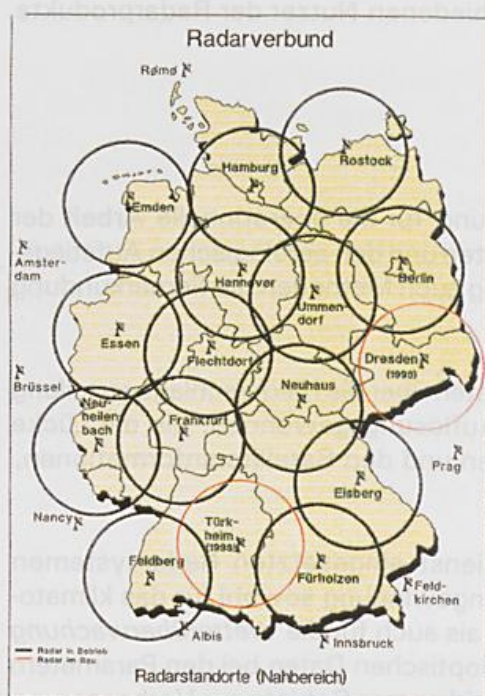


Abb. 1: Operationelle (schwarze Kreise) und im Aufbau befindliche (rote Kreise) Verbundradarstandorte.

In einer ersten Beschaffungsmaßnahme wurden bis 1991 fünf Radarsysteme der Firma EEC (*DWSR-88*) überwiegend im Bereich deutscher Großflughäfen (*Hamburg, München, Berlin, Frankfurt* sowie an der Dienststelle *Essen*) installiert. Die geplante nachträgliche Implementierung eines Dopplerezusatzes wurde 1995 wegen der zu erwartenden eingeschränkten Performance des Dopplersignals, den damit verbundenen erheblichen Kosten und auch wegen den bereits recht langen Betriebszeiten der ersten Anlagen (bis zu 8 Jahre) aufgegeben.

Nach einer notwendig gewordenen Neuausschreibung der Radarsysteme wurden weiterhin von 1994 bis Mitte 1998 acht Dopplerradarsysteme vom Typ *Meteor 360 AC* der Firma Gematronik an den Standorten *Hannover, Emden, Rostock, Neuhaus a.R., Ummendorf, Feldberg* (Schwarzwald), *Eisberg* (Oberpfälzer Wald), *Flechtingen* (Nordhessen) und *Neuheilenbach* (Eifel) eingerichtet und in den operationellen Betrieb übernommen.

Durch die 1996 erfolgte Nachrüstung der alten *EEC*-Radaranlage (Typ *WR 100/5*) am *Flughafen Stuttgart* mit den einheitlich im Radarverbund eingesetzten Signal-

processing-Komponenten steht bis zur planmäßigen Einrichtung des Dopplerradarsystems in *Türkheim* (Schwäbische Alb) im Herbst 1998 dieser Standort dem Radarverbund für Intensitätsmessungen zur Verfügung.

Mit der für Frñhsommer 1999 geplanten Inbetriebnahme des letzten Dopplerradarsystems am Standort *Dresden-Flughafen* wird der Aufbau des Radarverbund abgeschlossen sein. Umfangreiche, teilweise langwierige Genehmigungsverfahren bei regionalen und kommunalen Behörden und eine

schwierige Suche nach geeigneten Standorten mit der entsprechenden Hindernis- und Störungsfreiheit (z.B. Bergkuppen, Gebäude, funkmeßtechnische Anlagen) haben die Fertigstellung des Radarverbundes gegenüber den Planungen um ein knappes Jahr verzögert. Die notwendigen elektromagnetischen Verträglichkeitsuntersuchungen als Voraussetzung für die Bau- und Betriebsgenehmigungen führen zusätzlich zu einigen Verzögerungen bei dem Aufbau des deutschen Wetterradar-Verbundsystems.

## 2.2 Technische Ausrüstung der Verbundradarsysteme

Die in den gemäßigten Breiten auftretenden Niederschlagsformen umfassen sowohl konvektive Starkniederschläge u.U. mit Hagel als auch schwache Schneefälle in präfrontalen Aufgleitzonen. Um möglichst die gesamte Breite der Niederschlagsformen erfassen zu können, arbeiten die Verbundradarsysteme im 5-cm-Band mit durchstimmbaren Frequenzen von 5600 bis 5640 MHz. Neben den Hauptbauelementen *Antenneneinheit/Radom*, *Sender-/Empfänger-Komponenten*, *Signal-* und *Datenverarbeitungsprozessoren* und dem *Radarprozeßrechner* mit Peripherie sind alle Verbundradarsysteme mit einem lokalen Netzwerk (*LAN*) mit den erforderlichen Fernmeldeanschlüssen für die Datenabgabe und für Fernzugriffsmöglichkeiten bei der operationellen Systemüberwachung ausgerüstet (*Abb. 2*).

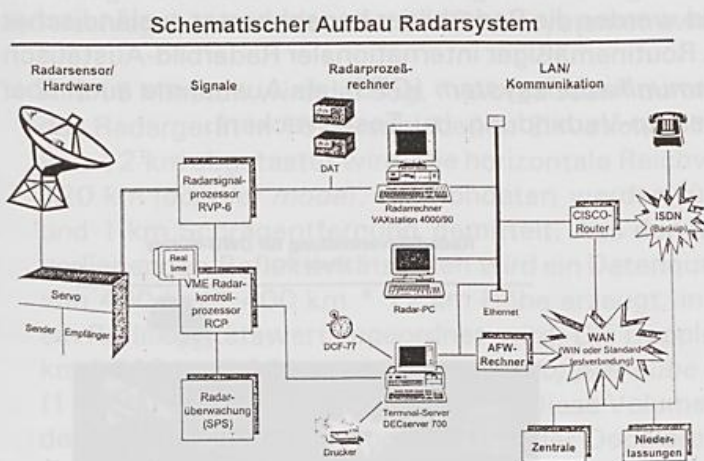


Abb. 2: Komponenten und Kommunikationsanbindung eines Verbundradarstandortes.

Während sich zwischen den nicht-dopplerrfähigen EEC-Anlagen und den Dopplerradarsystemen von Gematronik im Antennen- und im Sender-/Empfängerbereich technische Unterschiede ergeben, sind alle Verbundradaranlagen mit einem einheitlichen **Signalprocessing** ausgerüstet. Durch die im Signalprozessor *RVP-6* verfügbaren Instrumentarien zur Clutterreduzierung (statistisches Clutterfilter, Dopplerfilter) können mit standortabhängigen Feineinstellungen des Filtergrades im operationellen Betrieb unerwünschte Fehlechos ohne gravierende Verluste bei den realen Niederschlagsechos weitgehend

eliminiert werden.

An den Radarstandorten bilden die derzeit als Radarprozeßrechner eingesetzten *DEC-VAXstations* vom Typ *4000/90* unter dem Betriebssystem *VMS* das Zentrum der lokalen Radardatenverarbeitung. Die für das Betriebssystem zugeschnittene Radarsteuerungssoftware *RMV* übernimmt nicht nur die Steuerung und Überwachung des Radars selbst sowie die Aufnahme der digitalisierten *Intensity*- und Dopplerdaten, sondern auch die Generierung der lokalen Radarprodukte (Radarbilder und Datensätze) und die Datenabgabe bzw. die lokale Archivierung auf *DAT*-Tapes.

## 2.3 Die Datenübertragungswege im Radarverbund

Die Anbindung der einzelnen Radarsysteme an das Weitverkehrsnetz des DWD und die Nutzung von *file transfer*-Protokollen (*ftp*) ermöglichen es, die erzeugten Radarbilder quasi in Echtzeit zu Dienststellen mit Wetterüberwachungs- und Vorhersageaufgaben zu übermitteln und sich bei Störungen und zur routinemäßigen Überwachung der Radarsysteme per Fernzugriff auf jeden Radarrechner aufzuschalten. Jeder Radarstandort ist über das *LAN* an die Weitverkehrsinfrastruktur des DWD (Wissenschaftsnetz (*WIM*) oder Standardfestverbindung sowie *ISDN*-Anschluß) angeschlossen. Die Vermittlung aller Radarprodukte innerhalb des DWD erfolgt generell mittels *ftp*-Verbindungen über das DWD-interne *AFD*-Vermittlungssystem (*automatic file distribution*).

Im einzelnen sind derzeit verschiedene Kommunikationsverbindungen für das Funktionieren des Radarverbundes maßgeblich:

- 1) Übertragung aller lokalen Radarprodukte von den Standorten in "realtime" über eine ftp-Verbindung an den nächstgelegenen dezentralen Vermittlungsrechner (AFD-Rechner, üblicherweise an Regionalzentralen)
- 2) Weitervermittlung der Radarprodukte entsprechend einem Verteilungsschema über das AFD-Vermittlungssystem an die Zentrale in Offenbach (für Kompositerstellung, Archivierung, Weitervermittlung, Weiterverarbeitung) und an die Niederlassungen des DWD (u.a. Regionalzentralen (RZn), Luftfahrtberatungszentralen (LBZn), Flugwetterwarten (FWWn)); dabei Direktübertragung auf Radar-PCs zur Bilddarstellung.
- 3) Abgabe zentral erstellter Kompositbilder vom Rechenzentrum Offenbach an DWD-Niederlassungen per AFD-System.  
Weitervermittlung von Kompositbildern und ausgewählten Radarprodukten an externe Nutzer über Anschlüsse an Weitverkehrsinfrastruktur (z.B. Amt für Wehrgeophysik (AWGeophys) und ausländische Wetterdienste über AFSV-Rechner)
- 4) Für das grenzübergreifende Kompositbild werden die Radarbilder benachbarter ausländischer Standorte bzw. Kompositbilder genutzt. Routinemäßiger internationaler Radarbild-Austausch grundsätzlich über das Globale Telekommunikationssystem (GTS), als Ausnahme auch über ECNet via Reading (UK) oder direkt über ftp-Verbindung (zu Testzwecken).

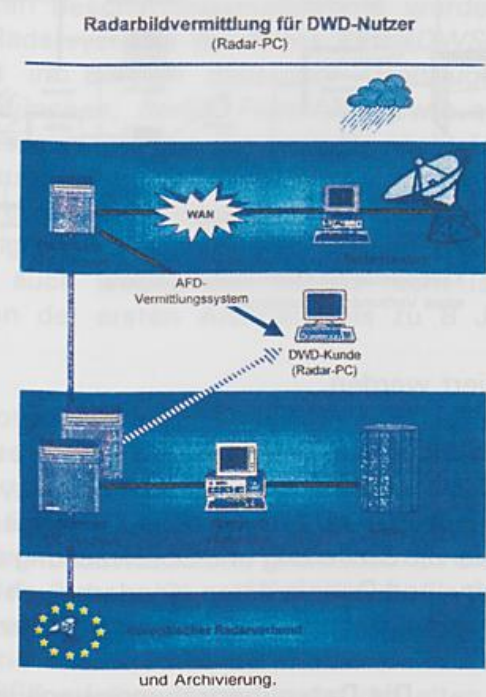


Abb. 3a zeigt schematisch die Kommunikationswege von den Radarstandorten zur Zentrale Offenbach, Abb. 3b die Datenversorgung der Radar-PCs und des Archivs im DWD. Zur zeitgerechten Übertragung aller Radarprodukt wird jeder Radarstandort mit einem Anschluß von mindestens 64 KBit/s ausgerüstet.

Die Versorgung externer Nutzer außerhalb des Deutschen Wetterdienstes und des GeophysBDBw mit den gewünschten Radarprodukten erfolgt grundsätzlich über einen speziell für den jeweiligen Nutzer eingerichteten, Password-geschützten account auf Kommunikationsservern, die an der

Zentrale und später auch an den Regionalzentralen eingerichtet sind. Die *online* bereitgestellten Radarprodukte können vom Kunden bedarfsorientiert von dem Server abgerufen werden.

### 3 Meßstrategie und Produkte des Radarverbundes

Mit Ausnahme der Kompositbildprodukte werden alle lokalen Radarbilder und Niederschlagsdatensätze an jedem Standort direkt erzeugt und für eine spätere Nutzung gespeichert bzw. *online* im DWD vermittelt. Alle Produkte werden in komprimierter Form (im "run-length"-Code) erstellt und bei der Weiterverarbeitung (z.B. Bilddarstellung) entschlüsselt.

Für alle Radarbildprodukte erfolgt die Umrechnung aus Polarkoordinaten in kartesische Koordinaten unter Berücksichtigung der polar-stereographischen Projektion (bezogen auf 60°N und 10°E). In dieser Projektion erfolgt die Bilddarstellung.

#### 3.1 Die Meßstrategie im Radarverbund

Aufgrund der verschiedenen Anforderungen für die Wetterüberwachung und die Kurzzeitvorhersage sowie die Bereitstellung klimatologisch relevanter, flächendeckender Werte der Niederschlagshöhe werden von den Radarsystemen zwei unterschiedliche *Meßzyklen* durchgeführt.

- Alle 15 Minuten wird der sog. "volume scan" durchgeführt, bei dem die Atmosphäre rund um das Radargerät in 18 verschiedenen Elevationswinkeln von 0.5° bis 37.0° bis in eine Höhe von 12 km abgetastet wird. Die horizontale Reichweite beträgt 230 km (*intensity mode*) bzw. 120 km (*doppler mode*). Die Rohdaten werden für jeden Elevationswinkel über 1° Azimuth und 1 km Schrägentfernung gemittelt. Aus den in Polarkoordinaten pro Kegelmantelfläche vorliegenden Reflektivitätsdaten wird ein Datenquader (*intensity-cube*) mit einer Kantenlänge von 400 km \* 400 km \* 12 km Höhe erzeugt, in dem jeder Raumzelle von 1 km<sup>3</sup> Volumen ein Reflektivitätswert zugeordnet wird. Die Dopplerwerte werden analog dazu in einem 200 km \* 200 km \* 12 km umfassenden *doppler cube* mit gleicher Auflösung für jeden Windwert (1 km \* 1 km \* 1 km) abgespeichert. Diese Volumendaten bilden die Basis für die Berechnung der qualitativen Radarprodukte und der Dopplerprodukte.
- Mit einer zeitlichen Auflösung von 5 Minuten wird der "precipitation scan" durchgeführt. Dabei werden die Reflektivitätswerte nur im untersten Elevationswinkel, der wegen bestmöglicher Hindernisfreiheit zwischen 0.5° und 1.8° variieren kann, bis zu einer Schrägentfernung von 120 km aufgenommen. Die wiederum auf 1° Azimuth und 1 km Entfernung gemittelten Werte werden für weitere Auswertungen in Polarkoordinaten in gleicher Auflösung gespeichert. Mit der im Deutschen Wetterdienst operationell eingesetzten Z/R-Beziehung

$$Z = 256.0 * R^{1.42}$$

werden aus den Reflektivitätswerten die Niederschlagsraten berechnet, die in den quantitativen Radardatensätzen ihre Anwendung finden. Die Umrechnung der Datensätze in kartesische Koordinaten bildet die Grundlage für die Bilddarstellung der Reflektivitätsdaten bzw. der berechneten Niederschlagsraten, die mit einer Auflösung von je 1 km<sup>2</sup> für ein 200 km \* 200 km großes Gebiet erfolgt.

#### 3.2 Die Produkte des Radarverbundes

##### 3.2.1 Lokale qualitative Radarprodukte

Basierend auf den im *intensity cube* vorliegenden Radarreflektivitätswerten werden an jedem Radarstandort standardmäßig qualitative lokale Radarprodukte erzeugt und an regionale DWD-Dienststellen und nach Offenbach übermittelt.

○ **Lokale Radarreflektivitätsbilder (PL, OL, PM)**

Das *PL*-Produkt (Abb. 4) beinhaltet die Intensitäten der Radarreflektivität auf einer logarithmischen, sechsstufigen Farbskala (*dBZ*-Werte) mit folgenden Intensitätsabgrenzungen (die aus der *Z/R*-Beziehung bestimmten Niederschlagsraten in Klammern):

> 55.0 <i>dBZ</i>	(> ca. 150.0 mm/h)
46.0 - 55.0 <i>dBZ</i>	(ca. 35.0 - 150.0 mm/h)
37.0 - 45.9 <i>dBZ</i>	(ca. 8.1 - 35.0 mm/h)
28.0 - 36.9 <i>dBZ</i>	(ca. 1.9 - 8.1 mm/h)
19.0 - 27.9 <i>dBZ</i>	(ca. 0.4 - 1.9 mm/h)
7.0 - 18.9 <i>dBZ</i>	(ca. 0.06 - 0.4 mm/h)

Im Winterhalbjahr (1.11. bis 31.03.) wird der Eingangsschwellwert von 7 auf 1 *dBZ* abgesenkt.

**Festzielechos:** Clutterbehandlung durch statistische Clutter-Filterung und durch Dopplerfilter-Verfahren (nur Doppellradarsysteme)

**Produktionsrate:** 15 Minuten  
**Datenvolumen** ca. 4 KByte im Mittel (maximal ca. 9 KByte)

**Datenübertragung:** an RZn, LBZn, FWWn; Rechenzentrum Offenbach; Weitervermittlung an AWGEophys, ausländische Wetterdienste und externe Nutzer

**Darstellungsart:** **Grundriß:** Regionalbild der ***bodennächsten* Reflektivität**; Bildgröße 400km \* 400km, Pixel-Auflösung 2km \* 2km;  
**Aufriß:** Vertikalschnitt der maximalen Echos der Reflektivität in Nord/Süd-Richtung bis 12 km Höhe; Bildfenstergröße 400km \* 12km, Pixel-Auflösung 2km \* 1km  
**Seitenriß:** Vertikalschnitt der maximalen Echos der Reflektivität in West/Ost-Richtung bis 12 km Höhe; Fenstergröße 400km \* 12km, Pixel-Auflösung 2km \* 1km

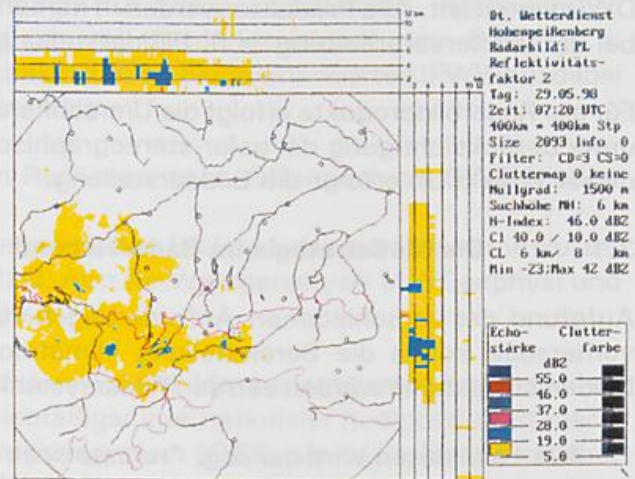


Abb. 4: Lokales Radarreflektivitätsbild (PL).

Zusätzlich sind lokale Bildprodukte mit *ungefilterten* bodennahen Reflektivitätswerten (*OL*) und mit der *maximalen* Reflektivität (*PM*) in Form und Auflösung analog zum *PL*-Produkt verfügbar.

○ **12 Schichten-CAPPI-Produkt (PZ)**

Das *PZ*-Produkt beinhaltet die quasi-dreidimensionale Radarreflektivitätsverteilung in einer logarithmischen, sechsstufigen Farbskala (*dBZ*-Werte) entsprechend den o. a. Intensitätsklassen, aufgliedert für 12 Höhenschichten von 1 km bis 12 km Höhe über Grund mit je einem Reflektivitätsbild pro Höhenschicht (Abb. 5).

**Festzielechos:** Clutterbehandlung durch statistische Clutter-Filterung und durch Dopplerfilter-Verfahren (nur Doppellradarsysteme)

**Produktionsrate:** 15 Minuten  
**Datenvolumen** ca. 15 KByte im Mittel (maximal ca. 40 KByte)

**Datenübertragung:** an RZn, LBZn, FWWn;  
über Zentrale Offen-  
bach Weitervermitt-  
lung an AWGeophys  
nach Bedarf

**Darstellungsart:** 12 Reflektivitätsbilder  
auf einem Bildschirm;  
Bildgröße 400km \*  
400km je Höhen-  
schicht; Pixel-Auf-  
lösung 2km \* 2km

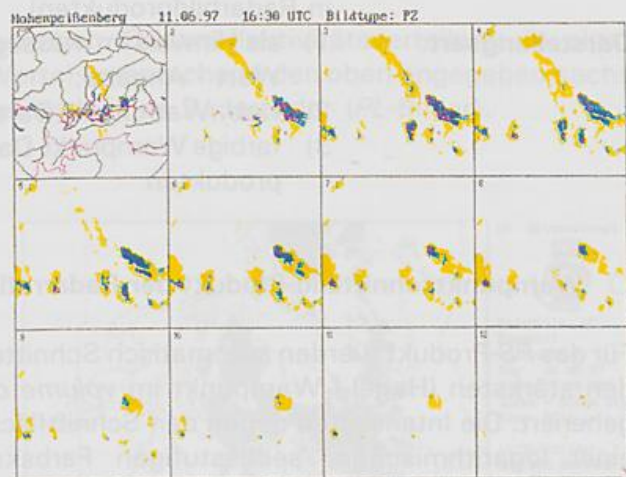


Abb. 5: 12-Schichten-CAPPI-Produkt (PZ).

○ **Echotop-Produkt (PE)**

Das PE-Produkt enthält Höhenangaben für die erfaßten Radarreflektivitäten oberhalb eines vorgegeben Reflektivitätsschwellwertes in einer 12-stufigen Höhenskala von 1 km bis 12 km über Grund (Abb. 6).

**Produktionsrate:** 15 Minuten  
**Datenvolumen** ca. 4 KByte im Mittel (maxi-  
mal ca. 12 KByte)  
**Datenübertragung:** an RZn, LBZn, FWWn  
**Darstellungsart:** Regionalbild: Bildgröße  
400km \* 400km, Pixel-Auf-  
lösung 2km \* 2km

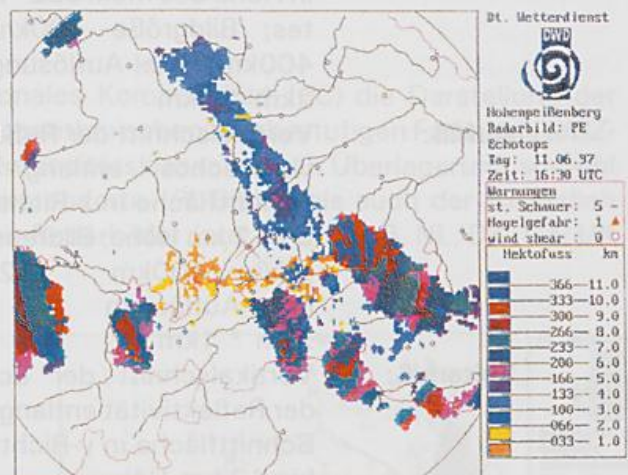


Abb. 6: Echotop-Produkt (PE)

○ **Meteorologisches Warnprodukt (DW)**

Das DW-Produkt erlaubt die Angabe von maximal  
**30 Schauerwarnungen (CI)**  
**30 Hagelgefahr-Warnungen (HI)**  
**30 Windscherungswarnungen (SI; nur bei Dopp-  
lerradar; derzeit in Testphase)**

bei Überschreitung folgender Grenzwerte der Radarreflektivität bzw. der Windgeschwindigkeit:  
**CI:** 40 dBZ in 6 km Höhe und 10 dBZ in 8 km Höhe  
**HI:** 47 dBZ oberhalb der Nullgradgrenze (nur an Cube-Elementen mit bereits aufgetretender Überschreitung des CI-Kriteriums)  
**SI:** 14 m/s pro Entfernungskilometer (nur Dopplerradar)

**Produktionsrate:** 15 Minuten  
**Datenvolumen** ca. 1 KByte im Mittel (maximal ca. 2 KByte)

- Datenübertragung:** an RZn, LBZn, FWWn sowie an andere Nutzer (als integrierte Warnpunkte in Radarbildprodukten)
- Darstellungsart:**
- 1) als Hinweis im *message*-Teil der Bildprodukte mit Koordinaten- und *dBZ*-Wert - Angabe;
  - 2) farb. Warnpunkt-Darstellung (**DW**-Bild) im Grundriß 400km \* 400km
  - 3) farbige Warnpunkt-Darstellung in lokalen Radarbildern und Kompositbildprodukten

○ **Warnpunktschnittbild-Produkt der Radarreflektivität (PS)**

Für das *PS*-Produkt werden automatisch Schnitte der Radarreflektivität in *x*- und *y*-Richtung durch den stärksten (Hagel-) Warnpunkt im *volume cube* in der Höhe mit dem maximalen *dBZ*-Wert generiert. Die Intensitäten der an den Schnittflächen auftretenden Radarreflektivitäten werden auf einer logarithmischen, sechsstufigen Farbskala (*dBZ*-Werte) mit den oben angegebenen Intensitätsabgrenzungen dargestellt (Abb. 7).

- Produktionsrate:** 15 Minuten
- Datenvolumen** ca. 4 KByte im Mittel (maximal ca. 9 KByte)
- Datenübertragung:** an RZn, LBZn, FWWn
- Darstellungsart:**
- Grundriß:** Regionalbild der Reflektivität in Höhe des max. *dBZ*-Wertes; Bildgröße 400km \* 400km; Pixel-Auflösung 2km \* 2km
- Aufriß:** Vertikalschnitt der Reflektivitätsechos entlang der Schnittfläche in *x*-Richtung bis 12 km Höhe; Bildfenstergröße 400km \* 12km; Pixel-Auflösung 2km \* 1km
- Seitenriß:** Vertikalschnitt der Echos der Reflektivität entlang der Schnittfläche in *y*-Richtung bis 12 km Höhe; Fenstergröße 400km \* 12km; Pixel-Auflösung 2km \* 1km

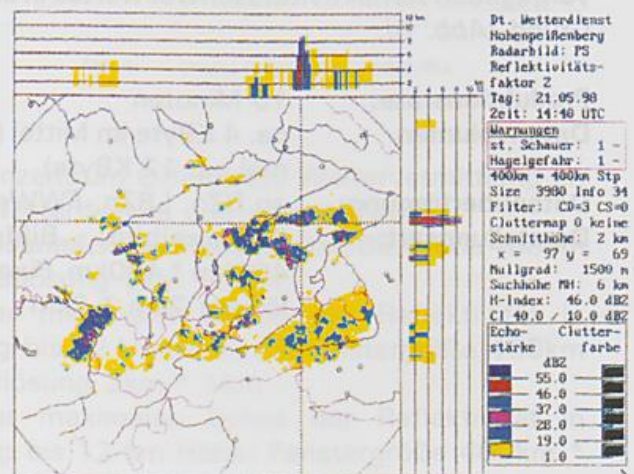


Abb. 7: Warnpunkt-Schnittbild (PS).

### 3.2.2 Qualitative Kompositbildprodukte

Die Generierung der Kompositprodukte erfolgt im Rechenzentrum Offenbach durch Überlagerung lokaler Reflektivitätsprodukte (*PL*). In den Überlagerungsbereichen von mehreren Radarstandorten wird jeweils die stärkste, von einem Radarsystem in diesem Gebiet erfaßte Intensität für das Kompositbild verwendet. Für das internationale Kompositprodukt werden zusätzlich lokale Radarbilder bzw. Kompositbildprodukte aus dem benachbarten Ausland nach einer Anpassung an Intensitäten und Formate der deutschen Radarbilder integriert.

Bei den Kompositprodukten werden durch einfache Filteralgorithmen Streuechos eliminiert. Die in den lokalen Radarbildern des DWD enthaltenen Warnpunkte werden auch in den Kompositprodukten darstellbar.

○ Nationales Kompositbild (PC)

Das PC-Produkt (Abb. 8) beinhaltet die bodennahen Radarreflektivitätsverteilung in einer logarithmischen, sechsstufigen Farbskala (dBZ-Werte) entsprechend den oben angegebenen sechs Intensitätsklassen durch Überlagerung der einzelnen lokalen Radarbilder (PL-Bilder).

**Festzielechos:** vorgegeben durch die lokalen Radarbilder

**Produktionsrate:** 15 Minuten

**Datenvolumen:** ca. 4 KByte im Mittel (maximal ca. 12 KByte)

**Datenübertragung:** vom Rechenzentrum Offenbach an RZn, LBZn, FWWn sowie AWGeophys, ausländische Wetterdienste u. externe Nutzer

**Darstellungsart:** Deutschland und angrenzende Gebiete; Bildgröße 920km \* 920km; Pixel-Auflösung 4km \* 4km

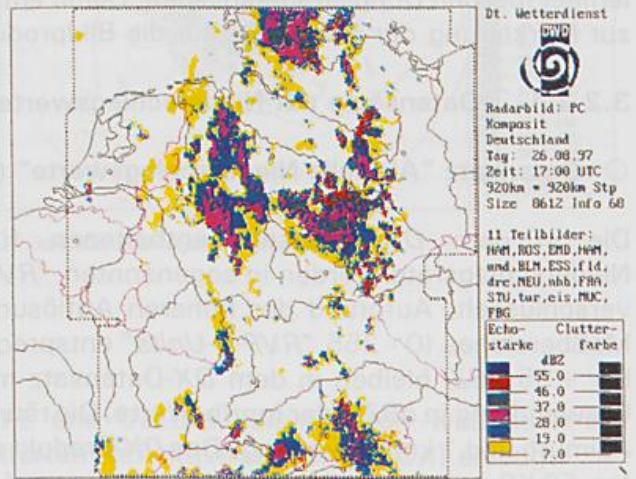


Abb. 8: Nationales Kompositbild (PC).

○ Internationales Kompositbild (PI)

Das PI-Produkt (Abb. 9) beinhaltet wie das nationale Kompositbild (PC) die Darstellung der bodennahen Radarreflektivitätsverteilung in einer logarithmischen, sechsstufigen Farbskala (dBZ-Werte) entsprechend den oben angegebenen sechs Intensitätsklassen durch Überlagerung sowohl der einzelnen lokalen Radarbilder deutscher Radarstandorte (PL-Bilder) als auch der zusätzlich verwendeten ausländischen lokalen bzw. Komposit-Radarbilder (aus A, CH, F, B, NL, DK, CZ; UK derzeit zu Testzwecken).

**Festzielechos:** vorgegeben durch die verwendeten Radarbilder bzw. Kompositbilder

**Produktionsrate:** 15 Minuten

**Datenvolumen:** ca. 12 KByte im Mittel (maximal ca. 20 KByte)

**Datenübertragung:** vom Rechenzentrum Offenbach an RZn, LBZn, FWWn sowie an AWGeophys, ausländische Wetterdienste u. externe Nutzer

**Darstellungsart:** Mitteleuropa-Ausschnitt; Bildgröße 1.440km \* 1.440km; Pixel-Auflösung 4km \* 4km

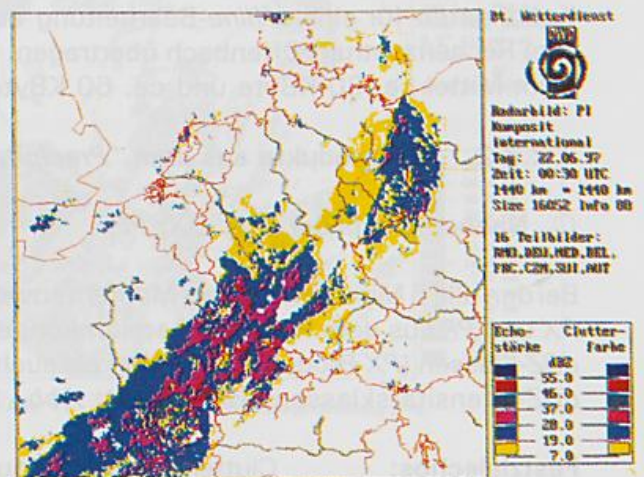


Abb. 9: Internationales Kompositbild (PI).

Zusätzlich wird noch ein Norddeutschland-Teilkomposit (NC) mit einer Auflösung von 2km \* 2km generiert, das z.Z. nur *offline* aus dem Archiv zur Verfügung steht.

### 3.2.3 Radarprodukte aus dem "Precipitation Scan"

Aus den Reflektivitätsdaten des "precipitation scan" werden mit Hilfe der Z/R-Beziehung Niederschlagswerte berechnet und diese in verschiedenen Datensätzen als Niederschlagssummen für die weitere (klimatologische) Auswertung zur Verfügung gestellt oder als daraus abgeleitete Bildprodukte *online* an die Nutzer übertragen. Auch bei den Daten des "precipitation scan" erfolgt seit Mitte 1998 operationell eine Clutterbehandlung durch statistische Clutterfilterung bzw. Dopplerfilter (bei den Dopplerradaranlagen). Damit entfällt die bisherige Anwendung eigener Cluttermaps zur Markierung der Festechos für die Bildprodukte des "precipitation scan".

#### 3.2.3.1 Datensätze mit Niederschlagswerten

##### ○ Datensatz "Aktuelle Niederschlagswerte" (DX)

Die in dem DX-Datensatz enthaltenen fünf-minütigen Momentanwerte der aktuellen Niederschlagsrate werden in sogenannten "RVP-6-Units" ( $(RVP-6-Unit/2) + 32.5 = \text{dBZ-Wert}$ ) verschlüsselt. Aufgrund des höheren Auflösungsvermögens dieser "Units" (0.5 dBZ) und des Meßbereiches (0 - 255 "RVP-6-Units" entsprechend einem Reflektivitätsbereich von -32.5 dBZ bis +95 dBZ) bleiben in dem DX-Datensatz mehr Informationen erhalten als bei der direkten Umwandlung in dBZ- oder mm/h-Werte. Die räumliche Auflösung der Momentanwerte beträgt 1° Azimuth und 1 km Entfernung. Das DX-Produkt mit einem mittleren Datenvolumen von 25 kBytes (ca. 50 KBytes max.) wird in  $r, \phi$ -Koordinaten auf DAT-Tape für eine *offline*-Bearbeitung gespeichert ab Herbst 1998 *online* zum Rechenzentrum Offenbach übertragen.

##### ○ Datensätze "Stündliche Niederschlagshöhe" (DH) und "Tägliche Niederschlagshöhe" (DD)

Durch Aufsummierung von je 12 fünf-minütigen Momentanwerten (umgerechnet in mm/h) wird die stündliche Niederschlagshöhe für den Zeitraum HH:30 bis HH+1:25 ermittelt und als DH-Produkt gespeichert. Die Summation der stündlichen Niederschlagshöhen (DH-Produkt), die im Radarrechner intern als Zwischensummenprodukt DS für das Bildprodukt PH (s.u.) vorgehalten werden, erfolgt die Erstellung der täglichen Niederschlagshöhe (DD-Produkt).

Bei beiden Produkten werden die Werte der Niederschlagshöhen als 16-Bit-Werte mit einer Auflösung in Zehntel-Millimeter bis zu einem Maximalwert von 409.5 mm verschlüsselt. Die räumliche Auflösung beträgt 1° Azimuth und 1 km Entfernung. Die Daten werden in  $r, \phi$ -Koordinaten für eine *offline*-Bearbeitung auf DAT-Tape gespeichert und ab Herbst 1998 *online* zum Rechenzentrum Offenbach übertragen. Die Datenvolumina beider Produkte (DH, DD) betragen je im Mittel ca. 30 KByte und ca. 60 KByte maximal.

#### 3.2.3.2 Bildprodukte aus dem "Precipitation Scan"

##### ○ Nahbereichsbilder (PX, OX; PF)

Bei den alle 5 Minuten aus den Momentanwerten der Radarreflektivität generierten Bildprodukten PX und PF aus dem Radarnahbereich können die Reflektivitätswerte sowohl in den bekannten 6 dBZ-Klassen (PX-Produkt; Abb. 10a) als auch in höherer Auflösung in 15 farblich gekennzeichneten dBZ-Intensitätsklassen (PF-Produkt; Abb. 10b) dargestellt werden.

<b>Festzielechos:</b>	Clutterbehandlung durch statistische Clutter-Filterung und Dopplerfilter (nur Dopplerradarsysteme); derzeit Testphase (Feintuning der Filtereinstellungen für operat. Betrieb)
<b>Produktionsrate:</b>	5 Minuten
<b>Datenvolumen</b>	ca. 6 KByte im Mittel (maximal ca. 12 KByte)
<b>Datenübertragung:</b>	an RZn, LBZn, FWWn und externe Nutzer aus der Wasserwirtschaft
<b>Darstellungsart:</b>	Radarreflektivität im Radar-Nahbereich; Bildgröße 200km * 200km; Pixel-Auflösung 1km * 1km

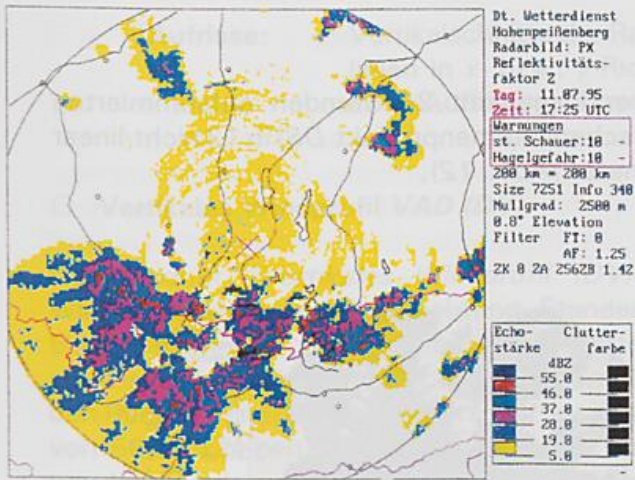


Abb. 10a: Nahbereichsbild (PX).

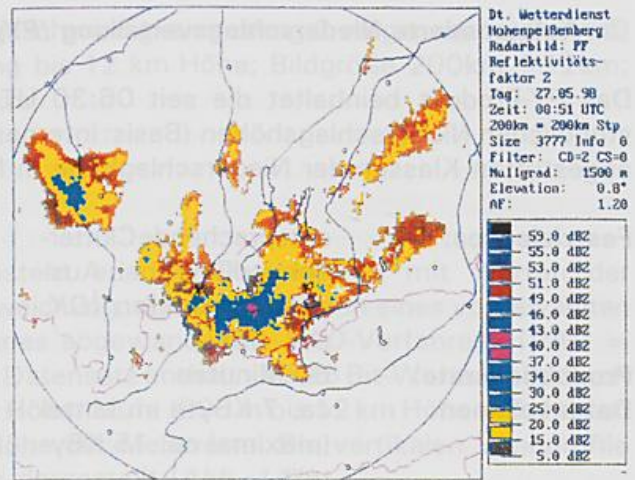


Abb. 10b: Hochaufgelöstes Nahbereichsbild (PF).

Analog zu den lokalen Reflektivitätsprodukten *PL* und *OL* des *volume scan* wird auch im *precipitation scan* ein Nahbereichsbild mit ungefilterten Reflektivitätswerten (*OX*) erzeugt.

### ○ Einstündige Niederschlagsverteilung (*PH*)

Mit dem *PH*-Bildprodukt kann die Verteilung der stündl. Niederschlagshöhe aus dem *DH*-Datensatz in 12 nicht-linear abgestuften Klassen der Niederschlagshöhe in Millimeter (*Abb. 11*) dargestellt werden.

<b>Festzielechos:</b>	entsprechend Clutterbehandlung bei Ausgangsprodukten ( <i>DX</i> , <i>DH</i> )
<b>Produktionsrate:</b>	60 Minuten
<b>Datenvolumen</b>	ca. 7 KByte im Mittel (maximal ca. 15 KByte)
<b>Datenübertragung:</b>	an RZn, LBZn, FWWn u. externe Nutzer aus der Wasserwirtschaft
<b>Darstellungsart:</b>	Niederschlagshöhe im Radar-Nahbereich; Bildgröße 200km * 200km; Pixel-Auflösung 1km * 1km

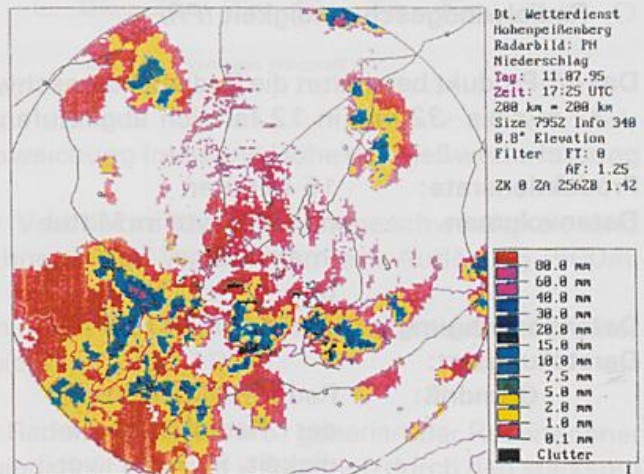


Abb. 11: Einstündige Niederschlagsverteilung (*PH*).

○ **Aufsummierte Niederschlagsverteilung (PY)**

Das PY-Produkt beinhaltet die seit 06:30 UTC über insgesamt 24 Stunden aufsummierten stündlichen Niederschlagshöhen (Basis: internes Zwischensummenprodukt DS) in 12 nicht-linear abgestuften Klassen der Niederschlagshöhe in Millimeter (Abb. 12).

**Festzielechos:** entsprechende Clutterbehandlung bei Ausgangsprodukten (DX, DH, DS)

**Produktionsrate:** 60 Minuten  
**Datenvolumen** ca. 7 KByte im Mittel (maximal ca. 15 KByte)

**Datenübertragung:** an RZn, LBZn, FWWn u. externe Nutzer aus der Wasserwirtschaft

**Darstellungsart:** Niederschlagshöhe im Radar-Nahbereich; Bildgröße 200km \* 200km; Pixel-Auflösung 1km \* 1km

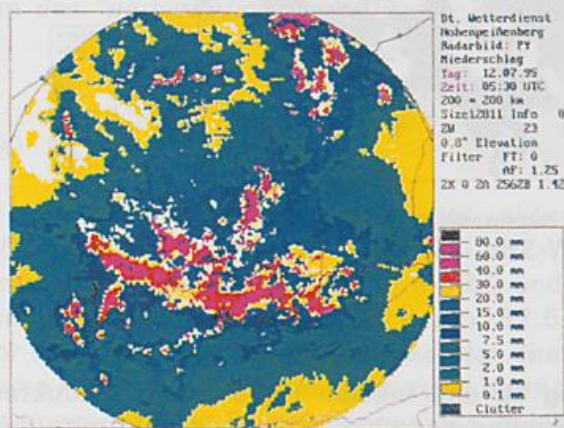


Abb. 12: Aufsummierte Niederschlagsverteilung (PY).

**3.2.4 Dopplerradarprodukte**

Derzeit werden die Dopplerprodukte *Radialwindgeschwindigkeit* und vertikales Windprofil (VAD) an den Dopplerradar-Standorten operationell erzeugt. Weitere Dopplerradarprodukte sind noch in der Entwicklung oder werden nur zu Testzwecken temporär an ausgewählten Dopplerradar-Standorten generiert.

○ **Radialwindgeschwindigkeit (PR)**

Das PR-Produkt beinhaltet die Radialwindgeschwindigkeit in einem Geschwindigkeitsbereich von +32 m/s bis -32 m/s in 12 farblich abgestuften Klassen (Abb. 13).

**Produktionsrate:** 15 Minuten  
**Datenvolumen** ca. 10 KByte im Mittel (maximal ca. 15 KByte)

**Datenübertragung:** an RZn und LBZn

**Darstellungsart:** Grundriß: Radar-Nahbereichsbild der Radialgeschwindigkeit in einer vorgegebenen Höhe (Standardwert 2 km Höhe); Bildgröße 200km \* 200km; Pixel-Auflösung 1km \* 1km

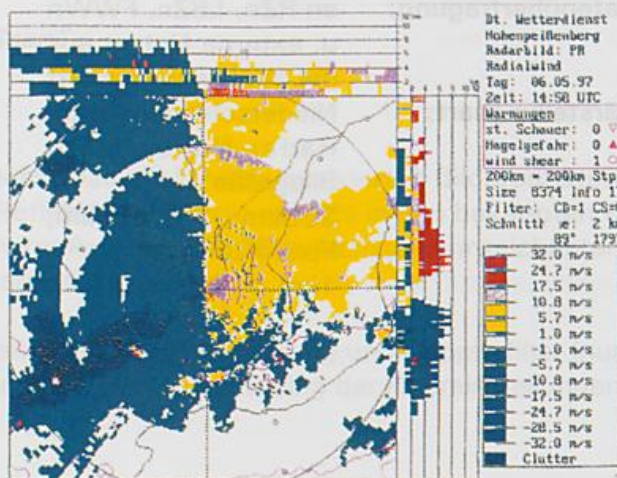


Abb. 13: Radialwindgeschwindigkeit (PR).

**Auftritte:** Vertikalschnitte der Radialgeschwindigkeit entlang 2 vorgegebener Schnittlinien in x- bzw. y-Richtung bis 12 km Höhe; Bildgröße 200km \* 12km; Pixel-Auflösung 1km \* 1km

○ **Vertikales Windprofil VAD (DV)**

Das Produkt "Vertikales Windprofil (DV)" besteht aus 24 Datensätzen mit Werten der Windgeschwindigkeit, Windrichtung, Standardabweichung, die aus den Daten eines vorgewählten Elevationswinkels des *Volume Scans* mittels eines abgewandelten VAD-Verfahrens (*VAD = velocity azimuth display*) errechnet werden. Jeder Datensatz enthält - als 16 Bit-Worte binär durch den Radarrechner abgespeichert - für jeweils eine Höhenstufe (500 m bis 12 km Höhe in Schritten von 500 m) neben den Windwerten auch die Höhe der Meßwerte. Die vertikalen Windprofile werden üblicherweise in ihrer zeitlichen Abfolge dargestellt (*Abb. 14*).

**Produktionsrate:** 15 Minuten  
**Datenvolumen** ca. 4 KByte  
**Datenübertragung:** an RZn, LBZn, FWWn zur Bilddarstellung auf Radar-PCs; zum Rechenzentrum Offenbach zwecks Bereitstellung in *BUFR*-Format auf der Datenbank als Input für die numerische Analyse (derzeit im Test)

- Darstellungsart:**
- 1) (binärer) Datensatz von 24 Werte-Quadrupeln, jeweils mit den Werten Windgeschwindigkeit (m/s), Windrichtung (Grad), Standardabweichung (m/s) und Höhe der Meßwerterfassung (m)
  - 2) zeitlicher Verlauf der Vertikalprofile von Windgeschwindigkeit und Richtung, gekennzeichnet durch Windpfeile; vert. Auflösung 500m

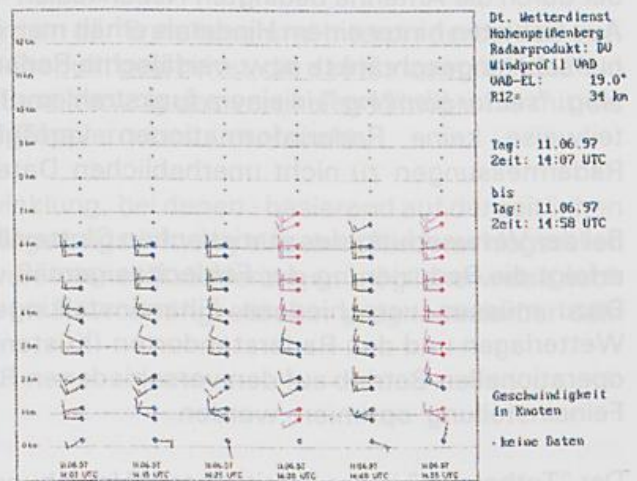


Abb. 14: Vertikales Windprofil (DV).

Die Darstellung der vertikalen Windprofile auf den Radar-PCs erfolgt im DWD erst mit Einsatz einer neuen Radarbild-Darstellungssoftware (voraussichtlich Ende 1998).

Analog zu dem Warnpunktschnittbild-Produkt der Radarreflektivität (*PS*) generiert der Radarrechner automatisch auch Schnitte der Radialwindgeschwindigkeit in x- und y-Richtung durch den stärksten (Hagel-) Warnpunkt in der Höhe, in der der maximale *dBZ*-Wert zu verzeichnen ist (*PV*-Produkt).

Die Integration weiterer Dopplerprodukte (z.B. Windscherungen, *Uniform-Wind*-Produkt) in den operationellen Betrieb setzt eine umfassende Kenntnis der auftretenden Erscheinungen und Erfahrungen mit der Interpretation der Doppler-Bildprodukte voraus, die zur Zeit in umfangreichen Studien am *Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg (MOHp)* gewonnen werden.

### 3.3 Radarverbundspezifische Fehlerquellen bei den Radarprodukten

Neben den bekannten allgemeinen Problemen der Radarmessmethode (instrumentelle Eichung, Entfernungabhängigkeit der Datenqualität, *bright band*-Effekt, unvollständiges *beam-filling*, Approximationen bzgl. der Tropfenspektren und des Aggregatzustandes der Hydrometeore, Nebenkeuleneffekte, Dämpfungseffekte durch Niederschlag, anomale Ausbreitungsbedingungen etc.) weisen die Radarmessungen weitere Fehler auf, die für den Radarverbund spezifisch sind.

Diese werden einerseits durch den Typ des Radarsystems und den damit verbundenen Einschränkungen (Wellenlänge, Antennenkonfiguration etc.) und andererseits durch die Standortauswahl und die damit verbundene Hindernisfreiheit bzw. den daraus resultierenden Abschattungseffekten durch topographische Hindernisse oder funkmeßtechnische Einrichtungen (z.B. Fernsehsendemasten) hervorgerufen. Fehler sind desweiteren durch die DWD-spezifische Meßstrategie und durch die für die Auswertung der quantitativen Radarniederschlagsdaten im operationellen Betrieb ausgewählte, invariable Z/R-Beziehung bedingt.

Bei topographischen Hindernissen in der Umgebung des Standortes können - insbesondere infolge der durch die Antenne bedingten Nebenkeulen - wiederholt unerwünschte Festzielechos auftreten. Aus Gebieten hinter einem Hindernis erhält man infolge der standortbedingten Abschattungseffekte nur sehr eingeschränkte bzw. verfälschte Radarinformationen. Bei Ausblenden des Radarsenders (sog. "*sector blanking*") in einem funkstrahlempfindlichen Bereich sind aus dem betreffenden Sektor teilweise keine Radarinformationen verfügbar, die insbesondere bei den quantitativen Radarmessungen zu nicht unerheblichen Datenlücken führen können.

Bei der Verwendung des statistischen Clutterfilters sowie des Dopplerfilters (an Doppleranlagen) erfolgt die Reduzierung der Fehlechos gemäß voreingestellte Schwellwerte im Signalprozessor. Dazu müssen verschiedene Filtereinstellungen in Abhängigkeit von den unterschiedlichen Wetterlagen und den Radarstandorten (Küstenstandort, Gebirgsstandort) erarbeitet und für den operationellen Betrieb auf den verschiedenen Radarsystemen jeweils individuell im Rahmen einer Feineinstellung optimiert werden.

Der "Totbereich" in der unmittelbaren Umgebung über dem Radarsystem, der durch den maximalen Elevationswinkel beim "*volume scan*" (im DWD 37 Grad) hervorgerufen wird, erschwert eine Verfolgung bzw. Überwachung der Niederschlagszellen im Nahbereich des Radarstandortes durch die vorgetäuschte Abschwächung bzw. Intensivierung des Niederschlages, wenn das Regengebiet über den Radarstandort hinwegzieht.

Bei der Darstellung von *PPI*-Produkten (speziell Echotop-Produkt (*PE*) und 12-Schichten-*CAPPI*-Produkt (*PZ*)) treten wiederholt ringförmige Strukturen in größerer Entfernung um den Radarstandort auf. Diese werden durch die Transformation der über die Schrägentfernung gemittelten Rohdaten von Polarkoordinaten in ein kartesisches Koordinatensystem hervorgerufen, da bei dieser Transformation die Rohdaten von Kegelmantelflächen auf konstante Höhenflächen zugeordnet werden.

Die feste Z/R-Beziehung im operationellen Betrieb führt insbesondere bei Niederschlägen mit sehr variablen Tröpfchengrößenverteilungen zu verfälschten Niederschlagsraten, da das reale Tropfenspektrum nicht berücksichtigt werden kann. Die aufgrund der festen Z/R-Beziehung und der Abschattungs- und Dämpfungseffekte verursachten Abweichungen der Radarniederschläge von den bodengestützten Niederschlagsmessungen können durch entsprechende Aneichverfahren minimiert werden, indem Aneichfaktoren aus dem Verhältnis Radarniederschlag zu Bodenniederschlag entwickelt werden. Aufgrund mehrjähriger Vergleiche von Bodenniederschlagsmessungen und den *DH*- und *DD*-Radardatensätze liegen für einige Radarstandorte bereits Aneichfaktoren für die *offline*-Aneichung vor. Eine *online*-Aneichung des Radarniederschlages an ein fernmeldendes Bodenniederschlagsmeßnetz ist erst mittelfristig möglich (Projekt *RADOLAN*).

### 3.4 Radarprodukte in der Entwicklung

Ein Schwerpunkt in der Weiterentwicklung der Radarprodukte bleibt die Verbesserung der Filtereinstellungen bei den statistischen Clutterfilteralgorithmen und dem Dopplerfilter im operationellen Betrieb dar, um die Fehlechos durch Boden- und Hindernisreflektionen sowie durch anomale Ausbreitungsbedingungen möglichst ohne Verluste an realen aufgetretenen Niederschlagsechos zu eliminieren.

Für einen radarmeteorologischen Überblick im regionalen Bereich mit möglichst hoher räumlicher Auflösung (2km \* 2km) ist die Generierung von Teilkompositbildern geplant. Echotop-Kompositprodukte sind mittelfristig vorgesehen.

Im Rahmen des internationalen Radarbild austausches ist auch die Erstellung eines nationalen Echotop-Kompositbildes in der Diskussion, um europaweit die Niederschlagsobergrenzen für den Luftverkehr bereitstellen zu können. Für die bodennahe Reflektivitäten bzw. die maximalen Reflektivitätswerte ist gleichfalls eine Erweiterung des internationalen Kompositbildes auf ein "Europa-Komposit" unter Einbeziehung möglichst vieler Radarbilder aus Europa geplant.

Hinsichtlich der Auswertung der Dopplerdaten wird an der Erstellung und Interpretierbarkeit von Windscherungsprodukten und einem *Uniform-Wind*-Produkt gearbeitet, die das horizontale Windfeld in Standortnähe aufzeigen. Desweiteren wird die Bestimmung des vertikalen Windprofils mittels *VVP*-Algorithmen unter Nutzung des kompletten Dopplercubes untersucht.

Für Nowcasting-Zwecke sind Produkte in der Entwicklung, bei denen - basierend auf der zeitlichen Abfolge von *PL*- bzw. *PX*-Radarbildern - auf die Verlagerungsrichtung einzelner Niederschlagszellen geschlossen werden kann und über die Ableitung von Intensitätsänderungen möglicherweise auch die Intensivierung bzw. Abschwächung der Zelle im Nowcastingzeitraum prognostizierbar sein wird.

## 4 Darstellung der Radarbildprodukte

Die Radarbildprodukte werden im DWD auf vernetzten Radar-PC (*Windows-NT*) mit eigener Software (*RaBiD*) dargestellt, die neben dem Bildaufbau und Animationsmöglichkeiten auch den Datenempfang verwaltet. Entsprechende Hintergrundkarten ermöglichen eine geographische Zuordnung der Niederschlagsfelder. Die Einführung einer neuen, auf der Graphiksoftware *IDL* basierenden Bild darstellung software (*IDLRA-BID*) mit verbesserten Overlays und hoher Funktionalität bzgl. der Darstellung, Animation und Manipulation aller Radarbildprodukte ist für 1999 geplant. Diese Software kann mit einigen Modifikationen auch auf *UNIX*-Systemen eingesetzt werden.

Kompositprodukte werden auch an das *Meteorologische Applikations- und Präsentationssystem (MAP)* des DWD abgegeben, in dem die Radarbilder mit weiteren signifikanten Informationen (Satellitenbilder, Bodenmeßwerte, numerische Felder) überlagert werden können (Abb. 15). Die Darstellung weiterer Radarbildprodukte auf den *MAP*-Workstations ist in Zukunft vorgesehen.

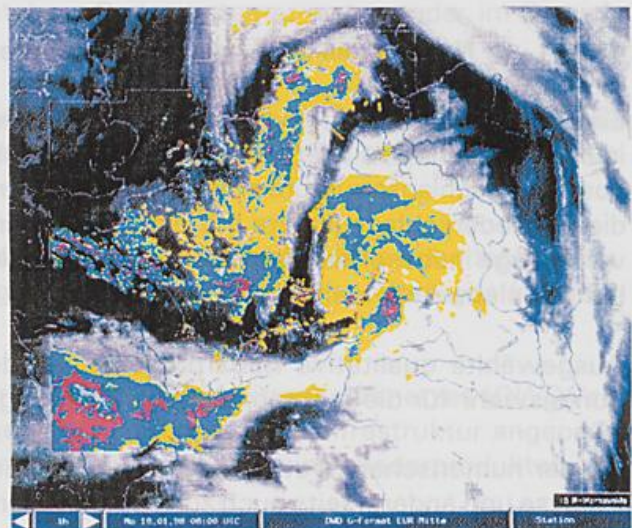


Abb. 15: Radarkompositbild im MAP-System (Darstellung auf überlagertem Satellitenbild).

Weiterhin sind ausgewählte Radarbilder auf Satelliten-Workstations, dem Selfbriefingsystem für Luftfahrtkunden (*pc\_met*) und im DWD-Intranet verfügbar. Eine routinemäßige Verfügbarkeit von Radarprodukten im Internet ist jedoch bisher nicht vorgesehen.

Die im Rechenzentrum Offenbach archivierten Radarbildprodukte (z.Z. lokale Radarbilder deutscher Standorte (*PL*) sowie die nationalen und internationalen Kompositprodukte *PC* und *PI*) können mit einer eigenen Nutzer-Software ("*PICK & SHOW*") dearchiviert und dargestellt werden. Mit dieser Software ist auch die Möglichkeit gegeben, dearchivierte Radarbilder in einem gängigen Graphikformat (z.B. *GIF*) auszugeben, so daß die Bilddarstellung auch mit handelsüblichen Graphikprogrammen auf beliebigen PCs erfolgen kann.

## **5 Internationaler Radarbild austausch und Produkterstellung**

Um bereits im Vorfeld radarmeteorologische Informationen aus dem Ausland zu erhalten, werden Radarbilddaten bzw. Kompositbildprodukte aus den angrenzenden Staaten übernommen. Aufgrund bilateraler Abkommen erfolgt der Radarbild-Austausch routinemäßig mit *Österreich*, der *Schweiz*, *Frankreich*, *Belgien*, den *Niederlanden*, *Dänemark* und der *Tschechischen Republik*. Die Nutzung britischer Radarbilder befindet sich derzeit in einer Testphase. Der Austausch von Radarbildprodukten mit weiteren europäischen Wetterdiensten ist für die Zukunft vorgesehen.

Gemäß internationaler Übereinkunft werden die Radarbilddaten für den internationalen Austausch im *WMO FM 94 BUFR* - Format verschlüsselt und über das *GTS*-System, in Ausnahmefällen auch über das *ECNet* zu den nationalen Kommunikationszentren vermittelt. Die *BUFR* - Verschlüsselungssoftware für den internationalen Radarbild-Austausch wurde in Österreich (TU Graz) für den operationellen, rechnerunabhängigen Betrieb entwickelt und wird jetzt europa-einheitlich bei den Wetterdiensten eingesetzt.

Die softwaretechnischen Voraussetzungen für den internationalen Radarbild-Austausch wurden innerhalb der *GORN*-Gruppe geschaffen. Die Arbeiten der *GORN*-Gruppe werden unter Erweiterung des Aufgabenspektrums in dem *EUMETNET*-Programm "*OPERA*" fortgeführt.

Da sich die Radarbilder der verschiedenen Wetterdienste teilweise erheblich unterscheiden, ist bei der Erstellung internationaler Kompositbilder im DWD eine Anpassung der ausländischen Produkte an den deutschen Standard anhand mitgelieferter Informationen über die geographischen Koordinaten, die Projektion und die verwendeten Intensitätsklassen notwendig.

## **6 Nutzerkreis und Anwendungsbreite der Radarprodukte**

Ein Schwerpunkt der Anwendungen der verschiedenen Produkte des Radarverbundes liegt im DWD in der flächenhaften Wetterüberwachung im lokalen und regionalen Bereich. Durch das Erfassen von Niederschlagsstrukturen unterschiedlichster Intensität und der Verfolgung von Verlagerungen dieser Niederschlagsgebiete mittels der Bildanimation können Informationen für die Kurzzeitfristvorhersage insbesondere zur Warnung vor Starkniederschlagsereignissen und Hagelgefahr sowie bei Dopplerradarsystemen vor dem Auftreten starker Turbulenz abgeleitet werden.

Ausgewählte qualitative Radarprodukte werden vom Geophysikalischen Beratungsdienst der Bundeswehr für die meteorologische Beratung insbesondere der fliegenden Verbände genutzt.

Bei der numerischen Wettervorhersage können Radarinformationen einerseits als Input für die Analyse und andererseits auch zur Verifikation neuer Modellentwicklungen für die Niederschlagsvorhersage verwendet werden.

Radarniederschlagsinformationen werden auch im Bereich der bundesweiten Radioaktivitätsüberwachung (*IMIS*) genutzt.

Am *MOHp*, an Großforschungseinrichtungen und an Universitätsinstituten werden Radardaten für Forschungszwecke, teilweise auch für Lehrveranstaltungen verwendet.

Luftfahrtgesellschaften, Flughafenbetreibern und der Allgemeinen Luftfahrt helfen Radarinformationen über aktuelle Niederschlagsereignisse bei der Flugvorbereitung und für Maßnahmen am Boden.

Mit der Nutzung von Radarbildinformationen zur Medienversorgung wird ein weiterer Anwendungsbereich der Radarmessungen erschlossen.

Die flächendeckend erfaßten Niederschlagsdaten geben den agrarmeteorologischen Beratungsstellen und - als externen Nutzern - den landwirtschaftlichen Betrieben Aufschluß über die Niederschlagstätigkeit und damit unter anderem auch über die Bodenfeuchte.

Radardaten werden auch im Rahmen der Schadensregulierungen in Gutachten für Versicherungen bzw. von diesen Gesellschaften direkt verwendet.

Die insbesondere aus den quantitativen Radardaten abgeleiteten, flächendeckenden Niederschlagshöhen ergänzen das Bodenniederschlagsmeßnetz für eine langfristige Auswertung dieser Datensätze im klimatologischen und hydrometeorologischen Aufgabenbereich. Dabei stehen die hydrologischen und wasserwirtschaftlichen Anwender als "Hauptkunden" von quantitativen Radarniederschlagsdaten im Vordergrund. Eine Übersicht über die für wasserwirtschaftliche Nutzer interessanten Radarprodukte ist bei dem *Geschäftsfeld Hydrometeorologie* im Rahmen des Projektes "*AKORD*" (*Anwender-koordinierte Organisation von Radardaten*) als Produktkatalog erschienen.

Die Anwendung von Radardaten sowohl im DWD als auch bei zahlreichen externen Kunden geht inzwischen weit über den klassischen meteorologischen Einsatzbereich hinaus und schlägt sich in einem weiten Anwendungsspektrum nieder.

## 7

### Aussichten

Der Endausbau des Radarverbundes mit 16 Radarsystemen, davon mindestens 11 dopplertauglich, wird Mitte 1999 abgeschlossen werden. Für eine ab etwa 2005 anstehende Ersatzbeschaffung muß die Weiterentwicklung für operationell einsetzbare Radarsysteme, insbesondere im Bereich der Polarisierungstechnik berücksichtigt werden.

Alle derzeit verwendeten Radarprozeßrechner (*VAXstations* vom Typ *4000/90* der Firma *DEC*) werden im bis 2001 durch *UNIX-Workstations* ersetzt, auf denen dann auch eine neue Radarapplikationssoftware eingesetzt wird.

Die weitere Optimierung der Logistik und des Radarservices gewährleisten eine hohe technische Betriebssicherheit der operationellen Radaranlagen und somit eine hohe Verfügbarkeit der radarmeteorologischen Informationen.

Die vollständige Übertragung der Radardaten innerhalb des DWD-Weitverkehrsnetzes (*DWDNet*) muß an die jeweiligen Änderungen bzw. Ergänzungen der Kommunikationsinfrastruktur angepaßt werden, um eine zeitgerechte Übertragung einer großen Anzahl von Radarprodukten zu ermöglichen.

Eine weitere Aufgabe für den Radarverbund besteht in nächster Zukunft darin, die Datenabgabe an einen breiten Nutzerkreis außerhalb des meteorologischen Umfeldes zu optimieren (u.a. durch

Datenbereitstellung auf Kommunikationsservern auch an den Regionalzentralen) mit dem Ziel, Radarbildinformationen zukünftig genauso wie Satellitenbilder in den Medien zu präsentieren.

Für die *online*-Aneichung quantitativer Radarniederschlagsdaten führt der DWD zusammen mit der *Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA)* seit Herbst 1997 ein mehrjähriges Projekt ("*RADOLAN*") durch, bei dem zunächst die an den Radarstandorten *Feldberg* und *Türkheim* ermittelten Radarniederschlagswerte an die Bodenniederschlagsmessungen eines gemeinsam von DWD und dem Bundesland Baden-Württemberg betriebenen Ombrometermeßnetzes angeeicht werden sollen. Die *online*-Aneichung soll nach und nach auf alle Radarstandorte im gesamten Bundesgebiet unter Einbeziehung der entsprechend ausgestatteten Bodenniederschlagsmeßnetze der Bundesländer ausgedehnt werden.

#### **Literatur**

DWD, 1997: AKORD - Produktkatalog, Deutscher Wetterdienst, Offenbach.

DWD, 1998: Der Radarverbund - Informationen zum Wetterradar-Verbundsystem, Deutscher Wetterdienst, Offenbach.

# Radarsysteme der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt

Jürg Joss

Schweizerische Meteorologische Anstalt, Osservatorio Ticinese, CH 6605 Locarno Monti

## ABSTRACT

Parameters of the new Swiss radars are discussed such as its concept for the data-evaluation, scanning of the antenna, elimination of ground clutter, and corrections for not seeing precipitation at low levels over the ground. This is crucial for an Alpine country, but many rules found may also have its application in flat county at longer ranges. Then the radar-coverage in Switzerland and neighboring countries, products, its archiving and some experience are described.

## ZUSAMMENFASSUNG

Zuerst werden die Eigenschaften der neuen schweizerischen Radargeräte, des verwendeten Messkonzeptes und der operationellen Abtaststrategie im ganzen Volumen beschrieben. Von Interesse sind dabei die besonderen Massnahmen zur Unterdrückung der Bodenechos und die Korrektur des Einflusses der systematischen Abnahme der Reflektivität mit zunehmender Höhe. Dies ist wichtig, weil, insbesondere in einem Alpenland (aber in grösserer Entfernung auch im Flachland, wegen der Erdkrümmung) das Radarecho oft weit über Grund bestimmt werden muss. Es folgt eine Uebersicht der Radarüberdeckung im Gebiete der Schweiz und angrenzender Ländern. Zum Schlusse werden Massnahmen zur Sicherung der Qualität, die erstellten Produkte, ihre Archivierung und einige Erfahrungen aus dem bisherigen Betrieb zur Illustration beschrieben.

## 1• Eigenschaften der Radargeräte

Die dritte Generation von CH-Radargeräten ist in Joss et al (1998) ausführlicher beschrieben. Sie unterscheidet sich von den frühern durch folgende Eigenschaften (siehe auch Tabelle 1): Volle Volumenerfassung in 5 Minuten

**Tabelle 1: Eigenschaften der CH-Radargeräte**

Parameter	Value	Symbols
Antenna: half-power beam width	1.0 degree nominal ( $\Theta_{3dB}$ )	$\Theta_V, \Theta_H$
Transmitted power	250 kW nominal	$P_T$
Pulse length	0.5 $\mu$ s nominal	$\tau$
Transmitter frequency	5430MHz (Dole), 5440MHz (Lema), 5450MHz (Albis)	F
Bandwidth	2MHz nominal	B
Antenna gain	25'000 (44dB) nominal	G
Losses	5.7dB (Dole), 7.6dB (Lema), 12.3dB (Albis)	Losses dB
Noise Figure	1.52 (1.8dB) nominal	NF
Receiver noise $k*T*B$	-110.4dBm	
Sensitivity for rain at 230 km	0.16 mm/h nominal	
Number of elevations	20 in 5 min	
Antenna revolutions/min	3, 4 or 6 (depending on elevations)	
PRF (pulse repetition frequency)	600, 800 or 1200 Hz (dep. on el.)	
Wavelength	5.5cm	
Transmitter type	Magnetron	
Side lobes (excluding radome)	max -30dB	
Dry radome attenuation	less than 0.35dB one way nominal	
Receiver: log amplifier	90 $\pm$ 0.5 dB nominal	
Samples per degree and per km	32 x 12	
Processed Video signals	I, Q, log-Z, resolution: 12 bits	
Clutter suppression	6 complem. tests, incl. dyn. map	
Calibration with noise source	every 2.5 min	
Calibration with signal generator	full automat, 121 points every 24h	
Profile corrections	visibility, profile estimated in real time	

(zusammengesetzt aus zwei Halbbildern, d.h. pseudo-2.5min-Auflösung), verbesserte Bodenechounterdrückung inkl. Doppler-Auswertung, Profilkorrektur, automatische Eichung/Überwachung, höhere Auflösung in Ort, Zeit und Intensität, mehr Produkte und deren systematische Archivierung.

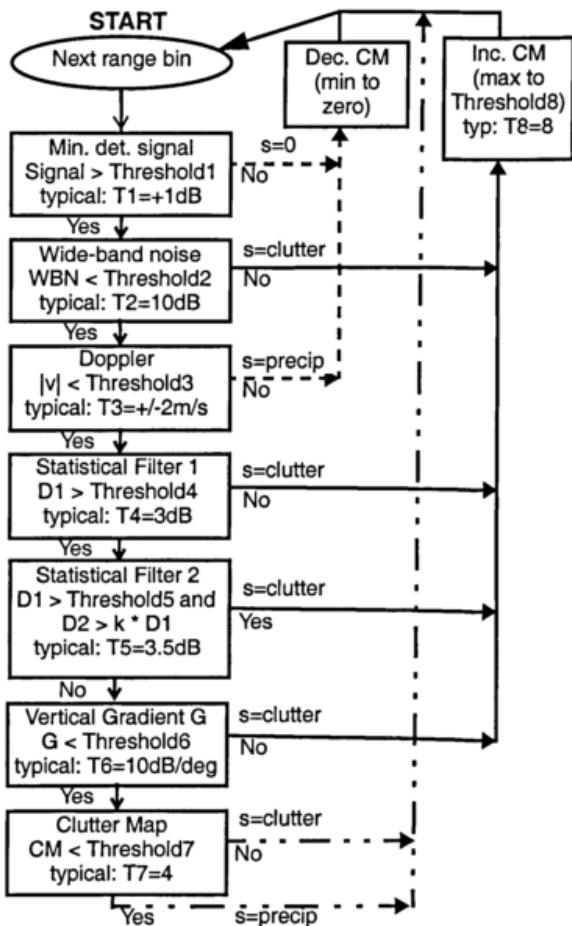
## 2• Messstrategie

### 2.1 Genauigkeit von Radardaten für meteorologische und hydrologische Anwendungen

Geübte Meteorologen betrachten bei qualitativen Anwendungen auf dem Bildschirm eine Empfindlichkeits- einbusse von einem **Faktor 2** als akzeptabel. Hydrologen sprechen von einem erlaubten Fehler von **10%**. Die Anforderung der Hydrologen läßt sich wohl nur unter günstigen Bedingungen und mit beträchtlichem Aufwand an Kontrolle, Unterhalt und geeigneten Verfahren zur Auswertung der Daten erreichen. Zudem ändert sich die Echoverteilung rasch und im ganzen Volumen. Hier kann eine geeignete Abtaststrategie helfen (Kap. 3), Fehler zu reduzieren.

### 2.2 Bodenechounterdrückung

Wenn Energie aus der **Hauptkeule** oder den **Seitenkeulen** der Antenne auf den Boden trifft, können im Vergleich zum Niederschlag starke Echos erzeugt werden. Bodenechos können die Messungen massiv verfälschen: ohne ihre Unterdrückung erhöhen sie den Niederschlagswert, nach ihrer Elimination besteht die Gefahr, dass echter Niederschlag reduziert wird. Dabei kann sich der Radarstrahl "geradlinig" ausbreiten und auf den Boden treffen oder er wird aufgrund von Änderungen des Brechungsindex der Atmosphäre zum Boden hin in anormaler Weise ausgelenkt (**anomale Wellenausbreitung**). Diese zweite Art von Bodenechos ist viel heimtückischer, weil sie vom jeweiligen Zustand der Atmosphäre abhängt. Warme, trockene Luft in der Höhe biegt den Radarstrahl zum Boden. Wetterlagen, in welchen sich eine Inversion mit grossen Gradienten auf der Höhe der Antenne befindet, sind besonders unerwünscht und können stationäre Echos hervorrufen, wie sie den stärksten Niederschlägen entsprechen. Dabei sind Details im Temperatur und Feuchteverlauf wesentlich, die von Radiosonden wegen mangelnder örtlicher Auflösung und Repräsentativität selten erfasst werden können. Abb.1 zeigt den Entscheidungsbaum der Bodenechounterdrückung mit den neuen Geräten. Doch bereits das alte Verfahren war nützlich, dessen Bodenechounterdrückung einzig auf der Ausblendung bodenechogefährdeter Gebiete beruhte: es wurden kumulierte Masken verwendet, die im Einzelfall mehr Echos ausblenden als nötig und so die im Radarbild sichtbaren "Löcher" entstehen ließen.

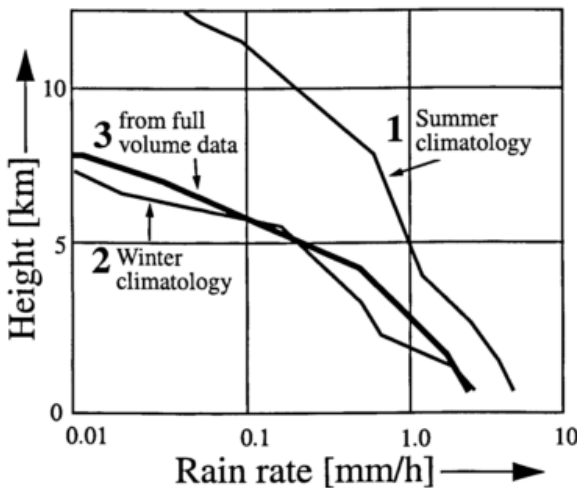


**Abb.1: Bodenechounterdrückung:** Die Erfahrung zeigt, dass das Zusammenwirken von verschiedenen Kriterien bessere Resultate bei der Unterdrückung von Bodenechos ergibt als die Perfektion eines einzelnen Kriteriums (Joss et al, 1998, Kap.3.3). Der nebenstehende Entscheidungsbaum wird für jedes Distanzelement von 83m Länge durchlaufen, soweit nötig. D. h zuerst kommen Kriterien an die Reihe, die mit großer Wahrscheinlichkeit einen eindeutigen Entscheid Wetter/Bodenecho und damit das Verlassen des Baumes für das betreffende Distanzelement erlauben. Der Reihe nach wird getestet: auf ein gültiges Signal verglichen mit dem Rauschen des Empfängers (1), auf ein im Frequenzbereich für Niederschlag genügend schmales (kohärentes) Spektrum (2), auf ein bewegtes Niederschlag-Ziel (3), auf ein zeitliches Verhalten (Geotis und Silver, 1976) wie es einem Niederschlag entspricht (Filter 1: nicht zu langsam (4), Filter 2: nicht zu schnelle Fluktuationen (5)) und auf einen für Niederschlag sinnvollen vertikalen Gradienten (6). Erst wenn keines dieser 6 Kriterien zu einem Entscheid Bodenecho/Wetterecho gelangt ist, wird eine dreidimensionale Bodenechokarte konsultiert. Mit ihrer Hilfe wird entschieden, ob das Bildelement in der Vergangenheit vorwiegend als Bodenecho oder Wetterecho klassiert wurde. Die Karte enthält für jedes Distanzelement von 83m Länge einen 8bit Zähler, der über vergangenen Entscheide Buch führt. Für das gesamte Volumen sind 8.3 MByte Speicherplatz nötig. Jeder Zähler wird inkrementiert, wenn der Entscheid an der entsprechenden Position im Volumen ein Bodenecho ergeben hat und bei einem Wetterecho dekrementiert. Die Auflösung von 83m im Raum (0.5 Mikroskunden Sendeimpuls) ist so gross, dass wir es uns leisten können, im Zweifel zu viele Zellen wegzuworfen. Es bleiben immer noch genügend gültige Wetterechos dazwischen, um die Lücken durch Interpolation zu füllen.

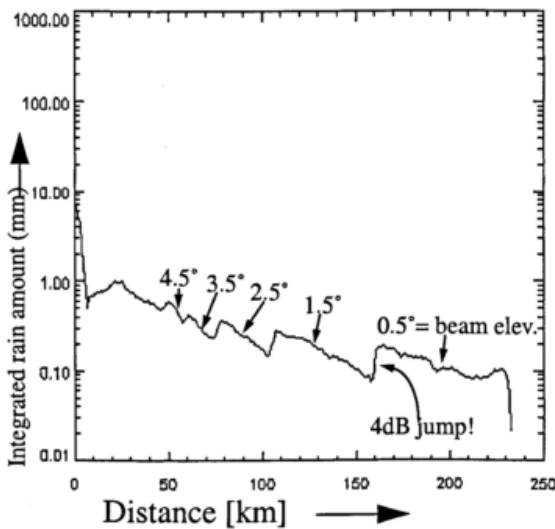
### 2.3 Profilkorrekturen

Die Niederschlagsintensität kann stark in Zeit und Ort ändern: Differenzen von einem **Faktor Zwei pro Minute und/oder pro 100m** sind durchaus üblich. Daher müssen wir den Fragen der Stichprobengrösse genügend Aufmerksamkeit widmen, insbesondere wenn wir Radar und Bodenbeobachtungen (Regenmesserdaten) sinnvoll miteinander vergleichen wollen.

Auch in vertikaler Richtung gibt es starke, zufällige Variationen. Zusätzlich dazu zeigt die über lange Zeit gemittelte Radarreflektivität aber eine systematische Abhängigkeit von der Höhe des Messvolumens (Abb.2). Dies kann zusammen mit der durch die **Orographie** (und **Erdkrümmung**) verursachten Abschattung der unteren Niederschlagsgebiete zu massiven Fehlern führen. Da die Abtastung des Wettergeschehens in diskreten Antennenelevationen (Abb.4) erfolgen muss, können sich in der sogenannten CAPPI-Darstellung (Constant Altitude Plan Position Indicator) aus der variablen Erfassungshöhe Ringstrukturen um die Radarstation ergeben (in Abb.3 als Sprünge sichtbar).



**Abb.2:** Die **mittleren Profile** für Sommer (1) und Winter (2) wurden aus alten, Pseudo-3-dimensionalen Daten von Radar Albis bei Zürich während sieben Jahren registriert und gemittelt. Kurve (3) dagegen stammt vom neuen Radargerät auf dem Monte Lema südlich der Alpen bei Lugano. Dieses Gerät kann die volle Volumeninformation direkt verarbeiten. Die Abbildung zeigt, dass die alten rekonstruierten Daten aus Gebieten nördlich der Alpen dieselbe, systematische Abnahme mit zunehmender Höhe aufweisen wie die Resultate südlich der Alpen mit dem neuen Gerät. Die systematische Abnahme der Echointensität wird durch den Wachstumsprozess des Niederschlages verursacht. In grösserer Entfernung (>50km) vom Radargerät bringt diese Abnahme der Reflektivität mit der Höhe den dominanten Fehler für die Niederschlagsmessung. Dieser kann im Erfassungsgebiet unserer heutigen, operationellen Radargeräte für den Wetterdienst wesentlich grösser werden als der (heute weit häufiger diskutierte) durch die Variationen der Z-R-Beziehung verursachte Fehler.



**Abb.3: Distanzabhängigkeit** (künstliche) der Niederschlagsmenge: Die Sprünge in Ordinateurichtung werden durch Uebergänge von einer Elevation zur nächsten, kombiniert mit der systematischen Abnahme der Niederschlagsintensität mit zunehmender Höhe verursacht. Die distanzabhängige, kontinuierliche Abnahme ergibt sich aus dem mit der Distanz zunehmenden Impuls volumen. In diesem Impuls volumen ist die (in der Radargleichung gemachte) Voraussetzung des homogenen Niederschlages immer weniger erfüllt, je weiter weg wir uns vom Radargerät befinden.

Die Resultate wurden aus 6km-CAPPI-Bildern während 30 Tagen im Frühling 1994 durch Mittelung aller Echos aus gleicher Entfernung gewonnen. In erster Näherung kann dank dem recht grossen Datensatz die Wahrscheinlichkeit, Niederschlag anzutreffen, als orts-unabhängig vorausgesetzt werden: mit dem idealen Gerät sollten wir daher keine Distanzabhängigkeit in der Figur finden.

Nachfolgend ist das **Profilkorrekturverfahren** zur Bestimmung der Niederschlagsintensität am Boden kurz skizziert, eine ausführlichere Beschreibung findet sich in Joss und Lee (1995). Die Niederschlagsintensität am Boden  $RG_{i,j}$  wird für jedes Bildelement im Grundriss aus den 12 in der Höhe abgeschätzten Werten  $[R_{i,j,H}]_{estimated}$ , den höhenabhängigen Gewichten  $W_{H,HG}$ , den aus dem aktuellen vertikalen Profil berechneten Korrekturfaktoren  $K_{H,HG}$  und aus der jeweiligen Sichtbarkeit des Bildelementes  $VIS_{i,j,H}$  berechnet:

$$RG_{i,j} = \left( \sum_1^{12} W_{H,HG} \times K_{H,HG} \times \|R_{i,j,H}\|_{estimated} \right) / \left( \sum_1^{12} W_{H,HG} \times VIS_{i,j,H} \right)$$

Man beachte, dass die Niederschlagsintensität in der Höhe  $[R_{i,j,H}]_{estimated}$  zuvor mit einer einzigen Z-R Beziehung ( $Z = 320R^{1.5}$ ) aus der Radarreflektivität  $Z_{i,j,H}$  (ebenfalls in der Höhe gemessen) bestimmt wurde, und

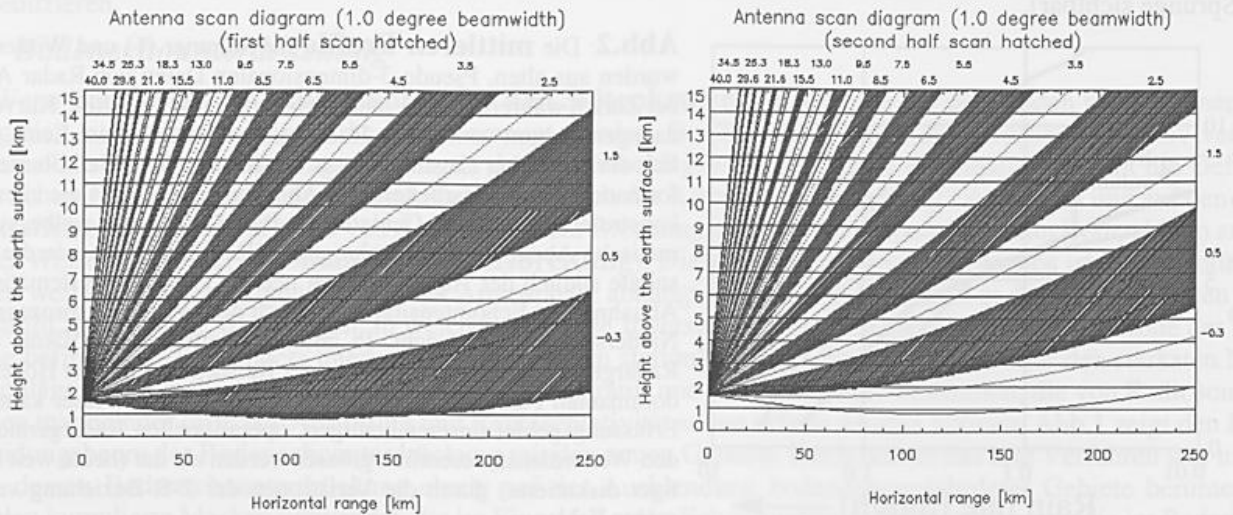
dass die Sichtbarkeit  $VIS_{i,j,H}$  implizit darin enthalten ist:

$$\|R_{i,j,H}\|_{\text{estimated}} = \|R_{i,j,H}\|_{\text{real}} \times (VIS_{i,j,H})$$

### 3• Operationeller Betrieb

Drei Radargeräte überwachen das Wettergeschehen, jedes im Umkreis von 230km. Abb.5 zeigt das von CH und ausländischen Stationen erfaßte Gebiet. Alle 2.5min wird ein Halbscan (Abb.4), **alle 5min ein volles Bild** (Tab.2) von den drei Radarstationen an den Compositorechner in Zürich übermittelt und in Form von Produkten (Kap.6) an die über 100 Benutzer weitergeleitet.

**Abb.4: Höhe in Funktion der Distanz für die beiden Abtastzyklen der vollen Volumenerfassung**



**Tabelle 2: Abtaststrategie der CH-Radargeräte**

N	Elevation	$\Delta$ Elev	$D_{\max R}$	$D_{\max u}$	RPM	Time	Step	PRF
-	[°]	[°]	[km]	[km]	[1/60s]	[s]	[s]	[1/s]
1	-0.3	1.8	230	130	3	20	1.4	600
2	1.5	2.0	230	130	3	20	1.4	600
3	3.5	2.0	162	130	4	15	1.4	800
4	5.5	2.0	112	112	4	15	1.4	800
5	7.5	2.0	85	85	6	10	1.4	1200
6	9.5	3.5	68	68	6	10	1.7	1200
7	*13.0	5.3	51	51	6	10	2.0	1200
8	*18.3	7.0	37	37	6	10	2.2	1200
9	*25.3	9.2	27	27	6	10	2.4	1200
10	+ 34.5	-34.0	20	20	6	10	4.2	1200
11	0.5	2.0	230	130	3	20	1.4	600
12	2.5	2.0	205	130	3	20	1.4	600
13	4.5	2.0	133	130	4	15	1.4	800
14	6.5	2.0	97	97	4	15	1.4	800
15	8.5	2.5	76	76	6	10	1.5	1200
16	11.0	4.5	59	59	6	10	1.9	1200
17	*15.5	6.1	43	43	6	10	2.1	1200
18	*21.6	8.0	31	31	6	10	2.3	1200
19	*29.6	10.4	23	23	6	10	2.6	1200
20	+ 40.0	-40.3	18	18	6	10	4.5	1200

Da unsere mechanischen Antennen nur in eine Richtung und mit einer Auflösung von einem Grad senden und

empfangen können, braucht die Erfassung des **gesamten Wettervolumens** in Azimut und Elevation eine gewisse Zeit. Die in Abb.4 und Tab.2 erläuterte Lösung zeigt eine Strategie (Joss und Lee, 1995), die erlaubt, in "nützlicher Frist" einen Ueberblick über das Wettergeschehen zu erhalten: In 5 Minuten werden 20 Antennenumdrehungen mit 20 verschiedenen Elevationen absolviert. Da die Elevationen von je 10 Umdrehungen verschachtelt sind, erlaubt dieses Verfahren alle 2.5min die Erzeugung eines "Halbbildes".

Wesentlich Zeit könnte man mit einer **elektronisch ausgelenkten Antenne** gewinnen (COST-75, 1998), deren Bewegung nicht durch die Trägheit der Masse verzögert wird und die daher praktisch trägheitslos von Niederschlag zu Niederschlag springen könnte und jeweils solange verweilen würde, wie dies im Rahmen der gesamten Volumenerfassung sinnvoll ist. Nicht nur der hohe Preis (wegen hoher Komplexität bei geringem, meteorologischem Absatzmarkt) verhindert heute eine rasche Umstellung auf diese Lösung der Zukunft, sondern auch der Stand der gegenwärtigen Technologie und der Kosten für die Entwicklung einer Anwendungs-Software für eine solche Antenne.

Um die **Abtastung zu optimieren**, drehen unsere neuen, mechanischen Antennen in der Schweiz bei hohen Elevationen rascher. Gleichzeitig wird die Pulsfolgefrequenz (PRF) erhöht, denn bei hoher Elevation besteht kein Problem der Mehrdeutigkeit in der Distanz, wohl aber ein solches bei der Geschwindigkeitsbestimmung. Bei 1200Hz PRF beträgt die eindeutige Distanz 125km, die eindeutige Geschwindigkeit 33m/s. Für die Windauswertung (VAD) wird eine Entfaltung vorgenommen, die den eindeutigen Geschwindigkeitsbereich auf 66m/s bringt.

#### 4• Radarverbund

Wo Informationen der CH-Radars vorhanden sind, werden diese mit einer **Prioritätstabelle** verknüpft. Bei Ausfall eines Gerätes wird, soweit verfügbar, die Information von Nachbarländern ins Bild integriert (Abb. 5), ebenfalls vom Composite-Rechner entsprechend der Prioritätstabelle (Joss et al, 1998, Kap.4.2 und Kap.7.4.2). Dabei wird das Koordinatensystem der CH-Landestopographie verwendet (karthesisch, in bestmöglicher Übereinstimmung mit der Mercatorprojektion). Die Verknüpfung zwischen Pixeln, Landeskoordinaten und Länge/Breite ist in Joss et al, 1998 in Kap.5.3 beschrieben.

### 5• Qualitätssicherung

#### 5.1 Eichung der Radar-Hardware

Für die Erfassung der Verlagerung von Niederschlägen (Li et al, 1995) stellen wir keine hohen Ansprüche betreffend Intensitäts-Eichung der Radargeräte. Für quantitative Messungen hingegen und Hochwasservorhersagen gelten strengere Anforderungen. In diesem Falle muss die Hardware innerhalb einigen Prozenten stabil sein, denn sie bildet die **Grundlage** für die langfristige Aneichung mit Niederschlagsmessern. Dabei ist es wesentlich, dass wir mit der direkt gefragten Grösse eichen, in unserem Falle die Niederschlagsmenge. Fig.7.1 aus Joss et al, 1998 zeigt die Resultate einer vollen Eichung, wie sie alle 24 Stunden in den schweizerischen Radargeräten automatisch durchgeführt wird. Eine partielle Eichung mit einer bekannten **Rauschquelle** erfolgt alle 5 Minuten, ebenfalls automatisch.

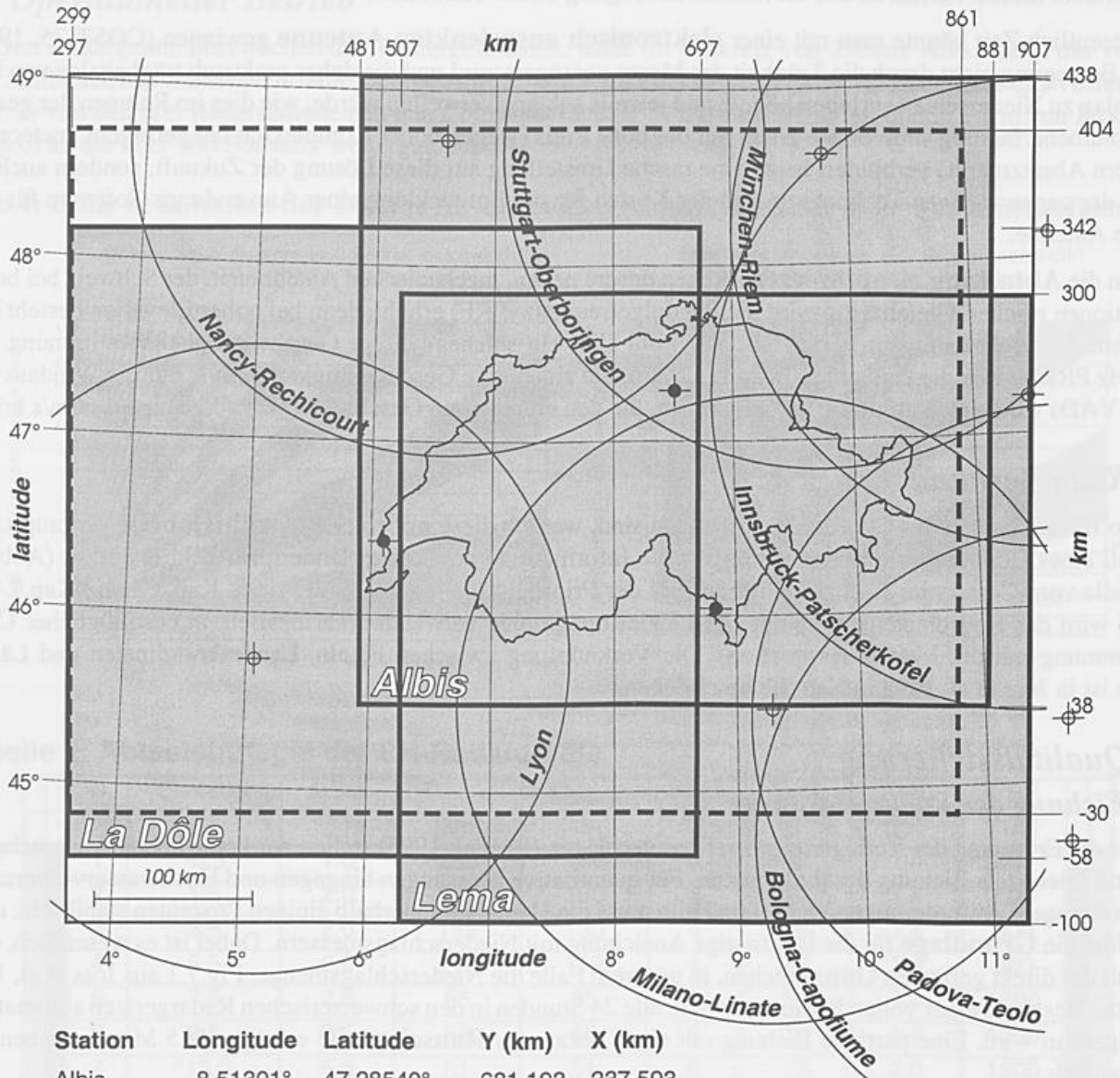
Folgende Formel erlaubt, die gemessenen Eichwerte in Echtzeit anzuwenden, über M Einzelwerte  $R_{ij}$  zu mitteln und die korrigierte Regenmenge  $R_i$  zu berechnen:

$$R_i = (R_{NSo}/R_{NS})(R_{P0}/R_P)(\text{range-correction}) \frac{1}{M} \sum_{j=1}^M (R_{ij} - RN)$$

Dabei bedeutet  $R_{ij}$  die im Azimut  $j$  und in der Distanz  $i$  gemessene Niederschlagsintensität,  $M$  bedeutet die Anzahl Stichproben im Azimut,  $RN$  ist die dem Empfängerrauschen entsprechende Niederschlagsintensität,  $R_{NS}$  die dem Rauschen der Eichrauschquelle entsprechende Niederschlagsintensität,  $R_{NSo}$  die der nominellen Eichrauschquelle entsprechende Niederschlagsintensität,  $R_P$  ist die der Sendeleistung  $P$  entsprechende Niederschlagsintensität,  $R_{P0}$  die der nominellen Sendeleistung  $P0$  entsprechende Niederschlagsintensität und "range-correction" steht für die distanzabhängige Dämpfungskorrektur (Kugelwelle), angepasst an die verwendete Z-R-Beziehung. Ob sich eine automatische Eichung lohnt, wird erst die zukünftige Erfahrung zeigen (abhängig von der **Zuverlässigkeit der Eichinstrumente** im Vergleich zur Radar-Hardware).

## Abb.5 Swiss Composit in geographic and Swiss coordinate systems

305 Pixels x 269 Pixels = 610 km x 538 km



Station	Longitude	Latitude	Y (km)	X (km)
Albis	8.51301°	47.28540°	681.193	237.593
Dole	6.10016°	46.42616°	497.057	142.408
Lema	8.83436°	46.04179°	707.957	99.762
Nancy	6.583°	48.717°	536.9	396.6
Lyon	5.067°	45.733°	415.3	67.3
Stuttgart	9.180°	48.630°	728.3	388.0
München	11.688°	48.139°	916.1	340.5
Innsbruck	11.461°	47.209°	904.5	236.4
Milano	9.283°	45.461°	744.2	35.9
Padova	11.667°	45.350°	931.2	30.8
Bologna	11.650°	44.650°	934.1	-46.9

- Swiss Radars
- Foreign Radars
- Today Composit
- Today Single Radar

## 5.2 Radwatch

In Joss et al, 1998 in Kap.7.4 hat G.Della Bruna das Ueberwachungskonzept der CH-Radaranlagen beschrieben. 171 operationelle Parameter werden alle 5min kontrolliert und der Radarserver meldet automatisch **per E-Mail** Warnungen über wesentliche Abweichungen gemäß vorgegebener Prioritäten an die interessierten Stellen gemeldet. Ausfälle können mit Radwatch, vielfach frühzeitig detektiert werden. Gewisse raffinierte Fehler schlüpfen heute jedoch noch durch die Maschen der Radwatch-Kontrolle, beispielsweise die Alterung des Thyratrons.

## 5.3 Überwachung mit Niederschlagsmessern, Aneichung

Da nicht alle Fehlerarten mit der Radwatch-Überwachung gefunden werden können, ist eine übergeordnete Überwachung mit einem **unabhängigen Messsystem nötig**. Boscacci (1998) zeigt erste Resultate von kontinuierlichen Vergleichen mit den in Echtzeit verfügbaren Niederschlagsmessern.

Bei der Aneichung ist der **Repräsentativität** der Referenzinstrumente genügend Aufmerksamkeit zu schenken. Regenmesser sind notwendig, müssen aber sinnvoll eingesetzt werden. Über kurze Zeitintervalle registrierte Mengen (eine Stunde?) können massiv von dem in der Höhe mit Radar gemessenen Wert abweichen. Dies, ohne defekte Geräte. Bedenke man doch, dass zwei Regenmesser, z.B. in einem Kilometer Entfernung, ohne weiteres die doppelte Menge angeben können (d.h. in geringerer Entfernung als vielfach die vertikale Distanz zwischen Regenmesser und Radar-Impulsvolumen). Die Aneichung bringt aber nur eine Verbesserung, wenn die **Streuung der Referenz** kleiner ist als der zu korrigierende, **systematische Fehler**. Wir können die Resultate durch kurzfristige (unrepräsentative) Referenzmessungen auch verschlechtern! Zur Abschätzung des zufälligen Anteils hat sich folgende Faustregel aus vieljähriger Erfahrung: die Streuung für die tägliche Niederschlagssumme (zwischen Radar/Regenmesser: R/G) beträgt für einen Punkt (Ort) einen Faktor zwei. Für kürzere oder längere Stichproben ändert sich dieser Wert mit der Wurzel aus der Stichprobengrösse (Log-Normalverteilung). Wenn wir somit ein Radargerät mit 96 Regenmessern stündlich aneichen wollen, beträgt der wahrscheinliche Fehler F (Streuung von R/G):

$$F = 10^{**}(\text{Log}(2)/\text{SQRT}(24/96)) = 1.41 \text{ oder } 41\%.$$

Wir können somit nur einen Bias korrigieren, der grösser als 41% des aktuellen Eichfaktors beträgt!

Wie in Boscacci (1998) beschrieben, hat eine gewichtete multiple Regression zwischen (Log(R/G) und (Log(D), HV, HG) mit anschliessender Rücktransformation (in den linearen Bereich) gute Resultate gebracht. Dabei berücksichtigt die Distanz D eine mögliche Verschlechterung der Erfassung mit zunehmender Entfernung (Strahlauflösung etc), die (vom Radargerät am Ort) sichtbare Höhe HV ( $H_{\text{VISIBLE}}$ ) ist wegen der Erdkrümmung und Abschattung notwendig und der durch die **Regression** bestimmte Koeffizient für HG kompensiert Einflüsse der Höhe des lokalen Geländes auf den Niederschlagsprozess (Einfluss der Orographie). Das Verfahren ist eine robuste, grobe Annäherung an eine äußerst komplexe Wirklichkeit. Sie hat sich bereits neben den CH-Daten an solchen von Italien (Gabella, 1999) und an Daten der Tschechei und Slowakei mehrfach bewährt (Projekt RAD-HYD).

## 6• Produkte und deren Archivierung

**Tabelle 3: On-line Radar Produkte**

Produkte	Retention time	Data size [MB] <sup>(a)</sup> (non-compressed)
All products, all Radars including Composite (5 min <sup>(b)</sup> )	48 hours	2'447
TODAY-Composite (5 min) + RAIN all Radar stations (5 min)	14 days	621
RAIN-Composite (each 30 min) + VISIB + COUNTP (24 h)	62 days	641
TODAY-Composite (30 min) + STATUS of all Radarstations (5 min) + Archive Index files <sup>(c)</sup>	unrestricted	per year: 823
Total		3'709 + 823/year

<sup>(a)</sup>Total occupied space

<sup>(b)</sup>Interval between successive products

<sup>(c)</sup>About 250 kBytes per year for 24 products and 365 days

Tabellen 3 bis 5 geben eine Uebersicht über die direkte Verfügbarkeit, Anzahl, Inhalt und Uebermittlungszeit der von Radarstationen und der vom Compositerechner **operationell vermittelten Produkte**. Der total anfallende Umfang der generierten Daten ist gross, pro Monat sind es ca. 41GByte, pro Jahr etwa ein halbes Terabyte. Diese Zahlen geben die unkomprimierte Grösse wieder. Die Erfahrung zeigt, dass mit einer geeigneten Kompression bis zu 10 mal weniger Speicherplatz benötigt wird.

**Tabelle 4: Information über Radar Produkte**

Product	Pixel resolution	Interval	N <sub>0</sub> of pixels	Total size <sup>(a)</sup>
RAIN	1x1x1 [km <sup>3</sup> ]	5 [min]	305x269	41'070
OVERVIEW	2x2x1 [km <sup>3</sup> ]	5 [min]	12x200x200	240'000
OVERV-C <sup>(b)</sup>	2x2x1 [km <sup>3</sup> ]	5 [min]	12x305x269	492'270
WIND	107-m to 7-km	2.5 [min]	100 heights	2'000
POLARZ <sup>(c)</sup>	1 <sup>0</sup> x 1 <sup>0</sup> x 1-km	5 [min]	20 x 360 <sup>0</sup> x δ [km]	348'660
VISIBP <sup>(c)</sup>	1 <sup>0</sup> x1 <sup>0</sup> x 1-km	24 [hours]	20 x 360 <sup>0</sup> x δ [km]	1'394'640
COUNTP <sup>(c)</sup>	1 <sup>0</sup> x 1 <sup>0</sup> x 1-km	24 [hours]	20 x 360 <sup>0</sup> x δ [km]	1'394'640
STATUS	-	5 [min]	-	1244
TODAY	2x2x1 [km <sup>3</sup> ]	5 [min]	281x217	30'720 <sup>(d)</sup>
POLARU <sup>(e)</sup>	1 <sup>0</sup> x 1 <sup>0</sup> x 1-km	5 [min]	20 x 360 <sup>0</sup> x δ [km]	549'720

- (a)Size in [Bytes] before compression (product information content)  
 (b)OVERV-C is the composite made out of the CH-Radars (OVERVIEW)  
 (c)Number of 1-km range elements: δ (230 for the lowest, 18 for the highest elevations, Sec. 5.1.5)  
 (d)The whole picture (including side-views and added information) is 320x256 pixels  
 (e)Number of 1-km range elements: δ (130 for the lowest, 18 for the highest elevations, Sec. 5.1.6)

**Tabelle 5: Inhalt der Produkte in MByte (unkompressed)**

Product	N/day <sup>(a)</sup>	One day <sup>(b)</sup>	One month <sup>(c)</sup>	Three radars <sup>(d)</sup>	Composite <sup>(e)</sup>
RAIN	288	11.828	354.845	1'064.530	354.845
OVERVIEW	288	69.120	2'073.600	6'220.800	-
OVERV-C <sup>(f)</sup>	288	-	-	-	4'253.210
WIND	2x288	1.152	34.560	103.680	-
POLARZ	288	100.414	3'012.420	9'037.260	-
VISIBP	1	1.395	41.839	125.517	-
COUNTP	1	1.395	41.839	125.517	-
STATUS	288	0.358	10.748	24.364	-
TODAY	288	8.847	265.420	796.262	265.420
POLARU	288	158.319	4'749.570	14'248.709	-
Total	2'018	352'828	10'584.841	31'746.639	4'873.475
<b>Great-Total<sup>(g)</sup></b>					<b>36'620.114</b>

- (a)Number of products transmitted from one radar station per day  
 (b)All products of one radar station and per day  
 (c)One month of data of one radar station  
 (d)Information content of all products transmitted during one month from all three radar stations  
 (e)Product information generated by the composite computer during one month.  
 (f)OVERV-C is the composite made out of the CH-Radars (OVERVIEW)  
 (g)Total Swiss radar information (three radars and composite products) for one month

## 7• Anwendungen

### 7.1 Vergleiche mit Bodenbeobachtungen

Die Niederschlagsmessung mittels Radar ist ein seit über 40 Jahren diskutiertes Thema. Einen Ueberblick geben Joss und Waldvogel (1990). Niederschlagsmessung mit Radar ist in einem **Gebirgsland** besonders schwierig, wo die Sichtbarkeit reduziert ist und störende Bodenechos auch aus grossen Distanzen empfangen werden. Wir müssen sie eliminieren, möglichst ohne wahre Niederschlagsinformation zu verlieren. Aber auch in einem

flachen Land sorgt die Erdkrümmung, und die mit zunehmender Distanz immer beschränktere Auflösung des Radarstrahls, für eine fiktive Reduktion der Empfindlichkeit. Dies erschwert die quantitativen Niederschlagsmessung in grösserer Entfernung (>50km). Auch im flachen Land treten störende Bodenechos auf, insbesondere bei anomaler Wellenausbreitung in Inversionslagen.

Ein weiteres Problem der Niederschlagsmessung mittels Radar liegt in der Tatsache, dass die Referenzwerte auch fehlerbehaftet sind, seien es Regenmesser- oder Abflussdaten: Regenmessers einerseits weisen, neben ihren instrumentellen und aufstellungsbedingten Fehlern, vielfach **mangelnde Repräsentativität** auf. Für welches Gebiet ist der punktförmig gemessene Wert gültig? Nehmen wir andererseits Abflussmessungen als Referenz für Radardaten, so ist zwar das Problem der Repräsentativität gelöst, aber es öffnet sich der den Hydrologen wohlbekannte Fragenkreis der Verdunstung und des verzögerten Abflusses: Gelände- und Bodeneigenschaften können zu Verzögerungen von bis zu Monaten führen. Auch Schneeakkumulation oberhalb der Nullgradgrenze ist zu berücksichtigen. Man beachte, dass Schneeakkumulation, je nach Temperatur, die Abflussmengen verkleinern oder vergrößern kann.

