



Annalen der Meteorologie

32

**Herbstschule
Radarmeteorologie 1995**

vom 23. bis 31. Oktober 1995 in Oberpfaffenhofen

Offenbach am Main 1995
Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes
ISSN 0072-4122



Annalen der Meteorologie

32

**Herbstschule
Radarmeteorologie 1995**

vom 23. bis 31. Oktober 1995 in Oberpfaffenhofen

Offenbach am Main 1995
Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes
ISSN 0072-4122

Annalen der Meteorologie

Bisher erschienen:	Erscheinungsjahr
Nr. 1 H. G. Cannegieter: The history of the International Meteorological Organization 1872-1951	1963
Nr. 2 A. Hofmann: Der internationale Stand des Problems der Langfrist-Vorhersage	1963
Nr. 3 Die Meteorologen-Tagung in München vom 27.-30. April 1966	1967
Nr. 4 Meteorologen-Geophysiker-Tagung in Hamburg vom 1.-6. April 1968, Meteorologische Vorträge	1969
Nr. 5 XI. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie in Oberstdorf 22.-26. September 1970	1971
Nr. 6 Meteorologische Vorträge, gehalten auf der 36. Physikertagung 1971 in Essen	1973
Nr. 7 F. Wippermann: The Planetary Boundary-Layer of the Atmosphere	1973
Nr. 8 F. Klemm: Die Entwicklung der meteorologischen Beobachtungen in Franken und Bayern bis 1700 ..	1973
Nr. 9 Die Meteorologen-Tagung in Bad Homburg v. d. H. vom 27.-29. März 1974	1974
Nr. 10 F. Klemm: Die Entwicklung der meteorologischen Beobachtungen in Nord- und Mitteldeutschland bis 1700	1976
Nr. 11 Simulation of large-scale atmospheric processes. International Conference Hamburg, Aug. 30-Sept. 4, 1976	1976
Nr. 12 Die Meteorologen-Tagung in Garmisch-Partenkirchen vom 13. bis 16. April 1977	1977
Nr. 13 F. Klemm: Die Entwicklung der meteorologischen Beobachtungen in Südwestdeutschland bis 1700 ...	1979
Nr. 14 100 Jahre Wetterdienst in Bayern, 1878-1978	1979
Nr. 15 Deutsche Meteorologentagung 1980 in Berlin	1980
Nr. 16 Societas Meteorologica Palatina 1780-1795. Symposium Mannheim 1980	1980
Nr. 17 Festsymposium „200 Jahre meteorologische Beobachtungen auf dem Hohenpeißenberg“	1981
Nr. 18 Symposium über Strahlungstransportprobleme und Satellitenmessungen in der Meteorologie und der Ozeanographie	1982
Nr. 19 17. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie, Berchtesgaden, 21. bis 25. September 1982	1982
Nr. 20 Deutsche Meteorologentagung 1984 in Bad Kissingen	1983
Nr. 21 F. Klemm: Die Entwicklung der meteorologischen Beobachtungen in Österreich einschließlich Böhmen und Mähren bis zum Jahr 1700	1983
Nr. 22 Internationale Tagung für Human-Biometeorologie vom 2. bis 4. Oktober 1985 in Freiburg	1985
Nr. 23 Deutsche Meteorologentagung 1986 in Münster	1986
Nr. 24 Gedächtniskolloquium für K. H. Hinkelmann am 14. Mai 1987 in Mainz	1988
Nr. 25 Xth International Cloud Physics Confence, Bad Homburg 1988, 2 Vol.	1988
Nr. 26 Deutsche Meteorologentagung 1989 in Kiel	1989
Nr. 27 Deutsche Meteorologentagung 1992 in Berlin	1992
Nr. 28 Internationale Tagung für Human-Biometeorologie, Freiburg 1992	1992
Nr. 29 100 Jahre Meteorologisches Observatorium Potsdam	1994
Nr. 30 23. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie 1994 in Lindau	1994
Nr. 31 Deutsche Meteorologen-Tagung 1995 in München	1995

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

ISSN 0072-4122

ISBN 3-88148-317-9

Herausgeber und Verlag:

Deutscher Wetterdienst, Zentralamt

Frankfurter Straße 135

D-63067 Offenbach a. M.

Redaktionsschluß: 10. August 1995

Inhalt

	Seite
Zur Herbstschule Radarmeteorologie 1995 (P. Meischner)	5
BEHENG, K. D. Mikrophysikalische und dynamische Prozesse in Wolken	7
SCHROTH, A. Theoretische Grundlagen der Radartechnik	19
MEISCHNER, P.; DÖLLING, I.; HAGEN, M. Polarimetrische Messungen in der Radarmeteorologie	60
WEISBARTH, J. Systemübersicht und Kalibrierung der Radaranlagen im Radarverbund des Deutschen Wetterdienstes	75
JOSS, J. Radar als Hilfsmittel für quantitative Niederschlagsmessung	89
MALKOMES, M. Neue Technologien in der Radarmeteorologie	101
HAGEN, M. Ableitung von Windfeldern aus Radarmessungen	113
SELTMANN, J. Radar - Signalkorrekturen und Datenqualität	126
RIEDL, J. Erforderliche Korrekturen und gebräuchliche Korrekturverfahren bei der Nutzung von Wetterradardaten	136
BÖHM, Th.; KURZ, M. Heutiger und zukünftiger Bedarf an Radarinformationen für Nowcasting und Kurzzeitvorhersage	146
HÖLLER, H. Hochreichende Konvektion	158
HAGEN, M. Fronten und Schmelzschicht	167
STEINHORST, G.; SCHREIBER, K.-J. Das Radarverbundsystem des Deutschen Wetterdienstes	181
JAENEKE, M. Anwendung der Produkte des Radarverbundes des Deutschen Wetterdienstes für Diagnose und Nowcasting von Gewittern	194
COLLIER, C. G. Developments in Nowcasting	206
VERWORN, H.-R. Radarmessung von Niederschlägen für hydrologische Anwendungen	228
Anschriften der Autoren	239



Zur Herbstschule Radarmeteorologie
DLR/DWD
23. - 31. Oktober 1995
DLR, Oberpfaffenhofen

Peter Meischner

Am 10./11. November 1993 wurde von der DLR, Institut für Physik der Atmosphäre ein Workshop zur Radarmeteorologie durchgeführt, als Diskussionsforum deutschsprachiger, europäischer Radarmeteorologen aus der Forschung und von den Wetterdiensten. Die große Beteiligung und die lebendige Diskussion spiegelte das zunehmende Interesse in diesem Arbeitsgebiet, sowohl im Forschungsbereich als auch im operationellen Bereich der Wetterdienste wider. Ein Vorschlag, diese Diskussion weiterzuführen, zu vertiefen und insbesondere den Austausch zwischen der Forschung, der Nutzung und auch der Industrie noch zu intensivieren war es, eine 'Sommerschule' zu veranstalten.

Wir haben diese Idee weiterverfolgt und ein Programmausschuß, bestehend aus Vertretern des Deutschen Wetterdienstes und der Forschung, hat die Organisation übernommen.

Die nun im Oktober stattfindende 'Herbstschule' soll jungen Forschern und Anwendern einen Überblick über den derzeitigen Stand der Radartechnik und der Anwendungen für die Meteorologie geben.

In Vorlesungen und Übungen werden die Grundlagen der Radartechnik und der Radarmeteorologie, sowie aktuelle technische Entwicklungen behandelt. Besonderer Wert wird auf die Anwendungsmöglichkeiten der mehr fortgeschrittenen Techniken wie Dopplermessungen und Polarimetrie für die Wettervorhersage, die Regenmessung, die Ableitung von Windfeldern und die Unwettererkennung gelegt. In den Übungen wird das Wissen vertieft. Hier sollen die Teilnehmer insbesondere ihr persönliches Wissen um die Anwendungsmöglichkeiten erweitern und auch mit den meßsystem-bedingten Grenzen vertraut gemacht werden.

Diese Herbstschule ist die erste ihrer Art im deutschsprachigen Raum. Auch die Vortragenden werden durch die Diskussion mit den Teilnehmern profitieren, und wir erwarten, daß der Dialog zwischen Forschern, Anwendern und Herstellern dazu beiträgt, dieses zukunftssträchtige Arbeitsgebiet weiterzuentwickeln und anwendungsnah zu gestalten.

Die hier vorliegenden Vorlesungsmanuskripte überdecken das fachliche Angebot der 'Herbstschule'; sie sind als Begleitmaterial gedacht. Bewußt wurden in diesen Materialien Überschneidungen zugelassen, und die Vorlesungen selbst werden den Manuskripten zum Teil nur allgemein folgen.

Ich danke sehr herzlich dem Organisationskommittee für die vorbereitende Arbeit, den Vortragenden, die diese Zusatzbelastung in 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 in den 'Annalen der Meteorologie', der Firma Gematronik sowie der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft für ihre finanzielle Unterstützung, sowie allen Teilnehmern für ihr Interesse.

Ich wünsche uns allen viel Erfolg.



Mikrophysikalische und dynamische Prozesse in Wolken

Klaus D. Beheng

Institut für Meteorologie und Klimaforschung

Forschungszentrum Karlsruhe / Universität Karlsruhe

Abstract

A review on microphysical and dynamical aspects concerning clouds is presented which are relevant to radarmeteorological concepts and interpretations. On the basis of intrinsic definitions the Z/R-relation is examined, processes such as coagulation and riming in the context of development stages of clouds are touched and the hydrodynamic structure of clouds with emphasis to the analysis of thunderstorms is discussed.

Zusammenfassung

Es wird ein Überblick über wolkenmikrophysikalische und dynamische Aspekte in Wolken präsentiert, die für radarmeteorologische Zusammenhänge und Interpretationen von Bedeutung sind. So werden auf der Basis der Definitionsbeziehungen die Z/R-Relation betrachtet, Prozesse wie Koagulation und Bereifen im Rahmen der Entwicklungsstadien von Wolken angesprochen und auf die hydrodynamische Struktur von Wolken eingegangen, 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 Schroth 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 präsentiert.

2. Größenverteilungen von Hydrometeoren; Reflektivität und Niederschlagsrate

Vom wolkenmikrophysikalischen Standpunkt aus betrachtet ist die zentrale Größe 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. Kondensation oder Bereifen) wird mathematisch-physikalisch durch eine Bilanzgleichung beschrieben. Mit der Lösung dieser Gleichung ist der mikrophysikalische Zustand 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.

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 \bar{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 (Pruppacher und Klett, 1978) 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 Variablen 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 bei Berücksichtigung der Rayleigh-Näherung für den Rückstreuquerschnitt (s. Beitrag Meischner).

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

Eine Auswertung von Z , R oder k mittels der Definitionsbeziehungen erfordert also 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 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 $n(D) = N_0 e^{-\Lambda D}$ mit den Parametern

1. für (i) : $N_0 = 0.08 \text{ cm}^{-4}$ und $\Lambda = 41 R^{-0.21} \text{ cm}^{-1}$ sowie
2. für (ii) : $N_0 = 0.038 R^{-0.87} \text{ cm}^{-4}$ und $\Lambda = 25.5 R^{-0.48} \text{ cm}^{-1}$.

Die Niederschlagsrate R ist jeweils in mm h^{-1} anzugeben.

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 $Z = 6! N_0/\Lambda^7$ 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 (D_r = Referenzdurchmesser, hier $D_r = 1 \text{ cm}$). Für Regentropfen sind nach Liu und Orville (1969) $a = 2115 \text{ cm/s}$ und $b = 0.8$, nach Atlas und Ulbrich (1977) $a = 1767 \text{ cm/s}$ und $b = 0.67$ und nach Kessler (1969) $a = 1300 \text{ cm/s}$ und $b = 0.5$. Für Hagel ist nach Auer (1974) $a = 9 \text{ m/s}$ 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 $(\rho_0/\rho_e)^{0.4}$ multipliziert, wobei ρ_0 bzw. ρ_e 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 herstellen, die kurz als Z/R -Beziehung bezeichnet wird. Wenn Z in $\text{mm}^6 \text{ m}^{-3}$ und R in mm h^{-1} ausgedrückt werden, findet man - je nach Fallgeschwindigkeitsgesetz - für Regentropfen mit $N_0 = 0.08 \text{ cm}^{-4}$

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

Verwendet man in $Z = 6! N_0/\Lambda^7$ für Λ die empirische Beziehung nach Marshall und Palmer ($\Lambda = 41 R^{-0.21} \text{ cm}^{-1}$), so ergibt sich $Z = 295 R^{1.47}$. Warum in vielen Radarmeteorologie - Monographien (z.B. Battan, 1973 oder Sauvageot, 1992) die Z/R -Beziehung $Z = 200 R^{1.6}$ als diejenige nach Marshall und Palmer bezeichnet wird, ist dem Autor unklar. 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 Riedl.

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 Niederschlagssituationen (z.B. stratiformer oder konvektiver Regen) 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 in diesem Heft.

2. Wolkenmikrophysikalische Einzelprozesse; Formen 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 Hebungs- bzw. Kumulus-kondensationsniveau erreicht ist. Mikrophysikalisch gesehen entsteht in warmen Wolken zunächst die flüssige Phase, d.h. Wassertropfen, durch Kondensation an Aerosolpartikeln. 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° -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 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 direkte Sublimation auf Eiskeimen und das Gefrieren von unterkühlten Tropfen (, die noch bei Temperaturen von bis zu -15°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 durch Deposition von Wasserdampf und kann dann, wenn gleichzeitig unterkühlte Wolkentropfen vorhanden sind und wenn Wasserdampf relativ zu Eis unter-, relativ zu Wasser aber übersättigt ist, zum Verdunsten kleiner Wassertropfen führen. Dieser Vorgang ist als Bergeron-Findeisen-Prozeß bekannt.

Wenn Eiskristalle, die gemeinsam mit unterkühlten Tropfen (in Mischwolken) vorkommen, eine bestimmte Größe (abhängig von der geometrischen Form 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), infolgedessen 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 ausreichend 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 Wolkenelemente kann die Oberfläche eines (kleinen) Hagelkorns durch auftreffende Tropfen aufschmelzen oder nicht. Dieses trockene oder nasse Wachstum

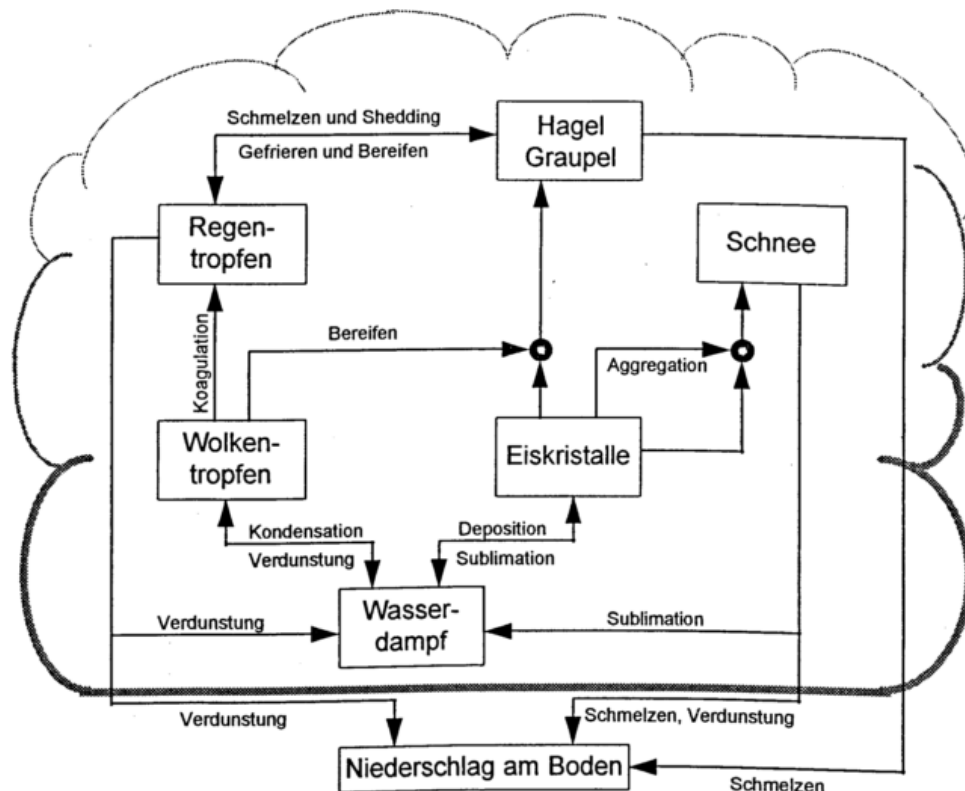


Abb. 1: Grobes Schema mikrophysikalischer Prozesse in Mischwolken

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 sedimentieren. Dadurch gelangen sie in wärmere Regionen, wo sie partiell und/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 (s. auch zweiten Beitrag von Hagen).

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. 3 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 semiempirischen Relationen, wie die in Kap. 1 erwähnten, zutreffen. Tropfen mit einem Äquivalentdurchmesser $D_0 = 2 a^{2/3} b^{1/3} \gtrsim 0.3 \text{ mm}$ (a, b = längere, kürzere Achse) zeigen mit steigender Größe eine zunehmende Abplattung und fallen mit der abgeplatteten Fläche senkrecht zur Anströmung. Für $D_0 = 4 \text{ mm}$ ist $b/a \approx 2/3$. Solche große Tropfen können auf vielfältige Art oszillieren.

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.

3. 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, 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 Niederschlagsselemente in die darunterliegende Wolkenschicht, wo sie - meist durch Bereifen - kräftig weiterwachsen. Wolken solchen Typs zeigen 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 in Bereich der Niederschlagsströme 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 mm h^{-1} bis zu mehrstündigem Landregen mit $5 - 10 \text{ mm h}^{-1}$. Die Reflektivitäten und Doppler-Geschwindigkeiten nehmen zum Boden hin zu, was auf die Massenzunahme von Hydrometeoren z.B. durch Koagulation schließen läßt.

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 solche 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) 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 Eispartikeln, die sich in Minutenschnelle bilden. Im weiteren Verlauf bildet sich als oberster Teil der Amboß aus, der die höchste Konzentration an Eispartikeln enthält. Diese Eispartikel 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 inter-

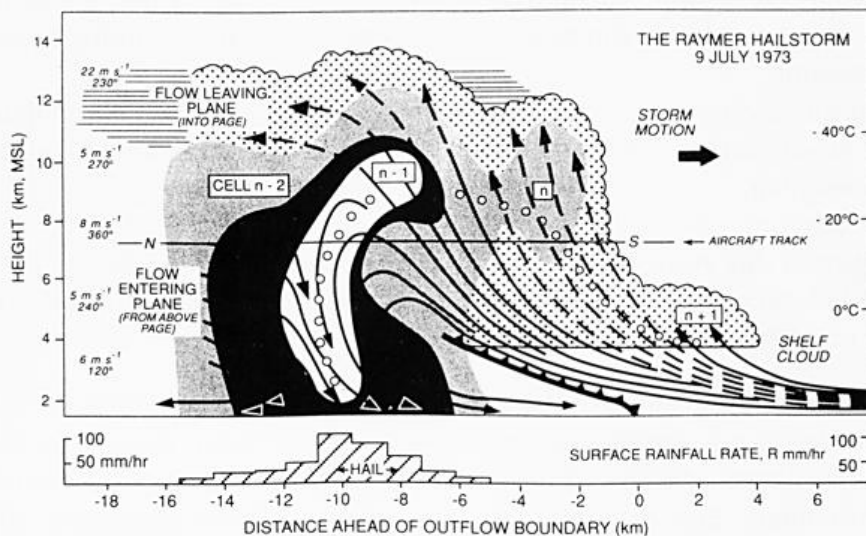


Abb. 2: Vertikalschnitt durch ein Multizellengewitter, beobachtet am 9. Juli 1973 nahe Raymer, Colorado, mit sich entwickelnden Zellen (n+1: jüngste, n-2: älteste Zelle). Die Trajektorien (Pfeile) sind relativ zum sich bewegenden System gezeichnet. Die offenen Kreise zeigen die Trajektorie eines an der Wolkenbasis entstehenden Hagelkorns. Die leicht punktierten Flächen geben den Umriss der Wolke wieder, die dunkler punktierte und die schwarze Fläche 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.)

pretieren. 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 zu sein.

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. Die Rechtsdrehung weist auf Warmluftadvektion hin. Wie Abb. 3 zeigt, beginnt der Aufwindschlauch in niedriger Höhe 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).

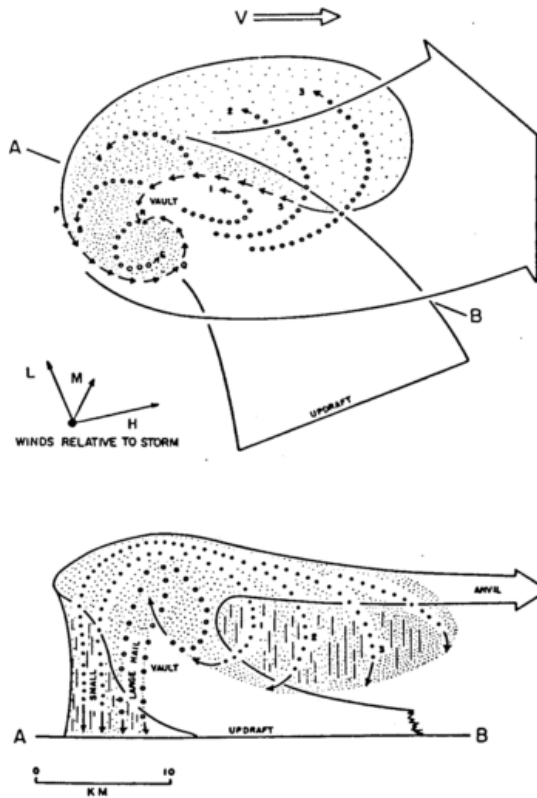


Abb. 3: Draufsicht und vertikaler Schnitt durch eine Superzelle mit Darstellung der Strömung und Hydrometeortrajektorien. Die Windangaben im oberen Teil der Abbildung beziehen sich auf die Windrichtung und -geschwindigkeit in der Zelle, wobei L (low) = das untere Niveau, M (middle) = das mittlere und H (high) = das hohe Niveau bezeichnet. (aus Rogers, 1985)

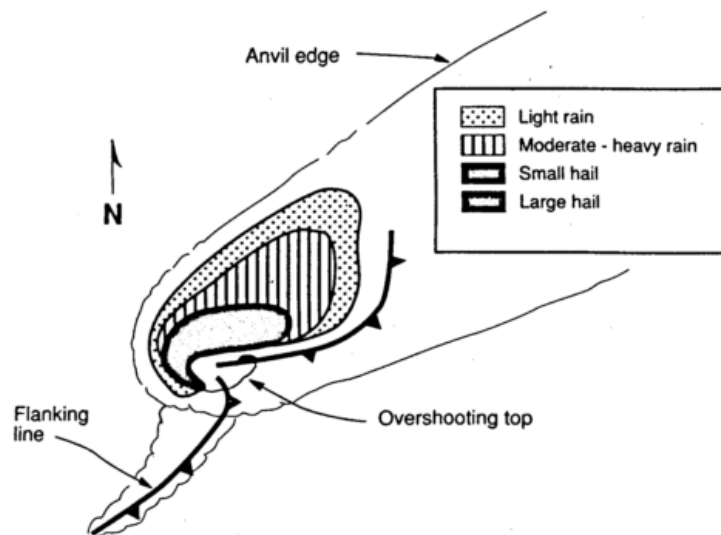


Abb. 4: Draufsicht auf eine idealisierte Superzelle mit Niederschlagsmuster am Boden, Böenlinien als Bodenfronten und Umriß des Ambosses. Die Niederschlagsmuster können auch als Reflektivitäten interpretiert werden. (nach Houze, loc.cit.)

4. 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 squall-lines oder mesoskalige konvektive Systeme fehlen sogar. Sie werden in den Beiträgen von Höller, Hagen und Jaeneke näher besprochen.

Trotzdem hofft der Autor, daß manche Details und Zusammenhänge das Interesse des Lesers finden werden, über die er sich im übrigen in Beheng und Wacker (1993) und Kurz (1995) näher informieren kann.

Danksagung

Frau Heike Kull danke ich für die geduldige Realisierung der Abbildung 1.

Literatur

- 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
- Battan, 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., 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
- 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
- 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
- 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., (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
- 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., 1978.** Microphysics of clouds and precipitation. D. Reidel Publ. Co., Dordrecht
- Rogers, R.R., 1985:.** 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
- Waldvogel, A., 1974.** The N_0 - jump of raindrop spectra. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1067 - 1078

Theoretische Grundlagen der Radartechnik

A. Schroth

Deutsche Forschungsanstalt für Luft- und Raumfahrt e.V.,
Institut für Hochfrequenztechnik, 82230 Oberpfaffenhofen

Zusammenfassung

Nach einigen kurzen Ausführungen zu den Aufgaben und der Historie von Fernmessungen mittels Radar werden die wesentlichen Grundlagen der Radartechnik für die Streuung an meteorologischen Zielen (Volumenzielen) mittels des sogenannten Standard-Wetterradars erläutert. An die Diskussion der Radargleichung und ihrer Terme schließen sich Betrachtungen hinsichtlich der Gewinnung statistisch aussagekräftiger Reflektivitätswerte und der Ableitung von Meßwerten für die Regenrate aus Radarrückstreudaten an. Den Meßfehlern wird hierbei spezielle Aufmerksamkeit geschenkt. Die Möglichkeiten zur Gewinnung weiterer Informationen über die meteorologischen Ziele mittels Doppler- und Polarisationsmessungen werden anhand des DLR-Radars besprochen.

Abstract

After some brief comments with respect to the tasks and the history of radar remote sensing the basics of the radar technique in the context of volume scattering (meteorological targets) are given. Following the discussion of the radar equation and its terms the determination of meaningful reflectivity values in the statistical sense and the derivation of rain rate data from radar backscattering values is presented. Special consideration is given to the measurement errors. Possibilities to gain additional information by Doppler and polarimetric measurements are explained with the aid of the DLR-radar.

A. Standard-Wetterradar

1. Allgemeine Betrachtungen

Die Bestimmung des Wettergeschehens durch in situ-Verfahren ist sehr aufwendig und kostspielig. Die zur Sondierung der Meßobjekte erforderliche lange Meßzeit läßt meist keine Momentaufnahmen zu, da sich die Verhältnisse u.U. wesentlich geändert haben. Vergleicht man die Zeiten, die zur Vermessung einer Regenzelle mittels Flugzeug bzw. Radar benötigt werden, so ist der Vorteil der Fernmeßmethode offensichtlich.

Die Versuche, durch ein Radargerät Aufschlüsse über meteorologische Vorgänge zu

erhalten, gehen bis in die Anfänge der 40er Jahre zurück [1]. Erste diesbezügliche Arbeiten in Deutschland begannen Mitte der 50er Jahre bei der Deutschen Versuchsanstalt für Luftfahrt (DVL). Zunächst wurden nur Untersuchungen über die Ausdehnung und Bewegung von Regenzellen durchgeführt. Sehr rasch erfolgte die Erarbeitung der Grundlagen der Radarmeteorologie. Ein zusammenfassender Überblick wird in [1] gegeben. Durch die Fortschritte der Radartechnologie konnten bald qualitative Niederschlagsmessungen durchgeführt werden.

Durch die zunehmend höheren Frequenzen, z.B. in Systemen der Kommunikation, gewinnt der Einfluß der Niederschläge auf die Wellenausbreitung ständig an Bedeutung. Direkte Messungen sind vor allem bei Satellitenverbindungen nur sehr begrenzt möglich. Zur Gewinnung statistisch gesicherter Daten über die Signaldämpfung und zur Entwicklung von Ausbreitungsmodellen wurden Radargeräte erfolgreich verwendet [2, 3, 4].

In diesem Kapitel soll das Prinzip der sogenannten Standard-Wetterradargeräte dargestellt und die begrenzenden Randbedingungen aufgezeigt werden. Standard-Wetterradargeräte sind nicht kohärent, sie besitzen nur einen Sende- und Empfangskanal und arbeiten im Pulsbetrieb meist mit einer Frequenz, bei der die Dämpfung durch das zwischen dem Radar und dem zu untersuchenden Objekt, z.B. Regenzelle, befindliche Ausbreitungsmedium vernachlässigt werden kann (nichtdämpfende Frequenz).

2. Grundlegende Zusammenhänge zur Durchführung von Regenmessungen

Die Radargleichung für verteilte Streuer

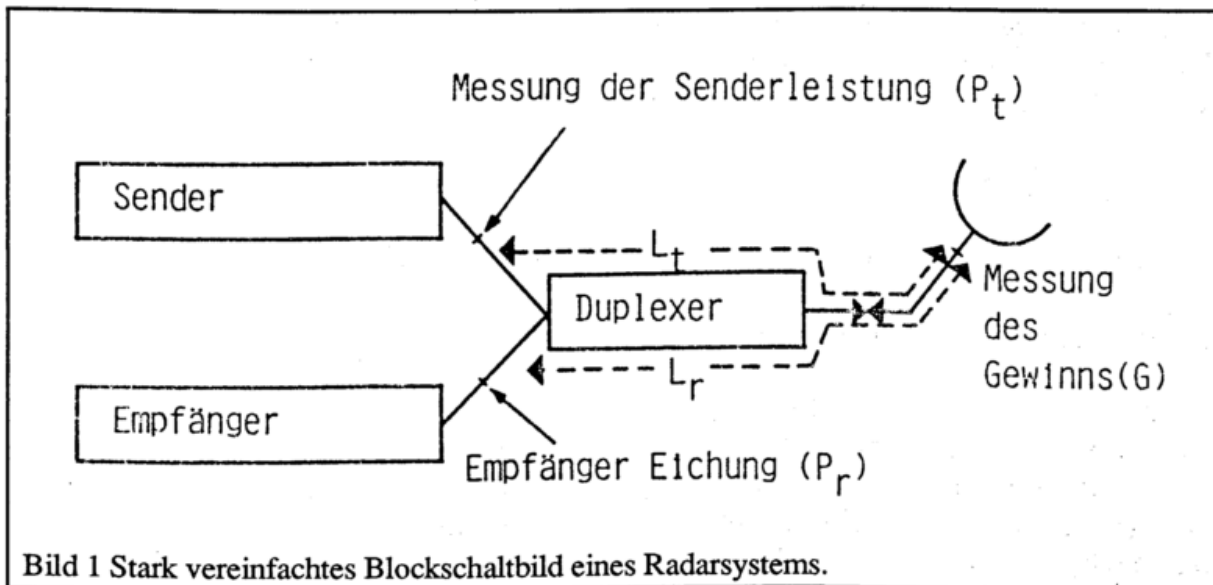
Im folgenden werden die einzelnen Elemente der Radargleichung und ihr Einfluß auf die Bestimmung der Reflektivität des Regens bzw. von Flüssigwasser-Wolken betrachtet [5].

Bild 1 zeigt ein stark vereinfachtes Blockschaltbild eines Radarsystems. Es wird angenommen, daß die Sendeleistung vor dem Duplexer kontrolliert wird. Der Empfänger wird am Mischer-Eingang geeicht. Der Antennengewinn wird auf einen Punkt bezogen, der im Speisesystem zwischen Primärstrahler und Duplexer liegt.

Die auf den Mischereingang bezogene Empfangsleistung P_r ist gegeben durch:

$$(1) \quad P_r = \frac{c}{1024 \pi^2 \ln 2} [P_t \tau \lambda^2 G^2 \theta_v \theta_h \frac{\eta}{L_t L_r r^2}] \times$$

$$\times f(B) 10^{-0,2 \int_0^r (\gamma_g + \gamma_p + \gamma_c) dr}$$



wobei

c	Lichtgeschwindigkeit [3×10^8 m/s],
P_t	abgestrahlte Leistung [W],
τ	Pulsbreite [s],
λ	Wellenlänge [m],
G	Antennengewinn,
θ_v, θ_h	vertikale bzw. horizontale Keulenbreite [rad],
L_t	Sender Verlustfaktor ($\geq 1,0$),
L_r	Empfänger Verlustfaktor ($\geq 1,0$),
η	Regen Reflektivität (Streuquerschnitt des Regens pro Einheitsvolumen in [m^{-2}]),
$\gamma_g, \gamma_p, \gamma_c$	Dämpfungskoeffizienten für atmosphärisches Gas, Niederschläge bzw. Wolken [dB/km],
r	Entfernung [m].

Der Faktor $f(B)$ repräsentiert die zusätzlichen Verluste durch die Frequenzabhängigkeit der Empfängereigenschaften. Für einen linearen Empfänger mit Matched Filter (Bandbreite etwa gleich dem Reziprokwert der Pulsbreite) wurde der Wert von $f(B)$ ursprünglich zu 0,66 (-1,8 dB) bestimmt. Bei Gaußscher Frequenzcharakteristik des Empfängers und rechteckigen Sendepulsen gilt:

$$f(B) = \text{cth} \frac{\pi B \tau}{2 \sqrt{\ln 2}} - \left(\frac{\pi B \tau}{2 \sqrt{\ln 2}} \right)^{-1}$$

B ist die Bandbreite des Empfängers in Hz.

Dies ergibt im Matched-Filter-Fall 2,3 dB Verluste.

Zur Ableitung der Gleichung (1) wurde vorausgesetzt, daß der Keulenquerschnitt des Strahlungsdiagramms eine Ellipse ist (Hauptachsen definiert durch die Keulenbreiten θ_v ,

θ_h) und der Kurvenverlauf in den Hauptschnittebenen einer Gaußschen Verteilung folgt. Werden die Messungen der Ausgangsleistung und die Eichung des Empfängers am Meßpunkt für den Gewinn durchgeführt, so erhält man:

$$L_t = L_r = 1 .$$

Regen als Rayleigh-Streuer

Für die anschließenden Betrachtungen wird vorausgesetzt, daß das Rayleigh-Kriterium gilt, d.h., das Verhältnis zwischen dem Umfang der Regentropfen und der Wellenlänge ist wesentlich kleiner als Eins. Dies ist bei Frequenzen im S-Band ($\lambda = 10$ cm) erfüllt. Bei höheren Frequenzen, bei denen das Rayleigh-Kriterium nicht mehr gilt, muß z.B. die Streu-Theorie nach Mie (siehe Anhang 1) verwendet werden. Bei hoher Niederschlagsdichte (große Tropfendurchmesser) stellen die Frequenzen im C-Band ($\lambda = 5$ cm) die Grenze dar, bei der Rayleigh-Näherungen sinnvoll angewendet werden können. Die Form der Regentropfen wird im folgenden als kugelförmig angenommen.

Die Reflektivität ist gegeben durch:

$$(2) \quad \eta = (\pi^5 / \lambda^4) |K|^2 Z \quad [m^{-1}],$$

wobei

$$(3) \quad Z = \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} N(D) D^6 dD \quad [m^6/m^3],$$

$$(4) \quad |K|^2 = \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 \approx 0,93, \quad \begin{matrix} 0^\circ \text{ bis } 20^\circ \text{ C} \\ (\quad \quad \quad) \\ \lambda = 10 \text{ cm} \end{matrix}$$

Die Größe Z wird als Reflektivitätsfaktor bezeichnet. $N(D) dD$ ist die Anzahl der Tropfen pro Einheitsvolumen, deren Durchmesser zwischen D und $D+dD$ liegen. D_{\max} , D_{\min} sind die maximal bzw. minimal im Pulsvolumen vorkommenden Durchmesser der Tropfen. Der Parameter $|K|^2$ ist vom komplexen Brechungsindex m abhängig. Für Regen, einer Wellenlänge $\lambda = 10$ cm und Temperaturen zwischen 0° und 20° C ist $|K|^2 \approx 0,93$.

Für Regentropfen, deren Form von der einer Kugel abweicht, wird ein sogenannter effektiver Reflektivitätsfaktor verwendet [1]. Er ist definiert durch

$$(5) \quad Z_e = \frac{\lambda^4 \eta}{\pi^5 |K|^2} .$$

Bei der Verwendung von Radargeräten zur Vermessung der Dämpfung auf dem Ausbreitungspfad gilt es, den Zusammenhang zwischen Reflektivitätsfaktor und empfangenem Signal herzustellen.

Auflösung der Radargleichung nach dem Reflektivitätsfaktor

Die Radargleichung läßt sich wie folgt darstellen:

$$(6) \quad Z(r) = \left\{ \left(\frac{1024 \ln 2}{\pi^3 c |K|^2} \right) \left(\frac{\lambda^2 L_t L_r}{P_t G^2 \tau \theta_v \theta_h} \right) \frac{1}{f(B)} \right\} L_g r^2 P_r$$

oder

$$(7) \quad Z(r) = C_o L_g r^2 P_r(r) \quad [mm^6/m^3].$$

Die Dämpfung durch Regen und Wolken wurde hierbei vernachlässigt; die atmosphärische Absorption (hauptsächlich durch O₂) wird durch den Verlustfaktor L_g berücksichtigt (Betrieb bei sogenannten nichtdämpfenden Frequenzen). Die Ausdrücke innerhalb der geschweiften Klammer von Gl. (6) sind für ein bestimmtes Radar normalerweise konstant. Sie sind deshalb in Gl. (7) durch die sogenannte Radarkonstante C_o ersetzt worden. Gleichzeitig wird in C_o die neue Dimension von Z(r) durch einen Faktor berücksichtigt.

Der Reflektivitätsfaktor wird üblicherweise in [mm⁶/m³] ausgedrückt und ist oft in dBZ dargestellt, wobei 10 log₁₀ Z gemeint ist. Die Dimension des Tropfenspektrums N(D) ist [mm⁻¹ m⁻³]. Der Tropfendurchmesser D wird in [mm] angegeben.

Die mit dem Radar zu untersuchenden Objekte sind Regenzellen und Wolkengebilde. Im allgemeinen wird davon ausgegangen, daß die elektromagnetische Welle durch das Ausbreitungsmedium nicht wesentlich gedämpft bzw. depolarisiert wird. Bei komplizierter Schichtung des Ausbreitungsmediums, z.B. mehrere hintereinander liegende Regenzellen mit unterschiedlicher Intensität, lassen sich dahinterliegende Objekte, vor allem mit einem Standard-Wetterradar, nicht mehr untersuchen. Durch verfeinerte Verfahren, wie sie beim Polarization-Diversity-Radar zur Anwendung kommen, können die Eindringtiefe des Radarstrahls verbessert und dabei Informationen über das Ausbreitungsmedium gewonnen werden.

Bei geringen Dämpfungen durch Wolken bzw. leichten Regen sind einfache Korrekturen der mit dem Radar gemessenen Reflektivität, die ein Maß für die Intensität des Niederschlags bei der Sondierung einer Regenzelle ist, sinnvoll. Nähere Ausführungen hierzu sind in [1, 6] zu finden.

Es gilt:

$$(8) \quad I = I_o \exp \left\{ - \sum_1 Q_t dx \right\} .$$

I_o bzw. I sind die Intensitäten einer ebenen Welle an zwei Punkten, deren Abstand dx beträgt. $\sum \alpha_t$ ist der gesamte Dämpfungsquerschnitt aller Streuteilchen pro Einheitsvolumen. In praktischen Einheiten berechnet sich die Dämpfung pro Kilometer zu:

$$(9) \quad \gamma_p \text{ bzw. } \gamma_c = 0,4343 \sum_1 Q_t \quad [dB/km] ,$$

mit Q_t in $[\text{cm}^2]$. Q_t berücksichtigt die Dämpfung durch Absorption und Streuung. Q_t wird häufig als Q_{ext} (Extinktionsquerschnitt) bezeichnet.

$$(10) \quad Q_t = Q_a + Q_s.$$

Q_a ist der Absorptionsquerschnitt,
 Q_s ist der Streuquerschnitt.

Für im Verhältnis zur Wellenlänge kleine Tropfen, für die der Rayleigh-Faktor $\alpha = \frac{\pi D}{\lambda} \ll 1$ ist (D = Tropfendurchmesser), erhält man [2]:

$$(11) \quad \gamma_p \text{ bzw. } \gamma_c = 0,4343 \frac{6\pi}{\lambda} \frac{M}{\rho_w} \text{Im}(-K) \quad [\text{dB/km}].$$

mit dem Wassergehalt

$$(11a) \quad M = \frac{\pi \rho_w}{6} \int_0^\infty D^6 N(D) dD \quad [\text{g/m}^3]$$

und der Dichte ρ_w $[\text{g/cm}^3]$ des Wassers.

$$(11b) \quad K = \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2},$$

wobei m der komplexe Brechungsindex ist:

$$(12) \quad m = n - j\kappa.$$

Die einzelnen Querschnitte berechnen sich für $\alpha \ll 1$ zu:

$$(13) \quad Q_a = \frac{\lambda^2}{2\pi} 2 \alpha^3 \text{Im}\left(-\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2}\right),$$

$$(14) \quad Q_s = \frac{\lambda^2}{2\pi} \frac{4}{3} \alpha^6 \left|\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2}\right|^2.$$

Zur Vollständigkeit sei hier noch der Rückstreuquerschnitt angegeben:

$$(15) \quad \sigma = \frac{\lambda^2}{2\pi} 2 \alpha^6 \left|\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2}\right|^2 = \frac{\pi^5 |K|^2}{m^2 + 2} D^6.$$

Für größere Partikel, d.h. höhere Radarfrequenz, müssen die exakten Mie-Gleichungen verwendet werden [7].

Empfangsleistung als Funktion der Meßentfernung für vorgegebene Radardaten

Bild 2 gibt Aufschluß über den Zusammenhang zwischen Empfangsleistung und Meßentfernung für ein Radar mit charakteristischen Daten. Die einzelnen Kurven gelten für

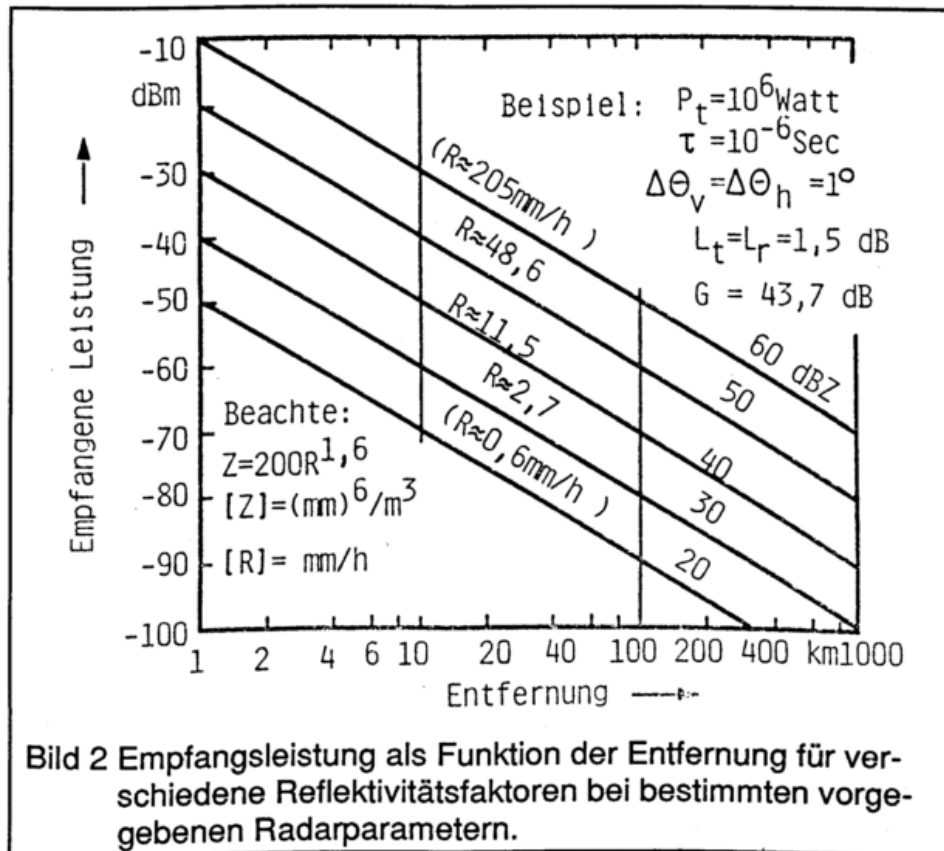


Bild 2 Empfangsleistung als Funktion der Entfernung für verschiedene Reflektivitätsfaktoren bei bestimmten vorgegebenen Radarparametern.

verschiedene dBZ-Pegel. Dem Zusammenhang zwischen Reflektivitätsfaktor und Regenrate in [mm/h] liegt folgende Beziehung zugrunde:

$$(16) \quad Z = 200 R^{1,6} \quad [\text{mm}^6 / \text{m}^3] .$$

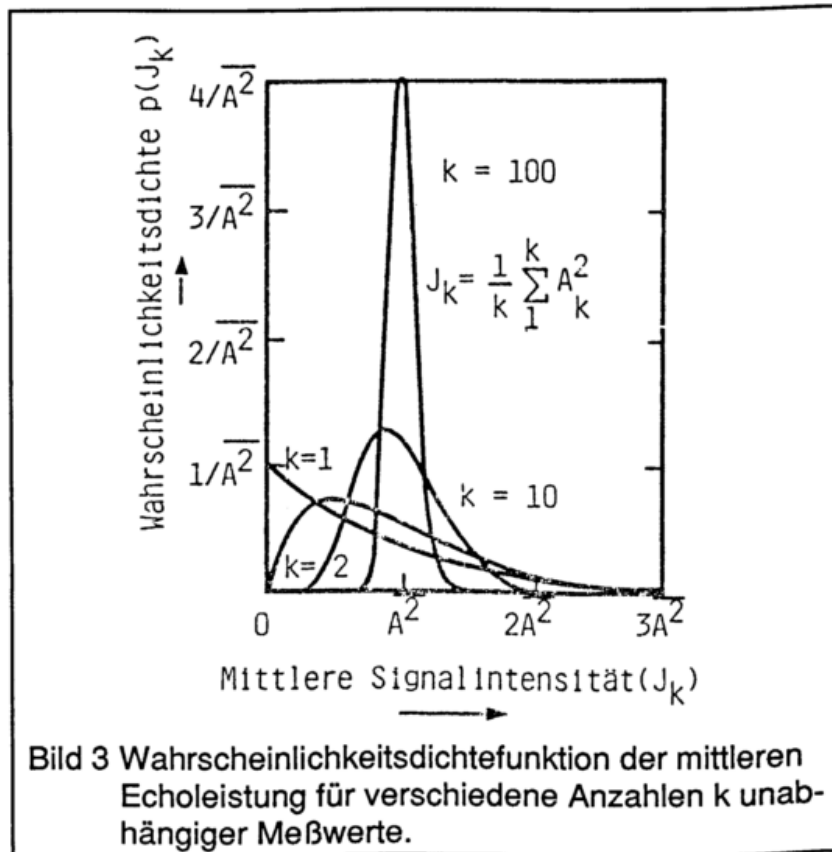
Es ist ersichtlich, daß der Dynamikbereich des Empfängers 70 - 90 dB betragen sollte. Die Pegel am Empfängereingang variieren zwischen -10 und -100 dBm. -100 dBm stellt somit die benötigte Empfänger-Grenzempfindlichkeit dar.

Integrationsbedingungen

Die Empfangsleistung entspricht der an den Regentropfen im Pulsvolumen V rückgestreuten Leistung. Das Pulsvolumen ist begrenzt durch die Keulenbreiten θ_v und θ_h und die Entfernungsauflösung $c\tau/2$. Die Regentropfen sind innerhalb des Pulsvolumens statistisch verteilt; dadurch haben auch die Phasen der rückgestreuten Signale statistischen Charakter. Es entsteht in Abhängigkeit von der Zeit ein dem Rauschen ähnliches Signal. Zur Erzielung eines zuverlässigen Wertes für die Reflektivität ist es deshalb notwendig, daß über eine Reihe voneinander unabhängiger Meßwerte gemittelt wird. Dieses Problem wurde u.a. in [8, 9] näher studiert (siehe Anhang 2).

Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion der mittleren Echoleistung

Die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen der gemessenen mittleren Echoleistungen J_k sind in Bild 3 für verschiedene Anzahlen k von unabhängigen Meßwerten dargestellt. A_k^2 bezeichnet die k -te unabhängig gemessene Leistung und \bar{A}^2 die tatsächliche mittlere Leistung. Je größer die Anzahl der Meßwerte ist, um so schmäler ist die Verteilung und der Maximalwert der Verteilungsfunktion fällt mit der tatsächlichen mittleren Leistung zusammen.



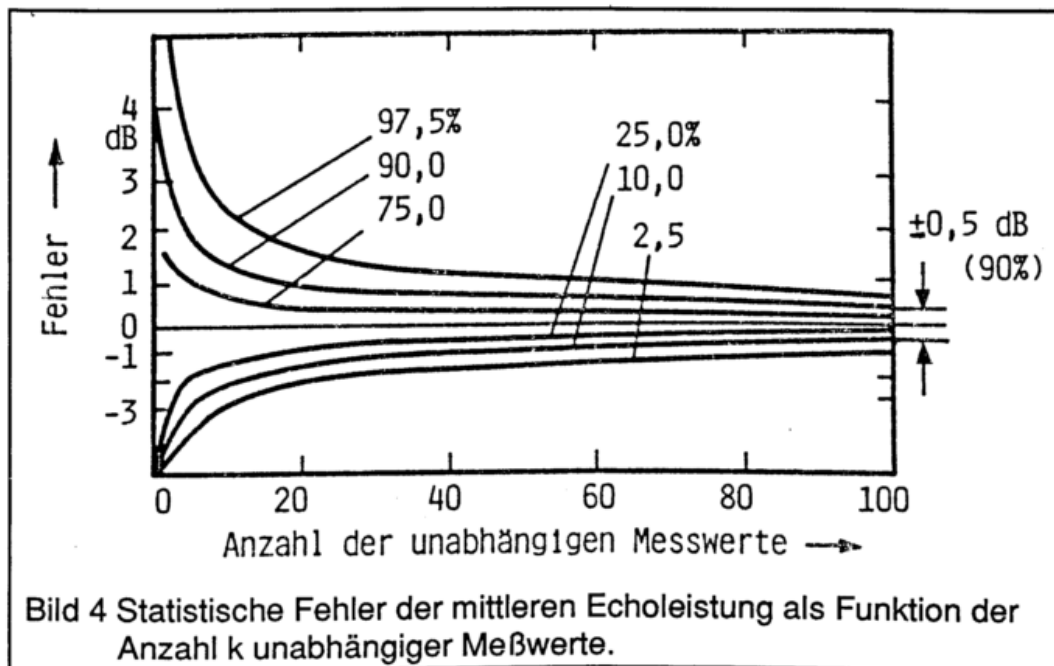
Statistische Fehler als Funktion der Anzahl der Meßwerte

Bild 4 repräsentiert die Fehler in der Abschätzung der mittleren Leistung in Abhängigkeit von der Anzahl der unabhängigen Meßwerte für verschiedene Vertrauensbereiche [10]. Man erhält z.B. für $k=100$ zu 90 % der Zeit einen Fehler von $\pm 0,5$ dB für den mittleren Reflektivitätsfaktor Z . Für $k=20$ liegen bei einem Vertrauenspegel von 90 % die Fehler zwischen $+1$ und $-1,6$ dB. Die Standardabweichung für die Verteilung des Mittelwerts von $10 \log Z$ ist gegeben durch:

$$(17) \quad \sigma = 5,57/k^{1/2} \quad [dB] .$$

Direkte Methode zur Gewinnung unabhängiger Meßwerte

Die direkte Methode zur Gewinnung von unabhängigen Meßwerten besteht darin, eine



genügend lange Zeit zu warten, bis die Echos dekorreliert sind. Dadurch, daß die Partikel in Bewegung sind (Fallgeschwindigkeit, Turbulenz), haben sie nach einer bestimmten Zeit eine räumliche Position eingenommen, bei der sich die Phasen der rückgestreuten Signale so geändert haben, daß von dekorrelierten bzw. unabhängigen Meßwerten gesprochen werden kann.

In [1] wird die folgende Formel zur Berechnung der Dekorrelationszeit in Abhängigkeit von der Radarfrequenz f [GHz] angegeben:

$$(18) \quad \tau_c = 51,3/f \quad [ms] .$$

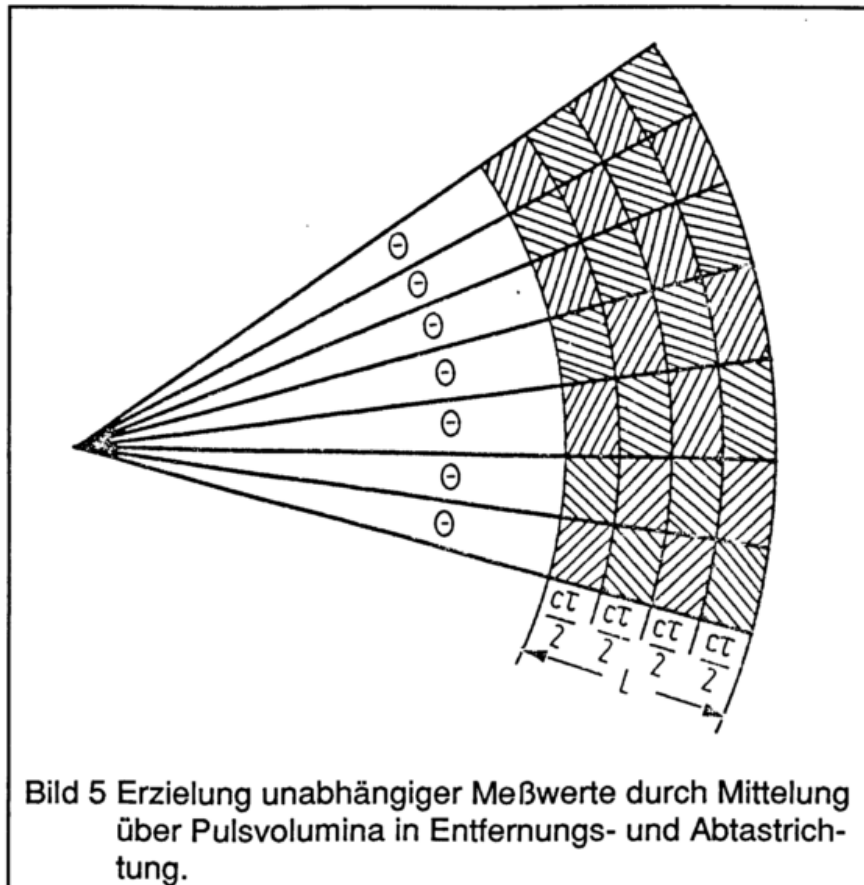
Dabei wurde angenommen, daß die Varianz der Geschwindigkeitswerte des Dopplerspektrums 1 m/s beträgt. Die Dekorrelationszeit stellt jene Zeit dar, innerhalb der die Autokorrelationsfunktion des Videosignals auf den Wert 0,01 abgefallen ist. Die Dekorrelationszeit ist umgekehrt proportional zur Varianz der Geschwindigkeitswerte und hängt deshalb vom Ausmaß der Konvektion bzw. Turbulenz ab.

Bei Verwendung von Gl. (18) ergibt sich für 3 GHz eine Dekorrelationszeit von 17,1 ms. Zur Erzielung einer statistischen Unsicherheit der Werte für die Reflektivität, die innerhalb $\pm 0,5$ dB liegt, muß über 100 unabhängige Meßwerte gemittelt werden. Damit ergibt sich eine Integrationszeit von 1,7 s. Die Antennenkeule sollte für diese Zeit ausgerichtet bleiben. Bei praktischen Messungen tastet die Antenne aus Zeitgründen kontinuierlich die einzelnen Objekte ab. Damit die einzelnen Teilbereiche ausreichend lang innerhalb des Ausleuchtbereichs der Antennenkeule verbleiben, darf die Drehgeschwindigkeit der Antenne einen bestimmten Wert nicht überschreiten. Die maximale Winkelgeschwindigkeit erhält man näherungsweise durch Division der Keulenbreite mit der Integrationszeit. Bei 1° Keulenbreite beträgt die maximale Drehgeschwindigkeit $0,6$ °/s. Durch die Drehung der Antenne wird die Dekorrelation erhöht.

Zur Sondierung eines Raumsegments mit einer Ausdehnung von 60° in Azimut- und 20° in Elevationsrichtung und einem Abstand der einzelnen Meßebenen von 1° werden dann

etwa 33 min benötigt. Zur Erzielung physikalisch signifikanter Ergebnisse muß die Meßzeit klein gegenüber der sogenannten Lebensdauer der zu untersuchenden Objekte, z.B. Wolke bzw. Regenzelle, sein. Regenzellen haben im Mittel eine Lebensdauer von 20 - 30 min. Die oben genannte Meßzeit ist somit viel zu lang. Die Wahrscheinlichkeit ist groß, daß die Regenzelle bis zum Ende der Abtastung ihre Charakteristik wesentlich geändert hat.

Bild 5 zeigt eine Methode zur Gewinnung von mehr unabhängigen Werten bei gleichem Zeitbedarf durch räumliche Mittelung.



Frequenz-Diversity

Eine weitere Methode zur rascheren Erzielung unabhängiger Meßwerte besteht in der Verwendung von Frequenz-Diversity (FD). Durch Änderung der Frequenz des Sendepulses um einen Betrag, der gleich oder größer als der Reziprokwert der Pulsdauer ist, kann eine Dekorrelation des Echos gegenüber jenem des vorangegangenen Pulses erzielt werden. Es lassen sich somit durch Abstrahlung einer Folge von Pulsen mit einer bestimmten Frequenzdifferenz von Puls zu Puls unabhängige Echowerte in relativ kurzer Zeit gewinnen.

Das sogenannte SPANDAR (Space Range Radar) des Applied Physics Laboratory der Johns Hopkins University auf Wallops Island, VA, USA, arbeitet mit der FD-Methode. Die Mittenfrequenz des Systems beträgt $f_0 = 2,84$ GHz. Die Pulsbreite ist $1 \mu\text{s}$. Die Frequenzdifferenz Δf_i von Puls zu Puls ist etwa $\pm 13,5$ MHz. Die Pulsfolge zeigt Bild 6.

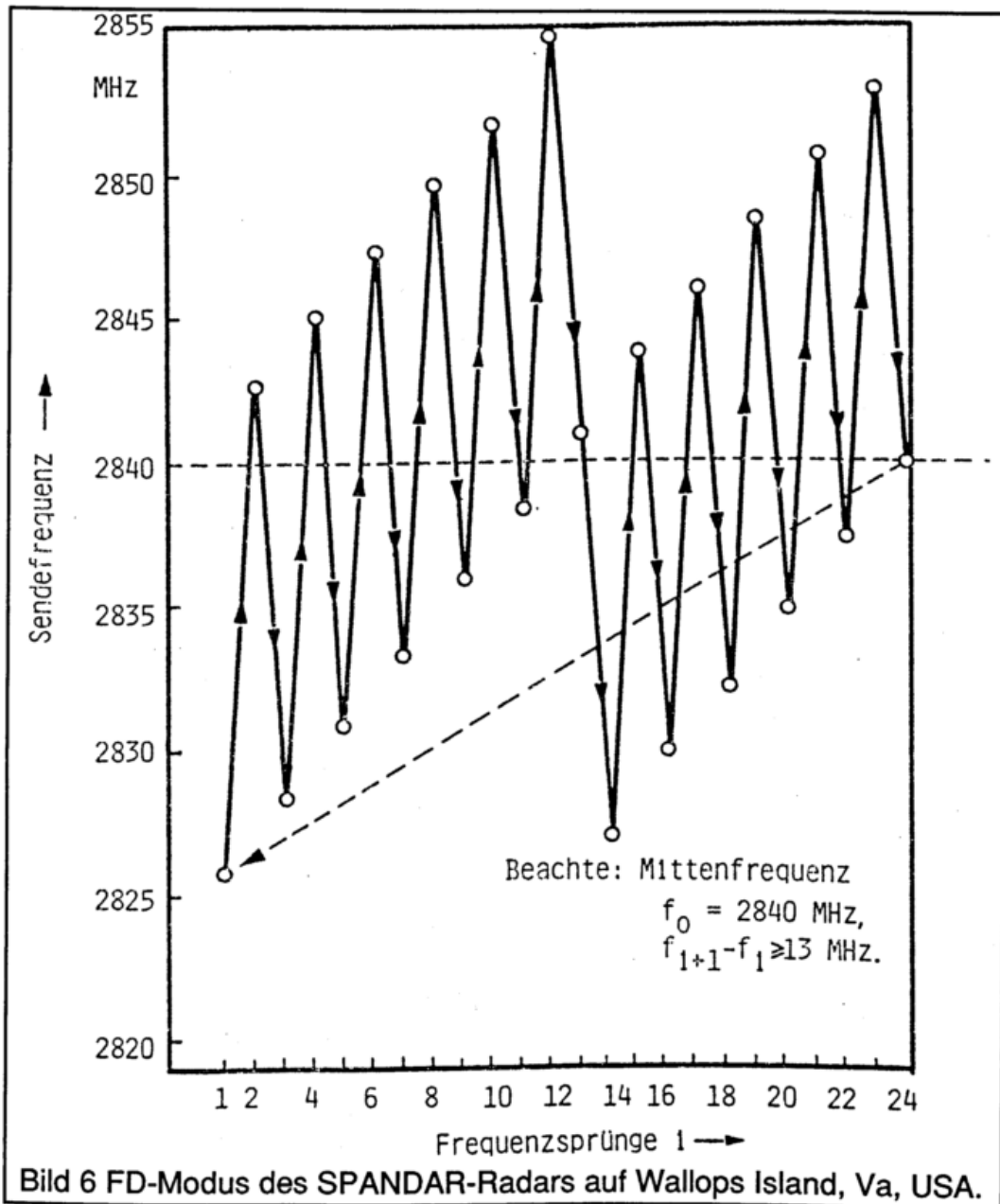


Bild 6 FD-Modus des SPANDAR-Radars auf Wallops Island, Va, USA.

Die Zeit zur Abtastung des gleichen Bereichs wie mit der direkten Methode ist jetzt wesentlich geringer. Die Integrationszeit ergibt sich hier aus der Anzahl der benötigten unabhängigen Meßwerte (100) dividiert durch die Pulswiederholfrequenz (PRF = 1 kHz). Für das Beispiel erhält man einen Wert von 0,1 s.

Es wird vorausgesetzt, daß die Teilchen im Pulsvolumen bei Wiederholung der Pulsfolge dekorreliert sind. Bei 1° Keulenbreite beträgt die maximale Drehgeschwindigkeit der Antenne (= Keulenbreite/Integrationszeit) 10 %/s. Reduziert man diese Geschwindigkeit auf 4 %/s, so resultiert eine Abtastzeit von 5 min gegenüber 33 min. Die Werte des SPANDAR sind:

128 unabhängige Meßwerte pro Pulsvolumen,
 $0,4^\circ$ Keulenbreite,
 3 %/s Drehgeschwindigkeit.

Puls-Kompression

Durch Puls-Kompression läßt sich ebenfalls in kürzerer Zeit als bei der direkten Methode die benötigte Anzahl unabhängiger Meßwerte gewinnen. Diese Technik beruht auf der Modulation der Sendeimpulse hinsichtlich Frequenz bzw. Phase.

Fehlerhafte Interpretation von Echos weit entfernter Objekte (Second-Time-Around Echoes), Vermeidung des Effekts durch FD

Werden z.B. meteorologische Objekte mit niedrigem Elevationswinkel des Radarstrahls sondiert, so ergeben sich bei der Detektion der Echos weit entfernter Zellen Eindeutigkeitsprobleme. Die maximale eindeutige Meßentfernung beträgt:

$$(19) \quad r_a = c T_s / 2 \dots$$

c ist die Lichtgeschwindigkeit und T_s die Zeit zwischen den Sendepulsen ($T_s = 1/\text{PRF}$). Echos von Zielen jenseits dieses Bereichs werden fälschlicherweise Pulsen zugeordnet, die zur Zeit $T_1 + T_s$ gesendet wurden. Das Leistungsverhältnis zwischen falschen und richtigen Echos läßt sich wie folgt berechnen:

$$(20) \quad \frac{P_r(r_a + r_1)}{P_r(r_1)} = \left(\frac{r_1}{r_a + r_1}\right)^2 \left(\frac{Z(r_1 + r_a)}{Z(r_1)}\right)$$

Eine PRF von 1 kHz entspricht einer eindeutigen Meßentfernung von 150 km. Echos aus 50 km und 200 km werden gleich interpretiert. Die relative Streckendämpfung hat einen Wert von 12 dB. Ein 50-dBZ-Signal mit $r_a + r_1 = 200$ km erscheint als 38-dBZ-Signal mit $r_1 = 50$ km.

Mit kleiner werdender PRF reduziert sich dieser Effekt. Dies bedeutet jedoch, daß für eine bestimmte Anzahl von Meßwerten mehr Zeit benötigt wird. Mittels FD läßt sich das geschilderte Problem gänzlich vermeiden. Die Echos aus $r_a + r_1$ haben eine andere Frequenz als jene aus r_1 und werden deshalb vom Eingangsfiler nicht durchgelassen.

3. Messung der Regenrate

Betrachtet man die Gleichungen für den Reflektivitätsfaktor

$$(21) \quad Z = \int_0^{\infty} N(D) D^6 dD \quad [\text{mm}^6/\text{m}^3]$$

D Durchmesser der Tropfen [mm],
 $N(D)$ Tropfenverteilung [$\text{mm}^{-1} \text{m}^{-3}$]

und die Regenrate

$$(22) \quad R = 0,6 \cdot 10^{-3} \pi \int_0^{\infty} D^3 v_e N(D) dD \quad [mm/h] .$$

v_e Endgeschwindigkeit der Tropfen [m/s] ,

so sieht man, daß sich empirische Beziehungen der Form

$$(23) \quad Z = a_o R_o^b .$$

konstruieren lassen.

In Gl. (22) ist vorausgesetzt, daß die Tropfen in ruhiger Luft fallen. Besteht z.B. ein Aufwind, so ist die entsprechende Geschwindigkeitskomponente von v_e zu subtrahieren. Die Dichte des Wassers wird zu $0,001 \text{ g/mm}^3$ angenommen. Für größere Regentropfen (hohe Regenrate), deren Form von der Kugel abweicht, wird vom effektiven Reflektivitätsfaktor Gebrauch gemacht.

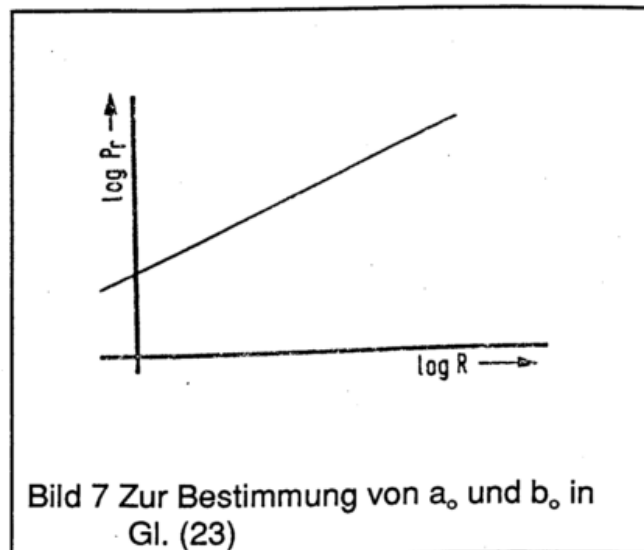
Mit den Gleichungen (7) und (3) erhält man:

$$(24a) \quad P_r = \frac{C}{r^2} Z_{(e)} = \frac{C}{r^2} a_o R_o^b .$$

Durch Logarithmieren der Gleichung (24a) ergibt sich:

$$(24b) \quad \log P_r = \log C - \log r^2 + \log a_o + b_o \log R .$$

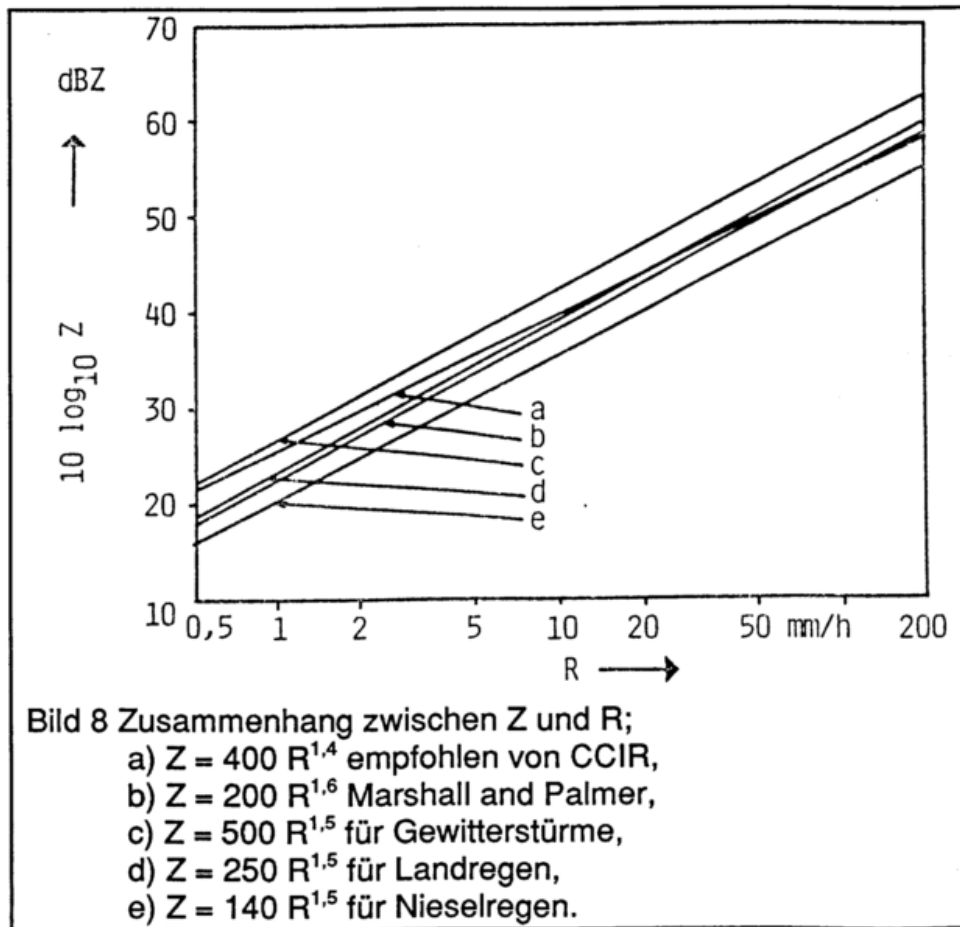
Trägt man $\log P_r$ auf der Ordinate und $\log R$ auf der Abszisse eines rechtwinkligen kartesischen Koordinatensystems auf, so ergibt sich der in **Bild 7** gezeigte Kurvenverlauf.



Die Werte von C und r in Gl. (24b) sind jeweils bekannt.

Durch Messung von P_r für bestimmte Regenarten wie z.B. Nieselregen, Gewitterregen, etc. und unterschiedliche Regenraten können die Werte von a_o und b_o ermittelt werden. Diese differieren zusätzlich noch von Klimazone zu Klimazone. Erschwerend tritt weiter hinzu, daß die Z-R-Beziehung in Abhängigkeit von der Höhe über dem Boden nicht

konstant ist. In Bild 8 sind einige der gebräuchlichsten Z-R-Beziehungen, die auf umfangreichen Messungen beruhen, dargestellt. Die Regenrate wird am Boden mit sehr empfindlichen Regenmessern ermittelt.



Ein zweiter Weg besteht in der direkten Verwendung von Distrometerdaten (Tropfenspektrum). Mit Hilfe der Gleichungen (21) und (22) wird der Zusammenhang zwischen Z und R konstruiert.

Es werden bereits flugtaugliche Distrometer zur direkten Vermessung der Tropfenspektren in Wolken eingesetzt. Problematisch ist hier die Verfälschung der Ergebnisse durch die Luftströmung am Flugzeug und die Veränderung der Wolkenstruktur bei mehrmaligem Durchflug des Flugzeugs.

Eine Reihe von Fehlerquellen beschränken diese Methode auch bei sehr sorgfältiger Durchführung. Teilweise sind Fehler von bis zu 30 % zu erwarten. In Extremfällen ist die Bestimmung der Niederschlagsrate noch ungenauer. Die Fehlerquellen können in drei Klassen eingeteilt werden:

- a) Bestimmung des Reflektivitätsfaktors
 - apparativ bedingte fehlerhafte Bestimmung von gesendeten und empfangenen Signalstärken,
 - Änderung des Signals auf dem Ausbreitungsweg durch fluktuierende atmosphä-

- rische Bedingungen,
- anormale Ausbreitung des Radarstrahls und der Fremdechos.

b) Änderungen der Z-R-Beziehung

Hierzu wurden bereits einige Erläuterungen gegeben. Zu ergänzen ist noch, daß die Tropfenspektren auch während und innerhalb des Niederschlags unterschiedlich sind.

c) Unterschiedliches Sampling der Radar- und Bodenmessungen

Mit einigen in den letzten Jahren entwickelten Verfahren, bei denen Polarization-Diversity verwendet wird, können die geschilderten Unsicherheiten weitgehend umgangen werden. Hierbei wird durch das Radar das momentane Tropfenspektrum in jedem Pulsvolumen gemessen.

4. Fehler, Unsicherheiten und Eichung

Die anschließenden Betrachtungen befassen sich mit spezifischen Problemen, wie sie bei jedem Wetterradar auftreten. Darüber hinaus gibt es natürlich noch eine Reihe weiterer Fehlermöglichkeiten, die vom Gerät, dem Meßaufbau und der Signalverarbeitung abhängen. Die Fehler bzw. Unsicherheiten lassen sich im wesentlichen in die folgenden vier Kategorien einordnen:

Unsicherheiten, die mit der Radarkonstante in Zusammenhang stehen

Die Radarkonstante setzt sich aus einer Reihe von Faktoren zusammen. Kleine Fehler bei den einzelnen Größen wie Antennengewinn, Keulenebenen in Azimut und Elevation, Leitungsverluste, Sendeleistung, etc. können einen beachtlichen Gesamtfehler ergeben. Die genaue Vermessung der Radarparameter ist von großer Bedeutung. Zur Bestimmung des Antennengewinns werden im wesentlichen drei Methoden verwendet:

- Standard-Gewinn-Horn-Methode,
- Analyse der Rückstreuung von einer Kugel,
- Benützung der Sonne oder anderer Radiosterne als Strahlungsquelle.

Auf die einzelnen Prozeduren soll hier nicht weiter eingegangen werden.

Fehler bei der Signalverarbeitung

In diese Kategorie gehören:

- Statistische Unsicherheiten bei der Bestimmung der mittleren Echoleistung einer Auflösungszelle, z.B. nicht ausreichende Anzahl von unabhängigen Meßwerten,
- Instabilitäten und Nichtlinearitäten des Empfängers und

- Quantisierungsfehler.

Instabilität und Nichtlinearität des Empfängers

Die Empfänger von Standard-Wetterradargeräten haben, bedingt durch den großen Dynamikbereich der Eingangssignale, meist eine logarithmische Kennlinie, d.h. zwischen dem Logarithmus der Eingangsleistung in dB und der Video-Ausgangsspannung besteht ein linearer Zusammenhang. Die tatsächlichen Kennlinien weisen aufgrund mehrerer Einflußgrößen Abweichungen hiervon auf. Zudem ist die Verstärkung des Empfängers Schwankungen unterworfen. Zur Kontrolle und Kalibrierung des Empfängers ist deshalb die Einspeisung von mehreren hochstabilen Signalen unterschiedlicher Stärke in bestimmten Zeitabständen notwendig. Aus der Abweichung der Ausgangssignale von den Sollwerten können die benötigten Einstellkriterien abgeleitet werden. Dieser Vorgang muß automatisch mittels eines Prozessors durchgeführt werden.

Korrektur bei logarithmischer Mittelwertbildung und bei Quantisierungsfehlern

Wird von den Ausgangssignalen des logarithmischen Empfängers der Mittelwert gebildet, so ist dieser proportional zum Mittelwert des Logarithmus der Eholeistung ($\overline{\log P}$). Zur Dateninterpretation wird aber \overline{P} benötigt. Bei manchen sehr leistungsfähigen Radargeräten werden bereits die einzelnen Signale digitalisiert, im Rechner delogarithmiert und anschließend der Mittelwert \overline{P} über alle Meßwerte pro Auflösungszelle (oft Pulsvolumen) gebildet. Ein weiteres bereits verwendetes Verfahren zur Gewinnung von \overline{P} besteht darin, einen Empfänger mit linearer Kennlinie zu verwenden, bei dem zur Bewältigung des geforderten großen Dynamikbereichs (70 - 90 dB) rechnergesteuert der Arbeitspunkt verändert wird. Es besteht folgender Zusammenhang zwischen $\log \overline{P}$ und $\overline{\log P}$ [2]:

$$(25) \quad 10 \log \overline{P} = 10 \overline{\log P} + 2,5 + \frac{Q.I.}{2} ,$$

Q.I. Quantisierungsintervall bei der Digitalisierung der analogen Video-Ausgangssignale.

Es gilt:

$$(26) \quad Q.I. = \frac{\text{Dynamikbereich [dB]}}{2^n - 1} , ,$$

n Wortlänge in Bits zur Analog-Digitalwandlung.

Für einen 70-dB-Dynamikbereich resultiert bei einer Wortlänge von 6 Bit ein Q.I. von 1,1 dB. Die Unsicherheit Q.I./2 beträgt damit 0,55 dB. Als Beispiel sind in **Tabelle I** die einzelnen Fehler bezüglich der Radarkonstante und der Signalverarbeitung des SPANDAR-Radars aufgelistet.

	Peak Error [dB] (Example)
(1) Radar Constant	
(a) Gain (antenna)	± 0.8
(b) Transmitter Power	± 0.1
(c) Line Losses	± 0.2
(d) Az und El Beamwidth Uncertainties	± 0.4
(e) Calibration (signal and instrumentation)	± 0.5
Total Peak Error	2.0
(2) Processing Errors	
(a) System Linearity (80 dB range)	± 1.0
(b) Quantization Uncertainty (Q.I./2)	± 0.15
(c) Statistical Uncertainty	± 0.4
Total Peak Error	1.55
RMS Error (1) and (2)	< 1.5

Tabelle I Zusammenstellung von Fehlern des SPANDAR-Radars, Wallops Island, VA.

Unsicherheiten verursacht durch Gradienten der Reflektivität

Durch die Strahlungseigenschaften der Radarantenne tritt in einem gewissen Umfang eine Glättung des Reflektivitätsverlaufs ein. Dieser Effekt ist um so stärker, je größer der Gradient der Reflektivität ist und je weniger die Antenne die Strahlung bündelt.

Einfluß der Strahlungseigenschaften

Bei der Vermessung eines ungleichförmigen Reflektivitätsfaktor-Profiles mittels eines Radars tritt infolge der räumlichen Integration durch die Antenne ein Glättungsfehler auf. Die Antenne empfängt nicht nur aus dem betrachteten Pulsvolumen eine Eholeistung. Gewichtet durch das Antennendiagramm werden praktisch aus einem großen Raumwinkelbereich Eholeistungen empfangen.

Merkliche Änderung des Reflektivitätsfaktors innerhalb eines Pulsvolumens

Sowohl die Varianz als auch der Mittelwert der empfangenen Eholeistung hängen vom Gradienten der Reflektivität und der Keulenform ab.

Fehler durch nicht genaue bzw. unzureichende Modellierung

In diese Kategorie fallen Fehler, die aus Ausbreitungseffekten resultieren.

B. DLR-Radar

Im **Bild 1** sind die wesentlichsten Komponenten des kohärenten polarimetrischen DLR-Radars dargestellt. **Bild 2** zeigt die Antenne mit integrierter Empfangselektronik. Die restlichen Komponenten sind in einem Container (im Bild links unten) untergebracht. Das Gerät wurde gemeinsam von den Instituten für Hochfrequenztechnik und Physik der Atmosphäre der DLR konzipiert [12].

Zur Vermeidung unnötiger Verluste (Rauschen) und differentieller Temperatureffekte in den beiden Kanälen (ko- und kreuzpolares Signal) des Empfangssystems wurden alle hochfrequenztechnischen Komponenten so nahe wie möglich am Primärstrahler in einer temperaturstabilisierten Kabine untergebracht. Der Primärstrahler ist ein Rillenhorn (Mehrmodenhorn), welches mittels eines Ortho Mode Transducers (OMT) zwei Ein/Ausgänge für zueinander lineare orthogonale Polarisierungen ("1" und "2", H und V bei 0° Elevation) besitzt. Der Reflektor mit großer Brennweite wird zur Vermeidung von Aperturabschattungen und zur Reduktion der Depolarisationen offset gespeist (Offsetwinkel = halber Öffnungswinkel zwischen den Reflektorrändern vom Brennpunkt aus gesehen). Die Gesamtantenne zeichnet sich durch eine hohe Nebenkeulenunterdrückung und eine große Polarisationsreinheit aus. Die mechanisch steife Konstruktion erlaubt einen Betrieb bei hohen Windgeschwindigkeiten. Zur Reduktion des Trägheitsmoments der Antenne wurde der Ausleger für den Primärstrahler oben am Reflektor angebracht. Gegengewichte und Windsegel dienen der Erzielung eines statischen und dynamischen Gleichgewichts.

Das rechnergesteuerte Polarisationsnetzwerk (eigener Mikroprozessor) erzeugt durch Aufspaltung des Sendesignals und Einfügung einer relativen Phase zwischen den Signalen "1" und "2" die gewünschte elliptische Sendepolarisation. Im Empfangsfall werden durch die Antenne (ideale Eigenschaften angenommen) Signale erzeugt, die proportional zur Komponente "1" bzw. "2" der einfallenden elliptisch polarisierten Welle sind. Diese Signale werden im Polarisationsnetzwerk so kombiniert, daß Ausgangssignale entstehen, die proportional zu orthogonalen, beliebig einstellbaren Feldkomponenten sind. Diese können kopolar bzw. kreuzpolar zum Sendesignal sein. Die prinzipielle Funktionsweise des Polarisationsnetzwerks geht aus **Bild 3** hervor. Die digitalen Ferrit-Phasenschieber zur Einstellung der Phasen Θ und δ' haben eine Auflösung von 10 Bit.

Die Zuordnung der digitalisierten Videosignale der Empfangskanäle zum einfallenden Feld geschieht mittels Eichmessungen. Diesem Zweck dient u.a. eine Eichereinheit im Radar, mit deren Hilfe in ihrer Intensität präzise steuerbare Signale innerhalb eines Eichtores, das sich zeitlich kurz vor dem nächsten Sendepuls befindet, hinter der Antenne in beide Kanäle eingespeist werden können. Dies ist wichtig, um ein einfaches und zuverlässiges Verfahren zur Bestimmung der deterministischen Phasenfehler des Systems zu haben. Die Eichungen müssen für jede gewünschte Polarisation in bestimmten Zeitabständen durchgeführt werden. Zur Eichung des gesamten Systems (inklusive Antenne) steht ein hochstabiler polarimetrischer aktiver Kalibrator (PARC) zur Verfügung. Der grundlegende Gedanke der Kalibrierung besteht darin, einen vom Wetterradar kommenden Sendepuls beliebiger Polarisation zu empfangen, zu verzögern und zum Wetterradar zurückzusenden. In Verbindung mit der am polarimetrischen Wetterradar gewählten Sendepolarisation bestimmen die Polarisation und Empfangscharakteristik der

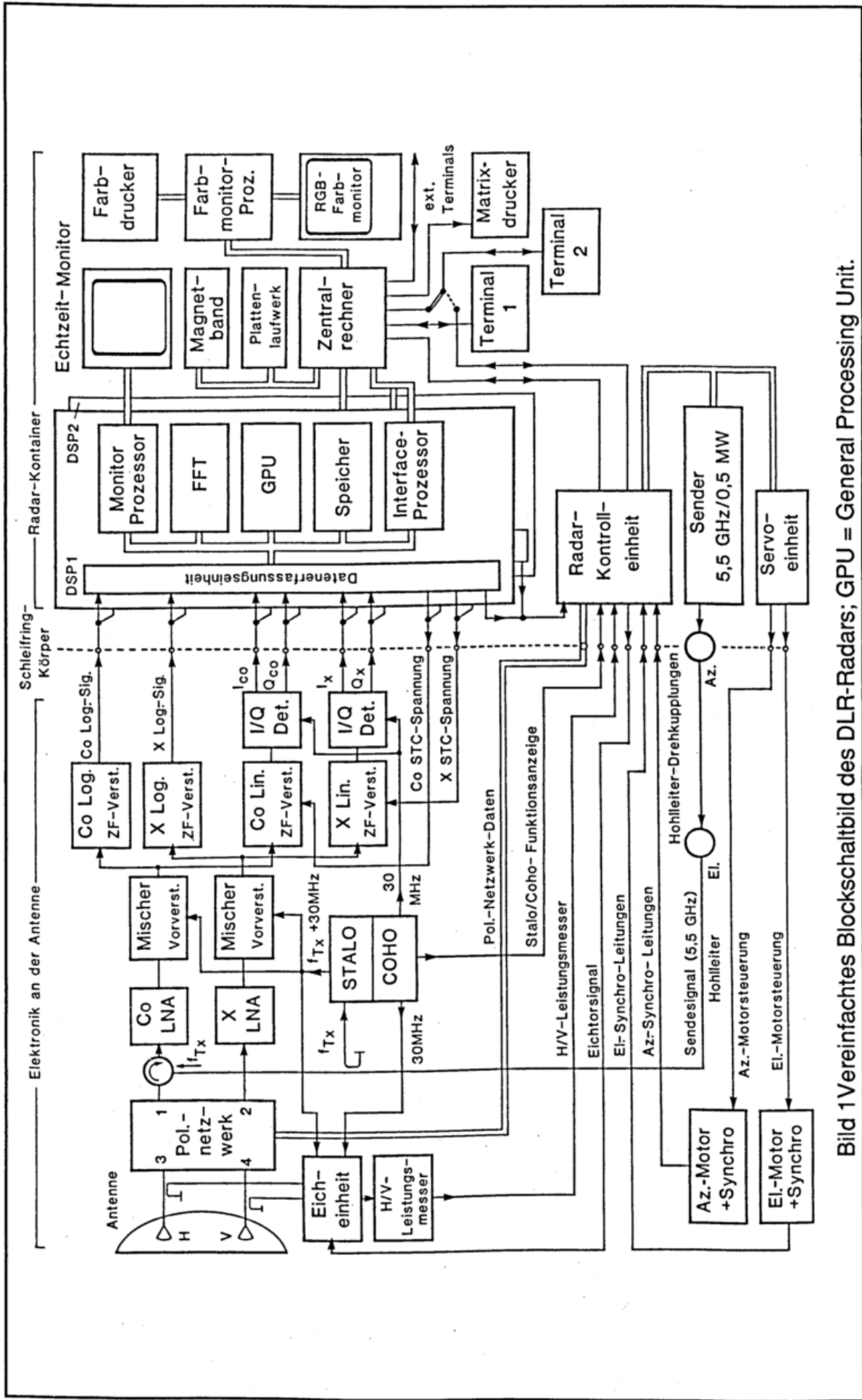


Bild 1 Vereinfachtes Blockschaubild des DLR-Radars; GPU = General Processing Unit.

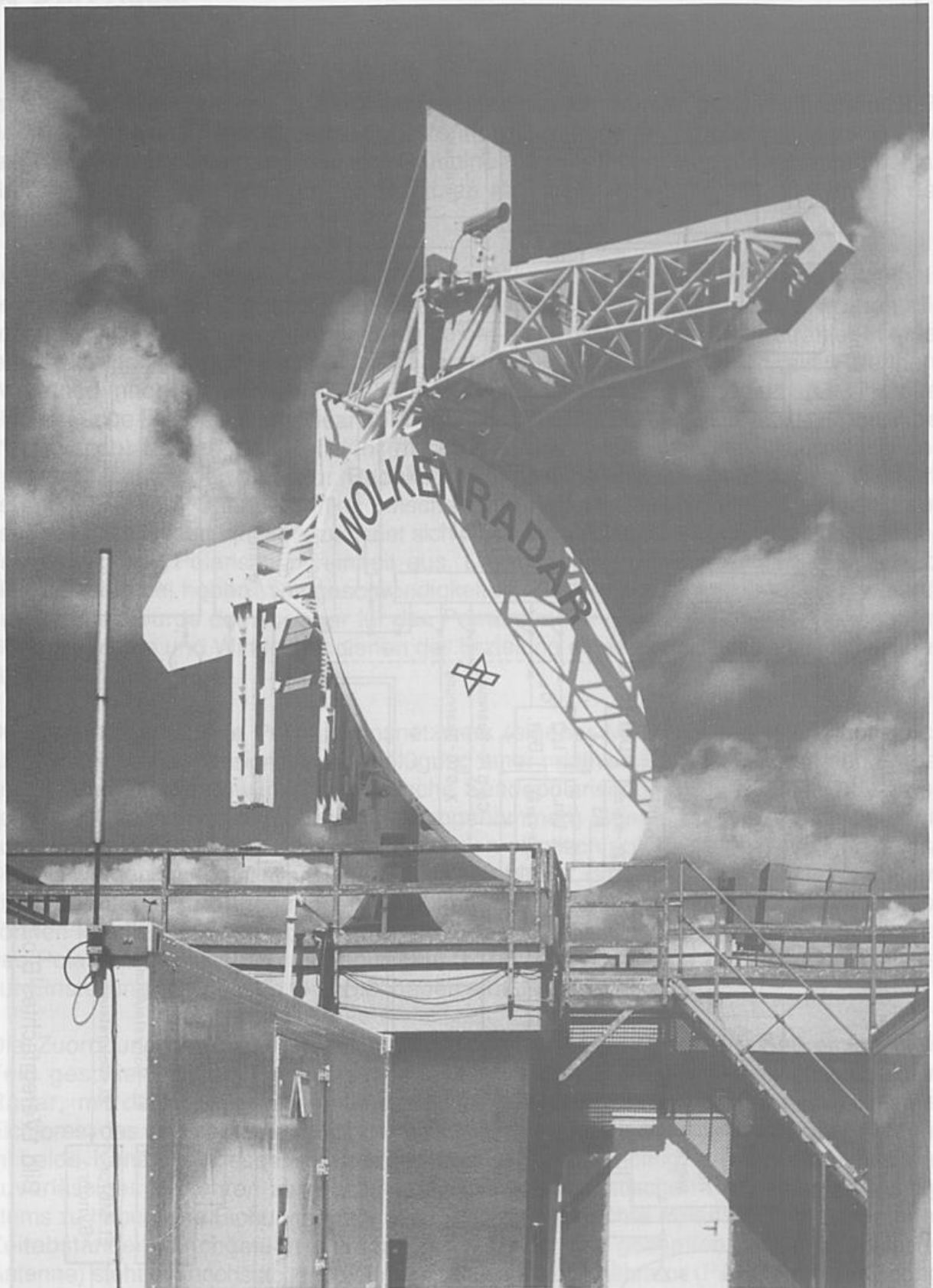
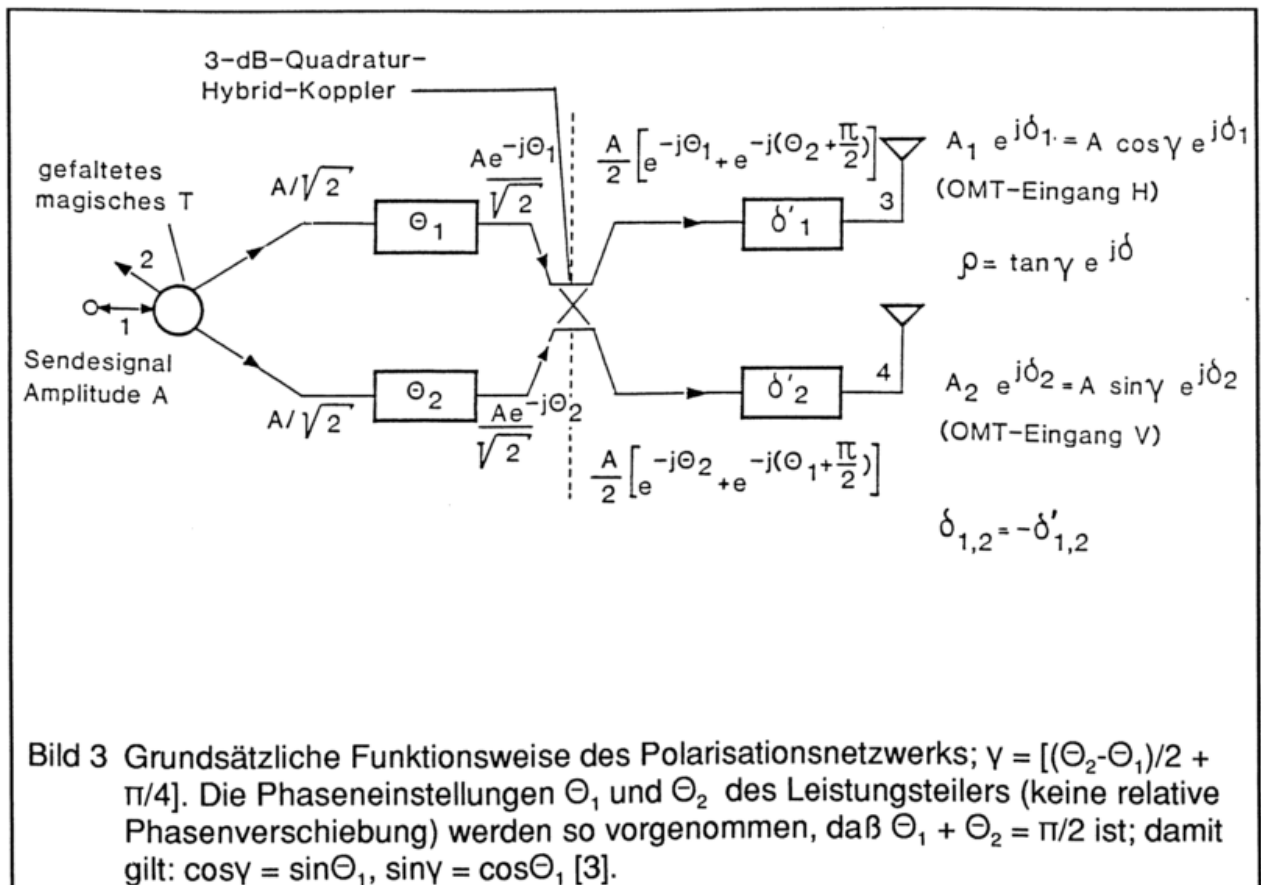


Bild 2 Radar-Antenne mit integrierter HF- und ZF-Empfangelektronik am Dach des Instituts für Physik der Atmosphäre.