Um die Möglichkeiten der (heute ersetzten, alten) zweiten Generation von schweizerischen Radargeräten besser zu kennen und für die neue, dritte Generation zu nutzen, haben wir die letzten 5 Jahre Radardaten über **6 Flussseinzugsgebiete** ausgewertet und den entsprechenden Resultaten von zwei unabhängigen Regenmessnetzen und den Abflussmessungen gegenübergestellt. Um vergleichbare Resultate zu erhalten, musste diese Gegenüberstellung auf der Basis von Monatswerten geschehen. Sie wurden aus den hochaufgelösten 10min Radar- und Regenmesserdaten gewonnen; siehe Joss und Lee, 1995 für eine ausführlichere Diskussion; in Joss et al (1998, Kap.3.7) findet sich eine Kurzfassung). Die Resultate zeigen, dass auch zwei örtlich verschachtelten Regenmessernetze im Mittel untereinander nur einen Korrelationskoeffizienten von 0.8 aufweisen, d.h. dass 36% der Varianz **nicht** korreliert ist.

Die heute gefundenen Resultate (Korrelationen) zwischen den verschiedenen Instrumenten sind recht bescheiden. Die **Diskrepanzen** lassen sich auf folgende Faktoren zurückführen:

- a • *Radarprobleme: Ein wesentlicher Teil der Streuung der Radarwerte wird verursacht (geordnet nach Wichtigkeit):*
  1. durch mangelnde Sichtbarkeit der Niederschläge aus der Position der Radargeräte,
  2. nichteliminierte oder übereliminierte Bodenechos,
  3. Verwendung von lediglich eines klimatologischen Mittelwertes für das Echoprofil,
  4. zu einem kleineren Teil die Verwendung von einer einzigen Z-R-Beziehung und
  5. zu einem kleinen Teil instrumentelle Variationen.
- b • *Regenmesserproblem: Untersampling, d.h. mangelnde Repräsentativität der Bodenmessung (Orographie und Wind).*
- c • *Verdunstung an der Bodenoberfläche: abhängig von der Regenverteilung in Ort und Zeit.*
- d • *Abflussprobleme: Variable Verzögerungen und variable Speicherung im Boden abhängig vom aktuellen Wetter, Speicherung im Schnee abhängig von der Jahreszeit und von der Höhe des Bassins.*

Während die **Radarprobleme** (a) durch die vorgeschlagenen Massnahmen wesentlich verbessert werden können, hängen die restlichen Probleme nicht mit dem Radar zusammen, sondern sind Mängel der Verifikation (b) und typische Probleme der Vergleiche mit Abflussmessungen (c und d). Dank der hohen Auflösung in Ort und Zeit und der Möglichkeit die Vorgeschichte eines Niederschlages (Vorbereitung des Bodens für eine Hochwassersituation) mit zu berücksichtigen, ist Radar trotz seiner Fehler (Artefakte), eine wesentliche Ergänzung zu den Regenmessern und zu den Abflussdaten.

## 7.2 Schlussbemerkung

Bei all diesen, doch eher raffinierten Korrekturverfahren sollten wir die triviale Regel nicht vergessen, dass die in geringer Entfernung gewonnenen Daten wesentlich genauer sind als solche aus grosser Entfernung (>100km). Eine Lösung (nicht unbedingt die billigste) zur Verbesserung der Radardaten liegt somit in der **Erhöhung der Anzahl Radargeräte**. Doch auch die geeignete Ausnutzung (Kombination von bereits bestehenden Anlagen) kann mit relativ geringem Aufwand zu besserer Nutzung im operationellen Dienst führen. Es bedeutet auch, dass an Korrekturverfahren im Nahbereich höhere Anforderungen gestellt werden als in grösserer Distanz.

## 7.3 Offene Fragen

**Niederschlagsprozess:** Für unsere Anwendungen müssen wir das Verständnis über den Niederschlagspro-

zess erweitern. Dies z.B. damit wir die mit den operationellen CH-Radars gefundenen vertikalen Profile der Radarreflektivität besser zur operationellen Niederschlagsbestimmung nutzen können. Hier bietet das kommende Mesoscale Alpine Program (MAP) mit seinen 3 Radargeräten und den insitu Flugzeugmessungen eine einzigartige Gelegenheit, ergänzende Informationen zu erhalten.

**Feinstruktur der Niederschläge:** Zur Kontrolle der bereits entwickelten Korrekturverfahren benötigen wir Auskunft über die Repräsentativität von Punktmessungen. Für welches Gebiet (Ort und Zeit) ist ein Niederschlagsmesser für die Qualitätskontrolle von Radardaten benützbar? Wie homogen ist das in einem Punkt bestimmte vertikale Profil der Radarreflektivität in einer Fläche (wie weit kann das in kurzer Entfernung gut sichtbare Profil auf das Radarbild angewendet werden)? Wiederum bietet hier MAP mit seinen 3 Radargeräten und den ergänzenden Flugzeugmessungen (insitu) eine einzigartige Gelegenheit, hochaufgelöste Information zu erhalten und Fragen der Repräsentativität zu klären.

## 8• *Literatur*

- Boscacci, M, 1998: Quality Checks for elaborate Radar Measures. COST-75 Final International Seminar on "Advanced Weather Radar Systems", proceedings to appear 1998, editor C.G. Collier.
- COST-75, 1998: Final Report on Advanced Radar Systems, editor C.G. Collier, to appear 1998.
- Gabella, M, 1999: Submitted to the Journal of Atmospheric Research.
- Geotis, S.G. and W.M.Silver, 1976: An evaluation of techniques for automatic ground-echo rejection. Preprints 17th Radar Meteorology Conference, Seattle, Washington, Amer.Meteor.Soc., pp 448-452.
- Joss, J. and A.Waldvogel, 1990: Precipitation measurements and Hydrology, a Review, in 'Radar in Meteorology' (David Atlas, Editor), American Meteorological Society, Boston Mass, pp 577-606.
- Joss J., and Lee R., 1995: The Application of Radar-Gauge Comparisons to Operational Precipitation Profile Corrections. JAM, Vol. 34, pp 2612-2630.
- Joss J., G. Galli, B. Schädler, R. Cavalli, M. Boscacci, E. Held, G. Della Bruna, V. Nespor und R. Spiess, 1998: Final Report NFP31: "Operational Use of Radar for Precipitation Measurements in Switzerland". vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zürich (ISBN 3 72812501 6), 108 pages.
- Li L., Schmid W. and Joss J., 1995: Nowcasting of motion and growth of precipitation with radar over a complex orography. JAM, Vol. 34, 6.6.95, pp 1286-1300.

# Visualisierung von Radarprodukten heute und morgen

Martin Malkomes

GAMIC mbH  
Roermonder Str. 151  
52072 Aachen

## ABSTRACT

An overview is given about traditional and innovative concepts for display workstations showing meteorological radar data. Pro's and con's are evident when looking at the examples of data presentations in 2- and 3- dimensional form. An overview over the display requirements is given resulting from experience of many operational users worldwide. Innovative presentation concepts are presentend and discussed

## ZUSAMMENFASSUNG

Es wird ein Überblick über die traditionellen und neuartigen Bildschirmarbeitsplätze für die Darstellung von WetterradarDaten gegeben. Die Beispiele zeigen die Vor- und Nachteile der verschiedenen zwei-dimensionalen und drei-dimensionalen Darstellungskonzepte. Ein Überblick über die Arbeitsplatzanforderungen für die Datenvisualisierung wird gegeben. Die Forderungen resultieren aus der Erfahrung von einer Vielzahl von operationellen Nutzern weltweit. Neuartige Darstellungsverfahren werden vorgestellt und diskutiert.

### 1. Einleitung

Die Darstellungsverfahren von Wetterradarprodukten und der Versuch der nutzergerechten Präsentation ist Inhalt dieses Beitrages.

Neben der Darstellung der meist farbkodierten primären Radarmeßwerte LogZ (in dbZ), V (Radialgeschwindigkeit, in m/sek. oder km/Stunde) und Turbulenz (Varianz der Radialgeschwindigkeit, in m/sek. oder km/Stunde) werden auch abgeleitete "Produkte" wie Niederschlagsintensität R (mm/h) in planarer Aufsicht (2D Schnitte) dargestellt. [1]

In den letzten Jahren kommen ebenfalls 3D Darstellungen in wissenschaftlichen Publikationen [2] und in Mediendarstellungen, Wetterflug DWD[3], zur Anwendung.

In diesem Beitrag sollen die aktuellen Techniken der Wetterradarprodukt Darstellung in konventioneller Form (2D) sowie die von den verschiedenen Nutzergruppen geforderten Datenmanipulationen am Arbeitsplatz diskutiert werden.

Darüber hinaus wird auf neuartige 3D Darstellungen eingegangen sowie besondere Nutzeranforderungen, z.B. der Flugsicherung, diskutiert.

## 2. Visualisierung in planarer Form, 2D Produktdarstellung

Das interessierende Volumen wird vom Radarsensor i.a. in drei Abtastverfahren analysiert: PPI, RHI, Volumen, siehe **Abb. 1., Abb.2**

Bei diesem Abtastvorgang werden mit modernen Sensoren gleichzeitig die Momente LogZ, V, W in polarer Koordinatendarstellung ermittelt.

PPI und RHI Daten werden zumeist direkt in kartesische Rasterdaten konvertiert und als abgewinkelte Kegelflächen dargestellt.

Volumendaten bieten die Möglichkeit, weitere Verarbeitungsschritte vor der Darstellung anzuschließen.

### 2.1 Produktgenerierung und 2D Darstellung

Alle volumenbasierenden 2D Produkte werden aus polaren Rohdaten ermittelt, die Population des polaren Volumens nimmt vom Radar weg naturgemäß ab. Die 2D Produkte werden in der Folge dann in ein regelmäßiges kartesisches Raster mit Zellengrößen von 100m x 100m bis zu 5km x 5km projiziert. Andere Projektionen wie Polar-Stereografisch, Gauss, Mercator sind ebenfalls üblich.

Eine Vielzahl von Korrekturen werden auf die polaren Daten angewendet, bevor diese dem Nutzer dargestellt werden:

- + Dämpfungskorrektur ( $1/r^2$ )
- + Gasdämpfungskorrektur
- + Mittelung, Zeit- und Range-Integration
- + Clutter Korrektur, MTI and MTD Filter
- + Verfahren zur Verbesserung der Datenqualität

Bei der Projektion von polaren Volumendaten auf kartesische Rasterdaten werden folgenden Verfahren eingesetzt:

- + Korrektur der Erdkrümmung, z.B.  $4/3$  Erdradius
- + Interpolation zwischen nächsten Nachbarzellen
- + Polare Clutter-Map Verarbeitung
- + Räumliche Mittelung und Interpolation
- + Abwärts-Extrapolation von Daten in nicht abgedeckte Bereiche
- + Regendämpfungskorrektur
- + Korrektur des "Hellen Bandes"
- + Regenprofilkorrektur
- + Okkultationskorrektur

Nach diesen, für den Nutzer unsichtbaren Prozessen der Verarbeitung, stehen die Daten für die eigentliche Produktgenerierung und Darstellung bereit.

## 2.2 Generierung von radarmeteorologischen Produkten

Im folgenden werden kurz die üblichen Produkte aufgelistet, die ein "normales" modernes System im Zeitraster von 5 bis 10 min generiert und dargestellt:

Die meteorologischen Momente werden in Echtzeit gemessen :

Z....Reflektivität in dBZ

R....Regenrate in mm/h

V....Doppler Radialgeschwindigkeit in Km/h, Knots, m/sec

W...Turbulenz in m/s

Produkte wie ....

PPI(Z,V,W,R)	Plan Position Indicator
RHI(Z,V,W,R)	Range Hight Indicator
CAPPI(Z,V,W,R)	Constant Altitude PPI
MAXCAPPI(Z,V,W,R)	Maximum CAPPI
P_CAPPI(Z,V,W,R)	Pseudo CAPPI
VXSECT(Z,V,W,R)	Vertical Cross Section
ETOP(Z,R)	Maximum Hight of Echo
VAD(V), VVP	Velocity Azimuth Display, vertical profile plots
VIL	Vertically integrated Liquid
Uniform Wind (UWT)	Uniform wind barb overlays
HTI	Hight-time plot of horzontal wind

werden automatisch oder interaktiv generiert.

Die modernen Systeme haben eine interne karthesische Darstellung der Daten von mindestens 8 Bit = 254 Stufen + "Keine Daten"+"Keine Messung"

**Abb.3** zeigt ein Beispiel einer typischen planaren (2D) Produktdarstellung mit Legende und Overlays..

## 2.3 Der Arbeitsplatz für die Kontrolle der Produktgenerierung, Verteilung und Darstellung

An einer aktiven Kontrollstation des Radarsystems werden alle Prozesse zur Datenakquisition, Generierung, Archivierung und Darstellung gesteuert. Hier werden auch die Parameter der Produkt-Konfiguration festgelegt. Die Raumabtastung wird definiert und ein Abtastfahrplan festgelegt.

Der aktive Nutzer kann entweder die automatische Produktgenerierung und Darstellung abwarten oder im interaktivem Betrieb selber stimulieren (z.B. RHI Abtastungen).

Im automatischen Betrieb werden alle Prozesse völlig rechnergesteuert ablaufen und die Produkte automatisch in regelmäßige Zeitabstand auf dem Monitor der Nutzers erscheinen.

Der Arbeitsplatz eines passiven Nutzers hat natürlich keine Funktionen, die Raumabtastung und die Produktgenerierung beeinflussen können. Dieser Arbeitsplatz empfängt nur die Informationen, die für ihn konfiguriert sind.

Am Arbeitsplatz der radarmeteorologischen Nutzer finden sich einige wichtige oder im Optimalfall alle der folgenden "lokalen Nutzerwerkzeuge":

- Animation mit beliebigem Zeitintervall und Produkttyp
  - Filmlauf und Einzelbildmodus mit selektierbarer Geschwindigkeit
  - Zoom, Pan, Scroll,
  - Zoom Animation
  - Wahl der Farbtabelle
  - Wahl der Z-R Beziehung für die Regenklassifizierung
  - Histogrammanalyse des Produktes
  - Schwellwertwahl für die Unterdrückung unwichtiger Phänomene
  - Datenwertidentifikation mit einer speziellen Farbe (Isolevel display)
  - Wahl von vordefinierten Over- und Underlays, Landschaft, Text, Konturen, Linien, Referenzpunkten
  - Wahl der Vertikalen Schnittlinie im Volumen zur Erzeugung von VXSECT Produkten
  - Text und Bildbeschriftungen in der Nutzersprache
  - Grafischer Editor zum Einfügen von Text, Linien und Symbolen in das Produktbild
  - Detaillierte Informationen über das dargestellte Produkt und seine Parameter in einem Info Fenster
  - Geographische Orientierungshilfe mit dem Mauszeiger, Höhe, Längen- und Breitengrad, Abstand und Winkel von einem Referenzpunkt
  - Anzeige von Warnsymbolen, Piktogrammen für den Fall eines automatisch erkannten gefährlichen Wetterphenomens und weiteren Systeminformationen
  - Laden und Speichern von Produkten und Produktsequenzen, Datenbankzugang
  - Ausdruck der dargestellten Produkte oder des ganzen Bildschirms
  - Interaktive Zielverfolgung und Vorhersage
  - Automatische Zielverfolgung von Regenzellen und die Vorhersage von Ort und Intensität (Nowcasting)
- 
- Arbeitsumgebung

Zusätzlich ist es sehr angenehm, wenn der Nutzer das gewohnte Erscheinungsbild seiner Arbeitsumgebung und deren Konfiguration abspeichern und wieder aufrufen kann.

Hierbei ist die Position, Größe und die Funktionalitäten der Benutzerumgebung Nutzerkonfigurierbar und jederzeit wieder rückrufbar.

Eine Passwortsicherung der Nutzerebenen (Supervisor, User, Forecaster, Maintenance) ist ebenfalls von großer operationeller Wichtigkeit.

- Systemstatusmeldungen

Üblicherweise sollten sich weiterhin noch folgende Informationen am Nutzerbildschirm finden, die über die einwandfreie Funktion des Systems und die Verlässlichkeit der dargestellten Daten informieren sollen:

- + Audio Alarm und/oder Piktogramm Meldung beim Fehlerfall des Sensors, der Rechner oder Des Netzwerkes, Generierung einer Fehlermeldung mit Text und/oder Fehlernummer, die eine Fehlersuche durch das Wartungspersonal ermöglicht.
- + Aktivitätsinformation, was tut das Sensorsystem, der Produktgenerator, das Netzwerk
- + Statusinformation, wie ist der aktuelle Systemstatus

Optional finden sich auch die gleichzeitige **Überlagerungen von mehreren Sensordaten**, z.B.

- Satellitendaten (Meteosat oder Geographische Satellitenbilder) und Radar
- Radar und Blitzdaten
- Radar und AWOS, Windmesser, Bodendaten
- Radar und "Low Level Wind Shear" Detektoren
- Radar und Regenmesserdaten, Distrometer
- Mehrere Radars, Mosaik oder Composite Darstellung
- Unterschiedliche Radars, Multiparametermessung

Die Überlagerungen dienen im Allgemeinen dem besseren Verständnis und der intuitiven Interpretation und Identifikation des aktuellen Wetterphänomens. Auf diesem Weg ist eine wesentlich verbesserte individuelle Wettervorhersage möglich.

Grenzen dieser Überlagerung liegen in der Zeitgleichheit und dem Maßstab: Man kann sagen, daß die operationell verwendeten Sensoren i.a. nicht den gleichen geografischen Meßbereich abdecken. Ebenso ist i.a. nicht gewährleistet, daß die atmosphärischen Effekte gleichzeitig von verschiedenen Sensoren erfaßt werden. Aus diesen Gründen dient die Überlagerung und Fusion der Daten meist nur der Ergänzung der Wetterinformation mit beschränktem Gültigkeitsbereich:

Aktuell arbeiten verschieden Gruppen an einer intelligenten algorithmischen Fusion von mehreren Sensoren. Verfahren der künstlichen Intelligenz sollen hier zu einer **objektivierten** Wetterphänomenerkennung und Vorhersage führen. Eine Verbesserung der Trefferquote und eine interpretationsfreie Erkennung und Vorhersage ist hier das Ziel. Insbesondere fordern Flugberater und andere "Echtzeitnutzer, Nowcaster" solche Funktionen, die eine objektive Entscheidungshilfe für ihre Arbeit unter extremen Streßsituationen werden soll.

## **2.4. Bedarf von Nutzern aus der Flugsicherung, Zukünftige Systeme**

Im Folgenden sollen einige Anforderungen ohne weiteren Kommentar aufgelistet werden, die von Nutzern aus dem Flugsicherungsbereich and die "Mensch-Maschine-Schnittstelle Produktdarstellung" gestellt werden:

### **2.4.1 Allgemeine Forderungen**

- \* 3D ROHDATEN (Polardaten in hoher Auflösung) sollen in verschiedene Wetterinformationsniveaus konvertiert werden
- \* Nutzerdefinierte geographisch Gebiete für die Darstellung
- \* Wahlmöglichkeit für unterschiedliche Schwellwerte für Genauigkeit, Qualität und Zeitnähe
- \* Kann das Produkt an Standortbedingungen angepaßt werden, wie z.B. saisonale und geographische Varianz der meteorologischen Phänomene und Bedingungen.

### **2.4.2 Operationelle Forderungen der Flugwetterdienste und Flugkontroller**

- \* Kann die Darstellung wesentliche Wetterveränderungen verdeutlichen
- \* Können Wetterinformationen mit anderen kritische Daten integriert werden
- \* Können mehrere gefährliche Wetterbedingungen gleichzeitig dargestellt werden, wie Quantifizierung von Vereisung, Turbulenz in verschiedenen Farbstufen Gefahrenindex, Korrelation mit dem Flugzeugtyp
- \* Entscheidungen sollen innerhalb 20min oder weniger möglich sein
- \* Animation
- \* Wetterphänomene sollen in 3D dargestellt werden
- \* Können die 3D Wetterinformationen auch in 2D Darstellung als Perspektivische Darstellung (Cockpit view) Flugprofile
- \* Schnitte als Seitenansicht dargestellt werden
- \* Können Nutzerinformationen wie Blinken, Helligkeit, Lautstärke von Audioinformationen eingestellt werden
- \* Können vom Nutzer selbst Schwellwerte für gefährliches Wetter eingestellt und aktiviert/deaktiviert werden
- \* Können Präferenzen für Bildschirmaufbau, wie dargestellte Informationen Bidschirmanordnung, gesichert und wieder aufgerufen werden
- \* Können Daten für die Flugvorbereitung und Wetterinformation im Flug an die Flugroute des individuellen Fluges angepaßt werden.
- \* Ist eine Vorhersageunterstützung bis zu 3 oder 6 Stunden möglich
- \* Sind Vorhersagen für
  - konvektive Aktivität
  - Turbulenz
  - Höhenwinde
  - Vereisungsgefahr
  - Erkennung von Vulkanaschemöglich

- \* Werden automatische Berichte über gefährliche Wetterphänomene erstellt und versandt
- \* Werden zeitgerechte PIREPS, Pilot Reports erstellt
- \* Werden diese mit in die Darstellung integriert und an alle Nutzer verteilt
- \* Gibt es eine allgemeine Datenbasis, die für alle Nutzer zugreifbar ist

Einige der hier gestellten Forderungen sind bereits von existierenden Systemen erfüllt. Andere müssen in Zukunft entwickelt und validiert werden.

Eine ähnliche Liste von Forderungen wird sicherlich von Hydrologen, Klimatologie, Wetterdiensten und anderen Nutzergruppen aufgestellt werden können.

Eine Vielzahl der Forderungen an die Ergonomie des Nutzerarbeitsplatzes sind jedoch für alle Gruppen identisch.

### **3. 3D Darstellung für Wissenschaft, Medien und Flugsicherung**

Im folgenden sollen die verschiedenen Ansätze kurz angeschnitten werden, Wetterphänomene in 3-dimensionaler Form (3D) darzustellen.

Hierzu bietet sich eine perspektivische Darstellung (Vogelperspektive) an, die dem menschlichen Vorstellungsvermögen angepaßt ist:

#### **3.1 Perspektivische Darstellung**

In Abb.5 wird eine 3D Perspektive eines Wetterphänomens gezeigt, die eine räumliche Vorstellung des Geschehens ermöglicht. Hier wird sofort der Wunsch nach interaktiver Drehung des Bildes deutlich. Auf diesem Wege ist es möglich sich das Phänomen von allen Seiten anzusehen.

Weiterhin ist es von großem Interesse in diesem Volumen Schnitte anzulegen, um die innere Struktur des Phänomens zu analysieren.

Für wissenschaftliche Analysen ist eine solche Darstellung und interaktive Analyse sicherlich von hohem Informationsgrad, operationell ist jedoch eine aufwendige Manipulation vor jeder idealen Darstellung der Daten durch den operationellen Meteorologen oft aus Zeitgründen nicht möglich oder auch nicht erwünscht, da mehrere Nutzer einen standardisierten Produktumfang benutzen wollen.

#### **3.2 Virtuelle Realität**

Grundsätzlich bietet die heutigen Rechnergeneration die Möglichkeit Datenvolumen dreidimensional als virtuelle Objekte im Raum darzustellen (Datenbrille) und interaktiv zu manipulieren (Datenhandschuh). Diese Verfahren lassen sich auf Wetterinformationen anwenden und bieten eine attraktive Möglichkeit durch die Atmosphäre in das Wetter zu "wandern".

Operationell erscheint dies jedoch ähnlich zu dem unter 3.1 gesagten nur für Medien und Wissenschaft praktikabel.

### 3.3 Wetterflug und 3D Wetteranimation

In den letzten Jahren haben sich zumeist in den Medien (Fernsehen, Zeitungen) perspektivische 3D Darstellungen von Wetterphänomenen und von Wettervorhersagen durchgesetzt. Diese Wetterpräsentation Abb. 5, Abb. 6 zeigt die Phänomene in einer Form, die dem menschlichen Vorstellungsvermögen besser angepaßt ist.

Auch hier kommen Überlagerungen von verschiedenen Informationen, zumeist dargestellt über einem digitalen Geländemodell zum Einsatz.

Um eine geographisch weiträumige Information zu erlangen, wird der "Wetterflug" durchgeführt, d.h. daß der Beobachtungspunkt der Darstellung über das Analysegebiet auf einem vorgegebenen Weg verschoben wird. Die resultierenden Bilder werden in schneller Folge als Film präsentiert, wobei dann die Phänomene " wie von einem Flugzeug oder Satellit heraus" gesehen werden.

Neben dem Wetterflug ist auch eine Animation von 3D Wetterradardaten möglich, die dann die zeitliche Entwicklung der Phänomene visualisiert. Auf diesem Wege lassen sich kurzfristige Wettervorhersagen auf intuitivem Weg schnell erstellen.

Alle 3D Darstellungen haben den Nachteil, das die genaue Analyse, der Einblick ins Innere der Wolken, nur mit interaktivem Aufwand möglich ist. Andererseits besitzen sie den großen Vorteil der menschengerechten Sicht, die ohne Schulung von Jedermann interpretiert werden kann.

### 3.4 Wetterdatenvisualisierung in Internet

Alle gängigen Formen der Darstellung könne mit den aktuell verfügbaren Mitteln eine einfache Verbreitung der Information über Internet finden. Produkte von operationellen Wetterradars finden sich im Internet. Auf die ansprechenden Datendarstellungen des FZK (Karlsruhe) und der Universität Bonn als Beispiele für Deutschland sei hier ohne Anspruch auf Vollständigkeit hingewiesen.

#### 4. Literatur

- [1] FROG, COLIBRI GAMIC Operator Handbook
- [2] VIS-5D, UW-NMS Home Page, [www.meteor.wisc.edu](http://www.meteor.wisc.edu)
- [3] Florian Schröder TRIVIS "Professional Television Weather Presentation"  
Fraunhofer Institut Grafische Datenverarbeitung
- [4] WeatherWizard GAMIC Operator Handbook

## 5. Abbildungen:

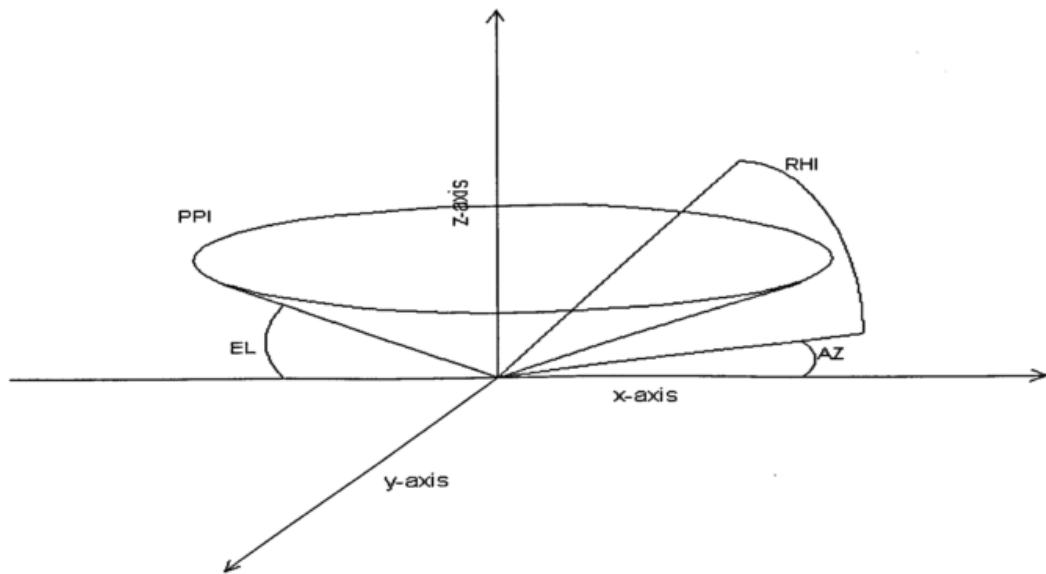


Abb.1 PPI, RHI Abtastvorgang

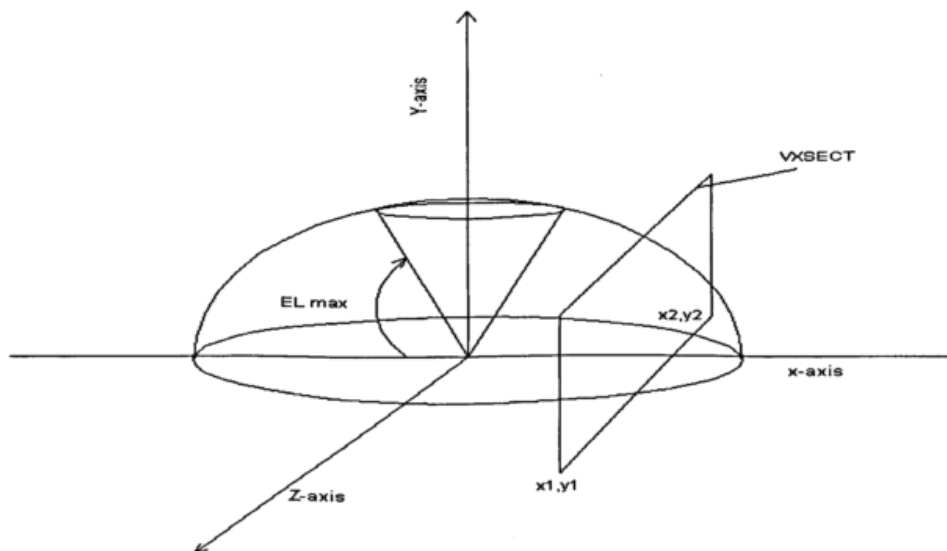


Abb.2 Volumenabtastung und VSECT Schnitt

### 3.3 Wetter

In den letzten Jahren hat die 3D-Darstellung von Wetterdaten eine große Rolle gespielt. Diese Darstellungen sind nicht nur für die Öffentlichkeit, sondern auch für die Wissenschaftler von großem Interesse. Sie ermöglichen es, die Wetterdaten in einer Weise darzustellen, die dem menschlichen Auge besser verständlich ist. Dies geschieht durch die Verwendung von 3D-Modellen, die die Wetterdaten in einer Weise darstellen, die dem menschlichen Auge besser verständlich ist.

Alle 3D-Darstellungen von Wetterdaten sind in der Regel in einer Weise dargestellt, die dem menschlichen Auge besser verständlich ist. Dies geschieht durch die Verwendung von 3D-Modellen, die die Wetterdaten in einer Weise darstellen, die dem menschlichen Auge besser verständlich ist.

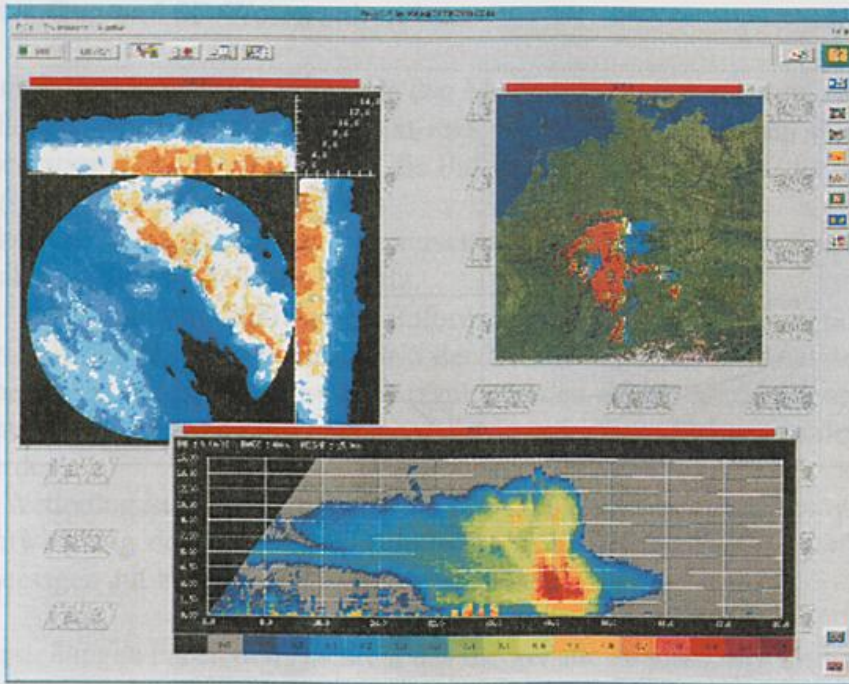


Abb. 3 Typische 2D Produktdarstellung [1]

### 3.4 Wetterdatenvisualisierung im Internet

Alle gängigen Formen der Darstellung können mit den aktuell verfügbaren Mitteln eine einfache Verbreitung der Informationen im Internet. Auf der Universität Bonn als Beispiel hingewiesen.

#### 4. Literatur

- [1] ...
- [2] ...
- [3] Florian Schröder

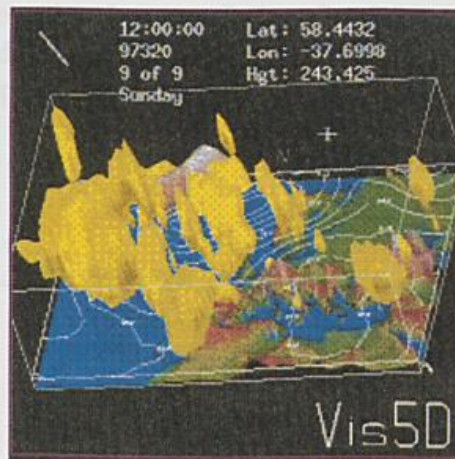


Abb. 4 Dreidimensionale wissenschaftliche Darstellung [2]

## Abbildung von Windfeldern aus Radarmessungen



Abb. 5 Wetterflug-Darstellung [3]



Abb.6 3D Radarwolken Darstellung über digitalem Geländemodell [4]



# Ableitung von Windfeldern aus Radarmessungen

Martin Hagen<sup>1</sup>, Hermann Gysi<sup>2</sup>, Peter Lang<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt, Institut für Physik der Atmosphäre, Oberpfaffenhofen

<sup>2</sup>Radar Info, Karlsruhe

<sup>3</sup>Deutscher Wetterdienst, Meteorologisches Observatorium, Hohenpeißenberg

## ABSTRACT

Measurements of the Doppler velocity by radar give only the radial component of the complete three dimensional motion. Methods for the manual or automatic interpretation of Doppler measurements are presented. These methods enable the retrieval of the partial or entire wind field, its kinematic properties such as divergence, or the vertical wind profile. A combination of two or more Doppler radars allows to retrieve the complete wind vector.

## ZUSAMMENFASSUNG

Messungen der Dopplergeschwindigkeit können immer nur die zum Radar radiale Bewegungskomponente des vollständigen dreidimensionalen Bewegungsvektor darstellen. Die für eine manuelle oder automatische Interpretation nötigen Verfahren werden vorgestellt. Mit diesen Verfahren können aus Dopplergeschwindigkeitsmessungen mehr oder weniger vollständige Aussagen über das tatsächliche Windfeld, seine kinematischen Eigenschaften, wie Divergenz, oder über das vertikale Windprofil gemacht werden. Alternativ dazu kann das Windfeld durch eine Kombination der Dopplergeschwindigkeiten von mehreren Dopplerradars bestimmt werden.

## 1. Einleitung

Mit einem Dopplerradar kann nur die zum Radar radiale Bewegungskomponente der reflektierenden Partikel (Regentropfen, Schnee, ...) gemessen werden. Die dazu senkrechten Komponenten des dreidimensionalen Bewegungsvektor bleiben unbekannt. Für eine erfolgreiche Interpretation von gemessenen Dopplergeschwindigkeiten sind Vorstellungen über das tatsächliche Windfeld zu entwickeln. Zusammen mit den Messungen der Dopplergeschwindigkeit können dann Aussagen über das Windfeld gemacht werden. Für gewisse Fälle ist es dadurch möglich, mit mathematischen Verfahren eine eindeutige Lösung für den Bewegungsvektor zu finden. Als Beispiel seien die weiter unten beschriebenen Verfahren (VAD, VVP, UW) genannt.

In ersten Näherung wird davon ausgegangen, daß sich die Niederschlagsteilchen mit dem Wind mitbewegen, die Dopplergeschwindigkeit ist dann ein Indiz für die Luftbewegungen. Im allgemeinen wird die Fallgeschwindigkeit der Partikel vernachlässigt (außer bei vertikal zeigenden Dopplerradars). Dies kann bis zu Elevationswinkel von 20 - 25° akzeptiert werden, ohne daß dabei größere Fehler gemacht werden. Nur bei großen schweren Teilchen (z.B. Hagel) muß eine gewisse Trägheit gegenüber kleinräumigen Turbulenzen berücksichtigt werden (Bohne, 1982).

Eine weitere Größe, die mit einem Doppler-Radar gemessen werden kann, ist die spektrale Breite des Dopplerspektrums. Diese Größe ist ein Maß für die Turbulenz und Windscherung innerhalb des Pulsvolumens.

## 2. Dopplergeschwindigkeit

Ein kohärent arbeitenden Radar kann eine durch den Doppler-Effekt verursachte Frequenzverschiebung messen. Der Doppler-Effekt entsteht dadurch, daß sich Sender (reflektierende Teilchen) und Empfänger einer Welle relativ

zueinander bewegen. Die Relativbewegung verursacht eine Frequenzverschiebung der ausgestrahlten Welle (Dopplerverschiebung), die sich darin äußert, daß der Empfänger eine andere Frequenz registriert als die, die der Sender emittiert hat.

Um ein Target zu messen, das sich im Abstand  $r$  vom Radar befindet, muß das Radarsignal eine Distanz von  $2r$  bzw.  $2r/\lambda$  (in Anzahl Wellenlängen ausgedrückt) zurücklegen. Das entspricht einem Phasenwinkel von  $2\pi 2r/\lambda$ . Eine Welle, die bei der Emission an der Antenne die Phase  $\phi_0$  hat, erreicht die Antenne nach der Wechselwirkung mit einem stationären Ziel damit wieder mit der Phase

$$\phi = \phi_0 + \frac{4\pi r}{\lambda} \quad (1)$$

Bewegt sich das reflektierende Teilchen mit der radialen Geschwindigkeit  $v_r = dr/dt$ , so ist die damit verbundene Änderung der Phase  $d\phi/dt$ . Es folgt durch Ableitung von (1):

$$\frac{d\phi}{dt} = \frac{4\pi}{\lambda} \frac{dr}{dt} = \frac{4\pi}{\lambda} v_r = \omega_0 = 2\pi f_0 \quad (2)$$

Daraus ergibt sich die Dopplerfrequenz zu:

$$f_d = \frac{2v_r}{\lambda} \quad (3)$$

wobei  $v_r$ , die Geschwindigkeitskomponente eines Targets entlang der Ausbreitungsrichtung des Radarstrahls ist.

Weil die Streuteilchen im Meßvolumen unterschiedliche radiale Geschwindigkeitskomponenten haben, liefert die mit der Sendefrequenz  $f$  ausgesandte Welle viele verschiedene Dopplerverschiebungs-Frequenzen  $f_d$ . Alle zusammen stellen das vom Radar gemessene Doppler-Spektrum dar. Durch Analyse des Dopplerspektrums mittels Pulse-Pair- oder FFT-Verfahren läßt sich die mittlere reflektivitätsgewichtete radiale Geschwindigkeit der Streuteilchen im Meßvolumen bestimmen.

Die radiale Geschwindigkeit eines Partikels setzt sich in Abhängigkeit des Elevations- und Azimutswinkel des Radarstrahls aus den Bewegungskomponenten ( $u$ ,  $v$ ,  $w$ ) zusammen (vgl. auch Kapitel 4):

$$v_r = w_t \sin\phi + u \sin\theta \cos\phi + v \cos\theta \cos\phi \quad (4)$$

wobei  $\theta$  der Azimutwinkel und  $\phi$  der Elevationswinkel ist.  $v_r$  ist die radiale Geschwindigkeit,  $u$  und  $v$  sind die horizontalen Bewegungskomponenten,  $w_t$  ist die Resultierende aus vertikaler Luftbewegung  $w$  und der Fallgeschwindigkeit der Teilchen  $v_f$ . Per Definition sind Geschwindigkeiten auf das Radar zu negativ (d.h. entgegen den Ortsvektor vom Radar aus) und werden meistens bläulich dargestellt, während Geschwindigkeiten vom Radar weg positiv und mit rötlichen Farben dargestellt werden.

Wenn aus einer, aus diskreten Einzelmessungen bestehenden Zeitreihe Frequenzen analysiert werden, so können immer nur die Grundfrequenzen, nicht aber die höheren harmonischen Frequenzen bestimmt werden (Bild 1). Die maximale Grundfrequenz  $f_N$  ist durch  $f_N = \text{PRF}/2$  gegeben, wobei PRF die Pulsfolgefrequenz ist. Da ein direkter Zusammenhang zwischen analysierter Frequenz und Dopplergeschwindigkeit besteht, ergibt sich ein Geschwindigkeitsintervall - auch Nyquistintervall genannt -, innerhalb dessen die Geschwindigkeit eindeutig bestimmt werden kann,

$$-v_a \leq 0 \leq v_a \quad \text{mit} \quad v_a = \lambda \cdot \text{PRF}/4 \quad (5)$$

Ist die Geschwindigkeit eines Objektes größer als  $v_a$ , so wird die Geschwindigkeit in das Nyquistintervall gefaltet. Eine gemessene Dopplergeschwindigkeit  $v_r$  kann deshalb jede der folgenden Geschwindigkeiten  $v$  repräsentieren (Bild 2),

$$v = v_r + 2n v_a \quad n = \dots -2, -1, 0, +1, +2 \dots \quad (6)$$

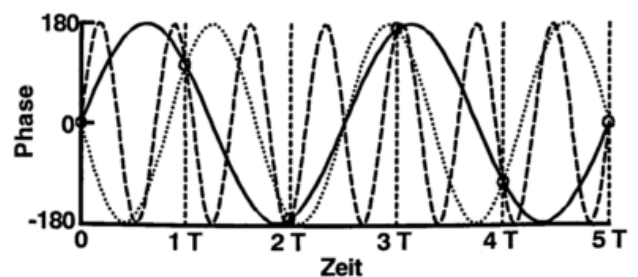


Bild 1. Beispiel für die Mehrdeutigkeit der Dopplerfrequenz. Aus den Phasenmessungen (o) lassen sich beliebig viele Frequenzen ableiten.  $T$  ist der Abstand zwischen zwei Pulsen.

Das Nyquistintervall wird durch die Wellenlänge des Radars und die Pulsfolgefrequenz festgelegt. In Europa wird üblicherweise eine Wellenlänge von ca. 5 cm verwendet. Die maximale Pulsfolgefrequenz ist durch die jeweilige gewünschte maximale Meßentfernung  $r_{max} = c/(2 PRF)$  gegeben ( $c =$  Lichtgeschwindigkeit). Eine höhere PRF würde zu Mehrdeutigkeiten bei der Entfernungszuordnung führen (sogenanntes Dopplerdilemma). Für ein  $r_{max}$  von 100 km liegt die PRF bei 1500 Hz, was einer Nyquistgeschwindigkeit von 20.4 m/s entspricht. Die Nyquistgeschwindigkeit liegt also durchaus in dem Bereich der in der Atmosphäre vorkommenden Windgeschwindigkeiten.

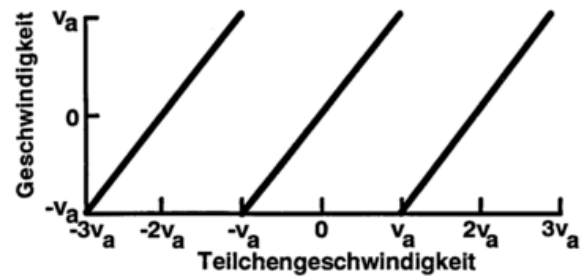


Bild 2. Faltung der tatsächlichen Geschwindigkeit in das Nyquistintervall.

### 3. Interpretation der Dopplergeschwindigkeit

In den folgenden Abschnitten dieses Kapitels soll nun beschrieben werden, wie das Bild der Dopplergeschwindigkeit interpretiert werden kann, bzw. wie typische meteorologische Phänomene auf einer PPI- (oder CAPPI) oder RHI-Darstellung sichtbar sind. Zuerst soll jedoch eine kurze Beschreibung zum Entfalten der Dopplergeschwindigkeit gegeben werden.

#### 3.1 Entfaltung der Dopplergeschwindigkeit

Bevor eine gemessene Dopplergeschwindigkeit interpretiert werden kann, muß häufig die Dopplergeschwindigkeit entfaltet werden. Dies ist aber nicht immer eindeutig möglich. Stellen, an denen eine Faltung auftritt, sind an dem Sprung der Geschwindigkeit von Meßvolumen zu Meßvolumen zu erkennen. Dabei muß vorausgesetzt werden, daß bei dieser Messung keine Windscherungen größer als  $v_a / \Delta r$  aufgetreten sind.  $\Delta r$  ist der Abstand zwischen zwei Meßvolumen. Um ein gemessenes Dopplergeschwindigkeitsfeld automatisch entfalten zu können, sind diverse Algorithmen entwickelt worden, die z.B. bei Bergen und Albers (1988) zusammengefaßt sind. Diese Verfahren haben sich zum Teil in der Praxis nur als bedingt tauglich erwiesen und erfordern meistens einen sehr hohen Rechenaufwand. Einfache Verfahren setzen voraus, daß sich die Dopplergeschwindigkeit entlang eines Radials kontinuierlich ändert. Unstetigkeitsstellen können dann als Faltung interpretiert und korrigiert werden. Aufwendige Methoden grenzen Gebiete mit ähnlicher Dopplergeschwindigkeit ab, und können so Faltungslinien in der Ebene oder Faltungsflächen im Raum erkennen und den Faltungsfaktor  $n$  bestimmen. Als erste Näherung kann bei manchen Methoden eine grobe Schätzung des tatsächlichen Windfeldes eingesetzt werden.

Der eindeutige Meßbereich der Dopplergeschwindigkeit läßt sich mit einem Verfahren, das zwei verschiedene Pulsfolgefrequenzen verwendet, deutlich erweitern (Doviak und Zrníc, 1984). Hier werden erst eine Folge von Pulsen mit der Pulsfolgefrequenz  $PRF_1$  (Periode  $\tau_1$ ) und dann eine Folge mit der Pulsfolgefrequenz  $PRF_2$  (Periode  $\tau_2$ ) ausgesandt. Da jede PRF einen anderen Eindeutigkeitsbereich hat, kann für ein Paar von gemessenen Geschwindigkeiten eine tatsächliche Geschwindigkeit festgelegt werden. Der eindeutig bestimmbare Geschwindigkeitsbereich ergibt sich aus

$$v_a = \frac{\lambda}{4(\tau_2 - \tau_1)} \quad (7)$$

Das Verhältnis der beiden PRF's wird entweder 3:2 oder 4:3 gewählt. Aus Gleichung (7) ergibt sich dann eine Erweiterung des Nyquistintervalls auf den zweifachen bzw. dreifachen Wert der, zu der höheren PRF gehörigen Geschwindigkeit  $v_a$  (vgl. auch Bild 4).

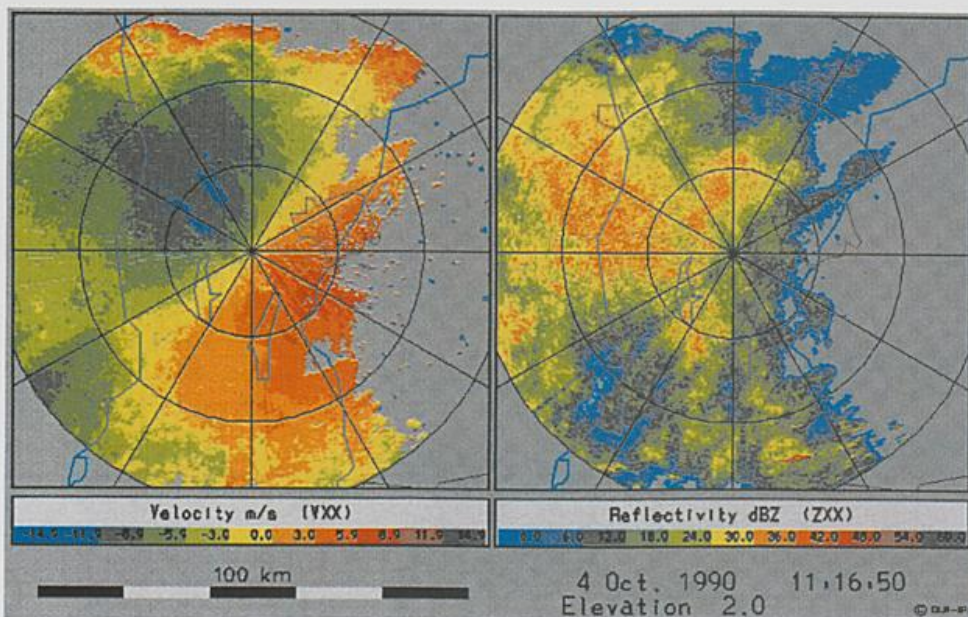


Bild 3.  
PPI-Darstellung der Dopplergeschwindigkeit (links) und der Reflektivität (rechts) vom 4.10.90 um 11:16 Uhr. Gemessen mit dem Polarisations Dopplerradar des DLR in Oberpfaffenhofen.

### 3.2 Horizontaldarstellungen

Im allgemeinen ist bei der Interpretation von Dopplermessungen nur eine Aussage über das horizontale Windfeld möglich. Im Vordergrund steht daher die manuelle Interpretation von PPI oder CAPPI Bildern, bzw. es soll gezeigt werden, wie sich die Dopplergeschwindigkeit typischer Windfelder darstellt.

#### 3.2.1 Einfache Windfelder mittels PPI

Bild 3 zeigt die Reflektivität und die Dopplergeschwindigkeit eines Niederschlagsgebiets in Form eines PPIs bei einer Elevation von 2°. Mit zunehmender Entfernung vom Radarstandort werden somit das Windfeld aus größeren Höhen dargestellt. Das Windfeld ist innerhalb des Entfernungskreises 40 km relativ homogen, d.h. räumliche Windänderungen sind zu vernachlässigen. Für eine manuelle Interpretation ist es am günstigsten, den Verlauf der Geschwindigkeit Null (gelb) zu suchen. Hier steht der horizontale Windvektor senkrecht zum Radarstrahl. Das gelbe Band hat in Bild 3 eine Orientierung von Südwest nach Nordost. Südöstlich des Radarstandortes Oberpfaffenhofen weht der Wind von dem Radar weg, die Geschwindigkeit bei einer Richtung von ca. 130° beträgt etwa 10 m/s, nordwestlich des Radars weht der Wind mit ca. 10 m/s auf das Radar zu. Für den Umkreis um das Radar ergibt sich somit ein Nordwestwind mit ca. 10 m/s. Außerhalb der Entfernung 40 km wird die Interpretation schwieriger. Hier befindet sich der Radarstrahl bereits in einer Höhe von ca. 2000 m NN, im Süden ist das Strömungsfeld durch den nördlichen Rand der Alpen gestört. Auch zeigt das Reflektivitätsbild kleinräumige Strukturen, die auf konvektive Strömungsvorgänge schließen lassen. Eine klare Aussage ist nicht mehr möglich.

In Bild 4 dargestellt ist ein PPI der radialen Dopplergeschwindigkeit bei einem Elevationswinkel von 2.5 Grad kurz nach dem Durchzug einer Kaltfront aus Nordwesten im März 1995. Deutlich zu sehen ist der Windsprung an der Frontlinie, die sich etwa auf der Verbindungslinie zwischen Strasbourg und Pforzheim befindet. Südlich der Front ist ein Westwind zu erkennen, in Bodennähe (was in dem PPI nicht zu sehen ist) herrscht ein Südwestwind. Nördlich der Front herrscht eine deutliche Nordwestströmung vor, was anhand der Lage der  $v = 0$  m/s Linie (weiß), die senkrecht auf die Windrichtung steht, gut zu erkennen ist.

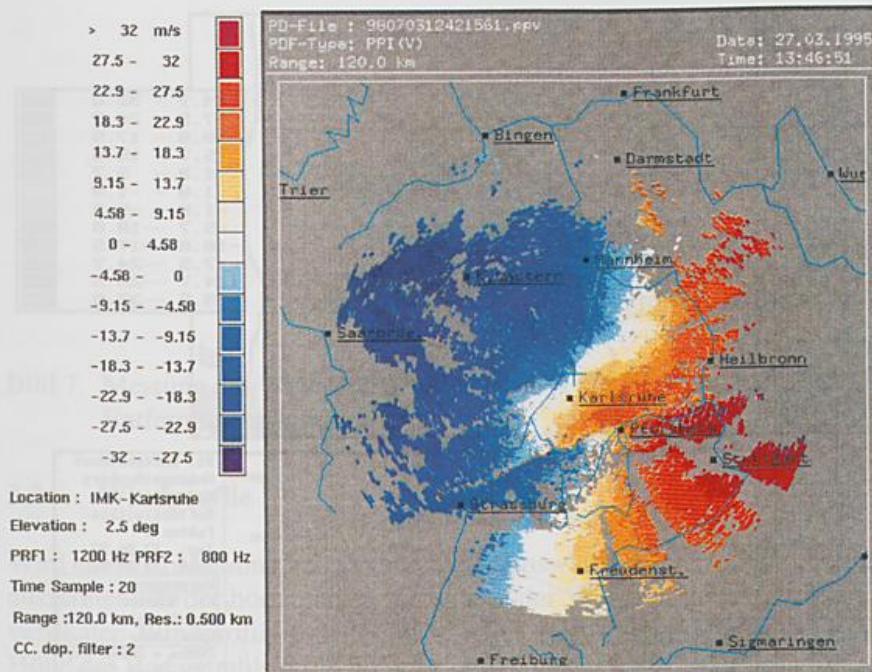


Bild 4.  
 PPI-Darstellung der Dopplergeschwindigkeit vom 27.3.95 um 13:46 Uhr. Gemessen mit dem Dopplerradar des IMK in Karlsruhe.

### 3.2.2 Divergenz und Rotation

Homogene Windfelder, wie das oben beschriebene, sind bei konvektiven Wetterlagen selten. Besonders innerhalb von Gewittern treten vielfach konvergente oder divergente Zonen auf. Daneben sind auch Felder mit Rotation zu finden. Bild 5 zeigt ein schematisches PPI-Bild der Dopplergeschwindigkeit eines Gewitters. Strömungsfelder wie dieses sind in den unteren Höhen häufig anzutreffen (z.B. Höller et al., 1994).

In der Zone **A** rotiert die Strömung, dies zeigt sich in der Dopplergeschwindigkeit derart, daß aus der Sicht des Radars Felder mit der Geschwindigkeit auf das Radar zu (*towards*) neben Bereichen mit der Geschwindigkeit vom Radar weg (*away*) liegen. Dazwischen liegt ein Bereich mit der Dopplergeschwindigkeit Null. Auch hier steht der Windvektor wieder senkrecht zum Radarstrahl. Anders hingegen im Bereich **B**, hier herrscht eine konvergente Strömung vor. Aus der Sicht des Radars liegt hinter einem Bereich mit der Geschwindigkeit vom Radar weg ein Bereich mit der Geschwindigkeit auf das Radar zu. Dazwischen wieder eine Zone mit der Dopplergeschwindigkeit Null. Hier muß die Strömung aufgrund der Konvergenz zur Seite, bzw. nach oben oder unten ausweichen.

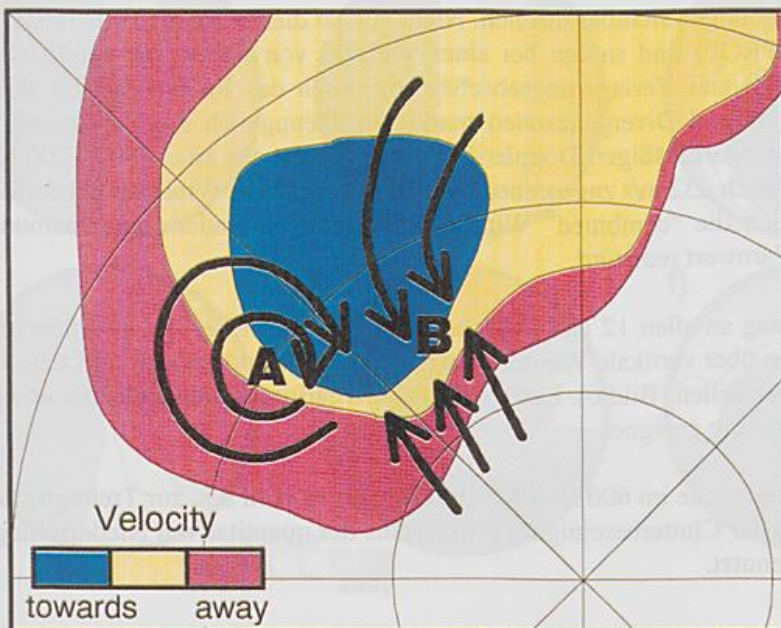


Bild 5.  
 Ausschnitt aus einem PPI mit der schematisierten Dopplergeschwindigkeit eines Gewitters. Die Bereiche **A** und **B** bezeichnen Gebiete mit Rotation und Konvergenz.

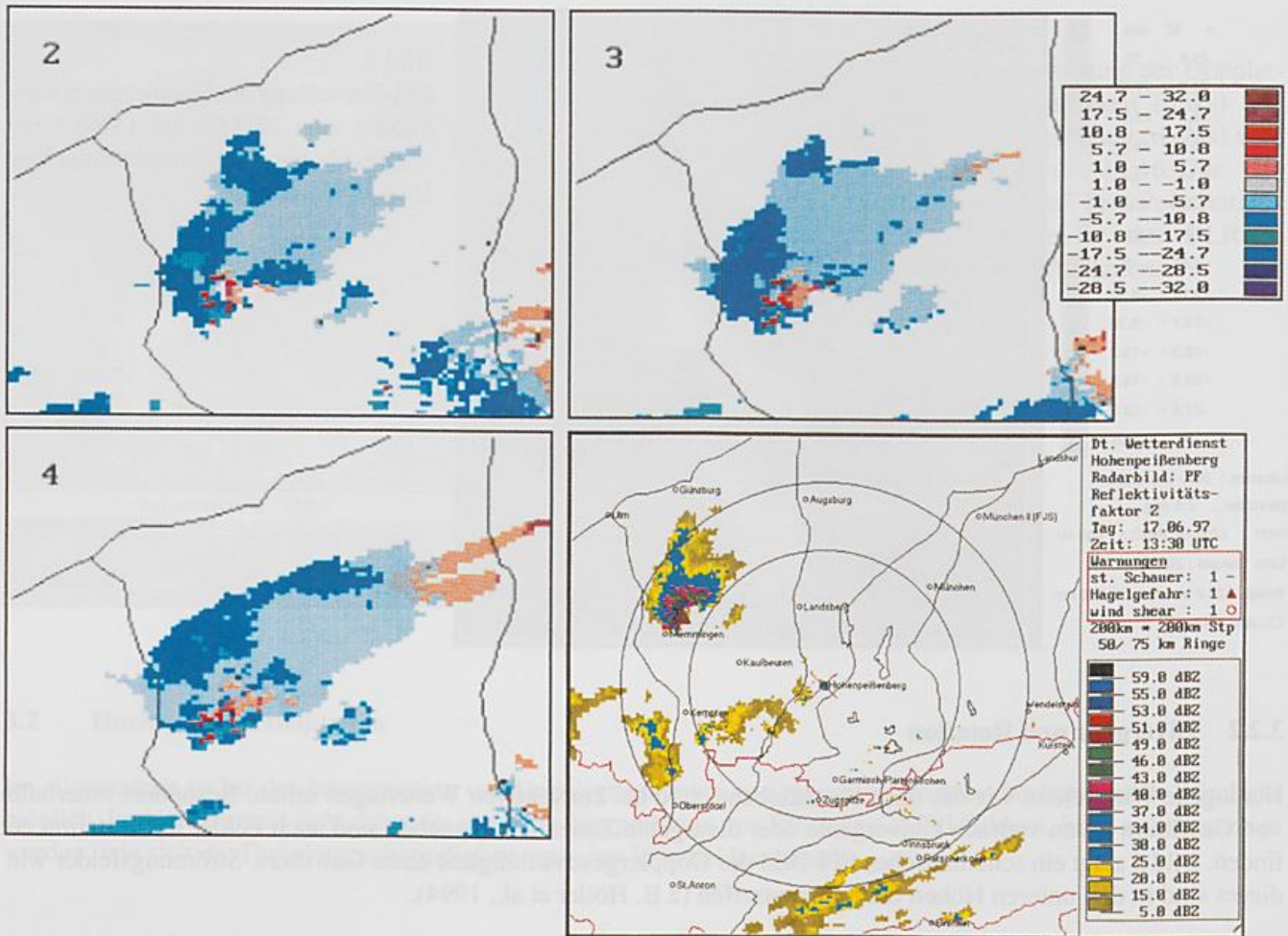


Bild 6. NW-Quadrant der Höhenflächen 2 - 4 km aus dem Doppler-PU-Produkt des DWD-Radars Hohenpeißenberg (x) vom 17.6.1997, 13:30 UTC. Im 100 km-Umkreis befindet sich dort eine Zelle mit zyklonaler Zellrotation (Skala in m/s) die in der Reflektivitätsdarstellung PF (unten rechts) > 59 dBZ erreicht und eine Hagel- und windshear-Warnung auslöst.

### 3.2.3 Dopplerprodukte des Deutschen Wetterdienstes

Die Radialwindprodukte des DWD (PR, PV) können den Windsprung an Frontalzonen, aber auch Zonen räumlicher Windrichtungs- und Geschwindigkeitsabweichungen sichtbar machen. Nicht zuletzt dienen sie als Hilfsmittel bei strittigen Bodenechoeinflüssen (auch ANAPROP) und stellen bei einer Vielzahl von Fällen mit vereinzelt Regengebieten die einzige verwertbare Wind- und Verlagerungsabschätzung durch das Radars dar. Im stark-konvektiven Bereich können sie Konvergenz- und Divergenzzonen markieren, wenngleich die Zuordnung zu einzelnen Zellen schwierig sein kann. Die standardmäßigen Doppler-Produkte werden aus einer (800/1200 Hz) "staggered PRF"-Folge aus jeweils  $2^\circ$  dem Bereich  $\pm 32$  m/s zugeordnet, mit Anlehnung an die Windstärkeklassifikation. Hierbei sind Entfaltungsfehler, die auch die "combined" Windshear-Warnungen (radiale und azimutale Scherung) stören, unvermeidlich, was den Warnwert reduziert.

Das PU-Produkt gibt die Radialwindverteilung an allen 12 Höhenflächen (bis 12 km) wieder. Es informiert bei unvollständigen oder fehlenden VAD-Profilen über vertikale Winddrehungen und Stärkeänderungen und z.B. den Höhenbereich von Rotationskernen konvektiver Zellen (Bild 6). Letzteres ist als Kriterium für das Zellstadium und die Overhang-, Hagel- und Böenlinienentwicklung geeignet.

Das PD-Produkt stellt 5-minütig gefaltete Radialwinde im 600 Hz PRF-Bereich dar; es wird u.a. zur Trennung von Niederschlagsechos und Clutter (Effektivität der Clutterbereinigung) im Zyklus der quantitativen Niederschlagsbestimmung sowie bei clear-air Strukturen genutzt.

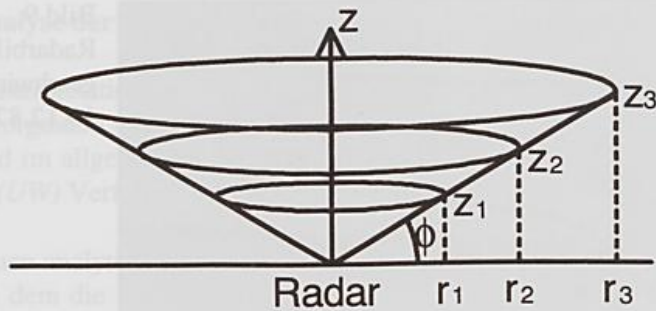


Bild 7. Messung des Windprofils mit einem PPI bei einer erhöhten Elevation  $\phi$ .  $r_1$  bis  $r_3$  bezeichnen verschiedene Entfernungen vom Radar.

### 3.3 Windprofile

Wird eine PPI Messung bei höheren Elevationswinkeln durchgeführt, so entspricht die Dopplermessung nicht mehr ausschließlich der horizontalen Verteilung der Windgeschwindigkeit, sondern es wird zusätzlich ein Abbild des vertikalen Windprofils erstellt (Bild 7). Bei den dabei verwendeten Elevationswinkeln von 10 bis 30° nimmt die Höhe des Radarstrahls pro Kilometer horizontaler Distanz dabei um 0,17 bis 0,51 km zu.

Bild 8 zeigt die Auswirkung von typischen Windprofilen auf PPI Messungen der Dopplergeschwindigkeit bei einem Elevationswinkel von etwa 20°. Bild a) zeigt ein Windfeld, das sowohl in Richtung und Geschwindigkeit mit der Höhe konstant ist. In Bild b) ist die Richtung mit der Höhe konstant, die Geschwindigkeit nimmt linear mit der Höhe zu, in Bild c) ist die Geschwindigkeit konstant in allen Höhen, es erfolgt eine lineare Winddrehung um 180° nach links mit der Höhe. Bild d) zeigt ein bodennahes Geschwindigkeitsmaximum (*Low-Level Jet*), die Windrichtung bleibt konstant, über dem Maximum herrscht eine konstante, aber geringere Geschwindigkeit. Bild e) zeigt bei höhenkonstanter Windgeschwindigkeit eine Richtungsscherung mit einer Winddrehung um 90° nach links im mittleren Höhenbereich. In Bild f) ist die Richtungsscherung mit einem bodennahen Geschwindigkeitsmaximum überlagert, zusätzlich nimmt oberhalb der Richtungsscherung die Windgeschwindigkeit weiter zu. Weitere Beispiele, zum Teil auch mit Diskontinuitätslinien (Fronten) befinden sich bei Wood und Brown (1986).

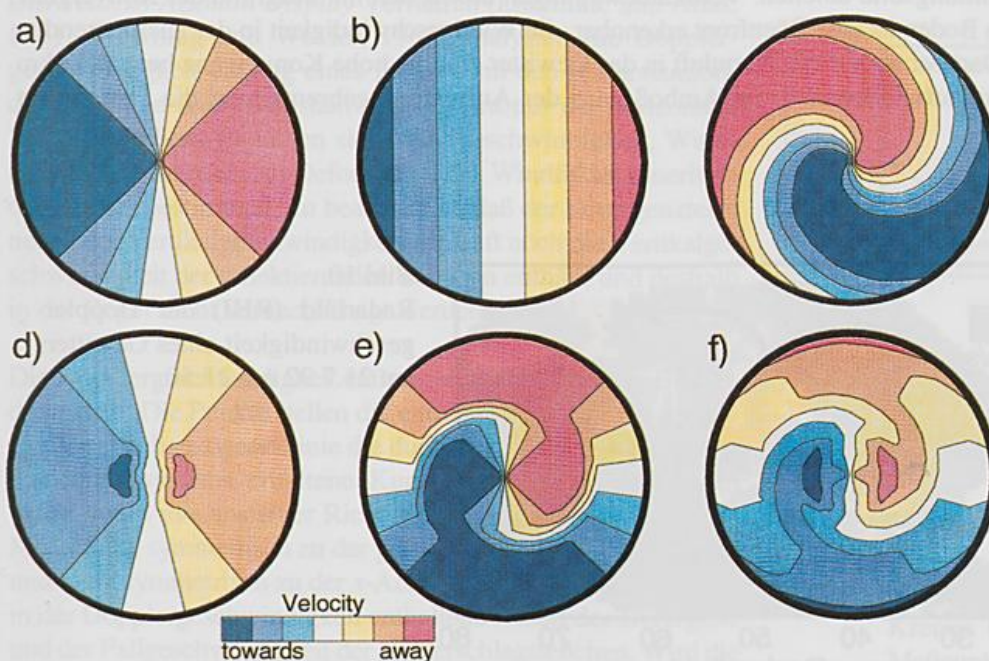


Bild 8. Beispiele für verschiedene Windprofile. Messungen (PPI) der Dopplergeschwindigkeit bei einem erhöhtem Elevationswinkel. Die einzelnen Windprofile (a bis f) sind im Text erläutert.

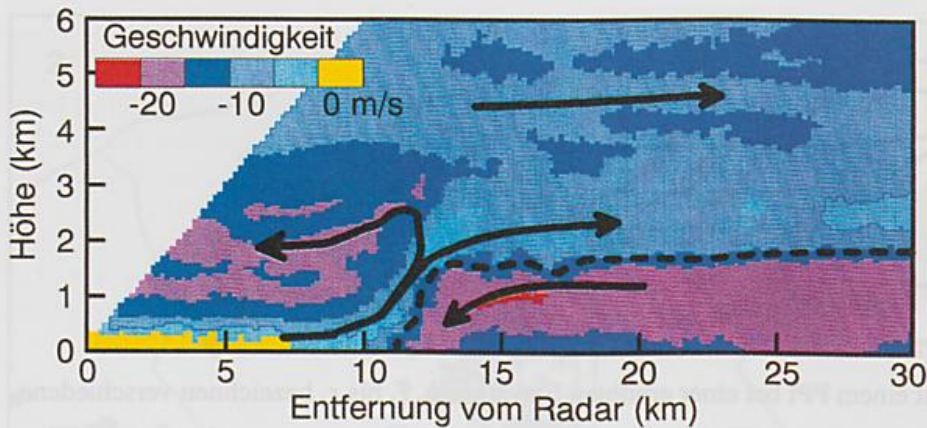


Bild 9.  
Radarbild (RHI) mit Dopplergeschwindigkeit einer Kaltfront am 19.12.87 um 2:34.

### 3.4 Vertikaldarstellungen

Vertikalschnitte der Dopplergeschwindigkeit sind eine gängige Darstellungsart für Strömungen, die eine deutliche vertikale Struktur besitzen, wie z.B. Gewitter oder Fronten. Für eine Vertikaldarstellungen eignen sich RHI's oder zusammengesetzte Schnitte aus einer CAPPI Volumenmessung. Für das Verständnis der Strömung ist es nützlich, wenn der Vertikalschnitt etwa senkrecht zur Front oder parallel zur Fortbewegungsrichtung des Gewitters liegt.

Bild 9 zeigt einen Vertikalschnitt durch eine Kaltfront mit einem schmalen Regenband (Hagen, 1992; ähnliche Beispiele auch bei Browning und Harrold, 1970). Fronten dieser Art werden als Ana-Kaltfront oder auch Kaltfront mit rascher Bewegung bezeichnet. Die RHI Messung wurde senkrecht zur ankommenden Kaltfront gemacht, die Bodenfront befindet sich bei ca. 12 km Entfernung. Vor der Front befindet sich eine dünne Schicht mit einer Dopplergeschwindigkeit Null, hier strömt die Warmluft parallel zur Front. Relativ zur Vorwärtsbewegung der Front (hier etwa 13 m/s) ist dies als Strömung zur Front zu interpretieren. Darüber erfolgt eine Strömung von der Front weg. Die Geschwindigkeit auf das Radar zu beträgt etwa 20 m/s. Auf der Rückseite strömt die Kaltluft unter Absinken auf die Bodenfront zu. Die Geschwindigkeit beträgt etwa 25 m/s. Über einer geneigten Fläche mit hoher vertikaler Windscherung steigt die Warmluft relativ zur herankommenden Front auf. Eine ausführlichere Diskussion des Windfeldes dieses Frontereignisses befindet sich bei Hagen (1992).

Der Vertikalschnitt durch eine Gewitterzelle (Haase-Straub et al., 1997) ist in Bild 10 gezeigt. Hier ist die Dopplergeschwindigkeit gefaltet. Geschwindigkeiten 10 m/s vom Radar weg sind zum Teil auch als 22 m/s zum Radar hin zu interpretieren. Zusammen mit einer Verlagerung des Gewitters von ca. 11 m/s auf das Radar zu, läßt sich das mit den Pfeilen eingezeichnete Strömungsbild ableiten. Vertikalbewegungen lassen sich nur aufgrund der Konvergenz und Divergenz abschätzen. Am Boden ist eine Böenfront erkennbar, die Windgeschwindigkeit in der ausfließenden Kaltluft erreicht etwa 25 m/s. Darüber strömt die Warmluft in das Gewitter ein, die hohe Konvergenz bei ca. 43 km Entfernung führt zu dem Hauptaufwindbereich. Im Amboß wird der Aufwind abgebremst und die Luft strömt divergent in alle Richtungen.

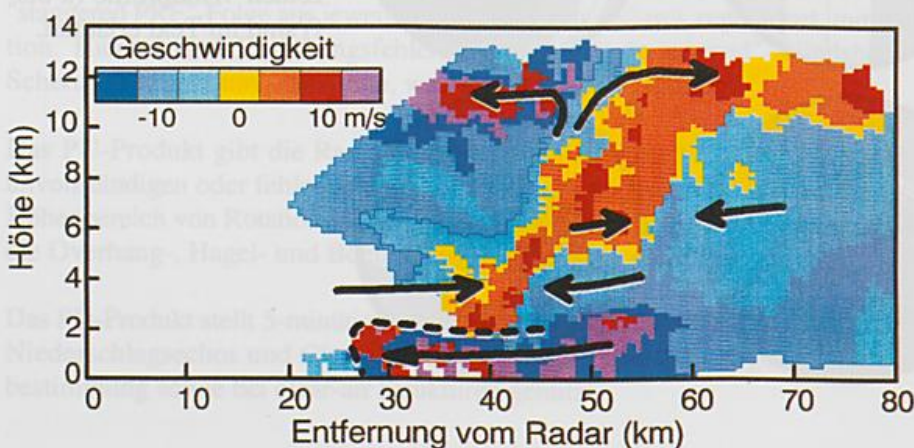


Bild 10.  
Radarbild (RHI) der Dopplergeschwindigkeit eines Gewitters am 21.7.92 um 21:50.

#### 4. Verfahren zur Analyse der Dopplergeschwindigkeit eines einzelnen Radars

Stand bisher die manuelle Interpretation der Messungen der Dopplergeschwindigkeit im Vordergrund, so sollen jetzt mathematische Methoden vorgestellt werden, mit denen das Windfeld oder Windprofil analytisch abgeleitet werden kann. Diese Verfahren sind im allgemeinen unter *Velocity Azimuth Display (VAD)*, *Velocity Volume Processing (VVP)* und *Uniform Wind (UW)* Verfahren bekannt.

Neben den hier beschriebenen analytischen Verfahren kommen noch weitere Verfahren zur Verwendung, z.B. das Korrelationsverfahren, bei dem die Verlagerung von identifizierbaren Reflektivitäts- oder Dopplergeschwindigkeitsmustern über eine zwei- oder dreidimensionale Korrelationsanalyse verfolgt wird (Smythe und Zrnić, 1983; Li et al., 1995). Die Genauigkeit und räumliche Auflösung ist stark von der zeitlichen und räumlichen Konstanz der verfolgten Muster abhängig. Eine Erweiterung dieses Verfahrens wurde von Laroche und Zawadzki (1995) durchgeführt, hier wird das Korrelationsverfahren mit einem analytischen Verfahren kombiniert. Gemeinsam mit den oben erwähnten analytischen Verfahren, werden diese Verfahren auch als *single Doppler* Verfahren bezeichnet, da nur die Daten eines Dopplerradars benötigt werden.

Eine ausführliche Diskussion der mathematischen Grundlagen der analytischen Verfahren findet sich bei Koscielny et al. (1982). Diese Verfahren gehen davon aus, daß das Windfeld linear ist, d.h. sich das Windfeld nur linear über das zu beschreibende Gebiet ändert. Aus der Definition der Dopplergeschwindigkeit (Gleichung (1)) und einer Beschreibung des linearen Windfeldes läßt sich ein lineares Gleichungssystem mit 11 Koeffizienten aufstellen. Dieses lineare Gleichungssystem kann gelöst werden, wenn eine ausreichend große Anzahl von räumlich verteilten Messungen der Dopplergeschwindigkeit vorliegt. Daraus kann dann das lineare Windfeld nahezu vollständig beschrieben werden. Allerdings läßt sich der Vorticity-Term nicht bestimmen. Aus diesem Grund können mit den analytischen Verfahren nur rotationsfreie Felder vollständig beschrieben werden.

In der Literatur sind einige Vereinfachungen des linearen Gleichungssystems zu finden. Diese Vereinfachungen werden durchgeführt, weil einige Koeffizienten aufgrund von Größenordnungsabschätzungen vernachlässigt werden können, oder für eine Auswertung des Windfeldes nicht von Interesse sind. Diese Vereinfachungen sind unter den Namen *Velocity Azimuth Display (VAD)*, *Velocity Volume Processing (VVP)* und *Uniform Wind (UW)* Verfahren bekannt.

##### 4.1 Velocity Azimuth Display (VAD)

Das *Velocity Azimuth Display* Verfahren (Lhermitte und Atlas, 1961; Browning und Wexler, 1968) analysiert die Dopplergeschwindigkeit entlang eines Kreises um den Radarstandort, die Elevation bleibt konstant und es wird nur der horizontale Wind betrachtet. Es lassen sich Windgeschwindigkeit, Windrichtung, Divergenz und Deformation des Windfeldes innerhalb des Kreises bestimmen. Zu beachten ist, daß der Divergenzterm neben der Vertikalgeschwindigkeit der Luft noch die Vertikalgeschwindigkeit der reflektierenden Teilchen enthält, und deshalb in der Regel nicht vernachlässigt werden darf.

Die Dopplergeschwindigkeit entlang eines Kreises ist in Bild 11 dargestellt. Die Punkte stellen die einzelnen Dopplermessungen dar, die durchgezogene Linie die durch die Lösung des linearen Gleichungssystems erhaltene Kurve. Daraus ergibt sich ein Wind von 6 m/s aus einer Richtung 245°. Es fällt auf, daß die Meßpunkte symmetrisch zu der gestrichelten Linie bei -1,8 m/s, und nicht symmetrisch zu der x-Achse sind. Die Ursache ist der in der Dopplergeschwindigkeit enthaltene Anteil der Divergenz und der Fallgeschwindigkeit der Niederschlagsteilchen. Wird die Fallgeschwindigkeit z.B. nach Joss und Waldvogel (1970) mit

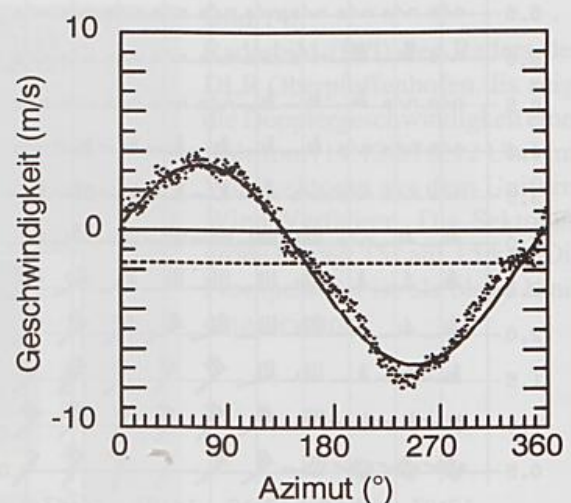


Bild 11. Velocity Azimuth Display (VAD) der Dopplergeschwindigkeit entlang eines Kreises bei einer Elevation von 20°. Meßpunkte und an die Punkte angepaßte Sinuskurve.

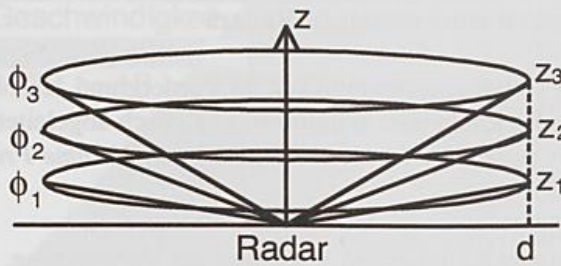


Bild 12. Messung des Windprofils in den Höhen  $z_1$  bis  $z_3$  mit mehreren PPI's bei verschiedenen Elevationen  $\phi_1$  bis  $\phi_3$  in der Entfernung  $d$ .

$v_f = -2,6 Z^{0,107} (\rho_0/\rho)^{0,5}$  über die Reflektivität  $Z$  (in  $\text{mm}^6\text{m}^{-3}$ ) parametrisiert, so kann aus dem verbleibenden konstanten Term die horizontale Divergenz des Windfeldes bestimmt werden (Browning und Wexler, 1968). Der zweite Term in dient der Dichtekorrektur in größeren Höhen, wobei  $\rho_0$  die Dichte in Meereshöhe ist. Oberhalb der Schmelzschicht, d.h. bei Schnee, erfolgt die Parametrisierung nach Heymsfield (1977) mit  $v_f = -0,64 Z^{0,06} (\rho_0/\rho)^{0,5}$ .

Das VAD Verfahren ist seit längerem eine gängige Methode, um vertikale Windprofile am Radarstandort zu bestimmen. Browning und Wexler (1968) geben zwei Methoden für die Messung an: Die erste Methode kommt mit einer einzigen PPI-Messung bei einer Elevation von 10 bis 20° aus. Die verschiedenen Höhen ergeben sich durch Kreise bei verschiedenen Entfernungen (Bild 7). Diese Methode hat den Vorteil einer schnellen Messung (ca. 30 s), aber den Nachteil, daß das Windfeld je nach Höhe über verschieden große Flächen gemittelt wird. Bei der zweiten Methode werden mehrere PPI-Messungen mit verschiedenen Elevationen durchgeführt, und das Windfeld jeweils bei der gleichen Entfernung analysiert (Bild 12). Diese Methode erfordert eine längere Meßzeit, wird aber im allgemeinen angewandt, wenn ein Profil der horizontalen Divergenz erstellt werden soll, da bei dieser Methode die Fläche konstant bleibt. Aus einem Profil der horizontalen Divergenz kann unter Hinzunahme der Kontinuitätsgleichung und der Annahme von Randbedingungen ein Profil der Vertikalgeschwindigkeit integriert werden.

PDF-Type: VVP\_2 Date: 27.03.1995  
Range: 60.0 km Time: 14:55:32

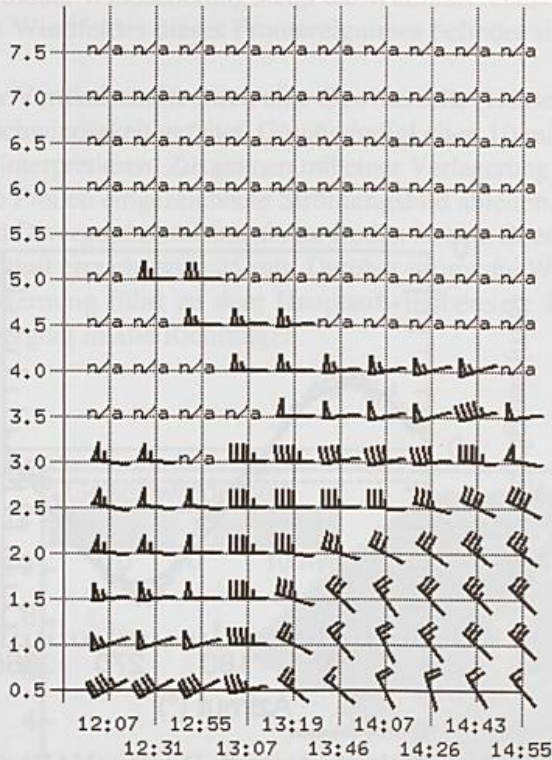


Bild 13. Vertikale Windprofile gemessen mit dem Dopplerradar des IMK Karlsruhe am 27.3.1995 von 12 bis 15 Uhr. n/a bedeutet keine Messung vorhanden.

## 4.2 Velocity Volume Processing (VVP)

Das *Velocity Volume Processing* Verfahren (Waldteufel und Corbin, 1979; Koscielny et al., 1982) erfaßt im Gegensatz zum VAD Verfahren ein gesamtes Volumen. Theoretisch lassen sich damit alle 11 Koeffizienten aus dem linearen Gleichungssystem bestimmen. Dies setzt aber voraus, daß beim Abtasten ein ausreichend großes Gebiet erfaßt wird, z.B. ähnlich wie in Bild 12 gezeigt, das Volumen rings um das Radar. Für den Radarstandort lassen sich somit bis auf die Vorticity alle kinematischen Eigenschaften eines linearen Windfeldes bestimmen.

Bild 13 zeigt einen Zeit-Höhen Schnitt des horizontalen Windvektors während einer Frontpassage am 27.3.1997 (vgl. Bild 4). Deutlich ist der Windsprung beim Frontdurchgang zu sehen. Zwischen 12.55 Uhr und 13.19 Uhr dreht der Wind bodennah von Südwest auf Nordwest. Vor dem Frontdurchgang ist in den Profilen ein deutlicher Low-level Jet in einer Höhe von etwa 2 km zu erkennen.

Die statistischen Untersuchungen von Koscielny et al. (1982) haben gezeigt, daß das VVP Verfahren auch auf einen Sektor des kompletten Volumens um das Radar beschränkt werden kann. In diesem Fall muß die Zahl der bestimmbareren Koeffizienten reduziert werden. Der Vertikalwind kann dann nicht mehr direkt bestimmt werden, sondern muß wie oben beschrieben, integriert werden. Die Sektorengröße wird mit ca. 30° angegeben. Innerhalb

dieses Sektors kann die Auswertung auf einen ca. 30 km tiefen Bereich beschränkt werden. Auf diese Weise können mehrere Windprofile innerhalb des gesamten Volumens erstellt werden, z.B. auf der Vorder- und Rückseite von Fronten.

### 4.3 Uniform Wind (UW)

Das *Uniform Wind* Verfahren (UW) stellt eine starke Vereinfachung der analytischen Verfahren dar. Es wurde von Persson und Andersson (1987) entwickelt, um ein Verfahren zur Verfügung zu stellen, das für den operationellen Betrieb geeignet ist. Es dient hauptsächlich dazu, horizontale Felder der Dopplergeschwindigkeit leichter interpretieren zu können.

Auswertungen von Messungen mit dem VVP Verfahren haben gezeigt, daß die berechneten Koeffizienten stark von den vermuteten tatsächlichen Koeffizienten abweichen können. Dies ist dann der Fall, wenn die Sektorelemente wegen der gewünschten hohen räumlichen Auflösung klein gewählt werden, oder das Windfeld nicht linear ist. Das lineare Gleichungssystem wird dann wegen der hohen Zahl von Freiheitsgraden (Zahl der bestimmaren Koeffizienten) unter Umständen singulär.

Aus diesem Grund wird bei dem UW Verfahren die Zahl der Koeffizienten von 11 auf 2 reduziert, das Windfeld wird im Bereich der Analyse als konstant angenommen

$$v_r = u_0 \cos\phi \sin\theta + v_0 \cos\phi \cos\theta . \quad (8)$$

Um  $u_0$  und  $v_0$ , die Komponenten des Windvektors im Sektor, bestimmen zu können, sind verschiedene Messungen von  $v_r$  entlang eines Kreisbogens nötig. Dies ist gleichbedeutend mit der Ableitung von  $v_r$  nach  $\theta$ , diese wiederum ist identisch mit der gesuchten tangentialen Geschwindigkeit

$$\frac{\partial v_r}{\partial \theta} = u_0 \cos\phi \cos\theta - v_0 \cos\phi \sin\theta = -v_t . \quad (9)$$

Aus Gleichung (9) kann ein lineares Gleichungssystem erstellt werden, das mit bekannten Methoden gelöst werden kann. Wichtig ist hierbei eine hohe Qualität der Daten. Genauigkeitsabschätzungen, ähnlich zu den bei Koscielny et al. (1982) beschriebenen, ergeben bei einer Größe des Sektorelements von  $15^\circ$  auf 10 km eine Genauigkeit für die Ableitung des horizontalen Windes von 0,5 m/s. Dies setzt allerdings voraus, daß das Windfeld in dem Sektorelement konstant ist. Bei Entfernungen unter 100 km kann diese Bedingung bei stratiformen Niederschlag durchaus erfüllt sein.

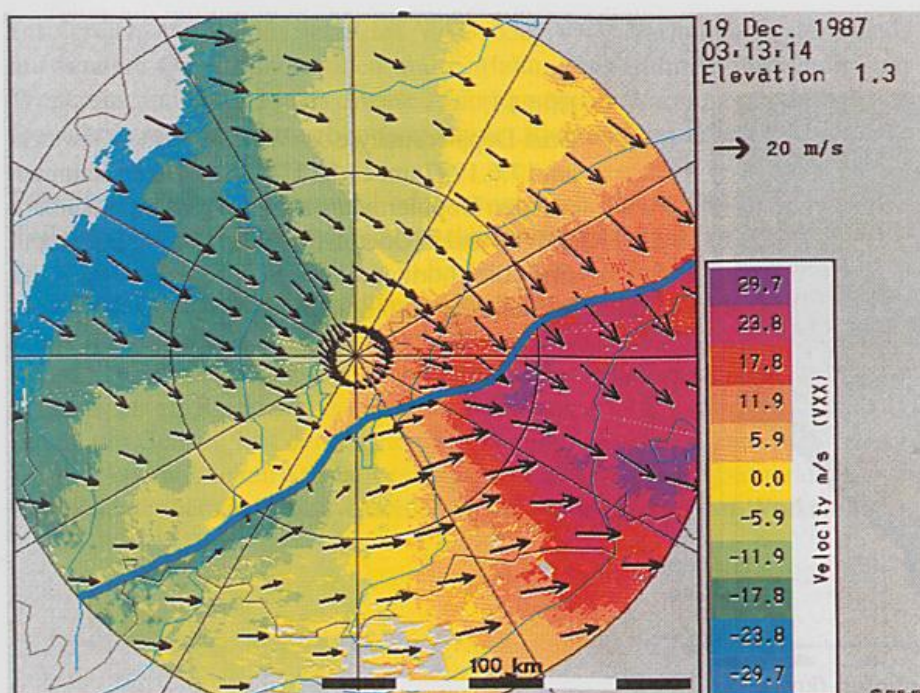


Bild 14.  
Radarbild (PPI) des Radars des DLR Oberpfaffenhofen. Es zeigt die Dopplergeschwindigkeit einer Kaltfront (19.12.87 3:12 Uhr) mit Windvektoren aus dem Uniform Wind Verfahren. Die Sektorengröße beträgt  $15^\circ$  auf 15 km. Die Frontposition ist als blaue Linie eingezeichnet.

Bild 14 zeigt ein PPI Bild der Dopplergeschwindigkeit von einer Kaltfront und die daraus abgeleiteten Windvektoren. Die Windvektoren verdeutlichen die Strömung, so wie sie sich aus den Dopplermessungen auch manuell ableiten läßt. Auf der Vorderseite der Kaltfront (vgl. auch Bild 9) herrscht eine Südwestströmung mit einer Geschwindigkeit von etwa 25 m/s, auf der Rückseite eine Nordwestströmung mit ca. 20 m/s. Im Bereich der Alpen befinden sich Bodenechos, die hier die Geschwindigkeit Null haben. Am rechten Rand befindet sich der Radarstrahl bereits in größeren Höhen, und nicht mehr in der bodennahen frontparallelen Strömung. Im Bereich der Frontlinie kann das Uniform Wind Verfahren keine realistischen Winde ableiten.

## 5. Multiple Doppler-Verfahren

Da ein Dopplerradar nur eine Windkomponente bestimmen kann, liegt es nahe, mehrere Dopplerradars zu kombinieren, um so nach der Methode des Doppelanschnittes den zwei- oder dreidimensionale Windvektor zu bestimmen. Diese Verfahren, auch Dual-Doppler oder Multiple-Doppler genannt, haben sich bei vielen Feldexperimenten, sowohl für die Untersuchung von Gewittern, als auch zur Untersuchung von Fronten bewährt (Carbone et al., 1979; Testud und Chong, 1983; Scialom und Lemâitre, 1990). Der typische Abstand zwischen den Radars beträgt 30 - 40 km. Das Gebiet in dem diese Analysen durchgeführt werden können begrenzt sich auf einen Umkreis von etwa 50 km um die gemeinsamen Grundlinien. Bei dem von Scialom und Lemâitre vorgestellten MANDOP Verfahren ist der Bereich größer ausgedehnt. Zusätzlich können, wenn mehrere Meßvolumen direkt hinter einander gemessen werden, thermodynamische Parameter aus dem Windfeld abgeleitet werden (Roux, 1985).

Bild 15 zeigt das Windfeld eines Gewitters am 17.6.1997 in 6 km Höhe, wie es aus einer Dual-Doppler Messung der Radars auf dem Hohenpeißenberg (DWD) und in Oberpfaffenhofen (DLR) bestimmt wurde. Der Abstand der beiden Radars beträgt etwa 37 km. Windvektoren sind mit einer räumliche Auflösung von 1 km verfügbar.

Mit zwei Dopplerradars kann jedoch nur der horizontale Windvektor bestimmt werden, die Vertikalgeschwindigkeit muß unter Vorgaben von unteren und oberen Integrationsgrenzen aus der horizontalen Divergenz integriert werden. Erst bei dem Einsatz von mehreren Dopplerradars kann die Vertikalgeschwindigkeit direkt aus den Messungen bestimmt werden.

Für einen operationellen Betrieb innerhalb der Wetterdienste sind diese Verfahren nicht geeignet, da hier die Radars in der Regel weiter auseinander stehen. Hier ist eine Kombination von Single- und Multiple-Doppler Verfahren denkbar, wie es z.B. in dem MANDOP Verfahren (Scialom and Lemâitre, 1990) und anderen Projekten erprobt wird. Hier werden Single-Doppler Verfahren zugrunde gelegt, aber zusätzliche Informationen aus der Dopplergeschwindigkeit eines anderen Dopplerradars eingefügt, um die Lösung des linearen Gleichungssystems zu erleichtern.

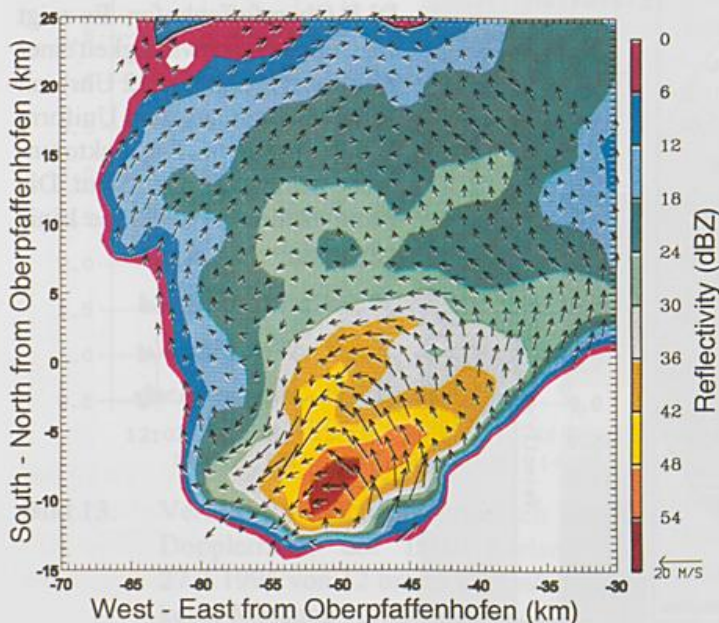


Bild 15.  
Dual-Doppler Analyse des Windfelds eines Gewitters am 17.6.1997 um 14:03 UTC. Die Daten stammen von den Dopplerradars auf dem Hohenpeißenberg (DWD) und in Oberpfaffenhofen (DLR). Dargestellt sind die horizontalen Windvektoren und die Reflektivität in 6 km Höhe (NN).

Die Installation und der Betrieb eines Dopplerradars ist mit hohen Kosten verbunden. Für die Realisierung von Multiple-Doppler Verfahren ist es ausreichend, nur weitere Empfänger aufzustellen, die dann die Seitwärtsstreuung empfangen und die Dopplergeschwindigkeit bezüglich des Empfängers auswerten. Solche bistatischen Systeme sind seit kurzem im Einsatz (Wurman et al., 1993) und haben ihre Funktion bewiesen. Die Reichweite und Genauigkeit ist zwar geringer als bei echten Multiple-Doppler Verfahren, allerdings kann wegen den geringen Kosten eines Empfängers mit einer starren Antenne das System leicht um weitere Empfänger erweitert werden.

Gegenüber den Verfahren mit mehreren Dopplerradars ergeben sich bei einem bistatischen Radar noch weitere Vorteile in Bezug auf die räumliche Auflösung und der Tatsache, daß die Messungen absolut gleichzeitig erfolgen. Bei der Messung mit mehreren Radars ergeben sich leicht zeitliche Unterschiede von einigen Minuten zwischen den Messungen der einzelnen Radars an einem Punkt. Dies kann bei schnellen Entwicklungen in Gewittern zu falschen Interpretationen führen.

## 6. Spektralen Breite

Neben der mittleren Dopplergeschwindigkeit kann aus den gemessenen Amplituden und Phasen die Varianz des Signals bestimmt werden. Diese Größe wird als die Breite des Dopplerspektrums bezeichnet. In dem Dopplerspektrum ist die Signalstärke der einzelnen Geschwindigkeiten als ein Maß für die Häufigkeit und Gesamtrefektivität gegenüber den einzelnen Geschwindigkeitsklassen dargestellt. Die spektrale Breite ist somit ein Maß für die Turbulenz und Windscherung im Pulsvolumen.

Werden die Größen, wie Windscherung und Antennedrehgeschwindigkeit von der gemessenen spektralen Breite extrahiert, dann kann die Turbulenz in der Form der Energiedissipationsrate bestimmt werden (Istok und Doviak, 1986). Vergleiche mit Flugzeugmessungen (Meischner et al., 1997) haben gezeigt, daß beide Systeme Werte in gleicher Größenordnung beobachten.

## 7. Schlußbetrachtung

Durch die Entwicklung aufwendiger mathematischer Verfahren wird es in Zukunft möglich sein, auch für den operationellen Dienst eine automatische Interpretation der Dopplergeschwindigkeit in Form von Windvektoren zur Verfügung zu stellen. Die manuelle Interpretation ist aufwendig und bedarf ausreichend Erfahrung, die nicht immer vorhanden sein wird. Allerdings müssen sich die automatischen Verfahren erst für die Praxis bewähren, die meisten Techniken sind bis jetzt erst für Forschungszwecke zum Einsatz gekommen.

Erfolgreich wurden bis jetzt das VAD oder VVP Verfahren in der Praxis erprobt. Allerdings sind auch hier aufwendige Qualitätskontrollen und Entfaltungsalgorithmen notwendig, um zuverlässig Windprofile zu liefern. Weiterhin sind in der Praxis diverse Algorithmen zur Warnung vor - für die Luftfahrt gefährlichen - Windscherung (sowohl in radialer, als auch in tangentialer Richtung) im Einsatz.

Für alle Verfahren, ob manuell oder automatisch, ist die Grundvoraussetzung, daß in der Atmosphäre genügend Teilchen vorhanden sind, um ein brauchbares Dopplersignal zu liefern. Hier kommen neben dem Niederschlag auch die sogenannten *Clear-Air* Echos in Frage. *Clear-Air* Echos entstehen durch feuchte Aerosolteilchen, Insekten und periodischen turbulenten Gradienten des Brechungsindex (d.h. Turbulenzelemente mit Feuchte- und Temperaturgradienten). *Clear-Air* Echos haben eine geringe Reflektivität ( $< 10$  dBZ) und sind in der Regel auf bodennahe Schichten unterhalb der Inversion begrenzt. Im Sommer sind Messungen der Dopplergeschwindigkeit in einem Umkreis bis zu 50 km und bis zu einer Höhe von 2 - 3 km möglich (Standard C-Band Radar). Wilson et al. (1994) haben die Genauigkeit der abgeleiteten Dopplermessungen untersucht, und den Nutzen der *Clear Air* Messungen für den operationellen Dienst bestätigt. Allerdings ist die kontinuierliche Beobachtung nur in der Grenzschicht möglich, darüber sind Windvektoren nur bei Niederschlag oder Wolken mit hohem Flüssigwassergehalt verfügbar.

## 8. Literatur

- Bergen, W.R., and S.C. Albers, 1988: Two- and three-dimensional de-aliasing of Doppler radar velocities. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, **5**, 305-319.
- Bohne, A.E., 1982: Radar detection of turbulence in precipitation environments. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 1819-1837.
- Browning, K.A., and T.W. Harrold, 1970: Air motion and precipitation growth at a cold front. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, **96**, 157-180.
- Browning, K.A., and R. Wexler, 1968: The determination of kinematic properties of a wind field using Doppler radar. *J. Appl. Meteor.*, **8**, 105-113.
- Carbone, R.E. et al., 1979: The multiple Doppler radar workshop. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **61**, 1169-1203.
- Doviak, R.J., and D.S. Zrnić, 1984: *Doppler radar and weather observations*. Academic Press, Orlando, 458 pp.
- Easterbrook, C.C., 1975: Estimating horizontal wind fields by two-dimensional curve fitting of single Doppler radar measurements. Proc. 16th conf. Radar Meteor., Houston, Amer. Meteor. Soc., Boston, 214-219.
- Haase-Straub, S.P., M. Hagen, T. Hauf, D. Heimann, M. Peristeri and R.K. Smith, 1997: The squall line of 21 July 1992 in Southern Germany: An observational case study. *Beitr. Phys. Atmosph.*, **70**, 147-165.
- Hagen, M., 1992: On the appearance of a cold front with a narrow rainband in the vicinity of the Alps. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **48**, 231-248.
- Heymsfield, A.J., 1977: Precipitation development in stratiform ice clouds: A microphysical and dynamical study. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 367-381.
- Höller, H., V.N. Bringi, J. Hubbert, M. Hagen and P.F. Meischner (1994): Life Cycle and precipitation formation in a hybrid-type hailstorm revealed by polarimetric and Doppler radar-measurements. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2500-2522.
- Istok, J.M., and R.J. Doviak, 1986; Analysis of the relation between Doppler spectral width and thunderstorm turbulence. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 2199-2144.
- Joss, J., and A. Waldvogel, 1970: Raindrop size distribution and Doppler velocities. Proc. 14th Radar Meteor. Conf., Tuscon, Amer. Meteor. Soc., Boston, 153-156.
- Koscielny, A.J., R.J. Doviak and R. Rabin, 1982: Statistical considerations in the estimation of divergence from single-Doppler radar and applications to prestorm boundary-layer observations. *J. Appl. Meteorol.*, **21**, 197-210.
- Laroche, S., and I. Zawadzki, 1995: Retrievals of horizontal winds from single-Doppler clear-air data by methods of cross correlation and variational analysis. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, **12**, 721-738.
- Lhermitte, R.M., and D.A. Atlas, 1961: Precipitation motion by pulse Doppler radar. Proc. 9th Weather Radar Conf., Boston, Amer. Meteor. Soc., Boston, 498-503.
- Li, L., W. Schmid and J. Joss, 1995: Nowcasting of motion and growth of precipitation with radar over a complex orography. *J. Appl. Meteor.*, **34**, 1286-1300.
- Meischner, P.F., T. Jank, and R. Baumann, 1997: Eddy dissipation rates in thunderstorms estimated by Doppler radar compares with aircraft in situ measurements. Proc. 28th conf. on radar meteorology, Austin, Amer. Meteor. Soc., Boston, 438-439.
- Persson, P.O.G., and T. Andersson, 1987: A real-time system for automatic single-Doppler wind field analysis. Proc. Symp. Mesoscale Analysis & Forecasting, Vancouver, ESA Publication **SP-282**, 61-66.
- Roux, F., 1985: Retrieval of thermodynamic fields from multiple-Doppler radar data using the equations of motion and the thermodynamic equation. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 23142-2157.
- Scialom, G. and Y. Lemaître, 1990: A new analysis for the retrieval of three-dimensional mesoscale wind fields from multiple Doppler radar. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, **7**, 640-665.
- Smythe, G.R., and D.S. Zrnić, 1983: Correlation analysis of Doppler radar data and retrieval of the horizontal wind. *J. Climat. Appl. Meteorol.*, **22**, 297-331.
- Testud, J. and M. Chong, 1983: Three-dimensional wind field analysis from dual-Doppler radar data. Part I: Filtering, interpolating and differentiating the raw data. *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 1204-1215.
- Waldteufel, P., and H. Corbin, 1979: On the analysis of single-Doppler radar data. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 532-558.
- Wilson, J.W., T.M. Wecwerth, J. Vivekanandan, R.M. Wakimoto and R.W. Russel, 1994: Boundary layer clear-air radar echoes: origin of echoes and accuracy of derived winds. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **11**, 1184-1206.
- Wood, V.T., and R.A. Brown, 1986: Single Doppler velocity signature interpretation of nondivergent environmental winds. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, **3**, 114-128.
- Wurman, J., S. Heckman, and D. Boccippio, 1993: A bistatic multiple-Doppler radar network. *J. Appl. Meteor.*, **32**, 1802-1814.

# Quantitative Niederschlagsmessung

Jürg JOSS<sup>1</sup>, Peter MEISCHNER<sup>2</sup>, Martin HAGEN<sup>2</sup>, Johann RIEDL<sup>3</sup> und Elmar WEIGL<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Schweizerische Meteorologische Anstalt, Osservatorio Ticinese, CH 6605 Locarno Monti

<sup>2</sup>Deutsches Zentrum für Luft und Raumfahrt (DLR), Physik der Atmosphäre, Postfach 1116, D-82230 Wessling

<sup>3</sup>Deutscher Wetterdienst, Meteorologisches Observatorium, D-82383 Hohenpeissenberg

<sup>4</sup>Deutscher Wetterdienst, Geschäftsfeld Hydrometeorologie, Kaiserleistr.42, D-63067 Offenbach

## ABSTRACT

Sources of error for quantitative estimates of precipitation by radar and its verification, including the representativity of the "ground truth" are discussed. Future possibilities to obtain additional information using polarimetric options and an outlook on the determination of the Z-R-relation in the DWD are then presented. The paper ends with a short description of ways to quantify the influence of the orography (seen in the radar image) and the gain obtainable in adjusting radar data for a case study which occurred close to Frankfurt.

## ZUSAMMENFASSUNG

Nach einer Beschreibung der Fehlerquellen mit Betrachtungen zur Niederschlagsverteilung und zur Repräsentativität von Referenzwerten (Regenmesser, Abflussmessungen) werden zukünftige Möglichkeiten der Niederschlagsbestimmung aus polarimetrischen Messungen und Arbeiten zum Stand der Bestimmung der Z-R-Beziehung im DWD-Radarverbund diskutiert. In einem kurzen Abschnitt Methoden vorgestellt, wie wir den im Radarbild sichtbaren Einfluss der Orographie quantitativ erfassen können. Schliesslich illustriert eine Fallstudie des DWD um Frankfurt den wesentliche Gewinn der Aneicherung mit Niederschlagsmessern.

## 1• Einleitung

Für **hydrologische Anwendungen** werden Regenmessungen mit einer zeitlichen Auflösung von 5 min und einer räumlichen Auflösung unter 1 km<sup>2</sup> gefordert. Die Genauigkeit der Niederschlagsmessung soll mindestens 10% betragen. Während die räumlichen und zeitlichen Auflösungen für heutige Radargeräte keine Probleme darstellen, stellt die Genauigkeit eine Herausforderung dar, die mit heutigen Wetterradargeräten wohl nicht ohne besondere Anstrengungen erreicht werden kann. Die Zukunft wird zeigen, wie weit hier die Weiterentwicklung und Anwendung polarimetrischer Methoden helfen kann. In nachfolgenden Kapitel sind Fehlerquellen bei der Erfassung von Niederschlag mittels Radar und Vorschläge zu ihrer Behebung kurz vorgestellt. Der tiefer interessierte Leser ist auf die ausführlichere Fachliteratur verwiesen, zB. Collier (1989), Joss and Waldvogel (1990) oder Sauvageot (1992).