PARC-Empfangsantenne den Pegel der dem ankommenden Wellenfeld entnommen Leistung. Der ankommende Puls wird zeitlich verzögert und mit einer Polarisation, die von der PARC-Sendeantenne bestimmt wird, zum Wetterradar zurückgesendet. Der PARC wirkt wie ein deterministisches Punktziel und kann durch eine 2x2 Streumatrix charakterisiert werden.

Räumlich befindet sich die PARC-Station für das DLR-Wetterradar in ca. 600 m Entfernung vom Radar auf einem Antennenmeßturm. Die Einsatzkonfiguration zeigt **Bild 4**, welches gleichzeitig das verwendete Bezugssystem einer allgemeinen, orthonormalen elliptischen AB-Basis an der durch die Radarantenne gegebenen Referenzebene veranschaulicht.

Die Ausbreitungsrichtung z sei durch den direkten Ausbreitungspfad zwischen Radar und PARC gegeben. Die gewählte Referenzebene steht senkrecht auf der Ausbreitungsrichtung, wobei der Basisvektor e_H einer linear horizontal polarisierten Welle parallel zur Erdoberfläche ausgerichtet ist. Vom Radar gesendete und am Radar empfangene Wellenfeldkomponenten sollen in der gleichen Bezugsbasis dargestellt werden.

Die Wirkungsweise des PARC veranschaulicht das **Bild 5**. Ein besonderes Leistungsmerkmal ist die Möglichkeit, ankommende sowie abgehende Radarpulse entweder über die gleiche Antenne oder über zwei verschiedene Antennen leiten zu können. Im Blockschaltbild **Bild 5** sind die beiden PARC-Antennen sowie ein Transferschalter skizziert. In [13] werden Konzepte zur Ermittlung der relativen Radar-Systemtransfereigenschaften in Verbindung mit Ein- und Zwei-Antennen-PARC-Konfigurationen vorgestellt und auf ihre Leistungsfähigkeit untersucht.

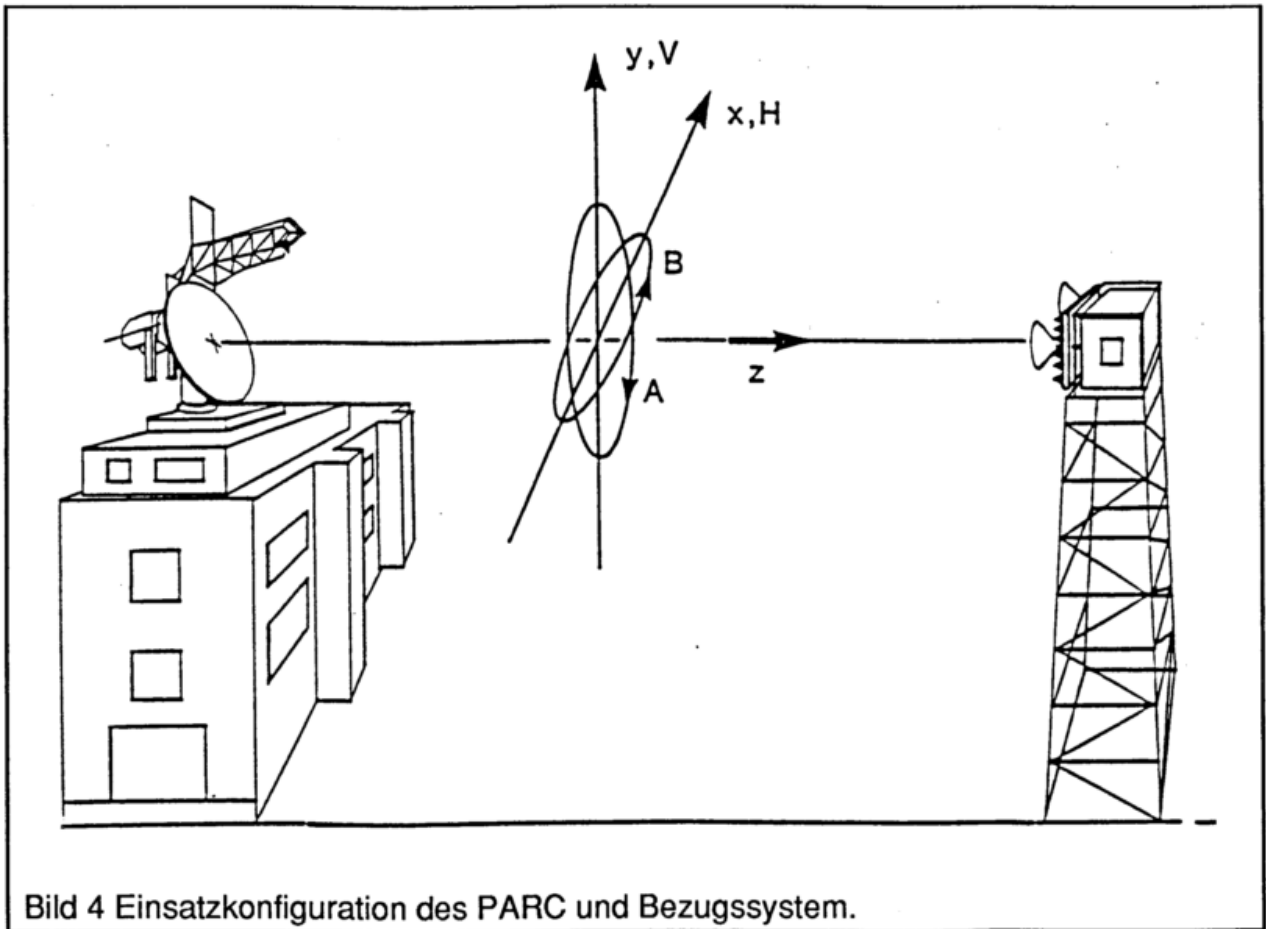


Bild 4 Einsatzkonfiguration des PARC und Bezugssystem.

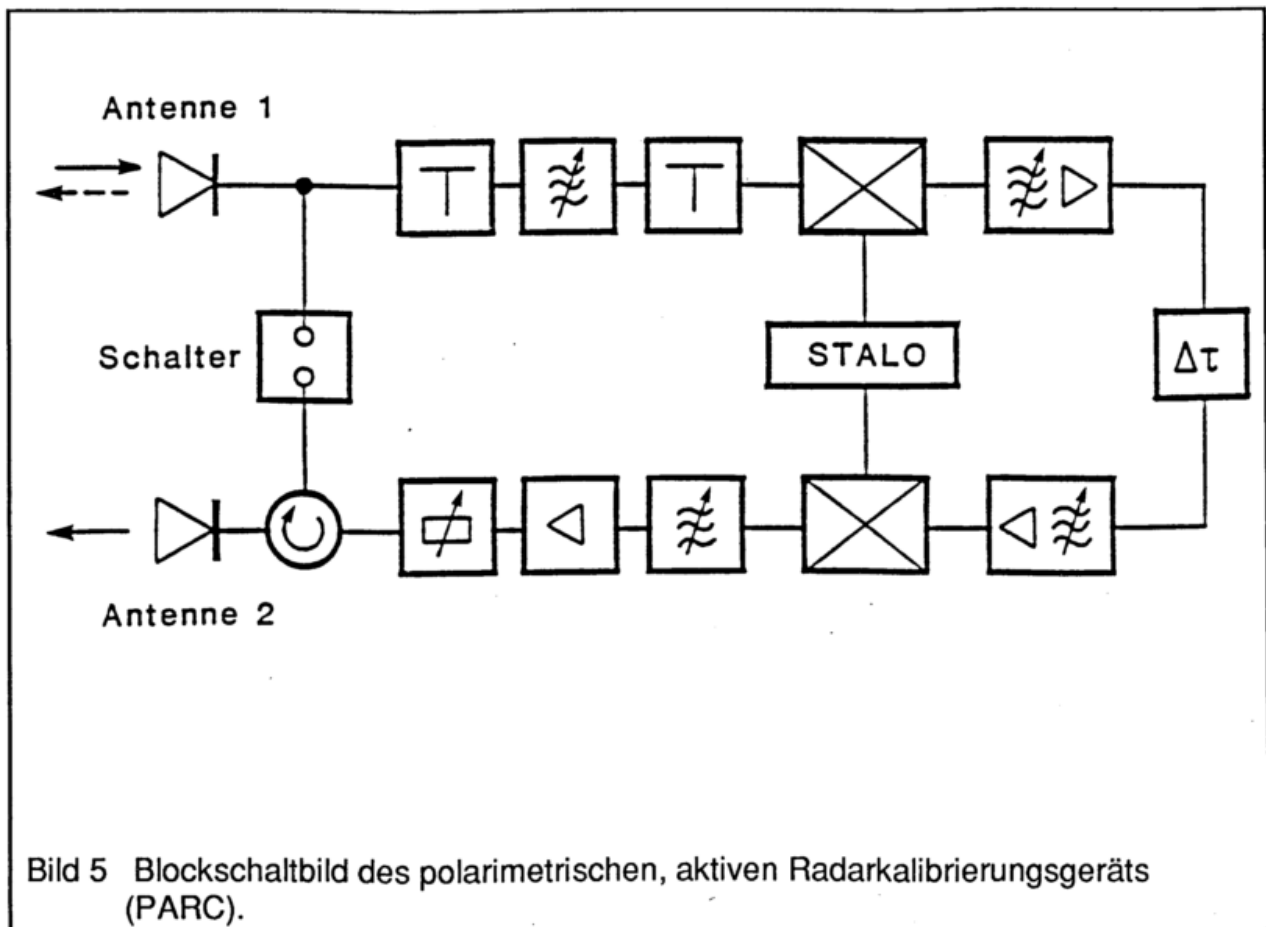


Bild 5 Blockschaltbild des polarimetrischen, aktiven Radarkalibrierungsgeräts (PARC).

Am polarimetrischen, aktiven Radarkalibrierungsgerät steht eine zirkular und eine linear polarisierte Rillenhorn-Antenne zur Verfügung. Die linear polarisierte Rillenhorn-Antenne kann hochgenau auf beliebige Drehwinkel gegen die Horizontale eingestellt werden.

Der Signalweg im polarimetrischen, aktiven Radarkalibrierungsgerät wird durch die im Blockschaltbild **Bild 5** angedeuteten Komponenten bestimmt. Die Zeitverzögerung des Signals erfolgt bei einer Zwischenfrequenz von 30 MHz (im C-Band wäre die Transmissionsdämpfung inakzeptabel hoch, größeren Zeitverzögerungen sind bei hohen Kosten technologische Grenzen gesetzt). Dämpfungsglieder unmittelbar hinter der Empfangsantenne und vor dem Abwärtsmischer im PARC-Empfangspfad reduzieren die Empfangspegel auf eine zur Weiterverarbeitung geeignete Pegelhöhe. Ein 5,5 GHz-Bandpaß soll die spektrale Reinheit des zu verzögernden Radarpulses sicherstellen. Im Mischer wird die Wetterradarfrequenz von 5,5 GHz auf eine Zwischenfrequenzebene von 30 MHz umgesetzt. Diese Abwärtsmischung geschieht mit Hilfe eines stabilen Überlagerungsschalters mit einer Oszillatorfrequenz von 5,53 GHz.

Beim Aufwärtsmischen, nach erfolgter Zeitverzögerung des Pulses, wird der gleiche stabile Überlagerungsschalter wie beim Abwärtsmischen eingesetzt. Der Überlagerungsschalter gibt seine Frequenz über Leistungsteiler an beide Mischer ab.

Die verwendete STALO-Baugruppe ist baugleich mit dem stabilen Überlagerungsschalter des DLR-Wetterradars und schließt eine automatische Frequenznachführung mit ein. Nach der Abwärtsmischung des Pulses auf eine Zwischenfrequenz von 30 MHz wird das Signal spektral gefiltert und in die Verzögerungsleitung eingespeist. Die Verzögerungszeit beträgt $\Delta\tau = 50 \mu\text{s} + \Delta t$, wobei Zeitinkremente Δt digital gesteuert zuschaltbar sind. Diese zuschaltbaren Zeitinkremente erlauben es, einen am PARC verzögerten und dann am Wetterradar empfangenen Puls äquivalent mit einer Radarauflösungszelle auswerten zu können. Die durch die Verzögerungsleitung verursachte Dämpfung wird durch einen nachfolgenden Verstärker kompensiert. Nach dem Aufwärtsmischen des Zwischenfrequenzsignals auf die Radarfrequenzebene von 5,5 GHz durchläuft das Signal eine Anordnung aus Bandpaß, Verstärker und Dämpfungsglied. Das letzte Dämpfungsglied erlaubt die Kontrolle des abgehenden Signalpegels, bevor der verzögerte Puls vom polarimetrischen, aktiven Radarkalibrierungsgerät zum Wetterradar zurückgesendet wird.

Abschließend sei angemerkt, daß die Grenze für die minimal am PARC einstellbare Verzögerungszeit durch die Umschaltzeit zwischen Sende- und Empfangszustand am Wetterradar gegeben ist. Eine Basisverzögerungszeit von $\Delta\tau_B = 50 \mu\text{s}$ wurde gewählt, um den Einfluß von störenden Bodenechos und zugehörigen Mehrfachreflexionen zu minimieren.

Zur Absoluteichung eignet sich die Vermessung der Rückstreuung an einer Kugel, die in geeigneter Weise von einem Ballon getragen wird (**Bild 6**). Dabei ist darauf zu achten, daß die Rückstreuung vom Boden und vom Ballon im Vergleich zum Nutzsignal deutlich unterhalb der Kanalisolation des Radars liegt. Bei linearen bzw. zirkularen Polarisationen ist theoretisch nur die Hauptdiagonale bzw. Nebendiagonale der äquivalenten Streumatrix für die Kugel mit Werten größer Null besetzt!

Das Empfangssystem wird mit dem nicht kohärenten Sendesignal synchronisiert (kohärenter Sender war zu teuer). Der quadratische Mittelwert des statistischen Fehlers beträgt für 128 Werte $\approx 1^\circ$.

Die ZF-Signale (30 MHz) werden in eine zweite temperaturstabilisierte Kabine auf der Rückseite der Antenne geleitet. Beide Kanäle besitzen einen "linearen" und "logarithmischen" Empfänger.

Der logarithmische Empfänger dient nur zu Leistungsmessungen. Er hat eine größere Dynamik als der lineare Empfänger. Innerhalb eines gewissen Bereichs (charakteristischer Wert 60 dB) ist das Ausgangssignal proportional zum Logarithmus der Eingangsleistung. Bei zu hohen Werten der Eingangsleistung tritt eine Kompression ein. Bei zu niedrigen Werten verschwindet das Nutzsignal im Rauschen (Roll Off). Die mittlere



Bild 6 Eichung des Radars mittels einer an einem Ballon aufgehängten Kugel.

Rauschleistung wird automatisch gemessen und zur Korrektur der Meßdaten verwendet. Die Eigenschaften der Empfänger sind aus den Eichmessungen bekannt. Die Daten werden zur Echtzeitkorrektur der Meßwerte verwendet, d.h., es wird mittels Software eine ideale Empfänger-Transferfunktion erzeugt. Dadurch läßt sich eine Gesamtdynamik von ≈ 90 dB erzielen.

Bei den linearen Empfängern kann der im Arbeitsbereich konstante Verstärkungsfaktor mit Hilfe einer rechnergesteuerten Regelspannung verändert werden (der Zusammenhang zwischen dem Verstärkungsfaktor und der Regelspannung ist nicht linear und für beide Kanäle unterschiedlich). Die aus dem Signalweg resultierende Phase ist innerhalb des Arbeitsbereichs praktisch unabhängig von der Signalamplitude. Bei zu hohen bzw. zu niedrigen Signalen ergeben sich ähnliche Probleme wie beim logarithmischen Empfänger. Durch die Regelspannung wird der Arbeitsbereich innerhalb der Grenzen -110 dBm (Leistung in dB bezogen auf 1 mW) und -30 dBm für die Eingangsleistung der einfallenden Welle verschoben. Der Zusammenhang zwischen der Regelspannung und der zulässigen Eingangsleistung wird wieder über Eichmessungen konstruiert. Die Verstärkungen lassen sich für beide Kanäle getrennt einstellen. Zum Ausgleich von Streckendämpfungen können die Regelspannungen zeitlich gesteuert werden (Sensitivity Time Control, STC). Hierbei ist zu beachten, daß der Phasenfehler des ZF-Verstärkers eine Funktion der Regelspannung ist. Es konnte ein regelbarer Arbeitsbereich von ca. 60 dB für die Linearempfänger (ZF-Verstärker mit I/Q-Detektor) erzielt werden.

Über die Schleifringkörper werden nur noch verstärkte Videosignale mit einer Bandbreite bis zu 4,8 MHz geleitet. Dadurch ist eine hohe Stabilität und Kanalisolation des Empfangssystems gewährleistet.

Zur Datenerfassung, Echtzeit-Signalverarbeitung und -Darstellung von Resultaten auf Monitoren dienen zwei Signalprozessoren, wobei einer für die Auflösungszellen mit gerader Nummer und der andere für die mit ungerader Nummer zuständig ist (aktive Reserve, höherer Datendurchsatz). Die Eichung des Empfängersystems erstreckt sich bis hin zu den A/D-Wandlern der Signalprozessoren, d.h., bis zur Darstellung der Ausgangssignale in digitalen Einheiten! Ein anschauliches Beispiel ist die Bestimmung der Offsets der Inphase- und Quadraturkomponenten der komplexen Signale, die im Idealfall Null sein sollten.

Das Rechnersystem zur Steuerung des Radars, zur Signalprozessierung und zur Datendarstellung bzw. Datenspeicherung ist dezentral aufgebaut. Die Radarkontrolleinheit, die u.a. zur Polarisierungseinstellung und zur Steuerung der Antenne dient, verfügt über einen eigenen Mikroprozessor. Bei Ausfall des Zentralrechners ist ein Notbetrieb mittels der Signalprozessoren möglich.

Zur effizienten Durchführung von Radarmessungen ist es notwendig, daß eine Reihe von Ergebnissen wie Reflektivität, differentielle Reflektivität, lineares Depolarisationsverhältnis, mittlere Dopplergeschwindigkeit, spektrale Breite, Dopplerspektrum etc. für ausgewählte Meßschnitte in Echtzeit gewonnen wird. Damit ist auch eine optimale Objektauswahl und Einstellung der Radarparameter verbunden. Ferner ist sichergestellt, daß relevante Daten gewonnen werden. Ein weiterer wichtiger Gesichtspunkt ist die Datenreduktion. Zu diesem Zweck wurden eine Reihe von Meßmoden definiert. Zur späteren Verarbeitung der Daten am Großrechner können auch die Zeitreihen der Meßdaten (Rohdaten) registriert werden. Derzeit ist ein neues Prozessorsystem im Aufbau.

Mit Hilfe von **Bild 7** soll die Echtzeit-Doppler-Signalverarbeitung, die für beide Empfangskanäle erfolgt, erläutert werden.

Für jede Volumenzelle (Auflösungszelle) wird im Maximum 128 mal das vom Linearempfänger abgeleitete komplexe Meßsignal (Inphase- (I) und Quadraturkomponente (Q))

abgespeichert. Der Zeitabstand zwischen den Proben ist T_s . Dies entspricht zunächst der Gewichtung der Meßdaten mit einer rechteckförmigen Fensterfunktion. Zur Unterdrückung der unerwünschten Nebenkeulen im diskreten Spektrum, das durch eine Fast-Fourier-Transformation (FFT) gewonnen wird, werden die Werte der Meßdaten zu den Rändern des Fensters hin mittels der Hamming-Funktion künstlich abgesenkt. Diese Funktion ergibt ein Optimum hinsichtlich der Nebenkeulenunterdrückung und der damit verbundenen unerwünschten Hauptkeulenverbreiterung. Durch Bildung der Betragsqua-

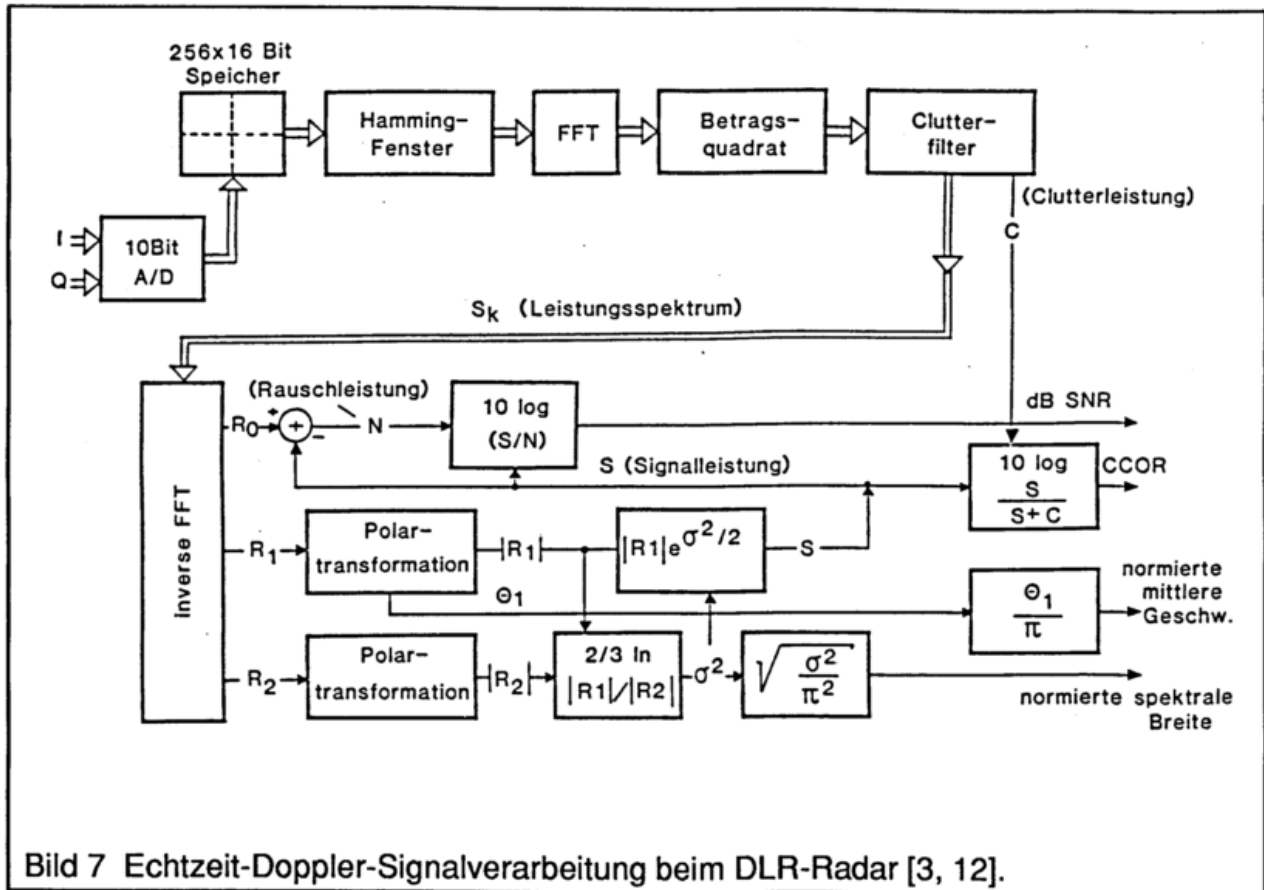


Bild 7 Echtzeit-Doppler-Signalverarbeitung beim DLR-Radar [3, 12].

drate erhält man das Signal-Leistungsspektrum. Der Anteil des Clutters am Spektrum (spektrale Linien um 0 Hz) wird mittels Software-Filterung so weit wie möglich (≈ 35 dB) unterdrückt. Die anschließende inverse diskrete Fouriertransformation liefert die Werte der Autokorrelationsfunktion zu den Zeiten $t = n T_s$ mit $n = 0, 1, 2, \dots$, wobei für die weitere Verarbeitung nur die ersten drei Werte R_0 , R_1 und R_2 Verwendung finden. Hinsichtlich des Zusammenhangs zwischen den Werten der Autokorrelationsfunktion und den spektralen Momenten wird auf [14] verwiesen. Die anschließende Signalverarbeitung liefert das Signal-zu-Rauschverhältnis (SNR), ein Signal (CCOR), welches durch Addition zu dem vom logarithmischen Empfänger abgeleiteten Wert des Reflektivitätsfaktors [dBZ] eine Kompensation des Clutteranteils bewirkt, sowie die auf die eindeutige Geschwindigkeit $v_a = \lambda/(4T_s)$ normierte mittlere Geschwindigkeit und die ebenfalls auf v_a normierte Breite. Die Echtzeitverarbeitung der Signale der logarithmischen Empfänger zur Bestimmung der Reflektivitätsfaktoren für das ko- und kreuzpolare Signal unter Berücksichtigung der nicht idealen Empfängereigenschaften wird in [15] beschrieben. Zusätzlich kann für jede Auflösungszelle das Doppler-Leistungsspektrum explizit ermittelt werden.

Die wesentlichsten Daten des DLR-Radars sind in **Tabelle I** zusammengefaßt.

Systemauslegungen

Frequenz	C-Band 5,45 - 5,825 GHz, eingestellt auf 5,504 GHz entspr. 5,45 cm Wellenlänge
Azimut Elevation	1° Öffnungswinkel, keine Beschränkung 1° Öffnungswinkel, -2° bis 90°
Entfernung	eindeutig bis 60 km bei 75 m Auflösung eindeutig bis 120 km bei 150 m Auflösung eindeutig bis 300 km bei 300 m Auflösung
Reflektivität	Genauigkeit < ± 1 dB, relativ ± 0,1 dB
radiale Geschwindigkeit	Genauigkeit < ± 1 m/s (Empfänger-Bandbreite 4,8 MHz, eindeutiger Meßbereich ± 32 m/s)
Doppler-Spektralbreite	Genauigkeit < ± 1 m/s
Auflösungszellen	452,10 davon mit voller Spektrumsinformation in Echtzeit
Meßwerte pro Auflösungszelle	32,64 oder 128

Umgebungsbedingungen

Wind (Dopplermessung möglich)	< 60 km/h
max. Niederschlagsrate bei Betrieb	< 50 mm/h
max. zulässige Windgeschwindigkeit	200 km/h
Temperaturbereich	- 20°C bis + 50°C

Antenne

Durchmesser	ca. 5 m
Brennweite	ca. 4 m
Primärstrahler	Rillenhorn mit OMT (Offset-Speisung)
Ausleuchtfunktion	$(1 - r^2)^3$
Antennengewinn	44,5 dB
Nebenkeulenpegel	< -32 dB
Kreuzpolarisation (lin. Polaris.)	< -28 dB

kein Radom

Sender

Spitzenleistung (eingestellt)	400 kW
Pulswiederholffrequenz (PRF)	variabel von 160 bis 2400 Hz
Pulslänge	2 μ s, 1 μ s und 0,5 μ s
Verluste zwischen Sender und Antenne	ca. 2,5 dB
Tastverhältnis	0,001 - 0,0011

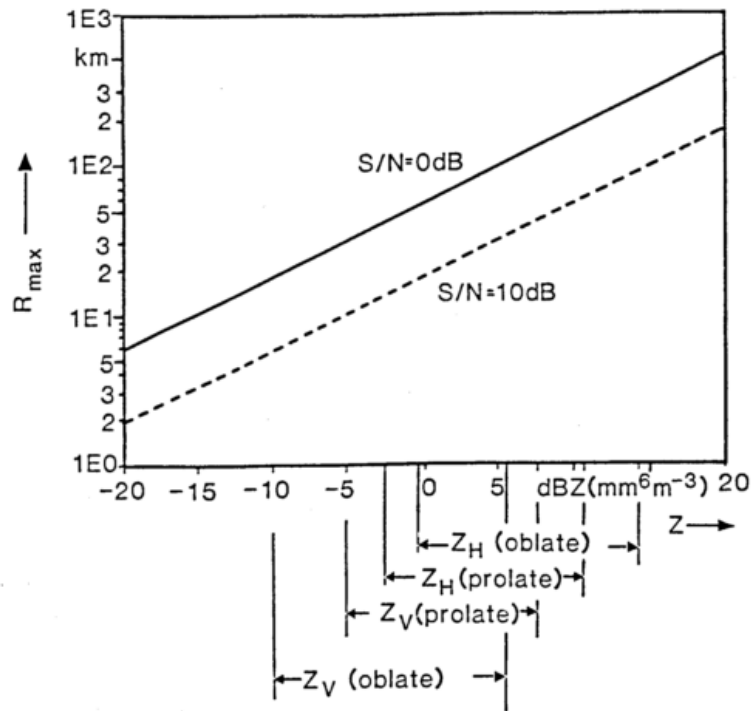
Empfänger

Zahl der Kanäle	2
Empfänger-Kennlinie	linear (70 dB), logarithmisch (\approx 90 dB)
Rauschzahl	6,5 dB, rauscharmer Vorverstärker mit Begrenzung 1,5 dB
kleinstes meßbares Signal	-108 dBm (0,5 μ s Pulslänge)
Einstellung des Arbeitsbereichs der Linearempfänger	über Signalprozessoren
Ausgänge	I_c , Q_c , I_x , Q_x , $\log P_c$, $\log P_x$ und Sendeleistungen an beiden Eingängen des OMT

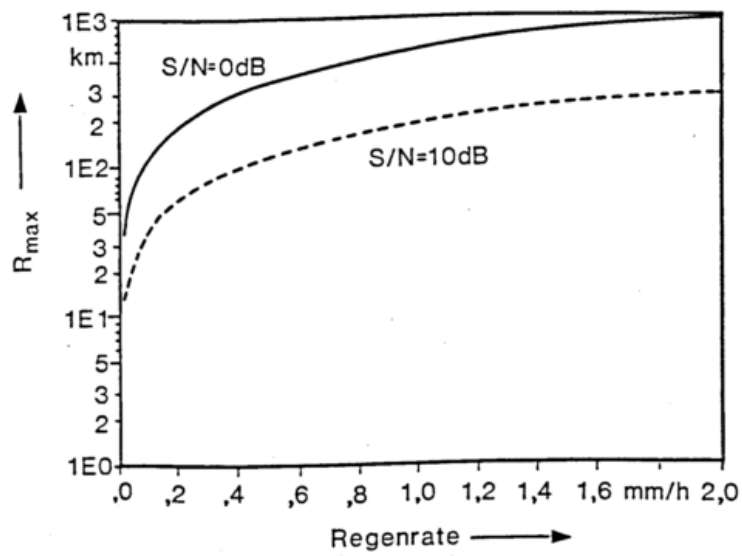
Polarisationsnetzwerk

Kanalisolation	ca. 35 dB, max. 40 dB
Polarisation	variabel (linear, zirkular, elliptisch)
Schaltzeit für Polarisationsänderung	15 μ s
Schaltzeit zwischen Senden und Empfang	8 μ s
Schaltrate	bis zu 4800 Hz
HF Leistungsgrenze	450 kW Spitze, 480 W Dauerleistung

Tabelle I Eigenschaften des DLR-Radars



a) Eiskristalle



b) Regen

Bild 8 Maximaler R_{max} von Volumenzielen für das DLR-Radar.

Mit den technischen Daten des DLR-Radars wurde über die Radargleichung der maximale Abstand eines Streuvolumens vom Radar bei Freiraumausbreitung in Abhängigkeit vom Reflektivitätsfaktor Z des Streuvolumens (**Bild 8a**) bzw. von der Regenrate (**Bild 8b**) für zwei verschiedene Werte des Signal-zu-Störabstands S/N (S = Signalleistung, N = Rauschleistung) bestimmt. Für $R < 10$ mm/h wurde die Joss-Drizzle-Verteilung, für 10 mm/h $\leq R \leq 50$ mm/h die Marshall-Palmer-Verteilung und für $R > 50$ mm/h die Joss-Thunderstorm-Verteilung verwendet[16]. Die Abmessungen des Streuvolumens sind festgelegt durch die Richtcharakteristik der Antenne (Zweiwege-Ausbreitung), die Pulsbreite (Pulsform) und die Filtereigenschaften des Empfängers. Die größten Anforderungen an das Radar hinsichtlich der Empfindlichkeit und damit auch der Unterdrückung von Falschechos (hoher Nebenkeulenabstand, spezielle Signalverarbeitung) werden bei der Vermessung von Windfeldern in optisch klarer Luft gestellt [3].

Schrifttum

- [1] Atlas, D. "Advances in Radar Meteorology" in Advances in Geophysics.
New York, London: Academic Press, 1964, pp. 317-478.
- [2] Schroth, A. Radarmeteorologie in der Wolkenphysik und Ausbreitungsforschung mit Radiowellen.
DFVLR-Mitt. 82-09, 1982.
- [3] Schroth, A. Neue Frequenzbereiche für den Satellitenfunk - experimentelle und modellmäßige Bestimmung der Atmosphäreninflüsse.
DLR-FB 89-46, 1989.
- [4] Hornbostel, A. Untersuchung troposphärischer Störungen auf Erdesatellit-Pfaden mittels Baken-Radiometer- und Radarmessungen.
Dissertationsschrift, Universität Hannover, 1995 (erscheint als DLR-FB).
- [5] Goldhirsh, J. A Review on the Application of Nonattenuating Frequency Radars for Estimating Rain Attenuation and Space-Diversity Performance.
IEEE Trans. on Geoscience Electronics, Vol. GE-17, No. 4, p. 218-239, 1979.
- [6] Batton, L.J. Radar Observation of the Atmosphere.
The University of Chicago Press, Chicago and London, 1973.
- [7] Stratton, J.A. Electromagnetic Theory.
McGraw-Hill Book Company, New York and London, 1941.
- [8] Tragl, K. Polarimetrische Radarbeobachtung von zeitveränderlichen Zufallszielen.
DLR-FB 90-52, 1990.
- [9] Schroth, A.
Tragl, K. Polarimetric Signal Processing of Meteorological Target Observations with the DLR Weather Radar.

- Lüneburg, E.
Chandra, M. ETT, Vol. 3, No. 4, pp. 381-398, 1992.
- [10] Marshall, J.S.
Hitschfeld, W. Interpretation of the Fluctuating Echo from Randomly Distributed Scatterers - Part 1.
Con. J. Phys., Vol. 31, pp. 962-964, 1953.
- [11] Gunn, K.L.S.
East, T.W.R. The Microwave Properties of Precipitation Particles.
Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., Vol. 80, pp.522-545, 1954.
- [12] Schroth, A.
Chandra, M.
Meischner, P. A C-Band Coherent Polarimetric Radar for Propagation and Cloud Physics Research.
Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, Vol. 5, No. 6, pp. 803 - 822, 1988.
- [13] Ziegler, V. Radarpolarimetrische Verfahren zur erd- und satelliten-
gestützten Niederschlags erkundung.
DLR-FB 93-45, 1993.
- [14] Srivastava, R.C.
Jameson, A.R.
Hildebrand, P.H. Time-Domain Computation of Mean and Variance of Dopp-
ler Spectra.
J. of Appl. Met., Vol. 18, pp. 189-194, 1979.
- [15] Schroth, A.
Chandra, M.
Meischner, P. Coherent Polarimetric Radar Techniques for Microwave
Propagation and Cloud Physics Research.
DFVLR-FB 88-47, 1988.
- [16] Schnabl, G. Betimmung troposphärischer Störungen der Wellenaus-
breitung auf Erde-Satellit-Verbindungen mit Hilfe von Ra-
darmessungen.
DFVLR-FB 88-53, 1988.

Anhang 1 - Streuamplituden und Wirkungsquerschnitte

Das gestreute Feld wird häufig in folgender Form dargestellt:

$$(1) \quad E_s(\mathbf{r}) = \frac{e^{-jk_o R}}{R} f(\hat{s}, \hat{i}) |E_i|.$$

Die komplexe Streuamplitude

$$(2) \quad f(\hat{s}, \hat{i}) = F(\hat{s}, \hat{i}) \hat{p}_i$$

beschreibt das gestreute Feld in Beobachtungsrichtung \hat{s} vollständig hinsichtlich Amplitude, Phase und Polarisation. Die Richtung des Streuamplituden-Vektors beschreibt die Polarisation der gestreuten Welle.

Die Streumatrix F hat die Form

$$(3) \quad F(\hat{s}, \hat{i}) = \begin{bmatrix} f_{11}(\hat{s}, \hat{i}) & f_{12}(\hat{s}, \hat{i}) \\ f_{21}(\hat{s}, \hat{i}) & f_{22}(\hat{s}, \hat{i}) \end{bmatrix}.$$

R ist der Abstand vom Mittelpunkt des Streuers; siehe hierzu **Bild 1**.

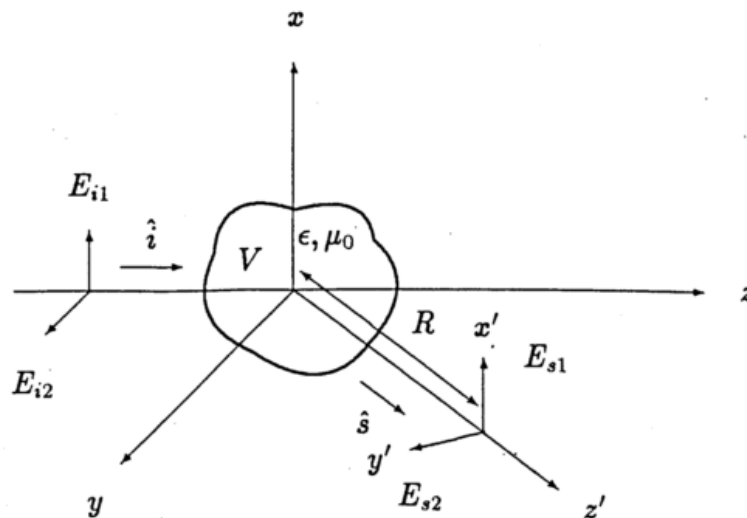


Bild 1 Streuung einer elliptisch polarisierten ebenen Welle an einem Niederschlags-Teilchen.

Aus den Streuamplituden lassen sich sogenannte Wirkungs- oder Streuquerschnitte definieren, welche die dem Feld entzogene Leistung bezogen auf die einfallende Leistungsflußdichte (Betrag des Poynting-Vektors) angeben. Die Wirkungsquerschnitte haben daher die Dimension einer Fläche.

Der Streuquerschnitt Q_s beschreibt die Leistung, die aus der Einfallrichtung \hat{i} in alle anderen Richtungen gestreut wird. Er ergibt sich daher durch Integration des Betragsquadrats der Streuamplituden über den gesamten Raumwinkel $\Omega = 4\pi$:

$$(4) \quad Q_s = \int_{4\pi} |f(\hat{s}, \hat{i})|^2 d\Omega.$$

Der Integrand wird häufig als der differentielle Streuquerschnitt bezeichnet:

$$(5) \quad Q_d(\hat{s}, \hat{i}) = |f(\hat{s}, \hat{i})|^2.$$

Der Gesamt- oder Extinktionsquerschnitt Q_t beschreibt die Dämpfung der Welle in Vorwärtsrichtung als Summe von Absorption und Streuung. Nach dem Vorwärtsstreuungstheorem, auch optisches Theorem genannt, ist er proportional zum Imaginärteil der Vorwärtsstreuamplitude $f(\hat{i}, \hat{i})$ [4]:

$$(6) \quad Q_t = -\frac{4\pi}{k_o} \text{Im}\{f(\hat{i}, \hat{i}) \hat{p}_i\}.$$

Der Absorptionsquerschnitt ist äquivalent zur Leistung, die von dem Partikel absorbiert wird, also zu den Verlusten innerhalb des Partikels:

$$(7) \quad Q_a = \int_V k\epsilon_r''(r) |E'(r)|^2 dV' \frac{1}{|E_i|^2}.$$

$E'(r)$ ist das meist unbekannte Gesamtfeld innerhalb des Partikels. Einfacher ergibt sich der Absorptionsquerschnitt aus der Differenz zwischen Extinktions- und Streuquerschnitt:

$$(8) \quad Q_a = Q_t - Q_s.$$

In Radaranwendungen wird gewöhnlich der bistatische Radarstreuquerschnitt Q_{bt} verwendet:

$$(9) \quad Q_{bt}(\hat{s}, \hat{i}) = 4\pi |f(\hat{s}, \hat{i})|^2 = 4\pi Q_d(\hat{s}, \hat{i}).$$

$Q_{bt}(\hat{s}, \hat{i})$ ist der Querschnitt eines äquivalenten isotropen Streuers, der in alle Richtungen die gleiche Leistung streut, wie in der Richtung \hat{s} beobachtet wird, d.h., es wird angenommen, die beobachtete Leistungsflußdichte wäre gleichförmig in alle Richtungen verteilt. Es ist daher $Q_s = Q_{bt}$, falls $|f(\hat{s}, \hat{i})|$ konstant für alle Richtungen ist. Von besonderem Interesse ist der Radarrückstreuquerschnitt σ_b für den monostatischen Fall, d.h. wenn sich Sender und Empfänger am selben Ort befinden:

$$(10) \quad \sigma_b = Q_{bt}(-\hat{i}, \hat{i}) = 4\pi |f(-\hat{i}, \hat{i})|^2.$$

Das Verhältnis des bistatischen Radarstreuquerschnitts zum Extinktionsquerschnitt Q_t wird als Phasenfunktion bezeichnet:

$$(11) \quad p(\hat{s}, \hat{i}) = \frac{Q_{bt}(\hat{s}, \hat{i})}{Q_t} = \frac{4\pi |f(\hat{s}, \hat{i})|^2}{Q_t}$$

Das Verhältnis des Streuquerschnitts Q_s zum Extinktionsquerschnitt ist die sogenannte Albedo ω_o :

$$(12) \quad \omega_o = \frac{Q_s}{Q_t} = \frac{1}{4\pi} \int_{4\pi} p(\hat{s}, \hat{i}) d\Omega$$

Mit Hilfe der Gl. (2) lassen sich die Wirkungsquerschnitte direkt aus den Streumatrixelementen ableiten. Als Beispiel sei die Berechnung des Extinktions- und Streuquerschnitts für die beiden orthogonalen Basispolarisationen des einfallenden Feldes gezeigt.

Nach Einsetzen von Gl. (2) in Gl. (6) lautet das Vorwärtsstreutheorem:

$$(13) \quad Q_t = - \frac{4\pi}{k_o} \text{Im} \{ \hat{p}_i^T F(\hat{i}, \hat{i}) \hat{p}_i \}$$

\hat{p}_i^T bezeichnet den transponierten Polarisationsvektor.

Mit $\hat{p}_i^T = [1, 0]$ bzw. $\hat{p}_i^T = [0, 1]$ erhält man für die beiden Basispolarisationen $k = 1, 2$:

$$(14) \quad Q_{t,k} = - \frac{4\pi}{k_o} \text{Im} \{ f_{kk}(\hat{i}, \hat{i}) \}$$

Entsprechend erhält man für den Streuquerschnitt, der die gesamte aus der Einfallsrichtung und -polarisation weggestreute Leistung beschreibt:

$$(15) \quad Q_{s,k} = \int_{4\pi} (|f_{kk}(\hat{s}, \hat{i})|^2 + |f_{kk}(\hat{s}, \hat{i})|^2) d\Omega \quad k \neq 1$$

Gl. (8) lautet jetzt für die beiden Komponenten des einfallenden Feldes:

$$(16) \quad Q_{t,k} = Q_{a,k} + Q_{s,k}$$

Sphärische Regentropfen (Partikel)

Für den Fall sphärischer Tropfen wurde von Mie und Stratton [7] die Streuung analytisch berechnet. Für die Querschnitte Q_t , Q_s und σ_b erhält man die Ausdrücke [2, 11]:

$$(17) \quad Q_t = \frac{\lambda^2}{2\pi} (-\text{Re}) \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) (a_n + b_n)^*$$

$$(18) \quad Q_s = \frac{\lambda^2}{2\pi} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) (|a_n|^2 + |b_n|^2)$$

$$(19) \quad \sigma_b = \frac{\lambda^2}{2\pi} \left| \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^n (2n+1) (a_n + b_n) \right|^2 .$$

a_n ist der Koeffizient des n ten magnetischen Modes und b_n ist der Koeffizient des n ten elektrischen Modes. Sie werden als Mie-Koeffizienten bezeichnet. a_n und b_n werden aus sphärischen Besselfunktionen der Ordnung n gebildet. Die Argumente beinhalten den komplexen Brechungsindex m und den sogenannten Rayleigh-Parameter

$$(20) \quad \alpha = \frac{\pi D}{\lambda} \quad (D = \text{Durchmesser des Tropfens}) ,$$

die die Materialeigenschaften und die Frequenz berücksichtigen.

Für $\alpha \ll 1$ (Rayleigh-Näherung) erhält man:

$$(21a) \quad \sigma_b = \frac{\lambda^2}{2\pi} 2\alpha^6 \left| \frac{m^2-1}{m^2+2} \right|^2 ,$$

$$(22a) \quad Q_s = \frac{\lambda^2}{2\pi} \frac{4}{3} \alpha^6 \left| \frac{m^2-1}{m^2+2} \right|^2 ,$$

$$(23a) \quad Q_a = \frac{\lambda^2}{2\pi} 2\alpha^3 \operatorname{Im} \left(- \frac{m^2-1}{m^2+2} \right)$$

bzw.

$$(21b) \quad \sigma_b = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 D^6 ,$$

$$(22b) \quad Q_s = \frac{2}{3} \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 D^6 = \frac{2}{3} \sigma ,$$

$$(23b) \quad Q_a = \frac{\pi^2}{\lambda} \operatorname{Im}(-K) D^3$$

mit

$$(24) \quad K = \frac{m^2-1}{m^2+2} .$$

In diesem Fall entsprechen die Streueigenschaften dem eines elektrischen Dipols, der durch das einfallende Feld im Streuer angeregt wurde.

Bild 2 zeigt das Albedo (Quotient aus Streuquerschnitt und Gesamtquerschnitt) als Funktion des auf die Wellenlänge normierten geometrischen Umfangs ($= 2\pi a/\lambda$).

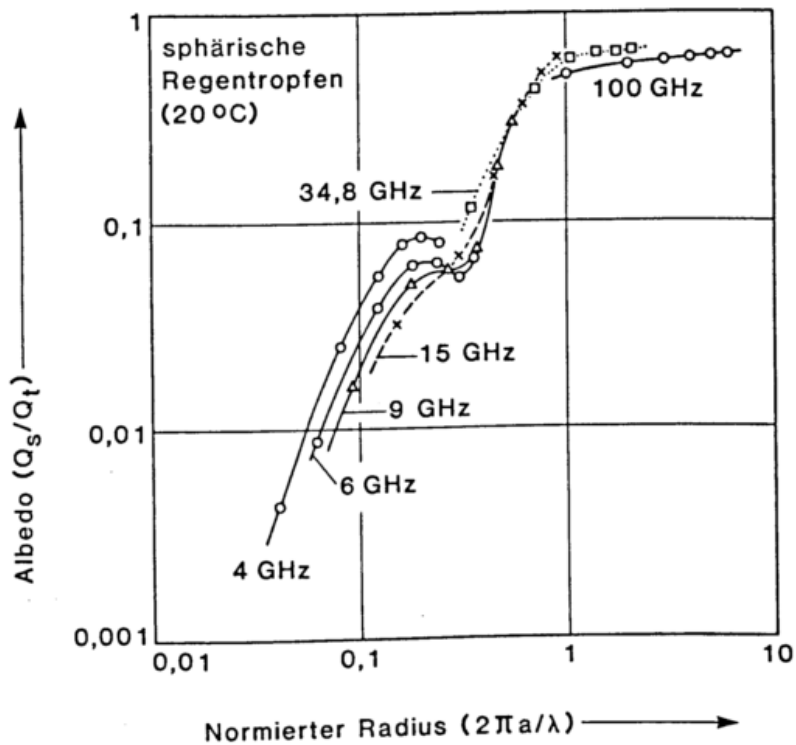
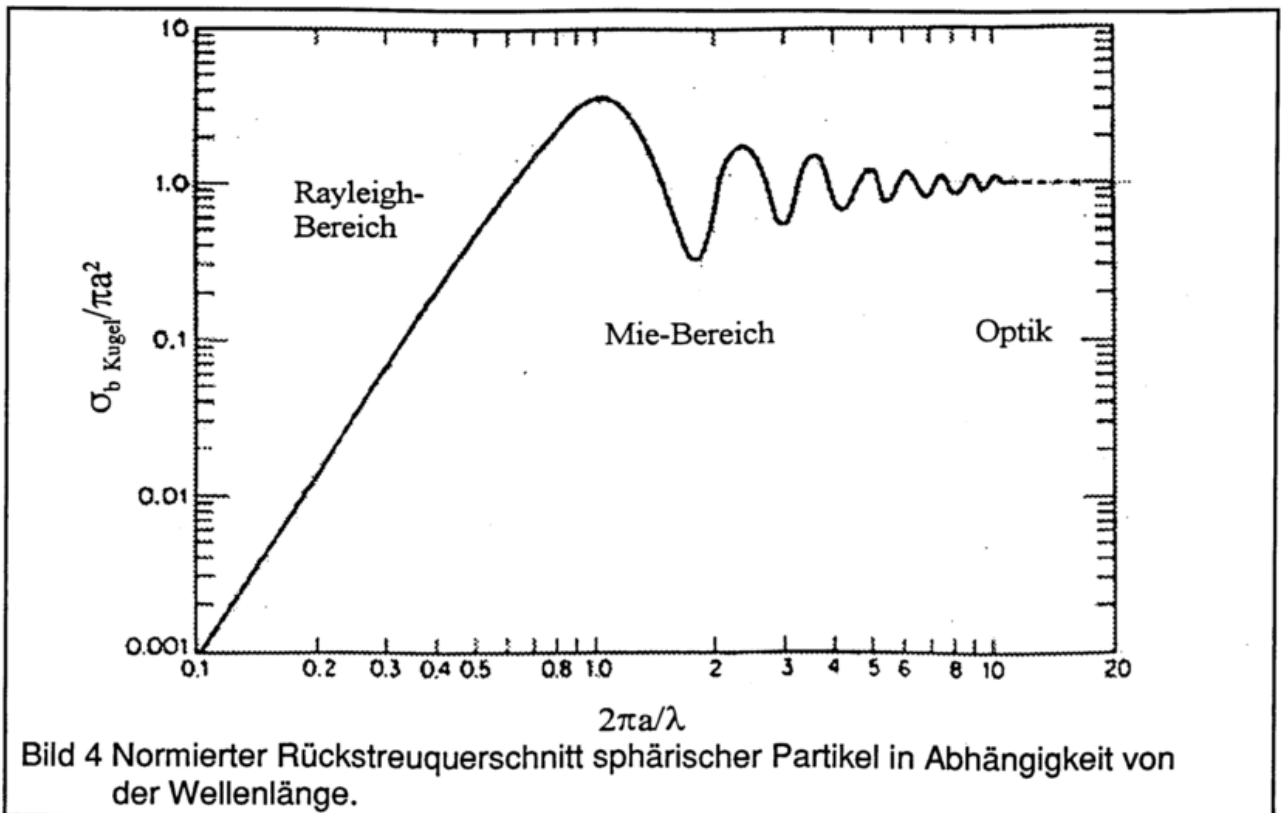
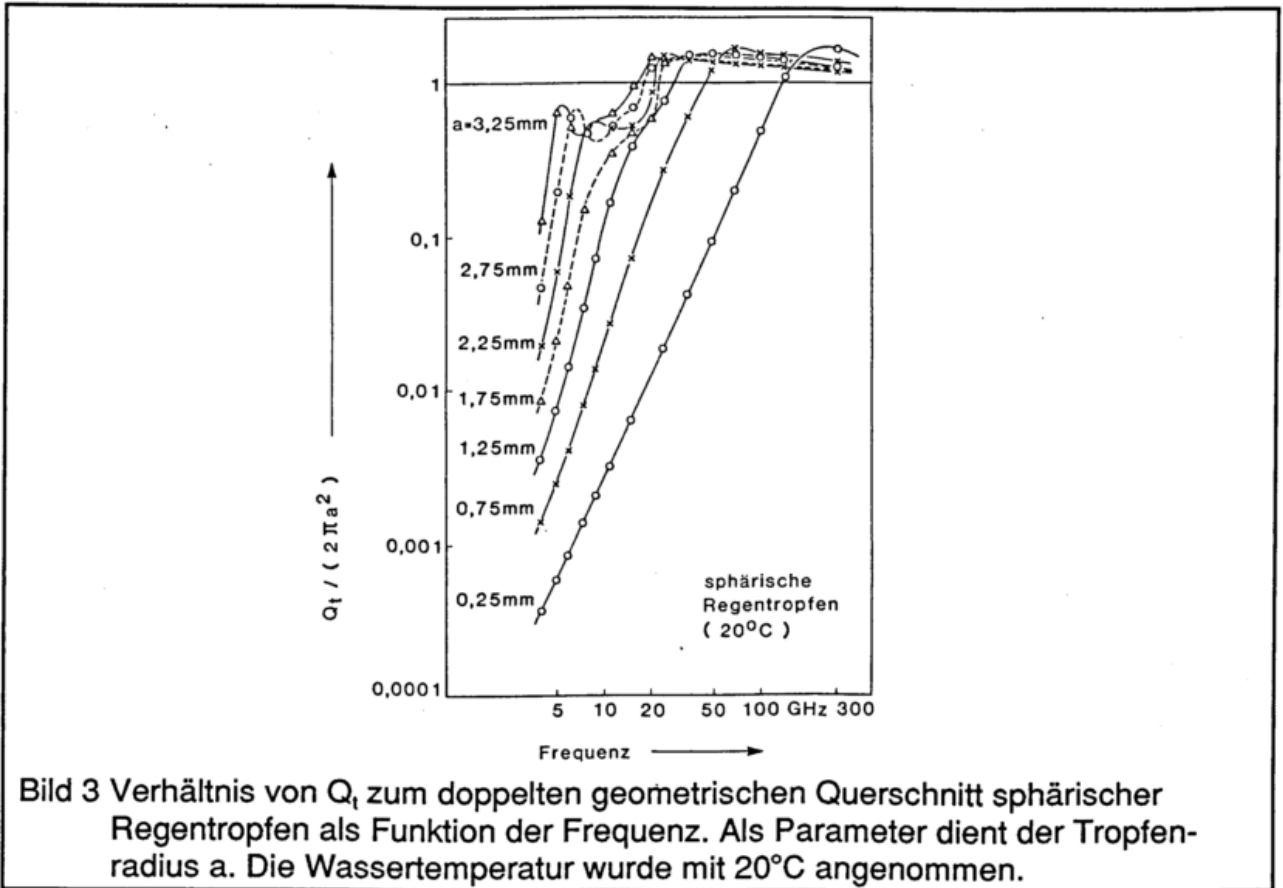


Bild 2 Albedo sphärischer Regentropfen als Funktion des normierten Tropfenradius bei 4, 6, 9, 15, 34,8 und 100 GHz. Die Wassertemperatur ist 20°C. Die Punkte auf jeder Kurve entsprechen von links beginnend den Tropfenradien 0,5, 1,0, 2,0, 2,5 und 3,0 mm.

Im Bild 3 das Verhältnis von Q_t zum doppelten geometrischen Querschnitt in Abhängigkeit von der Frequenz dargestellt.

Bild 4 repräsentiert den normierten Rückstreuquerschnitt sphärischer Partikel.

Bezüglich Rechenverfahren für verformte Regentropfen und andere Hydrometeore wird auf [3, 4] verwiesen.



Anhang 2

Radarmeßgrößen und Estimatoren

Bei der Fernerkundung meteorologischer Ereignisse mit einem Wetterradar sollen Informationen über einzelne Auflösungsvolumina eines ausgedehnten Streuziels gewonnen werden. Jede Auflösungszelle ist durch eine mikrophysikalische Verteilungsdichte bezüglich der Zusammensetzung, Größe, Form, Orientierung und Bewegung der einzelnen Teilchen charakterisiert. Aus meteorologischen Messungen, z.B. Flugzeug- oder Bodenmessungen der Größenverteilung von Niederschlagsteilchen, und Modellen können parametrisierte, semi-empirische Verteilungsdichten abgeleitet oder a priori angenommen werden. Das Ziel der Radarmessungen ist dann die Bestimmung der freien Modellparameter. Die gesuchten Parameter sind in den Scharmittelwerten der Streueigenschaften einer Auflösungszelle enthalten. Auf Grund der Ergodizität des Radarmeßprozesses ist es möglich, die Scharmittelwerte durch Zeitmittelwerte zu ersetzen. Die mit dem Radar beobachtbaren Observablen sind Zeitmittelwerte von Funktionen der empfangenen Streusignale V_{pq} . In realen Radarmessungen können jedoch nur Mittelwerte über endliche Beobachtungszeiträume gebildet werden. Da die momentanen Empfangsspannungen V_{pq} stochastische Variablen darstellen, sind auch endliche Zeitmittelwerte von Funktionen der Empfangsmatrixelemente als stochastische Variablen zu betrachten. Man bezeichnet endliche Zeitmittelwerte auch als Schätzwerte oder Estimatoren der gesuchten unendlichen Zeitmittelwerte. Für eine hinreichend große Anzahl von Meßwerten stellen die Estimatoren schmal verteilte Zufallsvariablen dar. Die ersten beiden Momente der Estimatoren liefern geeignete Kriterien für die Beurteilung der statistischen Schätzgenauigkeit, die von der endlichen Anzahl M der zur Mittelung verwendeten Meßwerte und der zeitlichen Korrelation $\rho(\delta)$ innerhalb der Meßreihe abhängt. Die systematische Abweichung, auch Bias genannt, gibt an, ob der Scharmittelwert eines Estimators tatsächlich mit dem gesuchten Wert übereinstimmt, oder auf Grund der Definition des Estimators systematisch davon abweicht. Man nennt Estimatoren, die keine systematische Abweichung besitzen, erwartungstreu. Die quadratische Abweichung, die sog. Varianz, charakterisiert die mittlere Schätzgenauigkeit eines Estimators für eine endliche Anzahl von Meßwerten.

In [8] werden Schätzverfahren für Parameter der Signalstatistik eingeführt, die mittleren quadratischen Abweichungen der Estimatoren untersucht und entsprechende Meßbeispiele des DLR-Wetterraders gezeigt. Als Ergänzung werden dort in Anhang C für einen repräsentativen Abtastpfad in einer Regenwolke die wichtigsten statistischen und mikrophysikalischen Parameter aus den Zeitreihendaten einer polarimetrischen Radarbeobachtung abgeleitet und diskutiert.

Im folgenden sind einige Ergebnisse graphisch dargestellt.

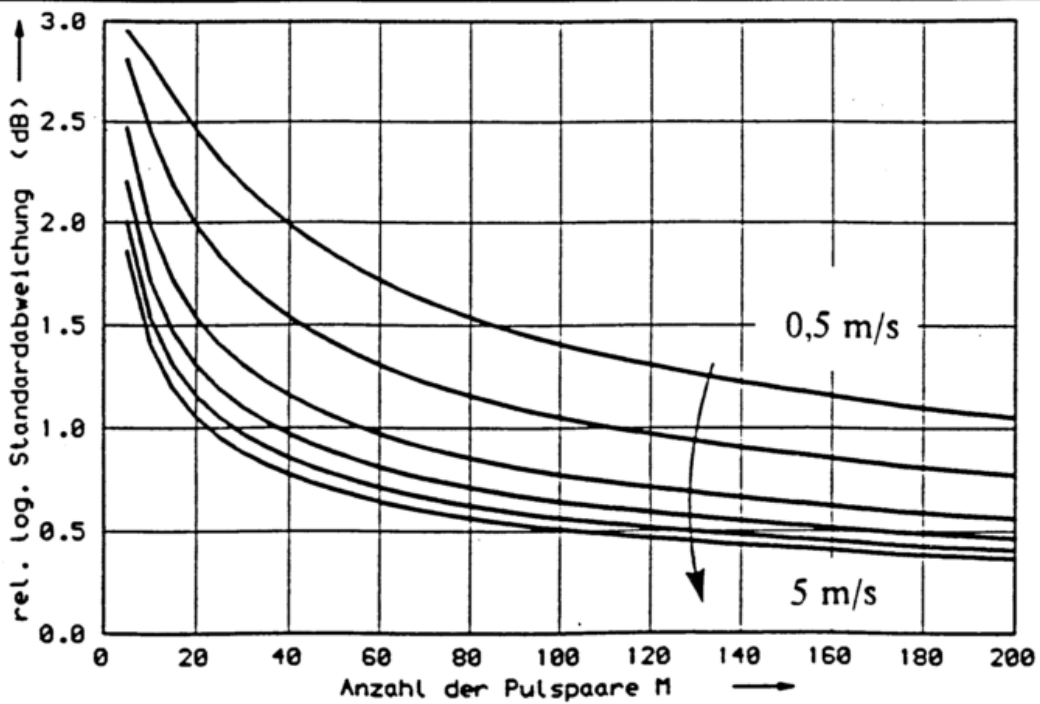


Bild 1 Relative logarithmische Standardabweichung s_{dB} eines Leistungsestimators \hat{P}_{pq} in Abhängigkeit von der Anzahl M der Impulspaare: Die verschiedenen Kurven sind für unterschiedliche Breiten w der Geschwindigkeitsverteilung des beobachteten Streuensembles, nämlich $w = 0,5, 1, 2, 3, 4$ und 5 m/s, bei der Radarwellenlänge $\lambda = 5,5$ cm und einem Impulsabstand $T = 0,5$ ms berechnet worden.

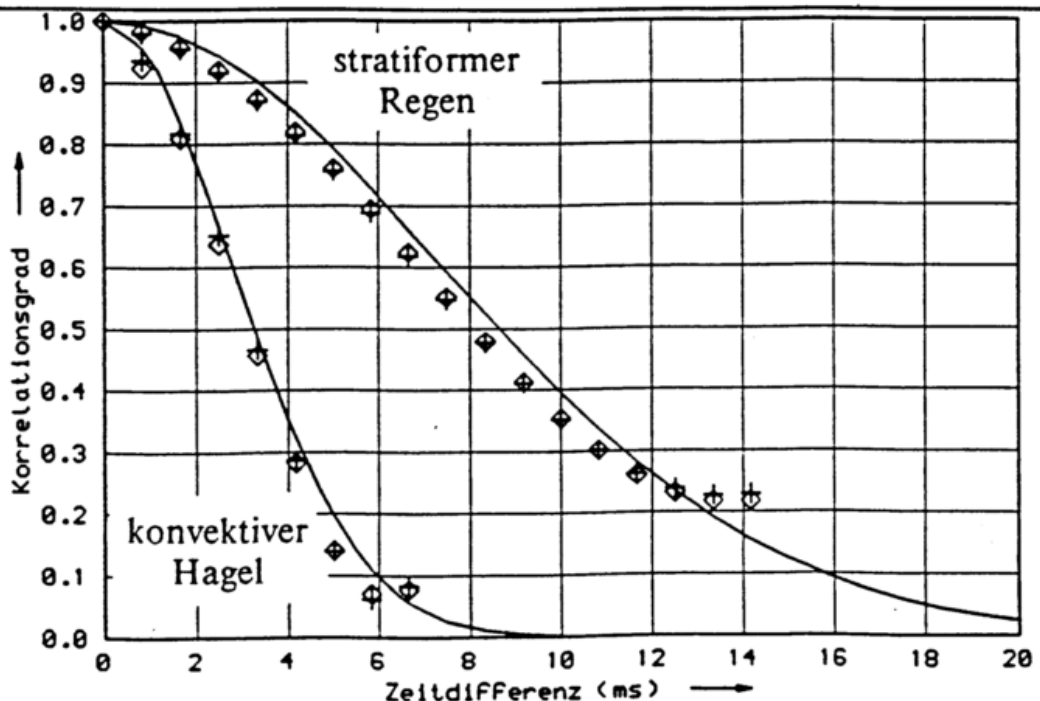


Bild 2 Zeitliche Korrelationsfunktionen der Rückstreuensignale einer Auflösungszelle in einem stratiformen Regengebiet bzw. einer konvektiven Hagelwolke: Dargestellt ist jeweils der Betrag der gemessenen Korrelationsfunktion der kopolaren V_{HH} - Zeitreihe (\diamond) und V_{VV} - Zeitreihe (+), im Vergleich mit einer gaußförmigen Modellfunktion (-).

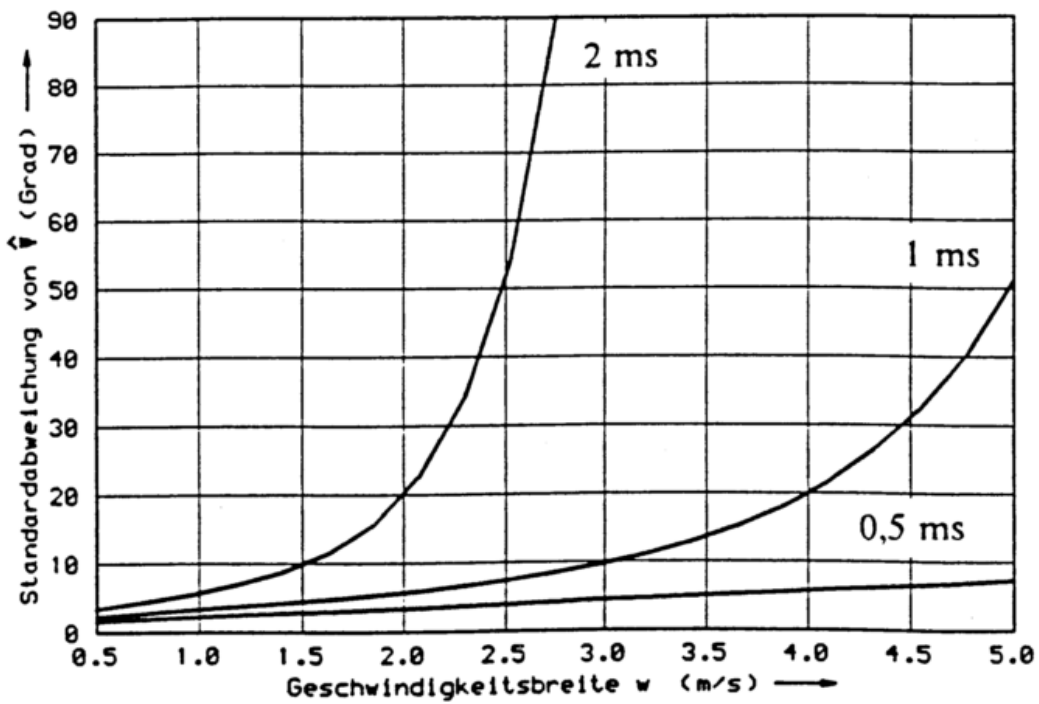


Bild 3 Standardabweichung des Estimators der Dopplerphase Ψ als Funktion der Breite w des Geschwindigkeitsspektrums: Die verschiedenen Kurven sind für unterschiedliche Impulsabstände, nämlich $T = 0,5, 1$ und 2 ms, bei fester Anzahl M von 128 Meßwerten und der Radarwellenlänge $\lambda = 5,45$ cm berechnet worden.

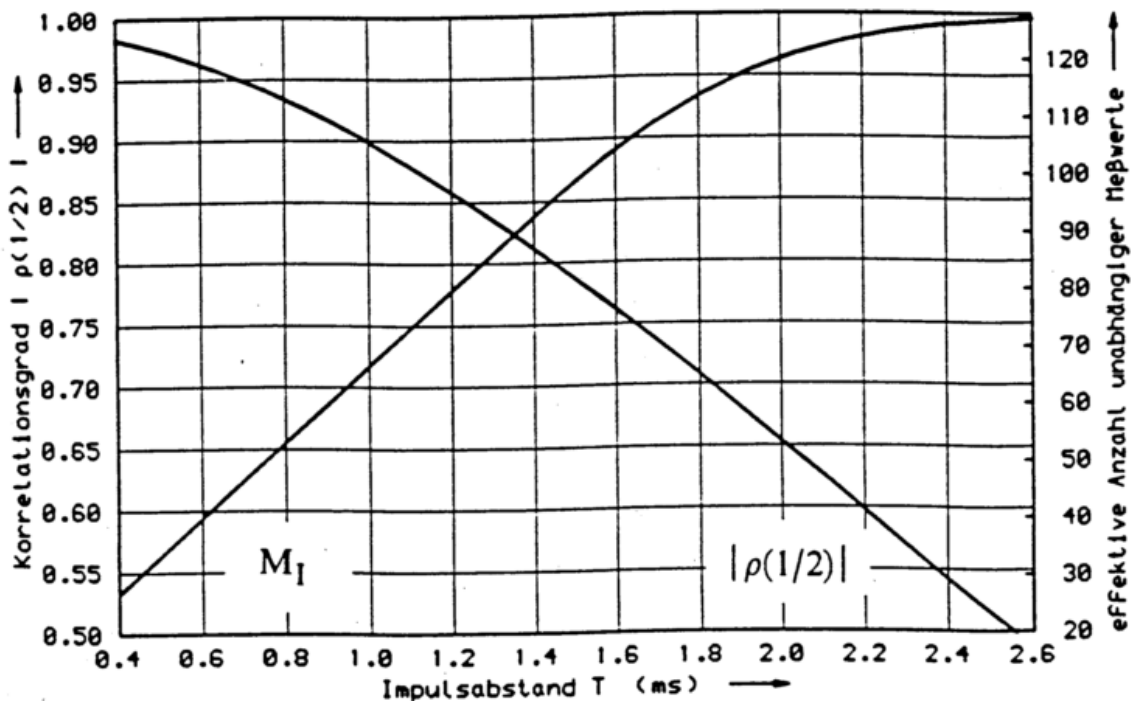


Bild 4 Korrelationsgrad $|\rho(1/2)|$ zweier benachbarter Zeitreihensignale V_{pq} und Anzahl effektiv unabhängiger Meßwerte M_I als Funktion des Impulsabstands T für eine Geschwindigkeitsbreite von $w = 2$ m/s; die Anzahl M der Impulspaare beträgt 128, die Radarfrequenz ist 5,5 GHz.

Polarimetrische Radarmessungen in der Meteorologie

P. Meischner, I. Dölling, M. Hagen,

Deutsche Forschungsanstalt für Luft- und Raumfahrt
Institut für Physik der Atmosphäre

Abstract

Different parameters available by coherent polarimetric radar measurements are presented and discussed in their potential of hydrometeor identification and rain rate estimation. Verification by scattering calculations using model assumptions for size and shape distributions as well as dielectric constants and fall behaviour are presented. The consequent use of a combination of available measured radar parameters for investigating precipitation formation processes in deep convective cloud systems are presented by H. Höller in this issue. The status of available algorithms to correct for propagation and attenuation effects are discussed briefly.

Zusammenfassung

Mit kohärenten Polarisations Radarsystemen lassen sich eine Reihe von Größen ableiten, die die Unterscheidung verschiedener Hydrometeorarten ermöglichen. Sie werden auch zur Bestimmung von Regenraten genutzt und zur Erkennung notwendiger Korrekturen, wenn z. B. eingelagerter Hagel vorhanden ist oder die Schmelzzone charakterisiert werden soll. Die Interpretation der polarimetrischen Meßgrößen erfolgt über Streurechnungen, in situ-Messungen und dem Vergleich mit Messungen am Boden.

Eine Kombination aller Meßgrößen ist von größtem Nutzen zur Identifizierung und zum Studium von Niederschlagsentwicklungen in Wolkensystemen (siehe hierzu H. Höller in diesem Band).

Bekanntete Ansätze zur Korrektur von Ausbreitungseffekten werden diskutiert.

1. Einleitung

Ein Ensemble von Niederschlagsteilchen stellt ein in seinen mikrophysikalischen Eigenschaften inhomogenes und anisotropes Medium dar. Die Anisotropie ist gegeben durch die Form der Niederschlagspartikel, ihre Orientierung beim Fall zur Erde, ihre Größenverteilung sowie durch den Aggregatzustand. All diese für verschiedene Partikel unterschiedlichen Eigenschaften sind der Grund dafür, daß unterschiedlich polarisierte Radarstrahlung, z. B. linear horizontal oder linear vertikal polarisierte Wellen, unterschiedlich zurückgestreut wird, daß bei der Rückstreuung die Polarisation verändert werden kann und daß unterschiedliche Phasenverschiebungen auftreten.

Diese Unterschiede können mit empfindlichen Doppler-Polarisations Radargeräten gemessen werden. Zur möglichst quantitativen Interpretation werden die gemessenen Wertebereiche mit theoretisch ermittelten Werten verglichen. Hierzu werden Streurechnungen für die verwendeten Wellenlängen und Polarisierungen für Modellhydrometeor-Verteilungen durchgeführt, wobei dann über die angenommenen Verteilungen der Größe und Orientierung im Raum integriert werden muß.

Am Beispiel des Regens wird dieses Vorgehen detailliert beschrieben.

2. Streuung von Radarstrahlung an Hydrometeoren

Die Größen der Hydrometeore im Verhältnis zur benutzten Radarwellenlänge und ihr komplexer Brechungsindex sind die kritischsten Parameter, die die Rückstreuung bestimmen. Wenn das Rayleigh-Gans Kriterium

$$L |m - 1| < \lambda / 2 \quad (1)$$

erfüllt ist, handelt es sich um Rayleigh-Gans Streuer (van de Hulst, 1957). Ist es nicht erfüllt, muß mit der Mie-Theorie gerechnet werden.

Hierbei sind:

L die maximale Ausdehnung des rückstreuenden Teilchens in cm

λ die Radarwellenlänge in cm

m der komplexe Brechungsindex der Teilchen.

Gunn und East (1954) haben gezeigt, daß der Radar-Rückstreuquerschnitt für solche kugelförmigen Teilchen des Durchmessers D durch

$$\sigma = \frac{\pi^5 D^6}{\lambda^4} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 \quad (2)$$

gegeben ist. Dies ist eine Rayleigh Näherung der Mie-Streuung, für die nur $D \ll \lambda$ gelten muß.

Der mittlere Streuquerschnitt in einem Pulsvolumen, das N Streuer enthält, ist damit

$$\sigma = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 \sum_{\nu} D_{\nu}^6 \quad (3)$$

mit $|K|^2 = |(m^2 - 1) / (m^2 + 2)|^2$

$|K|$ variiert zwischen $\sim 0,92$ für Wasser und $\sim 0,18$ für Eis.

Teilt man (3) durch das Streuvolumen V, so erhält man die mittlere Radarreflektivität

$$\eta_m = \frac{\overline{\sigma}}{V} = \frac{\pi^5 |K|^2}{\lambda^4} Z \quad (4)$$

mit dem Reflektivitätsfaktor

$$Z = \frac{1}{V} \sum D_n^6 \quad (5)$$

In der meteorologischen Anwendung ist es akzeptierte Praxis, mit diesem 'effektiven' Reflektivitätsfaktor zu arbeiten auch wenn die Bedingung für die Rayleigh-Näherung nicht streng erfüllt ist. Für quantitative Messungen und für die Anwendung polarimetrischer Methoden jedoch, müssen angepaßte Methoden zur Berechnung der Streuquerschnitte und damit des Reflektivitätsfaktors für die benutzten Polarisierungen angewandt werden. Das Vorgehen soll am Beispiel der Regenmessung erläutert werden.

3. Bestimmung von Regenraten aus polarimetrischen Messungen

Die quantitative Bestimmung von Flächenniederschlägen ist eine der Hauptaufgaben der Radarmeteorologie, wozu Polarimetrie einen Beitrag leisten kann. Regentropfen fallen als abgeplattete oblate Teilchen, wobei der Grad der Abplattung in Abhängigkeit von der Tropfengröße bekannt ist (Pruppacher and Pitter, 1971). Die Tropfen fallen mit ihrer großen Achse weitgehend horizontal ausgerichtet. Die Tropfengrößenverteilung allerdings ist starken zeitlichen und örtlichen Schwankungen unterworfen. Häufig angewandte Tropfengrößenverteilungen sind das zweiparametrische Modell

$$N(D) = N_0 \exp(-3,67 D / D_0) \quad (6)$$

oder die dreiparametrische modifizierte Gammaverteilung

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp\left[-\frac{(3,67 + \mu) D}{D_0}\right] \quad (7)$$

wobei nach Ulbrich (1983) die Parameter folgende Wertebereiche überdecken:

$$\begin{aligned} 0 < D_0 &\leq 2,5 \text{ mm} \\ -1 < \mu &\leq 4 \\ 2000 \leq N_0 &\leq 20\,000 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1-\mu} \end{aligned} \quad (8)$$

Der differentielle Reflektivitätsfaktor, auch als differentielle Reflektivität bezeichnet, ist definiert als

$$Z_{DR} = 10 \log\left(\frac{Z_H}{Z_V}\right) \text{ [dB]} \quad (9)$$

die wegen der größenabhängigen Abplattung der Regentropfen von der mittleren Tropfengröße abhängt.

Nach Seliga and Bringi (1976) ist

$$Z_{DR} = \frac{\int_0^{D_{max}} \int_{\vartheta=0}^{\pi} \int_{\varphi=0}^{2\pi} N(D_e) \sigma_H(D_e, \vartheta, \varphi) p_{\vartheta\varphi} d\varphi d\vartheta dD_e}{\int_0^{D_{max}} \int_{\vartheta=0}^{\pi} \int_{\varphi=0}^{2\pi} N(D_e) \sigma_V(D_e, \vartheta, \varphi) p_{\vartheta\varphi} d\varphi d\vartheta dD_e} \quad (10)$$

Die Streuquerschnitte σ_H, V für linear horizontal und linear vertikal polarisierte Strahlung werden nach der 'Extended Boundary Condition' Methode (Bringi and Seliga, 1977) berechnet, wobei die Tropfenform nach Pruppacher und Pitter (1971) benutzt wird. Eine modifizierte Relation für die Form der Tropfen, d.h. der Abplattung in Abhängigkeit von der Tropfengröße wurde von Goddard et al. (1994) aufgrund neuer Radarmessungen vorgeschlagen. D_e ist der effektive Durchmesser für auch nicht kugelförmige Tropfen. $p_{\vartheta\varphi}$ beschreibt die Verteilung der Ausrichtung der abgeplatteten Regentropfen im Raum.

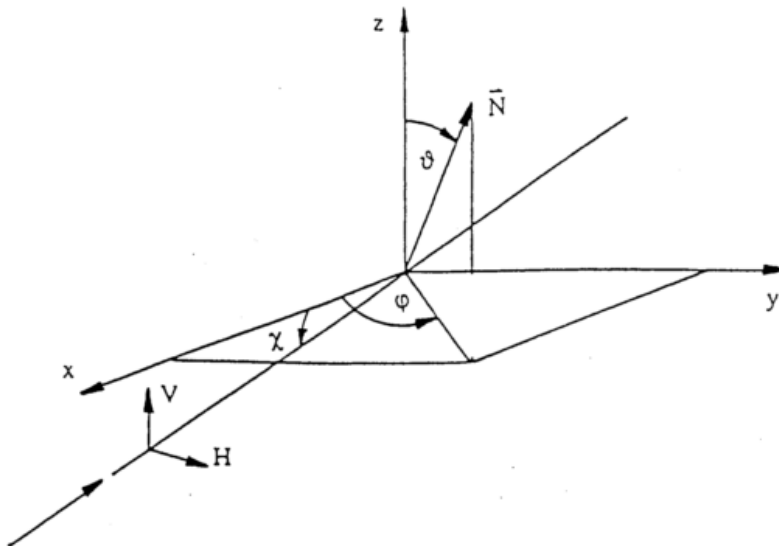


Bild 1

Streugeometrie. N bezeichnet die Symmetrieachse des streuenden Teilchens, χ ist der Elevationswinkel, unter dem beobachtet wird.

Die so berechneten Werte von Z_{DR} hängen natürlich von allen Modellannahmen ab. Für eine exponentielle Regentropfengrößenverteilung zeigt Bild 2 berechnete Werte für Z_{DR} in Abhängigkeit von dem Median Tropfendurchmesser.

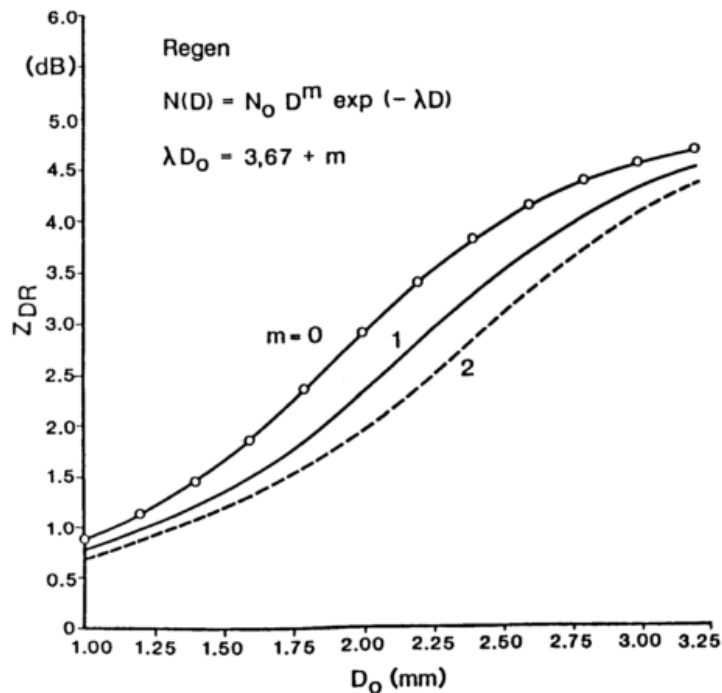


Bild 2

Berechnete differentielle Reflektivität in Abhängigkeit vom Median Volumen Durchmesser für verschiedene exponentielle Tropfengrößenverteilungen.

Eine Reihe verschiedener Methoden ist bis heute vorgeschlagen worden, gleichzeitige Messungen von Z und Z_{DR} zur quantitativen Bestimmung von Regenraten zu nutzen.

1. Nach Seliga und Bringi (1976) werden aus den beiden Messungen die Parameter D_0 und N_0 einer Gammaverteilung bei vorgegebener Dispersion μ - meist $\mu = 2$ - bestimmt. Dann kann durch Integration über die Tropfengrößenverteilung die Regenrate R berechnet werden.
2. Die Regenrate wird über eine Beziehung der Form $R = c Z_H^\alpha Z_{DR}^\beta$ bestimmt, wobei die Koeffizienten c , α , β aus Regressionen ermittelt werden.

Hierzu dienen

- (a) simulierte Tropfenspektren aus denen R , Z_H und Z_{DR} berechnet werden (z. B. Gorgucci et al. 1994)
- (b) mit Distrometern gemessene Tropfenspektren aus denen R , Z_H und Z_{DR} berechnet werden (z. B. Aydin et al. 1989)
- (c) Messungen der Regenrate R am Boden und gleichzeitige Messungen von Z_H und Z_{DR} mit dem Radar.

Die Regenrate nach Aydin et al. (1989) ist

$$R = 2,1 \cdot 10^{-3} Z_H^{0,96} Z_{DR}^{-1,17} \quad (11)$$

Die Regenrate nach Gorgucci et al. (1994) ist

$$R = 7,6 \cdot 10^{-3} Z_H^{0,93} 10^{-0,281 Z_{DR}} \quad (12)$$

Die Methoden nach Seliga und Bringi und nach Aydin sind instabil für kleine Z_{DR} , während die Methode nach Gorgucci als 'robust' bezeichnet wird.

Um das Potential einer gegenüber konventionellen Radarmessungen verbesserten Regenratenbestimmung abzuschätzen, wurde eine vergleichende Fehlerbetrachtung durchgeführt. Hierbei wurden Meßgenauigkeiten für Z_H von ± 1 dBZ und für Z_{DR} von $\pm 0,1$ dB angenommen.

Für eine angenommene exponentielle Regentropfenverteilung $N(D) = 8000 \exp(-3,67 D/D_0)$ wurden mit $D_0 = 0,89 R^{0,21}$, Z_H und Z_{DR} für verschiedene Regenraten berechnet. Eine Variation von Z_H und Z_{DR} in den angegebenen Grenzen zeigte deutlich den Anstieg des relativen Fehlers bis zu -35%, +60% für die ungünstigsten Kombinationen der Meßfehler. Für große Regenraten und radarnahe Messungen, wo Ausbreitungseffekte noch keine Rolle spielen, ist eine Verbesserung gegenüber der konventionellen Z - R - Beziehung erkennbar.

4. Übersicht über polarimetrische Messungen zur Klassifizierung von Niederschlagsteilchen

Polarimetrische Meßgrößen für andere Niederschlagsarten wie Schnee, Graupel oder Hagel müssen über entsprechende Modellrechnungen bestimmt werden, wobei die Modellvariablen wie Größenverteilung, Form, Orientierung und Dielektrizitätskonstante ungleich vielfältiger und weniger gut bekannt sind.

Sowohl für alle operationellen Anwendungen zur Regenmessung wie zur Untersuchung der Niederschlagsentstehungsprozesse selbst ist aber die Unterscheidung der verschiedenen Teilchenarten von großer Bedeutung. Die verfügbaren polarimetrischen Radarparameter und deren Anwendungsbereiche werden kurz zusammengestellt:

Differentielle Reflektivität

Für den Fall, daß die Wellenlänge der Radarstrahlung groß gegenüber der Teilchengröße ist, ist die oben eingeführte Größe Z_{DR} ein Maß für die Anisotropie des Streuensembles. Für Regen ist Z_{DR} ein Maß für die mittlere Regentropfengröße.

Beschreibt man die Regentropfengrößenverteilung durch eine Gamma-Funktion und berechnet Z_{DR} für alle für Regen bekannten Kombinationen der drei Verteilungsparameter D_0 , μ und m so erhält man Z_{DR} -Werte im Bereich zwischen 0 und 4 dB. Findet man in reinem Regen höhere Z_{DR} -Werte, so muß man davon ausgehen, daß von dieser Verteilung abweichend größere Tropfen in einer eventuell mehr monodispersen Verteilung vorhanden sind.

Das Vorhandensein großer Tropfen kann auch durch schmelzenden Hagel oder Graupel vorgetäuscht werden. Diesen Fall findet man häufig im Hauptniederschlagsgebiet von hochreichenden Gewittern, das aus Hagel-Regen-Gemischen bestehen kann, als auch nahe dem Hauptaufwind, wo z. B. schmelzender Graupel wieder in größere Höhen transportiert werden kann.

Fallen flache Eiskristalle oder Schneeflocken (horizontal) orientiert, so resultiert ebenfalls ein deutlich positives Z_{DR} . Da solche Kristalle aber klein sind, sind aber nur wenige dBZ Reflektivität zu erwarten.

Schnee- und Eisteilchen taumeln stark. Die Taumelbewegungen nehmen ab, wenn die Teilchen zu schmelzen beginnen. Sie werden ersetzt durch helische und Schaukelbewegungen. Beide Effekte zusammen - ein höherer Grad horizontaler Ausrichtung und die Erhöhung der Dielektrizitätskonstanten, also des Rückstreuquerschnittes - führen auch zu einer Erhöhung der Z_{DR} -Werte im oberen Bereich der Schmelzschicht, wo die ursprüngliche Form z. B. der Schneeflocken noch erhalten ist. (Siehe hierzu auch den Beitrag von M. Hagen in diesem Band).

Ist in einem Gebiet hoher Reflektivität und hoher differentieller Reflektivität ein Gebiet niedriger differentieller Reflektivität eingelagert, so ist dies unterhalb der Null-Grad-Grenze ein deutliches Indiz für Hagel.

Hinter einem starken Niederschlag müssen Z_{DR} -Werte vorsichtig interpretiert werden; wegen der differentiellen Dämpfung erhält man zu niedrige Werte. Stabile, operationelle Ausbreitungskorrekturen gibt es noch nicht, jedoch sind einige Verfahren in Fallstudien vorgestellt worden (Aydin et al., 1989; Bringi et al., 1990; Chandra et al., 1994; Ryzhkov and Zrnica, 1994).

Depolarisationsverhältnis

Das Depolarisationsverhältnis ist definiert als das Verhältnis der zurückgestreuten Leistung im kreuzpolaren Kanal zur Rückstreuleistung im kopolaren Kanal.

(a) Für linear horizontal polarisierte Radarstrahlung ist das lineare Depolarisationsverhältnis

$$LDR = 10 \log \left(\frac{Z_{HV}}{Z_{HH}} \right), \text{ dB} \quad (13)$$

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. LDR ist ebenfalls 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. Beim Schmelzen der Eisteilchen wird der Effekt noch erhöht, so daß in der Schmelzschicht auch für LDR ein 'bright band' beobachtet wird.

Für ein C-Band Radar liegen die berechneten LDR-Werte für Regen zwischen -35 dB (Landregen) und -22 dB (großtropfiger Starkregen) liegen. Stark taumelnde oblate Eisteilchen mit einem Achsenverhältnis von 0,2 erreichen einen Wert zwischen -15 und -10 dB. Fallen dieselben Eisteilchen stärker ausgerichtet (Standardabweichung 10°), so sind nur etwa -24 dB zu erwarten.

(b) Für zirkular polarisierte Radarstrahlung ist das zirkulare Depolarisationsverhältnis

$$CDR = 10 \log \left(\frac{W_1}{W_2} \right), \text{ dB} \quad (14)$$

mit der zurückgestreuten Leistung im kopolaren Kanal W_1 und der zurückgestreuten Leistung im kreuzpolaren Kanal W_2 . Kreuzpolar heißt hier, daß sich der Drehsinn des elektromagnetischen Feldvektors - in Ausbreitungsrichtung betrachtet - umkehrt.

CDR reagiert auf die Teilcheneigenschaften im wesentlichen wie LDR. Der wesentliche Unterschied besteht darin, daß CDR nicht vom Neigungswinkel nicht-rotationssymmetrischer Teilchen abhängt, daß es also ein Maß nur für von der Symmetrie abweichende Teilchenformen darstellt.

Für Regen sind Werte zwischen -25 und -10 dB zu erwarten. Modelliert man Hagel als oblate Eispartikel, so werden Werte von -22 bis -15 dB berechnet. Für konischen Graupel erhält man je nach Achsenverhältnis noch höhere Werte (bis -10 dB).

Die unterschiedlichen Empfindlichkeiten der bisher beschriebenen polarimetrischen Radarparameter auf Teilcheneigenschaften wie den Eis/Wasser-Gehalt oder den Taumelwinkel demonstriert Bild 3. Diese Streurechnungen wurden durchgeführt für eine Radarwellenlänge von 5,5 cm, für elliptisch abgeplattete Teilchen eines äquivalenten Durchmesser von 1 mm und einem Achsenverhältnis von kleiner zu großer Achse von 0,5. Der mittlere Taumelwinkel wurde zwischen $\varphi = 0$ und $\varphi = 40^\circ$ variiert, wobei als Taumelwinkel eine modifizierte Gauss-Verteilung

$$p(\vartheta) = \frac{1}{\sqrt{2\pi} \sigma} \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{\vartheta - \theta}{\sigma} \right)^2 \right] \quad (15)$$

angenommen wurde. Die Änderung des Brechungsindex mit dem Eis/Wasser - Gehalt wurde nach Bohren und Battan (1980) modelliert. Die dargestellten Werte gelten für ein Teilchen pro m³ (Dölling und Meischner, 1995). Das Bild zeigt klar die unterschiedlichen Abhängigkeiten der verschiedenen Parameter vom Taumelwinkel und dem Eis/Wasser - Gehalt.

Eine konsequente Anwendung kombinierter polarimetrischer Messungen zur Teilchenunterscheidung in konvektiven Wolkensystemen wird von H. Höller in diesem Heft diskutiert.

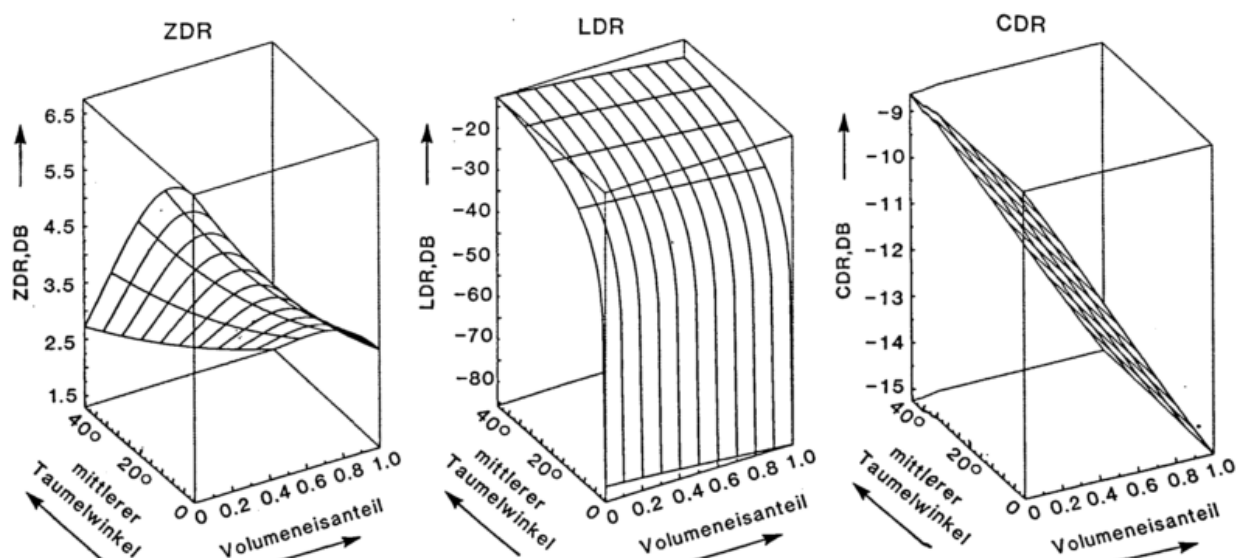


Bild 3.

Aus Streurechnungen ermittelte Wertebereiche von ZDR, LDR und CDR für oblate schmelzende und dabei taumelnde Eisteilchen. Das Eis/Wasser - Verhältnis wurde von 100 % Eis zu 100 % Wasser variiert.

Differentielle Phasen - Änderungen bei der Ausbreitung

Die Phase der Radarstrahlung ändert sich beim Durchgang z. B. durch Regen für unterschiedliche Polarisationen unterschiedlich.

Die spezifische differentielle Phase, also der Unterschied der Phasenänderung zwischen horizontaler und vertikaler Polarisation auf dem Ausbreitungsweg pro km ist definiert als

$$K_{DP} = \frac{180}{\pi} \lambda Re \int [f_H(D) - f_V(D)] N(D) dD \quad \text{°km}^{-1} \quad (16)$$

$f_H(D)$ bzw. $f_V(D)$ sind die Vorwärtsstreuamplituden für die beiden Polarisationen.

Die zwei-Wege (zum Streuer und zurück) differentielle Ausbreitungsphase zwischen den Entfernungen r_1 und r_2 ist dann

$$\Phi_{DP} = 2 \int_{r_1}^{r_2} K_{DP}(r) dr \quad (17)$$

$(\Phi_{DP} + \delta)$ kann für jedes Entfernungselement berechnet werden. Dabei bedeutet δ die durch die Rückstreuung im Meßvolumen erfolgte Phasenänderung, siehe unten. K_{DP} wird dann aus den Φ_{DP} -Entfernungsprofilen bestimmt, wenn δ vernachlässigt werden kann was nur für Rayleigh-Gans Streuung der Fall ist.

Näherungsweise ist K_{DP} proportional zum vierten Moment der Regentropfengrößenverteilung. K_{DP} ist damit ein Maß für die Regenrate, das weniger abhängig ist von der Form der Regentropfengrößenverteilung als die Reflektivität Z .

Im homogenen Regen sollte Φ_{DP} entsprechend der Regenrate stetig mit der Entfernung zunehmen. Aus diesen Entfernungsprofilen kann $(\Phi_{DP} + \delta)$ bestimmt werden und aus lokalen Maxima die Größe von δ abgeschätzt werden. Ein Beispiel zeigt Bild 4 (Hubbert et al., 1993).

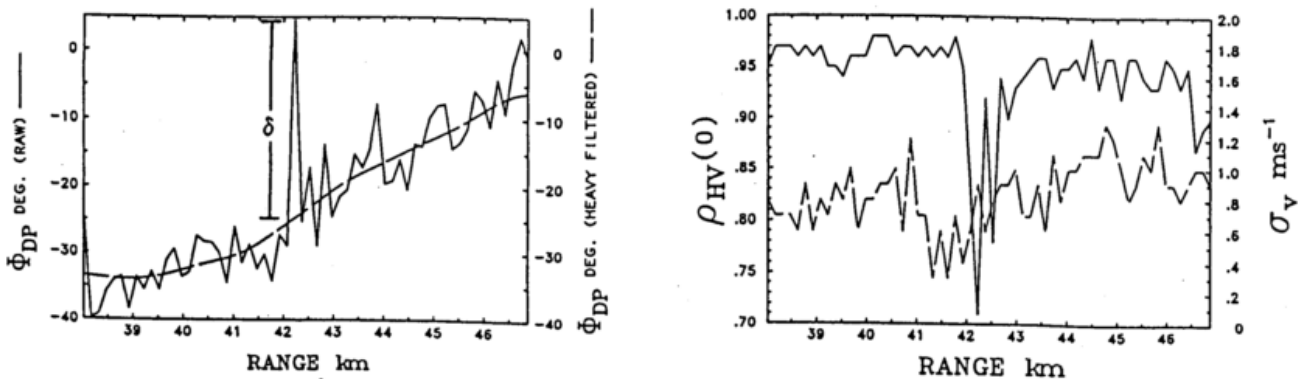


Bild 4

Meßbeispiel für die differentielle Ausbreitungsphase Φ_{DP} (links) und $\rho_{HV}(0)$ (rechts, Erklärung siehe unten). Abweichungen vom mittleren Trend von Φ_{DP} können als differentielle Rückstreuphase δ interpretiert werden, die zur Dekorrelation beiträgt. Geschwindigkeitsfluktuationen spielen hierfür keine Rolle.

Differentielle Rückstreuphase

Auch bei der Rückstreuung der Radarwelle an den Hydrometeoren tritt eine deutliche Phasenänderung auf, wenn die Bedingungen der Rayleigh Streuung nicht mehr erfüllt sind. Die differentielle Rückstreuphase δ beschreibt den Unterschied dieser Phasenänderungen für horizontal und vertikal polarisierte Strahlung. δ läßt sich bestimmen als Argument der komplexen Zahl ρ_{HV} , dem komplexen Kreuz-Korrelationskoeffizienten.

$$\rho_{HV} = \frac{\int S_H(D) S_V^*(D) N(D) dD}{\left[\int |S_H(D)|^2 N(D) dD \right]^{1/2} \left[\int |S_V(D)|^2 N(D) dD \right]^{1/2}} \quad (18)$$

Kreuz-Korrelationskoeffizient

Der Kreuz-Korrelationskoeffizient ρ_{HV} ist eine komplexe Zahl, die geschrieben werden kann als

$$\rho_{HV} = \rho_{HV}(0) \exp(j\delta)$$

Dabei ist dann $\rho_{HV}(0)$ der zu einem Zeitpunkt Null gemessene Betrag und δ die differentielle Rückstreuphase. Hier interessiert $\rho_{HV}(0)$. Bei der Messung sind die Rückstreuamplituden für horizontale und vertikale Polarisation natürlich um die Pulsfolgezeit versetzt, wenn die Sendepolarisation von Puls zu Puls geändert wird. Unter der Annahme eines Gauß-förmigen Dopplerspektrums kann hieraus aber der Kreuzkorrelationskoeffizient zum Zeitpunkt Null bestimmt werden (Mueller, 1984).

Da Regen ein wohldefiniertes Streusystem darstellt, mit hoher Korrelation zwischen den Rückstreuungseigenschaften für vertikale und horizontale Polarisation (definiertes Achsenverhältnis, hohe Orientierungsgenauigkeit, homogene Dielektrizitätskonstante), ist $\rho_{HV}(0)$ für Regen groß, d.h. nahe 1.

Dekorrelationen, d.h. Werte deutlich unter 1, werden verursacht durch deutliche Abweichungen vom Mittelwert der Ensemble-Parameter Größe, geometrische Form und differentielle Rückstreuphase. Auch das Vorhandensein irregulärer Formen und die Mischung von Teilchensorten erniedrigen $\rho_{HV}(0)$. Quantitative Angaben sind wegen der Kopplung vieler Effekte schwer möglich. Die Größe ist aber als Zusatzinformation wertvoll; wesentliche Beispiele sind:

- Es treten extreme Formen auf, z.B. Eisnadeln.
- Es treten extreme Orientierungen solcher Teilchen auf (sind z.B. Eisnadeln vorhanden, deren eine Hälfte vertikal, deren andere Hälfte horizontal orientiert ist, dann ergäbe dies ein $\rho_{HV}(0) = 0$. In diesem Beispiel wäre auch $Z_{DR} = 0$).
- Für Regen wird eine Dekorrelation nicht durch die Form, sondern durch eine Abweichung von der Rayleigh-Streubedingung verursacht, wenn große Regentropfen vorhanden sind.
- Extrem vom Mittelwert abweichende Rückstreuphasen dekorrelieren. Eine breite Verteilung von δ ist bei nassem und schwammigem Hagel zu erwarten und damit eine deutliche Dekorrelation. Siehe z. B. Bild 4 rechts.

- Unregelmäßige Teilchenformen, die keinen fraktalen Gesetzen unterliegen, reduzieren $\rho_{HV}(0)$ dramatisch.
- Ein Gemisch von Niederschlagsteilchen, z.B. Regen und Hagel zeigt bei gleicher Reflektivität deutlich niedrigere Werte von $\rho_{HV}(0)$ als wenn diese Reflektivität nur von den Komponenten alleine gegeben wäre. Besonders niedrige Werte werden in der Schmelzschicht beobachtet, da hier die Vielfalt an Teilchenformen, Aggregatzuständen und den Werten des Brechungsindex besonders groß ist.

5. Ausbreitungseffekte

Ebenso wie bei der Messung der Reflektivität hinter einem starken Niederschlagsgebiet machen sich Ausbreitungseffekte deutlich auch in den polarimetrischen Größen bemerkbar. Da z. B. horizontale polarisierte Strahlung von den oblaten Regentropfen stärker gestreut und damit auf dem Ausbreitungsweg stärker geschwächt wird als vertikal polarisierte, kann Z_{DR} hinter einem intensiven Niederschlagsgebiet negative Werte annehmen. Dies ist ein häufig beobachtetes Phänomen, insbesondere bei Messungen in C-Band. Bild 5 zeigt berechnete Ausbreitungseffekte für Z_{DR} und LDR für C-band Radars. Es ist angenommen, daß der Ausbreitungsweg mit Regentropfen einer Marshall-Palmer Verteilung homogen angefüllt ist. Die Regentropfen haben Gleichgewichtsform, einen mittleren Taumelwinkel von 0° und der Taumelwinkel ist Gauss-verteilt mit $\sigma = 10^\circ$ (Bringi and Hendry, 1990).

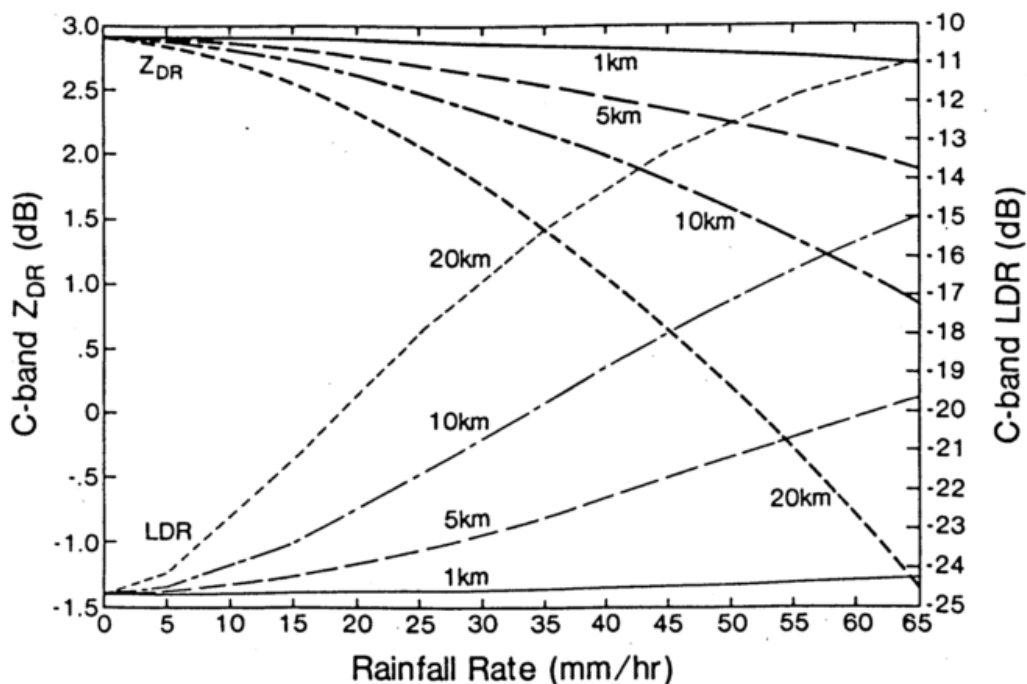


Bild 5 (Bringi and Hendry, 1990).

Eine Reihe von Algorithmen zur Korrektur solcher Ausbreitungseffekte sind vorgeschlagen worden. Aydin et al. (1989) stellt ein Verfahren zur Korrektur von Z_H , Z_V und Z_{DR} 'gate by gate' vor, beginnend an der vorderen Grenze eines Regengebietes entlang eines Radarstrahles. Die Simulationen wurden auf Regenraten zwischen 5 und 150 mm/h und auf einer Regenzone von 28 km Durchmesser mit variabler Regenrate zwischen 0,5 und 88 mm/h angewandt. Die Methode reagiert empfindlich auf Meßfehler. Sie wird instabil wenn die Fehler für Z_H größer als ± 1 dBZ und Z_{DR} größer als 0,2 dB werden.

Ausbreitungseffekte werden auch ausführlich von Bringi et al. (1990) diskutiert. Es wird insbesondere gezeigt, daß die Dämpfung und die differentielle Dämpfung linear mit Φ_{DP} zusammenhängen. Unter der Annahme, daß die differentielle Rückstreuphase δ vernachlässigt werden kann (d. h. es muß das Rayleigh-Gans Kriterium gelten!), kann Φ_{DP} zur Ausbreitungskorrektur genutzt werden. Dieser Vorschlag wird auch von Ryzhkov and Zrnich (1994) und Chandra et al. (1994) diskutiert.

Zusammenfassend muß gesagt werden, daß alle bisher vorgeschlagenen Prozeduren nur in Fallstudien und für für einzelne Strahlen untersucht wurden und daß sie noch der Verifikation unter verschiedenen meteorologischen Bedingungen bedürfen. Zur operationellen Anwendung, d.h. zur schnellen Berechnung für ein komplettes PPI oder RHI ist noch ein weiter Weg!

6. Resümee

Mißt man mit polarisierter Radarstrahlung die Rückstreuung an verschiedenen Niederschlagsarten, so stellt man deutliche Signaturunterschiede in Abhängigkeit von der Polarisation und der Art der Niederschlagsteilchen fest. Zur meteorologischen Interpretation, z.B. zur quantitativen Bestimmung des Niederschlages sind folgende Schritte notwendig:

1. Definition polarimetrischer Meßgrößen wie die differentielle Reflektivität oder das Depolarisationsverhältnis, die auf bestimmte Partikeleigenschaften, wie Form oder Orientierung der fallenden Teilchen im Raum empfindlich reagieren.
2. Berechnung der Rückstreuung polarisierter Strahlung für Modell-Niederschläge. Das Niederschlagsmodell muß umfassen:
 - Die geometrische Form der Hydrometeore in Abhängigkeit von der Größe
 - Die Größenverteilung
 - Die Orientierung der Teilchen relativ zum Radarstrahl
 - Das Wasser / Eis - Verhältnis.

Der wesentliche Schritt ist die Berechnung der Streuquerschnitte für verschiedene Polarisationen des Einzelteilchens. Danach ist über die Verteilungsfunktionen für Größen, Orientierungen und eventuell Eis / Wassergehalt zu integrieren.

3. Die so berechneten Wertebereiche der polarimetrischen Meßgrößen müssen durch Vergleichsmessungen verifiziert werden, wobei zusätzlich Korrekturen zur Berücksichtigung von Dämpfungseffekten notwendig werden können.

7. Literaturverzeichnis

- Aydin, K., Y. Zhao and T. A. Seliga*, 1989: Raininduced Attenuation Effects on C-band Dual-Polarization Meteorological Radars. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sensing*, Vol. 27, No 1, 57 - 66.
- Aydin, K. and Y. Zhao*, 1986: A self correction procedure of attenuation due to rain for C-band dual linear polarization radars. Preprints, 23rd Radar Meteorology Conf. and Cloud Physics Conf., Snowmass, Colorado, Amer. Meteor. Soc. 337 - 341.
- Bohren, C. F., and L. J. Battan*, 1980: Radar Backscattering by Inhomogeneous Precipitation Particles. *J. Atmos. Sci.*, 37, 1821 - 1827.
- Bringi, V. N., V. Chandrasekar, N. Balakrishnan and D. S. Zrnic*, 1990: An Examination of Propagation Effects in Rainfall on Radar Measurements at Microwave Frequencies. *J. Atmos. Ocean. Techn.* 7, 829 - 840.
- Bringi, V. N., A. Hendry*, 1990: Technology of Polarization Diversity Radars for Meteorology. Radar in Meteorology: Battan Memorial and 40th Anniversary Radar Meteorology Conference. Amer. Meteor. Soc., 153 - 190.
- Bringi, V. N., and T. A. Seliga*, 1977: Scattering from non-spherical hydrometeors. *Ann. Des. Telecom.*, 32, No 11 - 12, 392 - 397.
- Chandra, M., A. Schroth and E. Lüneburg*, 1994: Retrieval of propagation induced attenuation from radar derived accumulated differential phase measurements. *IGARSS. 94*, Pasadena.
- Dölling, I. G., and P. F. Meischner*, 1995: Computational Sensitivity Studies and Comparison with Experiment for Polarimetric Radar Parameters. *Proc. COST 75 International Seminar on Advanced Weather Radar Systems*, Bruxelles, 20 - 30 September 1994.
- Goddard, J. W. F., F. D. Eastment and J. Tan*, 1994: Self-consistent measurements of differential phase and differential reflectivity in rain. *Proc. IGARSS 1994*, Pasadena, 369 - 371.
- Gorgucci, E., G. Scarchilli and V. Chandrasekar*, 1994: A robust estimator of rainfall rate using differential reflectivity. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 11, 586 - 592.
- Gunn, K. L. S., and T. W. R. East*, 1954: The microwave properties of precipitation particles. *Quart. J. Roy Meteorol. Soc.*, 80, 522 -545.
- Hubbert, J., V. Chandrasekar, V. N. Bringi and P. Meischner*, 1993: Processing and Interpretation of Coherent Dual-Polarized Radar Measurements. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 10, No 2, 155 - 164.
- Marshall, J. S. and W. McK. Palmer*, 1948: The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.*, 5, 165 - 166.

Mueller, E. A., 1984: Calculation procedure for differential propagation phase shift. Preprints, 22nd AMS Conf. on Radar Meteorology, Zurich, Amer. Meteor. Soc., 397 - 399.

Pruppacher, H. R., and R. L. Pitter, 1971: A semi-empirical determination of the shape of cloud and raindrops. *J. Atmos. Sci.*, 28, 86 - 94.

Ryzhkov, A. V., and D. S. Zrnic, 1994: Precipitation Observed in Oklahoma Mesoscale Convective Systems with a Polarimetric Radar. *J. Appl. Meteor.*, 33, 455 - 464.

Seliga, T. A., and V. N. Bringi, 1976: Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarizations for measuring precipitation. *J. Appl. Meteor.*, 15, 69 - 76.

Ulbrich, C. W., 1983: Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution. *J. Appl. Meteor.*, 22, 1764 - 1775.

Van de Hulst, H. D., 1957: Light scattering by small particles. Wiley and Sons, 470 pp.

Systemübersicht und Kalibrierung der Radaranlagen im Radarverbund des Deutschen Wetterdienstes

J. Weisbarth

Deutscher Wetterdienst
Instrumentenamt Hamburg

ZUSAMMENFASSUNG

Es wird die Systemkonfiguration am Beispiel eines Radarstandortes im Radarverbund beschrieben. Neben der Beschreibung der Hauptkomponenten des Radarsensors und seine Kalibrierung soll anhand einiger Modellbetrachtungen ein Gefühl für die Leistungsfähigkeit des Radarsensors vermittelt werden.

SYSTEMÜBERSICHT RADARSENSOR

Der Radarverbund des Deutschen Wetterdienstes wird nach seiner Vollendung aus 16 Systemen bestehen. Sein Ausbau erfolgt mit Radarsystemen der Firma GEMATRONIK, welche die Typenbezeichnung **METEOR 360 AC** tragen. METEOR steht als Abkürzung für die in der Meteorologie verwendeten Wetter- und Windmeß-Radargeräte, die Zahl 360 gibt die Gerätefamilie an und aus der Buchstabenkombination lassen sich der Verwendungszweck (A steht für Analysis) und die Arbeitsfrequenz (C steht für C-Band) erkennen.

Das Radarsystem stellt den **Sensor** dar, der die Radar-Rohdaten, d.h. die Seiten- und Höhenwinkel sowie die Schrägentfernung und Signalintensität ermittelt und zur weiteren Aufbereitung an einen Radarprozessor weiterleitet. Der **Radarprozessor** digitalisiert und verknüpft die Meßdaten. Danach leitet er sie an ein Auswertesystem (Radarrechner) weiter, welches die **Radarprodukte** kreiert.

Grundlage für die Systemkonfiguration ist ein Leistungsverzeichnis, welches von der **Projektgruppe "Radarverbund"** erarbeitet worden ist. Die Forderungen des Leistungsverzeichnisses resultieren aus der Aufgabenstellung für den Radarverbund und berücksichtigen die Erfahrungen mit den bisher im DWD verwendeten Radaranlagen.

Die **Gesamtsystemanforderungen** stellen die Rahmenbedingungen für die Systemkonfiguration dar und charakterisieren weitestgehend das Anforderungsprofil für das Radarsystem.

Hierbei wird zwischen **Intensitäts-** und **Dopplerbetrieb** unterschieden:

INTENSITÄTSBETRIEB

Im Intensitätsbetrieb erfolgt die **quantitative Niederschlagsmessung**. Hierzu wird die Reflektivität eines meteorologischen Zieles (Target) gemessen. Die Empfangsenergie des Targets (Hydrometeor) richtet sich bei gegebenen Systemparametern nur nach der Entfernung und seiner Reflektivität. Die Radarreflektivität Z wird in der Radartechnik üblicherweise in der logarithmischen Maßeinheit dBZ angegeben. Mittels synthetischer Signale (Testsignalgenerator) wird das Radargerät kalibriert.

Die Verknüpfung der Radarreflektivität mit der Niederschlagsrate wird über eine entsprechende Z/R-Beziehung hergestellt.

Für den Intensitätsbetrieb wird gefordert:

- einwandfreie Signalverarbeitung und -darstellung eines 64 dBZ-Zieles in 4 km Entfernung
- einwandfreie Signalverarbeitung und -darstellung eines 10 dBZ-Zieles in 230 km Entfernung
- Gesamtsystemgenauigkeit besser 2 dBZ rms

Hierbei werden u.a. folgende Systemparameter zugrundegelegt:

- | | | |
|-----------------------------|---|-------------|
| 1. Sendeleistung | : | 84,0 dBm |
| 2. Sendefrequenz | : | 5640 MHz |
| 3. Pulsbreite | : | 2,0 μ s |
| 4. Antennengewinn | : | 43,3 dBi |
| 5. Empfängerempfindlichkeit | : | -109,0 dBm |

Wie sind diese Gesamtsystemanforderungen zu interpretieren?

Bei einem 10 dBZ - Ziel beträgt die Radarreflektivität $Z = 10$.

Bei einem 64 dBZ - Ziel beträgt die Radarreflektivität $Z = 2\,511\,886$.

Das schwächste Signal in 230 km Entfernung unterliegt auf seinem Weg zur Radarantenne noch einer entfernungsabhängigen Streckendämpfung und einer frequenzabhängigen Gasdämpfung, welche im Bereich 4 km bis 230 km zusammen 36 dB betragen. Das Radarsystem (Empfänger, Prozessor) muß damit einen Gesamtsignalbereich (Dynamik) von 90 dB verarbeiten. Dieser Dynamikbereich entspricht einem Verhältnis vom stärksten Signal in 4 km Entfernung zum schwächsten Signal in 230 km Entfernung von 1 000 000 000 : 1.

Die Dimension der **Radarreflektivität Z** ist mm^6/m^3 , d.h. der Durchmesser der Hydrometeore wirkt sich mit der 6. Potenz auf die Reflektivität (Empfangsleistung) aus.

Ein Z von 10 entspricht der Reflektivität, welche z.B. 10 Tropfen von 1 mm Durchmesser in 1 m^3 aufweisen.

Es erscheint kaum vorstellbar, daß diese geringe Tropfenanzahl in 230 km detektiert werden kann. Das Auflösungsvolumen einer Radarkeule von $0,95^\circ$ in 230 km beträgt jedoch 1,37 km^3 und beinhaltet eine Tropfenanzahl, welche einer Wassermenge von 7,2 to entspricht.

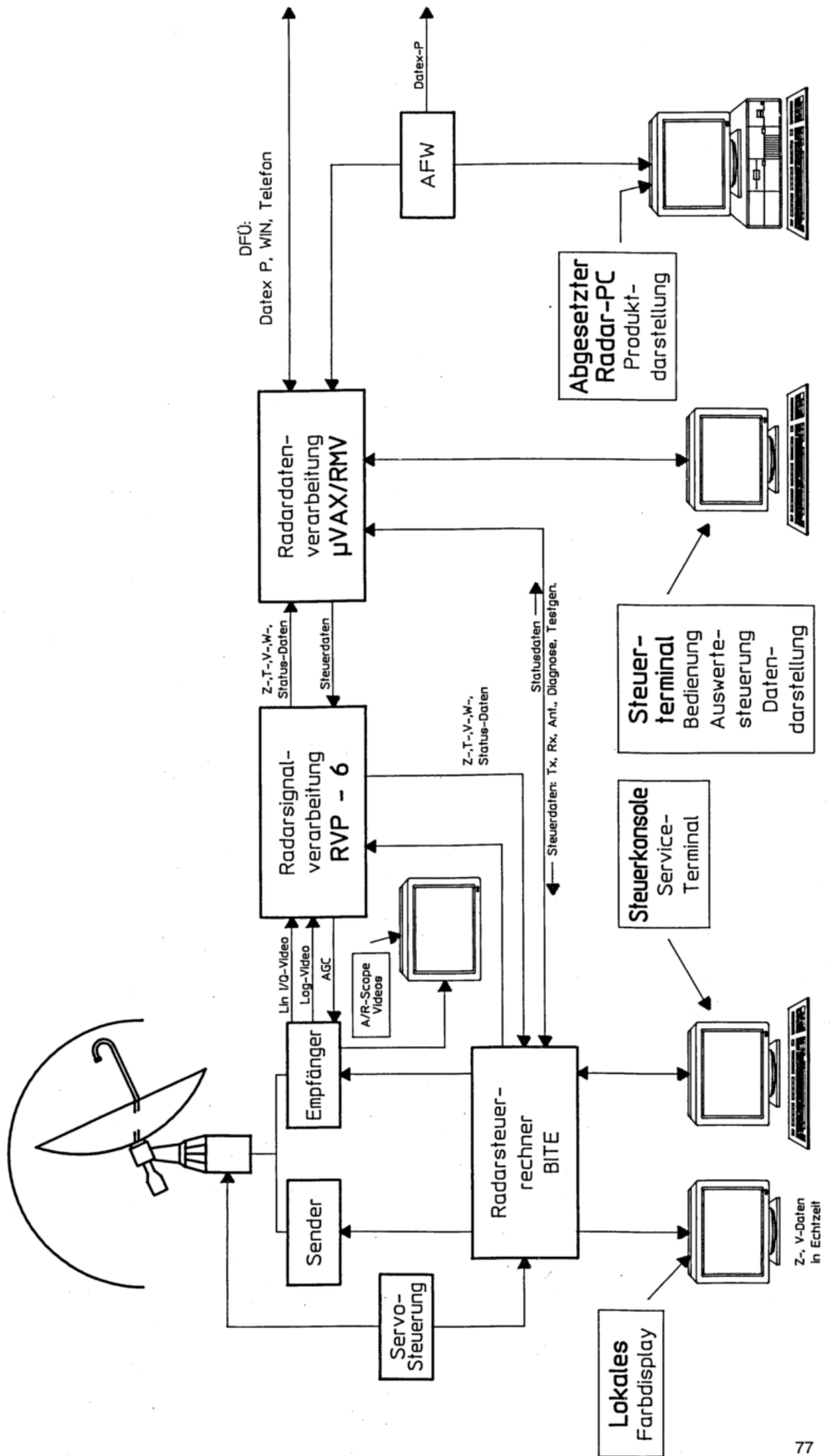
Aufgrund der starken Abhängigkeit der Reflektivität von der 6. Potenz des Tropfendurchmessers ergeben z.B. 1 000 000 Tropfen von 0,1 mm Durchmesser die gleiche Reflektivität wie 1 Tropfen von 1 mm Durchmesser.

DOPPLERBETRIEB

Im Dopplerbetrieb erfolgt die Vermessung der radialen Geschwindigkeitskomponente von Niederschlagszielen in Bezug auf die Radaranlage. Im DWD wird das Pulse Pair Verfahren verwendet. Hierbei wird die Phasenlage zweier aufeinanderfolgender Impulse ausgewertet.

Die Größe der ermittelten Phasendifferenz ist ein Maß für die radiale Geschwindigkeitskomponente.

SYSTEMÜBERBLICK WETTERRADAR METEOR 360 AC



Für den Dopplerbetrieb wird gefordert:

- einwandfreie Signalverarbeitung und -darstellung eines 64 dBZ-Zieles in 4 km Entfernung
- einwandfreie Signalverarbeitung und -darstellung eines 8 dBZ-Zieles in 120 km Entfernung
- Messung der radialen Windgeschwindigkeit von $\pm 0,5$ m/s bis ± 32 m/s im Dual-PRF-Betrieb

Es gelten die Systemparameter des Intensitätsbetriebes. Ausgenommen hiervon ist die Pulsbreite mit $0,8 \mu\text{s}$.

Basierend auf den Gesamtsystemanforderungen wurde ein Radarsystem konzipiert, welches sich in folgende **Hauptbaugruppen** gliedern läßt:

- **Radom, Antenne, Servo**
- **Sender, Empfänger**
- **Radar-Kontrollprozessor** : VMEbus-Prozessor
- **System-Kontrollprozessor** : Speicherprogrammierbare Steuerung (SPS)
Built-In-Test-Equipment (BITE)
- **Testeinrichtungen** : Testsignalgenerator (TSG), Performance Monitor (PM)
- **Signalprozessor** : SIGMET, RVP-6
- **Radarrechner** : DEC, VAXstation 4000

RADOM

Als Wetterschutz für das Antennensystem, d.h. für Reflektor und Pedestal, wurde ein Sandwich-Radom ausgewählt.

Bei quantitativen Radarmessungen wirkt sich ein Radom immer störend auf die Messung aus. Diesem Nachteil stehen aber erhebliche Vorteile hinsichtlich des mechanischen Aufwandes für die Antenne gegenüber.

Technische Daten

Äquatorialdurchmesser	:	20 ft/6096 mm
Sandwich-Wandstärke	:	13 mm
Durchgangsdämpfung	:	0,35 dB (Einweg bei 5640 MHz)
Nebenkeulen-Verschlechterung	:	1,0 dB (-25 dB), 1,3 dB (-28 dB)
Strahlablenkung	:	0,02 °

Das Sandwich-Radom zeichnet sich durch eine geringe Durchgangsdämpfung aus und benötigt aufgrund seiner günstigen wärmeisolierenden Eigenschaften keine Klimatisierung.

ANTENNE

Die Güte der Antenne beeinflusst in hohem Maße die Leistungsfähigkeit des Gesamtsystems. Ihrer Auswahl kommt deshalb eine besondere Bedeutung zu.

Technische Daten

Reflektor	:	Paraboloid
Reflektordurchmesser	:	4160 mm (elektrisch)
Breite der Antennenkeule	:	< 1,0 ° (an den 3dB-Punkten)
Antennengewinn	:	> 44,5 dBi (bei 5640 MHz)
Nebenkeulenunterdrückung	:	> 28,0 dB
Polarisation	:	linear, horizontal

Die Antenne besteht aus dem **Feedhorn** (Primärstrahler), dem **Reflektor** (Sekundärstrahler) und dem **Pedestal** (Antennensockel) mit den Positionierelementen (AZ- und EL-Antrieb).

Im Gegensatz zu den bisher verwendeten Trichter-Feedhorns wird ein Rundhohlleiter-Feedhorn verwendet. Durch seine Rillenimpedanzflächenanpassung läßt sich die Belegungsfunktion (Ausleuchtung) des Reflektors exakt kontrollieren. Hierdurch konnte im Vergleich zu den bislang verwendeten Antennensystemen eine Verbesserung der Nebenkeulenunterdrückung > 4 dB erreicht werden.

Der Antennenspiegel ist ein rotationssymmetrischer Parabolreflektor. Das Feedhorn befindet sich im Brennpunkt des Spiegels.

Das Pedestal beinhaltet den Antennenantrieb in Azimut und Elevation. Er besteht aus Gleichstrom - Servomotoren mit Harmonic Drive-Getriebe und Zahnriemenantrieb.

Das Harmonic Drive System stellt ein Präzisionsgetriebe mit hoher Positionier- und Wiederholgenauigkeit dar. Der Antrieb erfolgt über einen glasfaserverstärkten Zahnriemen. Hierdurch ist eine formschlüssige, synchrone Kraftübertragung gegeben. Schlupf und Positionier-Ungenauigkeiten sind minimiert.

SERVO

Die Steuerung und Positionierung der Antenne in Azimut und Elevation wird durch die Servo-Einheit durchgeführt.

Die Antriebsmotoren der Antenne werden über zwei baugleiche pulsbreitenmodulierte Transistorverstärker-Endstufen angesteuert. Zur Optimierung der Regeleigenschaften arbeiten die Leistungsendstufen im Vier-Quadranten-Betrieb, d.h. die Antriebsmotoren können in beide Richtungen beschleunigen und bremsen, wobei für kurze Zeit ein erhöhtes Impulsmoment verfügbar ist.

Ansteuerung und Positionierung der Antenne erfolgt im Normalbetrieb mittels Prozessorsteuerung nach dem Synchro-/Demodulatorprinzip. Für Wartungszwecke ist für manuelle Positionierung eine Joystick-Steuerung vorhanden.

Die Ist-Position der Antenne wird durch Synchro-Digital-Wandler mit 14 Bit Auflösung bestimmt. Der BITE-/Kontrollprozessor wertet die Antennenposition mit 14 Bit, d.h. mit einer Genauigkeit von 0,02 ° aus.

Die Sollwertvorgabe erfolgt ebenfalls mit 14 Bit Auflösung. Diese Prozessorvorgabe wird in ein analoges Sinus-/Kosinus-Signal umgewandelt, welches in einem Demodulator mit der Ist-Synchroposition verglichen wird. Die DC-Ausgangsspannung des Demodulators wird als Stellgröße dem Servoverstärker zugeführt.

SENDER

Der Sender erzeugt Hochfrequenzimpulse mit einer Leistung von 250 kW (84 dBm), die durch den Hohlleiterkreis (TR-Limiter, Richtkoppler, Duplexer/Zirkulator) zur Antenne geleitet und dort abgestrahlt wird.

Die Frequenz der Hochfrequenzstrahlung beträgt 5640 MHz, die Impulslänge ist im Dopplerbetrieb $0,8 \mu\text{s}$, die Impulsfolgefrequenz beträgt 600 Hz/800 Hz/1200 Hz.

Der Sender ist ein Magnetronsender, der auf dem Prinzip der Laufzeitkettenauf-/entladung im Resonanzverfahren mit Thyatron-Entladung basiert. Das Magnetron ist ein Leistungsoszillator, der beim Anlegen seiner Betriebsspannung schwingt, d.h. es wird Hochfrequenzenergie erzeugt. Die hochfrequenten Impulse werden durch Steuersignale (Trigger) freigegeben. Diese Trigger werden vom Hauptimpulsgeber, der sich im Signalprozessor befindet, erzeugt.

Eine Laufzeitkette, deren LC-Glieder (Induktivitäten und Kapazitäten) die Impulslänge festlegen, wird über eine Ladedrossel und Ladediode aus einem 5kV-Hochspannungsnetzteil aufgeladen. Der Trigger steuert ein als elektronischen Schalter wirkendes Wasserstoff-Thyatron an, welches über den Magnetron-Impulstrafo die Laufzeitkette nach Masse entlädt. Der Magnetron-Impulstrafo transformiert die Spannung der Laufzeitkette von 5 kV auf ca. 30 kV, womit dann die Magnetron-Katode angesteuert wird. Dieser Vorgang wiederholt sich mit der jeweiligen Impulsfolgefrequenz (PRF).

Da die Radaranlage für den Sende- und Empfangsbetrieb nur über eine Antenne verfügt, muß verhindert werden, daß im Sendebetrieb die hohe Sendeenergie an den Empfängereingang gelangt und dort deren empfindliche Eingangsstufen (HF-Vorverstärker) zerstört. Dies geschieht mittels einer Sende-/Empfangsweiche (TR-Limiter), welche im Sendebetrieb den Eingang des Empfängers sperrt.

EMPFÄNGER

Intensitätsbetrieb

Über die Antenne, den Hohlleiterkreis und den TR-Limiter gelangt die Empfangsenergie an den Empfängereingang.

Der Empfänger arbeitet nach dem Überlagerungsprinzip (Superheterodyne) und hat eine Empfindlichkeit (**MDS**) besser als -109 dBm ($1,26 \cdot 10^{-14}$ W). Ein rauscharmer Vorverstärker (**LNA**) verstärkt das ankommende Signal mit der Frequenz von 5640 MHz und setzt es durch Mischung/Differenzbildung (Überlagerung) mit der Frequenz eines Oszillators (**STALO**, Stable Local Oscillator) von 5670 MHz in den Bereich der Zwischenfrequenz (**ZF**) von 30 MHz um.

Aufgrund des großen Dynamikumfangs von > 90 dB ist der ZF-Verstärker als logarithmischer Verstärker (**LOG-Kanal**) ausgeführt.

Auf die Zwischenfrequenz sind die nachfolgenden Verstärkerstufen abgestimmt. Damit hier eine optimale Verstärkung stattfinden kann, muß sichergestellt sein, daß die ZF immer 30 MHz beträgt. Mit der automatischen Frequenzkontrolle (**AFC**, Automatic Frequency Control) wird deshalb ständig ein Frequenzvergleich zwischen der Sende- und STALO-Frequenz durchgeführt. Bei Frequenzabweichungen von der Zwischenfrequenz 30 MHz erzeugt die AFC eine Stellgröße, welche die STALO-Frequenz so nachregelt, daß die Differenzfrequenz immer 30 MHz beträgt.

Dopplerbetrieb

Radarsender, welche mit Magnetrons bestückt sind, weisen keine **Kohärenz** auf, d.h. es besteht keine feste Phasenbeziehung zwischen aufeinanderfolgenden HF-Impulsen.

Um die Dopplerverschiebung zu erfassen, muß der Empfänger kohärent sein, d.h. er muß in der Lage sein, die Sendephase/-frequenz festzustellen und diese dann mit der Empfangsfrequenz zu vergleichen.

Hierfür wird im Gegensatz zum Intensitätsbetrieb ein linearer ZF-Verstärker (**LIN-Kanal**) verwendet. Da sein Dynamikumfang im Vergleich zum logarithmischen Verstärker deutlich geringer ist, muß mittels einer automatischen Verstärkungsregelung (**AGC**, Automatic Gain Control) der Arbeitspunkt des linearen Verstärkers unterhalb seiner Sättigungsgrenze (1 dB-Compression Point) gehalten werden.

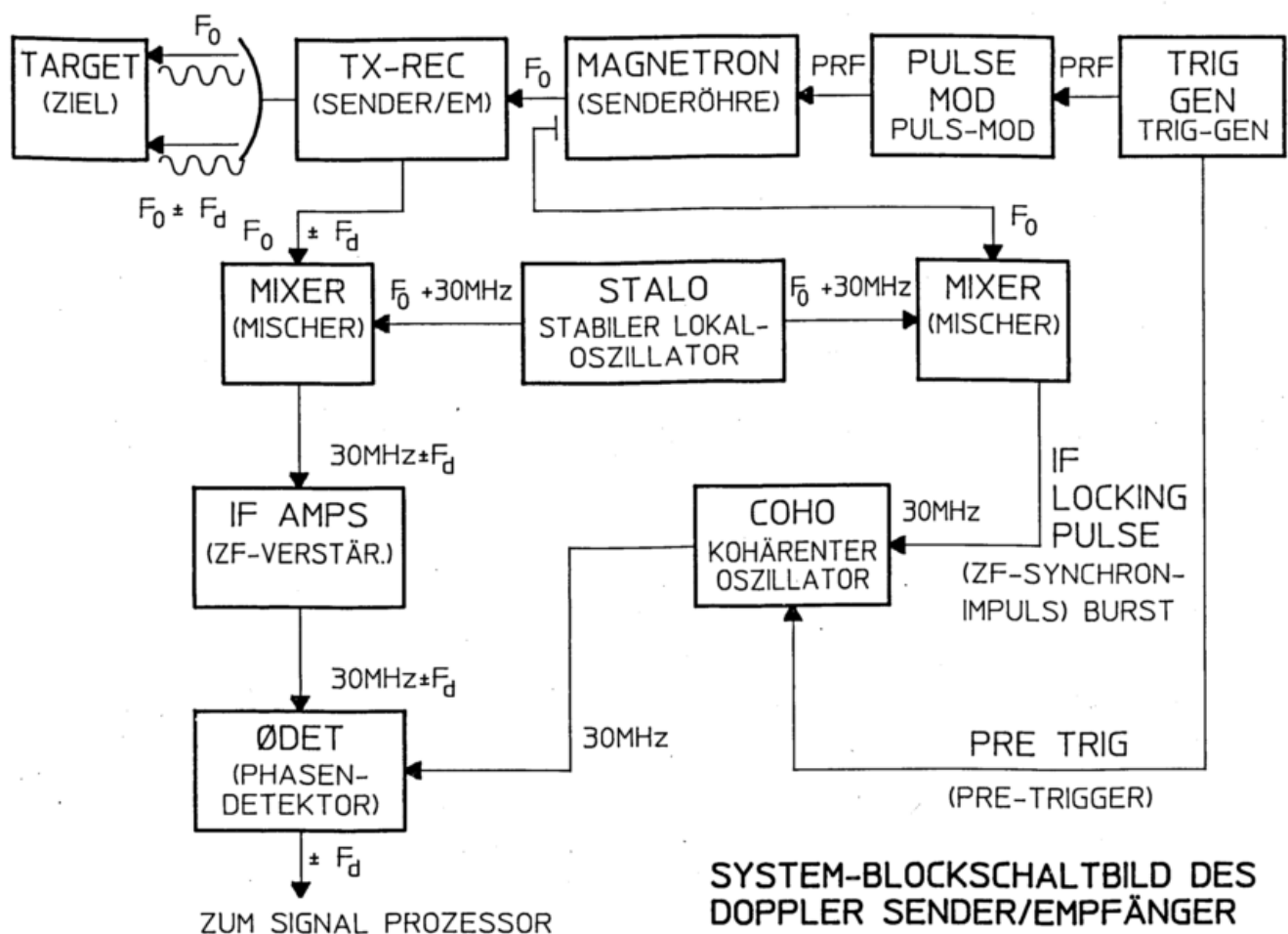
Die Konservierung der Sendephase erfolgt mit einem kohärenten Oszillator (**COHO**, Coherent Oscillator). Er schwingt auf der Zwischenfrequenz von 30 MHz und wird bei jedem Sendeimpuls mit der heruntergemischten Magnetronfrequenz (30 MHz Burst) synchronisiert.

Nach Beendigung der Sendephase schwingt der COHO sehr stabil auf der synchronisierten Frequenz weiter. Kurz vor Beginn des nächsten Sendeimpulses wird der COHO gestoppt, um dann kohärent, d.h. in fester Phasenbeziehung zum Sendeimpuls, wieder anzuschwingen.

Der ZF-Ausgang des linearen Verstärkers wird zum Signaleingang eines Phasen-Diskriminators geführt. Hier erfolgt der Phasenvergleich zwischen Sendefrequenz und Empfangsfrequenz (Dopplerverschiebung). Dieser Umweg über die Frequenzumsetzung ist notwendig, da es technisch nicht möglich ist, bereits im HF-Bereich diesen Vergleich vorzunehmen.

Die Ausgangssignale (Dopplerverschiebung) des Phasendiskriminators werden in ein **I-** und **Q-signal** (I = In-Phase, Q = Quadratur Phase) aufgeteilt und nach Gleichrichtung im Video-Verstärker bipolar aufbereitet und dann im Signalprozessor ausgewertet.

Für die Geschwindigkeitsermittlung reicht allein das I-Signal. Das Q-Signal ist erforderlich um differenzieren zu können, ob das Target sich auf das Radar zubewegt oder sich von ihm entfernt.



RADAR-KONTROLLPROZESSOR

Der VME/Eurobus-Radarprozessor ist das zentrale Steuergerät des Radarsystems. Er steuert die Kommunikation zwischen dem Radarsystem und dem Radarrechner (VAX-Workstation) sowie zwischen Signalprozessor und Radarrechner.

Der Radarprozessor steuert

- die Antenne (entsprechend den Befehlen des Radarrechners)
- die Systemsteuerung, einschließlich BITE
- den Performance Monitor
- den Testsignalgenerator
- das Real Time Display
- die Verbindung zur VAX-Workstation

Über eine RS232-Schnittstelle werden die Befehle der Workstation zum Kontrollprozessor geleitet, dort verarbeitet und zur Steuerung der Antennenbewegung oder des Senders entsprechend weitergeleitet. Das Radarsystem ist somit für den Radarrechner transparent.

SYSTEM-KONTROLLPROZESSOR

Der System-Kontrollprozessor ist eine speicherprogrammierte Steuerung (SPS). Mit der SPS erfolgt eine Überprüfung der Betriebs- und Systemparameter des Radarsystems. Im Ereignisfall wird eine Fehlermeldung kreiert (BITE). Die Fehlermeldungen werden gespeichert und stehen auch über Fernabruf für die Fehleranalyse zur Verfügung. Das BITE verfügt über 36 Statusmeldungen und 19 quantitative Meldungen.

Diverse Ein- und Ausschaltfunktionen im Sender- und Servobereich erfolgen ebenfalls über die SPS.

SIGNALPROZESSOR

Es wird der Signalprozessor RVP-6 des amerikanischen Herstellers SIGMET verwendet.

Der Signalprozessor verarbeitet das vom Empfänger verstärkte Video und wertet es aus. Hierzu empfängt er analoge Signale vom LOG-, I- und Q-Kanal und 16-Bit binäre Winkeldaten für Azimut und Elevation. Diese Winkel werden am Anfang und Ende jedes Datenstromes (z.B. 1 Grad) für die genaue Positionierung der Daten aufgezeichnet. Zusätzlich können die Winkeldaten im **Angle Syncing Mode** eingesetzt werden. Hierbei wird automatisch jede Datenmenge bei definierten Winkeln beendet und zwar ungeachtet der Antennen-Rotationsgeschwindigkeit. Dieses Verfahren garantiert die genaue geographische Zuordnung jeder Datenmenge und verhindert den Verlust von Daten durch Schwankungen der Antennengeschwindigkeit.

Der Signalprozessor konvertiert die einlaufenden Reflektivitäts- und Dopplerrohdaten (**Z,I,Q**) gemäß den einprogrammierten Algorithmen. Die Verarbeitung erfolgt in Echtzeit. Die so aufbereiteten Radardaten (**Z = Intensität, V = mittlere Geschwindigkeit, W = spektrale Breite der Dopplergeschwindigkeit**) werden zusammen mit den zugehörigen Antennenpositionswinkeln mittels einer seriellen Hochgeschwindigkeitsübertragung dem Radarrechner zugeführt. Am Service-Terminal kann ausgewählt werden, welcher Rohdatensatz aktuell auf dem Farbmonitor dargestellt werden soll.

STABILITÄTS- UND GENAUIGKEITSBETRACHTUNGEN

Das Betriebsverhalten der einzelnen Komponenten eines Radarsystems hinsichtlich der Stabilität ihrer Arbeitspunkte hat unmittelbare Auswirkungen auf die Genauigkeit der Meßergebnisse. Ihre Genauigkeit ergibt sich aus den Komponenten der gerätetechnischen und meteorologischen Instabilitäten/Unsicherheiten. Im Rahmen dieser Betrachtungen werden nur die systembedingten Genauigkeitsprobleme des Radarsensors behandelt. Hierbei ist zwischen der **Kurzzeitstabilität** und der **Langzeitstabilität** zu unterscheiden.

Die Kurzzeitstabilität wird durch die **Systemkalibrierung** überprüft, während die Langzeitstabilität über statistisch gesicherte Aneichverfahren ermittelt werden muß.

Die Genauigkeitsanforderung an die Radarmessungen macht eine kontinuierliche Kalibrierung des Radarsensors erforderlich. Die Kalibrierabstände der einzelnen Systembereiche richten sich nach der zeitlichen Konstanz ihrer Arbeitspunkte.

Bei einer Gesamtsystemgenauigkeit von 2 dBZ für die Reflektivitätsmessung ergibt sich mit der im Radarverbund verwendeten Z/R-Beziehung ein Fehler von 38 % für die Niederschlagsrate. Dieser Fehler wird ausschließlich durch den Radarsensor verursacht.

Es muß versucht werden, diesen Gerätefehler zu reduzieren. Hierbei ist zu beachten, daß Reflektivitätsschwankungen von 1 dBZ sich mit 18 % und von 0,5 dB sich mit 8% bei der Niederschlagsrate auswirken.

Eine absolute Genauigkeitsanalyse wäre im Sinne möglichst genauer Meßergebnisse erstrebenswert. Sie läßt sich aber nur mit unverhältnismäßig hohem technischen und wirtschaftlichen Aufwand durchführen.

In der Praxis wird das Betriebsverhalten mit Meßgeräten überprüft, die selbst wieder Instabilitäten aufweisen. Ihre Meßunsicherheit wird vom Hersteller benannt, wobei die Güte dieser Aussage von seinem Kalibrierstandard abhängig ist. Es kann deshalb nur eine reproduzierbare Genauigkeit bezogen auf das jeweilige Meßgerät erreicht werden.

Nachfolgend sind die wesentlichsten Systemeinflüsse auf die Meßgenauigkeit des Radarsensors aufgelistet:

- Scanning-Effekt der Antenne
- Radom-Inhomogenitäten
- Schwankungen der Sendeleistung
- Schwankungen der Empfänger-Arbeitspunkte
- Signalverarbeitung

Scanning-Effekt

Der Scanning-Effekt der Antenne hat negative Auswirkungen sowohl auf die Intensitäts- als auch Geschwindigkeitsmessung.

Der Feldstärkeverlauf einer Antennenkeule entspricht angenähert einer Gauß-Verteilung. Bei rotierender Antenne wird die Amplitude des Empfangssignals mit der sog. Beleuchtungsfunktion amplitudenmoduliert. Diese Funktion ist mit dem gaußförmigen Zweiwege-Strahlungsdiagramm der Antenne identisch.

Deshalb liefert das Target von Puls zu Puls eine fluktuierende Echofeldstärke. Gleichzeitig erfolgt eine Verbreiterung des Clutter-Spektrums, d.h. den Festzielen wird infolge der Antennenrotation eine Geschwindigkeitskomponente überlagert.

Radom-Inhomogenitäten

Das Radomaterial besitzt für die Radarstrahlung eine nominelle Einfügungsdämpfung, die für den Sende- und Empfangsweg auch berücksichtigt wird. Da ein Radom aber aus mehreren Einzelsegmenten zusammengesetzt wird, weist das Radomaterial besonders an den Montagepunkten Unstetigkeitsstellen auf.

Die Einfügungsdämpfung des Radom bezieht sich auf eine trockene Oberfläche. Die Oberflächenbeschichtung ist derart, daß Wasser schnell abperlen kann. Im Falle einer flächenmäßigen Wasserbenetzung entstehen so starke Reflektionen, daß die Messung in Frage gestellt werden muß. Die vorgenannten Radom-Einflüsse können zur Zeit meßtechnisch nicht erfaßt werden.

Schwankungen der Sendeleistung

Schwankungen der Sendeleistung wirken unmittelbar auf die Intensitätsmessung.

Weitaus gravierender wird aber die Geschwindigkeits-Messung beeinflusst. Unstabilitäten der Magnetronspannung verursachen Frequenzänderungen, welche auch ein Maß für die Dopplerverschiebung darstellen.

Für den Doppler-Betrieb werden deshalb besondere Stabilitätsanforderungen an den Radarsender gestellt. So wird über eine Regelschaltung (DQ-Regulator) der Ladevorgang der Laufzeitkette für den Magnetron-Hochtastimpuls stabilisiert. Impulsfolgefrequenz und Impulsdauer sind dagegen sehr stabil und werden deshalb auch nur im Rahmen der Wartungen überprüft.

Schwankungen der Empfänger-Arbeitspunkte

Den größten Beitrag zu den System-Instabilitäten liefert der Empfängerzug. Aus diesem Grund wird er auch automatisch vor jedem Abtastzyklus (Volume Scan) kalibriert.

Die Instabilitäten bestehen beim logarithmischen Empfängerzug im wesentlichen in Schwankungen des Empfänger-Grundrauschens und Nichtlinearitäten der Empfängerkennlinie, (Verstärkungsschwankungen in Abhängigkeit vom Eingangspegel). Beides wirkt sich auf die Intensitätsmessung aus.

Im linearen Empfängerzug beeinflussen Phasen- und Amplitudenschwankungen des I- und Q-Kanals die Dopplermessungen, indem im Dopplerspektrum Störsignale erzeugt werden.

Signalverarbeitung

An der Schnittstelle zwischen Analogvideo und digitaler Signalverarbeitung befinden sich Analog/Digital-Konverter, welche über Vorverstärker angesteuert werden. Hierdurch werden Dynamikumfang von Signal und Konverter aufeinander abgestimmt. Schwankungen (Drift) an dieser Stelle wirken sich bei Radaranwendungen nur geringfügig aus. Das bei der Konvertierung auftretende Quantisierungsrauschen, sowie harmonische Störungen wirken sich jedoch auf die Meßergebnisse aus.

Fazit

Durch die Kalibrierung lassen sich die Veränderungen im Antennen-, Sender- und Empfängerbereich ermitteln. Entweder werden die Betriebsparameter wieder auf ihren Sollwert justiert (z.B. die Sendeleistung, Winkeldaten der Antenne) oder der neue Wert (z.B. die Empfängerempfindlichkeit) korrigiert den Auswerte-Algorithmus.

Die Kalibrierung beschränkt sich somit auf die reproduzierbare Wiederherstellung eines definierten Betriebszustandes. Es wird aber angestrebt, unter ständiger Verbesserung der Kalibriermittel und -verfahren zu einer möglichst absoluten Aussage zu kommen.

Für quantitative Applikationen muß eine Genauigkeit der Radarmessung von 1 dB angestrebt werden.

KALIBRIERUNG

Beim Einsatz eines Wettarradargerätes zur Bestimmung der Niederschlagsintensität bildet die zur Antenne rückgestreute Leistung die Ausgangsgröße für die weitere Verarbeitung. Die rückgestreute Leistung P_r ist über die Radargleichung mit der Radarreflektivität Z verknüpft. Für die Kalibrierung der Radarsysteme im Radarverbund wird folgende Gleichung zugrundegelegt:

$$P_r = \frac{\pi^3}{1024 \ln 2} * \frac{P_t * h * G^2 * \theta * \phi * |K|^2}{\lambda^2} * \frac{Z}{r^2}$$

Hierbei sind

P_r [W]	=	Empfangsleistung
P_t [W]	=	Sendeleistung
h [m]	=	Impulslänge im Raum
G	=	Antennengewinn
Θ, θ [rad]	=	horizontale, vertikale Breite der Antennenkeule
λ [m]	=	Wellenlänge
$ K ^2$	=	Faktor, abhängig vom Aggregatzustand der streuenden Hydrometeore
Z [mm ⁶ /m ³]	=	Radarreflektivitätsfaktor
r [m]	=	Zielentfernung

Bis auf den rechten Term beinhaltet die Radargleichung Faktoren, die bekannt sind oder sich meßtechnisch erfassen lassen. Sie können deshalb zur Radarkonstanten C zusammengefaßt werden. Die Radargleichung geht nach Umstellung in folgende Form über:

$$Z = C * r * P_r$$

Wird r auf 1 km normiert, dann ist Z bei gegebener Radarkonstante nur noch von P_r abhängig.

Die Radarkonstante C wird bei der Kalibrierung neu ermittelt. Nach Eingabe in den Signalprozessor wird die Radarreflektivität dann mit dem korrigierten Wert berechnet.

Die Reflektivität und damit die rückgestreute Leistung ist über die Z/R -Beziehung mit der Niederschlagsrate verknüpft.

Im Radarverbund wird folgende Z/R -Beziehung verwendet:

$$Z = 256 * R^{1,42}$$

Im Rahmen der Kalibrierung werden folgende Bereiche des Radarsystems überprüft:

- Antennenpositionierung
- Zielentfernung
- Sender
- Empfänger
- Signalprozessor

Antennenpositionierung

Die Güte der Antennenpositionierung hat unmittelbaren Einfluß auf die Genauigkeit der räumlichen Zielzuordnung. Besonders gravierend wirken sich bereits kleinere Elevationsfehler auf die Höhenzuordnung aus.

Weicht der EL-Winkel nur $0,5^\circ$ vom Sollwert ab, so ergibt sich in 230 km Entfernung ein Höhenfehler von 2007 m. Gefordert wird eine maximale Winkelabweichung von $0,1^\circ$, welche in 230 km Entfernung noch einen Höhenfehler von 400 m verursacht.

Die Kalibrierung der Antennenpositionierung einer Radaranlage wurde früher im allgemeinen wie folgt durchgeführt:

- mechanische Justierung der Radarantenne mit Wasserwaage (Elevation)
- Justierung nach Kompass (Azimut)
- Vermessung von Festzielen, d.h. Bodenzielen (Azimut und Entfernung)

Mit dieser Methode war die Az-Justierung bei Punktzielen zufriedenstellend, während sich die EL-Justierung nur schwer und mit relativ großer Ungenauigkeit durchführen ließ. Dies lag vor allem daran, daß

1. bei einer Radarantenne mechanische und elektrische Achse nicht übereinstimmen
2. Bodenziele infolge ihrer Flächenausdehnung oft zu groß sind.

Die notwendige Genauigkeit der Antennenpositionierung läßt sich mit der vorgenannten Methode nicht erreichen.

Seit dem Jahre 1990 werden deshalb die EL- und AZ-Kalibrierungen (Einnorden) aller Radaranlagen im Deutschen Wetterdienst mit Hilfe des Rauschspektrums der Sonne durchgeführt. Die Sonnenscheibe hat einen Durchmesser von 32 Winkelminuten und ist damit kleiner als die Keulenbreite der Radarantenne. Es läßt sich mit dem nachfolgend beschriebenen Verfahren eine Einstellgenauigkeit von $0,1^\circ$ erreichen.

Das Rauschspektrum der ruhigen Sonne liefert bei 5640 MHz einen Rauschpegel von ca. -104 dBm bei 1,5 MHz Empfängerbandbreite und ca. -108 dBm bei 0,6 MHz Empfängerbandbreite. Diese Pegel liegen bereits im Empfindlichkeitsbereich moderner Radarempfänger und können damit für die hier beschriebene Kalibriermethode genutzt werden.

Für die AZ- und EL-Kalibrierung hat der Autor ein Ephemeridenprogramm der Sonne (SUNTRACK) und für die Entfernungs-Kalibrierung ein Navigationsprogramm geschrieben. Diese Programme wurden in einem basicprogrammierbaren Taschenrechner implementiert, sodaß sich die Kalibrierung systemunabhängig an jedem Ort durchführen läßt. Die AZ- und EL-Werte des Ephemeridenprogramms beziehen sich hierbei auf den Sonnenmittelpunkt.

Voraussetzungen:

- Standortkoordinaten, auf die Sekunde genau
- Uhrzeit, Zonenzeit, auf die Sekunde genau
- keine Starkniederschläge, im C-Band sind die Messungen bei geschlossener Wolkendecke oder leichten Niederschlägen möglich

Zielentfernung

Sind neben den Standortkoordinaten die Zielkoordinaten eines Festziels bekannt, so errechnet das Navigationsprogramm Azimut und den gegenseitigen Abstand. Hierbei sollte sich das Ziel einige km vom Radar entfernt befinden. Ansonsten werden die Festzielentfernungen aus geeignetem Kartenmaterial ermittelt.

Über entsprechende Triggerkorrekturen im Signalprozessor wird die exakte Entfernung eingestellt.

Sender

Durch die Verwendung von Koaxialmagnetrons und Stabilisierungsschaltungen im Modulator ist die **Sendeleistung** relativ stabil. Über Fernabfrage des BITE wird die Sendeleistung täglich überprüft und im Bedarfsfall vor Ort korrigiert. Ansonsten erfolgt im Rahmen der zweimonatigen Wartungsintervalle eine Überprüfung.

Durch die vorgenannte Stabilisierungsschaltung wird auch die **Sendefrequenz** stabil gehalten. Da sie sich auf die Meßgenauigkeit praktisch nicht auswirkt, erfolgt nur eine Kontrolle im Rahmen der Wartungen.

Folgende Parameter des Senders werden überprüft:

- die Sendefrequenz
- die mittlere vorlaufende Sendeleistung
- die mittlere rücklaufende Sendeleistung
- das Stehwellenverhältnis
- die Pulsbreite
- die Pulsfolgefrequenz

Es wird die mittlere Leistung des Senders gemessen. Die Spitzenleistung wird aus der Pulsfolgefrequenz PRF und der Pulsbreite PW ermittelt. Das Stehwellenverhältnis ergibt sich dann aus dem Verhältnis von vor- und rücklaufender Leistung.

Zur Zeit ist es noch nicht möglich, die Sendeleistung automatisch zu messen und eventuelle Veränderung als korrigierte Radarkonstante in die Auswertung einfließen zu lassen. Die hardwaremäßigen Voraussetzungen (Performance Monitor) sind zwar vorhanden, die entsprechende Software-Anpassung muß noch erfolgen.

Empfänger

Intensitätskanal

Es werden überprüft: - die Empfängerempfindlichkeit (MDS)
- der Verstärkungsverlauf in Abhängigkeit vom Eingangssignalpegel

Die **Empfängerempfindlichkeit** ist definiert als diejenige Leistung die einem Empfänger mit gegebener Bandbreite zugeführt werden muß, damit an seinem Ausgang das Verhältnis von Nutzsignal zu Eigenrauschen gleich 1 ist.

Die klassische Methode das Eigenrauschen (Rauschzahl des Empfängers) zu messen, besteht darin, daß man ein genau bekanntes Rauschsignal am Eingang des Empfängers anlegt und dann die relative Zunahme des Rauschens am Ausgang des Empfängers mißt.

Der in das Radarsystem integrierte Performance Monitor verfügt neben seinem Leistungsmeßplatz auch über einen Rauschmeßplatz. Hier wird mittels einer kalibrierten Rauschdiode eine definierte Rauschleistung erzeugt, die in den Empfänger eingespeist wird. Die Einspeisung des Rauschpulses erfolgt zu einem Zeitpunkt, an dem die Messung der Nutzsignale nicht gestört und verfälscht wird.

Die Kalibrierung der **Empfängerverstärkung** im logarithmischen Kanal erfolgt mit einem Mikrowellen-Testgenerator (TSG).

Es wird der gesamte Dynamikbereich des Empfängers in 1 dB-Schritten durchgemessen. Hierbei wird unter Berücksichtigung aller auf dem Wege vom Generatorausgang bis zum Empfängereingang auftretende Verluste ein Signal erzeugt, dessen Amplitude einem definierten Eingangspegel des Nutzsignals am Empfängereingang entspricht.

Die so ermittelte Empfänger-Kennlinie wird im Signalprozessor abgelegt und steht dort für die Ermittlung der Radarreflektivität zur Verfügung.

Ohne besondere Maßnahmen weist der Signalgenerator in Abhängigkeit von seinem Ausgangserhebliche Abweichungen vom Anzeigewert auf. Deshalb verfügt er über eine abgespeicherte Korrekturtabelle. Vor Ausgabe und Weiterverarbeitung der Anzeigewerte werden sie korrigiert. Diese Maßnahme stellt einen Schritt in Richtung zu einer absoluten Aussage dar.

Die Messung der Empfängerempfindlichkeit und der Empfängerverstärkung erfolgt vollautomatisch alle 15 min vor Beginn eines Abtastzyklus, so daß die Radarmessungen nicht gestört werden.

Die neuen Wetterradarsysteme werden mit Hilfe einer Kalibrierungs-Software (**IRIS-Utilities**) kalibriert, wobei die Verfahrensabläufe hinsichtlich ihres Inhalts den konventionellen Methoden entsprechen. Die Prozedur gestaltet sich aber wesentlich komfortabler.

Dopplerkanal

Für die neuen Radaranlagen im Radarverbund befindet sich zur Zeit ein entsprechender Doppler-Testgenerator noch in der Entwicklung.

Mit ihm wird es möglich sein, definierte Dopplerverschiebungen auf der Hochfrequenz- und Videoseite einzuspeisen. Es läßt sich dann der gesamte Dopplerkanal bezüglich seiner Phasenstabilität und Signalverarbeitung überprüfen.

Zur Zeit wird nur die automatische Verstärkungsregelung (AGC) des linearen Verstärkerzuges überprüft. Hiermit wird sichergestellt, daß der Empfänger über den gesamten Dynamikbereich nicht in die Sättigung kommen kann.

Signalprozessor

Der Signalprozessor kann mit den IRIS-Utilities im Hardware- und Software-Bereich überprüft werden. Hierzu werden ausgewählte Datenworte zum Signalprozessor geschickt und dann wieder ausgelesen. Auftretende Fehler im Bitmuster werden aufgezeichnet.

Ferner kann ein Selbsttest initiiert werden. Eventuell vorhandene Fehler werden ebenfalls protokolliert.

Mit diesen Verfahren lassen sich z.B. die Schnittstellen auf Funktionalität überprüfen.

REFERENZEN

- Joss J, G.Della Bruna und Lee R; 1995 : Automatic Calibration und Verification of Radar Accuracy für Precipitation Estimation
Schroth A, Meischner P, Schuster H;1982 : Radarmeteorologie in der Wolkenphysik und Ausbreitungsforschung mit Radiowellen
King R H, : Radar Calibration Techniques
Riedl J, 1986 : RADAR - Flächenniederschlagsmessung

Radar als Hilfsmittel für quantitative Niederschlagsmessung

Jürg Joss

Schweizerische Meteorologische Anstalt, Osservatorio Ticinese,

CH 6605 Locarno Monti

ZUSAMMENFASSUNG

Nach einer Beschreibung der Radarstreuquerschnitte und einigen Betrachtungen zur Niederschlagsverteilung in horizontaler und vertikaler Dimension, werden die Radareigenschaften der neuen Generation schweizerischer Radargeräte aufgelistet. Dabei wird eine Abtaststrategie zur Erfassung der Radarreflektivität im ganzen Volumen erläutert, welche den Niederschlag am Boden in optimaler Weise zu schätzen erlaubt. Dazu müssen wir Fragen zur Unterdrückung von Festzielen, der Eichung des Gerätes und der Aneichung mit Niederschlagsmessern beantworten. Für letzteres wird die Repräsentativität von Referenzwerten diskutiert (Regenmesser, Abflussmessungen) und anhand von Monatssummen der letzten 5 Jahre illustriert. Schliesslich werden Methoden vorgestellt, die den im Radarbild sichtbaren Einfluss der Orographie quantitativ erfassen lassen.

1• Grösse und Variabilität von Wettererscheinungen im Radarbild

1.1 Einleitung

In diesem Kapitel sind wenige Rosinen über meteorologischer Erscheinungen bei der Erfassung von Niederschlag mittels Radar vorgestellt. Der tiefer interessierte Leser ist auf die Fachliteratur verwiesen, zB. Collier (1989), Beheng (1995), Meischner (1995), Schrot (1995).

1.2 Streuquerschnitte, Echofluktuationen, Stichprobengrösse

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 Rayleighstreuung, 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!

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 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 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 $Z = 320 \cdot R^{1.5}$).

1.3 Niederschlagsverteilung in Ort und Zeit

Die Niederschlagsintensität kann stark in Zeit und Ort ändern: Gradienten 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 zeigt die über lange Zeit gemittelte Radarreflektivität eine systematische Abhängigkeit von der Höhe des Messvolumens (Fig.1). 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 (Fig.3) erfolgen muss, können sich in der sogenannten CAPPI-Darstellung (Constant Altitude Plan Position Indicator) aus der variablen Erfassungshöhe Ringstrukturen um die Radarstation ergeben (Fig.2).

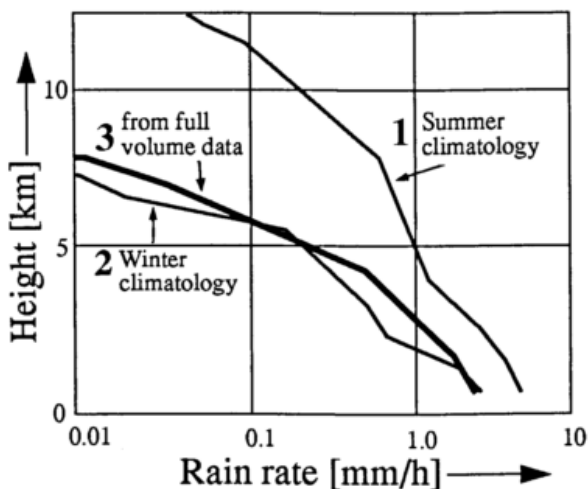


Fig. 1: Die mittleren Profile für Sommer (1) und Winter (2) wurden aus alten, Pseudo-3-dimensionalen Daten von Radar Albis bei Zürich während sieben Jahren registriert und gemittelt. Kurve (3) dagegen stammt vom neuen Radargerät auf dem Monte Lema südlich der Alpen bei Lugano. Dieses Gerät kann die volle 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 (Joss et al, 1995). 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.

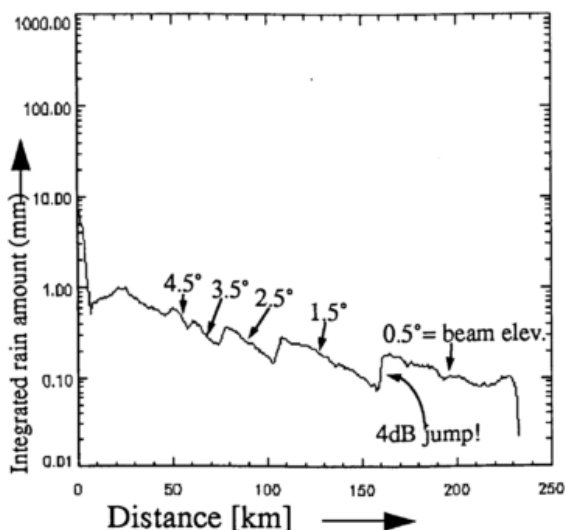


Fig. 2: Distanzabhängigkeit (künstliche) der Niederschlagsmenge: Die Sprünge in Ordinatenrichtung werden durch Uebergänge von einer Elevation zur nächsten, kombiniert mit der systematischen Abnahme der Niederschlagsintensität mit zunehmender Höhe verursacht. Die distanzabhängige, kontinuierliche Abnahme ergibt sich aus dem mit der Distanz zunehmenden Impulsvolumen. In diesem Impulsvolumen 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 somit keine Distanzabhängigkeit in der Figur finden.

2• Radareigenschaften und Abtaststrategie

2.1 Eigenschaften der schweizerischen Radargeräte

Tabelle 1 listet die Eigenschaften der alten (EEC) und der neuen Radargeräte auf (Hardware von Gematronik, Software von Lassen Research). Das dritte und letzte Gerät der dritten Generation wird auf LaDôle bei Genf im Herbst 1995 den Betrieb aufnehmen.

Table 1: Second/third generation Swiss radar characteristics

Parameter	Second	New third generation
Antenna beam width	1.1 degree	1.0 degree
Number of elevations	19 in 10 min	20 in 5 min
Antenna RPM	3	3, 4, 6 (depending on elevation)
PRF	250 Hz	600/800/1200 Hz
Wavelength	5.5 cm	5.5 cm
Transmitter	Magnetron	Magnetron
Power, pulse length	250 kW, 2 μ s	250 kW, 0.5 μ s
Sensitivity ^(a) at 230 km	0.5 mm/h	0.17 mm/h
Dynamic range	90 \pm 0.5 dB	90 \pm 0.5 dB
Samples per degree per km	32 x 3	32 x 12

Table 1: Second/third generation Swiss radar characteristics

Parameter	Second	New third generation
Processed Video signals	8-bit log Z	12-bit I, Q, log Z
Clutter suppression	static map	6 tests + dynamic map
Calibration (noise source)	NA	every 5 min
Calibration (signal generator)	1/month	every 24h
Profile corrections	approximation	Visibility and profile estimated in real time

^(a)Hypothetical sensitivity based on the radar equation, a homogeneously filled volume and $Z = 320R^{1.5}$.

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. Mehr Information zu diesem Thema gibt Riedl (1995) oder Seltmann (1995). Dabei kann 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. Fig.3 zeigt den Entscheidungsbaum der Bodenechounterdrückung mit den neuen Geräten und Fig.6 illustriert die erreichte Verbesserung mit den neuen (Albis im Osten und Lema im Süden) gegenüber dem alten (LaDôle im Westen). LaDôle arbeitet zum Zeitpunkt von Fig.6 immer noch nach dem alten Verfahren, dessen Bodenechounterdrückung einzig auf der Ausblendung bodenechogefährdeter Gebiete beruhte: es werden kumulierte Masken verwendet, die im Einzelfall mehr Echos ausblenden und so die in der Figur sichtbaren "Löcher" entstehen lassen.

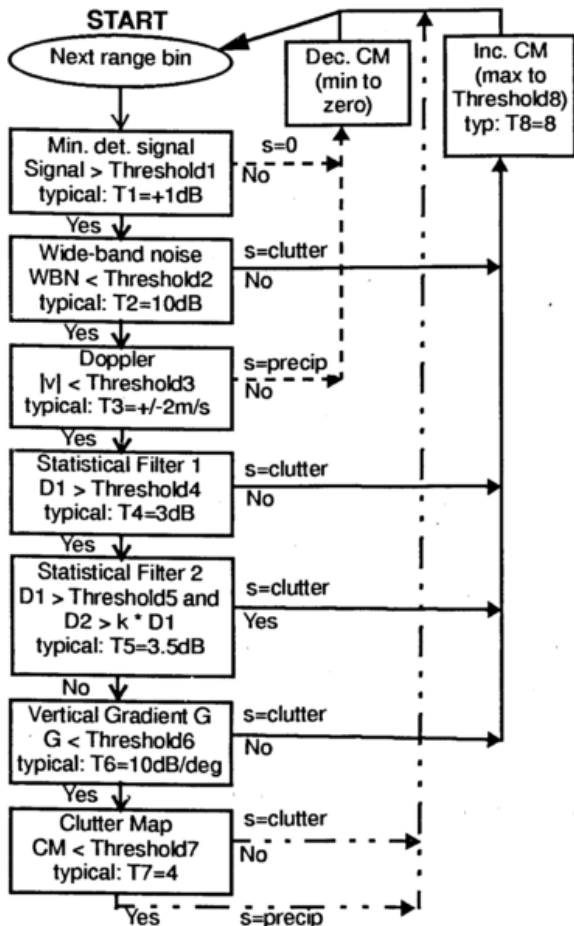


Fig.3: Bodenechounterdrückung: Die Erfahrung zeigt, dass das Zusammenwirken von verschiedenen Kriterien bessere Resultate bei der Unterdrückung von Bodenechos ergibt als die Perfektion eines einzelnen Kriteriums (Lee et al, 1995). Der nebenstehende Entscheidungsbaum wird für jedes Distanzelement von 83m Länge sowie nötig durchlaufen. Dabei kommen zuerst 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 Mikrosekunden Sendeimpuls) ist so gross, dass wir es uns leisten können, im Zweifel zuviele Zellen wegzuworfen. Es bleiben immer noch genügend gültige Wetterechos dazwischen, um die Lücken durch Interpolation zu füllen.

2.3 Volle Volumenerfassung

Da unsere mechanische Antenne in einem Moment nur in eine Richtung und mit einer Auflösung von einem Grad senden und empfangen kann, braucht die Erfassung des gesamten Wettervolumens in Azimut und Elevation eine gewisse Zeit. Die in Fig.3 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".

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

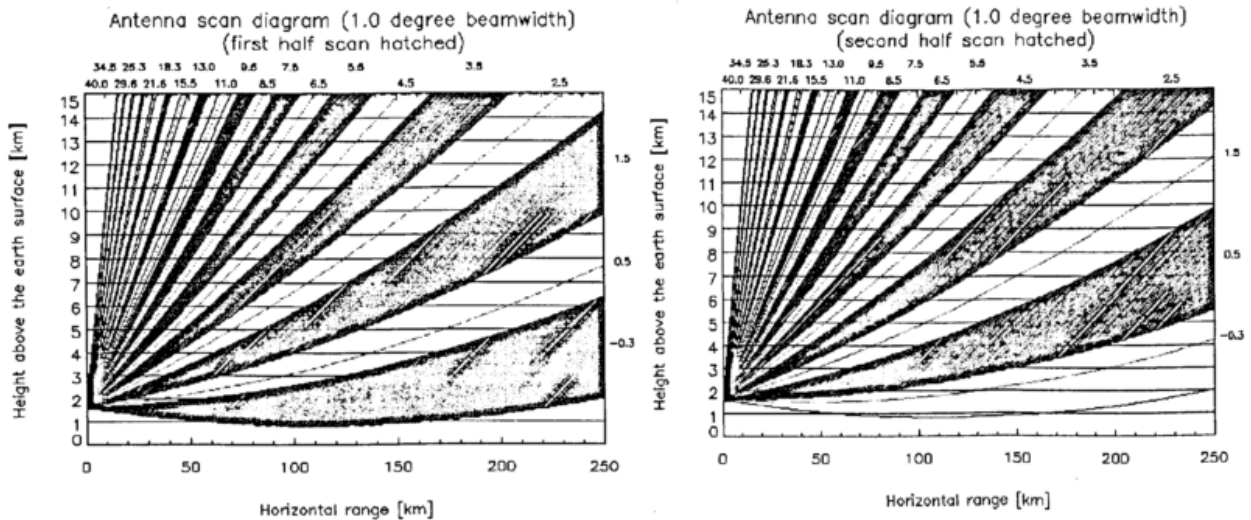


Table 2: Attributes for scanning the antenna

N	Elevation	Δ 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

Wesentlich Zeit könnte man mit einer elektronisch ausgelenkten Antenne gewinnen (Randeu, 1995), deren Bewegung nicht durch die Trägheit der Masse verzögert wird und die daher praktisch trägheitslos

von Niederschlag zu Niederschlag springen und jeweils solange verweilen kann, 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 (Malkomes, 1995) und der Entwicklung einer Anwendungsstrategie (Software) für eine solche Antenne. Beides ist heute in rasanter Entwicklung begriffen

Um die Abstimmung zu optimieren, drehen die neuen mechanischen Antennen in der Schweiz bei hohen Elevationen rascher. Gleichzeitig ist die Pulsfolgefrequenz (PRF) höher, denn bei hoher Elevation besteht kein Problem der Mehrdeutigkeit in der Distanz, wohl aber ein solches der Geschwindigkeitsbestimmung. Diese letztere ist noch störender bei tiefen Elevationen, doch können wir dort nichts dagegen tun (bei 1200Hz PRF beträgt die eindeutige Distanz 125km, die eindeutige Geschwindigkeit 33m/s).

2.4 Eichung

Für die Erfassung der Verlagerung von Niederschlägen (Li et al, 1995) stellen wir keine hohen Ansprüche betreffend Eichung der Radargeräte. Falls aber quantitative Messungen und gar Hochwasservorhersagen von Interesse sind, gelten strengere Anforderungen. In diesem Falle muss die Hardware innerhalb einigen Prozenten stabil sein, denn sie bildet die Grundlage für die langfristige Aneicherung mit Niederschlagsmessern (Weisbarth, 1995). Dabei ist es wesentlich, dass wir abschliessend mit der direkt gefragten Grösse eichen, in unserem Falle die Niederschlagsmenge (Riedl, 1995). Fig.5 aus Della Bruna et al (1995) 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. Die Signalverhältnisse, d.h. wieviel Leistung bei welcher Niederschlagsintensität empfangen wird, kann ebenfalls dem Diagramm entnommen werden.

Formel 1 erlaubt, die gemessenen Eichwerte in Echtzeit anzuwenden, über M Einzelwerte R_{ij} zu mitteln und die korrigierte Regenmenge R_i zu berechnen:

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

Dabei bedeutet R_{ij} die im Azimut j und in der Distanz i gemessene Niederschlagsintensität, M bedeutet die Anzahl Stichproben im Azimut, R_N 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.

2.5 Korrekturen

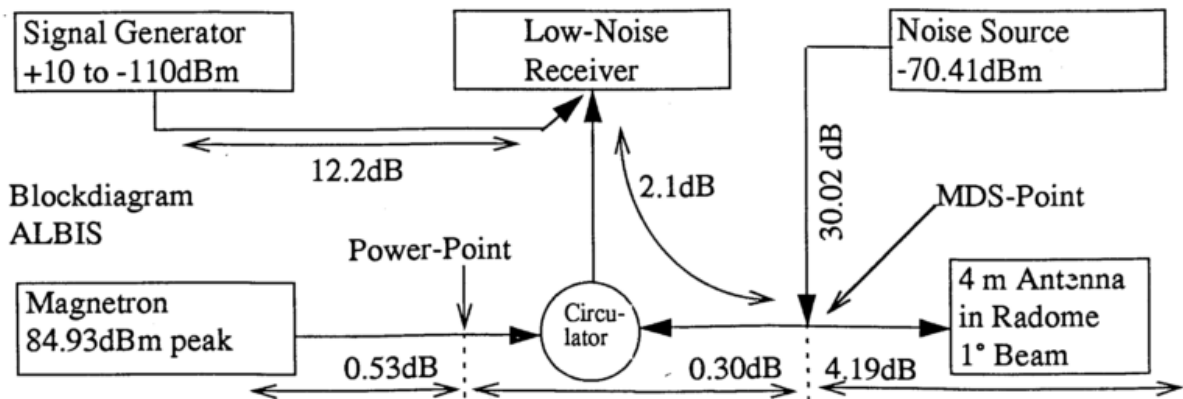
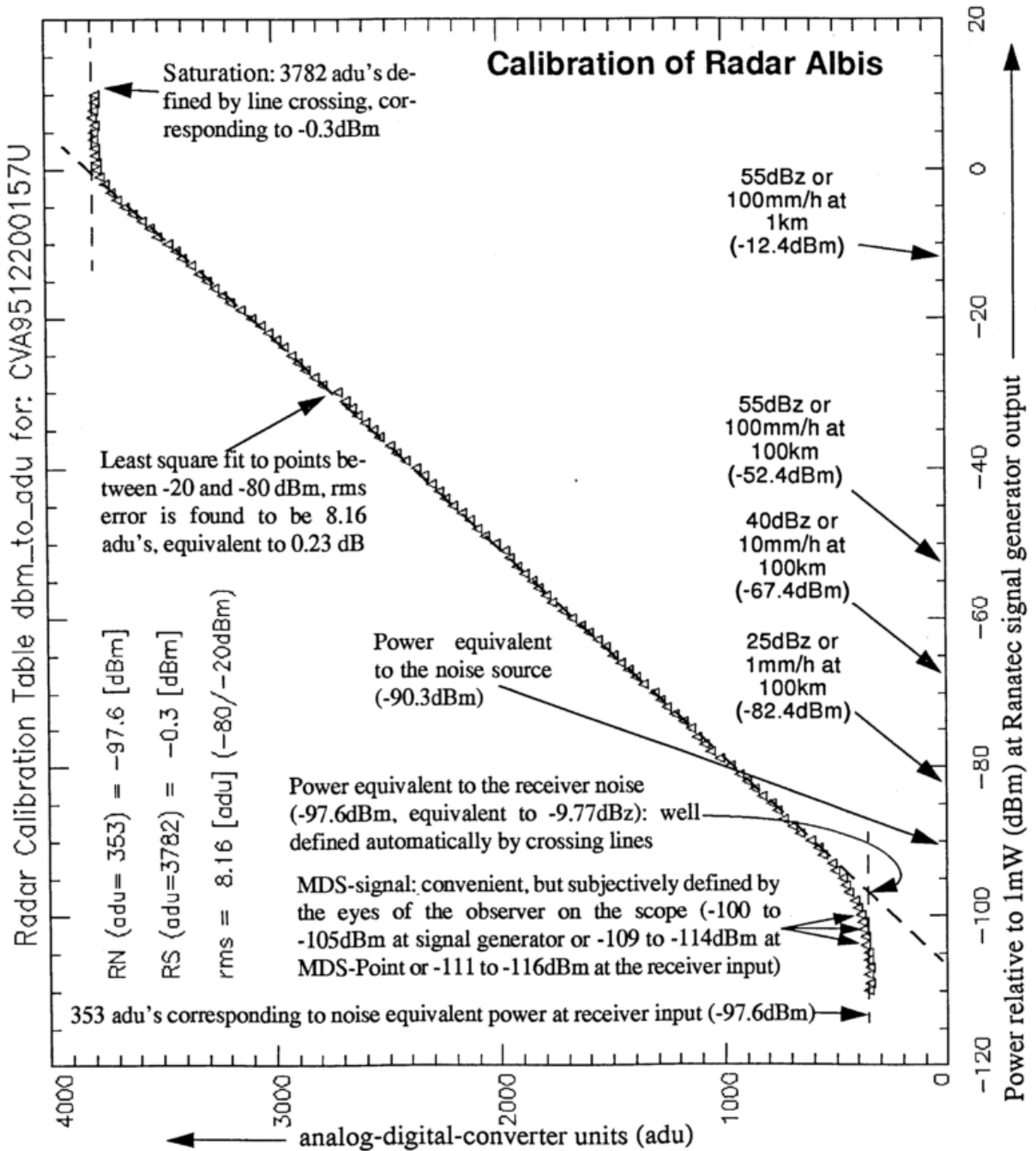
Hier ist das Verfahren zur Bestimmung der Niederschlagsintensität am Boden kurz skizziert, eine ausführlichere Beschreibung findet sich in Joss und Lee (1995). Die Niederschlagsintensität am Boden $RG_{i,j}$ wird für jedes Bildelement im Grundriss aus den 12 in der Höhe abgeschätzten Werten $[R_{i,j,H}]_{estimated}$ 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:

$$RG_{i,j} = \left(\sum_1^{12} W_{H,HG} \times K_{H,HG} \times \|R_{i,j,H}\|_{estimated} \right) / \left(\sum_1^{12} W_{H,HG} \times VIS_{i,j,H} \right) \quad (2)$$

Man beachte, dass die Niederschlagsintensität in der Höhe $[R_{i,j,H}]_{estimated}$ zuvor mit einer einzigen Z-R Beziehung ($Z = 320 \cdot R^{1.5}$) 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 (Formel 3):

$$\|R_{i,j,H}\|_{estimated} = \|R_{i,j,H}\|_{real} \times (VIS_{i,j,H}) \quad (3)$$

Fig.5: Blockdiagram (unten) und volle 121 Punkt Eichung des Empfängers von Radar Albis in 1 dB Schritten vom Empfängerrauschen zu seiner Sättigung, ausgeführt jeweils um Mitternacht oder auf Anforderung via Telefonverbindung.



2.7 Produkte und Archivierung der Radardaten

Tabellen 3 und 4 geben eine Uebersicht über die 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. Eine Aufgabe der nahen Zukunft wird darin bestehen, ein vernünftiges Konzept zur Archivierung dieser Daten und zum Abfragen der archivierten Daten zu entwerfen.

Table 3: Number, content, size and transmission times of products

	Resolution	Interval	Pixel	Information	Size ^(a)	Time ^(b)
Product	xyz [km ³]	min	in product		Byte	s
RAPID	1x1x1	2.5	305x269	4bit, max	81'280	8
RAIN	1x1x1	5	305x269	4bit, corrected rain rate	82'045	8
OVERVIEW	2x2x1	5	12x200x200	4bit, 12 height-levels	243'840	22
OVERVIEWC ^(c)	2x2x1	5	12x305x269	4bit, 12 height-levels	988'340	89
WIND	107m to 7km	2.5	64 heights	Wind speed and direction	332	1
POLAR	1 ⁰ x1 ⁰ x1km	each el.	20x360 ⁰ x230km	Z, v, 20 elevations	636'320	65
STATUS	-	5	-	state of the system	289	1
TODAY ^(d)	2x2x1	5 (old: 10)	281x217 ^(e)	3bits, max, overlay	41'472	225

^(a)Size before compression

^(b)Transmission time after compression on 64kbit/s line, except for TODAY (no compression, 2.4kbits/s)

^(c)OVERVIEWC is the composite made out of the CH-Radars (OVERVIEW)

^(d)Swiss information and data from neighboring countries, as available

^(e)Size of total picture (including side-views and added information is 320x256 pixels)

Table 4: Products for operational users: Content in MByte

Product	N/day ^(a)	One day ^(b)	One month ^(c)	Three radars ^(d)	Composite ^(e)
RAPID	2 x 288	46.817	1'404.518	4'213.555	1'404.518
RAIN	288	23.629	708.869	2'126.606	708.869
OVERVIEW	288	70.225	2'106.778	6'320.333	-
OVERVIEWC	-	-	-	-	8'539.258
WIND	288	0.096	2.868	8.605	-
POLAR	2 x 288	183.260	5'497.800	16'493.414	-
STATUS	288	0.083	2.497	7.491	-
TODAY	288	11.944	358.318	1'074.954	358.318
Total	2'592	336.054	10'081.662	30'244.866	11'010.963
Gross- Total ^(f)					41'255.829

^(a)Number of products transmitted from one radar 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 of all three radar stations

^(e)Composite information transmitted from the composite computer during one month.