Bei allen Korrekturverfahren sollten wir die triviale **Regel** nicht vergessen, dass die in geringer Entfernung gewonnenen Daten wesentlich genauer sind als solche aus grosser Entfernung (>100km). Eine Lösung (nicht unbedingt die billigste) zur Verbesserung der Radardaten liegt somit in der Erhöhung der Anzahl Radargeräte. Doch auch die geeignete Kombination von bereits bestehenden Anlagen kann mit relativ geringem Aufwand zu besserer Nutzung im operationellen Dienst führen (Steinhorst, 1995). In diesem Sinne werden gegenwärtig im Rahmen der CERAD- und GORN-Gruppen grosse Anstrengungen zur Integration der Radardaten unternommen (Randeu, 1995, Meischner et al, 1997).

## 2• Fehlerquellen

### 2.1 Vertikales Profil und mangelnde Sichtbarkeit

Modifikation des Niederschlags auf dem Weg zum Boden sind möglich durch thermodynamische Umwandlungen und Advektion. In Bodennähe, bei der gewünschten niedrigen Elevation, können im orographisch gegliederten Gelände **Abschattungen** des Radarstrahles erfolgen. Diese können darüber hinaus in Abhängigkeit von der Atmosphärenschichtung variieren. Dadurch entstehen in grösserer Entfernung oder bei ungünstigem Horizont Fehler, die alle anderen überdecken können (Joss et al, 1998, Kap.3.4).

### 2.2 Bodenechos

Bodenechos variieren ebenfalls in Abhängigkeit von den meteorologischen Bedingungen; insbesondere bei anomalen Ausbreitungsbedingungen erhöhen sich **fluktuierende Bodenechos** und können lange dauernde und **grosse Niederschlagsintensitäten vortäuschen**. Auf dem Weg zur Elimination von Bodenechos besteht die

Gefahr, durch die Elimination der Bodenechos auch **Wetterechos zu löschen**, wodurch eine Unterschätzung des Niederschlages erfolgt. Mit Vorteil nutzt man alle verfügbare Information. Ein Versuch in dieser Richtung wurde im Bodenecho-geplagten Alpenland Schweiz unternommen.

### 2.3 Wahl der Wellenlänge, Streuquerschnitte

Die für Wetterradargeräte sinnvolle Wellenlänge wird durch einen **Kompromiss** bestimmt, der die örtliche Auflösung des Radarstrahls, die Antennengrösse (Kosten), das Verhältnis von Wetterechos zu Bodenechos und die Abschwächung der Radarwellen im Niederschlag enthält. Für europäische Verhältnisse sind 5cm Wellen eine günstige Wahl. Bei 5cm Wellen sind Regentropfen Rayleighstreuer, was bedeutet, dass ihr Reflexionsvermögen mit der 6.Potenz ihrer Grösse zunimmt. Dies hat zur Folge, dass Echos von Wolken mit vielen kleinen Tropfen unsichtbar bleiben gegenüber Regengebieten mit weniger grossen Tropfen: bei gleichem Wassergehalt würde man mit Wolkentropfen von 0.05mm Durchmesser 60 Liter Wolkenwasser benötigen um das gleiche Echo zu erzeugen wie von einem einzigen 5mm Regentropfen mit ca. 60mg Gewicht. Dies als Folge des 6.Potenz-Gesetzes! Somit ist die Tropfenverteilung und die dadurch gegebene Z-R-Beziehung für die quantitative Niederschlagsbestimmung von grundlegender Bedeutung.

### 2.4 Z-R-Beziehung

Da Regentropfenspektren vom Niederschlagstyp abhängen, aber auch während eines Ereignisses variieren, steigt die Unsicherheit der Niederschlagsbestimmung aus R(Z)-Beziehungen mit der zeitlichen und räumlichen Auflösung ( $Z \sim D^6$ ). Wie in Doelling et al (1998) dargelegt, kann bei geringem Fehler in der Z-R-Beziehung ( $Z = A R^b$ )  $b = \text{const} = 1.5$  gesetzt und A (Tab.1, Zeile 5) entsprechend der Tropfenverteilung variiert werden. Die Tabelle zeigt verschiedene **abgeleitete Beziehungen** (Z-R in Zeilen 6 und 7;  $\Lambda$ -R in Zeilen 8 und 9; A-R in Zeilen 10 und 11) für einige "vernünftige" Tropfenspektren, definiert durch R und  $N_0$  auf Zeilen 1 und 2. Die Tabelle zeigt auch den Einfluss der Temperatur T und des Luftdruckes p. Beide Grössen üben ihren Einfluss über die Fallgeschwindigkeit der Tropfen auf die abgeleiteten Beziehungen aus.

**Tabelle 1: Variationen von Tropfenspektren und damit verbundener Beziehungen**

	A		C	D	E	F	G	H	I	K	L	M
1	R/[mm/h]	0.3	100	5	1	30	5	5	5	5	5	5
2	$N_0$ [ $m^{-3}mm^{-1}$ ]	30,000	1400	8000	8000	8000	1400	30,000	8000	8000	8000	8000
3	T[°C]	0	0	10	10	10	10	10	0	20	10	10
4	p[hPa]	700	1050	850	850	850	850	850	850	850	800	900
5	$A^{(a)}$ [ $mm^6/m^3$ ]	120	722	201	211	203	485	108	205	198	194	209
6	$A$ [ $mm^6/m^3$ ]	107	376	201	211	175	453	113	204	199	195	208
7	b in $Z = A R^b$	1.406	1.642	1.499	1.463	1.543	1.542	1.469	1.503	1.496	1.497	1.502
8	$c$ [ $mm^{-1}$ ]	5.726	3.089	4.33	4.301	4.419	3.008	5.680	4.325	4.338	4.353	4.312
9	d in $\Lambda = c R^d$	-0.201	-0.235	-0.214	-0.209	-0.220	-0.220	-0.210	-0.215	-0.214	-0.214	-0.215
10	$e$ [dB/km] <sup>(b)</sup>	0.0044	0.0047	0.0048	0.0050	0.0048	0.0054	0.0046	0.0049	0.0048	0.0047	0.0050
11	f in $A = e R^f$	1.016	1.187	1.084	1.058	1.116	1.115	1.062	1.087	1.081	1.082	1.086

<sup>(a)</sup>To calculate this "A", the exponent was set to  $b=1.5$

<sup>(b)</sup>The relationship for two-way attenuation is given here for a wavelength of 5.6cm. Note that at 10cm wavelength the attenuation is ~5 times smaller, at 3.2cm ~5 times larger (These factors depend on the drop size distribution and the temperature: here we assumed  $N_0 = 8000m^{-3}mm^{-1}$ ,  $R=30mm/h$ ,  $p=850hPa$  and  $T=0°C$ ).

In grösserer Entfernung (>50km) sind die durch Fehleinschätzungen der Z-R-Beziehung resultierende Fehler gegenüber andern vielfach klein. In **geringer Entfernung vom Radargerät** dagegen, wo die Auflösung des Radarstrahls gut ist, kann der Einfluss der Variation der **Z-R-Beziehung dominant** werden. Dann kann sich der Aufwand zu ihrer Bestimmung auch für operationelle Anwendungen lohnen (polarimetrische Messungen).

### 2.5 Natürliche Variabilität: Echofluktuationen, Stichprobengrösse

Da sich die Tropfen im Impulsvolumen relativ zueinander bewegen, ändert die Phasenlage der von den verschiedenen Tropfen gleichzeitig empfangenen Signale. Die mittlere empfangene Leistung ist proportional zur vektoriellen Summe der Streuquerschnitte aller Tropfen im ausgeleuchteten Impulsvolumen. Betrachtet man die Variation von vielen Summen, gebildet aus je n Einzelmessungen, so sind die Summen in guter Näherung log-normal verteilt mit einer **Variationsbreite**, die mit der Wurzel aus der Anzahl n gemittelter Einzelmessungen abnimmt. Beispielsweise streut die Summe von 30 unabhängigen Einzelmessungen mit einer Standardabweichung

chung von etwa 1dBZ. Dies entspricht einem relativen Fehler von 25% für die Messung der Reflektivität Z (16% für die Regenintensität R bei einer Z-R Beziehung von  $Z = 320 \cdot R^{1.5}$ ).

## 2.6 Radarstrahl und Impulsvolumen

Das Radar-Auflösungsvolumen nimmt **quadratisch mit der Distanz** zu. Die Annahme, es sei homogen mit dem zu untersuchenden Niederschlag gefüllt, ist daher umso weniger erfüllt, je weiter der Regen sich vom Radar entfernt. Dies kann zu wesentlichen Unterschätzungen führen. In kurzer Entfernung finden wir aber auch Überschätzungen: Ein markantes Beispiel stellt die Schmelzschicht dar, wo schmelzende Eisteilchen eine gegenüber Regentropfen deutlich überhöhte Reflektivität aufweisen ('Bright Band').

## 2.7 Abschwächung

Die Dämpfung des Radarstrahles auf dem Ausbreitungsweg durch Niederschlag **steigt mit dessen Intensität** und ist für präzise C-Band Radaranwendungen nicht mehr vernachlässigbar. Da Korrekturverfahren die Tropfenverteilung längs des Strahles berücksichtigen müssen, gibt es keine voll befriedigende Verfahren. Aneichung im Gebiet von Interesse kann hier helfen, doch werden hohe Anforderungen an die Repräsentativität der Referenz gestellt.

## 2.8 Stabilität der Radargeräte

Bei gut gewarteten Geräten ist die Stabilität der Geräte im Allgemeinen kein Problem (Joss et al, 1996). Wesentlich ist eine effiziente **Kontrolle**, die Fehler frühzeitig erkennt.

## 2.9 Optimale Eichintensität

Es leuchtet ohne weiteres ein, dass wir unser Radargerät für optimale Resultate in dem Gebiet eichen müssen, wo wir es anwenden wollen. Diese Aussage gilt für Ort, Zeit und Intensität und mag trivial erscheinen. Punkto Intensität heißt dies, dass wir die **mittlere Intensität kennen** müssen. In Deutschland fällt beispielsweise gemäß den Statistiken vom Hohenpeissenberg 90% (50%, 10%) des Niederschlages bei Intensitäten kleiner als 10 (2, 0.4) mm/h. Von der Zeitdauer her gesehen, sieht das Bild etwas anders aus: der Einflussbereich wird in Richtung zu kleineren Intensitäten verschoben.

# 3• Niederschlagsbestimmung mit Hilfe polarimetrischer Messungen

## 3.1 Kombinierte Z- und ZDR-Messungen

Die 'differentielle Reflektivität'  $ZDR = Z_H/Z_V$  wird mit Polarisationsradars in Echtzeit gemessen.  $Z_H$ ,  $Z_V$  sind die gemessenen Radarreflektivitäten für horizontale bzw. vertikale Polarisation. Regentropfen besitzen beim Fallen eine oblate Form, deren **Achsenverhältnis** mit der Tropfengröße bekannt zunimmt. Das Verhältnis von kleiner zu großer Achse ist  $a/b = 1,03 - 0,062 D$ , mit D dem Äquivalentvolumendurchmesser. Sie fallen zudem stark ausgerichtet; mit der großen Achse horizontal. Für Regen werden ZDR-Werte bis zu ca. 5 dB gemessen.

Einige Algorithmen unter Nutzung dieser, die Tropfengrößenverteilung charakterisierende Meßgröße sind publiziert und angewendet worden. Folgende Relationen sind aus **zwei-Parameter-Regressionen** mit Messungen bzw. simulierten Daten abgeleitet worden:

$$R = 0.00237Z_H^{0.95}Z_{DR}^{-1.17} \text{ (Aydin and Giridhar, 1991)}$$

und eine 'robuste Beziehung, die weniger empfindlich gegen kleine ZDR-Werte ist:

$$R = 0.0076Z_H^{0.93} 10^{-0.281ZDR} \text{ (Gorgucci et al., 1994)}$$

Ein Ansatz, die Parameter  $N_0$  und  $D_0$  einer exponentiellen Tropfengrößenverteilung direkt aus Z- und ZDR-Messungen zu bestimmen wurde bereits 1976 von Seliga und Bringi vorgeschlagen. Dabei wird  $D_0$  aus  $Z_{DR}$  und  $N_0$  aus  $Z_H$  bestimmt. Die Methode kann auch für eine Gamma-Größenverteilung mit bekannter Dispersion  $\mu$  angewandt werden.

Es ist gezeigt worden, daß gegenüber einer **Nutzung** von Z alleine der relative Fehler der Regenbestimmung (~30%) unter Verwendung von Z und ZDR auf weniger als 10% reduziert werden kann.

Bisherige Erfahrungen und Fehlerabschätzungen zeigen, daß die beschriebenen polarimetrischen Verfahren  $R(Z, ZDR)$  in der erreichbaren Genauigkeit den  $R(Z)$ -Relationen überlegen sind, wenn der Regen größertropfig ist (konvektiv), und wenn Z mindestens mit einer Genauigkeit von 0,5 dB und ZDR mindestens mit einer Genauigkeit von 0,2 dB gemessen werden kann. Diese Forderungen können wohl nicht überall einfach erfüllt werden.

## 3.2 Die Nutzung der differentiellen Ausbreitungsphase zur Regenbestimmung

Die Differenz der Phasenänderung (DP) auf dem Ausbreitungsweg für horizontale und vertikale Polarisationen

ist für Regen **ab ca. 20 mm/h** mit Polarisations-Dopplerradar meßbar. Mit der hieraus ableitbaren, spezifischen, differentiellen Phase KDP (Grad pro km) können nach Sachidananda und Zrnica (1987) und Gorgucci et al. (1996) Regenintensitäten bestimmt werden:

$$R(K_{DP}) = 40.6K_{DP}^{0.866} \text{ für S-Band (10 cm Wellenlänge)}$$

$$R(K_{DP}) = 19.8K_{DP} \text{ für C-Band (5 cm Wellenlänge)}$$

Die wesentlichen Vorteile dieser Methode sind:

- + sie ist unabhängig von der Eichung von Sender und Empfänger
- + die Dämpfung durch Niederschlag oder auch durch ein Radom hat keinen Einfluß
- + sie ist nahezu unabhängig von der Tropfengrößenverteilung
- + sie ist unempfindlich gegenüber Abschattungseffekten
- + sie wird durch Methoden der Ausfilterung von Bochechos nicht verfälscht
- + sie wird nur wenig durch Hagel im Meßvolumen verfälscht.

KDP kann weiterhin genutzt werden, um das Radargerät zu **eichen**, die Ausbreitungseffekte zu korrigieren und anomale Ausbreitung zu erkennen. In einer Reihe von Arbeiten ist dies für **S-Band** gezeigt worden. Diese Arbeiten kumulieren in einer Arbeit von Ryzhkov and Zrnica (1996), welche die Überlegenheit der Methode für S-Band deutlich demonstriert.

Für **C-Band** Radar muß diese Methode noch verifiziert werden. Arbeiten hierzu laufen beim DLR.

#### **4• Z-R-Beziehung im DWD-Radarverbund: Istzustand und Entwicklung**

In den Jahren 1972 - 74 wurden die ersten Tropfenspektrenmessungen mittels Distrometer auf dem Hohenpeißenberg durchgeführt und mittlere wetterlagenabhängige **Z-R-Beziehungen bestimmt**. Zur Festlegung der den Einzelniederschlägen zuzuordnenden Wetterlagen dienten die im täglichen Wetterbericht zur Verfügung stehenden Boden- und Höhenkarten (Aniol, 1971). Dabei ließen sich die verschiedenen Wettersituationen zu 3 Typen zusammenfassen:

- 1) **Kaltluftzufuhr (K)**, dazu gehören die Kaltfrontdurchgänge, der Durchzug von Trögen oder von Kaltlufttropfen und vor allem Staulagen, bei denen Kaltluft gegen das Alpenmassiv strömt,
- 2) **Warmluftzufuhr (W)**, dazu zählen Warmfrontdurchgänge und Warmluftaufgleiten,
- 3) **Gradientenschwache Lagen (GS)**, das sind Wetterlagen, bei denen die Luftdruckverteilung über Süddeutschland kaum Unterschiede aufweist, also flache Hochdruck- und Tiefdruckgebiete mit Schauer und Gewittertätigkeit.

Bei späteren Untersuchungen wurden die **Gewitterfälle** als eigener Typ (TS) geführt.

In den Sommermonaten der Jahre 1976 - 78 wurden die Messungen in der oberbayerischen Ammerebene (Lichtenau bei Weilheim) fortgeführt (Ausschluß des orographischen Einflusses des Hohenpeißbergs). Die Auswertungen der Lichtenauer Messungen ergaben relativ zum Hohenpeißenberg geringere Unterschiede in den A-Werten der Typen. Für den praktischen Radar-Meßbetrieb wurde daher vorgeschlagen, zunächst eine über die Häufigkeit des Auftretens gewichtete mittlere Z-R-Beziehung (Gew.M.) zu verwenden (Aniol u. a., 1980). Diese Beziehung (sog. **Gewichtetes Mittel:  $Z=256 \cdot R^{1.42}$** ) wird derzeit noch im gesamten Radarverbund des DWD zur Bestimmung der Niederschlagsintensität aus der gemessenen Reflektivität benutzt.

Das Problem der Verwendung einer mittleren Z-R-Beziehung besteht natürlich darin, daß die Abweichung aktueller Z-R-Wertepaare von der Regressionsgerade in der  $\log(R)/\log(Z)$  -Ebene beträchtlich sein kann, so daß sich bei der Niederschlagsintensität Faktoren von 5 - 8 ergeben können (Doelling et al., 1998). Zwischenzeitlich liegen umfangreiche Ergebnisse **mehrfähriger Tropfenspektrenmessungen in Deutschland** (Raum Stuttgart und Norddeutschland) vor. Diese Datensätze werden nun im Hinblick auf Verbesserungsmöglichkeiten zur Bestimmung für das jeweilige Niederschlagsereignis gültiger Z-R-Beziehungen untersucht. Die bisherigen Analysen führten zu der Auffassung, daß die Tropfenspektren aus einer Überlagerung mehrerer schmalbandiger Moden zustandekommen scheinen. Noch nicht klar ist, unter welchen Bedingungen die einzelnen Moden mit bevorzugten Tropfengrößen entstehen. Dies ist unter Hinzunahme weiterer Informationen zu untersuchen, wobei die vom Radar erschlossenen Größen Reflektivität, horizontale und vertikale Erstreckung einige Möglichkeiten liefern (s. Winkler u. a., 1998).

Neben den Ansätzen auf wolkenphysikalischer und Niederschlagsprozeß-Seite sind Verbesserungen auch beispielsweise durch Berücksichtigung des vertikalen Reflektivitätsprofils (insbesondere im Fernfeld), Korrektur der Niederschlagsdämpfung und Verkürzung des Abtastintervalls zu erwarten.

#### **5• Einfluss der Orographie**

Es ist eine alte Weisheit: das Gelände beeinflusst den Niederschlag. Falls der Radarstrahl das Volumen unmit-

telbar über dem Gelände sieht, kann es die durch das Gelände beeinflusste Veränderung erfassen. Dies wird aber vielfach erschwert durch Bodenechos, die mit Vorliebe ebenfalls in gebirgigem Gebiet entstehen. In anderen Worten, die **Quantisierung des meteorologischen Orographie-Einflusses wird erschwert durch "Artefakte"**, die das Radarecho künstlich vergrößern oder verkleinern und ebenfalls hervorgerufen sind durch die Orographie, (zusammen mit der Aufstellung des Radargerätes: mangelnde Sichtbarkeit, Behinderung durch Festziele). Diesen Fragen ist Held in seiner Dissertation (1995) nachgegangen. Eine kurze Zusammenfassung findet sich in Kap.8 von Joss et al, 1998.

In einem ersten Schritt wurden optimale und zum Teil unlineare **Korrekturverfahren** entwickelt. Damit können die durch die Wetterradargeräte abgeschätzten Niederschlagswerte korrigiert werden. Die Korrekturen wurden mit einer Regression zwischen Radarwerten und den Resultaten von bis zu 470 schweizerischen Niederschlagsmesser optimiert. Dieses Vorgehen erlaubt, die störenden Auswirkungen der Orographie auf die Niederschlagsmessung zu reduzieren: beschränkte Sichtbarkeit der Niederschläge reduziert das Radarecho, vom Boden verursachte, nichtmeteorologische Echos verstärken den mit Radar gemessenen Niederschlag.

Als Resultat dieses Vergleiches zwischen Radargeräten und 470 Regenschneemessern finden wir für eine gegebene Radaraufstellung in einer bestimmten Niederschlagsituation Korrekturparameter, welche die Radardaten in optimaler Weise an die Bodenwerte der Niederschlagsmesser angleichen (korrigieren, interpolieren und glätten). Das entwickelte Verfahren erlaubt auch, die **Güte der Übereinstimmung** der Daten zwischen Radar und Niederschlagsmessern auf objektive Weise zu beurteilen. Durch diese Korrekturen wird die korrelierte Varianz im Mittel von 12% auf 32% erhöht, wahrlich ein signifikantes Resultat!

Nachdem diese Korrekturen erfolgt sind, kann man in einem zweiten Schritt den **meteorologischen Einfluß** der Orographie quantifizieren. Als Faustregel gilt: etwa die Hälfte der Varianz aus vielen Radarbildern summierten Niederschlagsmenge (Tagessummen) ist mit der Orographie und dem anströmenden Wind korreliert (Held, 1995). Die Resultate erlauben einerseits Schlussfolgerungen über den Niederschlagsprozess, dessen Verständnis seit jeher ein faszinierendes Ziel für Radarmeteorologen und Wolkenphysiker war. Andererseits verspricht das entwickelte Verfahren, die Radarwerte besser zu korrigieren, einmal durch direkte Anwendung auf die Radardaten, dann aber auch indirekt, indem wir die **Resultate der Regenschneemesser** korrigieren und diese damit besser zur **Anreichung** verwenden können (nach Elimination des Einflusses der Orographie in Abhängigkeit von der grossräumigen Anströmung und des lokalen Windeinflusses auf den Regenschneemesser).

In einem exploratorischen und einem konfirmatorischen Teil wurden die Methoden anhand von Fallstudien erarbeitet und geprüft, dies unter Berücksichtigung der besonderen Anforderungen der komplexen Orographie der Schweiz. Der **Gewinn** ist umso grösser, je besser das vertikale Profil der Radar-Reflektivitäten bestimmt werden kann. Dieses Profil benötigen wir zur Korrektur der in der Höhe gemessenen Werte, aus denen wir die (für das Radar unsichtbare) Niederschlagsintensitäten am Boden extrapolieren müssen. Dabei ist ein aus der jeweiligen Wettersituation bestimmtes **Profil** wesentlich besser als die Verwendung eines klimatologisch gemittelten Profils. Aber bereits dieses bringt einen wesentlichen Gewinn. Arbeiten zur Umsetzung und Anwendung in der operationellen Umgebung des Meteorologen sind in vollem Gange.

## 5.1 Offene Fragen

**Niederschlagsprozess:** Zur optimalen Anwendungen der Korrekturverfahren müssen wir unser Verständnis über den Niederschlagsprozess erweitern. Dies z.B. damit wir die mit den operationellen CH-Radars gefundenen vertikalen Profile der Radarreflektivität besser zur operationellen Niederschlagsbestimmung nutzen können. Wir möchten die Rolle der Eisphase und der Schmelzzone (Bright Band) und ihre Auswirkung auf die gemessene Reflektivität besser verstehen. Auf welche Größen (Strukturen) müssen wir achten, wenn wir die in den horizontalen Strukturen (in operationellen Bildern in grösserer Entfernung sichtbar) für die Niederschlagsmessung benutzen wollen? Benutzen heisst hier, Korrektur abschätzen. Korrektur die notwendig sind, um aus der in der Höhe sichtbaren Radarreflektivitäten die am Boden gemessene Niederschlagsintensität zu bestimmen. Das Profil können wir vielerorts wegen der Abschattung von Bergen und der Erdkrümmung nicht sehen (Dissertation Urs Germann, z.B. Germann, 1998) Benutzen heisst hier aber auch die Bestimmung der Z-R-Beziehung (Doelling et al, 1998). Die operationelle **Messung** der Z-R-Beziehung vor Ort ist unsicher und aufwendig.

**Windfeldbestimmung aus operationellen Dopplermessungen:** wie gut kann das Windfeld aus den geplanten Dual- (Tripel-) Dopplerdaten bestimmt werden? Wie weit können die Resultate auf unserer operationellen, teilweise in großer Entfernung arbeitenden CH-Radars übertragen werden (Schmid et al, 1998)? Wie weit lassen sich Windfelder mit einem einzigen Dopplerradar bestimmen?

**Gewinn durch polarimetrische Messungen:** Wieviel kann der Fehler in der Niederschlagsmessung mit Polarisationsradars (S-Pol) gegenüber klassische, nichtpolarisierte Radars (Monte Lema) reduziert werden (Meischner et al, 1997)?

## 6● Aneichung im DWD

Neben der herkömmlichen punktuellen Messung der Niederschlagshöhe mit Niederschlagsmessern, -sammlern und -schreibern besteht die Möglichkeit der indirekten Messung durch Radar. Die vom Radar ausgestrahlten elektromagnetischen Impulse werden von den Niederschlagsteilchen zurückgestreut und zu einem Bruchteil wieder vom Radar empfangen. Durch eine Umrechnung der Radarreflektivitäten erhält man Niederschlagsintensitäten.

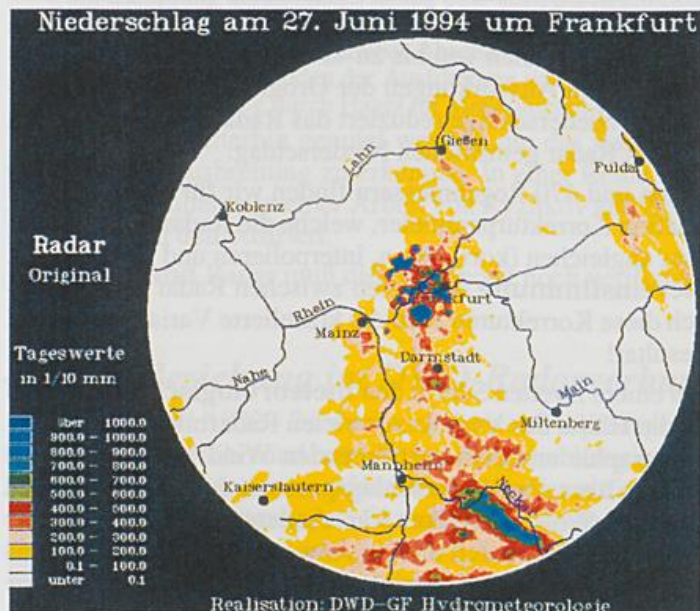


Bild 1: Niederschlagsverteilung um den Radarstandort Frankfurt am 27. Juni 1994, nicht-angepeichte "Rohdaten" der quantitativen Radarniederschlagsmessung

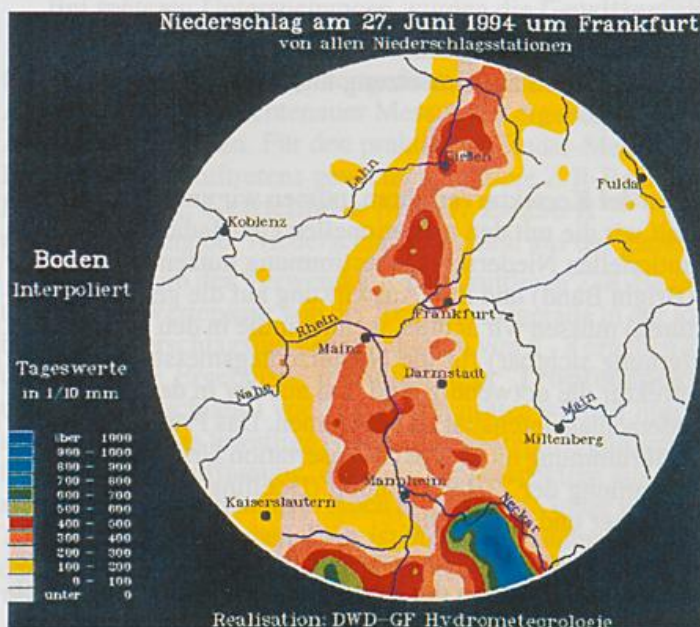


Bild 2: Niederschlagsverteilung um den Radarstandort Frankfurt am 27. Juni 1994, abgeleitet aus den konventionellen Bodenniederschlagsmeßnetzen des DWD

Die Qualität der Radarniederschlagsdaten ist allerdings insbesondere für wasserwirtschaftliche Anwendungen wegen verschiedener Ursachen noch so unbefriedigend, daß umfangreiche statistische Aufbereitungen durchgeführt werden müssen. Erst dann erhält man eine realistische Verteilung der Niederschlagshöhen für jeden Quadratkilometer im Umkreis von 100 km Radius des Radarstandortes. Dieser beim DWD (Deutscher Wetterdienst) als "Aneichung" bezeichnete Prozeß nutzt die vom Radar mehr oder minder unkorrigierten Rohdaten des alle fünf Minuten durchgeführten "precipitation scan" (s.a. DWD, 1997 und DWD, 1998).

Am Beispiel des vom Frankfurter Radar erfaßten extremen Niederschlagsereignisses im Kraichgau am 27. Juni 1994 wird die Aneichung vorgestellt. Während die synoptisch-klimatologischen Stationen Karlsruhe und Mannheim als nächste online verfügbaren Niederschlagsstationen des DWD maximale Niederschlagshöhen von 45 bzw. 40 mm erreichten, liefern Neckarbischofsheim (DWD) 120 mm und Helmstadt (Land Baden-Württemberg) 180 mm Niederschlag für den gesamten Tag. Diese Informationen sind allerdings nicht in Echtzeit verfügbar gewesen.

Das Original-Radarbild aus den quantitativen Radarniederschlagsmessungen für diesen Termin zeigt bereits die räumlich sehr stark differenzierte Niederschlagsstruktur des Ereignisses (s. Bild 1). Ein erster Vergleich mit den "Boden"-Niederschlagsmessungen des nebenamtlichen Niederschlagsmeßnetzes des DWD (s. Bild 2) zeigt aber bereits, daß die quantitativen Angaben des Original-Radarbildes einer Korrektur bedürfen. So sind radarseitig sowohl Unterschätzungen des Niederschlages, insbesondere im radarfernen Bereich, als auch Überschätzungen des Nie-

derschlags, insbesondere im radarnahen Bereich, festzustellen.

Die Korrektur erfolgt in einem ersten Schritt dadurch, daß die als Hauptverursacher der Radarüberschätzung anzusehenden Boden- und Festzielechos möglichst umfassend unterdrückt werden. Hierzu werden auch Radarniederschlagsdaten vor dem anzueichenden Termin zur Erstellung einer laufend aktualisierten Cluttermap (Referenzkarte mit den Falschechos) herangezogen. Die als Clutter erkannten Radarpixel werden mit Hilfe der umliegenden Radarniederschlagswerte interpoliert. Somit sind Radarbilder mit einem großen zusammenhängenden Cluttergebiet besonders schwierig zu korrigieren. Insbesondere hierfür werden die Niederschlagsdaten des konventionellen Meßnetzes bereits in dieser Phase mit ihren Maximalwerten der Niederschlagshöhe und deren Gradienten als Voraneichung des Radarniederschlagsbildes genutzt. Dieser Abgleich mit den Bodenniederschlagsparametern führt dazu, daß zu hohe, unrealistisch wirkende Niederschlagsstrukturen als auch allgemeine Über- oder Unterschätzungen des Niederschlags schon vor der eigentlichen Aneichung weitgehend beseitigt werden.

Der zweite Korrekturschritt erfolgt über eine Anpassung der Radarniederschlagsdaten an die Messungen des konventionellen Niederschlagsmeßnetzes. Dabei wird für jede Niederschlagsstation eine Boden-Radar-Aneichgröße bestimmt. Das zugehörige Radarpixel wird aus dem Neunerfeld (zentraler und dessen acht benachbarte Radarpixel) ausgewählt, so daß dessen Niederschlagswert die geringste Differenz zum Stationswert aufweist. Die Aneichgrößen werden auf die Fläche des 100km-Radarkreises interpoliert. Die mathematische Verknüpfung dieser Aneichgrößen mit den entsprechenden bodenechounterdrückten Radardaten ergibt das angeeichte Radarbild (s. Bild 3), welches einige bedeutende Verbesserungen gegenüber dem Original-Radarbild und den Bodenniederschlagsmessungen herkömmlicher Art zeigt.

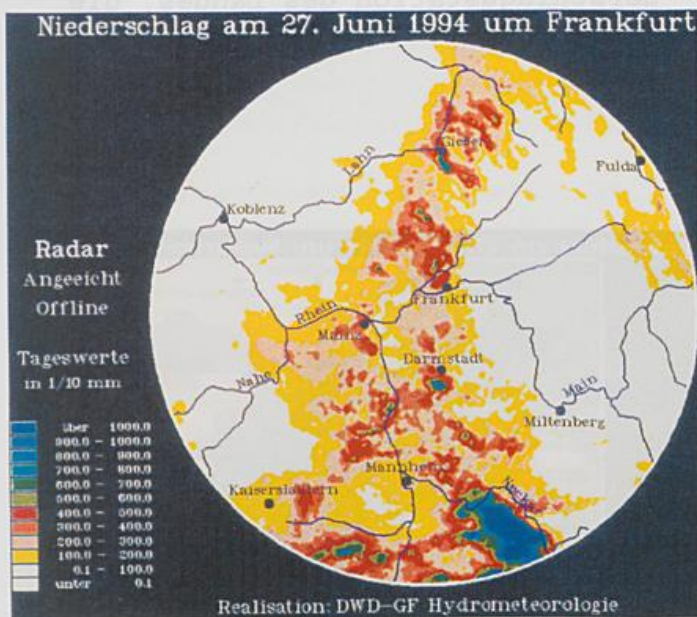


Bild 3: Niederschlagsverteilung um den Radarstandort Frankfurt am 27. Juni 1994, abgeleitet aus angeeichten quantitativen Radarniederschlagsmessungen

Die Ergebnisse werden aufgrund mehrerer Gütekriterien auf deren fachliche Plausibilität und Qualität hin überprüft. Hierzu gehören sowohl die Originalmessungen des Radars und des konventionellen Niederschlagsmeßnetzes als auch einige statistische Boden-Radar-Vergleichsgrößen.

Ein wesentliches Gütekriterium ist über die Flächenmittel des Niederschlags auf der Grundlage der verschiedenen Messungen bzw. Aneichschritten abzuleiten. So sollten in erster Näherung die absoluten Differenzen über einzelne Flächen und über den gesamten Radarkreis zwischen den Radargebietsmitteln und den Bodengebietsmitteln mit fortschreitender Aneichung geringer werden. Die Tabelle 1 zeigt die Flächenmittel für die interpolierten Bodenniederschlagsmessungen (s.a. Bild 2), die Original-Radarniederschlagsmessungen (s.a. Bild 1), die bodenechounterdrückten Radarniederschlagsmessungen

nach dem ersten Aneichschritt und die angeeichten Radarniederschlagsdaten (s.a. Bild 3). Dabei ist der Radarkreis in äquidistante (20 km) und äquiazimuthale (45 Grad) Sektoren eingeteilt worden. Hier zeigt sich besonders der vom Original-Radarbild im radarnahen Bereich (Distanz bis ca. 20 km) deutlich überschätzte Niederschlag im Vergleich zu den Bodenniederschlagsmessungen (bis über zweifache Überschätzung). In allen Segmenten des radarnahen Bereiches liefert die Aneichung hervorragende Ergebnisse. Im

Tabelle 1: Flächenmittel des Niederschlags aus Boden- und Radarniederschlagsmessungen fuer 40 Sektoren des 100km-Radarkreises von Frankfurt am 27. Juni 1994

Winkel	Distanz	Boden	Radar, Original	Radar, bodenechounterdrueckt	Radar, angeeicht
0-44	1-19	30.9	64.0 (33.0)	32.2 (1.3)	30.7 (-0.2)
0-44	20-39	23.9	16.1 (-7.8)	15.2 (-8.7)	23.0 (-0.9)
0-44	40-59	15.7	8.1 (-7.6)	7.9 (-7.8)	15.2 (-0.5)
0-44	60-79	22.9	10.3 (-12.6)	10.0 (-12.9)	18.9 (-4.0)
0-44	80-100	16.0	7.0 (-8.9)	6.9 (-9.1)	13.2 (-2.8)
45-89	1-19	19.3	52.9 (33.6)	21.1 (1.8)	18.5 (-0.8)
45-89	20-39	2.0	3.5 (1.5)	3.3 (1.3)	2.2 (0.1)
45-89	40-59	0.1	0.5 (0.4)	0.4 (0.3)	0.4 (0.3)
45-89	60-79	2.7	2.8 (0.1)	2.7 (0.0)	2.6 (-0.1)
45-89	80-100	8.5	10.2 (1.6)	9.9 (1.4)	9.8 (1.2)
90-134	1-19	22.9	46.3 (23.5)	20.9 (-2.0)	22.6 (-0.3)
90-134	20-39	5.3	3.4 (-2.0)	3.2 (-2.1)	3.8 (-1.5)
90-134	40-59	3.4	1.0 (-2.4)	1.0 (-2.4)	2.0 (-1.4)
90-134	60-79	0.5	0.8 (0.3)	0.8 (0.3)	0.7 (0.2)
90-134	80-100	1.2	2.1 (0.9)	2.0 (0.8)	1.8 (0.6)
135-179	1-19	27.8	50.4 (22.6)	23.3 (-4.5)	25.9 (-1.9)
135-179	20-39	20.2	18.5 (-1.7)	17.6 (-2.6)	20.7 (0.5)
135-179	40-59	25.1	20.8 (-4.4)	20.2 (-4.9)	24.5 (-0.6)
135-179	60-79	31.8	25.3 (-6.4)	24.7 (-7.1)	29.6 (-2.2)
135-179	80-100	36.4	27.4 (-9.0)	26.6 (-9.7)	44.6 (8.2)
180-224	1-19	23.3	40.5 (17.2)	20.4 (-2.8)	22.8 (-0.5)
180-224	20-39	32.4	16.3 (-16.1)	15.6 (-16.8)	26.8 (-5.6)
180-224	40-59	32.5	15.2 (-17.3)	14.8 (-17.7)	26.5 (-6.0)
180-224	60-79	20.1	8.9 (-11.3)	8.6 (-11.5)	16.3 (-3.8)
180-224	80-100	30.6	16.2 (-14.4)	15.8 (-14.8)	29.6 (-1.0)
225-269	1-19	22.1	38.7 (16.7)	14.0 (-8.0)	19.1 (-3.0)
225-269	20-39	28.1	14.4 (-13.7)	12.3 (-15.8)	27.1 (-0.9)
225-269	40-59	20.8	2.9 (-17.9)	2.8 (-18.0)	19.4 (-1.4)
225-269	60-79	6.6	3.2 (-3.3)	3.1 (-3.4)	6.7 (0.2)
225-269	80-100	4.4	5.2 (0.9)	5.1 (0.8)	4.8 (0.5)
270-314	1-19	20.5	43.3 (22.8)	14.4 (-6.2)	17.6 (-2.9)
270-314	20-39	20.3	5.1 (-15.2)	4.9 (-15.4)	16.0 (-4.3)
270-314	40-59	7.2	1.9 (-5.3)	1.9 (-5.4)	6.5 (-0.7)
270-314	60-79	6.7	4.3 (-2.4)	4.2 (-2.5)	5.8 (-0.9)
270-314	80-100	3.0	4.5 (1.5)	4.4 (1.4)	3.4 (0.4)
315-359	1-19	23.6	63.3 (39.7)	22.1 (-1.4)	21.7 (-1.8)
315-359	20-39	33.5	17.8 (-15.6)	9.0 (-24.5)	29.2 (-4.3)
315-359	40-59	15.6	6.3 (-9.3)	6.1 (-9.5)	12.4 (-3.1)
315-359	60-79	7.4	4.1 (-3.3)	4.0 (-3.4)	6.0 (-1.4)
315-359	80-100	3.7	2.9 (-0.8)	2.8 (-0.9)	3.2 (-0.5)
Summen der Differenzen:			( 425.0)	( 261.4)	( 71.7)

Angaben in Klammern: Differenzen zwischen Radar-Gebietsmittel und Boden-Gebietsmittel

radarfernen Sektor des Azimuthbereiches von 135 Grad bis 180 Grad, in welchem sich der Kraichgau befindet, wird das ursprünglich vom Radar unterschatzte Gebietsmittel durch die Aneichung auf den maximalen Sektorwert von fast 45 mm angehoben.

Im Bild 4 ist der betreffende Ausschnitt mit den angeeichten Radarniederschlagsdaten und den verfügbaren DWD-Niederschlagsstationen mit zugehöriger täglicher Niederschlagshöhe dargestellt. Die sehr stark räumlich aufgelöste Niederschlagsstruktur des Ereignisses ist sowohl den Werten der Bodenniederschlagsstationen (Spannweite von 12 bis 120 mm in einem ca. 1000 km<sup>2</sup> großen Gebiet) als auch der Radarniederschlagsmessung zu entnehmen. Dabei erhält man für ein Radarpixel, welches die Fläche von einem km<sup>2</sup> abdeckt, die tägliche Niederschlagshöhe von 246 mm. Dies ist das Zweifache des nur ca. sechs km entfernt liegenden Wertes der Station Neckarbischofsheim, aber "nur" ein Drittel mehr als die eingangs erwähnte Niederschlagsstation des Landes, die für die Aneichung nicht benutzt wurde.

Die Aneichung der stündlichen Radarniederschlagsmessungen erfolgt in Ermangelung an ausreichend verfügbaren stündlichen Niederschlagsaufzeichnungen des konventionellen Niederschlagsmessnetzes über die prozentuale Anpassung der angeeichten Tageswerte auf die Original-Stundenwerte des Radars. Dieses Verfahren liefert für den besonders von Bodenechos verseuchten radarnahen Bereich keine angeeichten Stundenwerte. Da der Kraichgau vom Radar Frankfurt genügend weit entfernt ist und das Radar die Niederschlagsverhältnisse gut qualitativ erfaßt hat, kann die stündliche Niederschlagsverteilung aus Radarniederschlagsmessungen gut berechnet werden.

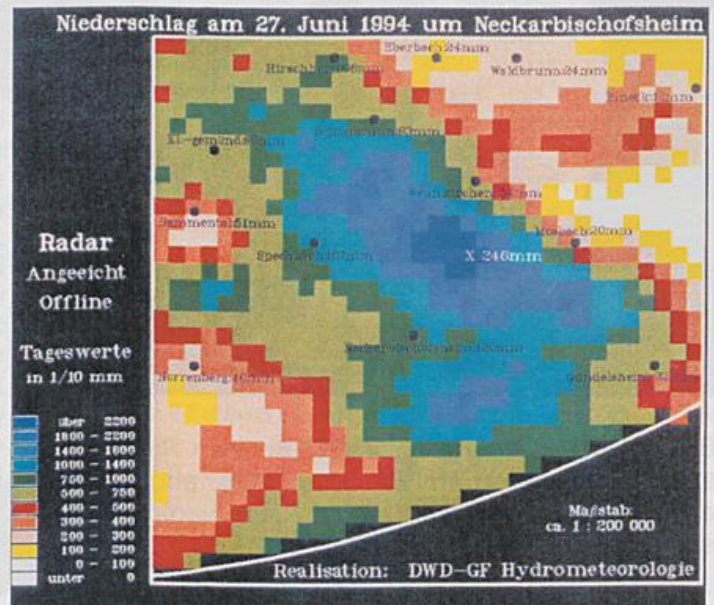


Bild 4: Niederschlagsverteilung um Neckarbischofsheim am 27. Juni 1994, abgeleitet aus der Radarniederschlagsbestimmung des Standortes Frankfurt, mit Werten der Bodenmeßstationen

Das Bild 5 zeigt für die Station Neckarbischofsheim (bzw. dem zugehörigen Radarpixel) und dem Gebiet 'bei Daudenzell' (bzw. dem Radarpixel mit dem Tageswert von 246 mm) die Stundenwerte des Niederschlags für den betreffenden Nachmittag und Abend des 27. Juni 1994, wie sie aus den angeeichten Radarniederschlagsmessungen berechnet werden. Der für das Gebiet 'bei Daudenzell' erhaltene Wert von ca. 200 mm in einer Stunde erreicht nach den Untersuchungen über maximierte Gebietsniederschlagshöhen (MGN) für Deutschland (Schmidt, 1997) einen Prozentwert von ca. 85 zum entsprechenden MGN-Wert.

Stundenwerte des Niederschlags aus Radarmessungen von 15.30 Uhr bis 0.30 Uhr am 27./28. Juni 1994 in Neckarbischofsheim und bei Daudenzell

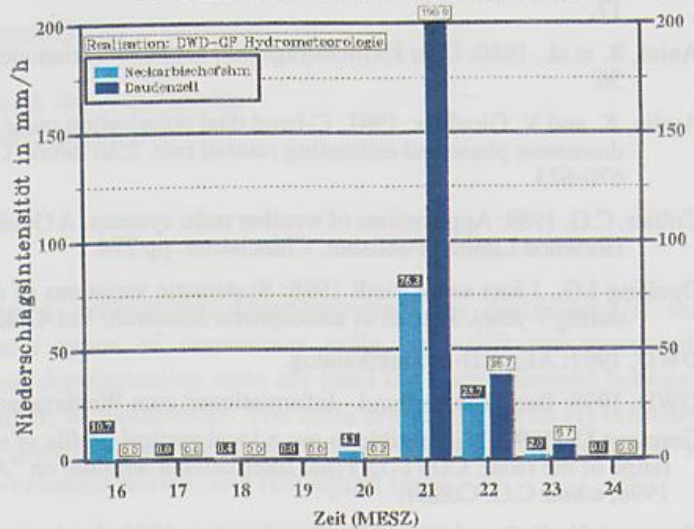


Bild 5: Stündliche Niederschlagshöhen aus der Radarniederschlagsbestimmung des Standortes Frankfurt für Neckarbischofsheim und Daudenzell von 15.30 Uhr bis 0.30 Uhr am 27./28. Juni 1994

## 2.1 Polarimetrische Radarparameter

### 2.1.1 Allgemeine Grundlagen

Die Streuung polarisierter Radarstrahlung einer gegebenen Wellenlänge an Niederschlagsteilchen wird bestimmt durch die geometrische Form der Teilchen, ihre Größe, ihre Orientierung relativ zur Polarisationsrichtung der Radarwelle und den Dielektrizitätskonstanten. Dabei hängt das Streuverhalten einer

## 7• Literatur

- Aniol, R., 1971: Sommerniederschlag am Hohenpeißenberg und Wetterlage. Sonderbeob. Meteor. Obs. Hohenpeißenberg Nr. 17.
- Aniol, R. et al., 1980: Über kleinräumige und zeitliche Variationen der Niederschlagsintensität. Meteorolog. Rdsch. 33, 50 - 56.
- Aydin, K. and V. Giradhar, 1991: C-band dual polarization radar observables in rainfall: implications on differentiating hydrometeor phase and estimating rainfall rate. 25th Intern. Conf. Radar Meteorol., Paris, Amer. Meteorol. Soc., Boston, 670-673.
- Collier, C.G. 1989: Applications of weather radar systems. A Guide to users of radar data in meteorology and hydrology. Ellis Horwood Limited Publisher, Chichester. pp 294.
- Doelling I.G., J.Joss and J.Riedl 1998: Systematic variations of raindrop size distributions measured in northern Germany during 7 years. Journal of atmospheric Research, Vol.47/48, pp635-649.
- DWD, 1997: AKORD-Produktkatalog.
- DWD, 1998: Der Radarverbund - Informationen zum Wetterradar-Verbundsystem.
- Germann U., 1998: Is it feasible to use a local vertical profile of reflectivity for correcting precipitation estimates in the full range of the radar. COST-75 Final International Seminar on "Advanced Weather Radar Systems", proceedings to appear 1998, editor C.G. Collier.
- Gorgucci, V., G. Scarchilli and V. Chandrasekar, 1994: A robust estimator of rainfall using differential reflectivity, J. Atmos. Oceanic Technol., 4, 558-598.
- Gorgucci V., G. Scarchilli and V. Chandrasekar, 1996: Error structure of rainfall measurements at C-band frequencies with dual polarization algorithm for attenuation correction. J. Geophys. Res., 101, Series D, 26461-26471.
- Held, E. 1995: Radarmessung im Niederschlag und Einfluss der Orographie. Dissertation nr. 11191 der Eidgenössische Technische Hochschule Zürich.
- Joss, J. and A.Waldvogel, 1990: Precipitation measurements and Hydrology, a Review, in 'Radar in Meteorology' (David Atlas, Editor), American Meteorological Society, Boston Mass, pp 577-606.
- Joss, J., H.London and J.Weisbarth 1996: need and verification of the accuracy for hydrological radar applications. 20th Nordic Meteorology Conference 28.Aug-1.Sept 1996 in Sweden.
- Joss J., G. Galli, B. Schädler, R. Cavalli, M. Boscacci, E. Held, G. Della Bruna, V. Nespor und R. Spiess, 1998: Final Report: "Operational Use of Radar for Precipitation Measurements in Switzerland". vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zürich (ISBN 3 72812501 6), 108 pages.
- Meischner, P.F., C. Collier, A. Illingworth, J.Joss and W.Randeu, 1997: Advanced Weather Radar Systems in Europe, the COST 75 Action. Bulletin of the AMS, Vol. 78, No7, July 1997 pp 1411-1430.
- Randeu, W.L., 1995: WG-4 Contribution to the Mid-term Review Report. COST75, 75/WD/79, Bruxelles, 8pages.
- Ryzhkov, A. and D.S. Zrnica, 1996: Assessment of rainfall measurement that uses specific differential phase. J. of Appl. Meteorol., 35, 2080-2090.
- Sauvageot, H., 1992: Radar Meteorology. ARTECH HOUSE INC. Norwood, MA 02062. ISBN 0-89006-318-4, 366 pages.
- Sachidananda, M. and D.S. Zrnica, 1987: Rain rate estimated from differential polarization measurements. J. Atmos. Oceanic Technol., 4, 588-598.
- Schmid W., and J. Joss, 1998: Retrieval of wind fields from single-Doppler data: error analysis and implications for operational applications. COST-75 Final International Seminar on "Advanced Weather Radar Systems", proceedings to appear 1998, editor C.G. Collier.
- Schmidt, T., 1997: Maximierte Gebietsniederschlagshöhen für Deutschland. DVWK-Mitteilungen Heft 29.
- Seliga, T.A. and V.N. Bringi, 1976: Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarizations for measuring precipitation. J. Appl. Meteorol., 15, 69-67.
- Steinhorst G., 1995: Das Radarverbundsystem des Deutschen Wetterdienstes. Annalen der Meteorologie
- Winkler, P. et al., 1998: Ansätze zur verbesserten Bestimmung der Niederschlagsintensität aus Radardaten. Deutscher Wetterdienst - Forschung und Entwicklung, Arbeitsergebnisse Nr. 52.

# Hochreichende Konvektion

Hartmut Höller

Institut für Physik der Atmosphäre  
DLR Oberpfaffenhofen

## ABSTRACT

Three aspects of deep convection, as revealed by a polarimetric Doppler-radar, are discussed: (i) the microphysics of precipitation particles, (ii) different types of convective cells, and (iii) the mesoscale organisation. The differential reflectivity and the linear depolarisation ratio are used for discrimination between different kinds of hydrometeors (like raindrops, graupel, or hailstones). The cells are classified as (i) ordinary cells, (ii) multicells, and (iii) supercells. Typical structures are discussed. The mesoscale organisation is categorised as (i) isolated cells, (ii) clusters, (iii) line-oriented storms, and (iv) squall lines.

## ZUSAMMENFASSUNG

Drei Aspekte hochreichender Konvektion, welche sich mit einem polarimetrischen Doppler-Radar erschließen, werden besprochen: (i) die Mikrophysik der Niederschlagsteilchen, (ii) die Typen von konvektiven Zellen und (iii) die mesoskalige Organisation. Die differentielle Reflektivität und das lineare Depolarisationsverhältnis werden benutzt, um verschiedene Arten von Hydrometeoren (wie Regentropfen, Graupel oder Hagel) zu unterscheiden. Die Zellen können unterteilt werden in (i) Einzelzellen, (ii) Multizellen und (iii) Superzellen. Typische Strukturen werden erläutert. Bezüglich der mesoskaligen Organisation kann man unterscheiden zwischen (i) isolierten Zellen, (ii) Komplexen, (iii) linear-orientierten Strukturen und (iv) 'Squall Lines'.

### 1. Einleitung

Ein polarimetrisches Doppler-Radar, wie es z.B. vom DLR betrieben wird, bietet vielfältige Möglichkeiten für die Analyse konvektiver Wettersysteme. Durch die Polarimetrie werden neue Einblicke in die Mikrophysik der Niederschlagsbildung möglich. Dies betrifft sowohl Forschungsaspekte (Hagelforschung; Höller und Meischner 1993), wie auch Methoden des Nowcasting (Hagelerkennung, Gewitterwarnung). Daneben können auch Einblicke in die Strukturen der Gewitterzellen sowie deren großskalige Organisation gewonnen werden. Unter verschiedenen externen Bedingungen entwickeln sich verschiedene Arten von Zellen (Einzel-, Multi- oder Superzellen). Auf noch größeren Skalen können Gewitterzellen zwar einzeln auftreten, meist organisieren sie sich jedoch zu mesoskaligen Komplexen oder Linien.

Diese drei Aspekte der hochreichenden Konvektion, nämlich (i) die Mikrophysik der Niederschlagsteilchen, (ii) die Typen von konvektiven Zellen und (iii) die mesoskalige Organisation sollen im folgenden näher besprochen werden.

### 2. Hydrometeorerkennung

#### 2.1. Polarimetrische Radarparameter

##### 2.1.1. *Allgemeine Grundlagen*

Die Streuung polarisierter Radarstrahlung einer gegebenen Wellenlänge an Niederschlagsteilchen wird bestimmt durch die geometrische Form der Teilchen, ihre Größe, ihre Orientierung relativ zur Polarisationsrichtung der Radarwelle und ihre Dielektrizitätskonstante. Daher hängt das Streuverhalten eines

Teilchenensembles unter anderem ab von den thermodynamischen Phasen, die entweder in reiner Form vorkommen können (z.B. Eiskristalle, Graupel oder Regentropfen) oder aber als Mischphasen existieren (z.B. naß wachsender oder schmelzender Hagel, ein mit einer Wasserschicht umgebener Eiskern). Außerdem spielt das Taumelverhalten der einzelnen Teilchen eine Rolle. Regentropfen sind beispielsweise relativ gleichorientiert und taumeln wenig wohingegen die Eispartikel starke Taumelbewegungen ausführen können. Dadurch bedingt, wie auch durch die möglicherweise unregelmäßige Form der Teilchen, ergeben sich charakteristische Unterschiede in den polarimetrischen Signalen.

Da wegen der Vielzahl der oben dargestellten Einflußgrößen keiner der bisher meßbaren Radarparameter alleine eine eindeutige Bestimmung der Niederschlagsart ermöglicht, wird versucht, mehrere Radarparameter zu kombinieren, um die Interpretationsgenauigkeit zu erhöhen. Dies Verfahren verspricht Erfolg, da die natürlich im Niederschlag vorkommenden Wertebereiche der Parameter nicht völlig beliebig, sondern für einzelne Niederschlagsarten doch relativ charakteristisch sind.

Zur Bestimmung solcher charakteristischer Bereiche kann man einmal Streumodelle heranziehen. Diese berechnen die Streueigenschaften einzelner Teilchen und integrieren dann über das Teilchenspektrum, welches selbst wieder angenommen werden muß. Voraussetzung dafür ist also ein Modell für die einzelne Niederschlagsart und für Gemische von verschiedenen Teilchensorten. Diese Modelle beinhalten die Verteilungsfunktionen für die charakteristischen Teilchenparameter wie geometrische Form, Orientierung im Raum, geometrische Größe und Zusammensetzung (Dielektrizitätskonstante). Wenn diese Größen sich für verschiedene Niederschlagsarten deutlich unterscheiden, und wenn diese Größen dann noch die Streuung polarisierter Radarstrahlung stark beeinflussen, dann wird eine Unterscheidung durch Radarmessungen möglich. Ein Problem bei der Bestimmung der Parameter auf diesem Weg der Modellierung ist die Komplexität der erforderlichen Rechnungen. Bisher durchgeführte Studien sind daher nur erste Schritte auf diesen Weg. Auch stehen sie nicht immer für die jeweils benutzte Wellenlänge zur Verfügung. Rechnungen für erheblich mehr Kombinationen von Parametern sind noch erforderlich.

Andererseits können natürlich auch Radarmessungen selbst solche charakteristischen Wertebereiche nahelegen, vorausgesetzt, es ist in etwa bekannt, um welche Art von Niederschlag es sich handelt. Dies kann einmal durch Bodenmessungen sowie auch durch Messungen vom Flugzeug aus in den Wolken geschehen.

Im folgenden wird ein Interpretationsschema dargestellt, welches beide der oben beschriebenen Ansätze benutzt. Die für eine C-Band Wellenlänge (5.5 cm) zur Verfügung stehenden Modellrechnungen werden ergänzt durch ein umfangreiches Datenmaterial von polarimetrischen Messungen an konvektiven Wolken im Süddeutschen Raum. Dadurch wurde es möglich, die für die verschiedenen Gewitterarten charakteristische Niederschlagsentwicklung abzuleiten.

### 2.1.2. *Beschreibung der Parameter*

Die polarimetrischen Parameter sollen hier nur kurz erläutert werden, soweit sie für die folgende Diskussion notwendig sind. Eine ausführlichere Darstellung ist im Beitrag von Meischner (in diesem Heft) zu finden.

Die Reflektivitätsfaktoren  $Z_{HH}$  und  $Z_{VV}$  für horizontal (H) bzw. vertikal (V) polarisierte Radarstrahlung (der erste Index bezieht sich auf die gesendete, der zweite auf die empfangene Polarisation) werden unter anderem bestimmt durch die Größenverteilung der Teilchen sowie deren thermodynamischer Phase. Bei gleicher Teilchengrößenverteilung ließe sich Eis von Wasser aufgrund des deutlich größeren Brechungsindex von Wasser in Vergleich zu Eis unterscheiden. Die starke Abhängigkeit vom Teilchendurchmesser ( $D^6$  im Rayleigh-Bereich) ermöglicht Hinweise auf Hagel, da Regentropfen maximal ca. 6 mm Durchmesser erreichen. Werte größer ca. 55 dBZ in hochreichenden Gewitterwolken weisen mit einiger Wahrscheinlichkeit auf Hagel hin.

Die differentielle Reflektivität ist definiert als

$$Z_{DR} = 10 \log (Z_{HH}/Z_{VV}) \quad \text{in dB}$$

und ist somit im logarithmischen Maßstab proportional zur Differenz von horizontaler und vertikaler Reflektivität.  $Z_{DR}$  ist ein Maß für die bevorzugte Orientierung von nicht-kugelförmigen Teilchen sowie von deren mittleren Achsenverhältnissen. Insbesondere die mit ihrer großen Achse horizontal ausgerichteten Regentropfen heben sich durch positive Werte von  $Z_{DR}$  hervor. Hagel und Graupelpartikel, die stark taumeln können, sind durch kleine  $Z_{DR}$  Werte gekennzeichnet.

Seliga und Bringi (1976) haben gezeigt, daß die differentielle Reflektivität zur Erkennung von Regen benutzt werden kann. Positive Werte von  $Z_{DR}$  entstehen durch die Abplattung der Regentropfen. Zur Unterscheidung von Regen und Hagel definierten Aydin et al. (1986) das Hagelsignal  $H_{DR}$ . Hierzu wurden  $Z_{HH}$  und  $Z_{DR}$  benutzt. Mit Hilfe von Distrometerdaten wurde eine Grenzlinie definiert, die Wertebereiche für Regen und für Hagel voneinander trennt. Speziell unterhalb der Schmelzschicht erwies sich das so definierte Signal als recht nützlich und zuverlässig.

Das Depolarisationsverhältnis ist definiert als das Verhältnis der zurückgestreuten Leistung im kreuzpolaren Kanal zur Rückstreuleistung im kopolaren Kanal. Für linear horizontal polarisierte Radarstrahlung (die im folgenden ausschließlich betrachtet wird) ist das lineare Depolarisationsverhältnis

$$LDR = 10 \log (Z_{HV}/Z_{HH}) \quad \text{in dB.}$$

Es gibt also an, wie groß der Anteil der vertikal polarisierten zurückgestreuten Strahlung im Verhältnis zur horizontal polarisiert zurückgestreuten Strahlung ist, wenn horizontal polarisiert eingestrahlt wird.

Wie  $Z_{DR}$ , so ist auch LDR ein Maß für die bevorzugte Orientierung von nicht-kugelförmigen Teilchen. Aber es weist eine andere Abhängigkeit vom Orientierungswinkel (canting angle) auf: LDR ist klein für horizontal oder vertikal orientierte Teilchen und erreicht ein Maximum für einen Orientierungswinkel von  $45^\circ$  (für achsensymmetrische Teilchen). Weiterhin ist LDR ein Maß für die Abweichung des Streuensembles von der Symmetrie. Dies kann durch die Form der Teilchen oder durch ihr Fallverhalten verursacht werden. Große, unregelmäßig geformte Eisteilchen (Hagel) oder auch konischer Graupel ergeben LDR-Werte, die deutlich größer sind als die von Regen, so daß erhöhte LDR-Werte in konvektiven Starkniederschlägen Hinweise auf Hagel geben. Sind die Eisteilchen naß, so wird der Effekt noch erhöht. Oberhalb der Schmelzschicht ist LDR auch geeignet, um Graupel von Hagel zu unterscheiden (z.B. Jameson und Johnson, 1990). Bringi et al. (1986a, b) haben Rechnungen von  $Z_{DR}$  und LDR für Graupel und Hagel durchgeführt. Es zeigte sich eine recht gute Übereinstimmung mit Radarmessungen in Gewitterwolken. Diese Untersuchungen wurden für das X- oder S-Band ( $\sim 3$  bzw.  $\sim 10$  cm Wellenlänge) durchgeführt. Berechnungen der polarimetrischen Größen für das C-Band ( $\sim 5.5$  cm Wellenlänge), mit dem auch das DLR-Radar arbeitet, sind in den Arbeiten von Bringi et al. (1991), Meischner (1990), Meischner et al. (1991), Vivekanandan et al. (1990) oder Aydin et al. (1991) zu finden.

## 2.2. Hydrometeor-Klassifikation

Die soeben dargestellten Radarparameter sollen nun benutzt werden, um Niederschlagsteilchen der verschiedensten Sorten zu unterscheiden und zu klassifizieren. Ein solches Klassifikationsschema wurde im Verlauf von in den letzten Jahren durchgeführten Forschungsprojekten abgeleitet. Grundlage hierzu bildeten einmal theoretische Studien über das Streuverhalten einzelner Teilchen oder auch von Teilchenverteilungen für wohl definierte Modellpartikel. Zum anderen wurde eine Vielzahl von Messungen an Hagelwolken daraufhin überprüft, ob die Kombination der verschiedenen Radarparameter ein konsistentes und zunächst einmal plausibles Bild der Verteilung und Entwicklung verschiedener Teilchensorten ergab. Das im folgenden dargestellte Schema benutzt im wesentlichen nur die routinemäßig gemessenen Parameter Reflektivität (Z), differentielle Reflektivität ( $Z_{DR}$ ) und lineares Depolarisationsverhältnis (LDR). Die Messungen weiterer Parameter (Zeitreihenmessungen) ist wesentlich zeitintensiver und eignet sich daher meist nicht zur volumenmäßigen Erfassung von sich sehr schnell entwickelnden Gewitterwolken.

Im folgenden werden die verschiedenen Hydrometeorsorten beschrieben, die sich mit Hilfe von  $Z_{DR}$  und LDR unterscheiden lassen:

1. *Kleine Regentropfen* mit Durchmessern kleiner als etwa 1 mm sind nahezu kugelförmig und nur geringfügig deformiert. Sie ähneln abgeplatteten Sphäroiden, deren große Achsen sich horizontal ausrichten.  $Z_{DR}$  ist leicht positiv ( $< 1$  dB) und LDR ist sehr klein ( $< -35$  dB). Da kleiner Graupel oder Schnee ähnliche Werte hervorrufen können, wird die Höhe der  $0^{\circ}\text{C}$ -Grenze (z.B. aus einem Radiosondenaufstieg) zur Unterscheidung benutzt.
2. *Große Regentropfen* mit Durchmessern größer als etwa 1 mm sind stärker deformiert und an ihrer Basis abgeplattet (vgl. Pruppacher und Klett 1978). Die Tropfen fallen mehr oder weniger ausgerichtet, wobei ihre Hauptachse horizontal orientiert ist. Sie sind durch große positive  $Z_{DR}$ - ( $> +1$  dB) und niedrige LDR-Werte ( $< -25$  dB) gekennzeichnet. Die polarimetrischen Eigenschaften von Regen wurden von Meischner (1990) zusammengefaßt.
3. *Schnee* oder *kleine, trockene Graupel* werden durch  $Z_{DR}$ -Werte um Null gekennzeichnet. LDR ist sehr klein. Berechnungen für konische Graupel wurden von Bringi et al. (1986 a) präsentiert.
4. Wenn die *Graupelteilchen naß* wachsen oder auch schmelzen, sind sie von einer Schicht aus flüssigem Wasser bedeckt oder nehmen flüssiges Wasser in ihre innere Struktur auf. Für solche Partikel ist LDR größer als für trockene Graupel. LDR nimmt auch mit der Größe der Graupel zu, da diese Teilchen anfangen zu taumeln. Auch das Übergangsstadium zu kleinerem Hagel fällt in den gleichen Wertebereich.
5. Obwohl *Hagelkörner* irreguläre Formen annehmen können, lassen sie sich vielfach näherungsweise als abgeplattete Sphäroide beschreiben. Während ihrer Fallbewegung können sie taumeln oder rotieren, wodurch  $Z_{DR}$  relativ klein bleibt. Im Vergleich zu den Graupeln nimmt LDR weiter zu, wenn trockene oder sogar nasse Hagelkörner im Meßvolumen vorhanden sind. Berechnungen für Hagel sind zu finden bei Meischner (1990) und Aydin et al. (1991).
6. Die *Mischphase*, in der sowohl Eisteilchen als auch Regentropfen im Meßvolumen enthalten sind, ist durch Übergangswerte zwischen den beteiligten Partikeln charakterisiert. Da kleinere Graupel relativ rasch zu Regentropfen schmelzen, wenn sie die Schmelzschicht durchfallen, sollen im folgenden nur Gemische aus Hagel und Regen betrachtet werden.

Kleine Regentropfen	$Z_{DR} < +1$	$LDR < -35$	$H \leq H_{MELT}$
Große Regentropfen	$Z_{DR} \geq +1$	$LDR < -25$	
Graupel (trocken, klein), Schnee	$Z_{DR} \leq +1$	$LDR < -35$	$H > H_{MELT}$
Graupel (naß, schmelzend, klein), Graupel (trocken, groß), Hagel (trocken, klein)	$-1 \leq Z_{DR} < +1$	$-35 < LDR \leq -25$	
Hagel (trocken)	$-1 \leq Z_{DR} < +1$	$-25 < LDR \leq -20$	
Hagel (naß)	$-1 < Z_{DR} \leq +1$	$-20 < LDR \leq -15$	
Großer Hagel (naß, Wasserhülle)	$Z_{DR} \leq +1$	$LDR > -15$	
Regen + kleiner Hagel (naß)	$Z_{DR} \geq +1$	$-25 < LDR \leq -20$	
Regen + großer Hagel (naß)	$Z_{DR} \geq +1$	$LDR > -20$	

Tabelle 1: Halbempirisches Interpretationsschema zur Unterscheidung verschiedener Hydrometeorarten in Abhängigkeit von  $Z_{DR}$  und LDR.  $H_{MELT}$  ist die Höhe der Schmelzschicht.  $Z_{DR}$  und LDR in dB.

Aus der hier dargestellten allgemeinen Interpretation sowie der Überprüfung des umfangreichen Datenmaterials, ergab sich das in Tabelle 1 sowie in Abb. 1 dargestellte Klassifikationsschema.

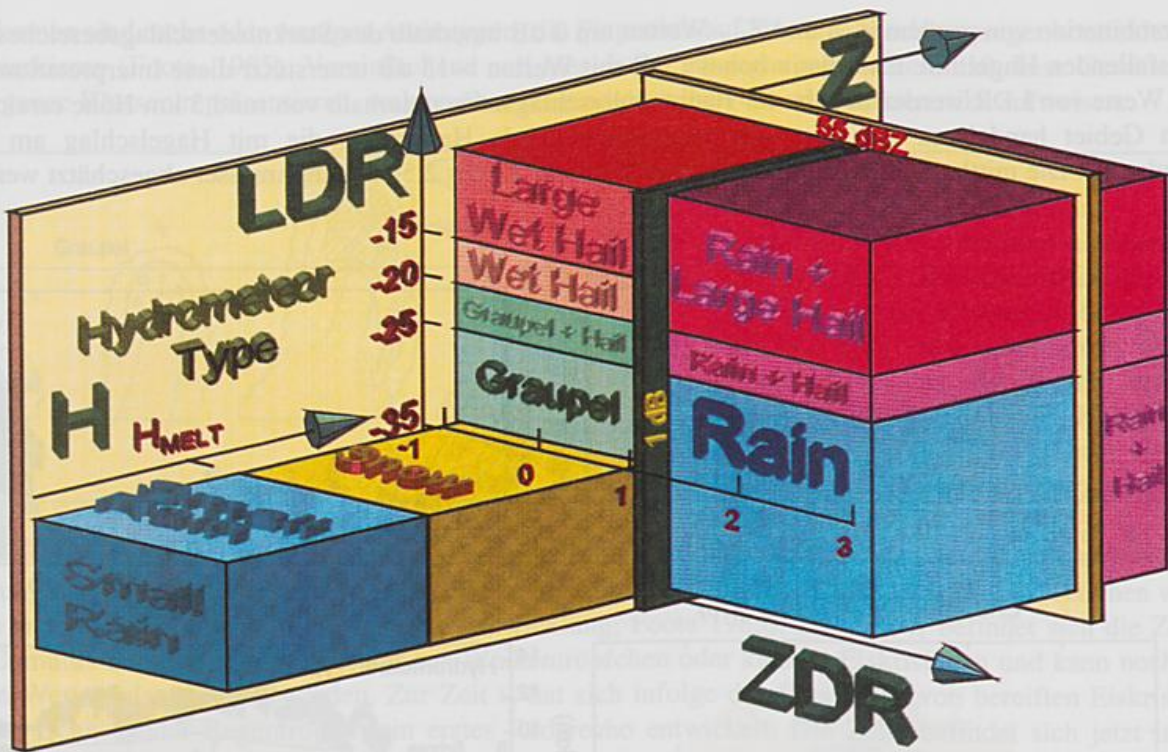


Abb. 1 Hydrometeor-Klassifikation gemäß Tabelle 1.

### 2.3. Meßbeispiele

Abb. 2 zeigt die vertikale Struktur der polarimetrischen Parameter für ein hybrides (vgl. Kap. 3) Hagelgewitter vom 30. Juni 1990. Das Gewitter entstand im Bereich der Schwäbischen Alb und zog dann etwa 50 km im Norden am Radarstandort (Oberpfaffenhofen) vorbei (Höller et al. 1994). dabei war es mit einem etwa 120 km lange Hagelstrich verbunden, wie aus Bodenmeldungen hervorgeht.

In der Reflektivitätsstruktur zeigt sich deutlich ein überhängender Echobereich mit seinem Kern zwischen 6 und 8 km Höhe in einer Entfernung von 67 bis 69 km vom Radar. Hier werden erhöhte LDR-Werte (-19 bis -13 dB) gemessen.  $Z_{DR}$  ist leicht negativ (-0.5 bis 0 dB). Hierbei handelt es sich um die Hagelwachstumszone.

Ein weiterer Bereich hoher Reflektivität ist mit einer zusammenfallenden Zelle verbunden, deren Zentrum sich in etwa 72 km Entfernung in Bodennähe befindet. Die Abnahme der Reflektivität mit unmittelbarer Annäherung an den Boden wird durch eine Abschattung des Radarstrahls durch Hügel und Bäume verursacht und deutet nicht auf geringeren Niederschlag hin. Eine Zone schwächerer Echos trennt die beiden Maxima der Reflektivität voneinander.

In den Regionen unterhalb des Reflektivitätsüberhangs, der echoschwachen Zone, sowie unmittelbar am Rand der Starkniederschlagszone werden positive Werte von  $Z_{DR}$  und niedriges LDR angetroffen. Hier wird im wesentlichen Regen analysiert. Die Mischphase (nicht gezeigt in Abb. 2) ist dabei in einem engen Übergangsbereich zwischen Regen und Hagel zu finden. Eine Säule mit positivem  $Z_{DR}$  erstreckt sich bis in etwa 6 km Höhe. Hier markieren unterkühlte Regentropfen den Bereich des Hauptaufwinds. Die Tropfen entstehen beim Schmelzen von Graupeln, die aus den neu wachsenden Zellen oder Regionen des Gewitters im linken Teil der Abb. ausfallen. Dabei werden sie mit der Strömung in den Hauptaufwind advehiert, wo sie wieder nach oben transportiert werden. Später gefrieren sie dann wieder und können selbst zu Hagelkörnern weiterwachsen.

Die Kombination von großem  $Z_{HH}$  und  $Z_{DR}$ -Werten um 0 dB innerhalb des Starkniederschlagsbereiches deutet auf ausfallenden Hagel hin. Ein relativ hohes LDR mit Werten  $>-13$  dB unterstützt diese Interpretation. Diese hohen Werte von LDR werden also in der Hauptniederschlagszone unterhalb von rund 3 km Höhe erreicht. Bei diesem Gebiet handelt es sich um eine zusammenfallende Hagelzelle, die mit Hagelschlag am Boden verbunden ist. Die mittlere Größe der Hagelkörner kann mit 1.5 bis 2.5 cm Durchmesser abgeschätzt werden.

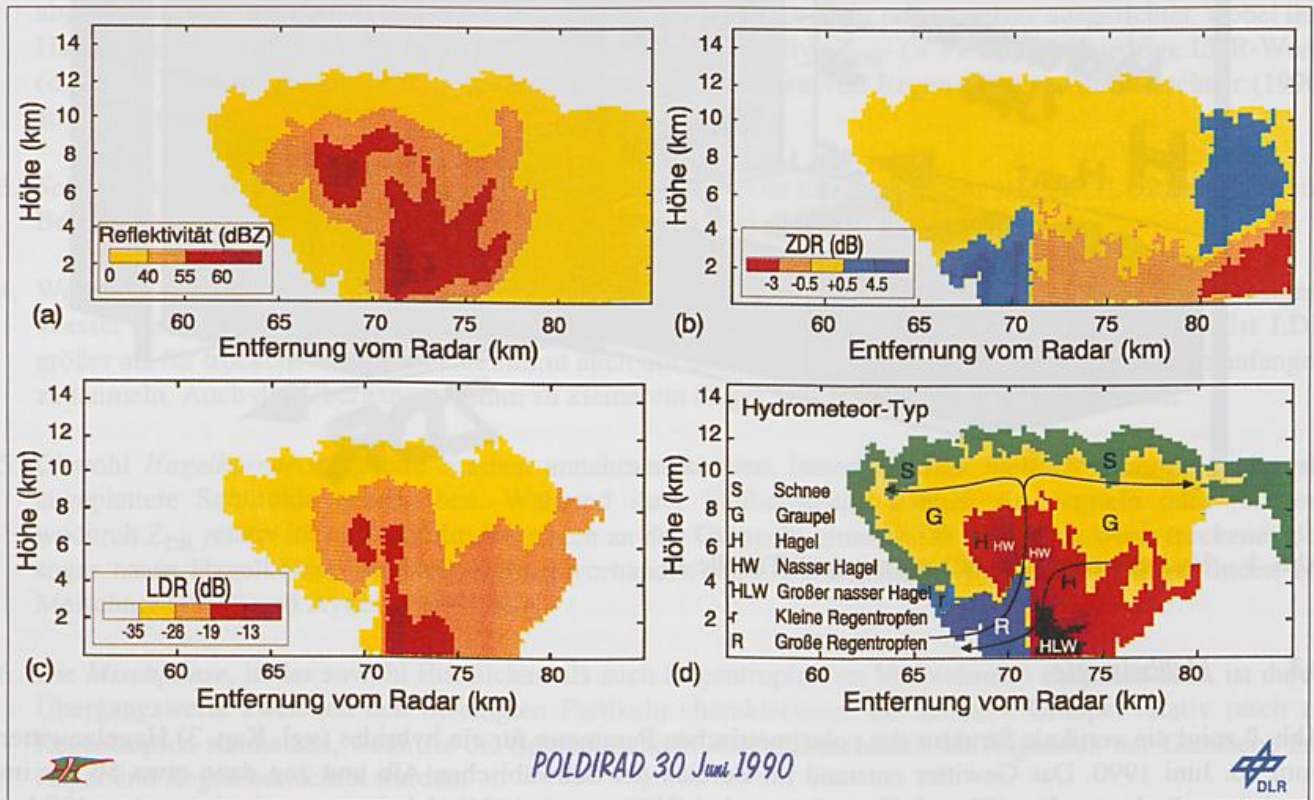


Abb. 2 Vertikalschnitt (RHI) eines Hagelgewitters vom 30. Juni 1990 um 14:14 UTC. Dargestellt sind: (a)  $Z_{HH}$ , (b)  $Z_{DR}$ , (c) LDR und (d) der Hydrometeorotyp.

### 3. Klassifizierung von Gewittern

Das Erscheinungsbild von Gewitterzellen hängt eng mit den mikrophysikalischen Vorgängen zusammen, die für die Niederschlagsbildung verantwortlich sind. Eine Zelle ist durch eine geschlossene Kontur der Radarreflektivität definiert, welche wiederum eine Funktion der Anzahldichte, der Größenverteilung und der thermodynamischen Phase der beteiligten Teilchen ist. In ihrem Entwicklungsstadium fallen die Zellen mit den einzelnen Aufwindtürmen zusammen. Später können Reflektivitätsmaxima auch durch das Wachstum von Teilchen in begünstigten Regionen (z.B. im Hauptaufwind) der bereits entwickelten Gewitterzirkulation verursacht werden.

Im folgenden wird ein Klassifikationsschema diskutiert wie es von Höller (1994) vorgestellt wurde. Zur Klassifizierung von Gewitterzellen werden drei Klassen unterschieden:

- SI: gewöhnliche oder Einzelzellen (ordinary oder single cells)
- M: Multizellen (multicellular storms)
- S: Superzellen (supercell storms)

Diese Formen sind mehr oder weniger Archetypen, die Fixpunkte auf einer mehr oder weniger kontinuierlichen Skala markieren (Foote, 1985). Vereinfachend soll hier davon ausgegangen werden, daß diese Gewittertypen jeweils ganze Klassen repräsentieren, welche überwiegend dieselben Grundcharakteristika aufweisen.

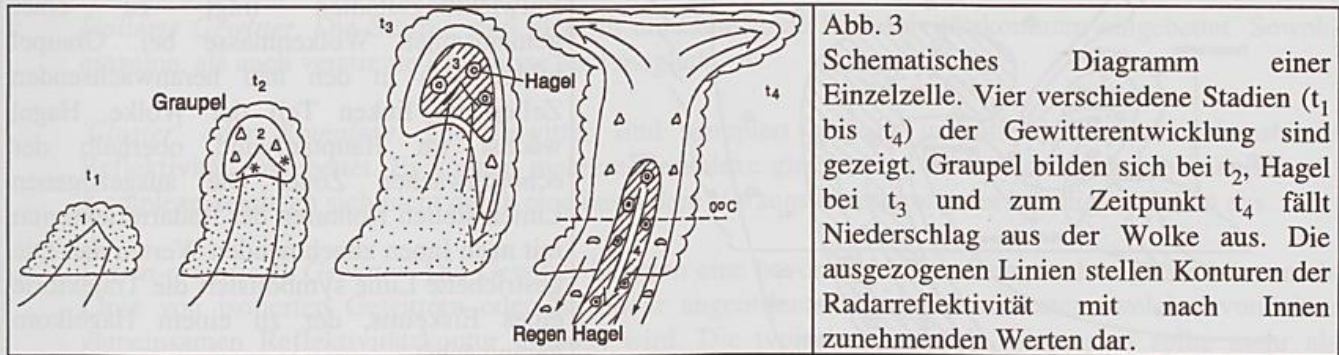


Abb. 3  
Schematisches Diagramm einer Einzelzelle. Vier verschiedene Stadien ( $t_1$  bis  $t_4$ ) der Gewitterentwicklung sind gezeigt. Graupel bilden sich bei  $t_2$ , Hagel bei  $t_3$  und zum Zeitpunkt  $t_4$  fällt Niederschlag aus der Wolke aus. Die ausgezogenen Linien stellen Konturen der Radarreflektivität mit nach Innen zunehmenden Werten dar.

Die Charakteristika von Einzelzellen sind schematisch in Abb. 3 gezeigt. Der vollständige Zyklus der Entstehung und des Ausfallens des Niederschlags findet in *einer* Zelle nacheinander statt. Die Teilchen werden nicht in andere Zellen transportiert (diskrete Entwicklung; Foote 1985). Zur Zeit  $t_1$  befindet sich die Zelle in ihrem Cumulus-Stadium. Sie besteht nur aus Wolkenröpfchen oder kleinen Eiskristallen und kann noch nicht mit dem Wetterradar gesehen werden. Zur Zeit  $t_2$  hat sich infolge des Entstehens von bereiften Eiskristallen, Graupeln, Schnee oder Regentropfen ein erstes Radarecho entwickelt. Die Zelle befindet sich jetzt in ihrer Wachstumsphase. Durch intensive Bereifungsprozesse dieser Partikel sind zum Zeitpunkt  $t_3$  Hagelkörner von cm-Größe entstanden. Die Zelle tritt jetzt in ihr Reifestadium ein. Während der obere Teil der Wolke noch wächst (Aufwind), hat sich schon, in Zusammenhang mit dem ausfallenden Niederschlag, ein erster Abwind gebildet. Zur Zeit  $t_4$  (Zerfallsstadium) hat sich der Abwind weiter intensiviert und der Niederschlag fällt zum Boden aus. Hagelkörner, die groß genug sind, um nicht vollständig auf ihrem Weg zum Boden zu schmelzen, können dort Schäden verursachen. Da die Gewitterzelle aber nur kurzlebig ist und auch nur langsam zieht, ist der am Boden entstehende Hagelstrich nur relativ klein. Der Hagelschlag dauert meist nur einige Minuten an. Die typischen Zeitabstände zwischen den einzelnen Stadien in der Abb. 3 betragen 5 Minuten. Einzelzellen treten entweder isoliert auf oder sind in größer-skaligen Komplexen oder Linien organisiert.

In Multizellen (Abb. 4) existieren alle Stadien der Zellenentwicklung gleichzeitig in *einem* Gewitter und bauen das Gesamtsystem auf. Ein größerer Aufwind speist verschiedene, individuelle Gewittertürme, die erst im oberen Teil der Wolke als solche sichtbar werden. Hagelbildungsprozesse sind permanent in verschiedenen Teilen der Wolke wirksam. Aufgrund der multizellularen Eigenschaften kann es zu einem Austausch von Partikeln zwischen den verschiedenen Zellen kommen. Graupelteilchen, die in den Zellen (feeder cells) oberhalb des Einströmbereiches wachsen, können in das Zentrum des Gewitters advehiert werden. Sie erreichen hier den Hauptaufwind und können wieder nach oben transportiert werden (Rückzirkulation, wie in Kap. 2 gezeigt). In diesem Bereich ist auch der Flüssigwassergehalt sehr hoch, so daß ein effektives Hagelwachstum stattfinden kann. Dabei durchqueren die Hagelkörner den Aufwind horizontal bis sie in den Abwindbereich gelangen, wo sie schnell zu Boden ausfallen können. Die hier beschriebenen Prozesse lassen die typische Radarstruktur dieser Zellen entstehen: einen Überhangbereich (gewölbeartig) von zu Hagelgröße anwachsenden Teilchen oberhalb eines Schwachebereiches mit hohem Wassergehalt (Wolkenröpfchen, welche mit dem Radar nicht erkannt werden). Die Aufwinde hier sind so stark, daß nur sehr wenig Niederschlagsteilchen in diese Zone vordringen können. Multizellen sind wesentlich langlebiger als Einzelzellen: zwischen 10 und 60 Minuten. Die mit ihnen verbundenen Hagelstrich können eine Länge von 10 bis 100 km erreichen.

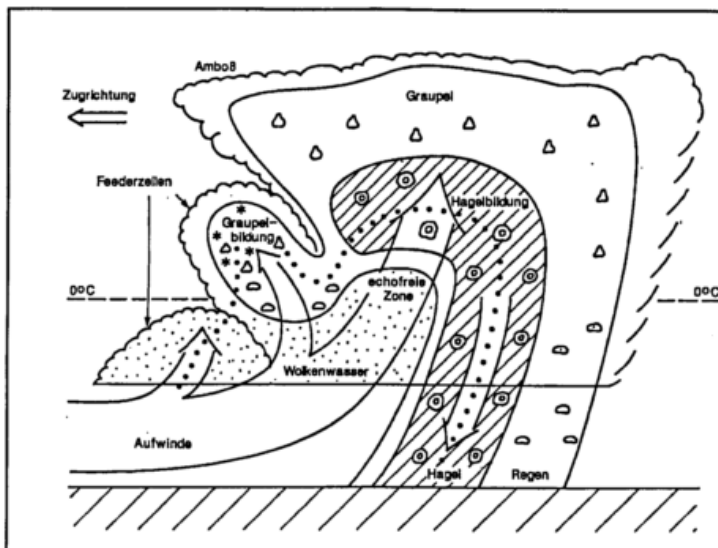


Abb. 4  
Schematisches Diagramm einer Multizelle. Eine Folge von Zellen in verschiedenen Entwicklungsstadien trägt zu einer gemeinsamen Wolkenmasse bei. Graupel bilden sich in den neu heranwachsenden Zellen im linken Teil der Wolke. Hagel wächst im Hauptaufwind oberhalb der echoschwachen Zone. Die ausgezogenen Linien stellen Konturen der Radarreflektivität mit nach Innen zunehmenden Werten dar. Die gestrichelte Linie symbolisiert die Trajektorie eines Eiskeims, der zu einem Hagelkorn heranwächst.

Superzellen (Abb. 5) werden durch einen einzigen, großen Aufwind gebildet, der sich nicht in mehrere Äste verzweigt. Graupelteilchen, die später zu Hagel anwachsen können, werden in den Randbereichen des Aufwindes (in Zugrichtung gesehen) gebildet. Diese Zonen übernehmen die Rolle der generierenden Zellen (feeder cells) eines Multizellengewitters. Die nachfolgende Hagelwachstumsphase ist ähnlich wie im Fall der Multizellen, der Hauptaufwind kann aber größer sein. Superzellen sind die langlebigste Form von Gewitterzellen. Ihre quasi-stationäre Struktur kann für mehr als eine halbe Stunde aufrecht erhalten werden (per Definition; Browning, 1977). Sie kann mehrere Stunden existieren. Ein Extremfall von bis zu 12 Stunden ist dokumentiert worden (Paul, 1973). Hagelstriche von einigen 100 km Länge können dabei auftreten. Der Münchener Hagelfall vom 12. Juli 1984 hatte eine solche Charakteristik (Höller und Reinhardt, 1986). Der Hagelstrich hatte eine Länge von 300 km und variierte zwischen 5 und 10 km in der Breite. Stellenweise wurden extrem große Hagelkörner beobachtet (bis zu 10 cm im Durchmesser).

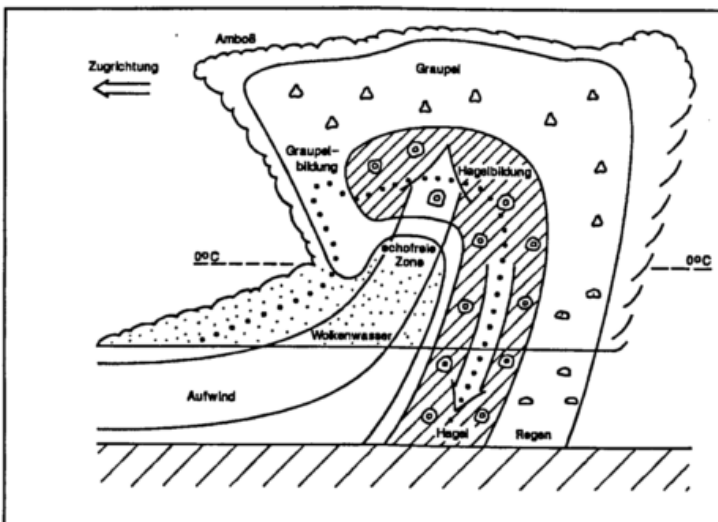


Abb. 5  
Schematisches Diagramm einer Superzelle. Das Gewitter besteht aus einer einzigen, großen, quasi-stationären Zelle. Die verschiedenen Stadien der Hagelbildung finden innerhalb derselben Zelle statt, nur an verschiedenen Orten. Die gestrichelte Linie symbolisiert die Trajektorie eines Eiskeims, der zu einem Hagelkorn heranwächst. Die ausgezogenen Linien stellen Konturen der Radarreflektivität mit nach Innen zunehmenden Werten dar.

Zwischen den diskreten Multizellen und den quasi-stationären Superzellen können diverse Übergangsformen beobachtet werden. Solche Gewitter heißen schwach-evolutionär (Foote und Wade, 1982) oder hybrid (Nelson und Knight 1987; Nelson 1987; Höller et al. 1994, vgl. Kap. 2).

#### 4. Konvektive Systeme

An dieser Stelle soll nun die meso- $\beta$  skalige Organisation der Gewitter behandelt werden. Die Form des Radarechos (horizontal) und ihre Stärke bildet die Basis zur Klassifizierung konvektiver Systeme.

Die Klassifizierung erfolgt in der Literatur nicht ganz einheitlich. Die 'klassische' Einteilung geht von der Form oder Orientierung der Radarechos aus. Vier grundlegende Konfigurationen können unterschieden werden (z.B. Höller 1994):

- I: *Isolierte Gewitter*. Die Stürme sind nicht in umschließende Reflektivitätskonturen eingebettet. Sowohl einzelne, als auch verstreute Ereignisse sind möglich.
- C: *'Cluster' oder Komplexe*. Die Gewitter sind gruppiert und in umhüllende Konturen konstanter Reflektivität eingebettet. Es können mehrere Komplexe gleichzeitig im Beobachtungsgebiet existieren. Komplexe zeichnen sich nicht durch eine besondere Vorzugsorientierung der beteiligten Zellen aus.
- L: *Linien-orientierte Gewitter*. Die Gewitter besitzen eine bevorzugte Anordnungsrichtung. Sie können als Linie von isolierten Gewittern oder als linear angeordnete Komplexe auftreten, welcher von einer gemeinsamen Reflektivitätskontur umhüllt wird. Die typische maximale Dimension sollte mehr als doppelt so groß sein wie die minimale Dimension. Andernfalls ist das System als Komplex zu klassifizieren.
- SL: *'Squall lines'*. Dies ist eine spezielle Form von linear-orientierten Gewittern. Die typische maximale Dimension ist sehr groß verglichen mit der minimalen Dimension. Es sei ein Länge/Breite Verhältnis von 5/1 vorausgesetzt (nach U. S. Departments of Commerce and Defense, 1980) wie es z.B. von Bluestein und Jain (1985) benutzt wurde. Eine Linienlänge von mindestens 50 km sollte für mindestens 15 Minuten existieren. Diese Systeme entwickeln vielfach eine quasi zweidimensionale Struktur. Im Gegensatz zu den linear-orientierten Gewittern sind die Squall-Lines oftmals durch eine vorderseitige, linienartige Anordnung starker konvektiver Zellen und eine nachfolgende Region mit stratiformem Niederschlag charakterisiert. Eine Fallstudie einer Squall-Line im Süddeutschen Raum wurde von Meischner et al. (1991) veröffentlicht.

Schiesser et al. (1995) haben mesoskalige konvektive Systeme klassifiziert (s. Abb. 6), welche innerhalb einer 5-jährigen Periode über der Schweiz beobachtet wurden. Die oben genannten Grundformen sind hier in leicht modifizierter Form ebenfalls erkennbar. Die Hauptkriterium für die Einteilung waren Schwellwerte der Radarreflektivität und dann erst, als Verfeinerung, der Orientierungsgrad.

Eine Zelle wird definiert als das von der 47 dBZ Kontur umhüllte Gebiet. Die Zelle könnte dabei auch mit Hagel verbunden sein, falls die 55 dBZ-Schwelle überschritten wird.

Ein Zellenkomplex wird von der 40 dBZ-Kontur umhüllt und enthält eine, oder mehrere Zellen. Die Zellen können dabei linienartig orientiert sein.

Ein mesoskaliges, konvektives System (MCS) ist durch eine umhüllende Reflektivitätskontur von 25 dBZ definiert. Ein MCS kann einen oder mehrere Zellenkomplexe enthalten. Nach Abb. 6 werden 4 Erscheinungsformen unterschieden:

- ein isolierter Komplex
- eine Gruppe von Komplexen
- eine unterbrochene Linie
- eine kontinuierliche Linie; das Verhältnis von Länge zu Breite ist größer als 3:1 (ähnlich der Squall Line).

Ein weiteres Unterscheidungsmerkmal mancher Linien ist ein stratiformer (nicht-konvektiver) Bereich, der entweder der Linie folgt oder ihr vorauszieht (s. Abb. 6).

Während der Entwicklung der Konvektion im Laufe eines Tages können die verschiedenen Stadien, wie sie eben dargestellt wurden, durchlaufen werden. Das konvektive System wird dann entsprechend dem Höhepunkt seiner Entwicklung (Reifestadium) charakterisiert. Hier wird ein Höchstmaß an Organisation angenommen.

**ORGANIZATION OF  
MESOSCALE CONVECTIVE SYSTEMS (MCS)  
according to SMA radar intensities**

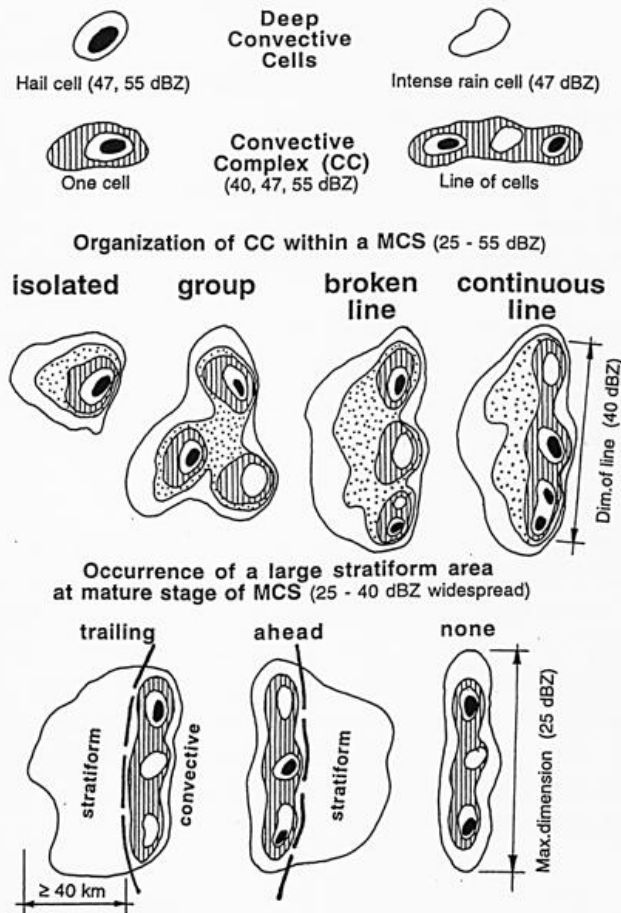


Abb. 6 Klassifikation mesoskaliger Systeme nach Schiesser et al. (1995) für über der Schweiz beobachtete Niederschlagsysteme. Zugrichtung der Zellen ist von links nach rechts.

## 5. Schlußbemerkungen, Ausblick

Mit einem Polarisations Doppler-Radar erschließen sich neue Möglichkeiten in der Analyse und dem Nowcasting konvektiver Systeme. Insbesondere erlauben die polarimetrischen Parameter eine Partikelerkennung. Neben der Unterscheidung verschiedenen Teilchenarten und deren Mischungen, lassen sich aber auch die entsprechenden Wasser- oder Eisgehalte quantitativ abschätzen. Solche Daten könnten dann als Eingangsparameter für numerische Modelle dienen. Studien dieser Art sollten in Zukunft durchgeführt werden.

Mit Hilfe der Doppler-Messungen lassen sich zumindest die prinzipiellen Transporte in den Gewitterwolken abschätzen. Eine idealere Ergänzung wären natürlich Dual-Doppler Messungen, die es dann auch erlauben würden, das dreidimensionale Windfeld zu berechnen.

Weiterhin läßt sich das Nowcasting von schweren Gewittern mit Hilfe der polarimetrischen Hagelerkennungsalgorithmen, sowie der strukturellen Analyse der Stürme weiter verbessern.

Die verschiedenen Gewittertypen, sowie die Formen ihrer mesoskaligen Organisation, hängen mit den Umgebungsbedingungen wie Stabilität und Windscherung zusammen. Diese Zusammenhänge zu erfassen ist ein Ziel, welchem insbesondere wegen der Frage der Unwetterhäufigkeiten in einem sich wandelnden Klima immer mehr Bedeutung zukommt.

## Literatur

- Aydin, K., T.A. Seliga und V. Balaji, 1986: Remote sensing of hail with a dual linear polarization radar. *J. Climate Appl. Meteor.*, 25, 1475-1484.
- Aydin, K., V. Giridhar und Y. Zhao, 1991: Polarimetric C-band radar observables in melting hail: a computational study. 25'th Int. Conf. Radar Meteor., Paris, AMS, 733-736.
- Bluestein, H.B. und M.H. Jain, 1985: Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during spring. *J. Atmos. Sci.*, 42, 1711-1732.
- Bringi, V.N., R.M. Rasmussen und J. Vivekanandan, 1986 a: Multiparameter radar measurements in Colorado convective storms. Part I: Graupel melting studies. *J. Atmos. Sci.*, 43, 2545-2563.
- Bringi, V.N., J. Vivekanandan und J.D. Tuttle, 1986 b: Multiparameter radar measurements in Colorado convective storms. Part II: Hail detection studies. *J. Atmos. Sci.*, 43, 2564-2577.
- Bringi, V.N., V. Chandrasekar, P.F. Meischner, J. Hubbert und Y. Golestani, 1991: Polarimetric radar signatures of precipitation at S- and C-bands. *IEEE-Proceedings-F*, Vol. 138, 109-119.
- Browning, K.A. 1977: The structure and mechanisms of hailstorms. In Foote G.B. und C.A. Knight (Eds): *Hail: a review of hail science and hail suppression*. Amer. Meteor. Soc., Boston, 1-43.
- Foote, G.B., 1985: Aspects of cumulonimbus classification relevant to the hail problem. *J. Rech. Atmos.*, 19, 61-74.
- Foote, G.B. und C.G. Wade, 1982: Case study of a hailstorm in Colorado. Part I: Radar echo structure and evolution. *J. Atmos. Sci.*, 39, 2828-2846.
- Höller, H., 1994: Mesoscale organization and hailfall characteristics of deep convection in southern Germany. *Beitr. Phys. Atmosph.*, 67, 219-234.
- Höller, H., V.N. Bringi, J. Hubbert, M. Hagen und P.F. Meischner, 1994: Life cycle and precipitation formation in a hybrid-type hailstorm revealed by polarimetric and Doppler radar measurements. *J. Atmos. Sci.*, 51, 2500-2522.
- Höller, H. und P.F. Meischner, 1993: Untersuchung von mikro- und makrophysikalischen Strukturen und Prozessen in Hagelwolken im Hinblick auf deren Beeinflußbarkeit. *DLR-FB 93-25*, 68 pp.
- Höller, H. und M.E. Reinhardt, 1986: The Munich hailstorm of July 12, 1984 - Convective development and preliminary hailstone analysis. *Beitr. Phys. Atmosph.*, 59, 1-12.
- Jameson, A.R. und D.B. Johnson, 1990: Cloud microphysics and radar. In: Atlas, D. (Ed.): *Radar in Meteorology*. American Meteorological Society, Boston.
- Meischner, P.F., 1990: Cloud dynamics and cloud microphysics by radar measurements. Remote sensing and the earth's environment. *Proceeding of summer school Alpbach, Austria*. ESA SP-301, 19-26.
- Meischner, P.F., V.N. Bringi, D. Heimann und H. Höller, 1991: A squall line in Southern Germany: Kinematics and precipitation formation as deduced by advanced polarimetric and Doppler radar measurements. *Mon. Wea. Rev.* 119, 678-701.
- Nelson, S.P. und N.C. Knight, 1987: The hybrid multicellular-supercellular storm - an efficient hail producer. Part I: An archetypal example. *J. Atmos. Sci.*, 44, 2042-2059.
- Nelson, S.P., 1987: The hybrid multicellular-supercellular storm - an efficient hail producer. Part II: General characteristics and implications for hail growth. *J. Atmos. Sci.*, 44, 2060-2073.
- Paul, A.H., 1973: The heavy hail of 23-24 July 1971 on the Western Prairies of Canada. *Weather*, 28, 463-471.
- Pruppacher, H.R. und J.D. Klett, 1978: *Microphysics of clouds and precipitation*. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 714 pp.
- Schiesser, H.H., R.A. Houze JR. und H. Huntrieser, 1995: The mesoscale structure of severe precipitation systems in Switzerland. *Mon. Wea. Rev.* 123, 2070-2097.
- Seliga, T.A. und V.N. Bringi, 1976: Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarizations for measuring precipitation. *J. Appl. Meteor.*, 15, 69-76.
- U.S. Depts. of Commerce and Defense, 1980: *Weather radar observations Part A*. Federal Meteorological Handbook, No. 7, 5-1-5-2.
- Vivekanandan, J., V.N. Bringi und R. Raghavan, 1990: Multiparameter radar modeling and observations of melting ice. *J. Atmos. Sci.*, 47, 549-564.



# Beobachtung von Gewittern durch Radar und Blitzortung

U. Finke

Institut für Physik der Atmosphäre  
DLR, Oberpfaffenhofen

## Abstract

The relation between cloud structure as observed by radar and lightning location data is presented. Lightning location techniques and characteristics of the resulting data are discussed. A close correlation is observed between reflectivity structure and evolution of the cloud and its lightning activity. The majority of the lightning flashes is found in regions of maximum reflectivity. High lightning density indicates high precipitation amount.

## Zusammenfassung

Es wird die Beziehung zwischen der mit dem Radar beobachteten Wolkenstruktur und der Blitzaktivität dargestellt. Verfahren der Blitzortung und die Eigenschaften der dabei gewonnenen Daten werden beschrieben. Sowohl in der Struktur der Wolke als auch in der zeitlichen Entwicklung besteht eine enge Korrelation zwischen Reflektivität und Blitzrate einer Gewitterwolke. Die Mehrzahl der Blitze sind im Bereich maximaler Reflektivität zu finden. Hohe Blitzdichten sind Indikator für hohe Niederschlagsraten.

## 1 Einleitung

Gewitter sind sehr komplexe meteorologische Phänomene (Kessler, 1986; Liljequist and Cehak, 1984), dessen Gesamtstruktur sich erst in der kombinierten Anwendung verschiedenster Beobachtungssysteme erschließt. Ein Beispiel für den Fall eines starken Gewitterkomplexes ist mit der Datensammlung von Finke and Hauf (1997) gegeben. In dem vorliegenden Beitrag soll beispielhaft der Zusammenhang zwischen Wolkenstruktur und Blitzaktivität von Gewitterwolken gezeigt werden. Blitze sind ein charakterisierendes Phänomen in Gewittern. Die Untersuchung der Eigenschaften der Blitzaktivität erlaubt Rückschlüsse auf die Struktur und Dynamik des Gewitters.

## 2 Blitzentladungen

Voraussetzung für das Auftreten von Blitzen ist die Existenz von Bereichen unterschiedlicher Raumladung in Gewitterwolken. Auf mikrophysikalischer Skala erfolgt die Ladungstrennung durch verschiedene Mechanismen (Takahashi, 1978; Saunders et al., 1991). Wesentlich sind insbesondere Kollisionen zwischen den unterkühlten Wasser- und Graupelteilchen und die induktive Wirkung des elektrischen Feldes. Durch die selektierende Wirkung der Schwerkraft in den intensiven vertikalen Strömungen sammeln sich dann kleine, positiv geladene Eisteilchen im oberen Teil der Gewitterwolke, während die negativ geladenen Hydrometeore im mittleren bis unteren Teil der Wolke ein negatives Ladungszentrum bilden (Abb. 1).

Übersteigt die Spannung zwischen Gebieten verschiedener Raumladung oder zur Erdoberfläche die elektrische Durchschlagspannung, so entsteht ein sog. Leitblitz (engl. Leader), der sich in

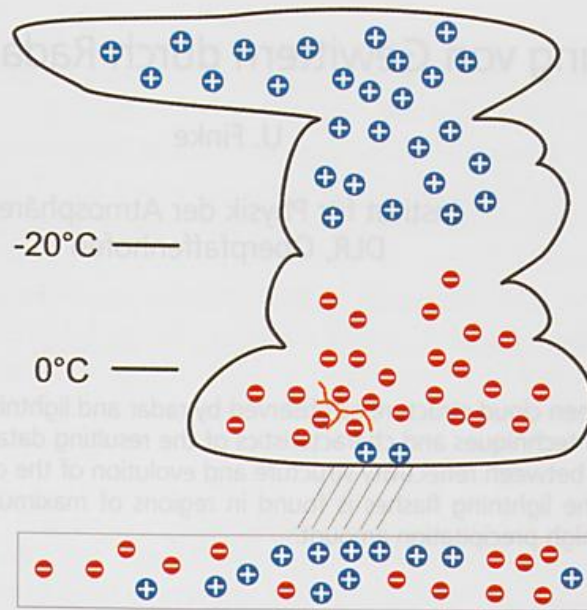


Abbildung 1: Ladungsverteilung in einer Gewitterwolke. Teilchen mit positiver Ladung befinden sich im oberen Teil der Wolke, negativ geladene Teilchen im unteren Teil. Ein kleines positives Ladungszentrum liegt an der Wolkenbasis und spielt eine wichtige Rolle bei der Initiierung der Blitze.

Sprünge von 20-50 m mit einer Geschwindigkeit von etwa  $10^5$  m/s ausbreitet und einen schwach ionisierten Kanal hinterläßt. Etwa 100 m über dem Erdboden wird der Kontakt durch eine von unten kommende Entladung geschlossen, es kommt zum 'return stroke', dem eigentlichen Hauptblitz über den der Ladungsausgleich erfolgt. Ein Blitz kann aus mehreren 'return strokes' bestehen, die meist durch den selben Kanal verlaufen. Zu Phänomenologie der Blitzentladung siehe Uman (1987).

Blitze zwischen Wolke und Erde werden unterschieden nach der Polarität der transportierten Ladung und Richtung des Leaders. Der größte Teil (etwa 90%) der Blitze zwischen Wolke und Erde gehen von der Wolke aus und transportieren negative Ladung zur Erdoberfläche.

Vielfältige Entladungen finden innerhalb der Wolke statt. Ein Teil dieser Entladungen entwickeln sich zu einem Erdblitz. Das Verhältnis zwischen der Anzahl der Wolken- und Erdblitzes hängt stark von der Wolkenhöhe und dem Temperaturprofil ab. In den Tropen kann es 10:1 betragen in mittleren Breiten liegt es bei 3:1 (Uman, 1987).

## 2.1 Blitzortung

Blitze emittieren elektromagnetische Wellen vom langwelligen Radiobereich bis zum UV Licht. Radiowellen werden dabei hauptsächlich durch die Änderungen im Stromfluß generiert. Die heutigen Standardsysteme zur bodengebundenen Blitzortung (Holle and Lopez (1993)) verwenden die Radiostrahlung im Lang- bis Mittelwellenbereich, da sich diese über weite Entfernungen ausbreitet. Grundsätzlich werden zwei verschiedene Methoden zur Lokalisierung angewandt:

1. **Peilverfahren:** Jede Antenne bestimmt die Einfallsrichtung des Blitzsignales. Aus dem Schnittpunkt der Richtungen von mindestens zwei Antennenstandorten ergibt sich dann der Einschlagsort des Blitzes. Zum Empfang des Signals verwendet man an jedem Standort ein Paar gekreuzter magnetischer Antennen. Aus dem Vergleich der Signale beider Teilantennen läßt sich die Einfallsrichtung an jedem Antennenstandort bestimmen. Kommerziell vertrieben wurde ein solches System zuerst von LLP (Lightning Location and Protection).
2. **Laufzeitverfahren** Jede Antenne bestimmt die Ankunftszeit des Signals mit hoher Genauigkeit. Aus der Differenz der Ankunftszeiten an mindestens 3 Antennenstandorten wird der

Einschlagsort berechnet. An den Empfangsstationen, die im Abstand von etwa 200 km verteilt sind, verwendet man elektrische Stabantennen und ein GPS zur genauen Zeitsynchronisation. Das kommerzielle System heißt LPATS (Lightning Position and Tracking System).

Mittlerweile werden auch beide Methoden kombiniert angewandt, z.B. im IMPACT-Sensor. Alternativ zu den LLP und LPATS Systemen, die auf die Ortung von Wolke-Erde-Blitzen ausgelegt sind, arbeitet das Safir-System, welches zusätzlich Wolke-Wolke-Entladungen registriert. Die Messung erfolgt dabei im VHF-Bereich und die Herkunftsrichtung der Signale wird durch interferometrische Verfahren bestimmt. In vielen Ländern arbeiten derartige Blitzortungssysteme und liefern Blitzdaten in Echtzeit. In Deutschland existieren zwei LPATS-Anlagen. Das von den EVU Bayernwerk AG und Badenwerk AG betriebene Meßnetz überdeckt Süddeutschland. Eine statistische Auswertung der Daten findet sich in Finke and Hauf (1996). Ein weiteres System, welches das gesamte Deutschland einschließt, wird von der Siemens AG betrieben. Die Blitzdaten enthalten für jeden registrierten Blitz Einschlagsort und -zeit, die Polarität und eine Schätzung für den maximalen Stromfluß.

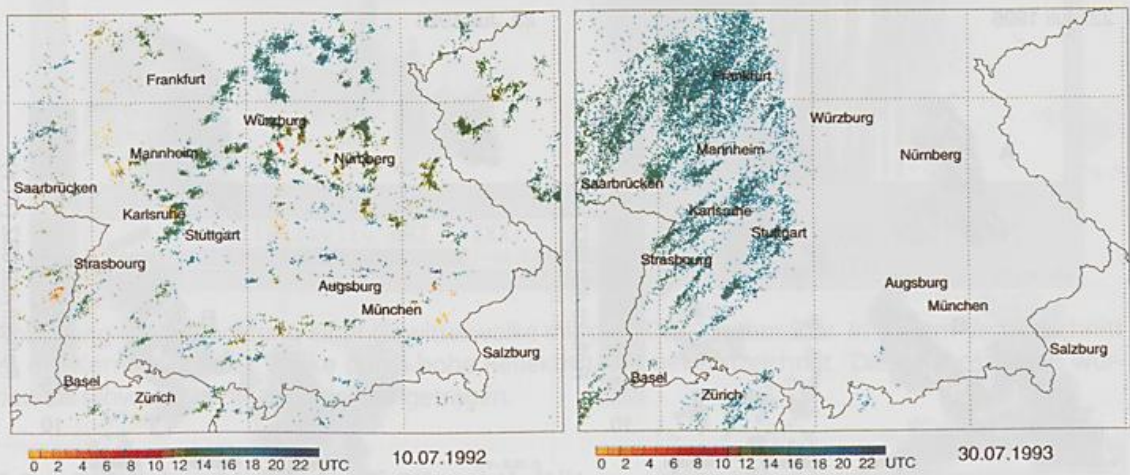


Abbildung 2: Positionen der vom Meßnetz der Bayernwerk AG registrierten Blitze für zwei verschiedene Gewittersituationen: verbreitet Einzelgewitter (links) und Gewitterfront (rechts). Für den Fall der Gewitterfront wurden die Blitze nur bis 1700 UTC dargestellt, um die frontartigen Struktur zu verdeutlichen.

Blitzortungsdaten geben wertvolle Information über Gewitteraktivität und einzelne Gewitterwolken wie die folgenden Abschnitte demonstrieren. Bei der Interpretation der Blitzdaten sind jedoch die folgenden Punkte zu beachten.

- Es werden vorwiegend Wolke-Erde-Blitze mit einer Effizienz von 70% registriert. Dagegen werden nur etwa 3% der elektrische Entladungen innerhalb der Wolke erfaßt.
- Die Ungenauigkeit der Ortung kann für Blitze mit ungewöhnlichem Kanalverlauf sehr hoch sein. Auch Wolke-Wolke-Blitze weisen meist lange horizontale Kanäle auf, so daß die Lokalisierung unbestimmt sein muß.
- Einzelne Empfangsstationen können für kurze Zeit ausfallen, so daß sich regional die Erfassungseffizienz stark verringert.
- Auch fehlerhafte Ortungen sind möglich. Bei hoher Blitzaktivität in entfernten Regionen werden mitunter einzelne Blitze in andere Gebiete projiziert.

### 3 Blitze und Wolkenstruktur

Blitze markieren die aktiven Bereiche der Gewitterwolke. In diesen Bereichen mit hoher Dichte an Eis- und Wasserteilchen, mit häufigen Kollisionen zwischen diesen Teilchen und intensiven Aufwärtsbewegungen findet eine sehr effektive Ladungstrennung statt. Zwischen den dabei aufgebauten Ladungszentren in der Wolke und der Erde finden dann auch häufig Entladungsvorgänge statt.

#### 3.1 Blitzpositionen in der Wolke

Die folgenden Abbildungen zeigen die Positionen der detektierten Blitze gemeinsam mit den durch das DLR-Wolkenradar (Schroth et al., 1988) gemessenen Reflektivität. Blitze sind hauptsächlich im Kernbereich der Gewitterwolke anzutreffen (Abb. 3) wo die Reflektivität 30 dBZ übersteigt. Einzelne Blitze werden aber auch außerhalb hoher Reflektivitäten beobachtet.

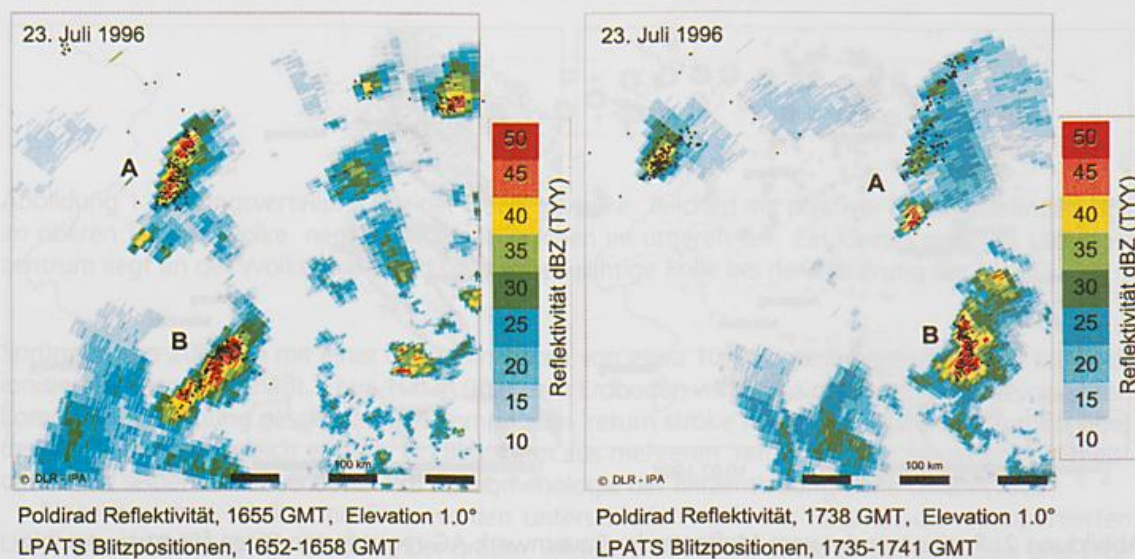


Abbildung 3: Blitzpositionen in Relation zur Radar-Reflektivität für zwei verschiedene Zeitpunkte. Die Blitze sind auf die Kernbereiche der Wolken mit Reflektivitäten über 30 dBZ konzentriert. Zum zweiten Zeitpunkt hat sich die nördliche Zelle (A) bereits abgeschwächt. Sie weist sowohl eine geringere Reflektivität als auch weniger Blitze auf. Außerdem treten die Blitze räumlich stärker gestreut auf.

Abbildung 4 zeigt einen Vertikalschnitt (RHI) durch die Gewitterzelle B (vgl. Abb. 3). Da keine Information über den vertikalen Verlauf des Blitzkanals vorliegt, wurden die Blitze als senkrechte Linien eingetragen. Es zeigt sich, daß für die beobachtete Wolke die Blitze für Höhen unter 3 km leicht hinter dem Gebiet höchster Reflektivität liegen, während sie sehr gut mit der Lage des Reflektivitätsmaximums in 4-6 km Höhe übereinstimmen.

Vergleicht man die Blitzaktivität verschiedener Gewitter, so zeigt sich, daß hohe Blitzraten nicht so sehr an die Höhe der Wolke und an das Maximum der Reflektivität gebunden sind, sondern meist in Wolken mit durchgehend großem Volumen hoher Reflektivität beobachtet werden.

Die Position der Blitze in der Wolke geben zusätzliche Information über die aktiven Bereiche des Gewitters. Andererseits sind aber auch Beobachtungen mit dem Radar wertvoll zur Untersuchung der elektrischen Struktur und zum Verständnis der elektrischen Aktivität im Gewitter. So wird die Ausrichtung von Eisteilchen, die mit dem polarimetrischen Radar meßbar ist, durch das elektrische Feld in der Wolke beeinflusst. Änderungen im Feld, verursacht etwa durch Blitzentladungen, können an der veränderten Ausrichtung der Teilchen beobachtet werden (Krehbiel et al., 1996).

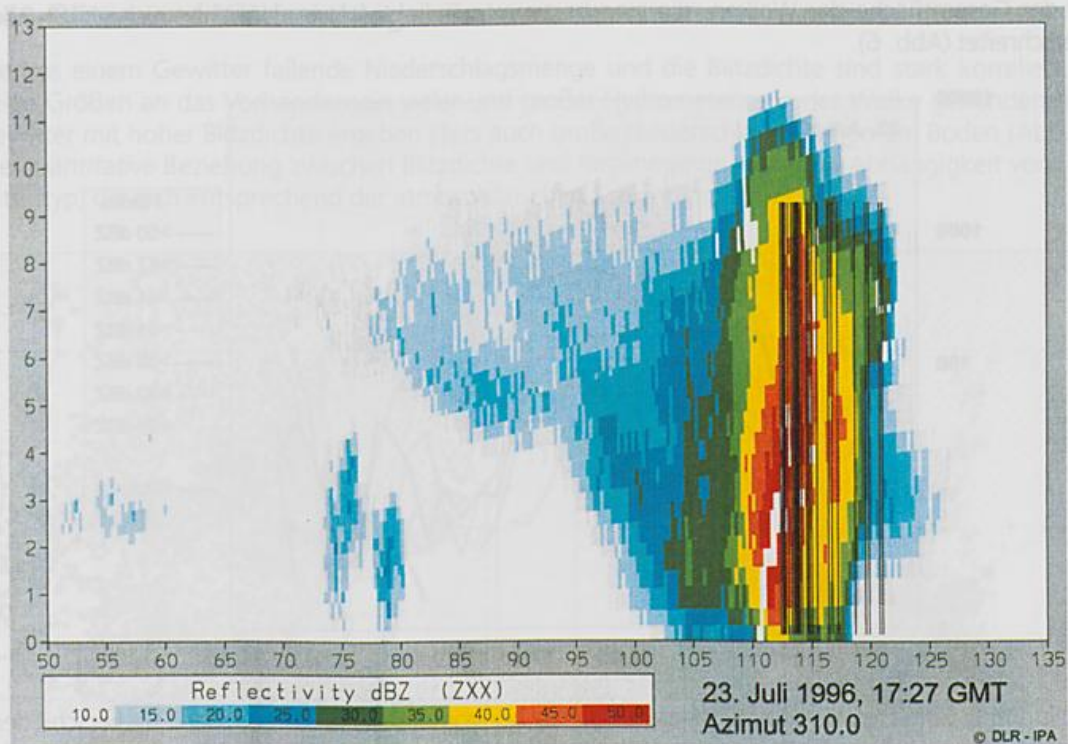


Abbildung 4: Beobachtung einer Gewitterwolke mit dem DLR-Weterradar. In diesem Vertikalschnitt ist der Kernbereich der Wolke durch hohe Reflektivitäten gekennzeichnet. Die Blitzpositionen wurden als schwarze vertikale Linien eingetragen.

### 3.2 Zeitlicher Verlauf der Blitzaktivität

Elektrische Entladungen finden bereits innerhalb der Wolke statt wenn die Potentialdifferenz zwischen Wolke und Erde noch nicht ausreicht um einen Erdblitz auszulösen. Diese Wolke-Wolke-Entladungen treten daher vor und auch nach der Phase mit Erdblitz auf, werden aber von den meisten verwendeten Blitzortungssystemen nicht erfaßt.

Abbildung 5 zeigt die zeitliche Entwicklung einer Gewitterwolke anhand der etwa im Abstand von 10 Minuten gewonnenen Radarbilder. Die Blitzaktivität setzt sehr plötzlich ein, kurz nachdem die Wolke durch erhöhte Reflektivität sichtbar wurde. Im weiteren Verlauf markieren die Blitze stets die Gebiete maximaler Reflektivität.

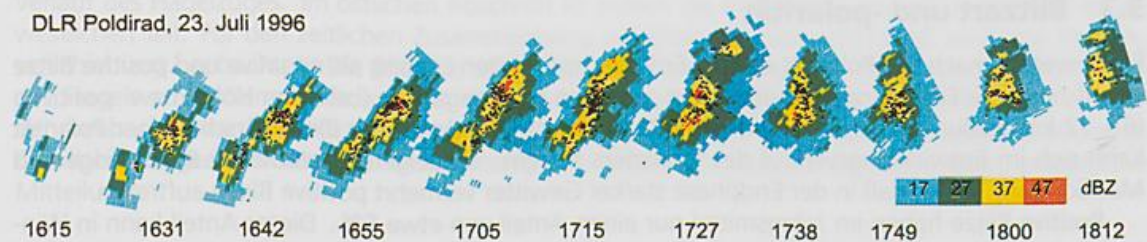


Abbildung 5: PPI Sequenz für die Gewitterzelle B aus Abb. 3 mit den Positionen der Blitze, die  $\pm 3$  min um den Termin registriert wurden. Zur besseren Visualisierung wurden die Einzelbilder proportional zur Aufnahmezeit verschoben.

Für das in Abb. 3 dargestellte Gebiet wurde die zeitliche Entwicklung der Blitzrate verglichen

mit der Gesamtfläche der Wolken, die eine bestimmte Reflektivität im Höhenbereich von 1-2 km überschreitet (Abb. 6).

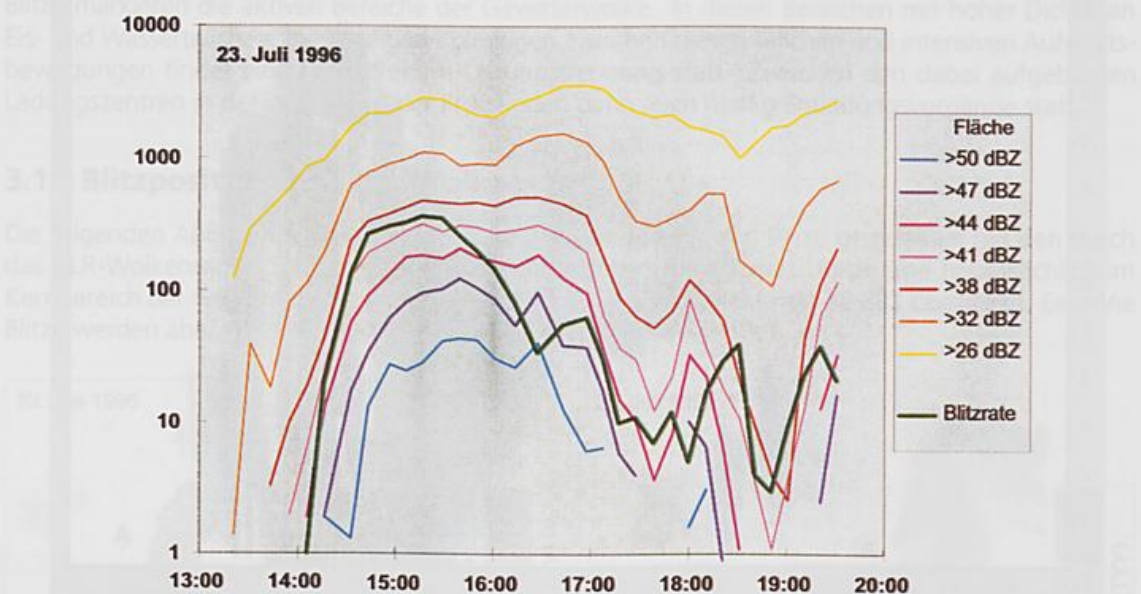


Abbildung 6: Zeitlicher Verlauf der Blitzrate und der horizontalen Querschnittsfläche für verschiedene Reflektivitätsschwellen. Die Blitzrate folgt der Entwicklung der 47 dBZ Fläche insbesondere im Wachstumsstadium der Wolke. Später nimmt die Blitzrate bereits ab, während noch hohe Reflektivitäten beobachtet werden.

Die Untersuchung der zeitlichen Entwicklung von Reflektivität und Blitzarte einer Wolke ergeben die folgenden Aussagen.

- Die ersten Blitze zwischen Wolke und Erdboden werden beobachtet, wenn im Kern der Wolke 35 dBZ erreicht sind.
- In der Wachstumsphase eines Gewitters treten Blitze in sehr kompakten kleinen Gebieten der Wolke auf, in der Zerfallsphase sind sie dagegen zerstreut über einen großen Wolkenbereich bis hinein in den stratiformen Teil der Wolke.
- Die Blitzrate in einer Gewitterzelle verringert sich schon vor der Abnahme der Reflektivität.

### 3.3 Blitzart und -polarität

Blitze werden nach der Polarität der zur Erde transportierten Ladung als negative und positive Blitze klassifiziert. Die Entladungen finden dabei zwischen dem negativen (bei 4 km Höhe) bzw. positiven (6 – 12 km) Ladungszentrum und dem Erdboden statt. Der Anteil der Blitze verschiedener Polarität kann sich im Entwicklungsverlauf des Gewitters ändern. So zeigen Fallstudien (z.B. Rutledge and MacGorman, 1988), daß in der Endphase starker Gewitter vermehrt positive Blitze auftreten.

Positive Blitze haben im Jahresmittel nur einen Anteil von etwa 5%. Dieser Anteil kann in Wintergewittern über 50% erreichen und nimmt allgemein mit der mittleren Windscherung zu (Brook et al., 1982; Takagi et al., 1986). Das positive Ladungszentrum liegt im oberen Teil der Wolke und ist normalerweise gegen den Boden abgeschirmt (siehe Abb. 1). Mit der Windscherung steigt die vertikale Neigung der Wolke, so daß diese Abschirmung weniger wirksam ist. Im Winter sind außerdem die absoluten Wolkenhöhen geringer (5 km gegenüber 10–13 km im Sommer), so daß die Spannung zwischen dem positiven Ladungszentrum und Erdboden größer ist. Dies führt dann zu mehr positiven Entladungen.

### 3.4 Blitze und Niederschlag

Die aus einem Gewitter fallende Niederschlagsmenge und die Blitzdichte sind stark korreliert, da beide Größen an das Vorhandensein vieler und großer Hydrometeore in der Wolke gebunden sind. Gewitter mit hoher Blitzdichte ergeben stets auch große Niederschlagsmengen am Boden (Abb. 7). Die *quantitative* Beziehung zwischen Blitzdichte und Regenmenge variiert in Abhängigkeit vom Gewittertyp, der sich entsprechend der atmosphärischen Schichtung ausbildet.

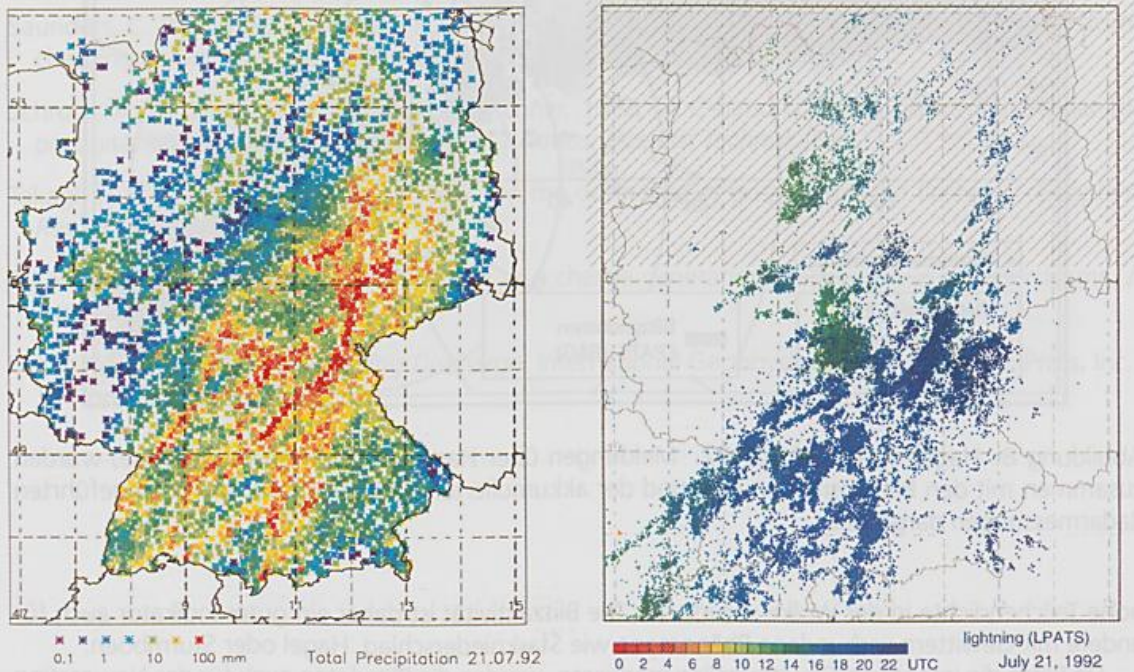


Abbildung 7: Niederschlagsmenge (links) und Blitzpositionen (rechts) für den 21.07.92. Man erkennt die Zugbahnen einzelner Gewitterzellen in beiden Beobachtungsgrößen. Im schraffierten Gebiet werden Blitze nur mit geringer Effizienz erfaßt, da das verwendete Meßnetz auf den Süden Deutschlands begrenzt ist.

**Hagel** Eine enge Korrelation besteht zwischen Gebieten hoher Blitzdichte und Hagelzügen. Ein Beispiel zeigt Abb. 8. Bemerkenswert ist die gute Übereinstimmung der Blitzpositionen mit dem Verlauf des Hagelzuges. Im östlichen Abschnitt ist jedoch die Blitzdichte wesentlich geringer als im westlichen Teil. Für den zeitlichen Zusammenhang zwischen Blitzrate und Hagel wird eine Phasenverschiebung beobachtet. Die Blitzrate steigt etwa 10 min (Changnon, 1992) vor dem Auftreffen des Hagels am Boden rapide an, fällt dann jedoch bereits wieder sobald der erste Hagel am Boden beobachtet wird (MacGorman and Burgess, 1994). Außerdem können auch schwach blitzende Gewitter von geringer vertikaler Ausdehnung örtlich starken Hagelfall ergeben (Höller, persönliche Mitteilung).

## 4 Schlußfolgerungen

Die Blitzaktivität in Gewittern ist eng an die Struktur und Dynamik der Wolke gekoppelt. Die Blitzpositionen liegen im Kernbereich der Gewitter, die Blitzrate folgt der Entwicklung der Reflektivitätsstruktur und der Wolkenhöhe. Allgemein wird eine hohe Blitzrate durch intensive Konvektion und

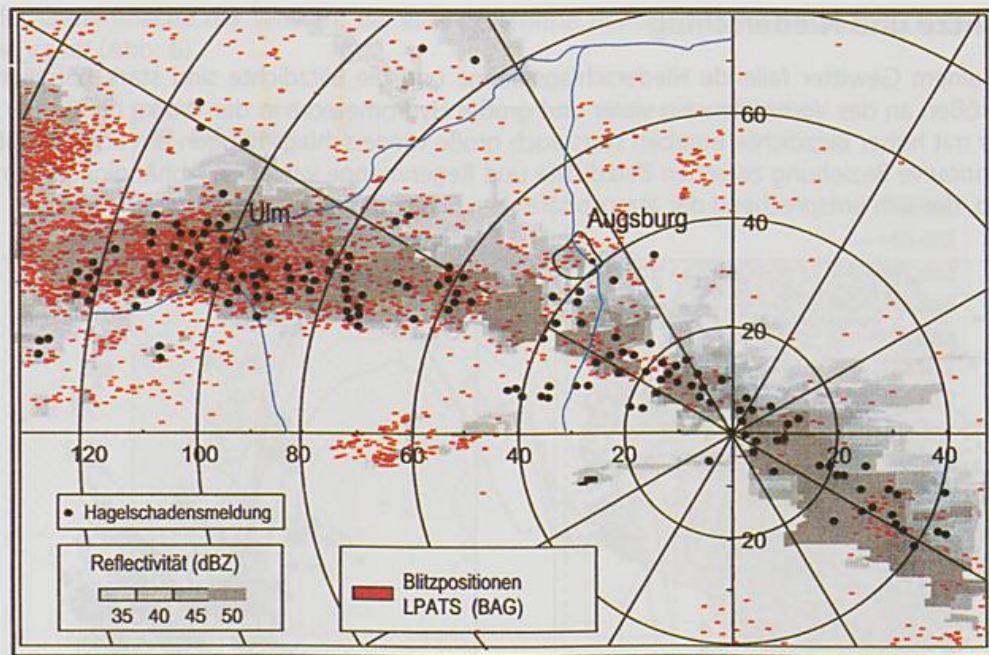


Abbildung 8: Hagelzug vom 31.07.92. Meldungen über Hagelschäden (schwarze Kreise) wurden zusammen mit den Blitzpositionen (rot) und der akkumulierten Reflektivität für die durchgeführten Radarmessungen dargestellt.

hohe Teilchendichte in der Wolke verursacht. Die Blitzaktivität ist daher ein guter Indikator auch für andere mit Gewittern verbundene Phänomene wie Starkniederschlag, Hagel oder Sturmböen.

Da Blitze die intensiven Gewitterzellen markieren, werden die Blitzdaten auch für das Nowcasting von Gewittern verwendet. Aus dem Verlauf der Blitzpositionen läßt sich sowohl die Zugbahn als auch die Entwicklungstendenz der Gewitter abschätzen.

## Literatur

- Brook, M., M. Nakano, P. Krehbiel and T. Takeuti, 1982: The electrical structure of Hokuriku winter thunderstorms. *J. Geophys. Res.*, **87**, 1207–1215.
- Changnon, S. A., 1992: Temporal and spatial relations between hail and lightning. *J. Appl. Meteor.*, **31**, 587–604.
- Finke, U. and T. Hauf, 1996: The characteristics of lightning occurrence in southern Germany. *Contrib. Atmos. Phys.*, **69**, 361–374.
- Finke, U. and T. Hauf, 1997: The severe convective storms in Central Europe on July 21, 1992 – A research dataset. CD-ROM, DLR-Mitteilung 97-02.
- Holle, R. L. and R. E. Lopez, 1993: Overview of real-time lightning detection systems for use by meteorological services. Report 51, WMO.
- Kessler, E., 1986: *Thunderstorm Morphology and Dynamics*. Norman, 2nd edition.
- Krehbiel, P. R., T. Chen, S. McCrary, W. Rison, G. Gray and M. Brook, 1996: The use of dual channel circular-polarization radar observations for remotely sensing storm electrification. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **58**, 65–82.

- Liljequist, G. H. and K. Cihak, 1984: *Allgemeine Meteorologie*. Vieweg und Sohn, 396 S.
- MacGorman, D. R. and D. W. Burgess, 1994: Positive cloud-to-ground lightning in tornadic storms and hailstorms. *Mon. Weather Rev.*, **122**, 1671–1697.
- Rutledge, S. A. and D. R. MacGorman, 1988: Cloud-to-ground lightning activity in the 10-11 June 1985 mesoscale convective system observed during the Oklahoma-Kansas PRE-STORM project. *Mon. Weather Rev.*, **116**, 1393–1408.
- Saunders, C. P. R., W. D. Keith and R. P. Mitzeva, 1991: The effect of liquid water on thunderstorm charging. *J. Geophys. Res.*, **96**, 11,007–11,017.
- Schroth, A. C., M. S. Chandra and P. Meischner, 1988: A C-band coherent polarimetric radar for precipitation and cloud physics research. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **5**(6).
- Takagi, N., T. Takeuti and T. Nakai, 1986: On the occurrence of positive ground flashes. *J. Geophys. Res.*, **91**, 9905–9909.
- Takahashi, T., 1978: Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1536–1548.
- Uman, M. A., 1987: *The Lightning Discharge*. International Geophysics Series. Academic Press, Inc., 377 pp.



# Grundlagen, Methoden und Entwicklungen des Nowcasting

Matthias Jaeneke

Deutscher Wetterdienst  
Bildungs- und Tagungszentrum Langen

## 1. Einleitung

Nowcasting, die möglichst genaue Erfassung des momentanen und Vorhersage des unmittelbar nachfolgenden Wetters, gehört zu den sich am stärksten entwickelnden Bereichen innerhalb der operationellen Wettervorhersage. Steigende Nachfragen in der Öffentlichkeit nach genauen Informationen über die Wetterentwicklung in den nächsten Stunden, aber auch Fortschritte in den Voraussetzungen der Erstellung solcher Prognosen haben Nowcasting zu einem Schwerpunktsbereich der Entwicklung innerhalb der Wetterdienste gemacht. In keinem anderen Bereich der Vorhersage spielt die genaue Kenntnis der aktuellen Wetter-Verteilung eine so große Rolle. Dafür steht heute im Vorhersagedienst ein qualitativ und quantitativ deutlich gewachsenes Potential der Darstellung und Verarbeitung aktueller Beobachtungsdaten zur Verfügung. Außerdem sind zu den bisherigen Remote-Sensing-Daten von Satellit und Radar Blitzdaten hinzugekommen. Auch methodisch zeichnen sich Änderungen ab. Dieser Beitrag im Rahmen der Herbstschule Radarmeteorologie soll zeigen, wo das Nowcasting mit Daten und Methoden im Moment steht und daß Radar-Daten Teil der gesamten Datengrundlage des Nowcasting sind. Zum Schluß wird ein Blick auf zukünftige Aspekte gegeben.

## 2. Nowcasting-Begriff und internationale Kooperation

### 2.1 Hintergrund und Entwicklung des Begriffs Nowcasting

Nach der *ursprünglichen Definition Ende der 80er Jahre* gliedert sich der Kurzfristbereich in folgende Vorhersage-Intervalle :

- *Kurzfrist gesamt 0 - 72 Stunden*
- *Kürzestfrist 0 - 12 Stunden*
- *Nowcasting 0 - 2 Stunden*

Der "klassische" Teil der Kurzfristvorhersage (12 - 72 Stunden) wird weitgehend von den Produkten der numerischen Wettervorhersagemodellen (NWP) bestimmt. Zwei Gründe sind es, die den Beginn der Kurzfristvorhersage aber zu einem eigenen Bereich machen : Numerische Prognosen zeigen in ersten 2 - 4 Stunden einen modellspezifischen Einschwingvorgang ("Spin-Up"-/"Spin-Down"-Effekt), der die Qualität der Vorhersage einschränkt. Außerdem verhindert die Tatsache, daß operationell gesehen (Abwarten des "Redaktions-Schlusses" für den Eingang von Beobachtungsdaten plus Rechenzeit für Analyse und Prognose) erst ab etwa 3 1/2 Stunden Vorhersageprodukte an die Nutzer gehen können, eine direkte Verwendung neuester Modelldaten für das Nowcasting. So besteht ein mehrstündige Anfangsinformationslücke. Andererseits ist aber die Erwartung an Genauigkeit und Details von Wettervorhersagen für die nächsten Stunden von Nutzerseite sehr hoch. Wegen dieser Situation wird der Bereich Nowcasting heute *zeitlich erweitert* aufgefaßt:

- *Unter Nowcasting versteht man jetzt den Vorhersagebereich der nächsten 6 oder sogar 12 Stunden.*

Inhaltlich stehen im Vordergrund des Nowcasting besonders die *gefährlichen Wettererscheinungen* wie Starkniederschlag (Regen, Schnee), Gewitter, Hagel, Blitze, Nebel und ihre Folgeerscheinungen. So sind Wetterwarnungen ein wesentlicher Output im Nowcasting.

## 2.2 Das europäische Nowcasting-Projekt COST78

Auf nationaler und internationaler Ebene sind Vorhaben und Projekte gestartet worden, die die Struktur, Methodik und Möglichkeiten des Nowcasting verändern sollen. Das wichtigste europäische Nowcasting-Projekt ist die EU-Aktion

### - *COST78 "Improvement of Nowcasting Techniques"*

In dieser Kooperation (COST = Cooperation in Science and Technology) haben sich seit 1994 Vertreter aus 16 europäischen Ländern zusammengetan (EU, 1996). Die Aktion, die noch bis 1999 läuft, verfolgt dabei folgende Ziele: Erreichung eines besseren Verständnisses der im Nowcasting-Zeitbereich wirkenden Wetterprozesse; Entwicklung und Austausch von Nowcasting-Modellen, Techniken und Tools; Verbesserung der Visualisierung für das Nowcasting und schließlich Schaffung von Interfaces mit dem Nowcasting-End-Nutzer. Ein strategisches Ziel von COST78 ist eine stärkere Objektivierung und spätere Automatisierung des Nowcasting. 3 spezielle meteorologische Themenbereiche wurden für die Kooperation definiert (EU, 1997):

- *Strong Convection*
- *Fog and Low Clouds*
- *Fronts and Rapid Cyclogenesis*

Es fanden bisher 2 Workshops statt, in denen konkrete Maßnahmen definiert wurden. Resultate der Zusammenarbeit sollen im September 1999 in Norrköping vorgetragen werden.

Einer der Grundbegriffe, der sich aus der mit COST78 in Gang gekommenen methodischen Diskussion ergeben hat, ist der des *Nowcasting-Prozesses*. Der Nowcasting-Prozeß beschreibt den Weg der Entscheidungsfindung beim Nowcasting sowie seine Hilfsmittel und Prozeduren. Man unterscheidet im Nowcasting-Prozeß folgende primäre Schritte

- *Vorprognose ("Early Warning")*
- *Aktuelle Wetterüberwachung*
- *Nowcasting-Prognose*

Am klarsten ist dieser Nowcasting-Prozeß bei der Vorhersage von *Gewittern (Strong Convection)* formuliert worden (s. Beitrag "Operationelles Nowcasting von Gewittern"). Nachfolgend sollen die wesentlichen Inhalte der drei Hauptkomponenten erläutert werden.

## 3. Die Stufen des Nowcasting-Prozesses

### 3.1 Vorprognose

Die Vorprognose umfaßt alle Informationen, die für die nachfolgenden 12 Stunden einen "*First Guess*" der vorherzusagenden Wetterentwicklung geben. Sie bildet auch eine Background-Guidance für die finale Nowcasting-Prognose. Informationen der Vorprognose sind im wesentlichen numerische Vorhersagen (unter Beachtung der anfänglichen Informationslücke) sowie synoptische bzw. aerologische Vordaten.

#### Numerische Vorprognosen

Numerische Produkte geben Verteilungen von Basisfeldern am Boden und in der Höhe, also Wind, Druck oder Geopotential, Temperatur, Feuchte und Vertikalbewegungen. Für diagnostische Betrachtungen und Sonderanforderungen werden spezielle Parameter bereitgestellt. So geben z.B. für Gewitterlagen abgeleitete Größen Hinweise auf Ausmaß und Auswirkung der hochreichenden Konvektion. Aufgrund der besseren räumlichen und zeitlichen Auflösung verfügen mesoskalige numerische Modelle in der Regel über detailliertere Aussagen als synoptisch-skalige Modelle. Die zeitliche Auflösung der numerischen Vorinformation ist für synoptisch-skalige

Feldprognosen meist 6 Stunden, für mesoskaligen Output überwiegend 3 Stunden. Spezielle Konvektions-Verteilungen werden im 1 Stunden-Abstand erzeugt.

Neben Feldverteilungen in Isolinien-Darstellung lassen sich direkt aus Gitterpunktsdaten lokale Prognosen bodennaher Wetterparameter ableiten. So entstehen ortsbezogene Vorhersagedaten (Direct Model Output (DMO), Produkte aus einem statistischen Postprocessing (Kalman-Filterung, Model Output Statistics (MOS), Perfect Prog Method (PPM)) oder lokale Zeitreihendarstellungen (Meteogramme, vgl. Abb.1). Deren zeitliche Auslösung geht bis zu 1 Stunde herunter.

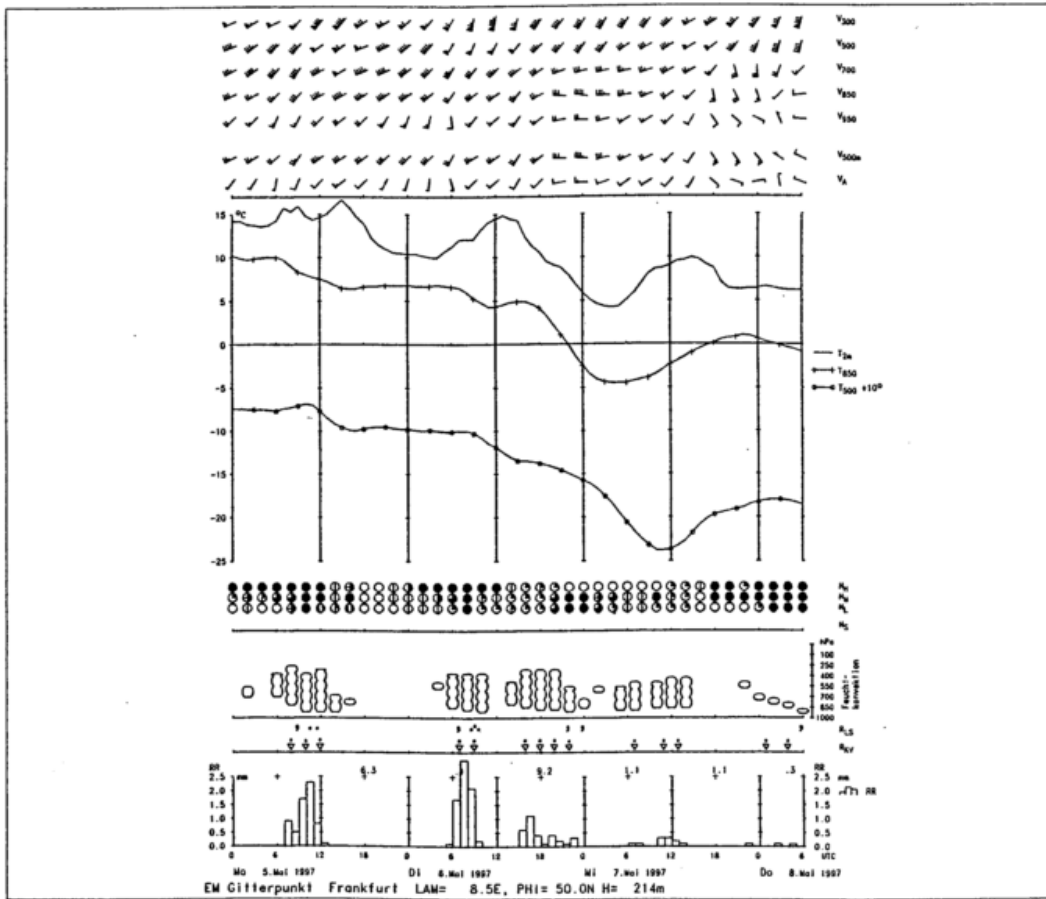


Abb.1 Dieses Meteogramm für den EM-Gitterpunkt Frankfurt/M zeigt für +78 Stunden Höhenwinde (oben) Temperaturentwicklung (Kurven), Bewölkung und Konvektion (Mitte) und Wettererscheinungen bzw. Niederschläge (unten)

### Synoptische und aerologische Daten

Synoptische Beobachtungen und Radiosondenaufstiege (vgl. Abb.2) sind in jedem Fall sehr wichtige Vorinformationen. Sie beziehen sich bei Wetterlagen mit Advektion meist auf das Gebiet "stromaufwärts", bei advektionsfreien oder advektionsschwachen Wetterlagen hauptsächlich auf die vorangehenden synoptischen und aerologischen Beobachtungen im eigenen Bereich. Unterstützt wird diese Information auch durch Remote-Sensing-Daten, wie z.B. Satellitenbilder, obwohl diese hauptsächlich für die aktuelle Wetterüberwachung herangezogen werden.

Der Einsatz aufwendiger Arbeitsplatzrechner (Workstations, PCs) erlaubt es heute im Vorhersagedienst, aerologische Daten strukturell und in ihrem diagnostischen Zusammenhang nicht nur schnell und übersichtlich darzustellen, sondern auch bequem zu analysieren. So lassen sich wahrscheinliche Auswirkungen auf die zu erwartende Wetterentwicklung im Nowcastingzeitbereich gezielt untersuchen. In diesem Zusammenhang spielen auch die Daten mesoskaliger numerischer Modelle eine wichtige Rolle. Sie liefern lokal künftige Vertikalverteilungen der Parameter. Dies versetzt den Prognostiker in die Lage, die aerologischen Diagnose-Verfahren in zeitlicher Kontinuität auf numerische Prognosedaten auszuweiten.

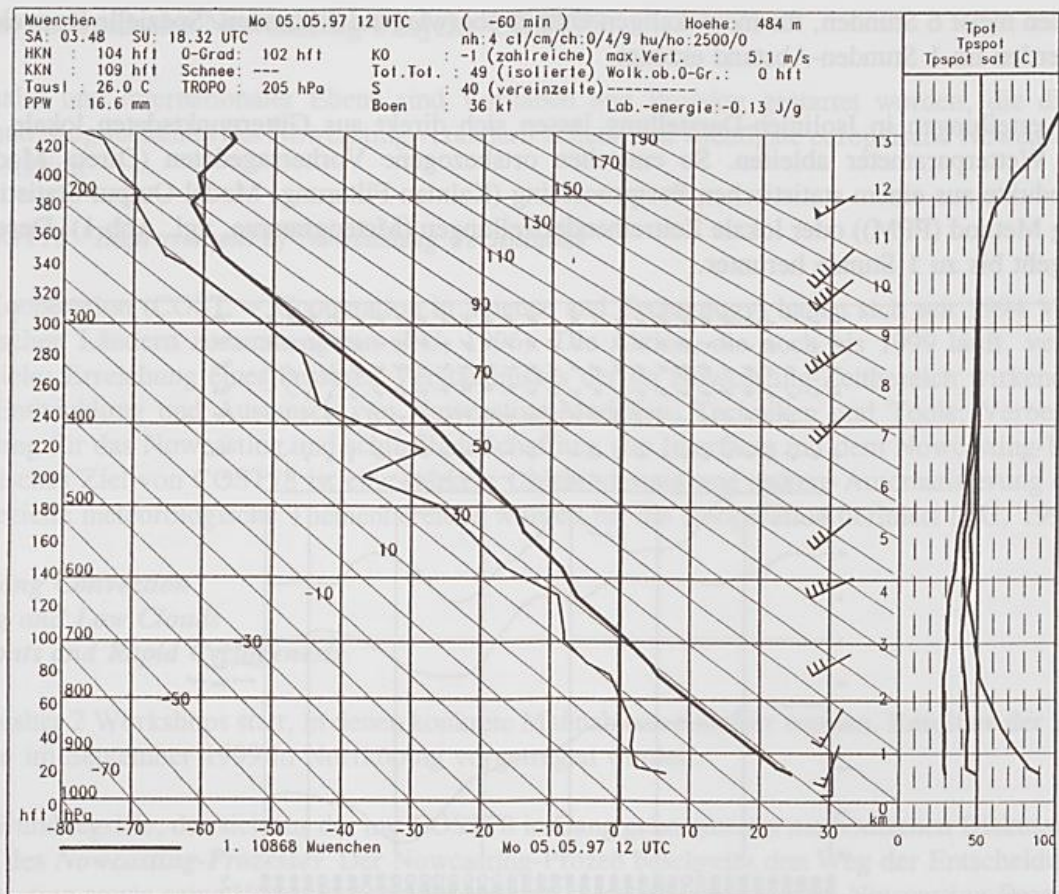


Abb.2 Temp-Darstellung und Konvektions-Analyse bei einer Gewitterlage. Temperatur/Taupunkts-Kurven, Konvektionsgrößen (oben) und Vertikalprofile von potentieller, pseudopotentieller und gesättigt pseudopotentieller Temperatur (rechts).

### 3.2 Aktuelle Wetterüberwachung

Die große Bedeutung, die aktuelle Wetterdaten für das Nowcasting haben, erfordert einen besonders hohen Aufwand bei ihrer Darstellung. Die aktuelle Wetterüberwachung und Diagnose muß konventionelle Wetterbeobachtungsdaten mit den verfügbaren Remote-Sensing-Daten (Satellit, Radar, Blitzortung) kombinieren und in ihrem gegenseitigen Bezug interpretieren. In der vergleichenden Darstellung aktueller Wetterdaten sind in den letzten 5 - 10 Jahren die wesentlichsten Fortschritte im Nowcasting gemacht worden und haben diesen Bereich stark ausgeweitet und objektiviert. Das wurde möglich durch

- *Schaffung schneller Daten-Verbindungen*
- *Rasche und flexible graphische Darstellung der aktuellen Beobachtungsdaten*
- *Beliebige Kombination der Daten*

Heute bestimmen *Bildschirmarbeitsplätze* die fachliche Arbeit des Prognostikers und Nowcasters und es sind teilweise komplette Darstellungs- und Anwendungs-Systeme entstanden. Für den Deutschen Wetterdienst wesentlich ist neben dem Einsatz spezieller Radar-Darstellungs-PCs das auf Workstations basierende

- *Meteorologische Applikations- und Präsentationssystem (MAP)*

Für eine effektive Nutzung z.B. der Satellitendaten werden IR-Bilder unter Verwendung von signifikanten Schwellenwerten in Falschfarben (KARLSSON, 1997)(vgl. Abb.3) abgebildet oder interaktiv in ihren Obergrenzen erfaßt. Dies erleichtert den dreidimensionalen Einblick in die Wolkensysteme der aktuellen Wetterlage. Radar-Kompositbilder auf der anderen Seite geben in MAP mit Feldern der Radarreflektivität ein hochaufgelöstes Bild der wetterrelevanten Niederschlagsbereiche. Auf den *Radar-PCs* werden sämtliche Radar-

Produkte und Diagnostiken des Radarverbunds in lokalen und regionalen Präsentationen zur Verfügung gestellt. MAP vermittelt durch Kombinationen von Satellitenbildern mit den Komposit-Radarbildern einen Einblick in Details und Wetterwirksamkeit der momentanen synoptischen und mesoskaligen Strukturen.

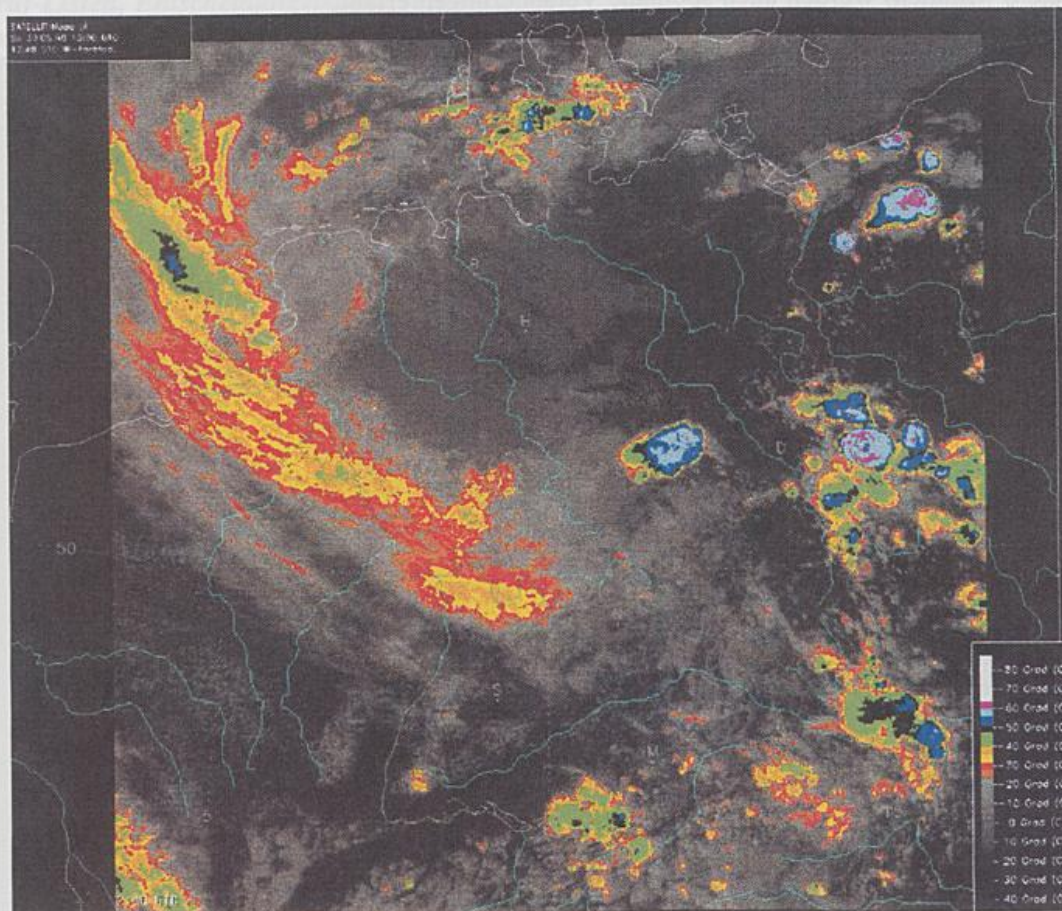


Abb.3 Falschfarbendarstellung IR-Satelliten-Bild Mitteleuropa aus MAP bei einer Gewitterlage. Eingefärbt ab  $-24^{\circ}\text{C}$ , grün ab  $-40^{\circ}\text{C}$ , blau ab  $-52^{\circ}\text{C}$ , violett ab  $-60^{\circ}\text{C}$ .

Synoptische Wettermeldungen können in MAP ihrerseits direkt vor dem Hintergrund der Satelliten- und Radarbilder wiedergegeben werden. Auf diese Weise werden sie in ihrer räumlich-zeitlichen Aussagekraft verständlich. Blitzdaten schließlich machen zusammen mit den konventionellen und übrigen Remote-Sensing-Daten den Entwicklungszustand von Gewittern oder Gewittersystemen sichtbar. Überlagerung numerischer Analysen oder Prognosen mit den Beobachtungsdaten schafft zusätzliche diagnostische Bezüge und Erklärungen für die momentane Wettersituation. Eine wesentliche Hilfe ist auch die Animation, d.h. der zeitliche Filmablauf, von Feldern einzelner Parameter oder ihrer Kombinationen. Dies ergibt einen plastischen Einblick in die momentanen Entwicklungen.

Blitzdaten sind schon für sich zu einem unverzichtbaren Hilfsmittel aktueller Überwachung von Gewitterlagen geworden und bieten, anders als früher, jetzt auch flächendeckende Einblicke. Die Blitz-Informationen stammen aus Blitzerfassungsnetzen, die mit Sensoren in Abständen von wenigen 100 km arbeiten. Die in Mitteleuropa hauptsächlich angewendete LPATS-Technologie (LPATS = Lightning Position and Tracking System) erfasst auf der Basis des "Time of Arrival" - Prinzips Laufzeitunterschiede der von den Blitzen ausgehenden elektromagnetischen Impulse. Die Laufzeitunterschiede werden in Positionen umgerechnet. Auf diese Weise ist mit den Sensoren in Deutschland die Lage der Blitze im engen mitteleuropäischen Bereich auf etwa 1-2 km genau angebar, weiter draußen entsprechend nicht mehr so genau. Es werden etwa 70 - 90 % aller Erdblitze erfasst. Bei der Präsentation der Blitzdaten wird auf den Arbeitsplatzrechnern ihre zeitliche Gültigkeit anschaulich durch Farben gekennzeichnet, so daß unmittelbar die momentanen räumlichen und zeitlichen Tendenzen einsehbar sind.

Den größten *synergetischen Effekt* bei der Darstellung der verschiedenen aktuellen Daten (vgl. Abb.4) erzielt man beim Nowcasting mit Intervallen von 1 Stunde, bestimmt vom Rhythmus der synoptischen Daten. Im Stunden-Rhythmus lassen sich alle Beobachtungsdaten direkt miteinander kombinieren. Rasche Entwicklungen zeigen sich dagegen mit dem 1/2 Stunden-Intervall von Meteosat. Bei Radardaten (1/4 Stunde) und Blitzdaten (Wiederholrate 6 Minuten) werden auch spontane Veränderungen erfaßt.

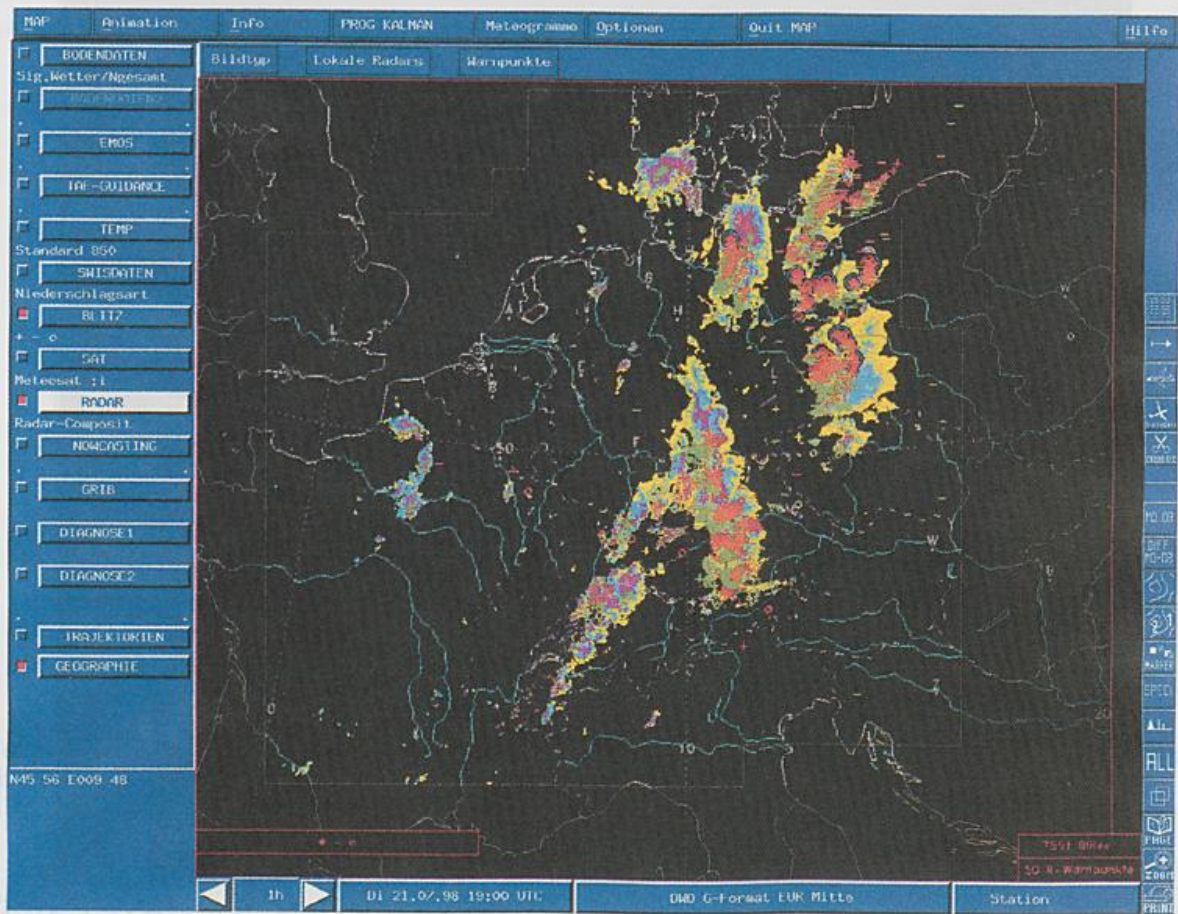


Abb.4 Durch Kombination von Radar- und Blitzdaten ergibt sich hier eine gute synergetische Interpretation. Die Blitze decken weitgehend die Stellen mit Radarwarnpunkten ab (rote+blaue Kreise), was deren Zusammenhang anzeigt.

### 3.3 Nowcasting-Prognose

Die eigentliche Nowcasting-Prognose ist ohne Zweifel der schwierigste Schritt innerhalb des Nowcasting-Prozesses. In diesem Bereich ist die Objektivierung noch am wenigsten fortgeschritten. Fast alle derzeitigen operationellen Verfahren sind eine Mischung subjektiver und objektiver Vorgehensweise. Ansätze zu weitgehender Automatisierung und zur Schaffung geschlossener Nowcasting-Systeme bestehen bisher nur vereinzelt, z.B. in den vom UK-Met-Office geschaffenen Nowcasting-Systemen **GANDOLF** (Generating Advanced Nowcasts for Deployment in Operational Land Surface Flood Forecasting) (HAND, 1996; PIERCE, 1997) und **Nimrod**.

Die Grundidee der meisten objektiven Nowcasting-Verfahren ist die Ableitung einer

- **Extrapolation**

direkt ausgehend vom aktuellen Zustand und dem Wissen der Vorentwicklung. In gleicher Weise arbeitet auch fast jede subjektive Nowcasting-Vorhersage. Extrapolation ist somit nach wie vor die Haupttechnik des operationellen Nowcasting.

Daneben gibt es aber auch andere Nowcasting-Verfahren, die sich im Laufe der Zeit entwickelt haben, und deshalb auch kurz angesprochen werden sollen. Es sind dies geregelte Entscheidungsfindungen und wissensbasierte Systeme wie

- *Prüf-Listen, Entscheidungsbäume (Flow-Charts)*
- *Expertensysteme, Neuronale Netze.*

Aus dem Bereich Numerik und Statistik kommen spezielle Verfahren wie

- *1-D-Modelle, allgemeine statistische Verfahren.*

### 3.3.1 Extrapolation/Tracking, lineare Verfahren

Der Begriff Extrapolation bezieht sich sowohl auf Verlagerung als auch Entwicklung. Man kann das bisherige Verlagerungs- und Entwicklungsverhalten in Form eines "Tracking" darstellen. Beim Tracking wird im festen Zeittakt die "Spur" der verfolgten Strukturen in 1 Bild festgehalten. Je nach Fall wird nur die Verlagerung oder auch kombiniert Verlagerung und Veränderung der Intensität sichtbar gemacht.

Aus diesem Tracking heraus kann man versuchen, auf das nachfolgende Verlagerungs- und Entwicklungsverhalten zu schließen. Prinzipiell gelten dafür 2 mögliche gedankliche Ansätze : Die *lineare Extrapolation* und die *nichtlineare Extrapolation*. Linear bedeutet, daß bei der Extrapolation die bisherige Verlagerungsrichtung bzw. Geschwindigkeit und Entwicklung unverändert fortbestehen. Bei einer angenommenen nicht-linearen Verlagerung oder Entwicklung kann die Spur einen Bogen schlagen, sich die Fortbewegungsgeschwindigkeit ändern und/oder die Intensität einen Zyklus durchlaufen.

Generell sind nichtlineare Verfahren nicht zwingend erfolgreicher als lineare Verfahren. Z.B. kann ein simples nichtlineares Verfahren schneller zu Abweichungen von der Realität führen als eine lineare Extrapolation (COLLIER, 1995). Die *Erfolgsaussichten* für den linearen Ansatz hängen, wie wissenschaftliche Untersuchungen und praktische Erfahrungen zeigen, meist von zweierlei Umständen ab : Scale/Lebenszyklus der betrachteten atmosphärischen Gebilde und Vorhersagedauer. Der lineare Ansatz wird bei sehr kurzen Vorhersageschritten im allgemeinen noch relativ gute Ergebnisse bringen. Mit weiterführender linearer Prognose ist zu erwarten, daß sich dann stärkere Diskrepanzen zur Realität ergeben. Insbesondere stark variablen Wetterstrukturen, wie Schauern und Gewittern, ist eine ausgeprägte Nichtlinearität zu eigen. Geeignet für lineare Extrapolationen erscheinen deshalb größerskalige meteorologische Gebilde, wie Fronten oder mesoskalige konvektive Strukturen. In einer Untersuchung zur Vorhersagbarkeit von (konvektiven) Niederschlägen wurde folgende Beziehung zwischen der sogenannten *Dekorrelationszeit*  $T_L$  und dem Verhältnis von CAPE und Helicity ( $H_z$ ) aufgestellt (ZAWADZKI et al. 1994):

$$T_L = 114 - 1.3 * (CAPE/H_z)$$

CAPE ist die "Convective available potential energy", das Maß für die potentiell verfügbare Labilitätsenergie konvektiv aufsteigender Luftpartikel zwischen dem "Level of free convection" (LFC) und dem oberen "Level of equilibrium" (LE). Die Helicity ist ein Maß der Windscherungsenergie (LILLY 1986). Bei einer Abnahme des Verhältnisses von CAPE zu Helicity vergrößern sich Lebensdauer und räumlicher Scale der konvektiven Gebilde. Nach SAWADZKI wird mit  $T_L$  die Zeitlänge festgelegt, über die hinaus eine sinnvolle Extrapolationsvorhersage nicht mehr möglich ist. Die Vorhersagbarkeit mit linearer Extrapolation geht in günstigen Fällen bis zu einer maximalen Zeit von 3 - 6 Stunden.

Als *Datengrundlage* für lineare oder nichtlineare Extrapolation kommen im wesentlichen die drei Remote-Sensing-Daten-Verteilungen aus Satellit, Radar und Blitz in Frage, sowohl allein als auch in Kombination. Die meisten bisherigen Ansätze zielen auf die Extrapolation eines einzelnen Feldes hin. Man kann dabei entweder aus dem Verhalten des Feldes auf die Extrapolation schließen oder zusätzliche Informationen dafür heranziehen, wie z.B. Winddaten als Advektionswinde (vgl. Beitrag "Operationelles Nowcasting von Gewittern").

Einfache *lineare Extrapolations-Tools* (vgl. Beitrag "Operationelles Nowcasting von Gewittern") versuchen, das Problem der Extrapolation auf die Verschiebung relevanter punktueller Strukturen zu reduzieren. Das können z.B. Zentren bzw. Schwerpunkte ("Centroids") der Wetteraktivität oder Punkte/Pixel mit bestimmten Schwellwertüberschreitungen der Daten sein. Für deren lineare Extrapolation benötigt man zwei punktuelle Stützstellen, die Richtung und Geschwindigkeit für die Extrapolation festlegen. Aufwendigere Verfahren extrapolieren pixelweise die ganzen Felder, z.B. Radar-Echo-Bereiche oder Wolkengebiete im Satellitenbild. Dazu müssen komplexere Korrelationen zwischen den Feldverteilungen zweier aufeinanderfolgender Zeitpunkte hergestellt werden. Dies ist möglich z.B. durch Maximum-Cross-Correlation. Weitere Verfahren basieren auf Mustererkennung (PANKIEWICZ, 1995) zeitlich fortbestehender Strukturen und berechnen daraus Verlagerungsvektoren.

### 3.3.2 Konzeptionelle Modelle und nichtlineare Extrapolation

Ansätze für nichtlineare Extrapolation im Nowcasting bieten konzeptionelle Modelle (vgl. Beitrag Höller, Gewitter). Sie sind sowohl qualitativ als auch quantitativ einsetzbar. Konzeptionelle Modelle nehmen in der heutigen Nowcasting-Diskussion einen zentralen Platz ein .

- *Konzeptionelle Modelle beschreiben den typischen Lebenszyklus von atmosphärischen Gebilden, die damit verbundenen Strukturen und charakteristischen Wettererscheinungen.*

Ein wichtiges Anwendungsgebiet für nichtlineare Überlegungen mit konzeptionellen Modelle sind z.B. Gewitter.

Die Nowcasting-Anwendung konzeptioneller Modelle bei Gewitterlagen beginnt bei der Identifikation der Gewitter (Einzelzellen, Multizellen, Superzellen) und Gewittersysteme (z.B. Squall-Lines, Mesoskalige Konvektive Komplexe). Zur Identifikation gehört dabei nicht nur die prinzipielle Einordnung in die Gewitter-Klassen, sondern auch die Abschätzung der aktuellen Phasen im Lebenszyklus und die Art bzw. Schwere der mit den Gewittern verbundenen Wettererscheinungen. Die Extrapolationsvorhersage nutzt die Gesetzmäßigkeiten der passiven und aktiven Verlagerung (u.a. Anbau, Verschmelzen, Splitting) und die Erwartung für eine weitere Umstrukturierung, Verstärkung oder Abschwächung (vgl. Beitrag "Operationelles Nowcasting von Gewittern").

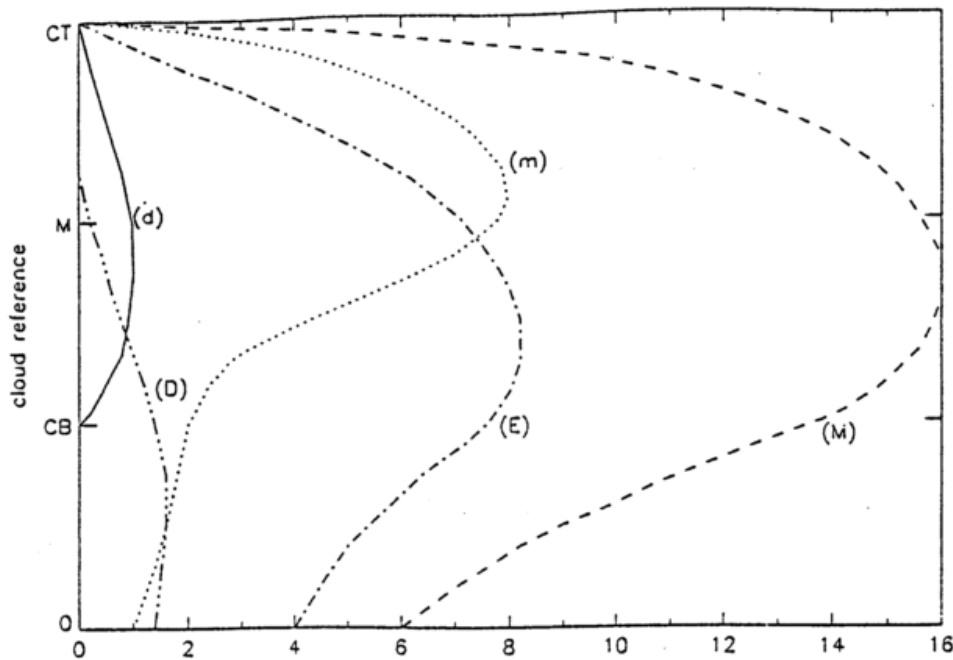
### 3.3.3 Satellitenbild-Prognosen in MAP als Beispiel für Extrapolations-Tools des DWD

Die Erwartung, daß Extrapolations-Tools in bestimmten Situationen die Nowcasting-Prognose unterstützen können, hat zum Einsatz objektiver Nowcasting-Hilfen auch beim DWD geführt. An dieser Stelle sei das Satellitenbild-Prognose-Tool in MAP beschrieben, dessen Software in Österreich entwickelt (Fa.GEPARD) und auf die Bedürfnisse des DWD adaptiert wurde. Tools zur speziellen Gewitter-Überwachung und Prognose werden im Beitrag "Operationelles Nowcasting von Gewittern" erläutert.

Das Satellitenbild-Prognose-Programm in MAP liefert Satellitenbild-Prognosen bis zu 2 1/2 Stunden. Die Software aus Österreich wurde auf MAP-Bedürfnisse hin adaptiert. Sie arbeitet mit Mustererkennung unter Nutzung der beiden jeweils letzten *IR-Bilder*. Daraus werden flächendeckend Verlagerungsvektoren berechnet. Mit ihrer Hilfe werden in 1/2-Stunden-Schritten die künftigen Wolkenverteilungen im IR-Bild linear extrapoliert berechnet. In Wetter-Situationen mit größeren Wolken-Strukturen (frontale Wolkenbänder, Cluster) ohne wesentliche Entwicklungskomponente bringt dieses Verfahren durchweg befriedigende Ergebnisse. Schwächen zeigen sich erwartungsgemäß in Fällen mit ausgeprägter Entwicklung, z.B. bei konvektiven Wetterlagen. Neuentwicklungen von Zellen und auftretende Trendänderungen bestehender Gewitter- und Schauer-Cluster können schon nach relativ kurzer Zeit zu Abweichungen führen.

### 3.3.4 Das GANDOLF-System des UK Met-Office

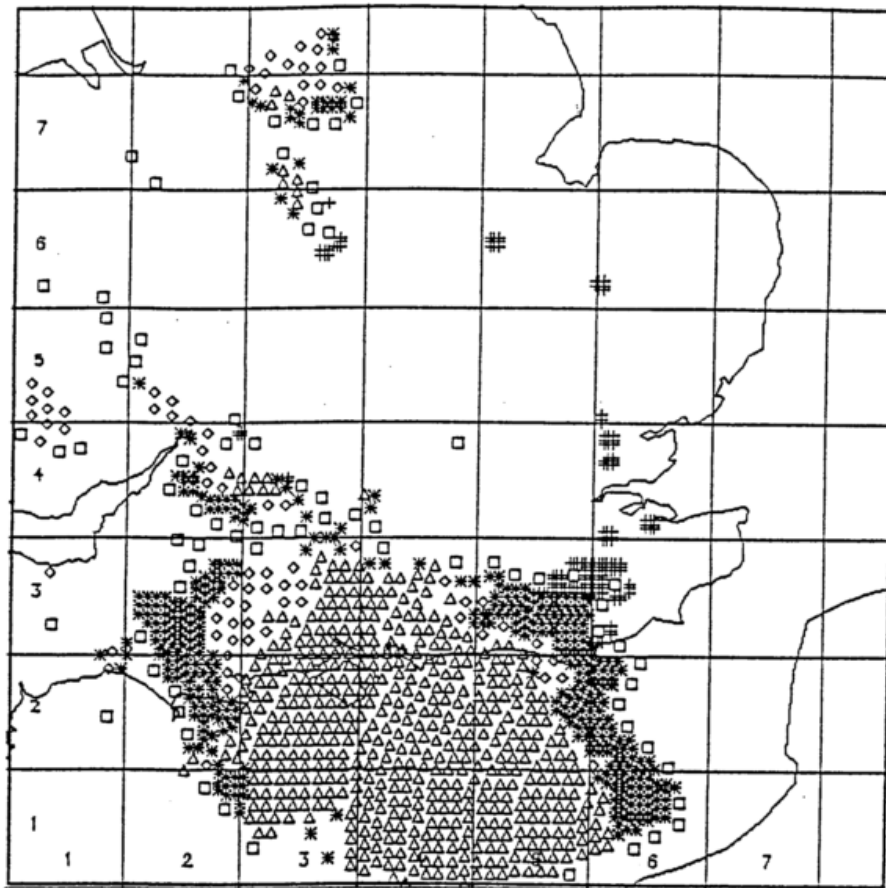
Das GANDOLF-System, als eines der wenigen bereits automatisch arbeitenden Nowcasting-Systeme (s.o.), wurde vom UKMO geschaffen, um *Überflutungs- und Hochwasservorhersagen konvektiver Wetterlagen* im Bereich der Themse rasch erzeugen zu können. Dieses System nutzt in Kombination mit Daten des mesoskaligen numerischen Modells des UKMO konventionelle, Satelliten- und Radar-Daten für eine objektive Analyse und Prognose (HAND 1996). Konvektionszellen werden als "Objekte" in einer objekt-orientierten Programmierung verarbeitet. Grundlage für die Einordnung in eine bestimmte Kategorie von Konvektionszellen ist ein konzeptionelles Modell mit 5 Stadien des Lebenszyklusses. Diese Stadien sind durch bestimmte Vertikalprofile der Radarreflektivität (vgl. Abb.5) und daraus folgende Niederschlagsintensitäten gekennzeichnet. Zur Feststellung der Vertikalprofile werden Reflektivitätswerte flächendeckend in Radaranschnitten unter 4 verschiedenen Elevationswinkeln analysiert. IR-Satellitenbilder dienen zur Bestimmung der aktuellen Obergrenzen, NWP-Daten ergeben die Wolkenbasis. Derart analysierte Pixelbereiche (2 km x 2 km) werden je nach Aufsummierung zu konvektiven *Zell-Objekten* gruppiert. Diese Analyse erfolgt alle 10 Minuten.



*Idealised vertical radar reflectivity profiles expressed in  $\text{mm h}^{-1}$  for the cell stages identified in the OO scheme. CB = cloud base, M = mid-cloud level, CT = cloud top. (d) = developing cells, (m) = young mature cells, (M) = fully mature cells, (E) = early dissipating cells, and (D) = dissipating cells.*

Abb.5 Verschiedene Vertikalprofile der Radarreflektivität als Grundlage für die Einordnung in ein konzeptionelles Modell der Konvektion in GANDOLF (HAND 1996)

Die Prognose, die bis zu 3 Stunden reicht (vgl. Abb.6), verschiebt nicht nur die analysierten Zelleinheiten, sondern macht auch konkrete Angaben über den weiteren *Lebenszyklus* mit Verstärkung, Abschwächung, Absterben und Erzeugung neuer Zellen. Für die Verlagerung werden 2 Informationen genutzt: Die Analyse der bisherigen Verlagerung mit Cross-Correlations-Technik und die Verlagerung mit Advektionswinden des operationellen mesoskaligen Modells. Die Höhe des Steuerungs-Niveaus der Advektions-Winde ergibt sich aus Höhe der Wolkenbasis + 1/3 der Höhe bis zum Wolkentop. In die Entwicklung der Zellen geht nicht nur das momentane Stadium des Lebenszyklusses ein, sondern auch ein *Entwicklungspotential*, das sich aus dem Vergleich der momentanen Zellstadiums-Analyse mit derjenigen 10 - 20 Minuten vorher ergibt. Für das Durchlaufen des Lebenszyklusses sind formale Zusammenhänge definiert. Die vorhergesagten Niederschlagsmengen sind dann auch eng an diese Zyklen gebunden. Bei der Vorhersage der Entwicklung neuer Zellen werden die vom mesoskaligen Modell prognostizierten Felder mit bodennaher Konvergenz und zyklonaler Vorticity ebenso genutzt wie die Vorstellung, daß *Tochterzellen* an der Konvergenz des kalten Gewitterluftausflusses entstehen. Ihre Positionierung relativ zur alten Zelle errechnet sich aus der Vektordifferenz zwischen oberem Ausfluß und dem Wind im Steuerungsniveau, beides dem mesoskaligen numerischen Modell entnommen.



*Analysis of convective cells at 1800 UTC 24 June 1994 using the OO procedure. A cross indicates a cell in stage d (developing), asterisk - stage m (young mature), triangle - stage M (fully mature), diamond - stage E (early dissipating), square - stage D (dissipating). The large squares are an arbitrary grid used for reference in the text.*

Abb.6 Beispiel einer Konvektionsanalyse mit GANDOLF (HAND 1996) bei der Entwicklung eines mesoskaligen konvektiven Systems über Südengland

### 3.3.5 Spezielle Verfahren der Nowcasting-Prognose

#### Prüflisten, Entscheidungsbäume (Flow-Charts)

**Prüflisten** gehören zu den ältesten Methoden der Nowcasting-Prognose und dienen dazu, die Entwicklung, z.B. im Radarbild, anhand von Erfahrungs- oder konzeptionellen Kriterien objektiv in den Griff zu bekommen. Dies soll u.a. verhindern, daß wichtige Merkmale und Anzeichen der aktuellen Wetterlage in ihrer Beurteilung übersehen oder nicht objektiv interpretiert werden.

**Entscheidungsbäume (Flow-Charts)** führen über ein Geflecht von logischen Entscheidungen, ausgehend von definierten Ausgangssituationen, zum Vorhersageergebnis. Meist bauen sich die Entscheidungsbäume in "**Ja/Nein-Entscheidungen**" auf. Mit diesem Verfahren kann man erreichen, daß man unter Beachtung aller Verzweigungsmöglichkeiten zu einem möglichst eindeutigen Ergebnis kommt. Die Ja/Nein-Entscheidungen gehen in der Regel von vorher festgelegten Schwellenwerten aus, die über- oder unterschritten werden müssen.

Ihre häufigste Anwendung finden Entscheidungsbäume beim Nowcasting von Gewittern (COLQUOUN 1987), da es hier auf den Abgleich mehrerer Argumente ankommt. Fragt man z.B. nach der Wahrscheinlichkeit des flächenmäßigen Auftretens von Gewittern in den nächsten Stunden, so kann man beispielsweise nacheinander synoptische Beobachtungen und Schwellenwerte im Radarbild bzw. Satellitenbild mit Ja/Nein-Entscheidungen abfragen. Solch eine Methode ist z.B. im Rahmen eines Nowcasting-Verfahrens, das Verteilungen von Gewitter- und anderen Wahrscheinlichkeiten mit der Advektion mittels numerischer Windprognosen (DM-

Modell des DWD) verbindet, an der FU Berlin (WEHRY 1997) entwickelt worden.

## **Expertensysteme, Neuronale Netze**

*Expertensysteme* sind wissensbasierte Systeme, die nach Regeln miteinander verknüpft sind (COLLIER 1995). Expertensysteme bauen auf "*Wenn-Dann-Aussagen*" auf, in denen sich kausale Beziehungen niederschlagen. Expertensysteme nutzen dabei eine gespeicherte Wissensdatenbasis. Bei Bestehen einer bestimmten Ausgangssituation kann das Expertensystem zu bestimmten Schlußfolgerungen kommen. Solche Zusammenhänge kann man z.B. zu Szenarien für die Erkennung gefahrbringender Strukturen in Radar- oder Satellitenbildern nutzen. Operationelle Anwendung haben Expertensysteme bisher wenig gefunden. Das unter 3.3.3 beschriebene Tool des DWD zum Nowcasting von Gewittern und Hagel kann in seinem Diagnoseteil (Feststellen des anfänglichen Gefahrenpotentials) in die Kategorie Expertensystem eingeordnet werden.

*Neuronale Netze* (COLLIER 1995) sind der Versuch, die Fähigkeiten des menschlichen Gehirns, aus komplexen Tatbeständen zu lernen und daraufhin Ergebnisse auszugeben, auf Computersysteme zu übertragen. Die Neuronen des Gehirns sind im neuronalen Netz durch Prozessoren ersetzt. Über Verbindungen zwischen den neuronalen Ebenen mit Input auf der einen Seite und Output auf der anderen Seite wird der Lernprozeß meist mittels "Backpropagation" durchgeführt. Anwendungen im Bereich Meteorologie und Nowcasting hat es bisher nur vereinzelt gegeben, hauptsächlich im Zusammenhang mit der Gewitterprognose.

## **1-D-Modelle, statistische Verfahren**

*Eindimensionale numerische Modelle* sind sehr nützlich bei Wettersituationen, in denen die horizontale Advektion verglichen mit der lokalen Entwicklung vernachlässigt werden kann. Eingebettet in 3-D-NWP-Modelle (GOLLVIK, OLSSON 1995) können Vertikalprofile relevanter meteorologischer Parameter über das 1-D-Modell an neueste Bodenbeobachtungen adaptiert werden. Anwendungen von 1-D-Modellen gibt es für das Nowcasting von Nebel und advektionsschwache Gewitterlagen.

*Statistische Verfahren* des Nowcasting beziehen sich hauptsächlich auf lokale Entwicklungen. Auch hier ist Nebel ein Anwendungsbereich, z.B. die Frage der Vorhersage der Nebelauflösung. In die statistischen Regressionen können numerische Daten, konventionelle synoptische und aerologische Daten, Satelliten-Informationen und die lokal-orographische Klimatologie eingehen.

## **4. Zukunftsaspekte des Nowcasting**

Das Nowcasting wird sich weiter entwickeln, wofür es einige deutliche Hinweise gibt, und zwar sowohl im Bereich der *Datenbasis* als auch bei der *Nowcasting-Prognose*. Eine Kernfrage wird sein, inwieweit das Ziel des Nowcasting-Projekts COST78, die Nowcasting-Verfahren stärker zu objektivieren und automatisieren, in absehbarer Zeit erfüllt wird. Die Datenbasis wird wesentlich durch die Planungen zur 2. Generation des europäischen Wettersatelliten Meteosat erweitert. Die Entwicklungen innerhalb COST78 werden bekannte Techniken verbessern. Schließlich steht die operationelle numerische Wettervorhersage vor dem Schritt der Einführung nichthydrostatischer, noch feiner aufgelöster Modelle. Alle drei Aspekte sollen abschließend beispielhaft beleuchtet werden.

### **4.1 Meteosat MSG und die Entwicklung eines Nowcasting-SAFs**

Ende des Jahres 2000 startet EUMETSAT die neue Generation des europäischen Wettersatelliten Meteosat. Dies wird die Möglichkeiten der aktuellen Wetterüberwachung mittels Satellit qualitativ und quantitativ wesentlich verbessern. Wichtige Eckdaten dafür sind :

- *Ersatz des bisherigen 3-Kanal-Radiometers durch ein 12-Kanal-Radiometer*
- *11 Kanäle mit einer horizontalen Auflösung von 3 km (bisher 5 km), 1 hochauflösender*

*Vis-Kanal mit einer Auflösung von 1 km (bisher 2.5 km)*

- *Scans mit einer Wiederholrate von 1/4 h (bisher 1/2 h)*

Diese Verbesserungen werden insbesondere einer noch früheren und detaillierteren Erkennung (räumliche Auflösung, physikalische Auflösung) konvektiver Entwicklungen, aber auch lokaler Nebelfelder dienen.

Eine wesentliche Neuerung beim Generationswechsel wird die Einführung *dezentraler Diagnose-Software* sein in Form von "SAFs" (Satellite Application Facilities). Eines der SAFs widmet sich speziell der Verbesserung im Nowcasting, das geplante

- *Nowcasting-SAF*

Das Nowcasting-SAF (KERKMAN + al. 1997) (vgl. Abb.7) wird in *Realtime diagnostische Satelliten-Produkte* ableiten, die die Existenz von Wolken ohne und mit Niederschlag, eine damit verbundene automatische synoptische Klassifikation der Wetterlagen, Instabilitäts-Analysen, Wind-Vektoren, dynamische Prozesse in Verbindung mit hochreichender Konvektion und Angaben zur Luftmassen-Advektion liefern. Die Entwicklung aller SAFs, wie auch des Nowcasting-SAFs, erfolgt nicht zentral, sondern dezentral durch bestimmte EUMETSAT-Mitgliedsländer. Hauptverantwortlich für das Nowcasting-SAF ist das *INM* (Instituto Nacional de Meteorologia, spanischer Wetterdienst). Weitere Mitwirkende sind *Meteo France* (Frankreich), *SMHI* (Schweden) und *ZAMG* (Österreich).

No.	Product Name	Characteristics	Retrieval method	Applications of the product	Developer
1	Cloud Mask and Cloud Amount	information on the presence of clouds	succession of threshold tests applied to various combinations of channels for each pixel	the main use of the product is to support surface analysis efforts; in addition, the cloud mask is an essential basis for the generation of other cloud products	Météo France & SMHI
2	Cloud Type (including fog)	major cloud types, fractional clouds, semi-transparency, fog & stratus identification, snow or sea-ice occurrence	succession of threshold tests applied to various combinations of channels for each pixel	the main objective is to support detailed cloud analysis; it may be used as input to an objective mesoscale analysis, which in turn may feed a simple nowcasting scheme, or as a stand alone image product for display at the forecasters desk	Météo France & SMHI
3	Cloud Top Temperature/ Height	vertical extension of clouds, cloud top temperature	for thick clouds: top temperature from thermal window channel accounting for atmospheric attenuation; for semi-transparent clouds: thermal windows histogram or radiance ratioing method	the main nowcasting application is the analysis and early warning of thunderstorm development; other applications include the height assignment of tropospheric winds derived from cloud tracking, the cloud top height analysis for aviation forecast activities and input to mesoscale models	Météo France & SMHI
4	Precipitating Clouds	identification of clouds likely to produce precipitation within predefined precipitation intensity classes	multispectral threshold technique (algorithms based on AVHRR experience)	the main objective is to support detailed precipitation analysis; especially the identification of intense precipitation and rapidly developing precipitating clouds is important;	SMHI
5	Convective Rainfall Rate	precipitation intensities for convective clouds	regression algorithms or lookup tables using Vis, IR window and WV channels	monitoring of convective systems; there could also be hydrological applications	INM
6	Total Precipitable Water	total amounts of precipitable water in clear areas; cloud water content in cloudy areas	regression algorithms using IR window and WV channels (split window correction)	for the diagnosis and nowcasting of the total available water vapour content in preconvective areas; the product is also useful as input to other satellite-derived products, like surface temperature or atmospheric stability, which need information on atmospheric moisture	INM
7	Layer Precipitable Water	distribution of liquid water and relative humidity per layer	regression algorithms using IR window and WV channels	the product is used to have a rough idea on the vertical and horizontal distribution of moisture in the atmosphere and to detect dry air layers at middle levels (downdraft potential); it may also serve as input to other products like atmospheric stability and air mass advection	INM
8	Stability Analysis Imagery	stability classes in clear air	regression algorithms using mainly WV and 13.4 channels or Neural Networks	information on the stability of the troposphere (latent and potential instability); delineation of unstable and stable areas; experiences with the lifted index derived from GOES soundings have shown that the most powerful use of the product lies in a sequence of images that indicate the tendency towards destabilisation or stabilisation; other dynamical parameters derived from NWP models have to be overlaid to get a more complete picture of the stability	INM
9	High Resolution Wind Vectors from HRVIS	winds at high resolution (25 km or better) from HRVIS	starting point is technique used for MPEF winds; gradients for target selection; cross correlation for tracking	monitoring of young and mature convective systems and associated cloud structures; analysis and nowcasting of mesoscale wind phenomena and convergence lines	INM
10	Automatic Satellite Image Interpretation	cloud images with text and objective attributes overlays	automatic feature extraction (segmentation of image parts already used for Meteosat images)	quick overview on ongoing physical processes and their effects on cloudiness and precipitation; recognition of possible errors in NWP forecasts; tool for the combination of different data sources; identification of cold fronts, warm fronts, occlusions, wave structure at cold fronts, rapid cyclogenesis, areas of enhanced convection, areas of intensification at cold fronts by jet streak crossing, jet axis, comma clouds	ZAMG
11	Rapid developing Thunderstorms Product	semiquantitative image product showing features related to the evolution of convective systems	thresholding techniques and expert systems applied to a time-evolution intermediate product	diagnosis and monitoring of convective systems; identification of growing cumulus clouds and determination of areas of notorious cloud top rising; tracking and characterisation of storms; serves also as input to other products like convective rainfall rate and HRVIS winds	INM
12	Air Mass Advection Product	fields with advected air mass parameters; air mass trajectories	advection of air mass parameters with cloud motion vectors or NWP	early recognition of unstable weather situations	ZAMG

Abb.7 Projekte für das Nowcasting-SAF des kommenden geostationären Satelliten MSG von EUMETSAT (KERKMAN + al. 1997)

## 4.2 Verbesserung der Extrapolations-Prognose durch Kombination von Radar- und Blitzdaten

Als Beispiel für eine mögliche Verbesserung bekannter Nowcasting-Techniken innerhalb der Aktion COST78 sei die Entwicklung eines Extrapolationsverfahrens für das Gewitter-Nowcasting durch *synergetische*

**Kombination** von Radardaten und Blitzdaten genannt. In einer **Kooperation DWD/DLR** (FINKE, JAENEKE 1998) (vgl. Abb.8) werden die bestehenden getrennten Tracking-Algorithmen für Radar-Warnpunkte und Blitz-Cluster zusammengeführt. Die statistische Analyse von Radar- und Blitzdaten hat gezeigt, daß Blitze hauptsächlich dort auftreten, wo die Radarreflektivität das Reflektivitäts-Level 37-46 dBZ erreicht oder überschreitet. In der zeitlichen Entwicklung neuer Gewitter entstehen zunächst meist die Radar-Warnpunkte, dann die Blitze. Andererseits zeigt ein Rückgang der Blitzrate meist die nachfolgende Abschwächung der Radarreflektivität an. Nicht eindeutig ist der Zusammenhang zwischen dem Auftreten von akutem Hagel (starke Hagelwarnpunkte) und der Blitzdichte. In der Verlagerung wird ein kombinierter Tracking- und Extrapolations-Algorithmus durch die praktisch kontinuierliche Datenlage bei der Blitzerfassung unterstützt, neue Blitzspuren werden andererseits an neu auftauchenden Radar-Warnpunkten ansetzen. Mit der Kombination von Radar-Warnpunkten und Zentren der Blitz-Cluster wird die Extrapolation sicherer und läßt möglicherweise eine bessere Abschätzung der Intensitäten zu. In Extrapolations-Richtung wird man für das Nowcasting ein Risiko-Gebiet definieren können unter Angabe eines engeren Bereichs mit Gefahr schwererer Gewitter.

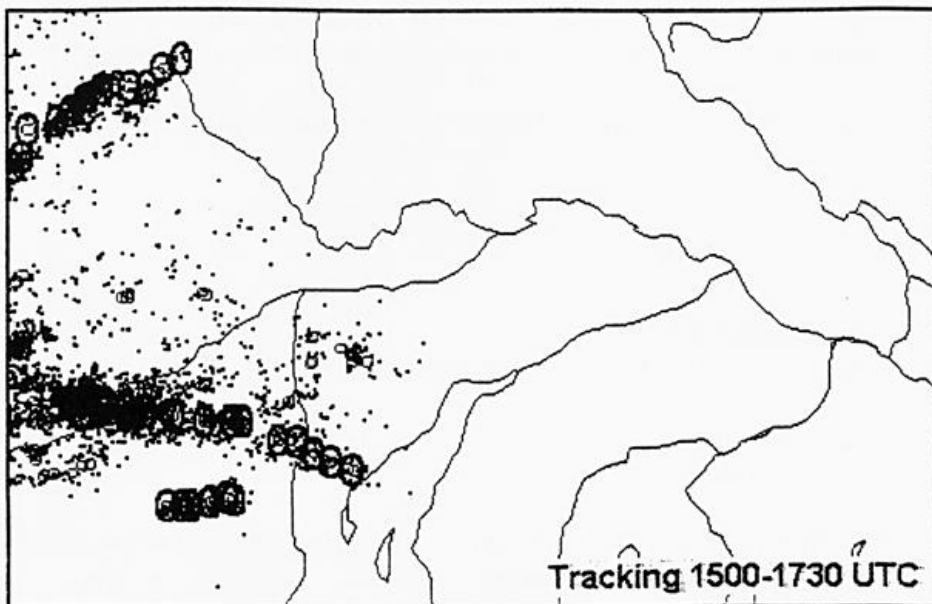
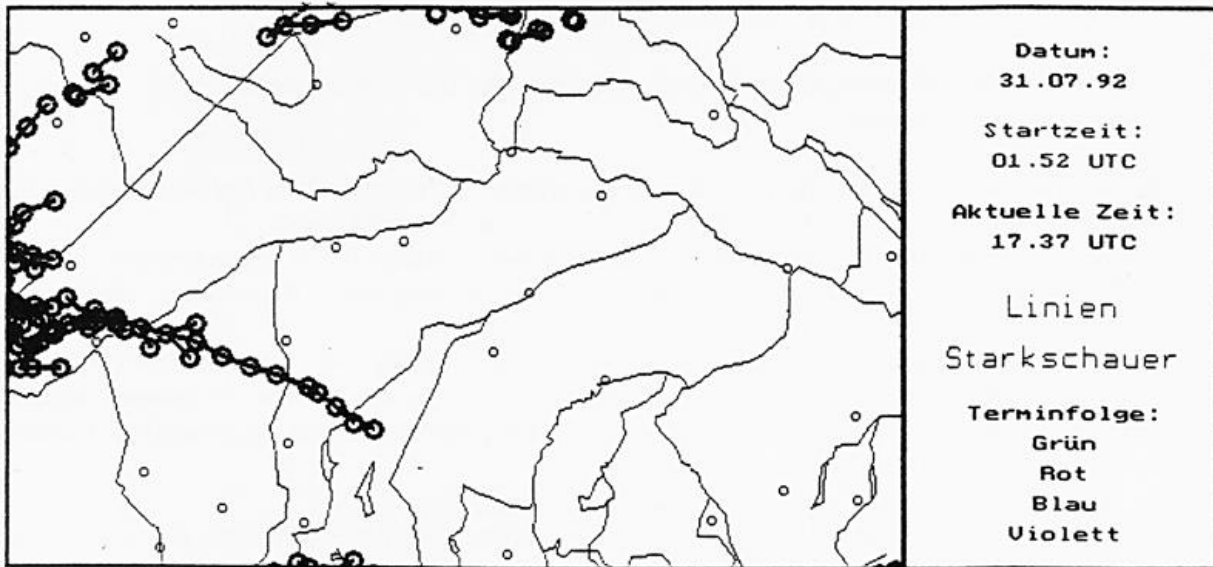


Abb. 8 Tracking-Spuren für Radarwarnpunkte (oben) und Blitz-Cluster-Analyse (unten) zeigen den Zusammenhang zwischen Radar- und Blitzdaten bei einer Gewitterlage.

### 4.3 Erwartungen des Nowcasting an die Einführung nichthydrostischer numerischer Wetter-Prognose-Modelle

Die Unterstützung des Nowcasting durch operationelle numerische Wettervorhersage-Modelle wird sich durch die Einführung nichthydrostatischer Modellierung der Wettervorgänge von der reinen Lieferung von Vorprognosen (Early Warning) *mehr zu einer direkten Unterstützung* der eigentlichen Nowcasting-Prognose hinbewegen.

Der *Deutsche Wetterdienst* startet seine *neue Modellkette Ende 1999* mit Einführung der beiden Modelle "*GME*" und "*LM*" (MAJEWSKI 1998). *GME* wird als globales Modell die Nachfolge des derzeitigen globalen Modells "*GM*" und des synoptisch-skaligen Modells "*EM*" antreten. Die Auflösung wird diejenige des *EM*-Modells übertreffen, die Physik im wesentlichen der des *EM*-Modells gleichen. Für den Bereich des jetzigen Deutschland-Modells "*DM*" (Mittleuropa und nach Westen und Süden angrenzende Gebiete) gilt dann das *LM* (*LM* steht für Lokal-Modell) mit nichthydrostatischer Ausstattung und sehr feiner Auflösung (im Endstadium im Jahre 2001 geplant vertikal 50 Schichten, horizontales Gitter 2.5 km).

Die Hoffnung auf eine Verbesserung der numerischen Situation für das Nowcasting stützt sich im übrigen auf folgende Annahmen und Planungen :

- *Die Daten-Assimilation wird quasi-kontinuierlich erfolgen ("Nudging"), so daß wahrscheinlich auch das bisherige "Spin-Up"/"Spin-Down" nicht mehr so zum Tragen kommt.*
- *Es werden für die Daten-Assimilation verstärkt Remote-Sensing-Daten herangezogen, also neben Satelliten-Daten zur Simulation von latenten Wärmequellen auch Radardaten, daneben auch Blitzdaten*
- *Ausgabe-Produkte werden zukünftig auch die Form quasi vorhergesagter Radarbilder (3-D) haben.*
- *Die kontinuierliche Daten-Assimilation wird es erlauben, in bestimmten Situationen neben den regelmäßigen Prognose-Läufen (geplant 4 x pro Tag) auf Anforderung auch gesonderte Vorhersageläufe zu starten ("LM on Demand")*

Generell wird auch erwartet, daß mit der wesentlichen Verfeinerung der räumlichen Auflösung und der nichthydrostatischen Modell-Formulierung auch zweierlei erreicht wird :

- *eine zuverlässigere Erfassung von Nebelbildung und Nebelauflösung*
- *die direkte Simulation von Gewittern und mesoskaligen konvektiven Systemen.*

Die Erfahrung der nächsten Jahre wird zeigen, ob dieses Hoffnungspotential realisiert wird.

### Literatur

Collier, C.G., 1995 : Development in Nowcasting.

Annalen der Meteorologie, 32, S. 206-227, Deutscher Wetterdienst

Colquoun, J.R., 1987 : Forecasting Techniques. A Decision Tree Method of Forecasting Thunderstorms, Severe Thunderstorms and Tornados. Wea+Forec., 2, p. 337-345

EU, 1996 : Meteorology. Nowcasting, a survey of current knowledge, techniques and practice. Phase 1 report. COST78, Development of Nowcasting techniques.

EU, 1997 : COST78. Improvement of Nowcasting Techniques. International workshop Bologna, Italy, 25-28 March 1996

- Finke, U., M.Jaeneke, 1998 : Kombinierte Verwendung von Radar- und Blitzdaten zum "Tracking" und "Nowcasting" von Gewittern. *Annalen der Meteorologie*, 37, S.?, Deutscher Wetterdienst
- Gollvik,S., E.Olsson, 1995 : A one-dimensional model for detailed short range forecasting. *Meteorol.Appl.*, 2, p.209-216
- Hand, W.H., 1996 : An object-oriented technique for nowcasting heavy showers and thunderstorms. *Meteorol. Appl.*, 3, p. 31-41
- Karlsson, K.G., 1997 : An introduction to Remote Sensing in Meteorology. SMHI
- Kerkmann,J., M.Perrone, J.M. Fernandez-Serdan, R.Fuhrhop, C.Simmer, 1997 : Use of MSG Measurements in Support to Nowcasting Applications  
*Annalen der Meteorologie*, 35, S.6-9, Deutscher Wetterdienst
- Lilly,D.K., 1986 : The structure, energetics and propagation of rotating convective storms. Part II: Helicity and storm stabilization.  
*J.Atmos.Sci*, 43, p. 126-140
- Majewski, D., 1998 : Numerical Weather Prediction at the Deutscher Wetterdienst. - From the third to the fourth Generation. *Annalen der Meteorologie*, 36, S.39-63
- Panckiewicz, G.S., 1995 : Pattern recognition techniques for the identification of cloud and cloud systems. *Meteorol.Appl.*, 2, p. 257-271
- Pierce, C.E.,1997 : The development and operational trial of a radar-based, automated nowcasting system designed to predict heavy convective precipitation : The GANDOLF project.  
*Annalen der Meteorologie*, 35, S.32-34, Deutscher Wetterdienst
- Wehry, W., 1997 : A 1-dimensional Model for Nowcasting of hazardous Weather Events.  
*Annalen der Meteorologie*, 35, S.20-22, Deutscher Wetterdienst
- Zawadzki, I.I., J.Morneau, R.Laprise, 1994 : Predictability of precipitation patterns : An operational approach. *J.Appl.Met.* , 3, p. 1562-1571



# Operationelles Nowcasting von Gewittern

Matthias Jaeneke

Deutscher Wetterdienst  
Bildungs- und Tagungszentrum Langen

## 1. Einleitung

Die Prognose sommerlicher Gewitter gehört ohne Zweifel zu den besonderen Herausforderungen der operationellen Wettervorhersage. Gewitter treten in sehr unterschiedlicher Stärke auf, sie können sich in einem harmlosen Gewitterschauer entladen oder mit Blitz, Starkniederschlägen, Hagel und Sturmböen große Schäden verursachen. Ihre Entwicklung erfolgt meist spontan, teils in isolierten Gewitterzellen oder aber in größeren Gewittersystemen. Die Gewitterentwicklung steht im Zusammenhang mit der allgemeinen Wetterlage und wird andererseits durch örtliche Faktoren beeinflusst. Während erste Anzeichen einer sich anbahnenden Gewitterlage meist schon einige Tage vorher den Feldern der numerischen Wetterprognose entnommen werden können, ist die konkrete Prognose der Gewitter im wesentlichen die Aufgabe der letzten 12 Stunden vor dem Ereignis, somit eine Aufgabe des Nowcasting. Der folgende Beitrag soll Einblick in wichtige operationelle Aspekte des heutigen Gewitter-Nowcasting geben und im zweiten Teil auf die Möglichkeiten und die besondere Rolle von Radarinformationen in diesem Prozeß eingehen. Dabei stehen Daten und Prozeduren des DWD im Mittelpunkt.

## 2. Methodik und Hilfsmittel des Gewitter-Nowcasting

Im Rahmen des europäischen Nowcasting-Projekts COST78 ("Improvement of Nowcasting-Techniques") (EU 1996) werden Systematik und Methodik des Gewitter-Nowcasting unter dem Begriff des "*Nowcasting-Prozesses*" beschrieben, der die wichtigsten Arbeitsschritte hin zur Nowcasting-Prognose zusammenfaßt (vgl. Beitrag "Grundlagen Nowcasting"). Demnach gliedert sich der Gang des Gewitter-Nowcasting in folgende Hauptbereiche (RIOSALIDO, 1997) (vgl. Abb.1) :

- *Vorprognose*
- *Erfassung und Identifizierung der Gewitter*
- *Vorhersage der weiteren Entwicklung und des damit verbundenen Wetters*

### 2.1 Vorprognose

Bei der operationellen Gewitter-Vorprognose muß als erstes die Frage nach der Möglichkeit des Auftretens hochreichender Konvektion in den nächsten 12 Stunden beantwortet werden. Gleichzeitig kommt es darauf an, diese Bereiche mit Gewitterwahrscheinlichkeit regional abzugrenzen. Wichtig ist auch die Abschätzung des Typs der zu erwartenden Gewitter-Aktivität (Einzelgewitter oder mesoskalige konvektive Systeme) inclusive der Beurteilung der Schwere der damit möglicherweise verbundenen Wettererscheinungen.

Für die Lösung all dieser Probleme muß der Nowcaster auf die Vorinformationen zurückgreifen, die sich aus den verschiedenen Produkten der numerischen Modelle sowie den synoptischen, bzw. aerologischen Vor-Daten ergeben.

Die numerischen Vorinformationen müssen die Entwicklung einer instabilen Schichtung und die typischen Feld-Strukturen von Druck, Wind, Temperatur, Feuchte, Vertikalbewegung für die Auslösung von Gewittern anzeigen. Unter den aerologischen Vorinformationen interessiert besonders die Verteilung und Stärke der bereits bestehenden Instabilität im advektiven Vorfeld und eigenen Bereich.