^(f)Total Swiss radar information (three radars and composite products) for one month

3• Anwendungen

3.1 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 besonders schwierig in einem Gebirgsland, wo die Sichtbarkeit reduziert ist und störende Bodenechos auch aus grossen Distanzen empfangen werden. Diese Bodenechos wirken in allen Anwendungen störend. Wir müssen sie, mög-

lichst ohne wahre Niederschlagsinformation zu verlieren, eliminieren (Kapitel 2.3). 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 und damit für Probleme bei der quantitativen Niederschlagsmessung in grösserer Entfernung (>50km). Auch störende Bodenechos treten im flachen Land auf, insbesondere bei anomaler Wellenausbreitung in Inversionslagen.

Ein weiteres Problem der Niederschlagsmessung mittels Radar liegt in der Tatsache, dass die Referenzwerte Schwierigkeiten mit sich bringen, 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 beachten. Man beachte, dass Schneeakkumulation, je nach Temperatur, die Abflussmengen verkleinern oder vergrößern kann.

Table 5: Agreement with the ground-truth: Description of basin, amounts (mm), correlation, and corrections applied to the data (clutter and profile for two types of gauges (GG and gg), river flow (FF) and radar estimate (RR) for five years of monthly precipitation estimates.

Area of river basin Nr	1	2	3	4	5	6	AVG	STDEV
Name of river basin	YVO	THO	ROG	WAE	MOG	GOL	all 6	all 6
Size of river basins	132	356	56	84	96	56	130	114
Distance from radar	54	104	50	40	40	74	60	25
Visibility above basins	1939	1966	1071	1476	1458	1071	1497	395
Height of basin	679	1068	586	650	959	833	796	190
GG: amount in gauges for basins	91	130	94	111	161	118	118	25.9
gg: amount gen. purpose gauges	122	68	147	89	77	68	95	32.4
FF: am. river flow out of basins	37	65	39	51	93	66	59	20.9
RR: amount of radar over basins	122	107	168	117	77	92	114	31.3
$C_{(GG \leftrightarrow gg)}$ (Gauge \leftrightarrow gauge)	0.60	0.79	0.81	0.90	0.86	0.81	0.80	0.10
$C_{(GG \leftrightarrow FF)}$ (Gauge \leftrightarrow river-flow)	0.45	0.68	0.47	0.63	0.65	0.64	0.59	0.10
$C_{(GG \leftrightarrow RR)}$ (Gauge \leftrightarrow radar)	0.53	0.57	0.54	0.37	0.77	0.81	0.60	0.16
$C_{(gg \leftrightarrow FF)}$ (gauge \leftrightarrow river-flow)	0.26	0.64	0.40	0.63	0.66	0.73	0.55	0.18
$C_{(gg \leftrightarrow RR)}$ (gauge \leftrightarrow radar)	0.34	0.32	0.59	0.36	0.71	0.72	0.51	0.19
$C_{(FF \leftrightarrow RR)}$ (river-flow \leftrightarrow radar)	-0.04	0.30	0.29	0.33	0.34	0.47	0.31	0.17
Clutter correction	-32%	-21%	-12%	-27%	-2%	-3%	-16%	13%
Profile correction	71%	46%	23%	42%	23%	11%	36%	22%

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 Flusseinzugsgebiete 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 (die aus den hochaufgelösten 10min Radar- und Regenmesserdaten gewonnen wurden; siehe Joss und Lee, 1995 für eine ausführlichere Diskussion, in Joss et al, 1995 findet sich eine Kurzfassung). Die Resultate zeigen, dass sogar die örtlich verschachtelten Regenmessernetze GG und gg im Mittel untereinander nur einen Korrelationskoeffizienten von 0.8 aufweisen, dass somit 36% der Varianz nicht korreliert ist.

Die in Tabelle 5 zusammengefassten 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 typisch für 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 das Radar trotz seiner Fehler (Artefakte) eine wesentliche Ergänzung zu den Regenmessern und zu den Abflussdaten.

3.2 Einfluss der Orographie

Es ist eine alte Weisheit: das Gelände beeinflusst den Niederschlag. Die Quantisierung dieses Einflusses jedoch wird erschwert durch "Artefakte", die das Radarecho künstlich vergrößern oder verkleinern, und die, *ebenfalls*, hervorgerufen sind durch die Orographie (zusammen mit der Aufstellung des Radargeräte: mangelnde Sichtbarkeit und wegen Behinderung durch Festziele). Diesen Fragen sind Held und Joss (1994) und, ausführlicher, Held in seiner Dissertation (1995) nachgegangen.

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 reduzieren das Radarecho, vom Boden verursachte, nichtmeteorologische Echos verstärken den mit Radar gemessenen Niederschlag.

Als Resultat dieses Vergleiches zwischen Radargeräten und 470 Regenmessern finden wir für eine gegebene Radaraufstellung in einer bestimmten Niederschlagssituation 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 sollen einerseits Schlussfolgerungen über den Niederschlagsprozess erlauben, dessen Verständnis seit jeher ein faszinierendes Ziel für Radarmeteorologen und Wolkenphysiker war und immer noch ist. Andererseits verspricht das entwickelte Verfahren, die Radarwerte besser zu korrigieren, einmal durch direkte Anwendung der entwickelten Verfahren auf die Radardaten, dann aber auch indirekt, indem wir die Resultate der Regenmesser korrigieren und besser zur Aneichung verwenden können (nach Elimination des Einflusses der Orographie in Abhängigkeit von der grossräumigen Anströmung und des lokaler Windeinfluss auf den Regenmesser).

In einem exploratorischen und einem konfirmatorischen Teil wurden die Methoden anhand von Fallstudien erarbeitet und geprüft, dies unter Berücksichtigung der besonderen Anforderungen der komple-

zen Orographie der Schweiz. Der Gewinn ist umso grösser, je besser das Korrekturprofil bestimmt werden kann: ein aus der jeweiligen Wettersituation bestimmtes Profil ist wesentlich besser als die Verwendung eines klimatologisch gemittelten Profils, aber bereits dieses bringt einen Gewinn. Arbeiten zur Umsetzung und Anwendung in der operationellen Umgebung des Meteorologen sind in vollem Gange.

3.3 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 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). Fig.7 zeigt die Ueberlappung der Erfassungsgebiete der schweizerischen und benachbarten Radargeräte, deren Resultate nach Möglichkeit im schweizerischen Bild integriert werden.

4• Literatur

- Beheng, K.D., 1995: Mikrophysikalische Prozesse. *Annalen der Meteorologie*
- Collier, C.G. 1989: Applications of weather radar systems. A Guide to users of radar data in meteorology and hydrology. Ellis Horwood Limited Publisher, Chinchester. pp 294.
- Della Bruna G. J.Joss and Lee R., 1995: Automatic calibration and verification of the accuracy of radar for precipitation estimates. Preprints 27th Int. Conf. Radar Met. 9-13 October 1995, Vail, Colorado, Amer.Meteor.Soc., 3 pages.
- 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.
- Held, E. and J.Joss J. 1994: The influence of the orography on precipitation seen by the Swiss radars. COST 75 Seminar on Advanced Radar Systems. Brussels, 20.-23.9.1994.
- Held, E. 1995: Radarmessung im Niederschlag und Einfluss der Orographie. Dissertation nr. 11191 der Eidgenössische Technische Hochschule Zürich, in press.
- 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., G. Galli, A.Pittini, G. Della Bruna and Lee R., 1995: Seven years of (dis-)agreement between radar, rain gauges and river flow: possible improvements? Preprints 27th Int. Conf. Radar Met. 9-13 October 1995, Vail, Colorado, Amer.Meteor.Soc. this volume.
- Joss J., and Lee R., 1995: Weather radar: operational processing for nowcasting and precipitation estimation. Paper accepted by JAM, 5.5.95.
- Lee R., G. Della Bruna and J. Joss. 1995: Intensity of ground clutter and of echoes of anomalous propagation and its elimination. Preprints 27th Int. Conf. Radar Met. 9-13 Oct. 1995, Vail, Colorado, Amer.Meteor.Soc., 2 p.
- 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.
- Malkomes M., 1995: Neue Technologien in der Radarmeteorologie. *Annalen der Meteorologie*
- Meischner P., 1995: Theoretische Grundlagen der Radarmeteorologie. *Annalen der Meteorologie*
- Randeu, W.L., 1995: WG-4 Contribution to the Mid-term Review Report. COST75, 75/WD/79, Bruxelles, 8pages.
- Randeu, W.L., 1995: Die internationale Vernetzung von Wetterradarsystemen. *Annalen der Meteorologie*
- Riedl J., 1995: Erforderliche Korrekturen und gebräuchliche Korrekturverfahren bei der Nutzung von Wetterradardaten. *Annalen der Meteorologie*
- Schrot A., 1995: Theoretische Grundlagen der Radartechnik. *Annalen der Meteorologie*
- Seltmann J., 1995: Radar-Signalkorrekturen und Datenqualität. *Annalen der Meteorologie*
- Steinhorst G., 1995: Das Radarverbundsystem des Deutschen Wetterdienstes. *Annalen der Meteorologie*
- Weisbarth J., 1995: Systemtechnik. *Annalen der Meteorologie*

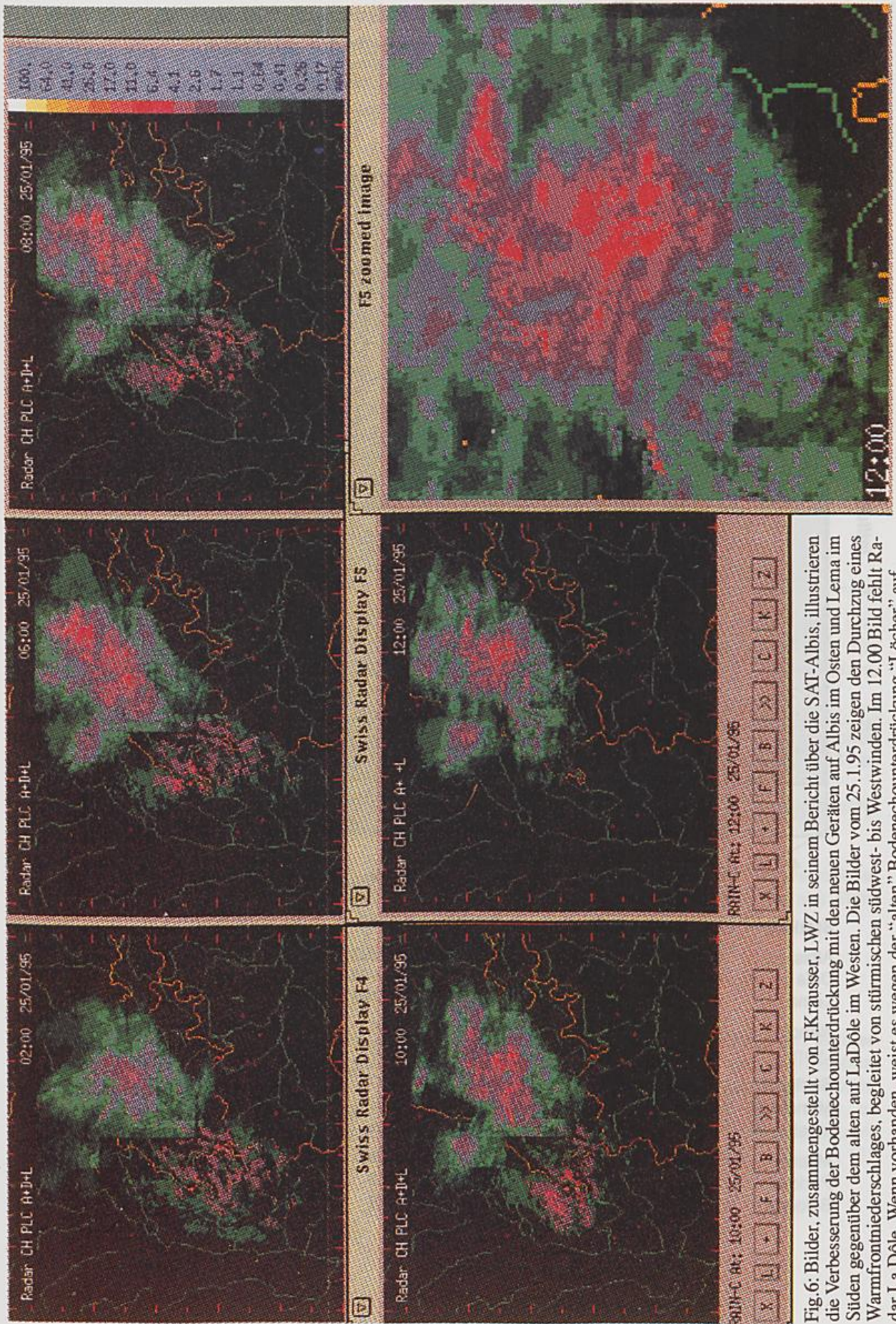
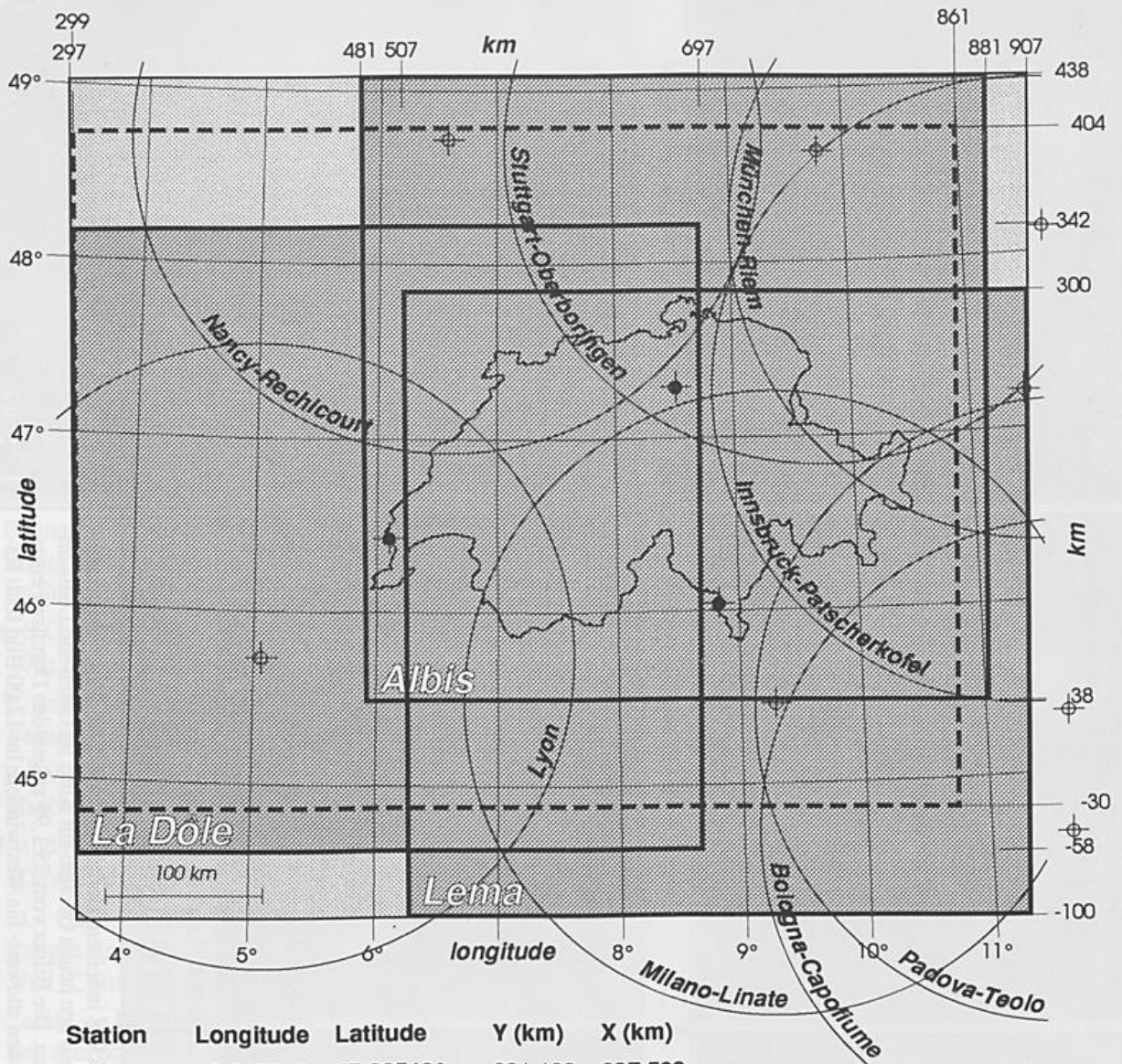


Fig. 6: Bilder, zusammengestellt von F.Krausser, LWZ in seinem Bericht über die SAT-Albis, illustrieren die Verbesserung der Bodenechounderdrückung mit den neuen Geräten auf Albis im Osten und Lema im Süden gegenüber dem alten auf LaDôle im Westen. Die Bilder vom 25.1.95 zeigen den Durchzug eines Warmfrontniederschlags, begleitet von stürmischen südwest- bis Westwinden. Im 12.00 Bild fehlt Radar La Dôle. Wenn vorhanden, weist es wegen der "alten" Bodenechounderdrückung "Löcher" auf.

Fig.7: 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

Neue Technologien in der Radarmeteorologie

Dr.-Ing. Martin Malkomes

GAMIC mbH, Roermonder Str.151, 52072 Aachen

Abstract

A summary of the current state of the art of Doppler radar technology is given. The most significant future techniques for meteorological Radar data acquisition and processing are discussed with respect to their potential of implementation and usage for operational weather analysis.

Zusammenfassung

Es wird ein Überblick des aktuellen Standes der Dopplerradar Technik gegeben. Die wichtigsten Zukunftstechniken werden diskutiert, die beim meteorologischen Dopplerradar, der Radardatenerfassung und Verarbeitung voraussichtlich zum operationellen Einsatz kommen werden. Insbesondere wird der erwartete Nutzen für die Wetterdatenerfassung diskutiert.

1. Einleitung

Die Puls-Doppler Radartechnik, die seit den 60er Jahren in militärischen und flugsicherungstechnischen Anwendungen eingesetzt wird, findet seit ca. 1980 in der Wetterdatenerfassung Anwendung. Heute werden meist Magnetron-Sender Dopplerradars, vereinzelt auch Klystron-Radars installiert und operationell betrieben.

Der Einsatz von Puls-Doppler Radars wurde in Europa besonders stimuliert durch die COST 72, 73 Aktionen. Die wichtigsten und für die Meteorologie neuen Technologien, die hier angesprochen werden sollen, sind auch in den Empfehlungen für die COST 73 Folgeprojekte (COST 75) in (1) zu finden.

Es sollen hier zunächst die gängigen Technologien kurz erwähnt werden, wobei deren technische und kommerzielle Vor- und Nachteile diskutiert werden.

Die technischen Innovationen, die potentiell in zukünftigen Generationen operationeller Wetterradarsysteme zur Anwendung kommen werden, werden ebenfalls diskutiert und aus Sicht der Industrie bewertet.

2. Analyse der aktuellen Wetterradargeneration

Eine meteorologische Radaranlage (Radar Data Acquisition System, RDAS) stellt einen aktiven Sensor dar, der einen Mikrowellenpuls abstrahlt und das von Zielen in der Atmosphäre zurückgestreute Signal empfängt. Die wesentliche Eigenschaft moderner RDAS ist ihre Fähigkeit, die Radialgeschwindigkeit meteorologischer Ziele, bezogen auf den Standpunkt der Anlage, zu messen. Hierbei wird der Dopplereffekt ausgenutzt, der die Frequenz des Empfangssignals proportional zur Geschwindigkeit des Zieles erhöht das sich auf den Radarstandort zubewegt (2).

Ein System-Blockdiagramm eines Magnetron Dopplerradar-Systems zeigt Abb. 1. 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, CMS)
6. und dem Prozessor für die Generierung meteorologischer Produkte (Radar Product Generation Processor, RPGP) mit der Produktgenerierungssoftware.

Man unterscheidet bei den Dopplerradaranlagen zwischen vollkohärenten (= senderkohärenten) und empfangskohärenten Systemen. Die technischen Unterschiede finden sich im wesentlichen in der Konstruktion des Senders und des Empfängers. Die entscheidenden Kriterien, in denen sich diese Anlagentypen unterscheiden, sind:

- ihre Stabilität in Frequenz und Amplitude von Puls zu Puls
- ihre Modulierbarkeit.

Magnetron Doppler-Radar, Empfängerkohärente Systeme

Ein empfangskohärentes Radar, wie in Abb. 1 gezeigt, verwendet als Mikrowellenquelle ein gepulstes Koaxialmagnetron, d. h. einen besonders frequenzstabilen Mikrowellenoszillator. Hierbei wird die Amplitudenstabilität (d. h. die Pulsleistungsstabilität) und auch die Frequenzstabilität nur durch eine extrem hohe Puls-zu-Puls Stabilität des Hochspannungspulses erreicht, die durch eine sog. "Dequing"-Regelung sichergestellt wird (3).

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 Vektordemodulation der dopplerverschobenen Frequenz des empfangenen Signals zu haben. 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 Empfangszyklus auf der Sender ZF phasenkohärent (Coherent Oszillator, COHO) als Referenzsignal für den I/Q-Demodulator weiter.

Vorteil: Preisgünstig, erfüllt die Basisanforderungen der Messung von Z, V, W
Nachteil: Grenzen der Genauigkeit, Stabilität, MTI, Clutterunterdrückung, CCR = 40dB

(Z = Reflektivität in dBZ, R = Regenintensität in mm/h, V = Radialgeschwindigkeit in m/s, W = spektrale Breite oder Turbulenz in m/s, MTI = Moving Target Indication Improvement Factor in dB, CCR = Clutter Cancellation Ratio in dB)

Vollkohärente Dopplerradars

Beispiele: NEXRAD, TDWR, GPM 500, ATC 33S

Bei einem vollkohärenten Radar wird ein gepulster Leistungsverstärker als Sender verwendet. Dieser Verstärker kann eine Kreuzfeldröhre (Crossed Field Amplifier, CFA), eine Wanderfeldröhre (Travelling Wave Tube, TWT) oder sogar eine Matrix (Serien/Parallelschaltung) von Transistorverstärkerelementen (Solid State Amplifier, SSA) sein. CFA's haben einen vergleichsweise geringen Verstärkungsfaktor (typ. 10-15 dB) und TWT's sind aufgrund ihrer hohen Bandbreiten (typ. 10%) ziemlich teurer, daher werden für meteorologische Anlagen **Klystrons** bevorzugt. Theoretisch könnte ein vollkohärentes Radar realisiert werden, indem ein STALO-Signal verstärkt und abgestrahlt werden würde. Das gleiche STALO-Signal würde nun zur Abmischung des empfangenen Signals direkt in das Basisband unter Vermeidung jeglicher ZF-Stufen verwendet werden (Homodyn-Empfang).

Tatsächlich bietet es einige Vorteile, auch in vollkohärenten Systemen einen Heterodyn-Empfänger zu verwenden und das Sendesignal durch Mischung des STALO- mit dem COHO-Signal zu erzeugen. Eine Vektor-Demodulation ist bei einem Homodyn-System schwieriger zu realisieren und auch das sog. 1/F-Rauschen ist bei Heterodyn-Empfängern besser zu beherrschen.

Vorteil: Hohe Genauigkeit, gute Werte für Stabilität MTI, CCR besser 50dB

Nachteil: Hoher Preis insbesondere des Senders

Grenzen moderner Wetterradarsysteme der aktuellen Generation

Die Grenzen der Leistungsfähigkeit der aktuell eingesetzten Systeme liegen -wie nicht anders zu erwarten- in den Grenzen der einzelnen Systemkomponenten:

Antenne:	Abtastung des Raumes, Abtastzeit, Genauigkeit
Sender/Empfänger:	Stabilität, Empfindlichkeit, MTI, Clutter Cancellation, Modulierbarkeit
Signalverarbeitung:	Elimination von Mehrdeutigkeiten in "Radar Range" und Geschwindigkeit
Datendurchsatz:	Signalprozessor, Datenprozessor, Produktgenerierung
Produktverteilung:	LAN (Local Area Network), WAN (Wide Area Network) Bandbreite
Nutzergerechte Visualisierung der Produkte:	Leistung der Verwendeten Plattformen, Verwendung und Akzeptanz von neuartigen 2D und 3D Darstellungsformen

Als nächstliegende Schritte zur Verbesserung der Leistung der Magnetron Dopplerradar Systeme sind hier aktuell in der Untersuchungs- bzw. Realisierungsphase:

- Phased Array Antennen mit entsprechender Signalverarbeitung
- Kalibration Online/offline
- Interleaved scan (6)
- Verbesserung der Linearität und Dynamik der Messung (AGC, IAGC)
- Signalprozessor: Second Trip Recovery, Filterung

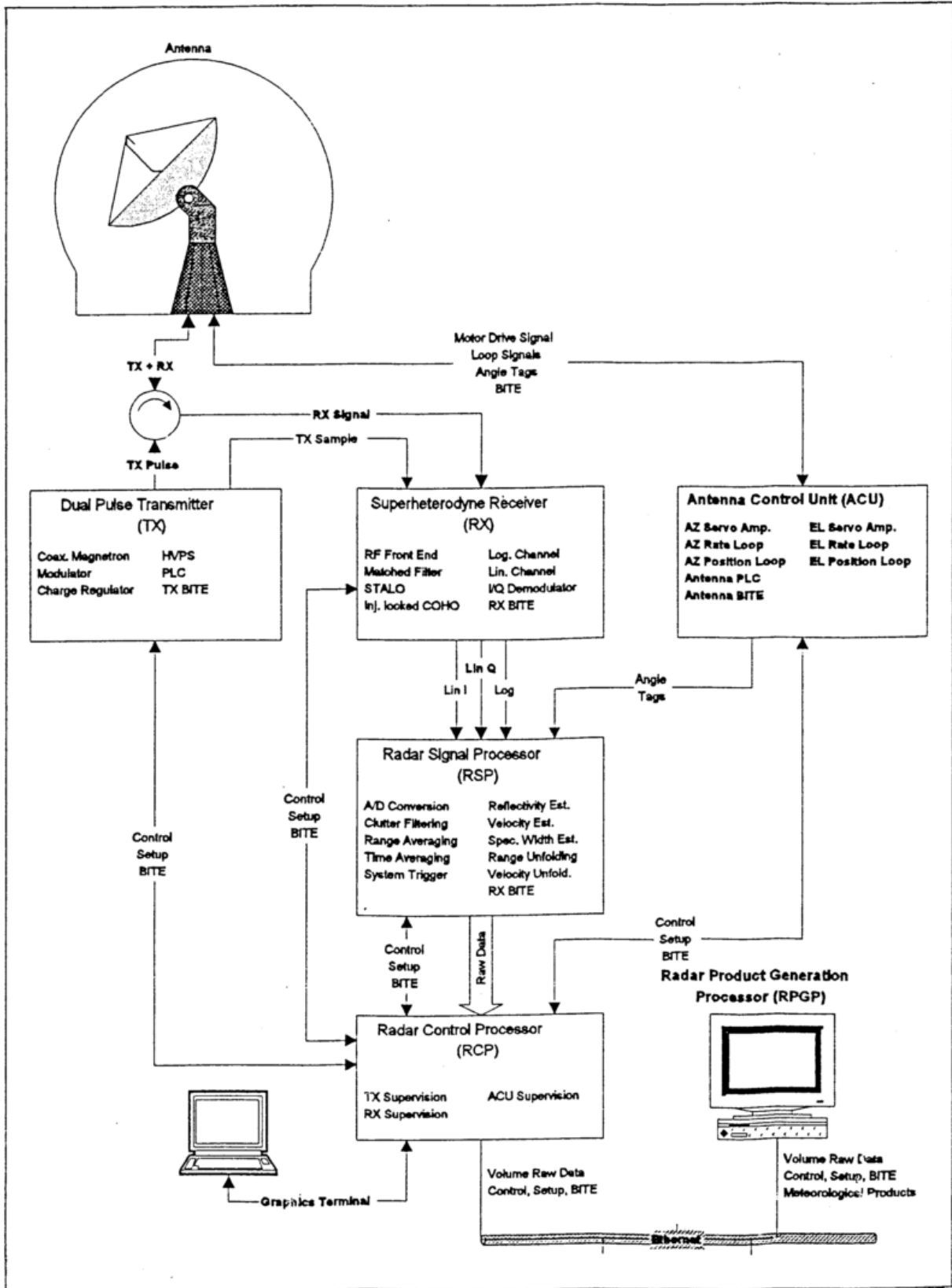


Abb. 1 System Blockdiagramm, Magnetron Radar

3. Neue Technologien für die Radarmeteorologie

Wesentliche neue Technologien zur Verbesserung der Meßqualität für meteorologische Daten...

Insbesondere sind hier die folgenden Technologiefelder in dem nächsten Jahrzehnt für die Meteorologie interessant:

1. Multi-Parameter Systeme (Frequenz, Polarisation)
2. Frequenz-, Puls- (PRT, PRF), Phasengilität (second trip recovery)
3. Pulskompression (FM Modulation "frequency-chirp", Puls Codierung (Phasencodierung, Barker Codes)
4. Phasengesteuerte Gruppenantennen (phased arrays)

3.1 Radar Sender/Empfänger

Es werden hier stichpunktartig die wichtigsten technischen Bereiche erwähnt in denen Verbesserungen für die Zukunft zu erwarten sind. Der Stand der Technik für die Anwendung in der operationellen Radarmeteorologie wird wie folgt gekennzeichnet: STA ("state of the art"), MIL (muß noch "zivilisiert" werden, R+D (erfordert noch Aufwand in Forschung und Entwicklung). Auf Kostenaspekte wird hier nicht eingegangen!

-Online/Offline Kalibrierung	(Meteor 360A, 18FC)	...STA/R + D
-Vollkohärente Sender		
Klystron	(TDWR, NEXRAD, GPM 500)	...STA
TWT	(Experiment.)	...R + D
CFA	(Experiment.)	...R + D
-Solid-State Sender	(ATC 33S, Alenia etc.)	...MIL, STA
-Digitale ZF	(Experiment.)	...R + D
-Pulsagile Sender/Empfänger		
-Prf, Pulsbreite		...STA
-Pulskompression, Puls-Codierung		...MIL, R + D
-Multifrequenzmessung, frequenzagile Systeme		...STA, R + D

Insbesondere sind hier interessante Fortschritte im Bereich der Pulskompression/codierung zu erwarten:

Es kann durch diese Technik mit relativ geringer Ausgangsleistung des Senders, jedoch mit Verwendung langer (codierter) Pulse eine hohe Abstrahlenergie erreicht werden. Sowohl eine große Reichweite als auch eine kleine räumliche Auflösung wie bei kurzen Pulsen ist mit diesem Verfahren möglich. (7)

Dies ist besonders für eine kostengünstige Konzeption eines Radarsenders (Klystron, besonders Solid State Amplifier, SSA) von Bedeutung. Die Solid-State Halbleiter-Sender-Technik bietet noch weit höhere Stabilitätseigenschaften (MTI, CCR) als die Klystron Technik! Überdies ist sie aus dem ATC (Air Traffic Control Primary Radar) Markt verfügbar.

Es sind hier die Effekte auf Clutter-Unterdrückung und Dopplertoleranz für die gängigen Verfahren (FM Kompression und Phasencodierung) noch genauer im Hinblick auf die meteorologische Anwendung theoretisch und experimentell zu untersuchen. (R + D)

Multifrequenz und Multipolarisationsanlagen sind grundsätzlich von großem Interesse für Grundlagenuntersuchungen, der erhebliche Mehrpreis bei der Antennenanordnung wird jedoch durch den operationellen Gewinn an zusätzlicher Information kaum aufgewogen.

3.2 Radar Antennen

Es sollen hier die Grundprinzipien der für meteorologische Radargeräte eingesetzten Antennenformen kurz dargestellt werden.

Die Antennenbauform und -größe sowie die Leistungsfähigkeit des Antennenpositionierers hat signifikanten Einfluß auf die Genauigkeit und Geschwindigkeit der Raumabtastung.

-Standardantennen:

Beispiele: Parabol-, Cassegrain-, Multirefektorantennen

Hier "vereinfachte" Grundregeln zur Bewertung von Antennen....

1. Die **Antennencharakteristik** ist die Fouriertransformierte der Strahlungsbelegung der äquivalenten Strahlerfläche.
2. Die technische Realisierung der Strahlungsbelegung, Parabolantenne mit Hornstrahler oder Phasengesteuerte Antennengruppen (phased) array ist für das resultierenden Diagramm (in erster Näherung fast) unbedeutend

Durch eine erweiterte Konstruktion der Antenne (Speisesystem) kann auch eine **Multiparametermessung** (Frequenz und Polarisation) durchgeführt werden, die z.B. eine genauere Analyse der meteorologischen Ziele ermöglicht (Hagel, Regenklasse, Dämpfung ...). Insbesondere sind hier zu nennen...

-Mehrfrequenzantennen...

Beispiel: z.B. eine Kombination von S-Band und X-Band Antennen, wie bei der MLR-5 Antenne

Es lassen sich mit einer solchen Antenne zusätzliche Messungen meteorologischer Parameter (wie der Regendämpfung sowie Regenklassenbestimmung und ggf. Hagelerkennung) im Pulsvolumen durchführen.

Nachteil: Teure Antennenkonstruktion

-Polarisationsgesteuerte Antennen

Beispiel: Poldirad, GPM500

-"Dual-Polarization"... Zwei Polarisationsebenen (Horizontal und vertikal)

Mit Hilfe einer solchen Antenne lassen sich die Reflexionseigenschaften des Niederschlags in zwei orthogonalen Ebenen messen. Zirkulare Polarisation wäre hier auch möglich, ist jedoch technisch aufwendiger, der Nutzen für die Messung meteorologische Daten ist überdies fragwürdig.

Es kann hier mit der Messung der orthogonalen Reflektivitäten Z_h und Z_v verschiedene Zusatzdaten berechnet werden:

ZDR...Differentielle Reflektivität, = Z_h/Z_v

LDR... "linear depolarization ratio" (lineares Depolarisationsverhältnis),

ggf. CDRCircular depolarization ratio.

Von signifikanter Bedeutung ist, ob die verwendete Technologie der Antenne eine Puls-zu-Puls Umschaltung der Polarisation zuläßt. Weiterhin bestimmt die Konstruktion der Antenne, ob während der Aussendung in der einen Poarisation gleichzeitig die Reflexionen der anderen Ebene empfangen werden können. Dies besonders im Fall interessant, daß zwei Empfänger/Sender zur Verfügung stehen.

-Multi-Polarisationsantennen

Die Funktion ist ähnlich wie be den Dual-Polarisationsantennen jedoch mit frei steuerbaren Polarisationswinkel des Strahlungs- und Empfangsvektors.

-Phasengesteuerte Gruppenantennen (phased array)

Beispiel: COST 73...Swiss Weather Radar Project, MLS (Microwave landing system),

Eine Antennengruppe besteht aus einer Vielzahl von Strahlerelementen, die über Leistungsteilernetzwerke und elektronisch gesteuerte Phasenschieber gespeist werden. Der Abstand der Einzelemente sollte kleiner als die halbe Wellenlänge sein.

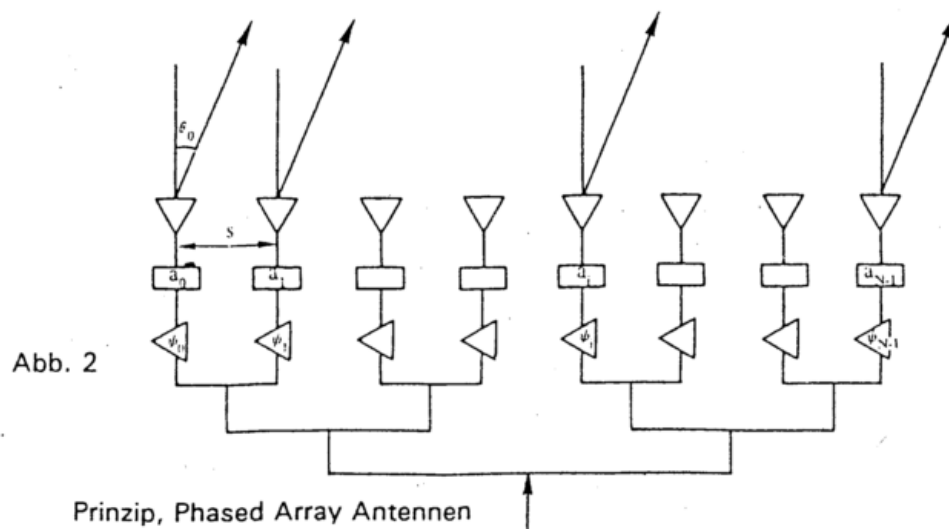
Die elektronische Ausrichtung der Antennenrichtcharakteristik (Hauptstrahlrichtung) geschieht hier durch elektrische Phasenverschiebung der Speisesignale der einzelnen Strahlerelemente. (Abb. 2) Aus Kostengründen sind für zivile Anwendungen nur **planare Antennengruppen** sinnvoll. 2D oder 3D Antennengruppen wurden bislang nur in experimentellen oder militärischen Projekten realisiert.

Abb. 3 zeigt ein Beispiel einer planaren Gruppe in Hohlleitertechnik. Die Einzelstrahler werden durch phasengesteuerte Hohlleiterschlitzzstrahler realisiert. Die Phasenschiebung erreichen Ferritphasenschieber in jedem Hohlleiterpfad.

In der Praxis lassen sich Schwenkwinkel von ± 60 grad bezogen auf die Flächensenkrechte erreichen, sodaß die Antenne um ca. 30 Grad gekippt installiert wird. Die Drehung im Azimuth geschieht weiterhin mechanisch.

Der Vorteil der phased array Antenne ist die Möglichkeit einer flexiblen, schnellen Raumabtastung in Elevationsrichtung. Die Abtastverfahren sind nicht mehr an eine konische Elevation- über-Azimuth Drehbewegung gebunden, die überdies noch leicht die mechanischen Grenzen des Antennenpositionierers erreichen kann.

Insbesondere stellt dieser Vorteil jedoch hohe Anforderung an den(die) Signalprozessor(en), da im Zeitraum einer Antennenumdrehung im Azimuth eine komplette Raumabtastung durchgeführt werden kann. Dies erhöht den Datendurchsatz um den Faktor 10..20!



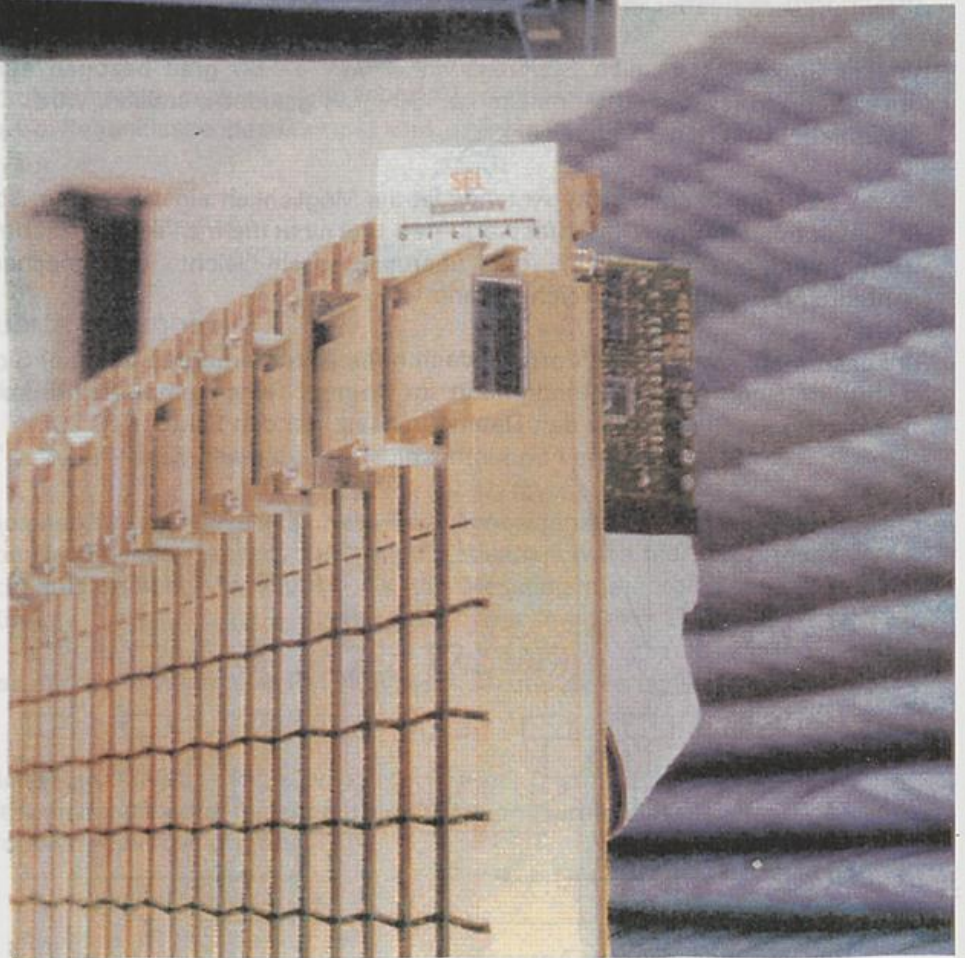
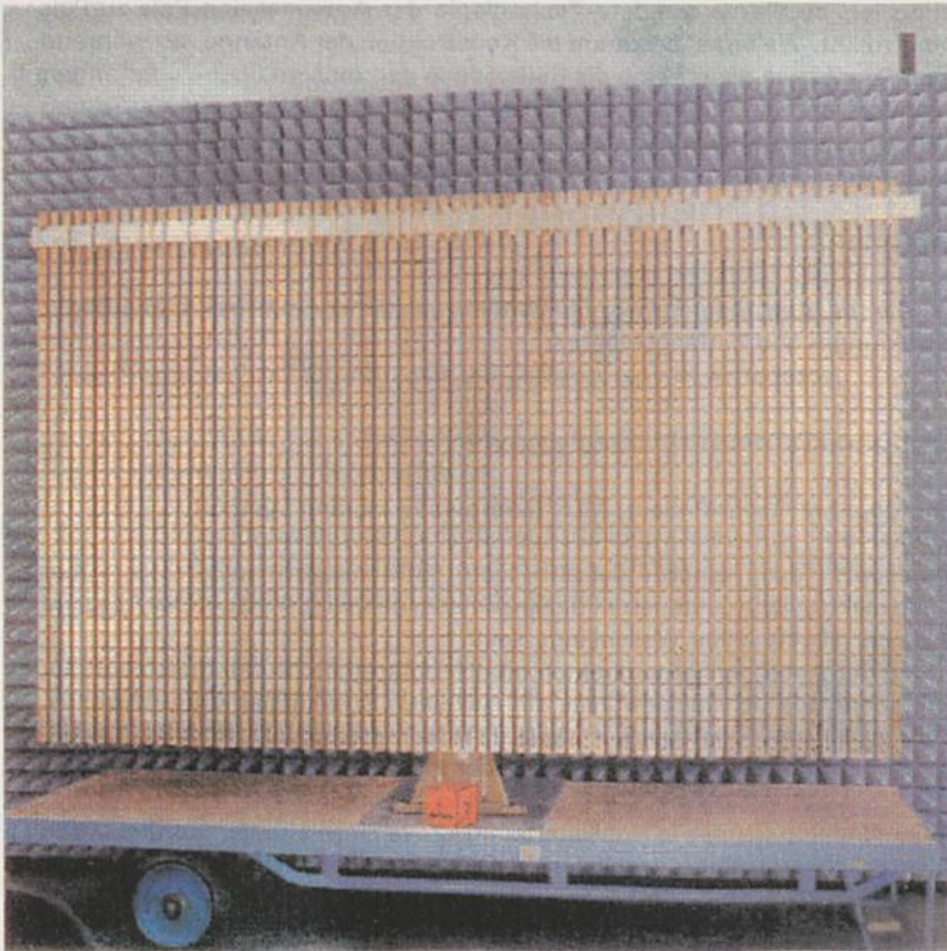


Abb. 3 Beispiel einer planaren Antennengruppe

3.3 Radar Signalverarbeitung

-Standard Verfahren der Dopplerradarsignalverarbeitung

Die gängigen Verfahren sollen hier zunächst tabellarisch aufgeführt werden, die in Signalprozessoren der aktuellen Generation realisiert sind...

Beispiele: RVP-6, PSP-32, GSP-02

-Korrekturverfahren der Signalqualität des Reflektivitätssignals sind realisiert...

- Kalibrierung
- Unterdrückung von Festzielen (Clutter), MTI Canceller
- Signal-Schwellwertabfragen
- Rauschunterdrückung
- Isolierte parasitäre Signale (speckles)
- Messung und Bewertung des Signal-zu-Rauschabstandes
- Filterung

-Dopplerdatenverarbeitungsalgorithmen....

- Pulspaar-Verarbeitung
- FFT (Fast Fourier Transform)
- Clutter-Erkennung und Verarbeitung
- Eliminationsverfahren zur Vermeidung von Mehrdeutigkeiten in der Entfernung-, Geschwindigkeitsmessung, Duale PRF "staggered" PRF

-Neue Verfahren zur Verbesserung der Datenqualität und Eindeutigkeit

Es werden aktuell eine Reihe von Verfahren auf Ihre radarmeteorologische Verwendbarkeit untersucht. Diese Verfahren sind zum großen Teil nur im Zusammenhang mit entsprechenden Entwicklungen des Sender/Empfängers/Antenne durchzuführen bzw. sinnvoll.

- Pulsformselektion
- Polarisationsumschaltung
- Phasensteuerung (Random phase processing for second trip recovery)
- Pulssequenzsteuerung (Staggered PRF, PRT)
- Verstärkungssteuerung (AGC, IAGC)
- Kalibrierpulssteuerung
- A/D Wandlung (Digitale ZF)
- Entfaltung von parasitären Doppler-Spektralerweiterungen, Effekten durch schnelle Antennenrotation

Neue Verfahren sind hier an der Verfügbarkeit schneller DSP's orientiert.

-Neue Verfahren bei Pulskompression, Pulskodierung

Hier sind besonders den Anforderungen der Pulsformung bzw. Codierung Rechnung zu tragen. Die im Sendepuls durch Amplituden-, Frequenz- oder Phasenmodulation eingebrachten "Störungen" müssen vom Signalprozessor in Echtzeit "entfaltet" werden, um die Signatur der Zieldaten räumlich und zeitlich wieder exakt zu rekonstruieren. Ohne dies wäre eine quantitative Analyse der meteorologischen Daten unmöglich.

3.4 Datensysteme für die Generierung meteorologischer Produkte

Beispiele: RAINBOW, IRIS, SUNRISE, EDGE

Die Datensysteme aktuellen und zukünftigen Generationen basieren auf der folgende Umgebung

- Betriebssystem UNIX, POSIX
- X11, Motif MMI's (Man Mashine Interface)
- C, FORTRAN (rückläufig, ggf.nur noch für Algorithmen)

- eventuell Windows, Windows NT oder Windows 95
- eventuell PEX, PHIGS
- eventuell 3D Modellierung und Visualisierungswerkzeuge

Es werden vernetzte Workstations aller Leistungsklassen eingesetzt, die o.g. Umgebung besitzen.

Die aktuellen Systeme, siehe auch Abb.1 benutzen einen Echtzeit-Signalprozessor RSP zur Vorverarbeitung der Daten sowie meist einen RCP (Radar Control Processor) zur Radargerätesteuerung und Überwachung sowie einen RGP (Radar Product Generation Processor) zur Produktgenerierung am Radarstandort.

Von dort aus werden die Produktdaten zu dem (den) operationellen Nutzerort(en) über LAN oder WAN versandt. Es kommen meist Standard Dienste wie Datex-P, ISDN, TCP/IP, SLIP, PPP etc. zum Einsatz. Am Nutzerort wird die Produktdarstellung, Archivierung und Weiterverteilung dann ebenfalls auf Standard Workstations durchgeführt.

Die Grenzen der aktuellen Systeme liegen in der Leistung der verwendeten Workstations sowie -bei vernetzten Systemen- in der verfügbaren Übertragungsbandbreite des Netzes. Infrastrukturelle Verfügbarkeit und Kostenaspekte (für die Datenübertragung) spielen hier eine wichtige Rolle für die Wahl der Konfiguration.

-Neue Verfahren

Bei Verfügbarkeit von leistungsfähigeren, kostengünstigen Workstations werden folgende Entwicklungen in der Zukunft realisiert bzw. verfeinert werden.....

- Verarbeitung und Darstellung von mehreren Sensoren (Regenmesser, Blitzdetektion, Satelliten, lokale Meßdaten und GTS Daten etc. zur Kalibrierung und Superposition mit Radardaten
- Mehr, verfeinerte Algorithmen und Produkte in kürzerer Zeit basierend auf 3D Rohdaten
- Verwendung von "a priori" Information für die Analyse
- Expertensysteme für Mustererkennung und Vorhersage
- Wolkenphysikalische Modelle, Vorhersagemodelle
- Nutzergerechte Vorverarbeitung und Darstellung der Produkte in 3D und 2D bei Erhaltung der Datenauflösung in Raum und Parameterdynamik
- Vereinfachte Spezialprodukte für Synoptik, ATC, Hydrologie, Warnungen, TV etc.
- 3D perspektivische Datendarstellung und interaktive Manipulation der meteorologischen Objekte (virtual reality weather display)

Es sind hier im engen Kontakt mit den Nutzern o.g. neue Produkte zu entwickeln bzw. zu verfeinern. Der Zeitpunkt der Verfügbarkeit orientiert sich an der Verfügbarkeit der hierfür notwendigen Plattformen sowie deren Preis- Leistungsverhältnis.

4. Zukünftige Entwicklungen und Systeme für das nächste Jahrtausend, die Rolle der Industrie und der Anwender

Bei der Vielzahl der Entwicklungstendenzen und Möglichkeiten, die hier aufgezeigt wurden ist es nicht einfach vorherzusagen, welche Technik sich am schnellsten für operationelle Anlagen durchsetzen wird. Installationen an Forschungsstätten seien hier ausgenommen. Trotzdem soll hier eine Vorhersage gewagt werden.....

Kurzfristige Vorhersage (2..4 Jahre)

- Klystron, Vollkohärente Systeme
- Kalibration Online/offline
- Schnelle Raumabtastung mit Standard Antennen, Interleaved scan
- Verbesserung der Linearität und Dynamik der Messung (AGC, IAGC)
- Frequenz-, Puls- (PRT, PRF), Phasenagilität (second trip recovery)
- Unterdrückung von Mehrdeutigkeiten in "range" und Geschwindigkeit
- Verarbeitung und Darstellung von mehreren Sensoren (Regenmesser, Blitzdetektion, Satelliten, lokale Meßdaten und GTS Daten etc. zur Kalibrierung und Superposition mit Radardaten
- Mehr, verfeinerte Algorithmen und Produkte in kürzerer Zeit basierend auf 3D Daten
 - Verwendung von "a priori" Information für die Analyse
 - Expertensysteme für Mustererkennung und Vorhersage
 - 3D perspektivische Datendarstellung und interaktive Manipulation der meteorologischen Objekte (virtual reality weather display)

Einzelinstallation für spezielle wissenschaftliche Anwendungen (0..10 Jahre)

- Phasengesteuerte Gruppenantennen (phased arrays)
 - mit entsprechender Signalverarbeitung
- Multi-Parameter Systeme (Frequenz, Polarisation)
- Simultane Verarbeitung verschiedener Daten (Doppler, Reflektivität, Polarisierung)

Langfristige Vorhersage (4..10 Jahre)

- Solid-State, Vollkohärente Systeme
- Pulskompression (FM Modulation, Pulsmodulation (Phasencodierung, Barker Codes)
- Wolkenphysikalische Modelle, lokale meteorologische Vorhersagemodelle

5. Abschlußbemerkungen

Abschließend ist hier zu sagen, daß letztlich die **Anwender und Kunden** über den Einsatz o.g. Technologie entscheiden.

Die Hersteller und die Forschungsstätten sind zwar die "know how"- Träger, die Finanzierung der Produktentwicklung bis zum operationellen Gerät kann neben eventuell bereitgestellten staatlichen Förderprogrammen jedoch nur aus einer **signifikanten Anzahl** beauftragter Projekte herühren.

Es sollte seitens der operationellen Kunden (Wetterdienste, ATC Behörden etc.) nicht erwartet werden, daß die immensen Kosten und das Risiko der Entwicklung und Bereitstellung der Geräte mit o.g. Leistungseigenschaften von den Herstellern alleine getragen werden können.

Es bedarf daher auch **deutlicher Signale** aus der Gemeinschaft der operationellen Nutzer, welche der hier angesprochenen Zukunftstechnologien größtes Interesse finden. Damit ist dann auch einfacher abzuschätzen welche Technologie beste Chancen zur operationellen Nutzung hat.

Danksagung: Ich möchte hier besonders Herrn Dr. Frank Gekat, Gematronik GmbH, Neuss, für seine freundliche Unterstützung durch Informationonen und Diagramme (Abb.1) danken.

Für Abb. 3 danke ich Herrn Dr.-Ing. G. Greving, SEL AG Alcatel, Stuttgart

6. Literatur

- (1) D.H.Newsme(Editor): "Weather Radar Networking", COST 73 Project/Final Report, Kluwer Academic Publishers, 1992
- (2) R. J. Doviak, D. S. Zrnic: "Doppler Radar and Weather Observations", 2nd Ed., Academic Press, San Diego 1993
- (3) G. W. Ewell: "Radar Transmitters", McGraw-Hill, New York 1981
- (4) Eli Brookner: "Phasengesteuertes Radar", Spektrum der Wissenschaft, April 1985, S. 46..55
- (5) "COST 75 International Seminar on advanced Weather Radar Systems", Brussels, Belgium 1994
- (6) J.Joss, R.Lee: "Results using the new scan strategy, clutter suppression and calibration of swiss weather radars, in (5)
- (7) M.I.Skolnik: "Introduction to Radar Systems", McGRAW-Hill

Ableitung von Windfeldern aus Radarmessungen

Martin Hagen

Deutsche Forschungsanstalt für Luft- und Raumfahrt
Institut für Physik der Atmosphäre

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.

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.

1. Einleitung

Mit einem Doppler-Radar 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 allerdings 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. Es wird im allgemeinen nur die Fallgeschwindigkeit der Partikel berücksichtigt, die dann jedoch vernachlässigt werden kann, wenn der Radarstrahl nahezu horizontal verläuft. Selbst bei Elevationswinkel von 20° ist dies noch akzeptabel. 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

2.1 Messung der Dopplergeschwindigkeit

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

$$v_r = w_r \sin\phi + u \sin\theta \cos\phi + v \cos\theta \cos\phi \quad (1)$$

wobei θ der Azimutwinkel und ϕ der Elevationswinkel ist. v_r ist die Dopplergeschwindigkeit, u und v sind die horizontalen Bewegungskomponenten, w_r 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.

Bei der Messung in der Atmosphäre sind in dem Pulsvolumen sehr viele einzelne Objekte (z.B. Regentropfen) mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten aber auch unterschiedlichen Reflektivitäten enthalten. Die vom Radar empfangene Amplituden- und Phaseninformation ist deshalb mit der Reflektivität der bewegten reflektierenden Objekte und zusätzlich mit der Intensität, mit der sie vom Radarstrahl ausgeleuchtet werden, gewichtet. Aus der Amplituden- und Phaseninformation einer Folge von Pulsen (z.B. 32, 64 oder 128) wird eine mittlere Geschwindigkeit bestimmt.

2.1.1 Faltung der Dopplergeschwindigkeit

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,

$$-v_a \leq 0 \leq v_a \quad \text{mit} \quad v_a = \lambda \cdot \text{PRF}/4 \quad (2)$$

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),

$$v = v_r + 2nv_a \quad n = \dots -2, -1, 0, +1, +2 \dots \quad (3)$$

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 $r_{max} = c/(2 \text{ PRF})$ gegeben ($c = \text{Lichtgeschwindigkeit}$). Eine höhere PRF würde zu Mehrdeutigkeiten bei der Entfernungszuordnung führen. 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.

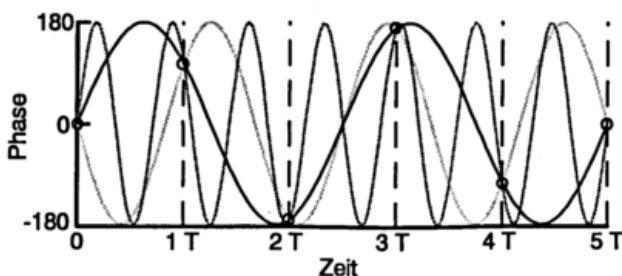


Abb. 1 Beispiel für die Mehrdeutigkeit der Dopplerrfrequenz. Aus den Phasemessungen (O) lassen sich beliebig viele Frequenzen ableiten. T ist der Abstand zwischen zwei Pulsen.

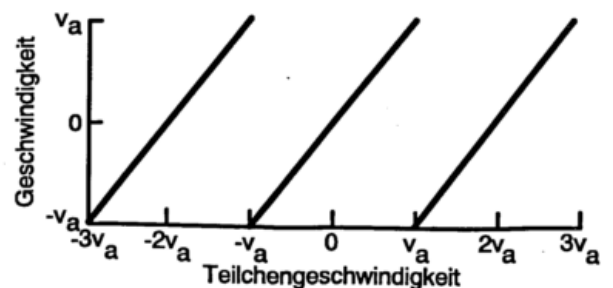


Abb. 2 Faltung der tatsächlichen Teilchengeschwindigkeit in das Nyquistintervall.

2.2. Messung der 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 Gesamtreflektivität gegenüber den einzelnen Geschwindigkeitsklassen dargestellt. Die spektrale Breite ist somit ein Maß für die Turbulenz und Windscherung im Pulsvolumen.

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 CAPI) 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. Δr 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 Zrnić, 1984). Hier werden erst eine Folge von Pulsen mit der Pulsfolgefrequenz PRF₁ (Periode τ_1) und dann eine Folge mit der Pulsfolgefrequenz PRF₂ (Periode τ_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

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

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

3.2 Horizontaldarstellungen

3.2.1 Homogenes Windfeld

Abbildung 3 zeigt die Reflektivität und die Dopplergeschwindigkeit eines Niederschlagsgebiets in Form eines PPI's 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

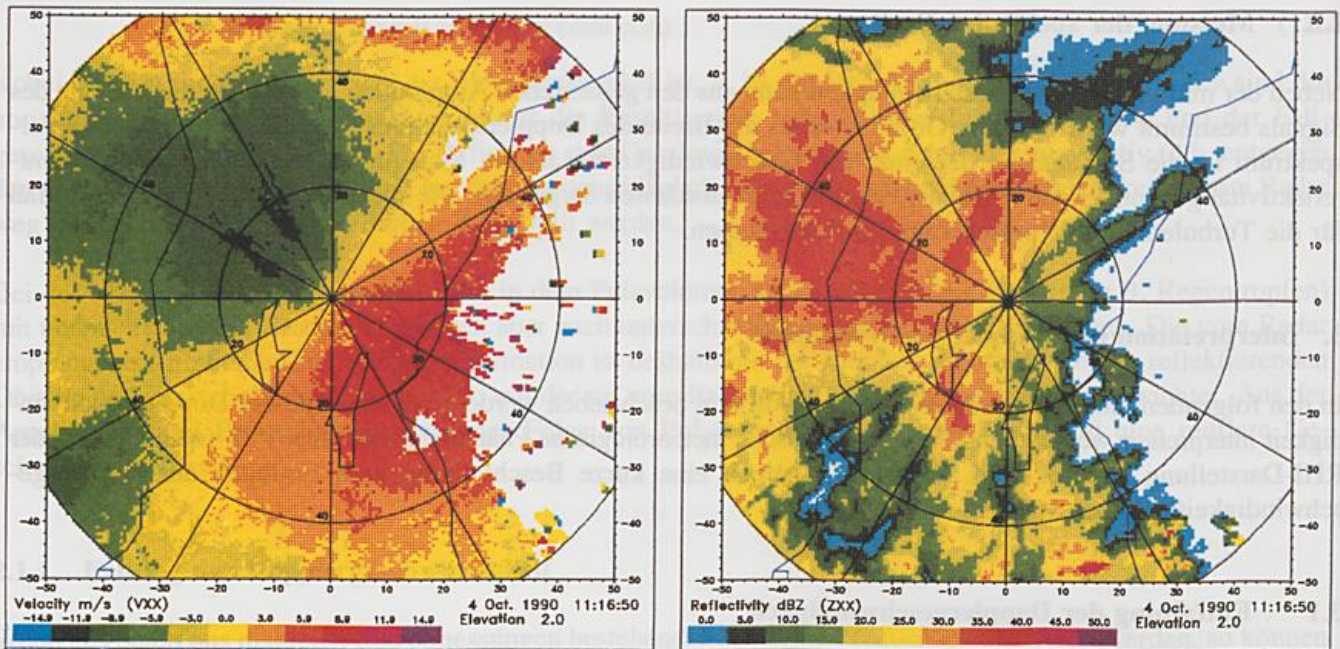


Abb. 3 PPI-Darstellung der Dopplergeschwindigkeit (links) und der Reflektivität (rechts) vom 4.10.90 um 11:16 Uhr. Gemessen mit dem Polarisations Dopplerradar der DLR in Oberpfaffenhofen.

Radarstrahl. Das gelbe Band hat in Abb. 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 nördliche Rand der Alpen gestört. Auch zeigt das Reflektivitätsbild kleinräumige Strukturen, die auf konvektive Strömungsvorgänge schließen lassen. Eine klare Aussage ist nicht mehr möglich.

3.2.1 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. Abbildung 4 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.

3.3 Windprofile

Wird eine PPI Messung bei höheren Elevationswinkeln durchgeführt, so entspricht die Dopplermessung nicht mehr der horizontalen Verteilung der Windgeschwindigkeit, sondern es wird zusätzlich ein Abbild des vertikalen Windprofils erstellt (Abb. 5). Typisch ist ein Elevationswinkel von 10 bis 20° , d.h. in 10 km Entfernung befindet sich der Radarstrahl 1,7 bis 3,4 km über dem Radarstandort.

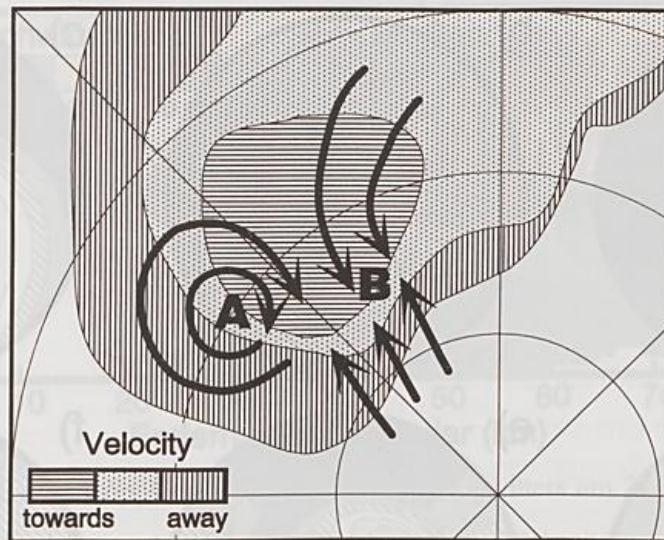


Abb. 4 Ausschnitt aus einem PPI mit der schematisierten Dopplergeschwindigkeit eines Gewitters. Die Bereiche A und B bezeichnen Gebiete mit Rotation und Konvergenz.

In diesem Abschnitt soll gezeigt werden, wie sich typische Windprofile auf das Bild der Dopplergeschwindigkeit auswirken. In Abschnitt 4.1 wird dann gezeigt, wie Windprofile mit der VAD Methode automatisch abgeleitet werden können. Eine manuelle Interpretation, ähnlich wie oben beschrieben, ist natürlich immer möglich, dazu muß die Dopplergeschwindigkeit entlang eines Kreises interpretiert werden. Für die vereinfachte Darstellung wird davon ausgegangen, daß das Windfeld horizontal homogen ist. Weitere Beispiele, zum Teil auch mit Diskontinuitätslinien (Fronten) befinden sich bei Wood und Brown (1986).

Abbildung 6 zeigt ein paar typische Windprofile, wie sie mit einer PPI Messung (Radius 20 - 30 km) der Dopplergeschwindigkeit bei etwa 20° Elevation gemessen werden können. 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.

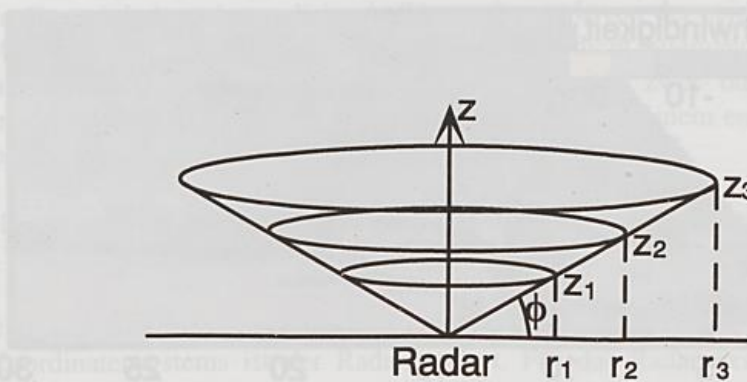


Abb. 5 Messung des Windprofils mit einem PPI bei einer erhöhten Elevation ϕ . r_1 bis r_3 bezeichnen verschiedene Entfernungen vom Radar.

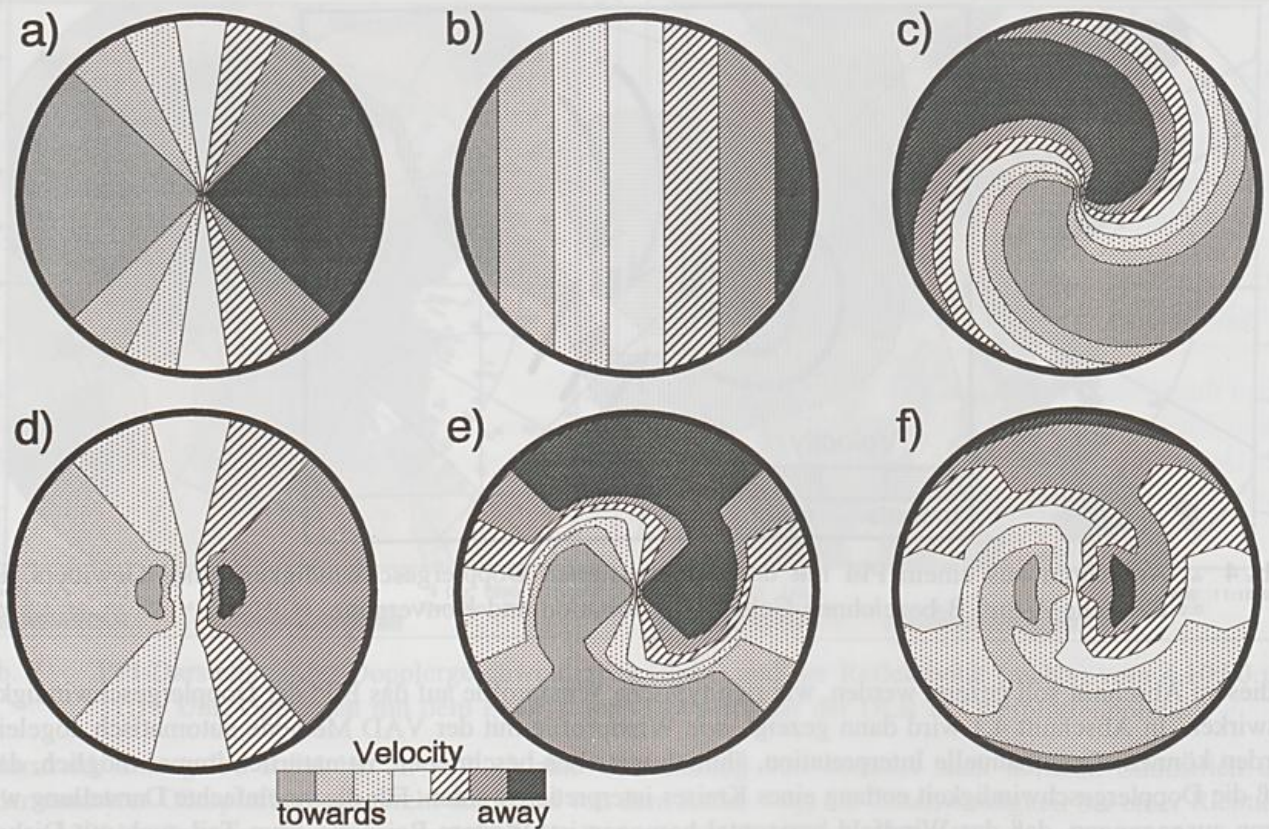


Abb. 6 Beispiele für verschiedene Windprofile. Messungen (PPI) der Dopplergeschwindigkeit bei einem erhöhtem Elevationswinkel. Die einzelnen Windprofile (a bis f) sind im Text erläutert.

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.

Abbildung 7 zeigt einen Vertikalschnitt durch eine Kaltfront mit einem schmalen Regenband (Hagen, 1992; 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.

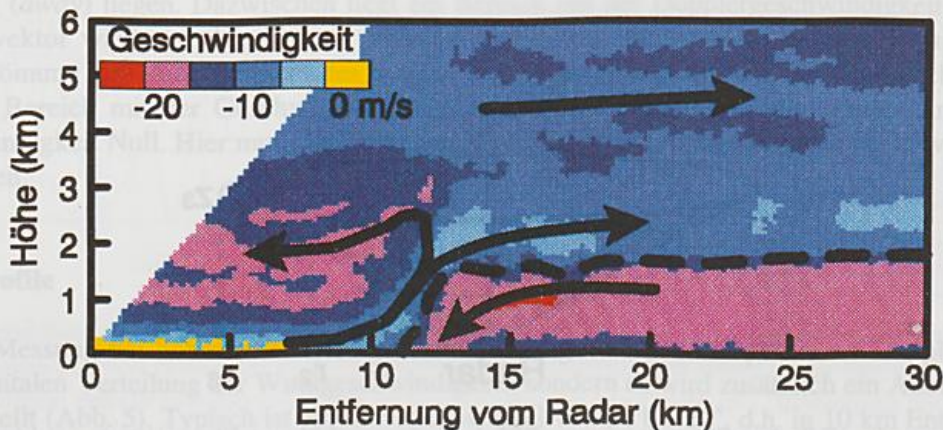


Abb. 7 Radarbild (RHI) mit Dopplergeschwindigkeit einer Kaltfront am 19.12.87 um 2:34.

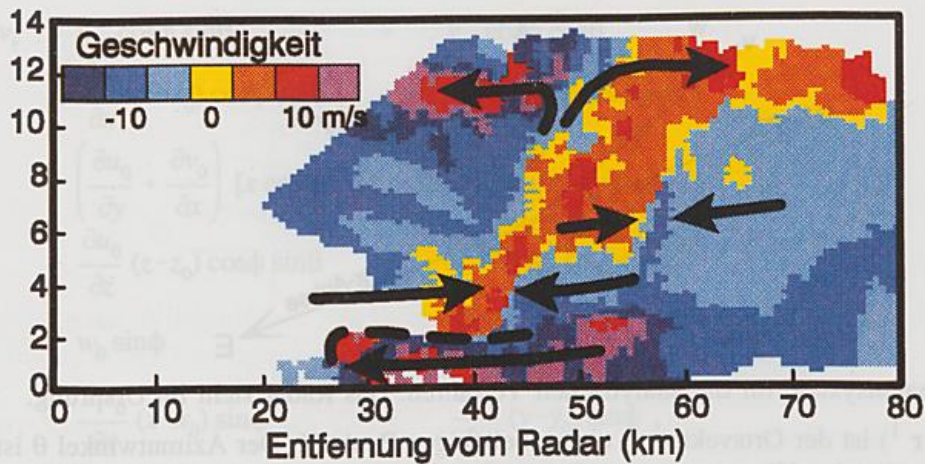


Abb. 8 Radarbild (RHI) der Dopplergeschwindigkeit eines Gewitters am 21.7.92 um 21:50.

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 erfolgt in der Vorlesung über Fronten und Schmelzschicht (Hagen, 1995).

Der Vertikalschnitt durch eine Gewitterzelle (Hagen und Höller, 1994) ist in Abb. 8 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.

4. Verfahren zur Analyse der Dopplergeschwindigkeit

Stand bis jetzt 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. Bei den Korrelationsverfahren wird die Verlagerung von identifizierbaren Reflektivitäts- oder Dopplergeschwindigkeitsmustern über eine zwei- oder dreidimensionale Korrelationsanalyse verfolgt (Smythe und Zrníc, 1983; Li et al., 1995). Die Genauigkeit und räumliche Auflösung ist stark von der zeitlichen und räumlichen Konstanz der verfolgten Muster abhängig. Stehen mehrere Dopplerradars dicht beieinander, so daß sich die Meßbereiche überlappen, dann kann nach der Methode des Doppelanschnittes der zwei- oder dreidimensionale Windvektor bestimmt werden. Diese Methode wird aber nur für Experimente auf einem eng begrenzten Gebiet angewandt. Der typische Abstand zwischen den Radars beträgt 30 - 40 km.

Im folgenden sollen zuerst die mathematischen Grundlagen für die analytischen Verfahren bereitgestellt werden, und danach die Vereinfachungen, die bei den einzelnen Methoden angewandt werden, erläutert werden.

Abbildung 9 zeigt das Koordinatensystem, die x-Achse weist nach Osten, die y-Achse nach Norden. Der Ursprung des Koordinatensystems ist der Radarstandort. Für das Radar existiert ein Koordinatensystem in

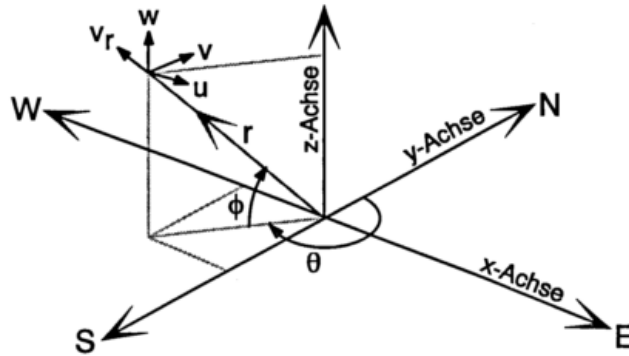


Abb. 9 Koordinatensystem für die analytischen Verfahren. Das Radar steht im Ursprung.

Kugelkoordinaten, r^1) ist der Ortsvektor zu einem beliebigen Punkt X . Der Azimutwinkel θ ist im geographischen Sinn von Norden im Uhrzeigersinn definiert. Der Elevationswinkel ϕ ist der Höhenwinkel über der horizontalen Ebene am Ursprung.

Der Windvektor an einem beliebigen Punkt $X = (x, y, z)$ ist $V = (u, v, w)$, wobei die Windkomponenten parallel zu den kartesischen Koordinaten orientiert sind. Die von dem Radar an diesem Punkt gemessene Windkomponente entlang des Radarstrahls ist v_r , die dazu senkrechten Windkomponente in der Horizontalen ist entgegen der Richtung des Azimuts (v_t^2). Zu beachten ist, daß v_r negativ in Richtung Radar ist.

Die kartesischen Koordinaten sind in dem Kugelkoordinatensystem des Radars folgendermaßen definiert, der Einfachheit halber wird die Krümmung hier vernachlässigt. Die genaue Ableitung findet man bei Koscielny et al. (1982),

$$x = r \sin\theta \cos\phi, \quad y = r \cos\theta \cos\phi, \quad z = r \sin\phi. \quad (5)$$

Das Windfeld in der Umgebung eines Punktes $X_0 = (x_0, y_0, z_0)$ kann durch eine Taylor-Reihe dargestellt werden,

$$V = (u, v, w) = V_0 + \frac{\partial V}{\partial x_i} (x_i - x_{i0}) + \frac{\partial^2 V}{\partial x_i^2} (x_i - x_{i0})^2 + \dots, \quad (6)$$

wobei V_0 der Wind an dem Punkt X_0 ist, und für die Schreibweise der Koordinaten die Einstein'sche Summenkonvention angewandt wird (x, y, z) = (x_1, x_2, x_3). Im folgenden wird ein Windfeld betrachtet, bei dem die Taylor-Reihe nach dem linearen Glied abgebrochen wird. Dieses Windfeld wird als lineares Windfeld bezeichnet. Es können also nur lineare Änderungen über das zu betrachtende Gebiet beschrieben werden.

Die mit dem Radar gemessene radiale Dopplergeschwindigkeit ist die Projektion des Windvektors V auf den Ortsvektor (Radial) r

$$v_r = V \cdot a_r, \quad (7)$$

mit dem Einheitsvektor

$$a_r = i \cos\phi \sin\theta + j \cos\phi \cos\theta + k \sin\phi, \quad (8)$$

wobei i, j, k die Einheitsvektoren des kartesischen Koordinatensystems sind.

Um die Dopplergeschwindigkeit eines linearen Windfelds in der Umgebung von X_0 beschreiben zu können, wird Gleichung (5) und (6) in Gleichung (7) eingesetzt,

1) Vektoren und Matrizen werden hier fett geschrieben.

2) Entgegen der Richtung des Azimuts deshalb, damit die Geschwindigkeitskomponenten ein Rechtssystem bilden.

$$\begin{aligned}
v_r = & u'_0 \cos\phi \sin\theta & + & v'_0 \cos\phi \cos\theta \\
& + \frac{\partial u_0}{\partial x} (x-x_0) \cos\phi \sin\theta & + & \frac{\partial v_0}{\partial y} (y-y_0) \cos\phi \cos\theta \\
& + \left(\frac{\partial u_0}{\partial y} + \frac{\partial v_0}{\partial x} \right) [x \cos\theta - (x_0 \cos\theta + y_0 \sin\theta)/2] \cos\phi \\
& + \frac{\partial u_0}{\partial z} (z-z_0) \cos\phi \sin\theta & + & \frac{\partial v_0}{\partial z} (z-z_0) \cos\phi \cos\theta \\
& + w_0 \sin\phi & + & \frac{\partial w_0}{\partial z} (z-z_0) \sin\phi \\
& + \frac{\partial w_0}{\partial x} (x-x_0) \sin\phi & + & \frac{\partial w_0}{\partial y} (y-y_0) \sin\phi ,
\end{aligned} \tag{9}$$

wobei $u'_0 = [u_0 + (y_0/2) (\partial v_0/\partial x - \partial u_0/\partial y)]$, $v'_0 = [v_0 + (x_0/2) (\partial v_0/\partial x - \partial u_0/\partial y)]$ als modifizierte Windkomponenten bezeichnet werden. Es sind dies die Komponenten am Punkt \mathbf{X}_0 modifiziert durch die horizontale Vorticity $(\partial v_0/\partial x - \partial u_0/\partial y)$.

Für die weiteren Betrachtungen wird die Matrix-Schreibweise eingeführt, Gleichung (9) sieht dann folgendermaßen aus

$$v_r = \mathbf{P}_m^T \mathbf{K}_m . \tag{10}$$

Der Index m gibt die Zahl der Vektorelemente an, in diesem Fall ist er 11. T gibt an, daß die Matrix transponiert wird. Die Elemente des Vektors \mathbf{P} beschreiben die Raumabhängigkeit der Dopplergeschwindigkeit, während die kinematischen Eigenschaften durch den Vektor \mathbf{K} beschrieben werden. Um aus Messungen von v_r die Koeffizienten \mathbf{K} bestimmen zu können, werden mindestens $n \geq m$ unabhängige Messungen von v_r benötigt, v_r wird dann ein Vektor \mathbf{V}_n der Dimension n . Der Index r wird der Übersicht halber weggelassen. \mathbf{P}_m wird eine Matrix \mathbf{P}_{nm} mit n Spalten, die die Position der einzelnen Messungen beschreiben. Und \mathbf{K}_m ist der gesuchte Lösungsvektor,

$$\mathbf{V}_n = \mathbf{P}_{nm}^T \mathbf{K}_m . \tag{11}$$

Dieses lineare Gleichungssystem kann mit bekannten Methoden gelöst werden, z.B.

$$\hat{\mathbf{K}}_m = [\mathbf{P}_{nm}^T \mathbf{P}_{nm}]^{-1} [\mathbf{P}_{nm}^T \mathbf{V}_n] . \tag{12}$$

wobei $\hat{\mathbf{K}}_m$ der Erwartungswert von \mathbf{K}_m ist, und $[\]^{-1}$ eine Matrixinversion bezeichnet. In der Praxis wird n wesentlich größer als m sein. n hängt von der Größe des analysierten Volumens um den Punkt \mathbf{X}_0 und der räumlichen Auflösung der einzelnen Messungen ab, und liegt zwischen ca. 100 und einigen 1000 Einzelmessungen. Das Gleichungssystem ist jetzt überbestimmt.

Mit dem beschriebenen Verfahren ist es jetzt möglich, aus den Dopplermessungen innerhalb eines Volumens ein lineares Windfeld fast vollständig zu beschreiben. Um das Windfeld vollständig beschreiben zu können, müßten die Summanden aus $(\partial u_0/\partial y + \partial v_0/\partial x)$ einzeln bekannt sein. Es könnte dann die Vorticity berechnet werden, die wiederum in den modifizierten Windkomponenten u'_0 und v'_0 enthalten ist. Aus diesem Grund können mit den analytischen Verfahren nur rotationsfreie Felder vollständig beschrieben werden.

Aus der Konditionierung des Gleichungssystems lassen sich Angaben über die zu erwartende Genauigkeit der Lösung machen. Die Theorie über multivariante Regressionsanalysen liefert hier die notwendigen Grundlagen, auf die hier nicht weiter eingegangen wird (vgl. auch Koscielny et al., 1982).

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.

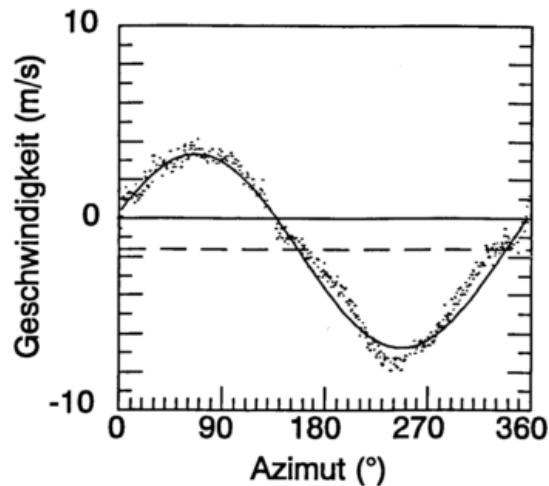


Abb. 10 Velocity Azimuth Display (VAD) der Dopplergeschwindigkeit entlang eines Kreises bei einer Elevation von 20°. Meßpunkte und an die Punkte angepaßte Sinuskurve.

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. Werden die ersten fünf Terme und der 8. Term aus Gleichung (9) nach Easterbrook's Vorschlag umsortiert - die restlichen Terme verschwinden bei den Annahmen - dann lassen sich Windgeschwindigkeit, Windrichtung, Divergenz und Deformation des Windfeldes innerhalb des Kreises bestimmen. Zu beachten ist, daß der 8. Term 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 Abb. 10 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 $v_f = -2,6 Z^{0,107} (\rho_0/\rho)^{0,5}$ über die Reflektivität Z (in $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$) parametrisiert, so kann aus der 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 ρ_0 die Dichte bei NN 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 (Abb. 5). 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 (Abb. 11). 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.

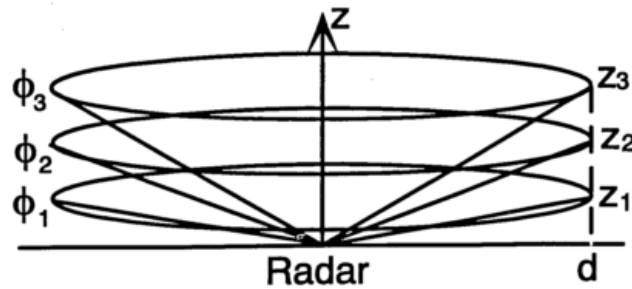


Abb. 11 Messung des Windprofils in den Höhen z_1 bis z_3 mit mehreren PPI's bei verschiedenen Elevationen ϕ_1 bis ϕ_3 in der Entfernung d .

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 Gleichung (9) bestimmen. Dies setzt aber voraus, daß beim Abtasten ein ausreichend großes Gebiet erfaßt wird, z.B. ähnlich wie in Abb. 11 gezeigt, das Volumen rings um das Radar. Für den Radarstandort lassen sich somit bis auf die Vorticity alle kinematischen Eigenschaften eines linearen Windfeldes bestimmen.

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 auf die ersten sieben (Gl. 9) reduziert werden. Der Vertikalwind kann dann nicht mehr direkt bestimmt werden, sondern muß wie oben beschrieben, integriert werden. Die Sektorengroße 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 (1987a) 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 Sektorenelemente 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 bestimmbareren Koeffizienten) unter Umständen singular.

Aus diesem Grund wird bei dem UW Verfahren die Zahl der Koeffizienten von 11 auf 2 reduziert, nämlich $K_2 = (u_0, v_0)$. Das heißt, daß das Windfeld im Bereich der Analyse als konstant angenommen wird. Gleichung (9) reduziert sich dann zu

$$v_r = u_0 \cos\phi \sin\theta + v_0 \cos\phi \cos\theta. \quad (13)$$

Um u_0 und v_0 bestimmen zu können, sind aufgrund der Forderung nach hoher räumlicher Auflösung verschiedene Messungen von v_r entlang eines kurzen Kreisbogens nötig. Dies ist gleichbedeutend mit der Ableitung von v_r nach θ , diese wiederum ist identisch mit der gesuchten tangentialen Geschwindigkeit

$$\frac{\partial v_r}{\partial \theta} = u_0 \cos\phi \cos\theta - v_0 \cos\phi \sin\theta = -v_t. \quad (14)$$

Zur Bestimmung von v_t aus unabhängigen Messungen von v_r wird v_r um einen Punkt (θ_0, r_0) in eine Reihenentwicklung zerlegt,

$$v_r = v_{r0} + \frac{\partial v_r}{\partial \theta} (\theta - \theta_0) + \frac{\partial v_r}{\partial r} (r - r_0). \quad (15)$$

Der letzte Term in Gleichung (15) ist bei einem konstanten Windfeld Null. Für die Lösung des Gleichungssystems wird, wie oben, die Matrixschreibweise eingeführt $\mathbf{P}_2 = [1, \theta - \theta_0]$ und $\mathbf{K}_2 = [v_{r0}, \partial v_r / \partial \theta]$ und das System mit Gleichung (12) gelöst.

Genauigkeitsabschätzungen, ähnlich zu den bei Koscielny et al. (1982) beschriebenen, ergeben bei einer Größe des Sektorelements von 15° 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.

Abbildung 12 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 Abb. 7) 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.

5. Schlußbetrachtung

Für einen operationellen Betrieb ist das *Uniform Wind* Verfahren am besten geeignet. Allerdings ist es aufgrund der stark vereinfachten Annahmen über das Windfeld, nicht immer in der Lage, richtige Ergebnisse zu liefern. Eine kontinuierliche Anwendung des Verfahrens hat sich aber bis jetzt in der Praxis nicht bewährt. Hier kommen vielmehr Verfahren wie das VAD oder VVP zur Analyse des vertikalen Windprofils am Radarstandort zur Anwendung. Ein Windprofil kann bei jedem Meßzyklus erstellt werden, die zeitliche Auflösung beträgt dann 10 - 15 Minuten.

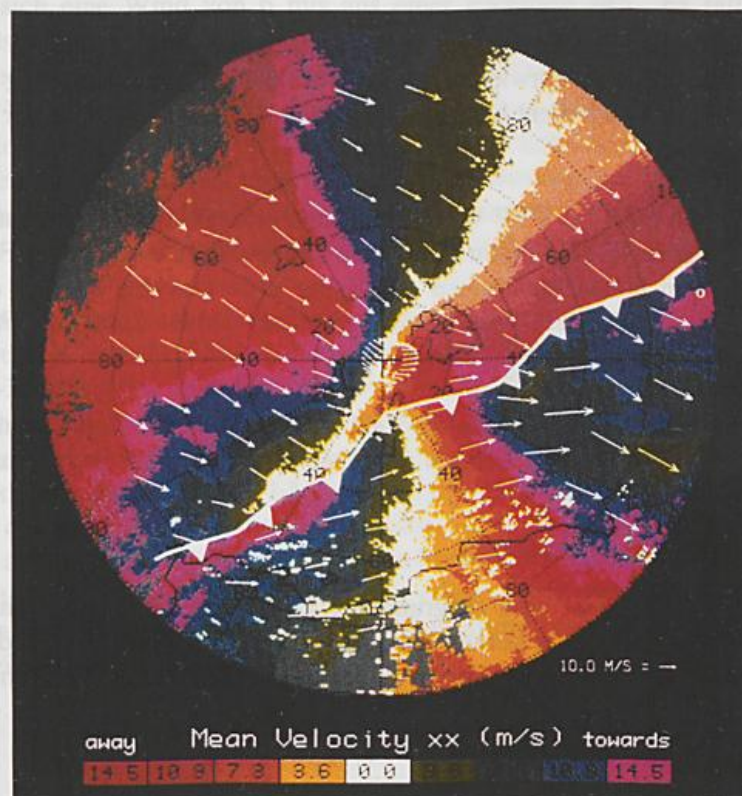


Abb. 12 Radarbild (PPI) der Dopplergeschwindigkeit einer Kaltfront (19.12.87 3:12 Uhr) mit Windvektoren aus dem Uniform Wind Verfahren.

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 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.

6. 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.
- 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.
- 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.
- Hagen, M., 1995: Fronten und Schmelzschicht. Vorlesungen zur Herbstschule Radarmeteorologie, Annalen der Meteorologie, ??, Deutscher Wetterdienst, Offenbach.
- Hagen, M., and H. Höller, 1994: Small-scale Doppler and polarimetric radar observations. In: *The squall line of 21 July 1992 in Switzerland and southern Germany - a documentation*. Edited by S.P. Haase-Straub et al., DLR Forschungsbericht 94-18, Köln, 147-152.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.

Radar - Signalkorrekturen und Datenqualität

J. Seltmann
Deutscher Wetterdienst
Meteorologisches Observatorium Hohenpeißenberg

1. Einleitung

Während Notwendigkeit und Art von Korrekturen an Wetterradardaten von RIEDL [1995] dargestellt werden, soll im folgenden auf einige gebräuchliche Korrekturverfahren, insbesondere Clutterfilter- und Schwellwerttechniken, näher eingegangen werden. Dabei zielt dieser Beitrag nicht auf Vollständigkeit oder mathematische Strenge, sondern auf das Verständnis für das Funktionieren und für die Probleme bei der Realisierung derartiger Korrekturen, die am Beispiel der im Radarverbund des DWD benutzten Signalverarbeitung dargestellt werden.

2. Clutterbehandlung

Herkömmlicherweise versteht man unter Clutter unerwünschte Radarechos, die vor allem im Nahbereich auftreten und im Falle von Wetterradars im wesentlichen von Reflexionen an der Erd- oder Meeresoberfläche durch

- den Hauptstrahl bei niedriger Elevation,
- den Hauptstrahl infolge anormaler Ausbreitungsbedingungen (Anaprop),
- die Nebenkeulen (side lobes),
- „spill-over“: Direktstrahlung vom feedhorn vorbei am Reflektor auf den Boden,
- parasitäre Echos infolge Mehrfachreflexionen oder „second trip“

verursacht werden. Verstärkt durch die heute übliche hohe Senderempfindlichkeit sind Clutterechos trotz sorgfältiger Standortwahl anhand digitaler Höhenkarten, Anpassung der Scanstrategie mit Hilfe von Horizontvermessung oder Ausblendung bestimmter Sektoren nicht zu vermeiden.