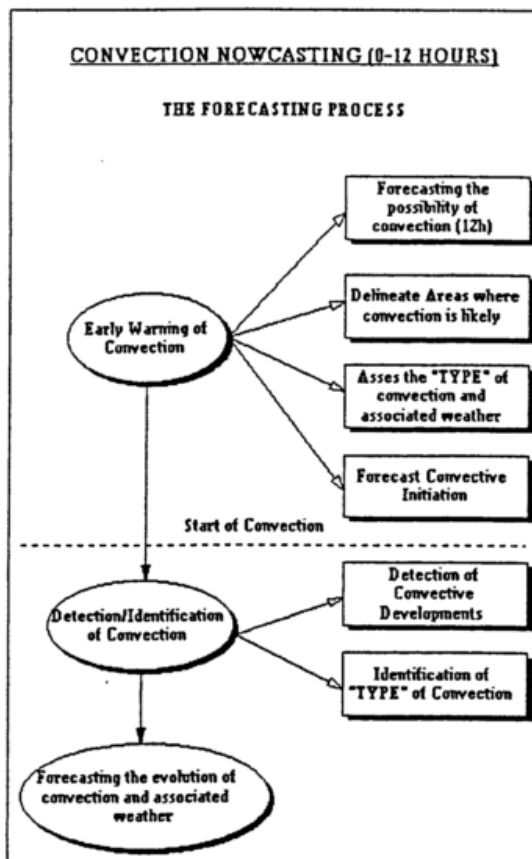


Abb.1 Das Schema des Nowcasting-Prozesses für die Konvektions-Prognose (RIOSALIDO, 1997)

Üblicherweise wird die räumliche Verteilung einer beobachteten oder prognostizierten instabilen Schichtung durch die Angabe von lokalen Labilitäts-Indizes und die Berechnung potentieller Instabilität festgehalten. Die Labilitäts-Indizes besitzen eine gute Koppelung mit der jeweils aktuellen Gewitter-Wahrscheinlichkeit, die potentielle Instabilität zeigt das Potential der Labilisierung an, das sich bei Hebung ganzer Luftschichten in aktuelle Labilität umwandelt (vgl. Abb.2). Labilitäts-Indizes sind von der momentanen vertikalen Verteilung von Temperatur und Feuchte abhängig. Der am meisten beim Nowcasting verwendete Index ist der *Totals-Totals-Index* (T verkörpert die Temperaturen in den Druckflächen, Wahrscheinlichkeiten der Gewitter gelten für Mitteleuropa) :

$$TT = 2 * (T_{850} - T_{500}) - (T_{850} - T_{d850})$$

$TT = 46 - 49$	<i>vereinzelte Gewitter</i>
$TT = 50 - 52$	<i>einige Gewitter</i>
$TT = 53 - 55$	<i>häufigere Gewitter</i>
$TT = > 55$	<i>zahlreiche, schwere Gewitter</i>

Die potentielle Instabilität beruht auf der vertikalen Abnahme der äquivalentpotentiellen Temperatur  $\Theta_e$ , verkörpert z.B. im DWD-Produkt des *KO-Index*. Es gilt für den KO-Index (Formulierung in der Verwendung numerischer Produkte)

$$KO = 1/2 * ((\Theta_{e500} + \Theta_{e700}) - (\Theta_{e850} + \Theta_{e950}))$$

Zunehmend negative Werte des KO drücken eine wachsende potentielle Gewitterbereitschaft aus. Werte ab -6 und weniger sind dann typisch für die Möglichkeit schwerer Gewitter. Lieferant des KO-Index ist z.B. das synoptisch-skalige EM-Modell, kombiniert mit den 500 hPa-Feldern der vorhergesagten Hebung. So lassen sich

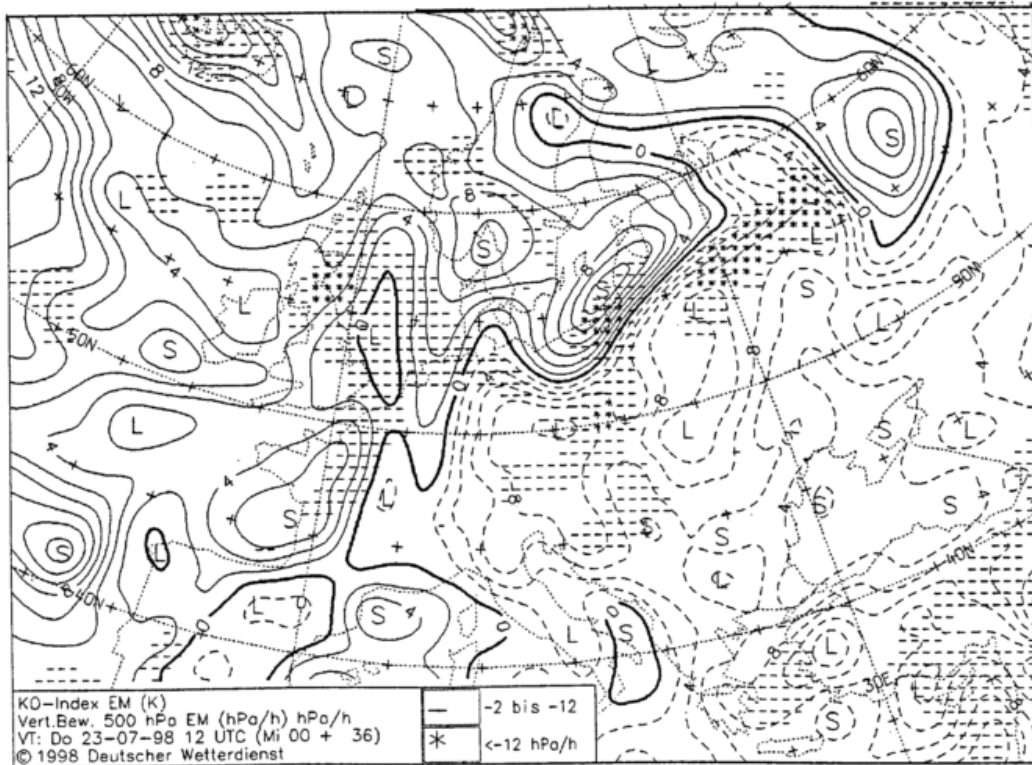


Abb.2 Prognose des KO-Index (Linien, gestrichelt negative Werte) und der 500 hPa - Vertikalbewegung (schraffiert Hebungsbereiche) von EM für den Mittag des 23.07.1998

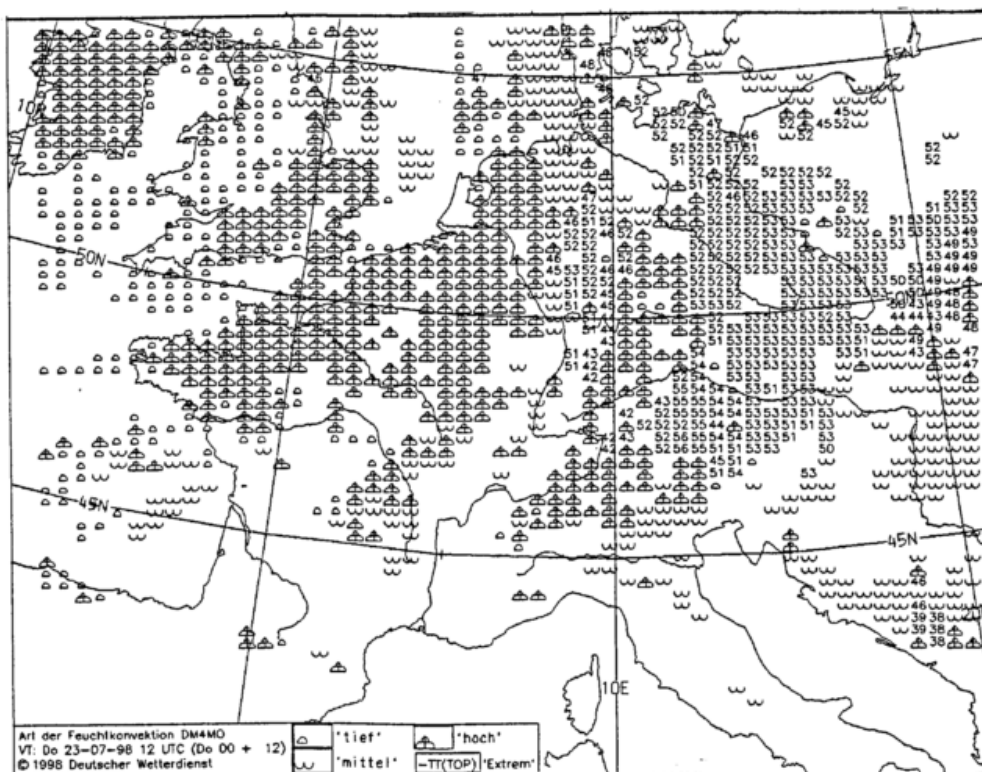


Abb. 3 Prognose der Konvektions-Art durch das DM-Modell für den Mittag des 23.07.1998. Unterschieden sind 4 Klassen der Konvektionstiefe. Zahlenwerte geben pixelweise die negativen Toptemperaturen bei extremer Konvektion wieder.

Bereiche mit wachsender Gewitterbereitschaft abgrenzen.

Eine weitere Eingrenzung möglicher Gewitterverteilung ergibt sich aus speziellen Konvektions-Parametern des mesoskaligen Deutschland-Modells DM. So wird z.B. mit dem Feld "Niederschlags-Typ" (vgl. Abb.3) pixelweise Gewitter gegeben, wenn die modelleigene Konvektion mindestens die Höhe von 300 hPa erreicht und am Boden vom Modell Niederschlag prognostiziert wird. Ein anderes Produkt ("Konvektions-Art") (vgl. Abb.3) klassifiziert die vertikale Mächtigkeit der modelleigenen Konvektion bis hin zu extremer Konvektion.

Lokale numerische Vorprognosen u.a. mit Angaben zum detaillierten zeitlichen Ablauf von Konvektion und konvektivem Niederschlag erhält der Nowcaster mit den Meteogrammen (EM, DM), die für diverse Orte berechnet werden. Ergänzende Angaben machen lokale numerische "Direct-Model-Output" (DMO) Produkte, u.a. zur Ja/Nein-Vorhersage von Gewittern.

## Prognose der Gewitter-Initiierung

Eine Besonderheit und gleichzeitig sehr wichtige Frage der Nowcasting-Vorprognose von Gewittern ist die Abschätzung der akuten Initiierung der Gewitter. Diese letzte Stufe der Vorprognose, die man im Rahmen des allgemeinen Nowcasting-Prozesses auch zur aktuellen Wetterüberwachung zählen kann, bedeutet konkret die Lösung der Frage, wo und wann in allernächster Zukunft die ersten Gewitter entstehen werden. Die Antwort auf den genaueren Ort und die Zeit der Initiierung gehört in jedem Fall zu den schwierigsten Problemen des praktischen Gewitter-Nowcasting.

Bei der Initiierung (COLLIER, LILLEY, 1994) spielen die gerade aktuellen meteorologischen Faktoren (Windfeld, Feuchte, Temperatur, Schichtung, Vertikalbewegungen) eine wesentliche Rolle. Es ist bekannt, daß dabei die Existenz oder Entwicklung von Wind- und Feuchte-Konvergenzen in instabil oder potentiell instabil geschichteter Luft (bei möglicherweise gleichzeitig erzwungener Hebung), die Entstehung von Temperaturgegensätzen (frontogenetischer Prozeß), das Erreichen oder die Überschreitung der thermischen Auslösetemperatur für Konvektion, das Überschreiten von (empirischen) Grenzwerten der Taupunkttemperatur oder äquivalentpotentiellen Temperatur aus der Sicht der Bodenwetterkarte wichtig ist. Diese Überwachung ist stündlich möglich. Hinweise gibt auch die Existenz oder Entwicklung bestimmter Wolkentypen wie AC Cast oder Cb in Gebieten mit einsetzendem Druckfall.

Von großer Bedeutung für die Initiierungsprognose ist neben der Überwachung rein meteorologischer Feld-Entwicklungen die Berücksichtigung *orographischer* und *tageszeitlicher Effekte*. Die Gewitter-Klimatologie weist, wie Untersuchungen mit unterschiedlichem Datenmaterial zeigen (z.B. COLLIER, LILLEY 1994, HAUF, FINKE 1997) bevorzugte Bereiche für die Auslösung von Gewittern aus, z.B. Mittelgebirge oder der Alpenrand. Auch die praktische Erfahrung lehrt, daß es "Ecken" im eigenen Vorhersagebereich gibt, wo es bevorzugt als erstes "losgeht". Der Tagesgang der Gewitterhäufigkeit gipfelt normalerweise in einem breiten Maximum am späten Nachmittag. In einigen Gebieten, wie z.B. am Alpennordrand, liegt das Maximum aber erst abends, bedingt durch das abweichende thermische Verhalten der Nordalpen und dynamische Effekte im Zusammenhang mit Auslösung und Verlagerung der Gewitter-Cluster.

## 2.2 Erfassung und Identifizierung aktueller Gewitter

Haben sich nach der Initiierung erste Gewitter im Vorhersageraum gebildet, oder sind sie in den Vorhersage-Bereich hineingewandert, so müssen diese rasch im Prozeß eines ständigen Monitoring identifiziert und klassifiziert werden. Die ersten Anzeichen zeigen sich dabei in der Regel in den Radarbildern, da wachsende Konvektionswolken sehr bald Echos mit zunehmender Intensität erzeugen, bevor die eigentliche Gewitter-Phase eingesetzt hat. Die für die ständige Überwachung wegen ihrer zeitlichen Abdeckung hauptsächlich in Frage kommenden Bilder geostationärer Satelliten (Meteosat) verraten aufgrund der gegebenen horizontalen Auflösung von Meteosat-Bildern erst ab einem Zelldurchmesser von 5-10 km die Existenz von Gewitterwolken. Auch Blitze werden erst nach Ausbildung der Gewitterwolken in den Blitzdarstellungen auftauchen.

- *So kommt den Radarbildern bei der frühzeitigen Überwachung von Gewittern eine Hauptrolle zu.*

Bei der weiteren Gewitter-Überwachung ist die gemeinsame Betrachtung aller 3 Remote-Sensing-Daten-Arten jedoch wichtig, da dann alle 3 Datenquellen aufgrund der gewachsenen Scales der Gewitter spezifische Erkenntnisse liefern können (BADER et al. 1995, KARLSSON 1997). Die heute z.B. beim DWD durch MAP gegebene Möglichkeit (vgl. Beitrag "Grundlagen Nowcasting"), die Remote-Sensing-Daten sowohl einzeln als auch kombiniert in einem Bild zu überwachen und gezielt zu diagnostizieren, vertieft in jedem Fall das Ergebnis der Identifikation von Gewittern und ihrem momentanen Entwicklungszustand. Damit werden nicht nur zweifelhafte Fälle in Satelliten-, Radar- und Blitzbild geklärt, sondern auch das räumliche Strukturbild (Umfang, Höhe, horizontale + vertikale Gliederung) der Gewitter und Gewittersysteme klarer dargestellt (Zuordnung von Wolkenschirm und Niederschlagskern, Blitz- und Reflektivitäts-Intensität usw.).

Diese *synergetische Betrachtung* aller Daten ist der bestmögliche Weg, um die entstehenden Gewitter in die richtige Gewitter-Kategorie einordnen zu können. Allerdings sind die heute bekannten konzeptionellen Modelle der Gewitter im wesentlichen über ihre Radarstrukturen beschrieben worden und aus ihnen ergeben sich die meisten Hinweise auf Zustand und weitere Entwicklung. Darauf wird weiter unten im Zusammenhang mit der Interpretation der Radardaten eingegangen.

### 2.3 Vorhersage der weiteren Verlagerung und Entwicklung

Die Nowcasting-Prognose ist bei Gewittern in gerade klassischer Weise sowohl eine Frage der Abschätzung der Verlagerung als auch Entwicklung. Die Vorhersage von weiterer Verlagerung und Entwicklung der Gewitter ist wesentlich mit den Mitteln der sorgfältigen Überwachung bzw. Diagnose und der daraus folgenden Extrapolation zu realisieren. Dies kann man sowohl qualitativ als auch mehr quantitativ, durch Anwendung bestimmter Extrapolations-Tools erreichen.

#### Extrapolation der Verlagerung

Die Extrapolationsmöglichkeiten der Verlagerung sind in der Regel besser als diejenigen der Entwicklung. Das gilt insbesondere bei Gewitterlagen mit bestehender Höhenströmung und im Falle größerer Gewittersysteme, bei denen sich ein bestimmtes Verlagerungsverhalten etabliert hat.

Es kommt darauf an, Radar-Echos, Wolken-Cluster in Satellitenbildern und Blitz-Cluster zunächst in ihren aktuellen Bewegungen zu erfassen, um dann auf die weitere Bewegung und die in unmittelbarer Zukunft wahrscheinlich betroffenen Gebiete zu schließen. Die aktuelle Bewegung zeigt sich am klarsten, wenn man mit den Strukturen in Satellitenbild, Radarbild und Blitzbild zeitliche *Loops* startet. Um fließende Übergänge von einem Bild zum nächsten zu schaffen, wählt man bei Einzeldarstellungen eine möglichst kleine zeitliche Schrittweite. Ein genügend großer zeitlicher Vorlauf (z.B. letzte 3-6h) verspricht gleichzeitig den besten Einblick in die Verlagerungsprozesse. Eine zweite erfolgversprechende Methode ist die Darstellung der aktuellen Verlagerungstendenzen mittels *Tracking*, wofür sich besonders punktuelle Informationen, beispielsweise Warnpunkte der Radarbilder und Blitz-Cluster eignen. Bei diesem Tracking wird durch eine zeitlich zugeordnete Farbfolge der unterschiedlich alten Punktinformationen die Bewegung in einem einzelnen Bild festgehalten. Diesem Wunsch nach Verlagerungs-Analyse kommt z.B. die MAP-spezifische Darstellung der Blitze entgegen, indem dort jeder dargestellte Zeitbereich der aufgetretenen Blitze in 6 verschiedene Farben und Farbtönungen unterteilt wird (vgl. Abb.4).

Loops und Tracking lassen sich hauptsächlich in eine *lineare Extrapolationsvorhersage* umsetzen, indem die momentanen Tendenzen (Spuren) einfach in der gleichen Weise fortgeführt werden. Dies erlaubt eine Abschätzung darüber, bis wohin z.B. in 1 oder 2 Stunden eine Struktur gewandert sein wird. Linear arbeiten auch praktisch alle objektiven Extrapolations-Tools (s. unten). Linear ist auch die Bewegungsextrapolation bei Nutzung von Winden der mittleren Troposphäre als Steuerungswinde (700-500 hPa). Dies ist eine relativ zuverlässig arbeitende Methode. Die Steuerungswinde geben nicht nur Hinweise auf die Richtung, sondern auch Geschwindigkeit der Verlagerung.

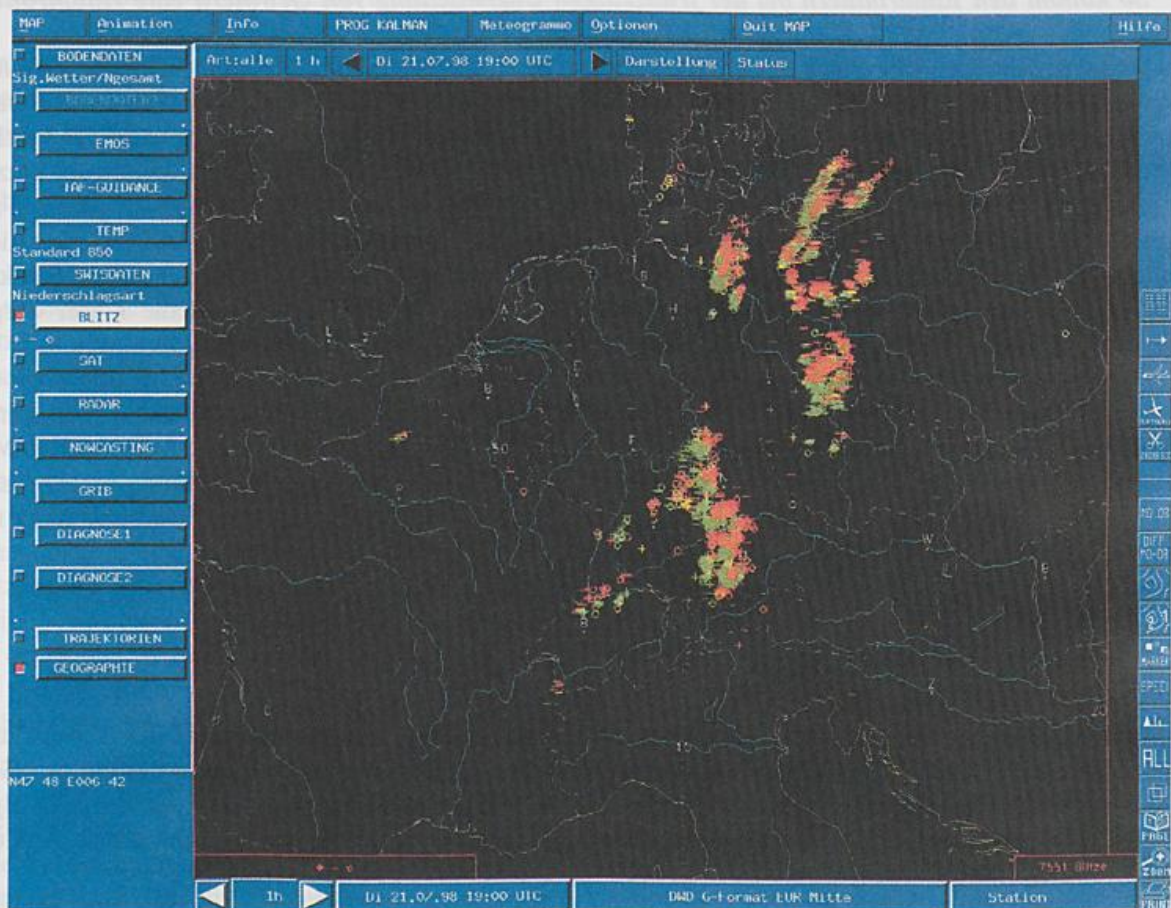


Abb.4 Wiedergabe der Blitze aus einem 1-Stundenbereich, unterschieden durch Farben von 6 Unter-Zeitintervallen. Grün entspricht den ältesten Blitzen, rot den jüngsten Blitzen. Man erkennt gut die Ost- bis Nordnordostverlagerung.

*Nichtlineare Verlagerungsprognosen* (Abweichung von der geraden Richtung oder Annahme einer sich ändernden Geschwindigkeit) können eventuell qualitativ aus der Kenntnis charakteristischer Verhaltensmuster (konzeptionelle Modelle) der einzelnen Gewittertypen oder Gewittersysteme abgeleitet werden. Am ehesten kommen für eine solche Prozedur Blitz- und Radardaten in Frage, da sie mit den kleinsten Zeitintervallen und dem besten Einblick in Einzelstrukturen arbeiten.

### Extrapolation der Entwicklung

Gibt es für die Verlagerungsprognose noch verschiedene allgemein einsetzbare Möglichkeiten und Hilfsmittel, so ist die Nowcasting-Prognose der Entwicklung von Gewittern operationell deutlich eingeschränkt, sieht man von vereinzelt schon arbeitenden kompletten objektiven Nowcasting-Systemen wie "GANDOLF" des UK Met-Office (vgl. Beitrag "Grundlagen Nowcasting") ab.

Praktisch beschränkt sich eine konkrete Entwicklungs-Prognose weitgehend auf größere Struktureinheiten wie umfangreiche Cluster oder Squall-Lines oder die Gesamtheit der Gewitteraktivität in einem Bereich. Im Satellitenbild macht sich eine aktive Weiterentwicklung hauptsächlich durch die Zunahme der Zahl der sichtbaren Gewitterzellen und die Ausbreitung der Wolkenschirme bestehender Gewitterbereiche bemerkbar. Diese Tendenz läßt sich qualitativ für eingeschränkte Zeiten (1/2h - 2h) prognostisch fortführen. In noch günstigerem Maße gilt dies für Radarbilder und Blitzdarstellungen.

### Nowcasting der Wettererscheinungen

Das Nowcasting der auftretenden Wettererscheinungen ist das eigentliche Ziel des Gewitter-Nowcasting. Wichtig ist zunächst die lückenlose Erfassung aller gemeldeten Wetterbeobachtungen des überwachten Raumes.

Durch räumliche Zuordnung der Meldungen (z.B. mit MAP-Overlay auf dem Bildschirm) zur Struktur und Stärke der Erscheinungen in Satelliten-, Radar- und Blitzbildern lassen sich die Wetterdaten nicht nur momentan besser verstehen, sondern die Wahrscheinlichkeit für ihr Fortbestehen oder eine mögliche Verstärkung oder Abschwächung für eine gewisse Zeitspanne abschätzen. Auf die entsprechenden Radar-Hinweise wird unten eingegangen. Primär ist die Güte einer solchen Extrapolationsprognose der Wettererscheinungen davon abhängig, inwieweit Gewitter, Gewitter-Cluster und Gewitterlinien in ihrer Verlagerung und weiteren Strukturentwicklung richtig abgeschätzt werden können.

## **2.4 MAP-Tools für die Gewitter-Überwachung und Nowcasting-Prognose**

Objektive Tools können für die Gewitterüberwachung und bei speziellen konvektiven Situationen auch für die Nowcasting-Prognose gute Hilfestellung geben. Sie gehören deshalb inzwischen zum Repertoire des Gewitter-Nowcasters am MAP-Arbeitsplatz im DWD.

### **Synoptischer Warn-Monitor**

Der sogenannte "MAP-Warnmonitor" z.B. überwacht die eingehenden synoptischen Beobachtungsdaten nach festgelegten Warnkriterien. Zu den Warnkriterien gehören Schwellenwerte von Wind/Böen, das Auftreten aller Stufen der Gewitter bis zu Gewittern mit Hagel sowie starke Niederschläge. Die Ausgabe der Warnmeldungen in Tabellenform erfolgt sowohl automatisch als auch wahlweise nach Abruf auf dem Arbeitsbildschirm von MAP. Eine akustische Funktion unterstützt diese Warnung. Somit ist gesichert, daß innerhalb eines definierten Nah- und Fernbereichs das Auftreten gefährlicher Wettererscheinungen automatisch erfaßt wird.

### **Tool zur Gewitter- und Hagelwarnung und Extrapolation mit Satelliten- und Radardaten**

Ein weiteres Tool auf MAP erfüllt beide Aufgaben : Überwachung gefährlicher Schwellenwerte und Extrapolationsprognose. Mit dem MAP-Tool zur Gewitter- und Hagelwarnung wird zunächst pixelweise das Überschreiten von Schwellenwerten in Satelliten- und Radarbildern festgestellt. Als Satelliten-Informationen werden Vis- und IR-Bilder von Meteosat, als Radar-Informationen die PL-Bilder des DWD-Radarverbunds herangezogen. Es werden 4 Warnstufen definiert mit folgenden Kriterien : Helligkeit der Reflexion im Vis-Bereich, Unterschreiten von Oberflächentemperaturen im IR-Bereich und Existenz bestimmter Radar-Reflektivität. Die Warnstufen werden mit zugehörigen Farben belegt. Die Prozedur mit Ausgabe entsprechend gekennzeichnete Pixel wiederholt sich im 1/2 h - Abstand (allerdings keine Nachtdaten). Im Prognoseteil (3 Stunden in 1/2 Stunden-Schritten) werden die gekennzeichneten Pixel mit den Daten im Vis-Bild auf der Grundlage von Mustererkennung und Bestimmung von Verlagerungsvektoren (vgl. Beitrag "Grundlagen Nowcasting") linear verschoben bzw. als Gesamtspur präsentiert. Während das Überschreiten von Grenzwerten gute Nowcasting-Hinweise auf möglicherweise aktuelle gefährliche Wettererscheinungen gibt, ist die lineare Extrapolation mit den Schwächen der linearen Extrapolation bei konvektiven Ereignissen behaftet, insbesondere für die zweite Zeithälfte der Prognose.

### **IR-Satellitenbild-Prognose**

Die in MAP installierte IR-Satellitenbild-Prognose (vgl. Beitrag "Grundlagen Nowcasting") spielt beim praktischen Gewitter-Nowcasting eher eine eingeschränkte Rolle. Das Tool gibt in 1/2 h - Schritten bis zu einer Zielzeit von + 2 1/2 h die künftige Verteilung der Strukturen im IR-Meteosat-Bild an. Ihren größten Nutzen zeigt dieses auf Muster-Erkennung und linearer Extrapolation beruhende Tool bei den nicht-konvektiven Wolkenstrukturen. Rasche konvektive Entwicklungen (Neuentstehung, Wachsen, Absterben von Zellen) können nicht erfaßt werden. Andererseits kann aber beispielsweise die Annäherung einer voraussichtlich gewitterauslösenden Kaltfront abgeschätzt werden.

### 3. Überwachung und Nowcasting-Prognose von Gewittern mit den operationellen Radarprodukten des Radarverbunds

#### 3.1 Radar-PC-Produkte des Radarverbunds für die Gewitter-Überwachung

Bei der operationellen Überwachung von Gewittern stehen folgende Produkte des Radarverbunds des DWD im Mittelpunkt (vgl. auch Beitrag Schreiber "Der Radarverbund des DWD") :

##### "PL"-Bilder

- Erstellt aus dem Volume-Scan mit Darstellung der bodennächsten Radarreflektivität im Grundriß von 400 x 400 km sowie seitlichen Maximalprojektion bis 12 km Höhe in Süd-Nord-Richtung im "Aufriß" und West-Ost-Projektion im "Seitenriß". Auflösung 2 km x 2 km, Zeittakt 1/4 h

Durch Zuordnung der seitlichen Maximalprojektionen zu den Zellstrukturen im Grundriß ist in vielen Fällen eine individuelle Zelldiagnose möglich. Die Begrenzung der Höhe des ausgewerteten Datenquaders auf 12 km bedeutet andererseits, daß in Situationen mit extrem hochreichender Konvektion (Schwergewitter) die Radarreflektivität der obersten Bereiche nicht erfaßt werden kann. Die in 6 Farbklassen wiedergegebene Radarreflektivität läßt sich folgendermaßen über die Z/R-Beziehung und synoptische Erfahrung interpretieren :

<u>Farbe</u>	<u>mm/h</u>	<u>Synoptik</u>
blau	> 150.0	Äußerst starker Regen bzw. Schauer, Schwergewitter
rot	35.0 - 150.0	Sehr starker Regen bzw. Schauer, sommerliche Gewitter
grün	8.1 - 35.0	Mäßiger bis starker Regen, Schauer oder stärkerer Schauer, teilweise Gewitter
violett	1.9 - 8.1	Mäßiger Regen, Schauer, im Winter auch Gewitter
Türkis	0.4 - 1.9	Leichter evtl. mäßiger Regen
gelb	0.06 - 0.4	Kein oder nur geringer Regen (am Boden), Schneefall

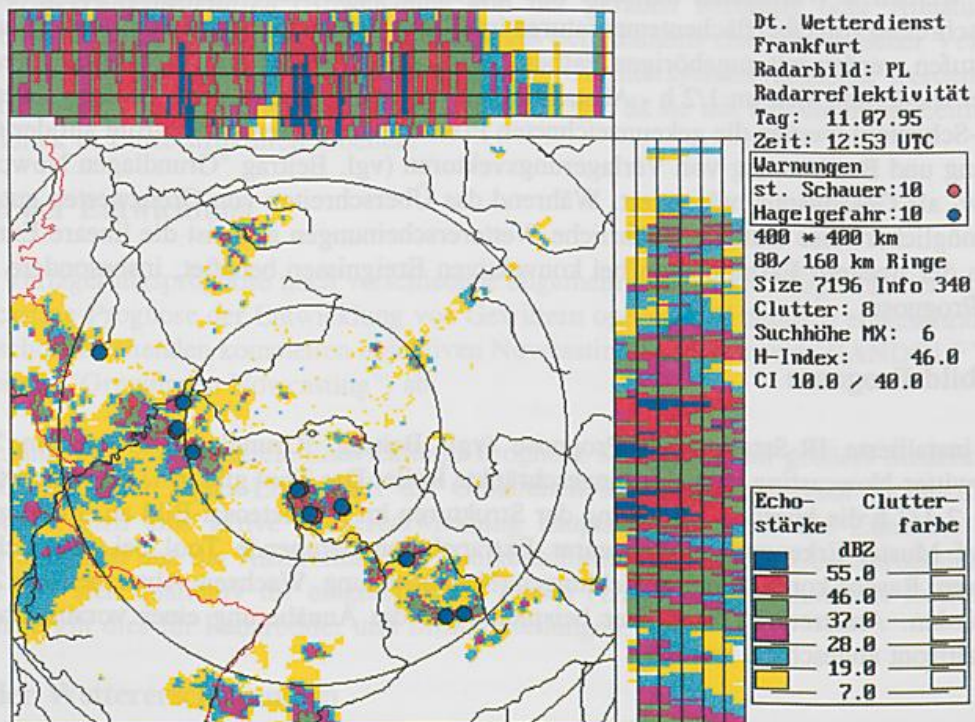


Abb.5 : PL-Radarbild mit Grund-, Auf- und Seitenriß und Warnpunkten. Über dem Odenwald ein kräftiges multizelluläres System mit Intensitäten bis 60 dBZ. Dort Hagel und Starkniederschläge.

Große Bedeutung für die Diagnose der hochreichenden Konvektion haben die z.B. in das PL-Bild einblendbaren Radar-Warnpunkte, die im Datenquader nach folgenden Kriterien erstellt werden :

o **Starke Schauer :**

6 km Höhe :  $\geq 40$  dBZ (Reflektivität grün)

8 km Höhe :  $\geq 10$  dBZ (Reflektivität gelb)

o **Hagel :**

Zusätzlich zu den oberen Kriterien:

Oberhalb 0°-Grenze :  $\geq 46$  dBZ (Reflektivität rot)

Prüfung bis 2 km oberhalb der 0°-Grenz

Das Hagel-Warn-Kriterium setzt die Erfüllung des Starkschauer-Kriteriums voraus. Bei Erreichen oder Überschreiten der Grenzwerte werden im Grundriß rote Warnpunkte für "Starkschauer", blaue Warnpunkte für "Hagel" gesetzt.

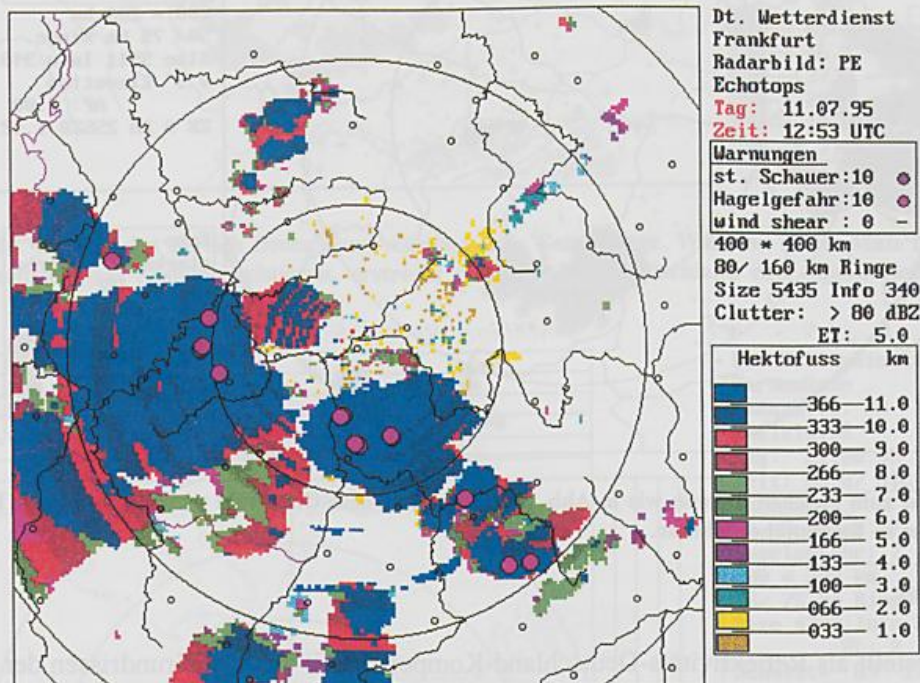


Abb.6 PE-Radar-Bild mit Darstellung der Echotops bis 12 km Höhe. Termin identisch mit Abb. 5. Gut zu erkennen die typische Struktur bei einem kräftigen Multizellen-Cluster (Odenwald).

### "PE"-Bilder

- Als Echo-Top-Höhendarstellung aus dem Volume-Scan mit Grundriß-Darstellung der Echo-Obergrenze bis maximal 12 km Höhe über Radarstandort. Horizontale Auflösung, Zeittakt wie PL.

Mit ihrer flächenmäßigen Verteilung der Echo-Top-Höhen spiegeln die PE-Bilder besonders die vertikale Mächtigkeit einzelner Schauer oder Gewitter bzw. der ausgebreiteten mesoskaligen konvektiven Systeme wider, jedoch unter Beachtung der darstellbaren maximalen Höhe von 12 km. Sie ergänzen somit wesentlich die 2 1/2 dimensional Aussagen der PL-Bilder. PE-Bilder verraten mit ihrer Strukturänderung neben dem Höhenwachstum auch das seitliche Wachstum der oberen Bereiche der Gewitter und sagen deshalb viel über die aktuellen Entwicklungsstadien der Konvektion aus.

## "PX"-Bilder

- Gewonnen aus dem einen Umlauf des Precipitation-Scan mit Grundriß-Darstellung von 200 x 200 km der Radarreflektivität. Auflösung 1 km x 1 km, Zeittakt 5 Minuten

PX-Bilder beschreiben wegen ihrer guten räumlichen und zeitlichen Auflösung der Radarreflektivität bei niedrigem Elevationswinkel die bodennahen Detail-Entwicklungen der Konvektion im näheren Umfeld der Radarstation. Rasche Verstärkungen oder Abschwächungen von Gewitter-Niederschlagsbereichen werden ebenso sichtbar wie die genaue Verlagerungsspur der Niederschlags-Maxima. Allerdings geben sie aufgrund ihrer 2-dimensionalen Darstellung keinerlei Hinweis auf die gleichzeitigen Veränderungen in der Höhe.

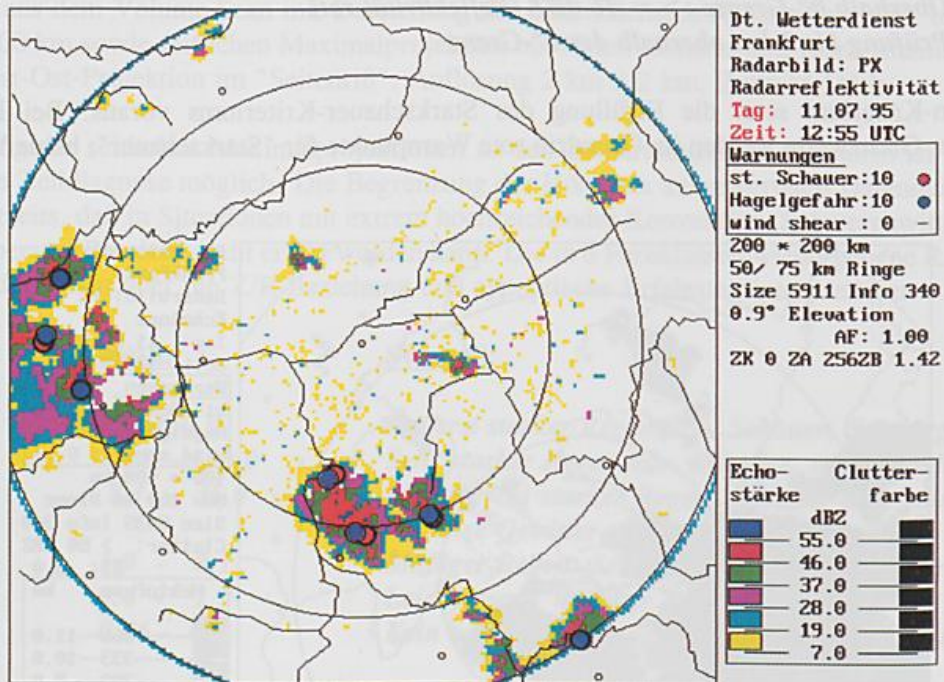


Abb.7 PX-Radar-Bild zum gleichen Termin wie in Abb. 5 und 6. Über dem Odenwald wird die komplexe Einzelstruktur des multizellularen Systems in Bodennähe sichtbar.

## "PC"/"PI"-Bilder

- Zentral erstellt als Reflektivitäts-Deutschland-Komposit (PC) aus den Grundrissen der PL-Bilder (PC) und bzw. als Mitteleuropa-Komposit (PI) unter Hinzufügung der Radar-Informationen der Nachbarländer. Auflösung 4 x 4 km, Zeittakt 1/4 h.

Die Komposits machen die mesoskalige Wetterlage sichtbar. Man erkennt ausgedehnte Niederschlagsbereiche und größere Gewitterstrukturen in ihrer Gesamtheit. Man kann auch deren zeitliche Gesamt-Entwicklung nahezu kontinuierlich verfolgen. Die internationalen PI-Bilder sind diejenigen Radarprodukte, die auf der MAP-Workstation erscheinen. Eine Besonderheit ist hier jedoch, anders als bei den Darstellungen des PI im Radar-PC, daß die Warnpunkte der vom PI-Bild umfaßten PL-Bilder miteingeblendet sind.

## "PR"-Bilder

- Aus dem Volume-Scan der Doppler-Radarstationen im Radius von 120 km gewonnene Darstellung der Radial-Winde mit Horizontalschnitt und 2 mittig orientierten Vertikalschnitten. Horizontale Auflösung 1 km x 1 km, Zeittakt 1/4 h.

PR-Bilder geben die Möglichkeit, allgemeine und spezielle, mit Gewittersystemen verbundene mesoskalige horizontale Windstrukturen zu erkennen.

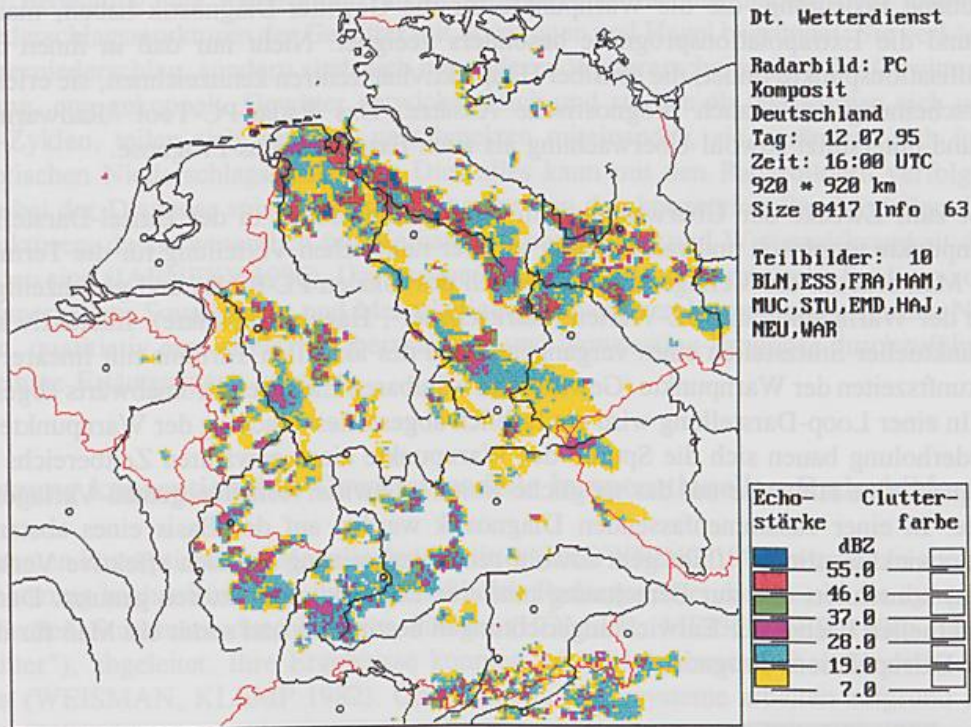


Abb.8 PC-Radar-Bild. Es zeigt den Bereich Deutschland während einer Gewitterlage. Während in der Mitte und im Süden einige Einzelzellen und multizellulare Systeme existieren, erstreckt sich über Norddeutschland eine Squall-Line, die nordostwärts wandert.

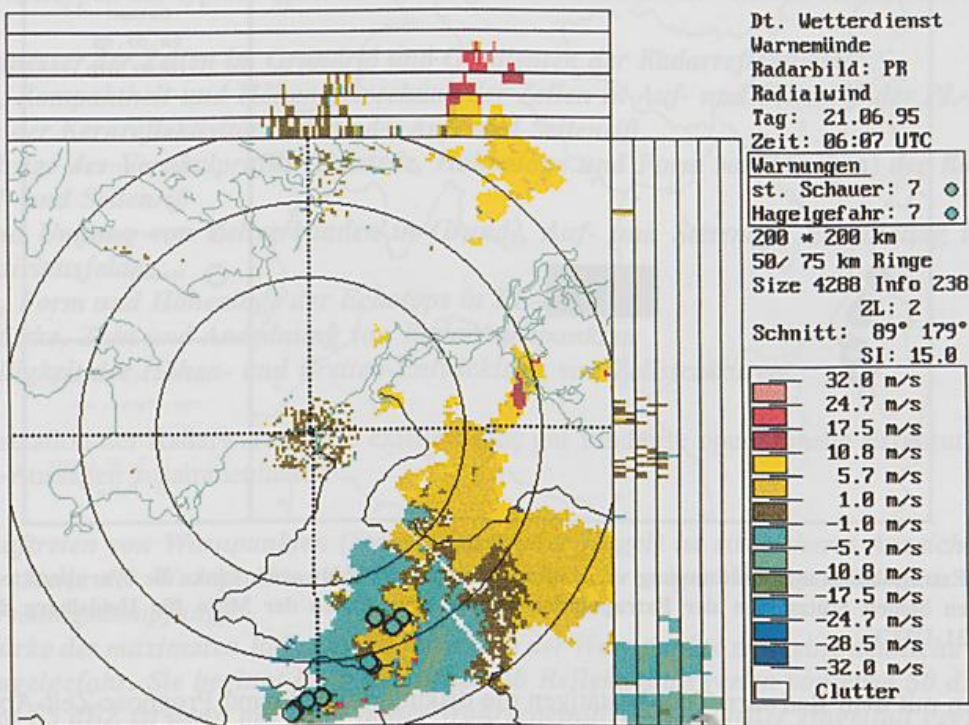


Abb.9 Auf diesem PR-Radar-Bild mit Darstellung der Radialwinde erkennt man einerseits eine allgemeine Südwestströmung, andererseits hat das Gewittersystem im Süden eine kleinräumige Konvergenz/Divergenz-Struktur entwickelt.

## Warnpunkt-orientiertes "Radwarn"-Tool zur Gewitter-Überwachung und Nowcasting-Prognose

Die herausgehobene Bedeutung, die die Warnpunkte für die Gewitter-Diagnostik haben, macht sie für die Überwachung und die Extrapolationsprognose besonders geeignet. Nicht nur daß in ihnen die konvektive Aktivität Kristallisationspunkte findet, die sensibel Hauptaktivitätszentren kennzeichnen, sie erleichtern in ihrer punktuellen Erscheinungsweise auch prognostische Ansätze. Das Radar-PC-Tool "Radwarn greift diesen Gedanken auf und unterstützt sowohl Überwachung als auch Extrapolations-Prognose.

"Radwarn" gibt zum Zwecke der Überwachung im Nowcasting-Modus in der Einzel-Darstellung die dBZ-Werte der Warnpunkte graphisch und zahlenmäßig in ihrer räumlichen Verteilung für die Termine der letzten 4 Stunden aus. Man erkennt die Verlagerung im Bereich des lokalen PL-Bildes und gleichzeitig die Entwicklung der Stärke der Warnpunkte in dBZ-Werten (Starkschauer-, Hagelwarnpunkte). Interaktiv können auf der Basis zweier punktueller Stützstellen eines vergangenen und des aktuellen Termins mit linearer Extrapolation die lokalen Ankunftszeiten der Warnpunkte (Gewitter) an wählbaren Zielorten stromabwärts abgeschätzt werden (vgl. Abb.10). In einer Loop-Darstellung wird ein farblich abgestuftes Tracking der Warnpunkte durchgeführt. In stetiger Wiederholung bauen sich die Spuren der Warnpunkte eines gewählten Zeitbereichs in einem Bild auf. Dies gibt qualitative Hinweise auf das mögliche weitere Gewitterverhalten gemäß Verlagerung und Zahl der Warnpunkte. In einer zusammenfassenden Diagnostik werden auf der Basis eines abstandsorientierten Algorithmus "Entwicklungslinien" (hier geht sowohl reine Verlagerung als auch effektive Verlagerung durch Entwicklung ein) konstruiert und zur Berechnung mittlerer Entwicklungsvektoren genutzt. Daraus kann man dann auch den aktuellen Fächer der Entwicklungsrichtungen bestimmen und somit ein Maß für die momentane Sicherheit einer Extrapolations-Prognose.

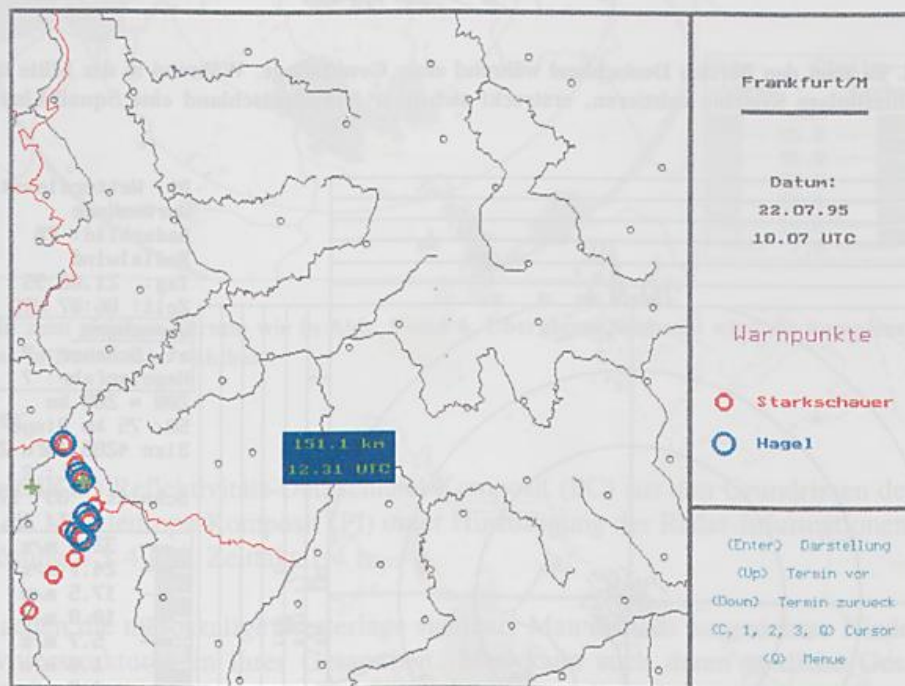


Abb.10 Lineare Extrapolation und Bestimmung von Ankunftszeiten mit "Radwarn". Links die Warnpunkte um 10.07 UTC, zusammen mit den beiden Stützstellen der Extrapolation (grüne Kreuze). In der Mitte für Heidelberg die Prognose der Ankunftszeit (12.31 UTC).

Die Erfahrungen mit dem Radwarn-Tool bestätigen die diskutierte Scale- und Prognose-Zeit-Abhängigkeit der Güte linearer Extrapolations-Verfahren (vgl. Beitrag "Grundlagen Nowcasting"). Das auf den Warnpunkten basierende Nowcasting der Gewitterankunftszeiten gut ausgebildeter Squall-Lines zeigt, daß Extrapolationen auch über 2 Stunden hinaus teilweise nur einen Zeit-Fehler von rund 10 % der verbleibenden Zeitspanne bis zum Zielort aufweisen (JAENEKE 1997). Dagegen ist die lineare Vorhersagbarkeit kleinerer, kurzlebiger Gewitterzellen ohne klare Verlagerungstendenzen fast durchweg auf weniger als 1/2 Stunde beschränkt oder ist sogar gar nicht möglich.

## 3.2 Qualitative Diagnose und Nowcasting von Gewitterstrukturen im Radarbild

Die besondere Bedeutung, die Radarbilder für die Gewitterüberwachung haben, liegt hauptsächlich in den markanten Niederschlagsstrukturen der Gewitter mit Starkregen und Hagel begründet. Sie verkörpern aber nicht nur den Gewitterniederschlag, sondern sind auch mit anderen Wetterscheinungen der Gewitter, wie Böen und Blitzentwicklung, eng gekoppelt. Gewitter entwickeln sich und sterben ab, sie formen sich um, durchlaufen ganze Lebens-Zyklen, teilen sich auf oder verschmelzen miteinander, sie verändern sich im Verbund mit anderen synoptischen Niederschlagsstrukturen. Dies alles kann mit den Radarbildern verfolgt werden. Eine wichtige Rolle bei der Diagnose spielt die Erkennung der von den konzeptionellen Modellen der Gewitter her bekannten Strukturen, da sie wesentlich mit Verhalten, Lebensdauer und Wetterwirksamkeit der konvektiven Zellen verbunden sind (JAENEKE 1995). Das genaue konzeptionelle und praktische Studium von Einzelzellen, Multizellen, Superzellen, Squall-Lines und Mesoskaligen Konvektiven Komplexen kann den Nowcaster in die Lage versetzen, qualitativ eine effektive Überwachung und Nowcasting-Prognose durchzuführen. Dazu seien abschließend einige Erläuterungen gegeben.

### 3.2.1 Umsetzung konzeptioneller Gewittermodelle in operationellen Radarbildern

Die heute bekannten konzeptionellen Modelle der Gewitter (BROWNING 1985) wurden in speziellen Meßkampagnen unter Nutzung hochauflösender, wissenschaftlicher Radarsysteme, die sowohl die dynamischen als auch mikrophysikalischen Strukturen durchleuchten können (HÖLLER, MEISCHNER 1990) (vgl. auch Beitrag Höller, "Gewitter"), abgeleitet. Ihre Ergebnisse konnten mit nichthydrostatischen Modellrechnungen weiter vertieft werden (WEISMAN, KLEMP 1982). Operationelle Radarsysteme arbeiten aufgrund ihrer Aufgabenstellung nicht nur in einer größeren räumlichen Skala, sondern sind auch mit einer größeren räumlichen, zeitlichen und physikalischen Auflösung ausgestattet. Dies hat zur Folge, daß kleinräumigere Gewitter-Strukturen in operationellen Radarprodukten nur mosaikartig nachgezeichnet werden können. Mikrophysikalische Details sind überhaupt nicht darstellbar. So muß sich die Erkennung charakteristischer Eigenschaften der einzelnen Gewittertypen auf typisch operationelle Argumente reduzieren. Solche Argumente sind :

- *Durchmesser der Zellen im Grundriß und Gradienten der Radarreflektivität*
- *Breite, Kompaktheit und Höhenerstreckung der Zellen in Auf- und Seitenriß der PL-Bilder*
- *Stärke der Kernreflektivität in Grund-, Auf- und Seitenriß*
- *Grundzüge des Vertikalprofils (Existenz, Höhenlage und Form von Maxima) der Radarreflektivität in Auf- und Seitenriß*
- *Art und Umfang von Zellverbänden in Grund-, Auf- und Seitenriß, Einbindung in flächenhafte Reflektivitätsfelder*
- *Größe, Form und Höhenlage der Echotops in PE-Bildern*
- *Art, Stärke, Zahl und Anordnung von Radarwarnpunkten*
- *Schnelligkeit der Höhen- und Breiten-Entwicklung von Zellstrukturen*

Für die Interpretation der Radarwarnpunkte existiert eine gut fundierte operationelle Erfahrung. Sie läßt sich in zwei Haupt-Aussagen zusammenfassen :

- *Das Auftreten von Warnpunkten (Starkschauer oder Hagel) ist ein sicheres Anzeichen für Gewitter an der Stelle der Warnpunkte. Aber nicht alle Gewitter zeigen Warnpunkte (u.a. eine Folge von Niederschlagsdämpfung).*
- *Die Stärke der maximalen Reflektivität innerhalb der Warnpunkte zeigt eine deutliche Korrelation mit der Hagelgefahr. Sie beginnt im wesentlichen ab Reflektivitätswerten von etwa 50 dBZ. Bei Werten ab etwa 55 dBZ ist dann mit recht hoher Wahrscheinlichkeit aktueller Hagelfall gegeben. Oberhalb 55-60 dBZ besteht Gefahr von aktuellem starkem Hagel.*

### 3.2.2 Gewitter in Einzelzellen

#### *Konzeptionelles Modell*

Einzelzellengewitter besitzen als einfachste Gewitterformen einen relativ schmalen, senkrechten Aufwindbereich (Updraft), in den hinein sich nach Bildung von Niederschlags-elementen der Abwindbereich (Downdraft) aus mittlerer Höhe nach unten hin entwickelt. Bodennahe Ausbreitung absinkender Gewitter-Kaltluft erzeugt Gewitterböen und ist Ursache für das baldige Absterben des Einzelzellen-Gewitters. In der Radarreflektivität bildet sich entsprechend Modell ein anfängliches Maximum in mittlerer Troposphärenhöhe aus, das unter weiterem Ansteigen an Intensität gewinnt. Mit der Ausbildung des Downdraft und von Niederschlägen entsteht eine vertikale Säule der Radarreflektivität. Die Gesamtentwicklung dauert nur etwa eine 1/2 h, im Extremfall bis zu 1 h. Die Zelle besitzt eine typische Breite von 5 - 10 km und verlagert sich mit der mittleren Strömung in etwa 700 - 500 hPa (Schwerpunktsströmung).

#### *Operationelles Bild*

In der operationellen Radarüberwachung hängt die Erfassung des Ablaufs der einzelnen Entwicklungsphasen vom Zeittakt der Bilder ab. Der 1/4 h-Takt der PL- und PE-Bilder ist zu grob, um alle Phasen verfolgen zu können. Durchschnittlich können 2 - 3 Momentaufnahmen eines einzelnen Gewitters gemacht werden. So ist eine individuelle Entwicklungsüberwachung der Einzelzellengewitter eingeschränkt. Die Zellen selbst erscheinen als isolierte, senkrechte, 5 - 10 km breite Säulen der Radarreflektivität. Sie entwickeln in Auf- und Seitenriß Kernintensitäten von größenordnungsmäßig 35 - 50 dBZ (grün und rot in PL-Bildern). Der rote Bereich reicht in der Regel nicht wesentlich über die mittlere Troposphäre hinaus und auch die im PE-Bild relativ klein wirkenden runden Tops besitzen Maximalhöhen von meist nur 8 - 10 km. Entsprechend der Einzelzellenstruktur beobachtet man meist isolierte Warnpunkte, in der Regel Starkschauerwarnpunkte. Einzelzellengewitter treten verstreut auf. Sie wandern relativ langsam oder sind sogar weitgehend stationär, was mit der noch weit präfrontalen Situation häufig am Rande von Antizyklonen zusammenhängt. So handelt es sich bei ihnen um die typischen vereinzelt Wärme-gewitter.

### 3.2.3 Gewitter als Multizellen

#### *Konzeptionelles Bild*

Die Multizelle stellt einen Verband zweier oder mehrerer Einzelzellen dar und ist somit ein umfangreicheres Gewitter. Jede inkorporierte Einzelzelle durchläuft ihren eigenen Lebenszyklus. "Tochterzellen" entstehen in der Nähe der Mutterzelle. Dadurch zeigen sich in Vertikalschnitten der Radarreflektivität typische "Überhänge" in einer horizontalen Größenordnung bis 5 km. Die Verlagerung multizellulärer Gewitter kann durch seitlichen Anbau von Tochterzellen von der Richtung der Schwerpunktsströmung abweichen. Dabei besteht eine Neigung zur Abweichung nach rechts hin. Anders als bei den normalen Einzelzellen sind Multizellen in eine deutlich barokline vertikale Windstruktur eingebettet, mit Windzunahme mit der Höhe.

#### *Operationelles Bild*

Multizelluläre Gewitter (oder Gewitter-Cluster) sind mit Abstand die häufigsten Gewitter-Typen in Mitteleuropa. Dies ist nicht nur eine Folge davon, daß die meisten Gewitter vor Kaltfronten entstehen, sondern auch eine Konsequenz des Einwirkens der orographische Struktur in Mitteleuropa. Die herannahende Front weist eine barokline Windzunahme mit der Höhe auf, was mit einer typischen Form des Windhodographen einhergeht. Dies ist schon ähnlich den Verhältnissen, wie sie dann in Superzellen herrschen.

In den operationellen Radarbildern kann man die multizelluläre Struktur der Gewitter sowohl im Grundriß der PL-Bilder als auch in Auf- und Seitenriß gut erkennen (vgl. Abb.5). Die Clustergröße liegt in der Größenordnung von 20 - 50 km. Multizellen sind nicht nur ausgedehnter, sondern meist auch kräftiger und höher reichender als isolierte Einzelzellen von Wärmegewittern. Die Echtopps der Multizellen erreichen teilweise die

Höhe der darstellbaren 12 km. Die Echotop-Flächen (vgl. Abb.6) sind deutlich ausgebreitet und zeigen die Verschmelzung der Einzelzellen an. In Auf- und Seitenriß beobachtet man teilweise gut ausgeprägte Türme hoher Reflektivität mit einem Intensitäts-Level bis 5 (rot), in kräftigen Clustern sogar 6 (blau) bei dBZ-Werten bis maximal über 55. Die Wahrscheinlichkeit, kurzfristig in mittlerer bis größerer Tropopausenhöhe Maxima der Reflektivität erkennen zu können ist jetzt deutlich höher. Überhangstrukturen werden hauptsächlich aus dem Rand kräftiger Multizellen heraus in Auf- und Seitenriß sichtbar. Typisch für die multizelluläre Situation ist eine Anhäufung von Warnpunkten, gemischt Starkschauer- und Hagelwarnpunkte. Das Verlagerungsverhalten ist uneinheitlich, durch Anbau neuer Zellen treten Abweichungen von der Strömungsrichtung in 700 - 500 hPa hauptsächlich zur rechten Seite hin auf. Die Wettererscheinungen der Multizellen sind deutlich ausgeprägter. Dies ist eine Folge der im frontnahen Bereich verfügbaren größeren Feuchtigkeit, Labilität und vertikalen Windscherung. So entstehen örtliche Starkniederschläge, kräftige Böen und teilweise auch Hagel.

### 3.2.4 Gewitter als Superzellen

#### *Konzeptionelles Bild*

Superzellen sind im konzeptionellen Modell außerordentlich kräftige und mächtige Einzelzellengebilde. Ihre Lebensdauer erreicht die Größenordnung mehrerer Stunden. Im Vertikalschnitt zeigt sich eine Schräglage von Updraft und Downdraft. Von vorne (rechts) wird potentiell instabil geschichtete feuchte Warmluft angesaugt (Updraft), oben dringt trockenere Kaltluft von hinten in den Gewitterbereich ein und verstärkt mit Verdunstungskälte den Downdraft. Langlebigkeit und innere Struktur verdanken die Superzellen einer stark baroklinen Windschichtung. In der unteren Troposphäre beobachtet man eine starke Rechtsdrehung des Windes mit der Höhe. In der Schrägschichtung des Updrafts liegt auch die Ursache für eine effektive Hagelbildung (Recirculation). In fein aufgelösten Vertikalschnitten der Radarreflektivität deckt sich der kräftige Updraft mit einem ummantelten Schwachecho-Bereich, oben besteht ein kräftiger Überhang. Groß ist der Gradient der Radarreflektivität hin zum Downdraft, wo dBZ -Werte von über 60 auftreten können. Durch eine mit dem Updraft gekoppelte "Mesocyclone" und der daraus folgenden Rotation kann sich die kleinräumige Struktur des "Hook-Echos" herausbilden. Typisch ist das noch stärker als bei Multizellen beobachtete Abweichen der Gewitterverlagerung von der Schwerpunktsströmung nach rechts. Eine wichtige Erscheinung vor der Entwicklung mancher Superzelle ist ein "Zell-Splitting". Der nach rechts wandernde, deutlich langsamere Teil intensiviert sich stark und wird zur Superzelle ("Severe right moving").

#### *Operationelles Bild*

Superzellen werden in Mitteleuropa nur bei ausgesprochenen Starkgewitterlagen beobachtet und sind daher die Ausnahme. In den operationellen Radarbildern kündigen sich Wetterlagen mit Superzellen meist dadurch an, daß erste Zellentwicklungen außerordentlich schnell (teilweise in 1/4 h) sofort bis zur Tropopause hochschießen. Dabei erreichen sie schon Kernintensitäten von über 50 . Die Anbahnung der Superzelle selbst wird durch kräftige (blaue) Maxima der Radarreflektivität in mittlerer bis größerer Höhe (Auf- und Seitenriß) sichtbar. Entwickelte Superzellen erscheinen meist als breite (10 - 30 km) "Hot-Tower" mit Kernintensitäten von 50 bis über 60 dBZ (vgl. Abb.11). Die meisten Fälle mit aktuellem Hagel weisen im Moment des aktuellen Hagels einen von oben bis zum Boden reichenden blauen Hot-Tower auf (vgl. Abb.12). Eindrucksvoll ist auch das Bild in der Echotop-Wiedergabe, das einen ausgedehnten Echo-Bereich in 12 km zeigt. Er deckt dabei auch benachbarte Multizellen ab. Infolge der stark nach rechts von der Schwerpunktsströmung neigenden Bewegung der Superzelle hängt der obere riesige Amboßbereich teilweise gegenüber der unteren Bewegungsrichtung zurück. Starkschauer- und Hagelwarnpunkte werden in großer Anhäufung in der Superzelle beobachtet. Splitting wird vereinzelt auch in Mitteleuropa vor der Entwicklung von Superzellen beobachtet. So ging der Superzelle des Münchener Hagelunwetters vom 12.07.1984 ein Zellsplitting im Raum Bodensee etwa 2 1/ h vor dem Ereignis voraus.

Kommen auf diese Weise die Großstrukturen der Superzelle in den operationellen Radarprodukten von PL, PE und PX gut heraus, so kann man die superzelleninternen Minimumgebiete der Reflektivität in Auf- und

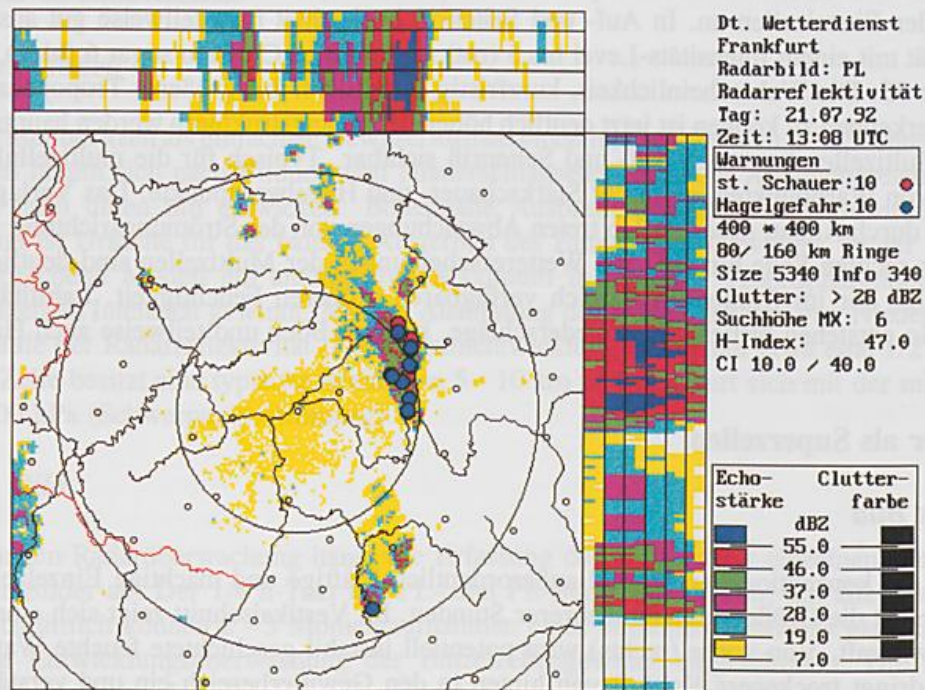


Abb.11 An der Ostseite des Spessarts befindet sich ein sehr kräftiger Gewitterkomplex im Rahmen einer sich bildenden Squall-Line. An der Südflanke des Gewitterkomplexes (Main-Knie) erkennt man in Grund-, Auf- und Seitenriß deutliche Merkmale einer Superzelle.

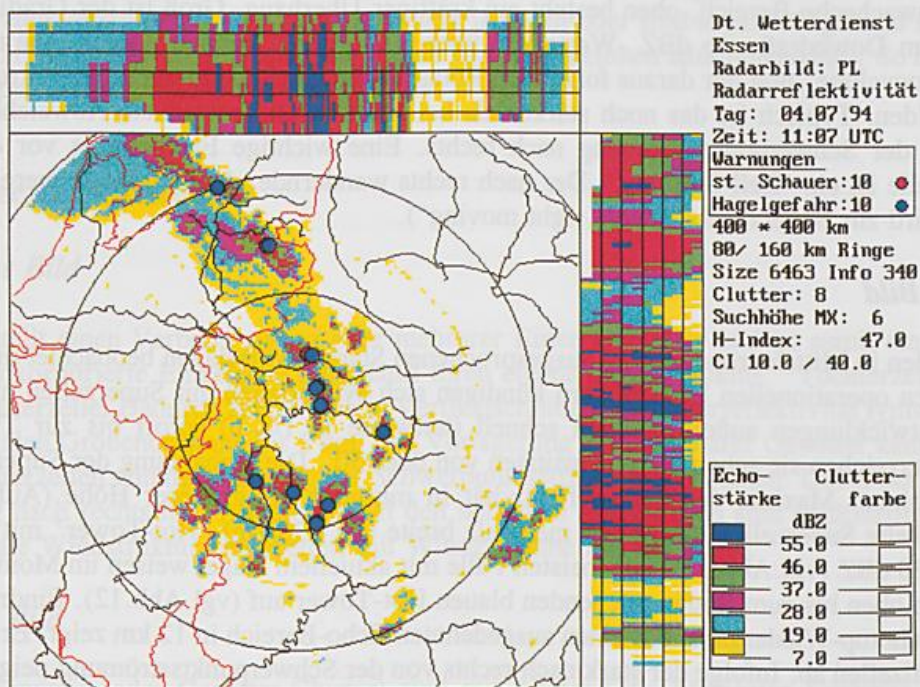


Abb.12 Die Wetterlage war durch verbreitete Starkgewitter und Hagel gekennzeichnet. Aktueller Hagelfall wurde über dem Ruhrgebiet und über Köln gemeldet. Zu beachten die blauen Hot-Tower.

Seitenriß aus verständlichen Gründen nicht sehen. Ebenso sind Hookechos aufgrund der gegebenen horizontalen Auflösung praktisch nicht sichtbar. Wesentliche Voraussetzung der Entwicklung von Superzellen ist nicht nur eine ausgeprägte vertikale Windscherung (häufig unten Südostwind, in 700 hPa schon deutlicher SW-Wind), sondern auch ein hohes Maß an Instabilität der Schichtung. Sie kann spontan anwachsen, wenn Hebungsprozesse innerhalb der Frontalzone die meist dabei vorherrschende starke potentielle Instabilität (stark negativer KO-Index) auslöst.

### 3.2.5 Gewitter in Squall-Lines

#### *Konzeptionelles Bild*

Squall-Lines bilden eine zusammenhängende Kette unterschiedlich starker Einzelgewitter. In diesem Verband entwickeln Squall-Lines eine ausgeprägte Eigen-Dynamik, die ihre Haupt-Ursache in der rückwärtigen Vereinigung bodennaher kalter Gewitterluft hat. Diese stößt auf die noch ungestörte Warmluft auf der Vorderseite. Vom Standpunkt des Radarbildes ist die deutliche Asymmetrie des Gradienten der Reflektivität zwischen der Vorder- und Rückseite das bestimmende Merkmal. Vorne besteht ein hoher Gradient der Radarreflektivität, häufig mit der Lage der gemeinsamen kräftigen Böen-Linie verbunden. Im Verlauf der Entwicklung einer Squall-Line wird das Reflektivitätsfeld zunehmend breiter und zeigt auf der Rückseite als Gegenstück zur abrupten Vorderseite einen gradientschwachen weiten Bereich mäßig hoher Reflektivität. Eine besondere Ausformung besitzen Squall-Lines, wenn sie sich bogenförmig umgestalten und dann als "Bow-Echo" angesprochen werden können. Die Wahrscheinlichkeit für stärkere Böen ist bei ihnen besonders hoch.

#### *Operationelles Bild*

Squall-Lines bilden die wichtigsten mesoskaligen und linienartigen konvektiven Systeme. In den operationellen Radarbildern Mitteleuropas können sie teils relativ kurz sein (50 - 200 km), teils als kräftige Squall-Lines sich über viele 100 km erstrecken. Die Linien kristallisieren sich scheinbar zufällig aus mehreren Zellen (meist Multizellen) heraus. Am wetterwirksamsten sind die langen Squall-Lines, die zusätzlich eine hohe Lebensdauer (bis über 12 h) aufweisen können und dabei weite Gebiete meist von Südwest nach Nordost überstreichen. Am stärksten wird ein mesoskaliges Forcing in Fällen mit einer präexistierenden und sich verstärkenden Konvergenzlinie in potentiell instabiler Warmluft sichtbar. In solchen Squall-Lines befinden sich stets auch Zellen mit sehr hohen Intensitäten (Multizellen, hin und wieder auch Superzellen). Die starke Asymmetrie der entwickelten Squall-Lines wird u.a. durch eine "Perlschnur" von Warnpunkten betont, die sich längs der Vorderkante der Linie hinzieht. Ebenso gut erkennbar ist die Asymmetrie in Auf- und Seitenriß mit Zelltürmen vorne und einem weiten, nach hinten ausgreifenden mäßig starken Echo-Gebiet (vgl. Abb.13).

Das hervorstechendste Wetter-Merkmal kräftiger Squall-Lines sind neben örtlich starken Niederschlägen und vereinzelt Hagel verbreitet auftretende kräftige Böen bis Sturmstärke. Dies gilt besonders dann, wenn sich die Squall-Lines zu Bow-Echos verformen. Bow-Echos werden entweder als gebogene mittellange Einzel-Linien (100 km) oder als Teile einer langen Squall-Line sichtbar.

### 3.2.6 Gewitter in Mesoskaligen Konvektiven Komplexen (MCCs)

#### *Konzeptionelles Bild*

MCCs sind die auffälligsten und größten mesoskaligen konvektiven Systeme. Sie weisen in Satellitenbildern eine große ovale Form auf. Definiert sind sie dadurch, daß in ihnen im IR-Satellitenbild für mehr als 6 h das Gebiet mit Toptemperaturen unter  $-52^{\circ}\text{C}$  mindestens  $50.000\text{ km}^2$  umfassen muß. Dies entspricht etwa einem mittleren Durchmesser von 250 km. MCCs bilden die Endform einer über mehrere Stufen gehende konvektive Entwicklung, mit einem Höhepunkt meist erst am späten Abend oder in der Nacht. Anders als im Satellitenbild treten im Radarbild verschiedenste Einzelstrukturen auf mit Zellen und Linienechos. Die größten Wettergefahren gehen von umfangreichen Niederschlägen aus, die zu regelrechten "Flash-Floods" führen können. Hohe Labilität und Feuchtigkeit (Freiwerden großer Mengen latenter Wärme), aber nur mäßig ausgeprägte Baroklinität sind die Merkmale des synoptischen Umfeldes der MCCs.

#### *Operationelles Bild*

In Mitteleuropa werden MCCs nur sehr selten beobachtet, entwickeln dann aber alle konzeptionell bekannten Eigenschaften. Superzellen, kräftige Multizellen-Cluster und kürzere Squall-Lines sind dann das Radar-Abbild der MCC-Entwicklung. Nach der Entwicklung einer Superzelle, die zum berühmten Hagelunwetter am

12.07.84 in München führte, verwandelte sich das konvektive Gesamtsystem über dem östlichen Mitteleuropa zu einem niederschlagsreichen MCC (KURZ 1986). Am 27.06.94 gab es in Südwestdeutschland vom Spätnachmittag bis in die frühe Nacht hinein die Entwicklung eines MCC mit kräftigen Zellen und einer kürzeren markanten Squall-Line im Radarbild. Die sehr kräftigen Niederschläge verursachten Erdrutsche und Überschwemmungen.

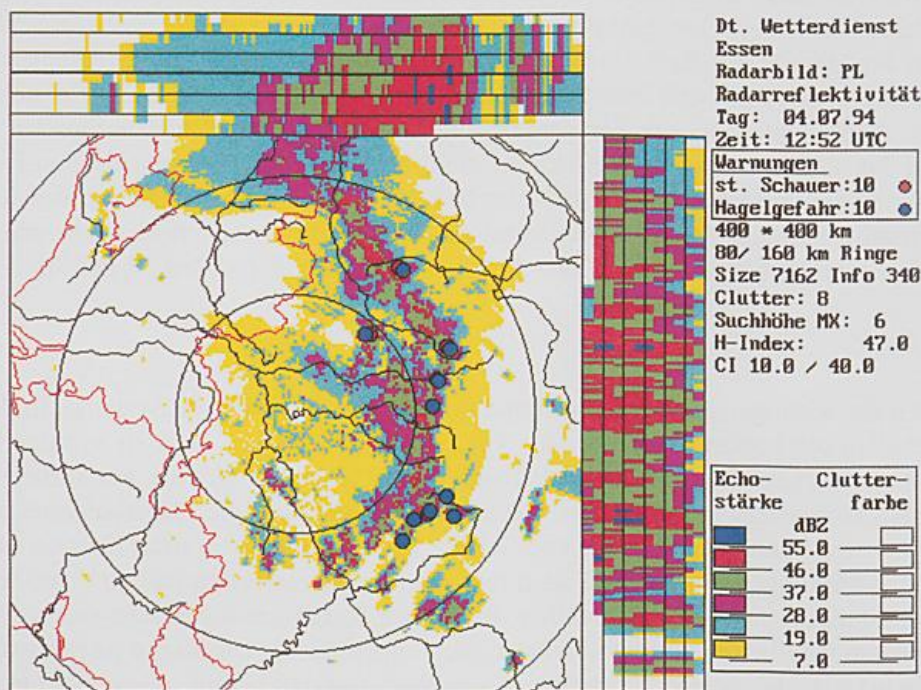


Abb.13 Nach der Situation von Abb.12 entwickelte sich eine kräftige Squall-Line mit allen typischen Strukturmerkmalen und verbreitet sehr starken Böen.

## Literatur

Bader, M.J., G.S. Forbes, J.R. Grant, R.B.E. Lilley, A.J. Waters, 1995 : Images in weather forecasting. A practical guide for interpreting satellite and radar imagery. Cambridge University Press

Browning, K., 1985 : Morphology and Classification of Middle Latitude Thunderstorms. Thunderstorm Morphology and Dynamics, E. Kessler, p.133-152

Collier, C.G., R.B.E. Lilley, 1994 : Forecasting thunderstorm initiation in north-west Europe using thermodynamic indices, satellite and radar data. Met. Apps, 1, p.75-84

EU, 1996 : Meteorology. Nowcasting, a survey of current knowledge, techniques and practice. Phase 1 report. COST78, Development of Nowcasting techniques.

Hauf, Th., U.Finke, 1997 : Bayerische Blitzstatistik - ein Instrument zur Erkennung des klimatischen Trends schadenbringender sommerlicher Unwetter. DLR, Projekt H5, Oberpfaffenhofen

Höller, H., P.Meischner, 1990 : Untersuchungen von mikro- und makrophysikalischen Strukturen und Prozessen in Hagelwolken im Hinblick auf deren Beeinflussbarkeit. DLR Oberpfaffenhofen, Forschungsbericht, 54S.

Jaeneke, M., 1995 : Anwendung der Produkte des Radarverbundes des Deutschen Wetterdienstes für Diagnose und Nowcasting von Gewittern. *Annalen der Meteorologie*, 32, S.194-205, Deutscher Wetterdienst

Jaeneke, M., 1995 : Der Radarverbund des DWD als Hilfsmittel der regionalen und lokalen Gewitterprognose. *Jahrg. 24, Heft 1/3, S.55-72, Deutscher Wetterdienst*

Jaeneke, M., 1997 : Performance capacity and limits of operational short-term forecasts in summer thunderstorm situations. *Annalen der Meteorologie*, 35, S.15-17, Deutscher Wetterdienst

Kurz, M., 1986 : Die Entwicklung der Wetterlage des Münchner Hagelunwetters vom 12.Juli 1984. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes, Nr. 170*

Riosalido, R., 1997: Current Status and Principal Challenges in Strong Convection Nowcasting in COST-78 Frame. *Improvement of Nowcasting Techniques. International workshop Bologna, Italy, 25-28 March 1996*

Weisman, M.L., J.B. Klemp, 1982 : The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Mon.Wea.Rev.*, 110, p.504-520



# VERWENDUNG VON NIEDERSCHLAGSDATEN IN DER SIEDLUNGSENTWÄSSERUNG

Martin Thomas

Fachgebiet Siedlungswasserwirtschaft

Universität Kaiserslautern

## Zusammenfassung

Bei Planung, Bau und Betrieb von Entwässerungssystemen müssen Abflüsse aus Niederschlägen berücksichtigt werden. Moderne Methoden erlauben die Abflussberechnung mit zeitvariablen Intensitätsverläufen in Form von synthetischen Modellregen und gemessenen natürlichen Regenereignissen (Seriensimulation). Beide Methoden beruhen auf grundsätzlich verschiedenen theoretischen Ansätzen, die sich je nach Einzelfall vor- und nachteilig auswirken können. Neben der Niederschlagsmessung an wenigen Stationen gewinnt auch die Berücksichtigung der räumlichen Verteilung insbesondere bei ausgedehnten Systemen zunehmend an Bedeutung. Darüber hinaus werden zur Optimierung des Betriebs von Kanalnetzen (z.B. Echtzeit-Steuerung) Informationen sowohl über die Niederschlagsmenge als auch die Ausdehnung des Regens benötigt.

## Abstract

Planning, construction and operation of drainage-systems have to consider flows from rainfall. Modern methods permit the flow calculation with time-variable intensity-courses as synthetic design storms or measured natural rainfall events (longterm-series-simulation). Both methods are based on different theoretical approaches and have to be chosen according to the specific circumstances. Apart from rain measurements at few stations the spatial distribution gains more importance especially for larger systems. Furthermore information about the amount of rain as well as its spatial distribution are necessary for the operation's optimisation (e.g. real-time-control).

## 1 Siedlungsentwässerung - Aufgaben und Grundlagen

Die Siedlungsentwässerung als Teilgebiet der Abwasserentsorgung hat folgende Ziele und Aufgaben:

- Aufrechterhaltung hygienischer Verhältnisse in den Siedlungen zur Vermeidung gesundheitlicher Gefahren, ästhetischer Missstände, Beeinträchtigung des Straßenverkehrs oder Schädigungen von Gewässern und Boden.
- Weitestgehende Vermeidung von Überflutungen und daraus resultierenden Schäden durch möglichst vollständige Ableitung von Abflüssen aus Niederschlägen.

Das abzuleitende Wasser wird nach seiner Herkunft in drei Erscheinungsformen aufgeschlüsselt:

1. häusliches und betriebliches Schmutzwasser
2. Fremdwasser, welches nicht planmäßig dem Entwässerungssystem zugeführt wird (z.B. Anschluss von Quellen, Zuflüsse von Außengebieten oder durch Undichtigkeiten im Kanalnetz eindringendes Wasser)
3. Niederschlagswasser aus Regen, Schneeschmelze, Nebel und Tau

Die Ableitung von Schmutz- und Niederschlagswasser erfolgt entweder im Mischsystem gemeinsam durch die gleichen Leitungen oder im Trennsystem mit jeweils einem

Leitungssystem für das Schmutzwasser in der Schmutzwasserkanalisation und das Niederschlagswasser in der Regenwasserkanalisation.

Die kleinsten Einheiten des Systems sind gerade Leitungsabschnitte zwischen zwei Einstiegsschächten, sog. Kanal - Haltungen. Jeder Haltung wird ein Einzugsgebiet zugeordnet, sämtliche Schmutz- und Niederschlagsabflüsse eines Einzugsgebietes sind durch die jeweilige Haltung aufzunehmen und weiterzuleiten, dazu kommen die Abflüsse aus dem "oberhalb" liegenden System, also die Abflüsse aus den Systemteilen, die an die betrachtete Haltung angeschlossen sind. Aus wirtschaftlichen Erwägungen kann das System nicht so ausgelegt werden, dass sämtliche Abflüsse abgeleitet werden können. Insbesondere extreme und somit seltene Regenereignisse würden sehr große und teure Leitungsquerschnitte erfordern. Auch die Anlage zur Abwasserreinigung (Kläranlage) kann nicht auf alle denkbaren Zuflüsse ausgelegt werden.

Zur Verringerung und Vergleichmäßigung der Abflüsse im Mischsystem werden Sonderbauwerke angeordnet. Der aus den Sonderbauwerken ablaufende Volumenstrom wird dadurch reduziert, dass ein Teil des Zulaufs direkt in ein Gewässer geleitet (Regenüberläufe) oder zwischengespeichert (Regenüberlaufbecken) wird. Außer diesen gibt es noch weitere Sonderbauwerksformen, siehe dazu [1]. Abbildung 1 zeigt das Schema einer Mischwasserkanalisation.

Zu den Aufgaben des Ingenieurs in der Siedlungswasserwirtschaft gehören unter anderem:

- Entwurf, Planung und Bau von neuen Systemen und die Sanierung und Erweiterung von bestehenden Kanalisationen und Anlagen. Dies umfasst die Festlegung der Art des Entwässerungsverfahrens (Trenn- oder Mischverfahren), die Lage der Systemelemente (Haltungen, Schächte, Sonderbauwerke, Kläranlage) und deren Dimensionierung. Hierzu sind neben der Berechnung der Zuläufe aus Haushalten, Gewerbe und Industrie auch Werte für die Zuläufe, die durch Niederschläge verursacht werden, erforderlich.
- Betrieb von Kanalisationen und Anlagen. Dies umfaßt neben Instandhaltung und Wartung aber auch die Steuerung und Regelung. Hierbei gewinnt neben der Prozesssteuerung und -regelung auf den Kläranlagen immer mehr die Steuerung und Regelung innerhalb des Kanalnetzes (Kanalnetzbewirtschaftung) an Bedeutung. Dies beinhaltet u.a. die Optimierung der Auslastung von Speichervolumen und die Regelung der Abflussströme mit dem Ziel, die Zahl der Systemüberlastungen zu minimieren, eine optimale Auslastung bei möglichst geringen Kosten für Bau und Betrieb von neuen oder bestehenden Systemen zu erreichen, die Zuflüsse zur Abwasserreinigungsanlage an die physikalischen, biologischen und chemischen Vorgänge innerhalb der Anlage anzupassen und die Belastung von Gewässern durch schlecht- oder unzureichend gereinigtes Abwasser weitestgehend zu vermeiden. Zur Beurteilung von Regelungsstrategien in der Planungsphase werden Informationen über das zu erwartende Niederschlagsgeschehen benötigt. Für die "online" Regelung realer Systeme sollten aktuelle Niederschlagswerte als Eingangsgrößen zur Verfügung stehen, um eine möglichst vorausschauende Regelentscheidung zu treffen.

Diese Aufgaben erfordern Methoden und Werkzeuge, welche die Berechnung des Abflussverhaltens ermöglichen. Diese werden im nachfolgenden Abschnitt kurz beschrieben.

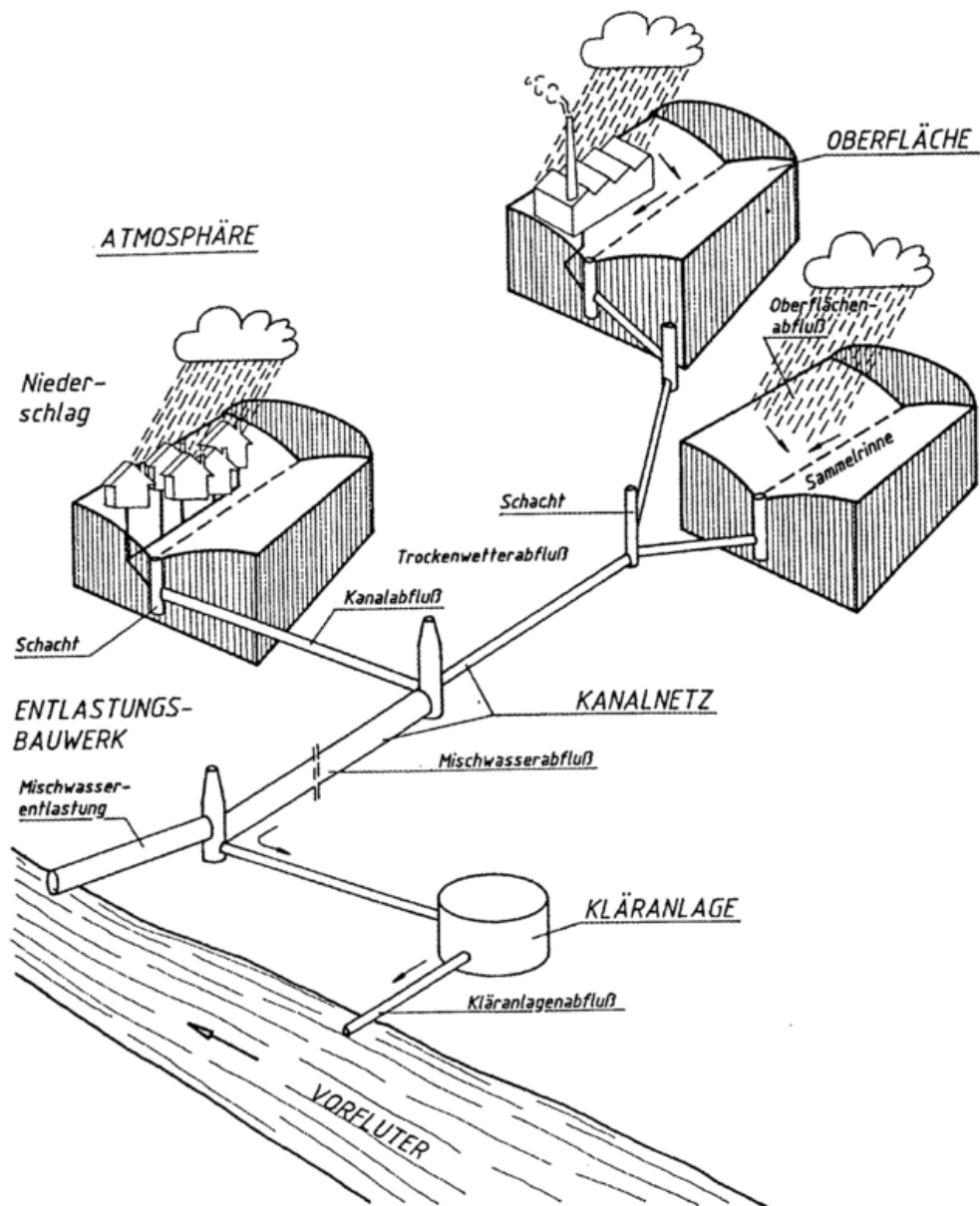


Abbildung 1 Struktur städtischer Entwässerungssysteme und ihre Untergliederung in Teilsysteme [10]

## 2 Berechnungsmethoden

Die Unterscheidung der Berechnungsmethoden für Entwässerungsnetze erfolgt nach konventionellen *Verfahren* und *Abflussmodellen*.

Zu den *Berechnungsverfahren* gehören die Fließzeitverfahren, bei denen als Belastungsannahme für den Niederschlag lediglich mit einem sog. Blockregen mit konstanter Intensität über die gesamte Regendauer gearbeitet wird. Das Abflussgeschehen an der Oberfläche wird bei der Berechnung über die gesamte Regendauer als gleichbleibend angesehen. Rückstauvorgänge und Wechsel von Fließrichtungen im Kanalnetz sind mit den Fließzeitverfahren nicht ermittelbar. Diese (Fließzeit-)Verfahren sollten nur noch zur Vordimensionierung einfacher Systeme genutzt werden.

*Berechnungsmodelle* ermöglichen detailliertere und realistischere Berechnungen anhand von Computersimulationen. Die Regenintensitäten können über den Berechnungszeitraum

variieren, Fließ- und Schmutzstoffverhalten an der Oberfläche können genauer beschrieben werden und die Volumenströme in den Haltungen und Schächten werden auch bei Rückstau und Fließrichtungswechseln noch erfasst (hydrodynamische Modelle). Die gebräuchlichen Modelle bestehen aus einem Baustein zur Berechnung der Fließvorgänge an der Oberfläche (je nach Anwendung unter Berücksichtigung von Schmutzstoffen) und einem Baustein zur Berechnung der Fließvorgänge (und gegebenenfalls Schmutzstoffkonzentrationen) im Entwässerungsnetz. Die Berechnungsmethode zur Modellierung des Niederschlagsabflußvorganges zeigt Abbildung 2.

**Phase I - Abflussbildung:** Aus der Niederschlagsintensität wird in jedem Berechnungszeitschritt  $\Delta t$  für jede Teilfläche  $dA$  die Gesamtniederschlagshöhe  $\Delta N$  errechnet. Der Teil des Niederschlags, der an der Oberfläche verbleibt (Muldenverluste), versickert, verdunstet oder gespeichert wird, wird als Verlusthöhe bezeichnet. Der verbleibende Teil ist der abflusswirksame Niederschlag  $\Delta N_E$ .

**Phase II - Abflusskonzentration:** Die Fließvorgänge an der Oberfläche verursachen eine Verzögerung, d.h. der abflusswirksame Niederschlag benötigt eine gewisse Fließzeit, um zu den Zuläufen des Leitungssystems zu gelangen und wird dort zum Kanalauffluss.

**Phase III - Kanalabfluss:** Die Volumenströme im Entwässerungssystem werden aus den Zuflüssen aus Niederschlag und, bei Entwässerung im Mischverfahren, Schmutzwasser errechnet. Die innerhalb der Leitungen auftretenden Translations- und Retentionseffekte werden in die Berechnung einbezogen.

Durch Modelle wird somit räumlich und zeitlich eine detaillierte Berechnung möglich. Insbesondere in Bezug auf die Bestimmung der Regenbelastung sind folgende Vorarbeiten notwendig:

- Das gesamte Entwässerungsgebiet ist in kleinere Teileinzugsgebiete von ca. 0,1-1 ha aufzuteilen. Jedes dieser Teilgebiete wird einem bestimmten Teil der Kanalisation zugeordnet.
- Möglichst detaillierte Analyse der abflussrelevanten Merkmale des Einzugsgebietes, z.B. Art und Umfang der Bebauung, Flächenversiegelung, Geländeprofile.
- Bestimmung von Art, Größe und räumliche Verteilung der Niederschlagsbelastung (siehe folgenden Abschnitt).

### 3 Belastungsannahmen für den Niederschlag

Ein wichtiger Aspekt ist die räumliche und zeitliche Zuordnung der Regenintensitätswerte zu den Einzugsflächen der einzelnen Elemente des Entwässerungssystems (z.B. Haltungen). In den weitaus meisten Fällen sind keine detaillierten Informationen über die räumliche Verteilung vorhanden. Die einzigen verfügbaren Daten sind Aufzeichnungen einer oder mehrerer Messstationen im Berechnungsgebiet oder dessen Umgebung. Die aus diesen Punktmessungen ermittelten Belastungsannahmen werden als gleichmäßige Belastung auf größere Flächen beaufschlagt, d.h. der gemessene Punktniederschlag wird mit einem Gebietsniederschlag gleichgesetzt. Idealerweise müssten für die kleinsten Teilgebiete der Modellrechnung, also die Einzugsgebiete der Haltungen, Intensitätswerte über den gesamten Berechnungszeitraum vorliegen, die erforderliche räumliche Auflösung wäre dabei je nach System 30\*30 m oder feiner.

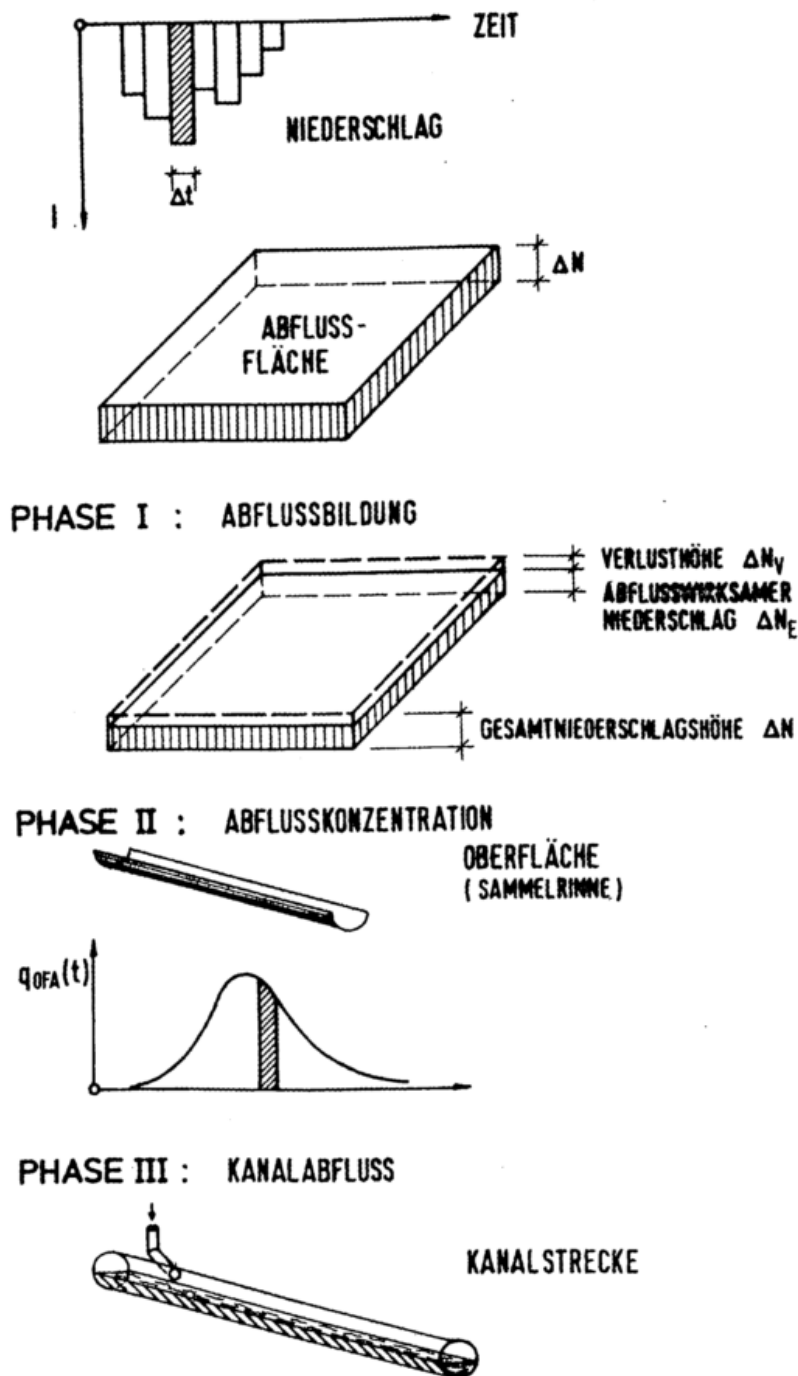


Abbildung 2 Phasen des Niederschlagsabflussvorganges in Siedlungsgebieten [10]

Bei den gebräuchlichen Computermodellen für die Kanalnetzberechnung und Schmutzfrachtsimulation wird die Regenbelastung in einer zeitlichen Auflösung von ein bis fünf Minuten vorgegeben. In der Kanalnetzsteuerung und -regelung sind Eingriffe in das System oft sehr kurzfristig notwendig, dies erfordert gegebenenfalls eine zeitliche Auflösung von weniger als einer Minute [9].

Im Folgenden soll speziell die Dimensionierung und der Nachweis von Kanalnetzen näher beschrieben werden. Zweck der Berechnungen ist die Bestimmung der Größe von Systemelementen (z.B. Rohrquerschnitt) und der Nachweis, dass die aus wirtschaftlichen Gründen unvermeidbaren Systemüberlastungen eine vorgegebene Häufigkeit nicht

übersteigen. Hierbei ist die Begrenzung der sog. Überstauhäufigkeit  $n_{\bar{u}}$  [1/a] in Deutschland das übliche Nachweiskriterium. Mit Überstau wird der Vorgang bezeichnet, bei dem der Wasserspiegel im Kanalnetz eine bestimmte Bezugshöhe überschreitet und es dadurch zu Schäden wie in Keller eindringendes Wasser oder Überflutungen an der Oberfläche kommen kann (siehe Abbildung 3).

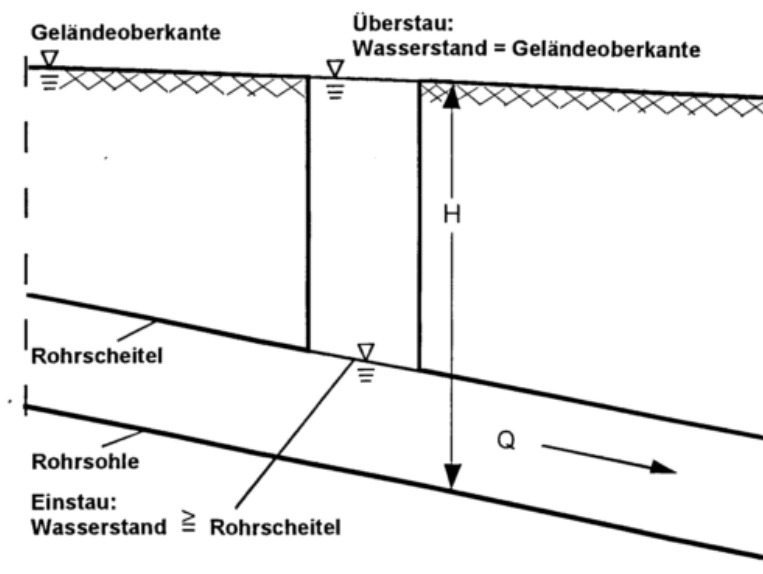


Abbildung 3 Definition von Ein- und Überstau

Angelehnt an die europäische Norm EN 752 werden von der Abwassertechnischen Vereinigung (ATV) im Arbeitsblatt A 118 die in Tabelle 1 angegebenen Grenzwerte für die maximalen Überstauhäufigkeiten in Abhängigkeit von der Siedlungsstruktur angegeben.

Tabelle 1 Grenzwerte für die maximale Überstauhäufigkeit für den rechnerischen Nachweis bei Neuplanungen bzw. nach Sanierung (Bezugsniveau Geländeoberkante) [2]

Ort	Überstauhäufigkeiten (1-mal in "n" Jahren)	Häufigkeit $n_{\bar{u}}$ [1/a]
ländliche Gebiete	1 in 2	0,5
Wohngebiete	1 in 3	0,3
Stadtzentren, Industrie- und Gewerbegebiete	seltener als 1 in 5	<0,2
Unterirdische Verkehrsanlagen, Unterführungen	seltener als 1 in 10 <sup>*)</sup>	<0,1

\* bei Unterführungen bis 1 in 50 ( $n_{\bar{u}}=0,02$ )

Beim Neubau und bei Sanierung von bestehenden Kanalnetzen sind diese Grenzwerte für alle Schächte einzuhalten, d.h. an keinem Schacht darf (statistisch) häufiger Überstau auftreten als in der Tabelle vorgegeben.

Im Arbeitsblatt A 118 [2] der ATV werden für den Nachweis der Überstauhäufigkeit mit hydrologisch/hydrodynamischen Computermodellen drei mögliche Arten der Niederschlagsbelastung empfohlen:

- Einzel-Modellregen, die auf der statistischen Auswertung von langjährigen Niederschlagsaufzeichnungen beruhen, insbesondere Modellregen nach Euler vom Typ II.
- Modellregengruppen bestehen aus mehreren Einzelmodellregen und sollen eine bessere Beschreibung der Variabilität des natürlichen Niederschlagsgeschehens ermöglichen.
- Starkregenserien beinhalten Ausschnitte aus den gemessenen Daten. Nach vorgegebenen Kriterien werden die Starkregen aus den Aufzeichnungen herausgefiltert, bei denen möglicherweise Systemüberlastungen auftreten.

Insbesondere die Modellregen und die Starkregenserie finden Anwendung in der Praxis und sollen im Weiteren näher erläutert werden.

#### 4 Berechnung mittels Modellregen

Der Nachweis der zulässigen Überstauhäufigkeit erfolgt bei Verwendung von Modellregen nach dem Lastfallprinzip, d.h. die Niederschlagsbelastung hat eine bestimmte Auftretenshäufigkeit (Regenhäufigkeit  $n_R$ ). Tritt bei der Berechnung mit einer solchen Belastung ein Überlastungsereignis (z.B. Überstau) auf, wird die Häufigkeit des Ereignisses mit der Häufigkeit der Belastung - also der Regenhäufigkeit - gleichgesetzt.

Ausgangspunkt für die Aufstellung eines Modellregens ist die Ermittlung des Zusammenhangs zwischen Regenintensität, Regendauer und Auftretenshäufigkeit. Dies erfolgt nach den Richtlinien im Arbeitsblattes A 121 der ATV zur "Starkregenauswertung nach Wiederkehrzeit und Dauer" [3]. Eigene statistische Auswertungen erfordern die aufgezeichneten Daten von Messstationen (die i.d.R. sehr teuer sind), entsprechende EDV-Programme und setzen einige Kenntnisse des Bearbeiters voraus. Alternativ können die Daten des KOSTRA-Projekts (KOordinierte STarkRegenAuswertungen) des Deutschen Wetterdienstes genutzt werden, bei dem für viele Stationen der Bundesrepublik Regenstatistiken aufgestellt wurden [6]. Im KOSTRA - Atlas des DWD werden Karten und Computerprogramme zu Verfügung gestellt, mit denen auch für Gebiete ohne Messstation statistische Informationen über das Niederschlagsverhalten ermittelt werden können, somit stehen solche Informationen und daher die Ausgangsdaten für die Konstruktion von Modellregen flächendeckend für das gesamte Bundesgebiet zur Verfügung.

Aus der Statistik ergibt sich bei Verwendung partieller Serien und einfachlogarithmischem Ausgleich (siehe A121 [3]) für den Zusammenhang zwischen Auftretenshäufigkeit, Regenhöhe und -dauer:

$$\begin{aligned}
 u(D) &= a_u + b_u \cdot \ln(D) \\
 w(D) &= a_w + b_w \cdot \ln(D) \\
 h(D, T_N) &= u(D) + w(D) \cdot \ln(T_N)
 \end{aligned}$$

Hierbei sind die Parameter  $a_u$ ,  $b_u$ ,  $a_w$  und  $b_w$  Ergebnis der statistischen Auswertung für den betrachteten Bereich der Regendauern (nach A 121 Bereich I von 0-180 min, nach DWD Bereich I von 0-60 min [3,6]).  $h(D, T_N)$  [mm] bezeichnet die Gesamtregenhöhe eines Regens der Dauer  $D$  [min] und einer statistischen Wiederkehrzeit von  $T_N$  Jahren bzw. einer statistischen Regenhäufigkeit von  $n_R = 1/T_N$  [1/a].

Es existieren verschiedene Ansätze zur Aufstellung von Modellregen [4], bei Berechnungen in der Siedlungsentwässerung werden in Deutschland neben Blockregen mit konstanter Regenintensität über die Regendauer meist Modellregen nach Euler verwandt, hier insbesondere der Euler-Modellregen vom Typ II. Zur Aufstellung von Euler-Regen des Typs II sind vorher neben den Ergebnissen der Starkregenauswertung die in der anschließenden Aufzählung beschriebenen Größen zu bestimmen.

- **Festlegung der erforderlichen Modellregendauer  $T_M$ :** Als Dauer des Modellregens wird das Zweifache der rechnerisch längsten Fließzeit im Netz bei Vollfüllung angesetzt. Zur Untersuchung der nichtlinearen Zusammenhänge, wie z. B. des Einflusses der Laufzeitdifferenzen zwischen verschiedenen Zeitpunkten von Abflussspitzen am Zusammenfluss größerer Haltungen, sind Berechnungen mit Modellregen unterschiedlicher Dauer durchzuführen. Die Intensitätswerte, aus denen der Modellregen zusammengesetzt wird, liegen in einer Auflösung von fünf Minuten vor, sodass für die Regendauer ebenfalls ein Vielfaches von fünf Minuten zu wählen ist.
- **Festlegung der Lage des Maximalintervalls:** Das Intervall mit der höchsten Spende liegt bei Euler-Regen vom Typ II am Ende des ersten Drittels der Regendauer. Der Zeitpunkt  $t_{\max}$  wird auf des 0,3-fache der Modellregendauer  $T_M$  abgerundet auf ein Vielfaches von fünf Minuten festgelegt. (Bei den Euler-Regen des Typs I wird die Intensitätsspitze am Beginn des Regens angeordnet, beim Typ III beim 0,4-fachen der Modellregendauer.)
- **Dauer der Modellregenspitze:** Die Dauer der Modellregenspitze  $T_{\max}$ , also dem Abschnitt mit maximaler Intensität, hängt vom befestigten Anteil des betrachteten Gebietes und von der mittleren Geländeneigung ab. Für  $T_{\max} > 5$  min werden die Regenhöhen der höchsten Intervalle arithmetisch gemittelt und zum Zeitpunkt  $t_{\max}$  in den Modellregen eingesetzt. Somit nimmt die maximale Spende innerhalb des Modellregens mit der Verlängerung der Modellregenspitze ab. In den meisten dokumentierten Anwendungsfällen ist  $T_{\max}=5$  min.
- **Festlegung der Regenwiederkehrzeit bzw. Regenhäufigkeit  $n_R$ :** Unter der Annahme, dass die Häufigkeit eines Überstauereignisses mit der Regenhäufigkeit des Modellregens übereinstimmt, ergeben sich die Regenhäufigkeiten aus den Grenzwerten für die Überstauhäufigkeit für das zu untersuchende Gebiet nach Tabelle 1.

Nach der Festlegung der Eingangswerte sind folgende Schritte abzuarbeiten:

- **Ermittlung der Intensitäten:** Für jedes Fünfminutenintervall ist die Regenintensität zu bestimmen, dies erfolgt durch Berechnung der Regenhöhen für die Häufigkeit  $n_R$  und die Dauern von 5 min bis  $T_M$  und anschließende Differenzenbildung (vgl. Beispiel unten).
- **Umstellen der Intensitätswerte zum Modellregen:** Zum Zeitpunkt der Modellregenspitze wird das Intervall mit der höchsten Intensität angeordnet (evtl. der Mittelwert aus mehreren Intervallen, falls die Spitze länger ist als 5 min). Vor der Spitze werden bis zum Zeitpunkt  $t=0$  die nächst kleineren Intensitätswerte eingegliedert und dahinter mit den verbleibenden Werten bis zum Zeitpunkt  $T_M$  mit fallender Intensität aufgefüllt.

**Beispiel:** Ein Überstauachweis in einem sanierten Netz im Außengebiet ist durchzuführen, die zulässige Überstauhäufigkeit beträgt  $n_u=0,5$  (vgl. Tabelle 1). Aus der Starkregenauswertung ergeben sich die Parameter:  $a_u=0,501$ ,  $b_u=3,682$ ,  $a_w=-0,086$  und  $b_w=1,884$  für den Bereich I bei einfachlogarithmischem Ausgleich. Die Modellregendauer wird ausgehend von der längsten Fließzeit bei Vollfüllung von 28 min auf 60 min festgelegt. Die Modellregenspitze beginnt zum Zeitpunkt  $0,3 \cdot 60 \text{ min} = 18 \text{ min}$  abgerundet auf 15 min. Die Dauer der Modellregenspitze ist fünf Minuten. Unter der Annahme, dass die Überstauhäufigkeit mit der Regenhäufigkeit übereinstimmt, beträgt die Häufigkeit des Modellregens  $n_R=n_u=0,5 [1/a]$ . Mit den Parametern der Starkregenauswertung und den oben angegebenen Formeln ergeben sich die Intervallintensitäten nach Tabelle 2 und Abbildung 4. Diese werden wie beschrieben zu dem in Abbildung 5 dargestellten Modellregenverlauf umgestellt.

Tabelle 2

Regenhöhen aus der Starkregenauswertung für die Regendauern 5-90 min und Umrechnung in Intervallintensitäten ( $a_u=0,501$ ,  $b_u=3,682$ ,  $a_w=-0,086$ ,  $b_w=1,884$ ,  $T_N=2$ )

D	Parameter		Regenhöhen- summe $h_N$	Differenz
[min]	$u(D)$	$w(D)$	[mm]	[mm/5 min]
5	6.4270	2.9462	8.4691	8.4691
10	8.9791	4.2521	11.9264	3.4573
15	10.4720	5.0160	13.9488	2.0224
20	11.5313	5.5580	15.3838	1.4349
25	12.3529	5.9784	16.4968	1.1130
30	13.0242	6.3219	17.4062	0.9094
35	13.5918	6.6123	18.1751	0.7689
40	14.0835	6.8638	18.8411	0.6660
45	14.5171	7.0858	19.4286	0.5875
50	14.9051	7.2843	19.9541	0.5255
55	15.2560	7.4638	20.4295	0.4754
60	15.5764	7.6277	20.8635	0.4340
65	15.8711	7.7785	21.2628	0.3992
70	16.1440	7.9182	21.6324	0.3696
75	16.3980	8.0481	21.9765	0.3441
80	16.6356	8.1697	22.2985	0.3219
85	16.8588	8.2840	22.6008	0.3024
90	17.0693	8.3916	22.8859	0.2851

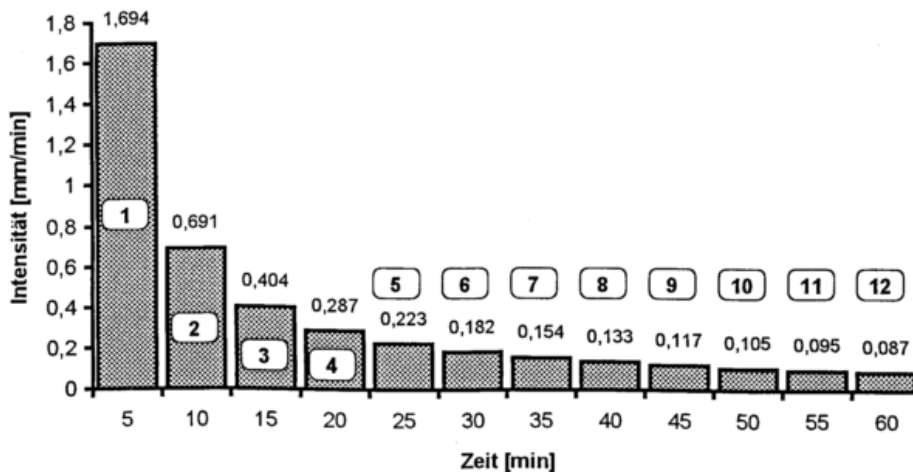


Abbildung 4 Darstellung der Intensitätswerte aus Tabelle 2

### Intensitätsverlauf des Modellregens MRw0,5

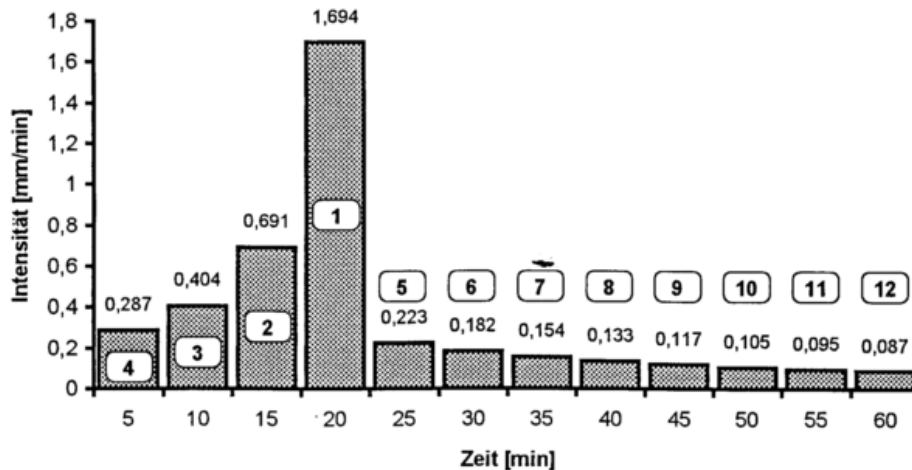


Abbildung 5 Intensitätsverlauf des Modellregens nach Umstellung der Intensitätswerte aus Abbildung 4

Beim Überstauachweis mit Modellregen nach dem Lastfallprinzip gilt ein System dann als ausreichend dimensioniert, wenn bei einem Regen mit einer der zulässigen Überstauhäufigkeit entsprechenden Regenhäufigkeit an keinem Schacht des Systems eine Überstauung auftritt. Dies erfolgt unter der Annahme, dass die Häufigkeit der Überlastung tatsächlich der Häufigkeit des Regens entspricht. Aufgrund von Nichtlinearitäten im System, z.B. durch Fließzeitverschiebungen an Zusammenflüssen (Translation) oder Speicherwirkungen (Retention) im Netz, ist dieser Zusammenhang aber nicht sicher gewährleistet. Bei relativ kleinen Netzen sind die Laufzeitdifferenzen und die Speicherwirkung nicht sehr ausgeprägt, in diesem Fall ist die Anwendung von Modellregen wegen des vergleichsweise geringen Aufwandes für Vorbereitung, Simulation und Auswertung der Simulationsergebnisse sowie der guten Verfügbarkeit von Eingangswerten (KOSTRA-Atlas) sinnvoll. Insbesondere bei ausgedehnten Systemen kann die Annahme Regenhäufigkeit = Überstauhäufigkeit zu Fehleinschätzungen führen, hier empfiehlt sich die Anwendung der Langzeit-Seriensimulation, die im Folgenden dargestellt wird.

### 5 Berechnung mittels Langzeit - Seriensimulation

Die Nachweisführung anhand der Langzeit-Seriensimulation erfolgt nach dem Prinzip, dass ein Netz dann als ausreichend dimensioniert angesehen werden kann, wenn bei der Computersimulation mit allen relevanten (Stark-)Regenereignisse aus der Vergangenheit die Überstauhäufigkeit an keiner Stelle des Netzes überschritten wurde und somit auch in Zukunft keine Überschreitung zu erwarten ist.

Ausgangspunkt für die Ermittlung der Belastungsannahmen sind somit langjährige Aufzeichnungen, die meist sehr teuer zu erwerben sind und insbesondere auch nicht flächendeckend vorliegen. Das Datenmaterial sollte in einem äquidistanten Format mit einer Intervallbreite von fünf Minuten vorliegen, gegebenenfalls sind Konvertierungen und Interpolationen notwendig. Die Aufzeichnungen sollten, in Abhängigkeit von der nachzuweisenden Überstauhäufigkeit, die in Tabelle 3 angegebene Anzahl von Jahren umfassen.

Tabelle 3

Empfohlene Richtwerte zur Mindestdauer von Niederschlagsregistrierungen [2]

Überstauhäufigkeit	Mindestdauer der Registrierungen
1 in 1 bis 1 in 2 Jahren	10 Jahre
1 in 3 Jahren	15 Jahre
1 in 5 Jahren	20 Jahre
1 in 10 Jahren	30 Jahre

Mit den zur Zeit verfügbaren Personal-Computern wäre die Berechnung mit sämtlichen Daten zum Nachvollziehen des gesamten Aufzeichnungszeitraums (Langzeit-Kontinuumsimulation) zu zeitaufwendig und nicht wirtschaftlich. Für den Anwendungsfall Überstau-nachweis genügt die Betrachtung von relativ wenigen Starkregenereignissen. Werden bei diesen extremen Belastungen die Anforderungen rechnerisch erfüllt, kann daraus gefolgert werden, dass dies für den gesamten Zeitraum zutrifft. Diese Vorgehensweise wird als Langzeit-Seriensimulation oder kurz Seriensimulation bezeichnet. Dazu sind folgende Arbeitsschritte durchzuführen.

1. Beschaffung des Datenmaterials, gegebenenfalls Korrektur und Abgleich der Daten und Konvertierung in ein äquidistantes Format mit Intervallbreiten von fünf Minuten
2. Heraustrennen der Einzelregen aus dem Kontinuum
3. Bewertung der Einzelregen und herausfiltern der extremen Ereignisse (Starkregen)
4. Computersimulation mit jedem der ausgewählten Starkregen
5. statistische Aufbereitung aller Berechnungsergebnisse zur Ermittlung der Überstauhäufigkeiten

Korrektur und Abgleich der aufgezeichneten Daten sind durch den planenden Ingenieur meist nicht durchführbar, da sowohl Daten und Werkzeuge sowie Erfahrung fehlen. Konvertierungsprogramme sind jedoch vorhanden und kostengünstig zu erwerben. Das Heraustrennen der Einzelregen aus dem Kontinuum erfolgt durch festlegen der Parameter für eine Grenzintensität  $G_I$ , bei deren Überschreitung ein Regenereignis beginnt und die Grenzregenpause  $GP$ , bei deren Überschreitung das Ereignis als abgeschlossen angesehen wird; Abbildung 6 verdeutlicht diesen Zusammenhang. Steigt die Intensität über den Wert für  $G_I$ , beginnt das Ereignis 1. Obwohl die Intensität dann wieder unter  $G_I$  fällt, wird der nachfolgende Regenabschnitt noch dem Ereignis 1 zugeordnet, da die dazwischenliegende regenfreie Zeit kürzer ist als die Grenzregenpause  $GP$ . Das Ereignis 2 wird als eigenständiger Regen angesehen, da der vergangene Zeitraum mit Intensitäten unterhalb von  $G_I$  länger ist als die mit  $GP$  festgelegte Zeitspanne.

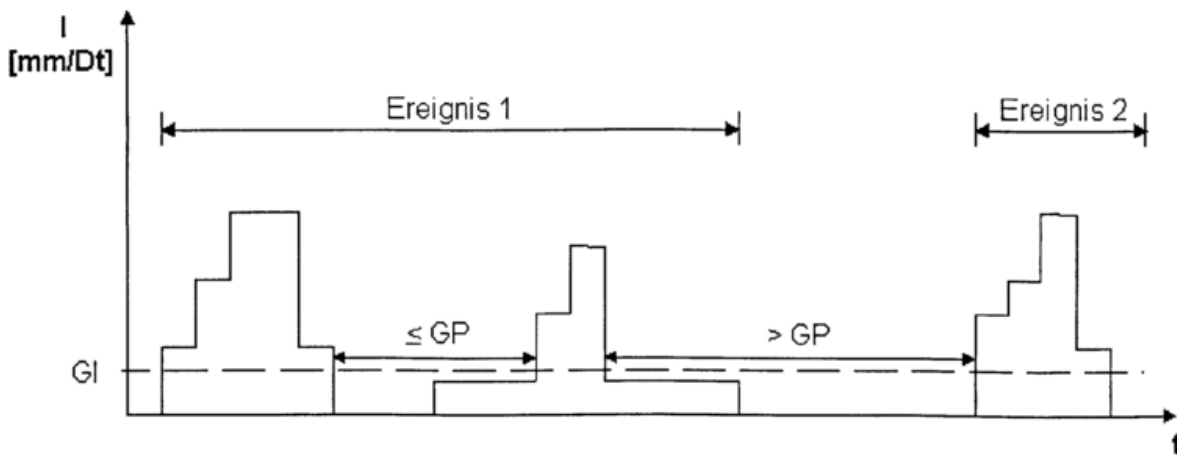


Abbildung 6 Veranschaulichung der Parameter Grenzregenpause GI und Grenzintensität GI [8]

Der Mindestwert für die Grenzregenpause ist üblicherweise  $GP=4\text{ h}$  [4]. Statistische Untersuchungen von Niederschlagsaufzeichnungen ergaben, dass sommerliche Regenereignisse mit einer zwischenliegenden Trockenzeit von vier Stunden als statistisch unabhängig voneinander angesehen werden können [7,8]. Übersteigt die Gesamtzeit für die Abflusskonzentration an der Oberfläche und die Fließzeit im Netz einschließlich der Entleerungszeit eventuell vorhandener Speicher den Wert von vier Stunden, ist diese Zeit als Grenzregenpause anzusehen, da die Ereignisse nur dann unabhängig voneinander angesehen werden können, wenn das gesamte Abflussvolumen des vorherigen Ereignisses das Netz und eventuell vorhandene Speicherbauwerke verlassen hat. Die Grenzregenpause müsste theoretisch auch so gewählt werden, dass die Oberfläche beim Auftreffen des nächsten Regens wieder ganz abgetrocknet ist; dies ist jedoch nur schwer zu gewährleisten. Für die Grenzintensität werden Werte in der Größenordnung von  $GI=0,01\text{ mm in }5\text{ min}$  [8] bis  $0,1\text{ mm in }5\text{ min}$  [2] empfohlen.

Liegen die Einzelereignisse vor, müssen daraus die Starkregen für die Regenserie herausgefiltert werden. Idealerweise würde die Serie nur solche Regen beinhalten, die an mindestens einem Schacht zur Überlastung führen. Dies ist im Vorfeld jedoch nicht bekannt, die Auswahl muss somit unter der Einbeziehung von Sicherheiten erfolgen, mit dem Nachteil, dass auch Regen in der Serie enthalten sind, die zu keinem Überstau führen. Es existieren verschiedene Ansätze zur Ereignisauswahl (u.a. in [4,7,8]), die entweder vor der Auswahl bereits die Kriterien festlegen (einstufige Auswahlverfahren) oder diese Kriterien anhand des vorliegenden Datenbestands bestimmen (zweistufige Auswahlverfahren). Zu den einstufigen Verfahren gehört zum Beispiel die vorherige Festlegung von Mindestregenhöhen über bestimmte Zeiträume, z.B.  $5\text{ mm in }15\text{ min}$  oder  $10\text{ mm in }1\text{ Std.}$  Übersteigt die Regenhöhe innerhalb eines Regenabschnittes die vorher festgelegte Mindesthöhe, wird das Ereignis in die Serie aufgenommen. Ein mögliches Vorgehen für die zweistufige Auswahl ist die Bildung von partiellen Serien von Extremwerten für Zeitabschnitte unterschiedlicher Dauer  $D$  (Dauerstufen, vgl. [3]). Für jeden Zeitabschnitt liegt dann eine sortierte Folge von Intensitätswerten  $I(D,m)$  vor mit  $I(D,i) > I(D,i+1)$ . Daraufhin wird eine Position  $n$  in Abhängigkeit von der nachzuweisenden Überstauhäufigkeit (vgl. Tabelle 1) und dem Umfang der Niederschlagsaufzeichnung bestimmt [2,7]. Im zweiten Schritt werden die Ereignisse in die Serie aufgenommen, deren Regenintensität in mindestens einer der betrachteten Zeitabschnitte über dem gegebenen Mindestwert liegt, d.h.  $I_{\text{Regen}}(D) > I(D,n)$ .

Nach dieser Vorarbeit werden mit jedem der ausgewählten Ereignisse ein Computersimulation des Entwässerungssystems durchgeführt und die Ergebnisse für alle

Überlastungen festgehalten. Die Überstauhäufigkeit wird dann für jeden Schacht anhand der Formel

$$n_{\bar{v}} = \frac{a_{\bar{v}}}{M} \left[ \frac{1}{a} \right]$$

bestimmt. Hierbei ist  $a_{\bar{v}}$  die Anzahl der Berechnungen mit jeweils einem der ausgewählten Regen, bei denen es am betrachteten Schacht zum Überstau kam, und  $M$  die Anzahl der Jahre der zugrundeliegenden Niederschlagsaufzeichnung. Die vorgenannte Formel ist gültig, wenn  $a_{\bar{v}} > 3$  und  $M$  größer oder gleich dem in Tabelle 3 gegebenen Mindestumfang ist, ansonsten ist die statistische Verteilung zu berücksichtigen (vgl. [5]).

Vorteil dieses Verfahrens ist, dass die Intensitätsverläufe des natürlichen Niederschlagsgeschehens berücksichtigt werden, wenn auch weiterhin die Ergebnisse von Punktmessungen auf größere Gebiete übertragen werden. Im Gegensatz zum Nachweis nach dem Lastfallprinzip mittels Modellregen, die auf synthetischen Verläufen beruhen, können damit realistischere Ergebnisse ermittelt werden. Jedoch werden für die Anwendung teure digitalisierte Aufzeichnungen benötigt, die Vorarbeiten sind relativ aufwendig, die Simulation dauert (u.U. sehr) lange und die abschließende Statistik erfordert die Aufbereitung der gesamten Ergebnisdaten. Durch entsprechende Rechnerprogramme sind die Vorarbeiten und die Statistik weitestgehend automatisierbar und die erforderliche Simulationszeit sinkt mit der fortschreitenden Verbesserung der Computerhardware. Sehr starke und somit seltene Regenereignisse, die zufällig im Aufzeichnungszeitraum liegen, können durch diese Vorgehensweise überrepräsentiert werden. Bei zwei bis drei solcher Extremereignisse innerhalb des Zeitraums könnten die Grenzwerte der Überstauhäufigkeit bei vielen Schächten bereits überschritten sein, die bei repräsentativem Niederschlagsgeschehen nicht gefährdet wären.

## 6 Verbindungen zur Radarmeteorologie und Schlussbemerkungen

Für den Aufgabenbereich des Nachweises von Entwässerungssystemen in Bezug auf Überlastungen sind für die Nachweisform nach dem Lastfallprinzip (Modellregen) statistische Auswertungen des Niederschlagsgeschehens erforderlich. Mit dem KOSTRA-Atlas liegen diese Statistiken für das gesamte Bundesgebiet vor. Der Nachweis mittels Seriensimulation erfordert die wirtschaftliche und flächendeckende Verfügbarkeit von digitalisierten und korrigierten Aufzeichnungen, hier besteht noch Nachholbedarf.

Im an Bedeutung zunehmenden Bereich der Kanalnetzsteuerung werden für Regel- und Steuerentscheidungen auch Niederschlagsdaten benötigt. Neben dem Ist-Zustand können hier auch kurzzeitige Vorhersagen des Niederschlagsgeschehens in die Steuerstrategie einfließen.

Zur Zeit werden die Ergebnisse von Punktmessungen noch auf größere Gebiete übertragen, ohne dabei die räumliche Variabilität des Niederschlagsgeschehens zu berücksichtigen. Hier können Ergebnisse aus der Radarmeteorologie und in Echtzeit verfügbare Radardaten zu wirklichkeitsnäheren Modellen sowohl bei Bemessung und Nachweis als auch bei der Steuerung führen.

## Literatur

- [1] Abwassertechnische Vereinigung (ATV) (1995): ATV-Handbuch Bau und Betrieb von Kanalisationen, 4. Auflage, Ernst und Sohn, Berlin
- [2] Abwassertechnische Vereinigung (ATV) A 118 (1998): Hydraulische Berechnung und Nachweis von Entwässerungssystemen (Gelbdruck), ATV - Regelwerk, St. Augustin
- [3] Abwassertechnische Vereinigung (ATV) A 121 (1985): Niederschlag - Starkregenauswertung nach Wiederkehrzeit und Dauer, Niederschlagsmessungen, Auswertung, ATV - Regelwerk, St. Augustin
- [4] Althaus, J. (1984): Vergleich von Modellregen zu Kanalnetzberechnung, in: Mitteilungen des Instituts für Wasserwirtschaft, Hydrologie und landwirtschaftlichen Wasserbau der Universität Hannover, Heft 56, Selbstverlag, Hannover
- [5] Cunnane, C. (1978): Unbiased Plotting Positions - A Review, in: Journal of Hydrology, Heft 37/1978, S. 205ff
- [6] KOSTRA-Atlas - Starkniederschlagshöhen in der Bundesrepublik Deutschland, Deutscher Wetterdienst, Selbstverlag, Offenbach am Main, 1997
- [7] Fuchs, L. (1991): Verfahren zum Überstau-Nachweis, in: Zeitschrift für Stadtentwässerung und Gewässerschutz, Heft 17, S. 39ff, Institut für Wasserwirtschaft der Universität Hannover, Selbstverlag, Hannover
- [8] Sartor, J. (1994): Die Wahrscheinlichkeit des gleichzeitigen Auftretens maßgebender Abflußereignisse in Kanalisationsnetzen und natürlichen Gewässern, Fachgebiet Wasserbau der Universität Kaiserslautern, Selbstverlag, Kaiserslautern
- [9] Schilling, W. (1990): Operationelle Siedlungsentwässerung, R. Oldenbourg Verlag, München
- [10] Schmitt, T.G. (1985): Der instationäre Kanalabfluß in der Schmutzfrachtmodellierung, Schriftenreihe des Institutes für Siedlungswasserwirtschaft der Universität Karlsruhe, Heft 42, Selbstverlag, Karlsruhe

# Radarmessungen für hydrologische Anwendungen

Hans-Reinhard Verworn

Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und Landwirtschaftlichen Wasserbau  
Universität Hannover

## ABSTRACT

Radarmessungen von Niederschlägen werden zunehmend auch in der Hydrologie verwendet, vorwiegend für Niederschlag-Abfluß-Berechnungen. Es werden die Anwendungsgebiete erläutert und die besonderen Anforderungen an die Auflösung und Genauigkeit der Radardaten in Abhängigkeit vom Anwendungsfall dargestellt.

## ZUSAMMENFASSUNG

Radarmessungen von Niederschlägen werden zunehmend auch in der Hydrologie verwendet, vorwiegend für Niederschlag-Abfluß-Berechnungen. Es werden die Anwendungsgebiete erläutert und die besonderen Anforderungen an die Auflösung und Genauigkeit der Radardaten in Abhängigkeit vom Anwendungsfall dargestellt.

## 1 Einleitung

Die Nutzung von Radardaten für hydrologische Anwendungen hat in den letzten Jahren stark zugenommen und wird in Zukunft sicher noch mehr genutzt werden. Die flächendeckende Verfügbarkeit von Radardaten durch das Verbundnetz des Deutschen Wetterdienstes eröffnet den Wasserwirtschaftlern und Hydrologen neue Möglichkeiten sowohl für grundsätzliche Untersuchungen wie z.B. Bemessungen, die Nachsimulation historischer Ereignisse oder die Untersuchung von Regencharakteristiken in der Fläche, als auch für on-line Anwendungen bei der Hochwasservorhersage und -warnung oder der Abfluß-Steuerung in Entwässerungssystemen.

Dieser Beitrag befaßt sich vorwiegend mit letzterer Anwendung, bei der der Regen als Input für Niederschlag-Abfluß-Modelle benötigt wird. Die Anforderungen an Radardaten aus hydrologischer Sicht werden ebenso dargestellt wie die Messung und Aufbereitung von Regendaten. Am Beispiel eines urbanen Entwässerungssystem wird erläutert, wie die Regendaten in die Ermittlung der Steuerungsvorgaben eingehen und welche Bedeutung sie dabei haben.

## 2 Flächenhafte Regendaten in der Hydrologie

### 2.1 Bedeutung

Bei allen Niederschlag-Abfluß-Berechnungen wird als Eingangsgröße der Gebietsniederschlag benötigt, also der Niederschlag, der auf ein definiertes Gebiet fällt. Dieses Gebiet kann je nach Fragestellung und Anwendung die Größe von mehreren 100 km<sup>2</sup> haben oder auch nur einige 100 m<sup>2</sup> groß sein. Bei der Anwendung von Niederschlag-Abfluß-Modellen ist es heute normal, das gesamte Einzugsgebiet in mehrere Teilgebiete zu unterteilen, die Gebietsniederschläge werden dann für jedes dieser Teilgebiete benötigt. Flußgebietsmodelle können in nur wenige Teilgebiete unterteilt sein, aber auch 100 und mehr Gebiete aufweisen. Im Bereich der städtischen Hydrologie kann eine

urbanes Entwässerungssystem durchaus aus einigen Tausend Haltungen bestehen, wobei jeder der Haltungen eine Einzugsgebietsfläche zugeordnet ist.

Für die Berechnung der Niederschlag-Abfluß-Prozesse mit Hilfe von Modellen ist es von Bedeutung, daß die Niederschlagsangaben nicht allein in ihrer Gesamtsumme bekannt sein müssen, sondern zeitschrittweise. Die Größe des Zeitintervalls  $\Delta t$  richtet sich nach dem Zeitschritt, wie er im Modell verwendet wird, dieser wiederum wird bestimmt durch Flächengröße und Reaktionszeit der einzelnen Berechnungselemente (= Teilgebiete). Liegen nur Punktmessungen des Niederschlags vor, so müssen die jeweiligen Gebietsniederschläge durch Inter- oder Extrapolation ermittelt werden. Hierzu existieren verschiedene Verfahren, eine Wertung ist jedoch schwierig, da im allgemeinen die Wahrheit, also die tatsächliche Verteilung des Niederschlags, nicht bekannt ist.

Für kleinere Gebiete bis zu einer Größe von etwa  $25 \text{ km}^2$  wird meistens der Punktniederschlag als Gebietsniederschlag verwendet. Dieses gilt sowohl für gemessene Intensitätsverläufe als auch für statistische Regenwerte, aus denen dann Bemessungsregen (Block- und Modellregen) abgeleitet werden. Es ist aber bekannt, daß selbst bei kleinen Flächengrößen die Annahme einer gleichmäßigen Regenverteilung oft unzutreffend ist, besonders natürlich bei den Starkregen, wie sie besonders in städtischen Gebieten von Interesse sind.

Durch Radarmessungen stehen Regeninformationen flächenhaft zur Verfügung und müssen nicht aus oft weit auseinanderliegenden Bodenmesserdaten durch Interpolation geschätzt werden. Radar ist allerdings ein indirektes Meßverfahren, und nicht überall, wo Echos vorliegen, kann auch der auf den Boden auftreffende Niederschlag gleich zuverlässig bestimmt werden. Güte und Genauigkeit der jeweiligen Daten hängen von gerätetechnischen Randbedingungen ebenso ab wie von physikalischen Gesetzmäßigkeiten, aber auch von den für den jeweiligen Anwendungsfall gültigen Anforderungen. Vergleichende Untersuchungen haben allerdings gezeigt, daß besonders bei Starkregen mit hoher örtlicher Ungleichmäßigkeit die aus Radarmessungen gewonnenen Regeninformationen meist besser sind als die aus Punktmessungen am Boden inter- oder extrapolierten Werte.

## **2.2 Zeitliche und örtliche Auflösung**

Bis zu den Anwendungen der Radarmessung von Niederschlägen im Nahbereich für kleine Gebiete und den daraus gewonnenen Erkenntnissen wurden Frequenz und Auflösung der Radar-Regenwerte von Wetterradar-Systemen als gegeben hingenommen. Das Ziel, möglichst große Gebiete mit einem Gerät zu erfassen, sowie der Umfang der Datengewinnung bestimmen die mögliche örtliche und zeitliche Auflösung. Für den volume scan, also die Meßwerterfassung mit verschiedenen Elevationen, sind mehrere Umläufe erforderlich, sodaß Meßwerte i.a. nur minimal alle 5 min vorliegen. Die Ausdehnung der Meßwerterfassung auf große Entfernungen (200 km und mehr) erlaubt keine größere örtliche Auflösung, da die Breite der Hauptkeule selbst bei kleinem Antennenöffnungswinkel in größeren Entfernungen schon mehrere Kilometer beträgt. Die i.a. verwendete zeitliche Auflösung begründet sich einerseits darin, daß für hydrologische Berechnungen eine feinere Auflösung nicht erforderlich ist. Andererseits ist eine Kalibrierung an Bodenwerten, die für quantitativ zuverlässige Daten für unverzichtbar gehalten wird, für kleinere Zeitabschnitte unsinnig.

Bei allen Diskussionen ist die Bedeutung der Maßstabsverhältnisse zu beachten: Methodik der Erfassung und Aufbereitung der Radardaten sowie deren notwendige örtliche und zeitliche Auflösung sind gebiets- und reaktionsabhängig. Während Regeninformationen für große Einzugsgebiete mit einer zeitlichen Auflösung von mehreren Stunden und einer sehr groben örtlichen Auflösung ausreichend sind, werden für mittlere Einzugsgebiete schon mindestens Stundenwerte benötigt, und die örtliche Auflösung muß bei detaillierter Modellierung bei etwa  $2 \times 2 \text{ km}$  liegen. Für städtische Entwässerungssysteme mit ihren kurzen Reaktionszeiten sind Regendaten im Minutenabstand (1 bis 10 min) erforderlich, die örtliche Auflösung sollte wegen der meist kleinen Teilgebiete bei  $1 \times 1 \text{ km}$  oder weniger liegen.

Feste Vorgaben oder Grenzwerte sind jedoch nicht sinnvoll, da die Anforderungen von der jeweiligen Fragestellung abhängen. So kann es sinnvoll sein, für ein städtisches Entwässerungssystem Stundenwerte mit geringer räumlicher Auflösung zu verwenden, wenn lediglich ein kritischer Punkt unterhalb des Gesamtgebietes betrachtet werden soll, und Aussagen über Abflußvorgänge innerhalb des Gebietes nicht interessieren. Sollen dagegen städtische Systeme bewirtschaftet werden, so ist eine sinnvolle Steuerung nur möglich, wenn durch die Niederschlag-Abfluß-Simulation Zustände im System berechnet werden können, bevor sie tatsächlich auftreten. Hierzu sind örtlich und zeitlich hochaufgelöste Regendaten erforderlich.

### 3 Terrestrische Niederschlagsmessung

Die radargemessenen Niederschläge können Regenwerten gegenübergestellt werden, die am Boden mit dem DFÜ-Regenschreibernetz von Emschergenossenschaft/Lippeverband und zwei Distrometern gemessen werden. Die Lage der Regenschreiber (Dreiecke) und der Distrometer (Rauten) zeigt Abb. 1.

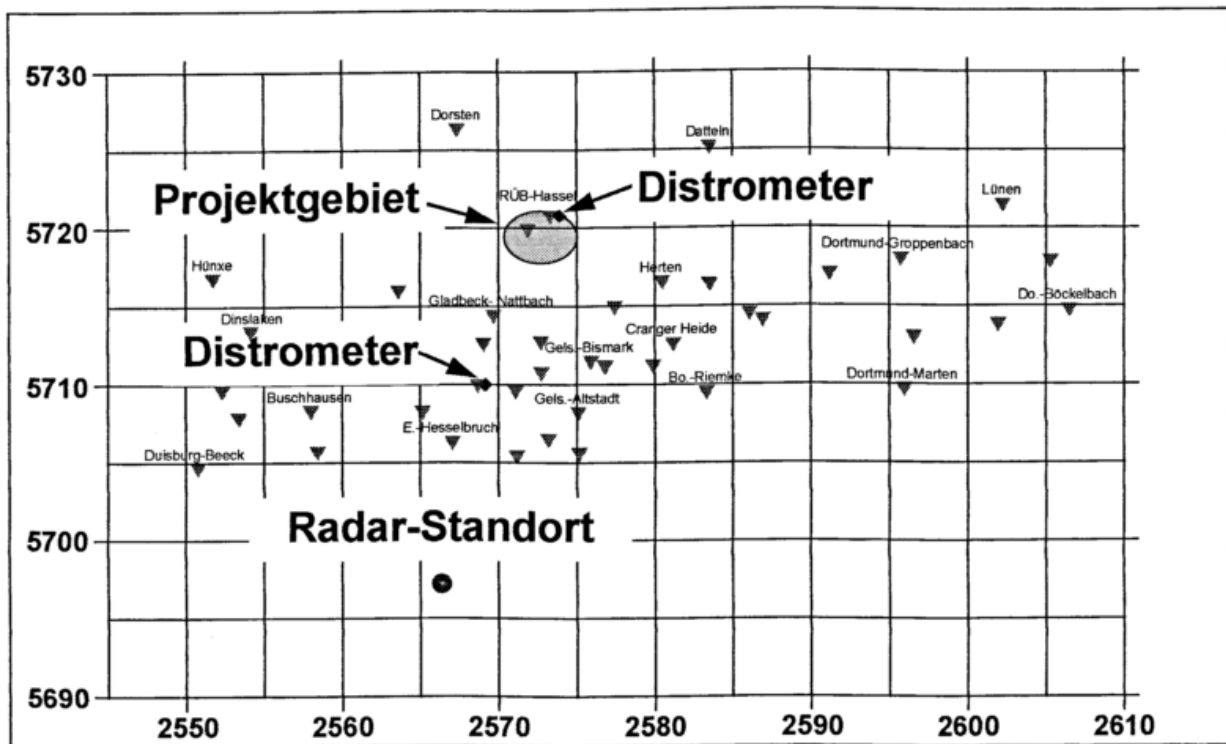


Abb.1: Gauß-Krüger-Lageübersicht der Standorte vom Radar, von den Distrometern und den DFÜ-Regenschreibern (aus: Emschergenossenschaft, 1998)

Die Regenschreiber sind beheizte Wippenregensmesser mit einer Auflösung von 0,1 mm Regen, die Daten werden zeitnah fernübertragen und dienen dem Abgleich mit den Radardaten.

Das Meßprinzip der Distrometer besteht in der Umwandlung der vertikalen Impulskomponente eines auftreffenden Regentropfens in ein definiertes elektrisches Signal (Joss und Waldvogel, 1967). Die Meßfläche des Spektrographen beträgt 50 cm<sup>2</sup>. Ein Styroporkörper überträgt den Impuls des Tropfens auf zwei elektromagnetisch absolut getrennte, elektrodynamisch stark gegengekoppelte und mechanisch starr verbundene Systeme. Der Tropfenimpuls wird zu einem definierten polarisierten Steiflanken-Glockenimpuls umgewandelt. Diese Signale werden dann von einer elektronischen Auswerteeinheit in Klassen eingeteilt, die den Tropfengrößenklassen zugeordnet (Tabelle 1) und jeweils für eine Minute aufsummiert werden.

<b>Klasse</b>	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6</b>	<b>7</b>	<b>8</b>	<b>9</b>	<b>10</b>
<b>Intervall-Mittelwert [mm]</b>	0,35	0,45	0,55	0,65	0,75	0,90	1,10	1,30	1,50	1,70
<b>Klasse</b>	<b>11</b>	<b>12</b>	<b>13</b>	<b>14</b>	<b>15</b>	<b>16</b>	<b>17</b>	<b>18</b>	<b>19</b>	<b>20</b>
<b>Intervall-Mittelwert [mm]</b>	1,95	2,25	2,55	2,85	3,15	3,50	3,90	4,30	4,75	5,25

Tabelle 1: Klasseneinteilung der Tropfendurchmesser der Distrometermessung

Aus den Tropfenanzahlen jeder Klasse lassen sich für jede Minute Regenintensität  $R$  und Reflektivität  $Z$  bestimmen (vgl. Abb. 2).

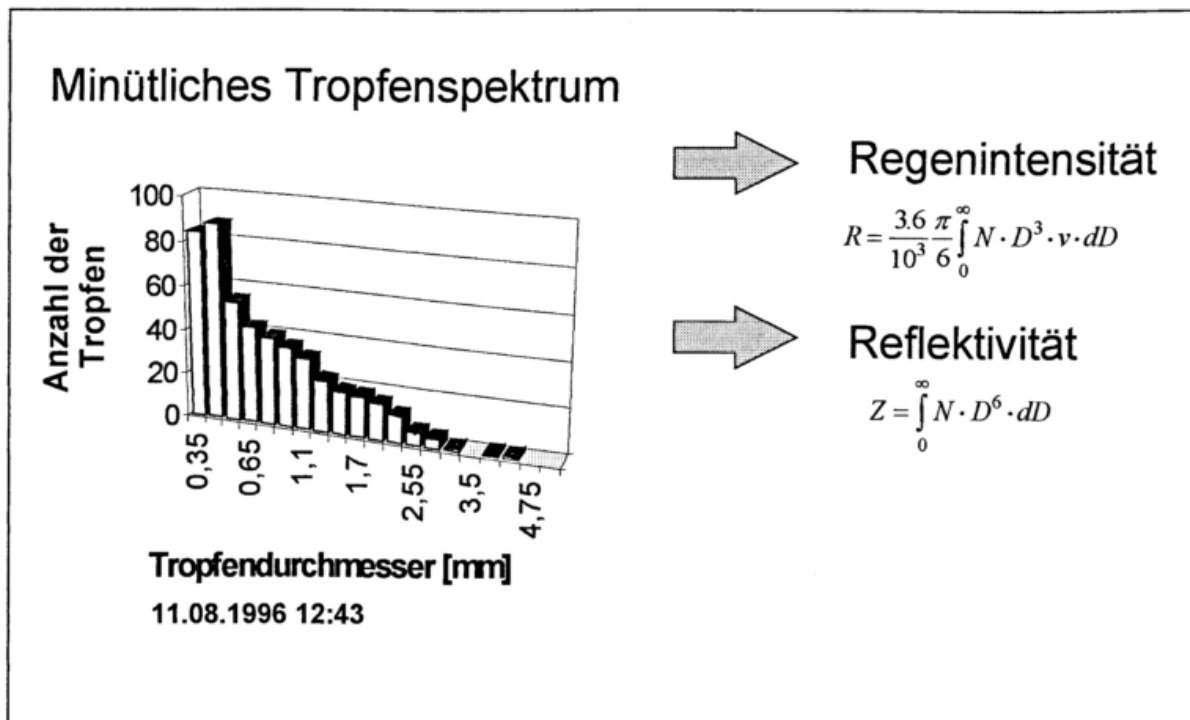


Abb. 2: Beispiel für ein minütliches Tropfenspektrum (aus: Emschergenossenschaft, 1998)

Die Distrometer werden in den Vergleich der ermittelten Regenwerte einbezogen, da sie auch als Regenmengenmeßgeräte fungieren, sogar mit feinerer Auflösung und ohne die sonst üblichen Benetzungsverluste. Darüberhinaus dienen sie besonders der Überprüfung der standardmäßig verwendeten  $R/Z$ -Beziehung und Untersuchungen zur Bedeutung von aktuell veränderlichen  $R/Z$ -Beziehungen.

#### 4 Regenmessung mit Radar und Datenaufbereitung

Die Messung und Datenaufbereitung für Berechnungen in städtische Entwässerungssystemen wird nachfolgend am Beispiel eines X-Band-Radars dargestellt, welches speziell für die Bereitstellung von Regendaten in hoher zeitlicher und örtlicher Auflösung betrieben wird. Die Verwendung der Regendaten für Niederschlag-Abfluß-Berechnungen in einem Steuerungsprojekt wird unter Punkt 5 erläutert.

#### 4.1 Radaranlage

Für die Nahbereichsmessung von Niederschlägen für stadthydrologische Anwendungen wurde das X-Band System ausgewählt, da hier das Verhältnis zwischen Regen- und Festzielechos günstiger ist. Die bei kleinen Wellenlängen auftretende stärkere Dämpfung der ausgesandten Energie durch Niederschläge ist bei der Beschränkung auf den Nahbereich (bis etwa 50 km) noch tragbar, muß aber durch geeignete Verfahren korrigiert werden.

Die Antenne mit Sender und Empfänger ist auf einem 22m hohen Turm montiert, Verarbeitungs- und Auswerterechner sind in einem Container am Fuße des Turms untergebracht. Der Anstellwinkel (Elevation) der Antenne beträgt  $1,2^\circ$  fest, so daß das gemessene Volumen i. d. R. unterhalb der Wolkendecke im fallenden Regen liegt. Durch den verwendeten Öffnungswinkel der Antenne - hier  $1,2^\circ$  - wird die Größe des Meßvolumens festgelegt. Der Öffnungswinkel bestimmt, zusammen mit der für das verwendete Radarsystem eingesetzten Pulsfolgefrequenz von 250 Hz, die Ausdehnung des ausgesandten Radarimpulskegels.

Die Radarmessung erfolgt in einem Vollkreis von  $360^\circ$  innerhalb einer Minute mit Winkelschritten von  $0,5^\circ$ . Die empfangenen Reflektivitäten werden in „Ranges“ von 250 m digitalisiert, wobei über mindestens 16 Pulse integriert wird. Damit ergibt sich eine Auflösung der Radardaten in 720 Radarstrahlen mit einer Schrittweite von 250 m entlang eines jeden Strahls bis zu einer Entfernung von 50 km. In jeder Minute werden somit 144.000 Werte bereitgestellt.

#### 4.2 Festzielbehandlung

Für die Eliminierung der Festziele (Clutter) aus den Flächenniederschlägen sind verschiedene Filtermethoden entwickelt worden. Eine einfache, aber effektive Methode kann mit Hilfe einer Matrix durchgeführt werden, in der die Festziele an ihrem Standort markiert sind. Diese Clutter-Matrix wird während einer Trockenwetterperiode erstellt. Anstatt die Festziel-beeinflußten Radarraster zu ignorieren und die Lücken durch Interpolation zu füllen, wird bei dem im Projekt eingesetzten Filterverfahren eine ausgereifere Methode angewendet (Kammer, 1991), bei der das Verhältnis zwischen den Festziel- und Regenmessungen des X-Band-Radars berücksichtigt wird. Wenn während eines Niederschlagsereignisses die empfangene Reflektivität wesentlich höher als die des Festzielwertes ist, kann der Festzielanteil des empfangenen Signals ignoriert und das Signal insgesamt als vollständiger Niederschlagswert behandelt werden.

Da nasse Festziele eine höhere Reflektivität aufweisen als die in der Trockenperiode definierten Werte, wird bei der Radarmessung während eines Regenereignisses die Clutter-Matrix mit einem definierten Schwellenwert beaufschlagt. Bei der aktuellen Regenmessung wird die auf jedem Strahl in jeder Entfernung gemessene Reflektivität mit der Clutter-Matrix verglichen. Ist der gemessene Wert kleiner oder gleich dem Schwellenwert, wird der Wert ignoriert und ein Reflektivitätswert wird zwischen den nicht Clutter-beeinflußten Meßwerten radial interpoliert. Ist der gemessene Wert größer als der Schwellenwert der Clutter-Matrix, wird diese gemessene Reflektivität wie eine unbeeinflusste Niederschlagsmessung behandelt.

#### 4.3 Dämpfungskorrektur

Eine signifikante Dämpfung des X-Band Radar-Impulses erfolgt hauptsächlich durch Regentropfen, kleinere Teilchen wie Wolkentröpfchen oder Aerosole spielen eine untergeordnete Rolle. Der übliche Ansatz zur Beschreibung der Dämpfung lautet:

$$dP = -2k' P dr \quad (1)$$

Auf der Wegstrecke  $dr$  geht von der eingestrahnten Leistung  $P$  auf dem Hin- und Rückweg (daher Faktor 2) vom Betrag der Anteil  $dP$  verloren. Die Einheit der sogenannten Dämpfungskonstanten  $k'$  ist 1/km. Die Dämpfung kann anhand der Dämpfungskonstanten umgerechnet werden:

$$k = 10 * \log_{10}(e) * k' \quad (2)$$

Noch mehr als bei der R/Z-Beziehung war es, und ist es auch heute noch üblich, sich bei der Bestimmung der Dämpfungskonstanten auf Tabellen oder auf Messungen anderer zu verlassen. Oft werden Beiträge aus den Frühzeiten der Radarmeteorologie, die für einen mittleren Verteilungszustand der Hydrometeore gültig sind, als universal anwendbar angenommen. Die Dämpfung wurde mit der Regenrate parametrisiert. Für die Wellenlänge von 3,2 cm fand Eissing die Beziehung, mit der für das Essener X-Band Radar gerechnet wird (Kammer, 1991):

$$k = 0,0119 * R^{1,063} \quad (3)$$

Da die Beziehung nach Eissing auf den Regenintensitäten aufsetzt, die aus den Reflektivitäten Z unter Berücksichtigung der Z/R-Beziehung, der Festzielbehandlung und der Dämpfungskorrektur gewonnen werden, ist eine iterative Berechnung erforderlich. Fehler bei der Z/R-Beziehung wirken sich daher negativ auf die Berechnung der Dämpfung aus.

Mit der Zielrichtung, die Dämpfungskorrektur direkt in Abhängigkeit von den Reflektivitäten Z zu bestimmen, wurde eine neue Dämpfungskorrektur entwickelt (Johann et al., 1997; Emschergenossenschaft, 1998). Statt der Rayleigh-Approximation wurde die Mie-Theorie für Extinktion und Streuung verwendet und aus den am Standort Hassel gemessenen Tropfenspektrometerdaten der Jahre 1995 und 1996 die Dämpfungsbeziehung

$$k = 1,35 * 10^{-4} * Z^{0,81} \quad (4)$$

ermittelt. Vergleichsrechnungen ergaben, daß diese Dämpfungskorrektur weniger empfindlich reagiert, wenn im Regengeschehen Abweichungen von der angesetzten R/Z-Beziehung auftreten.

#### 4.4 Die R/Z-Beziehung

Um aus den Radarmessungen die Niederschlagsintensität berechnen zu können, ist die Kenntnis der Zusammenhänge zwischen der Radarreflektivität Z und der Regenintensität R erforderlich. Diese Beziehung ist leider weder linear noch einheitlich, sodaß gleiche Reflektivitäten nicht notwendigerweise auch gleiche Intensitäten bedeuten müssen. Üblicherweise wird mit einer mittleren empirischen Funktion gearbeitet:

$$Z = a * R^b$$

Im BMFT-Forschungsvorhaben „Steuerung von Rückhaltebecken und Pumpwerken zum Zwecke der Abflußregulierung und des Gewässerschutzes mittels Nahbereichs-Radarmessung der Niederschläge“ 1985 -1990 (Verworn et al., 1991) hat das Meteorologische Institut der Universität Bonn ausführliche Tropfenspektren - Analysen durchgeführt und eine mittlere R/Z-Beziehung zur Ermittlung der Regenintensität R aus den Reflektivitäten Z für das X-Band Radar Essen ermittelt:

$$Z = 239 * R^{1,6} \quad (5)$$

Diese Gleichung entstand aus einer einfachen Regression der aus den Distrometerdaten ermittelten variablen Regenintensität (R) und Reflektivität (Z).

Die laufend aus den Messungen der Tropfenspektrographen ermittelten Spektren ermöglichen es aber auch, jeweils aktuell eine R-Z-Beziehung zu bestimmen, so daß eine laufende Aneicherung der zur Niederschlagsberechnung eingesetzten R-Z-Beziehung über die Parameter a und b möglich wird. Werden die aus den minütlichen Tropfenspektren abgeleiteten R- und Z-Werte im doppelt-logarithmischen Maßstab aufgetragen, lassen sich a und b durch lineare Regression ermitteln. Voraussetzung ist, daß eine ausreichende Anzahl von R/Z-Wertepaaren im repräsentativen Wertebereich vorliegt.

Für praktische Anwendungen ist es üblich, den Parameter b als konstant vorzugeben und lediglich den Parameter a zu variieren, was zu einer vertikalen Verschiebung der R/Z-Geraden führt. Hierdurch wird zwar verhindert, daß

durch veränderte Steigungen zu große Über- oder Unterschätzungen in den Randbereichen auftreten, Extrapolationen über den Bereich der Meßwerte hinaus sind jedoch auch hier problematisch. Auch bei der Parallelverschiebung besteht die Möglichkeit, daß sehr hohe und niedrige Regenintensitäten über- oder unterschätzt werden.

Für extrem hohe und niedrige Regenintensitäten liefert die mittlere R/Z-Beziehung aber stets gute Werte. Zur online-Aneicherung der R/Z-Beziehung bietet sich daher der Einsatz einer polynomischen Funktion zweiten Grades an, die auf den logarithmierten R- und Z-Werten gründet (Emschergenossenschaft, 1998). Diese Funktion wird allerdings an zwei festen Punkten verankert, die auch die sonst verwendete lineare R/Z-Beziehung durchläuft. Als unterer fester Punkt wurde  $\text{dBZ} = 10$  mit der dazugehörigen Regenintensität ( $R = 0,137 \text{ mm/h}$ ) gewählt. Als oberer Fixpunkt wurde die höchste vom Radar zu messende Regenintensität  $R = 275 \text{ mm/h}$  mit entsprechendem Reflektivitätswert festgelegt. Die polynomische Funktion wird derart angepaßt, daß sie durch diese Punkte geht (Abb.3).

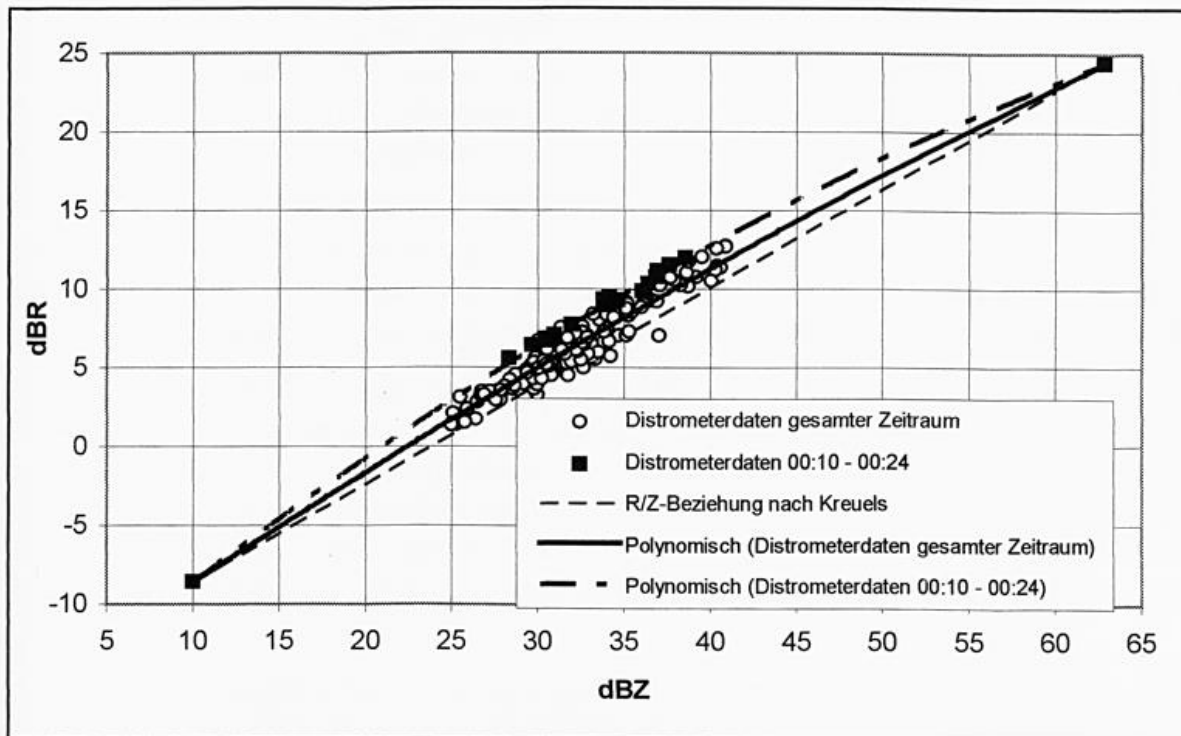


Abb. 3: dBZ- und dBR-Werte aus Distrometermessung und Regressionslinien für das Ereignis vom 12./13.08.1996 (aus: Emschergenossenschaft, 1998)

In Abb. 3 sind exemplarisch die polynomischen Funktionen zweiten Grades für das gesamte betrachtete Zeitkontinuum des Ereignisses und für einen 15 min-Abschnitt dargestellt. Die polynomischen Funktionen treffen die R/Z-Beziehung gut und das Ziel, einer Überschätzung der Regenintensitäten bei eventuell auftretenden hohen oder niedrigen Reflektivitäten vorzubeugen, ist erreicht.

Im Steuerungs-Projekt wurde mit dieser konstanten R/Z-Beziehung gearbeitet. Eine online-Variation der R/Z-Beziehung wurde zu Vergleichs- bzw. Forschungszwecken durchgeführt und wies Verbesserungen gegenüber der konstanten, durchaus befriedigenden R/Z-Beziehung auf. Aus Gründen der Datenhomogenität und fehlender Möglichkeiten für umfangreiche online-Analysen wurde die online-Variation der R/Z-Beziehung bisher aber nicht in den laufenden operationellen Betrieb übernommen.

#### **4.5 Bereitstellung der Radar-Regendaten**

Die vom Radar gemessenen Reflektivitäten werden nach den zuvor beschriebenen Verfahren aufbereitet und stehen dann als Regenintensitäten in mm/h in Polar-Koordinaten zur Verfügung. Für die weitere Verarbeitung ist es jedoch günstiger, wenn die Regendaten für Flächenelemente gleicher Größe in karthesischen Koordinaten bereitgestellt werden. Zur Beschränkung des Datenumfanges werden die Daten nicht in mm/h dargestellt, sondern in 128 Klassen unterteilt. Auf diese Weise umfaßt ein Datensatz für eine Minute und die Fläche von 80x80 km insgesamt 25600 Byte. Diese Datensätze stehen jeweils rund 4 sec. nach Ende des Vollkreis-Scans am Verarbeitungsrechner zur Verfügung und können von dort an die Stellen der Weiterverarbeitung übertragen werden.

#### **5 Verfahren zur Erstellung von kurzfristigen Niederschlagsprognosen**

Für Abflußberechnungen und Entscheidungsfindungs- bzw. Abflußsteuerungsprogramme stellt die Kenntnis des Gebietsniederschlags die zentrale Informationsgröße dar. Das angesprochene X-Band-Radarsystem erfaßt den Gebietsniederschlag flächendeckend, online, in hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung. Das durch die N-A-Modelle simulierte Abflußgeschehen ist der entscheidende Eingangsparameterdatensatz für die verwendeten Abflußsteuerprogramme.

Die Möglichkeiten, steuernd in das Abflußgeschehen einzugreifen, werden erheblich vergrößert, wenn die in naher Zukunft zu erwartenden Niederschläge - und die sich daraus ergebenden Abflüsse - im voraus bekannt sind. Daher kommt den Kurzfrist-Vorhersagen bezüglich des Niederschlagsgeschehens besondere Bedeutung zu.

Für eine Niederschlagsprognose im Rahmen von 10 - 120 Minuten stellen die Daten des X-Band-Radars aufgrund ihrer kleinräumigen Auflösung einen hervorragenden Input dar. Die im Projekt gewählte Umlaufzeit für das Radar von einer Umdrehung pro Minute, bietet für das entwickelte Vorhersage-Programm eine sehr günstige Datendichte. Aufgrund dieser hohen Datendichte, bedingt durch den geringen zeitlichen Abstand der Datensätze, ist die Veränderung der Niederschlagszellen von zwei aufeinanderfolgenden „Scans“ klein. Hierdurch ist auch bei der Extrapolation des gemessenen Niederschlags wegen der relativ kleinen Eingangsfehlerquote der mögliche Gesamtfehler gering.

Das im Projekt entwickelte Prognosemodell (Redder, 1997; Emschergenossenschaft, 1998) ist den Modellen, die ein Auffinden der Zellen anstreben (sogenanntes „Tracking-Verfahren“), zuzurechnen. Grundlage für die Bestimmung vorhergesagter Regendaten sind zwei zuvor gemessene Radardatensätze, sowie - soweit vorhanden - ermittelte Zugrichtungen aus dem Vergleich zweier Radarscans, die für die jeweils älteren dieser beiden Regendatensätze erfaßt wurden. Zur Bestimmung der vorhergesagten Regendaten werden dann zunächst die Zugrichtungen der jüngeren der beiden Radardatensätze ermittelt:

Soweit vorhanden, werden die Zugrichtungsgebiete der älteren Radardaten als potentielle Zugrichtungsgebiete der jüngeren Radardaten übernommen. Dabei wird zweckmäßigerweise die zu erwartende Verschiebung der Zugrichtungsgebiete dem zeitlichen Abstand dieser Radardaten entsprechend berücksichtigt.

Anschließend werden die Punkte markiert, die über einem zuvor ermittelten Grenzwert liegen. Die so markierten Punkte werden zu zusammenhängenden Teilgebieten zusammengefaßt, indem überprüft wird, ob mindestens eine Kante des betrachteten Radarpixels mindestens eine gemeinsame Kante mit einem benachbarten Radarquadrat hat. Die so markierten Radarquadrate werden von einem möglichst engen, die äußeren Pixel einfassenden Rechteck umschlossen, und als ein Niederschlagssteilgebiet gekennzeichnet. Diese Methode ermöglicht ein schnelles und effektives Auffinden von Niederschlagsgebieten. Weiterhin wird durch diese mathematisch, bzw. programmtechnisch umgesetzte Methode ermöglicht, daß die erfaßten Niederschlagsgebiete auch gemeinsame, sich überlappende Bereiche aufweisen können.

Der Korrelationskoeffizient  $K$  für ein bestimmtes Gebiet wird wie folgt berechnet:

$$K = \frac{\int_{y=y_{\min}}^{y_{\max}} \int_{x=x_{\min}}^{x_{\max}} k(x,y) dx dy}{(x_{\max} - x_{\min})(y_{\max} - y_{\min})}$$

wobei  $x_{\min}$ ,  $x_{\max}$ ,  $y_{\min}$  und  $y_{\max}$  die Koordinaten der Gebiete bezeichnen.

Der Korrelationskoeffizient  $k(x,y)$  für einen einzelnen Punkt  $(x,y)$  lautet

$$k(x,y) = \begin{cases} 1 - \frac{r(t_2, x, y) - r(t_1, x - \Delta x, y - \Delta y)}{r(t_2, x, y)} & \text{für } 0 < r(t_1, x - \Delta x, y - \Delta y) \leq r(t_2, x, y) \\ 1 - \frac{r(t_1, x - \Delta x, y - \Delta y) - r(t_2, x, y)}{r(t_1, x - \Delta x, y - \Delta y)} & \text{für } 0 < r(t_2, x, y) \leq r(t_1, x - \Delta x, y - \Delta y) \\ 1 & \text{für } 0 = r(t_2, x, y) = r(t_1, x - \Delta x, y - \Delta y) \\ 0 & \text{sonst} \end{cases}$$

hierbei gilt:

$r(t, x, y)$  bezeichnet den Regen für das Gebiet  $(x, y)$  und der Zeit  $t$

$t_1, t_2$  bezeichnen die Zeit

$\Delta x, \Delta y$  bezeichnen den Offset - die Bewegung - der verglichenen Gebiete.

Die Wahl des geeigneten Grenzwertes bewirkt darüber hinaus, daß die Anzahl der ermittelten Teilgebiete so begrenzt wird, daß eine eindeutige Zugrichtungsbestimmung ermöglicht wird. Hierdurch wird auch die Möglichkeit geschaffen, bei der Betrachtung der jeweiligen Zugrichtung der sich überschneidenden Niederschlagsteilgebiete auch eine im Niederschlagsereignis eintretende Teilung einer Regenzelle in mehrere Zellen zu erfassen und unterschiedliche Zugrichtungen dieser einzelnen Niederschlagszellen zu berücksichtigen. Dies ist ein wesentlicher Vorteil gegenüber den bestehenden Modellen.

Nun werden alle potentiellen Zugrichtungsgebiete eliminiert, welche nicht mindestens eine Kantenlänge von 16 Radarquadraten aufweisen. Bei solchen Gebieten handelt es sich entweder um Störimpulse (Festziele, Flugzeuge, etc.) oder um äußerst kleine Niederschlagszellen. Durch dieses Ausblenden sehr kleiner Niederschlagszellen werden sowohl die Verarbeitungsgeschwindigkeit der Niederschlagsvorhersage erhöht, als auch falsche bzw. nicht eindeutige Zugrichtungsinformationen unterdrückt. Diesen Gebieten wird bei der Niederschlagsvorhersage unter Berücksichtigung der allgemeinen Zugrichtung, die Zugrichtung der benachbarten Teilniederschlagsgebiete zugeordnet.

Anschließend wird versucht, die potentiellen Zugrichtungsgebiete der jüngeren Radardaten mit gleich großen Teilgebieten der älteren Radardaten zur Übereinstimmung zu bringen, um so die Zugrichtungen und -geschwindigkeiten der erkannten Niederschlagszellen zu bestimmen.

$$\alpha = \text{atan} \frac{\Delta y}{\Delta x}$$

$$v = \frac{\sqrt{\Delta x^2 + \Delta y^2}}{t_2 - t_1}$$

Liegen die Zugrichtungen der älteren Radardaten vor, geben diese Informationen den Ausgangspunkt vor, an welchem Punkt in dem neuen Datensatz mit der Überprüfung der Übereinstimmung der jeweiligen Teilgebiete begonnen wird. Wird keine Übereinstimmung von mindestens 75 Prozent (Mittelwert der Übereinstimmungen der einzelnen Niederschlagsintensitäten) erreicht, wird das jeweilige potentielle Zugrichtungsgebiet deaktiviert und für neue Teilniederschlagsgebiete freigegeben.

Die verbliebenen potentiellen Zugrichtungsgebiete bilden die ermittelten Zugrichtungen der jüngeren Radardaten. Die Zugrichtung und -geschwindigkeit, welche den einzelnen Niederschlagsgebieten zugeordnet werden, ergeben sich aus dem räumlichen Abstand der übereinstimmenden Teilgebiete in Relation zum zeitlichen Abstand der Radardaten. Die zu erwartende Intensitätszunahme oder -abnahme resultiert aus einem Vergleich der Mittelwerte der Niederschlagssummen für die jeweiligen gesamten Teilgebiete.

Als Maßstab für die Zuverlässigkeit dient der Grad der Übereinstimmung der jeweiligen Teilgebiete in Verbindung mit der Übereinstimmung der neu ermittelten Attribute mit den Attributen benachbarter Zugrichtungsgebiete und den Attributen der Zugrichtungsgebiete der älteren Radardaten. Auch hier werden nochmals unsichere Zugrichtungsgebiete aus der Betrachtung der Vorhersage ausgeklammert. Nach der Bestimmung der Zugrichtungen der jüngeren Radardaten werden die vorhergesagten Radardaten durch Verschiebung der einzelnen Niederschlagspunkte ermittelt. Die Distanz der Verschiebung jedes einzelnen Niederschlagspunktes ergibt sich aus der Zugrichtung und -geschwindigkeit des nächstliegenden Zugrichtungsgebietes. Die ermittelte relative Veränderung der Intensitäten wird dann auf die einzelnen Radarquadrate angewendet, indem im vorhergesagten Datensatz die einzelnen Pixel um diesen Wert verändert werden. Durch die Berücksichtigung der Veränderungen der vergangenen jeweiligen 30 Minuten wird ein sprunghaftes Verhalten des Änderungsparameters verhindert. Weiterhin ist für die fünf Intensitätsbereiche ein maximal zulässiger Anstieg definiert, der die Zunahme der Niederschlagswerte in der Vorhersage begrenzt, um eine Überschätzung der zukünftigen Niederschläge zu verhindern.

## **6 Verwendung der Radar-Regendaten für die Abflußsteuerung**

### **6.1 Modellkonzept für die vorausschauende Verbundsteuerung**

Für eine vorausschauende Verbundsteuerung müssen die Zustände im Entwässerungssystem sowohl für den jeweiligen aktuellen Zustand als auch für einen definierten Vorhersagezeitraum bekannt sein. Die Zustandsgrößen können je nach Fragestellung und Zielsetzung Wasserstände, Durchflüsse, Schalt- oder Lagezustände von Pumpen und Schiebern, aber auch Kennwerte für den Gütezustand bzw. den Verschmutzungsgrad sein. Die aktuellen Werte lassen sich mit vertretbarem Aufwand nicht vollständig von Meßgeräten erfassen, eine Ergänzung durch Simulation der Niederschlag-Abfluß-Prozesse im Entwässerungssystem ist somit unumgänglich, wenn man sich nicht auf eine einfache Extrapolation der gemessenen Werte beschränken will.

Das Modellkonzept zur vorausschauenden Verbundsteuerung (Emschergenossenschaft, 1998) umfaßt daher folgende Bausteine:

- Regenvorhersage
- Mitsimulation der Niederschlag-Abfluß-Prozesse
- Vorausberechnung der Niederschlag-Abfluß-Prozesse
- Filterung der Zustandsgrößen
- Entscheidungsfindung

Die Regenvorhersage ist schon in Kap. 5 behandelt, die nachfolgenden Ausführungen beziehen sich auf die Berechnungen der Niederschlag-Abfluß-Prozesse, während auf die Filterung der Zustandsgrößen und die Entscheidungsfindung hier nicht näher eingegangen wird. Einzelheiten hierzu sind im Schlußbericht zu dem Projekt „Abflußsteuerung unter Verwendung radargemessener Niederschläge“ (Emschergenossenschaft, 1998) zu finden.

Die Niederschlag-Abfluß-Berechnungen werden auf der Basis des Simulationsmodells HYSTEM/EXTRAN durchgeführt. Für die hochaufgelösten Radar-Regendaten wurde die Modellvariante HYSRAD verwendet. Das Modell EXTRAN wurde um eine Schnittstelle zur Ausgabe von Zustandswerten und zur Übernahme aktueller Sollwerte erweitert. Alle Modelle wurden so modifiziert, daß sie kontinuierlich unter Echtzeitbedingungen laufen können.

## 6.2 Das Oberflächenabflußmodell HYSRAD

HYSRAD berechnet den Oberflächenabfluß, wobei sowohl für die undurchlässigen als auch für die durchlässigen Flächen die Teilkomponenten Abflußbildung (wieviel des gefallenen Niederschlags kommt zum Abfluß?) und Abflußkonzentration (in welcher zeitlichen Verteilung trifft der Abfluß am Übergabepunkt in das Entwässerungssystem ein?) behandelt werden. Alle Berechnungen erfolgen haltungsweise. Der Haltung als Entwässerungsabschnitt zwischen zwei Knoten wird jeweils ein Teilgebiet zugeordnet. Tatsächliche Haltungen können in einem Grobnetz zu größeren fiktiven Haltungen zusammengefaßt werden.

HYSRAD kann für jedes Teileinzugsgebiet unterschiedliche Regenbelastungen berücksichtigen. Es wird vorausgesetzt, daß die Regendaten für Quadrate im kartesischen Koordinatensystem vorliegen. Für jede Haltung wird aufgrund der Koordinaten der beiden Knoten festgelegt, welche Regenquadrate berücksichtigt werden müssen. Bei mehreren maßgeblichen Quadraten wird dann in HYSRAD der mittlere Regen über alle zu berücksichtigenden Quadrate gebildet. Bei den meist kleinen Teileinzugsgebieten in urbanen Systemen überwiegt der Fall, daß für ein Teileinzugsgebiet nur ein Regenquadrat maßgeblich ist. Innerhalb eines Regenquadrates befinden sich meist mehrere Haltungen, deren Teileinzugsgebiete dann mit dem gleichen regen beaufschlagt werden.

## 6.3 Das Abflußtransportmodell EXTRAN

EXTRAN ist ein eindimensionales hydrodynamisches Kanalnetzmodell mit explizitem Lösungsalgorithmus für das vollständige St. Venant'sche Gleichungssystem unter Berücksichtigung verschiedenartiger Sonderbauwerke. Hierdurch lassen sich auch komplizierte Abflußzustände wie Fließumkehr oder Druckabfluß detailliert nachbilden. EXTRAN übernimmt die von HYSRAD berechneten Oberflächenabflüsse als Zuflüsse zu den Knoten und berechnet die Transportvorgänge im Kanal in Form von Wasserständen an den Knoten sowie Durchflüssen und Fließgeschwindigkeiten in allen Haltungen. Einzelheiten zu den Berechnungsverfahren und Lösungsalgorithmen sind in FUCHS et al. (1993) enthalten.

## 6.4 Besonderheiten für den Steuerbetrieb

Zur Berücksichtigung von Steuerungsentscheidungen, d.h. neuen Sollwerten für die Regelorgane, müssen im Transportmodell die Randbedingungen und Kennwerte der Sonderbauwerke während der laufenden Simulation veränderbar sein. So muß z.B. bei einer überströmten beweglichen Wehrschwelle die Höhe der Wehroberkante den jeweils aktuellen Sollwerten angepaßt werden können. Bei Pumpen müssen die Ein- und Ausschaltunkte, die Förderleistung oder die Punkte der Kennlinie während der Simulation neu gesetzt werden können.

Für die Übergabe der jeweils berechneten Zustandsgrößen und des Abflußgeschehens an das Entscheidungsfindungsmodell und für die Übernahme der dort ermittelten und an die Steuerorgane weitergegebenen Sollwerte ist ein anwendungsorientiertes Interface in Form eines Unterprogramms entwickelt worden (Emschergenossenschaft, 1998). Art und Umfang der Kommunikation mit EXTRAN können dort ebenso frei konfiguriert werden wie die Aufbereitung der Ergebnisdaten und Sollwerte.

Die Fähigkeit, „on-line“ zu rechnen, bedeutet, daß die gerade jetzt aktuellen Verhältnisse berücksichtigt werden. Die Niederschlag-Abfluß-Modelle wurden daher so modifiziert, daß die Berechnungen immer nur für den gerade verfügbaren Input durchgeführt werden, danach warten die einzelnen Programme, bis die nächsten Regendaten (oder Abflußdaten oder Sollwerte) bereitstehen.

Die Mitsimulation der aktuellen Niederschlag-Abfluß-Prozesse ist erforderlich, da nicht an allen für die Steuerungsentscheidungen relevanten Stellen Meßwerte vorhanden sind. Die Datenbasis für die Steuerungsentscheidungen wird auf diese Weise vergrößert und verbessert, da die Simulationsergebnisse gemeinsam mit den Meßwerten betrachtet werden und mit diesen abgeglichen und rückgekoppelt werden. Ein weiterer Grund für die Mitsimulation

besteht darin, jeweils die vollständigen Daten des aktuellen Systemzustandes zur Verfügung zu haben, um auf dieser Basis Vorhersageberechnungen durchführen zu können.

Die Modelle zur Vorhersageberechnung von Niederschlag-Abfluß-Prozessen entsprechen in ihren Algorithmen und dem Datenumfang genau denen der Mitsimulation. Es ist damit sichergestellt, daß die Vorausberechnung genau die gleichen Ergebnisse liefern würde wie die Mitsimulation, wenn die vorhergesagten Regendaten vollständig mit der dann eintreffenden Realität übereinstimmen würden. Die Vorausberechnungen werden jeweils nur für die aktuelle Vorhersage und die daraus abzuleitenden Steuerungsentscheidungen benötigt. Für eine neue Vorausberechnung zum nächsten Vorhersagezeitpunkt werden die zuvor berechneten Daten nicht mehr benötigt, vielmehr muß wieder auf dem dann aktuellen Systemzustand aufgesetzt werden.

### 6.5 Simulationsrechnungen im on-line - Betrieb

Die Realisierung der Vorausberechnungen erfolgt in einem parallel zur Mitsimulation ablaufenden Modell. Die Darstellung in Abb. 4 zeigt den in durchgezogenen Linien gekennzeichneten Datenfluß und die Wartezeit der Programme (Schlangenlinien). Nachdem neue Regendaten vorliegen, starten zunächst die N-A-Berechnungen der Mitsimulation. Das Vorausberechnungsmodell wartet, bis sowohl der aktuelle Systemzustand als auch die vorhergesagten Regendaten zur Verfügung stehen, um dann die N-A-Prozesse über den gesamten Vorhersagezeitraum zu berechnen und die benötigten Daten bereitzustellen.

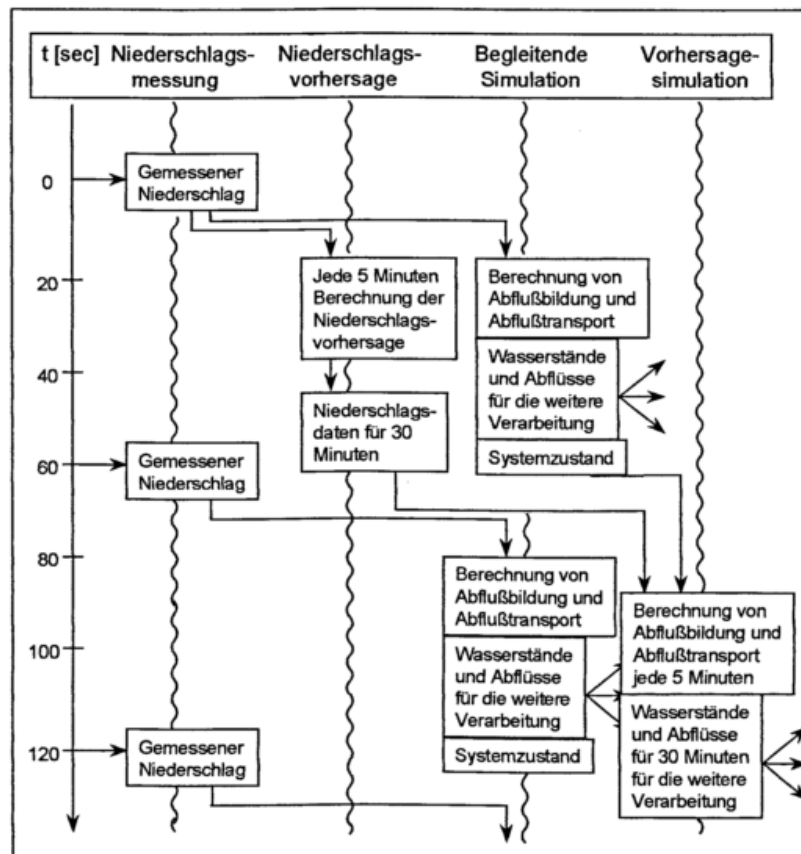


Abb. 4: Schema des zeitlichen Ablaufs bei der on-line Simulation

Die Realisierung von Mitsimulation und Vorausberechnung in zwei getrennten Modulen hat den Vorteil, daß die Aufgaben der Programme klar voneinander abgegrenzt sind und die Berechnungen von Mitsimulation und Vorhersage, sofern dies erforderlich ist, zeitparallel laufen können.

### 6.6 Zeitliche Abläufe

Der zeitliche Ablauf von der Radar-Regenmessung bis zum Beginn der Entscheidungsfindung ist in Abb. 5 dargestellt. Es ist angegeben, wieviel Zeit für Datenerfassung, Datenaufbereitung, den Transfer der Regendaten und die Simulationsberechnungen benötigt wird. Minütlich werden die Radardaten als Reflektivitäten auf die SUN-Workstation übernommen, zu Regendaten umgerechnet und an das Kontrollzentrum übertragen. Die Simulation der Abflußprozesse aufgrund dieser Regendaten benötigt nur wenig Zeit, sodaß schon weniger als 20 sec nach Abschluß des Vollkreis-Scans der komplette Systemzustand zur Verfügung steht, sogar noch einige Minuten früher, bevor er tatsächlich eintritt.

t (sec)	
0	0°
30	180°
60	360°
Vollkreis Radar scan 0.5° Schrittweite (Azimuth), 250 m gates, 50 km Entfernung	
5	Datentransfer zur SUN workstation (144 kbyte), Datenaufbereitung (Festziel-Behandlung, Dämpfungskorrektur, Transformation ins karthäische Koordinatensystem, Klassifizierung)
10	Datentransfer zum Kontrollzentrum (ISDN Standleitung)
	On-line   Vorhersage (alle 5 Minuten)
	t (sec)
< 1	Oberflächenabfluß-Berechnungen (HYSRAD-O)   15 - 35   Regenvorhersage für 30 Minuten (WRIP)
< 4	Hydrodynamische Simulation der Abflußprozesse (EXTRAN-O, 400 Elemente, Zyklus-Zeit = 1 sec)   70 - 90   Oberflächenabfluß- (HYSRAD-F) und Transportberechn. (EXTRAN-F) für 30 Minuten
< 20 Sekunden   100 - 140 Sekunden nach der Radardaten-Erfassung:	
Abflüsse und Wasserstände (on-line, für 30 Minuten) verfügbar für:	
- Graphische Darstellung und Überwachung - Entscheidungsfindung für Steuerung	

Abb. 5: Zeitlicher Ablauf der Prozesse und Berechnungen

Alle 5 Minuten werden die Vorausberechnungen gestartet. Die Vorhersage des Regengeschehens für etwa 30 min beginnt, sobald die aktuellen Regendaten verfügbar sind und läuft parallel zu den Niederschlag-Abfluß-Simulationen. Die Ergebnisse der Berechnungen mit HYSRAD-O und EXTRAN-O werden von HYSRAD-F und EXTRAN-F übernommen, und sobald die vorhergesagten Regendaten verfügbar sind, werden die Niederschlag-Abfluß-Simulationen für den Vorhersagezeitraum durchgeführt, wofür weitere 70 bis 90 Sekunden erforderlich sind. Etwa 2 Minuten nach Abschluß der Radar-Messungen stehen alle Eingangsdaten für die Entscheidungsfindung zur Verfügung, und es dauert dann noch etwa 10 bis 15 sec, bis die neuen Sollwerte an die Steuerelemente übertragen werden können.

## 7 Literatur

- Emschergenossenschaft (1998): Abflußsteuerung unter Verwendung radargemessener Niederschläge. Schlußbericht zu dem vom Ministerium für Umwelt, Raumordnung und Landwirtschaft Nordrhein-Westfalen geförderten F+E-Vorhaben, Eigenverlag
- Fuchs, L., C. Scheffer, H.-R. Verworn (1993): Kanalnetzberechnung - Modellbeschreibung des Modells HY-STEM/EXTRAN Version 5.1. Institut für technisch-wissenschaftliche Hydrologie, Hannover
- Johann, G., A. Redder, H.-R. Verworn (1997): Aspects of high resolution radar data processing for urban applications in real time. XXII General Assembly European Geophysical Society, April 1997, Vienna
- Joss, J., A. Waldvogel (1967): Ein Spektrograph für Niederschlagstropfen mit automatischer Auswertung. *Pure and Applied Geophys.*, 68, 240-246
- Kammer, A. (1991): A low cost X-band radar system designed for the use in urban hydrology. Preprints, 25<sup>th</sup> Conf. on Radar Meteor., Amer. Meteor. Soc., Paris, 1991
- Kreuels, R. K. (1988): Repräsentativität und Genauigkeit von Regenmeßsystemen. *Zeitschr. f. Stadtentwässerung und Gewässerschutz*, H.4
- Redder, A. (1997): A short term forecast procedure for minutely radar data. XXII General Assembly European Geophysical Society, April 1997, Vienna
- Verworn, H.-R., L. Breuer, A. Kammer, R. K. Kreuels, M. Semke (1991): Steuerung von Rückhaltebecken und Pumpwerken zum Zwecke der Abflußregulierung und des Gewässerschutzes mittels Nahbereichs-Radarmessung der Niederschläge. Abschlußbericht zum gleichnamigen BMFT-Forschungsvorhaben, Inst. f. Wasserwirtschaft, Universität Hannover

# Millimeterwellen-Radargeräte zur Wolkenfernerkundung

Markus Quante

*GKSS Forschungszentrum  
Institut für Atmosphärenphysik  
21502 Geesthacht*

## ABSTRACT

Stratiform clouds cover large areas of the Earth and therefore dominate the radiation- and energy balance of our planet. The detection of these clouds and the determination of their geometrical structure and microphysical quantities is of great interest for studies of the cloud-radiation interaction. Since stratiform clouds mainly consist of small water and/or ice particles, they are not easy to detect by conventional meteorological radar systems. In recent years improvements in millimeter wave technology have allowed the development of radars with sufficient power for the detection of thin clouds and for the penetration of several cloud layers. Current instruments operate at either 8 mm (35 GHz) or 3 mm (94 GHz). Here, an overview is provided and, as an example, the 95 GHz cloud radar of GKSS is described in more detail. For further studies an extended reference list is attached.

## ZUSAMMENFASSUNG

Stratiforme Wolken bedecken große Teile der Erde und beeinflussen somit dominant den Strahlungs- und Energiehaushalt unseres Planeten. Die Erfassung dieser Wolken inklusive ihrer geometrischen Strukturen und mikrophysikalischen Eigenschaften ist für die Erforschung der Wolken- und Strahlungswechselwirkung von großem Interesse. Da stratiforme Wolken überwiegend aus relativ kleinen Wasser- und/oder Eisparkeln bestehen, ist ihre Detektierung durch konventionelle, meteorologische Radargeräte nicht in zufriedenstellender Auflösung möglich. Fortschritte in der Millimeterwellentechnik haben in den letzten Jahren die Entwicklung von Radargeräten mit genügend großer Leistung erlaubt, deren Empfindlichkeit ausreicht. Die in Betrieb befindlichen Systeme arbeiten bei entweder 8 mm (35 GHz) oder 3 mm (94 GHz). Hier wird ein Überblick geliefert und beispielhaft das 95 GHz Wolkenradar der GKSS vorgestellt. Zum weiterem Studium ist ein ausführliches Literaturverzeichnis angefügt.

## 1. Einleitung

### 1.1 Wissenschaftlicher Hintergrund

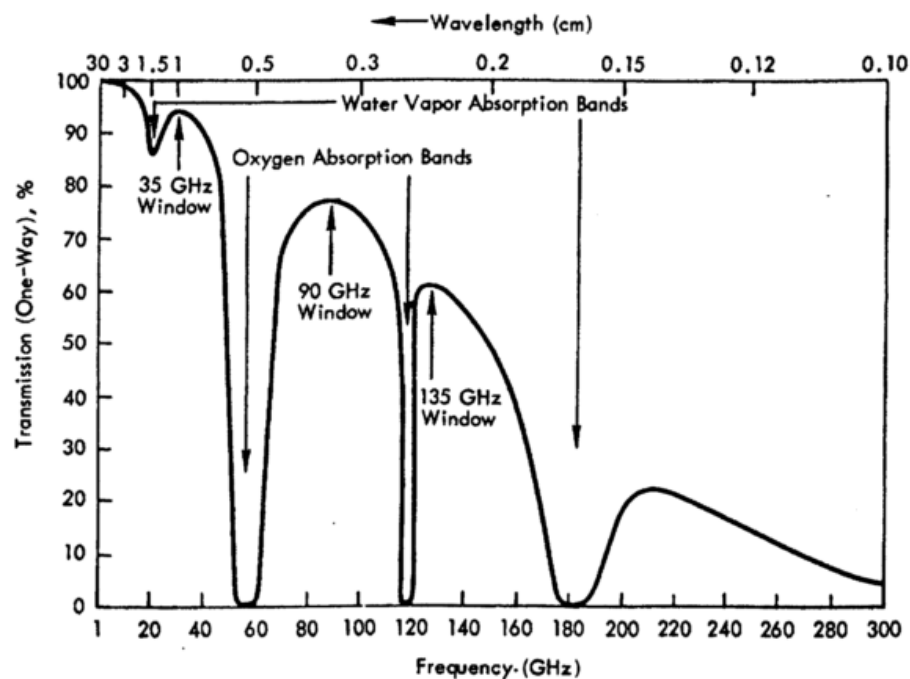
Das Klima der Erde wird wesentlich durch die Verteilung der Wolken in der Atmosphäre beeinflusst (Chahine, 1992). Sie modulieren den Strahlungs- und Energiehaushalt und sind eine wichtige Komponente im globalen Wasserkreislauf (z.B. Arking, 1991; Raschke, 1993). Sowohl die einfallende und reflektierte solare Strahlung wie auch die das System verlassende terrestrische Strahlung wird auf ihrem Weg durch die Atmosphäre häufig durch Wolken modifiziert, wobei der mittlere, globale Bedeckungsgrad von 60 % überwiegend von den stratiformen Wolkenfeldern, hier insbesondere Cirrus und mariner Stratocumulus herrührt. Im kurzwelligen, solaren Bereich dominiert die Reflexion, die im Mittel zu einer Abkühlung durch Wolken führt, im längerwelligen, terrestrischen Strahlungsbereich ist es die Absorption, die einen Teil der Strahlungsenergie in der Atmosphäre zurückhält. Im jetzigen Klima weisen die Wolken netto einen leicht abkühlenden Effekt auf (Ramanathan et al., 1989). Da sie aber in komplexe Rückkopplungsschleifen eingebunden sind, ist ihre Rolle in einem veränderten Klima noch ungewiß. In den globalen Zirkulationsmodellen (GCMs), die zur Klimavorhersage benutzt werden, sind die Wolkeneffekte noch nicht zufriedenstellend repräsentiert (Cess et al, 1996). Verbesserte Kenntnisse zur dreidimensionalen, großskaligen Verteilung der Wolken wie auch ihres Lebenszyklusses und der damit verbundenen

Prozesse auf kleiner Skala sind für die Weiterentwicklung von Parameterisierungsansätzen von besonderer Bedeutung. Dazu sind bodengebundene und satellitengetragene aktive Fernmeßverfahren erforderlich.

## 1.2 Entwicklung und Einsatz von Millimeterwellen-Radargeräten

Radaruntersuchungen von Wolken und Niederschlag wurden bis zu Beginn der 80-er Jahre zum größten Teil mit Geräten durchgeführt, die bei einer Wellenlänge, die größer als 1.25 cm ist, arbeiten. Solche Radargeräte können Partikel mit einer typischen Größe um 100  $\mu\text{m}$  mit ausreichender Auflösung erfassen. Viele Wolken, insbesondere die stratiformen Wolken, bestehen aber aus sehr vielen, kleineren Wassertröpfchen oder Eiskristallen. Da in Rayleigh-Näherung die rückgestreute Leistung umgekehrt proportional zur vierten Potenz der Wellenlänge ist, besteht eine Möglichkeit kleinere Partikel zu detektieren darin, kürzere Wellenlänge zu verwenden, insbesondere kommen hier die Millimeterwellen in Frage. In diesem Wellenlängenbereich ist der Einsatz von Radargeräten durch die atmosphärische Absorption (Sauerstoff und Wasserdampf) im wesentlichen auf zwei Fensterregionen beschränkt, ein Fenster existiert bei ungefähr 8.6 mm (35 GHz, Ka-Band) das andere um 3.2 mm (94 GHz, W-Band). Abbildung 1 zeigt die Transmission (ein Weg) im Mikro- und Millimeterwellenbereich vertikal durch die Atmosphäre unter Standardbedingungen.

Die Signaldämpfung durch Wasserdampf und Hydrometeore beeinflusst den Wellenlängenbereich von 8 bzw. 3 mm recht unterschiedlich. In Tabelle 1 sind entsprechende Dämpfungskoeffizienten wiedergegeben. Es ist zu ersehen, daß bei entsprechend hohen Feuchten der Meßbereich für die Geräte eingeschränkt wird. Diese Signaldämpfung ist bei 8-mm nicht so stark ausgeprägt wie bei 3-mm, dies wird aber zum Teil durch erhöhte



**Abb. 1:** Prozentuale Transmission vertikal durch die Atmosphäre im wolkenfreien Fall (Ulaby et al., 1981).

Rückstreumplituden wieder ausgeglichen. Niederschläge beeinträchtigen insbesondere die Anwendung von 95-GHz-Systemen. Ein Zusammenstellung der Dämpfungseinflüsse auf die Millimeterwellenausbreitung ist bei Brussaard und Watson (1995) zu finden. Tabelle 2 vergleicht relative Rückstreumplituden in Rayleigh-Näherung für unterschiedliche Wellenlängen (Frequenzen). Es zeigt sich, daß Millimeterradargeräte mit Spitzenleistungen arbeiten können, die Größenordnungen unterhalb derer von Mikrowellensystemen liegen, um die gleiche Sensitivität bezüglich der Wolkenpartikelstreuung zu erlangen. In Nebeneinanderstellung werden in Tabelle 2 auch die erforderlichen Antennendurchmesser zum Erlangen einer Halbwertsbreite von  $1^\circ$  angegeben. Millimeterantennen können demnach auch sehr kompakt gebaut werden.

Ein großer Vorteil von kurzwelligen (mm) Radargeräten gegenüber längerwelligen ist der geringe Einfluß von Bodenechos (Clutter) auf die Signale, was es erlaubt, auch auf kurzen Entfernungen hochaufgelöst Wolken geringer Reflektivität zu erfassen. Kropfli und Kelly (1996) präsentieren entsprechende Vergleichsrechnungen für C-, X-, Ka- und W-Band Systeme. Bei den heute realisierbaren Sensitivitäten spielen Echos von Brechungsindexfluktuationen (Bragg-Streuung) für Millimeterradargeräte keine Rolle (z.B. Hardy und Gage, 1990; Mead et al., 1994; Kropfli und Kelly, 1996), so daß man im Gegensatz zu den empfangenen Signalen bei längerwelligen Geräten fast immer von Partikelrückstreuung ausgehen kann. Allerdings sind Einschränkungen bei der Interpretation der Daten mit Hilfe der Rayleigh-Streuung zu machen. Lhermitte (1990) hat als Grenzwerte für den Durchmesser zur Anwendung von Mie-Streuung für sphärische Tropfen  $d > 1.6$  mm (35 GHz) und  $d > 0.6$  mm (94 GHz) angegeben. Im Fall von nicht-sphärischen Kristallen stellen sich weitere Komplikationen ein, hier sind komplexere Methoden wie die Diskrete Dipol Approximation (DDA) zur Berechnung der Rückstreuung für Partikelgrößen oberhalb von ca. 300  $\mu\text{m}$  (im Fall von 94 GHz) einzusetzen (Okamoto et al. 1996; Lemke et al. 1998).

		Frequenz (GHz)	
Feuchte/Hydrometeore	Dämpfungskoeffizient	35	95
Spezifische Feuchte (0.25 $\text{gm}^{-3}$ )	$\alpha$ [dB $\text{km}^{-1}$ ]	0.04	0.042
Spezifische Feuchte (25.0 $\text{gm}^{-3}$ )	$\alpha$ [dB $\text{km}^{-1}$ ]	0.35	2.1
Wolkenwasser (10°C)	$\alpha$ [dB $\text{km}^{-1}/(\text{gm}^{-3})$ ]	0.80	4.2
Sprühregen (0.1 $\text{mm h}^{-1}$ )	$\alpha$ [dB $\text{km}^{-1}$ ]	0.02	0.15
Regen (10 $\text{mm h}^{-1}$ )	$\alpha$ [dB $\text{km}^{-1}$ ]	2.0	7.0
Trockener Schnee (-1 bis -18 °C)	$\alpha$ [dB $\text{km}^{-1}/(\text{gm}^{-3})$ ]	keine Angabe	0.6-1.1

**Tab. 1:** Dämpfungskoeffizient für Wolkenwasser, Regen und Schnee (nach Lhermitte, 1987; Lhermitte, 1990; Nemanich et al., 1988).

	S-Band (2 GHz)	C-Band (4 GHz)	X-Band (10 GHz)	Ka-Band (35 GHz)	W-Band (95 GHz)
Rayleigh Rückstreuung (Amplitude)	0.0 dB	12.0 dB	28.0 dB	49.7 dB	67.1 dB
Antennendurchmesser (für 1° Strahlbreite)	8.6 m	4.3 m	1.7 m	0.5 m	0.18 m

**Tab. 2:** Vergleich der relativen Rückstreuung unter Zugrundelegung der Rayleigh-Approximation für verschiedene Mikrowellen- und Millimeterwellen-Radargeräte. Der erforderliche Antennendurchmesser für eine Halbwertsbreite von 1° ist ebenfalls angegeben (nach Sekelsky und McIntosh, 1996).

Technologische Fortschritte erlauben es seit einigen Jahren, leistungsfähige Radargeräte im mm-Wellenlängenbereich zu bauen, die trotz Schwächung durch Wasserdampf und Sauerstoff im jeweiligen Fenster die Erfassung von stratiformen Wolken erlauben.

Die Entwicklung moderner, meteorologischer mm-Wellen-Radargeräte baut auf Systemen auf, die in der militärischen Anwendung zur Wolkenwarnung in den 60-er Jahren verwendet wurden. Erste 8-mm Systeme, die gezielt zu meteorologischen Zwecken benutzt werden, sind in Pasqualucci et al. (1983) und Hobbs et al. (1985) beschreiben und evaluiert. Es handelt sich im wesentlichen um Pulsradargeräte, die Leistungserzeugung basiert in den meisten Fällen auf Magnetrons, es finden aber auch Wanderfeldröhren Verwendung. Eine Dopplerauswertung ist üblich, einige der Systeme sind voll-polarimetrisch ausgelegt.

Die Entwicklung von 3-mm-Radargeräten (um 94 GHz) für die Wolkenphysik begann Mitte der 80-er Jahre (Lhermitte, 1987). Als Leistungsröhren im Pulsbetrieb werden hier im wesentlichen Klystrons im Verstärkermodus eingesetzt (Extended Interaction Amplifier, EIA); als Antennentypen kommen am häufigsten

Linsenantennen und Cassegrain-Antennen im monostatischen und auch bistatischen Aufbau vor. Es existieren auch hier Doppler- und polarimetrische Systeme. Anwendungen in der Atmosphärenforschung, die den weiten Einsatzbereich der Geräte bei der Untersuchung stratiformer Wolken und ihrer internen Strukturen verdeutlichen, werden z.B. von Lhermitte (1988), Pazmany et al. (1994), Clothiaux et al. (1995), Syrett et al. (1995), Danne et al. (1996), Quante et al. (1996) und Fujiyoshi et al. (1998) beschrieben. Die Empfindlichkeit der Geräte bei dieser Wellenlänge reicht aus, um auch sehr dünne Wolken, die überwiegend aus vielen kleinen Partikeln bestehen, zu erfassen. Sie durchdringen aber auch durchaus mehrschichtige Wolkensysteme und sind daher für Wolkenkanten- und -schichtungsuntersuchungen geeignet (Uttal et al., 1995). Von besonderem Interesse sind auch mitunter auftretende erhebliche Abweichungen von Wolkenunterkantenhöhen, die gleichzeitig mit Radar und Lidar (optisch) bestimmt werden; hier liegt ein Zugang zur Identifikation von dynamischen Vorgängen (Danne et al., 1998b, Weitkamp et al. 1998). Bluestein et al. (1995) demonstrieren mit ihrer Arbeit, daß Millimeterradargeräte auch sinnvolle Beiträge zur Untersuchung starker, konvektiver Gewitterzellen leisten können. Erste Untersuchung zur Turbulenz in Wolken mit mm-Dopplerradargeräten werden von Auria und Campistron (1987), Frisch et al. (1995b) und Fujiyoshi et al. (1998) beschrieben. Die breite Anwendungspalette sowie die Weiterentwicklung zuverlässigerer Bauteile haben dazu geführt, daß Millimeterradargeräte zum Teil auch schon im Dauerbetrieb eingesetzt werden (Moran et al., 1998).

Der technische Stand von Millimeterradargeräten ist in Currie and Brown (1987) dargestellt. Ihr Einsatz zur Fernerkundung von Wolken ist in den Arbeiten von Mead et al. (1994), Clothiaux et al. (1996) und Kropfli und Kelly (1996) zusammengefaßt. Der erste Einsatz auf einem meteorologischen Forschungsflugzeug wird von Pazmany et al. (1994 a,b) beschrieben. Klugmann und Judaschke (1996) stellen die Entwicklung eines 94 GHz FM-CW Wolkenradars in kompakter Halbleiterbauweise vor. Über einen Versuch zur Realisierung eines Wolkenradars bei 1.4 mm wird von Mead et al. (1989) berichtet. Der Satelliteneinsatz von einem 3-mm Wolkenradar ist bei ESA, NASA und NASDA in Vorbereitung (IGPO 1994; Lemke et al., 1997; Quante et al., 1998a; Ingmann, 1998; Wada, 1998; Walter, 1998).

## **2. Das GKSS Wolkenradar MIRACLE**

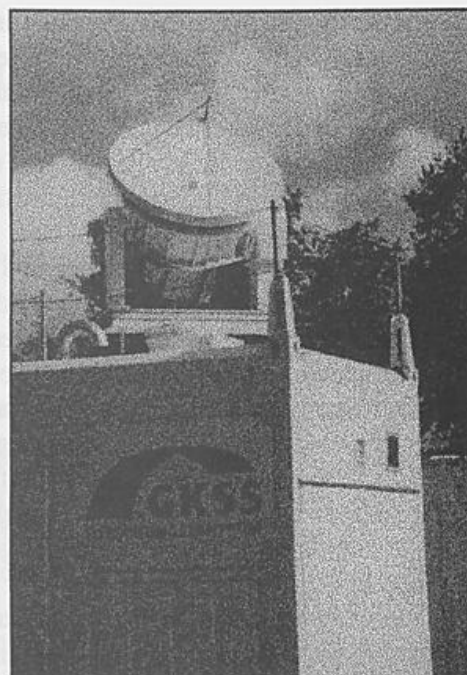
In diesem Kapitel soll exemplarisch für die Klasse der seit einigen Jahren eingesetzten Wolkenradargeräte das 95-GHz Radar der GKSS ausführlicher vorgestellt werden.

### **2.1 Systembeschreibung**

Das GKSS Forschungszentrum Geesthacht, Institut für Atmosphärenphysik, hat 1996 das 95-GHz Wolkenradar MIRACLE (**M**illimeter-wave **r**adar for cloud layer **e**xploration) in Betrieb genommen. Es handelt sich um ein kohärentes, polarimetrisches Pulsradar. Die Spezifikationen des Gerätes sind in Tabelle 3 aufgelistet. Abbildung 2 zeigt die Antenne und Hochfrequenzelektronik des Radars in der Positioniereinrichtung auf dem Dach des Betriebscontainers.

Das Radarsystem ist modular aufgebaut, Hochfrequenzkomponenten und Teile der Zwischenfrequenzelektronik sind in einem temperaturstabilisierten Gehäuse direkt in der Nähe der Cassegrain-Antenne angebracht, um Verluste in den Hohlleitern möglichst gering zu halten. Wesentliche Teile der Zwischenfrequenzelektronik, die Kontrolleinheit für das Verstärkerklystron, Spannungsversorgungen und das Datenerfassungs- und Kontrollsystem mit Massenspeicher sind im Betriebscontainer untergebracht. Das Wolkenradar wurde von Quadrant Engineering Inc., Amherst, Massachusetts nach Vorgaben durch GKSS konzipiert und gebaut. Die Leistungsröhre, ein Extended Interaction Klystron Amplifier, wurde von CPI, Georgetown, Kanada, bezogen. Die zentral gespeiste Cassegrain-Antenne wurde von Millitech Corporation, Massachusetts gefertigt. Abbildung 3 zeigt ein vereinfachtes Blockschaltbild der Hoch- und Zwischenfrequenzkomponenten. Datenerfassung und Radarsteuerung basieren auf einem Hewlett Packard VXI System mit Risk Workstation als Zentralrechner. Die Positioniereinheit von Orbit/Telemeter ermöglicht Antennenbewegungen in Elevation und Azimut und erlaubt somit die dreidimensionale Erfassung von Wolkenfeldern. Die Unterbringung des Gesamtsystems inkl. Arbeitsplatz in einem Seecontainer läßt den Transport zu unterschiedlichsten Einsatzorten zu.

Frequenz	95 GHz (3.2 mm)
Spitzenleistung	1.7 kW
Duty Cycle	1.2 % (max.)
Pulsfolgefrequenz	50 Hz - 80 kHz
Pulslänge	50 - 2000 ns
Bandbreite	10 und 2 MHz
Sendepolarisation	horizontal od. vertikal
Empfangspolarisation	horizontal und vertikal
Polarisationstrennung	26 dB
Doppler-Auswertung	„pulse-pair“, FFT
Antennentyp	Cassegrain
Antennendurchmesser	1.2 m
Antennengewinn	60 dB
Strahlbreite ( $\theta_{3dB}$ )	0.17°
Ausgänge*	$\log( h ^2)$ , $\log( v ^2)$ , $I_h$ , $Q_h$ , $I_v$ , $Q_v$



Tab 3: Spezifikationen des GKSS 95-GHz Wolkenradars.

\* $|h|^2$  und  $|v|^2$  sind die empfangenen Leistungen im vertikalen und horizontalen Empfangskanal,  $I$  und  $Q$  sind die in-Phase und Quadraturkomponente der Signalphase.

Abb. 2: Antenne und Hochfrequenzkomponenten in der Positioniereinrichtung des Radars auf dem Dach des Betriebscontainers.

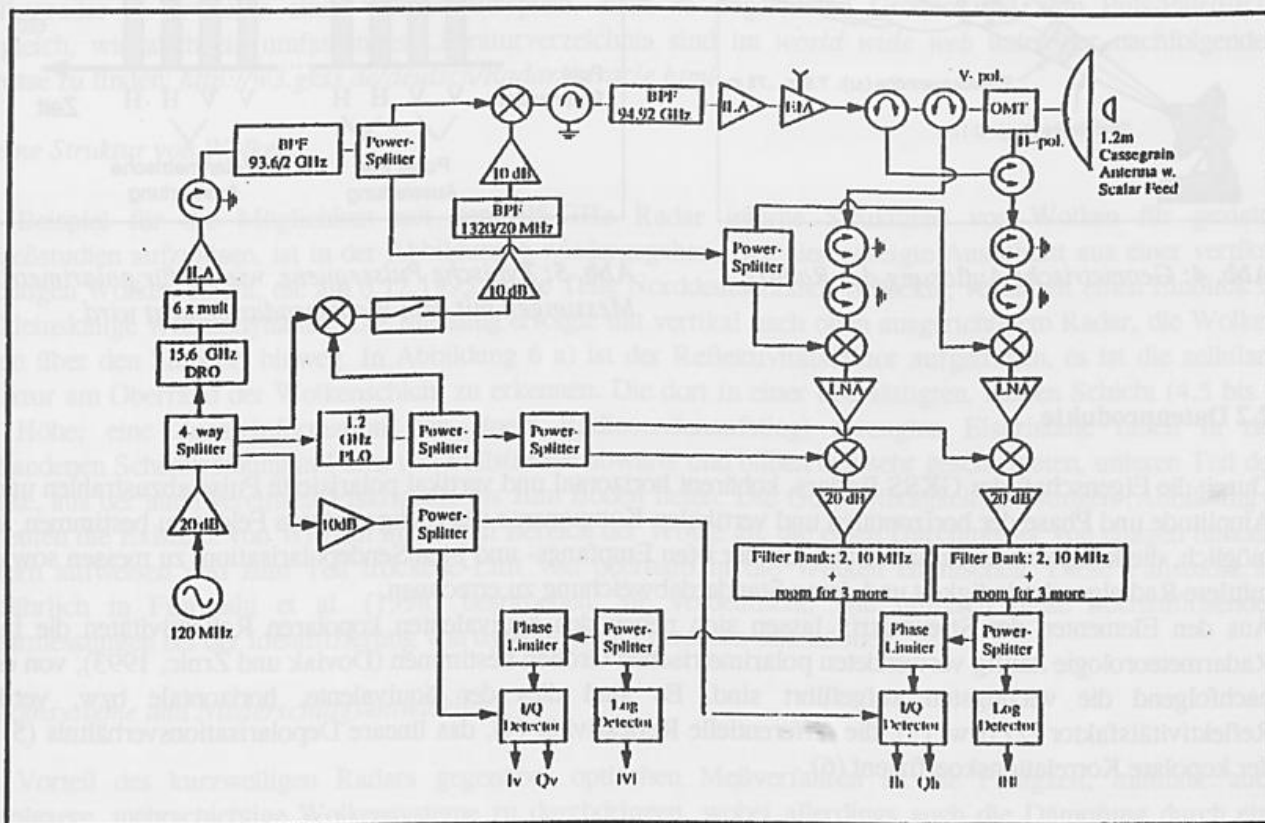


Abb. 3: Vereinfachtes Blockschaltbild des 95-GHz GKSS Wolkenradars.

Die Pulsfolgefrequenz, die Anzahl und Lage der Entfernungszellen sowie die Pulslänge können über die Betriebssoftware gesetzt werden, sie ermöglichen eine Zellauflösung zwischen 7.5 und 75 m bis zu einer Entfernung von ca. 15 km, das Fernfeld beginnt bei 900 m. Die Strahlbreite der Antenne führt zu einem Pulsolumendurchmesser von etwa 30 m in 10 km Entfernung (siehe Abbildung 4).

Der Primärstrahler ist ein Rillenhorn, das mit einem Ortho Mode Transducer (OMT) verbunden ist, der zwei zueinander linear orthogonale Polarisationen, horizontal und vertikal bezüglich der Antennenhauptachse, besitzt. Es werden alternierend horizontal bzw. vertikal polarisierte Pulse gesendet, deren Rückstreuerecho gleichzeitig von je einem Empfänger für horizontale und vertikale Polarisation empfangen wird. Die Polarisierung kann für eine Folge von vier Pulsen vorgegeben werden. Eine typische Pulssequenz ist in Abbildung 5 gezeigt. Die zeitlichen Abstände können zwischen vier Pulsen einzeln gewählt werden, dieser Vierer-Burst wiederholt sich in einer bestimmbar Zeitfolge (typischerweise der Dekorrelationszeit). Die kreuzpolare Polarisationsauswertung basiert auf zwei benachbarten, orthogonal polarisierten Pulsen. Die kohärenten Eigenschaften des Radars erlauben eine Dopplerauswertung. Zur Verbesserung des Signal/Rausch-Verhältnisses werden eine bestimmte Anzahl von Profilen schon on-line gemittelt, die auf diese Weise erzielbare typische minimale Sensitivität liegt bei -40 dBZ in 1 km und -30 dBZ in 10 km (anders gemittelt) Entfernung.