Wie bekannt, ist die einfachste Form der Behandlung von Bodenechos die Ausblendung cluttermarkierter Pixel in den entsprechenden Radarprodukten. Derartige Markierungen werden standardmäßig aus Radarbeobachtungen bei niederschlagsfreien Wetterlagen erzeugt und in Festzielkarten, sogenannten „clutter-maps“, abgelegt. Sie lassen sich üblicherweise auf dem Bildschirm interaktiv ein- oder ausblenden. Das Laden der Karten erfolgt situationsabhängig durch Operatoreingriff, wobei Schwierigkeiten bei der Zuordnung der unter niederschlagsfreien Bedingungen gewonnenen Cluttermaps zu den Ausbreitungsbedingungen bei Niederschlag bestehen. Sparsame Cluttermaps (die nur die stärksten Clutterechos berücksichtigen) werden regelmäßig Bodenechos „übersehen“, während zu großzügig bemessene Clutterdateien ausgedehnte Löcher aus Niederschlagsgebieten herausstanzen und insbesondere mit Hinblick auf Flächenniederschlagssummen empfindliche Verluste bescheren. Aufgrund der hohen Variabilität von Anapropechos sind zu ihrer Beseitigung Clutterkarten nicht geeignet. Besser an die aktuelle Situation angepaßt sind Kennungen, die aus einem quasi -synchron gewonnenen Dopplerbild für solche Pixel erzeugt werden, wo die Geschwindigkeit in die Klasse um 0 m/s fällt. Diese Methode unterdrückt allerdings auch überlagertes Wetterecho, und zwar auch dort, wo die Geschwindigkeit durch Faltung in die Mitte des Nyquistintervalls fällt.

Von prinzipiell anderer Qualität sind Verfahren, die eine quantitative Korrektur, d.h. die Gewinnung der Reflektivität des Wetterechos durch Subtraktion der Clutterleistung, ermöglichen. Sie knüpfen an die

Erwartung an, durch Anwendung sog. Filter die von ruhenden Festzielen und die von bewegten Hydrometeorern erzeugten Echo - Signalanteile trennen zu können. Dazu ist die Darstellung der empfangenen Leistung als Funktion der Geschwindigkeit (Leistungsspektraldichte), also des Dopplerspektrums, hilfreich.

3. Spektralmodell SCN

Das Wettersignal besitze eine GAUSS'sche Leistungsspektraldichte, es sei also insbesondere nicht bimodal oder asymmetrisch. Diese Annahme ist in ca. 75% der Fälle erfüllt. Die Breite des Spektrums wird bestimmt von Turbulenz und Scherung, bei steilerer Elevation auch durch Dispersion der Fallgeschwindigkeit. Zusätzlich rufen sowohl die zur Strahlrichtung nicht tangentielle Relativgeschwindigkeit der Nebeneulen als auch die Frequenz-Driftrate des Senders Verbreiterungen des Dopplerspektrums hervor. Von Interesse sind vor allem die ersten drei Momente des Spektrums, und zwar stellt die Fläche S unter der Gausskurve (das nullte Anfangsmoment), die gesuchte Signalleistung dar, die gesuchte Geschwindigkeit ist der Mittelwert (das erste Anfangsmoment), und die gesuchte Spektralbreite die Wurzel aus dem zweiten Zentralmoment des normierter. Leistungsspektrums.

Für Clutter, obwohl durch Festziele verursacht, ist die Annahme einer einzelnen Spektrallinie bei $v=0$ meist zu grob. Erstens liefern z.B. Blätterbewegungen auf bewaldeten Bergrücken von Null verschiedene Geschwindigkeiten, zweitens rufen die oben genannten technischen Effekte auch hier eine Verbreiterung hervor. Modellhaft wird i.a. die gesamte Clutterleistung C als normalverteilt um die Dopplergeschwindigkeit $v = 0$ („DC“) angenommen. Während aber die GAUSS'sche Leistungsspektraldichte von Wetter typischerweise 10 m/s breit ist, besitzt Clutter ein schmales Spektrum, z.B. 1 m/s, und damit eine lange Korrelationszeit.

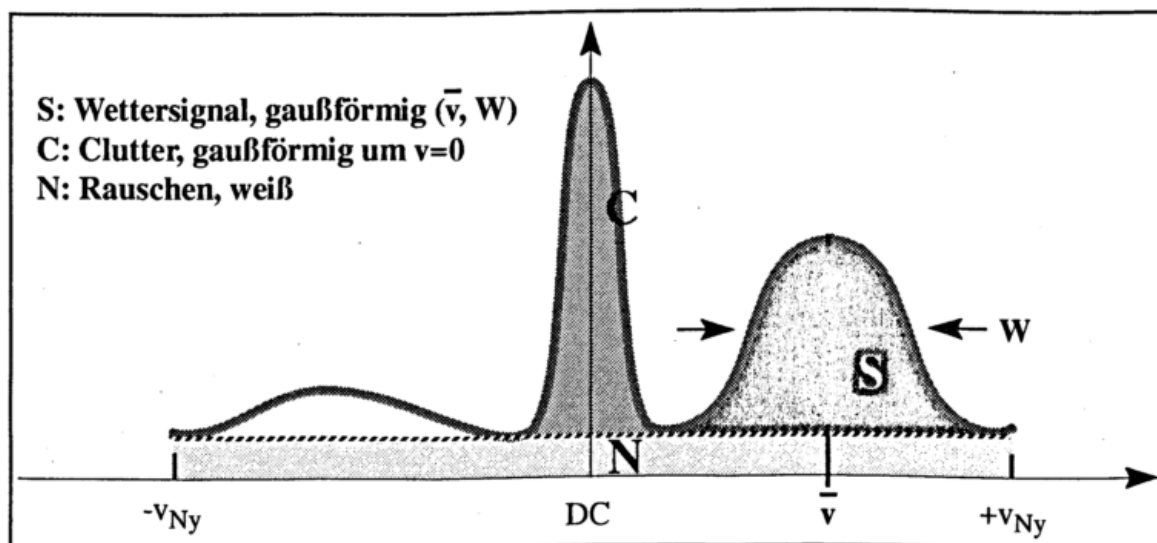


Abb. 1: Modell des Dopplerspektrums: Leistungsspektraldichte über v

Das Leistungsverhältnis Clutter / Signal gibt man logarithmisch als $CSR = 10 \log (C/S)$ in Dezibel an, z.B. bedeutet ein CSR von 0 dB gleiche Leistung in S und C . Ist CSR bekannt, so kann es zur Clutterkorrektur der LOG- Leistung verwendet werden (Abschnitt 7).

Der dritte Signalbestandteil N stellt den durch thermisches Empfängerrauschen, Phasenrauschen im Sender und Empfänger, Quantisierungsrauschen der Analog/Digital - Konverter sowie durch Artefakte aus Empfänger-Nichtlinearitäten oder aus Unzulänglichkeiten des Algorithmus hervorgerufenen Rauschanteil dar, welcher als weiß (d.h. frequenzunabhängig) angenommen wird. Das logarithmische

Leistungsverhältnis ist das Signal/Rauschverhältnis $SNR = 10 \log (S/N) [dB]$.

Die Auswirkungen von Rauschen und Clutter erstrecken sich jedoch nicht nur auf eine Verfälschung der Signalreflektivität, sondern auch der zu bestimmenden mittleren Geschwindigkeit. Da beide Komponenten eine mittlere Geschwindigkeit von 0 besitzen, wird die über das gesamte Spektrum gemittelte Geschwindigkeit gegenüber der des reinen Wettersignals in Richtung $v = 0$ verschoben sein (bias); bei einem CSR von 0 dB z.B. wird man eine um 50% zu niedrige Geschwindigkeit erwarten. Um also die gesuchten Momente unverfälscht bestimmen zu können, sind zuerst Rausch- und Clutteranteil zu eliminieren.

4. Rauschmessung (noise sample)

Um Rauschpegel und Gleichspannungsanteile kompensieren zu können, werden die Ausgänge aller drei Analog/Digital - Konverter über eine bestimmte Anzahl Pulse für eine bestimmte Anzahl von Entfernungintervallen ("Bins") -z.B. 256 Bins , 256 Pulse = 65536 Samples- im echofreien Fernbereich gemessen. Der unvermeidlichen Drift des Empfängers wegen geschieht das programmgesteuert in gewissen Zeitabständen, z.B. aller 15 min. Im LOG-Zweig werden die Mittelwert \bar{X}_N und die Standardabweichung X_N^{rms} zur Berücksichtigung in der Radargleichung bereitgestellt, im LIN - Kanal die Gleichspannungsmittelwerte \bar{A}_N zum Zwecke der Zentrierung der Samples auf den Mittelwert 0:

$$A_m = A_m^{off} - \bar{A}_N$$

5. Signalverarbeitung im Frequenzbereich

5.1. Fouriertransformation

Die Signaltheorie lehrt ganz allgemein, daß die Autokorrelationsfunktion eines komplexen Signals und sein Leistungsspektrum durch Fouriertransformation vom Zeit- (Signal-) Bereich in den Frequenz- (Spektral-) Bereich ineinander überführt werden können (Wiener - Khinchin - Beziehung). Daraus leiten sich zwei wesentliche Techniken ab, nämlich die Signalverarbeitung im Zeitbereich und die im Frequenzbereich, welche theoretisch identische Ergebnisse liefern. Bei auf der Fouriertransformation aufbauenden Algorithmen wird die für jedes der N Entfernungintervalle über M Pulse gebildete komplexe Zeitreihe A_m mit den Komponenten I_m und Q_m mittels besagter Fouriertransformation FT in das komplexe Amplitudenspektrum transformiert, deren Betragsquadrat das Dopplerspektrum liefert. Die gesuchten Momente können so direkt berechnet werden:

$$F(f) = FT[A_m] = \sum_{m=1}^M A_m \times \exp - 2\pi imf$$

$$S(f) = F(f) \times (F(f))^*$$

$$M_k = \sum_i f_i^k S(f_i)$$

Spektralalgorithmen sind jedoch auch unter Nutzung der schnellen Fouriertransformation (FFT) zeitaufwendig. Vorteil der Bestimmung des gesamten Spektrums ist die Möglichkeit der Erkennung und Korrektur nicht-modellmäßigen Verhaltens wie z.B. spektraler Artefakte, von Netzbrumm oder mehrmodalen Spektren. Für unverfälschte monomodale Spektren ist die Verarbeitung im Zeitbereich i.a. effektiver.

5.2. Signalfilterung im Frequenzbereich

Im Frequenzbereich ist der gewünschte Effekt der Clutterfilterung unmittelbar anschaulich: Da infolge der Abtastung mit der Pulswiederholfrequenz PRF das Spektrum mit $\pm n$ PRF periodisch ist, besteht das Ziel in der Konstruktion eines Filters, welcher genau das periodische Clutterspektrum „herauskämmt“, im übrigen aber das Signal unverändert läßt.

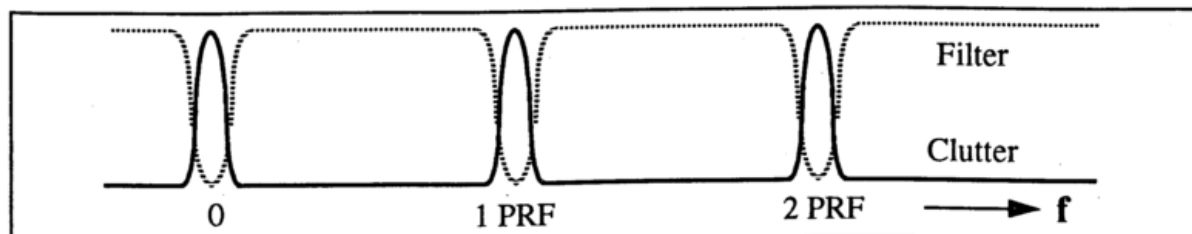


Abb. 2: Ein Kammfilter beseitigt den Clutteranteil

Die Wirksamkeit solcher Filter wird gelegentlich durch Maßzahlen („figures of merit“) wie die Clutterdämpfung (clutter attenuation) CA, Improvementfaktor I und Subclutter Visibility SCV beschrieben:

$$CA = \frac{C^{in}}{C^{out}}$$

$$I = \frac{CSR^{in}}{CSR^{out}}$$

$$SCV = \left(\frac{C^{in}}{S^{in}} \right)_{C^{out} = S^{out}}$$

6. Signalverarbeitung im Zeitbereich

6.1 Signalfilterung im Zeitbereich

Ähnlich wie die Signal - Zeitreihe eindeutig in ihr Amplitudenspektrum transformiert werden kann, ist auch einer spektralen Filterfunktion (s. Abb. 2) durch inverse Fouriertransformation eine Gewichtsfunktion im Zeitbereich (Impulsantwort) zuzuordnen. Die Clutterfilterung mit der gewünschten Wirkung im Spektralbereich kann also vollständig im Zeitbereich vorgenommen werden. Sie beruht auf der Variabilität des Echos von Puls zu Puls, wobei die Amplituden- und Geschwindigkeits- Varianzen des Wettersignals größer als die von Clutter sind. Die Realisierung erfolgt in Form analoger oder digitaler Verzögerungsglieder ohne (transversale oder FIR - Filter) oder mit Rückkopplung (rekursive oder IIR - Filter), wobei sich erstere als unempfindlicher gegen Änderungen der Verstärkung oder der Abtastfrequenz (Stichworte: AGC und dual PRF!), letztere als rechentechnisch effektiver erweisen. In den Prozessoren des Deutschen Wetterdienstes sind digitale rekursive Hochpaßfilter mit einer Tiefe von 30 dB bzw. 40 dB und Breiten von 5% bis 23% des Nyquistintervalls für die lineare und logarithmische Zeitreihe implementiert.

$$A'_m = \sum_{i=0}^4 B_i A_{m-i} - C_i A'_{m-i}$$

$$X'_m = \sum_{i=0}^3 B_i X_{m-i} - C_i X'_{m-i}$$

Der Einsatz dieser Filter ist entfernungsabhängig, dh. separat für jedes Bin, möglich, so daß im hin-

sichtlich Clutter problematischeren Nahbereich stärkere, in größerer Entfernung schwächere Filter gesetzt werden können, um den unvermeidlichen Nutzdatenverlust zu minimieren.

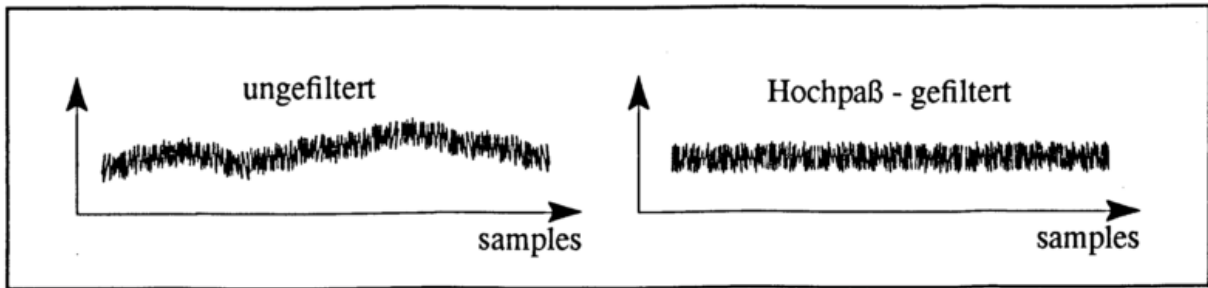


Abb. 3: Schematische Darstellung der Filterwirkung auf die Zeitreihe für ein Bin, langsame Fluktuationen werden unterdrückt

6.2. Puls - Paar - Algorithmus

Aufgrund der o. g. Korrespondenz des Dopplerspektrums mit der Autokorrelationsfunktion

$$R(t) = \int_{-\infty}^{\infty} (S(f) \exp - 2\pi ift) dt$$

ist die gesamte spektrale Information auch in $R(t)$ enthalten und erweist sich bezüglich der physikalisch interessanten Momente niedriger Ordnung als konzentriert bei geringen Verschiebungen l , so daß R_l meist nur für einige l (z.B. $l = 0, 1, 2$) zu berechnen ist, um die gewünschten Spektralmomente zu erhalten. Nach Definition

$$R_l^{(,)} = \frac{1}{M-l} \sum_{m=1}^{M-l} A_m^{(,)} \times A_{m+l}^{*(,)}$$

ist im diskreten Fall (Zeit t in Einheiten von $l=1/\text{PRF}$) zur Berechnung nur jeweils ein Paar von Samples der komplexen Zeitreihe gleichzeitig erforderlich. Deshalb wird das Verfahren Puls-Paar - Algorithmus genannt und ist wesentlich weniger speicheraufwendig als die Fouriertransformation. Für das in Abschnitt 3 gegebene Modell ist

$$R_0 \propto S + C + N$$

$$R_0' \propto S + N$$

$$R_1' \propto S \times \exp(\pi i V - \pi^2 W^2 / 2)$$

$$R_2' \propto S \times \exp(2\pi i V - 2\pi^2 W^2)$$

wobei der Strich ' für die gefilterte Zeitreihe steht und V und W jeweils auf das Nyquistintervall normiert sind. R_0 (ohne ') stellt also tatsächlich die ungefilterte Gesamtleistung (Signal + Clutter + Rauschen), R_0' die gefilterte Gesamtleistung (Signal + Rauschen) und $\text{Arg}(R_1')$ bis auf einen Faktordie mittlere Dopplergeschwindigkeit dar. Die Breite des Dopplerspektrums wird bei gutem Signal - Rauschverhältnis ($\text{SNR} \gg 10$ dB) aus dem Verhältnis $R_0' / \text{Abs}(R_1')$, für $\text{SNR} \gg 5$ dB aus $\text{Abs}(R_1') / \text{Abs}(R_2')$ berechnet. Die Berechnung von R_2' kann deshalb wahlweise ein- oder ausgeschaltet werden.

7. korrigierte Radargleichung

Es stehen demzufolge sowohl im LOG- als auch im Doppler-Zweig jeweils die Leistungs-Mittelwerte einer ungefilterten (clutterbehafteten) als auch einer gefilterten (clutterfreien) Reihe zur Verfügung, aus deren logarithmischem Verhältnis eine Clutterkorrektur $CCOR = 10 \log S / (S+C)$ zur Anwendung in der Radargleichung nach dem Schema

$$10 \times \log (S) = 10 \times \log (S + C) + CCOR$$

berechnet wird. Das konkrete Vorgehen hängt davon ab, ob LOG - Filterung bzw. welcher der beiden Puls-Paar - Algorithmen (mit oder ohne R'_2) zugrunde gelegt wird. Dank der Verhältnisbildung ist die aus dem unkalibrierten LIN - Kanal hervorgegangene Korrektur anwendbar auch im kalibrierten logarithmischen Kanal. Stellvertretend sei hier die Formel für das R_0, R_1 - Dopplerverfahren angegeben:

$$CCOR_{R_0,1} = 10 \times \log \left(\frac{R'_0}{R_0} \right)$$

Mit den Korrekturen für Rauschen und Clutter lautet die Radargleichung in logarithmischer Form:

$$CZ = 10 \times \log (\bar{X} - \bar{X}_N) - 10 \times \log (\bar{X}_N - X_N^{rms}) + Z_0 + 20 \times \log (r) + ar + CCOR \quad [dBZ]$$

Dabei stellt der erste Term die mittlere Echoleistung über dem Rauschen dar, während der zweite Term die vom Empfänger oder A/D - Konverter herrührenden Gleichspannungsanteile beseitigt. Z_0 ist die bei der Systemeichung bestimmte Kalibrierungskonstante (MDS bezogen auf 1 km) in dBZ. Die Entfernungskorrektur $20 \log (r/1km)$ berücksichtigt die r^2 - Abhängigkeit des Radarsignals, und über den linearen Term ar ist die Gaseämpfung a einbringbar (Standard: 0.0016 dB/km). $CCOR$ schließlich ist wahlweise die aus dem LINEaren oder LOGarithmischen Kanal bestimmte Clutterkorrektur. UZ wäre die kalibrierte Reflektivität ohne Clutterkorrektur. Die Wirkung des stärksten im DWD verfügbaren LOG - Clutterfilters ist aus Abb. 4 ersichtlich, die orographische Zuordnung erfolgte für den Hauptstrahl.

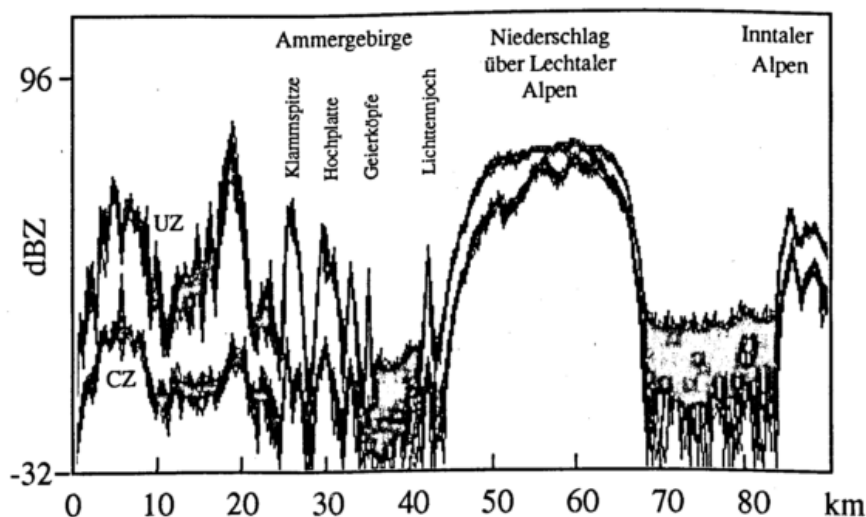


Abb. 4: Wirkung des Log - Filters bei gleichzeitiger Anwesenheit von Clutter- und Wettersignalen längs eines Strahls; CZ clutterkorrigiert, UZ unkorrigiert

8. Schwellwerttests zur Sicherung der Datenqualität

Nicht alle vom Empfänger gelieferten und vom Signalprozessor verarbeiteten Daten besitzen ein gleich hohes Qualitätsniveau. Ein geringer Reflektivitätswert z.B. wird durch eine hohe Clutterkorrektur mit einer relativ großen Unsicherheit behaftet sein. Es ist deshalb üblich, die berechneten Parameter bestimmten Qualitätstests zu unterziehen, die nach Maßgabe gewisser Testkriterien bei Überschreiten vorgegebener Schwellwerte zu einer Entscheidung über Annahme oder Ablehnung des betrachteten Bins führen. Ein einfacher Schwellwerttest ist z.B. der weiter oben im Zusammenhang mit der Clutterunterdrückung genannte Test auf Dopplergeschwindigkeit 0. Die Reduzierung des Datenvolumens um ungültige Daten zieht nebenbei eine Verringerung der Speicher- und Übertragungskapazitäten für run-length-codierte Produkte nach sich. In den im DWD eingesetzten Signalprozessoren sind folgende Tests implementiert:

LOG (log intensity threshold)

Es wird getestet, ob die im LOG-Kanal empfangene Intensität/Leistung (über alle Pulse gemittelt) um einen bestimmten Betrag über dem Rauschen liegt; andernfalls werden die Reflektivitäten UZ und CZ für dieses Bin für ungültig erklärt.

Zusätzlich ist es im Bildprodukt meist üblich, die unterste Reflektivitätsklasse nicht ab 0 dBZ, sondern ab einer gewissen Schwelle, z.B. 3 oder 5 dBZ, darzustellen und so eine weitere Unterdrückung schwacher Echos herbeizuführen.

SQI (signal quality index threshold)

Der Signal-Qualitätsindex

$$SQI = \frac{SNR}{SNR + 1} \times \exp\left(-\frac{\pi^2 W^2}{2}\right) = \frac{|R'_1|}{R'_0}$$

wird häufig zur Bewertung der Güte von Dopplerdaten herangezogen, zumal die Autokorrelationen R'_1 und R'_0 im Puls-Paar-Prozessor ohnehin zur Verfügung stehen. Für sehr gutes SNR geht der Vorfaktor gegen 1 und SQI wird nur von der Breite W bestimmt. Für ein reines Sinussignal der Breite $W=0$ hingegen wird der Exponentialfaktor gleich 1 und SQI hängt nur vom Signal-Rausch-Verhältnis ab; ohne Rauschen ergibt sich $SQI = 1$, für weißes Rauschen $SQI = 0$. Der Signal-Qualitätsindex ist damit ein Maß für Kohärenz des LIN -Kanals und eliminiert Dopplerdaten mit zu schlechtem SNR oder zu schlechter Spektralbreite. Abbildung 5 mag beispielhaft die Wirkung dieses Schwellwertes demonstrieren.

CCOR (clutter correction threshold)

Eine Clutterkorrektur ist nur insoweit für sinnvoll anzusehen, als das aktuelle Clutter/Signal - Verhältnis den Dynamikbereich des Empfängers oder die Möglichkeiten der Clutterfilter nicht übersteigt. Sehr starker clutter (CCOR stark negativ) wird deshalb verworfen. Zur Einstellung wird der Schwellwert zunehmend negativer gewählt, bis die Anzahl der nicht verworfenen Clutterziele nicht mehr zunimmt, und dann um ca. 5 dB positiver fixiert. Der Wert ist abhängig von der Systemkohärenz und vom gewählten Filter.

WSP (weather signal power threshold)

Die Messung der Spektralbreite stellt höhere Anforderungen an die Signalstärke S , weil beide zugrundeliegende Berechnungsmodelle (mit oder ohne Verwendung von R'_2) nur für große SNR gelten. Der Parameter WSP schätzt deshalb das Wettersignal/Rauschverhältnis in dB aus dem korrigierten Daten-

satz, und zwar je nach Algorithmus wie folgt:

$$R'_0, R'_1 - \text{Alg.:} \quad WSP = 10 \times \log(\bar{X} - \bar{X}_N) - 10 \times \log(\bar{X}_N - X_N^{rms}) + CCOR$$

$$R'_0, R'_1, R'_2 - \text{Alg.:} \quad WSP = 10 + \log\left(\frac{S}{2\pi R_0 - S}\right)$$

Dieser Test wird i.a. nur auf W angewandt, der Standardwert von 10 dB kann bei Verwendung des genaueren R₂ - Algorithmus' auf 5dB gesetzt werden.

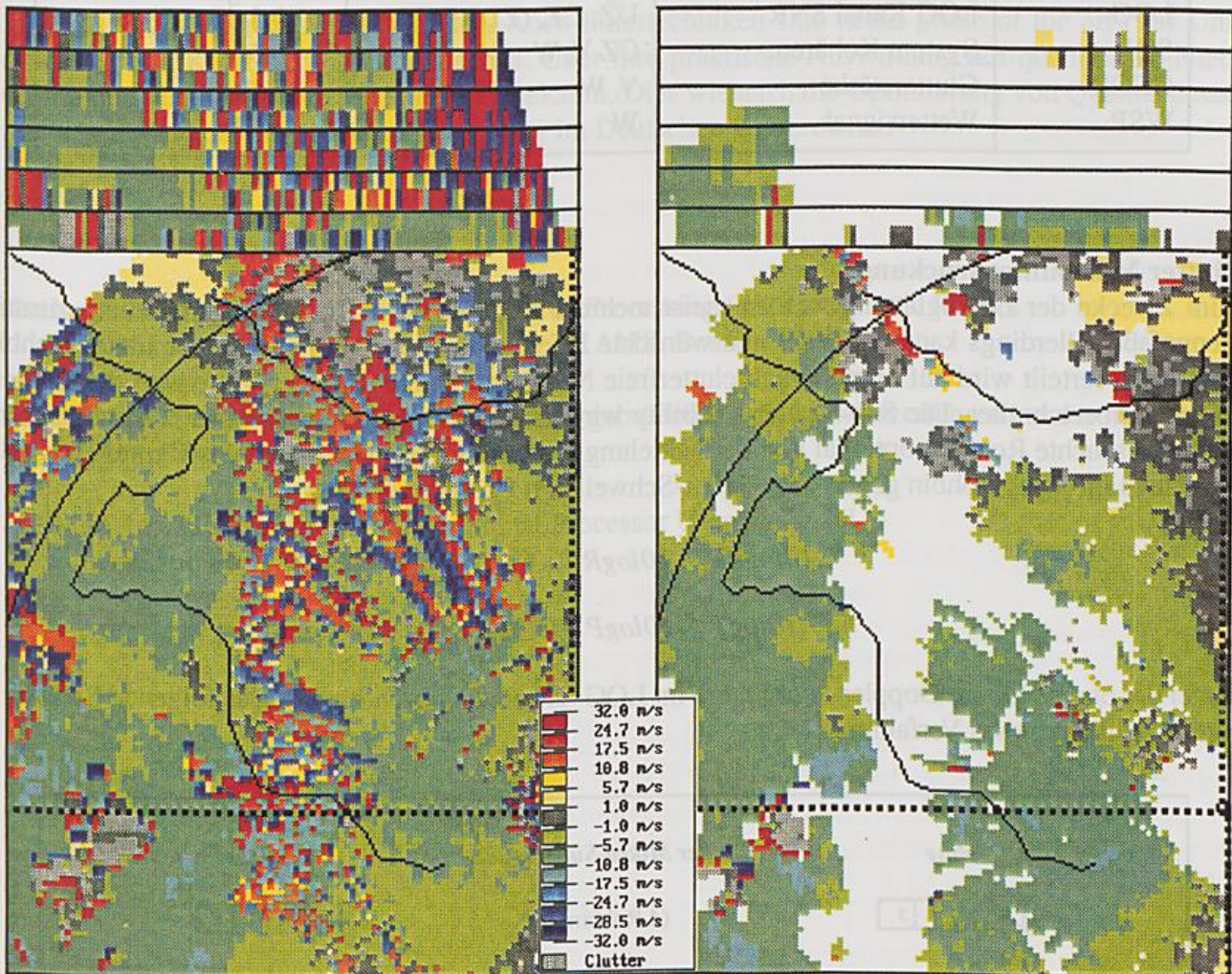


Abb. 5: Ausschnitt aus dem Standard - Geschwindigkeitsprodukt des DWD links ohne, rechts mit SQI - Schwellwert

Die Schwellwerte werden auf gerade verschwindendes Rauschen am Bildschirmprodukt des geeigneten Parameters (d.i. Reflektivität für LOG und CCOR, Geschwindigkeit für SQI, Spektralbreite für WSP) eingestellt. Die richtige Einstellung hängt vom gewählten Filter ab, und bei Mittelung über eine größere Anzahl von Samples oder Bins kann der Schwellwert i.a. gesenkt werden; ein zu hoher Wert führt zu Empfindlichkeitsverlust.

Auch die Abstimmung der Schwellwerte für die unterschiedlichen NutzsSignale ist nicht trivial. So kann die unkritische Anwendung einer Schwelle für die Spektralbreite auf den LOG-Zweig zur Unterdrückung gerade der hohen Reflektivitäten in stark turbulenten Gewitterkernen führen. Die Schwellwerte

sollten deshalb für unterschiedliche Nutzsignale getrennt einstellbar sein. An den DWD - Radars werden die Schwellwerte für jeden Modus (Doppler, Intensität, Quantitativ) neu gesetzt. Die Tests können getrennt für jeden Ausgangsparameter durch die logischen Operationen UND oder ODER miteinander verknüpft werden, etwa in der Weise, daß alle Daten verworfen werden sollen, die nicht entweder den SQI- Test oder aber gleichzeitig den LOG- und den WSP-Test bestehen.

Die folgende Tabelle gibt die Grundeinstellungen und -werte für die vier Parameter.

Schwellwert	Bedeutung	Standard-Anwendung	Standardwert
LOG	LOG Kanal SNR	UZ, CZ, (ZDR)	0,5 dB
SQI	System Kohärenz	CZ V, W	0,5
CCOR	Clutterstärke	V, W	- 25 dB
WSP	Wettersignal	W	10 dB

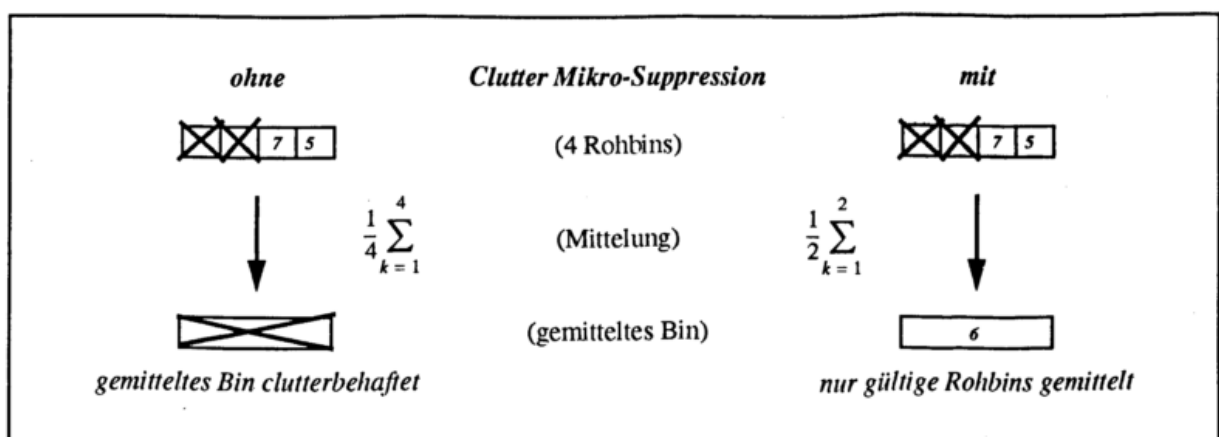
Clutter Mikrounterdrückung

Zum Zwecke der Datenglättung werden meist mehrere Rohbins durch Entfernungsmittelung zusammengefaßt. Allerdings kann dabei der unerwünschte Effekt eintreten, daß ein clutterbehaftetes Rohbin sozusagen verteilt wird auf ursprünglich clutterfreie Nachbarn, indem auch der Mittelwert die Clutterschwelle überschreitet. Die Sub-Clutter Visibility wird so verschlechtert. Es ist daher wünschenswert, clutterverseuchte Rohbins optional von der Mittelung auszuschließen. Dazu wird das Clutter / Signal - Verhältnis für jedes Rohbin gegen den Clutter-Schwellwert $CCOR_{thr}$ getestet,

$$10\log R'_0 - 10\log R_0 > CCOR_{thr}$$

$$10\log P' - 10\log P > CCOR_{thr}$$

wobei der obere Test im Doppler-, der untere im LOG- Zweig angewandt wird. Das folgende Schema veranschaulicht dieses Verfahren:



**Clutter Mikro-Suppression und Mittelung über K Rohbins
am Beispiel K=4, zwei Rohbins clutterkontaminiert**

Speckle remover

Weiterhin kann jedes Entfernungsintervall getrennt für Doppler- und LOG-Daten daraufhin getestet werden, ob die benachbarten Bins gültig sind; andernfalls wird der Datensatz um isolierte gültige Bins mit ungültigen Bins auf beiden Seiten, sogenannte „speckles“, bereinigt. Damit werden z.B. punktförmige Clutterziele und Flugzeuge ausgeblendet. Von Wetterechos wird nicht erwartet, daß sie in isolierten Bins auftreten.

9. Resumee

Eine Reihe von Signalkorrekturen wie Entfernungskorrektur und Gasdämpfung werden standardmäßig im Radar - Signalprozessor ausgeführt. Auch Filtertechniken sind heute „state of the art“ zur Unterdrückung und Korrektur von Bodenechos. Über ihre praktische Auswirkung auf quantitative Niederschlagsmessungen ist jedoch noch wenig bekannt. Dies wie auch die Optimierung von Qualitätstests ist mit Gegenstand der angewandten Forschung im Deutschen Wetterdienst.

10. Literatur

Keeler, R.J. und Passarelli, R.E. (1990): Signal Processing for Atmospheric Radars
in: Atlas, D. (Ed.): Radar in Meteorology, AMS, Boston, 1990

Riedl, J. (1995): Erforderliche Korrekturen und gebräuchliche Korrekturverfahren bei der Nutzung von
Wetterradardaten, dieser Band

SIGMET Inc. (1995): RVP6 Doppler Signal Processor User's Manual
Woodland Park, Westford, MA

Erforderliche Korrekturen und gebräuchliche Korrekturverfahren bei der Nutzung von Wetterradardaten

J. Riedl
Deutscher Wetterdienst
Meteorologisches Observatorium
Hohenpeißenberg

Abstract

Using weather radar data the correction of different effecting and disrupting elements is necessary e. g. conditions for beam propagation, attenuation by precipitation, aggregate state of the scattering hydrometeors, vertical reflectivity profile, clutter and anaprop echoes. The correction procedures in common use are explained.

Zusammenfassung

Bei der Nutzung von Wetterradardaten ist die Korrektur von Einfluß-/Störgrößen wie Ausbreitungsbedingungen für den Radarstrahl, Dämpfung durch Niederschlagsteilchen, Aggregatzustand der Hydrometeore, Vertikales Reflektivitätsprofil im Niederschlagsgebiet, normale und Anaprop Bodenechos erforderlich. Die gebräuchlichen Korrekturverfahren werden erläutert.

1. Einleitung

Der weit überwiegende Teil der heutigen Nutzer von Wetterradardaten erhält die Radarinformationen in Form von fertigen Bildprodukten oder Datensätzen, teilweise nachdem die Daten bereits mehrere Ver- und Bearbeitungsschritte und -stellen durchlaufen haben. Nur ganz wenige Nutzer haben noch Gelegenheit - zusätzlich zu den Produkten - die Radardaten in ihrem "Urzustand" beim Empfang zu beobachten. Im Laufe der Verarbeitung werden an den Daten Korrekturen der verschiedensten Einfluß- bzw. Störgrößen vorgenommen. Welche Korrekturen nötig sind, welche Wirkungen und Grenzen unterschiedliche Verfahren haben sollte der Nutzer wissen, um Fehlinterpretationen zu vermeiden.

2. Ausbreitungsbedingungen

In den meisten Radarsystemen wird bei der Berechnung der Höhe des Radarstrahls über Grund von einer linearen Abnahme des Brechungsindex mit der Höhe ausgegangen und dies durch die Verwendung eines fiktiven Erdradius ($\approx \frac{4}{3}$ des wahren Erdradius) kompensiert. Weicht der tatsächliche Verlauf des Brechungsindex mit der Höhe im aktuellen Fall stark von der Annahme ab, so kann es zu Ortungen normalerweise unter dem Horizont liegender Objekte (s. Anaprop) bzw. zu groben Fehlern in der Höhenzuordnung der Objekte kommen. In den Auswertesystemen (Applikationssoftware) erfolgt die Umrechnung der Polarkoordinatenwerte der Echos in cartesische Koordinaten in der Regel an Hand von Tabellen (basierend auf der Standardatmosphäre), die im aktuellen Fall eine falsche Zuordnung des Elevationswinkels zur Höhe z liefern. Korrigierbar ist dies durch Berechnung des Brechungsindex aus aktuellen Verläufen der Temperatur und Feuchte, die als Aufstiegsdaten in den Radar-Auswerterechner eingegeben werden. Dies geschieht beispielsweise in der Applikationssoftware von ARMS. Ein Problem bei diesem Lösungsweg stellt die Verfügbarkeit von Aufstiegsdaten dar. Im Bereich des DWD stehen pro Radar-Einzugsbereich

zweimal täglich 1 - 3 Stichproben durch die Atmosphäre zur Verfügung. Es ist also nicht sichergestellt, daß die Aufstiegsdaten für das gesamte Abtastvolumen des jeweiligen Radars Gültigkeit haben und daß die besonders kritischen, in etwa Antennenhöhe liegenden Inversionen richtig erfaßt werden. Deshalb wurde im Radarverbund auf diese Korrektur verzichtet.

3. Dämpfung

Die Dämpfung der Radarwelle durch die atmosphärischen Gase ($\sim 0,008$ dB/km bei C-Band) wird in der Regel in den Signalprozessoren bereits bei der Entfernungskorrektur ($1/R^2$) mit berücksichtigt. Die Dämpfung durch Wolkenteilchen wird bei Wellenlängen oberhalb 3 cm allgemein vernachlässigt, da die Werte bei den relativ kurzen durchstrahlten Strecken gering bleiben. Beträchtliche Werke, und dann nicht mehr vernachlässigbar, kann die Dämpfung durch Niederschlagsteilchen annehmen. Besonders beim Durchdringen von Starkniederschlags-/Hagelkernen kann die Dämpfung so groß werden, daß der Effekt in den Bildprodukten auffällt bzw. dahinter liegende Zellen gänzlich verschwinden (s. Abb. 1a-c). Immer, wenn wie z. B. in Abbildung 2 in der horizontalen Echowerteilung auf den Radarstandort zu gerichtete Speichen mit plötzlich niedrigeren Echowerten auftauchen, sollte man an mögliche Dämpfungseffekte denken.

Die in der Literatur verfügbaren Dämpfungswerte von Hydrometeoren (s. z. B. BATTAN , 1973, COLLIER , 1989) sind häufig als Funktion der Niederschlagsintensität angegeben. Für C-Band, bei einer Wellenlänge von 5,5 cm, und einem Tropfenspektrum mit Marshall-Palmer (M-P) Beziehung gilt ein Dämpfungswert von $K = 0,0031$ (dB/km) / (mm/hr), der sich über die M-P Z/R-Beziehung auch mit $K = 1,13 \times 10^{-4} Z^{0,625}$ [dB/km] in Form von Z ausdrücken läßt. Für die im Alpenvorland für die Nicht-Warmluftniederschläge ermittelte Z/R-Beziehung (Gew.-M.) $Z = 256R^{1,42}$ lautet der Dämpfungswert dementsprechend K [dB/km] = $0,624 \times 10^{-4} Z^{0,704}$.

In der nachfolgenden Tabelle sind die sich für verschiedene Z-Werte und die zugehörigen Niederschlagsintensitäten ergebenden Dämpfungswerte [dB/km] aufgelistet:

	Z = 10 10 dBZ	Z = 100 20 dBZ	Z = 1000 30 dBZ	Z = 10000 40 dBZ	Z = 100000 50 dBZ
nach M-P. R [mm/h]	0,15	0,65	2,73	11,53	48,63
K' [dB/km]	$4,7 \times 10^{-4}$	$2,01 \times 10^{-3}$	$0,96 \times 10^{-2}$	$3,57 \times 10^{-2}$	0,15
nach Gew.-M. R [mm/h]	0,10	0,52	2,61	13,21	66,86
K' [dB/km]	$3,2 \times 10^{-4}$	$1,6 \times 10^{-3}$	$8,1 \times 10^{-3}$	$4,1 \times 10^{-2}$	0,21

Aus der Tabelle wird ersichtlich, daß berücksichtigungswerte Dämpfungswerte erst bei starken Echos entstehen. Zum Beispiel würde die Dämpfungskorrektur für einen 46 dBZ Kern von 4 km Durchmesser in einer Schauerzelle am rückwärtigen Ende 0,9 dB betragen. In einigen operationellen Systemen (z. B. in Schweden/Spanien und UK) sind solche Dämpfungskorrekturen eingebaut.

Erheblich gravierender kann die Dämpfung werden, wenn - insbesondere mit einer Wasserhaut überzogene - Hagelkörner im Radarstrahl enthalten sind. BATTAN berechnete die Einweg-Dämpfung in einer bis zum maximalen Durchmesser von 28,9 mm exponential verteilten Ansammlung von Hagelkörnern (normiert auf einen Flüssigwassergehalt von $1g/m^3$) zu 2,82 dB/km, wenn die Körner mit einer 0,5 mm dicken Wasserschicht überzogen sind. Selbst bei den meist geringen

Durchmessern der Hagelschläuche (z. B. 500 m) erreichen die Korrekturwerte sehr schnell hohe Werte (z. B. 5,6 dB). In der Praxis besteht die Notwendigkeit die Dämpfungskorrektur zu begrenzen (z. B. auf max. 5 dB), da sonst die Gefahr der Überkorrektur besteht, insbesondere wenn noch Bodenechoanteile in der rückgestreuten Leistung enthalten sind. Mir sind bis jetzt keine operationellen Radarsysteme bekannt, bei denen in der Dämpfungskorrektur automatisch vom Regen-Dämpfungswert auf den von Hagel übergegangen wird.

4. Aggregatzustand, Vertikales Reflektionsprofil, Bright Band

Bei der Auswertung der Eholeistung zu Reflektivitätswerten wird im Signalprozessor in der Regel für den vom komplexen Refraktionsindex stammenden Faktor $|K|^2$ der Wert 0,93 für Wasser in der Radargleichung verwendet. Für die Schnee- bzw. Eisphase ist der Rückstreuindex - Faktor $|K|^2$ deutlich niedriger (trockene Eisteilchen $|K|^2 = 0,176$, trockener Schnee $|K|^2 = 0,208$). Das bedeutet, daß die in diesen Fällen die Empfangsleistung um ca. 6,5 dB niedriger ist und der daraus ausgewertete Reflektivitätsfaktor dBZ fällt um diesen Betrag zu niedrig aus. Korrekturmöglichkeiten bestehen nur, wenn der Aggregatzustand der zur Rückstreuung beitragenden Partikel bekannt ist oder anhand einer bekannten und für den gesamten Abtastbereich gültigen Null-Grad-Höhe. Außerdem wird in der verwendeten Radargleichung von der Gültigkeit der Rayleighstreuung (sowohl bezüglich Teilchengröße klein gegenüber der Wellenlänge als auch Kugelform) ausgegangen. Da dies streng genommen nicht zutrifft, wird eigentlich die effektive Reflektivität Z_e gemessen, die von einem Streuvolumen stammen würde, bei dem die Annahmen stimmen und das den gemessenen Reflektivitätswert liefern würde.

Mit dem Schneiden der Null-Grad-Höhe, und damit der Schmelzzone ist ein weiteres Problem, das sog. bright band, verbunden. Erkennbar für den Nutzer von Radar-Bildprodukten ist der bright band Effekt in Darstellungen der horizontalen Echoverteilung (im DWD Radarverbund z. B. PL-Produkt) ebenso wie in Darstellungen der (akumulierten) Niederschlagshöhe (z. B. PY-Produkt) an den zum Radarstandort konzentrischen Ringen (oder Teilen von Ringen) mit höheren Werten. Die Abbildungen 3 und 4 zeigen Beispiele dafür. Der bright band Effekt ist der augenfälligste Einfluß des vertikalen Reflektivitätsprofils. Zu diesen Einflüssen sind auch zu zählen: Partielles Überschießen der Niederschlagsschicht durch den Radarstrahl oder trockener Schnee oberhalb, Verdunsten des Niederschlags in Bodennähe und orographische Verstärkung des Niederschlags. Generell sollten Korrekturmöglichkeiten dieser Effekte in Form der Berücksichtigung des vertikalen Reflektivitätsprofils gesehen werden. Hierzu wurden in letzter Zeit in der Schweiz, England, Finnland und Slowenien Untersuchungen durchgeführt.

Zur Korrektur bieten sich verschiedene Verfahren an:

1. Empirische Bestimmung der Entfernungsabhängigkeit der Aneichfaktoren aus einer Vielzahl von Radar zu Boden Vergleichen. Die Korrektur der Radar-Niederschlagsergebnisse mit der daraus abgeleiteten Formel stellt eine indirekte Berücksichtigung des VRP dar (s. DIVJAK, 1992).
2. Die Verwendung saisonaler mittlerer Profile, die aus der Auswertung der dreidimensionalen Datensätze gewonnen werden (s. JOSS u. PITTINI, 1991). Wegen der Auflösung von 1 km in den Datensätzen und der 1° breiten Radarkeule verwendet man nur die Daten bis zu einem Radius von max. 50 km um den Radarstandort.
3. Bei der Korrektur der Radarergebnisse anhand von mittleren Tagesprofilen fand KOISTINEN (1991) Reduktionen der Abweichung von Radar- und Bodenwert abhängig von der Höhe der Schmelzzone und der Entfernung von bis zu 6 dB.

4. Ähnliche Ergebnisse erhielt DIVJAK (1994) bei der Verwendung standardisierter dreistündiger Profile, die auf die Höhe der Schmelzzone normiert waren. Die Lage der Schmelzzone wird dabei auch aus den Radardaten abgeleitet.

Der Korrekturfaktor für den Niederschlag wird meist angegeben in der Form $VC [dB] = 10 \log (R(o)/R(H))$, wobei $R(H)$ der vom Radar gemessene Niederschlagswert in der Höhe H und $R(o)$ der "wahre" Niederschlagswert am Boden ist.

5. Clutter, Anaprop Echos

Vom Betrachter der Bildprodukte schnell als störend und irritierend empfunden werden Bodenechos (Clutter), unabhängig ob sie bereits unter Normalbedingungen vorhanden oder infolge besonderer Ausbreitungsbedingungen erst oder vermehrt erscheinen. Andererseits ziehen erfahrene Nutzer anhand des Erscheinungsbildes der Bodenechos Rückschlüsse auf die Leistungsfähigkeit der Radaranlage. Je größer der Nutzerkreis ist, der mit den Radarprodukten arbeiten will, desto weniger Nutzer mit speziellen Erfahrungen im Umgang mit Radardaten sind unter ihnen; umso mehr müssen die Produkte frei sein von solchen Störungen. Dies gilt im besonderen Maße für die Radar-Flächenniederschlagsbestimmung.

Die Verfahren zur Behandlung der unerwünschten Bodenechos lassen sich grundsätzlich in zwei Methoden einteilen:

Bei der Clutter-Unterdrückung werden alle Echos in den Flächenelementen bzw. Entfernungskrementen gelöscht, in denen früher einmal Clutter diagnostiziert wurde und deshalb auch wieder zu erwarten ist.

Bei der Clutter-Korrektur wird versucht den von Bodenechos stammenden Teil der Empfangsleistung herauszufiltern. Die Filter nutzen entweder statistische Daten der Intensität oder der Geschwindigkeit.

Die Clutterdatei ist das einfachste Verfahren zur Unterdrückung. Alle Entfernungselemente, in denen bei einer (oder mehreren) Datenaufnahme in niederschlagsfreier Zeit Echos empfangen wurden, werden markiert und in einer Datei gehalten. Im aktuellen Fall werden dann die Echos an diesen Stellen ausgeblendet. Die dadurch entstehenden Löcher in den Datensätzen sind desto größer je perfekter die Clutterdatei gemacht wird und sind nicht problemlos interpolierbar.

Auch Winddaten können zur Clutter-Unterdrückung herangezogen werden. Dabei werden in allen Entfernungsschritten, in denen die Doppler-Windauswertung Geschwindigkeitswerte unterhalb eines Schwellwertes (z. B. 0,5 m/s) ergibt, die Echowerte in der korrespondierenden Intensitätsdatei unterdrückt. Die Erfahrungen in reinen Anaprop-Situationen sind gut; es werden aber auch einige "Niederschlags-Pixel" mit unterdrückt.

Die Clutter-Korrekturverfahren auf der Geschwindigkeitsseite nutzen die ungefilterten und hochpaß-gefilterten Zeitreihen der I- und Q-Signale aus der Phasenauswertung im "Dopplerempfänger". Das Produkt T_o aus komplexem und konjugiert komplexem Wertepaar je Entfernungsschritt ist proportional der gesamten Echoleistung (also Wettersignal S + Cluttersignal C + Noise N). Die Autokorrelation R_o (Produkt des gefilterten und ungefilterten Wertepaares) ist proportional der Summe aus S und N , so daß die Differenz $T_o - R_o$ den Clutteranteil im Signal liefert (s. PASSARELLI und SIGGIA, 1983). Um diesen Clutteranteil wird dann die Ausgangsleistung im logarithmischen Kanal reduziert. Schwierigkeiten gibt es, wenn der Clutteranteil sehr viel höher ist als der Wetteranteil und durch die teilweise Mitfilterung von Niederschlagsechos.

Für das sog. Statistische Filter im log.-Kanal ist keine Dopplerranlage nötig. Die Filtertechnik basiert auf der Annahme, daß die Wetterechos eine größere Spektrenbreite aufweisen als die Clutterechos; d. h. die Wetterechos sind von Puls zu Puls weitgehend unkorreliert, dagegen Clutter stark korreliert (s. J. AOYAGI, 1978). In der Praxis werden die aus dem logarithmischen Kanal kommenden kalibrierten Amplitudenwerte quadriert und gemittelt und liefern so die ungefilterte Echoleistung. In einem parallelen Zweig durchlaufen die Amplitudenwerte zuvor noch ein Hochpaßfilter, das die stark fluktuierenden Komponenten durchläßt, die niederfrequenten Teile dagegen zurückhält, und liefern damit die gefilterte Echoleistung. Nach den bisherigen Erfahrungen tritt auch bei dieser Filtermethode eine Niederschlagsreduktion ein. Die jüngsten Herstelleraussagen empfehlen die Anwendung nur für Pulsfrequenzen < 400 Hz.

In den neuen Radaranlagen der Schweiz wird eine Reihe von sieben Unterdrückungsalgorithmen in Form eines Entscheidungsbaumes durchlaufen, der bei jeder eindeutigen Entscheidung für oder gegen Clutter abgebrochen wird. Folgende Kriterien werden abgeprüft:

- a) Der MDS-Test stellt fest, ob das Signal überhaupt stärker ist als das Empfängerrauschen.
- b) Der Wide-Band-Noise-Test prüft im Dopplerkanal die Kohärenz des Signals und verwirft die Proben mit zu geringen "Signal Quality Index" (SQI).
- c) Der Dopplertest erklärt Echos mit über dem Schwellwert liegenden Geschwindigkeiten als Wetterechos.
- d) Das erste Statistische Filter prüft die Signalfuktuation anhand der Differenz zweier aufeinanderfolgender Pulse und verwirft als Clutter bei nicht Erreichen des Schwellwertes.
- e) Das zweite Statistische Filter prüft die Differenz zum vorletzten Puls und erklärt stark und andauernd ab- oder zunehmende Echos als clutterkontaminiert.
- f) In der Prüfung des vertikalen Gradienten werden Echos mit sehr großem Gradienten von einem zum nächst höheren Elevationswinkel als Anaprop Echos ausgeschieden.
- g) Als letzter möglicher Schritt wird die adaptive Clutter Map abgefragt. Sie enthält einen Zähler, der bei jedem Schritt durch den Entscheidungsbaum je nach der Entscheidung für oder gegen Clutter erhöht oder reduziert wird. Wenn das Entfernungsintervall zuletzt häufig als clutter-belastet erkannt wurde, dann ist der Zählerstand höher als der Schwellwert und die Entscheidung fällt wieder in Richtung Clutter.

Nach bisherigen Erfahrungen fällt nur bei ~ 5 % der range bins die Entscheidung erst beim letzten Schritt.

6. Z/R-Beziehung, Aneichung

Bei dem Bemühen die Niederschlagsbestimmung aus Radardaten durch Wahl der richtigen Z/R-Beziehung zu verbessern sind die Größe ihres Einflusses im Verhältnis zu anderen Fehlerquellen und die Auswahlmöglichkeit bzw. Bestimmbarkeit in der operationellen Praxis zu berücksichtigen.

Bereits sehr früh wurden an verschiedenen Orten mehrjährige Tropfenspektrenmessungen durchgeführt, aus denen dann mit Hilfe nachträglich zugeordneter Niederschlagstypen mittlere Z/R-Beziehungen für die jeweiligen Typen ermittelt wurden (s. z. B. ANIOL et. al, 1980). Für den Bereich Deutschlands sind z. B. zu nennen:

Alpenvorland:

Warmluftzufuhr	(W)	$Z = 104R^{1,34}$
Kaltluftzufuhr	(K)	$Z = 249R^{1,42}$
Gradientenschwache Lage	(GS)	$Z = 227R^{1,37}$
Gewitter	(\mathbb{K})	$Z = 311R^{1,38}$
Gewichtetes Mittel	(G. M.)	$Z = 256R^{1,42}$

Raum Nürnberg:

Mittlere Beziehung		$Z = 300R^{1,39}$
Warmluftaufgleiten		$Z = 174R^{1,25}$

Raum Essen (nach BREUER/KREUELS):

Mai - November		$Z = 236.71R^{1,566}$
Dezember - April		$Z = 229.32R^{1,609}$
Jahresmittel		$Z = 233.24R^{1,583}$

Raum Hamburg (vorläufig):

Warmluftzufuhr	(W)	$Z = 217R^{1,79}$
Kaltluftzufuhr	(K)	$Z = 216R^{1,68}$

Für die praktische Anwendung ist zu berücksichtigen, daß die Messung der Reflektivität Z vom Radar her bereits mit Fehlern behaftet ist. Für operationell betriebene Systeme erscheint ein Meßfehler von ± 1 dB ($\hat{=}$ $+ 25,9$ % / $- 20,6$ %) auf der Z -Seite realistisch. Aus praktischen Gründen ist es überlegenswert typische Z/R -Beziehungen dann zu verwenden, wenn die daraus errechnete Niederschlagsintensität nicht innerhalb des durch den Z -Fehler von ± 1 dB bedingten "Bandbreite" des Niederschlagsfehlers liegt. Das Ergebnis hängt natürlich ab von der Wahl der mittleren als Bezugsgröße dienenden Z/R -Beziehung.

Noch nicht berücksichtigt ist bei diesen Überlegungen die "momentane" Z/R -Beziehung, d. h. die Streubreite der mittleren Beziehung. Dies könnte geschehen durch Echtzeitmessung des Tropfenspektrums und laufende Berücksichtigung im Auswerterechner des Radarsystems. Dieses Verfahren ist bisher nur für kleinräumige Flächenniederschlagsbestimmungen (Stadthydrologie) angewandt worden.

Bei der Radar-Flächenniederschlagsbestimmung ist es verbreitete Praxis die radarseitigen Fehler (Sendeleistung, Empfängerempfindlichkeit, Z/R -Beziehung, partielle Abschattung etc.) durch einen Vergleich mit Bodendaten zu korrigieren. Dieses Verfahren wird Aneichung genannt. An die Qualität der Bodendaten sind hohe Anforderungen zu stellen. Beim DWD erfolgt derzeit eine sog. off-line Aneichung der Tagesniederschlagshöhen; das UK Met. Office führt einstündige Aneichungen in real time mit Hilfe fernmeldender Niederschlagsmesser durch. Die Aneichung wird zweckmäßigerweise gewichtet durchgeführt; d. h. der Aneichfaktor wird gebildet aus $\Sigma G/\Sigma R$ (G = Niederschlagsmessergebnis/"Gauge"; R = Radarergebnis), da sonst kleine absolute Differenzen bei geringen Niederschlagshöhen zu sehr hohen Faktoren führen. Bei den zum Vergleich herangezogenen Radarfeldern (in der Regel $1^\circ \times 1$ km) werden teils genau die Felder (zentrales Feld) verwendet in denen die Bodenstationen liegen, teils wählt man dasjenige Feld aus den 9 nächstgelegenen Feldern aus, dessen Ergebnis am wenigsten vom Bodenwert abweicht. In manchen Radarnetzen werden bei entsprechender orographischer Gliederung verschiedene Aneichgebiete (z. B. Luv-/Leegebiet) definiert, in denen ggf. auch bereits bei der Z -Auswertung unterschiedliche

Z/R-Beziehungen verwendet werden (s. COLLIER, 1989). Man muß sich aber im Klaren sein, daß auch nach der Aneicherung Unterschiede zwischen Radarfeld und Bodenwert bleiben.

7. Literatur

Aniol, R., J. Riedl und M. Dieringer, 1980: Über kleinräumige und zeitliche Variationen der Niederschlagsintensität. Meteorol. Rdsch. 33, 50 - 56 (April 1980).

Aoyagi, J., 1978: Ground clutter rejection by MTI weather radars. Preprints, 18th Conf. on Radar Meteorol., AMS, Boston, pp 358 - 363.

Battan, L. J., 1973: Radar Observation of the atmosphere. University of Chicago Press.

Breuer, L. und R. Kreuels, 1989: Zwischenbericht der Bonner Arbeitsgruppe. In: Steuerung von Rückhaltebecken und Pumpwerken zum Zwecke der Abflußregulierung und des Gewässerschutzes mittels Nahbereichs-Radarmessung der Niederschläge. - Forschungsvorhaben O2-WA 8528 und 8825 - 4. Zwischenbericht, H. R. Verworn, M. Semke, Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und landwirtschaftlichen Wasserbau der Universität Hannover.

Collier, C. G., 1989: Applications of Weather Radar Systems: a guide to uses of radar data in meteorology and hydrology. Ellis Horwood Ltd., Chichester, England.

Divjak, M., 1992: Operational radar measurements of precipitation: The accuracy of point estimates of hourly accumulations. 2nd Int. Symposium on Hydrological Applications of Weather Radar, Hannover. Paper A3.

Divjak, M., 1994: Radar Measurement of Precipitation: The Use of Vertical Reflectivity Profiles. Komm. d. Europ. Gemeinschaft., COST-75 Project, Contract No ERBCIPECT-926082.

Joss, J. and A. Pittini, 1991: The climatology of vertical profiles of radar reflectivity to improve estimates of precipitation. Preprints, 25th Int. Conf. on Radar Meteorol., AMS, Boston, pp 828 - 831.

Koistinen, J., 1991: Operational correction of radar rainfall errors on radar-derived Ze-R relationships. Preprints, 25th Int. Conf. on Radar Meteorol., AMS, Boston, pp 91 - 94.

Passarelli, R. E. and A. D. Siggia, 1983: The autocorrelation function and Doppler spectral moments: Geometric and asymptotic interpretations. J. Appl. Meteorol., Vol. 22, pp 1776 - 1787.

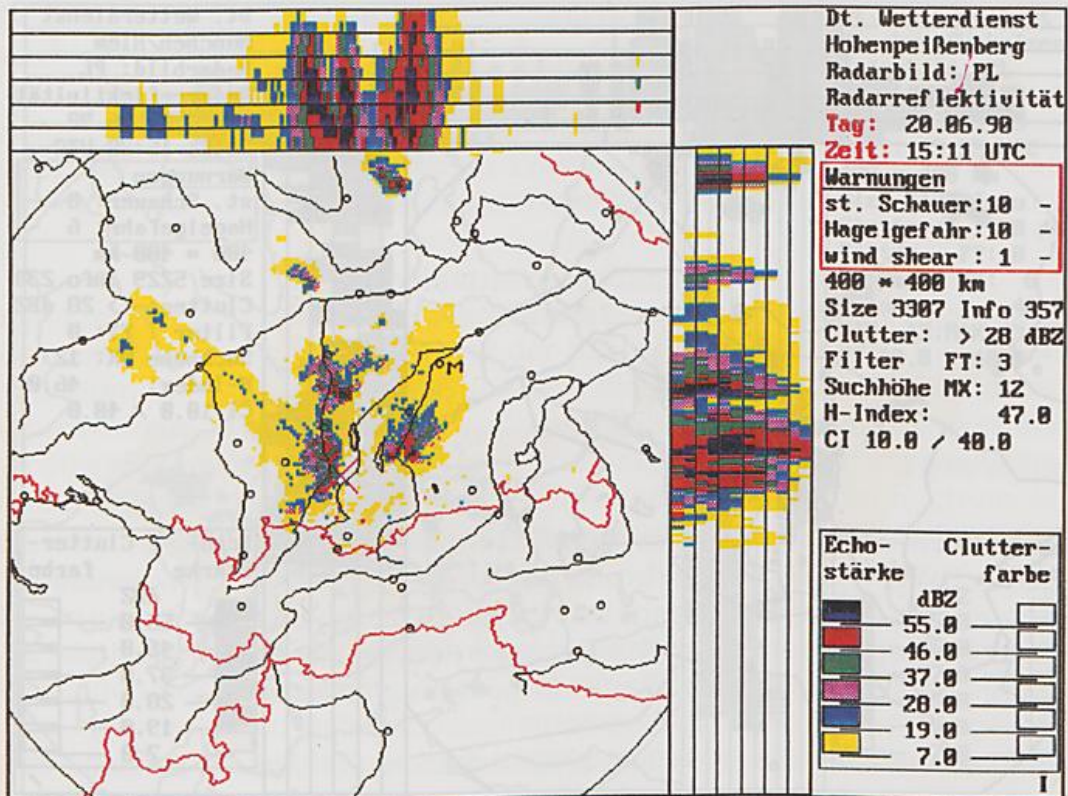


Abb. 1a: Dämpfungsbispiel. Solange die Gewitterzelle noch westlich des Radarstandortes liegt, ist die Doppelzelle südlich von München noch deutlich erkennbar.

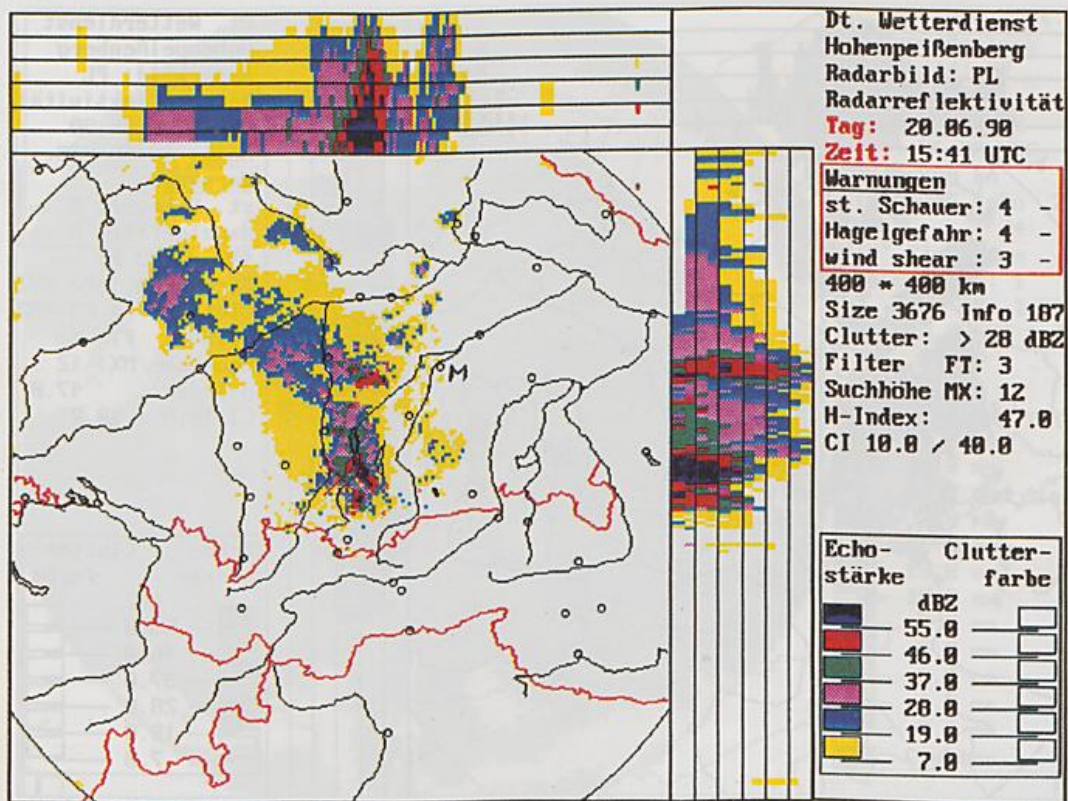


Abb. 1b: Dämpfungsbispiel. Durch den nun östlich des Radarstandortes liegenden Kernteil der Zelle wird die südlich von München liegende Zelle bis auf harmlose Reste zurückgedämpft.

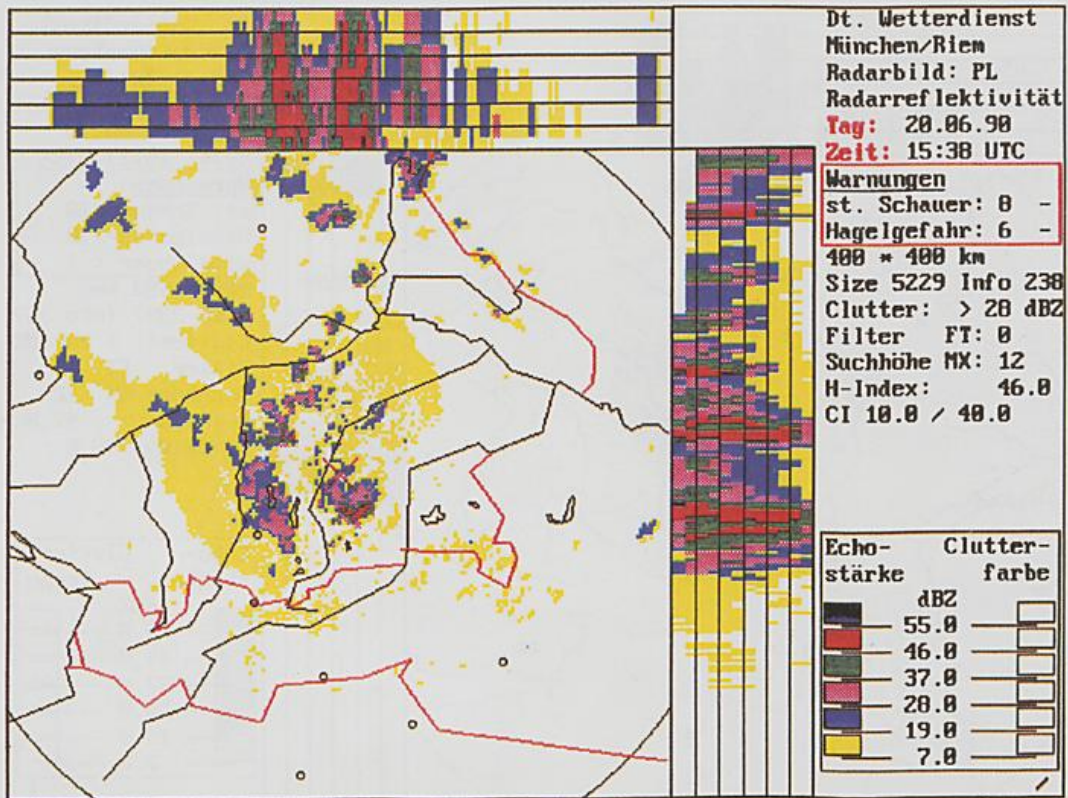


Abb. 1c: Dämpfungsbeispiel. Das Bild der Münchner Radaranlage zeigt aber eindeutig, daß die Doppelzelle im Süden noch in unverändert verminderter Stärke vorhanden ist.

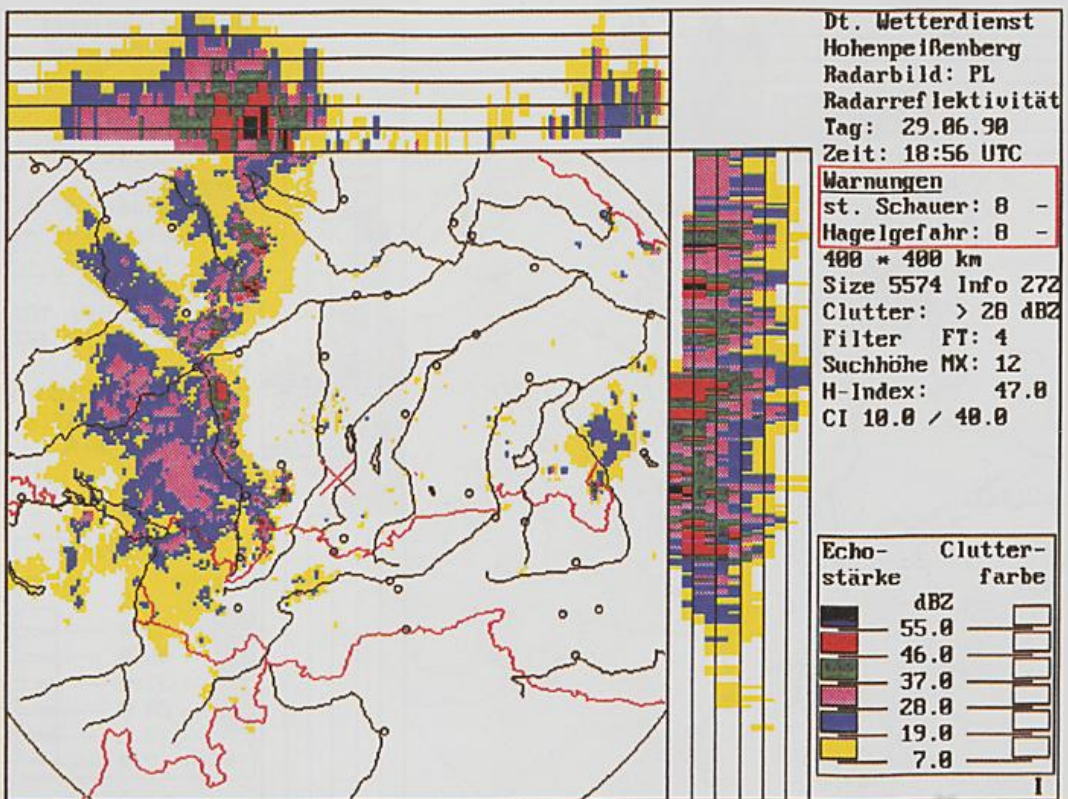


Abb. 2: Beispiel der Dämpfung durch Niederschlag. Durch intensive Kerne in der Vorderfront der Squalline werden aus dem rückwärtigen Niederschlagsgebiet speichenförmige Segmente herausgedämpft.

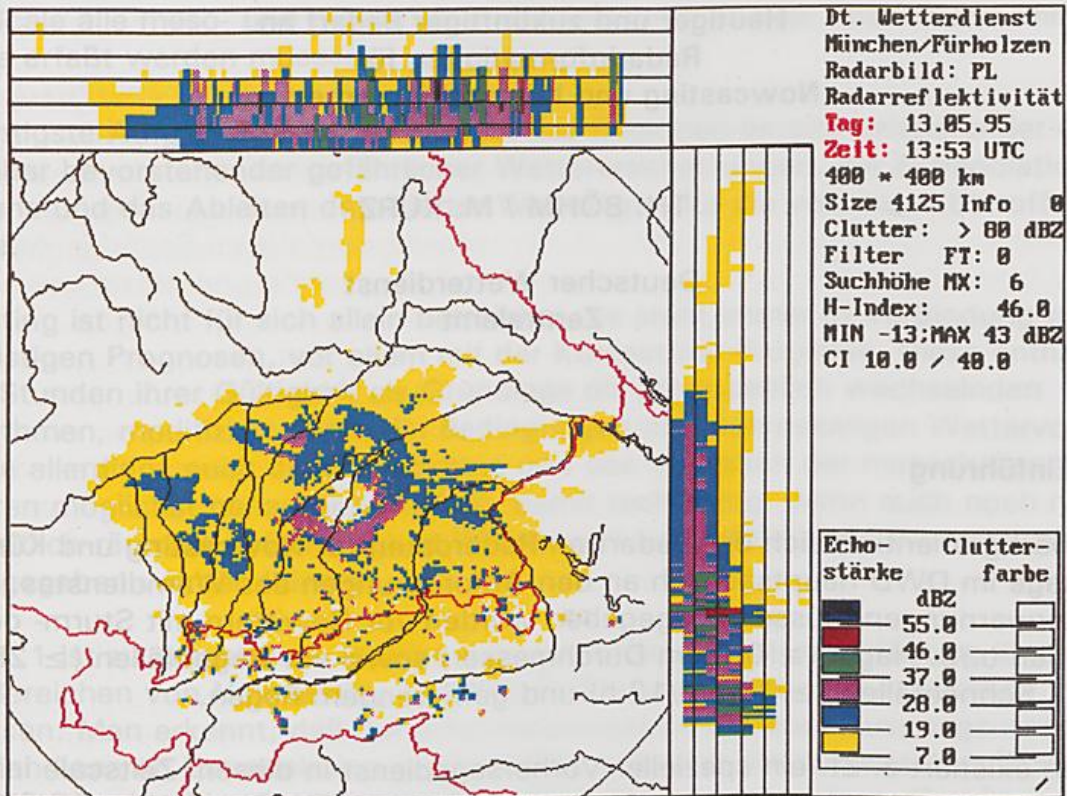


Abb. 3: Beispiel eines bright band Einflusses. Im sog. Grundriß sind die Ringe mit höheren Echowerten zu sehen, in den beiden Projektionen (oben und rechts) die stärkeren Echos in der 2 km Höhenschicht.

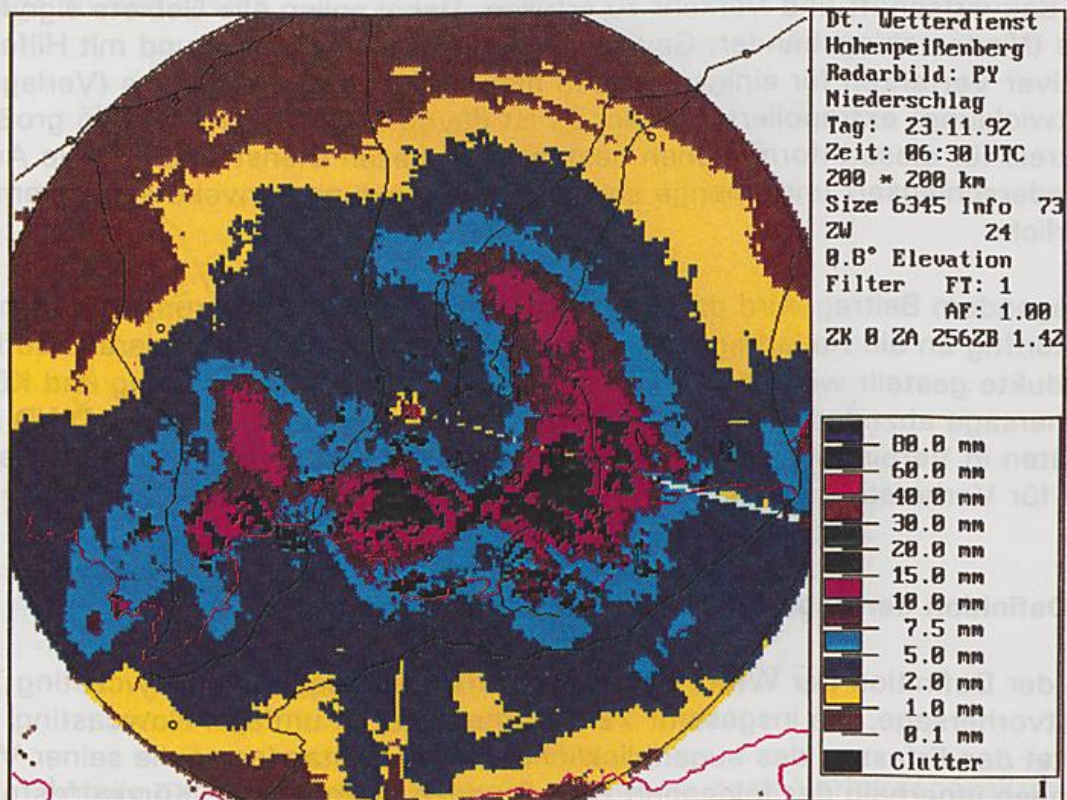


Abb. 4: Beispiel des bright band Einflusses im Bildprodukt der 24stündigen Niederschlagshöhe.

Heutiger und zukünftiger Bedarf an Radarinformationen für Nowcasting und Kurzzeitvorhersage

TH. BÖHM / M. KURZ

Deutscher Wetterdienst
Zentralamt

1. Einführung

Gegenwärtig orientiert sich der Bedarf an Radardaten für Nowcasting und Kurzzeitvorhersage im DWD hauptsächlich an den Anforderungen des Warndienstes. Unwetterwarnungen müssen ausgegeben werden vor Gewittern mit Sturm- oder Orkanböen u./o. Hagel (≥ 0.5 cm Durchmesser) sowie vor Regenfällen (≥ 25 mm/6h), Schneefällen (≥ 15 cm/12 h) und gefrierendem Regen.

Daneben existiert z. Zt. ein spezieller Vorhersagedienst in diesem Zeitscale in Gestalt des Straßenzustands- und Wetterinformationssystems (SWIS) im Winterhalbjahr. Auch dafür sind Informationen über Starkniederschläge und gefrierenden Niederschlag von Bedeutung. Beginnend 1995, soll an den Regionalzentralen ein ähnlicher Dienst auch im Sommer eingerichtet werden, um konkrete Anforderungen aus Landwirtschaft, Bauwirtschaft und Verkehr zu erfüllen. Dabei sollen alle Gebiete signifikanten Wetters (Niederschlagsbänder, Gewitter etc.) erfaßt, überwacht und mit Hilfe interaktiver Verfahren für einige Stunden hinsichtlich ihres Verhaltens (Verlagerung und Entwicklung) extrapoliert werden. Es ist davon auszugehen, daß ein großer Nutzerkreis für diese Informationen besteht. Für diesen Dienst sind genaue Angaben über Niederschlagsart und -menge sowie die Entwicklung konvektiver Systeme erforderlich.

In vorliegendem Beitrag wird darauf eingegangen, welche Forderungen augenblicklich und zukünftig an ein Radarbeobachtungssystem einschließlich der daraus aufbereiteten Produkte gestellt werden müssen, um den Bedarf von Nowcasting und Kurzzeitvorhersage abzudecken. Darüber hinaus wird beschrieben, wie der DWD plant, die Radardaten in Verbindung mit anderen Datenquellen auszuwerten, um alle Daten optimal für Vorhersagen in diesem Zeit-Scale nutzen zu können.

2. Definition der Begriffe Kurzzeitfrist und Nowcasting

Gemäß der Definition der WMO sind Kurzzeitvorhersage und Nowcasting Teil der Kurzzeitvorhersage, die insgesamt 72 h Vorhersagezeit umfaßt. Nowcasting beinhaltet das Erfassen des augenblicklichen Wetterzustandes sowie seiner Veränderungen innerhalb der folgenden zwei Stunden, während die Kurzzeitprognose die ersten 12 Stunden des Kurzzeitzeitraums abzudecken hat. Aufgrund dieser Terminierung ist für beide Bereiche eine hohe zeitliche und - damit gekoppelt - räumliche Detaillierung erforderlich. Das bedeutet, daß zusätzlich zur Entwicklung im

Macro-Scale alle meso- und möglichst auch viele mikroskalige Phänomene und Prozesse erfaßt werden müssen.

Die wichtigste Aufgabe im Nowcasting ist das Erkennen bereits existierender oder unmittelbar bevorstehender gefährlicher Wettererscheinungen, die Extrapolation ihres Verhaltens und das Ableiten detaillierter Warnungen für die von ihnen betroffenen Bereiche.

Nowcasting ist nicht für sich allein betreibbar, es steht immer in Verbindung mit längerfristigen Prognosen, vor allem mit der Kurzzeit-Prognose. Diese enthält in den 12 Stunden ihrer Gültigkeit als Grundlage die jahreszeitlich wechselnden Tagesrhythmen, modifiziert durch die Bedingungen der makroskaligen Wettervorgänge. Sie sollte allerdings auch die Entwicklung und das Verhalten der mesoskaligen Strukturen möglichst genau beschreiben, damit rechtzeitig, wenn auch noch nicht mit hoher zeitlich-räumlicher Genauigkeit Warnungen vor gefährlichen Wettererscheinungen ausgegeben werden können.

Der Abb. 1 ist zu entnehmen, welche Informationsquellen zur Verfügung stehen, um in den Bereichen von Nowcasting und Kurzzeitvorhersage das zukünftige Wetter zu erfassen. Man erkennt, daß der Informationsgehalt der vom Ausgangszustand startenden linearen Extrapolation rasch abfällt, während die numerischen Modelle erst nach 6-12 Stunden Einschwingzeit verlässliche Vorhersagen liefern. Gerade innerhalb des Bereichs der Kurzzeitvorhersage besteht deshalb ein Mangel an verwertbarer Information. Aufgrund dieses Sachverhalts sind z. Zt. in vielen Wetterdiensten Aktionen im Gang, um durch geeignete Verfahren die Basis für die Kurzzeitvorhersage zu verbessern.

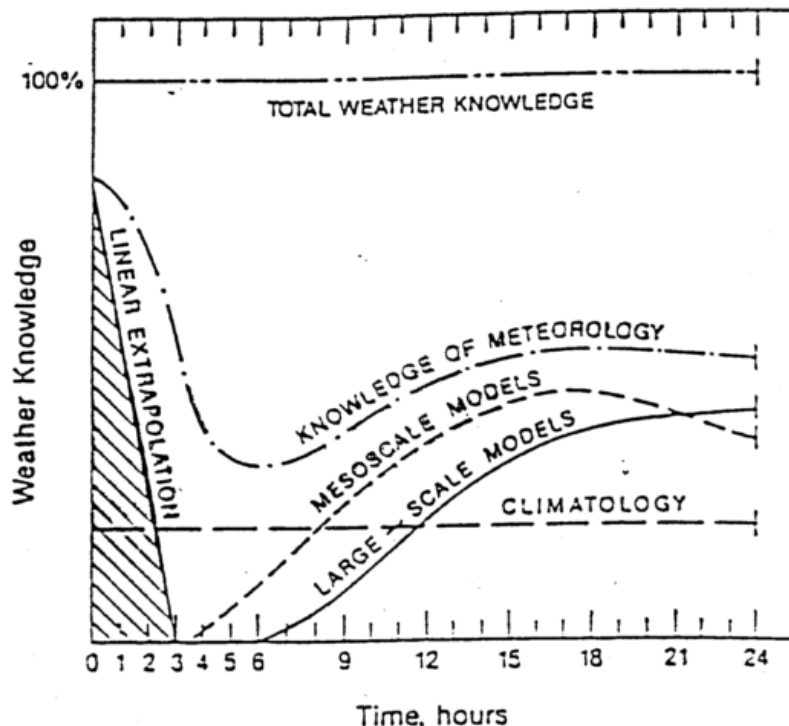


Abb. 1: Anteile der Kenntnis zukünftigen Wetters je nach Vorhersagezeitraum (nach DOSWELL)

3. Radardaten für Nowcasting und Kurzzeitvorhersage

Eine besonders wichtige Datenquelle für Nowcasting und Kurzzeitvorhersage stellen die Radardaten dar. Ziel der Anwendung dieser Daten ist es, die mit ausgeprägtem Niederschlag gekoppelten meteorologisch relevanten Phänomene zu erfassen, in ihrer Entwicklung und Verlagerung zu verfolgen und soweit wie möglich vorherzusagen. Vor Auswirkungen im Umfeld der Echostrukturen, die zu Schäden Anlaß geben oder gar Menschenleben gefährden können, muß rechtzeitig und präzise gewarnt werden.

Primäre Radaraufgabe ist dabei die möglichst genaue Messung der Tropfenechos. Die Umsetzung in Niederschlagsintensität und das mögliche Vorhandensein von Hagel sowie die Auswertung der Dopplerinformation sind meteorologische Folgerungen mit Hilfe fundierter Algorithmen, während die daran geknüpften Schlußfolgerungen bezüglich der Auswirkungen und Schäden weitgehend der Interpretation unterliegen.

4. Heutiger Bedarf an Radarinformation

Der heutige Bedarf an Radarinformation für Nowcasting und Kurzzeitvorhersage soll nachfolgend aus der Sicht des DWD beschrieben werden. Basis dafür bilden die Erfahrungen mit dem im Aufbau befindlichen Radarverbund des DWD.

4.1 Radaransatz bei Nowcasting

Primärer Punkt beim Radar-Nowcasting ist das Erfassen und Verfolgen von Echoextrema (Zellen), die Ermittlung ihrer Zugrichtung und -geschwindigkeit sowie möglicher Entwicklungstendenzen (intensivierend, abschwächend) und ihrer Auswirkungen.

Hierzu bieten sich die hochauflösenden Bilddaten des PX-Bildes für den 100 km-Umkreis an, die im 5 Minuten-Abstand und mit einer Auflösung von 1x1 km zur Verfügung stehen. Damit wird allerdings nur der "Zellfuß" der bodennahen Schicht dargestellt. Dort entwickeln sich in den Strukturen der inneren Echoschalen um den Zellkern herum kleinräumig Änderungen in Intensität und Ausdehnung, die auf Gesetzmäßigkeiten bzgl. des Zellstadiums untersucht werden müssen. Die praxisnahen Lebenszyklen vorkommender Zellsysteme sind jedoch schwer zu schematisieren und damit nicht leicht zu prognostizieren. Einzelzelle, Multizellkomplex, Superzelle, Squall-line, Zellverschmelzung und -teilung sind von Fall zu Fall erkennbar, aber in der alltäglichen Praxis kaum wiederzufinden: hier ist zunächst ein Lernprozeß notwendig. Trotzdem sind Zellkern-Splitting und -Verschmelzen häufige erkennbare Prozesse, die nur noch mit entsprechenden sicheren meteorologischen Begleiterscheinungen ergänzt werden müssen.

Ein wichtiges Element im Radar-Nowcasting ist die Zuordnung erkannter kleinräumiger Muster im Kontext zu Strukturen am Boden und in der Höhenströmung.

Allgemeine Einflußfaktoren können Radar-Nowcasting stören, z. B. Fehl-Hagelwarnungen wegen massiver Bodenechos (Anaprop).

4.2 Radaransatz für die Kurzzeitfrist

Die Elemente der Radarbeobachtung unterliegen sehr raschen Entwicklungszyklen und sind somit nur für ganz kurze Zeiträume vorhersagbar. Die durch Radarbeobachtungen korrekt erkannten Phänomene stellen für die Kurzzeitfristvorhersage jedoch eine wichtige Entscheidungshilfe dar, weil sie unmittelbar zur Überwachung eines vorhergesagten Zustandes herangezogen werden können. Durch den Vergleich von Beobachtung zur Prognose ("Modellführungsvorhersage" oder "Guidance") lassen sich dann für die folgenden, bereits vorliegenden Vorhersagen im Kurzzeitfristbereich revidierende Aussagen treffen.

4.3 Anforderungen an Radarbeobachtungsdaten

Folgende Anforderungen sind an die Radarbeobachtungen und ihre Verarbeitung zu stellen:

- schnelle Verarbeitung:
Wegen der kurzen Zeitspanne des Nowcasting müssen Beobachtung und Verarbeitung der Radardaten sehr rasch erfolgen. Für die heutigen Radargeräte bedeutet das, einen Kompromiß zwischen der erforderlichen Datendichte (z. B. durch Messung unter zahlreichen unterschiedlichen Höhenwinkeln) und der daraus resultierenden Beobachtungs- bzw. Verarbeitungszeit zu erzielen.
- rasche Verteilung:
Ebenso wichtig ist es, die gewonnenen Informationen in kürzester Zeit dem Nutzer zur Verfügung zu stellen. Moderne Kommunikationswege sind somit mit den Radarbeobachtungssystemen zu koppeln.
- Informationen sollen eindeutig zu nutzen sein
Radardaten werden heute zunehmend an fachfremde Nutzer direkt abgegeben. Wie weit das zu verantworten ist, hängt von der Eindeutigkeit der Aussage der Daten ab. Aber auch die im Vorhersagedienst eingesetzten Meteorologen und Berater benötigen wegen der knappen Zeit aussagekräftige Radarbilder zur Orientierung.
Die Eliminierung von Störechos (Clutter) auf den Radarbildern stellt deshalb eine besonders wichtige Aufgabe der Bildverarbeitung dar. Genauso wichtig ist, daß Aussagen zur Niederschlagsart und insbesondere zum Auftreten von Hagel mit hoher Zuverlässigkeit gegeben werden können.
- quantitative Informationen gewünscht
Aufgaben aus dem Nowcastingbereich erfordern nicht nur Informationen über ungefähr zu erwartende Niederschlagsintensitäten, sondern mehr und mehr über die tatsächlichen Niederschlagshöhen.

4.4 Anforderungen an die Darstellung der Radarinformationen

Für die Darstellung der Radarinformationen gilt:

- nutzerfreundliche Darstellung der Radarinformationen
Die Darstellung der Radarinformation muß nutzergerecht erfolgen. Dazu gehört ein entsprechendes Displaysystem mit farbigen Radarechos und Animationsmöglichkeiten. Phänomene bei Schwellenwertüberschreitungen bestimmter Warnwerte sind in der Darstellung besonders hervorzuheben (z. B. Hagelwarnpunkte). Wichtig ist die Kombination der Radarbeobachtungen mit anderen Datenquellen (Bodenbeobachtungen, Satellitendaten, Modellvorhersagedaten und anderen).
- gemeinsame Darstellung mehrerer Radarstandorte
Die Erfüllung zahlreicher Aufgaben im Vorhersagedienst macht die gemeinsame Darstellung mehrerer Radarstandorte erforderlich. Während für Aufgaben im synoptischen Scale und für die Kurzzeitvorhersage das Westeuropäische Radar-Komposit (UK, F, Benelux, Schweiz) und das erweiterte Deutschland-Komposit (Deutschland und Anrainerstaaten) von Bedeutung sind, benötigen die regionalen Vorhersagezentralen regionale Komposits für das Nowcasting.
- Extrapolation von Radarechos
Als Hilfe für Nowcasting-Aktivitäten benötigt der Nutzer die Möglichkeit, Extrapolationsmodule einzuschalten. Sie sollten den Zeitraum von 1-2 Stunden abdecken.

4.5 Anforderungen an ein System für Nowcasting und Kurzzeitvorhersage

Die traditionelle Arbeitsweise auf dem Gebiet von Nowcasting und Kurzzeitvorhersage wurde dadurch charakterisiert, daß zwar Informationen zahlreicher Datenquellen zur Verfügung standen, aber meist isoliert, z. T. nur auf Papier oder einzeln abrufbar auf dem Bildschirm. Die notwendige Synthese mußte der Meteorologe oder Wetterberater also subjektiv und weitgehend ohne technische Unterstützung vollziehen, wobei sehr leicht Fehler durch Übersehen oder Nichtberücksichtigen wichtiger Fakten auftreten konnten.

Ziel der heutigen komplexen Systeme für Nowcasting und Kurzzeitvorhersage ist es, diese Fehler abzustellen und die Arbeit insgesamt effektiver zu gestalten, indem die Zusammenschau erleichtert und die Vorhersage objektiviert wird.

Ein komplettes System muß so aufgebaut sein, daß es

- a) den MvD (Meteorologen/Berater vom Dienst) zeitlich nicht übermäßig in Anspruch nimmt, also hochgradig automatisiert ist,
- b) die kombinierte Darstellung aller relevanten Daten erlaubt,
- c) Module zur Extrapolation und zur objektiven Vorhersage der interessierenden Wetterparameter enthält,
- d) dennoch dem MvD die Möglichkeiten läßt, an bestimmten Stellen jederzeit interaktiv einzugreifen und Alternativen aufzuzeigen sowie

- e) die Ergebnisse dem Nutzer rechtzeitig mitteilen kann, damit sie auch wirklich effektiv genutzt werden können.

Radardaten spielen darin an mehreren Stellen eine wichtige Rolle. Dies soll kurz für das Meteorologische Applikations- und Präsentations-System (MAP) des DWD beschrieben werden.

4.5.1 Radarkomponenten im MAP-System des DWD

Das Meteorologische Applikations- und Präsentationssystem wurde zur Unterstützung des regionalen Vorhersagedienstes im DWD eingerichtet. Radardaten werden in den folgenden bereits vorhandenen, bzw. in Entwicklung befindlichen Modulen verwendet:

- ständiger Radarmonitor: zur Überwachung des Wetters und Extrapolation von Bildern
- Überlagerung mit anderen Daten wie zum Beispiel Satellitenbildern, Beobachtungsdaten (Synops): zur Diagnose des Wetterzustands
- Warnmonitor: automatische Warnfunktion bei Überschreiten bestimmter Schwellenwerte verschiedener Datenarten
- Einfließen der Radardaten in ein objektives Kurzzeit- und Nowcastingsystem: Einbindung in z. B. konzeptionelle Modelle zur objektiven Diagnose und zum objektiven Nowcasting.

Beim Warnmonitor und im zuletzt beschriebenen System sind störcho-freie Daten von besonderer Bedeutung, da hier die Daten vom Menschen unkontrolliert in das System eingehen.

4.6 DWD-Projekte im Nowcasting- und Kurzzeitbereich

In den nachfolgend aufgelisteten DWD-Projekten werden Radardaten für Nowcasting und Kurzzeitvorhersage verwendet:

4.6.1 SWIS (Straßenzustands- und Wetterinformationssystem)

Dieser Dienst wurde 1991 vom Verkehrsministerium, den Straßenverwaltungen der Bundesländer und dem DWD ins Leben gerufen.

Neben Vorhersagen für einen längeren Zeitraum werden die Straßenämter 2-4 Stunden vor signifikanten Wettererscheinungen (z. B. einsetzender Schneefall, gefrierender Regen oder Starkregen) gewarnt. Die räumliche und zeitliche Verteilung der vorhergesagten Parameter soll dabei so präzise wie möglich angegeben werden. Dafür sollen in der Zukunft neue und bessere Nowcastingtechniken unter Einschluß von Radar entwickelt werden.

4.6.2 Pilotarbeitsplatz Nowcasting bei der Regionalzentrale Essen

Auf Grund von Kundenanforderungen wird die RZ Essen im Sommer 1995 besondere Aufgaben für Kurzzeitvorhersagen und Nowcasting durchführen. Die Deutsche Bahn möchte z. B. kurzzeitfristige Vorhersage für Starkregen für ihren Betriebsbereich haben. Die Agrarwirtschaft ist u.a. an schnellen Informationen über gefährliche Wettererscheinungen bei Ernteeinsätzen interessiert.

4.6.3 Projekt Objektivierung von Nowcasting- und Kurzzeitvorhersageverfahren

Dieses Projekt wird mit der Freien Universität Berlin durchgeführt, die bereits über lange Erfahrungen im operationellen Einsatz eines Wetterradars verfügt. Bei diesem Projekt werden Verfahren für das Nowcasting entwickelt und ein objektives System definiert.

4.6.4 Quantitative Radarniederschlagsmessungen

Rechtzeitige Warnmeldungen vor Starkniederschlägen und Unwettern erfordern im kommunalen bzw. regionalen Bereich (z. B. zur Steuerung von Wasserrückhaltebecken) genaue Niederschlagsangaben bis zu einer Auflösung von 5 Minuten und einem Quadratkilometer und dienen somit dem Schutz von Leben und Eigentum. Solch strenge Kriterien können nur aus Radarmessungen gewonnene qualitative und quantitative Niederschlagsdaten erfüllen, die jedoch mit konventionellen Niederschlagsmeßsystemen abzugleichen sind. Das Referat Hydrometeorologie innerhalb der Klimaabteilung des DWD entwickelt ein Verfahren, welches es erlauben wird, die oben beschriebene Aufgabenstellung zu erfüllen.

4.7 Europäische Projekte/Initiativen

Im Bereich der EU werden seit einigen Jahren Kooperationen auf dem Gebiet der wissenschaftlichen und technischen Forschung im Rahmen der COST-Aktionen durchgeführt. Die Aktionen COST 72/73/75 beschäftigen sich mit fortgeschrittenen Wetterradarsystemen, COST-78 mit allen Fragen des Nowcasting und der Kurzzeitvorhersage.

4.7.1 COST 72/73/75

Als ein Ergebnis dieser Aktionen ist das westeuropäische Radarkomposit entwickelt worden (England, Frankreich, Benelux, Schweiz). Dieses Bild steht zusammen mit Bildinformationen aus Meteosat-Bildern den Wetterdiensten zur Verfügung.

Ein Ziel der letzten, noch bis 1997 laufenden COST-Aktion ist die Einschätzung und der Test von besseren Algorithmen zur Nutzung konventioneller Radargeräte. Mit den Ergebnissen dieser Verfahren wird es möglich sein, den heutigen und zukünftigen Bedarf an Radarinformation besser zu befriedigen.

4.7.2 COST-78

Diese 1994 ins Leben gerufene europäische Kooperation auf dem Gebiet der Meteorologie soll der Verbesserung des operationellen Nowcasting und der Kurzzeitvorhersage dienen. Als Ausgangspunkt der Arbeit wurden fünf Projekte definiert für

- das Verständnis der für diese Vorhersagebereiche wichtigen mesoskaligen und lokalen Wetterphänomene,
- Modelle und Techniken für ihre Vorhersage,
- interaktive Hilfsmittel und wissensverarbeitende Systeme,
- die Visualisierung von Daten und Produkten und
- die Schnittstelle zu den Endnutzern.

In einem ersten Durchgang wurde in den verschiedenen Projekten eine Bestandsaufnahme des in Europa verfügbaren Wissens bzw. der bereits vorhandenen Techniken und Hilfsmittel durchgeführt. Bei den im Projekt 1 gesammelten "Conceptual models" bilden die Radardaten besonders bei den konvektiven Phänomenen, aber auch bei den mesoskaligen Strukturen im Bereich von Fronten einen wichtigen Input. Die in den Projekten 2 und 3 durchgeführte Durchsicht der Vorhersageverfahren für Niederschlag ergab, daß von insgesamt 50 Verfahren bei 34 die Radardaten die größte Bedeutung haben, gefolgt von Modellvorhersagen (30), Bodenbeobachtungen (28) und Satellitenbildern (24). Bei den Verfahren für das Erfassen konvektiver Umlagerungen führt Radar die Gruppe der Input-Daten mit 16 an, gefolgt von numerischen Model-Output (14) bei insgesamt 17 Techniken.

5. Zukünftiger Bedarf an Radarinformation

Es ist zu erwarten, daß in Zukunft der Bedarf an hochwertiger Radarinformation zunimmt. Das liegt zum Teil daran, daß in den Perioden der letzten warmen Sommer gefährliche, konvektive Wettererscheinungen vermehrt aufgetreten sind. Der Nutzer von Wetterinformationen sieht sich in Bedrängnis und versucht, durch rechtzeitige Warnungen wenigstens einen Teil des Schadens abwenden zu können. Aber auch außerhalb von signifikanten Wettererscheinungen möchte der Nutzer den Betriebsablauf optimal steuern, da Arbeitskräfte und Maschinen zunehmend teurer werden.

Um den zukünftigen Bedarf besser befriedigen zu können, müssen zum einen die Auswertung der Daten der heutigen Radargeneration verbessert und zum anderen durch neue, verbesserte Beobachtungstechniken neue Produkte abgeleitet werden.

5.1 Definition der Nutzergruppen für Radardaten

Im Rahmen der COST-75/COST-78-Aktionen wurden Überlegungen angestellt, welche Nutzergruppen Interesse an Radardaten haben sollten, um ihre Aufgaben weitgehend ungestört durch Wettereinflüsse erledigen zu können. Dabei handelt es sich um Tätigkeiten, die hauptsächlich im Freien durchgeführt werden.

An erster Stelle ist dabei das Verkehrswesen zu nennen. Der Luftverkehr benötigt genaue Informationen über Gewitterwolken mit starker Vereisung und Turbulenz sowie über das Auftreten von Hagel und Sturm- oder Orkanböen bei der Gewitterpassage am Boden. Dafür sind in erster Linie dreidimensionale Radarvolumenmessungen von Interesse.

Der Straßenverkehr ist stark von den Wetterbedingungen abhängig. Radarinformationen könnten genutzt werden, um z. B. in Autobahnraststätten oder über Verkehrsfunkeinrichtungen die Fahrer über Starkregengebiete oder Hagelschlag zu informieren. Speditionen sind, was Ladevorgänge anbelangt, ebenfalls an derartigen Informationen interessiert, um ihre Güter möglichst trocken und unbeschädigt unter "Dach und Fach" bringen zu können.

Die Abhängigkeit von gefährlichen Wettererscheinungen gilt - wenn auch in eingeschränktem Maße - auch für den Bahnverkehr. Das daraus resultierende Interesse der Deutschen Bahn AG an gezielten Kurzfristprognosen wurde bereits in 4.6.2 angesprochen.

Ein weiterer volkswirtschaftlich wichtiger Nutzerkreis ist die Landwirtschaft. Durch lokal und zeitlich differenzierte Vorhersagen können die Landwirte vor drohenden Unwettern gewarnt und präzise Angaben gemacht werden, wo und wie lange noch Arbeiten z. B. während der Ernte möglich sind. Analoge Aussagen gelten für die Bauwirtschaft bezüglich Einsatzplanung und Warnungen von Baustellen vor Starkregen, Hagel oder starken Böen.

Weiter anzusprechen ist der Bereich der Freizeitindustrie und des Tourismus. Öffentliche Veranstaltungen wie Sportwettkämpfe oder Open-Air-Konzerte können bei kurzfristigen Planungen von Radarinformationen profitieren. Wichtig ist die genaue Vorhersage gefährlicher Wettererscheinungen auch für viele Tourismuszweige, z. B. Bergwandern oder Bergsteigen.

Die Wasserwirtschaft als wichtiger Nutzerkreis wurde bereits unter 4.6.4 erwähnt.

Entscheidend ist natürlich, daß die Radarinformationen direkt oder die aus ihnen abgeleiteten Vorhersagen und Warnungen möglichst rasch die Nutzer erreichen. Was die Öffentlichkeit betrifft, spielen dabei die Medien eine wichtige Rolle. Aktuelle, gut aufbereitete Radarbilder oder -loops lassen sich z. B. über regionale TV-Anstalten verbreiten.

Es ist vorstellbar, daß noch weitere Nutzergruppen an Radarinformation interessiert sind. Es kommt darauf an, die Nutzer zu überzeugen, daß für sie Radardaten zur Ausführung ihrer Aufgaben oder Tätigkeiten wichtig sind.

5.2 Mehr Informationen aus den heute operationell zur Verfügung stehenden Radardaten

Radarinformation für Niederschlag ist in der Regel mit Fehlern behaftet. Das liegt daran, daß Radar auch unter niedrigen Elevationswinkeln bei zunehmender Entfernung höhere Atmosphäreschichten sondiert, in denen die Niederschlagsintensitäten von den

bodennahen abweichen. Dies trifft gerade auf Gebiete mit orographisch bedingten Auf- und Abwinden zu. Hier ist als Abhilfe nur die gemeinsame Auswertung mit anderer Information, z. B. solcher aus Numerischen Modellen oder aus der Klimatologie, möglich.

Für verschiedene Anwendungen ist die Zellverfolgung von Gewitterwolken von Bedeutung. Da die Zellstrukturen variable Formen annehmen, ist die Zentrumslokalisierung bisweilen problematisch. Doch gerade typische Zellstrukturen aus Niederschlagsintensitäten einer bestimmten Periode (z. B. 10 Minuten) geben Hinweise auf unterschiedliche Entwicklungen.

Neue Methoden bei der Zellverfolgung müssen angegangen werden, die die Informationen verschiedener Datenquellen berücksichtigen. Erste vielversprechende Ergebnisse liegen vor, wenn man typische Hagelzellen aus Radarbeobachtungen mit anderen, relevanten Beobachtungen einem Neuronalen Netz als Lerndaten zur Verfügung stellt. Dabei könnte es gelingen, die nicht-linearen Entwicklungen einer Zelle zu erfassen. Problematisch dabei ist, für viele Radarstandorte genügend Fälle als "Lernmaterial" bereitzustellen. Eine andere Möglichkeit, bessere Informationen aus Radardaten für das Nowcasting zu gewinnen, ist durch eine optimalere Einteilung der Reflektivitätsklassen zu erreichen. Zusammen mit neuen Überschreitungsklassen (für zeitliche Intensitäten) lassen sich genauere Aussagen über Starkregen, Hagel und Entwicklungstendenzen treffen.

5.3 Bessere und zusätzliche Informationen durch neue Radartechniken

Frontaler Radarniederschlag wird bisweilen überschätzt. Dies liegt an hohen Reflektivitäten, die in der Schmelzzone beobachtet werden ("bright bands"). Zur Zeit existieren keine befriedigenden Methoden zur Korrektur des Effekts. Zukünftig könnten Informationen von Polarisationsradarbeobachtungen dafür Verwendung finden.

Gerade für die Luftfahrt sind Aussagen über die Phase einer Wolke ein wichtiger Bestandteil der Kurzfristvorhersage. Radargeräte der nächsten Generation sind in der Lage, diese Information zur Verfügung zu stellen.

Doppler-Radargeräte, heute schon vielerorts im Einsatz, tragen dazu bei, Fehlechos besser zu eliminieren. Darüber hinaus bieten sie weitere, sehr nützliche Anwendungsmöglichkeiten für das Nowcasting. So lassen sich die für die Luftfahrt eminent gefährlichen "Microbursts" erfassen, in dem die dabei auftretende starke horizontale Divergenz von bodennahen Winden beobachtet wird.

Weiterhin ist es möglich, mit aus Doppler-Beobachtungen gewonnenen Winden Fronten und Böenfronten (mit Niederschlag) zu erfassen. Das lokale Radar-Windprofil (vorläufig nur bei Regenpassagen) stellt eine wertvolle Profilinformation für den Radarstandort selbst dar, z. B. bei Squall-Line Passage.

5.4 Forderungen an das Radarbeobachtungssystem

Da genauere, oft quantitative Informationen für das Nowcasting benötigt werden, könnte die Maximalforderung gestellt werden, das Beobachtungsnetz weiter zu verdichten. Abschwächungseffekte des Radarstrahls bei längeren Beobachtungswegen würden gemindert, Abschattungseffekte durch Orographie reduziert.

Verschiedene Nutzer benötigen unterschiedliche Beobachtungsdaten: z. B. die Hydrologie solche aus tiefen Schichten, die Luftfahrt und alle Warnsysteme für gefährliche Wettererscheinungen 3-dimensionale Volumenbeobachtungen. Mit den herkömmlichen Radargeräten können diese Forderungen unmöglich gleichzeitig erfüllt werden. In der Zukunft ist das bei Geräten mit elektronischem Scan möglich.

5.5 Kombination mit anderen Datenquellen

Die Notwendigkeit der Kombination mit anderen ergänzenden Datenquellen wurde schon mehrfach erwähnt. Hier sollen beispielhaft die Blitz- und Satellitendaten genannt werden. Letztere stellen bei Messungen im Mikrowellenbereich eine sehr wertvolle Ergänzung für die quantitative und qualitative Niederschlagsbestimmung dar.

Neue konzeptionelle Modelle, die alle Daten kombiniert verwenden, werden zur Verbesserung des Nowcasting beitragen.

5.6 Ergebnisse aus COST-75

Aktivitäten aus COST-75 sollen dazu beitragen, den operationellen Einsatz neuer Radartechnologien, sowohl separat als auch in Kombination, für die Meteorologie und Hydrologie zu testen. Gerade der Nowcasting-Bereich ist auf technologisch verbesserte Radarbeobachtungen angewiesen. Weiterhin ist es notwendig, von der Nutzerseite her die fachlichen Anforderungen für die Radargeräte der nächsten Generation zu spezifizieren und an die Industrie weiterzugeben.

Der Tabelle 1 ist zu entnehmen, für welchen potentiellen Kunden- oder Nutzerkreis bestimmte Radardaten und -produkte benötigt werden. Ergänzend dazu ist die erforderliche Beobachtungsrate aufgeführt. Allgemein sind höhere Raten wünschenswert.

Radardaten für Nowcasting

Zukünftige Systeme (mittelfristig)

Produkt	Luftverkehr	Warnungen der Öffentlichkeit	NUTZER (Wiederholungsrate / Stunde)							Wasserbehörden	Verkehrsgesellschaften	Medien / reg. TV
			Tourismus / priv. Aktivitäten	Landwirtschaft	Bauindustrie	Transportgewerbe / Sport	Verkehrsgesellschaften	Wasserbehörden	Medien / reg. TV			
Reflektivität:												
hohe Auflösung	12+	12+	-	-	4							
geringe Auflösung / großes Gebiet	4	4	2	-	-							
Vertikal / Horizontalprofile	4	4	-	-	-							
12 Schichtenprodukt	4	4	-	-	-							
Komposit-Bild	4	4	2	-	-							
Echo tops:												
regional	4	4	-	-	-							
Komposit	4	4	-	-	-							
Warnungen (Hagel, ...)	4	4	1	2	2							
Niederschlagsprodukt kalibriert mit konventionellen Daten												
5 Min. Summe	-	-	-	-	-							
1 Std. Summe	-	-	-	-	-							
Niederschlagsintensitäts-Bilder												
Verteilung:												
15 Min.	4	4	-	-	-							
1 Std.	1	1	-	1	-							
1-24 Std.	1	1	1	-	-							
Radiales Windprofil	4-6	4-6	-	-	2							
Windscherung	4-6	-	-	-	-							
Vertikales Windprofil	4-6	4-6	-	-	-							

+ : für regionale Vorhersagezentralen

Zukünftige Systeme (langfristig)

Niederschlagsphase	4	4	2	2	1	1	2	2
--------------------	---	---	---	---	---	---	---	---

phase array radar:

Windprodukte mit einer höheren zeitlichen Auflösung werden benötigt

Radareffektivitäten mit höherer Auflösung für größere Gebiete bei einer höheren zeitlichen Auflösung werden benötigt

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. von der 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° (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 (~ 3 bzw. ~ 10 cm Wellenlänge) durchgeführt. Berechnungen der polarimetrischen Größen für das C-Band (~ 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 Hydrometeorarten 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°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 dargestellte Klassifikationsschema.

2.3. Meßbeispiele

Abb. 1 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. 1) 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.

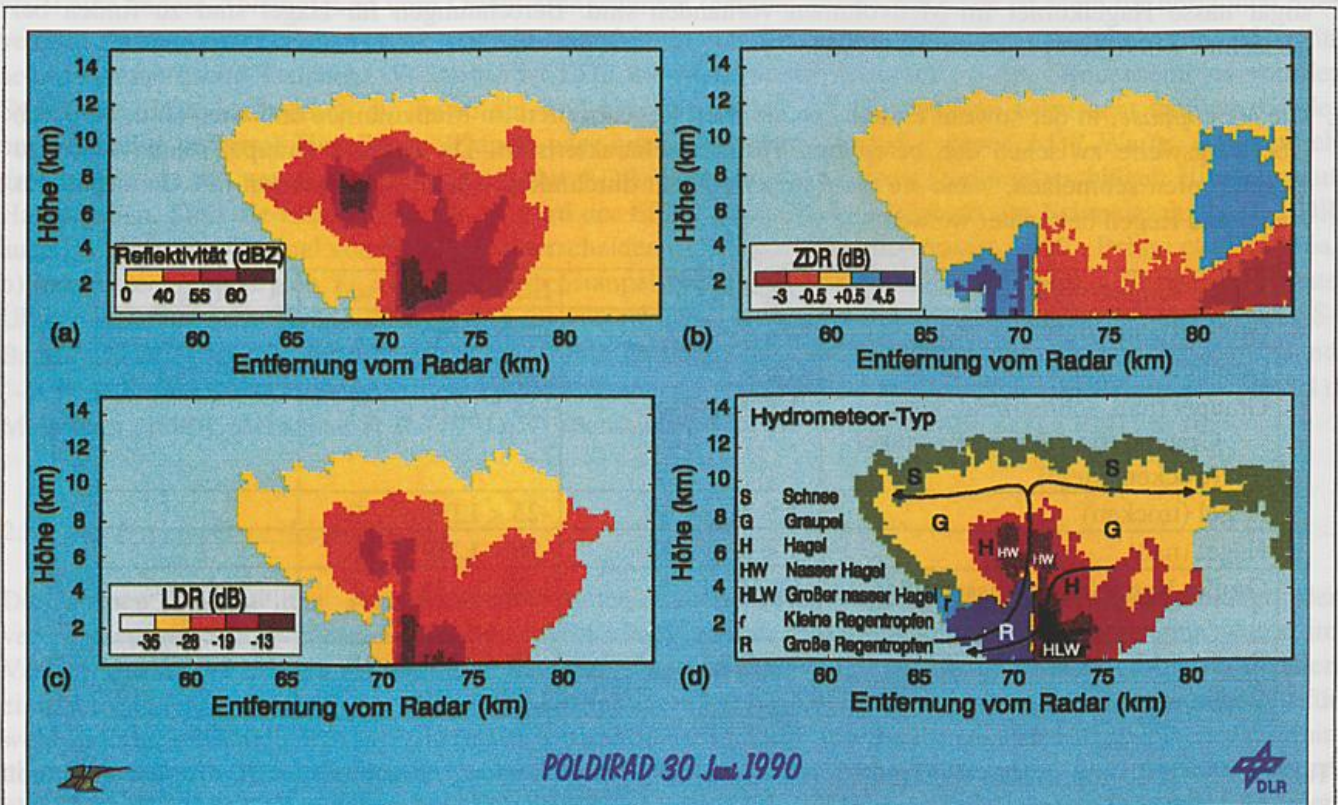


Abb. 1 Vertikalschnitt (RHI) eines Hagelgewitters vom 30. Juni 1990 um 14:14 UTC. Dargestellt sind: (a) Z_{HH} , (b) Z_{DR} , (c) LDR und (d) der Hydrometeorotyp.

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.

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 Haupt-Aufwind) 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 or 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.

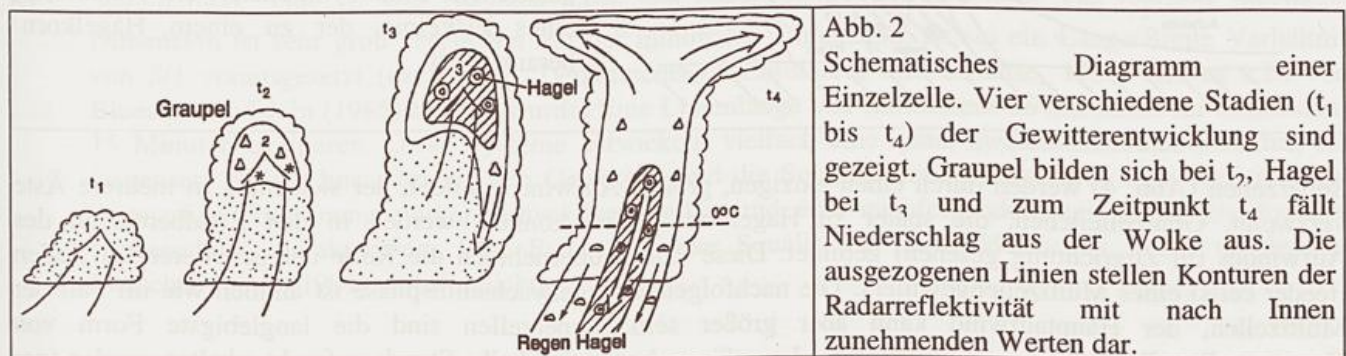


Abb. 2
Schematisches Diagramm einer Einzelzelle. Vier verschiedene Stadien (t_1 bis t_4) der Gewitterentwicklung sind gezeigt. Graupel bilden sich bei t_2 , Hagel bei t_3 und zum Zeitpunkt t_4 fällt Niederschlag aus der Wolke aus. Die ausgezogenen Linien stellen Konturen der Radarreflektivität mit nach Innen zunehmenden Werten dar.

Die Charakteristika von Einzelzellen sind schematisch in Abb. 2 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. 2 betragen 5 Minuten. Einzelzellen treten entweder isoliert auf oder sind in größer-skaligen Komplexen oder Linien organisiert.

In Multizellen (Abb. 3) 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 (gewölbartig) von zu Hagelgröße anwachsenden Teilchen oberhalb eines Schwachechobereiches 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.

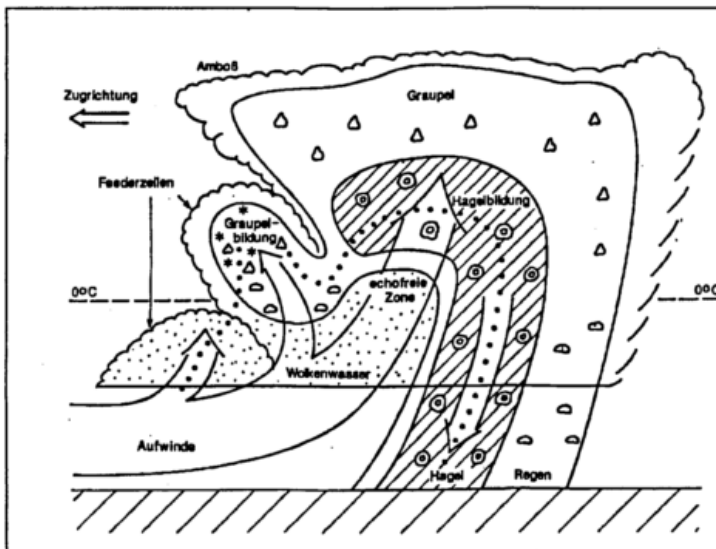


Abb. 3

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. 4) 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 langlebige 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 (Höllner 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).

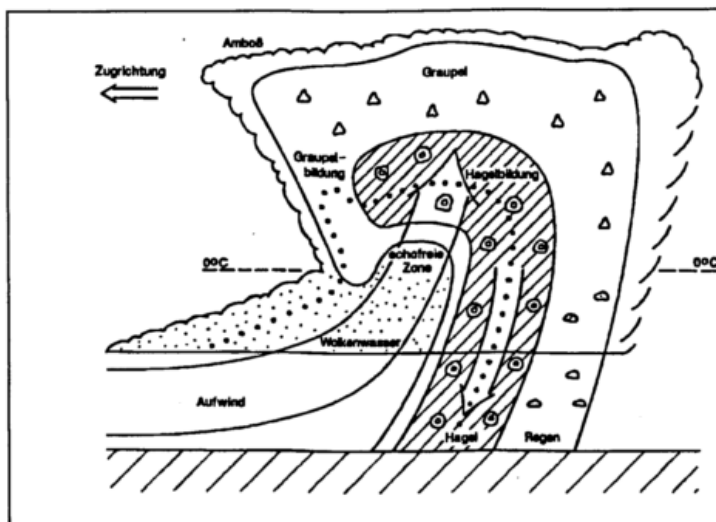


Abb. 4

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- β skalige Organisation der Gewitter behandelt werden. Die Form des Radarechos (horizontal) bildet die Basis zur Klassifizierung konvektiver Systeme. Vier grundlegende Konfigurationen können unterschieden werden (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 Vorzugsorientierung der beteiligten Zellen aus.
- L: *Linien-orientierte Gewitter*. Die Gewitter besitzen eine bevorzugte Anordnungsrichtung. Sie können als Linie von isolierten Gewittern oder als linearer Komplex 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.

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. 25th 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.
- 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.

Fronten und Schmelzschicht

Martin Hagen

Deutsche Forschungsanstalt für Luft- und Raumfahrt
Institut für Physik der Atmosphäre

ABSTRACT

Precipitation fields are not always sufficient to analyse fronts in detail. Besides the classical theories on fronts, additional models are necessary to use radar to locate fronts. These models have to be applied to relate synoptical observations of temperature, pressure and wind with radar observations of precipitation. It will be shown how radar observations of fronts can be analysed. Radar measurements in homogenous precipitation can be erroneous due to the presence of the melting layer. Measurements by a polarimetric radar can help in the understanding of the microphysics of the melting layer, and in identifying the melting layer.

ZUSAMMENFASSUNG

Für die detaillierte Analyse von Fronten sind die Niederschlagsfelder nur bedingt geeignet. Um aus Radarmessungen Fronten lokalisieren zu können, müssen neben der klassischen Frontentheorie geeignete Modellvorstellungen angewandt werden, mit denen die synoptischen Beobachtungen von Temperatur, Druck und Wind mit dem Niederschlag in Verbindung gebracht werden. Anhand von Beispielen wird gezeigt, wie Radarmessungen von Frontereignissen analysiert werden können. Die Schmelzschicht kann Radarmessungen in gleichförmigen Niederschlag deutlich verfälschen. Radarmessungen mit einem polarimetrischen Radar geben Auskunft über die Mikrophysik, ermöglichen aber auch eine eindeutige Erkennung der Schmelzschicht.

1. Einleitung

In der täglichen Wettervorhersage und in der Hydrologie spielen Frontensysteme in Mitteleuropa eine große Rolle. Nach einer Studie von Hoinka (1985) treten in München jährlich etwa 54 Kalt- und 19 Warmfronten auf, wobei die geringe Zahl von Warmfronten vermutlich auf den Einfluß der Alpen zurückzuführen ist. Etwa 50% der jährlichen Niederschlagssumme fallen nach dieser Studie in Verbindung mit Frontereignissen.

Für die Radarmeteorologie ist es von Bedeutung, wie die, an Fronten mit dem Radar beobachteten Niederschlagsfelder mit der, aus Bodenmeldungen analysierten, Bodenfront in Zusammenhang gebracht werden können. Allenfalls mit einem Dopplerradar ist es möglich, den auch aus Bodenmeldungen ersichtlichen Windsprung zu lokalisieren. In anderen Fällen, oder bei nicht sichtbarem Windsprung im Dopplerbild, müssen die klassische Frontentheorie oder die Studien über Regenbänder an Fronten (Hobbs, 1978) helfen, die Bodenfront mit ihrer Temperatur-, Druck- und Winddiskontinuität zu analysieren.

Besonders bei gleichmäßigem Niederschlag, wie er auch in einem Nimbostratus an Fronten häufig auftritt, zeigt das Radar eine erhöhte Reflektivität in einer Höhenschicht, die sich mit der Null-Grad Grenze in Verbindung bringen läßt. Diese erhöhte Reflektivität, auch als „Helles Band“ oder englisch *bright band* bezeichnete Schicht, entsteht beim Schmelzen von Eisteilchen zu Wassertropfen. In der Radarmeteorologie ist es von großer Bedeutung, die Schmelzschicht als solches zu erkennen, und nicht aus der hohen Reflektivität falsche Schlußfolgerungen zu ziehen. In der Schmelzschicht liegt die Reflektivität leicht 10 bis 15 dBZ über dem Wert der Umgebung, Niederschlagsraten können so wesentlich überschätzt werden. Andererseits eignet sich die Schmelzschicht gerade für Forschungszwecke gut, um die Auswirkung von mikrophysikalischen Vorgänge auf die verschiedenen polarimetrischen Radarparameter zu studieren.

In Kapitel 2 werden zuerst die verschiedenen Modelle zu Fronten vorgestellt, und dann anhand von Beispielen das Erscheinungsbild von Fronten in Radarbeobachtungen dargestellt. In Kapitel 3 wird die Mikrophysik in der Schmelzschicht aufgezeigt. An einigen Beispielen soll gezeigt werden, wie sich das *bright band* in Radarmessungen zeigt, und wo falsche Interpretationen möglich sind.

2. Fronten

Kalt- und Warmfronten spielen in dem täglichen Wettergeschehen eine große Rolle. Da sie in den meisten Fällen mit Niederschlag verbunden sind, sind sie für eine Beobachtung mit dem Wetterradar besonders geeignet. Wegen ihrer großen räumlichen Ausdehnung ist die Verwendung von Radarverbundnetzen vielfach angebracht.

Neben den klassischen Kalt- und Warmfronten gibt es in der Atmosphäre weitere linienförmige Ereignisse, wie Konvergenzlinien, Instabilitätslinien oder Okklusionen. Bei der Analyse von synoptischen Meldungen gibt es eine Vielzahl von Größen, aus denen die Lage von Fronten abgeleitet werden kann, z.B. Temperatur, Druck, Drucktendenz, Feuchte, Wind und Niederschlag. Innerhalb der Frontalzone müssen die einzelnen Diskontinuitätslinien nicht immer an der gleichen Stelle liegen. Mit dem Wetterradar kann jedoch nur der Niederschlag und, falls das Radar die Dopplergeschwindigkeit messen kann, auch der Wind erfaßt werden. Dies macht deutlich, daß das Radar - wie auch der Satellit - nur als ergänzendes System bei der Analyse von Fronten dienen kann. Anders bei einem Dopplerradar, hier kann das Radar bei einer Front mit einem deutlich sichtbaren Windsprung die Frontposition gut lokalisieren. Der Vorteil des Radars liegt vor allem bei der schnellen Verfügbarkeit und der hohen Bilderneuerungsrate. Dies spielt bei der Kurzfristvorhersage (*nowcasting*) eine große Rolle. Auch ist die räumliche Auflösung wesentlich höher als bei den synoptischen Beobachtungen.

2.1 Einteilung von Fronten

Das typische Erscheinungsbild von Fronten soll hier kurz vorgestellt werden. Weitere Details finden sich z.B. bei Kurz (1977). Von besonderer Bedeutung ist hier die Art des auftretenden Niederschlags und die Lage des Niederschlagsgebietes relativ zu der Bodenfront. In diesem Zusammenhang sind auch die weiter unten aufgeführten Regenbänder an Fronten zu sehen. Die Darstellungen sind idealisiert, die Fronten können mehr oder weniger stark von diesen Modellen abweichen. Einflüsse von Gebirgen, wie zum Beispiel den Alpen, können das Aussehen zum Teil beträchtlich modifizieren (z.B. Hoinka et al., 1989).

2.1.1 Warmfronten

An der Warmfront (Abb. 1) wird die auf die Kaltluft aufgleitende Warmluft zur Hebung gezwungen. Bei entsprechender Feuchte bildet sich dadurch ein umfangreiches Wolken- und Niederschlagssystem. Der Niederschlag tritt im wesentlichen vor der Bodenfront auf, an der Bodenfront selbst fällt nur noch schwacher Niederschlag. Wird die Bodenfront durch Reibung zurückgehalten, so kann sich das Niederschlagsgebiet ganz von der Bodenfront lösen, und ist dann an einer vorlaufenden Höhenwarmfront zu finden. Typisch für ein Radarbild einer Warmfront ist ein großflächiges Niederschlagsgebiet. Je nach Schichtung der Warmluft, hat der Niederschlag entweder stratiformen (= gleichmäßigen) oder konvektiven (= zellenförmigen) Charakter. Das Niederschlagsgebiet weist mit einer Breite von mehreren 100 km eine so große Dimension auf, daß unter Umständen nur mit einem Radarverbund eine frontähnliche Struktur erkannt wird. Der Wind dreht im Bereich der Frontalzone unter Geschwindigkeitsabnahme nach rechts.

2.1.1 Kaltfronten

In Abb. 2 sind zwei unterschiedliche Modelle von Kaltfronten dargestellt. Die Kaltfront erster Art, oder auch Ana-Kaltfront genannt, wird dadurch bestimmt, daß sich die Kaltluft unter die Warmluft schiebt. Aufgrund der Bodenreibung steht der unterste Teil der Frontalzone oft sehr steil. In diesem Bereich ist die Hebung sehr kräftig, so daß die Frontpassage von Schauern oder Gewittern begleitet wird, erst danach beginnt der eigentliche gleichmäßige Niederschlag. Bei Fronten dieser Art liegt die Bodenfront im Bereich der heftigen Niederschläge entlang der starken Hebung. Der Wind zeigt eine markante Winddrehung.

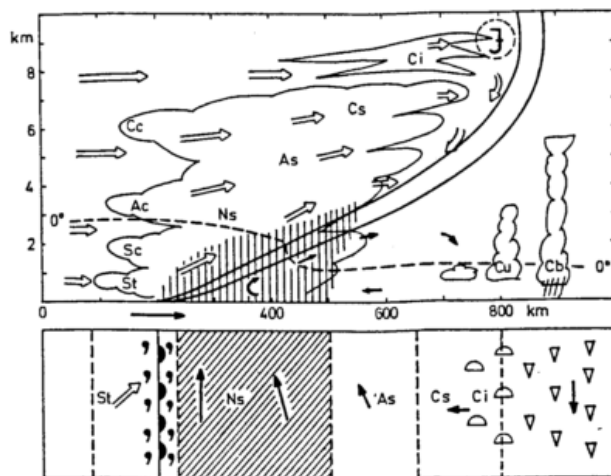


Abb. 1 Modell einer Warmfront. Oben Vertikalschnitt, unten Horizontalschnitt. Die Pfeile stellen Relativbewegungen dar (Kurz, 1977).

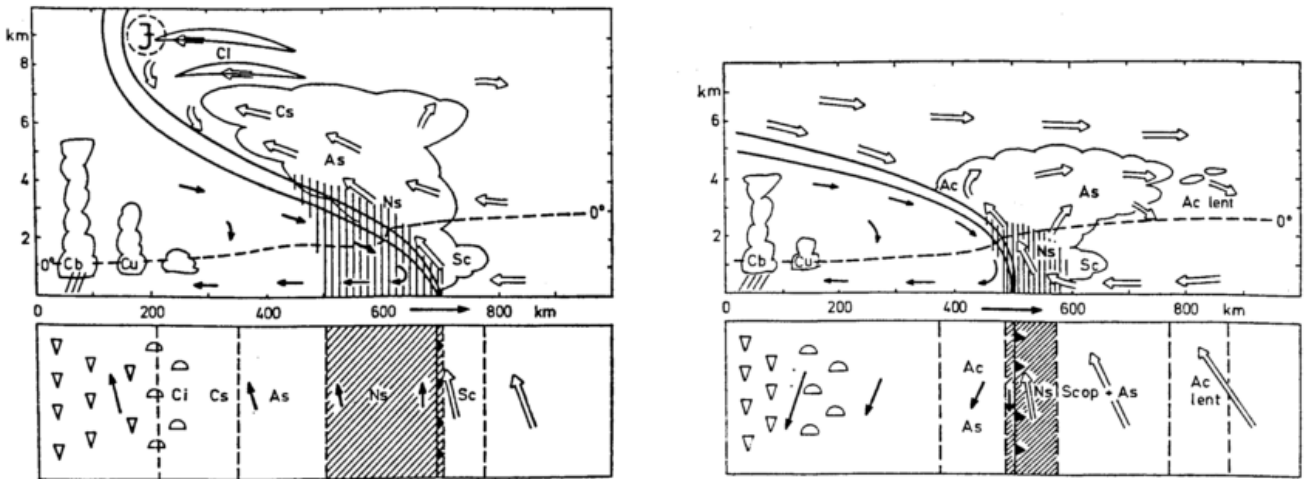


Abb. 2 Modelle von Kaltfronten erster Art (links) und zweiter Art (rechts), wie Abb. 1 (Kurz, 1977).

Kaltfronten zweiter Art, oder Kata-Kaltfronten, sind von absinkenden Warmluftmassen entlang der Frontalzone geprägt. Durch die absinkende Luftbewegung wird die aufsteigende Warmluft nach vorne verdrängt, der Niederschlag findet deswegen hauptsächlich vor der Bodenfront statt, wobei entlang der Bodenfront wieder verstärkt Niederschlag in Form von Schauern auftritt. An der Front findet eine markante Winddrehung statt, die zum Teil auch mit Böen begleitet ist.

2.1.2 Okklusionsfronten

Okklusionsfronten entstehen, wenn die Kaltfront die Warmfront in einem Frontensystem einholt. Je nachdem, ob die nachfolgende Kaltluft kälter oder wärmer als die vorgelagerte Luft ist, bilden sich unterschiedliche Okklusionen aus, die Warmfront- oder Kaltfront-Okklusion (Abb. 3). Bei der Warmfront-Okklusion fällt auf, daß die eigentliche Bodenfront hinter dem Niederschlagsgebiet liegen kann. Mit dem Radar kann dann die Front schwerlich lokalisiert werden. Bei der Kaltfront-Okklusion liegt die Bodenfront am hinteren Rand des Niederschlagsgebietes. Okklusionsfronten weisen je nach Luftmassenunterschied einen mehr oder weniger starken Windsprung auf. Bei Warmfront-Okklusionen wird er nicht zu sehen sein, wenn die Radarechos außerhalb des Niederschlags zu schwach sind.

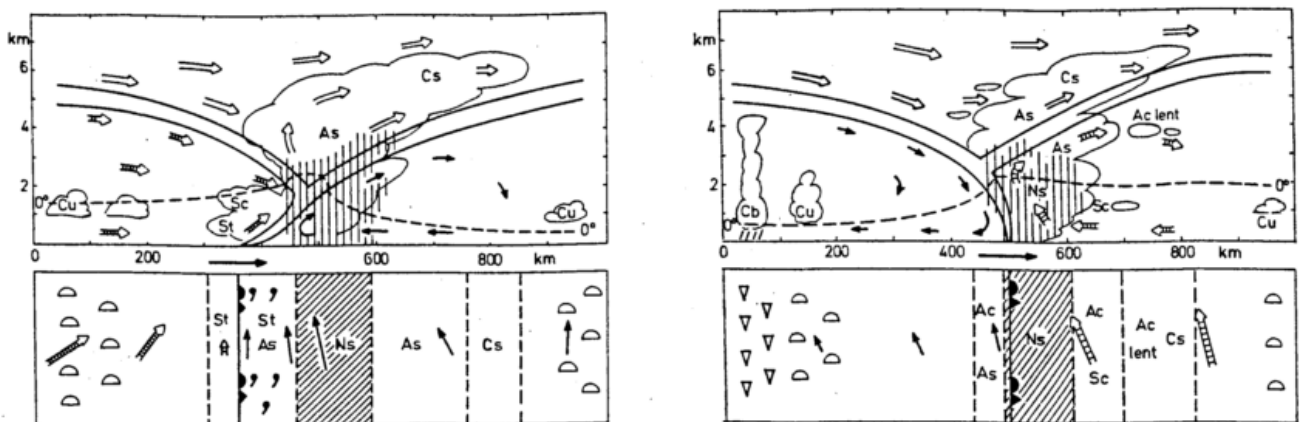


Abb. 3 Modelle von Okklusionen, links Warmfront-Okklusion, rechts Kaltfront-Okklusion, wie Abb. 1 (Kurz, 1977).

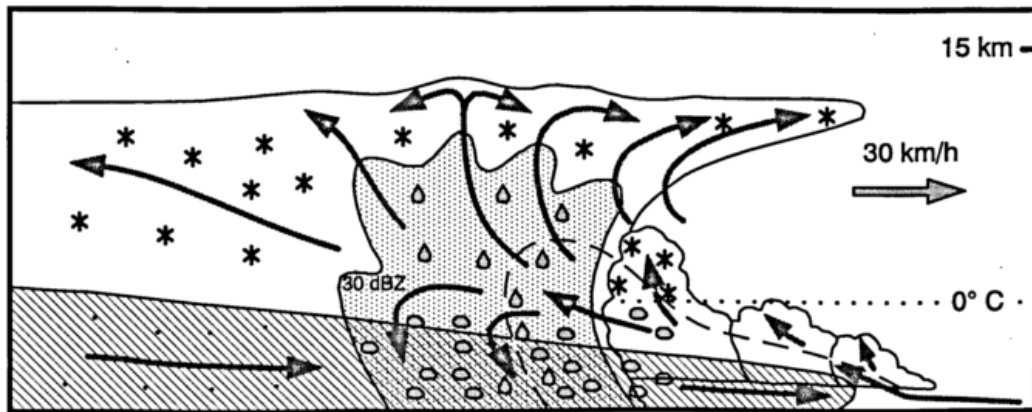


Abb. 4 Modell einer *squall line*, abgeleitet aus Radarbeobachtungen am 1.7.87 (Meischner et al., 1991).

2.1.3 Gewitterlinien

Gewitterlinien, oder *squall lines* sind mesoskalige konvektive Systeme, die aus einer linienförmigen Anordnung von Gewitterzellen bestehen. *Squall lines* bilden sich in dem Warmluftsektor in einer Entfernung von 150 bis 300 km vor der Kaltfront. Sie entstehen durch advektive Abkühlung in der mittleren Troposphäre oberhalb der Frontalzone. Zusammen mit der Advektion feuchter Warmluft im Warmsektor ergibt sich dann eine Labilisierung, die zu Schauern oder schweren Gewittern führt. Abb. 4 zeigt das Modell einer *squall line* (Meischner et al., 1991). Typisch für eine *squall line* sind die hohen Windgeschwindigkeiten im unteren Bereich, die die Fortbewegungsgeschwindigkeit bei weitem übertreffen.

2.2 Regenbänder an Fronten

Die oben vorgestellten klassischen Frontvorstellungen basieren im wesentlichen auf der Beobachtung von Boden- und aerologischen Beobachtungen. Diese Modelle sind in der Praxis nicht immer ausreichend, um die beobachteten Phänomene zu beschreiben (z.B. Geb, 1989). Hier soll das Problem aber auf den Bezug zum Radar beschränkt bleiben. Der Verlauf von Druck, Temperatur und Wind spielen eine besondere, Wolken und Niederschlag eher eine untergeordnete Rolle. Wolken und Niederschlag wurden von Bedeutung, als es Systeme gab, die nur Wolken (Satelliten) oder Niederschlag (Radar) flächendeckend beobachten konnten. Es war dann notwendig die beobachteten Wolken- und Niederschlagsysteme mit der klassischen Frontentheorie in Verbindung zu bringen. Hobbs (1978) beschreibt in seinem Übersichtsartikel eine Vielzahl von Beobachtungen, die in den 60er und 70er Jahren an der Westküste der Vereinigten Staaten gemacht wurden, und die zur Einteilung von Regenbändern an Fronten geführt haben.

Die von Hobbs (1978) analysierten Regenbänder an Zyklonen sind in Abb. 5 zusammengestellt. Es muß betont werden, daß nicht immer alle Arten von Bänder an einem Tiefdruckgebiet auftreten müssen, und daß die Bänder natürlich entlang der ganzen Front auftreten können.

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

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

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

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

Postfrontale Bänder (5): Diese Bänder (Schauerstaffel) treten, zum Teil auch mehrfach, im Rückseitenwetter auf.

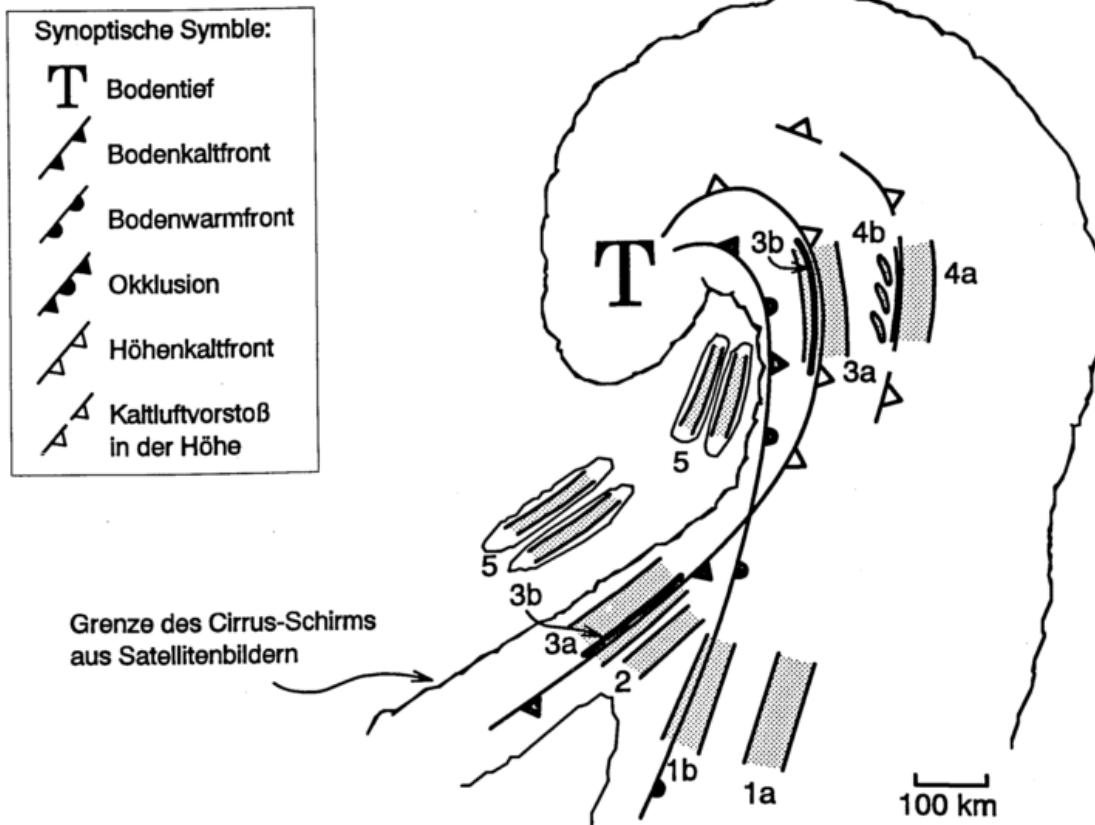


Abb. 5 Schemabild der verschiedenen Regenbänder (schraffiert) an einer Zyklone. Siehe Text zu den Typen der Regenbänder (nach Hobbs, 1978).

2.3 Radarbeobachtungen an Fronten

In den folgenden Beispielen sollen exemplarische Fälle zu Fronten vorgestellt werden.

2.3.1 Kaltfront mit schmalen Regenband

In Abb. 6 sind die Dopplergeschwindigkeit und die Reflektivität einer Kaltfront mit einem schmalen Regenband gezeigt. Schmale Regenbänder treten vorwiegend an Ana-Kaltfronten auf. Hier sind die Konvergenzen im bodennahen Windfeld stark genug, daß sich starke Aufwinde bilden können, die zu Schauern oder Gewitter führen können. Aufgrund der hohen horizontalen Scherung, aber auch der Labilität in der Frontalzone, können sich innerhalb des Regenbands Zellen mit erhöhtem Niederschlag und Gebiete mit geringem Niederschlag ausbilden. Diese „zick-zack“ Struktur ist von vielfach beschrieben worden (z.B. Browning und Harrold, 1970; Parsons und Hobbs, 1983). Sie läßt sich überhaupt nur durch ein Radar erkennen. Dieser Fall ist im Detail bei Hagen (1992) beschrieben, weitere Abbildungen finden sich in der Vorlesung über die Ableitung von Windfeldern (Hagen, 1995).

Die Dopplergeschwindigkeit (Abb. 6 links) läßt sich trotz Faltung einfach interpretieren (vgl. auch Abb. 12 bei Hagen, 1995). Vor der Front weht ein Südwestwind mit etwa 25 m/s, hinter der Front ein Nordwestwind mit 18 m/s. Der Windsprung ist in der Dopplergeschwindigkeit leicht zu lokalisieren. Bei Hagen (1992) ist anhand von hochaufgelösten Radardaten und Druckmessungen am Boden gezeigt, wie der Windsprung mit einem starken Druckanstieg verbunden ist. Die im Reflektivitätsbild sichtbaren Niederschlagszellen liegen direkt hinter der Windscherungslinie. Temperaturänderungen sind an dieser Front mit etwa 2° sehr gering, die Bodenmessungen zeigen keine deutliche Änderung bei der Passage des Windsprungs oder der Niederschlagszelle.

Die vertikale Struktur der Front ist in Abb. 7 gezeigt. Die Bodenfront liegt bei 12 km Entfernung. Die Analyse der Dopplergeschwindigkeit (gefaltet) ist in der Vorlesung über Windfelder erläutert (Abb. 7 in Hagen, 1995). Das Reflektivitätsbild zeigt deutlich die Schmelzschicht in ca. 1,4 km Höhe (vgl. auch Kapitel 3), und eingebettet in den großflächigen Niederschlag, den vertikal niedrig erstreckten, aber heftigen Niederschlag (ca. 30 mm/h).

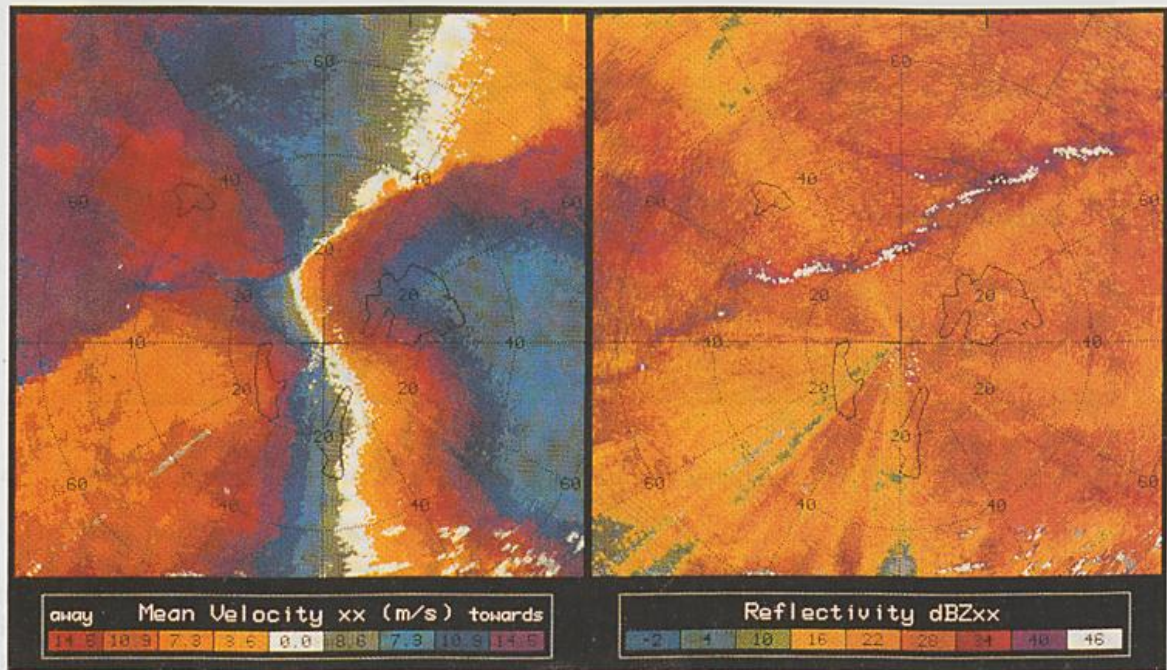


Abb. 6 Radarbild (PPI) einer Front vom 19.12.87 um 2:21 Uhr. Dopplergeschwindigkeit (links) und Reflektivität (rechts), Elevation 1,5°. Gemessen mit dem Radar der DLR in Oberpfaffenhofen.

Dies ist typisch für eine Niederschlagszelle entlang eines schmalen Regenbandes. Die unterschiedliche Höhe des *bright band* vor und hinter der Front entspricht der am Boden beobachteten Temperaturänderung.

Die Erfassung der kompletten Windstruktur der Front ist mit dem *Uniform Wind* Verfahrens (vgl. Vorlesung über Windfelder) möglich. Hier soll gezeigt werden, wie mit dem VAD bzw. VVP Verfahren die Struktur erfasst werden kann. Abb. 8 zeigt Zeit-Höhen Schnitte der Windkomponenten über Oberpfaffenhofen vom 18.12.87 22 UTC bis 19.12.87 05 UTC. Dargestellt sind die Windkomponente quer zur Front (u) abzüglich der Fortbewegungsgeschwindigkeit der Front ($c = 13,4$ m/s), die Windkomponente parallel zu Front (v) und die Vertikalgeschwindigkeit (w). Die frontsenkrechte Windkomponente zeigt nahezu das gleiche Bild, wie es auch in Abb. 2 (links) für eine Ana-Kaltfront dargestellt ist. Nicht typisch für eine Ana-Kaltfront ist hier der Niederschlag vor der Front und die Strömung von der Front weg in etwa 2 km Höhe. Die frontparallele Windkomponente zeigt einen *low-level jet* auf der Vorderseite der Front, auf der Rückseite sind die Geschwindigkeiten geringer. Dieser *low-level jet* wird in der englisch-sprachigen Literatur als *warm conveyor belt* („warmes Förderband“) bezeichnet, und beschreibt den Transport warmer feuchter Luft von Südwesten. Aufgrund der Bodenreibung rotiert die Luft in dem *conveyor belt* im Uhrzeigersinn, dies führt zu der in der frontsenkrechten Windkomponente beobachteten Strömung am Boden zur Front und in etwa 2 km Höhe von der Front weg. Die Vertikalgeschwindigkeit ist aus der mittleren Divergenz über einen Kreis mit 20 km Radius integriert, wegen des großen Integrationsbereiches kann der hohe Aufwind direkt an der Front nicht erfasst werden, nur das großräumige Aufsteigen an und vor der Front, bzw. das Absinken auf der Rückseite der Front ist sichtbar. Auch hier ist der Vergleich mit der Modellvorstellung möglich.

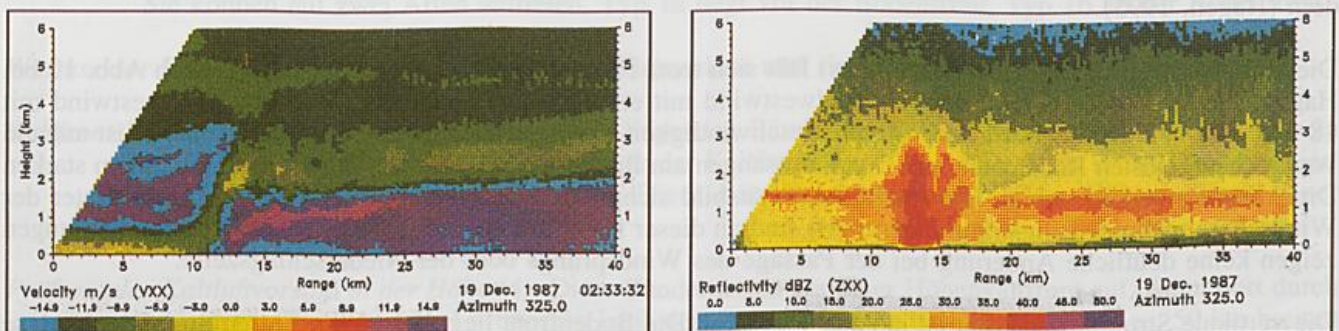


Abb. 7 Radarbild (RHI) einer Kaltfront mit schmalen Regenband. Links Dopplergeschwindigkeit, rechts Reflektivität. Gemessen mit dem Dopplerradar der DLR in Oberpfaffenhofen.

2.3.2 Passage einer Kaltfront

In diesem Beispiel wird die Passage einer okkludierenden Kaltfront am 7. und 8. Juni 1995 über Deutschland gezeigt.

Abb. 9 zeigt in 12 stündigem Abstand die Passage der Front. In das Kompositbild des DWD-Radarverbundes wurden die Bodendruck- und Frontenanalyse der Berliner Wetterkarte (7.6. 12 UTC und 8.6. 12 UTC) und des Europäischen Wetterberichtes (8.6. 00 UTC) eingezeichnet. In Abb. 10 sind zu den beiden 12 UTC Terminen Satellitenbilder dargestellt. Diese NOAA-14 Bilder wurden von dem Deutschen Fernerkundungsdatenzentrum der DLR in Oberpfaffenhofen empfangen und aufbereitet. Der Bildausschnitt entspricht in etwa dem der Radarbilder. Die Satellitenbilder sind eine Kombination aus drei Kanälen, weiß sind hohe Eiswolken, tiefe und mittelhohe Wolken erscheinen gelblich.

Aus dem Vergleich der Bodenanalyse mit den Radarbeobachtungen wird offensichtlich, daß eine Analyse der Position der Bodenfronten aus Radardaten allein in diesem Fall unmöglich ist. Dies ist zum Teil durch die Okklusion bedingt.

Um 12 UTC am 7.6. liegt ein Tief über der Nordsee, die dazugehörigen Fronten über den Benelux-Staaten. Die Warmfront ist aus den Radarbildern nicht lokalisierbar, die Kaltfront liegt am hinteren Rand des Niederschlagsgebietes und auch des im Satellitenbild sichtbaren Wolkengebietes. Im Bereich des Okklusionspunkts sind mehrere Regenbänder sichtbar.

Am 8.6. 00 UTC liegt die Front quer über Deutschland. im Radarbild sind mehrere Regenbänder sichtbar, die analysierte Front liegt etwa an der Rückseite des vorderen Regengebietes. Dahinter befindet sich ein weiteres Regenband.

12 Stunden später hat die Front im Süden das Alpenvorland erreicht, an der Front ist kein Niederschlag mehr erkennbar. Restniederschlag befindet sich an der Donau etwa 50 km hinter der Bodenfront. Direkt hinter der Bodenfront befindet sich im Allgäu ein nahezu wolkenfreier Streifen. Etwa 150 - 200 km hinter der Front liegt ein Schauergebiet mit mehreren frontparallelen Regenbändern. Weitere, mit dem Tief über der Nordsee in Zusammenhang stehende, Schauerstraßen und Wolkenbänder sind im Radar- und Satellitenbild deutlich sichtbar.

Dieses Beispiel verdeutlicht die Probleme, die auftreten, wenn Niederschlag mit Fronten oder Tiefdruckgebieten in Zusammenhang gebracht werden sollen. Dies erschwert auch die Vorhersage von Niederschlag aus einer Verlagerung der Radarechos, da der Niederschlag an Fronten und im Tiefdruckgebiet starken Variationen, bzw. nichtlinearen Prozessen unterworfen ist.

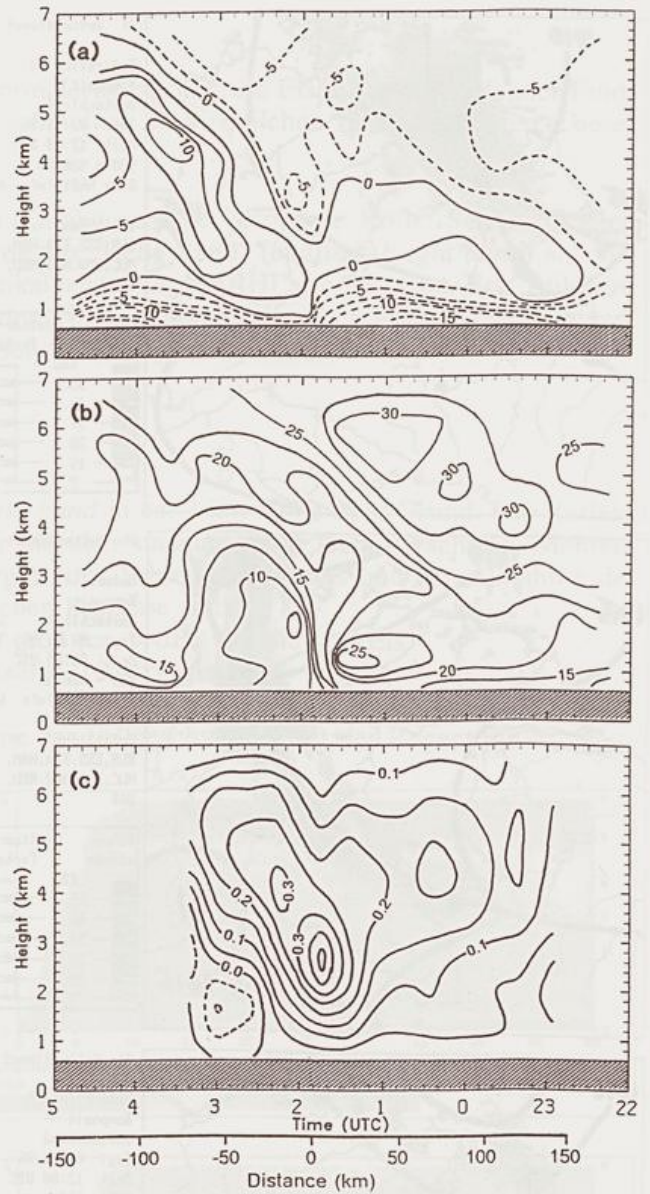


Abb. 8 Zeit-Höhen Schnitt der Windgeschwindigkeit am 18./19.12.87 aus VAD-Analysen. Oben u - c , Mitte v und unten w , vgl. Text.

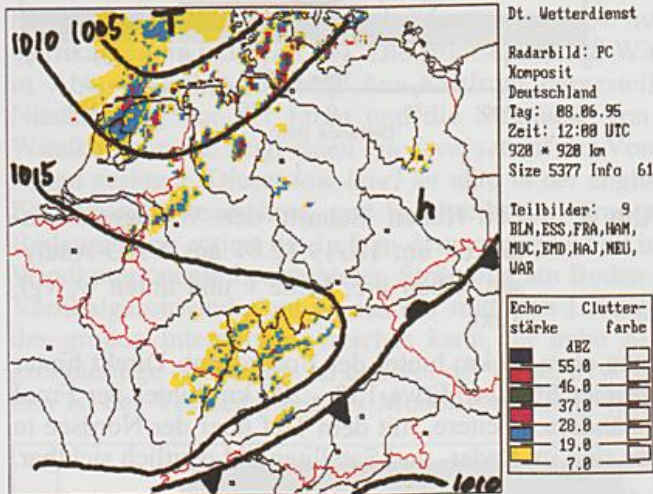
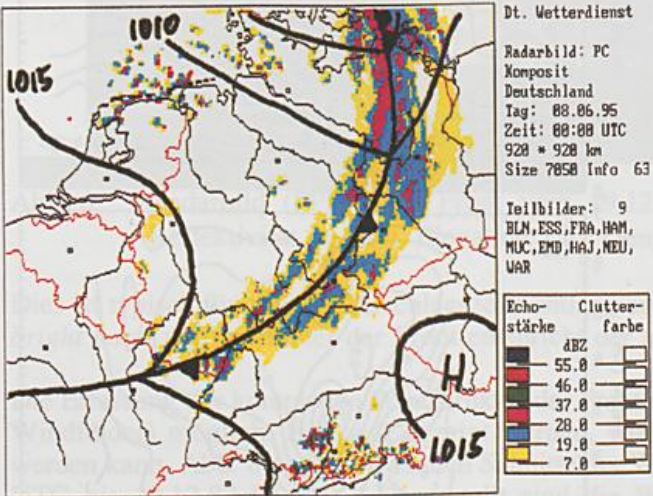
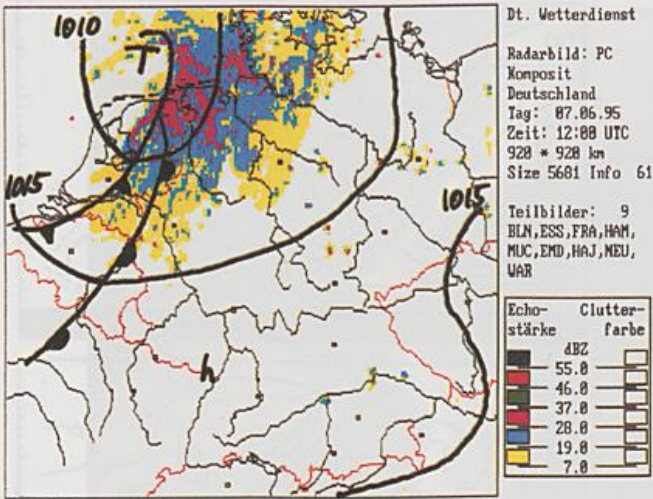


Abb. 9 Komposit des Radarverbundes mit Bodenanalysen (vgl. Text).

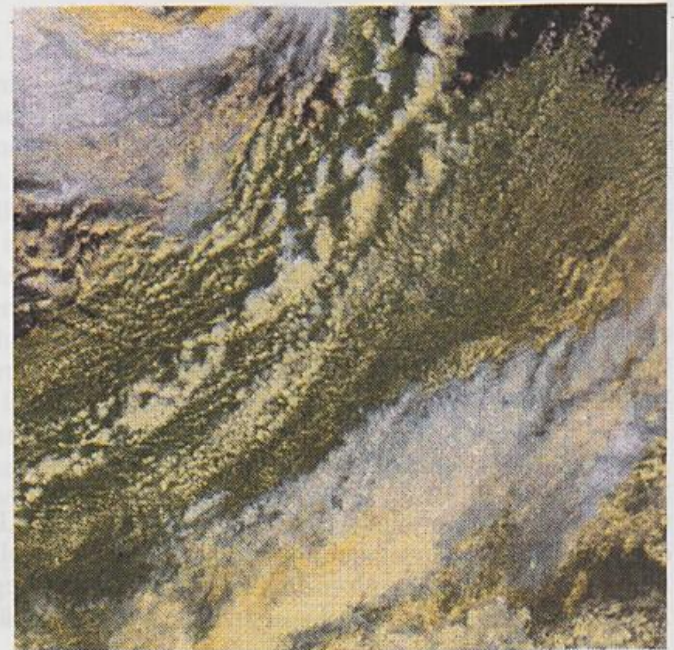


Abb. 10 NOAA Satellitenbilder vom 7.6.95 12:41 UTC (oben) und vom 8.6.95 12:51 UTC (unten).

3. Schmelzschicht

In Europäischen Breiten findet die Niederschlagsbildung normalerweise über die Eisphase statt (Wegner-Find-eisen-Bergeron Theorie). Unterhalb der Null-Grad Grenze schmelzen die Eisteilchen zu Regentropfen. Dieser Bereich ist etwa 300 bis 500 m dick.

In der Radarmeteorologie spielte die Schmelzschicht von Anfang an eine besondere Rolle. Seit den ersten Niederschlagsbeobachtungen zu Beginn der 40er Jahre wurde das „Helle Band“ (englisch *bright band*) als eine Zone mit erhöhter Reflektivität auf dem Bildschirm bei Vertikaldarstellungen (RHI's) beobachtet. Erst Teilchenbeobachtungen vom Flugzeug aus, schafften Klarheit über den Zusammenhang zwischen Radarbeobachtungen, der Höhe der Null-Grad Grenze und dem Schmelzen von Schnee (Douglas, 1990).

3.1 Messungen in der Schmelzschicht

Abb. 11 (oben) zeigt ein RHI mit einem ausgeprägten *bright band* in ca. 2 km Höhe über Grund. Die Reflektivität ist in dem *bright band* etwa 10 bis 15 dBZ höher als über und unter der Schmelzschicht. Mehrere Ursachen führen zu der Erhöhung der Reflektivität zu Beginn des Schmelzvorganges und zur Abnahme der Reflektivität bei Ende des Schmelzvorganges, die wesentlichen Prozesse sind:

- Die Rückstreuung von Wasser ist etwa fünf mal so groß (ca. 7 dB) wie die von Eis.
- Beim Schmelzen werden Eisteilchen mit einer Wasserhaut überzogen.
- Zusammenwachsen mehrerer Eisteilchen.
- Ausdünnen der Partikelkonzentration durch Zunahme der Fallgeschwindigkeit der Regentropfen.

Eisteilchen, wie Dentrinen, Graupel oder Schneeflocken haben im Vergleich zu Wasser eine relativ geringe Dichte (ca. $0,1 \text{ g/m}^3$). Dies führt dazu, daß die Teilchen groß im Vergleich zu Regentropfen mit dem gleichen Wassergehalt sind. Das Schmelzen beginnt an der Außenseite der Teilchen, sie werden dabei mit einer Wasserhaut überzogen. Ryde's (1946) Rechnungen zeigen, daß mit Wasser überzogene Eisteilchen selbst bei einer dünnen Wasserhaut nahezu die gleichen elektrischen Eigenschaften haben, wie wenn das Teilchen vollständig aus Wasser wäre. Ein starker Anstieg der Reflektivität um bis zu 7 dBZ ist durch die Wasserhaut um Eisteilchen zu erwarten. Eine weitere Erhöhung der Reflektivität erfolgt durch das Zusammenwachsen von Teilchen aufgrund von Zusammenstößen.

Die Abnahme der Reflektivität im unteren Bereich der Schmelzschicht ist darauf zurückzuführen, daß die angeschmolzenen Eisteilchen - besonders die großen Schneeflocken - beim Schmelzen zu Wassertropfen zusammenschrumpfen, d.h. ihre Größe stark reduzieren, was zu einer verringerten Reflektivität führt. Zusätzlich erhöht sich die Fallgeschwindigkeit der Teilchen, da die Masse gleich bleibt, die Größe sich aber verringert. Diese Geschwindigkeitsdivergenz führt zu einer verringerten Konzentration der Partikel und somit zu einer Reduzierung der Reflektivität.

Abb. 11 zeigt zusätzlich RHI Bilder mit den Meßgrößen differentielle Reflektivität (Z_{DR}) und Depolarisationsverhältnis (LDR), wie sie während des Experiments CLEOPATRA (Meischner et al., 1993) in einem langandauernden Niederschlages aufgenommen wurde (Hagen et al., 1993). In allen drei Meßgrößen ist die Schmelzschicht deutlich zu erkennen. Daraus abgeleitet

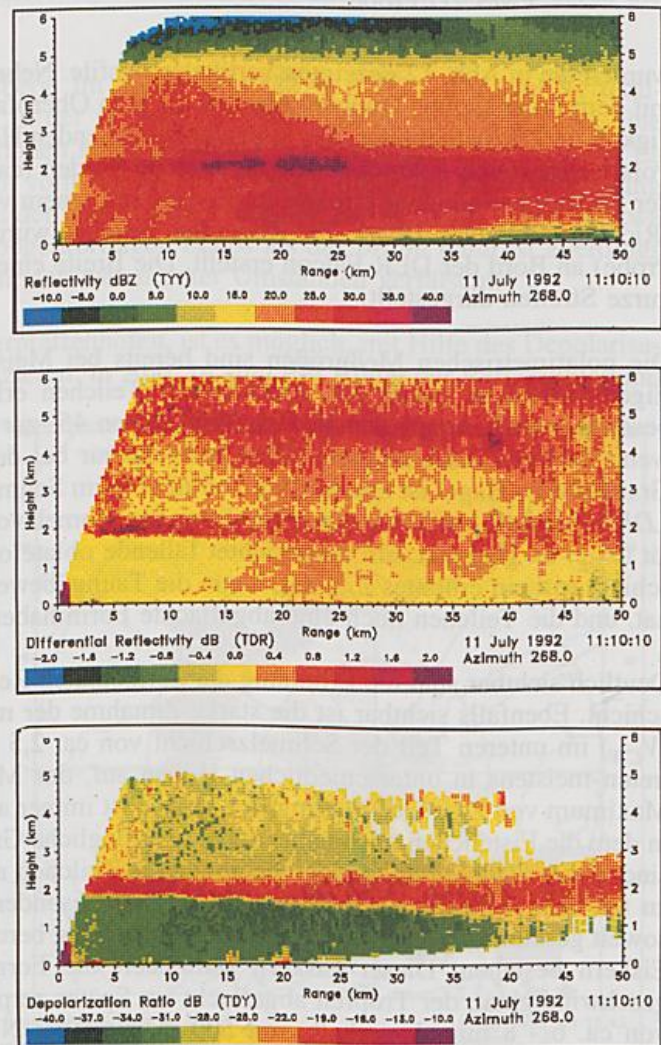


Abb. 11 Radarbilder (RHI) vom 11.7.92 um 11:10. Meßgrößen: oben Z_{HH} , Mitte Z_{DR} und unten LDR .

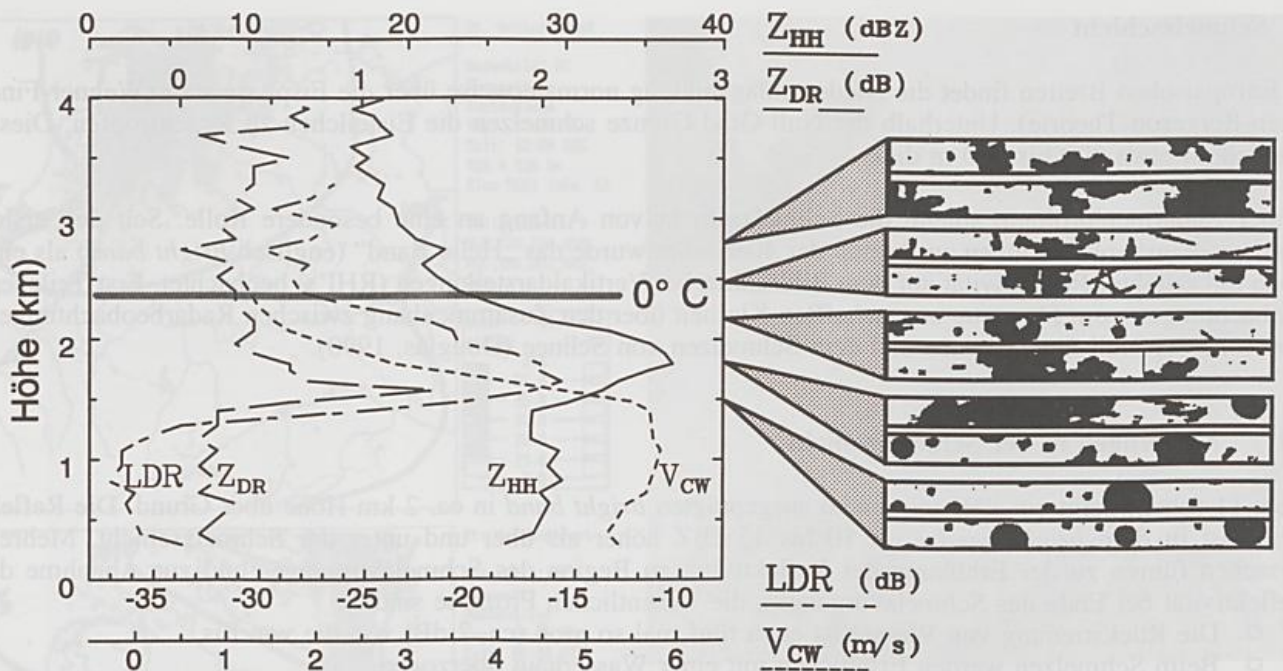


Abb. 12 Vertikalprofile von Reflektivität, differentieller Reflektivität, Depolarisationsverhältnis und vertikaler Dopplergeschwindigkeit am 11.7.92 um 11:10 über Penzing, Partikelmessungen mit PMS 2D Probe.

wurden die in Abb. 12 gezeigten vertikalen Profile. Neben den polarimetrischen Meßgrößen aus den Messungen mit dem Polarisations Dopplerradar der DLR in Oberpfaffenhofen (Schroth et al., 1988) sind die Fallgeschwindigkeit und Schattenbilder, der in den entsprechenden Höhen angetroffenen Partikel, dargestellt. Die Profile des Polarisationsradar sind über Penzing erstellt worden (ca. 27 km westlich von Oberpfaffenhofen), die Messung der Fallgeschwindigkeit erfolgte in Penzing mit einem vertikal nach oben ausgerichteten FM-CW Dopplerradar (Richter und Peters, 1994). Die Bilder der Teilchen wurden mit einer abbildenden optischen Probe (PMS 2D C-Probe) an Bord der DLR Falcon erstellt. Die Breite eines Streifen beträgt 0,8 mm, für jede Flughöhe sind zwei kurze Streifen dargestellt.

Die polarimetrischen Meßgrößen sind bereits bei Meischner et al. (1995) dargestellt, hier werden kurz ihre Eigenschaften in bezug auf schmelzende Teilchen erläutert. Das Depolarisationsverhältnis (*LDR*) ist dann besonders stark, wenn Teilchen im Winkel von 45° zur Polarisationsebene ausgerichtet sind. Dies ist der Fall, wenn Teilchen stark taumeln. Dies ist nicht nur bei den hier beobachteten Aggregaten so, sondern auch bei Graupel oder Hagel ist ein Anstieg von *LDR* beim Schmelzen zu beobachten (Höllner et al., 1994; Höllner, 1995). *LDR* ist deshalb ein bevorzugter Indikator für Schmelzvorgänge in der Atmosphäre. Die differentielle Reflektivität (Z_{DR}) ist geeignet, um ausgerichtet fallende oblate oder prolate Teilchen zu identifizieren. In der Schmelzschicht tritt ein erhöhtes Z_{DR} auf, wenn die Taumbewegung der stark geschmolzenen Aggregate nachgelassen hat, und die Teilchen noch eine abgeflachte Form haben.

Deutlich sichtbar sind die Erhöhung der horizontalen Reflektivität (Z_{HH}) um ca. 10 dBZ innerhalb der Schmelzschicht. Ebenfalls sichtbar ist die starke Zunahme der mittleren (reflektivitätsgewichteten) Fallgeschwindigkeit (V_{CW}) im unteren Teil der Schmelzschicht von ca. 2,5 m/s auf 5,5 m/s. Die Maxima von Z_{HH} , Z_{DR} und *LDR* treten meistens in unterschiedlichen Höhen auf, das Maximum von *LDR* meistens geringfügig höher als das Maximum von Z_{DR} . Das Maximum von Z_{HH} ist immer am weitesten oben lokalisiert, dies ist der Höhenbereich, in dem die Eisteilchen noch nahezu ihre ursprüngliche Größe haben, aber bereits mit einer Wasserhaut überzogen sind. Beim weiteren Schmelzen beginnen die Teilchen aufgrund einer ungleichmäßigen Massenverteilung stark zu taumeln (Mitra et al., 1990), *LDR* ist hier besonders groß. Im weiteren Verlauf sind die Teilchen bereits soweit geschmolzen, daß sich die Taumbewegung beruhigt und daß die Teilchen aus einem Wassertropfen mit Eiskern bestehen. Dieser Eiskern stabilisiert die Form, während gleichzeitig durch die zunehmende Fallgeschwindigkeit, der Tropfen abgeflacht ist. Später zerplatzen die sehr großen Tropfen mit einem Durchmesser von ca. 6 - 8 mm. Unterhalb von 500 m unter der Null-Grad Grenze sind dann nahezu alle Aggregate geschmolzen. Die erhöhten Werte von Z_{DR} in Höhen über 4 km (Abb. 11) werden durch Eisnadeln oder Eisplättchen hervorgerufen, diese Teilchen fallen ebenfalls horizontal orientiert.

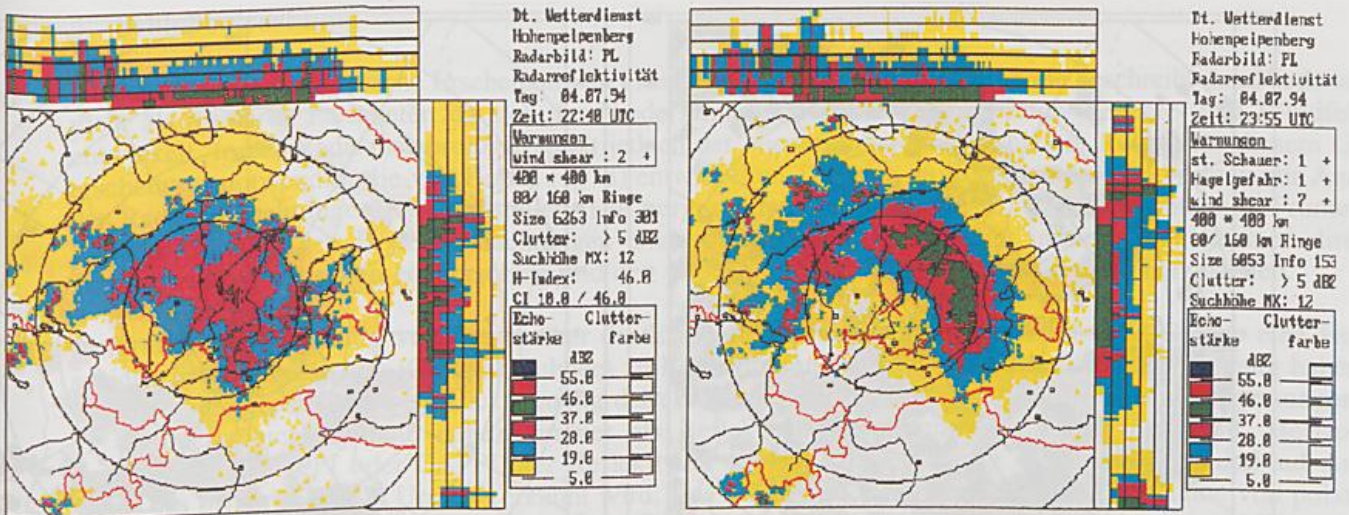


Abb. 13 Radarbilder vom 04.07.94 um 22:40 UTC (links) und 23:55 UTC (rechts) von dem DWD Radar auf dem Hohenpeißenberg.

3.3 Radarbeobachtungen

Eindeutige Hinweise auf das Vorhandensein einer Schmelzschicht fehlen bei einem konventionellen Radar meistens. In Vertikalschnitten, die aus CAPPI-Messungen abgeleitet werden, ist die Erhöhung der Reflektivität nicht immer klar zu erkennen, da bei einer vertikalen Auflösung von 1 km Höhe das *bright band* oft durch die Mittelung verschmiert wird.

Abb. 13 zeigt Bilder des Radars auf dem Hohenpeißenberg. Im linken Bild (22:40 UTC) ist in den Vertikalprojektionen im mittleren Bereich eine Schmelzschicht in der zweiten Höhengschicht zu erkennen. Etwa eine Stunde später um 23:55 UTC ist in den Vertikalprojektionen keine deutliche Schmelzschicht zu erkennen. Es kann durchaus sein, daß ein, in der zweiten Höhengschicht vorhandenes *bright band*, durch die Strahlaufweitung auch in der untersten Schicht gesehen wird, dies führt zu der bogenförmig erhöhten Reflektivität (grün) in etwa 60 km Entfernung. Eine eindeutige Identifizierung der bogenförmigen Echos als das *bright band* ist allerdings nicht möglich. Aus diesen Messungen abgeleitete Regenraten wären unter Umständen verfälscht.

Mit einem Polarisations Radar, wie dem der DLR in Oberpfaffenhofen, ist es möglich, mit Hilfe des Depolarisationsverhältnisses die Schmelzschicht leichter zu identifizieren. In Abb. 14 sind PPI Bilder der Reflektivität und

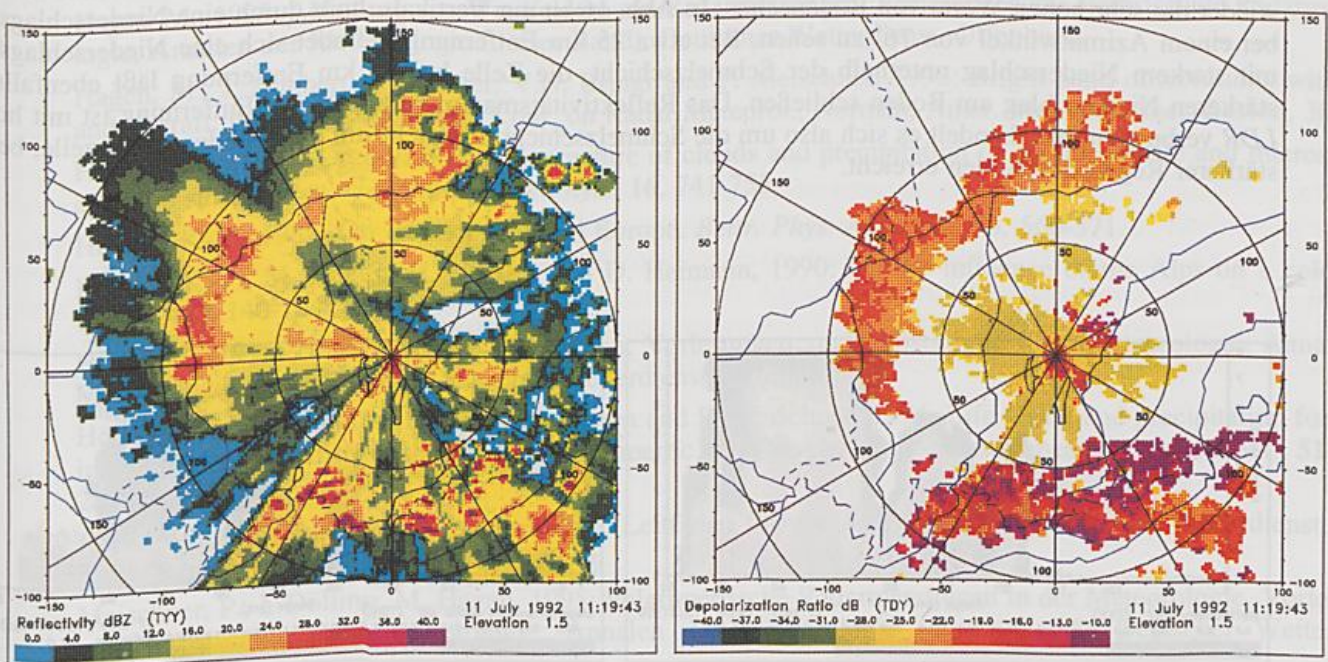


Abb. 14 Radarbilder (PPI) der Reflektivität (links) und des Depolarisationsverhältnisses (rechts) vom 11.7.92 um 11:19 Uhr. Gemessen mit dem Polarisationsradar in Oberpfaffenhofen.