Das Radar wurde bisher nur intern geeicht und direkt neben einem extern geeichten, vergleichbarem Radar betrieben. Der Radarreflektivitätsfaktor an der Sensitivitätsschwelle (-40 dBZ) wurde durch *in situ* Messungen in Grenzschicht-Cumulus mit flugzeuggetragenen, mikrophysikalischen Sonden (PMS-FSSP) bestätigt, der Fehler beträgt in etwa  $\pm 2$  dB, was auch in einem leicht unterschiedlichen Samplingvolumen begründet sein kann. An einem operationellen, externen Eichkonzept wird zur Zeit in Zusammenarbeit mit dem Institut für Hochfrequenztechnik der DLR gearbeitet (Chandra und Lamprecht, 1998).

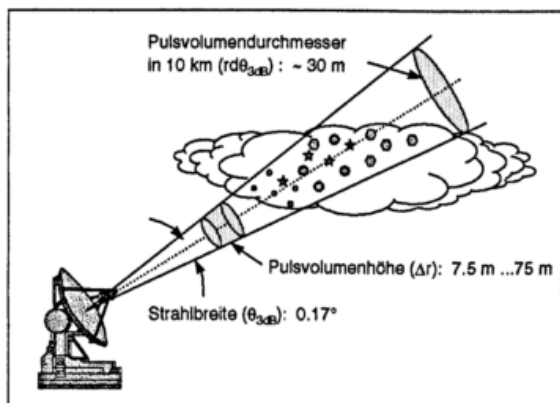


Abb. 4: Geometrische Auflösung des Radars.

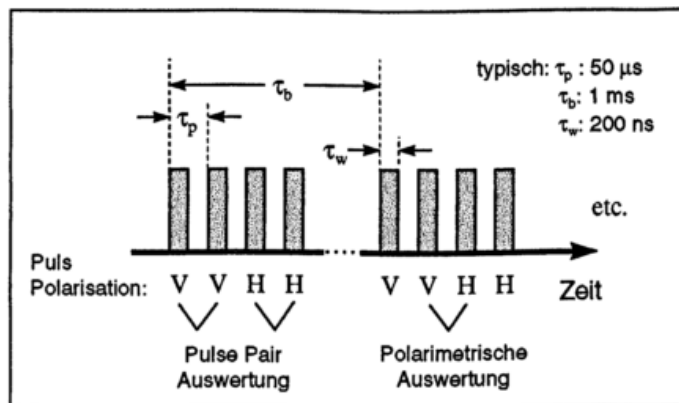


Abb. 5: Typische Pulssequenz, wie sie für polarimetrische Messungen mit dem Wolkenradar benutzt wird.

## 2.2 Datenprodukte

Durch die Eigenschaft des GKSS Radars, kohärent horizontal und vertikal polarisierte Pulse abzustrahlen und die Amplitude und Phase der horizontalen und vertikalen Komponente des rückgestreuten Feldes zu bestimmen, ist es möglich, die komplexe Streumatrix (1), mit der *i*-ten Empfangs- und *j*-ten Sendepolarisation, zu messen sowie die mittlere Radialgeschwindigkeit und deren Standardabweichung zu errechnen.

Aus den Elementen der Streumatrix lassen sich neben den äquivalenten kopolaren Reflektivitäten die in der Radarmeteorologie häufig verwendeten polarimetrischen Größen bestimmen (Doviak und Zrnica, 1993), von denen nachfolgend die wichtigsten aufgeführt sind. Es sind dies der äquivalente, horizontale bzw. vertikale Reflektivitätsfaktor (2) bzw. (3), die differentielle Reflektivität (4), das lineare Depolarisationsverhältnis (5) und der kopolare Korrelationskoeffizient (6).

$$S_{ij} = \begin{bmatrix} S_{vv} & S_{vh} \\ S_{hv} & S_{hh} \end{bmatrix} \quad (1)$$

$$Z_h^e = 10 \log \left( 4 \frac{\lambda^4}{\pi^4 |K|^2} \langle |S_{hh}|^2 \rangle \right) \text{ [dBZ]} \quad (2)$$

$$Z_v^e = 10 \log \left( 4 \frac{\lambda^4}{\pi^4 |K|^2} \langle |S_{vv}|^2 \rangle \right) \text{ [dBZ]} \quad (3)$$

$$Z_{dr} = 10 \log \frac{\langle |S_{hh}|^2 \rangle}{\langle |S_{vv}|^2 \rangle} \text{ [dB]} \quad (4)$$

$$LDR = 10 \log \frac{\langle |S_{vh}|^2 \rangle}{\langle |S_{vv}|^2 \rangle} \text{ [dB]} \quad (5)$$

$$\rho_{hv}(0) = \frac{\langle S_{hh} S_{vv}^* \rangle}{\left[ \langle |S_{hh}|^2 \rangle \langle |S_{vv}|^2 \rangle \right]^{1/2}} \quad (6)$$

$|K|^2$  in (2) und (3) ist die dielektrische Konstante, die vom komplexen Brechungsindex,  $m$ , des Streuers abhängt:  $K=(m^2-1)(m^2+2)^{-1}$ .  $|K|^2$  ist nur schwach temperaturabhängig und wird im W-Band häufig auf 0.787, im Fall von Wasser, und auf 0.176, im Fall von Eis, gesetzt (Lhermitte 1990). Die Differenz in der Rückstreuleistung zwischen Wasser und Eis beträgt bei ansonsten gleichen Bedingungen somit ungefähr 6.5 dB.

Wie in Abbildung 5 dargestellt, werden aus benachbarten Pulsen gleicher Polarisation die mittlere Radialgeschwindigkeit der Streuer in der jeweiligen Volumenzelle und deren Standardabweichung mittels des bekannten Puls-Pair Algorithmus (Miller und Rochwarger, 1972) berechnet. Dabei ist der Puls-zu-Puls Abstand so zu wählen, daß Aliasing vermieden wird; typische Werte liegen zwischen 12.5 und 50  $\mu$ s. Bei äquidistantem Pulsabstand und fester Polarisation kann auch über einen FFT-Algorithmus das vollständige Spektrum abgeschätzt werden.

### 2.3 Meßbeispiele

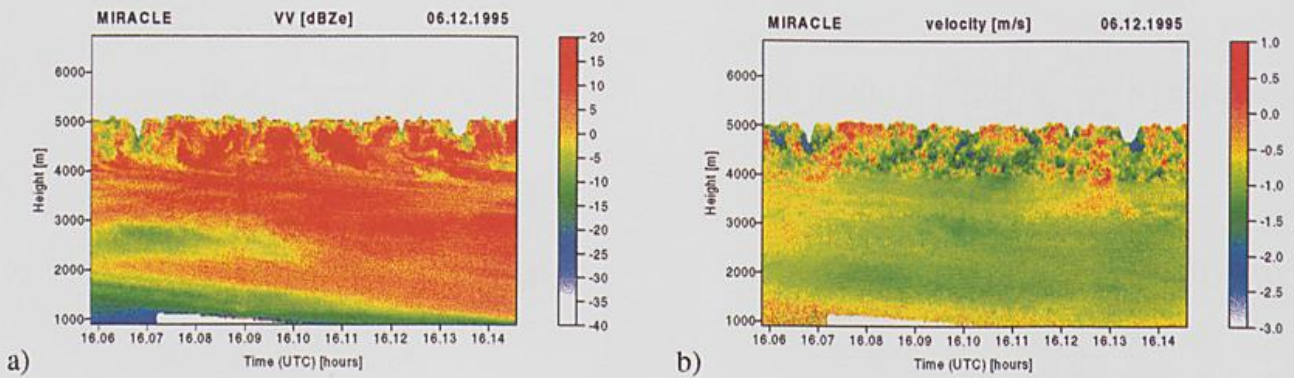
Hier soll exemplarisch anhand von zwei Meßepisoden illustriert werden, welche Art von Ergebnissen von dem Wolkenradar zu erwarten sind. Weitere Beispiele, auch zu abgeleiteten Größen und zum Puls-Pair/FFT-Vergleich, wie auch ein umfassendes Literaturverzeichnis sind im *world wide web* unter der nachfolgenden Adresse zu finden: <http://w3.gkss.de/deutsch/Radar/miracle.html>.

#### *Interne Struktur von Wolken:*

Ein Beispiel für die Möglichkeit mit dem 95-GHz Radar interne Strukturen von Wolken für gezielte Prozeßstudien aufzulösen, ist in der Abbildung 6 wiedergegeben. Der hier gezeigte Ausschnitt aus einer vertikal mächtigen Wolkenschicht, die am 6.12.1995 große Teile Norddeutschlands bedeckte, vermittelt einen Einblick in die kleinskalige Wolkendynamik. Die Messung erfolgte mit vertikal nach oben ausgerichteter Radar, die Wolken zogen über den Standort hinweg. In Abbildung 6 a) ist der Reflektivitätsfaktor aufgetragen, es ist die zelluläre Struktur am Oberrand der Wolkenschicht zu erkennen. Die dort in einer übersättigten, labilen Schicht (4,5 bis 5 km Höhe; eine Zusatzinformation von einem Radiosondenaufstieg) erzeugten Eiskristalle fallen in der vorhandenen Scherströmung in Form von Fallstreifen abwärts und bilden den sehr geschichteten, unteren Teil der Wolke, aus der auch vereinzelt Eiskristalle bis zum Boden fielen. Die Geschwindigkeitsmessungen (Abbildung 6 b) deuten die Existenz von Wirbeln im oberen Bereich der Wolke an, die einen Durchmesser von einigen hundert Metern aufweisen und zum Teil trockene Luft von oberhalb in die Wolken einmischen. Diese Fallstudie ist ausführlich in Fujiyoshi et al. (1998) besprochen, sie verdeutlicht, wie hilfreich diese hochauflösenden Radarmessungen bei der Identifizierung von dynamischen Prozessen sein können.

#### *Wolkensysteme und Niederschlagsentwicklung:*

Ein Vorteil des kurzwelligen Radars gegenüber optischen Meßverfahren ist die Fähigkeit, mitunter auch komplexere, mehrschichtige Wolkensysteme zu durchdringen, wobei allerdings auch die Dämpfung durch eingelagerte Niederschlagszellen zu beachten ist. Ein Ausschnitt aus einem solchen Wolkensystem ist in Abbildung 7 wiedergegeben. Im Bereich von relativ feuchter Meeresluft bildeten sich am 4.09.97 unter einer Cirrusdecke,



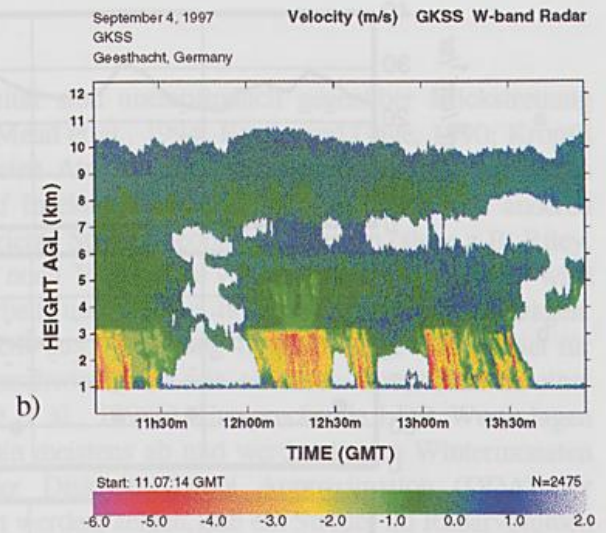
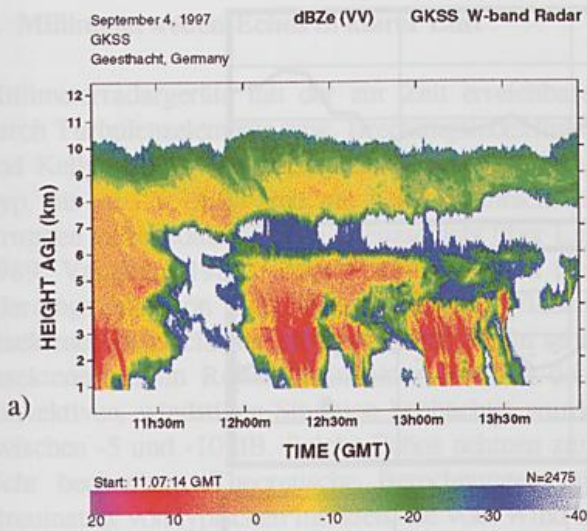
**Abb. 6:** Vertikalprofile a) des äquivalenten Reflektivitätsfaktors in dBZe und b) der Radialgeschwindigkeit in m/s (negativ nach unten), gemessen mit dem 95 GHz Wolkenradar am 6.12.1995 über Geesthacht. Die Vertikalauflösung beträgt 30 m, die zeitliche Auflösung 0.3 s.

die im Höhenband zwischen 7 und 11 km auftrat, immer wieder konvektive Wolkenelemente aus, die sich vertikal über mehrere Kilometer erstreckten und teilweise bis in das Cirrusniveau vorstießen. In Abbildung 7 a) ist der Reflektivitätsfaktor wiedergegeben, es wurde keine Dämpfungskorrektur vorgenommen. Im unteren Teil der Wolken fallen insbesondere die Vertikalstrukturen mit erhöhter Reflektivität bis 20 dBZ auf. Diese sind im wesentlichen mit ausgeprägten Fallgebieten assoziiert, wie in Abbildung 7 b) erkennbar, in der negative Werte vertikal nach unten gerichtete Radialgeschwindigkeiten bedeuten. Unterhalb von 3.2 km ist generell eine erhöhte Rückstreuung zu verzeichnen, die auf einen Phasenwechsel, Eis zu Wasser, zurückzuführen ist. Die damit verbundene Schmelzschicht zwischen 3 und 3.2 km ist besonders deutlich im LDR (Abbildung 7 c) zu erkennen, es treten Werte zwischen -15 und -10 dB auf. Die mit der Phasenänderung der Hydrometeore zusammengehörige Formänderung von komplexeren Kristallformen hin zu eher kugelförmigen Partikeln mit entsprechend anderen aerodynamischen Eigenschaften erklärt die deutlich erhöhten Fallgeschwindigkeiten unterhalb von 3.2 km Höhe (Abbildung 7 b). Insgesamt ergibt sich ein konsistentes Bild. Vom Niederschlag erreichten nur einige wenige Tropfen den Boden. Durch die systematische Auswertung solcher Fälle kann mit dem 95 GHz Radar auch ein Beitrag zur Untersuchung der Entwicklung von Schwachniederschlägen geleistet werden.

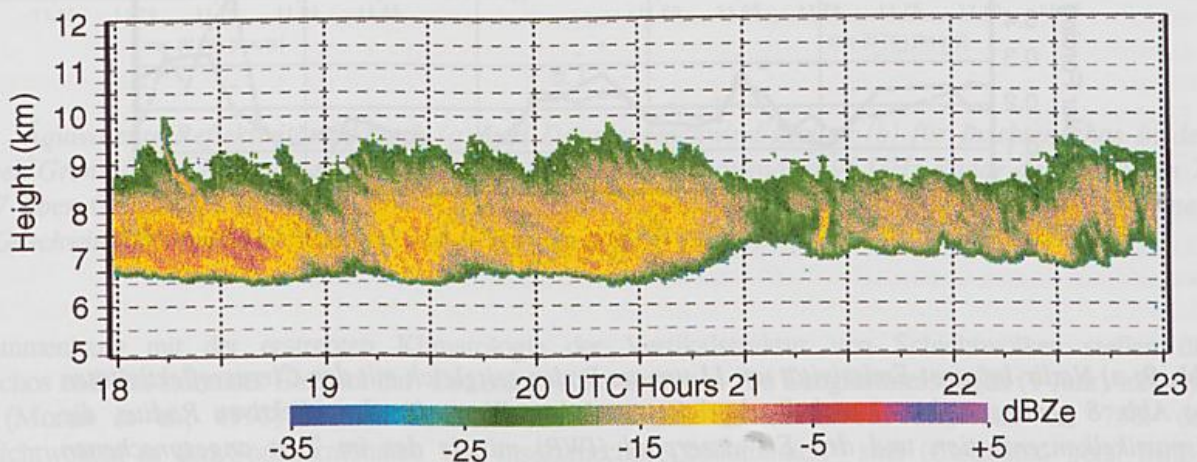
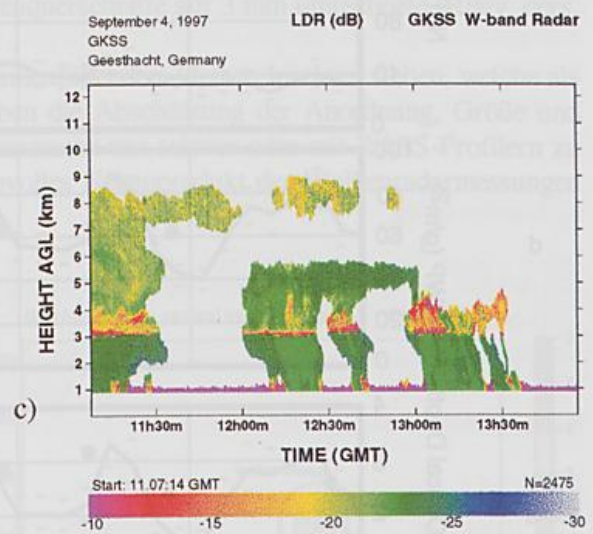
### 3. Ableitung mikrophysikalischer Größen

Die radarmeteorologischen Größen lassen sich nur mit gewissen Schwierigkeiten in mikrophysikalische Parameter umwandeln. Am häufigsten werden empirische Beziehungen zwischen Reflektivitätsfaktor und Wassergehalt verwendet (z.B. Liao und Sassen, 1994 [Ka-Band]; Sassen und Liao, 1996 [W-Band]). Verbesserungen und Erweiterungen dieses eher unbefriedigenden Verfahrens durch Multiparameteransätze aus Radarmessungen (z.B. Gossard et al. 1997, Danne et al. 1998a) oder durch die Verwendung unterschiedlicher Radarfrequenzen (Gossett und Sauvageot, 1992; Sekelsky und McIntosh, 1996) auch unter Einbeziehung polarimetrischer Messungen (Lohmeier et al., 1997) sind Gegenstand aktiver Forschung.

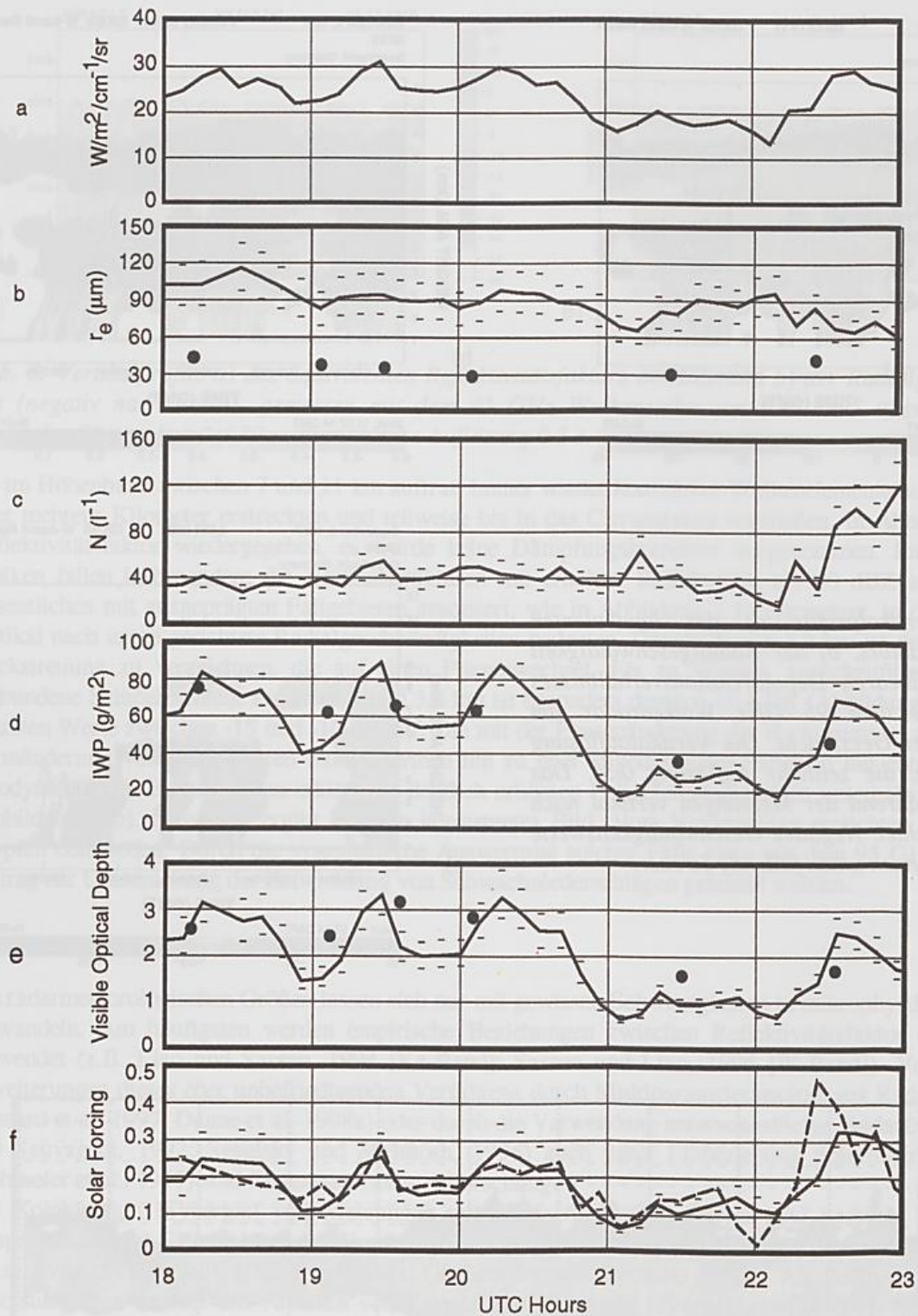
Die Kombination (Synergie) von Messungen mit unterschiedlichen, aktiven und passiven Fernmeßverfahren verspricht in vielen Fällen akzeptable Ergebnisse bei der Abschätzung von mikrophysikalischen Kenngrößen (z.B. Phase, Wasser-/Eisgehalt, effektiver Radius, Größenspektrum, optische Dicke). Als Beispiele für entsprechende Untersuchungen sei hier auf Arbeiten von Takeda und Horiguchi (1986) [Lidar, Radar], Intrieri et al. (1993) [Radar/Lidar], Matrosov et al. (1994) [Radar, IR-Radiometer], Frisch et al. (1995) [Radar, Mikrowellenradiometer], Dong et al. (1997) [Radar, IR-Radiometer], und Matrosov et al. (1998) [Radar, Lidar, IR-Radiometer, *in situ*] hingewiesen. Allerdings ist zu sagen, daß die vorgestellten Verfahren häufig auf spezielle Wolkentypen oder Strukturen (z.B. homogen, einschichtig) zugeschnitten sind. In Abbildung 9 sind die Ergebnisse einer Technik, die Radarmessungen mit denen eines IR-Interferometers im Fensterbereich verbindet, zusammengestellt. Die entsprechenden Radarreflektivitäten für den zugrunde liegenden, optisch dünnen Cirrus sind in Abbildung 8 gezeigt. Die Übereinstimmung zwischen gemessenem und abgeleitetem Strahlungsantrieb, Abb. 9f), kann als gut bezeichnet werden, was auch für den Vergleich der Partikelgrößen mit *in situ* Flugzeugmessungen (nicht abgebildet) zutrifft. Die Berechnungen wurden von G. Mace, University of Utah, zur Verfügung gestellt.



**Abb. 7:** Vertikalprofile a) des äquivalenten Reflektivitätsfaktors, b) der Radialgeschwindigkeit und c) des linearen Depolarisationsverhältnisses gemessen mit dem 95 GHz Wolkenradar am 4.09.1997 über Geesthacht. Die Vertikalauflösung beträgt 75 m, die zeitliche Auflösung 0.3s. Das Radar war während der Messungen vertikal nach oben ausgerichtet. Negative Geschwindigkeitswerte kennzeichnen nach unten fallende Streuer.



**Abb. 8:** Reflektivitätsfaktor als Funktion der Höhe und Zeit gemessen mit dem Penn State 94 GHz Wolkenradar in Oklahoma (5. April 1996). Unterhalb 5 km wurden keine Echos beobachtet (Daten von Prof. G. Mace, University of Utah).

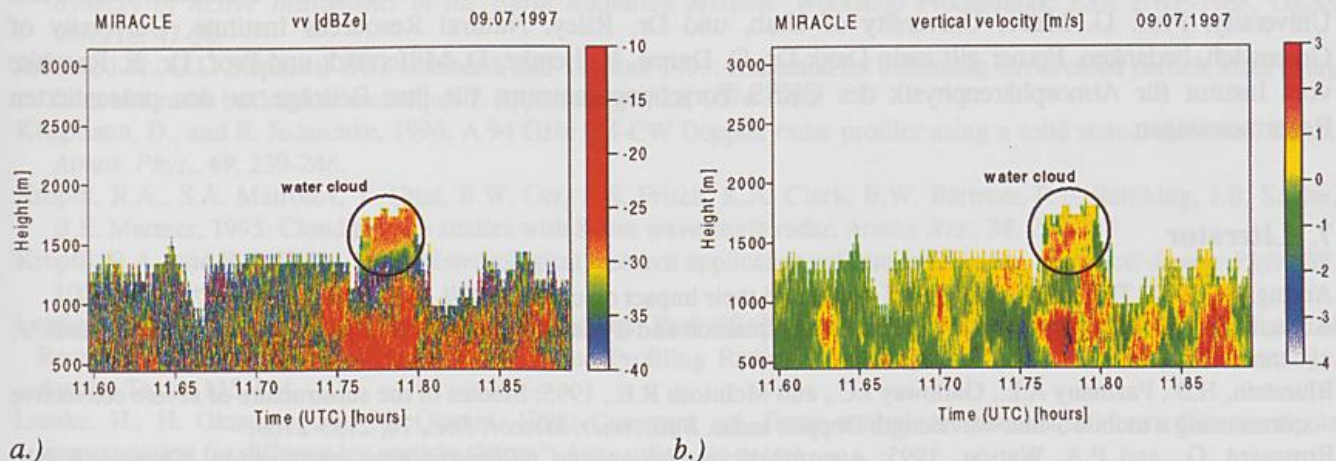


**Abb. 9:** a) Nadir-Infrarot-Emissivität um 11  $\mu\text{m}$  am Boden zeitgleich mit den Cirrusreflektivitäten aus Abb. 8 gemessen. b), c) und d) abgeleitete, mittlere Werte für den effektiven Radius, die Eispartikelkonzentration und den Eiswasserpfad (IWP) mittels des im Text angesprochenen Verfahrens. e) optische Dicke aus dem IWP und dem effektiven Radius abgeleitet. f) berechneter und gemessener (gestrichelte Linie) Strahlungsantrieb am Boden (cloud forcing). Die Punkte bezeichnen aus Satellitenmessungen abgeleitete Werte (Daten von Prof. G. Mace, University of Utah).

#### 4. Millimeterwellen-Echos in klarer Luft

Millimeterradargeräte mit der zur Zeit erreichbaren Sensitivität sind unempfindlich gegenüber Rückstreuung durch Turbulenzelemente bzw. Brechungsindexfluktuationen (Mead et al., 1994; Hardy und Gage, 1990; Kropfli und Kelly, 1996). Die häufig aus der bodennahen, wolkenfreien Atmosphäre empfangenen, kohärenten Echos (typ. bis zu -20 dBZ) sind mit hoher Wahrscheinlichkeit auf Insekten zurückzuführen, die auch von anderen Gruppen in der sommerlichen Grenzschicht über Land als effiziente Streuer beobachtet wurden (siehe z.B. Riley, 1989; Vaughan, 1985). Andere Streuer wären insbesondere noch Vögel und Vegetationsstaub, letzterer wird allerdings nur von entsprechend starken Winden aufgewirbelt und in die höhere Grenzschicht getragen. Insektenechos zeichneten sich jeweils durch ein sehr großes LDR aus. Abbildung 10 a), b) zeigt ein Beispiel für Insektenechos im Reflektivitätsfaktor bzw. in der Dopplergeschwindigkeit wie sie über Geesthacht in einer konvektiven, windstillen Situation beobachtet wurden (Quante et al., 1998b). Entsprechende LDR Werte lagen zwischen -5 und -10 dB. Solche Echos nehmen zum Abend hin meistens ab und werden in den Wintermonaten nicht beobachtet. Theoretische Berechnungen mit Hilfe der Diskreten Dipol Approximation (DDA) der Streumatrix von typischen Insekten, die vom Wind transportiert werden, zeigen, daß ein Streuer im Radarvolumen (GKSS, 75 m Puls) ausreicht, um „sichtbar“ zu werden (Quante et al., 1998b). Zu der gleichen Aussage gelangt Riley, der bei 3.2 cm Wellenlänge im Labor gemessene Rückstreuquerschnitte auf 3 mm umrechnete (Riley, pers. Mitteilung).

Geschwindigkeitsstrukturen, die im Zusammenhang mit den volumenfüllenden, kleinen Insekten stehen, welche als Tracer für die Luftbewegung angesehen werden können, erlauben die Abschätzung der Anordnung, Größe und Intensität von konvektiven Elementen. Diese Möglichkeit, die ansonsten nur schwer oder mit RASS-Profilern zu erfassende Grenzschichtstruktur zu visualisieren, sollte als sinnvolles Nebenprodukt der Wolkenradarmessungen weiter verfolgt werden.



**Abb. 10:** Äquivalente Reflektivitätsfaktoren (a) und Dopplergeschwindigkeiten (b) für Insektenechos in der konvektiven Grenzschicht beobachtet mit dem vertikal nach oben schauendem 95 GHz Radar der GKSS am 7. Juli 1997 über Geesthacht. Eine mit dem Auge sichtbare Cumuluswolke ist entsprechend gekennzeichnet. Positive Geschwindigkeiten bezeichnen nach oben gerichtete Bewegungen.

Im Zusammenhang mit der erstrebten Klimatologie der Vertikalstruktur von Schichtwolken stellen die Insektenechos eher ein störendes Element dar. Die ersten Auswertungen von Langzeitmessungen (1 Jahr) mit dem MMCR (Moran et al., 1998) in den Southern Great Plains deuten darauf hin, daß ca. 75% der Grenzschichtwolken in den Sommermonaten von Insektenechos „kontaminiert“ sind (Clothiaux, pers. Mitt.), wobei die Insektenechos das 35 GHz-Radar stärker beeinträchtigten als entsprechende 94 GHz Geräte. An Korrekturmöglichkeiten (I/Q-Statistik, begleitende optische Profiler) wird zur Zeit auch in Hinsicht auf ein geplantes, satellitengetragenes Wolkenradar gearbeitet.

## 5. Zusammenfassung und Ausblick

Millimeterradargeräte erweisen sich als sehr geeignet für die Erfassung der Schichtung von stratiformer (z.T. auch konvektiver) Bewölkung sowie deren interner Struktur und Dynamik. Einige der neueren Instrumente sind Doppler-fähig und voll polarimetrisch und ermöglichen daher eine breite Palette an Untersuchungen. Technische Möglichkeiten und Meßbeispiele wurden hier exemplarisch anhand des vom GKSS Forschungszentrum betriebenen 95-GHz Wolkenradars erläutert bzw. vorgestellt. Ähnliche Geräte werden zur Zeit von relativ wenigen anderen Institutionen eingesetzt, allerdings ist ein Meßnetz von 8-mm Radargeräten im Rahmen des amerikanischen ARM-Programms zur Klimatologie von Schichtwolken im Aufbau (Moran, 1998). Die hohe räumliche und zeitliche Auflösung der Millimetersysteme erlauben neben klimatologischen Betrachtungen auch detaillierte Prozeßstudien zur Wolkendynamik. Polarimetrische Messungen lassen zusammen mit Reflektivitäts- und Dopplermessungen einen Zugang zur Ableitung mikrophysikalischer Parameter erwarten, erste Studien hierzu wurden schon erfolgreich abgeschlossen. Zu diesem Themenkomplex versprechen auch Kombinationsmessungen mit anderen passiven und aktiven Fernmeßgeräten (insbesondere Lidare, Mikrowellen- und IR-Radiometer) eine Verbesserung der Retrieval-Ergebnisse.

Ein wesentlicher Vorteil der Millimeter-Radargeräte ist ihr kompakter Aufbau, sie lassen sich leicht zu anderen Meßorten transportieren. Viele der existierenden Instrumente haben an umfassenden Meßkampagnen, zum Teil in entlegenen Regionen, teilgenommen. Messungen von Flugzeugen aus wurden schon realisiert. Der Einsatz eines 94-GHz (evtl. 78 GHz) Radars auf einem Satelliten ist vorgesehen; ESA, NASA sowie NASDA arbeiten konkret an der wissenschaftlichen und technischen Realisierung.

## 6. Danksagung

Ich möchte mich an dieser Stelle für Informationen und anregende Diskussionen bei Dr. E. Clothiaux, Penn State University, Prof. G. Mace, University of Utah, und Dr. Riley, Natural Resources Institute, University of Greenwich, bedanken. Ferner gilt mein Dank Dr. O. Danne, H. Lemke, D. Milferstädt und Prof. Dr. E. Raschke vom Institut für Atmosphärenphysik des GKSS Forschungszentrums für ihre Beiträge zu den präsentierten Radarmessungen.

## 7. Literatur

- Arking, A., 1991: The radiative effects of clouds and their impact on climate. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **71**, 795-813.
- Auria, R., and B. Campistron, 1987: Origin of precipitation and dynamic organization in wavelike precipitation bands. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 3329-3340.
- Bluestein, H.B., Pazmany A.L., Galloway J.C., and McIntosh R.E., 1995: Studies of the substructure of severe convective storms using a mobile 3-mm-wavelength Doppler radar. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **76**, 2155-2169.
- Brussaard, G., and P.A. Watson, 1995: *Atmospheric modelling and millimetre wave propagation*. Chapman&Hall, London, 329pp.
- Cess, R.D. et many, 1996: Cloud feedback in atmospheric general circulation models: An update. *J. Geophys. Res.*, **101**, No. D8, 12791-12794.
- Chahine, M.T., 1992: The hydrological cycle and its influence on climate. *Nature*, **359**, 373-380.
- Chandra, M., and K. Lamprecht, 1998: Proposed methodology for calibrating the polarimetric and Doppler GKSS cloud radar. Final Report, Contract No. 52109316, DLR, Institut für Hochfrequenztechnik, Weßling.
- Clothiaux, E.E., Miller M.A., Albrecht B.A., Ackerman T.P., Verlinde J., Babb D.M., Peters R.M. and Syrett W.J., 1995: An Evaluation of a 94-GHz Radar for Remote Sensing of Cloud Properties. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **12**, 201-229.
- Clothiaux, E.E., T.P. Ackerman, and D.M. Babb, 1996: Ground-based Remote Sensing of Cloud Properties Using Millimeter-Wave Radar. In E. Raschke (ed.) *Radiation and Water in the Climate System: Remote Measurements*. Springer, Heidelberg, 323-366.
- Currie, N.C., and C.E. Brown, (eds.) 1987: Principles and applications of millimeter-wave radar. Artech House, Inc., Norwood, MA, 874pp.
- Danne, O., G.G. Mace, E.E. Clothiaux, X. Dong, T.P. Ackerman, M. Quante, 1996: Observing Structures and Vertical Motions within Stratiform Clouds using a Vertical Pointing 94 GHz Cloud Radar. *Contr. Atmos. Phys.*, **69**, 229-237.

- Danne O., Quante M., Milferstädt D., Lemke H., and Raschke E., 1998a: Relationships between the Doppler Spectral Moments within Large-Scale Cirro- and Altostratus Cloud Fields Observed by a Ground-Based 95 GHz Cloud Radar. *J. Appl. Met.* in press.
- Danne, O., M. Quante, E. Raschke, and C. Weitkamp, 1998b: Investigations of cloud layer base and top heights from 95 GHz radar reflectivity data. *submitted to Phys. Chem. of the Earth.*
- Dong, X., T.P. Ackerman, and E.E. Clothiaux, 1997: Microphysical and radiative properties of boundary layer stratiform clouds deduced from ground-based measurements. *J. Geophys. Res.*, **102**, 23829-23843.
- Doviak R.J., and D.S. Zrnic, 1993: *Doppler Radar and Weather Observations*. 2<sup>nd</sup> edition, Academic Press, San Diego, 562pp.
- Frisch, A.S., D.H. Lenschow, C.W. Farall, W.H. Schubert, and J.S. Gibson, 1995a: Doppler radar measurements of turbulence in marine stratiform cloud during ASTEX. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 2800-2808.
- Frisch, A.S., C.W. Fairall, and J.B. Snider, 1995b: Measurements of stratus cloud and drizzle parameters in ASTEX with a Ka-band doppler radar and a microwave radiometer. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 2788-2799.
- Fujiyoshi Y., Quante M., Danne O., and Raschke E., 1998: Properties of Deep Stratiform Ice Cloud Revealed by 95 GHz Cloud Radar - A Case Study. *Contr. Atmos. Phys.* (accepted).
- Gossard, E.E., J.B. Snider, E.E. Clothiaux, B. Martner, J.S. Gibson, R.A. Kropfli, and A.S. Frisch, 1997: The potential of 8-mm radars for remotely sensing cloud drop size distributions. *J. Atmos. Oceanic. Technol.*, **14**, 76-87.
- Gossett, M., and H. Sauvageot, 1992: A dual-wavelength method for ice-water characterization in mixed-phase clouds. *J. Atmos. Oceanic. Technol.*, **9**, 538-547.
- Hardy, K.R., and K.S. Gage, 1990: The history of radar studies of the clear atmosphere. In Atlas D (ed.) (1990) *Radar in Meteorology*. American Meteorological Society, Boston, 130-142.
- Hobbs, P.V., N.T. Funk, R.R. Weiss, J.D. Locatelli, and K.R. Biswas, 1985: Evaluation of a 35 GHz radar for cloud physics research. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **2**, 35-48.
- IGPO, 1994: Utility and feasibility of a cloud profiling radar: Report of the GEWEX topical workshop. IGPO Publication Series No. 10, 46pp.
- Ingmann, P., 1998: The Earth Radiation Mission. In Quante, M., J.P.V. Póiares Baptista, and E. Raschke, (eds.), 1998a: *Synergy of Active Instruments in the Earth Radiation Mission*. Workshop Proceedings, ESA EWP-1968, GKSS 98/E/10, 47-50.
- Intrieri, J.M., G.L. Stephens, W.L. Eberhard, and T. Uttal, 1993: A method for determining cirrus cloud particle sizes using lidar and radar backscatter technique. *J. Appl. Meteor.*, **32**, 1074-1082.
- Klugmann, D., and R. Judaschke, 1996: A 94 GHz FM-CW Doppler radar profiler using a solid state transmitter. *Contr. Atmos. Phys.*, **69**, 239-246.
- Kropfli, R.A., S.A. Matrosov, T. Uttal, B.W. Orr, A.S. Frisch, K.A. Clark, B.W. Bartram, R.F. Reinking, J.B. Snider, B.E. Martner, 1995: Cloud physics studies with 8 mm wavelength radar. *Atmos. Res.*, **35**, 299-313.
- Kropfli, R.A., and R.D. Kelly, 1996: Meteorological research applications of mm-wave radar. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **59**, 105-121.
- Lemke H, Quante M, Danne O, Raschke E, Girard RA, Park PS, Ingmann P, Póiares Baptista P, 1997: Assessment of Requirements for a Proposed Space-Borne Cloud Profiling Radar. Proceedings 28<sup>th</sup> Conf. On Radar Meteorology, Austin, Texas, 113-114.
- Lemke, H., H. Okamoto, and M. Quante, 1998: Comment on „Error analysis of backscatter from discrete dipole approximation for different ice particle shapes“. *Atmos. Res.* (in press)
- Lhermitte, R., 1987: A 94-GHz Doppler radar for cloud observations. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **4**, 36-48.
- Lhermitte, R., 1988: Cloud and precipitation remote sensing at 94-GHz. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **26(3)**, 207-216.
- Lhermitte, R., 1990: Attenuation and Scattering of Millimeter wavelength radiation by clouds and precipitation. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **7**, 464-479.
- Liao, L., and K. Sassen, 1994: Investigation of relationships between Ka-band radar reflectivity and ice and liquid water contents. *Atmos. Res.*, **34**, 231-248.
- Lohmeier, S.P., S.M. Sekelsky, J.M. Firda, G.A. Sadowy, and R.E. McIntosh, 1997: Classification of particles in stratiform clouds using the 33 and 95 GHz polarimetric cloud profiling radar system (CPRS). *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **35**, 256-270.
- Mace, G.G., T.P. Ackerman, E.E. Clothiaux, B.A. Albrecht, 1997: A study of composite cirrus morphology using data from a 94 GHz radar and its relationship to temperature and large-scale vertical motion. *J. Geophys. Res.*, **102**, 13581-13593.
- Matrosov, S.Y., B.W. Orr, R.A. Kropfli, and J.B. Snider, 1994: Retrieval of vertical profiles of cirrus cloud microphysical parameters from Doppler radar and infrared radiometer measurements. *J. Appl. Meteor.*, **33**, 617-626.

- Matrosov, S.Y., A.J. Heymsfield, R.A. Kropfli, B.E. Martner, R.F. Reinking, J.B. Snider, P. Pironen, and E.W. Eloranta, 1998: Comparisons of ice cloud parameters obtained by remote combined sensor retrievals and direct methods. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **15**, 184-196.
- Mead, J.B., R.A. McIntosh, D. Vandemark, and C.T. Swift, 1989: Remote sensing of clouds and fog with a 1.4-mm radar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **6**, 1090-1097.
- Mead, J.B., Pazmany A.L., Sekelsky S.M., and McIntosh R.E., 1994: Millimeter-wave radars for remotely sensing clouds and precipitation. *Proceedings of the IEEE*, **82**, 1891-1906.
- Miller, K.S., and M.M. Rochwarger, 1972: A covariance approach to spectral moment estimation. *IEEE Trans. Informat. Theory*, Vol. IT-18.
- Moran, K.P., B.E. Martner, M.J. Post, R.A. Kropfli, D.C. Welsh, and K.B. Widener, 1998: An unattended cloud-profiling radar for use in climate research. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **79**, 443-455.
- Nemarich, J., R.J. Wellmann, and J. Lacombe, 1988: Backscatter and attenuation by falling snow and rain at 96, 140, and 225 GHz. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **26**, 319-329.
- Okamoto, H, A. Macke, M. Quante, E. Raschke, 1994: Modeling of Backscattering by Non-Spherical Ice Particles for the Interpretation of Cloud Radar Signals at 94 GHz. An Error Analysis. *Contr. Atmos. Phys.* **68**: 319-334.
- Pasqualucci, F., B.W. Bartram, R.A. Kropfli, and W.R. Moninger, 1983: A millimeter-wavelength dual-polarization Doppler radar for cloud and precipitation studies. *J. Climate Appl. Meteorol.*, **22**, 758-765.
- Pazmany, A.L., R.E. McIntosh, R.D. Kelly, and G. Vali, 1994a: An airborne 95 GHz dual polarized radar for cloud studies. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **32**, 731-739.
- Pazmany, A.J., Mead J., McIntosh R., Hervig M., Kelly R., and Vali G., 1994b: 95-GHz polarimetric radar measurements of orographic cap clouds. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **11**, 140-153.
- Quante, M., Danne O., Raschke E., PopStefania I., and Pazmany A., 1996: Observations of Cloud Structure with a 3.2 mm-Wave Radar. Proceedings 12th International Conference on Clouds and Precipitation, Zürich, Schweiz, Vol. 1, 424-427.
- Quante, M., J.P.V. Poyares Baptista, and E. Raschke, (eds.), 1998a: *Synergy of Active Instruments in the Earth Radiation Mission*. Workshop Proceedings, ESA EWP-1968, GKSS 98/E/10, 205pp.
- Quante, M., O. Danne, H. Lemke, and E. Clothiaux, 1998b: On the detection of insects in the convective atmospheric boundary layer by 3.2 mm-wave polarimetric radar. *Submitted to Naturwissenschaften*
- Ramanathan, V., Cess, R.D., Harrison, E.F., Minnis, P., Barkstrom, B.R., Ahmad, E. and Hartmann, D., 1989: Cloud-radiative forcing and climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment. *Science*, **243**, 57-63.
- Raschke E., 1993: Radiation-Cloud-Climate Interaction. In: Raschke E., Jacob D. (eds.) *Energy and Water Cycles in the Climate System*. Springer Berlin Heidelberg New York, 69-93.
- Riley, J.R., 1989: Remote Sensing in Entomology. *Ann. Rev. Entomol.*, **34**, 247-271.
- Sassen K. and L. Liao, 1996: Estimation of Cloud Content by W-Band Radar. *J. Appl. Meteor.*, **35**, 932-938.
- Sekelsky, S.M., and R.E. McIntosh, 1996: Cloud observations with a polarimetric 33 GHz and 95 GHz radar. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **59**, 123-140.
- Syrett, W.J., Albrecht B.A. and Clothiaux E.E., 1995: Vertical structure in a midlatitude cyclone from a 94-GHz Radar. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 3393-3407.
- Takeda, T., and M. Horiguchi, 1986: Simultaneous observation of fine structure of layer clouds at upper- and middle-levels by a laser radar and a 8.6 mm radar. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 109-122.
- Ulaby FT, Moore RK, and Fung AK, 1981: *Microwave Remote Sensing, Active and Passive*. Vol. 1, Norwood, MA, Artech House, 456pp.
- Uttal, T., Clothiaux E.E., Ackerman T.P., Intrieri J.M. and Eberhard W.L., 1995: Cloud boundary statistics during FIRE II. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 4276-4284.
- Vaughn, C.R., 1985: Birds and Insects as Radar Targets: A Review. *Proc. IEEE*, **73**, 205-227.
- Wada, M., 1998: Activity of the Japanese radiation community and the Atmos-B1 program. In Quante, M., J.P.V. Poyares Baptista, and E. Raschke, (eds.), 1998a: *Synergy of Active Instruments in the Earth Radiation Mission*. Workshop Proceedings, ESA EWP-1968, GKSS 98/E/10, 43-46.
- Walter, S.J., 1998: CLOUDSAT: Profiling clouds from space. In Quante, M., J.P.V. Poyares Baptista, and E. Raschke, (eds.), 1998a: *Synergy of Active Instruments in the Earth Radiation Mission*. Workshop Proceedings, ESA EWP-1968, GKSS 98/E/10, 39-42.
- Weikamp, C., H. Flint, W. Lahmann, F.A. Theopold, O. Danne, M. Quante, and E. Raschke, 1998: Simultaneous radar and lidar cloud measurements at Geesthacht (53.5°N). *submitted to Phys. Chem. of the Earth*.

# Windprofiler Radar - Meßprinzip und Signalverarbeitung

Hans Steinhagen und Volker Lehmann

Deutscher Wetterdienst, Meteorologisches Observatorium Lindenberg

## Abstract:

Wind Profiler Radar's allow wind measurements in the free atmosphere from 100 m to about 30 km with high temporal resolution from 5 to 60 minutes and a vertical resolution from 50 to about 500 m. The maximum detectable height depends on the radar frequency, the power-aperture product, and the time and height resolution. The measurement principle is based on the backscattering of electromagnetic waves from turbulent refractive index structures with scales equal to half the radar wavelength as well as the determination of the Doppler radial velocity of the scattering volume.

The signal processing of a Wind Profiler Radar is subdivided into a lot of different steps in the time and frequency range. Based on the Fast-Fourier-Transformation of time series into Doppler-spectra the radial velocity and after a coordinate transformation the Cartesian wind components can be determined.

## Zusammenfassung:

Windprofiler Radar erlauben Windmessungen in der freien Atmosphäre von 100 m bis etwa 30 km mit hoher Zeitauflösung von 5 bis 60 Minuten und einer vertikalen Auflösung von 50 bis etwa 500 m. Die maximal erreichbare Höhe hängt von der Radarfrequenz, dem Leistungs-Apertur-Produkt sowie der Zeit- und Höhenauflösung ab. Das Meßprinzip basiert auf der Rückstreuung elektromagnetischer Wellen an turbulenten Brechungsindex-Strukturen mit Skalenlängen von der halben Radarwellenlänge und der Bestimmung der Doppler-Radialgeschwindigkeit des Streuvolumens.

Die Signalverarbeitung eines Windprofiler-Radar wird in eine Vielzahl von verschiedenen Schritten im Zeit- und Frequenzbereich unterteilt. Ausgehend von der schnellen Fourier-Transformation der Zeitreihen in Dopplerspektren können die Radialgeschwindigkeit und nach einer Koordinatentransformation die kartesischen Windkomponenten bestimmt werden.

## 1. Einleitung

Windprofiler Radar (WPR) arbeiten im VHF bzw. UHF Frequenzbereich (30 - 3000 MHz). Sie senden Radarstrahlen vertikal und um einen definierten Winkel geneigt in die freie Atmosphäre. Die an Inhomogenitäten des Brechungsindexes rückgestreuten Signale aus mindestens 3 verschiedenen Radarstrahlrichtungen erlauben die Bestimmung von Windgeschwindigkeit und Windrichtung bis in Höhen von maximal 30 km.

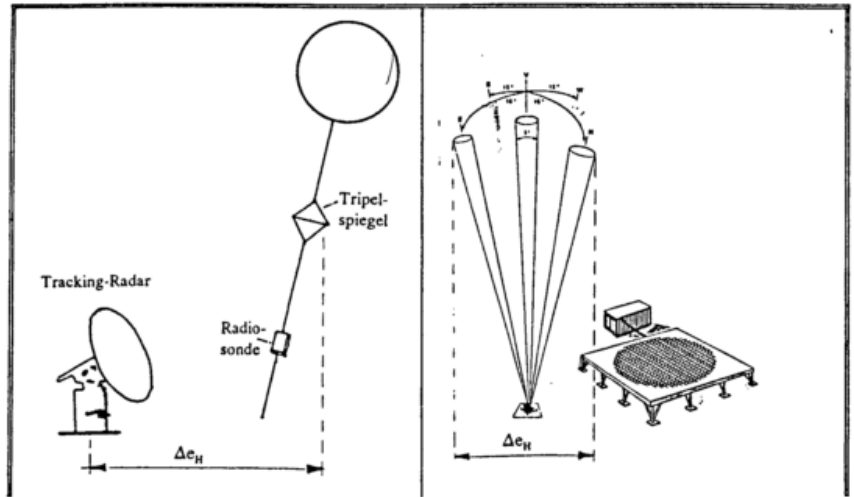
In Abhängigkeit von der Sendefrequenz werden verschiedene WPR-Typen unterschieden, die in Tabelle 1 zusammengefaßt sind. Die untere Meßhöhe dieser WPR ist durch die notwendige Umschaltzeit von Senden auf Empfangen bestimmt, die sich i. allg. mit der abgestrahlten Leistung und der Antennenfläche vergrößert.

WPR-Typ	VHF-WPR	Low UHF-WPR	High UHF-WPR
International festgelegte Frequenzen (MHz)	40 - 80	300 - 500	900 - 1400
In Deutschland festgelegte Frequenzen (MHz)	53,5	482	1290
Antennenfläche (m <sup>2</sup> )	ca. 1000	ca. 100	ca. 10
Spitzenleistung (kW)	5 - 60	1 - 50	0.3 - 5
Vertikaler Meßbereich (km)	1.5 - 30	0.5 - 16	0.1 - 3
Vertikale Auflösung (m)	150 - 500	150 - 500	50 - 100

Tabelle 1: Kennwerte der verschiedenen WPR-Typen

WPR sind in der Lage Messungen des Windvektors operationell mit einer Zeitauflösung von 5 - 60 Minuten in einem genau definierten Volumen vorzunehmen. Dahingegen weist die weltweit eingesetzte Radiosonde für die Windmessung einige nicht überwindbare methodische Mängel auf (s.a. Abb.1):

- \* Aufgrund der endlichen Aufstiegs geschwindigkeit (5m/s) der Radiosonde sind die in oberen Höhen erfaßten meteorologischen Meßwerte gegenüber denen der unteren Höhen zeitlich versetzt.
- \* In Abhängigkeit vom horizontalen Windvektor verdriftet die Radiosonde und mißt an unterschiedlichen Meßorten.
- \* Das minimale Zeitintervall für aufeinanderfolgende Radiosondenmessungen beträgt 6 (12) Stunden und kann nur mit erheblichem logistischen Aufwand auf 2 Stunden reduziert werden.



Sondierungsmethode	Radiosondierung	Windprofiler-Radar
Zeit für Einzelmessung	$\Delta t = 100 \text{ min}$ ( $v_A = 5 \text{ m/s}$ )	$\Delta t = 1 - 5 \text{ min}$
Horizontaler Meßbereich $\Delta c_H$	30 km bei $v_H = 5 \text{ m/s}$ 120 km bei $v_H = 20 \text{ m/s}$	1,6 km bei: $h = 3000 \text{ m}$ $\alpha = 15^\circ$ 6,4 km bei: $h = 12000 \text{ m}$ $\alpha = 15^\circ$
Zeitintervall für aufeinanderfolgende Messungen	$\Delta T = 6 (12) \text{ h}$ $\Delta T_{\text{min}} = 2 \text{ h}$	$\Delta T = 60 \text{ min}$ $\Delta T_{\text{min}} = 5 \text{ min}$

Abb. 1: Vergleich der Windmessung mit Radiosonden und Windprofiler-Radar

Eine Erfassung von Windstrukturen bis hinunter in den Mikro- $\alpha$ -Bereich kann auf der Grundlage von Radiosondenmessungen nicht geleistet werden. Im Gegensatz dazu sind mit WPR quasi kontinuierliche Windmessungen mit hoher zeitlicher und vertikaler Auflösung direkt über dem Meßstandort möglich. Dabei kann neben der horizontalen auch die vertikale Windgeschwindigkeit direkt gemessen werden. WPR arbeiten vollautomatisch und erfordern kein Bedienpersonal. Die laufenden Kosten für eine Messung sind im Vergleich zur Radiosondierung gering.

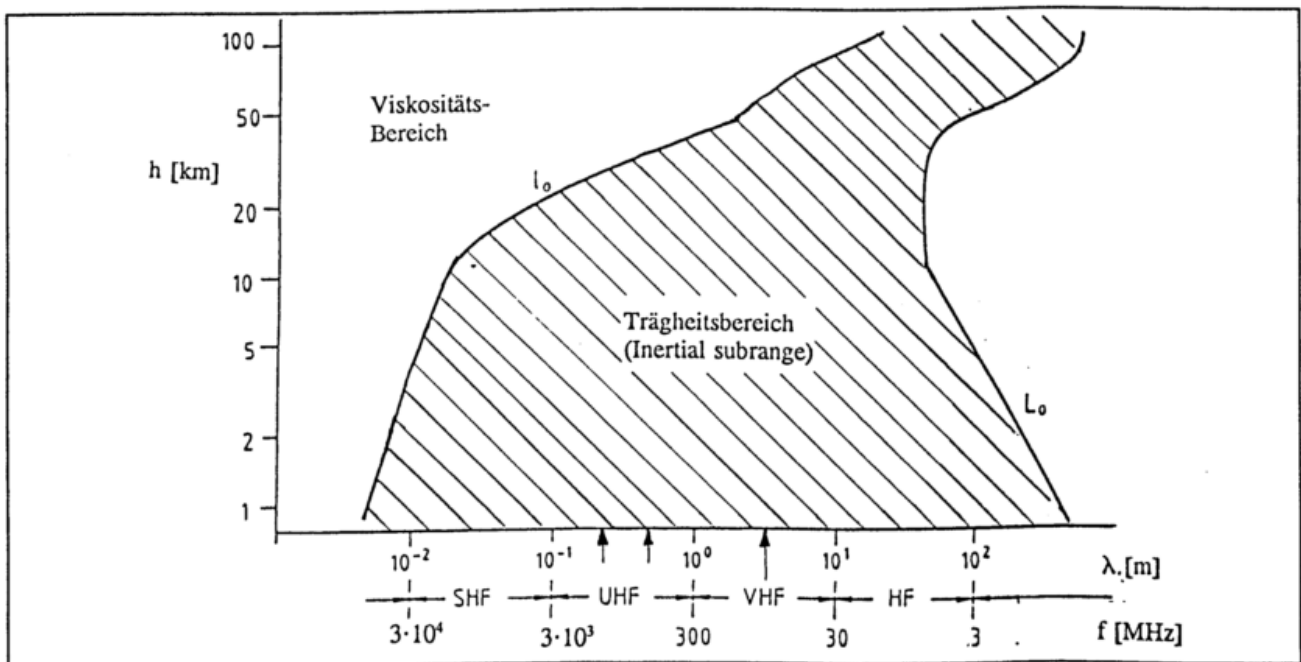
## 2. Theoretische Grundlagen

### 2.1 Rückstreumechanismen bei Klarluftbedingungen

Die Grundlage für die Funktion eines WPR bildet die Rückstreuung des ausgesandten Radarsignals an turbulenten Brechungsindexstrukturen in der Atmosphäre mit Skalenlängen, die der halben Wellenlänge des WPR-Signals entsprechen. Der Brechungsindex  $n$  in der freien Atmosphäre ergibt sich nach (Bean und Dutton, 1966):

$$n = 1 + 77,6 \cdot 10^{-6} \frac{p}{T} + 0,373 \frac{e}{T^2} - 40,3 \frac{N_e}{f_R^2} \quad (1)$$

Darin ist  $T$  (K) die Temperatur,  $p$  (hPa) der Luftdruck,  $e$  (hPa) der Wasserdampfdruck,  $N_e$  die Anzahl der freien Elektronen pro  $m^3$  und  $f_R$  die Radarfrequenz. In der unteren Troposphäre wird der Brechungsindex im wesentlichen durch den „feuchten Term“ ( $e/T^2$ ) bestimmt, während in der oberen Troposphäre und in der Stratosphäre der „trockene Term“ ( $p/T$ ) dominiert. In der Mesosphäre wird der Brechungsindex durch die Dichte freier Elektronen charakterisiert. Für meteorologische Anwendungen in der Troposphäre und Stratosphäre kann dieser letzte Term vernachlässigt werden, so daß hier der Brechungsindex  $n$  im wesentlichen durch Temperatur und Wasserdampfdruck sowie in geringerem Maße durch den Luftdruck bestimmt wird. Die Rückstreuung elektromagnetischer Wellen unter Klarluftbedingungen (Clear-air conditions) wird durch Schwankungen des Brechungsindex  $C_n^2$  mit einer räumlichen Ausdehnung von  $\lambda/2$  (Bragg-Bedingung) bewirkt. Schwankungen des Brechungsindex entstehen insbesondere durch Turbulenz und vertikale differentielle Advektion (Muschinski et al. 1997). Turbulente Schwankungen können in der freien Atmosphäre durch Konvektionen und interne dynamische Prozesse (z.B. Brechung von Schwerewellen) und in der Grenzschicht auch durch die Rauigkeit der Erdoberfläche angeregt werden. Dabei zerfallen die angeregten großen Turbulenzskalen  $L_0$  im sogenannten Trägheitsbereich in immer kleinere Wirbel bis hinunter zu der unteren Turbulenzskala  $l_0$ . Der untere Turbulenzskala stellt die Grenze zwischen dem Trägheitsbereich und dem Viskositätsbereich dar, in dem die turbulente Energie ausschließlich in Wärme umgewandelt wird. Abb. 2 stellt eine schematische Übersicht dieser Vorgänge dar, wobei die Skalenlänge der Turbulenz auf der Abszisse, entsprechend der Bragg-Bedingung, der Radarwellenlänge bzw. der Sendefrequenz entspricht.



**Abb.2:** Schematische Darstellung der Turbulenzskalen in Abhängigkeit von der Höhe; Die turbulente Energie in der oberen Turbulenzskala  $L_0$  zerfällt im Trägheitsbereich durch nichtlineare Prozesse sukzessiv in kleinere Skalen bis hinunter zur Kolmogorov'schen Mikroskala  $l_0$ . Im Viskositätsbereich wird die turbulente Energie in Wärme umgewandelt.

Die Höhenverteilung der Turbulenzskalen bestimmt den Bereich, aus dem bei einer bestimmten Radarwellenlänge Rückstreusignale erhalten werden können. Es kann gezeigt werden (Hardy et al. 1966; Doviak und Zrníc, 1993), daß die aus einem definierten Volumen rückgestreute Intensität bei homogener und isotroper Turbulenz mit einer Skalenlänge  $l_0 < \lambda/2 < L_0$  von den Schwankungen des Brechungsindex und der Radarwellenlänge in folgender Weise abhängt:

$$\eta_t = 0.38 C_n^2 \lambda^{-1/3} \quad (2)$$

Dabei werden Turbulenzstrukturen mit einer räumlichen Ausdehnung von  $\lambda/2$  erfaßt. Deshalb wird dieser Rückstreumechnismus auch als Bragg-Streuung charakterisiert. Die aus einem Streuvolumen unter Klarluftbedingungen empfangene Rückstreuleistung  $P_R$  eines Radars ist von der Radarreflektivität  $\eta_t$ , den Radar-Systemparametern Sendeleistung  $P_T$  und effektiver Antennenfläche  $A_e$  sowie der Höhenauflösung  $\Delta h$

und der mittleren Entfernung  $h$  zum Streuvolumen in folgender Weise abhängig (s. a. Doviak und Zrnica, 1993; Gossard und Strauch, 1983):

$$P_R = \alpha \frac{P_T A_E \Delta h}{8\pi h^2} \eta_t \quad (3)$$

Darin ist  $\alpha$  ein Faktor, mit dem die technischen Systemeigenschaften des WPR berücksichtigt werden. Für die Bragg-Streuung ist charakteristisch, daß die Rückstreuleistung aus einem definierten Volumen mit der Entfernung  $h$  um  $h^2$  abnimmt. Die Höhenauflösung  $\Delta h$  in dem vom Radarstrahl erfaßten Volumen wird durch die Impulslänge  $t_p$  des Radarsignals bestimmt

$$\Delta h = t_p \frac{c}{2} \quad (4)$$

Darin ist  $c$  die Ausbreitungsgeschwindigkeit für elektromagnetische Wellen.

Befinden sich in dem untersuchten Volumen Niederschlagspartikel so werden die elektromagnetischen Wellen von den kugelförmigen Teilchen inkohärent rückgestreut. Ist der Teilchendurchmesser klein gegenüber der Radarwellenlänge (Rayleigh-Näherung) erhält man für die Volumenreflektivität  $\eta_p$

$$\eta_p = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 \cdot Z \quad (5)$$

Darin beschreibt  $|K|^2$  die Eigenschaften der rückstreuenden Partikel (z.B.  $|K|^2 \approx 0,93$  für Wasser) und  $Z$  die Radarreflektivität. Aus dem Vergleich von Gl. (2) und (5) erkennt man die unterschiedliche Frequenzabhängigkeit bei Bragg- und Rayleigh-Streuung. Bei kürzeren Radarwellenlängen (im UHF-Bereich) wird deshalb bei Niederschlag der durch Rayleigh-Streuung verursachte Anteil (Gl. 5) im Vergleich zur Bragg-Streuung (Gl. 2) größer. Aus diesem Grund werden für WPR i.allg. Wellenlängen  $> 20$  cm benutzt. Bei Wellenlängen von 20-50 cm treten im Fall des Vorhandenseins von Niederschlagspartikeln im Streuvolumen sowohl Bragg- als auch Rayleigh-Streuung auf. Dies muß bei der Auswertung der Rückstreusignale berücksichtigt werden.

Untersuchungen im VHF-Band haben gezeigt, daß die Eholeistung in diesem Frequenzbereich zusätzlich von der Radarstrahlrichtung abhängt, d.h. man erhält aus der vertikalen Strahlrichtung eine höhere Signalleistung als aus den geneigten Strahlrichtungen. Diese Erscheinung wird als Aspektempfindlichkeit bezeichnet und wird durch anisotrope Strukturen des Brechungsindex im Streuvolumen hervorgerufen. Wegen der i.allg. vorhandenen horizontalen Strukturierung in der Atmosphäre treten in der Normalebene des Radarstrahls bei dünnen Schichten großer horizontaler Ausdehnung ausgeprägte Diskontinuität des Brechungsindex auf, die zu einer erhöhten Rückstreuleistung bezogen auf Gl.(3) führen (Röttger und Larsen (1990)). Dieser Rückstreumechanismus wird als Fresnel-Reflexion bezeichnet. Existieren mehrere Diskontinuitäten des Brechungsindex in einem Streuvolumen, so wird von Fresnel-Streuung gesprochen. Diese Rückstreumechanismen dominieren bei Wellenlängen im VHF-Band, während sie bei Wellenlängen im UHF-Band vernachlässigt werden können.

## 2.2 Doppler-Methode

Mit einem WPR können auf der Grundlage von Gl. (2) und (3) verschiedene atmosphärische Eigenschaften gemessen werden. Jedoch steht die Messung des Windvektors im Vordergrund, die überwiegend nach der Doppler-Methode erfolgt. Dabei wird die Dopplerverschiebung des aus der Atmosphäre rückgestreuten Radarsignals in den verschiedenen Höhenstufen  $\Delta h$  entlang von drei oder mehr Strahlrichtungen gemessen. Abb. 3 zeigt eine Strahlkonfiguration mit einem vertikalen und 4 um den Winkel  $\theta = 15^\circ$  geneigten Radarstrahlen, die sequentiell nacheinander aktiviert werden. Aus der Messung der Dopplerverschiebung in den verschiedenen Radarstrahlrichtungen  $i$  wird die Radialgeschwindigkeit  $v_{ri}$  berechnet. Dabei wird die Gültigkeit der Taylor-Hypothese vorausgesetzt, d.h. es wird davon ausgegangen, daß sich die streuenden Strukturen mit dem Umgebungswind bewegen. Die Geschwindigkeit dieser Strukturen wird der Windgeschwindigkeit gleichgesetzt. Eine weitere Voraussetzung für dieses Meßprinzip ist ferner, daß das Windfeld in dem Streuvolumen, das von den 3 bzw. 5 Radarstrahlen erfaßt wird, homogen ist. Diese Annahme

kann z.B. bei Konvektion oder Schwerewellen verletzt sein und muß bei der Signalauswertung u.U. berücksichtigt werden.

Die Radialgeschwindigkeit  $v_{ri}$  ergibt sich in einfacher Weise aus der Radarwellenlänge  $\lambda$  und der Dopplerverschiebung  $f_D$  in Bezug auf die ausgesandte Sendefrequenz  $f_R$

$$v_{ri} = \frac{c f_D}{2 f_R} = \frac{\lambda}{2} \cdot f_D \quad (6)$$

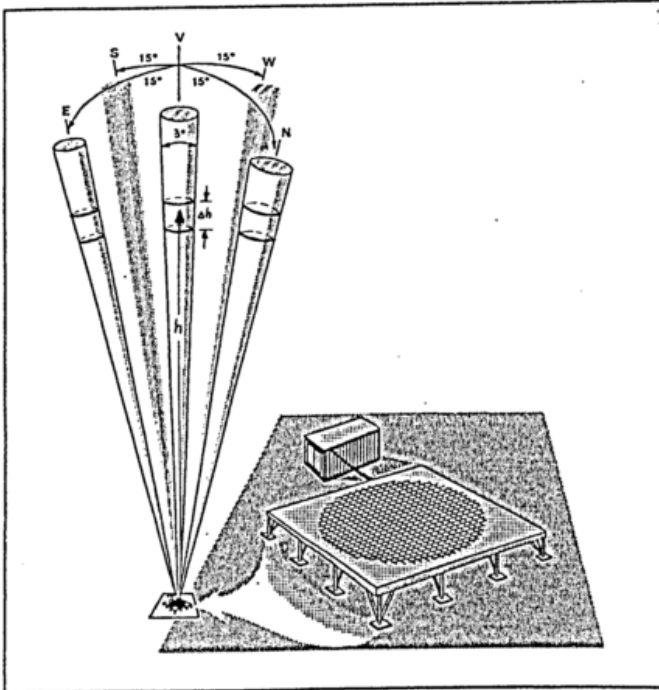


Abb. 3: WPR-Konfiguration mit 5 verschiedenen Radarstrahlrichtungen

Das Problem zur Messung der Radialgeschwindigkeit besteht nun in der Bestimmung der Dopplerverschiebung  $f_D$  ( $f_D \ll f_0$ ). Aufgrund der bei typischen Windgeschwindigkeiten sehr geringen Werte der Dopplerverschiebung ist eine direkte Frequenzmessung des Einzelimpulses technisch sehr aufwendig. Stattdessen wird die Phasenänderung aus einer Reihe von Einzelimpulsen bestimmt. Über die Beziehung  $d\Psi/dt = \omega_D$  kann dann die Dopplerfrequenz ermittelt werden. In der Praxis bildet man aus mehreren empfangenen Phasenwerten eine Zeitreihe (üblicherweise 64, 128 oder 256 Werte), die anschließend mittels schneller Fourier-Transformation einer Frequenzanalyse unterzogen wird. Nach dem Abtasttheorem ist die höchste auflösbare Frequenz bei der Bestimmung der Dopplerverschiebung durch die Nyquist-Frequenz  $f_N$  vorgegeben.

$$f_N = \frac{1}{2\tau} \quad (7)$$

Aus Gl. (7) erhält man mit Gl.(6) die Nyquist-Geschwindigkeit  $v_N$

$$v_N = \frac{\lambda}{4\tau} \quad (8)$$

Zur Ermittlung der Dopplergeschwindigkeit wird das rückgestreute Empfangssignal mittels einer Fouriertransformation mit  $N_F$  Punkten in ein Leistungsspektrum transformiert. Dabei kann i.allg. nur ein akzeptables Signal-Rausch-Verhältnis erreicht werden, wenn vorher  $N$  Zeitsignale kohärent integriert werden. Dies ist unter der Voraussetzung berechtigt, daß sich während der Integrationszeit die Turbulenzstrukturen nicht verändern. Mit den genannten Signalverarbeitungsschritten erhält man eine Periodendauer  $\tau_0$ , in der ein Dopplerspektrum erzeugt wird.

$$\tau_0 = N_k \cdot N_F \cdot \tau \quad (9)$$

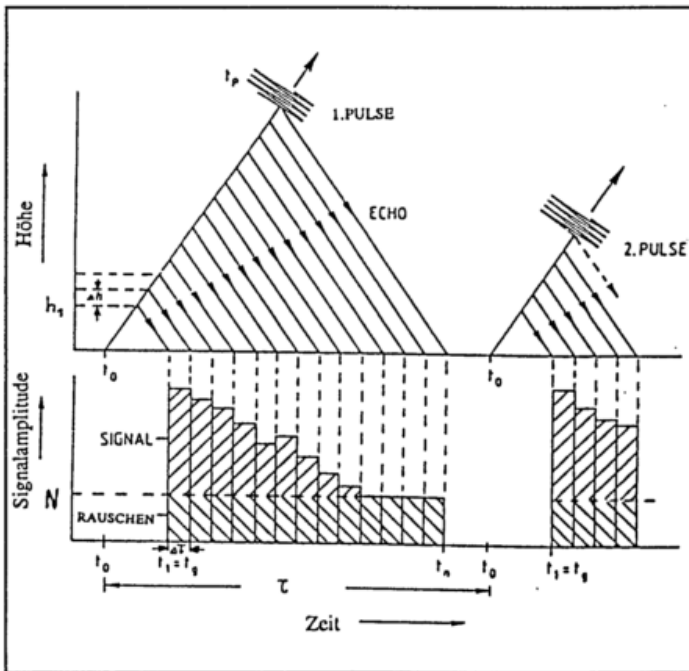
Damit ergibt sich die Auflösung der Radialgeschwindigkeit

$$\Delta v_{ri} = \frac{\lambda}{2 N_k N_F \tau} \quad (10)$$

und die maximale erfassbare Radialgeschwindigkeit  $v_{max}$

$$v_{max} = \frac{\lambda}{4 N_k \tau} \quad (11)$$

Durch  $v_{max}$  wird die höchste eindeutig ermittelbare Radialgeschwindigkeit bestimmt. Sind die tatsächlich auftretenden Radialgeschwindigkeiten größer als  $v_{max}$ , so werden diese in das erfaßte Dopplerspektrum gefaltet (Frequency aliasing), was zu fehlerhaften Radialgeschwindigkeiten führen kann.



Zur Erzielung eines hohen Signal-Rausch-Verhältnisses beim Empfang des rückgestreuten Signals soll  $\tau$  einerseits möglichst klein sein. Andererseits wird durch  $\tau$  die maximal erfassbare Meßhöhe bestimmt:

$$h_{\max} = \frac{c \cdot \tau}{2} \quad (12)$$

Wird allerdings  $\tau$  zu klein gewählt, so können sich Rückstreusignale des 1. Radarimpulses aus größeren Höhen mit denen des 2. Radarimpulses aus unteren Höhen vermischen (range aliasing).

Abb. 4: Schematische Darstellung eines Windprofiler-Radar-Zyklus (aus Czechowsky, 1994). Der vom Windprofiler ausgesandte Radarimpuls mit der Impulsdauer  $t_p$  und der Pulzwiederholzeit  $\tau$  wird in der Zeit  $t_1$  bis  $t_1 + \Delta t$  aus der Höhenschicht  $h_1 + \Delta h$  zurückgestreut und empfangen.

### 2.3 Momente im Dopplerspektrum

Die aufeinanderfolgend empfangenen Radarsignale für ein Höhenintervall stellen eine Zeitreihe dar. Geht man davon aus, daß diese Zeitreihe stationär und normalverteilt ist, so wird sie eindeutig durch das Leistungsdichtespektrum bzw. Dopplerspektrum beschrieben. Das Rückstreusignal kann dann im Dopplerspektrum durch die ersten drei spektralen Momente charakterisiert werden, (Keeler und Passarelli, 1990; Abb. 5).

Zur Signalauswertung wird die spektrale Rückstreuleistung  $P_S(f)$  von der Rauschleistung  $P_N$  subtrahiert. Die Momente werden dann in dem Bereich  $f_L - f_H$  bestimmt, in dem die Rückstreuleistung ausgehend vom Peak das erste Mal geringer als die Rauschleistung ist. Die ersten 3 Momente sind dann wie folgt definiert:

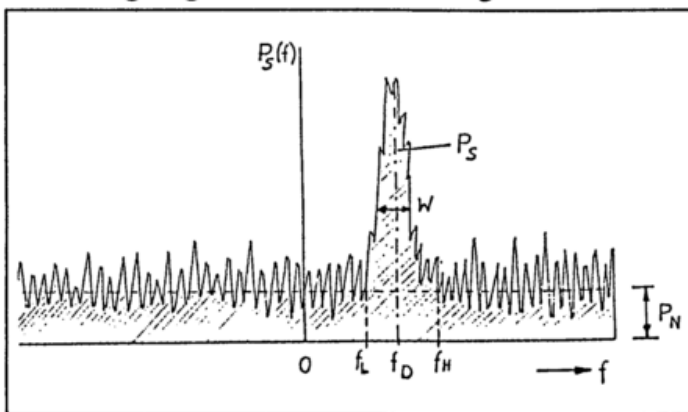


Abb. 5 Spektrale Momente bei der Signalverarbeitung eines Windprofiler-Doppler-Radar;  $P_N$ : spektrale Rauschleistung;  $P_S$ : spektrale Rückstreuleistung;  $f_D$ : Dopplerfrequenz;  $W$ : spektrale Breite;  $f_L$ : untere Frequenzgrenze;  $f_H$ : obere Frequenzgrenze.

$$M_0 = P_S = \int_{f_L}^{f_H} P_S(f) df \quad (13)$$

$$M_1 = f_D = \frac{1}{P_S} \int_{f_L}^{f_H} f \cdot P_S(f) df \quad (14)$$

$$M_2 = W^2 = \frac{1}{P_S} \int_{f_L}^{f_H} (f - f_D)^2 P_S(f) df \quad (15)$$

Das 0. Moment (Gl. (13)) entspricht der Fläche zwischen dem Peak und der mittleren Rauschleistung und stellt die mittlere spektrale Rückstreuleistung dar. Das 1. Moment (Gl.(14)) ist mit der Dopplerverschiebung  $f_D$  des Rückstreuolumens bzw. entsprechend Gl. 6 mit der Radialgeschwindigkeit  $v_{ri}$  identisch, während das 2. Moment (Gl.(15)) ein Maß für die Geschwindigkeitsschwankungen in dem erfaßten Streuvolumen ist.

Existiert nur 1 Peak im Dopplerspektrum, so ist die Ermittlung der Radialgeschwindigkeit einfach. Praktisch treten jedoch aufgrund von Niederschlag, Festechos, Flugobjekte (Flugzeuge, Vögel) oder auch durch

elektromagnetische Interferenz Mehrfachpeaks auf. Für diese Fälle befinden sich spezielle Auswerteverfahren in Entwicklung (Mullepeakanalyse (Griesser, 1998), Wavelettransformation, (Jordan et al. 1997) und Fuzzy-Logic-Analyse (Cornman et al. 1997).

## 2.4 Berechnung der kartesischen Windkomponenten

Nach Gl. (14) und Gl. (6) können die Radialgeschwindigkeiten  $v_{r_i}$  für ein WPR (s.a. Abb. 3) ermittelt werden. Für eine Systemkonfiguration mit 3 Radarstrahlrichtungen (Nord, Ost und vertikal) werden 3 Radialgeschwindigkeiten  $v_{r1}, v_{r2}$  und  $v_{r3}$  gemessen, die mit den kartesischen Windkomponenten  $u$  und  $v$  und dem Neigungswinkel  $\theta$  der Radarstrahlen durch einfache geometrische Beziehungen verknüpft sind:

$$\begin{aligned} v_1 &= u \cdot \sin \theta + w \cdot \cos \theta \\ v_2 &= v \cdot \sin \theta + w \cdot \cos \theta \\ v_3 &= w \end{aligned} \quad (16)$$

Daraus ergeben sich die horizontalen Windkomponenten  $u$  und  $v$ :

$$\begin{aligned} u &= \frac{v_1}{\sin \theta} - \frac{w}{\tan \theta} \\ v &= \frac{v_2}{\sin \theta} - \frac{w}{\tan \theta} \end{aligned} \quad (17)$$

Der Nachteil dieser Variante ist, daß die horizontalen Windkomponenten von dem Vertikalwind  $w$  abhängig sind. Aufgrund der typischerweise geringen Werte der Vertikalwindgeschwindigkeit und der Ungenauigkeiten hinsichtlich der Meßwertauflösung dieser Größe (Gl.(10)) wie auch durch die Schwierigkeiten bei der Unterscheidung zwischen der Vertikalgeschwindigkeit nahe 0 und den dort auftretenden Groundclutter-Echos ist die Fehlerhäufigkeit bei der Vertikalwindbestimmung i.allg. größer als bei den geneigten Beams. Dieser Nachteil kann bei einer Systemkonfiguration mit 5 Radarstrahlrichtungen umgangen werden.

$$\begin{aligned} v_1 &= u \cdot \sin \theta + w \cdot \cos \theta \\ v_2 &= v \cdot \sin \theta + w \cdot \cos \theta \\ v_3 &= -u \cdot \sin \theta + w \cdot \cos \theta \\ v_4 &= -v \cdot \sin \theta + w \cdot \cos \theta \\ v_5 &= w \end{aligned} \quad (18)$$

Aus diesen Gleichungen ergeben sich die horizontalen Windkomponenten wie folgt:

$$\begin{aligned} u &= \frac{v_{r1} - v_{r3}}{2 \sin \theta} \\ v &= \frac{v_{r2} - v_{r4}}{2 \sin \theta} \end{aligned} \quad (19)$$

Der Vorteil dieser Systemkonfiguration besteht darin, daß die horizontalen Windkomponenten unabhängig vom Vertikalwind werden können.

## 3 Signalverarbeitung eines WPR

### 3.1 Systemkonfiguration

Obwohl sich verschiedene WPR konstruktiv voneinander unterscheiden, verfügen sie über einige übereinstimmende Eigenschaften, die in einem vereinfachten Blockschaltbild (Abb. 6) zusammengefaßt sind, in dem sich ein Sendezweig (oben) und ein Empfangszweig (unten) unterscheiden lassen.

Im Sendezweig befindet sich ein hochstabiler Sinus-Oszillator, dessen Ausgangssignal von dem Radarimpuls mit einer Breite von 0,3  $\mu$ s bis 6,7  $\mu$ s moduliert wird.

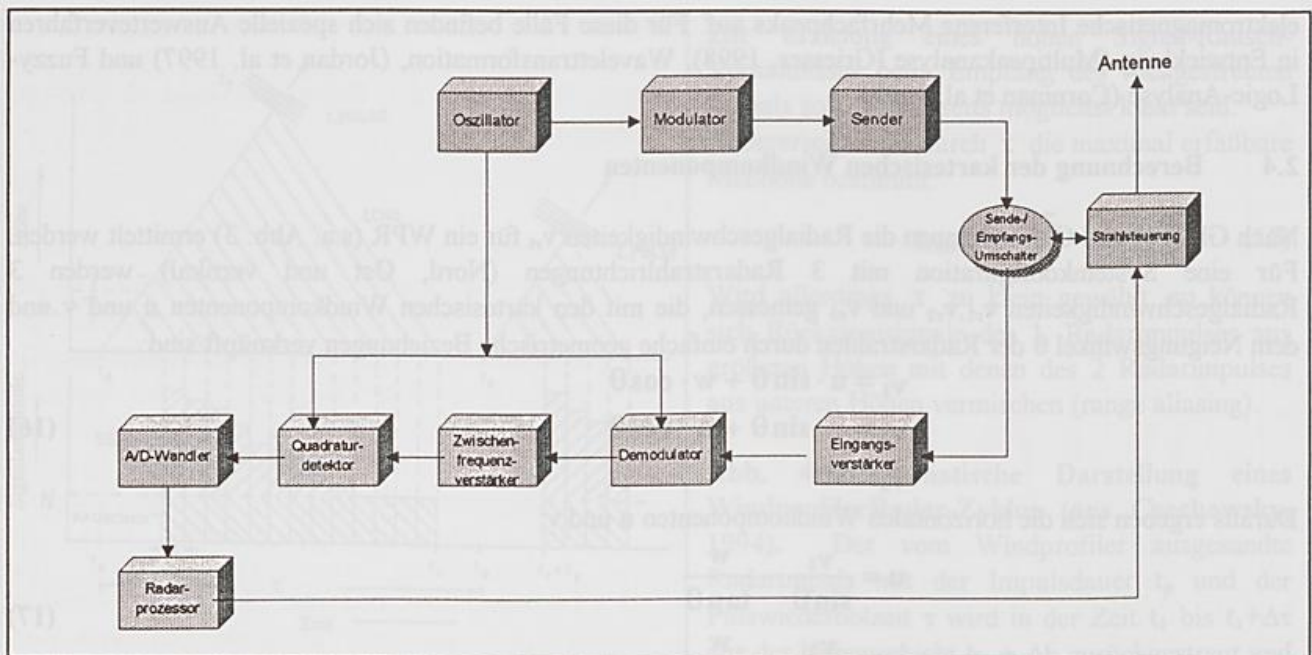


Abb.6 Vereinfachtes Blockschaltbild eines Windprofiler/Radar

Zur Erzielung einer möglichst geringen Frequenzbandbreite des Sendesignals werden die Flanken des Radarimpulses so geformt, daß der Impulsübergang möglichst sanft verläuft (Ideal wäre ein Gauß'scher Verlauf). Anschließend gelangt das Radarsignal über den eigentlichen Sender zum Sende-/Empfangs-Umschalter und von dort zur Antenne. Die Antennenausführung hängt entscheidend von der Betriebsfrequenz des WPR ab und ist eine wichtige Systemkomponente, weil sie die Halbwertsbreite des Radar-Sende-/Empfangsstrahls und den Winkel der geeigneten Radarstrahlen bestimmt. Mit der Radarimpulsbreite  $t_p$  des Sendesignals und den Antennenparametern ist das vom System erfaßte Streuvolumen definiert. Der für die Höhe der empfangenen Rückstreuleistung entscheidende Gewinn einer WPR-Antenne wird durch die effektive Antennenfläche  $A_e$  und durch die Radarwellenlänge  $\lambda$  bestimmt.

$$G = \frac{4\pi A_e}{\lambda^2} \quad (20)$$

Als Antennenkonfiguration werden koaxiale kollinare Array-Antennen (CoCo) oder Yagi-Antennenfelder eingesetzt. Abb. 7 zeigt ein Beispiel für eine CoCo-Antenne bei 482 MHz, die aus 2 Antennenebenen mit jeweils 60 Antennenelementen (2 Reihen mit 30 Elementen) besteht. Die Antennen der oberen Ebene sind rechtwinklig zu den Antennen in der unteren Ebene angeordnet.

Durch Einstellung verschiedener Phasenverzögerungen des Sendesignals in der Beamsteuerung können jeweils 2 verschiedene Neigungswinkel des Radarstrahles in jeder Antennenebene erzeugt werden. Da die vertikalen Radarstrahlen beider Antennenebenen praktisch übereinstimmen sind mit dieser Antenne 5 verschiedene Strahlrichtungen generierbar.

Das rückgestreute Empfangssignal gelangt von der Antenne über den Sende-/Empfangs-Umschalter zu einem rauscharmen, selektiven Eingangsverstärker, der nach dem Aussenden des Radarsignals nach einer möglichst kurzen Verzögerungszeit für den Empfang freigegeben wird. Nach der Demodulation erfolgt die Zwischenverstärkung durch an das Radarsignal angepaßte Filter mit einer Bandbreite  $B$  (Skolnik, 1981).

$$B \approx \frac{1,4}{t_p} \quad (21)$$

Das Zwischenfrequenzsignal wird vom Quadratur-Detektor in Basisband-Zeitreihen von Sinus- und Cosinus-Komponenten zerlegt, die im AD-Wandler digitalisiert und dann dem Radarprozessor zur weiteren Signalverarbeitung zugeführt werden.



Abb. 7 Ansicht der 482 MHz-WPR-Antenne mit vier akustischen Quellen um die Antenne herum für die Temperatursondierung

### 3.2 Digitale Signalverarbeitung

Die im Radarprozessor implementierte Signalverarbeitung wird hier auf der Grundlage von Abb. 8 vereinfacht dargestellt. Dabei kann zwischen Verarbeitungsschritten im Zeitbereich und im Frequenzbereich unterschieden werden.

Die Anwendung der Mittelung im Zeitbereich setzt voraus, daß die gemittelten Werte kohärent sind, d.h. daß die einzelnen Werte untereinander eine hohe Korrelation aufweisen. Da die Korrelationszeit der Rückstreuungssignale i.allg. wesentlich größer ist als die Zeit für die kohärente Mittelung, ist die Implementierung dieser Operation berechtigt. Sie hat außerdem den Vorteil der Rohdatenreduzierung. Die Mittelung im Zeitbereich stellt nach Schmidt et al., (1979) eine Kammfilterung dar, die eine Verbesserung des SNR um  $N_k$  bewirkt. Durch Erhöhung der Anzahl der kohärenten Mittelungen wird also das SNR um  $N_k$  verbessert.

Durch die anschließende Beseitigung des Gleichspannungsanteils vom Rückstreuungssignals wird der Dynamikumfang des auszuwertenden Signals vergrößert.

Im nächsten Schritt werden die aufbereiteten Zeitreihen (für jedes Höhenintervall  $\Delta h$ ) mittels einer schnellen Fouriertransformation für  $N_F$  Meßpunkte des Leistungsspektrums  $P_S(f)$  bzw.  $P_S(v)$  berechnet. Um die Streuungen im Leistungsspektrum zu reduzieren, werden  $N_S$  Dopplerspektren gemittelt.

Damit ergibt sich die Gesamt-Mittelungszeit für eine Strahlrichtung der Radialgeschwindigkeit, die auch als „Dwelltime“ bezeichnet wird:

$$t_D = \tau \cdot N_k \cdot N_F \cdot N_S \quad (22)$$

Sie liegt normalerweise im Bereich von 20-40s. Eine zu lange spektrale Mittelungszeit  $N_S$  kann in Abhängigkeit von der Windvariabilität eine Erhöhung der spektralen Breite zur Folge haben. Deshalb soll nach

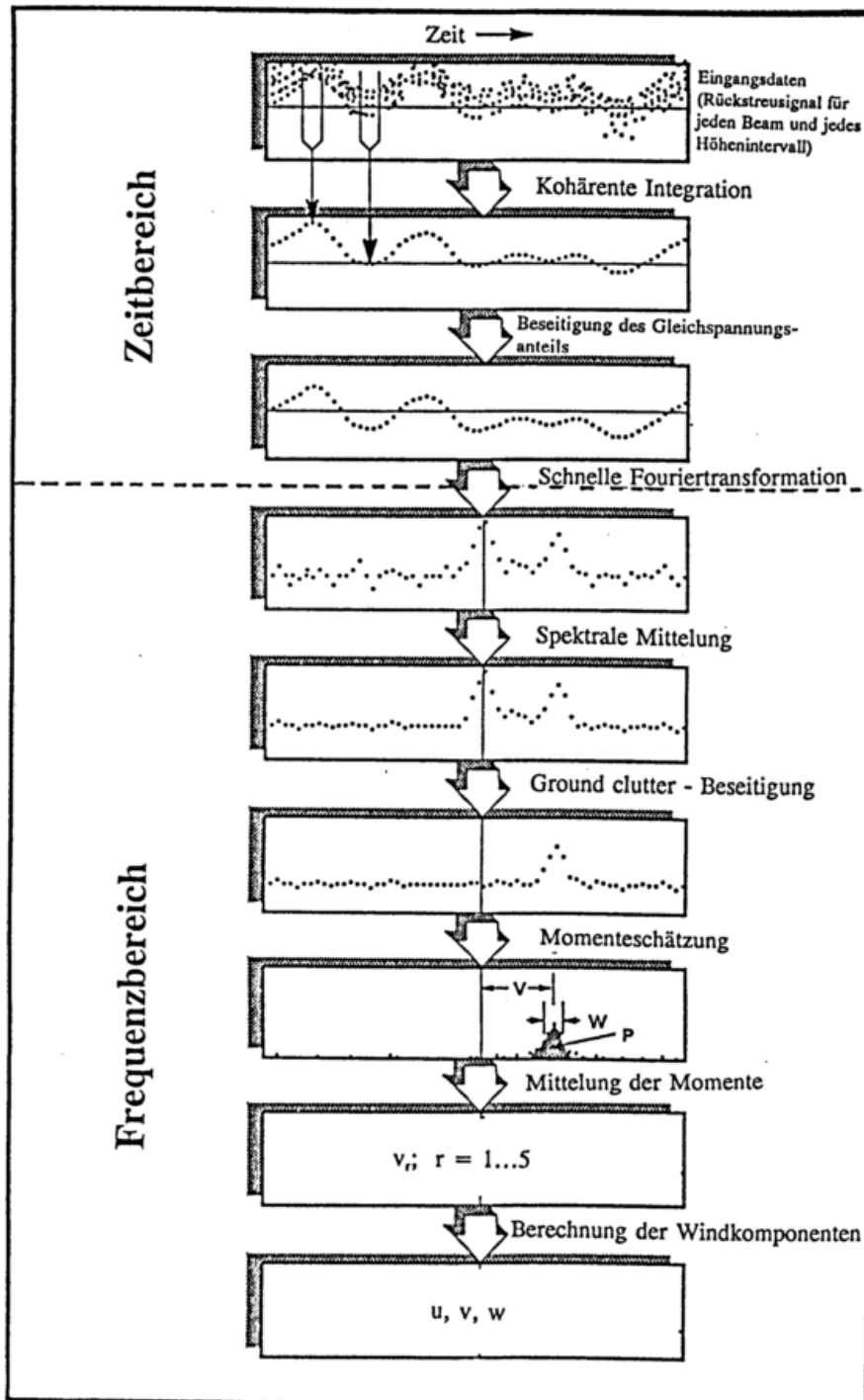


Abb. 8 Signalverarbeitung eines WPR

Gossard und Strauch (1983) eine Obergrenze von  $N_s$  nicht überschritten werden.

$$N_s \leq \frac{d}{N_k \cdot N_F \cdot \tau \cdot v_m} \quad (23)$$

Darin ist  $v_m$  die mittlere Windgeschwindigkeit und  $d$  die Strahlöffnungsweite in der maximalen Meßhöhe. Der nächste Schritt der Signalverarbeitung betrifft die Groundclutter- oder Festecho-Beseitigung. Festechos entstehen durch Reflexion der Antennen-Nebenkeulen an ruhenden Objekten, wie z.B. Gebäuden oder Bäumen. Festechos erscheinen im Dopplerspektrum durch einen zum Nullpunkt symmetrischen Peak. Derartige

symmetrische Peaks müssen für die weitere Verarbeitung eliminiert werden. Ein Problem entsteht hier, wenn sehr geringe Windgeschwindigkeiten (z.B. die Vertikalwindgeschwindigkeit) nahe dem Nullpunkt auftreten und wenn das Festechosignal wesentlich größer als das Rückstreusignal ist. Für diesen Fall existieren weiterentwickelte Algorithmen („Intermittent Clutter Reduction Algorithmus“, Merritt, (1995)) die die statistische Verteilung der einzelnen spektralen Peaks analysieren.

Nach der im Abschnitt 2.3 beschriebenen Schätzung der Momente erfolgt i.allg. noch eine Konsensus-Mittelung der Momentdaten nach einem Konsensus-Algorithmus, der von Strauch et al. (1984) erstmals auf WPR-Daten angewendet wurde. Ziel der Konsensus-Mittelung ist es Ausreißer zu eliminieren und damit statistische Fehler zu reduzieren. Das zeitliche Mittelungsintervall schwankt i.allg. zwischen 10 und 60 Minuten. Durch den Konsensus-Algorithmus wird zunächst für jede im Mittelungsintervall gemessene Radialwindgeschwindigkeit  $v_H$  geprüft, wieviel Meßwerte  $n_k$  des Mittelungsintervalls innerhalb eines Fensters  $v_H \pm \Delta v$  liegen. Der Mittelwert wird dann aus dem Ensemble der Werte ermittelt, die in das Fenster  $v_H \pm \Delta v$  mit der maximalen Anzahl  $n_k$  fallen. Es ist für die Anwendung der Konsensus-Mittelung wichtig, daß die Windkomponenten innerhalb des Mittelungsintervalls stationär sind. Obwohl diese Bedingung i.allg. erfüllt ist, kann bei speziellen meteorologischen Situationen (z.B. Frontdurchgang) eine vorgegebene Mindestzahl  $n_k$  von Meßwerten, die in das Fenster  $v_H \pm \Delta v$  fallen, nicht erreicht werden.

Im Anschluß an die Konsensus-Mittelung werden die Windkomponenten entsprechend Abschnitt 2.4 ermittelt.

### 3.3 Ergänzung von WPR mit Radio-Akustischen Sondierungssystemen (RASS)

Mit Hilfe akustischer Wellen können künstliche Inhomogenitäten des atmosphärischen Brechungsindex erzeugt werden, an denen die Rückstreuung elektromagnetischer Wellen (z.B. des Radarsignals) erfolgt. Um ein starkes elektromagnetisches Rückstreusignal zu erhalten, muß die akustische Wellenlänge  $\lambda_a$  die Bragg-Bedingung erfüllen, d.h. gerade die halbe Radarwellenlänge betragen, um ein optimales Rückstreusignal zu erhalten. Da die Temperaturen in den verschiedenen Höhenstufen variieren, muß ein akustisches Frequenzband ausgestrahlt werden um die Bragg-Bedingung in allen erfaßten Höhenschichten zu treffen.

Ein WPR kann relativ leicht zu einem RASS ergänzt werden, indem 4 akustische Quellen für die Erzeugung eines Schalldruckfeldes um die WPR-Antenne herum angeordnet werden (s.a. Abb.7). Die Zweckmäßigkeit dieser Konfiguration ergibt sich aus der Forderung den Empfang von Rückstreuungen an den akustischen Wellenfronten unabhängig von der Windrichtung sicherzustellen. Durch 4 akustische Quellen um die Antenne herum kann gewährleistet werden, daß die mit dem Wind verdriftenden akustischen Wellen von dem WPR-Strahl bei verschiedenen Windrichtungen erfaßt werden.

Die Signalverarbeitung des WPR wird im RASS-Mode so modifiziert, daß anstelle der Windgeschwindigkeit die temperaturabhängige Schallgeschwindigkeit  $c_a$  gemessen wird.

$$c_a = \frac{c \cdot f_D}{2 \cdot f_R} \quad (24)$$

Zur gleichzeitigen Messung der Schallgeschwindigkeit und der Vertikalwindgeschwindigkeit wird die schnelle Fouriertransformation mit typischerweise 2048 Punkten durchgeführt. Die Berechnung der virtuellen Temperatur  $T_v$  beruht auf dem Zusammenhang mit der Schallgeschwindigkeit:

$$T_v = \frac{c_a^2 \cdot M_d}{\chi \cdot R} \quad (25)$$

Darin ist  $\chi$  das Verhältnis der spezifischen Wärmekapazität,  $R$  die Gaskonstante und  $M_d$  das Molekulargewicht der trockenen Luft.

Der Höhenbereich, in dem Messungen der virtuellen Temperatur vorgenommen werden können, hängt wesentlich von der akustischen Frequenz und den speziellen Ausbreitungsbedingungen ab. Typische vertikale Meßbereiche sind 0,1-1,3 km für ein High UHF-WPR/RASS, 0,5-5 km für ein Low UHF-WPR/RASS und 1,5-10 km für ein VHF-WPR/RASS (May et al. 1988).

#### 4 WPR-Anwendungen

WPR erlauben die Messung von Vertikalprofilen des Windes und der Temperatur mit hoher zeitlicher (5-60 Minuten) und vertikaler Auflösung (ca. 50-500 m). Auf dieser Grundlage können WPR Eingangsdaten für numerische Wettervorhersagemodelle wie auch für die lokale Wettervorhersage liefern. Sie können auch in der Nähe von Flughäfen zur Erfassung von Windscherungen eingesetzt werden. Untersuchungen von Schadstoffausbreitungen wie auch das mögliche Monitoring der Mischungsschichthöhe eröffnen weitere Anwendungsgebiete dieser neuen Technologie.

#### 5 Literaturverzeichnis

- Bean, B.R., and E.J. Dutton, 1966: Radio Meteorology; U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 431 pp.
- Cornman, L.B., R.K. Goodrich, C.S. Morse, and W.E. Ecklund, 1997: A Fuzzy- Logic Method for Improved Moment Estimation from Doppler Spectra; Atmos. Oceanic Technol., submitted.
- Czechowsky, P., 1994: Principles of Wind Profilers; In: COST 74 final report; edited by C. Lafaysse; European Commission, Luxembourg, 21-43.
- Doviak, R.I., and D.S. Zrnic, 1993: Doppler Radar and Weather Observations; Academic Press.
- Griesser, T., 1998: Multipeakanalyse von Dopplerspektren aus Windprofiler-Radar-Messungen; Dissertation ETH Zürich Nr. 12 470, 114 pp.
- Gossard, E.E. and R.G. Strauch, 1983: Radar Observation of Clear Air and Clouds; Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York.
- Hardy, K.R., D. Atlas, and K.H. Glover, 1966: Multiwavelength backscatter from the clear atmosphere; J. Geophys. Res., 71 (6), 1537-1552.
- Jordan, J.R., R.J. Lataitis, and D.A. Carter, 1997: Removing Ground and Intermittent Clutter Contamination from Wind Profiler Signals Using Wavelet Transforms; J. Atmos. Oceanic Technol., accepted for publication.
- Keeler, R.J., and R.E. Passarelli, 1990: Signal Processing for Atmospheric Radars; In: Radar in Meteorology; edited by D. Atlas; Amer. Meteor. Soc.; 199-229.
- May, P.T., R.G. Strauch, and K.P. Moran, 1988: The altitude coverage of temperature measurements using RASS with wind profiler radars; Geophys. Res. letters; 15, No. 12, 1381-1384.
- May, P.T., R.G. Strauch, K.P. Moran, and W.L. Ecklund, 1990: Temperature Sounding by RASS with Wind Profiler Radars, A preliminary study; IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 28, No. 1, 19-27.
- Merritt, D.A., 1995: A Statistical Averaging Method for Wind Profiler Doppler Spectra; J. Atmos. Oceanic Technol., 12(5), 985-995.
- Muschinski, A., D.H. Lenschow, and E.E. Gossard, 1997: Formation of horizontal refractive-index discontinuities by differential advection; Abstracts 8. Intern. MST Workshop Bangalore, India.
- Röttger, J., and M.F. Larsen, 1990: UHF/VHF Radar Techniques for Atmospheric Research and Wind Profiler Applications; In: Radar in Meteorology, edited by D. Atlas, Amer. Meteor. Soc., 235-281.
- Schmidt, G., R. Rüster, and P. Czechowsky, 1979: Complementary Code and Digital Filtering for Detection of Weak VHF Radar Signals from the Mesosphere; IEEE Trans. Geosci. Electron. GE-17, 154-161.
- Skolnik, M.I., 1981: Introduction to Radar Systems; McGraw-Hill Inc. Tokyo.
- Strauch, R.G., D.A. Merritt, K.P. Moran, K.B. Earnshaw, and D. van de Kamp, 1984: The Colorado wind-profiling network; J. Atmos. Ocean. Technol., 1, 37-49.

# Ausblick: Wetter für Flugsicherung

Martin Malkomes

GAMIC mbH  
Roermonder Str. 151  
52072 Aachen

## ABSTRACT

The detection and forecasting of severe weather phenomena is a crucial requirement for air traffic, in particular during take-off and landing of the aircraft.

The high frequency and density of aircraft movements require sensors with automatic detection schemes giving a reliable measurement and categorization of the weather phenomena.

The current systems and sensor technology - in particular radar - is presented and the data processing schemes are discussed.

A survey is given about the future modernization in Europe and USA of sensor technology as well as new algorithm technologies are outlined.

## ZUSAMMENFASSUNG

Die Erkennung und Vorhersage von gefährlichen Wetterphänomenen für die Luftfahrt, insbesondere während der Start- und Landephase, ist von höchster Aktualität. Die hohe Dichte und Zahl an Flugbewegungen erfordern Sensoren und automatische Erkennungsverfahren, die solche Wetterereignisse messen und verlässlich bewerten. Die aktuell verwendeten Systeme, die Sensorik, insbesondere Radar, und die zugehörige Datenverarbeitung werden vorgestellt. Ein Überblick über die in Europa und USA geplanten Modernisierungen im Gerätebereich wie in der Algorithmik wird aufgezeigt.

### 1. Einleitung

Besonders in Bodennähe ist das Flugzeug bei gefährlichen Wetterphänomenen in Gefahr. Jeder äußere Einfluß auf die Flugbahn im Start- und Landeanflug ist nur noch schwierig durch den Piloten zu korrigieren, da das Flugzeug sich zu nahe am Boden befindet und Flugmanöver nur eingeschränkt durchführbar sind. Die Messung der Existenz solcher Phänomene oder besser sogar deren Vorhersage soll mit den modernen Sensoren wie Radar und LLWAS (low level wind shear alert system) erreicht werden.

Wegen der kurzen Standzeit z.B. von Microbursts und deren Größe (ca. 500m Durchmesser) ist ein Radarkonzept und ein geeigneter Installationsort sowie eine hohe Raumabtastrgeschwindigkeit erforderlich. Eine automatisierte Erkennung des Phänomens und die automatische Warnung sind notwendig für eine schnelle Reaktion und Warnung des Piloten durch den Flugkontroller oder mittels MODE-S (Verschickung Textmeldungen zum Bordcomputer). Abb.1

## 2. Rolle der meteorologischen Sensorik in der Flugberatung

Für den Flugbetrieb in der Start- und Landephase wichtige bzw. gefährliche meteorologische Phänomene müssen mit hoher räumlicher Genauigkeit (<100m) und hoher Datenerneuerungsrate (<1min) automatisch erfaßt werden. Automatische Vorhersagen von gefährlichen Phänomenen sind in der Größenordnung von 5-10 min gefordert. [1]

Diesen Forderungen können nur modernste Techniken im Radar- und Datenverarbeitungssektor gerecht werden. [2], [3], siehe auch Kap.4.

Neben den Messsensoren und Auswerteverfahren in Flughafennähe sind ebenfalls "en-route" Wetterinformationen für die Flugkontrolle (ATC) notwendig: Flugsicherheit, Treibstoffersparnis, Routenplanung, Verkehrsflußmanagement erfordern eine exakte Kenntnis und Vorhersage der Wetterverhältnisse am Start- und Zielflughafen sowie auf der Strecke. Für diesen Zweck kommen Radarnetzwerke, Wettersatellitenbilder (Meteosat) und internationaler Datenaustausch (GTS) zur Anwendung.

In allen Fällen fordert die Flugmeteorologie **schnelle Datenerneuerungsraten** für die Darstellung und **automatische Bewertung** der Information mit geringen Falsch-Alarm-Raten. Eine einfache, leicht bedienbare, intuitive Benutzerschnittstelle soll dem Flugmeteorologen oder dem Flugkontroller (Tower oder In-Route) alle Informationen ohne Interpretationsspielraum objektiv bewertet liefern.[1]

## 3. Gefährliche Phänomene und Erkennungsstrategien

Seit langem ist der Zusammenhang bestimmter Windphänomene mit typische Wettersituationen bekannt. Besonders sind hier die folgenden Phänomene für die Luftfahrt äußerst gefährlich:

- Microbursts, kleinräumige Fallwinde
- Makrobursts, Fallwinde
- Wind Shift, Scherwinde
- Gust fronts. Böenfronten
- Starkregen oder Schnee, Vereisung

Diese Erscheinungen haben in der Vergangenheit zu schweren Unfällen geführt. Oft können dies Phänomene direkt gemessen werden oder können mit bekannten ebenfalls entdeckten Wetterphänomenen (Konvektive Systeme, Gewitter, Fronten) in Zusammenhang gebracht werden. Im letzteren Fall kann dann eine Wahrscheinlichkeit des Auftretens angegeben werden.

Diese sollen mithilfe von Sensoren (z.B. Wetterradars) in Flughafennähe erfaßt werden und mithilfe von Rechneralgorithmen wie Mustererkennung und physikalischen Modellen vorhergesagt werden. Es werden hier typische Eigenschaften des jeweiligen Phänomens extrahiert und anhand von Entscheidungskriterien eine automatische Erkennung des "Bedrohungspotentials" gewonnen. Abgeleitete Informationen für den Piloten wie z.B. Geschwindigkeitsverlust beim Durchfliegen werden berechnet und das Eintreffen des Phänomens am Flughafenbereich vorhergesagt..

#### 4. Stand der Technik und operationelle Systeme in Europa und USA

In Europa werden eine Vielzahl von (Doppler-) Wetterradars betrieben. [4] Neue Techniken wie

- Multipolarisation
- Multifrequenzverfahren
- Pulscodierung, Pulse-Kompression
- Elektronisch gesteuerte Antennen

können die Qualität (absolute und relative Genauigkeit) der Meßdatenerfassung verbessern. Insbesondere kann mit elektronisch gesteuerten Antennen die Datenerfassungsrate erheblich gesteigert werden, da dann die Elevationsschwenkung der Antennenkeule elektronisch -d.h. in Millisekunden- geschieht.

Von allen genannten Technologien existieren betriebsfähig bisher nur wenige Multipolarisationsradars meist im Forschungsbereich und mit Meßaufgaben in der Hydrologie und Wolkenphysik.