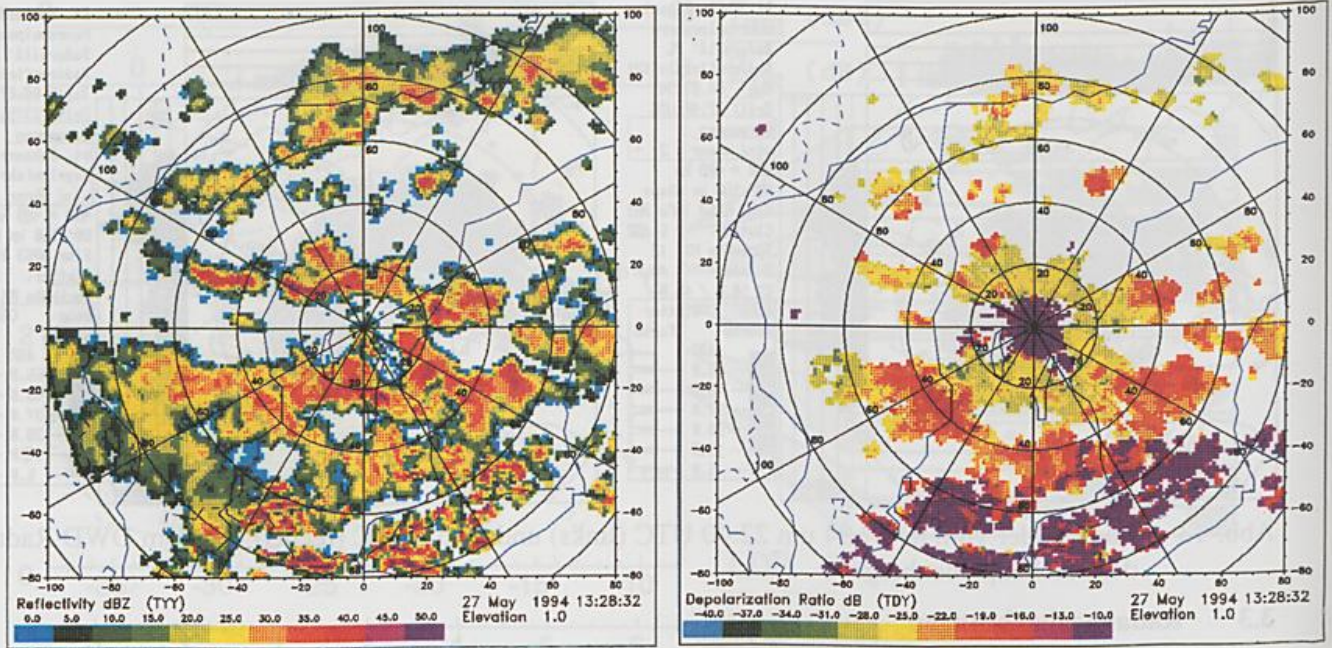


Abb. 15 Radarbilder (PPI) der Reflektivität (links) und des Depolarisationsverhältnisses (rechts) vom 27.5.94 um 13:28 Uhr. Gemessen mit dem Polarisationsradar in Oberpfaffenhofen.

des Depolarisationsverhältnisses eines großräumigen Niederschlagsereignisses dargestellt. Aus dem Reflektivitätsbild allein kann nicht entschieden werden, ob die Zellen mit erhöhter Reflektivität (nordwestlich des Radars in etwa 80 - 90 km Entfernung) eingebettete Konvektion ist, oder ob hier das *bright band* die Ursache für die erhöhte Reflektivität ist. Erst durch Hinzunahme von *LDR* kann hier eindeutig auf schmelzende Teilchen geschlossen werden. Darüber hinaus eignet sich *LDR* auch zur Lokalisierung von Bodenechos ($LDR > -16$ dB), wie es im Bereich der Alpen (südlich des Radars ab 50 km Entfernung) deutlich zu sehen ist. Allerdings sind hier auch noch Echos der Schmelzschicht vorhanden ($LDR \approx -20$ dB).

Noch schwieriger wird die Erkennung der Schmelzschicht bei konvektiven Niederschlägen. Abb. 15 zeigt ein PPI mit einzelnen konvektiven Zellen. Erst die Hinzunahme des Depolarisationsverhältnisses gibt Auskunft darüber, inwieweit es sich bei den einzelnen Reflektivitätsmaxima um Niederschlag, der bis zum Boden reicht, oder um das *bright band* handelt. Das *bright band* lag an diesem Tag besonders niedrig in ca. 1 km Höhe über dem Radar, die Schmelzschicht ist bei dem *LDR* deutlich bei etwa 40 - 50 km Radius zu sehen. Hinzu kommen wieder die sehr hohen Werte von Bodenechos. In Abb. 16 ist ein Vertikalschnitt durch eine Niederschlagszelle bei einem Azimutwinkel von 76° zu sehen. Bei etwa 25 km Entfernung befindet sich eine Niederschlagszelle mit starkem Niederschlag unterhalb der Schmelzschicht, die Zelle bei 38 km Entfernung läßt ebenfalls auf stärkeren Niederschlag am Boden schließen. Das Reflektivitätsmaximum bei 45 km Entfernung ist mit hohem *LDR* verbunden, hier handelt es sich also um die Schmelzschicht und nicht um eine Niederschlagszelle, bei der stärkerer Regen den Boden erreicht.

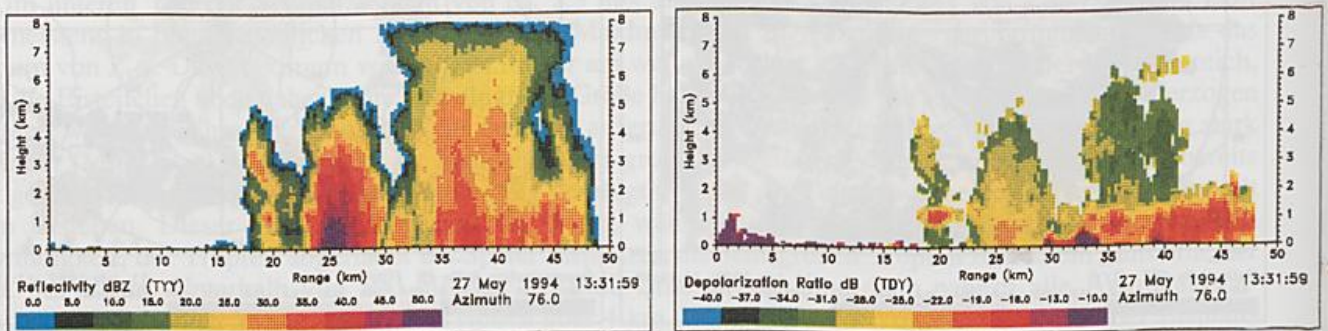


Abb. 16 Radarbilder (RHI) der Reflektivität (links) und des Depolarisationsverhältnisses (rechts) vom 27.5.94 um 13:31 Uhr. Gemessen mit dem Polarisationsradar in Oberpfaffenhofen.

4. Schlußbetrachtung

Niederschlag ist eine typische Erscheinung an Fronten. Die klassische Frontentheorie beschreibt den Niederschlag nicht als primären Parameter, da sich der Niederschlag erst aus den Temperatur- Feuchte- und Windfeldern entwickelt. In der Radarmeteorologie spielt jedoch der Niederschlag eine besondere Rolle. Aus diesem Grund erscheint es notwendig, die von Hobbs (1978) entwickelten Theorien zu Regenbändern an Fronten zur Analyse der Radarbeobachtungen herauszustellen. Die vorgestellten Beispiele zeigen, wie unterschiedlich Fronten im Radarbild und in den Bodenbeobachtungen erscheinen können. Es ist nicht immer möglich einen direkten Zusammenhang zwischen Niederschlag und den Größen, die die Bodenfront definieren, herzustellen.

Aufgrund der Entstehung von Regen über die Eisphase gibt es unterhalb der Null-Grad Grenze eine Höhenschicht, in der Eisteilchen (Graupel, Schnee) zu Regentropfen schmelzen. Bei dem Schmelzvorgang haben die Teilchen eine besonders hohe Rückstreuung der elektromagnetischen Wellen. Bei Reflektivitätsmessungen tritt die Schmelzschicht deshalb nahezu immer als Reflektivitätsmaximum oder *bright band* auf. Horizontale Radarmessungen (PPI oder CAPPI) der Reflektivität werden dadurch häufig verfälscht, ohne daß auf Anhieb sofort das *bright band* als Ursache erkannt wird. Das *bright band* kann aber durch Hinzunahme von polarimetrischen Meßgrößen, wie dem *LDR*, besser lokalisiert werden. Dies ist besonders von Bedeutung bei Wetterlagen, bei denen konvektive Niederschlagszellen auftreten.

Danksagung: Dem Deutschen Wetterdienst (M. Jaeneke und J. Riedel) gebührt Dank für die Bereitstellung und Aufbereitung von Radarbildern. E. Raschke (GKSS Geestacht) stellte uns die PMS 2D Proben zur Verfügung.

5. Literatur

- 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.
- Douglas, R.H., 1990: The stormy weather group (Canada). In *Radar in meteorology* edited by D. Atlas, Amer. Meteorol. Soc., Boston, 61-68.
- Geb, M., 1989: Zur Definition und Darstellung von troposphärischen Fronten in der Berliner Wetterkarte. *Beilage zur Berliner Wetterkarte*, **86/89**, 20 pp.
- 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.
- Hagen, M., 1995: Ableitung von Windfeldern aus Radarmessungen. Vorlesungen zur Herbstschule Radarmeteorologie, Annalen der Meteorologie (dieser Band), Deutscher Wetterdienst, Offenbach.
- Hagen, M., J. Hubbert, C. Richter, V.N. Bringi und P. Meischner, 1993: Bright band observations with radar and aircraft. Proceed. 26th Intern. Conf. on Radar Meteorol., Norman, Amer. Meteorol. Soc., Boston, 304-305.
- 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.
- Hoinka, K.-P., 1985: On fronts in Central Europe. *Beitr. Phys. Atmosph.*, **58**, 560-571.
- Hoinka, K.-P., M. Hagen, H. Volkert and D. Heimann, 1990: On the influence of the Alps on a cold front. *Tellus*, **42A**, 140-164.
- Höllner, H., 1995: Hochreichende Konvektion. Vorlesungen zur Herbstschule Radarmeteorologie, Annalen der Meteorologie (dieser Band), Deutscher Wetterdienst, Offenbach.
- Höllner, H., V.N. Bringi, J. Hubbert, M. Hagen and P. 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.
- Kurz, M., 1977: *Synoptische Meteorologie*. Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst, Nr. 8, Deutscher Wetterdienst, Offenbach, 127 pp.
- Meischner, P., I. Dölling, M. Hagen, 1995: Polarimetrische Radarmessungen in der Meteorologie, Vorlesungen zur Herbstschule Radarmeteorologie, Annalen der Meteorologie (dieser Band), Deutscher Wetterdienst, Offenbach.

- Meischner, P., V.N. Bringi, D. Heimann and 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.
- Meischner, P., M. Hagen, T. Hauf, D. Heimann, H. Höller, U. Schumann, W. Jaeschke, W. Mauser and H.R. Pruppacher, 1993: The field project CLEOPATRA, May-July 1992 in Southern Germany. *Bulletin of the Amer. Meteorol. Soc.*, **74**, 401-412.
- Mitra, S.K., O. Vohl, M. Ahr and H.R. Pruppacher, 1990: A wind tunnel and theoretical study of the melting behaviour of atmospheric ice particles. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 584-591.
- Parsons, D.B., and P.V. Hobbs, 1983: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. XI. Comparison between observational and theoretical aspects of rainbands. *J. Atmos.Sci.*, **44**, 1615-1631.
- Richter, C., and G. Peters, 1994: Deriving rainfall parameters by using a Doppler radar-RASS system at vertical incidence. Preprints 3rd Intern. Symposium Tropos. Profiling: Needs and Technologies, Hamburg, 453-455.
- Ryde, J.W., 1946: The attenuation and radar echoes produced at centimeter wavelengths by various meteorological phenomena. *Meteorological factors in radio wave propagation*, Physical Society, London, pp. 169-188.
- Schroth, A.C., M.S. Chandra and P. Meischner, 1988: A C-Band coherent polarimetric radar for propagation and cloud physics research. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **5**, 803-822.

Das Radarverbundsystem des Deutschen Wetterdienstes
Herbstschule Radarmeteorologie Oktober 1995

G. Steinhorst
K.-J. Schreiber

Deutscher Wetterdienst
Zentralamt

1. Einleitung

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

Moderne Radarsysteme liefern Windinformationen und flächendeckende Daten über die Niederschlagsverteilung mit einer hohen zeitlichen und räumlichen Auflösung und ergänzen somit die Lücke zwischen dem bestehenden Niederschlagsmeßnetz am Boden und den Satelliteninformationen, die flächendeckend nur die Wolkengattungen und -verteilungen, jedoch nicht die daraus erwachsende Niederschlagsaktivität erfassen können.

Die Radardaten sind ein wichtiger Teil für die Datengewinnung sowohl im klimatologischen Aufgabenfeld (flächendeckende Niederschlagsdaten) als auch im Bereich der *Wetterüberwachung* und dem *Nowcasting*, wo sie als Ergänzung der synoptischen Daten bei den Parametern *Wind* (Dopplerradar), *Niederschlag* und *Verlagerung wetterwirksamer Gebiete* letztendlich zu einer Verbesserung der Kurzzeitprognose beitragen.

Auf lange Sicht werden die radarmeteorologischen Informationen auch in die SYNOP-Meldungen im Zuge der Automation von Augenbeobachtungen integriert werden, für die Angabe des augenblicklichen Wetters und der Niederschlagshöhe.

Der Einsatz dieser Meßsysteme wird nicht nur durch sein physikalisches Meßprinzip (u.a. Entfernungsabhängigkeit, Dämpfung, Unkenntnis des tatsächlich existierenden Tropfenspektrums und der Ausbreitungsbedingungen) begrenzt, sondern auch die Auswahl der Radarstandorte selbst und die sich daraus zwangsläufig ergebenden Überdeckungslücken sowie die Meßstrategie (Elevationswinkel, Wiederholungsfrequenz der einzelnen Scans, die horizontale und vertikale Ausdehnung des erfaßten Bereiches) führen zu einer spezifischen Einschränkung der Nutzung dieses Meßsystems innerhalb des Radarverbundes. Durch die 15-minütigen Intervalle, in denen die lokalen Radarbilder erzeugt werden, werden Grenzen bei der zeitlichen Auflösung konvektiver Ereignisse (z.B. in Flughafennähe) erreicht. Durch eingeschränkte Hindernisfreiheit und einige Überdeckungslücken in der Bundesrepublik kommt es zum Teil zu Einschränkungen bei den quantitativen Radarmessungen.

2. Ausrüstungsstand im Radarverbund

2.1 Standortplanung

Bereits seit Ende der 60er Jahre sind Radargeräte zur Wetterüberwachung beim Deutschen Wetterdienst im Einsatz. Im Rahmen der anstehenden Ersatzbeschaffung dieser lokal eingesetzten Analogsysteme wurde Anfang der 80er Jahre das Konzept für einen digitalen Radarverbund

Aufnahme der digitalisierten Intensity- und Dopplerdaten, sondern auch die Generierung der lokalen Radarprodukte (Radarbilder und -datensätze) und die Datenabgabe bzw. Speicherung. Der schematische Aufbau des Radarsystems ist in *Abb. 2* dargestellt.

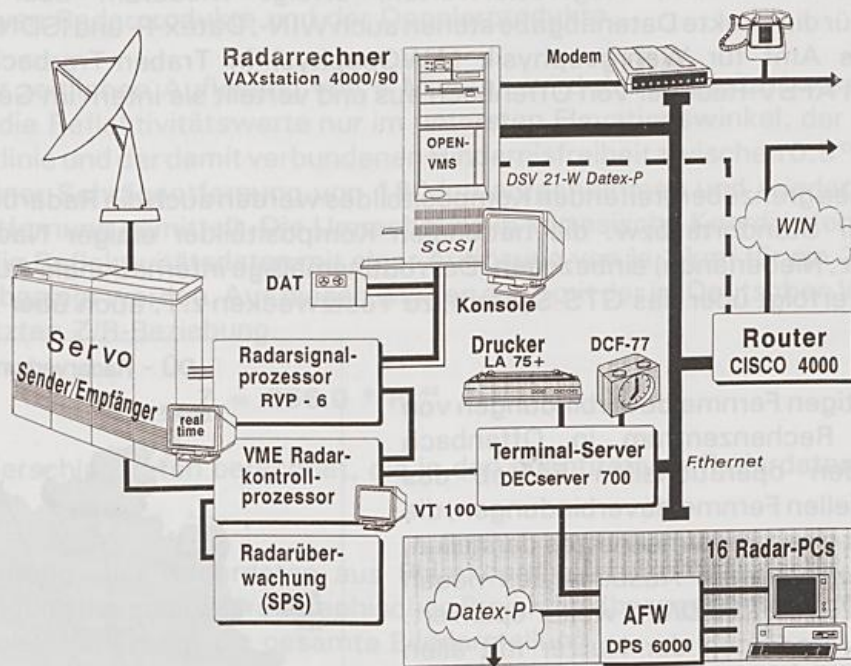


Abb. 2: Komponenten und Datenübertragungseinrichtungen des Radarsystems

2.3 Die Datenübertragungswege im Radarverbund

Durch die Anbindung der einzelnen Radarsysteme an das Fernmeldenetz des DWD (*AFW-System*) einerseits und durch direkte Zugriffsmöglichkeiten über *file transfer (ftp)* andererseits ist es möglich, die erzeugten Radarbilder nahezu 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 mit einem LAN ausgestattet und besitzt neben einem Telefonanschluß mit Modem einen Anschluß an das WIN-Netz und an Datex-P.

Im einzelnen sind verschiedene Fernmeldeverbindungen für das Funktionieren des Radarverbundes maßgeblich:

- 1) Die Datenübertragung vom Radarrechner zum nächstgelegenen lokalen AFW-Rechner für die realtime-Abgabe der Radarbilder an das DWD-interne Fernmeldenetz erfolgt bei dienststellennahen Standorten über Standleitung. Von abgesetzten Standorten (z.B. *Emden, Neuhaus, München-Fürholzen*) werden die Radardaten per WIN zum nächstgelegenen lokalen AFW-Rechner übertragen und dort in das AFW-System eingespeist.
- 2) Von dem lokalen AFW-Rechner werden die Radarbilder entsprechend eines Verteilungsschemas über das AFW-Netz an regionale Dienststellen des DWD übertragen. Bestimmte lokale Radarbildprodukte werden zur Weiterverarbeitung (Kompositerstellung) und zur Übertragung an externe Nutzer (Geophysikalischer Beratungsdienst der Bundeswehr (GeophysBDBw), ausländische

Wetterdienste) z.T. über AFW und teilweise über ftp direkt an das Rechenzentrum in Offenbach übermittelt.

- 3) Die Abgabe der zentral erstellten Kompositbilder vom Rechenzentrum Offenbach an DWD-Dienststellen (Regionalzentralen, Flugwetterwarten) erfolgt wiederum über das AFW-Fernmeldesystem. Für die direkte Datenabgabe stehen auch WIN-, Datex-P- und ISDN-Anschlüsse zur Verfügung. Das Amt für Wehrgeophysik (AWGeophys) in Traben-Trarbach erhält die Radarbilder über den AFSV-Rechner von Offenbach aus und verteilt sie intern im GeophysBDBw weiter.
- 4) Für die Erstellung eines grenzübergreifenden Kompositbildes werden auch die Radarbilder benachbarter ausländischer Standorte bzw. die nationalen Kompositbilder einiger Nachbarstaaten (Österreich, Schweiz, Niederlande) einbezogen. Der routinemäßige internationale Austausch von Radarbildprodukten erfolgt über das GTS-System, zu Testzwecken z.T. auch über file transfer.

In Abb. 3 sind die derzeitigen Fernmeldeverbindungen von Radarstandorten zum Rechenzentrum in Offenbach dargestellt. Die für den operationellen Betrieb des Radarverbundes essentiellen Fernmeldeverbindungen, die letztendlich das Rückgrat eines Radarmeßnetzes darstellen, werden im Rahmen des weiteren Ausbaus des neuen Fernmeldekonzeptes des DWD (*DWDNet*) weiter optimiert, um eine zeitgerechte Versorgung der Nutzer mit allen relevanten Radardaten sicherstellen zu können.

Nutzer außerhalb des Deutschen Wetterdienstes und des GeophysBDBw werden zur Zeit noch in der Regel über eine serielle Schnittstelle an den nächstgelegenen lokalen AFW-Rechner an den Radarverbund angeschlossen, von der aus die gewünschten Daten über öffentliche Fernmeldenetze an die Endabnehmer übertragen werden.



Abb. 3: Datenübertragungswege im Radarverbund zum Rechenzentrum des DWD

3. Produkte des Radarverbundes

Bis auf die Kompositbildprodukte werden die Radarbilder und die Niederschlagsdatensätze an jedem Standort direkt im Radarrechner erzeugt und auf Massenspeicher für eine spätere Nutzung abgelegt bzw. quasi-on-line im DWD verteilt. Aufgrund der verschiedenen Anforderungen für die Wetterüberwachung und Kurzfristvorhersage und die Bereitstellung klimatologisch relevanter flächendeckender Niederschlagshöhenwerte werden von den Radarsystemen 2 unterschiedliche *Meßzyklen* durchgeführt:

- 1) Alle 15 Minuten wird der sogenannte *volume scan* durchgeführt, bei dem die Atmosphäre rund um das Radargerät in 20 verschiedenen Elevationswinkeln von 0.5° bis 37.0° bis in eine Höhe von 12 km abgetastet wird. Die horizontale Reichweite beträgt dabei 230 km. Die mit einer Auflösung von ca. 250 m *pro range bin* gewonnenen Intensity- und Dopplerrohdaten werden pro Elevationswinkel über 1° Azimuth und 1 km Schrägentfernung gemittelt. Aus diesen in Polarkoordinaten pro Kegelmantel vorliegenden Daten der Radarreflektivität wird ein rechteckiger

Datenquader (*intensity-cube*) erzeugt mit einer Kantenlänge von 400 km * 400 km * 12 km Höhe, wobei jeder Raumzelle von 1 km³ Volumen ein Reflektivitätswert zugeordnet wird. Die Dopplerwerte werden gleichfalls in kartesische Koordinaten umgerechnet und in einem 200 km * 200 km * 12 km um-fassenden *velocity cube* mit der gleichen Auflösung (1 km * 1 km * 1 km) abgespeichert. Diese Volumendaten bilden die Basis für die anschließende Berechnung der qualitativen Radarprodukte und der Dopplerprodukte.

- 2) Mit einer zeitlichen Auflösung von 5 Minuten wird der *precipitation scan* durchgeführt. Dabei werden die Reflektivitätswerte nur im untersten Elevationswinkel, der in Abhängigkeit von der Horizontlinie und der damit verbundenen Hindernisfreiheit zwischen 0.5° und 1.8° variieren kann, bis zu einer Schrägentfernung von 120 km aufgenommen und wiederum auf 1° Azimuth und 1 km Entfernung gemittelt. Die Umrechnung in kartesische Koordinaten führt auf den *pcp cube*, in dem die Reflektivitätsdaten mit einer Auflösung von je 1 km² für ein 200 km * 200 km großes Gebiet abgelegt werden. Aus diesen werden dann mit der im Deutschen Wetterdienst operationell eingesetzten Z/R-Beziehung

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

die Niederschlagsraten berechnet, die in den quantitativen Radardatensätzen ihre Anwendung finden.

Die Umrechnung aller Radardaten aus Polarkoordinaten in kartesische Koordinaten wird unter Berücksichtigung der polar-stereographischen Projektion (bezogen auf 60°N und 10°E) durchgeführt. In dieser Projektion erfolgt die gesamte Bilddarstellung.

3.1 Qualitative Radarbildprodukte

Basierend auf den im *intensity cube* vorliegenden Radarreflektivitätswerten werden an jedem Radarstandort standardmäßig die qualitativen lokalen Radarprodukte erzeugt und über das DWD-Fernmeldesystem an die umgebenden DWD-Dienststellen bzw. direkt zur Zentrale nach Offenbach übermittelt.

○ Lokales Radarbild (PL)

Darstellung der Intensitäten der Radarreflektivität auf einer logarithmischen, sechsstufigen Farbskala (dBZ-Werte) mit folgenden Intensitätsabgrenzungen siehe *Abb. 4* (in Klammern sind die mit der operationell verwendeten Z/R-Beziehung ermittelten entsprechenden Niederschlagsraten angegeben):

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

Im Winterhalbjahr (1.11. bis 31.03.) wird der Schwellwert für die erste Intensitätsklasse auf 1 dBZ abgesenkt.

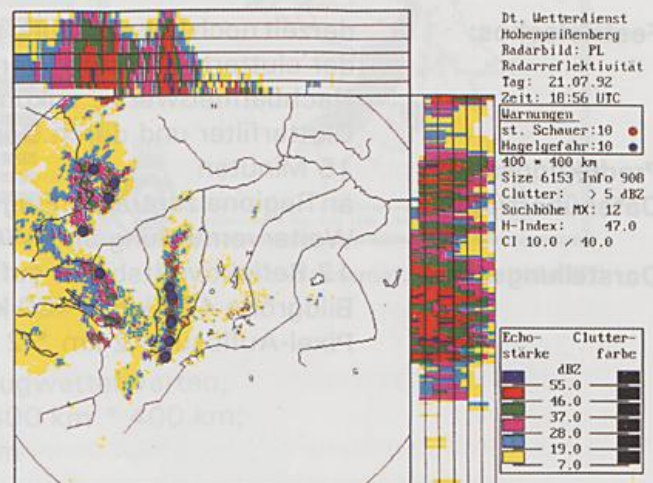


Abb. 4: Lokales Radarbild (PL)

- Festzielechos:** derzeit noch Lokalisierung mittels vorgegebener Cluttermaps und Ersetzen der clutterbehafteten Werte durch im Cube gespeicherte, nächsthöhere Nachbarmesswerte; zukünftig Clutterunterdrückung durch statistisches Clutterfilter und durch Dopplerfilter-Verfahren (z.Z. in der Testphase)
- Produktionsrate:** 15 Minuten
- Datenübertragung:** an Regionalzentralen, Flugwetterwarten, Rechenzentrum Offenbach; Weitervermittlung an AWGeophys, ausländische Wetterdienste, z.T. externe Nutzer (Wasserwirtschaft, Universitäten)
- Darstellungsart:**
- Grundriß:** Regionalbild der bodennächsten Reflektivität; Bildgröße 400 km * 400 km; Pixel-Auflösung 2 km * 2 km
 - Aufriß:** Vertikalschnitt der maximalen Echos der Reflektivität in Nord/Süd-Richtung bis 12 km Höhe; Fenstergröße 400 km * 12 km; Pixel-Auflösung 2 km * 1 km
 - Seitenriß:** Vertikalschnitt der maximalen Echos der Reflektivität in West/Ost-Richtung bis 12 km Höhe; Fenstergröße 400 km * 12 km; Pixel-Auflösung 2 km * 1 km

○ 12 Schichten-CAPPI-Produkt (PZ)

Dreidimensionale Darstellung der Radarreflektivitätsverteilung in einer logarithmierten, sechsstufigen Farbskala (dBZ-Werte) entsprechend den oben angegebenen Intensitätsklassen für 12 Schichten von 1 km bis 12 km Höhe über Grund mit je einem Reflektivitätsbild pro Höhenschicht (Abb. 5).

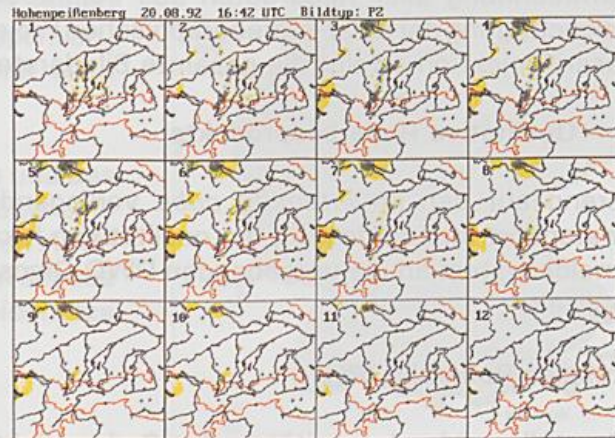


Abb. 5: 12-Schichten-CAPPI-Produkt (PZ)

- Festzielechos:** derzeit noch Lokalisierung mittels vorgegebener Cluttermaps und Ersetzen der clutterbehafteten Werte durch im Cube gespeicherte, nächsthöhere Nachbarmesswerte; zukünftig Clutterunterdrückung durch statistisches Clutterfilter und durch Dopplerfilter-Verfahren (z.Z. Testphase)
- Produktionsrate:** 15 Minuten
- Datenübertragung:** an Regionalzentralen, Flugwetterwarten, über Rechenzentrum Offenbach Weitervermittlung an AWGeophys
- Darstellungsart:** 12 Reflektivitätsbilder auf einem Bildschirm; Bildgröße 400 km * 400 km je Höhenschicht; Pixel-Auflösung 2 km * 2 km

○ Nationales Kompositbild (PN)

Darstellung der bodennahen Radarreflektivitätsverteilung in einer logarithmierten, sechsstufigen Farbskala (dBZ-Werte) entsprechend den oben angegebenen Intensitätsklassen durch Überlagerung der einzelnen lokalen Radarbilder (PL-Bilder) (Abb. 6).

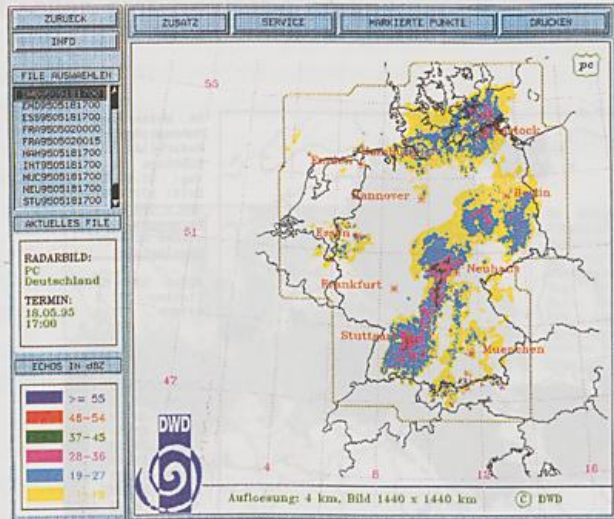


Abb. 6: Nat. Kompositbild (PN)

- Festzielechos:** vorgegeben durch die lokalen Radarbilder
- Produktionsrate:** 15 Minuten
- Datenübertragung:** stündlich vom Rechenzentrum Offenbach aus an Regionalzentralen, Flugwetterwarten, AWGeophys; z.T. alle 15 Minuten an ausländische Wetterdienste
- Darstellungsart:** Mitteleuropa mit Bildgröße 1.440 km * 1.440 km; Pixel-Auflösung 4 km * 4 km

○ Internationales Kompositbild (PI)

wie nationales Kompositbild (PM), jedoch zusätzlich unter Verwendung ausländischer Radarbilder (z.Z. aus Österreich, Schweiz, Frankreich, Belgien und Niederlande; Dänemark nur zur Testzwecken) (Abb. 7).

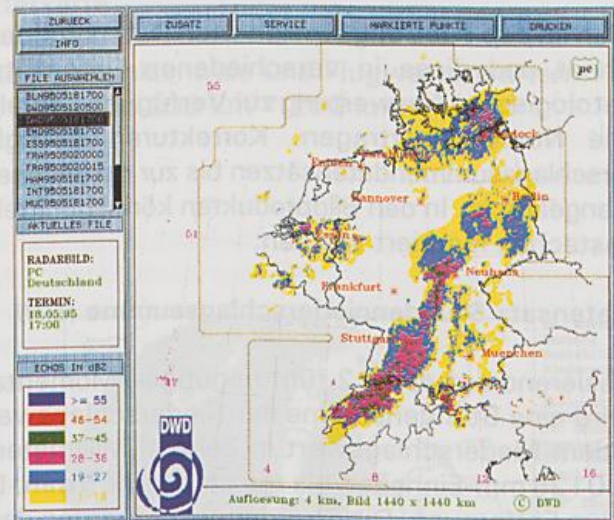


Abb. 7: Internat. Kompositbild (PI)

○ Echotop-Produkt (PE)

Darstellung der Höhen für die erfaßten höchsten Radarreflektivitäten oberhalb eines vorgegeben Reflektivitätsschwellwertes in einer 12-stufigen, farbigen Höhenskala von 1 km bis 12 km über Grund (Abb. 8).

- Produktionsrate:** 15 Minuten
- Datenübertragung:** an Regionalzentralen und Flugwetterwarten,
- Darstellungsart:** Regionalbild mit Bildgröße 400 km * 400 km; Pixel-Auflösung 2 km * 2 km

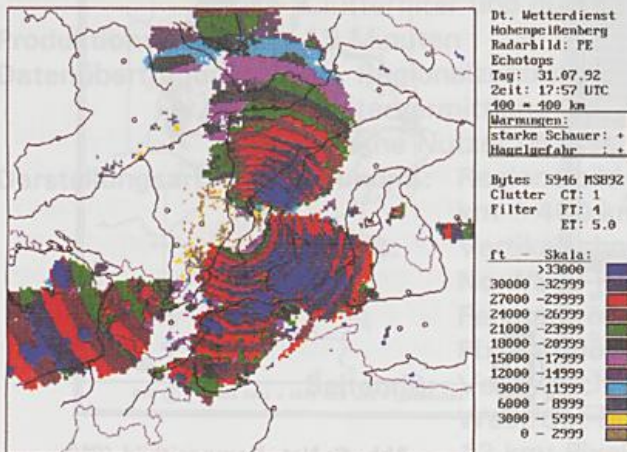


Abb. 8: Echotop-Produkt (PE)

- Produktionsrate:** 15 Minuten
- Datenübertragung:** an Regionalzentralen und Flugwetterwarten, an andere Nutzer als integrierte Warnpunkte in den Radarbildprodukten
- Darstellungsart:**
- 1) als Hinweis im *message*-Teil der Bildprodukte mit Koordinatenangabe
 - 2) farbige Warnpunkt-Darstellung als Bildprodukt *DW* im 400 km * 400 km Grundriß
 - 3) farbige Warnpunkt-Darstellung in verschiedenen lokalen Radarbildern

3.2 Quantitative Radarprodukte

Aus den im *pcp cube* abgespeicherten Daten werden mit Hilfe der Z/R-Beziehung Niederschlagsraten errechnet und diese in verschiedenen Datensätzen als Niederschlagssummen für die weitere (klimatologische) Auswertung zur Verfügung gestellt oder als daraus abgeleitete Bildprodukte on-line an die Nutzer übertragen. Korrekturen bezüglich möglicher Festzielechos werden in den Niederschlagssummendatensätzen bis zur operationellen Verwendung cluttergefilterter Ausgangsdaten nicht angebracht. In den Bildprodukten können mittels eigener Clutterkarten jedoch einzelne Bildpunkte als Festechos markiert werden.

○ Datensatz Stundenniederschlagssumme (DH)

Basierend auf den 12 fünf-minütigen Momentanwerten im Zeitraum von HH:30 bis HH + 1:25 wird eine Stundensumme der Niederschlagswerte ermittelt. Aufgrund der Verschlüsselung von jedem Niederschlagswert in Zehntel-Millimeter in einem 16-Bit-Wort erfolgt die Summation in 0.0125 mm-Einheiten bis maximal 409.5 mm. Die räumliche Auflösung beträgt 1° Azimuth und 1 km Entfernung. Die Stundenwerte werden derzeit auf DAT-Tapes für eine off-line-Bearbeitung gespeichert. Im Zuge der Umstrukturierung der Fernmeldeverbindungen im DWD ist die on-line-Übertragung zum Rechenzentrum nach Offenbach vorgesehen.

○ Datensatz Tagesniederschlagssumme (DD)

Durch Aufsummierung der Stundenniederschlagssummen, die radarrechnerintern als Zwischensummenprodukt *DS* für ein Bildprodukt vorgehalten werden, wird die Tagesniederschlagssumme erstellt. Aufgrund der Verschlüsselung in Schritten von 0.0125 mm sind gleichfalls 409.5 mm als Maximalwert speicherbar. Auch die Tageswerte werden derzeit auf DAT-Tapes

○ Meteorologisches Warnprodukt (DW)

Angabe von maximal

10 Schauerwarnungen (CI)

10 Hagelgefahr-Warnungen (HI)

10 Windscherungswarnungen (SI; nur bei Dopplerradar; z.Z. in der Testphase)

bei Überschreitung folgender Grenzwerte der Radarreflektivität innerhalb des Datencubes:

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 erkannter Überschreitung des CI-Kriteriums)

SI: 14 m/s pro Entfernungskilometer (nur Dopplerradar)

für eine off-line Bearbeitung gespeichert und sollen erst zukünftig on-line zum Rechenzentrum nach Offenbach übertragen werden.

○ **Nahbereichsbild (PX)**

Dieses Bildprodukt wird alle 5 Minuten aus den Momentanwerten vor Umrechnung in Niederschlagswerte generiert und gibt die Radarreflektivität, abgestuft in 6 farblich gekennzeichneten Intensitätsklassen (in dBZ) analog zum lokalen Radarbild (PL) an.

- Festzielechos:** markierbar durch Clutterkarte
- Produktionsrate:** 5 Minuten
- Datenübertragung:** nur an die benachbarte Regionalzentrale und Flugwetterwarten
- Darstellungsart:** Radar-Nahbereich mit Bildgröße 200 km * 200 km; Pixel-Auflösung 1 km * 1 km

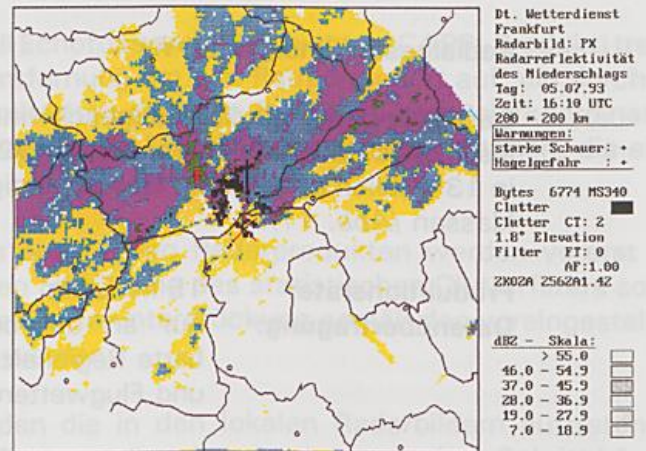


Abb. 9: Nahbereichsbild (PX)

○ **Einstündige Niederschlagsverteilung (PH)**

Darstellung der stündlichen Niederschlagssumme auf der Basis des DH-Datensatzes in 12 farblich nicht-linear abgestuften Klassen der Niederschlagshöhe in Millimeter.

- Festzielechos:** markierbar durch Clutterkarte
- Produktionsrate:** 60 Minuten
- Datenübertragung:** nur an die benachbarte Regionalzentrale und Flugwetterwarten
- Darstellungsart:** Radar-Nahbereich mit Bildgröße 200 km * 200 km; Pixel-Auflösung 1 km * 1 km

○ **Aufsummierte Niederschlagsverteilung (PY)**

Darstellung der seit 06:30 UTC aufsummierten stündlichen Niederschlagssummen (Basis: Zwischensumme DS) in 12 farblich nicht-linear abgestuften Klassen der Niederschlagshöhe in Millimeter (Abb. 10).

- Festzielechos:** markierbar durch Clutterkarte
- Produktionsrate:** 60 Minuten
- Datentransfer:** nur an die benachbarte Regionalzentrale und Flugwetterwarten
- Darstellungsart:** Radar-Nahbereich mit Bildgröße 200 * 200 km²; Pixel-Auflösung 1 * 1 km²

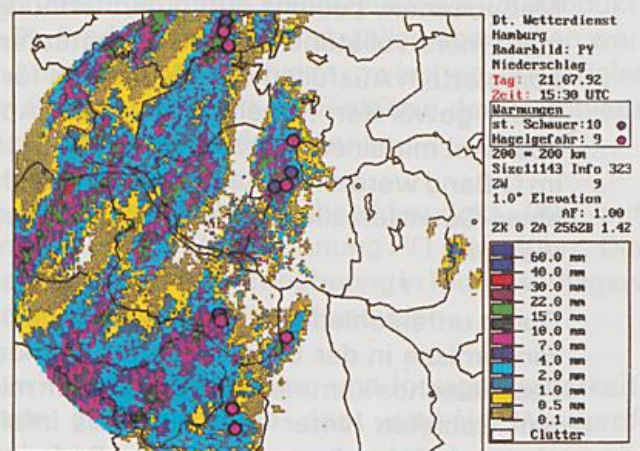


Abb. 10: Aufsummierte Niederschlagsverteilung (PY)

3.3 Dopplerradarprodukte

Zur Zeit wird nur ein Produkt mit den Radialwindgeschwindigkeiten an den Dopplerradar-Standorten erstellt.

○ Radialgeschwindigkeit (PR)

Darstellung der Radialwindgeschwindigkeit als lokales Radarbild im Bereich ± 32.5 m/s in 13 farblich abgestuften Geschwindigkeitsklassen (Abb. 11).

Produktionsrate: 15 Minuten
Datenübertragung: nur an die benachbarte Regionalzentrale und Flugwetterwarten

Darstellungsart: **Grundriß:** Radar-Nahbereich mit Bildgröße 200 km * 200 km; Pixel-Auflösung 1 km * 1 km
Aufrisse: Vertikalschnitte der Radialgeschwindigkeit entlang vorgegebenen Schnittlinien bis 12 km Höhe; Fenstergröße 200 km * 12 km; Pixel-Auflösung 1 km * 1 km

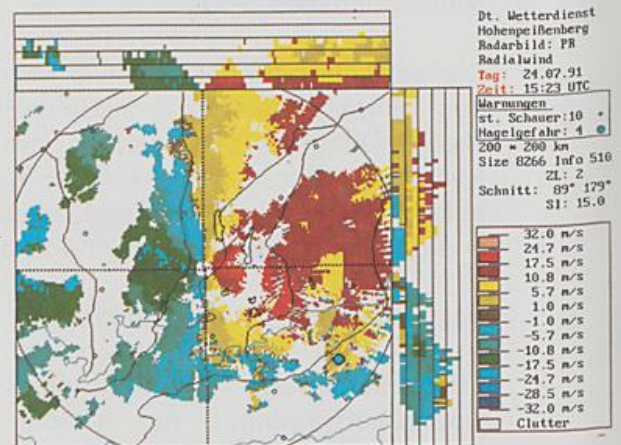


Abb. 11: Radialwindgeschwindigkeit (PR)

Die Integration weiterer Dopplerprodukte 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* gewonnen werden.

3.4 Fehlerquellen bei den Radarprodukten und Ansätze zur Abhilfe

Neben den allgemeinen Problemen der instrumentellen Eichung weisen die Radarmessungen eine Reihe von Fehlern auf, die teilweise durch das Meßsystem bedingt sind, teilweise aber auch spezifisch für den Radarverbund sind.

So ist die Zuverlässigkeit der Radardaten entfernungsabhängig, denn es treten im Nahbereich *Bright Band*-Effekte durch schmelzende Niederschlagspartikel auf und mit größeren Entfernungen wird das Meßvolumen, bedingt durch den Öffnungswinkel von 0.9° bis 1.1° , immer größer, so daß es oft nicht mehr vollständig mit Hydrometeoren ausgefüllt wird. Damit wird aber die Voraussetzung nach komplettem Ausfüllen des Meßstrahls für die Anwendung der Radargleichung nicht mehr erfüllt, die in der gewählten Näherung (Rayleigh-Approximation) ohnehin nur für kugelförmige Niederschlagspartikel mit einem Durchmesser von 0.1 bis 8.0 mm gilt. Aufgrund der vorgegebenen Wellenlänge im C-Band werden die Radarstrahlen durch Regen gedämpft, so daß die hinter einem Frontenzug oder einer Gewitterzelle befindlichen Niederschlagsgebiete nur noch in abgeschwächter Form erfaßt werden.

Durch unterschiedliche Ausbreitungsbedingungen in der Atmosphäre im allgemeinen und durch die Hindernisse in der Umgebung des Standortes im speziellen kann es wiederholt zu unerwünschten Festzielechos kommen. Bei Standorten mit nicht hundertprozentiger Hindernisfreiheit erhält man aus den Gebieten hinter dem Hindernis infolge der standortbedingten Abschattungseffekte nur sehr eingeschränkte bzw. verfälschte Radarinformationen (z.B. aus dem Bereich hinter dem Taunus bei dem Radar Frankfurt).

Im Nahbereich gibt es über dem Radar selbst einen zentralen Totbereich, der durch den maximalen Elevationswinkel von 37° hervorgerufen wird. Ziehen Niederschlagsgebiete direkt über das Radar hinweg, so werden sie im Umfeld um den Radarstandort abgeschwächt dargestellt. Die Genauigkeit der quantitativen Niederschlagsbestimmung ist durch den operationellen Gebrauch einer festen Z/R-Beziehung eingeschränkt, da durch diese statistische Beziehung die tatsächliche, wetterlagenabhängige Tropfengrößenverteilung nicht berücksichtigt wird.

Bei der Bildarstellung von PPI-Produkten (speziell Echotops und 12 Schichten-CAPPI-Produkt) treten wiederholt ringförmige Strukturen in größerer Entfernung um den Radarstandort auf, die durch die Übertragung der über die Schrägentfernung gemittelten digitalen Rohdaten aus Polarkoordinaten, bezogen auf die Kegelmantelfläche, auf ein Kartesisches Koordinatensystem entstehen, die einer konstanten Höhenfläche zugeordnet werden.

Zur Berücksichtigung der Festzielechos in den qualitativen Radarprodukten werden vorerst nur Clutterkarten verwendet. Nach der operationellen Einführung des statistischen Clutterfilters sowie des Dopplerfilters an den Doppleranlagen soll die Clutterunterdrückung gemäß den voreingestellten Schwellwerten im Radarrechner vorgenommen werden.

Bei der Erstellung der Kompositprodukte werden die in den lokalen Radarbildern auftretenden Streuechos und *Speichen* durch eine einfache Filterung eliminiert. In einem zweiten Schritt können vorhandene Festechos (z.B. orographische Hindernisse wie die Alpen) dynamisch unter Anwendung der Autokorrelationsfunktion unterdrückt werden.

Die aufgrund der festen Z/R-Beziehung und der Abschattungs- und Dämpfungseffekte verursachten Abweichungen der Radarniederschläge von den bodengestützten Niederschlagsmessungen sollen durch ein Aneichverfahren minimiert werden, indem Aneichfaktoren aus dem Verhältnis Radarniederschlag zu Bodenniederschlag entwickelt werden. In einem ersten Schritt soll eine Tabelle der sog. klimatologischen Aneichfaktoren, die anhand mehrjähriger Aneichungen der DH- und DD-Radardatensätze an die Bodenstationen im Umfeld um die Radarstandorte erstellt wird, in den Radarrechner integriert und somit klimatologisch angeeichte Radarniederschlagswerte abgegeben werden. Eine on-line-Aneichung des Radarniederschlags an ein fernmeldendes Bodenniederschlagsmeßnetz ist erst mittelfristig möglich.

3.5 Radarprodukte in der Entwicklung

Da bei den lokalen Radarbildern (*PL*), dem derzeitigen Standardprodukt an jedem Radarstandort, noch keine Clutterbehandlung über statistische Clutterfilter bzw. Dopplerfilter erfolgt, wird ein zweites Bildprodukt über die bodennahe Reflektivität bereitgestellt, bei dem jedoch die erwähnten Filter zur Clutterunterdrückung angewendet werden. Dieses cluttergefilterte, lokale Radarbild (*PK*-Produkt) soll in einer präoperationellen Testphase parallel zum *PL*-Produkt an die Dienststellen übertragen werden, so daß während dieses Testbetriebes den Nutzern die Unterschiede zwischen unkorrigierten, clutterbehafteten Radarbilddaten und gefilterten Radarbildern und die Einflüsse der verschiedenen vorgegebenen Clutterfilter-Schwellwerte vor Augen geführt werden können.

Für hydrologische Nutzer wird derzeit das vorhandene Nahbereichsbildprodukt (*PX*) auf 16 verschiedene Intensitätslevel erweitert und als neues Produkt (Bezeichnung *PF*) eingeführt. Die aus dem *pcp scan* alle 5 Minuten gewonnenen Daten sollen nach ihrer Umrechnung in Niederschlagswerte als eigener Datensatz (*DX*-Produkt) den Nutzern zur Verfügung gestellt werden.

Hinsichtlich der Auswertung der Dopplerdaten wird an der Erstellung und Interpretierbarkeit von Windscherungsprodukten und *VAD*-Datensätzen gearbeitet, die das vertikale Windprofil in Stationsnähe aufzeigen.

3.6 Darstellung der Radarbildprodukte

Allgemein werden die Radarbildprodukte im DWD an allen Dienststellen mit Vorhersagekomponente auf einem eigenen Radar-PC unter dem Betriebssystem *WINDOWS* mit einer DWD-intern entwickelten Radarbild-Darstellungssoftware (*RaBiD*) dargestellt, die neben dem Bildaufbau und Animationsmöglichkeiten auch den Datenempfang vom DWD-Fernmeldesystem (AFW) händelt. Für die einzelnen Radarbilder sind Hintergrundkarten entwickelt worden, die eine geographische Zuordnung der Niederschlagsfelder ermöglichen.

Zusätzlich werden die Radarbildprodukte zukünftig 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.

Eine Integration des Kompositbildes in die Satelliten-Workstations an den Regionalzentralen ist gleichfalls möglich.

4. Internationaler Radarbild austausch und -produkt herstellung

Um sowohl eine vollständige radarmeteorologische Überdeckung der Bundesrepublik im 100 km-Entfernungsbereich als auch eine grenzüberschreitende Information über sich nähernde Niederschlagsgebiete und ihre Entwicklungen bereits im Vorfeld der eigenen Vorhersagebereiche zu haben, werden in zunehmendem Maße auch Radarbilddaten bzw. Kompositbildprodukte aus den angrenzenden Staaten übernommen. Aufgrund bilateraler Abkommen werden routinemäßig Radarbilddaten mit *Österreich*, der *Schweiz*, *Frankreich*, *Belgien* und den *Niederlanden* und in naher Zukunft auch mit *Dänemark* ausgetauscht.

Gemäß internationaler Übereinkunft werden die Radarbilddaten für den internationalen Austausch im FM 94 BUFR-Format verschlüsselt und über das GTS-System zu den Fernmeldezentren der empfangenden Staaten verschickt. Die BUFR-Verschlüsselungssoftware wurde in Österreich für den operationellen rechnerunabhängigen Betrieb entwickelt und wird europäeinheitlich bei den Wetterdiensten eingesetzt.

Da sich die Radarbilder der verschiedenen Staaten teilweise unterscheiden, müssen die ausländischen Produkte anhand der mitgelieferten Informationen über die geographischen Koordinaten, die Projektion und die verwendeten Intensitätsklassen der Niederschlagsrate bei der Erstellung des internationalen Kompositbildes (*PI*) an den deutschen Standard angepaßt werden.

5. Nutzerkreis und Anwendungsbreite der Radarprodukte

Innerhalb des DWD liegt ein Schwerpunkt der Anwendungen der verschiedenen Produkte des Radarverbundes in der flächenhaften Wetterüberwachung im lokalen und regionalen Bereich im Rahmen des Wirtschaftswetterdienstes und des Flugwetterdienstes an den Regionalzentralen und Flugwetterwarten sowie für den Seewetterdienst. Durch das Erfassen von Niederschlagsstrukturen unterschiedlichster Intensität und der Verfolgung von Verlagerungen dieser Niederschlagsgebiete mittels der Bildanimation können Informationen für die Kurzfristvorhersage insbesondere zur Warnung vor Starkniederschlagsereignissen und Hagelgefahr sowie - bei Dopplerradarsystemen - vor dem Auftreten starker Turbulenz abgeleitet werden. Diese vor allem qualitativen Radarprodukte werden auch vom GeophysBDBw für die meteorologische Beratung insbesondere der fliegenden Verbände genutzt.

Luftfahrtgesellschaften und Flughafenbetreiber können die Radarinformationen über aktuelle Starkniederschlagsereignisse zur Flugvorbereitung und für Maßnahmen am Boden verwenden.

Straßenmeistereien und Räumdiensten stehen im Rahmen des Straßenwetterinformationsdienstes zusätzliche Niederschlagsdaten für die Einsatzplanung zur Verfügung.

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

Am *Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg* und an Universitätsinstituten werden sowohl die qualitativen Radardaten als auch abgeleiteten Niederschlagshöhen für Forschungszwecke verwendet. An Universitäten finden die Radarbilddaten auch Eingang in Lehrveranstaltungen.

Mit der Nutzung von Radarbildinformationen zur Medienversorgung wird ein weiterer Anwendungsbereich von Radarmessungen erschlossen. 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. Sie benötigen diese Daten zur Bemessung wasserwirtschaftliche Bauwerke (Kläranlagen, Dämme, Deiche, Stadtentwässerungssysteme) und als Input für Hochwasser- und Aflußsimulationsmodelle, mit denen u.a. die Steuerung von Abwässerkanälen und Talsperren erfolgen kann sowie für hydrologische Vorhersagen und zur Warnung der Bevölkerung.

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

6. Aussichten

Der Endausbau des Radarverbundes mit 16 Radarsystemen, von denen mindestens 11 dopplereffähig sein werden, ist für 1998 geplant. Ab dem Jahr 2000 stehen die ersten Ersatzbeschaffungen an, wobei dann die Anlagen generell mit einem Dopplerzusatz ausgerüstet sein werden. Im Rahmen der Ersatzbeschaffung muß bereits die Weiterentwicklung im Bereich der Polarisierungstechniken mitberücksichtigt werden und es ist zu prüfen, ob die Ersatzgeräte bereits als Polarisationsradarsysteme für den operationellen Einsatz beschafft werden können.

Parallel zur Einrichtung der Radarstandorte für den Radarverbund muß auch die dazugehörige Logistik und der Service aufgebaut und - soweit bereits heute vorhanden - optimiert werden. Damit wird eine hohe technische Betriebssicherheit der operationellen Radaranlagen und somit eine hohe Verfügbarkeit der radarmeteorologischen Informationen gewährleistet.

Die Datenübertragung soll in Zukunft komplett innerhalb des *DWDNet* angesiedelt sein und auch die zeitgerechte Übertragung einer großen Anzahl von Radarbildern bzw. Produkten ermöglichen, wobei die verbesserten Produkte hinsichtlich der Datenmenge das heutige Datenvolumen übertreffen werden.

Eine weitere Aufgabe für den Radarverbund für die nächste Zukunft besteht darin, die Datenabgabe in verbessertem Maße auch einem breiten Nutzerkreis außerhalb des meteorologischen Umfeldes zu öffnen, so daß die Radarbildinformationen zukünftig genauso zum Standard einer Wetterpräsentation in den Medien gehören wie derzeit das Satellitenbild.

Anwendung der Produkte des Radarverbundes des Deutschen Wetterdienstes für Diagnose und Nowcasting von Gewittern

Matthias Jaeneke

Deutscher Wetterdienst
Wetterdienstschule Langen

1. Einleitung

Die operationellen Möglichkeiten der Realtime-Erfassung und kürzestfristigen Prognose von Gewittern haben sich mit dem Einsatz moderner Remote-Sensing-Verfahren in den letzten Jahrzehnten deutlich verbessert. Solche Verfahren stehen am Ende einer prognostischen Kette, die im Mittel- und Kurzfristbereich mit numerischen Modellprognosen beginnt und im Nowcasting für die nächsten Stunden endet. Radar-Informationen sind wegen ihrer Möglichkeit, die bodennahen aktuellen Niederschläge sowie das Potential für Niederschläge und Gewitter in der Troposphäre auszuloten, ein sehr sensibles Hilfsmittel der Gewitterüberwachung. So ist das sommerliche Nowcasting im besonderen Maße von einem guten Radar-Monitoring abhängig. Dem versucht der digitale Radarverbund des DWD mit seinen operationellen Bildprodukten Rechnung zu tragen. Die Arbeit mit den Bildern des Radarverbundes fußt auf einer sorgfältigen Interpretation ihres Inhaltes und nutzt für das Nowcasting neben Gesetzmäßigkeiten der Verlagerung der Strukturen die konzeptionellen Modelle der Entwicklung von Gewittern und Gewittersystemen. Nachfolgend soll auf die operationell wichtigsten Aspekte eingegangen werden.

2. Unterstützung der Überwachung und Prognose von Gewittern durch die Produkte des Radarverbunds

Das Interesse bei der Gewitterüberwachung konzentriert sich im wesentlichen auf folgende Bild-Produkte des Radarverbunds:

- o PL-Bild mit der Darstellung der bodennächsten Radarreflektivität im Grundriß von 400 x 400 km sowie der maximalen Echo-Stärke bis 12 km Höhe als Süd/Nord-Projektion im Aufriß und West/Ost-Projektion im Seitenriß. Auflösung 2 x 2 km, Zeittakt 1/4 h
- o PE-Bild (Echo-Top) mit der Grundriß-Darstellung der Echo-Obergrenze bis maximal 12 km Höhe über Radarstandort. Auflösung, Zeittakt wie PL.
- o PX-Bild mit der Grundriß-Darstellung von 200 x 200 km der Radarreflektivität aus dem Precipitation-Scan. Auflösung 1 x 1 km, Zeittakt 5 Minuten
- o PR-Bild mit der radialen Windgeschwindigkeit (Doppler-Standorte) mit einer CAPPI-Darstellung (Constant Altitude Plan Position Indicator) in 2 oder 3 km Höhe und Seiten-Projektionen von vertikalen Ost/West- und Nord/Süd-Schnitten durch den Mittelpunkt. Auflösung 1 km, Zeittakt wie PL.
- o PC/PI-Bilder (Deutschland-Komposit/Mitteleuropa-Komposit) mit einer aus allen Radarstandorten (PL-Bilder), bzw. den Radarbildern der Nachbarländer kombinierten Grundriß-Darstellung der bodennahen Radarreflektivität. Auflösung 4 x 4 km, Zeittakt 1 h.

Während PL-, PE- und PX-Bilder an allen Radarstationen erstellt werden, werden PR-Bilder nur an den neuen Doppler-Radarstationen Emden, Hannover, Neuhaus und Rostock-Warnemünde produziert. Allen PL-, PX- und

PC/PI-Bildern gemeinsam ist eine 6-stufige Farbskala der dBZ-Werte. Sie beginnt im Sommer bei 7 dBZ und endet im 6. Level von ≥ 55 dBZ. Als Anhaltspunkt für ihre Interpretation kann folgende, auf der Z/R-Beziehung fußende Tabelle gelten:

dBZ	Farbe	mm/h
7(4/1)- 18.9	gelb	0.06 - 0.4
19 - 27.9	türkis (hell blau)	0.4 - 1.9
28 - 36.9	violett	1.9 - 8.1
37 - 45.9	grün	8.1 - 35.0
46 - 54.9	rot	35.0 - 150.0
≥ 55	blau	> 150

Demnach sind dBZ-Werte im Level 3 (violett) typisch für mäßigen Regen (Schauer), im Level 4 (grün) für mäßigen bis starken Regen (stärkere Schauer) und im Level 5 bzw. 6 (rot/blau) für sehr starken Regen bzw. starken Schauer. Aufgrund dieser Zuordnung sind bei sommerlichen Gewittern bodennah Werte bis zu den oberen 2 Levels zu erwarten. Dies entspricht auch den qualitativen synoptischen Erfahrungen beim Vergleich der Radarreflektivitätsverteilung der Bilder mit aktuellen Wettermeldungen. Neben der qualitativen Mustererkennung gewitterrelevanter Strukturen in den Radarbildern gibt es für die Interpretation auch quantitative Überwachungsmöglichkeiten. Dazu bieten sich z.B. Schwellenwerte der Radarreflektivität an, die bei ihrem Überschreiten auf starke Schauer oder möglichen Hagel hinweisen. Beim Radarverbund prüft der Radarrechner nach folgenden Grenzwerten :

- o **Starke Schauer :**
 6 km Höhe : ≥ 40 dBz (grün)
 8 km Höhe : ≥ 10 dBz (gelb)
- o **Hagel :**
 Zusätzlich zu den oberen Kriterien:
 Oberhalb 0°-Grenze : ≥ 47 dBz (teilweise 46 dBZ) (rot)
 Prüfung bis 2 km oberhalb der 0°-Grenze

Das Hagel-Kriterium setzt die Erfüllung des Starkschauer-Kriteriums voraus. Bei Erreichen der Grenzwerte werden im Grundriß der lokalen Radarbilder Warnpunkte gesetzt. Insgesamt können maximal jeweils 10 Punkte dargestellt werden. Mit Hilfe des "Headers" des Radarbildes, abrufbar aus dem alphanumerischen Teil des Radarbildes, lassen sich ihre genauen Intensitäten und Koordinaten ablesen (Bild 7).

3. Verwendung der Radar-Bilder bei der Gewitterüberwachung

PL-Bilder

Die wertvollsten Hinweise für die Gewitterüberwachung geben die PL-Bilder über ihre 3-D-Informationen. Mit der Zuordnung der Maximalprojektionen in Auf- und Seitenriß zu den bodennahen Radarechos im Grundriß können die relevanten konvektiven Entwicklungen quasi räumlich erfaßt und mit Hilfe konzeptioneller Gewittermodelle diagnostisch umgesetzt werden (Bilder 1, 3, 6 und 8). Dies ist bei isolierten Gewitterkernen unproblematisch. In der Regel ist aber auch bei komplizierteren Anordnungen von Gewitterzellen eine Klärung des Vertikalaufbaus bestimmter Zellen durch die Projektion entweder nach Osten oder Norden möglich. Nur bei kompakten Linien (Squall-Lines) wird eine detaillierte Unterscheidung der Zellen bei Projektion in Längsrichtung der Linie erschwert. Eine Hilfe bei der Zuordnung und Identifikation stellen in jedem Fall die im Grundriß eingeblendeten Warnpunkte dar, da sie in der Regel Zellen verkörpern. In der Praxis der Gewitterüberwachung müssen daneben gewisse Einschränkungen der Interpretation beachtet werden, die teils natürliche, teils systembedingte Gründe haben. Aufgrund der Elevationswinkelbeschränkung des Volume-Scans auf 37° existiert bis 16 km Entfernung ein konisch angelegter oberer Daten-Totraum, der eine Überwachung der Gewitter in diesem Bereich behindert. Weitere Einschränkungen ergeben sich aus der Spreizung des Radarstrahls, der

Erdkrümmung sowie der Niederschlagsdämpfung. Die Radarstrahlspreizung erzeugt am Rand des Bildes Blockstrukturen von 2-3 km Höhe und nivelliert mögliche engbegrenzte Maxima der Radarreflektivität. Infolge der Erdkrümmung können Gewitter in 200 km Entfernung in den untersten 2 - 3 km gar nicht erfaßt werden, sie sind nur in ihrem mittleren bis oberen Aufbau sichtbar. Bei radial hintereinanderliegenden kräftigen Gewittern macht sich für außen liegende Echos eine Niederschlagsdämpfung der dBZ-Werte bis zu mehreren Farbstufen bemerkbar (vgl. auch OHLBRÜCK 1975).

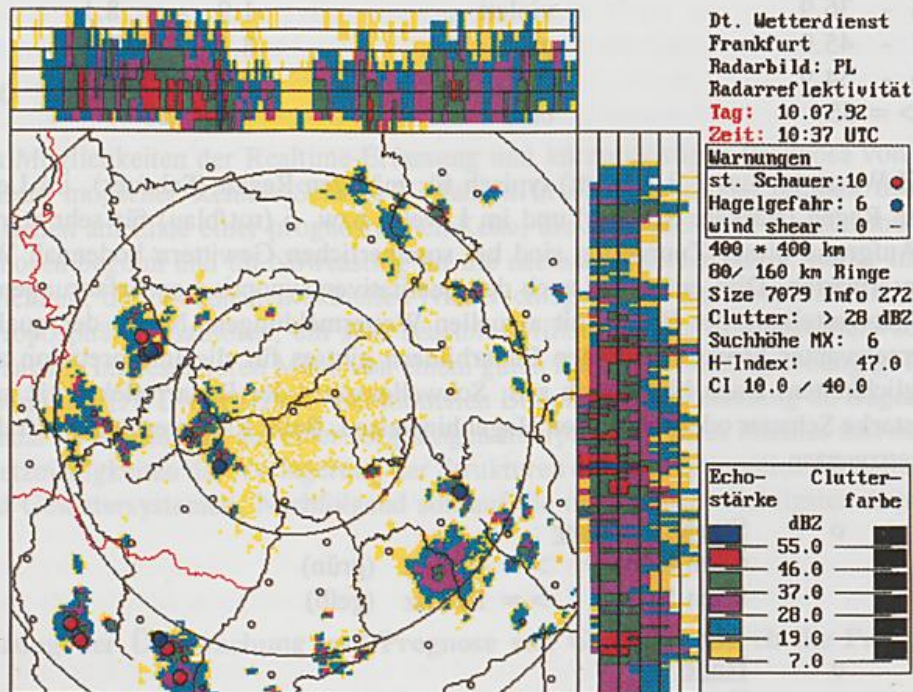


Bild 1 : PL-Bild Frankfurt/M. vom 10.07.1992 10.37 UTC mit Wärmegewittern. Erkennbar sind Einzelzellen und Multizellen in Grund-, Auf- und Seitenriß sowie in den Warnpunkten.

Ein Sonderproblem bei der Interpretation von Gewitterlagen im PL-Bild können kräftige Erdboden-Echos durch Superrefraktion (anomale Ausbreitung) der Radarstrahlen darstellen. Bei Temperatur-Inversionen oder deutlichen Feuchte-Rückgängen mit der Höhe in antizyklonal beeinflussten Bereichen vor Gewittern, bei Stabilisierung der Schichtung nach Gewittern oder über der See kann im Extremfall die Hauptkeule des Radarstrahls sogar auf die ebene Erdoberfläche treffen. Diese Oberflächen-Echos besitzen im Gegensatz zu den meteorologischen Echos in Grund-, Auf- und Seitenriß eine feinkörnige Struktur und sind im Grundriß bei verbreitet gleicher Temperatur- und Feuchte-Schichtung ringförmig angeordnet.

Warnpunkte

Die Erfahrung zeigt, daß entsprechend der Erwartung bei aktuellem Hagel meist Hagelwarnpunkte eingeblendet sind. Andererseits deuten Hagelwarnpunkte nicht zwangsläufig auf akuten Hagel. Die Hagelgefahr wächst mit der dBZ-Zahl der Warnpunkte. Ab 55 dBZ, noch stärker aber ab 60 dBZ, muß mit Hagel gerechnet werden. Aktueller Hagel ist darüberhinaus mit einem "blauen", hochreichenden Hot-Tower in den Seitenrissen bis zum Boden hinunter verbunden (Bilder 6 und 7).

Relativ eng ist die Koppelung zwischen Warnpunkten und aktuellen Gewittern. Gebiete mit Warnpunkten (Hagel oder Starkschauer) decken sich weitgehend mit Gewittermeldungen. Die Aussage gilt aber nicht umgekehrt: Infolge Dämpfung, Radarstrahlspreizung, Erkrümmung und Begrenzung der Gesamtwarnpunktzahl sind nicht alle Gewitter prinzipiell durch Warnpunkte belegt. Die Warnpunktanzahl ist aber trotz dieser Einschränkung ein Indikator für die Gewitteraktivität einer Region.

PE-Bilder

Die Echotop-Bilder PE ergänzen die Vertikalinformation der PL-Bilder in sehr guter Weise, indem sie einen anschaulichen Überblick über das Höhen- und obere Breitenwachstum der Gewitterzellen geben (Bilder 2, 4 und 9). Größe, Form und Höhe der Wolkentopbereiche lassen das Entwicklungsstadium der Gewitter oder Gewitterkomplexe erkennen. Hochreichende Gewitterzellen heben sich im PE-Bild meist klarer ab als im Grundriß des PL-Bildes. Da der Daten-Quader des Volume-Scan nur bis 12 km über Radarstandort hinaufreicht, sind Echo-Tops oberhalb dieser Höhe nicht mehr unterscheidbar. Große blaue Farbflächen (Höhenschicht 11 - 12 km) verraten Tops von mindestens 13 - 15 km. Bei Echo-Tops unterhalb 12 km Höhe sieht man die für die PE-Bilder typische Ringstruktur der Echo-Obergrenzen, die durch die Erfassung der Radarreflektivität auf Kegelflächen (Polarkoordinaten) entsteht. Im Nahbereich des Radarstandortes bildet sich wegen des Totraums der Radardaten bei hochliegender Obergrenze ein markanter, enger Echo-Top-Trichter aus.

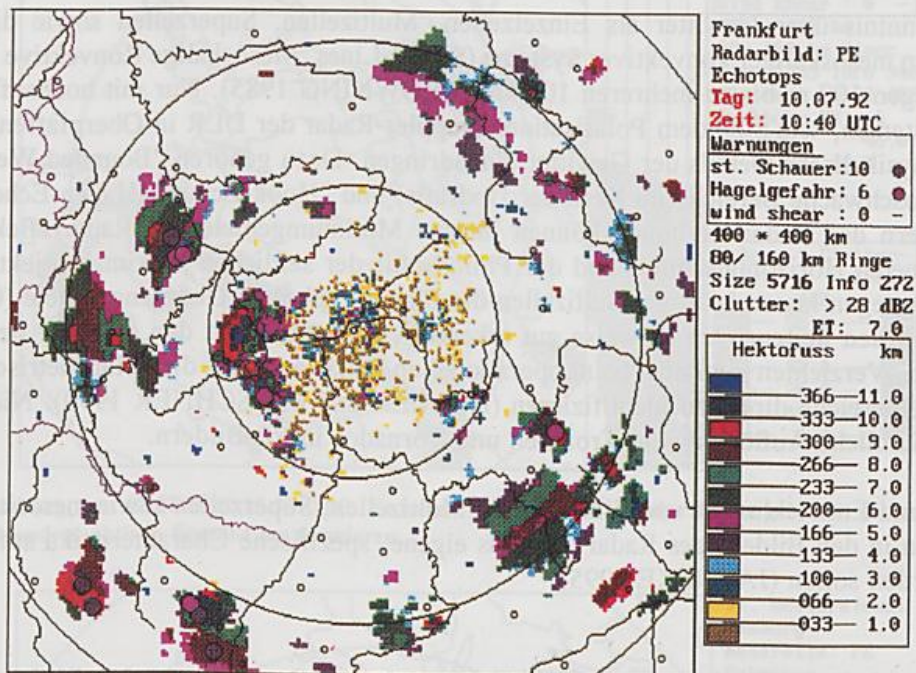


Bild 2 : PE-Bild (Echo-Top) Frankfurt/M. vom 10.07.1992 10.37 UTC mit Wärmegewittern (Vergl. Bild 1). Die Radar-Zellen reichen meist nur bis in die mittlere Troposphäre.

PX-Bilder

Aufgrund ihrer besonders guten zeitlichen (5 Minuten) und flächenmäßigen (1 km) Auflösung geben PX-Bilder einen relativ detaillierten Einblick in Strukturen und Entwicklungen des bodennahen Niederschlagsfeldes von Gewittern bis 120 km Entfernung, sieht man von Clutter-Störungen ab (Bild 10). Dafür bieten PX-Bilder scanbedingt keine eigenen Vertikal-Informationen. Die eingegebenen Warnpunkte stammen aus dem Daten-Material des vorhergehenden Volume-Scan und liegen nur am Ende des Volume-Scans (10 Minuten nach der vollen Viertelstunde) "richtig".

PR-Bilder

PR-Doppler-Bilder geben bei der Gewitter-Diagnostik eventuell relevante mesoskalige Windfeldstrukturen an. So können sich z.B. linienartige Windfeldkonvergenzen (Kaltfronten, Squall-Lines) im Niederschlagsfeld durch einen Vorzeichenwechsel des radialen Windes abzeichnen. Auch kann man bei stärkeren Gewittern die Ausbildung lokaler Gust-Lines erkennen. Das bedeutet insgesamt, daß lokalisierbare Hinweise auf die augenblickliche Lage einer Gewitter-Böenlinie vorliegen. Dabei ist aber zu beachten, daß es sich bei den PR-Bildern um CAPPI-Darstellungen in 800 - 700 hPa handelt. Im übrigen sollten PR-Bilder grundsätzlich nur in Kombination mit den PL-Bildern interpretiert werden.

PC/PI-Bilder

Die Kompositbilder verschaffen einen geographischen Gesamt-Überblick der Gewitterentwicklung (Bild 5). Häufig wird die synoptische Gesamtstruktur einer Gewitterlage erst durch die Betrachtung dieser Kompositbilder ersichtlich. PC/PI-Bilder haben außerdem eine Vorwarnfunktion für stromabwärts liegende Bereiche, wobei berücksichtigt werden muß, daß für die Komposits bei der Umrechnung der Radarreflektivität auf ihr gröberes Gitter und bei Überlappungen von PL-Bereichen die jeweils größten zugehörigen Ausgangs-Werte für ihre Pixel übernommen werden.

4. Strukturen der Gewitterentwicklung in den Bildern des Radarverbundes

4.1 Möglichkeiten und Grenzen der Mustererkennung in operationellen Radarbildern

Die heutige Kenntnis über Gewitter als Einzelzellen, Multizellen, Superzellen sowie die Strukturen und Verhaltensweisen mesoskaliger konvektiver Systeme (Squall-Lines, Mesoskalige Konvektive Komplexe) umfaßt Scales von wenigen 100 m bis zu mehreren 100 km (BROWNING 1985). Nur mit hochauflösenden, spezialisierten Radarsystemen, wie z.B. dem Polarisations-Doppler-Radar der DLR in Oberpfaffenhofen, ist es möglich, in mikrophysikalische Details der Gewitter einzudringen. Dazu gehören "Bounded Weak Echo Regions" (BWERS = echoschwache Bereiche im Kern der Updrafts) und "Hook-Echos" (Haken-Echos) in Superzellen. In den PL-Bildern des Radar-Verbunds können interne Minimumgebiete der Radarreflektivität wegen des fehlenden geeigneten Horizontalschnitts und der Philosophie der seitlichen Maximalprojektionen nicht dargestellt werden. Dagegen lassen kräftige Multizellen die für sie typischen Überhanggebiete (Overhang) der Radarreflektivität in den Seitenrissen teilweise gut erkennen, zusammen mit den darunter befindlichen "Weak-Echo"-Bereichen. Verzichten muß man beim operationellen Radar auch auf die polarimetrische Diagnostik, die es erlaubt, Hagelbereiche direkt zu identifizieren (HÖLLER und MEISCHNER 1990). Nicht zu erwarten ist außerdem die räumliche Auflösung von Tromben und Tornados in PR-Bildern.

Die Strukturen und Entwicklungen von Einzelzellen, Multizellen, Superzellen sowie mesoskaligen konvektiven Systemen weisen in den Bildern des Radarverbunds eigene, spezifische Charakteristika auf, die im folgenden beschrieben werden sollen (JAENEKE 1995).

4.2 Charakteristische Strukturen und Entwicklungen von Gewittern in den Bildern des Radarverbunds

Wärmegewitter als Einzelzellen

Synoptisch gesehen können normale Einzelzellen als begrenzte Wärmegewitter betrachtet werden. Sie entwickeln sich in den windschwachen warmen Randbereichen der Antizyklonen (Westflanke) meist am Ende einer Hochdrucklage. Die Auslösung der Gewitter geht in der Regel vom Mittelgebirgsraum oder Alpenrand aus. Dort sind die Bedingungen thermisch und dynamisch am günstigsten. Die einzelnen Gewitterzellen zeichnen sich im Grundriß durch ein stärkergradientiges, engräumiges, in der Regel mit einem Starkschauer- oder Hagelwarnpunkt verbundenes Reflektivitätsmaximum aus. Im Auf- und Seitenriß erscheinen diese Zellen mit einer Breite von 5 - 10 km und einer Kern-Radarreflektivität von grün bis rot, wobei der rote Bereich in der Regel nicht wesentlich über die mittlere Troposphäre hinausreicht und die Echo-Tops meist unter 12 km bleiben (Bilder 1 und 2). Kurzfristig kann eventuell das bekannte anfängliche Maximum der Radarreflektivität knapp oberhalb der 0°C-Grenze erscheinen, bevor sich die Radar-Reflektivität mit dem Niederschlag bis in den unteren Bereich ausdehnt (CHISHOLM und RENICK 1972). Meist schon nach einer Stunde ist die Zelle weitgehend abgestorben, die Radar-Echos haben sich ausgebreitet und weisen keine stärkeren horizontalen Gradienten mehr auf. Die Verlagerung der Zellen gehorcht erwartungsgemäß der Höhenströmung von 700 - 500 hPa. Abweichungen kommen teilweise durch orographische Einflüsse zustande, indem die Zellen dazu neigen, dem Mittelgebirgsbereich oder Alpenrand zu folgen.

Multizellen, Squall-Lines und frontale Gewitter

Mit Annäherung von Konvergenzlinien, Kaltfronten und Höhenträgen verändert sich meist die Struktur der Gewitter, Ausdruck der stärkeren Labilität der Schichtung und dynamischen Antriebe (Hebung). Es zeigen sich jetzt größer organisierte Formen der Konvektion. Teilweise setzt die konvektive Entwicklung im Radarbild schon in den Mittags- oder sogar Vormittagsstunden ein.

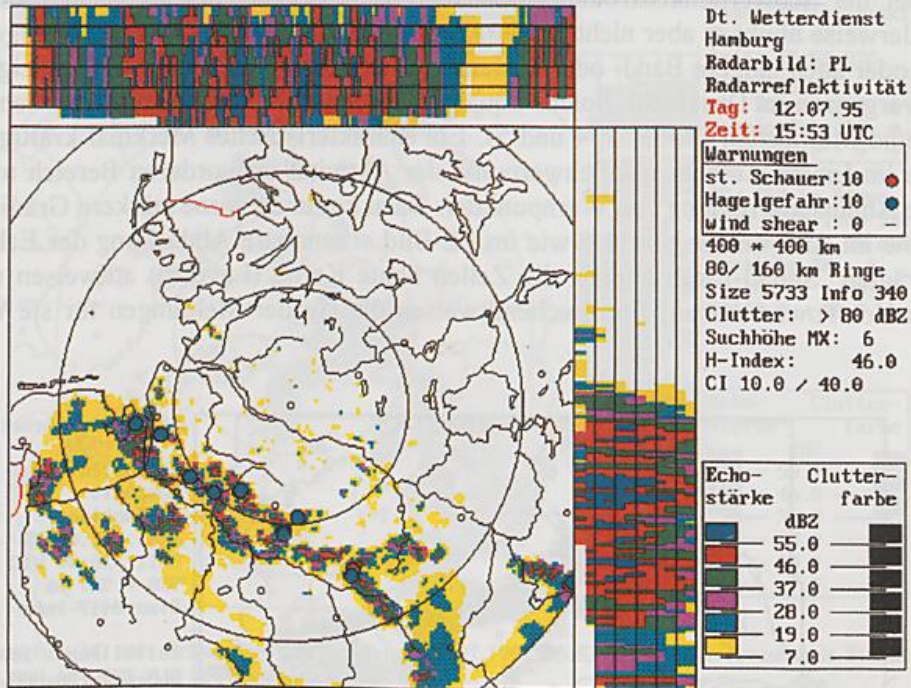


Bild 3 : PL-Bild Hamburg vom 12.07.1995 15.53 UTC. Es haben sich mehrere kräftige Zellen gebildet, die sich gerade zu einer im vorderen Bereich besonders aktiven Squall-Line formieren.

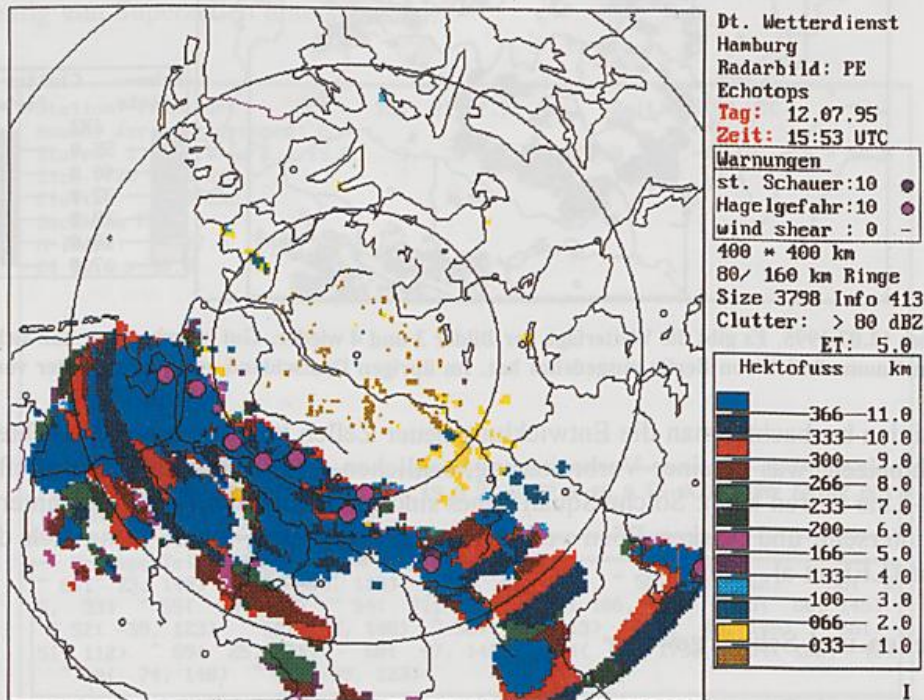


Bild 4 : PE-Bild (Echo-Top) Hamburg vom 12.07.1995 15.53 UTC, passend zu Bild 3. Die kräftigen Zellen reichen bis zur maximal darstellbaren Höhe von 12 km und breiten sich in der neuen Squall-Line stark aus.

Die stärkere Gewitterneigung dokumentiert sich in einem rascheren Höhenwachstum der Zellen. Meist schon eine halbe Stunde nach ihrem ersten Erscheinen wachsen sie bis in die obere Troposphäre hinein, verbunden mit dem Intensitäts-Level 5 (rot) oder sogar 6 (blau) und Starkschauer- und Hagelwarnpunkten im Grundriß (Bild 3). In ihrer Umgebung kommt es entsprechend dem Modell der Multizellen häufig zur Zellneubildung, so daß Cluster von 20 - 50 km entstehen. Der Übergang zur breiteren Multizellenstruktur wird auch in den PE-Bildern sichtbar. Es erscheinen dort blaue zelluläre Bereiche, die auf Gipfelhöhen von über 12 km hinweisen (Bild 4). Bei der Verlagerung der Multizellen beobachtet man in der Regel das vom Modell geforderte Ausscheren gegenüber der Schwerpunktsströmung mit einer mehr nach rechts als nach links orientierten Ausrichtung. Normalerweise bleibt es aber nicht bei der bloßen Cluster-Form. Mehr oder weniger bald kristallisieren sich kürzere oder auch längere Band- oder Linienstrukturen heraus. Längere Linien zeigen meist eine gute Bindung an Konvergenzen im Druckfeld. Solche Squall-Lines entstehen im Radarbild aus dem Zusammenwachsen von Einzel- und Multizellen (Bilder 3, 4 und 5). Ein charakteristisches Merkmal kräftiger Squall-Lines ist ihre Asymmetrie im Linien-Aufbau, mit Schwerpunkt der Aktivität im vorderen Bereich und gekennzeichnet durch die dortige Aneinanderreihung von Warnpunkten. Dazu kommen vorne stärkere Gradienten der Radarreflektivität und eine im Auf- und Seitenriß sowie im PE-Bild erkennbare Abdachung der Echotops nach hinten hin. Bei ausgeprägten Squall-Lines können die Zellen blaue Kerne (Level 6) aufweisen und die Form von hochaufragenden Hot-Towers haben. Entsprechend weisen die Header-Meldungen für sie Werte von über 55 dBZ auf.

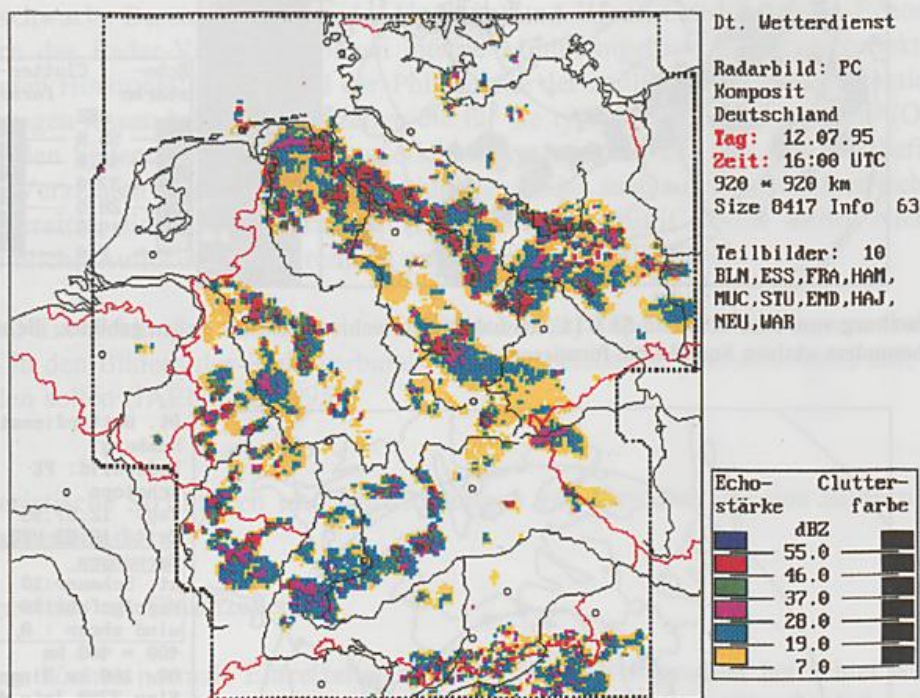


Bild 5 : PC-Bild vom 12.07.1995. Es gibt die Wetterlage der Bilder 3 und 4 wieder. Gut zu erkennen, daß sich die neue Squall-Line bis weit weit in den Raum südlich von Berlin ausgedehnt hat. Im übrigen Deutschland verbreitet Cluster von Gewittern.

Auch bei den Linien beobachtet man die Entwicklung neuer Zellen im vorderen oder rechten Vorfeld, die mit der Linie verschmelzen, was zu einer Verbreiterung, seitlichen Ausweitung und sprunghaften Vorwärtsbewegung der Squall-Line führen kann. Solche Squall-Lines sind mit deutlichen Temperaturunterschieden zwischen Vorder- und Hinterseite und starken Böen verbunden. Dies gilt noch mehr, wenn sich die Linie in "Bow-Echos" verformt (LEE et al. 1992).

Superzellen und Schwergewitter

Schwergewitterlagen mit Superzellen weisen in der Regel eine Phase explosiven Wachstums auf. Von einer Viertelstunde zur nächsten kann sich die Situation dramatisch entwickeln und vom ersten Auftreten eines Echos bis zur vollen Entfaltung einer Superzelle weniger als 1 h vergehen. Teilweise bilden sich die Superzellen nicht isoliert, sondern am rechten Rand einer bereits bestehenden Squall-Line kräftiger Multizellen. In den Auf- und

Seitenrissen entstehen spontan Hot-Towers bis zum Level 6 (blau) und der darstellbaren Obergrenze von 12 km. Besonders bei der Entwicklung dieser extremen Zellen sind zu Beginn kräftige Maxima der Radarreflektivität im oberen Troposphärenbereich beobachtbar, bevor sie sich zu einer 10 - 15 km breiten blauen Säule nach unten ausdehnen (Bilder 6 und 8).

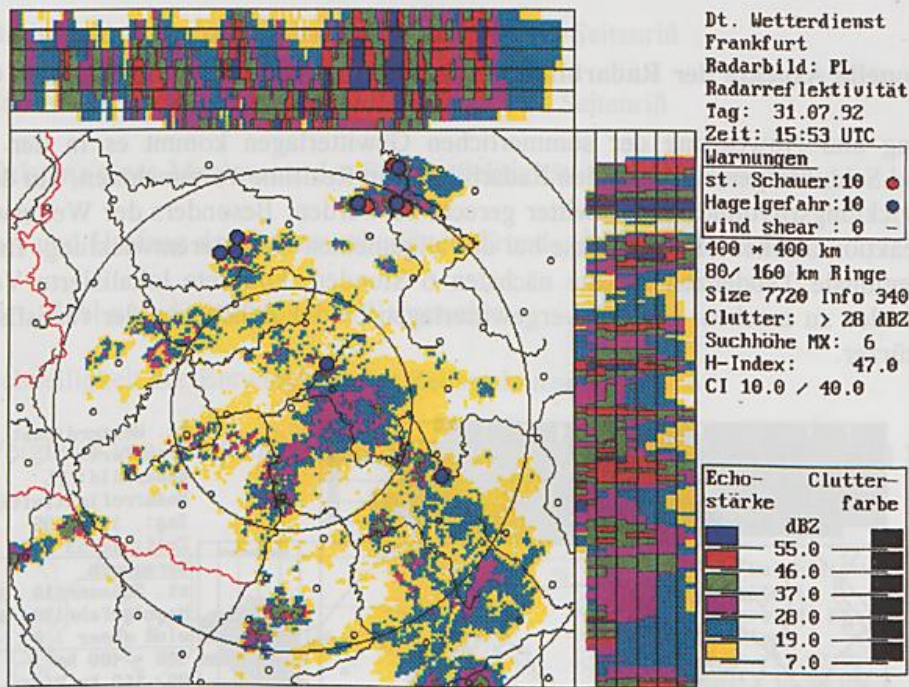


Bild 6 : PL-Bild Frankfurt/M. mit Schwergewitterlage vom 31.07.1992 15.53 UTC über Kassel mit Starkniederschlag (18 UTC Meldung 77 mm) und Hagel. Markant der blaue Hot-Tower.

Entsprechend sind die Zellen bzw. Zellverbände durch eine Anhäufung von Hagelpunkten gekennzeichnet. Der rote Intensitätsbereich ist meist deutlich breiter als in Multizellen. Allerdings lassen sich nicht immer kräftige Multizellen eindeutig von Superzellen unterscheiden.

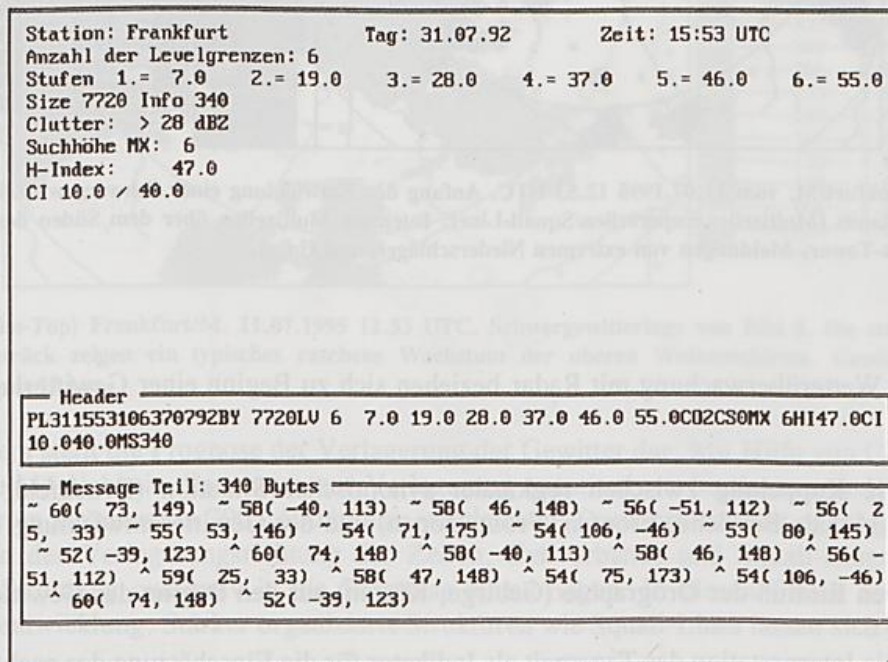


Bild 7 : Header-Meldung zum PL-Bild Frankfurt/M. der Schwergewitterlage vom 31.07.1992 15.53 UTC Kassel (Multizelle/Superzelle). Dort (Bild-Koordinaten 74 km, 148 km) Maximalintensität Hagelwarnpunkt von 60 dBZ.

Wie die Warnmeldungen zeigen, sind dabei Radarreflektivitäten von mindestens 60 dBZ nicht selten (Bild 7). Die Reflexionskerne erscheinen im PE-Bild durchweg großflächig blau. Das Wachstum der Fläche demonstriert die starke horizontale Divergenz der oberen Wolkenbereiche und somit die Stärke des Updrafts (Bild 9). Bemerkenswert ist im Laufe der Zeit die teilweise zu erkennende Asymmetrie zwischen konvektiver Hauptaktivität (Warnpunkte) und dem Wolkenschirm.

5. Operationelle Aspekte der Radarbildüberwachung bei regionalen und lokalen Gewitterlagen

Bei Überwachung und Nowcasting der sommerlichen Gewitterlagen kommt es in der Praxis darauf an, Interpretation und Schlußfolgerungen aus den Radarbildern in Realtime vorzunehmen, um dem raschen, häufig komplexen Entwicklungsrhythmus der Gewitter gerecht zu werden. Besonders der Wetterwarndienst lebt von der schnellen Reaktion auf neue Erkenntnisse bei der allgemeinen Gewitterentwicklung. In der Regel wird es möglich sein, regionale Tendenzen für die nächsten 6 Stunden, konkrete lokalisierte Vorhersagen für die nächsten 1-3 Stunden zu machen. Bei Schwergewitterlagen ist die Zeitspanne der realistischen Einschätzung eventuell noch kürzer.

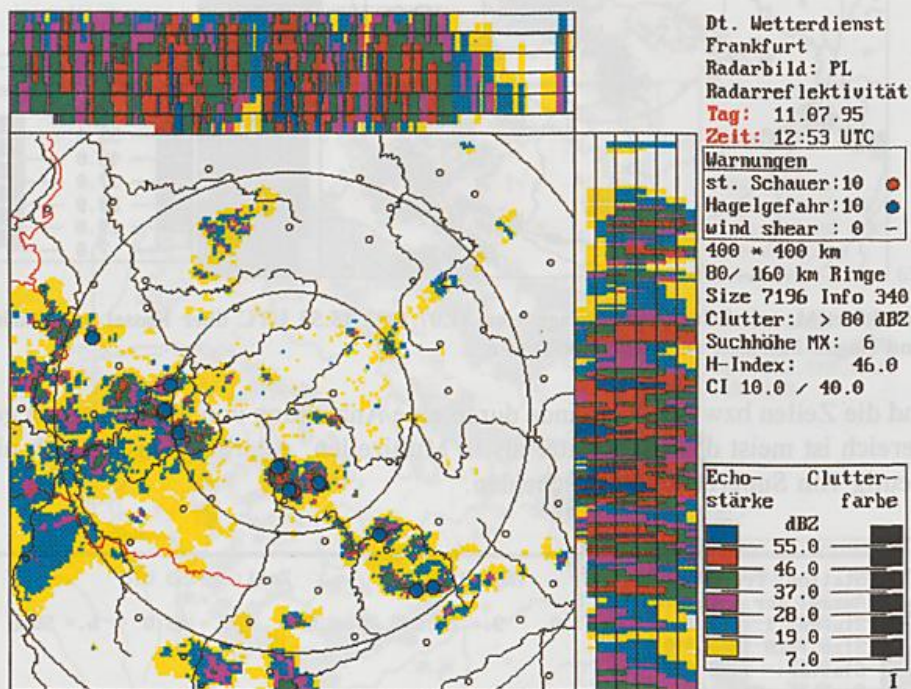


Bild 8 : PL-Bild Frankfurt/M. vom 11.07.1995 12.53 UTC. Anfang der Entwicklung einer Schwergewitterlage für den Südwesten und Westen Deutschlands (Multizellen/Superzellen/Squall-Line). Intensive Multizellen über dem Süden des Odenwaldes und dem Hunsrück. Blaue Hot-Tower. Meldungen von extremen Niederschlägen und Hagel.

Die Kriterien der Wetterüberwachung mit Radar beziehen sich zu Beginn einer Gewitterlage meist auf

- o Die Koppelung zwischen regionaler synoptischer Situation (Druckfeld, Konvergenzlinien, zyklonale Bereiche, Fronten, Frontalzonen) und der Gewitterentwicklung
- o Den Einfluß der Orographie (Gebirge, Küsten) auf den Beginn der Gewitterentwicklung
- o Die Interpretation der Tageszeit als Indikator für die Einschätzung der nachfolgenden Gewitterentwicklung. Umso frühzeitiger erste Entwicklungen beobachtet werden, desto wahrscheinlicher ist normalerweise ein stärkeres Gewitterwachstum.

In der Konkretisierungsphase der Gewitter im Radarbild kann man sich von folgenden allgemeinen Struktur- und Entwicklungs-Merkmalen leiten lassen :

- o Durchmesser der Zellen im Grundriß und der horizontale Gradient der Radarreflektivität
- o Breite und Kompaktheit der Zellen in Auf- und Seitenriß
- o Stärke der Kern-Radarreflektivität in Auf- und Seitenriß
- o Existenz eines Maximums der Radarreflektivität im Vertikalprofil
- o Art und Umfang des Zellenverbunds in Grund-, Auf- und Seitenriß
- o Art, Zahl und Anordnung der Warnpunkte
- o Schnelligkeit der Entwicklung der Zellstrukturen
- o Vergleich von Ausdehnung und Anordnung der Zellstrukturen im PL- und PE-Bild

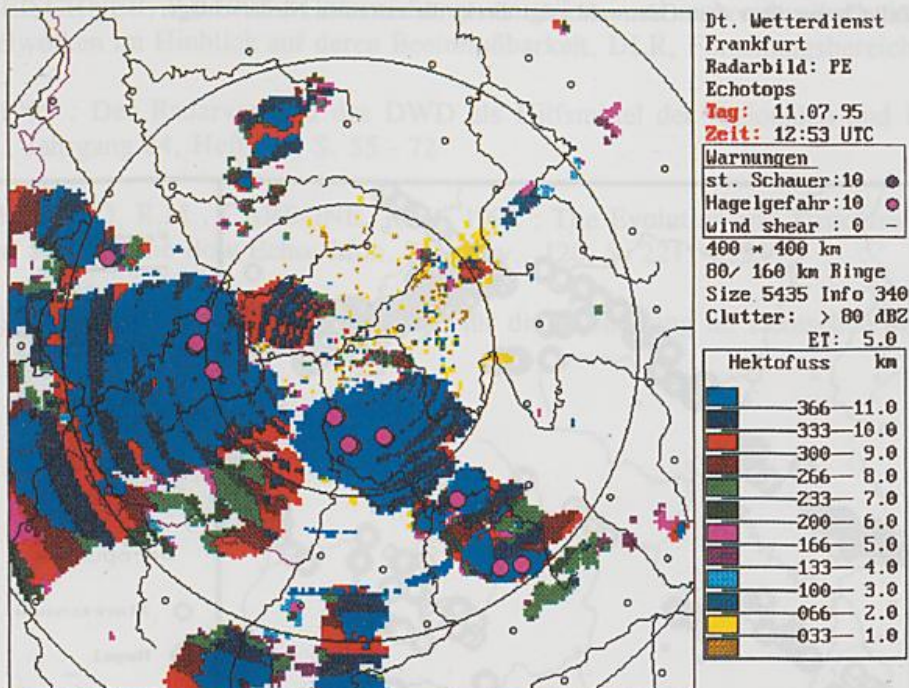


Bild 9 : PE-Bild (Echo-Top) Frankfurt/M. 11.07.1995 12.53 UTC. Schwergewitterlage von Bild 8. Die starken Zellen über dem Odenwald und Hunsrück zeigen ein typisches raschens Wachstum der oberen Wolkenshirms. Gewitter-Top oberhalb der angebbaren Grenze von 12 km.

Ein eigenes Problem stellt die Prognose der Verlagerung der Gewitter dar. Mit Hilfe von Cursor und Bildkoordinaten besteht die Möglichkeit, die momentane Verlagerung quantitativ zu bestimmen und sie mit der aktuellen oder prognostizierten Strömung in 700 - 500 hPa zu vergleichen. Darüberhinaus ist es möglich, die geschilderten Abweichungen der Verlagerungsrichtung der Zellen, Zellverbände und Squall-Lines von der mittleren troposphärischen Strömung qualitativ in die Prognose einzubringen. In diesen Fällen bedeutet Verlagerung Anbau durch Neuentwicklung. Stärker organisierte Strukturen wie Squall-Lines lassen sich dabei am sichersten beurteilen.

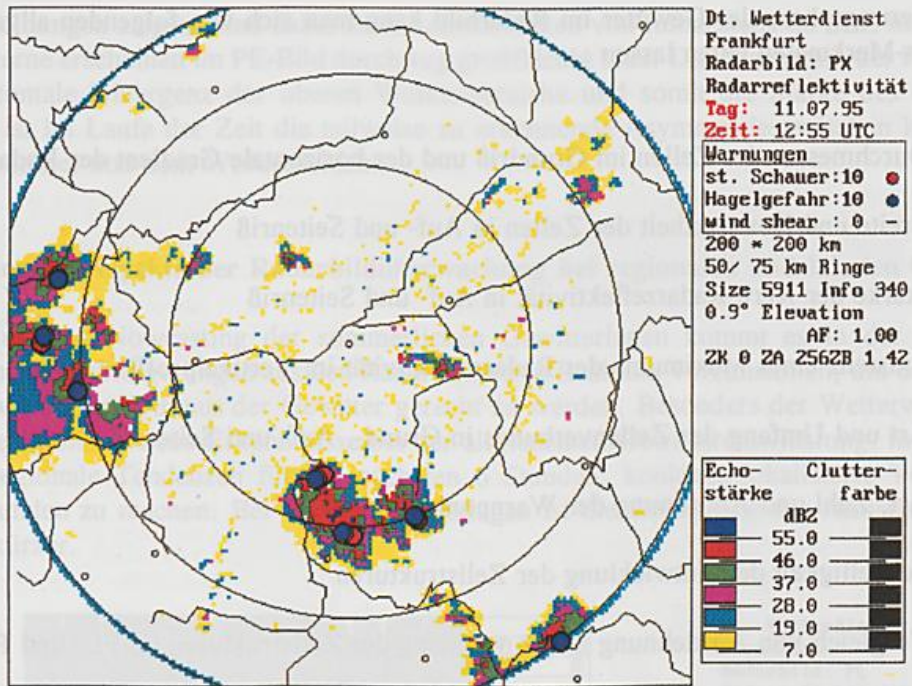


Bild 10 : PX-Bild Frankfurt/M. vom 11.07.1995 12.55 UTC. Es handelt sich um die gleiche Schwergewitterlage wie in den Bildern 8 und 9. Der starke Zell-Cluster über dem Odenwald zeigt direkt die extremen Niederschläge.

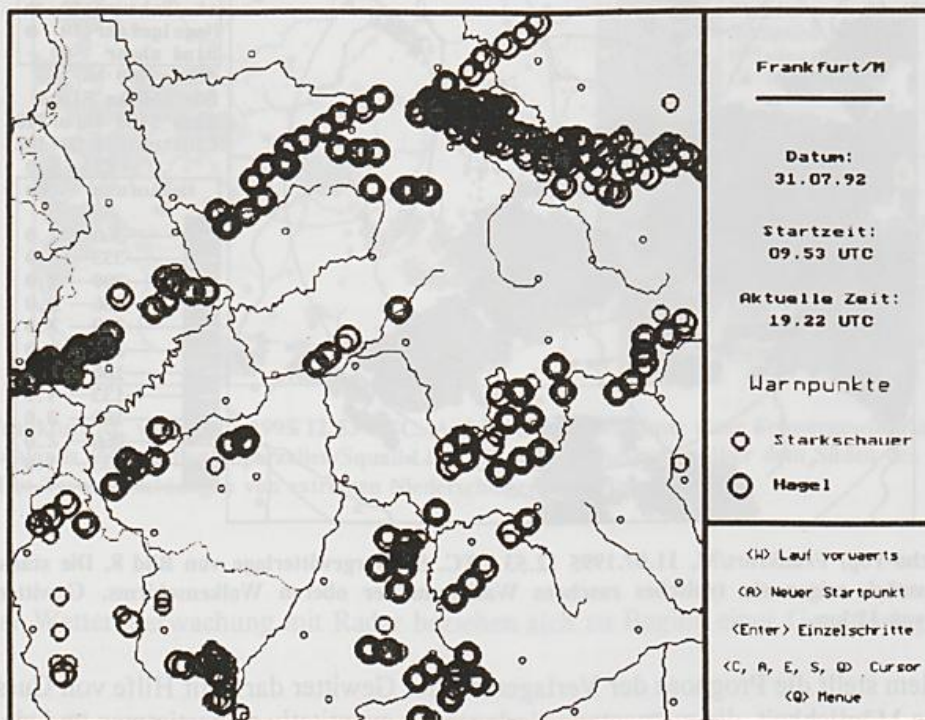


Bild 11 : Darstellung der Spurlinien der Warnpunkte vom 31.07.1992 zwischen 09.53 UTC und 19.22 UTC im Radarbereich Frankfurt/M. Gut zu erkennen die Gewitterstraßen und der ausgeprägte Splitting-Point bei Kassel (vgl. auch Bild 6).

Die Kristallisation der Gewitteraktivität in den Warnpunkten des Radarverbunds macht es möglich, besondere Radar-Erscheinungen wie das in der Literatur beschriebene Zell-Splitting (BURGESS 1974) auch operationell

zu verfolgen. Während dabei der rechte Zellverband unter Verstärkung relativ langsam nach rechts abwandert ("Severe right Moving"), ziehen die linken Zellen meist schneller und abgeschwächt in Strömungsrichtung ab (Bild 11). Dabei entsteht ein Fächer der Zellspuren.

Der Einfluß der Orographie auf die Gewitterentwicklung zeigt sich bei allen Organisationsformen der Gewitter. In jeder Region gibt es Bereiche, wo Gewitter bevorzugt entstehen, es existieren charakteristische orographiebedingte Gewitterstraßen und Häufungspunkte der Gewitteraktivität. Die Warnpunkte können auch hierbei als Indikatoren gelten.

Literatur

BROWNING, K., 1985 : Morphology and Classification of Middle Latitude Thunderstorms. Thunderstorm Morphology and Dynamics , E. Kessler, S. 133-152

BURGESS, D.W., 1974 : Study of a Right-moving Thunderstorm Utilizing New Single Doppler Radar Evidence. M.S. Thesis, Dept. Meteor., University of Oklahoma, 77 S.

CHISHOLM, A. J., RENICK, J.H., 1972 : The Kinematics of Multicell and Supercell Alberta Hailstorms. Alberta Hail Studies. Research Council of Alberta Hail Studies, Report,72,2, S. 24-31

HÖLLER, H., MEISCHNER, P., 1990 : Untersuchung von mikro- und makrophysikalischen Strukturen und Prozessen in Hagelwolken im Hinblick auf deren Beeinflußbarkeit. DLR, Forschungsbereich, 54 S.

JAENEKE, M., 1995 : Der Radarverbund des DWD als Hilfsmittel der regionalen und lokalen Gewitterprognose. promet , Jahrgang 24, Heft 1/3, S. 55 - 72

LEE, W.C., WAKIMOTO, R.M., CARBONE, R.E., 1992 : The Evolution and Structure of a "Bow-Echo-Mircoburst" Event. Part II: The Bow Echo. Mon. We. Rev., 120, S. 2211-2225

OHLBRÜCK, G., 1975 : Das Wetterradar. Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst Nr. 7 DWD Offenbach

DEVELOPMENTS IN NOWCASTING

by

C G Collier

Telford Research Institute, Department of Civil Engineering,
University of Salford, Salford, M5 4WT, United Kingdom

ABSTRACT

Nowcasting may be described as an accurate representation of the weather now, and forecasts for a few hours ahead based upon that representation. The benefits to a wide range of users of such analyses and forecasts has only become apparent over the last ten years or so with the operational availability in real-time of digital radar and satellite data.

In the main, work has concentrated on using remote sensing to enhance the meteorological database, coupled to forecasting techniques based upon linear extrapolation of recently observed trends. However, most significant weather has a high degree of non-linearity, and the production of forecasts with errors acceptable to users may only be achieved using a range of non-linear approaches. Recently these approaches have tended to fall into two categories namely, those using simple pattern recognition algorithms alone, or to select and modify appropriate output from mesoscale numerical models, and those employing artificial intelligence techniques, sometimes utilising a wide range of meteorological data and conceptual models.

The current status of nowcasting is reviewed with particular reference to the role that radar systems have in operational nowcasting procedures. Prospects for improvements is discussed.

1. Extrapolation forecasting: nowcasting

1.1 Characteristics of precipitation and cloud, and the basis of nowcasting

Observations for nowcasting must have high resolution, be delivered quickly and be updated frequently. Nowcasting therefore depends heavily upon remotely sensed observations, which may be either wide-area or localised. Weather radars and satellite images are able to map rainfall and cloud fields in detail over hundreds of kilometres.

The distribution of precipitation and cloud in both space and time is extremely variable. In thunderstorms, rainfall rates may vary by tens of millimetres per hour from minute to minute and over distances of a few hundred metres (for example Bader *et al.* 1983). Cloud height too varies enormously over short distances in convective systems. Even in frontal rainfall, which is often assumed to be widespread and uniform, there are considerable variations (for example Houze 1981). No economic network of manual observations, or even automatic weather stations, can hope to observe, in real time, precipitation distributions and their variations sufficiently reliably for operational weather forecasting. Clearly this is true over

sea areas, but even over land large areas of rainfall often occur between conventional observations.

The use of data from a radar network is the only way of observing the detailed structure and behaviour of precipitation fields. Cloud imagery certainly allows rain-no rain areas to be defined with some reliability and for convective rainfall provides estimates of rainfall amount. However, as yet no one technique or combination of techniques provides precipitation measurements of acceptable accuracy under all weather conditions. Indeed, ground-based radar data are an important element in several satellite-based rainfall estimation procedures.

Short-range forecasts of precipitation are based upon the timely acquisition of radar data and the extrapolation of those data for a few hours ahead. The quality of the forecasts depends upon the time ahead for which linear extrapolation is valid. This varies for different weather systems. For convective systems it is clear that linear extrapolation beyond 1 or 2 h is unlikely to provide good forecasts on its own. However, it should be noted that larger-scale systems often trigger small systems which produce severe weather. Therefore linear extrapolation for several hours ahead of larger systems may be an extremely important part of a procedure for forecasting the severe weather associated with smaller systems.

Where linear extrapolation ceases to produce a good forecast, a non-linear forecasting procedure must be applied. However, the application of a non-linear model can produce a worse result than linear techniques as shown in Fig 1 (a). The best approach is to use a mesoscale numerical model to provide forecasts beyond the region where linear extrapolation is applicable as shown in Fig 1 (b).

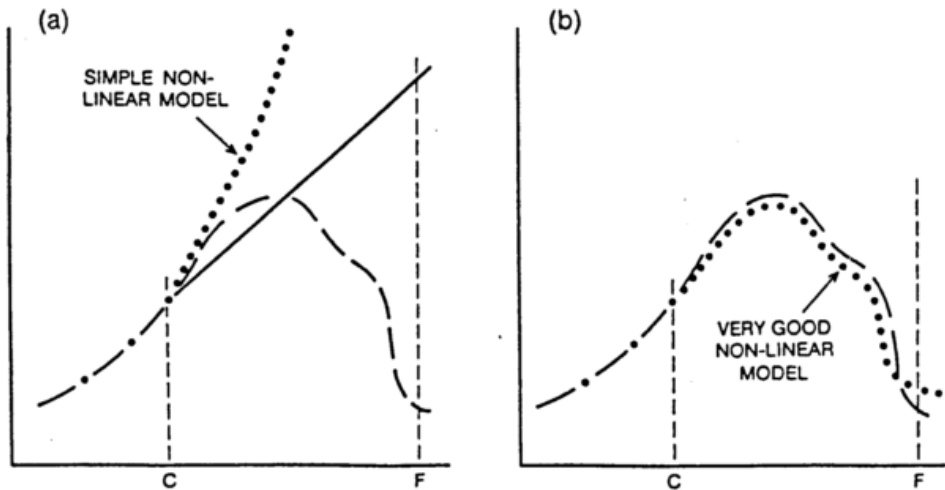
1.2 Characterisation of radar echoes and cloud: feature extraction

Several methods of describing radar echoes and cloud have been proposed, mainly with the purpose of the eventual use of the objective description within statistical analyses or forecasting procedures. To a lesser extent these descriptions have also been used to provide a basis for condensing the volume of data sent from radars to users by data transmission systems. More recently attempts have been made to use descriptions of echo structure to indicate likely rainfall types.

During the late 1960s, satellite technology had reached the stage where high-resolution cloud imagery was available, and pattern recognition techniques were developed in response to this new form of data (Leese *et al.* 1971, Smith and Phillips 1971). Radar meteorologists recognised the applicability of this work to radar data and based initial work on radar pattern recognition on these techniques.

Figure .1:

- (a) An example of a simple non-linear model that is much worse than a linear one.
(b) An example of a very good non-linear model. Such models are usually complex and hard to find. (After Doswell 1986)



The detection of radar echoes and cloud may be considered within the following categories (Pankiewicz, 1994) which are interrelated,

- * Spectral - intensities and multispectral characteristics
- * Textural - statistical measures of the local neighbourhood (including spatial frequencies and frontal dimensions)
- * Spatial - size and shape
- * Contextual - relationship with other radar echo or cloud systems

The most obvious features of satellite imagery are spectral or multispectral grey-level intensities (see for example Arking and Childs, 1985) giving cloud fraction, optical thickness, cloud-top temperature etc. Further spectral features may be derived by considering a variety of statistics such as the mean, standard deviation, maximum, or minimum (see for example Ebert, 1987).

Haralick (1986) listed the following as possible statistical textural parameters: grey-level co-occurrence, gradient analysis, orthogonal transformation, autocorrelation, mathematical morphology of tonal primitives and relative extreme density. Pankiewicz (1994) discusses these measures, reviewing the derivation of contrast, homogeneity, correlation and other parameters.

In pattern recognition, context is defined as the dependencies between various pixels, groups of pixels or larger scale attributes (Seddon, 1983). For example, cellular convection generates a characteristic, very variable, cloud or radar pattern, which is quite different from that associated with fronts. The use of conditional probability of obtaining a particular class given a feature enables class membership to be allocated.

Unfortunately as a method of classifying an image increases in complexity, it becomes necessary to make decisions only upon the most essential, discriminatory information. Likewise reducing the number of dimensions examined may lead to a decrease in the error rate of recognition (Duda and Hart, 1973, Kittler, 1986). **The most complex procedure may not always be the most successful!** Clearly the aim in designing a pattern recognition system is to classify unknown patterns with the lowest probability of misclassification.

A number of techniques have been developed to recognise features in images:

- * contouring (see for example Duda and Blackner, 1972)
- * fourier analysis (see for example Zittel, 1976)
- * bivariate normal distribution (see for example Wiggert *et al.* 1976)
- * clustering also known as **supervised classifiers** (see for example Endlich *et al.* 1971)

Unfortunately supervised classification will fail when development of the echo or cloud occurs. Hierarchical techniques may be extended to include **unsupervised classification** procedures based upon some form of learning from the characteristics of the data. At its simplest level this approach uses a technique for partitioning the data and associating features to the partition centre. The analysis compares the new image with these partition characteristics in order to allocate radar echo or cloud. This allows features to move between clusters. Seddon and Hunt (1985) and Farki *et al.* (1992) use supervised minimum-distance-to-means classifiers after the classes have been identified.

All these approaches to identifying echo significance are not unambiguous and careful data training is needed. Nevertheless the implementation of some measure of echo significance is necessary. Recently, **neural networks** have been considered as providing the potential to improve these techniques (Lee *et al.* 1990). This approach models the perception capabilities of the human brain (Beale and Jackson, 1992). So far the results are mixed (see for example Liu and Xiao, 1991, Peak and Tag, 1994), although the potential has certainly been demonstrated (see section 2)

1.3 Pattern matching procedures and motion derivation

Tracking individual echo or cloud areas, or large areas of echo or cloud from one image to the next, involves some kind of matching or correlation. Once the movement is defined, then short-period forecasts may be made (neglecting development and decay of course).

Some work (for example Parsons and Hobbs 1983) has been reported in which regression relationships between radar echo movement and wind velocity have been identified. Tatehira *et al.* (1976) have used the 700 hpa wind velocity to advect echo areas and have claimed a distinct improvement over persistence forecasts, whilst indicating that such forecasts were not as good as those made using a pattern-matching procedure.

Smith (1975) in a study of a variety of echo patterns and Shearman (1977) (see also Niemczynowicz 1987) in a study of rainfall patterns defined using a raingauge network report that no *reliable* correlations were found between rain area movement and wind velocity at any level. Indeed, Bond *et al.* (1981) tracked a number of weak, but rapidly moving, shallow shower cells and found that the speed of movement was very closely related to the speed of maximum wind gusts at the surface. This was confirmed by Monk *et al.* (1987), who also found that an operationally useful indication of the speed and direction of movement of two cyclonic vortices was provided by radar echoes. Therefore care must be taken in associating radar echo or cloud movement with wind velocity at particular heights as the success or not of such attempts will depend upon the type of precipitation. Nevertheless, procedures for advecting radar echoes using numerical model winds at specified levels have met with some success (Brown *et al.* 1991, Andersson, 1991). Some of the techniques which have been used to objectively define radar echo or cloud motion are:

- * Centroids (see for example Wilk and Gray, 1970; Walton and Johnson, 1986)
- * cross-correlation (see for example Wilson, 1966; Leese *et al.* 1971)
- * use of a "goodness of fit" parameter (see for example, Wolf *et al.* 1977)

1.4 Allowing for pattern development

When echoes have been identified, and their displacement vectors deduced, then a quantitative forecast based purely on extrapolation may be made. Unfortunately echo areas change their size, intensity, speed and direction of movement on time scales from hours to as short as a few minutes, depending upon the synoptic situation and the local orography.

Wilson (1966) and Austin and Bellon (1974) have indicated how the maximum cross-correlation coefficient, derived by comparing objective forecasts based purely on extrapolation with their corresponding actual patterns, decreases with time for compact storms, scattered echo and squall lines. They suggest that useful forecasts may only be made for in excess of 30 minutes ahead when radar echoes (or cloud objects) are well defined, and their movement is uniform. Hill *et al.* (1977) and others have demonstrated that extrapolation forecasts up to 6 hours ahead can be made for frontal rainfall, and Hill and Browning (1979) have shown that individual echoes (with dimensions of the order of tens of kilometres) associated with weak convection aloft could be tracked for several hours within the warm sectors of depressions. This variability has been quantified by Zawadzki *et al.* (1994) who computed the following regression relationship between the decorrelation time to 0.5, T_L , Convectively Available Potential Energy (CAPE) and Helicity (H_r),

$$T_L = 114 - 1.3 \left(\frac{CAPE}{H_r} \right) \quad ; \quad T_L = 30 + 7.9 \ln (CAPE)$$

These relationships have a correlation coefficient of around $r = 0.92$ and a significant level better than 5%. It shows an increase in the ratio of convection energy to shear energy leads to a decrease in the precipitating cell's longevity. Recent studies in the UK seem to confirm these relationships, although at small CAPE values there appears to be some deviation.

By moving the echo contours individually, instead of the whole echo, changes of the echo shape can be forecast. This principle, however, is purely formal. Such techniques have been developed by for example Kavvas and Chen (1989). A verification of those methods (Ruggiero *et al.* 1991) showed no apparent improvement over moving the unchanged echo field. In a study using various schemes to extrapolate the evolution of radar echoes over the tropical Atlantic, Tsonis and Austin (1981) also found at best only minor improvements over simple extrapolation. More recently Li *et al.* (1995) reported a technique based upon the real-time comparison of echo derived motion vectors with approximately 20 minutes ahead. However, many schemes gave even worse results. The physical processes causing echo changes are probably not observable in the past history of an echo. Simple orographic effects can be invoked in the FRONTIERS system (Brown *et al.* 1991). To get a real improvement, and also make somewhat longer forecasts possible, use must be made of information from conceptual meso- or microscale models (Wright and Golding, 1990).

1.5 Operational accuracy achieved

It is difficult to assess objectively the relative performance of the several different methods of extrapolating echo movement, as most of the techniques claim to be successful in a limited sense and have been used in different weather situations. However, Elvander (1976) has described a series of experiments using cross correlation and linear least-squares extrapolation techniques.

It was concluded by Elvander (1976) that the simple cross-correlation model was the most effective when used with zero-tilt (that is low-altitude) reflectivity data, but the linear least-squares interpolation of echo centroids was the most effective method when the data on the vertically integrated liquid water content (VIL) were used. The data used in the experiments were representative only of convective rainfall; no stratiform rainfall cases were considered. More recently Ciccione and Pircher (1984), using a sample of 15 frontal events, found that forecasts using cross-correlation performed better than forecasts using their version of echo tracking.

The improvement that can be achieved using subjective techniques has been examined by Browning *et al.* (1982), who compared forecasts for a 400 km² area made using data from four radars in the UK. The forecasts derived during a total of 29 frontal events between November 1979 and June 1980 were prepared using both a totally objective echo centroid technique (Collier 1981) and subjective linear extrapolation. It was shown that objective procedures may approach the performance of subjective techniques.

Bellon and Austin (1984) used data recorded in the Montreal (Canada) area during the summers of 1978-1981. Although Bellon and Austin point out that summer convection in the study area is often caused by the passage of large-scale low-pressure centres, or of frontal systems steered by a strong jet stream, there are likely to be significant differences between their data and that used by Browning *et al.* (1982). Many of the UK rainfall data were influenced by low bright-band effects and the rainfall was of limited vertical extent. Indeed the radar composite images used in the study provided data mostly below 3 km elevation (Browning *et al.* 1982) and yet were still subject to considerable errors due to the beam overshooting the precipitation and other measurement problems. Such errors were less important in the Montreal data as evidenced by the use of Constant Altitude Plan

Position Indicator (CAPPI) data at an altitude of 3 km. This difference may explain why the objective procedure of Bellon and Austin (1984) performed almost as well as the subjective procedure recorded by Browning *et al.* (1982).

The performance of the FRONTIERS operational forecasting procedures and existing rainfall forecasts have recently been analysed by Brown *et al.* (1994). Forecast accumulations were evaluated by comparison with raingauge data in two regions of the UK. The operational forecasts were significant over-estimates (average bias +250%) but were issued more reliably than were the FRONTIERS forecasts, which were much closer to ground truth for the same cases (average bias -29%). Comparison with a dense gauge network in South East England shows that the accuracy of the forecasts increases with increasing accumulation period and river catchment size.

Whilst most work to date has used categorised forecasts, giving expected rain amount, some investigators have considered probability forecasts (see for example Andersson and Ivarsson, 1991)

2. Artificial Intelligence

Much of what was described in Section 1 can be categorized as the application of primitive artificial intelligence techniques to short-period forecasting. Pattern recognition algorithms have been used to diagnose radar echo motion, and severe weather has been inferred from radar databases. These techniques have levels of success which may be enhanced by blending data from different sources. In practice, how this is done will depend upon the meteorological phenomenon being forecast, and how the observing systems contribute to this application.

Humans are particularly adept at using their experience to associate apparently unrelated pieces of information in ways which enhance their appreciation of a situation. However, this often leads to a lack of reproducibility in weather-forecasting procedures with a concomitant unreliability of forecast products. An attempt to reproduce human logic patterns is to establish a **decision tree** which considers aspects of an observational database and, based upon the logical outcome of a series of questions, leads to the prediction of a weather event. Colquhoun (1987) describes a method of forecasting the severe weather associated with thunderstorms based upon a decision tree. It is suggested that such procedures could be incorporated into computer-based interactive analysis systems, such as outlined by Bodin (1983), which may use Doppler radar data. Given an adequate observational database, it is a small step to attempt to use a computer to implement the decision tree automatically, as described by Elio *et al.* (1987). This then becomes one form of **knowledge-based expert system**. Dixon and Wiener (1993) describe the TITAN system which seeks to recognise particular types of storm defined as contiguous regions exceeding thresholds for radar reflectivity and size, Table 1. This is a very simple form of knowledge-based system.

Table 1: Storm types (after Dixon and Wiener, 1993)

Type	Reflectivity threshold/dBz
Individual convective cells	40-50
Convective Storms	30-40
Mesoscale Convective Complexes	25-30
Snow bands	15-25

2.1 Expert Systems

A different use of artificial intelligence is to attempt to analyse meteorological situations in ways which would not be possible otherwise. For example Campbell and Olson (1987) extract significant features from Doppler Radar data in a manner, and within a time, not possible for a human forecaster. This involves a careful blend of software representing **observer and expert systems**. The **working memory** contains a set of facts which represent symbolically the contents of the radar and feature databases. The **inference engine** performs the task of matching these facts to the condition part of **production rules** and instigates tests of any matches with the radar-image-processing element. The production rules contain knowledge of the weather phenomena and radar artifacts which the system can recognize in addition to how the phenomena relate to radar image features and their evolution (see for example Waterman, 1986).

McArthur et al (1987) adopt this approach in developing a scenario-driven automatic pattern recognition procedure. A scenario is defined as a "multidimensional hypothesis that describes the expected patterns of a change in various weather systems across a varying number of meteorological data streams or sets". This approach is almost, although not quite, an expert system. However, Stewart *et al.* (1989) go further in developing a hail forecasting system. It was found that forecasts made by meteorologists were closely approximated by the expert system. The conclusion drawn was that the intuitive processes that weather forecasters use to aggregate information into a forecast can be analysed and described in this way.

Most of the work so far has concentrated on severe weather phenomena, tornadoes, microbursts and gust fronts (Zubrick and Riese, 1985, Elio and de Haan, 1985) and has also demonstrated the potential to forecasting fog. Whilst there is a view that these systems will underpin operational forecasting in the future (Bullock and Heckman, 1986), it will be important to blend the expert system approach with more conventional extrapolation techniques in a way which results in definition of both movement and development. Of particular importance will be the mix of mesoscale numerical model output, such as the divergence field, and the image fields.

2.2 The object-oriented approach

Object-oriented programming (see for example Winston, 1984) describes an application domain as a population of objects of various sorts. These are often physical objects from the real world but may also be abstract concepts. Objects are collections of **attributes** (properties of the object and its current state, such as temperature, size, velocity etc.,) and **methods** (processes that define and implement all the things that are allowed to happen to that object).

A **class** is a template for a particular kind of object. All the objects in a class have the same list of attributes. Individual objects are **instances** of the class and differ from one another in values assigned to their attributes. In particular each object (instance) has a unique identifier or name. Objects have lifetimes - they may be created and destroyed during the execution of the program.

This approach differs from conventional structured programming where the emphasis is usually either on processes or on data but without a tight, ownership relation between these and specific real-world entities. In object-oriented programming, processes and data are not public property, but are encapsulated within individual objects.

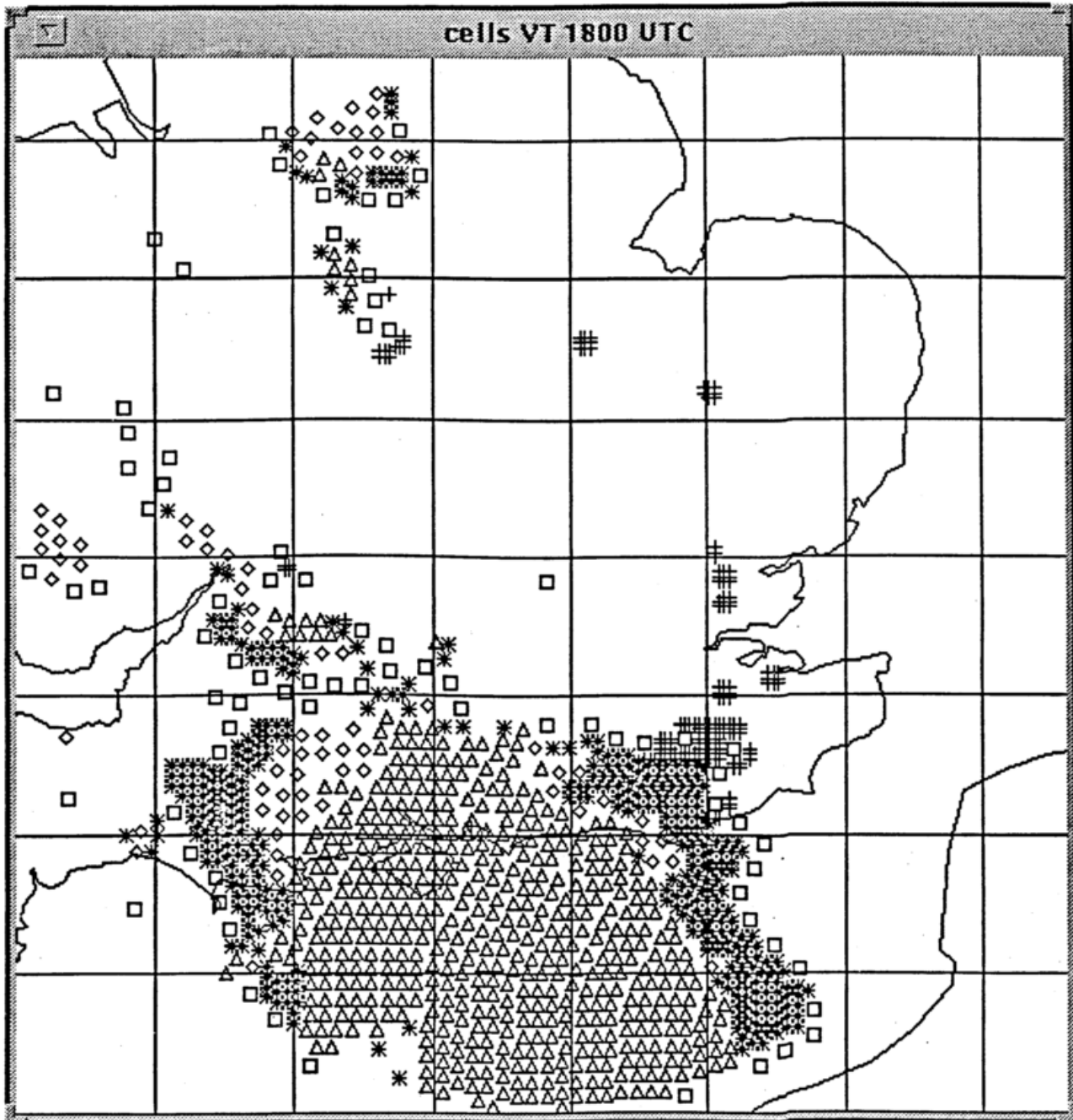
Encapsulation renders the contents of an object (attributes and methods) inaccessible to the outside world except through pre-defined transactions. Objects communicate with each other via messages. The messages that an object-class may send or receive are pre-defined, and a class has at least one method associated with each allowed message. Messages may seek to alter the values of attributes or to elicit information about them. However, changes to the object are effected exclusively by the internal methods of that object in response to a message - external processes cannot directly access or change an object's attributes.

This technique was first developed in meteorology for use in the design and implementation of meteorological workstations (Cooper and Smiley, 1990), but has recently been employed to forecast the development of convection using radar, satellite, sferics (lightning flashes) and mesoscale model data by Hand and Conway (1995). The latter attributes the class of convective cell objects according to rainfall rate, cloud height and temperature and the cell size.

Instantiation is the process of creating **new** instances of objects, in this case convective cells. Values for all the attributes are set initially to their default values corresponding to the analysed cell stages, and are then adjusted using Mesoscale Model and satellite data.

This system is being developed for real-time use as the core of the GANDOLF system described by Collier *et al.* (1995). Four meteorologically important layers (ground to cloud base, cloud base to freezing level, freezing level to -10°C level, above -10°C level) are examined, using principally radar data, in order to diagnose which of the cell stages is applicable at a given time as shown in Figure 2. A forecast may then be made based upon the cell lifetime defined in terms of the cell stages. This system is currently being tested, but early results outlined in section 2.4, are encouraging.

Figure 2:
Cell stages identified at 1800 UTC 24 June 1994 from Chenies radar, UK
+ = d cell, * = m, triangle = M, diamond = E and square = D



2.3 Neural networks

For many years behavioural scientists have attempted to reflect the logical reasoning of the human brain by developing "neural networks", networks of processors which represent neurons or nerve cells. Associative memory (the ability of apparently trivial facts to trigger a long train of detailed memories), pattern recognition, learning by example and tolerance of noisy (inexact) data are all possible with artificial neural networks. The application in meteorology is comparatively recent (Bowen, 1989), and as yet it is not clear to what extent such an approach will produce improvements over more conventional image processing.

The most common design of network has three layers with each neuron linked to those in adjacent layers. Those in the two layers are also linked to inputs and outputs. Software adjusts the strength of each link as the network learns the particular task it is asked to do. It recognises particular patterns of inputs and produces consistent outputs in response. One way of doing this is known as "**backpropagation**", which is a pattern recognition technique for teaching an objective procedure how to deal with the future behaviour of particular meteorological situations or precipitation types (Rumelhart *et al.*, 1986). The approach certainly offers a new way of continuously teaching software systems the essential elements of the experience acquired by human forecasters. Whether or not the results will outperform an expert system remains an open question.

It is important to note that neural nets have not yet been tested over a long period, although Peak and Tag (1994) have demonstrated the use of a neural net for the segmentation of cloud imagery, and McCann (1992) outlines the use of a neural network to forecast significant thunderstorms at the National Severe Storms Forecast Center, USA.

2.4 Assessment of current performance

A comparative study of Artificial Intelligence (AI) systems was first proposed at the Second Workshop on AI Research in Environmental Science (AIRIES) in 1987. As a consequence an exploratory study of the efficacy of AI systems in the weather forecasting process, known as SHOOTOUT-89, was specified (Roberts *et al.*, 1990). The following systems were tested:

- * Knowledge Augmented Severe Storms Predictor (KASSPr), Canada - traditional expert system.
- * GOPAD, USA - uses multiple discriminant analysis to make forecasts by analogy.
- * CONVEX, USA - rule-based production system using backward-chaining inferencing.
- * Additive Linear Prediction System (ALPS), USA - judgement analysis.
- * WILLARD, USA - structured hierarchy, expert system.
- * Objective Convective Index (OCI), USA - indices of severe weather potential.
- * Severe Weather Intelligent Forecast Terminal (SWIFT), Canada - early expert system.

Due to various difficulties SWIFT was not tested, but McLeod *et al.*, (1990) report the results of independent tests in Canada. They found that SWIFT has comparable skill to the human forecaster over its domain. Tests during SHOOTOUT 89 suggested that KASSPr exhibits more skill than the operational forecaster. It is clear from these experiments that expert systems can perform for severe weather warnings at a level which is operationally acceptable. However, they have not yet been used to forecast quantitative precipitation amounts.

Initial tests of the object oriented scheme in the GANDOLF system for a rapidly developing Mesoscale Convective System (MCS) are shown in Figure 3. The figure shows plots, on 24 June 1994, of Critical Success Index (CSI) for the object-oriented forecasts, and those produced by the FRONTIERS system (linear extrapolation of radar echoes using mesoscale model winds). The object-oriented forecasts are considerably better for up to two hours ahead than the model extrapolation forecasts during the period when the MCS undergoes rapid development from about 1900 UTC. Whilst such analysis is encouraging, it is clear that any one system will not perform reliably on all occasions. There is a need to develop procedures for selecting which forecast will perform well in particular weather situations. Indeed, McCann (1992) concludes that neural networks are nothing more than pattern recognition diagnostic techniques with **some** short-term predictive skill.

3. Hydrometeorological and mesoscale numerical modelling

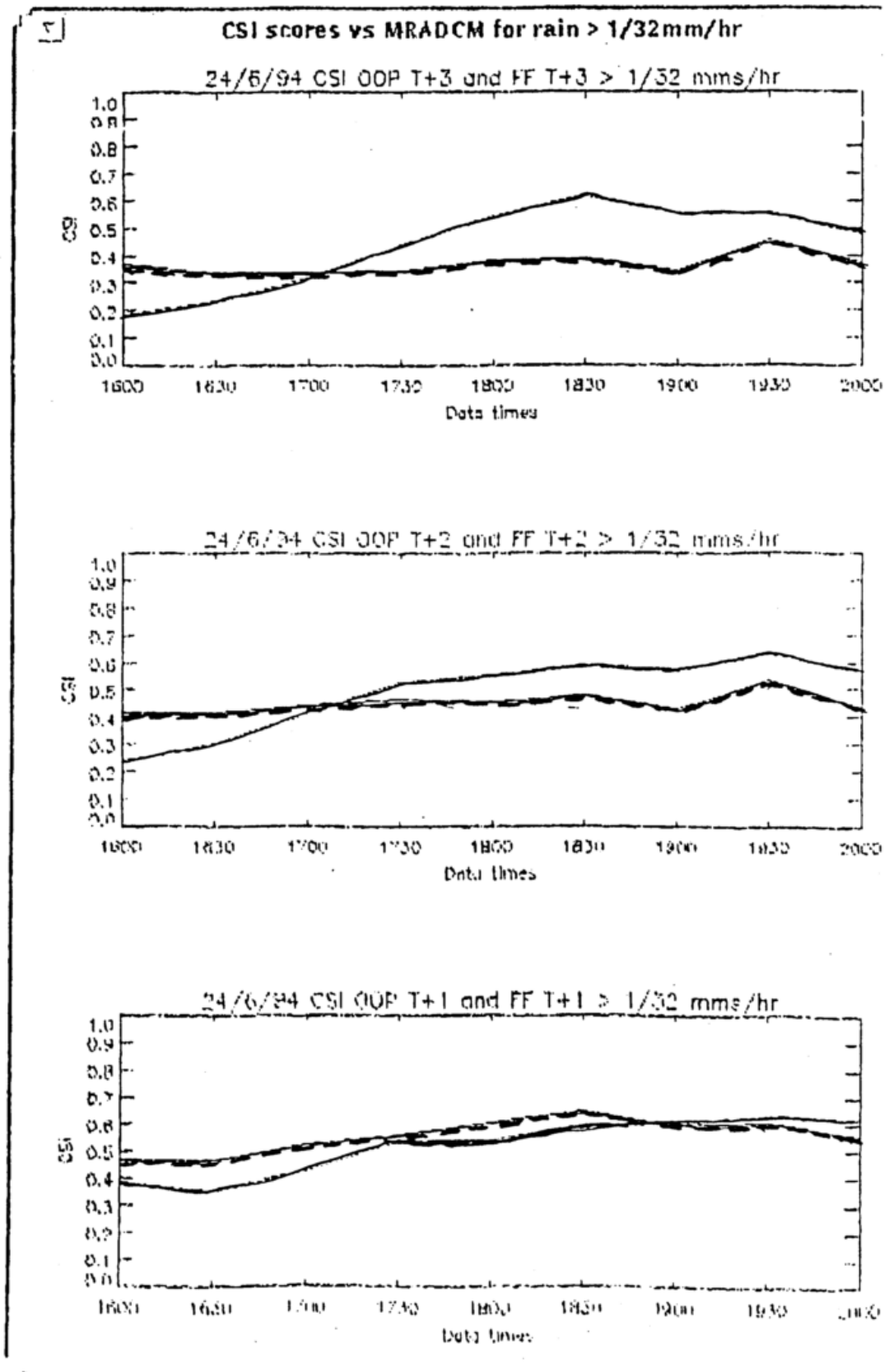
Georgakakos and Lee (1987) classify numerical models used for precipitation forecasting as statistical, dynamical and statistical-dynamical models, they argue that current computer and sensor technology and networks do not allow precipitation forecasting in an operational environment for scales relevant to floods and flash floods (down to 100km² in space and to one hour in time). They recommend (see also Georgakakos and Hudlow, 1984) that a viable approach at present is to use simplified parametrizations at scales relevant to hydrologic forecasting accompanied with statistical techniques. At present this approach offers the most reliable forecasts of rainfall, although the use of mesoscale data sources such as radar networks now offer the opportunity to explore the potential of the numerical prediction of thunderstorms (Lilley, 1990).

4. Future developments

It is clear that forecasts of precipitation, and indeed other parameters, depend critically on the initial conditions used in the model. This is illustrated by Figure 4 where two model rainfall fields are shown derived using two different sets of initial conditions for the same day. Similar results have been analysed by Berri and Paegle (1990), who found that the predictions of the sea breeze type of circulation in the boundary layer are sensitive to errors in the initial wind field. However, they also found that this result reversed where the local observation accuracy exceeds current observation accuracy by a factor of approximately three. Lee *et al* (1991) simulated observed mesoscale variations in boundary-layer moisture, wind speed and wind shear, and found that numerical simulations revealed large differences in timing the initiation of deep convection and some differences in the strength of the convection.

Figure 3:

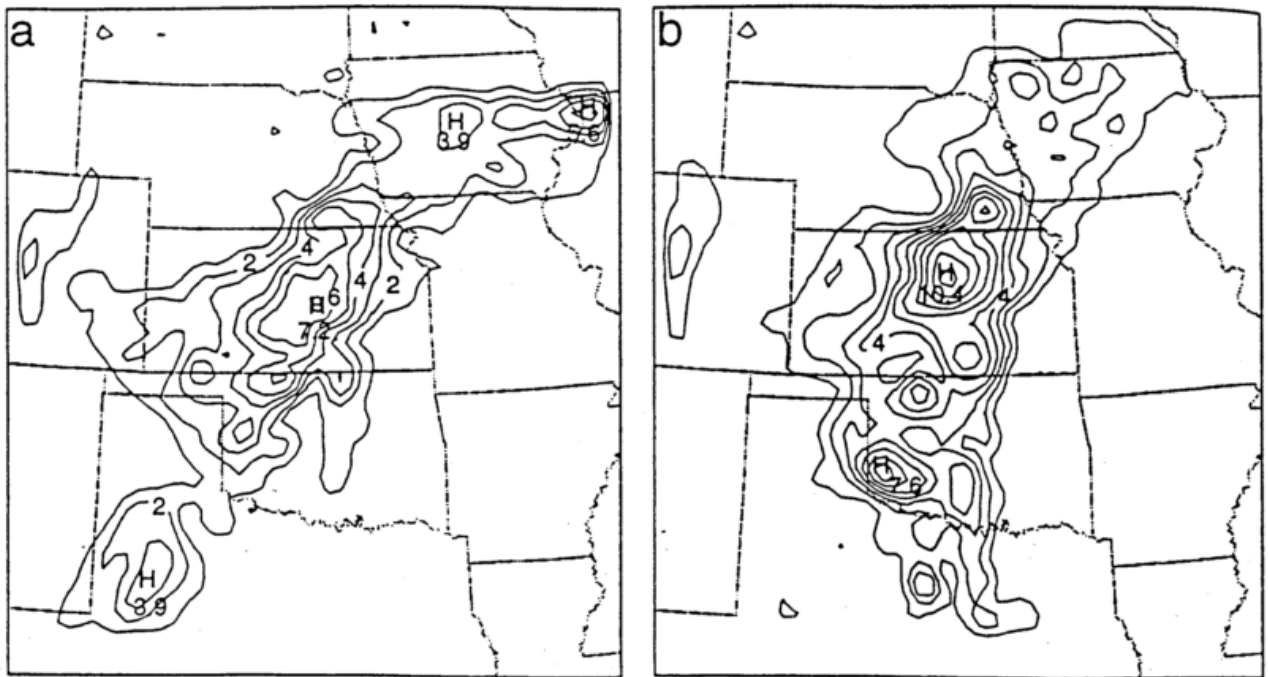
Plots of CSI for the object-oriented forecasts (solid) and FRONTIERS forecasts (dashed) using FRONTIERS radar actuals as truth. The CSI was calculated for all rainfall rates greater than $1/32^{\text{nd}}$ mm/hr. The results from 9 data times from 1600 to 2000 UTC at half-hourly intervals are plotted. The top plot shows T+3 scores, the middle T+2 and the bottom plot T+1. (courtesy W. Hand)



It seems clear that improvements in numerical forecasts of convective precipitation will depend upon the availability of mesoscale observations from, for example, Doppler radars and high resolution satellite data (Lilley, 1990, Lin et al, 1993). As far as model structures are concerned, Zhang et al, (1994) suggests that the greatest potential seems to lie in the coupling of parametrized convection with explicit moisture schemes.

Figure 4:

Total model rainfall fields at 24h using (a) no bogus data and (b) not including mesoscale outflow data conditions. The rainfall is contoured every 1cm (from Stensrud and Fritsch, 1994).



References

- Andersson, T. 1991 "An advective model for probability nowcasts of accumulated precipitation using radar", in Hydrological Applications of Weather Radar, ed. I.D. Cluckie and C.G. Collier, publ. Ellis Horwood Ltd, Chichester, 325-330
- Andersson, T., and K-I. Ivarsson 1989 "A model for probability nowcasts of accumulated precipitation using radar", J. App. Met., 30, 135-141
- Arking, A. and J.D. Childs 1985 "Retrieval of cloud cover parameters from multispectral satellite images", J. Climate App. Met., 24, 322-333
- Austin, G.L. and A. Bellon 1974 "The use of digital weather radar records for short-term precipitation forecasting", Quart. J. R. Met. Soc., 100, 658-664
- Bader, M. J., C. G. Collier and F. F. Hill 1983 "Radar and rain-gauge observations of a severe thunderstorm near Manchester: 5/6 August 1981", Met. Mag., 112, 149-162
- Beale, R. and T. Jackson 1992 Neural Computing: An Introduction, Bristol, IOP Publishing
- Bellon, A. and G. L. Austin 1984 "The accuracy of short-term rainfall forecasts", J. Hydrology, 70, 35-49
- Berri, G. J. and J. Paegle 1990 "Sensitivity of local predictions to initial conditions", J. App. Met., 29, 256-267
- Bodin, S. 1983 "Very Short Range Forecasting - Observation, Methods and Systems, World Weather Watch Planning Report No 38, World Meteorological Organization, Geneva, 56pp
- Bond, J.E., K. A. Browning and C.G. Collier 1981 "Estimate of surface gust speeds using radar observations of showers", Met. Mag., 110, 29-40
- Brown, R., G. P. Sargent, P.D. Newcomb, J. Cheung-Lee and P. M. Brown 1991 "Development of the FRONTIERS precipitation nowcasting system to use mesoscale model products", Preprints 25th Int. Conf. Radar Met., Paris, Am. Met. Soc., 79-85

- Brown, R., P. D. Newcomb, J. Cheung-Lee and G. Ryall 1994 "Development and evaluation of the forecast step of the FRONTIERS short-term precipitation forecasting system", J. Hydrology, **158**, 79-105
- Browning, K.A., C. G. Collier, P. R. Larke, P. Menmuir, G. A. Monk and R. G. Owens 1982 "On the forecasting of frontal rain using a weather radar network", Mon. Wea. Rev., **110**, 534-552
- Bullock, C. S. and B. E. Heckman 1986 "Forecast office operational scenarios in the 1990s", Preprints 11th Conf. on Weather Forecasting and Analysis, Kansas City, Missouri, 17-20 June 1986, Am. Met. Soc., Boston, 183-187
- Campbell, S. D. and S. H. Olson 1987 "Recognising low-altitude wind shear hazards from Doppler weather radar: an artificial intelligence approach", J. Atm. Ocean. Tech., **4**, No 1, 5-18
- Ciccione, M. and V. Pircher 1984 "Very-short-time forecasting of rain from single radar data", Proc. 2nd Int. Symp. on Nowcasting, Norrköping, Sweden, 3-7 Sept., 241-246
- Collier, C. G. 1981 "Objective rainfall forecasting using data from the United Kingdom weather radar network", Proc. IAMAP Symp., Hamburg, 25-28 August, Special Publ. No. ESA SP-165, 201-206
- Collier, C. G., P. J. Hardaker and C. E. Pierce 1995 "Radar and satellite identification of deep convection and thunderstorms for operational flood forecasting", Proceedings, COST-75 Int. Seminar on Advanced Weather Radars, 19-23 September, Brussels, publ. CEC.
- Colquhoun, J. R. 1987 "A decision tree method of forecasting thunderstorms, severe thunderstorms and tornadoes", Weather Forecast, **2**, 337-345
- Cooper, J. N. and R. H. Smiley 1990 "An object-oriented toolbox for the creation of meteorological workstations", Preprints 6th Int. Conf. on Interactive Info. and Processing Systems for Met., Ocean, and Hydrology, 5-9 February. Anaheim, CA., Am. Met. Soc., Boston, 229-232

- Dixon, M. and G. Wiener 1993 "TITAN: Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis, and Nowcasting - A Radar-based Methodology", J. Atm. Ocean. Tech., 10, No 6, 785-797
- Doswell, C.A. III 1986 "Short-range forecasting", in Mesoscale Meteorology, editor P Ray, Am. Met. Soc., Boston, Chapter 29, 689-719
- Duda, R. O. and R. H. Blackmer 1972 Application of Pattern Recognition Techniques to Digitised Weather Radar, Final Report covering period 25 May 1971 to 31 March 1972, Contract No 1-36072, SRI Project No 1287, Stanford Research Institute, Menlo Park, California, 135 pp.
- Duda, R. O. and P. E. Hart 1973 Pattern Classification and Scene Analysis, John Wiley and Sons, New York
- Ebert, E. 1987 "A pattern recognition technique for distinguishing surface and cloud types in the polar regions", J. Climate Appl. Met., 26, 1412-1427
- Elio, R. and J. de Haan 1985 "Knowledge representation in an expert storm forecasting system", Proc 9th Joint Conf. on Artificial Intell., Morgan Kaufam, Los Altos, CA, 400-406
- Elio, R., J. de Haan and G. S. Strong 1987 "METEOR: An artificial intelligence system for convective storm forecasting", J. Atm. Ocean. Tech., 4, No 1, 19-28
- Elvander, R.C. 1976 "An evaluation of the relative performance of three weather radar echo forecasting techniques", Preprints 17th Conf. on Radar Met. Seattle, Washington, Am. Met. Soc., Boston, 526-532
- Endlich, R. M., D. E. Wolf, D. J. Hall and A. E. Brain 1971 "Use of a pattern recognition technique for determining cloud motions from sequences of satellite photographs", J. Appl. Met., 10, 105-117
- Farki, B., D. Daborne, B. Guillot, P. LeBorgne and A. Marsouin 1992 "Classification of clouds over Africa with Meteosat 4", Veille Climatique Satellitaire, 43, 54-77

- Georgakakos, K. P. and M. D. Hudlow 1984 "Quantitative precipitation forecast techniques for use in hydrologic forecasting", Bull. Am. Met. Soc., 65, No 11, 1186-1200
- Georgakakos, K. P. and T. H. Lee 1987 "Estimation of mean precipitation fields using operationally available hydrometeorological data and a two-dimensional precipitation model", IHR Rep. 315, 80pp. Iowa Inst. Hydraul. Res., Univ. of Iowa, Iowa City, July
- Hand, W. H. and B. J. Conway 1995 "Nowcasting showers using an object oriented approach", Weather & Forecasting, 10, 327-341
- Haralick, R. M. 1986 "Statistical Image Texture Analysis", in Handbook of Pattern Recognition and Image Processing, editors T. Young and K. Fu, Academic Press, New York, 247-279
- Hill, F.F. and K. A. Browning 1979 "Persistence and orographic modulation of mesoscale precipitation areas in a potentially unstable warm sector", Quart. J. R. Met. Soc., 105, 57-70
- Hill, F. F., K. W. Whyte and K. A. Browning 1977 "The contribution of a weather radar network for forecasting frontal precipitation: a case study", Met. Mag., 106, 68-89
- Houze, R.A. 1981 "Structure of atmospheric precipitation systems - a global survey", Radio Sci., 16, no 5, 671-689
- Kavvas, M. L. and Z. Chen 1989 "The radar-based short term prediction of the time-space evolution of rainfields", Geophysics Lab., Hanson Air Force Base, Report GL-TR-890103, 18pp
- Kittler, J. 1986 "Feature selection and extraction", in Handbook of Pattern Recognition and Image Processing, editors T. Young and K. Fu, Academic Press, New York, 59-83
- Lee, B. D., R. D. Farley and M. R. Hyemfelt 1991 "A numerical case study of convection initiation along colliding convergence boundaries in North East Colorado", J. Atm. Sci., 48, No 21m 2350-2366

- Lee, J., R. C. Weger, S. K. Sengupta and R. M. Welch 1990 "A neural network approach to cloud classification", IEEE Trans on Geoscience and Remote Sensing, 28 no 5, 846-855
- Leese, J.A., C. S. Novak and B. B. Clark 1971 "An automated technique for obtaining cloud motion from geosynchronous satellite data using cross-correlation", J. App. Met., 10, 118-132
- Li, L., W. Schmid and J. Joss 1995 "Nowcasting of motion and growth of precipitation with radar over a complex orography", J. App. Met., 34, 1286-1300
- Lillesand, T. M. and R.W. Kiefer 1987 Remote Sensing and Image Interpretation, publ. John Wiley and Sons, New York.
- Lilley, D. K. 1990 "Numerical prediction of thunderstorms - has its time come?", Quart. J. R. Met. Soc., 116, 779-798
- Lin, Y., P. S. Ray and K. W. Johnson 1993 "Initialisation of a modeled convective storm using Doppler radar-derived fields", Mon. Wea. Rev., 121, 2757-2775
- Liu, Z. K. and J. Y. Xiao 1991 "Classification of remotely-sensed image data using artificial neural networks", Int. J. Remote Sensing, 12, no 11, 2433-2438
- McArthur, R. C., J. R. Davis and D. Reynolds 1987 "Scenario-driven automatic pattern recognition in nowcasting", J. Atmos. Ocean. Tech., 4, 29-35
- McCann, D. W. 1992 "A neural network short-term forecast of significant thunderstorms", Weather & Forecasting, 7, 525-534
- McLeod, J.C., B. Q. de Lorenzis and J. M. Buillas 1990 "Environment Canada's experiences at SHOOTOUT '89", Preprints 6th Int. Conf. on Inter. Info. Proc. Syst. Met. Ocean, and Hydrology, 5-9 February, Anaheim, California, AMS, Boston, 173-178
- Monk, G.A., K. A. Browning and P. R. Jonas 1987 "Forecasting applications of radar derived precipitation echo velocities in the vicinity of polar lows", Tellus, 39A, 426-433
- Niemczynowicz, J. 1987 "Storm tracking using rain-gauge data", J. Hydrology, 93, 135-152

- Pankiewicz, G. 1994 The Application of Pattern Recognition Techniques to Cloud Detection, Met. Office, Forecasting Research Division, Tech. Report No 129, November, 74 pp
- Parsons, D. B., and P. V. Hobbs 1983 "The mesoscale and microscale structure of cloud and precipitation in mid-latitude cyclones. XI: Comparison between observational and theoretical aspects of rainbands", J. Atm. Sci., 40, 2377-2397
- Peak, J.E. and P. M. Tag 1994 "Segmentation of satellite imagery using hierarchical thresholding and neural networks", J. App. Met., 33, 605-616
- Roberts, W. F., W. R. Moninger, B. de Lorenzis, E. Ellison, J. Flueck, J. C. McLeod, C. Lusk, P. D. Lampru, R. Shaw, T. R. Stewart, J. Weaver, K. C. Yound, and S. Zubruck 199 "SHOOTOUT 89": A comparative evaluation of AI systems for convective storm forecasting", Preprints 6th Int. Conf. on Int. Info. Processing Systems for Met., Ocean., and Hydrology, 5-9 February 1990, Anaheim, Ca., Am. Met. Soc., Boston, 167-172
- Ruggiero, F.H., K. F. Heideman and J. Doherty 1991 "An evaluation of three techniques for nowcasting precipitation fields using weather radar", Preprints, 25th Int. Conf. Radar Met., Paris, AM. Met. Soc., Boston, 83-86
- Rumelhart, D. E., G. E. Hinton and R. J. Williams 1986 "Learning representations by block-propagating errors", Nature, 323, 533-536
- Seddon, A. M. 1983 "The application of scene analysis techniques to automatic classification of atmospheric data from multispectral satellite imagery", PhD Thesis, University College, London
- Seddon, A.M. and G.E. Hunt 1985 "Segmentation of clouds using cluster analysis", Int. J. Remote Sensing, 6, No 5, 717-731
- Shearman, R.J. 1977 "The speed and direction of movement of storm rainfall patterns with reference to urban storm sewer design", Hydrol. Sci. Bull., 22, 421-431

- Smith, D. L. 1975 "The application of manually digitised radar data to short-range precipitation forecasting", Preprint Volume, 16th Conf. on Radar Met., Houston, Texas, Am. Met. Soc., Boston, 347-352
- Smith, E.A. and D.R. Phillips 1971 "Automated cloud tracking using precisely aligned digital ATS pictures", Proc. Conf. on Two Dimensional Digital Signal Processing, Columbia, Mass, 10.201 - 10.22.26
- Stewart, T. R., W. R. Moninger, J. Grassia, R. H. Brady and F. H. Merrem 1989 "Analysis of expert judgement in a hail forecasting experiment", Weather Forecasting, 4, 24-34
- Strensrud, D. J., and J. M. Fritsch 1994 "Mesoscale Convective Systems in Weekly Faced Large-Scale Environments Part II: Generation of a Mesoscale Initial Condition", Mon. Wea. Rev., 122, 2068-2083
- Tatehira, R., H. Sato and Y. Makino 1976 "Short-term forecasting of digitised echo pattern", J. Met. Res., Japan Met. Agency, 28, 61-70
- Tsonis, A. and G. L. Austin 1981 "Evaluation of extrapolation techniques for the short-term prediction of rain amounts", Atmosphere-Ocean, 19, 54-65
- Walton, M. L. and E. R. Johnson 1986 "An improved precipitation projection procedure for the NEXRAD flash-flood potential system", Preprints, 23rd Conf. Radar Met., Vol 3, Snowmass, Colorado, Am. Met. Soc., Boston, JP62-65
- Waterman, D.A. 1986 A Guide to Expert Systems, publ. Addison Wesley, 419pp
- Wiggert, V., S. S. Östlund, G. L. Lockett and J. V. Stewart 1976 Computer software for the Assessment of Growth Histories of Weather Radar Echoes, NOAA Tech. Memo. No EDRL WM PO-35, Weather Modification Program Office, NOAA, Boulder, Colorado, 86pp
- Wilk, K.E. and K.C. Gray 1970 "Processing and analysis techniques used with the NSSL weather radar system", Preprint Volume, 14th Conf. on Radar Met. Am. Met. Soc., Boston, 369-374

- Wilson, J.W. 1966 Movement and Predictability of Radar Echoes, Report, US Weather Bureau Contract CWB-11093, The Travellers Weather Research Center, Hartford, Connecticut
- Winston, P. H. 1984 Artificial Intelligence, publ. Addison Wesley, 524pp
- Wolf, D .E., D. J. Hall and R. M. Endlich 1977 "Experiments in automatic cloud tracking using SMS-GOES data", J. App. Met., 16, 1219-1230
- Wright, B.J. and B.W. Golding 1990 "The impact of radar and satellite imagery in a mesoscale NWP system", Weather Radar Networking, Seminar on COST Project 73, editors C. G. Collier and M. Chapuis, publ. Kluwer Academic Publishers, 378-390
- Zawadzki, I. I., J. Morneau and R. Laprise 1994 "Predictability of precipitation patterns: An operational approach", J. App. Met., 3, 1562-1571
- Zhang, D-L, J. S. Kain, J. M. Fritsch and K. Gao 1994 Comments on "Parametrisation of Convective Precipitation in Mesoscale Numerical Models: A Critical Review", Mon. Wea. Rev., 122, 2222-2231
- Zittel, W. D. 1976 "Computer applications and techniques for storm tracking and warning", Preprints, 17th Conf. Radar Met., Seattle, Washington, Am. Met. Soc., Boston, 514-521
- Zubrick, S. M. and C. E. Riese 1985 "An expert system to aid in severe thunderstorm forecasting", Preprints 14th Conf. on Severe Local Storms, Am. Met. Soc., Boston, 117-122

Radarmessung von Niederschlägen für hydrologische Anwendungen

Hans-Reinhard Verworn

Institut für Wasserwirtschaft
Universität Hannover

ABSTRACT

Radar rainfall measurements are increasingly employed in hydrology, especially as input for rainfall runoff models. The various fields of application are described. The requirements for spatial and temporal resolution as well as accuracy and their dependency on the type of application are being explained.

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. Entwicklung

Für die Nutzung der Radarmessung von Niederschlägen für hydrologische Zwecke kann das River Dee-Projekt in Großbritannien als Meilenstein angesehen werden. Obwohl hier die Vorteile der direkten flächenhaften Erfassung von Niederschlägen für die Hochwasservorhersage und -warnung deutlich gemacht wurden, entwickelten sich weitere hydrologische Anwendungen danach nur zögernd. Wetterradar war noch zu sehr die Domäne der Meteorologen, während die Hydrologen zwar die Möglichkeiten der Anwendung sahen, aber mit der neuen Technologie noch zu wenig vertraut waren, um sie unmittelbar zu übernehmen.

Einen ersten Schritt zu einer fachübergreifenden, anwendungsorientierten Behandlung der Problematik stellte die Fachtagung in Lancaster, Großbritannien im Jahre 1986 dar, bei der erstmals Wissenschaftler verschiedener Disziplinen die hydro-meteorologische Nutzung von Wetterradardaten diskutierten. Mit dem "Symposium on Hydrological Applications of Weather Radar" an der University of Salford in Großbritannien im Jahre 1989 wurde diese Thematik international etabliert und führte in besonderem Maße dazu, daß Hydrologen die bisherigen Erkenntnisse und Möglichkeiten bezüglich Wetterradar mit allen Problemen und Einschränkungen besser verstanden und die Meteorologen mit den hydrologischen Anforderungen an Regendaten vertraut wurden.

Bezüglich der Wetterradarnetze wurden die bisherigen Erkenntnisse und Produkte bezüglich der Regenmessung und -vorhersage überwiegend aus meteorologischer Sicht präsentiert. Die Erfahrungen aus hydrologischen Anwendungen beinhalteten fast alle eine gewisse Enttäuschung bezüglich der Genauigkeit und Zuverlässigkeit der Regendaten, wobei als Vergleich immer die punktförmig gewonnenen Bodenwerte herangezogen wurden. Die vorgestellten Anwendungen betrafen fast ausschließlich mittlere bis große Flußgebiete, also Systeme, deren Reaktionszeiten so groß sind, daß mit der üblichen zeitlichen und örtlichen Auflösung der Wetterradardaten (kalibrierte Werte jede Stunde, unkalibrierte (Reflektivitäten) alle 15 min, Auflösung 2x2 km bis 5x5 km) gearbeitet werden konnte. Die Vorstellung der Erkenntnisse des vom Institut für Wasserwirtschaft der Universität Hannover und vom Meteorologischen Institut der Universität Bonn durchgeführten Forschungsvorhabens über kleinräumige Niederschlagsmessung mit hoher örtlicher und zeitlicher Auflösung (KAMMER, 1991; KREUELS, 1991; SEMKE, 1991; VERWORN, 1991a) öffnete den Anwendungsbereich von Radar zur Regenmessung "nach unten". Außer den Forschungsarbeiten von Hannover/Bonn befaßte sich zu der Zeit nur eine Arbeitsgruppe aus Frankreich mit derart kleinräumigen Anwendungen (DELRIEU et al., 1991).

Das im September 1992 in Hannover durchgeführte "2nd International Symposium on Hydrological Applications of Weather Radar" zeigte sowohl, daß die in Salford initiierte Zusammenarbeit von Meteorologen und Hydrologen für diese Thematik sehr befruchtend war, als auch, daß diese Art von Forum die Erkenntnisse aus einem sehr breit gefächerten Anwendungsgebiet zusammenführen und für die weiteren Forschungen wie auch Anwendungen eine gemeinsame Basis schaffen kann. Die Beiträge zeigten, daß die u.a. in Salford gewonnenen interdisziplinären Erkenntnisse in die weiteren Entwicklungen eingeflossen waren und sich eine engere Verzahnung der Fachgebiete als auch der Anwendungen ergeben hatte. Die Einbeziehung von Radardaten in hydrologische Modellierungen und Hochwasserwarnsysteme hat weltweit zugenommen und etabliert sich immer mehr. Beispiele für operationellen Betrieb geben AUCOTT et al. (1992), BRAGA et al. (1992), COUZY et al. (1992), HAGGETT et al. (1992).

Anwendungen für urbane Gebiete gibt es inzwischen auch in Schweden, Großbritannien und Frankreich. Außer bei einem Projekt in Marseille wird aber in allen Fällen auf Radardaten von Wetterradarsystemen zurückgegriffen. Die höchste zeitliche Auflösung liegt bei 15 min, selten kann auf 5-min-Reflektivitäten zurückgegriffen werden. In einem BMFT-Forschungsvorhaben zur Nahbereichs-Radarmessung wurde nachgewiesen, daß eine zuverlässige Regenmessung mit hoher zeitlicher und örtlicher Auflösung im Nahbereich bis etwa 40 km möglich und für die Bewirtschaftung von Entwässerungssystemen notwendig ist (VERWORN et al., 1992). Die Umsetzung dieser Erkenntnisse in die operationelle Praxis erfolgt zur Zeit und wird sicherlich weitere Anwendungen nach sich ziehen (PFISTER et al., 1994).

2. Grundzüge der Niederschlag-Abfluß-Modellierung

Niederschlag-Abfluß-Modelle werden heute in allen Bereichen der Hydrologie eingesetzt. Auch bei weitergehenden Fragestellungen oder Modellierungen bilden sie die Grundlage, wie z.B. bei Schmutzfrachtberechnungen, Gewässergütesimulationen, Kläranlagen-Simulationen im Rahmen von Emissionsbetrachtungen oder bei der Steuerung.

Im allgemeinen bestehen die Niederschlag-Abfluß-Modelle aus zwei Komponenten: Die Oberflächenabflußberechnung beschreibt die Abflußvorgänge an der Oberfläche vom Auftreffen des Regens auf die Oberfläche bis zum Eintreffen des Wassers an einem bestimmten Punkt, z.B. dem Zusammenfluß zweier Flüsse oder dem Eintritt in das Kanalnetz. Die Transportberechnung behandelt die Überlagerung und Weiterleitung der Teilwellen im Kanalnetz oder Entwässerungssystem.

Die Ermittlung der Wellen des Oberflächenabflusses wird im allgemeinen zwei Berechnungskomponenten durchgeführt:

- **Abflußbildung** betrifft die Frage, **wieviel** des gefallenen Niederschlags zum Abfluß kommt, also den **Inhalt** der Welle.
- **Abflußkonzentration** beschreibt die **zeitliche Verteilung** des Abfluß am betrachteten Punkt, also die **Form** der Welle.

Für die Anwendung in Modellen erfolgen die Berechnungen zeitschrittweise für jedes betrachtete Zeitintervall, sodaß sich Abflußganglinien mit Ordinaten im Abstand des Berechnungszeitintervalls ergeben. Der Komplex Abflußbildung ist für die Genauigkeit der Ergebnisse von größerer Bedeutung, da Fehler linear, z.T. sogar überproportional, auf die Ergebnisse durchschlagen.

Der abflußwirksame Niederschlag oder Effektivregen A ergibt sich für jedes Zeitintervall Δt aus dem Niederschlag N zu

$$A_i = N_i \cdot \psi_i$$

mit i = Nummer des Zeitintervalls Δt ($1 \leq i \leq n$)
 ψ = Abflußbeiwert [-] ($0 \leq \psi \leq 1$)

Der Abflußbeiwert ψ ist über das Regenereignis veränderlich und hängt von verschiedenen Randbedingungen ab, wie Vorregen, Bodenfeuchte, Auffüllung der Mulden. Vereinfachend wird er bei Berechnungen in größeren Einzugsgebieten auch als konstant angenommen, d.h. der Abflußbeiwert für jedes Intervall entspricht dem Gesamtabflußbeiwert.

Für den gesamten effektiven Niederschlag und den Gesamtabflußbeiwert gilt

$$A_{ges} = \sum_{i=1}^n \psi_i \cdot N_i \quad \text{und} \quad \psi_{ges} = \frac{A_{ges}}{N_{ges}}$$

Das Gesamtabflußvolumen ergibt sich dann, wenn der Effektivniederschlag mit der jeweiligen Flächengröße multipliziert wird

$$Q = A_{ges} \cdot F_e \cdot d$$

mit Q = Gesamtabfluß [m^3]
 A_{ges} = gesamter Effektiver Niederschlag [mm]
 F_e = Einzugsgebietsfläche [ha] oder [km^2]
 d = Dimensionsfaktor = 10 für F_e in [ha]
= 1000 für F_e in [km^2]

Die für die Genauigkeit der Berechnungen entscheidenden Größen, ψ und N , sind mit Unsicherheiten behaftet, die allerdings je nach Anwendung unterschiedlich sind bzw. unterschiedlich ins Gewicht fallen. Bei größeren Einzugsgebieten (Flußgebieten) ist die Schätzung des Gesamtabflußbeiwertes und erst recht der Abflußbeiwerte für die einzelnen Zeitschritte sehr problematisch, da diese wesentlich vom Zustand des Einzugsgebietes (Bodenfeuchte, Vegetation usw.) abhängen. Die Toleranz bezüglich der Regeninformationen kann hier dementsprechend größer sein.

In städtischen Gebieten sind dagegen die Abflußvorgänge verhältnismäßig sicher zu modellieren, die Unsicherheiten bei der Abflußbildung sind gering und hängen im wesentlichen von der richtigen Ermittlung der Flächen ab, sodaß die Qualität der Regeninformationen zum bestimmenden Faktor für die Güte der Niederschlags-Abfluß-Berechnungen wird.

3. Die Bedeutung flächenhafter Regendaten für die Hydrologie

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 $100 km^2$ haben oder auch nur einige $100 m^2$ 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 ein 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 Δt 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 km² 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 extrapolierten Werte.

4. 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.

Diskussionen bei der Konferenz in Salford in Zusammenhang mit den urbanen Anwendungen, der dort eingesetzten Methodik und den Erkenntnissen daraus machten die Bedeutung der Maßstabsverhältnisse deutlich: 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 2x2 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 1x1 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.

5. Zukünftige Anwendungsgebiete

Daten von Radarsystemen und Verbundnetzen werden in Zukunft zunehmend zur Verfügung stehen, sowohl als Bildinformationen als auch digital. Diese Daten sind über die Kommunikationssysteme national und international zu empfangen bzw. abzurufen. Sie werden in unterschiedlicher Qualität und Auflösung vorliegen und sollten weitaus mehr als bisher für hydrologische Anwendungen genutzt werden, da sie ein enormes Informationspotential besitzen, welches nur richtig herausgezogen, interpretiert und angewandt werden muß. Wegen der unmittelbaren Verfügbarkeit wird es für operationelle Anwendungen besonders interessant sein, aber auch nachträgliche Auswertungen werden den hydrologischen Erkenntnisstand bereichern.

5.1 Operationelle Anwendungen

Für mittlere und große Einzugsgebiete stellen die schon bisher verfügbaren Daten die Grundlage dar, ausgedehntere Niederschlag-Abfluß-Berechnungen für Bewirtschaftung und Hochwasservorhersage durchzuführen.

ren. Diese Daten werden in Zukunft noch besser werden in ihrer flächen-
deckenden Verfügbarkeit sowie Zuverlässigkeit und Genauigkeit.

Operationelle Anwendungen erfordern bezüglich der Regendaten sowohl die
Bereitstellung von gemessenen Werten in Echtzeit als auch eine Vorher-
sage des voraussichtlichen Regengeschehens im Kurzzeitbereich. Auch
hier ist bezüglich der räumlichen und zeitlichen Auflösung sowie des
erforderlichen Vorhersagezeitraums wieder zu unterscheiden nach Anwen-
dungsfällen.

Hochwasserwarnungen und -vorhersagen in Flußgebieten benötigen Regen-
daten nur mit Zeitintervallen von einer bis zu mehreren Stunden,
Vorhersagen werden für 24 Stunden oder sogar mehr im Voraus benötigt.
Diese Daten können von den Verbundnetzen i.a. schon bereitgestellt
werden.

In städtischen Entwässerungssystemen gewinnt die Bewirtschaftung immer
größere Bedeutung. Dieses bedeutet, daß die Abflußvorgänge nicht mehr
alleine aufgrund der Schwerkraft in den festen Dimensionen des Netzes
erfolgen, sondern daß gezielt in diese Abflußvorgänge eingegriffen
wird, um vorhandene Speicherräume besser dahingehend auszunutzen, daß
weniger Schmutzfracht in die Gewässer eingeleitet wird und die Klär-
anlagen besser beschickt werden können. Untersuchungen haben gezeigt,
daß eine erfolgreiche Abflußsteuerung nur erreicht wird, wenn nicht
reaktiv, sondern vorausschauend unter gleichzeitiger Betrachtung aller
Steuerelemente die erforderlichen Eingriffe in das System ermittelt
werden. Hierzu ist die Kenntnis des aktuellen Systemzustandes ebenso
erforderlich wie die voraussichtliche Entwicklung des Abflußgeschehens
in nächster Zukunft. Für beides werden sowohl Niederschlag-Abfluß-
Modelle benötigt wie auch Regeninformationen.

Die on-line-Anwendung von Niederschlags-Abfluß-Modellen ist für die
Steuerung erforderlich, um Aussagen über den Systemzustand an allen
Punkten des Entwässerungssystems zur Verfügung zu haben und nicht nur
an den Stellen, an denen Meßeinrichtungen vorhanden sind. Außerdem sind
die notwendigen Vorausberechnungen für die zu erwartenden Systemzustän-
de nur mit Hilfe der Modelltechnik möglich. Zur Absicherung der Zuver-
lässigkeit der Simulationsergebnisse wird aber eine Rückkopplung mit
den aus dem System vorliegenden Meßwerten durchgeführt, damit der
aktuelle simulierte Zustand mit dem tatsächlichen Zustand überein-
stimmt.

Für die Berechnung des Istzustandes wird die flächenhafte, besonders
bei Starkregen sehr ungleichmäßige, Verteilung des Niederschlags
benötigt, wie sie nur aus Radardaten gewonnen werden kann. Die für die
vorausschauende Verbundsteuerung erforderliche Kurzzeitvorhersage der
Niederschläge sollte ebenfalls auf der Basis von Radardaten durch-
geführt werden, da nur hier großflächige Regeninformationen erfaßt
werden, aus denen die weitere Regenentwicklung abgeschätzt werden kann.
Die Vorhersage des Abflußgeschehens erfolgt dann wieder mit Hilfe eines

Niederschlag-Abfluß-Modells, wobei jetzt die vorhergesagten Regendaten als Input verwendet werden.

Für derartige Anwendungsfälle mit erhöhten quantitativen Anforderungen und größerer zeitlicher und örtlicher Auflösung ist eine Beschränkung auf den Nahbereich erforderlich, da nur dort entsprechende Daten zu erwarten sind. Nahbereichsmessungen sind auch mit den vorhandenen oder geplanten Wetterradar-Geräten möglich, wenn

- die Meßfrequenz auf diesen Anwendungsfall ausgerichtet ist
- die Daten mit ausreichender örtlicher Auflösung bereitgestellt werden können
- Festzielechos erfolgreich unterdrückt oder behandelt werden können.

Befindet man sich nicht im Nahbereich eines vorhandenen Radars oder können die erforderlichen Daten nicht bereitgestellt werden, so sollten Anlagen installiert werden, die alleine dem Zweck der Niederschlagsmessung im Nahbereich dienen. Besonderer Wert sollte hier auf die Qualität von Sender und Empfänger gelegt werden und auf die Antenne, die einen möglichst kleinen Öffnungswinkel und eine gute Nebenkeulenunterdrückung haben sollte, um das Meßvolumen auch in größeren Entfernungen klein zu halten und Störechos möglichst zu vermeiden. Gute Erfahrungen wurden im Rahmen eines Forschungsvorhabens gemacht, bei dem ein X-Band-Gerät eingesetzt wurde (VERWORN et al., 1992). Gemeinsam von McGill/Kanada und der University of Salford wurde ein hydrologisches C-Band-Radar konzipiert und gebaut (DUNCAN et al., 1992), das zur Zeit östlich von Manchester im Einsatz ist.

5.2 Off-line-Verwertung

Werden flächenhafte Regendaten aus Radarmessungen archiviert, so können sie nachträglich für grundlegende hydrologische Untersuchungen verwendet werden.

Als Beispiel sei hier die Kalibrierung der Parameter von Niederschlag-Abfluß-Modellen genannt, besonders der Abflußbildungsparameter. Speziell für städtische Entwässerungssysteme reichen Punktmessungen meist nicht aus, um den für die Abflußvorgänge maßgebenden flächenhaft verteilten Regen ausreichend genau zu erfassen (VERWORN, 1991b). Eine Kalibrierung mit quantitativen Radar-Regendaten in hoher zeitlicher und örtlicher Auflösung verspricht hier, in kurzer Zeit zu wesentlich zuverlässigeren Ergebnissen zu gelangen.

Für die Langzeitsimulation werden Radardaten dagegen auf absehbare Zeit keine Bedeutung haben, da es noch einige Zeit dauern wird, bis ausreichend lange Zeitreihen zur Verfügung stehen. Die grundlegenden Untersuchungen auf der Basis von Langzeitsimulationen werden nach wie vor mit langjährigen Zeitreihen von Punktniederschlägen auskommen.

5.3 Ableitung von Bemessungsregen

Für hydrologische Bemessungen und Modellrechnungen werden oft Bemessungsregen bestimmter Häufigkeit verwendet. Besonders über die Annahmen zeitlicher variabler Intensitäten wurde und wird noch viel diskutiert. Alle bisherigen statistischen Untersuchungen und Ergebnisse basieren auf Punktmessungen am Boden.

STEWART (1991) stellt einige Überlegungen an, wie Radar-Regendaten in Zukunft für die Ableitung von Bemessungsregen verwendet werden könnten. Die erst kurzen Zeitreihen von Radar-Regendaten werden vorerst die aus Punktregegen gewonnenen Ergebnisse über statistische Niederschlagshöhen in Abhängigkeit von Dauer und Wiederkehrzeit nicht ersetzen können. Durch die flächenhafte Erfassung und die räumlich-zeitliche Beschreibung der Regenprozesse sind jedoch Aussagen über die Häufigkeit bestimmter Abläufe zu erwarten. Das Problem bei der Ableitung von Bemessungsregen dürfte dabei aber in der kombinierten Wahrscheinlichkeit von Regenhöhe (über eine bestimmte Dauer) und der zeitlichen Verteilung innerhalb dieser Dauer liegen, nicht anders als es vom Problem der Modellregen her schon bekannt. Gegen eine multivariate, rein statistische Analyse spricht auch schon die geringe Zahl der auftretenden extremen Ereignisse.

Nach den bisher vorliegenden Erkenntnissen muß deshalb die intensive Suche nach verfeinerten Bemessungsregen mit bestimmter zeitlicher und räumlicher Verteilung in Frage gestellt werden. Es hat sich gezeigt, daß die Verwendung von Bemessungsregen einer bestimmten Häufigkeit, die sich nach den gängigen statistischen Auswerteverfahren sowieso nur auf die Regenhöhe innerhalb einer bestimmten Dauer bezieht, nur unter bestimmten einschränkenden Bedingungen zu Abflußdaten etwa gleicher Häufigkeit führt. Besonders bei Berechnungen von Wasserständen und Abflußvolumina (Speicher- oder Überlaufmengen) und der Betrachtung mehrerer Punkte in einem Entwässerungssystem sind für dort auftretende maßgebliche Abflußdaten immer andere Konstellationen auf der Regenseite verantwortlich, sodaß es kaum gelingen dürfte, alle diese Konstellationen in einem Bemessungsregen unterzubringen. Zumindestens wäre ein solcher Bemessungsregen dann gebiets- bzw. anwendungsabhängig und damit nicht auf andere Anwendungsfälle übertragbar.

Die bisherige universelle Anwendbarkeit, also die Unabhängigkeit von der jeweiligen Fragestellung, ist aber gerade einer der großen Vorteile von Bemessungsregen. Für zukünftige Bemessungen oder besser Abschätzungen sollte dieser Vorteil unbedingt erhalten bleiben und daher ein Bemessungsregen so einfach und universell wie möglich sein.

6. Literatur

- Aucott, L.M., W.L. Grigg, D. Han, I.D. Cluckie (1992): Developing Applications of Weather Radar in the Wessex Flood Forecasting System. 2nd Int. Symp. on Hydrological Applications of Weather Radar, Hannover, Germany, Sept. 1992.
- Braga, B.P.F., M.T.L. Barros, L. Marcellini (1992): Sao Paulo Flood Warning System: Integrating Different Levels of Data Quality and Availability. 2nd Int. Symp. on Hydrological Applications of Weather Radar, Hannover, Germany, Sept. 1992.
- Couzy, G., J.-P. Dupouyet, J.-J. Vidal, L. Bourrel (1992): Flood Forecasting in the Garonne Basin (France): Perspectives and Developments. 2nd Int. Symp. on Hydrological Applications of Weather Radar, Hannover, Germany, Sept. 1992.
- Delrieu, G., J.D. Creutin, H. Andrieu (1991): Validation of a Short-Range X-Band System for Rainfall Measurement over an Urban Area. Hydrological Applications of Weather Radar. Ed. Cluckie, I.D. and Collier, C.G., Ellis Horwood, Chichester, West Sussex, UK, Chapter 22.
- Duncan, M.R., F. Fabry, I.D. Cluckie, A. Singh (1992): The McGill/Salford C-Band Hydrological Radar. 2nd Int. Symp. on Hydrological Applications of Weather Radar, Hannover, Germany, Sept. 1992.
- Haggett, C.M., B.C. May, M.A. Crees (1992): Advances in Operational Flood Forecasting in London. 2nd Int. Symp. on Hydrological Applications of Weather Radar, Hannover, Germany, Sept. 1992.
- Kammer, A. (1991): An Integrated X-Band Radar System for Short Range Measurements of Rain Rates in HERP. Hydrological Applications of Weather Radar. Ed. Cluckie, I.D. and Collier, C.G., Ellis Horwood, Chichester, West Sussex, UK, Chapter 24.
- Kreuels, R. K. (1991): On-line Calibration in HERP. Hydrological Applications of Weather Radar. Ed. Cluckie, I.D. and Collier, C.G., Ellis Horwood, Chichester, West Sussex, UK, Chapter 5.
- Pfister, A., F. Sperling und H.-R. Verworn (1994): Abflußsteuerung unter Verwendung von radargemessenen Niederschlägen - Vorstellung eines F+E-Projektes. Zeitschrift f. Stadtentwässerung und Gewässerschutz, H. 29, S.45-65
- Steward, E.J. (1991): Application of Weather Radar to Hydrological Design Studies. Advances in Radar Hydrology, Int. Workshop, 11.-13. Nov. 1991, Lissabon, Portugal.
- Verworn, H.-R. (1991a): Hydrological Relevance of Radar Rainfall Data. Hydrological Applications of Weather Radar. Ed. Cluckie, I.D. and Collier, C.G., Ellis Horwood, Chichester, West Sussex, UK, Chapter 47.
- Verworn, H.-R. (1991b): Genauigkeit von Niederschlagsmessungen mit Radar. Zeitschr. f. Stadtentwässerung und Gewässerschutz, H. 14, S. 17-43.
- Verworn, H.-R., L.J. Breuer, A. Kammer, R.K. Kreuels, M. Semke (1992): Steuerung von Entwässerungssystemen und Niederschlagsmessung mit Nahbereichs-Radar. Schlußbericht zu den BMFT-Forschungsvorhaben 02-WA 85282 und 02-WA 88259, Institut für Wasserwirtschaft, Universität Hannover



Anschriften der Autoren

Dipl.-Met. Th. Böhm
Dipl.-Met. M. Kurz
Dipl.-Met. K.-J. Schreiber
Dr. G. Steinhorst
Deutscher Wetterdienst
Zentralamt
Frankfurter Str. 135
63067 Offenbach a. M.

Dipl.-Met. M. Jaeneke
Deutscher Wetterdienst
Wetterdienstschule
Paul-Ehrlich-Str. 39
63225 Langen/Hessen

Dr. M. Hagen
Dr. H. Höller
Dr. P. Meischner
Deutsche Forschungsanstalt f.
Luft- u. Raumfahrt
Inst. f. Physik d. Atmosphäre
Oberpfaffenhofen
82234 Weßling

Prof. Dr. A. Schroth
Deutsche Forschungsanstalt f.
Luft- u. Raumfahrt
Inst. f. Hochfrequenztechnik
Oberpfaffenhofen
82234 Weßling

Dipl. Phys. I. Dölling
Dipl.-Ing. J. Riedl
Dr. J. Seltmann
Deutscher Wetterdienst
Meteorologisches Observatorium
Hohenpeißenberg
Albin-Schwaiger-Weg 10
82383 Hohenpeißenberg

Priv.-Doz. Dr. K.D. Beheng
Forschungszentrum Karlsruhe
Institut für Meteorologie
und Klimaforschung
Kaiserstraße 12
76128 Karlsruhe

Dr. J. Joss
Schweizer. Met. Anstalt
Osservatorio Ticinese
Via ai Monti 146
CH-6605 Locarno-Monti

Prof. C.G. Collier
Telford Research Institute
Dept. of Civil Engineering
University of Salford
Salford, M5 4WT,
United Kingdom

Dr.-Ing. M.J. Malkomes
Gamic GmbH
Roermonder Straße 151
52072 Aachen

Dr.-Ing. H.-R. Verworn
Institut für Wasserwirtschaft
Universität Hannover
Appelstr. 9A
30167 Hannover

J. Weisbarth
Deutscher Wetterdienst
Instrumentenamt Hamburg
Frahmredder 95
22393 Hamburg