Der gängige operationelle Gerätetyp ist das Magnetron Puls-Doppler Radar. Nur wenige Radarsysteme werden für die flughafennahe Wettererfassung genutzt. Spezielle Erkennungsstrategien werden bislang nicht betrieben.

Meist sind die Radarstandorte nach dem Aspekt der möglichst guten Meßbedeckung eines geografischen Bereiches, z.B. der Bundesrepublik Deutschland, gewählt und deshalb oft zu weit entfernt von den Flughäfen. Aus diesem Grund und mangels Einsatz neuerer Softwaretechniken werden unseres Wissens nach keine operationellen Messungen speziell der für die Luftfahrt wichtigen Phänomene in Europa durchgeführt.

Mit den verfügbaren Puls-Doppler Wetterradar Produkten und den Composite Produkten der Radarnetze lassen sich natürlich Gesamtwetterlagen erfassen aus denen der erfahrene Flugmeteorologe eine **Wahrscheinlichkeit des Auftretens** von gefährlichen Phänomenen individuell ableiten kann.

Neben den global "makroskopisch" messenden Wetterradars der Wetterdienste und Wettersatellitenbildern und Vorhersagekarten werden heute I.A. an den Verkehrsflughäfen keine spezialisierten Radarsensoren oder Windsensoren zur Erkennung von gefährlichen Einzelercheinungen betrieben. Lediglich lokale Meßsensorik wie

AWOS	automatische Wetterstationen P, T, U
Anemometer	Windmesser für Windrichtung und Geschwindigkeit
Sichtweitenmessung	
Wolkenhöhenmessung	

geben ein aktuelles Bild des "mikroskopischen Wetters" am Flugplatz.

In wissenschaftlichen Pilotprojekten werden weiterhin Turbulenzmessungen (Mithilfe von Lasermessungen) angestellt, die kleinräumige Phänomene, wie von Flugzeugen selbst induzierte **Wirbelschleppen** (wake vortex), erkennen sollen

Flugverkehrs **Primärradars** moderner Bauart (ASR, airport surveillance radar) besitzen neben dem "Targetkanal" einen **Wetterkanal**, der jedoch in den operationellen Installationen nur maximal 6 Reflektivitätsstufen abgibt. Darüber hinaus ist die räumliche Zuordnung der Phänomene in der Höhe über Grund nicht möglich, da diese Systeme keine Elevationsschwenkung der Antennenkeule besitzen. Die ASR sind grundsätzlich für eine Messung von Wetterphänomenen im Nahbereich des Radars (<10km) und unter Berücksichtigung des Integrationseffektes in der Elevationsrichtung einsetzbar. Moderne Verfahren der Auswertung der Wetterkanaldaten (Reflektivität und Geschwindigkeit/Turbulenz) sind in der Entwicklung. Ein großer Vorteil der ASR Systeme ist die hohe Datenerneuerungsrate mit ca. 10 U/min, d.h. minimal 6 Sekunden für einen 360 Grad Datensatz. Die Systeme stehen zudem oft nah am Flugfeld, was für die Entdeckung der Phänomene Voraussetzung ist.

In den USA werden neben den global messenden **NEXRAD** Wetterradars spezialisierte Flugwetterradars im Flughafenbereich eingesetzt **TDWR** (Terminal Doppler Weather Radar).[1] Diese Systeme sind auf die Erkennung der o.g. gefährlichen Wind-Phänomene optimiert. Einige Flughäfen in Asien (Hong Kong, Singapur, Kuala Lumpur, Japan) sind ebenfalls mit Radarsystemen ausgestattet, die gefährliche Wetter- und Windphänomene erkennen können.

Neben diesen Systemen sind folgende Projekte in USA von der FAA in der Entwicklung bzw. in Installation oder im Betrieb für die Flughafen- und die Anflugkontrolle [5]:

AWOS	Automated Weather Observation System
WARP	Weather and Radar Processor
LLWAS	Low level windshear alert system
ITWS	Integrated Terminal Weather System
ASR	Airport Surveillance Radar Weather System Processor

Neben diesen operationell ausgerichteten Projekten wurden und werden einige Forschungsprojekte durchgeführt:

TASS	Terminal Area surveillance System [6]
WAKE VORTEX DETECTION [7]	
Erweiterung des NEXRAD für orthogonale Polarisation	
Phased array Radar Tests	
Multi-Frequenz Radar Tests	

Die Ergebnisse finden sich in einer Vielzahl von Publikationen (z.B. 28 AMS Conference on Radar Meteorology)

## 5. Zukünftige Systeme und Verfahren

Grundsätzlich sind die folgenden Forderungen von zukünftigen Systemen zu erfüllen:

- \* Abtaststrategie und Radartechnologie mit hoher Abtastrate
- \* Raumabtastung mit
  - hoher räumlicher Auflösung
  - hoher Empfindlichkeit
  - Polarisationsinformation
  - Störechounterdrückung
- \* Verarbeitungsalgorithmen mit
  - hoher Störechounterdrückung
  - Erkennung von Phänomenen mit hoher Entdeckungswahrscheinlichkeit
  - Vorhersage der Phänomene
- \* Integration mehrerer Sensoren
  - Fusion mehrerer Sensoren ähnlichen Typs (Wetterradar, ASR)
  - Fusion verschiedenartiger Messungen (Radar, Blitz., LLWAS)
  - Einbeziehung mikroskopischer Vorhersagemodelle

Es ist zu erwarten, daß insbesondere aufgrund der ansteigenden Verkehrsdichte im Luftraum Europa und an den großen Verkehrsflughäfen ein zunehmender Bedarf für verbesserte Sensorik und Datenverarbeitung sowie Verkehrssicherheit existiert. Bei global limitierter Kapazität der Flugflächen und Flugbewegungen kann nur eine Erhöhung der "Packungsdichte" der Flugzeuge im Luftraum und bei Start- und Landebewegungen Erfolg bringen. Die jedoch ist nur bei gleichem Flugsicherheitsniveau möglich, wenn gleichzeitig alle äußeren Einflußparameter (Wetter ist ein solcher!) besser erfaßt und bei der Flugplanung zusätzlich berücksichtigt werden. Aus diesem Grund sind in den nächsten Jahren auch in Europa Investitionen in Forschung, Entwicklung und in Geräte mit Software moderner Technik die logische Konsequenz.

## 6. Literatur

- [1] Terminal Doppler Weather Radar (TDWR), A Briefing Paper, July 1, 1988, FAA Document
- [2] M.Malkomes Neue Technologien in der Radarmeteorologie, Nr.32 Analen der Meteorologie, ISSN 0072-4122, Selbstverlag DWD
- [3] R.J.Keeler Weather Radars of the 21th Century: A Technology Perspective, 28 th Conf on radar meteorology, AMS, pp.309
- [4] Peter Meischner The Potential of Advanced Weather Radars in Europe, COST 75 final Seminar on "Advanced Weather Radar Systems", Locarno Switzerland, March 1998

- [5] Weather Functional Projects, FAA, [www.nasi.hq.faa.gov](http://www.nasi.hq.faa.gov)
- [6] J.W.Rogers et al. History of the Terminal Area Surveillance System, 28 th Conf. on radar meteorology, AMS, pp.157
- [7] S.L. Katz et al. Aircraft Wake Vortex Detection Trials with a C-Band Instrumentation Radar, 28 th Conf on radar meteorology, AMS, pp.157

**7. Abbildungen:**

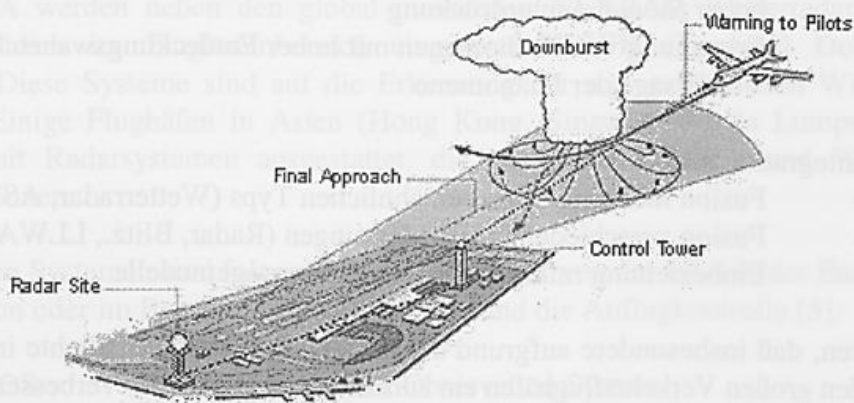


Abb.1 Typische Radaranordnung für die Messung von gefährlichen Wetterphänomenen (Kansai International Airport, Mitsubishi)

# Trends der Radarmeteorologie in Europa

Peter Meischner

Deutsche Forschungsanstalt für Luft- und Raumfahrt  
Institut für Physik der Atmosphäre

## ABSTRACT

A review on Radarmeteorology in Europe and trends into the future are given. In the operational area, the most urgent demand is on europeanwide networking of national weather radar systems as well as on harmonization of products, formats, quality and exchange. NEXRAD, the actual Doppler Weather Radar Network of the US with its philosophy of open exchange and a great number of products may give some guidelines.

A number of advanced weather radar systems in Europe, especially designed for research are presented shortly and future fields of research are discussed. They include the development of more stable products for Nowcasting applications, to ensure much better accuracy in quantitative rain rate estimation, to assimilate radar data and further observational data in atmospheric models, in numerical weather prediction models as well as in hydrological models and finally to contribute with advanced radar measurements in field experiments.

## ZUSAMMENFASSUNG

Es wird ein Überblick gegeben über den Status und die Entwicklungstendenzen der Radarmeteorologie in Europa. Auf der operationellen Seite ist es ein Anliegen, die nationalen Radarnetze in einem europäischen Verbund zu integrieren und Produkte und Qualität zu harmonisieren. Da der US amerikanische Radarverbund NEXRAD mit einer Vielzahl von Produkten hier wegweisend sein kann, wird der Status beschrieben. Auf der Forschungsseite wird auf die fortgeschrittenen Wetterradarsysteme eingegangen. Die Zukunftsaufgaben wie Anwendungen für Nowcasting, eine präzisere Niederschlagsbestimmung, Assimilation von Radardaten in Atmosphären-, Wettervorhersage- und hydrologischen Modellen sowie der Beitrag von Radarmessungen in Feldexperimenten werden angesprochen.

## 1. Einleitung

In Europa sind ca. 110 operationelle Wetterradargeräte in Betrieb, mehr als die Hälfte davon sind Dopplergeräte und dieser Anteil steigt ständig, Bild 1. Dopplergeräte werden in Europa allmählich der operationelle Standard. Die meisten Länder arbeiten im C-Band, das entspricht einer Wellenlänge von ca. 5 cm. Das spanische Wetterradarnetz arbeitet mit S-Band Geräten, d.h. mit einer Wellenlänge von 10 cm. Das Forschungsgerät in Chilbolton, England, ein polarimetrisches Dopplersystem ist ebenfalls ein S-Band-Gerät.

## Weather Radars in Europe

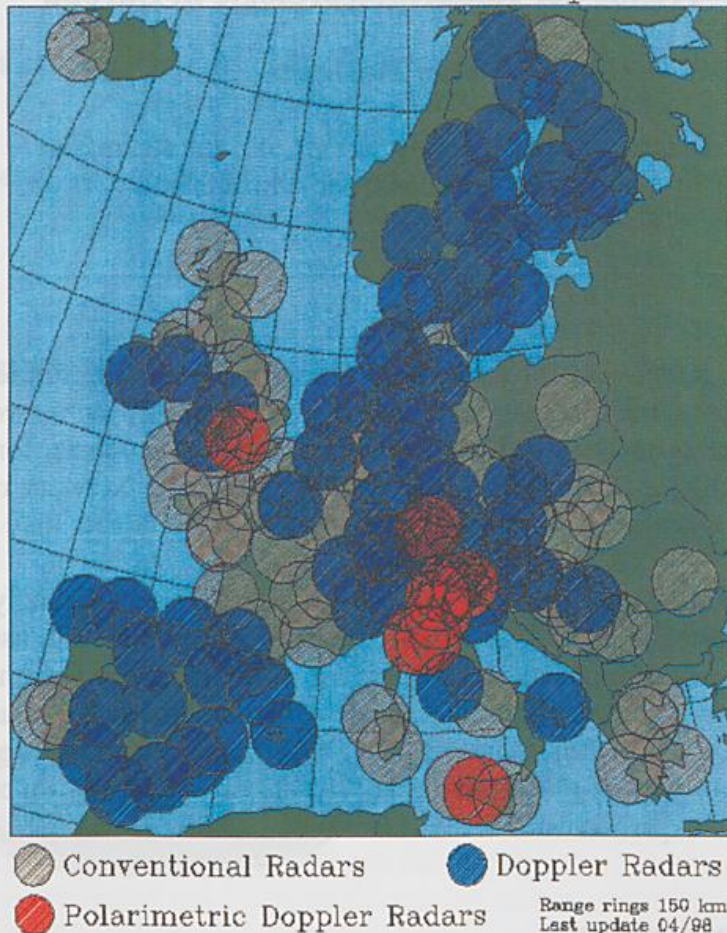


Bild 1: Die Überdeckung Europas mit stationären Wetterradarsystemen.

Für Forschungsaufgaben stehen in Europa eine Reihe spezieller Dopplersysteme sowie polarimetrischer Dopplerradars zur Verfügung. Das schon erwähnte System in Chilbolton, das IAS/ESA Radar in Graz, das POLDIRAD des DLR in Oberpfaffenhofen und 6 Systeme in Italien, die zum Teil auch operationell genutzt werden, sowie das Delft Atmospheric Research Radar - ein FM-CW Radar im S-Band - sind Multiparametersysteme. RONSARD ist ein transportables C-Band Dopplerradar der Franzosen. Zur hochaufgelösten Messung der Strömungsverhältnisse in Wolkensystemen wurde von Frankreich gemeinsam mit dem NCAR, USA ein flugzeuggetragenes Dopplerradar ELDORA entwickelt und zum Einsatz gebracht.

Die Nutzung und Anwendung der Wetterradars umfaßt die Wettervorhersage und hier insbesondere das Nowcasting für eine Vielzahl von Nutzern in verschiedenen Skalenbereichen, die quantitative Niederschlagsbestimmung mit möglichst hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung und hoher Genauigkeit und die Assimilation von Radarmessungen in hydrologischen und Vorhersagemodellen. Größere Feldexperimente zur Atmosphärenforschung sind ohne den Einsatz hochentwickelter Wetterradarsysteme nicht mehr denkbar.

Trends und Zukunftsperspektiven sollen für diese Anwendungsbereiche im operationellen und im Forschungsbereich vorgestellt und diskutiert werden.

## 2. Status und Nutzung von NEXRAD

NEXRAD ist das US-amerikanische Netz operationeller Wetterradsysteme, das nun mit über 130 Geräten komplett ist. Sowohl was die Nutzungsphilosophie betrifft, als auch in der Vielzahl seiner Produkte, kann es auch für Europa wegweisend sein. Es wurde geplant und realisiert von den öffentlichen Einrichtungen Air Weather Service / Naval Oceanography Command, der Federal Aviation Administration und dem National Weather Service. Es besteht aus den „Surveillance Radar - 1988 Doppler, kurz WSR-88D“-Radars und den Komponenten Radar Data Acquisition Processor RDA, dem Radar Product Generator RPG und dem Prinzipal User Processor PUP. Im Gegensatz zum ursprünglichen Konzept, nur die Primärnutzer mit Daten in Forschungsqualität on-line zu versorgen, wird nun ein offenes System angestrebt, das allen, insbesondere wissenschaftlichen, Nutzern Zugang ermöglicht. Hiermit wird ein aktuelles Arbeiten mit den verfügbaren Produkten gewährleistet, sowie die Möglichkeit gegeben, eigene Produkte zu entwickeln und mit den vorhandenen zu vergleichen. Der so ermöglichte lebendige Austausch mit vielen Nutzern führt zu einer Vielzahl von Produkten, die ständig geprüft und verbessert werden.

Koordiniert wird das Gesamtprojekt von der NEXRAD Operational Support Facility OSF, einer gemeinsamen Einrichtung der drei Betreiberorganisationen die neben dem technischen und operationellen Betrieb auch Anwendungen betreut und Training anbietet. Hier fließen die Erfahrungen aller Nutzer zusammen. Besondere Schwerpunkte bilden Produkte zur Bestimmung von Niederschlag und zur Erkennung, Verfolgung und Nowcasting von intensiven Wettersystemen.

Ein System zur Nutzung archivierter Daten, z.B. zum Test neuentwickelter Algorithmen ist WATADS das WSR-88D Algorithmen Testing And Display System. Es wurde kürzlich vom National Severe Storms Laboratory NSSL implementiert.

Eine sicher nicht vollständige Übersicht über verfügbare Produkte und Algorithmen sei hier zusammengestellt. Zunächst Produkte zum Niederschlag.

Der Niederschlag wird aus den vier niedrigsten Elevationen des Volumenscans bestimmt nach der festen Beziehung  $Z=300R^{1,4}$ . Zuvor werden eine Reihe von Prüfungen zur Datenqualität durchgeführt und Korrekturen bezüglich z.B. Abschattung, Bodenechos, anomale Ausbreitung, Range, unvollständige Ausfüllung des Radarstrahles möglichst individuell für den einzelnen Radarstandort durchgeführt. Solche Prozeduren zur Qualitätskontrolle und Korrektur können geändert werden, müssen aber dann ebenso wie eine Änderung der benutzten Z-R Beziehung von der OSF freigegeben werden. Die Prozedur endet mit einer Justierung der Ergebnisse durch Regenschauer. Bild 2 veranschaulicht das Vorgehen. Der korrigierte Regen wird dann in Inch/h angegeben.

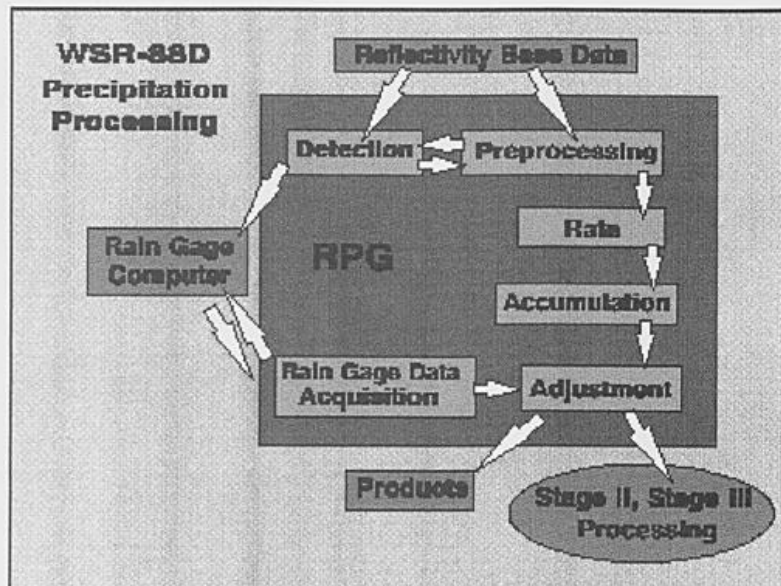


Bild 2: Ablauf der Datenprozessierung zur Bestimmung von Niederschlagsmessungen bei NEXRAD.

Die Genauigkeit wird eingegrenzt durch **nichtberücksichtigte Fehlerquellen** wie

- Bright Band
- Fehler der Regenmesser selbst und ungenügende Überdeckung des Gebietes durch Regenmesser
- Inhomogene Regenverteilung
- Hagel im Meßvolumen
- Radarausfälle
- Variationen in der Z-R Beziehung
- Kalibrierung der Radarsysteme

Produkte sind dann

- Niederschlagssumme pro Radarmessung (Scan)
- Stündliche Summen mit wählbarer Anfangszeit
- 3-Stunden-Summen
- Summe eines Ereignisses
- Summen für nutzerdefinierte Zeiten in einer Auflösung von 1,1 nm x 1° bzw. 2,2 x 2,2 nm

Auflösung

0-12,7 Inch in 0,05 Inch Schritten

0-25,4 Inch in 0,1 Schritten für Ereignissummen

Eine Reihe weiterer Algorithmen sind implementiert, die insbesondere auch gemessene Dopplersignaturen nutzen, um gefährliche Wettersituationen zu erkennen und für Kurzfristwarnungen zu nutzen. Dies sind

- Echotops
- RHIs der Reflektivität, Geschwindigkeit und Doppler-Spektralbreite

- Erkennung von Mesozyklonen aus Echotops, Scherung und Doppler-Spektralbreite
- Tornadoerkennung aus Scherung, Scherung der Radialgeschwindigkeit, Dopplerspektralbreite
- Identifizierung und Tracking von Gewittern
- Hagelerkennung aus vertikal integriertem Flüssigwassergehalt, Echotops, Ausdehnung der >55 dBZ Bereiche, Soundings und Satellitendaten
- Windprofile
- Sturm-bezogene Windfelder
- Vertikal integrierter Flüssigwassergehalt

Alle Algorithmen unterliegen einer ständigen Prüfung durch die Anwendergemeinde und werden damit laufend auch für spezielle Anwendungen und Orte optimiert. Die nicht geringen Fälle von Fehlalarm sollen so verringert werden. Auf diese Weise befinden sich auch bereits entwickelte Algorithmen immer in einer breit angelegten Testphase.

Insbesondere gehören hierzu ein

- Sturm-Struktur Algorithmus aus Reflektivitätsgradienten und Dopplergeschwindigkeit
- Ein Hinweis auf mögliche Blitzentladungen aus der Reflektivitätsstruktur oberhalb der 0°C-Grenze, der Entwicklung der Wolkenhöhe und der maximalen Reflektivität
- Ein Algorithmus zur Erkennung von Frontstrukturen aus Reflektivitätsgradienten und der Dopplergeschwindigkeit
- Ein Algorithmus zur Bestimmung von Schneemengen (für trockenen Schnee ohne Berücksichtigung des Bright Band)
- Ein Algorithmus zur Erkennung gefahrbringender Downbursts aus der Verfolgung von Reflektivitätsmaxima.

### 3. Europäische Komposites

Mehrere nur zum Teil grenzüberschreitende Wetterradarnetze sind in Europa im operationellen Betrieb und versorgen die abgedeckten Gebiete mit einer Reihe von Produkten.

NORDRAD überdeckt mit C-Band Dopplergeräten Skandinavien und weitgehend die Ostsee. England und Irland sind mit konventionellen Radars überdeckt; der Anteil von Dopplergeräten nimmt zu. Frankreich betreibt in seinem ARAMIS - Application Radars pour la Météorologie Infrasyntique - Netz vorwiegend konventionelle Radars im C-Band. Das spanische Wetterdienstnetz besteht als einziges europäisches Netz aus S-Band Geräten. Die italienischen C-Band-Einzelgeräte mit zum Teil sehr fortgeschrittenen Polarisations-Dopplersystemen sollen bald vernetzt werden.

Eine Erweiterung des Europa Komposites, wie es der DWD bereitstellt, nach Osteuropa ist durch CERAD erfolgt. CERAD, das zentraleuropäische Radarnetz wird durch Österreich koordiniert; hier sind die neuen Dopplerradargeräte der Tschechei, der Slowakei, Sloveniens, Polens und Ungarns integriert.

Die Produkte der verschiedenen europäischen Länder und von Einzelradars wenden sich an sehr unterschiedliche Nutzer, wobei der Anwendungsbedarf auch klimatisch bedingt verschieden ist.

Die Wettervorhersage im regionalen und lokalen Bereich nutzt gemessene Radarreflektivitäten direkt als PPI und CAPPI sowohl einzelner Radars als auch Komposites wobei bis zu 4 Updates pro Stunde erfolgen und verschiedene Schwellenwerte gesetzt werden. Die Echotops und Warnhinweise z.B. für Sturm und Hagel sind Detailinformationen. Allgemeine Hinweise zur Entwicklung gefährlicher Wettersituationen, die im Sommer und besonders im südlichen Europa mit hochreichender Konvektion verbunden ist, ergeben sich aus der Erkennung von typischen Signaturen insbesondere auch aus den Dopplermessungen.

Möglichst quantitative Messungen zum Niederschlag werden von der Landwirtschaft und insbesondere für hydrologische Anwendungen benötigt. Die Vorhersage erwarteter Schneehöhen spielen für den Verkehrsbereich in den nördlichen Ländern eine wichtige Rolle. Die operationelle, quantitative Bestimmung der Niederschlagsverteilung aus Radarmessungen ist in der Schweiz unter Berücksichtigung vieler Korrekturmöglichkeiten am weitesten fortgeschritten.

Insgesamt werden in Europa verfügbare Radarinformationen noch weitgehend individuell und lokal interpretiert und genutzt. Allgemeiner oder gar europaweit anerkannte und genutzte Algorithmen, wie sie für NEXRAD implementiert sind, gibt es in Europa noch nicht!

#### **4. OPERA, eine Initiative der europäischen Wetterdienste**

Der Bedarf operationelle Radardaten europaweit möglichst in Echtzeit auszutauschen ist evident. Bis jetzt allerdings gibt es neben den geschilderten Komposites für Teilbereiche noch keine von allen nationalen Wetterdiensten akzeptierte Harmonisierung. Eine von EUMETNET gestartete Initiative diese voranzutreiben ist das bereits 1997 vorgeschlagene Programm „OPERA - Operational Programme for the Exchange of Weather Radar Information“. Das Programm sieht vier Arbeitsbereiche mit einer Anzahl von Unterprojekten vor:

##### **1. Erzeugung von Radardaten**

- Definition einer **von allen Wetterdiensten akzeptierten** Spezifikation des operationellen Radarsystems. Diese soll als Grundlage für Ausschreibungen an die Industrie dienen. Diesem Projekt wird hohe Priorität gegeben. Grundlagen sind z.B. die Ergebnisse verschiedener COST Aktionen.
- Definition und Einführung von Standards der Datenakquisition so daß der internationale Austausch gewährleistet wird.
- Entwicklung und Vereinheitlichung von Prozeduren der Qualitätssicherung. Hier müssen insbesondere lokal vorhandene Prozeduren und Erfahrungen europäisiert werden. Letztlich sollen z.B. die Eichmethoden eines jeden Radars dokumentiert, zugänglich gemacht und verbreitet werden.
- Es soll Übereinkunft erzielt werden, welche Produkte für den internationalen Austausch jetzt und in Zukunft bereitgestellt werden.
- Erstellung einer plattformunabhängigen Softwarebibliothek zum Prozessieren der örtlichen Radarmessungen und Erzeugung von Produkten.

## 2. Internationaler Austausch

- Einigung über Datentypen und Produkte die operationell ausgetauscht werden sollen.
- Definition und Einigung über Datenformate und Schnittstellen die für einen optimalen Austausch benötigt werden. Definition, Implementierung und Pflege einer plattformunabhängigen Softwarebibliothek, die u.a. zum Erstellen und Dekodieren des BUFR Codes notwendig ist.
- Abstimmung und Akzeptanz über existierende Datenkompressionsmethoden.
- Beurteilung und Empfehlungen zu geeigneten Übertragungsmedien und Techniken.
- Erstellung und Pflege einer plattformunabhängigen Softwarebibliothek zur Erzeugung von Komposites.

## 3. Archivierung

Eine Strategie zur Archivierung soll entwickelt und vereinheitlicht werden. Dieser Aspekt wird nicht mit höchster Priorität verfolgt und Einzelheiten werden noch diskutiert; insbesondere die internationalen Zugriffsmöglichkeiten.

## 4. Management

Ein europäisches Konsortium muß für die Umsetzung der Empfehlungen insbesondere zur Datenqualität und zum effektiven Austausch sorgen. Hierzu sind Statusseminare geplant. Ebenso muß für eine ständige, der technischen und wissenschaftlichen Entwicklung angepaßte Fortentwicklung des Gesamtsystems Sorge getragen werden. Hierzu soll ein enger Kontakt z.B. mit der WMO und mit entsprechenden COST Aktionen gehalten werden. Ein Projektbüro ist von EUMETNET bereits eingerichtet worden.

## 5. **Zukunftsanwendungen fortgeschrittener Wetterradarsysteme in der europäischen Forschungslandschaft**

Eine Reihe besonderer Radarsysteme in Europa dienen der Forschung; insbesondere gibt es in Europa mehrere polarimetrische Dopplerradars.

Das polarimetrische S-Band Doppler-Radar in Chilbolton (Chilbolton Advanced Meteorological Radar CAMRa) zeichnet sich durch einen extrem kleinen Öffnungswinkel von 0,25 Grad aus. Es wird genutzt zur präzisen Messung von Regen, zur Identifizierung verschiedener Hydrometeore, zur Charakterisierung von Störungen auf Kommunikationsverbindungen mit Satelliten, zum besseren Verständnis mesoskaliger Niederschlagssysteme und zum Studium von Wolken und Niederschlag mit zwei Frequenzen (3,35 und 94 GHz).

Das Delft Atmospheric Research Radar - DARR schaut als FM-CW Radar senkrecht nach oben. Es wird genutzt um Radarziele, also auch Hydrometeore Doppler-polarimetrisch zu klassifizieren und so Niederschlagsstrukturen und insbesondere die Schmelzschicht zu studieren. Streueffekte und Ausbreitungseffekte werden untersucht aber auch die Streuung in klarer Atmosphäre.

POLDIRAD - das Polarization Diversity Doppler Radar des DLR wird seit 1986 zur Wolkenphysik, zur Charakterisierung mesoskaliger Konvektionsstrukturen / Gewittern und zur Klassifizierung von Hydrometeoren eingesetzt. Es war und wird in vielen Feldexperimenten integriert (CLEOPATRA, SETEX, LINOX, EULINOX, RAPHAEL ...). Datenerfassung, Archi-

vierung und Displaysystem werden z.Z. modernisiert. Weiterhin wird es zur Zeit zu einem bistatischen System zur Messung von 3-D Windfeldern erweitert.

Das IAS/ESA Multiparameter System in Graz wurde ursprünglich für die Ausbreitungsforschung, zur Untersuchung von atmosphärischen Störungen auf Satellitenlinks konzipiert und aufgebaut. Diese Anwendung bildet noch einen Schwerpunkt, doch nehmen meteorologische Anwendungen zu. Hierzu gehören quantitative Regenmessungen, Hagelerkennung und Entwicklung von Korrekturverfahren.

In Italien gibt es eine Reihe polarimetrischer C-Band Dopplerradars vom Typ GPM-500 C/F in Pisa, Brindisi, S. Pietro und Fossalon, sowie zwei weitere ERICSSON Geräte in Monte Grande und Sizilien. Sie gehören teilweise dem nationalen (militärischen) Wetterdienst, teilweise lokalen Einrichtungen, die die Landwirtschaft beraten. Die Aufgaben sind damit Nowcasting für Flugbetrieb, mesoskalige Meteorologie, Wettervorhersage und Hagelwarnung für die lokale Landwirtschaft und die Regenmessung. In geringem Umfang wird Forschung betrieben.

Das französische transportable Dual Doppler Radar RONSRAD besteht aus zwei identischen C-Band Dopplergeräten, die in einem Abstand von 20 bis 50 km aufgestellt werden. Es wurde zum Studium mesoskaliger Wolkensysteme und der Niederschlagsentwicklung konzipiert und ist seit 1976 in vielen Feldexperimenten in Frankreich, der Schweiz und Afrika eingesetzt worden. Die Entwicklung von Fronten und Squall Lines waren Schwerpunkte der Untersuchungen. Das System ist technisch mehrfach modernisiert worden.

Zum Studium mesoskaliger Wolkenkomplexe mit besonders großer Auflösung von einigen 100 m wurde von Frankreich zusammen mit dem NCAR, USA das flugzeuggetragene Dopplerradar ELDORA/ASTRAIA entwickelt, das auch während der Intensivmeßphase 1999 des Mesoscale Alpine Programme zum Einsatz kommen wird.

All diese Systeme dienen prinzipiell der Grundlagenforschung zur Atmosphärenphysik und Meteorologie; sie haben aber immer Anwendungsbezug, da entsprechende Ergebnisse und Produkte letztlich in die operationelle Anwendung übergeführt werden. Die Schwerpunkte aller Forschungsarbeiten sind

- Verständnis und Vorhersage der Abläufe zur hochreichenden Konvektion und Gewittern
- Verbesserung der Genauigkeit der quantitativen Niederschlagsmessung.
- Nutzung von Radardaten für hydrologische und Vorhersagemodelle.
- Beitrag in Feldexperimenten.

Auf diese Arbeitsgebiete in Europa soll näher eingegangen werden:

#### *Hochreichende Konvektion; Nowcasting*

Auf die Gewitterforschung insbesondere mit Doppler und Polarisations-Dopplerradar haben sich bisher die Schweiz (ETH Zürich) und Deutschland (DLR) konzentriert. Wir kennen nun die wichtigsten Erscheinungsformen wie Einzelzellen, Multizellen, Superzellen, Squall Lines, das damit verbundene Gefahrenpotential sowie die entsprechenden Doppler- und polarimetrischen Signaturen. Diese Kenntnisse müssen jedoch für Nowcasting-Verfahren anwendungsnah umgesetzt werden.

Ein Ziel des Mesoscale Alpine Programme MAP mit seiner Feldphase in 1999 ist es, Starkniederschläge in den Alpen mit den Vorhersagemodellen besser zu prognostizieren. Das noch bestehende Auseinanderklaffen von Vorhersagen und Beobachtungen zeigt die vorhandenen Defizite im grundlegenden Verständnis lokaler Konvektionsprozesse. Der Vergleich von Radarmessungen vom Boden und mit ELDORA vom Flugzeug aus, mit den begleitenden Modellrechnungen, sollen zur Verbesserung der operationell betriebenen Vorhersagemodellen führen.

Weitere, mit hochreichender Konvektion verbundene aktuelle Fragestellungen sind die damit verbundenen Transporte von Spurenstoffen und Aerosolen und der Austausch mit der Stratosphäre. Das von Blitzen erzeugte  $\text{NO}_x$  gelangt ebenfalls in die hohe Troposphäre und kann den Ozonhaushalt beeinflussen. Ein von der EU gefördertes Projekt hat zum Ziel, den durch Blitze erzeugten Anteil des globalen  $\text{NO}_x$ , der bisher nur in der Größenordnung bekannt ist, zu quantifizieren. Neben den Flugzeugmessungen zur Spurenstoffchemie spielen die Radarmessungen zur Beschreibung der dynamischen und mikrophysikalischen Struktur der Gewitter eine wichtige Rolle.

#### *Verbesserung der Genauigkeit der quantitativen Niederschlagsmessung*

Die Verbesserung der quantitativen Niederschlagsmessung umfaßt alle Skalen. Globale Messungen sind nur vom Satellit aus möglich. Solche vorwiegend aus Mikrowellenradiometern gewonnenen Regendaten differieren noch erheblich je nach angewandtem Algorithmus. Hier müssen Radarmessungen zur 3-dimensionalen mikrophysikalischen Struktur der Niederschlagsysteme zur Prüfung der Konsistenz der physikalischen Ansätze herangezogen werden.

Für kleinräumige hydrologische Anwendungen, bis hin zur Stadthydrologie und als Eingabe für Abflußmodelle werden hohe zeitliche (5 min) und räumliche ( $1 \text{ km}^2$ ) Auflösungen der Niederschlagsmessungen gefordert. Die Genauigkeit sollte hier 10 % betragen. Diese letzte Forderung ist mit konventionellen Radarmethoden nicht erreichbar. Forschungsarbeiten, die zeigen müssen, wie weit man mit polarimetrischen Messungen und Methoden diesem Ziel näher kommen kann, werden uns die nächsten Jahre beschäftigen. Wir haben die Herausforderung aufgegriffen in Kooperation mit den Anwendern aus der Hydrologie. Nationale und internationale Förderprogramme sind in Vorbereitung.

#### *Nutzung von Radardaten für hydrologische und Vorhersagemodelle*

Zur Nutzung von Radardaten für hydrologische und Wettervorhersagemodelle wurde eine neue COST Aktion vorgeschlagen (COST-Cooperation in Science and Technology in Europe). Für die 5-jährige Aktion sind folgende Themen und Ziele vorgesehen:

- Demonstrieren, wie Radardaten am effektivsten in Assimilationsverfahren für Modelle genutzt werden können.
- Festlegen der Anforderungen an Qualität und an den internationalen Austausch von Radardaten zur Assimilation in numerischen Wettervorhersagemodellen; Einbringen der Ergebnisse in OPERA.
- Demonstrieren, welchen Beitrag Radarbeobachtungen zur Parameterisierung insbesondere der Konvektion in numerischen Wettervorhersagemodellen leisten können.

- Festlegen der Anforderungen an europäische Radardaten, die für hydrologische Modelle, für die Abflußmodellierung in ländlichen sowie städtischen Gebieten und die Echtzeitkontrolle städtischer Abflußsysteme benötigt werden.
- Standardisierung von Methoden und Algorithmen zur Validierung von Modellergebnissen.
- Dokumentation der Verbesserung von Modellergebnissen, die durch Nutzung von gemessenen Windprofilen, radialen Dopplerwinden, Regenraten und Reflektivität erzielt werden.
- Empfehlungen von Algorithmen zur Qualitätssicherung von Radardaten und zur on-line Korrektur von Radardaten.

Drei Arbeitsgruppen, die jeweils Radarexpertisen mitbeinhalten müssen, sollen die definierten wissenschaftlichen Fragestellungen bearbeiten und koordinieren:

- Nutzung von Radarinformationen in hydrologischen Modellen
- Nutzung von Radarbeobachtungen zur Parameterisierung und Validierung von Atmosphärenmodellen
- Nutzung von Radarinformationen zur Assimilation in Atmosphären- und numerischen Wettervorhersagemodellen

Der Vorschlag hat den COST-Technischen Ausschuß Meteorologie passiert, ist von diesem zur Durchführung empfohlen worden und liegt dem Ausschuß Hoher Beamter im Oktober 1998 zur Entscheidung vor. Bei positiver Entscheidung und wenn genügend (7) Länder zeichnen, gelangt die Aktion zur Durchführung.

Es zeichnet sich bereits heute ein starkes Interesse der europäischen Länder zur Teilnahme an dieser Aktion ab.

#### *Beitrag in Feldexperimenten*

In allen größeren Feldexperimenten zur Atmosphärenforschung spielen sowohl operationelle als auch Forschungsradars eine entscheidende Rolle. Hier geht es um das vertiefte Verständnis zur Entwicklung von Wolkensystemen, so daß deren Abläufe einschließlich der Niederschlagsentstehung besser vorhergesagt werden können als auch um die quantitative Messung des produzierten Niederschlages. Dopplermessungen werden benötigt um Windfelder und Strömungsvorgänge zu erfassen und polarimetrische Messungen erlauben die Klassifizierung von Niederschlagstypen und eine Verbesserung der quantitativen Niederschlagsbestimmung. Anstehende Großexperimente mögen dies beleuchten:

BALTEX das Baltic Sea Experiment, ein Beitrag zu GEWEX soll den Energie- und Wasserhaushalt des gesamten Einzugsgebietes der Ostsee untersuchen und dazu beitragen, umfassende Modelle zu entwickeln, die die Einflüsse von Landoberflächen, der Atmosphäre und der Hydrologie einbeziehen. Ein „BALTEX Radar Research Plan“ beschreibt den Beitrag von NORDRAD an diesem Projekt.

MAP, das Mesoscale Alpine Programme ist ein von den anliegenden Wetterdiensten initiiertes Forschungsprogramm mit dem Ziel, die physikalischen und dynamischen Prozesse, die den

Niederschlag über komplexer Topographie bestimmen besser zu verstehen. Hierzu muß u.a. das dreidimensionale Strömungsfeld im gesamten Alpengebiet bestimmt werden. Die Feldphase umfaßt 13 Monate mit einer intensiven Beobachtungsperiode im Herbst 1999. Die Radarmessungen werden in ein speziell hierfür entwickeltes Komposit integriert. Dopplermessungen werden sowohl vom Boden als auch mit ELDORA vom Flugzeug aus durchgeführt.

Im Zusammenhang mit MAP stehen Projekte, die von der EU gefördert werden: HERA - Heavy Precipitation in the Alpine Area und RAPHAEL - Runoff and Atmospheric Processes for flood Hazard forEcasting and Control. In beiden Projekten werden mit Radar die Niederschlagsentstehung analysiert und der Niederschlag quantitativ gemessen. Im Projekt RAPHAEL dienen die Messungen zur Validierung der Ergebnisse der Atmosphärenmodelle sowie als Eingabe für die hydrologische Modellierung.

Das ebenfalls von der EU geförderte internationale Projekt EULINOX - European Lightning Nitrogen Oxides Project hat zum Ziel die  $\text{NO}_x$  Produktion durch Blitze in Einzelgewittern und europaweit zu bestimmen. Hierzu wurden Radarmessungen in Kombination mit Flugzeugmessungen an Einzelgewittern benötigt, sowie das europäische Radarkomposit zur Planung der europaweiten Flüge.

## **6. Ausblick**

Die Radarmeteorologie für die operationelle Anwendung in der lokalen und regionalen Wettervorhersage und für die Erforschung auch klimatisch wichtiger Zusammenhänge hat in Europa noch ein enormes Entwicklungspotential. Notwendige Schritte im mehr operationellen Bereich sind die Vernetzung nationaler Systeme, die Harmonisierung der Datenakquisition, Datenaufbereitung, Qualitätssicherung, Archivierung und der auszutauschenden Produkte. OPERA hat sich diese Ziele zur Aufgabe gemacht.

Im Forschungsbereich angesiedelt sind Prozeßstudien zur Verbesserung des Verständnisses von Wetterabläufen und der entsprechenden Modellverbesserung z.B. in Feldexperimenten, die Entwicklung robuster Algorithmen für den Nowcasting-Bereich und eine deutliche Genauigkeitssteigerung der quantitativen Regenmessung. Eine noch engere Zusammenarbeit zwischen Hydrologen und Meteorologen ist ebenso notwendig wie zwischen der messenden und modellierenden Community. Datenassimilation - nicht nur von Radardaten sondern integriert auch von z.B. Satellitendaten und Blitzmessungen ist das Stichwort für die Zukunft.

Tragen wir mit all unserem Wissen zur Zukunftssicherung in diesen Bereichen bei!



# Fragen und Antworten zu den Übungen in vier Teilen

Jürg JOSS<sup>1</sup>, Klaus BEHENG<sup>2</sup> und Urs GERMANN<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Schweizerische Meteorologische Anstalt, Osservatorio Ticinese, CH 6605 Locarno Monti

<sup>2</sup>Institut für Meteorologie und Klimaforschung, P.O. Box 3640, D-76021 Karlsruhe

## 1. Quiz: Reflektivität und Abschwächung

Überlegen Sie, welche Phänomene eine Rolle spielen und wo Sie in den Unterlagen Informationen zum Thema finden. Antworten Sie mit ja oder nein, wenn dies möglich ist:

- 1a. Der Reflektivitätsfaktor  $Z$  [ $\text{mm}^6/\text{m}^3$ ] ist unabhängig von der Wellenlänge.(J)
- 2a. Die Radarreflektivität  $\eta$  [ $\text{m}^2/\text{m}^3$ ] ist unabhängig von der Wellenlänge.(J)
- 3a. Die Rayleighapproximation gilt umso besser, je grösser die streuenden Objekte im Vergleich zur Wellenlänge sind.(J)
- 4a. Die Radarreflektivität eines gegebenen Tropfenspektrums ist für ein 3.2 cm Radargerät etwa 10 mal grösser als für ein 5.6 cm Radargerät.(B)
- 5a. Je kleiner die Tropfen, desto grösser das Verhältnis Abschwächung/Rückstreuung.(J)
- 6a. Je kürzer die Wellenlänge, desto grösser der Reflektivitätsfaktor (die Radarreflektivität) bei vorgegebenem Wassergehalt.(B)
- 7a. Ein 3.2 cm Radar ( $P_t = 1\text{kW}$ ), kann bei gleicher Antennengrösse schwächere Niederschläge anzeigen, als ein 10 cm Radar ( $P_t = 250\text{kW}$ ). (B)
- 8a. Der maximale Fehler bei 3 bis 10 cm Wellenlänge, der sich aus der Anwendung der Rayleighapproximation für Echos von Regentropfen ergibt ( $D^6$ -Gesetz anstelle der genauen Miethorie), liegt innerhalb 5dB (Faktor 3).(J)
- 9a. Der maximale Fehler bei 3 bis 10 cm Wellenlänge, der sich aus der Anwendung der Rayleighapproximation für die durch Regentropfen verursachte Abschwächung ergibt ( $D^3$ -Gesetz anstelle der genauen Miethorie), liegt innerhalb 5dB (Faktor 3).(B)
- 10a. Die Abschwächung der Radarwellen ist linear abhängig von der Wellenlänge.(B)
- 11a. Die Abschwächung der Radarwellen ist proportional (linear abhängig) vom Reflektivitätsfaktor  $Z$ .(B)
- 12a. Je länger die Wellenlänge (z.B. 5 cm Wellen verglichen mit 3 cm Wellen), desto weniger Einfluss haben die Wolkentropfen verglichen mit den Regentropfen auf die Abschwächung. (Vergleiche auch die Erscheinungen bei Licht- mit Radarwellen für Kombinationen von Wolken und Regen).(J)
- 13a. Kann alleine aus dem Tropfendurchmesser, der Falldistanz und der Psychrometerdifferenz bestimmt werden, ob ein Tropfen auf dem Weg von der Wolkenbasis bis zum Erdboden verdunstet? Unter Bedingungen eines Sommerabendgewitters am Bodensee verdunstet innerhalb 1km Falldistanz der 0.1mm Tropfen gerade noch, der 0.3 und der 1mm Tropfen hingegen nicht mehr.(B)

## 2. Quiz: Vertikales Profil

Überlegen Sie, welche Phänomene eine Rolle spielen und wo Sie in den Unterlagen Informationen zum Thema finden. Antworten Sie mit ja oder nein, wenn dies möglich ist:

- 1.b. Mit einem Radar, das einen kreisförmigen Radarstrahl mit einer 3db-Hauptkeulenbreite von  $1.8^\circ$  hat, kann man eine würfelförmige Niederschlagswolke mit einer Kantenlänge von 10 km im ganzen Erfassungsbereich von 400 km vollständig erfassen.(B)
- 2.b. Das Pulsvolumen des obigen Radarstrahls beträgt bei einer Pulsdauer von  $1 \mu\text{s}$  in 400 km ca.  $20 \text{ km}^3$ .(B)
- 3.b. In 5 km Entfernung ist der Durchmesser des obigen Radarstrahls gleich seiner Pulslänge.(B)
- 4.b. Die einzige Schwierigkeit, Regenmengen in einem grossen Gebiet mittels Radar zu bestimmen, ist instrumenteller Natur, d.h. wenn man die gut gewählten Parameter ( $\lambda$ , G, Pt usw.) eines Radargerätes durch Eichung genau bestimmen und während der Messzeit konstant halten könnte, könnte man auch die Regenmenge genau messen.(J)
- 5.b. Für quantitative Niederschlagsmessung mittels Radar muss unbedingt eine Wellenlänge gewählt werden, welche die Annahme zulässt, dass der Radarstrahl durch Niederschlag nicht abgeschwächt wird, d.h., dass die Fehler, die durch Abschwächung verursacht werden können, vernachlässigbar sind.(B)
- 6.b. Die vom Radargerät gesehene Abnahme der Reflektivität mit der Höhe wird durch den Niederschlagsprozess, die Orographie und Geräteeigenschaften verursacht.(B)
- 7.b. Auf einer Fallstrecke von 1 km halbiert sich durch Wachstumsprozesse (welche?) die Anzahl von Eishydrometeoren, wobei sich gleichzeitig ihr Durchmesser verdoppelt (Annahme: monodisperses Spektrum). Durch diesen Vorgang nimmt der Reflektivitätsfaktor um 15 dB zu.(B)
- 8.b. Die Echointensität oberhalb der Schmelzzone ist etwa gleich derjenigen unterhalb, und zwar weil die Zunahme der Dielektrizität durch die Zunahme der Fallgeschwindigkeit kompensiert wird. Wir nehmen an, dass keine Aggregation und kein Break-up stattfindet. (B)
- 9.b. Unterhalb der Nullgradgrenze ist die Reflektivität annähernd konstant, denn Wachstum und Aufbrechen der Tropfen halten sich die Waage.(B)
- 10.b. Die Aussage von 4b gilt sowohl für kurzfristige Stichproben wie auch für solche, die über ganze Niederschläge gemittelt sind.(J)
- 11.b. Oberhalb der Höhe der Nullgradgrenze ergibt der Wachstumsprozess die wichtigste Veränderung in der Verteilung der Niederschlagsteilchen, daher ist die Reflektivität in tieferen Schichten immer grösser als in höheren.(B)
- 12.b. Variationen der Z-R-Beziehung von einem Niederschlag zum andern sind wichtiger als innerhalb eines Niederschlages.(J)
- 13.b. Die systematische Abnahme der Reflektivität im Schnee verursacht einen größeren Fehler als die Variabilität der Z-R Beziehung.(B)

### 3. Quiz: Klare Atmosphäre (CAT)

Überlegen Sie, welche Phänomene eine Rolle spielen und wo Sie in den Unterlagen Informationen zum Thema finden. Antworten Sie mit ja oder nein, wenn dies möglich ist:

- 1c. Ein horizontaler Radarstrahl wird durch vertikale Variationen des Brechungsindex ( $n=f(z)$ ) abgelenkt.(B)
- 2c. Um den Radarstrahl zur Erde zurückzustreuen (Ducts), muss sich der Brechungsindex mit zunehmender Höhe über eine Distanz drastisch ändern, die kleiner als eine Wellenlänge ist (Spiegeleffekt).(B)
- 3c. In feuchten, warmen Gegenden sind Ducts häufiger zu finden als in trockenen, kalten.(B)
- 4c. Ueberbereichsechos (second-trip echoes) scheinen stationär und unterscheiden sich damit wesentlich von normalen Echos, auch nimmt ihre Intensität mit zunehmender Höhe über Grund rasch ab.(J)
- 5c. Ueberbereichsechos (second tripechos) lassen sich durch Veränderung der PRF nicht erkennen.(J)
- 6c. Zur Bestimmung des Windes braucht es Niederschlag.(B)
- 7c. Insekten und insbesondere Vögel sind gute Tracer für den Wind.(B)
- 8c. Mit den empfindlichsten Radargeräten ist es möglich, einen einzigen 6 mm Regentropfen (oder eine Mücke) in 10 km Entfernung zu sehen.(J)
- 9c. Die im Wetterdienst verwendeten Radargeräte könnten in ihrem Erfassungsbereich, falls richtig eingesetzt, zur Diagnose von Klarluftturbulenz (CAT) benützt werden.(J)
- 10c. CAT-Echos besitzen eine viel kleinere Wellenlängenabhängigkeit als Regenechos (Rayleighstreuung).(B)
- 11c. Die Intensität des vom Radar empfangenen CAT-Echos ist ein direktes Mass für die Turbulenzenergie, die auf ein Verkehrsflugzeug einwirkt.(B)

## 4. Quiz: Doppler

Überlegen Sie, welche Phänomene eine Rolle spielen und wo Sie in den Unterlagen Informationen zum Thema finden. Antworten Sie mit ja oder nein, wenn dies möglich ist:

### Dopplerradar:

- 1d. Mit zunehmender Impulsdauer nimmt der maximale Geschwindigkeitsbereich zu.(B)
- 2d. Die Pulsrepetitionsperiode beeinflusst sowohl den maximalen Distanzbereich wie auch den maximalen Geschwindigkeitsbereich.(B)
- 3d. Es gibt keine Möglichkeit, den maximalen Geschwindigkeitsbereich zu vergrößern, ohne den maximalen Distanzbereich zu verändern.(B)
- 4d. Mit einem vertikal gerichteten Dopplerradar können gleichzeitig in einer gegebenen Niederschlagssituation sowohl Information über Auf- und Abwinde, wie auch über Tropfenspektren gewonnen werden, und zwar ohne jegliche zusätzliche Information.(J)
- 5d. Um mit Dopplerradar Information über das Tropfenspektrum zu erhalten, darf die Antenne nicht horizontal gerichtet sein.(J)

### Inkohärentes Radar:

- 6d. Nicht nur mit dem Dopplerradar, sondern auch mit einem inkohärenten Radar können Informationen über Windscherung und Turbulenz gewonnen werden.(J)
- 7d. Die Fluktuationen der Echointensität sind hauptsächlich durch Variationen der Streuquerschnitte der Regentropfen bedingt.(J)
- 8d. Damit der Reflektivitätsfaktor Z eines stationären Tropfenspektrums innerhalb  $\pm 10\%$  aus der empfangenen Leistung bestimmt werden kann, müssen über 100 statistisch unabhängige Einzelwerte gemittelt werden.(J)
- 9d. Die einzige Möglichkeit, statistisch unabhängige Messwerte zu erhalten, besteht darin, die Dekorrelationszeit abzuwarten.(J)
- 10d. Die Dekorrelationszeit hängt nur von der Wellenlänge ab.(J)
- 11d. Mit zunehmender Wellenlänge nimmt die Dekorrelationszeit zu.(J)
- 12d. Mittelt man den Logarithmus des Empfangssignales, so unterschätzt man den wirklichen Mittelwert des Empfangssignales.(J)

# Radarecho, Abschwächung, Tropfenverteilungen und Klarluftturbulenz

**TABLE 1: Definitionen und Formeln zur Beantwortung der Fragen (Quiz)**

Symbol	Parameter	Einheit	Bemerkungen
$\lambda$	Wellenlänge	m	
$D$	Tropfendurchmesser	m	
$r, t$	Distanz, Delay	m,s	$r = c \cdot t/2$
$l, \tau$	Pulslänge, Dauer	m,s	$l = c \cdot \tau/2$
$\sigma$	Streuquerschnitt	m <sup>2</sup>	Kugel im Rayleighgebiet ( $D < \frac{\lambda}{3}$ ) $\sigma_B = \pi^5 \cdot Re(K^2) \cdot \frac{D^6}{\lambda^4}$
$\eta$	Radarreflektivität	m <sup>2</sup> /m <sup>3</sup>	Streuquerschnitt pro Volumen $\eta = \frac{\sigma}{V}$
$\eta$	Klarluftecho: Doviak p. 451	m <sup>2</sup> /m <sup>3</sup>	$\eta = 0.38 \cdot \lambda^{-1/3} \cdot Cn^2$ Cn <sup>2</sup> : Turbulenzparameter [m <sup>-2/3</sup> ] weak: $Cn^2 = 6 \cdot 10^{-17}$ strong: $Cn^2 = 3 \cdot 10^{-13}$
$V$	Pulsvolumen	m <sup>3</sup>	$V = \frac{4\pi(r)^2 \cdot l}{G} = \theta_h \cdot \theta_v \cdot \pi \cdot r^2 \cdot \frac{l}{4}$
$A$	Abschwächung two-way	dB/km	$A = f$ (Tropfenverteilung, R, Im(K)) Rayleigh: $A \sim (\pi^2 \cdot D^3 / \lambda) \cdot Im(K)$
$Z$	Reflektivitätsfaktor	mm <sup>6</sup> /m <sup>3</sup>	$Z = \frac{1}{V} \sum D^6$ (für eine diskrete Tropfenverteilung)
$N(D)$	Tropfenverteilung	m <sup>-3</sup> ·mm <sup>-1</sup>	Exp. Spektrum: $N(D) = N_0 \cdot e^{-\Lambda D}$ M-P: $\Lambda \sim 4.1 \cdot R^{-0.21}$ $N_0 = 8000 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ , R in mm/h
$v$	Fallgeschwindigkeit von Regentropfen	m/s	Approx: $v = v_0 \cdot \left(\frac{D}{D_0}\right)^k$ $v_0 \sim 4 \text{ m/s}$ $D_0 = 1 \text{ mm}$ $k \sim 1$

**TABLE 2: Variationen von Tropfenspektren und damit verbundenen Beziehungen**

	A	C	D	E	F	G	H	I	K	L	M
1	R/[mm/h]	0.3	100	5	1	30	5	5	5	5	5
2	$N_0$ [m <sup>-3</sup> mm <sup>-1</sup> ]	30,000	1400	8000	8000	8000	1400	30,000	8000	8000	8000
3	T[°C]	0	0	10	10	10	10	10	0	20	10
4	p[hPa]	700	1050	850	850	850	850	850	850	850	900
5	$A^a$ [mm <sup>6</sup> /m <sup>3</sup> ]	120	722	201	211	203	485	108	205	198	209
6	$A$ [mm <sup>6</sup> /m <sup>3</sup> ]	107	376	201	211	175	453	113	204	199	208
7	b in $Z = A R^b$	1.406	1.642	1.499	1.463	1.543	1.542	1.469	1.503	1.496	1.497
8	$c$ [mm <sup>-1</sup> ]	5.726	3.089	4.33	4.301	4.419	3.008	5.680	4.325	4.338	4.312
9	d in $\Lambda = c R^d$	-0.201	-0.235	-0.214	-0.209	-0.220	-0.220	-0.210	-0.215	-0.214	-0.215
10	$e$ [dB/km] <sup>b</sup>	0.0044	0.0047	0.0048	0.0050	0.0048	0.0054	0.0046	0.0049	0.0048	0.0050
11	f in $A = e R^f$	1.016	1.187	1.084	1.058	1.116	1.115	1.062	1.087	1.081	1.082

a. To calculate this "A", the exponent was set to b=1.5

b. The relationship for two-way attenuation is given here for a wavelength of 5.6cm. Note that at 10cm wavelength the attenuation is ~5 times smaller, at 3.2cm ~5 times larger (These factors depend on the drop size distribution and the temperature: here we assumed  $N_0 = 8000 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ ,  $R = 30 \text{ mm/h}$ ,  $p = 850 \text{ hPa}$  and  $T = 0^\circ \text{C}$ ).

**TABLE 3: Einfluß des Brechungsindexes auf Parameter**

Symbol	Parameter	Definition	$\lambda(\text{cm})$	$ K^2 _{0^\circ}$	$Im(K)_{0^\circ}$	$ K^2 _{20^\circ}$	$Im(K)_{20^\circ}$	$A(R)$
K	= f(Refractive Index m) Doviak p. 41	$\frac{m^2 - 1}{m^2 + 1}$	3.2	0.936	0.028	0.932	0.018	$0.031 \cdot R^{1.07}$
			5.6	0.934	0.019	0.928	0.011	$0.0058 \cdot R^{0.987}$
			10.0	0.935	0.011	0.926	0.007	$0.0018 \cdot R^{0.924}$

**TABLE 4: Momente der exponentiellen Tropfenverteilung**

Symbol	Parameter	Einheit	Formeln allgemein	exp. Spektrum	$\Delta D$ -Werte für Fraktile (k=1)		
					10%	50%	90%
$N_v$	Tropfendichte	$\text{m}^{-3}$	$\int_0^\infty N \cdot dD$	$\frac{N_0}{\Lambda}$	0.11	0.69	2.3
$N_F$	Tropfen auf Fläche F	$\text{sec}^{-1}$	$\int_0^\infty N \cdot v \cdot t \cdot F \cdot dD$	$\frac{N_0}{\Lambda^{1+k}} \cdot \frac{v_0}{D_0^k} \cdot F \cdot t \cdot k!$	0.53	1.68	3.9
W	Wassergehalt	$\text{mm}^3/\text{m}^3$	$\frac{\pi}{6} \cdot \int_0^\infty N \cdot D^3 \cdot dD$	$\pi \cdot \frac{N_0}{\Lambda^4}$	1.74	3.67	6.8
R	Regenintensität	$\text{mm/h}$	$\frac{3.6}{10^3} \cdot \frac{\pi}{6} \cdot \int_0^\infty N \cdot D^3 \cdot v \cdot dD$	$\frac{3.6}{10^3} \cdot \frac{\pi}{6} \cdot \frac{N_0}{\Lambda^{4+k}} \cdot \frac{v_0}{D_0^k} \cdot (3+k)!$	2.42	4.66	8.0
Z	Reflektivitätsfaktor	$\text{mm}^6/\text{m}^3$	$\int_0^\infty N \cdot D^6 \cdot dD$	$\frac{N_0}{\Lambda^7} \cdot 6!$	3.9	6.68	10.5
9	9. Moment		$\int_0^\infty N \cdot D^9 \cdot dD$	$\frac{N_0}{\Lambda^{10}} \cdot 12!$	6.22	9.67	14.20
VarZ	Varianz der Reflektivität		$\int_0^\infty N \cdot D^{12} \cdot dD$	$\frac{N_0}{\Lambda^{13}} \cdot 12!$	8.64	12.67	17.78
15	15. Moment		$\int_0^\infty N \cdot D^{15} \cdot dD$	$\frac{N_0}{\Lambda^{16}} \cdot 12!$	11.14	15.67	21.29

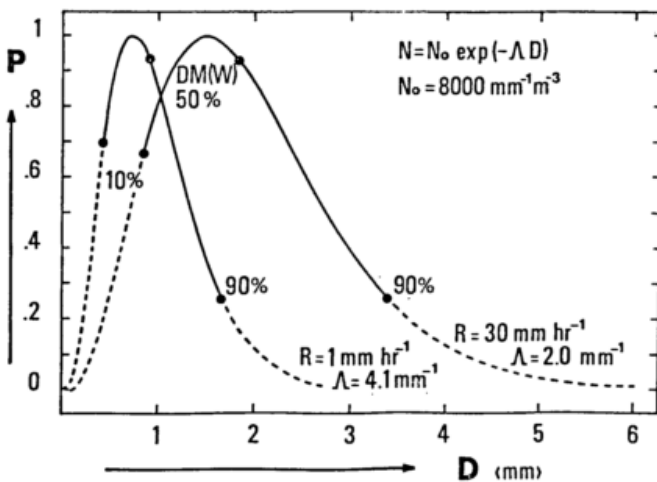


Fig. 1 - Normalised weighting function  $p = (dW/dD) / (dW/dD)_{max} = f(D)$  for an exponential distribution of raindrops at two rain intensities. The points indicate the diameters where the area (equation 6) reaches 10%, 50% and 90% of the total area below the curve.

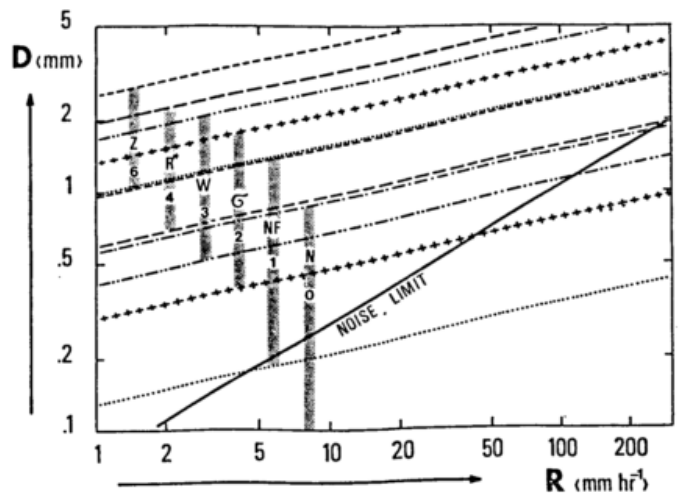


Fig. 4 - Same as Fig. 3 but for six parameters: reflectivity factor Z, rain intensity  $R^*$ , liquid water content W, surface  $\sigma$ , drop concentration per unit area NF and drop concentration per unit volume N. The noise limit of Fig. 8 is also reproduced for comparison.

of "The Parametrization of Raindrop Size Distributions" by Jürg Joss and Enrico G. Gori  
Reprinted from Rivista italiana di geofisica e scienze affini, Vol. III (1976)

## Die Radargleichung und ihre Anwendung auf verschiedene Geräte und Objekte

Zur Illustration des Einflusses der verschiedenen Größen in der nachfolgenden Radargleichung. Die Resultate für verschiedene Ziele sind auf das Empfängerrauschen bezogen. Figur 1 gibt als Beispiel die Resultate für das Monte Lema Radar in Funktion der Distanz.

$$\text{Received echo power, relative to the receiver-noise [dB}_{\text{Noise}}] = (\text{dB}_{\text{Sig}} - \text{dB}_{\text{Z(rec.-noise)}}) = 10 \log(Z[\text{mm}^6/\text{m}^3] * P_T[\text{kW}] * F[\text{MHz}]^2 * \tau [\mu\text{s}] * \Theta_H [^\circ] * \Theta_V [^\circ] * G[-]^2 / (r [100\text{km}]^2 * B[\text{MHz}] * NF[-] * \text{Lossfactor} [-])) - 179.91\text{dB}.$$

Die Konstante von 179.91 dB berechnet sich aus den benutzten, in eckigen Klammern angegebenen Einheiten. Z ist der Radarreflektivitätsfaktor und r die Distanz zwischen Radargerät und Objekt. Die andern Größen sind in Tabelle 5 erklärt, zusammen mit den Werten verschiedener Radargeräte.

**TABLE 5: Eigenschaften und Empfindlichkeiten verschiedener Radargeräte**

	Monte Lema SMA	Albis	Dole	Ron-sard F	S-Pol USA	Bric EEC old	ETH EEC	Fledermaus ETH	Wind-profil. SMA/ETH
Antenna dia. [m]	4.2	4.2	4.2	4	8.5	2.5	2.5	1	2.7
Θ: beam-width [°]	1.0	1.0	1.0	0.89	0.91	1.65	1.65	2.4	6
G: Gain [dB]	44.7	44.7	44.7	44.4	44.05	40	40	36.6	29.5
P <sub>T</sub> : Peak power [kW]	251	292	303	250	1000	280	280	100	0.5
F: Frequency [GHz]	5.44	5.45	5.43	5.6	2.7-2.9	5.62	5.62	9.5	1.3
Wavelength [cm]	5.6	5.4	5.4	5.4	11	5.3	5.3	3	23
τ: Pulse-width [μs]	0.5	0.5	0.5	0.67	0.35-	0.5	0.5	0.25	2.8
Resolution [m]	75	78	78	100	38-	75	75	30	420
NF: Noise fig. [dB]	1.85	1.8	2.04	3.1	3.2*	6	6	7	1.2
B: Bandwidth [MHz]	2.0	2.08	2.11	1.5	0.74*	2.5	2.5	5	0.4
Losses: System [dB]	7.6	12.3	5.7	incl.	3*	5	3.6	4	1*
Min. det. [dBZ] signal @ 100km	7.3	11.4	5.0	.3.8	-1.4	14.1	12.7	23.6	39.9
Max. distance [km] single bee (5mm)	6.9	5.4	7.9	8.3	9.8	3.6	3.9	2.1	0.3
Max. distance [km] det. 0.1mm/h rain	136	85	178	205	373	62	73	21	3.2
Max. distance [km] clear air (4E-13/m)	4.9	3.1	6.5	6.8	44.2	2.1	2.4	0.3	1.6
Max. distance [km] det. of 1m <sup>2</sup> sphere	262	206	299	305	723	133	144	45	45
Y [km]	707.96	681.22	497.1	684.5	700.5	623.2	680.93	680.93	680.93
X [km]	99.76	237.6	142.4	35.8*	63.8	-13.1	251.34	251.34	251.34
H [km]	1.63	0.93	1.68	0.165	0.29	0.73	0.60	0.60	0.60
Longitude	8.83	8.51	6.10	8.52	8.73	7.73	8.51	8.51	8.51
Latitude	46.04	47.29	46.43	45.47	45.72	45.03	47.41	47.41	47.41

Figure 1: Empfindlichkeit des Lema-Radargerätes in Abhängigkeit von der Distanz

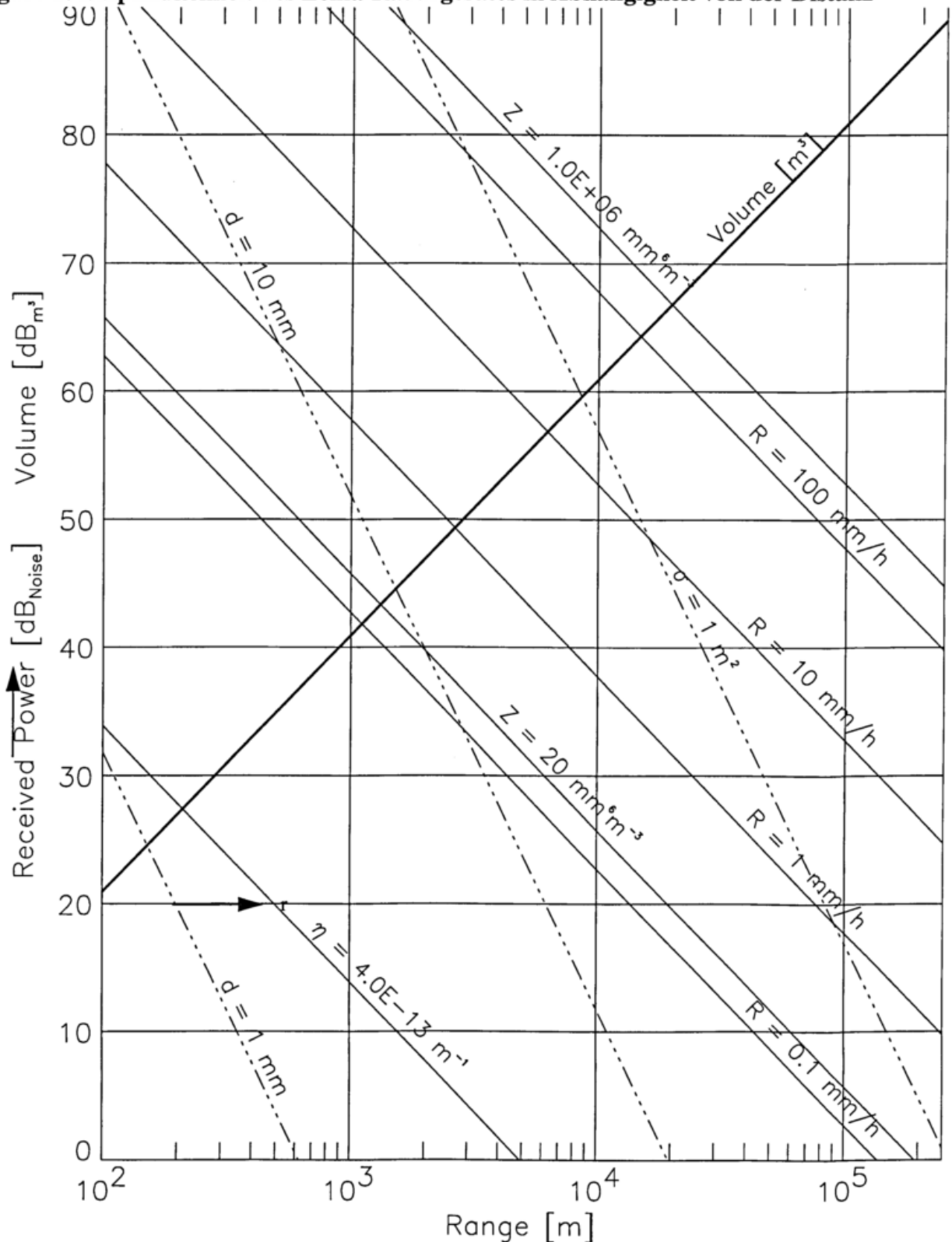


Abbildung 1: Empfindlichkeit (Abstand zwischen Signal und Empfängerrauschen) und effektives Impulsvolumen für Volumenziele (Regen mit Intensität R) und Punktziele (Wasserkugeln, Insekten mit Durchmesser d) in Funktion der Distanz. Das Volumen des Strahles nimmt mit der Distanz im Quadrat zu ( $1^\circ$  Strahlöffnung in horizontaler und vertikaler Richtung) und ist konstant in radialer Richtung (83m entsprechend  $0.5\mu s$ ). Die Werte sind auf einer Logarithmischen Skala aufgetragen. 10dB entsprechen einem Faktor 10 Änderung. Albis, wegen seinem längeren Wellenleiter ist 4dB weniger empfindlich, Dole (kürzerer Wellenleiter) 2dB empfindlicher als das hier dargestellte Lema-Radar (IDL-Software und Kontrolle durch Urs Germann).

## 1. Antworten: Reflektivität und Abschwächung

- 1a. ja, Z so definiert, dass im Rayleighgebiet unabhängig von Geräteeigenschaften
- 2a. nein, Radarreflektivität = Streuquerschnitt pro Volumen, ersterer  $\lambda$ -abhängig
- 3a. nein, grob umgekehrt; Rayleighapprox. gilt mit Fehler  $< 3\text{dB}$  bei  $D < \lambda/3$
- 4a. ja,  $(5.6/3.2)^4 = 9.38$
- 5a. ja,  $A/Z \sim D^3/D^6$
- 6a. nein, Reflektivitätsfaktor: invariant gegenüber  $\lambda$ ; Radarreflektivität: nicht eindeutig bestimmt durch  $\lambda$  und Wassergehalt
- 7a. ja,  $P_r/P_{\text{Noise}} \sim P_t/\lambda^6$ :  $1/250 * (10/3.2)^6 = 3.73$  (Annahme: Antennengröße, SignalToNoiseRatio,  $P_{\text{Noise}}$  gleich)
- 8a. ja, max. Durchmesser = 8mm  $\rightarrow$  max. Fehler etwa 4dB
- 9a. nein, Fehler erstens systematisch und zweitens erheblich grösser als in 8a (siehe auch 10a)
- 10a. im Rayleighbereich ja ( $A \sim 1/\lambda$ ), aber: Rayleighapprox. für Abschwächung im Regen gilt für gebräuchliche Wellenlängen der Wetterradar nicht
- 11a. nein,  $A/Z \sim D^3/D^6$
- 12a. ja, bei großer Wellenlänge werden die kleinen Tropfen vernachlässigbar
- 13a. erster Teil ja: aus dem Tropfendurchmesser können wir den Austauschkoefizient schätzen, zusammen mit der Psychrometerdifferenz erhalten wir den Wärmefluss aus der Luft zum Tropfen, multipliziert mit der Fallzeit gibt uns die Energieaufnahme des Tropfens und daraus erhalten wir die verdunstete Wassermenge. Zweiter Teil nein: Nehmen wir  $20^\circ$  Celsius Trockentemperatur und 90% relative Feuchte an, damit erhalten wir eine Psychrometerdifferenz von 1Kelvin, multipliziert mit 1km ergibt 1000Km (Kelvin-Meter). Der 0.1mm Tropfen braucht zum Verdunsten 11.5Km, der 0.3mm 330Km und der 1mm Tropfen 7200Km.

## 2. Antworten: Vertikales Profil

- 1.b. ja, Auflösung orthogonal zum Radarstrahl:  $1.8 * \pi/180 * 400\text{km} = 12.6\text{km}$ ; Auflösung radial: gegeben durch Pulslänge (im Bereich von 150m)
- 2.b. ja, Würfel:  $23.7\text{km}^3$ , Zylinder:  $18.6\text{km}^3$ , Zylinder mit Gauss-Strahl:  $13.4\text{km}^3$
- 3.b. ja, Durchmesser=157m, Pulslänge=150m
- 4.b. nein, die quant. Niederschlagsschätzung wird auch erschwert durch: Niederschlagsphysik (Wachstum und Phasenänderung im Vertikalprofil, große Variabilität und schiefe Verteilungen), Radarhydrologie und Topographie (Z-R Beziehung, A-R Beziehung, Fluktuationen, sphärische Geometrie, Bodenechos, komplexe Sichtbarkeit)
- 5.b. nein, die Wahl der Wellenlänge ist stets ein Kompromiß: Die Wellenlänge bestimmt eine ganze Menge von wichtigen Größen (Rückstreuquerschnitt und damit kleinste detektierbare Regenrate bei gegebenem Range, Abschwächung, Stärke der Bodenechos rel. zu Regenechos, eindeutiger Geschwindigkeitsbereich, Mobilität des Gerätes). Gleichzeitig stellen versch. Wellenlängen unterschiedliche Erfordernisse an die Radartechnologie (Antennengröße, Sendeleistung, siehe auch 7a, elektrotechnische Elemente).
- 6.b. Niederschlagsprozess: ja; Orographie: nein; Geräteeigenschaften: je nach Betrachtungsweise ja (zunehmende Strahlbreite)
- 7.b. Wachstumsprozesse in der Mischwolke: Findeisen-Bergeron (Eisphase); bei Halbierung der Anzahl und Verdopplung des Durchmessers: Reflektivitätszunahme:  $1/2 * 2^6 = 15\text{dB}$
- 8.b. ja, beide Phänomene bewirken mit unterschiedlichem Vorzeichen etwa 7dB Änderung der Leistung, die äquivalente Teilchengröße bleibt etwa gleich.
- 9.b. ja; Abweichung von dieser Faustregel bei orographic enhancement oder Fallen in relativ trockene Luft (grosse Verdunstung)
- 10.b. Aussage 4b ist falsch, allgemein gilt aber, dass die Integration in Zeit und Raum die stochastischen Anteile (enorme Variabilität des momentanen örtlichen Profils, Fluktuationen, ...) reduziert; damit werden die Fehler bei zunehmender Skala kleiner (vergleiche Niederschlag eines Ereignisses im Einzugsgebiet mit 5min Niederschlag in einem  $1\text{km}^2$  Pixel), -> Schlussfolgerungen für Anwendung und Verifikation (Vergleich mit Punktmessungen am Boden) von Radarmessungen
- 11.b. erste Aussage richtig, zweite falsch (momentanes lokales Profil kann fast beliebige Formen annehmen); zu bemerken: in kleinerem Masse hat auch das Windfeld Einfluss auf die räumliche und zeitliche Verteilung der Teilchenverteilungen (Aufwind, drop-sorting, Verwirbelung, schiefe Zellen)
- 12.b. nein, kann auch gerade umgekehrt sein; Z-R Beziehung basiert auf gegebener Verteilung und Phase der Hydrometeore, Gültigkeit der Rayleighapprox., bekannter Fallgeschwindigkeit der Teilchen und bekanntem Vertikalwind
- 13.b. in den meisten Fällen ja

### 3. Antworten: Klare Atmosphäre (CAT)

- 1c. praktisch ja; Huygens-Fresnel'sche Prinzip; vergleiche Soldaten, die durch Fluss marschieren (Regel: jeder Soldat läuft immer rechtwinklig zur Frontlinie)
- 2c. falsch, ein schwacher aber systematischer negativer Dichtegradient reicht, um den Radarstrahl zum Boden hin umzulenken
- 3c. ja, Dichte variiert stärker in feuchten/warmen Klimaten
- 4c. ja, denn sowohl die Intensität, wie auch die räumliche Ausdehnung und die Höhe von Wetterechos aus Distanzen grösser  $r_{\max}$  werden stark unterschätzt (wegen falscher Distanzzuordnung)
- 5c. falsch, bei Veränderung der PRF ändert die Distanzzuordnung (vergleiche auch dual-PRF zur Erweiterung des Geschwindigkeitsbereiches)
- 6c. falsch, auch Echos von Dichtesprüngen (konvektiven Blasen, Klarluftturbulenz), von nicht fallenden Hydrometeore (Eiskristalle und Tropfen im Aufwind) und schließlich von Insekten, Vögeln etc lassen Dopplermessungen zu; freilich muss dann noch der Zusammenhang dieser Messungen mit dem Wind studiert werden
- 7c. Insekten ja, Vögel nein (Bsp: T. Anderson 1997, Norrköping)
- 8c. 6mm Tropfen ja, Mücke nein (die entspricht ungefähr einem Tropfen von 1mm Durchmesser); 6mm/1mm entspricht 46.7dB in der Leistung und 11.7dB in der Distanz
- 9c. falsch, ein CAT-Echo von -19dBZ (relativ stark) kann mit dem Radar Lema bis etwa 5km Distanz detektiert werden
- 10c. richtig, die charakteristische Länge der Wirbel (mit Dichtegradienten) liegt durchaus im Bereich der Wellenlänge oder grösser -> Rayleighapprox. gilt nicht mehr, wir kommen in Bereich der geometrischen Optik (Streuquerschnitt wellenlängenunabhängig)
- 11c. falsch, kein direktes Mass, nur ein Teil des Frequenzspektrums der Turbulenz wird vom Radar erfaßt (nämlich im Bereich der Pulsfrequenz)

## 4. Antworten: Doppler

### Dopplerradar:

- 1d. nein, der maximale Geschwindigkeitsbereich ist gegeben durch  $\lambda \cdot \text{Pulsrepetitionsfrequenz} / 4$ .  
Bemerkung: Bei einem 5cm Radar beträgt die Dopplerfrequenz eines 10m/s Windes 400Hz, dies ergibt innerhalb einer Pulsdauer von  $1\mu\text{s}$  eine Phasenveränderung von gerade nur, nicht-messbaren  $0.14^\circ$  ( $0.0025\text{rad}$ ). Da für die Bestimmung der Dopplerfrequenz also mindestens zwei Pulse nötig sind, wird der Geschwindigkeitsbereich durch die PRF begrenzt.
- 2d. ja, die maximale Distanz ist direkt, und die Nyquistgeschwindigkeit indirekt proportional verknüpft mit der Pulsrepetitionsperiode
- 3d. doch, größere Wellenlänge, dual-PRF oder de-aliasing (=unfolding)
- 4d. es gibt zwar Ansätze aber kaum verifizierte Resultate, eine Menge Probleme und rigorose Annahmen (Homogenität des Vertikalwindes oder Form des Tropfenspektrums). Alternative Methode: Wellenlänge im mm-Bereich und Bestimmung des Mie-Minimums, Problem: starke Abschwächung im Regen.
- 5d. ja, da Auswertungen auf der Relation Durchmesser-Fallgeschwindigkeit basieren

### Inkohärentes Radar:

- 6d. ja, aufeinanderfolgende Pulse haben einen abhängigen (Autokorrelation) und einen unabhängigen (Dekorrelation) Anteil; je grösser die Relativgeschwindigkeit der einzelnen Tropfen zueinander desto kürzer die Dekorrelationszeit. Die Frequenzanalyse der Fluktuationen erlaubt also Schlüsse über die Relativgeschwindigkeiten und damit auch über die Turbulenz und Windscherung.
- 7d. nein, sondern durch deren variierende Phase =  $4 \cdot \pi \cdot \text{Distanz zur Antenne} / \lambda$ , denn das Echo einer Vielzahl von Tropfen ergibt sich aus der phasenrichtigen Überlagerung aller Einzelwellen (vergleiche random-walk, Wurzel-N-Gesetz)
- 8d. ja, bei der Mittelung 100 unabhängiger Einzelmessungen wird der Anfangsfehler um den Faktor 10 kleiner (Wurzel-N-Gesetz)
- 9d. nein, 1) verschiedene Raumausschnitte abtasten (Bsp.:  $8 \cdot 150\text{m} = 1\text{km}$  radiale Auflösung), 2) Unterteilen des Pulsvolumens in mehrere konzentrische Schalen mittels kontinuierlich variierender Sendefrequenz, 3) zwei verschiedene Wellenlängen
- 10d. nein, Dekorrelationszeit  $\sim$  Wellenlänge/Breite des Spektrums der Radialgeschwindigkeit (Turbulenz im Pulsvolumen)
- 11d. ja, siehe 10d
- 12d. ja, man unterschätzt den *linearen* Mittelwert des Empfangssignals, da Varianz der Häufigkeitsverteilung nicht gleich null ist.

# Glossar Radarbegriffe

Martin Hagen<sup>1</sup>

Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt  
Institut für Physik der Atmosphäre

Zusammengestellt und ergänzt nach dem Buch *Radar for Meteorologists* von Ron Rinehart.

**A/D-Wandler (A/D converter)**

Analog-Digital Wandler, wandelt analoge (Spannungs-) Signale in digitale Informationen um.

**A-scope**

Echtzeit-Anzeige einer Meßgröße (z.B. Empfangssignal) entlang des Radarstrahls auf einem Monitor.

**Aliasing**

Wenn eine Frequenz oberhalb der Nyquistfrequenz liegt, wird sie in den Bereich des Nyquistintervalls gefaltet.

**Anomale Ausbreitung; Anaprop (anomalous propagation)**

Bei außergewöhnlichen vertikalen Gradienten des Brechungsindex der Atmosphäre wird der Radarstrahl stärker vom Erdboden weg oder zum Erdboden hin abgelenkt.

**Antennengewinn (antenna gain)**

Maß für die Effektivität (Verstärkung) einer gerichtete Antenne gegenüber einer ungerichteten Antenne.

**Automatische Verstärkungsanpassung (AGC automatic gain control)**

Die Verstärkung eines Empfängers wird automatisch so eingestellt, daß der Empfänger, trotz Variationen in der Signalstärke, in einem vordefinierten Bereich arbeitet.

**Azimut (azimuth)**

Horizontaler Winkel. Kompaßwinkel im geographischen Sinn, 0° entspricht Nord, 90° Ost, 180° Süd und 270° West.

**Bandpassfilter (bandpass filter)**

Filter, der nur Frequenzen in einem durch die untere und obere Grenzfrequenz definierten Frequenzband passieren läßt.

**Bistatisches Radar (bistatic radar)**

Radar mit räumlich getrennten Sende- und Empfangsantennen. Im Gegensatz zu der monostatischen (d.h. am gleichen Ort) Anordnung wird mit der Empfangsantenne die Vorwärts- oder Seitwärtsstreuung gemessen.

**Bodenecho (ground clutter)**

Echos, die durch Bodenziele hervorgerufen werden. Clutter.

**Bragg Streuung (Bragg scatter)**

Rückstreuung von kleinskaligen (kleiner als Wellenlänge) turbulenten periodischen Fluktuationen des Brechungsindex der Atmosphäre. Teilweise Ursache der Clear-air echoes.

**Brechung (refraction)**

Der Prozeß, in dem die Richtung der Energieausbreitung sich ändert. Dies ist die Folge einer Änderung der Ausbreitungsgeschwindigkeit, die durch Dichteänderungen im Medium oder an der Grenzfläche zwischen zwei unterschiedlich dichten Medien hervorgerufen werden.

**Brechungsindex (refractive index)**

Maß für die Brechung. Ist als das Verhältnis zwischen aktueller Ausbreitungsgeschwindigkeit und der Ausbreitungsgeschwindigkeit im Vakuum definiert.

<sup>1</sup> Mit zusätzliche Hinweisen und Kommentaren von M.Chandra, S. Hacker, J. Joss, P. Meischner und J. Riedl.

### CAPPI (constant altitude PPI)

Horizontale Darstellung von Radarmeßgrößen in einer bestimmten Höhe über Radar oder Meeresspiegel. Ein CAPPI wird aus mehreren PPI-Messungen bei verschiedenen Elevationen (Volumenmessung) berechnet.

### Clear-air echo

Radarecho aus der optisch klaren Luft (d.h. ohne Niederschlag und Wolken). Wird durch Bragg-Streuung und durch Rückstreuung an Insekten verursacht.

### Clutter

Echos, die die gewünschten Radarechos stören. Bei Wetterradars normalerweise Bodenechos, bei Flugsicherungsradars auch Niederschlag.

### Dämpfung (attenuation)

Ein Prozeß, durch den die Leistung im Radarstrahl gemindert wird.

### Dezibel (dB) (decibel)

Logarithmische Darstellung des Größenverhältnisses zweier Meßgrößen.

$$r \text{ in dB} = 10 * \log_{10}(p1 / p2)$$

Besondere Definitionen:

$$\text{Leistungen } P \text{ in dBm} = 10 * \log_{10}(P / 1 \text{ mW})$$

$$\text{Reflektivität } Z \text{ in dBZ} = 10 * \log_{10}(Z / 1 \text{ mm}^6/\text{m}^3)$$

### Disdrometer, Distrometer

Meßgerät, das das Tropfenspektrum von Regentropfen mißt.

### Dopplerdilemma (Doppler dilemma)

Zusammenhang zwischen maximaler eindeutig meßbarer Dopplergeschwindigkeit ( $v_{max}$ ) (Nyquistgeschwindigkeit) und maximalem eindeutigen Meßbereich ( $r_{max}$ ):

$$v_{max} * r_{max} = \pm c * \lambda / 8$$

wobei  $\lambda$  die Wellenlänge und  $c$  die Lichtgeschwindigkeit ist. Das Dopplerdilemma kann mit modernen digitalen Empfängern teilweise umgangen werden.

### Dopplerfrequenzverschiebung (Doppler frequency shift)

$$f_d = 2 v / \lambda$$

mit  $v$  der Geschwindigkeit und  $\lambda$  der Wellenlänge.

### Dopplergeschwindigkeit (Doppler velocity)

Reflektivitätsgewichtete radiale Geschwindigkeit, mit der sich die streuenden Partikel auf das Radar zu oder von dem Radar weg bewegen. Wird aus einer großen Anzahl von aufeinanderfolgenden Messungen bestimmt. Die Dopplergeschwindigkeit wird auch als das erste Moment der spektralen Dichte bezeichnet.

### Ducting

Der Radarstrahl wird durch scharfe Brechungsindexgradienten (z.B. bei Inversionen) geführt. Dabei entstehen Überreichweiten, bei denen auch weit entfernte Ziele in Bodennähe erfaßt werden. Anaprop.

### Duplexer

Sende-/Empfangsweiche, durch die der empfindliche Empfänger von dem starken Sendepuls geschützt wird. Besteht normalerweise aus einer TR-Röhre oder eines TR-Begrenzers (TR = transmit - receive). Wird benötigt, wenn nur ein Hohlleiter für Sendung und Empfang zur Verfügung steht.

### Dwell time (Verweilzeit)

Zeit, über die eine Messung an einem Ort gemacht wird. Bestimmt sich einerseits aus der Zahl der Pulse, die für eine Messung benötigt werden, und der Pulsfolgefrequenz, andererseits aus der Antennendrehgeschwindigkeit und der Strahlbreite. Hat einen Einfluß auf die Meßgenauigkeit.

### Duty cycle (Tastverhältnis)

Maximaler Zeitanteil über den eine Magnetron Senderöhre betrieben werden darf. Gibt das zeitliche Verhältnis zwischen Pulsdauer und Pause zwischen den Pulsen an.

**Dynamischer Bereich (dynamic range)**

Verhältnis (üblicherweise in dB ausgedrückt) zwischen dem maximalen und minimalen Signal, das ein System ohne Verzerrungen verarbeiten kann.

**Echo**

Das zum Radar zurückgestreute und zur Darstellung gebrachte Signal

**Eindeutiger Meßbereich (unambiguous range)**

Maximale Meßentfernung, bis zu der sich ein Puls ausbreiten und wieder zum Radar zurück kommen kann, bevor der nächste Puls ausgesandt wird.  $R_{max} = c / (2 PRF)$ , wobei  $c$  die Lichtgeschwindigkeit und  $PRF$  die Pulsfrequenz ist. Dopplerdilemma.

**Elevation (elevation)**

Höhenwinkel von der Horizontalen aus gemessen.

**Entfaltung (dealiasing)**

Korrektur der Faltung von Dopplergeschwindigkeitsmessungen. Nyquistgeschwindigkeit.

**Entfernungsfaltung (range folding; second-trip echoes; multiple-trip echoes)**

Weitentfernte Echos von einem früheren Radarpuls werden zusammen mit den Echos aus dem aktuellen Puls empfangen und dargestellt. Moderne digitale Empfänger versuchen diese Echos zu entfalten.

**Entfernungselement (range gate, range bin)**

Einzelnes Meßelement, oder der Punkt an dem die Radarmessung durchgeführt wird. Etwa 100 m tief.

**Faltung (folding)**

siehe Aliasing.

**FFT (fast-fourier transform)**

Effektive Methode, um eine Zeitreihe in ein Frequenzspektrum (oder umgekehrt) umzurechnen. Wird zur Bestimmung der Dopplerfrequenz aus einer Zeitreihe von Phasenwinkelmessungen benützt.

**FM-CW Radar (frequency modulated continuous wave radar)**

Radar mit einer kontinuierlichen, aber frequenz-modulierten Radarstrahlung. Meist bei Windprofilern eingesetzt. Aus der Frequenzverschiebung kann dann der Abstand (= Höhe) bestimmt werden.

**Frequenzbänder Wetterradars**

Frequenz (Ghz)	30	10	5.5	3	1.5
Wellenlänge (cm)	1	3	5.5	10	20
Band	K	X	C	S	L

**Gain**

Gewinn, Verstärkung des Signals; normalerweise größer 1, wird meistens auch in dB ausgedrückt.

**Geschwindigkeitsfaltung (velocity aliasing)**

Faltung der tatsächlichen Dopplergeschwindigkeit in das Nyquistintervall.

**Hohlleiter (waveguide)**

Ein Rohr mit rechteckigem Querschnitt, in dem das hochfrequente Sendesignal geleitet wird. Kann bei hohen Frequenzen auch einen runden Querschnitt haben.

$|K|^2$

mit  $K = (m^2 - 1)/(m^2 + 1)$ , wobei  $|K|$  eine Funktion des komplexen Brechungsindex  $m$  ist. Für Wasser ist  $|K| \approx 0.93$ , für Eis 0.197. Ist frequenz- und temperaturabhängig.

**Klystron**

Eine Elektronenröhre, die als Hochleistungsverstärker für sehr hohe Frequenzen verwendet wird. Der damit erzeugte Radarpuls ist bekannt für seine außergewöhnliche Phasenstabilität auch über lange Sendedauer.

Kohärentes Radar (coherent radar)

Ein Radar, das sowohl die Amplituden- als auch die Phaseninformation der Rückstreuung erfassen kann.

Komplexer Brechungsindex (complex index of refraction)

$m = n + ik$ , wobei  $n$  der Realteil des Brechungsindex ist,  $i = \sqrt{-1}$  und  $k$  ist der Absorptionskoeffizient.

Magnetron

Eine selbstanregende Elektronenröhre, die den Sendepuls von Radars erzeugt. Ein starkes Magnetfeld (Permanentmagnet) hilft die Hochfrequenzschwingung zu induzieren.

Mie-Streuung

Mit der Mie-Theorie wird die Streuung an kugelförmigen Teilchen vollständig beschrieben. Kann für Teilchen, die deutlich kleiner als die Wellenlänge sind, durch die Rayleigh-Formel approximiert werden.

Nebenkeule (side lobe)

Sekundäres Maximum neben der Hauptstrahlrichtung im Antennendiagramm. Entsteht durch die Bündelung und liegt bei einer typischen Wetterradarantenne etwa 2-3 Grad neben der Hauptkeule. Das Signal ist etwa 25-30 dB schwächer. Liefert bei scharfen Reflektivitätsgradienten fehlerhafte Echos.

Nyquistfrequenz

Die höchste Frequenz, die bei einer diskreten Abtastung eindeutig bestimmt werden kann. Ist die Abtastfrequenz  $f$ , so ist die Nyquistfrequenz  $f/2$ .

Nyquistgeschwindigkeit, Nyquistintervall (Nyquist velocity, Nyquist interval)

Die maximale eindeutige Dopplergeschwindigkeit, die in Abhängigkeit der Pulswiederholfrequenz (PRF) und Wellenlänge  $\lambda$  gemessen werden kann.  $V_N = \pm PRF \lambda / 4$ .

PPI (plan position indicator)

Horizontale Darstellung (Konus) der Radardaten auf dem Radarschirm bei einem Umlauf der Antenne mit fester Elevation.

PRF; Pulswiederholfrequenz (pulse repetition frequency)

Wiederholfrequenz, mit der die Radarpulse ausgesandt werden ( $PRF = 1 / PRT$ )

PRT; Pulswiederholzeit (pulse repetition time)

Zeitintervall zwischen dem Beginn aufeinanderfolgender Radarpulse ( $PRT = 1 / PRF$ ).

Pulsbreite, Pulsdauer, Pulslänge (pulse width, pulse duration, pulse length)

Zeitintervall  $\tau$ , während dessen der Radarpuls ausgesandt wird. Typisch ist  $1 \mu s$ . Wenn die Pulslänge in Entfernung ( $h = \tau c$ ,  $c$  ist Lichtgeschwindigkeit) angegeben wird, dann ist zu berücksichtigen, daß die effektive Pulslänge beim Empfang nur  $h/2$  ist, weil der Puls den Hin- und Rückweg zurücklegen muß.

Pulse-pair processing

Methode zur Bestimmung der Dopplergeschwindigkeit aus den Phasenmessungen zweier aufeinanderfolgender Pulse. Alternativ zum Pulse-pair processing kann die Dopplergeschwindigkeit auch mittels FFT berechnet werden.

Puls-Radar (pulse radar, pulsed radar)

Radar, bei dem die Messung mit kurzen in periodischen Abständen (PRT) ausgesendeten Pulsen durchgeführt wird. Ist Gegensatz zu FM-CW Radars.

Radargleichung für Volumenziele

$$P_r = \frac{\pi^3 p_t g^2 \theta \phi h |K|^2 Z}{1024 \ln 2 \lambda^2 r^2}$$

wobei  $p_t$  die Sendeleistung,  $g$  der Antennengewinn,  $\theta$  und  $\phi$  die horizontale und vertikale Strahlbreite,  $h$  die Pulstiefe,  $|K|^2$  ein Maß für den Brechungsindex,  $Z$  der Reflektivitätsfaktor,  $\lambda$  die Wellenlänge und  $r$  die Entfernung zum Ziel sind.

### Radiale Geschwindigkeit (radial velocity)

Geschwindigkeitskomponente auf das Radar zu, oder vom Radar weg. Ein Dopplerradar kann nur die radiale Komponente (d.h. entlang des Radarstrahls) der Geschwindigkeit der Partikel messen.  $\leftrightarrow$  Dopplergeschwindigkeit.

### Radom

Kunststoffkuppel über der Radarantenne. Ist aus nichtleitfähigem Material und schützt die Antenne vor Wettereinfluß, wie Wind oder Vereisung. Ein nasser Radom kann das Radarsignal beträchtlich (bis zu 5 dB bei C-Band) dämpfen.

### Rayleigh-Streuung (Rayleigh scattering)

Approximation der  $\leftrightarrow$  Mie-Streuung an Teilchen, deren Durchmesser  $D$  klein ( $< 1/10$ ) im Vergleich zu  $\lambda/n$  ist ( $\lambda$  Wellenlänge,  $n$  Realteil des Brechungsindex). Die Rückstreuung ist dann proportional zu  $D^6$ .

### Reflektivität (reflectivity)

Summe über die  $\leftrightarrow$  Rückstreuquerschnitte ( $\sigma$ ) pro Einheitsvolumen. Wird mit  $\eta$  bezeichnet. Der Zusammenhang mit dem  $\leftrightarrow$  Reflektivitätsfaktor  $Z$  ist  $\eta = \pi^5 |K|^2 Z / \lambda^4$ , wobei  $\pi$  3.14...,  $|K|^2$  ein Maß für den Brechungsindex und  $\lambda$  die Wellenlänge sind.

### Reflektivitätsfaktor (reflectivity factor)

Wird fälschlicherweise oft nur als Reflektivität bezeichnet. Beschreibt die Rückstreuung von Regentropfen, wird aber auch für alle anderen Teilchen verwendet:  $Z = \sum n_i D_i^6$ , wobei  $n_i$  die Anzahldichte der Tropfen mit dem Durchmesser  $D_i$  ist. Einheit von  $Z$  ist  $\text{mm}^6/\text{m}^3$ . Meist wird jedoch das logarithmische Maß dBZ ( $= 10 * \log_{10}(Z / 1 \text{ mm}^6/\text{m}^3)$ ) verwendet.

### Resonanzbereich der Mie-Streuung

Stark erhöhte Rückstreuung von Partikeln, die eine Dimension von etwa  $1/10$  (brechungsindexabhängig) der Radarwellenlänge haben.  $\leftrightarrow$  Mie-Streuung.

### Rückstreuquerschnitt (backscatter cross section)

Die Fläche eines imaginären perfekten Reflektors, der die gleiche Energie wie das aktuelle Ziel zurück streut.

### RHI (range-height indicator)

Darstellung von Radardaten in einem Entfernung-Höhenschnitt. Messung mit variabler  $\leftrightarrow$  Elevation bei einem festen  $\leftrightarrow$  Azimut.

### Signal-Rausch Verhältnis (signal to noise ratio) SNR

Das Verhältnis zwischen der Leistung des Meßsignals und des Empfängerrauschen. Wird vielfach in dB ausgedrückt.

### Spektrale Breite (spectral width)

Maß für die Standardabweichung der  $\leftrightarrow$  Dopplergeschwindigkeit vom Mittel im Pulsvolumen, gewichtet mit dem Reflektivitätsfaktor. Setzt sich aus den Beiträgen aus Windscherung im Pulsvolumen, Turbulenz und Antennendrehgeschwindigkeit zusammen. Auch als zweites Moment der spektralen Dichte bezeichnet.

### Strahlbreite (beam width)

Winkelbreite des Radarstrahls. Normalerweise der Bereich, innerhalb dessen die Leistung auf die Hälfte der Leistung in der Strahlachse abgesunken ist (3 dB Einweg-Winkel).

### Tropfenspektrum (drop spectra)

Anzahldichte der Regentropfen in Abhängigkeit vom Durchmesser.

### TR-Begrenzer (TR-limiter)

Siehe Duplexer.

### VAD (velocity-azimuth-display)

Darstellung der  $\leftrightarrow$  Dopplergeschwindigkeit in einer festen Entfernung über dem Azimut. Aus dieser Kurve kann der Windvektor abgeleitet werden.

### Z-R Beziehung (Z-R relationship)

Eine empirische Beziehung zwischen  $\leftrightarrow$  Reflektivitätsfaktor  $Z$  (in  $\text{mm}^6/\text{m}^3$ ) und Regenrate  $R$  (in  $\text{mm}/\text{h}$ ). Wird meist in exponentieller Form angegeben:  $Z = A R^b$ , wobei die Koeffizienten von der Niederschlagsart abhängig sind.

## **Anschriften der Autoren**

Prof. Dr. Klaus D. Beheng  
Universität Karlsruhe  
Postfach 69 80  
76128 Karlsruhe  
Tel.: (0721) 608-3595  
Fax: (0721) 608-6102  
e-mail: klaus.beheng@imk.fzk.de

Dr. Ullrich Finke  
DLR  
Institut für Physik der Atmosphäre  
Oberpfaffenhofen  
82234 Weßling  
Tel.: (08153) 28-2505  
Fax: (08153) 28-1841  
e-mail: ulli.finke@dlr.de

Frank Gekat  
Gematronik GmbH  
Raiffeisenstr. 10  
41470 Neuss  
Tel.: (02137) 78 213  
Fax: (02137) 78 211  
e-mail: f.gekat@gematronik.com

Dr. Hermann Gysi  
Heckenrosenweg 10  
76149 Karlsruhe  
Tel.: (0721) 971 40 30  
Fax: (0721) 971 40 31  
e-mail: Jung-Gysi@t-online.de

Dr. Martin Hagen  
DLR  
Institut für Physik der Atmosphäre  
Oberpfaffenhofen  
82234 Weßling  
Tel.: (08153) 28-2531  
Fax: (08153) 28-1841  
e-mail: martin.hagen@dlr.de

Dr. Hartmut Höller  
DLR  
Institut für Physik der Atmosphäre  
Oberpfaffenhofen  
82234 Weßling  
Tel.: (08153) 28-1536  
Fax: (08153) 28-1841  
e-mail: hartmut.hoeller@dlr.de

Dr. Peter Homagk  
Landesanstalt für Umweltschutz  
Baden-Württemberg  
Postfach 21 07 52  
76157 Karlsruhe  
Tel.: (0721) 983-1386  
Fax: (0721) 983-1456  
e-mail: hvz@lfuka.um.bwl.de

Matthias Jaeneke  
Deutscher Wetterdienst  
Bildungs- und Tagungszentrum  
Paul-Ehrlich-Str. 39  
63225 Langen  
Tel.: (06103) 707 415  
Fax: (06103) 707 403  
e-mail: mjaeneke@dwd.d400.de

Dr. Jürg Joss  
Swiss Meteorological Institute  
Osservatorio Ticinese  
CH-6605 Locarno Monti  
Tel.: (0041) 91 7562 311  
Fax: (0041) 91 7562 310  
e-mail: jjo@sma.ch

Peter Lang  
Meteorologisches Observatorium des DWD  
Albin-Schwaiger-Weg 10  
82383 Hohenpeißenberg  
Fax: (08805) 9200-46  
Tel.: (08805) 9200-40  
e-mail: peter@mohp.dwd.d400.de

Volker Lehmann  
Deutscher Wetterdienst  
Met. Observatorium Lindenberg  
15864 Lindenberg  
Tel.: (033677) 60257  
Fax: (033677) 60280  
e-mail: vlehmann@dwd.d400.de

Martin Malkomes  
GAMIC mbH  
Roermonder Str. 151  
52072 Aachen  
Tel.: (0241) 889 110  
Fax: (0241) 889 119  
e-mail: malkomes@gamic.com

Dr. Peter Meischner  
DLR  
Institut für Physik der Atmosphäre  
Oberpfaffenhofen  
82234 Weßling  
Tel.: (08153) 28-2581  
Fax: (08153) 28-1841  
e-mail: peter.meischner@dlr.de

Markus Quante  
GKSS  
Institut für Physik  
Postfach 11 60  
21502 Geesthacht  
Tel.: (04152) 87 15 91  
Fax: (04152) 87 18 88  
e-mail: markus.quante@gkss.de

Johann Riedl  
Meteorologisches Observatorium des DWD  
Albin-Schwaiger-Weg 10  
82383 Hohenpeißenberg  
Tel.: (08805) 920039  
Fax: (08805) 920046  
e-mail: jriedl@mohp.dwd.d400.de

Klaus-Jürgen Schreiber  
Deutscher Wetterdienst  
Frankfurterstr. 135  
63067 Offenbach  
Tel.: (069) 8062-2839  
Fax: (069) 8062-2484  
e-mail: kjschreiber@dwd.d400.de

Jörg Seltmann  
Meteorologisches Observatorium des DWD  
Albin-Schwaiger-Weg 10  
82383 Hohenpeißenberg  
Tel.: (08805) 920031  
Fax: (08805) 920046  
e-mail: joerg@mohp.dwd.d400.de

Dr. Hans Steinhagen  
Deutscher Wetterdienst  
Met. Observatorium Lindenberg  
15864 Lindenberg  
Tel.: (033677) 60209  
Fax: (033677) 60280  
e-mail: steinhagen@mol.dwd.d400.de

Martin Thomas  
Fachgebiet Siedlungswasserwirtschaft  
Paul-Ehrlich-Str.14  
67663 Kaiserslautern  
Tel.: (0631) 205-2948  
Fax: (0631) 205-3905  
e-mail: mthomas@rhrk.uni-kl.de

Dr. Hans-Reinhard Verworn  
Institut für Wasserwirtschaft  
der Universität Hannover  
Appelstr. 9a  
30167 Hannover  
Tel.: (0511) 762 5199  
Fax: (0511) 762 3744  
e-mail: verworn@wawi.uni-hannover.de

Elmar Weigl  
Deutscher Wetterdienst, Ref. HM1  
Geschäftsfeld Hydrometeorologie  
Kaiserleistr. 44  
63067 Offenbach  
Tel.: (069) 8062-2981  
Fax: (069) 800 33 82  
e-mail: [eweigl@dwd.d400.de](mailto:eweigl@dwd.d400.de)

Jens Weisbarth  
Deutscher Wetterdienst  
Frahmredder 95  
22393 Hamburg  
Tel.: (040) 601 73 140  
Fax: (040) 601 73 102  
e-mail: [jweibart@dwd.d400.de](mailto:jweibart@dwd.d400.de)